

## ΣΙΔΗΡΟΜΑΓΝΗΣΙΟΥΧΑ ΟΡΥΚΤΑ (ΒΙΟΤΙΤΗΣ, ΚΕΡΟΣΤΙΛΒΗ) ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ (ΘΡΑΚΗ, Β. ΕΛΛΑΔΑ)

Γ. Χριστοφίδης<sup>1</sup>, Μ. Βλάχου<sup>1</sup>, Γ. Ελευθεριάδης<sup>1</sup> και Α. Κορναίος<sup>2</sup>

### ΣΥΝΟΨΗ

Τα κύρια σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης είναι οι αμφίβολοι και οι βιοτίτες. Οι αμφίβολοι κατατάσσονται στις μαγνησιούχες κερροσίλβες ενώ οι βιοτίτες στους μαγνησιούχους βιοτίτες. Στις κερροσίλβες η κύρια αντικατάσταση είναι του τύπου χαστινγκσίτη και σε μικρότερο βαθμό αργιλοσερμακίτη και ρειβεκίτη. Στους βιοτίτες η κυρίαρχη αντικατάσταση είναι η αργιλοσερμακίτη ενώ παρατηρήθηκε επίσης η μοσχοβιτική καθώς και η αντικατάσταση του <sup>[6]</sup>Al από Ti. Η κρυστάλλωση του πλουτωνίτη έγινε σε πιέσεις 1,5 έως 2,5 kb και θερμοκρασίες 690° έως 715°C. Η f<sub>O2</sub> υπολογίστηκε μεταξύ των ρυθμιστικών συστημάτων Ni-NiO και Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

### ABSTRACT

The main ferromagnesian minerals of the Samothraki plutonite are amphiboles and biotites. The amphiboles are classified as magnesio-hornblendes, whereas the biotites as magnesio-biotites. The main substitutions observed in hornblendes are mainly the hastingsitic, and secondly the aluminum-tschermakite and riebeckite. The main substitution in biotites, is the aluminum-tschermakitic substitution followed by muscovitic and substitution of Ti for <sup>[6]</sup>Al. Calculated pressures range from 1,5 to 2,5 kb while corresponding temperatures ranging from 690' to 715'C were found. The f<sub>O2</sub> appears to be between Ni-NiO and Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> buffers.

### ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη των πετρογενετικών ορυκτών ενός πλουτωνίτη παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον αφού μπορεί να δώσει σημαντικά στοιχεία τα οποία συμβάλουν στην κατανόηση της γένεσης και εξέλιξης του πλουτωνίτη. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τα γρανιτικά πετρώματα, παρουσιάζει η μελέτη των βιοτιτών και αμφιβόλων, αφού τα ορυκτά αυτά αποτελούν τα βασικά σιδηρομαγνησιούχα συστατικά των πετρωμάτων αυτών.

Στο μειοκαινικής ηλικίας (ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ 1987) γρανίτη της Σαμοθράκης (ΔΑΒΗ 1963, ΝΟΤΑΡΙΑΟΥ & ΚΟΥΡΤΑΚΗΣ 1989, CHRISTOFIDES et al. 1990, ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ 1992) τα επικρατούντα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά είναι η αμφίβολος και ο βιοτίτης (ΒΛΑΧΟΥ 1993) (Σχ. 1). Τα ορυκτά αυτά εξετάζονται στην παρούσα εργασία, όπου δίνεται έμφαση στις κρυσταλλοχημικές μεταβολές και στις συνθήκες κρυστάλλωσής τους με σκοπό την παραπέρα διερεύνηση της γένεσης και εξέλιξης του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης.

<sup>1</sup> Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54006 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ.

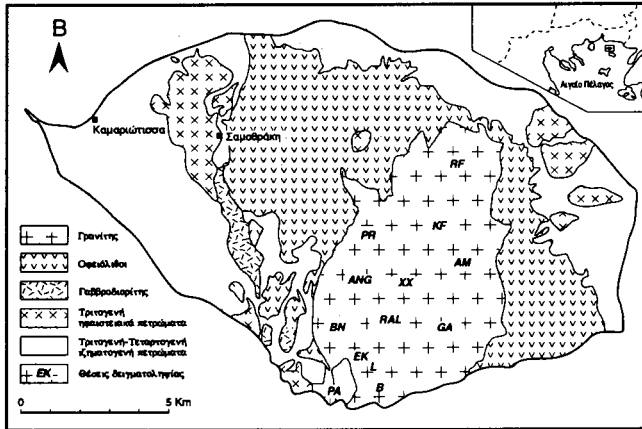
<sup>2</sup> Τμήμα Ορυχείων, ΣΤΕΦ, ΤΕΙ Κοζάνης, 50100 ΚΟΙΛΑ, ΚΟΖΑΝΗ.

## ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης, που εμφανίζεται σε γενικές γραμμές χημικά ομογενής, μπορεί να διακριθεί, με βάση τη σύσταση και τα ιστολογικά του χαρακτηριστικά, στους εξής πετρογραφικούς τύπους (CHRISTOFIDES et al. 1990):

**PQM** - Κεροστιλβικός-βιοτιτικός πορφυροειδής χαλαζιακός μονζονίτης (EK-10, B-3). Βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα της διείδυσης. Είναι πορφυροειδής με φαινοκρυστάλλους Κ-αστρίων. Ο βιοτίτης υπερτερεί της κεροσίλβης.

**PMQM** - Βιοτιτικός-κεροστιλβικός πορφυροειδής μικροχαλαζιακός μονζονίτης (PA-1, PA-8, PR-8, ANG-12, KF-9). Αποτελεί κυρίως περιφερειακή εμφάνιση στο νοτιοδυτικό και στο βόρειο-κεντρικό τμήμα της διείδυσης. Έχει ιστό πορφυροειδή. Μοιάζει πολύ με τον πορφυροειδή γρανίτη αλλά είναι πλουσιότερος σε κεροσίλβη και η κύρια μάζα είναι μέσο- έως μικροκρυσταλλική.



Σχ. 1: Χάρτης της Σαμοθράκης κατά ELEFTHERIADIS et al. (1993).

Fig. 1: Map of Samothraki after ELEFTHERIADIS et al. (1993).

**PGr** - Βιοτιτικός-κεροστιλβικός πορφυροειδής γρανίτης (AM-3, GA-1, KF-1, RF-1, RF-22). Καταλαμβάνει το εξωτερικό τμήμα της διείδυσης και χαρακτηρίζεται από το μεγάλο ποσοστό των φαινοκρυστάλλων Κ-αστρίων που περιέχει. Σ' αυτό τον πετρογραφικό τύπο η κεροσίλβη υπερτερεί του βιοτίτη.

