

ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΑΝΑΤ. ΒΑΡΝΟΥΝΤΑ (ΒΔ. ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ): ΜΟΝΤΕΛΑ ΚΛΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΚΑΙ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Α. Κορωναίος, Γ. Χριστοφίδης, Γ. Ελευθεριάδης

ΣΥΝΟΨΗ

Εξετάζεται η πετρογραφία και η εξέλιξη του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα. Καθορίζονται οι πετρογραφικοί τύποι: Hb-Bi-μονζοδιωρίτης (KBMD), Hb-Bi-χαλαζιακός μονζονίτης (KBXM), Bi-χαλαζιακός μονζονίτης (BXM), Bi-γρανίτης (BG), λευκογρανίτης (ΛΓ), απλίτης (ΑΠ). Γεωλογικά και γεωχημικά στοιχεία δείχνουν διαφοροποίηση με κλασματική κρυστάλλωση. Μοντέλα κύριων στοιχείων υποστηρίζουν εξέλιξη κατά το σχήμα KBMD → KBXM → BXM → BG → ΛΓ → ΑΠ, το οποίο απαιτεί 52, 5, 47, 21, και 30% κρυστάλλωση αντίστοιχα για κάθε στάδιο. Τα αποχωριζόμενα ορυκτά είναι κυρίως πλαγιόκλαστο, κερροσίλθη, βιοτίτης, και K-άστριος. Η υπόθεση της κλασματικής κρυστάλλωσης ελέγχεται από μοντέλα ιχνοστοιχείων (Rb, Ba, Sr). Η κατανομή των ιχνοστοιχείων αυτών ακολουθεί τη θεωρητική καμπύλη διαφοροποίησης, την οποία ακολουθούν επίσης γνευσιακά πετρώματα που συνδέονται με τον πλουτωνίτη.

ABSTRACT

The petrography and evolution of Eastern Varnountas plutonite is studied. The main rock types are: Hb-Bi-monzodiorite (HBMD), Hb-Bi-quartz monzonite (HBQM), Bi-quartz monzonite (BQM), Bi-granite (BG), leucogranite (LG) and aplite (AP). Geological and geochemical data show a fractional crystallization process for the evolution of the plutonite. Major element models support the evolution scheme HBMD → HBQM → BQM → BG → LG → AP with 52, 5, 47, 21 and 30% accumulation for each step respectively. The cumulates are consisting mainly of plagioclase, hornblende, biotite and K-feldspar. The fractional crystallization hypothesis is tested by trace element (Rb, Ba, Sr) models. The distribution of these elements follow the calculated differentiation trend which is also followed by gneisses related with the plutonite.

A. KORONEOS, G. CHRISTOFIDES & G. ELEFTHERIADIS. Evolution of Eastern Varnountas plutonite (NW. Macedonia): Major and trace element fractional crystallization models.