**Gr** - Βιοτιτικός γρανίτης (EK-2, L-4, RAL-3, ANG-8, EK-20, XX-1, XX-4, AM-1). Καταλαμβάνει το κέντρο της διείδυσης και είναι ο επικρατέστερος πετρογραφικός τύπος. Έχει τυπικό γρανιτικό ιστό με μερικούς μόνο φαινοκρυστάλλους Κ-αστρίων. Ο βιοτίτης αποτελεί το μόνο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό.

Ως επουσιώδη ορυκτά απαντώνται σ' όλους τους πετρογραφικούς τύπους τιτανίτης, απατίτης, αλλανίτης, ζirkόνιο, χλωρίτης, ασβεσίτης και αδιαφανή ορυκτά.

Εκτός από τους παραπάνω τύπους, αναφέρονται και πορφύρες (Por= B-4, BN-1, KF-7), κυρίως γρανιτικής σύστασης, απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες καθώς και εγκλείσματα (E = KF-6, AM-7) χαλαζιομονζονιτικής σύστασης. Ο πλουτωνίτης χαρακτηρίζεται ως I-τύπου. Η γένεσή του συνδέεται με κλασματική κρυστάλλωση ασβεσταλκαλικού μάγματος σε περιβάλλον σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών (CHRISTOFIDES et al. 1990).

## ΑΜΦΙΒΟΛΟΙ

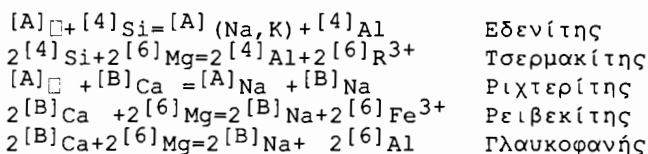
Οι αμφίβολοι, μαζί με το βιοτίτη, αποτελούν τα κύρια φεμικά συστατικά

των γρανιτικών πετρωμάτων της Σαμοθράκης. Απουσιάζουν τελείως από τους βιοτιτικούς γρανίτες (Gr), ενώ είναι άφθονες στους άλλους τύπους. Μικροσκοπικά εμφανίζονται ως καλά αναπτυγμένοι, ιδιόμορφοι ή υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι με τέλειο σχισμό και μερικές φορές με τις γνωστές διδυμίες. Έχουν έντονο πράσινο χρώμα και είναι πλεοχρωϊκές με χρώματα από σκούρο ελαιοπράσινο μέχρι ανοιχτό κιτρινοπράσινο. Εγκλείουν διάφορα ορυκτά όπως βιοτίτη, χλωρίτη, τιτανίτη και απατίτη.

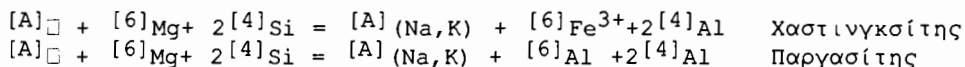
Για τη μελέτη του χημισμού των αμφιβόλων έγιναν αναλύσεις με μικροαναλυτή σε αντιπροσωπευτικά δείγματα απ' όλους τους πετρογραφικούς τύπους (Πιν. 1). Η επεξεργασία των χημικών αναλύσεων έγινε με βάση 13 κατιόντα (πλήν των K, Na, και Ca) η δε κατανομή των ιόντων στο πλέγμα έγινε σύμφωνα με τον τύπο  $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F)_2$  (LEAKE 1978). Ο υπολογισμός του  $Fe^{3+}$  έγινε κατά PARIKE et al. (1974).

Οι αναλυθείσες αμφίβολοι ταξινομούνται ως ασβεσταμφίβολοι (LEAKE 1978) και ειδικότερα ως *μαγνησιοκεροστίλβες* με ελαφρά τάση προς τις *ακτινολιθικές κεροστίλβες* (Σχ. 2). Στα επόμενα, χάριν συντομίας, θα αναφερόμαστε για όλες τις αμφιβόλους, με το γενικό όρο "*κεροστίλβη*".

Το ευρύ φάσμα που παρατηρείται στη χημική σύσταση των αμφιβόλων γενικά, οφείλεται σε αντικαταστάσεις ιόντων στο πλέγμα τους. Οι αντικαταστάσεις αυτές, που έχουν ως βάση τον τύπο του τρεμολίτη, μπορεί να είναι απλές (π.χ. Mg από  $Fe^{2+}$ ) ή διττές και πολλαπλές κατά ζεύγη. Οι πιο γνωστές διττές αντικαταστάσεις στις αμφιβόλους δίνονται με τις παρακάτω ισότητες (με □ παριστάνονται οι κενές θέσεις στο πλέγμα των ορυκτών και με  $[6]R^{3+}$  τα ιόντα Al,  $Fe^{3+}$  και Ti στις οκταεδρικές θέσεις):



Συνδυασμοί μερικών από τις παραπάνω αντικαταστάσεις δίνουν τις αντικαταστάσεις τύπου χαστινγκσίτη και παργασίτη, με τους παρακάτω μηχανισμούς:



Στο σχήμα 3α προβάλλεται το άθροισμα των ιόντων της Α-θέσης συν τα τρισθενή οκταεδρικά ιόντα ως προς το  $[4]Al$ . Η τάση των δεδομένων να ταυτιστούν με την ευθεία 1:1 υποδηλώνει την ύπαρξη τόσο εδενιτικής όσο και τσερμακίτης αντικατάστασης (ROBINSON et al. 1971). Εξάλλου από το σχήμα 3β φαίνεται ότι το ολικό Al υπερέχει ελαφρά μόνο του  $[4]Al$ . Η παρατήρηση αυτή οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το επικρατέστερο οκταεδρικό  $R^{3+}$  κατιόν είναι ο  $Fe^{3+}$  (σιδηροτσερμακίτης) και άρα η κύρια αντικατάσταση είναι η αντικατάσταση τύπου χαστινγκσίτη (CZAMANSKE & WONES, 1973). Η ελαφρά υπεροχή του Al ως προς το  $[4]Al$ , δείχνει και μικρής έκτασης αργιλοτσερμακίτη αντικατάσταση. Στο διάγραμμα  $[B]Na$  προς  $Fe^{3+}$  (δεν παρουσιάζεται) εμφανίζεται τάση που φανερώνει αντικατάσταση τύπου ρειβεκίτη με αναλογία ιόντων περίπου 1:2 με πολύ μικρή διασπορά τιμών ( $r=0,96$ ).

Στις αμφιβόλους της Σαμοθράκης παρατηρήθηκαν επίσης απλές αντικαταστάσεις του Mg από  $Fe^{2+}$  και Ti. Η τελευταία αντικατάσταση διαπιστώνεται από την αρνητική σχέση του Mg και Ti και την πολύ μικρή αναλογία των ιόντων αυτών, αναλογία που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το Ti οφείλεται σε απλή αντικατάσταση του Mg από Ti και όχι σε διπλή αντικατάσταση τιτανιοτσερμακίτικου τύπου (VYHNAL et al. 1991).

Πίν. 1: Μέσος όρος χημικών αναλύσεων αμφιβόλων του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης κατά πετρογραφικό τύπο<sup>1,\*</sup>

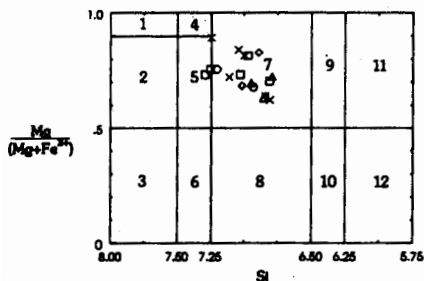
	PGr	min	max	EK-10	B-3	PMQM	min	max	Por	min	max	KF-6
SiO <sub>2</sub>	48.99	46.07	51.55	47.61	49.92	49.14	46.77	51.03	47.11	46.43	47.95	48.17
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.54	1.31	1.31	0.92	0.97	0.72	1.61	1.23	1.17	1.29	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.93	4.44	7.60	6.53	4.84	5.84	4.44	7.34	7.29	6.64	7.69	6.21
FeO	13.62	11.74	16.07	15.00	13.18	13.50	12.22	14.60	15.07	14.50	15.66	14.91
MgO	14.58	11.92	16.69	13.39	14.88	14.55	13.46	15.46	13.07	12.23	13.66	13.44
MnO	0.91	0.78	1.07	0.60	0.67	0.74	0.46	0.99	0.60	0.50	0.74	0.56
CaO	11.21	10.78	12.01	11.63	11.38	11.57	10.87	12.20	11.64	11.47	11.76	11.87
Na <sub>2</sub> O	1.58	1.40	1.80	1.79	1.40	1.49	1.20	1.81	1.60	1.42	1.74	1.29
K <sub>2</sub> O	0.58	0.39	0.83	0.83	0.54	0.60	0.43	0.82	0.76	0.66	0.82	0.70
Εύνολο	98.16	97.55	98.57	98.71	97.74	98.40	97.96	98.86	98.36	97.81	98.65	98.20
Si	7.041	6.808	7.245	6.929	7.204	7.070	6.809	7.293	6.865	6.791	6.947	7.014
Al	0.959	0.755	1.192	1.071	0.796	0.930	0.707	1.191	1.135	1.053	1.210	0.986
T (TET)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.052	0.000	0.131	0.051	0.028	0.061	0.007	0.085	0.117	0.080	0.170	0.081
Ti	0.089	0.050	0.145	0.144	0.100	0.106	0.077	0.176	0.134	0.128	0.141	0.116
Fe <sup>2+</sup>	0.898	0.415	1.587	1.382	1.035	1.059	0.713	1.231	1.319	1.124	1.575	1.342
Fe <sup>3+</sup>	0.738	0.399	0.943	0.445	0.556	0.565	0.254	0.904	0.520	0.360	0.631	0.475
Mn	0.108	0.094	0.117	0.074	0.082	0.089	0.056	0.121	0.073	0.061	0.090	0.069
Mg	3.114	2.626	3.475	2.905	3.199	3.119	2.920	3.292	2.836	2.692	2.941	2.917
C (M1-M3)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.727	1.618	1.901	1.814	1.760	1.784	1.663	1.868	1.817	1.778	1.862	1.852
Na	0.273	0.099	0.382	0.186	0.240	0.216	0.132	0.337	0.182	0.138	0.222	0.148
B (M4)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.166	0.019	0.316	0.320	0.152	0.199	0.133	0.290	0.270	0.213	0.329	0.217
K	0.107	0.072	0.157	0.154	0.100	0.110	0.079	0.152	0.142	0.123	0.152	0.130
A (A)	0.273	0.140	0.472	0.474	0.252	0.309	0.243	0.442	0.412	0.336	0.481	0.347
Fe/Fe+Mg	0.345	0.281	0.431	0.384	0.332	0.343	0.307	0.379	0.393	0.374	0.418	0.384
SiO <sub>2</sub> πετρ.	66.64	65.07	68.30	68.99	67.29	66.80	65.25	69.04	63.96	61.50	67.90	55.56

1 Για τον PQM (EK-10, B-3) και τα εγκλείσματα (KF-6) δεν παρατίθεται ο μέσος όρος των αναλύσεων λόγω μη ικανού αριθμού αναλυθέντων δειγμάτων. Δεν δίνεται ούτε η ανάλυση του σωρευτικού RF-4.

\* Όλες οι αναλύσεις είναι στη διάθεση παντός ενδιαφερομένου.

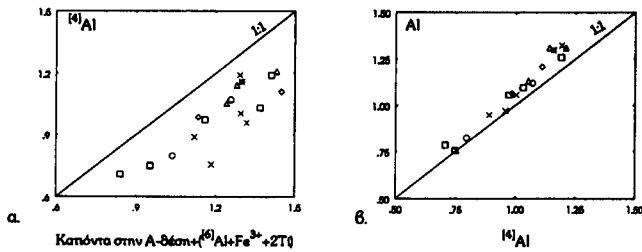
## ΒΙΟΤΙΤΕΣ

Οι βιοτίτες εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη. Μικροσκοπικά, εμφανίζονται ιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι, με τέλειο σχισμό και έντονο πλεοχρυσισμό σε αποχρώσεις του καστανού και του κίτρινου. Συχνά εγκλείουν απατίτη, τιτανίτη, αδιαφανή ορυκτά και ζirkόνιο με πλεοχρωϊκή άλω, ενώ σε μερικές περιπτώσεις παρατηρούνται μέσα στο βιοτίτη βελόνες τιτανιούχων ορυκτών που δημιουργούν δίκτυο σαγενίτη. Σε όλους σχεδόν τους πετρογραφικούς τύπους εμφανίζονται βιοτίτες χλωριτωμένοι. Σε ορισμένες περιπτώσεις ο βιοτίτης εγκλείεται σε αναλλοίωτους κρυστάλλους κερυστίλβης. Αυτό οδηγεί στην υπόθεση ότι ο βιοτίτης κρυσταλλώθηκε πριν ή παράλληλα με την κερυστίλβη (BATEMAN & WONES 1972, από WONES & GILBERT 1981). Η ύπαρξη στο γρανίτη της Σαμοθράκης δυνητικού υπερσθενή και οι



Σχ. 2: Ταξινόμηση των αμφιβόλων της Σαμοθράκης (κατά LEAKE 1978). 4. Τρεμολιτική κερυστίλβη, 5. Ακτινολιτική κερυστίλβη, 7. Μαγνησιοκερυστίλβη. X = PGr, O = PQM, □ = PMQM, Δ = Por, ◇ = E και \* = RF-4 (σωρευτικό?).