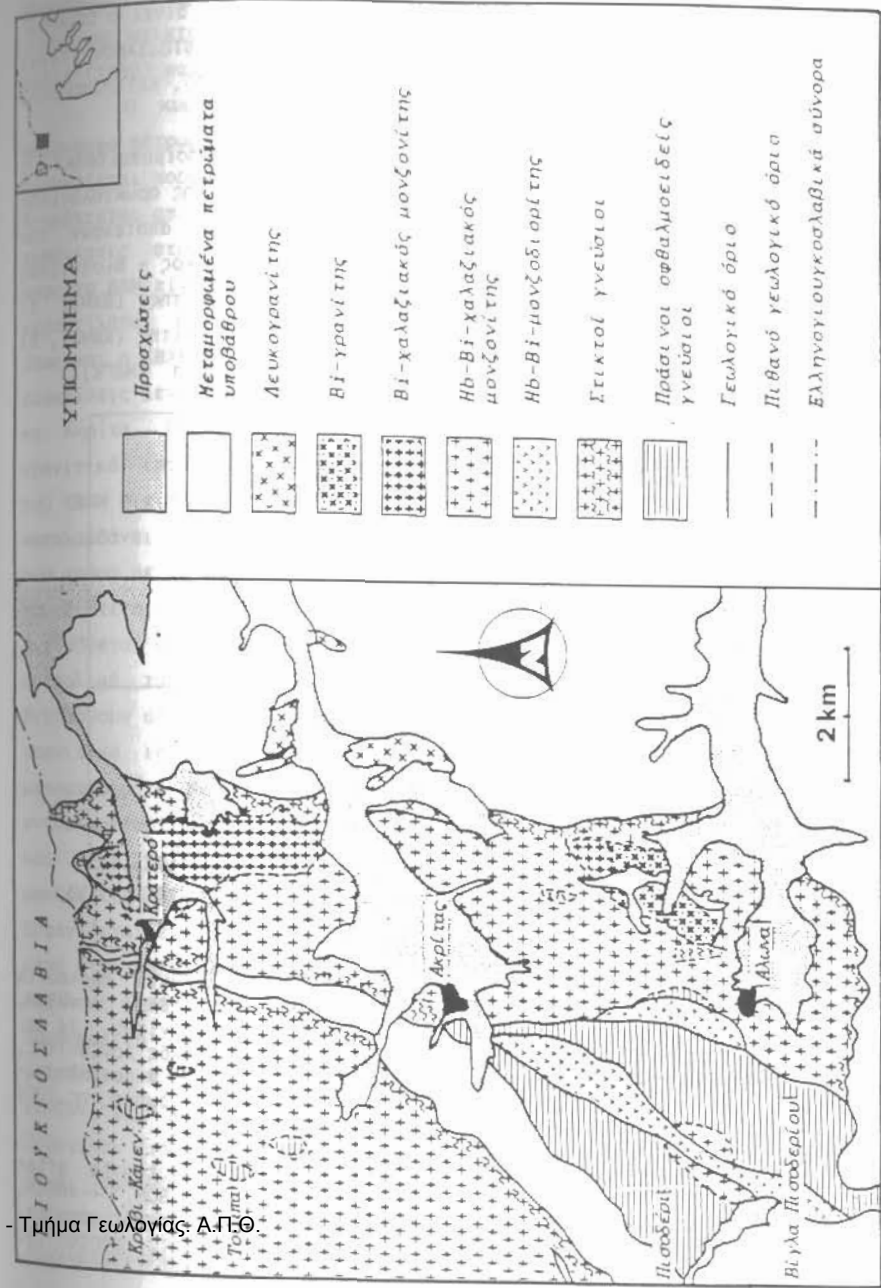
Aristotle University of Thessaloniki. School of Geology. Dept. of Mineralogy - Petrology - Economic Geology, GR - 540 06 THESSALONIKI, Greece.

Τα πετρώματα που εξετάζονται βρίσκονται στην περιοχή του Ανατ. Βαρνούντα στο βορειοδυτικό άκρο του νομού Φλώρινας (ΒΔ. Μακεδονία). Καταλαμβάνουν έκταση περίπου 80 km² με όρια, προς βορρά τα ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα (ο πλουτωνίτης συνεχίζεται στο γιουγκοσλαβικό έδαφος), ανατολικά και νότια ένα σύστημα σχιστολίθων και δυτικά την κορυφογραμμή Κρίβι Κάμεν - Τούμπα - Πισοδέρι (Σχ. 1).

Ο πλουτωνίτης του Ανατ. Βαρνούντα τοποθετείται στην Πελαγονική ζώνη των εσωτερικών Ελληνίδων όπως αυτή καθορίστηκε από τους BRUNN (1956) και AUBOIN (1957). Οι πιο πρόσφατες γεωλογικές και πετρολογικές μελέτες στην περιοχή είναι των ΚΙΛΙΑ (1980, 1982), ΡΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ & ΖΑΜΒΕΤΑΚΙΣ - ΛΕΚΚΑΣ (1980), ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΥ (1983, 1986, 1988), ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ (1983), ΜΟΥΝΤΡΑΚΙΣ et al. (1983), ΚΟΡΩΝΑΙΟΥ & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗ (1987) και ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΥ & ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΥ (1989).

Για την ευρύτερη περιοχή του Ανατ. Βαρνούντα ο ΚΙΛΙΑΣ (1980) δέχεται την ύπαρξη τεσσάρων παραμορφωτικών φάσεων που πτύχωσαν την περιοχή (Π1 έως Π4). Τα πλουτωνικά πετρώματα κατά τον ίδιο ερευνητή αποτελούν τους βαθύτερους ορίζοντες της περιοχής και τη διείδυσή τους την τοποθετεί σε δύο τουλάχιστον χρονικές περιόδους. Η πρώτη διείδυση είναι συντεκτονική ως προς την Π1 τεκτονική (Ανω Ιουρασικό) και θεωρείται ότι δέχθηκε την επίδραση της Π2 τεκτονικής (Κάτω Κρητιδικό) που τη μεταμόρφωσε. Πετρώματα της διείδυσης αυτής θεωρούνται οι πράσινοι οφθαλμοειδείς γνεύσιοι ή σχιστοποιημένοι πορφύρες κατά τον ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟ (1983). Οι στικτοί γνεύσιοι και τα πλουτωνικά πετρώματα αποτελούν τη δεύτερη και νεότερη διείδυση συν- μέχρι βραδυσορογενετική σε σχέση με την Π2 τεκτονική. Την ύπαρξη δύο κύριων φάσεων διείδυσης για τον πλουτωνίτη του Βαρνούντα, δέχεται και ο ΜΑΡΑΚΗΣ (1969).