Fig. 2: Nomenclature of calcic amphibole (after Leake 1978). 4. Tremolitic hornblende, 5. Actinolitic hornblende, 7. Magnesian hornblende. X = PGr, O = PQM, □ = PMQM, Δ = Por, ◇ = E and \* = RF-4 (cumulate?).



**Σχ. 3:** Διαγράμματα από όπου διαπιστώνονται μηχανισμοί αντικατάστασης στις κερ-  
 στίλβες. (α) το άθροισμα των κατιόντων της Α-θέσης σύν τα τρισθενή οκταεδρι-  
 κά κατιόντα ως προς το  $[4]Al$ . Η ευθεία αντιπροσωπεύει την αναλογία 1:1. (β)  
 $[4]Al$  ως προς ολικό Al. Η ευθεία εκφράζει την αναλογία 1:1. Συμβολισμός όπως  
 στο Σχ. 2.

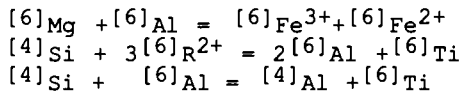
**Fig. 3:** Plots illustrating substitution mechanisms in hornblendes. (α)  $[4]Al$  vs the  
 sum of A-site occupancy plus the trivalent octahedral cations. Line repre-  
 sents 1:1 ratio. (β) total Al vs  $[4]Al$ . Line represents 1:1 ratio. Keys as  
 in Fig. 2.

ενδιάμεσες τιμές του  $K_2O$  υποστηρίζουν την παραπάνω υπόθεση της αναστροφής  
 της σειράς του Bowen (NANEY & SWANSON 1980, WONES & GILBERT 1981).

Για τη μελέτη του χημισμού των βιοτιτών έγιναν αναλύσεις με μικροαναλυτή  
 σε αντιπροσωπευτικά δείγματα από όλους τους πετρογραφικούς τύπους και τα  
 αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 2. Η τιμή του  $Fe^{3+}$  βρέθηκε ογκομε-  
 τρικά με υγρή μέθοδο (μέθοδος "μεταβαναδικού").

Τα δείγματα που αναλύθηκαν ταξινομούνται κατά FOSTER (1960) ως μαγνη-  
 σιούχοι βιοτίτες (Σχ. 4).

Όπως και στις αμφιβόλους έτσι και στους βιοτίτες, πιστεύεται ότι η  
 τελική μορφή της δομής τους επιτυγχάνεται με απλές ή διπλές αντικατα-  
 στάσεις σε ένα αρχικά απλό πλέγμα όπως αυτό του φλογοπίτη (FOSTER 1960,  
 DYMEK 1983, HEWITT & ABRECHT 1986, HARRISON 1990). Οι πιο γνωστοί τύποι  
 αντικαταστάσεων που βρέθηκαν σε φυσικούς βιοτίτες δίνονται παρακάτω:



Ο  $Fe^{3+}$  μπορεί να εισέλθει και σε τετραεδρική θέση εάν δεν υπάρχει  
 επάρκεια Al για να καλύψει τις θέσεις αυτές. Στους βιοτίτες που μελετήθη-  
 καν, το Al είναι το στοιχείο που αντικαθιστά κυρίως τα δισθενή οκταεδρικά  
 στοιχεία ενώ τα άλλα ( $Fe^{3+}$  και Ti) ελάχιστα συμμετέχουν. Στο συμπέρασμα  
 αυτό μπορούμε να καταλήξουμε από το σχήμα 5α, όπου προβάλλεται το άθροισμα  
 των δισθενών οκταεδρικών στοιχείων ως προς το  $[6]Al$ . Η απόκλιση που παρα-  
 τηρείται δεν είναι μεγάλη ( $r=-0,71$ ). Το Al τοποθετείται στις οκταεδρικές  
 θέσεις μέσω της αντικατάστασης τύπου αργιλικού τσερμακίτη. Η αύξηση του  
 $[6]Al$  με αύξηση του ολικού Al (Σχ. 5β) θα μπορούσε να ερμηνευθεί, σύμφωνα  
 με τον HARRISON (1990), με μια μοσχοβιτικού τύπου αντικατάσταση (Σχ. 5γ)  
 των δισθενών οκταεδρικών στοιχείων (κυρίως του Mg) παρουσία μιας υγρής  
 φάσης.

Το Ti εισέρχεται στο πλέγμα κυρίως με αντικατάσταση του  $[6]Al$  από Ti και  
 κάποιο δισθενές ιόν ( $[6]Ti[6]R^{2+}[6]Al-2$ ) (Σχ. 5δ). Η αρνητική σχέση που

**Σχ. 2: Μέσος όρος χημικών αναλύσεων βιοτιτών του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης κατά πετρογραφικό τύπο<sup>1,\*</sup>**

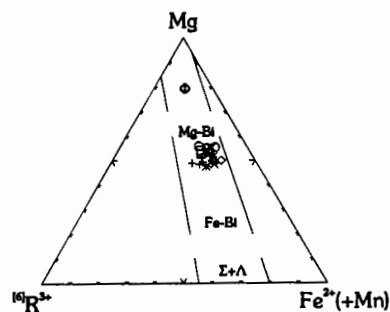
	Gr	min	max	POr	min	max	B-3	PMQM	min	max	Por	min	max	KF-6
SiO <sub>2</sub>	37.94	36.53	38.40	37.56	36.97	37.95	38.09	37.86	37.56	38.04	37.47	37.33	37.58	37.58
TiO <sub>2</sub>	3.76	3.30	4.09	3.67	3.29	4.05	3.73	4.15	3.88	4.55	4.46	4.07	4.71	4.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.58	13.66	16.32	14.02	13.19	14.36	13.21	13.73	13.03	14.31	13.95	13.77	14.04	13.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23	2.20	4.91	2.53	2.35	3.03	5.24	4.16	3.00	4.74	2.24	2.09	2.47	1.31
FeO	13.79	12.38	15.31	14.70	14.25	15.69	12.08	13.17	12.48	14.05	15.36	14.88	15.86	17.13
MgO	13.22	11.93	14.25	13.70	12.14	14.60	14.25	13.78	13.42	14.35	13.18	12.85	13.84	12.82
MnO	0.44	0.28	0.53	0.59	0.49	0.67	0.39	0.51	0.50	0.53	0.14	0.00	0.35	0.26
CaO	0.00	0.00	0.10	0.09	0.00	0.19	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.00	0.53	0.38	0.00	0.60	0.00	0.16	0.00	0.48	0.15	0.05	0.29	0.12
K <sub>2</sub> O	9.53	9.02	9.65	9.02	8.65	9.39	9.46	9.28	8.80	9.57	9.34	9.25	9.39	9.42
Σύνολο	96.60	94.43	97.19	96.26	95.19	97.15	96.45	96.82	95.78	97.47	96.31	94.85	97.46	96.70
Al	5.611	5.489	5.687	5.595	5.532	5.659	5.632	5.590	5.537	5.666	5.587	5.550	5.644	5.616
Si	2.389	2.313	2.511	2.405	2.341	2.468	2.305	2.378	2.291	2.432	2.413	2.356	2.450	2.384
Fe <sup>3+</sup>								0.048	0.043	0.053				
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.154	0.018	0.398	0.057	0.001	0.163	0.000	0.013	0.000	0.038	0.040	0.000	0.100	0.026
Ti	0.418	0.375	0.459	0.410	0.365	0.447	0.415	0.460	0.427	0.504	0.500	0.463	0.524	0.495
Fe <sup>3+</sup>	0.360	0.247	0.543	0.285	0.260	0.343	0.520	0.431	0.331	0.488	0.251	0.233	0.275	0.147
Fe <sup>2+</sup>	1.707	1.520	1.909	1.832	1.752	1.990	1.494	1.626	1.557	1.720	1.916	1.843	1.962	2.141
Mg	2.914	2.684	3.134	3.040	2.744	3.195	3.141	3.031	2.948	3.131	2.929	2.835	3.055	2.855
Mn	0.056	0.036	0.066	0.074	0.061	0.083	0.049	0.063	0.061	0.066	0.018	0.000	0.044	0.033
Y	5.608	5.508	5.702	5.698	5.657	5.741	5.619	5.624	5.573	5.708	5.653	5.640	5.674	5.697
Ca	0.000	0.000	0.016	0.014	0.000	0.029	0.000	0.004	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.028	0.000	0.151	0.108	0.000	0.171	0.000	0.045	0.000	0.136	0.044	0.015	0.083	0.035
K	1.799	1.692	1.834	1.715	1.620	1.817	1.784	1.748	1.642	1.803	1.775	1.768	1.784	1.796
X	1.827	1.768	1.901	1.837	1.784	1.879	1.784	1.797	1.789	1.803	1.819	1.799	1.851	1.831
Fe/Fe+Mg	0.418	0.400	0.434	0.411	0.386	0.454	0.391	0.404	0.396	0.413	0.425	0.405	0.441	0.445
SiO <sub>2</sub> πετ.	69.86	68.42	70.95	66.64	65.07	68.30	67.29	67.73	66.88	69.04	63.96	61.50	67.90	55.56

1 Για τον PQM (B-3) και τα εγκλείσματα (KF-6) δεν παρατίθεται ο μέσος όρος των αναλύσεων λόγω μη ικανού αριθμού αναλυθέντων δειγμάτων. Δεν δίνεται ούτε η ανάλυση του σφαιρικού RF-4.

\* Όλες οι αναλύσεις είναι στη διάθεση παντός ενδιαφερομένου.

συνδέει τα δύο ιόντα είναι εμφανής, παρόλο που δεν παρατηρείται καλή συσχέτιση ( $r = -0,57$ ). Μικρότερα ποσά Ti τοποθετούνται στις οκταεδρικές θέσεις μέσω της αντικατάστασης τύπου Ti-κενό.

Οι απλές αντικαταστάσεις στους βιοτίτες του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης είναι οι γνωστές αντικαταστάσεις του Mg από Fe<sup>2+</sup> και του K από Na, χωρίς όμως να παρατηρούνται σε σημαντικό βαθμό.



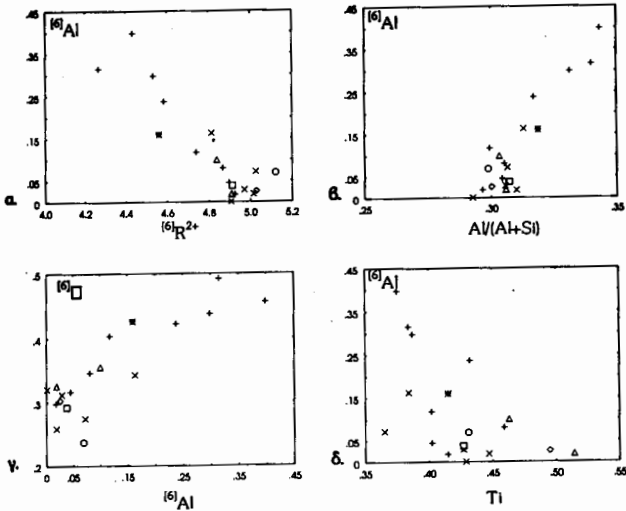
#### ΣΧΕΣΕΙΣ ΧΗΜΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΟΡΥΚΤΩΝ ΚΑΙ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Από διαγράμματα οξειδίων των βιοτιτών και του SiO<sub>2</sub> των πετρωμάτων βρέθηκε θετική συσχέτιση του Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> με το SiO<sub>2</sub> των πετρωμάτων (Σχ. 6α). Αυτό δείχνει πιθανή αύξηση των οξειδωτικών συνθηκών κατά τη διαφοροποίηση. Επίσης παρατηρήθηκε μείωση των FeO και MgO με τη διαφοροποίηση (Σχ. 6α), ενώ

Σχ. 4: Σχέση μεταξύ των οκταεδρικών κατιόντων στους βιοτίτες του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης (κατά FOSTER 1960). φ=φλογοπίτες, Mg-Bi = μαγνησιούχοι βιοτίτες, Fe-Bi = σιδηρούχοι βιοτίτες, Σ = σιδηροφυλλίτες, Λ = λεπιδομέλανες.

† = Gr, τα υπόλοιπα σύμβολα όπως στο Σχ. 2.