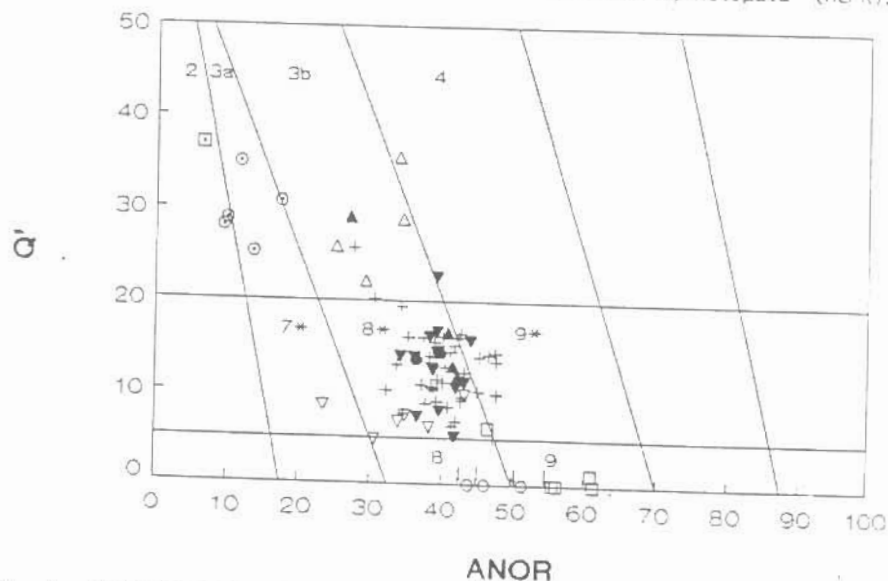
Για τον πλουτωνίτη του Βαρνούντα ο ΜΑΡΑΚΗΣ (1969) με τη μέθοδο K/Ar σε βιοτίτες προσδιόρισε δύο ηλικίες, 242±7 εκ. χρόνια και 463±12 εκ. χρ. Με την ίδια μέθοδο ο ΚΙΛΙΑΣ (1980) προσδιόρισε ηλικίες 528.09±16.45 και 468±14.58 εκ. χρ., Ο παραπάνω συγγραφέας με βάση γεωλογικές συσχετίσεις απορρίπτει την Κάμβρια ηλικία που έδωσαν οι ραδιοχρονολογήσεις και θεωρεί ότι ο πλουτωνίτης είναι αλπικής ηλικίας. Ο ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1983) δίνει ηλικία 302±5,15 εκ. χρόνια (U/Pb σε ζιρκόνιο) για το γνευσιακό πλουτωνίτη της Καστοριάς. Τέλος, πρόσφατες γεωχρονολογήσεις Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα (12 δείγματα) από τον Ανατ. Βαρνούντα έδωσαν ηλικία διείδυσης 297±5 εκ. χρόνια (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ κ.ά., υπο ετοιμασία).



Σχ. 1. Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα
 Fig. 1. Petrographic map of Eastern Varnountas plutonite

Μια γενική εικόνα της πετρογραφίας της περιοχής δίνει ο OSSWALD (1938). Νεότερες μελέτες στα πλουτωνικά πετρώματα έγιναν από το ΣΤΟΛΙΑΝΟΥ (1974) στο γιουγκοσλαβικό τμήμα του πλουτωνίτη και από τους ΚΙΛΙΑ (1980), ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΥ (1983) και ΚΟΡΩΝΑΙΟ & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗ (1987) στο ελληνικό τμήμα.

Για την ταξινόμηση των πετρωμάτων που μελετώνται χρησιμοποιήθηκε ο μέθοδος STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) (Σχ. 2). Ο καθορισμός της ορυκτολογικής τους σύστασης έγινε εμβαδομετρικά. Οι πετρογραφικοί τύποι που αποτελούν τον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα είναι οι παρακάτω: 1) Κερροσιλιθικός - βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης (KBXM), 2) βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης (BXM), 3) βιοτιτικός γρανίτης (BG), 4) Κερροσιλιθικός - βιοτιτικός μονζοδιορίτης (KBMD), 5) Λευκογρανίτης (ΛΓ), 6) Απλίτης (ΑΠ) και 7) Μονζονιτικά εγκλείσματα (ΜΕΓΚ).