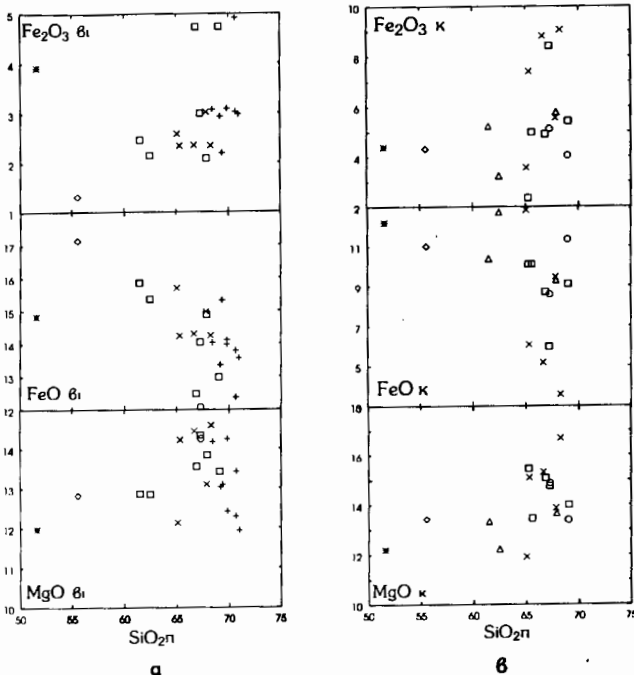
Fig. 4: Relation among octahedral cations in biotites of Samothraki plutonite (after FOSTER 1960). φ = phlogopites, Mg-Bi = magnesian biotites, Fe-Bi = ferro-biotites, Σ = ferrophylites, Λ = lepidomelane. † = Gr, the rest keys as in Fig. 2.



Σχ. 5: Διαγράμματα όπου διαπιστώνονται μηχανισμοί αντικατάστασης στους βιοτίτες. (α) δισθενή οκταεδρικά κατιόντα ( $R^{2+}$ ) ως προς  $[6]Al$ , (β)  $Al/(Al+Si)$  (όπου  $Al$ =ολικό  $Al$ ) ως προς  $[6]Al$ , (γ)  $[6]Al$  ως προς τις κενές οκταεδρικές θέσεις ( $[6]□$ ), (δ)  $Ti$  ως προς το  $[6]Al$ . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 4.

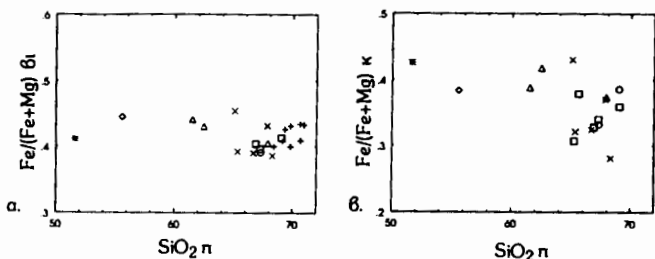
Fig. 5: Plots illustrating substitution mechanisms in biotites. (α)  $[6]Al$  vs total divalent octahedral cations ( $R^{2+}$ ), (β)  $[6]Al$  vs  $Al/(Al+Si)$  ratio (where  $Al$ =total  $Al$ ), (γ) vacancies in Y-site vs  $[6]Al$ , (δ)  $[6]Al$  vs  $Ti$ . Keys as in Fig. 4.

το  $Al_2O_3$  δείχνει αύξηση. Αυτές οι τάσεις δικαιολογούνται από τις αντικαταστάσεις στο πλέγμα του ορυκτού που βρέθηκαν παραπάνω. Δεν παρατηρήθηκε κάποια διαφορά μεταξύ των βιοτίτων των διαφόρων πετρογραφικών τύπων. Απὸ διαγράμματα που έγιναν μεταξύ της χημικής σύστασης των αμφιβόλων και εκείνης των μητρικών πετρωμάτων δεν παρατηρήθηκε τόσο έντονη συσχέτιση μεταξύ των οξειδίων των αμφιβόλων και της αύξησης της περιεκτικότητας σε  $SiO_2$  του μητρικού πετρώματος, όσο στους βιοτίτες (Σχ. 6β). Ωστόσο εάν εξαιρέσουμε τις τιμές των πορφύρων και των εγκλεισμάτων παρατηρείται μια



Σχ. 6: Διαγράμματα μεταβολής στους βιοτίτες (α) και στις κεροσίμβες (β) του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης. βι=βιοτίτης, κ=κεροσίμβη, π=πέτρωμα. Συμβολισμός όπως στο Σχ. 4.

Fig. 6: Variation diagrams for the biotites (α) and hornblendes (β) from the Samothraki plutonite. βι=biotite, κ=hornblende, π=rock. Keys as in Fig. 4.



Εχ. 7: Προβολή του Fe/(Fe+Mg) των βιοτιτών (α) και των κερροσιλιβών (β) του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης ως προς το SiO<sub>2</sub> των πετρωμάτων (Fe=ολικός σίδηρος ως δισθενής). βι=βιοτίτης, κ=κεροσίλιβη, π=πέτρωμα. Συμβολισμός όπως στο Σχ. 4.

Fig. 7: Diagram of Fe/(Fe+Mg) for biotites (α) and hornblendes (β) vs rock SiO<sub>2</sub> from the Samothraki plutonite (Fe=total iron as divalent). βι=biotite, κ=hornblende, π=rock. Keys as in Fig. 4.

σχετική μείωση του FeO, του MgO και του CaO με τη διαφοροποίηση, ενώ το MnO εμφανίζει σχετική αύξηση. Τέλος δεν παρατηρήθηκε ούτε στις αμφιβόλους ομαδοποίηση ανά πετρογραφικό τύπο.

Επηρεασμό από σταδιακή οξειδωση του μάγματος υποδηλώνει και ο λόγος Fe/(Fe+Mg) και των δύο ορυκτών, ο οποίος παραμένει σχετικά σταθερός με την αύξηση του SiO<sub>2</sub> των πετρωμάτων (Σχ. 7). Η ασθενής συσχέτιση του παραπάνω λόγου των ορυκτών με τον αντίστοιχο των πετρωμάτων υποδηλώνει την έντονη διαφοροποίηση των εντατικών παραμέτρων του μάγματος κατά την διάρκεια της κρυστάλλωσης των (CZAMANSKE et al. 1981).

#### ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΔΥΟ ΟΡΥΚΤΩΝ

Η κατανομή των στοιχείων μεταξύ συνυπαρχόντων ορυκτών μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της χημικής ισορροπίας κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσής τους. Στην παρούσα εργασία μελετώνται ζεύγη βιοτιτών-κεροσιλιβών από τα δείγματα όπου υπάρχουν αναλύσεις και των δύο ορυκτών. Η κατανομή των διαφόρων οξειδίων μεταξύ των δύο ορυκτών έδειξε ότι το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, το FeO και το MgO εμφανίζουν θετική συσχέτιση. Οι σχέσεις αυτές διαπιστώνονται και σε προβολές των στοιχείων με ιοντική μορφή. Το Mn των βιοτιτών εμφανίζει θετική γραμμική συσχέτιση με το Mn των κερροσιλιβών που αντιπροσωπεύεται από τη σχέση:  $Mn_{β1} = -0,064 + 1,33 Mn_{κ}$  ( $r=0,86$ ). Παρόμοια σχέση όσον αφορά το Mn αναφέρεται και από τους SIDERIS (1972), SPEER (1984), και ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ (1993). Ο GORBATSCHEV (1969) θεωρεί ότι η κανονική κατανομή Mn στα ζεύγη κερροσιλιβών και βιοτιτών είναι αποτέλεσμα ταυτόχρονης κρυστάλλωσης των παραπάνω ορυκτών. Όσο αφορά το Fe<sup>2+</sup> στα δύο ορυκτά, η σχέση του είναι γραμμική και είναι της μορφής:  $Fe^{2+}_{β1} = 0,83 + 0,86 Fe^{2+}_{κ}$  ( $r=0,50$ ).

Η κατανομή των Mg-Fe<sup>2+</sup> στα ζεύγη των συνυπαρχόντων βιοτιτών-κεροσιλιβών βρέθηκε με τη βοήθεια του συντελεστή κατανομής  $K_D = (Mg/Fe^{2+})_{β1} / (Mg/Fe^{2+})_{κ}$  (KRETZ 1961). Οι τιμές του συντελεστή αυτού στα ζεύγη που μελετήθηκαν κυμαίνονται μεταξύ 0,35 και 0,8 και είναι συγκρίσιμες με αυτές που βρήκαν οι CHRISTOFIDES & SAPOUNTZIS (1983) για πέντε ζεύγη συνυπαρχόντων βιοτιτών-κεροσιλιβών γρανοδοριτικών πετρωμάτων του πλουτωνίτη της Ξάνθης.

#### ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Επειδή η χημική σύσταση των αμφιβόλων ασβεσταλκαλικών πλουτωνικών πετρωμάτων και ιδιαίτερα το ποσοστό του Al, εξαρτάται από τις συνθήκες κρυστάλλωσης των πετρωμάτων στα οποία αυτές υπάρχουν, έχουν προταθεί εμπειρικές σχέσεις από τις οποίες μπορούν να υπολογιστούν η πίεση και η θερμοκρασία κρυστάλλωσης συναρτήσει του ολικού Al. Τέτοιες σχέσεις είναι οι:

$$P (\pm 3 \text{ kb}) = -3,92 + 5,03 Al^T \quad (\text{Hammarstrom \& Zen 1986})$$



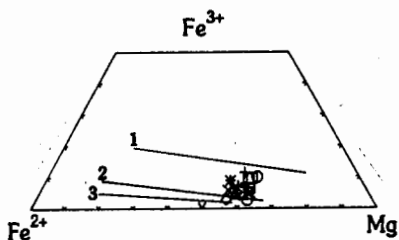
$$P (\pm 1 \text{ kb}) = -4,76 + 5,64 \text{ Al}^{\text{T}} \quad (\text{Hollister et al. 1987})$$

$$P (\pm 0,5 \text{ kb}) = -3,46 (\pm 0,24) + 4,23 (\pm 0,13) \text{ Al}^{\text{T}} \quad (\text{Johnson \& Rutherford 1989})$$

Για τα πετρώματα του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης χρησιμοποιήθηκε το γεωβαρόμετρο κερυστίλβης κατά Johnson & Rutherford (1989) από το οποίο βρέθηκαν πιέσεις μεταξύ 1,5 και 2,5 kb. Βρέθηκαν όμως και πιέσεις τόσο υψηλότερες (μέχρι 3,1 kb), όσο χαμηλότερες (μέχρι 0,1 kb).

Η αντικατάσταση τσερμακίτικού τύπου είναι ευαίσθητη στις μεταβολές της πίεσης (Hammarstrom & Zen 1986), ενώ η αντικατάσταση εδενιτικού τύπου είναι ευαίσθητη στις μεταβολές της θερμοκρασίας (BLUNDY & HOLLAND 1990). Έτσι, αφού σύμφωνα με τα προηγούμενα στις κερυστίλβες της Σαμοθράκης ο κύριος τύπος αντικατάστασης είναι ο τύπος χαστινγκσίτη (σιδηροτσερμακίτη+εδενίτη), μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο τύπος:  $T = 25,3 P + 654,9$  των Vyhnal et al. (1991), που δίνει τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης συναρτήσει της πίεσης. Η εφαρμογή του τύπου αυτού στις κερυστίλβες του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης έδωσε θερμοκρασίες κρυστάλλωσης που κυμαίνονται από 690° έως 715°C.

Όσο αφορά τη μερική πίεση οξυγόνου ( $f_{\text{O}_2}$ ) κάτω από την οποία κρυστάλλωθηκαν οι βιοτίτες που μελετώνται, βρέθηκε, με τη χρήση του διαγράμματος  $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}$  των WONES & EUGSTER (1965) ότι κυμαίνεται μεταξύ των ρυθμιστικών συστημάτων μερικής πίεσης οξυγόνου Ni-NiO και  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (Σχ. 8).



Σχ. 8: Τριγωνικό διάγραμμα  $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}$  για τους βιοτίτες του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης. Οι γραμμές παριστούν τα ρυθμιστικά συστήματα  $f_{\text{O}_2}$ . 1.  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , 2. Ni-NiO, 3.  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$ . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 4.

Fig. 8: Tertiary diagram  $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}$  of the Samothraki biotites. Lines represent buffers, 1.  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , 2. Ni-NiO, 3.  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-Fe}_3\text{O}_4$ . Keys as in Fig. 4.

### ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη των βιοτιτών και αμφιβόλων του γρανίτη της Σαμοθράκης προκύπτει ότι πρόκειται για μαγνησιούχους βιοτίτες και μαγνησιοκερυστίλβες. Δεν διαπιστώθηκαν ουσιαστικές χημικές διαφορές τόσο μεταξύ των βιοτιτών όσο και μεταξύ των κερυστίλβων που μελετήθηκαν. Οι αντικαταστάσεις που παρατηρήθηκαν στις κερυστίλβες είναι του τύπου χαστινγκσίτη, αργιλοτσερμακίτη και ρειβεκίτη, ενώ στους βιοτίτες παρατηρήθηκε η αργιλοτσερμακίτη, η μοσχοβιτική και η αντικατάσταση του  $[\text{6}]\text{Al}$  από Ti. Τόσο στις κερυστίλβες όσο και στους βιοτίτες, παρατηρείται αντικατάσταση του Mg από  $\text{Fe}^{2+}$ . Στα ζεύγη βιοτιτών και κερυστίλβων, ο συντελεστής κατανομής  $\text{Mg-Fe}^{2+}$  κυμαίνεται μεταξύ 0,35 και 0,8. Τα ίδια ζεύγη εμφανίζουν θετική συσχέτιση ως προς το Mn, το  $\text{Fe}^{2+}$  και το λόγο  $\text{Mg/Fe}^{2+}$ . Βάση του γεωβαρομέτρου κερυστίλβης κατά Johnson & Rutherford (1989) βρέθηκαν πιέσεις κρυστάλλωσης μεταξύ 1,5 και 2,5 kb. Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ 690° και 715°C. Η  $f_{\text{O}_2}$  υπολογίστηκε μεταξύ των ρυθμιστικών συστημάτων Ni-NiO και  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$ . Σχέσεις που διαπιστώθηκαν μεταξύ του χημισμού των ορυκτών και των μητρικών πετρωμάτων δείχνουν πιθανή αύξηση οξειδωτικών συνθηκών κατά τη διαφοροποίηση και υποδηλώνουν έντονη διαφοροποίηση των εντατικών παραμέτρων του μάγματος κατά την κρυστάλλωση.

### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ-REFERENCES

ΒΛΑΧΟΥ, Μ. (1993). Σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης.

Διπλωματική εργασία, Α.Π.Θ., 51σ.

- BLUNDY, J.D. and HOLLAND, T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 104, 208-224.
- CHRISTOFIDES G. and SAPOUNTZIS, E. (1983). Compositional dependence of the Mg-Fe<sup>2+</sup> distribution coefficient in biotite-hornblende pairs from the Xanthi (N. Greece) granitic rocks. - *N. Jb. Miner. Mh.*, H. 1, 1-12.
- CHRISTOFIDES, G., ELEFThERIADIS, G. and ESSON, J. (1990). Preliminary results on the magmatic evolution of the island of Samothraki granite (N. Greece). - *Geologica Rhodopica*, 2, 213-226.
- CZAMANSKE, G.K. and WONES, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2; The mafic silicates. - *Journ. Petrol.*, 14, 349-380.
- CZAMANSKE, G.K., ISHIHARA, S. and ATKIN, S.A. (1981). Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journ. Geophys. Resear.*, 86, 10431-10469.
- ΔΑΒΗ, Ε. (1963). Γεωλογική κατασκευή της νήσου Σαμοθράκης. - *Annal. Geol. Pays Hell.*, 14, 133-188.
- DODGE, F.C.W., SMITH, V.C. and MAYS, R.E. (1969). Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. - *Journ. Petrol.*, 10/2, 250-271.
- DYMEK, R.F. (1983). Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. - *Amer. Mineral.*, 68, 880-899.
- ELEFThERIADIS, G., ESSON, J., SOLDATOS, T. and CHRISTOFIDES, G. (1993). Magmatic evolution of the tertiary volcanic rocks of Samothraki island (Thrace, N. Greece). In : *Panagos Honorary Vol. A*, 330-349, Technical University Publications, Athens.
- FOSTER, D.M. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B, 11-49.
- GORBATSCHEV, R. (1969). Element distribution between biotite and Ca-amphibole in some igneous or pseudo-igneous plutonic rocks. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 111, 314-342.
- HAMMARSTROM, J.M. and ZEN, E-AN. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. - *Amer. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- HARRISON, T.N. (1990). Chemical variation in micas from the Cairngorm pluton, Scotland. - *Min. Mag.*, 54, 355-366.
- HEWITT, D.A. and ABRECHT, J. (1986). Limitations on the interpretation of biotite substitutions from chemical analyses of natural samples. - *Amer. Mineral.*, 71, 1126-1128.
- HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H. and SISSON, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *Amer. Mineral.*, 72, 231-239.
- JOHNSON, M.C. and RUTHERFORD, M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. - *Geology*, 17, 837-841.
- ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α. (1993). Μελέτη των συνυπαρχόντων βιοτιτών και αμφιβόλων από τον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). - *Ορυκτός Πλούτος*, 85, 31-46.
- KRETZ, R. (1961). Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition - examples, orthopyroxene - clinopyroxene

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

- and orthopyroxene - garnet. - *J. Geol.*, 69, 361-387.
- ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Γ. (1987). Γεωχρονολογική - γεωχημική - ορυκτολογική μελέτη τριτογενών πλουτωνικών πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 343 σ.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. - *Min. Mag.*, 42, 533-563.
- NANEY, M.T. and SWANSON, S.E. (1980). The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. - *Amer. Mineral.*, 65, 639-653.
- ΝΟΤΑΡΙΑΔΟΥ, Α. and ΚΟΥΡΤΑΚΗΣ, Ι. (1989). Πετρολογία, ορυκτολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης. Διπλωματική Εργασία, Α.Π.Θ. 48 σ.
- PAPIKE, T.P., CAMERON K. and BALDWIN K. (1974). Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. - *Geol. Soc. Amer. abstr. with progr.*, 6, 1053-1054.
- ROBINSON, P., ROSS M. and JAFFE H.W. (1971). Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparison of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. - *Amer. Mineral.*, 56, 1005-1041.
- SIDERIS, C. (1972). Chemistry and geochemistry of some coexisting Ca-amphiboles and Mg-biotites. - *Bull. Geol. Soc. Greece*, IX/9, 567-593.
- SPEER, A. (1984). Micas in igneous rocks. In S.W. Bailey (ed.) *Micas, Reviews in Miner.*, 13, 299-348, Chelsea, Michigan: Bookcrafters Inc.
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. (1992). Οι οφιόλιθοι της νήσου Σαμοθράκης. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 435 σ.
- VYHNAL, C.R., McSWEEN, H.Y. and SPEER, J.A. (1991). Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. - *Amer. Mineral.*, 76, 176-188.
- WONES, D.R. and EUGSTER, H.P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory and applications. - *Amer. Mineral.*, 50, 1228-1272.
- WONES, D.R. and GILBERT, M.C. (1981). Amphiboles in the igneous environment. In P.H. Ribbe (ed.) *Amphiboles, Reviews in Miner.*, 9B, 355-390, Chelsea, Michigan: Bookcrafters Inc.