Σχ. 2. Ταξινόμηση των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα κατά STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). □=ΑΠ, ⊙=ΛΓ, Δ=ΒΓ, ▽=ΒΧΜ, +=ΚΒΧΜ, □=ΚΒΜΔ, ○=ΜΕΓΚ, ▲=ΟΓΝΑ, ▼=ΟΓΝΒ, ●=ΣΤΓΝ. 2=Αλκαλι-γρανίτης, 3a και 3b=γρανίτης, 4=γρανοδιορίτης, 7*=χαλαζιακός σπηνίτης, 8*=χαλαζιακός μονζονίτης, 9*=χαλαζιακός μονζοδιορίτης/χαλαζιακός μονζογάββρος, 8=μονζονίτης, 9=μονζοδιορίτης/μονζογάββρος. Η αριθμηση των πεδίων σύμφωνα με την ταξινόμηση της IUGS (1973)

Fig. 2. Classification of rock types of Eastern Varhountas plutonite after STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). □=AP, ⊙=LG, Δ=BG, ▽=BXM, +=KBXM, □=KBMD, ○=MEGK, ▲=AUGNA, ▼=AUGNB, ●=SPGN. 2=Alkali-feldspar granite, 3a and 3b=granite, 4=granodiorite, 7*=quartz syenite, 8*=quartz monzonite, 9*=quartz monzodiorite/quartz monzogabbro, 8=monzonite, 9=monzodiorite/monzogabbro. Field numbering according to IUGS (1973) classification

Οι πετρογραφικοί τύποι 1, 2 και 3 χαρακτηρίζονται ως πορφυροειδείς αφού περιέχουν φαινοκρυστάλλους Κ-αστρίου. Στη μελέτη αυτή, μαζί με τα πλουτωνικά πετρώματα, εξετάζονται και τα μεταμορφωμένα (πράσινοι οφθαλμοειδείς (ΟΓΝ) και στικτοί γνεύσιοι (ΣΤΓΝ) χαλαζιομονζονιτικής σύστασης), που κατά τον ΚΙΛΙΑ (1980) και τον ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟ (1983) σχετίζονται με τα πλουτωνικά.

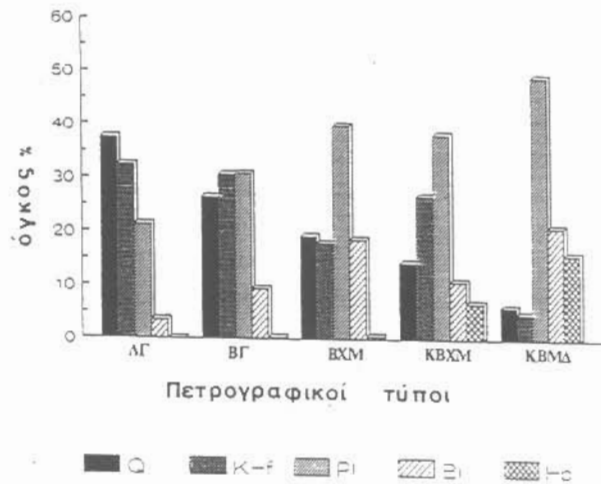
Ο κυριότερος πετρογραφικός τύπος είναι ο ΚΒΧΜ. Είναι μεσόκοκκο μέχρι αδρόκοκκο πέτρωμα τεφρού έως τεφρόλευκου χρώματος. Στο μεγαλύτερο μέρος του εμφανίζεται πορφυροειδής με φαινοκρυστάλλους Κ-αστρίου. Διεισδύει στον ΚΒΜΔ ενώ διακόπτεται από λευκογρανίτες και απλίτες. Ο ΒΧΜ εμφανίζεται σε τρεις μικρές εμφανίσεις στο ανατολικό τμήμα του προηγούμενου τύπου. Η μετάβαση από τον ΚΒΧΜ προς το ΒΧΜ είναι ομαλή και οφείλεται στη σταδιακή μείωση του ποσοστού της κερροσιλίθης. Ως προς το γρώμα και τον ιστό ομοιάζει με τον ΚΒΧΜ. Διεισδύεται όπως και ο ΚΒΧΜ από λευκογρανίτες και απλίτες. Και ο ΚΒΜΔ απαντάται σε τρεις εμφανίσεις μεγαλύτερη από τις οποίες είναι μία επιμήκης μεταξύ Βίγλας Πισσοδερίου και Ακρίτα. Πρόκειται για σκουροπράσινο πέτρωμα με λεπτόκοκκο έως μεσόκοκκο γρανιτικό ιστό αν και σπάνια βρίσκονται και φαινοκρυστάλλοι Κ-αστρίου. Φλέβες του ΚΒΧΜ διεισδύουν στον ΚΒΜΔ και σχηματίζεται ένα μαγματικό λατυποπαγές. Ο ΒΓ καταλαμβάνει μία σχετικά μικρή έκταση. Μοιάζει πάρα πολύ τόσο στον ιστό όσο και στο χρώμα με το ΒΧΜ. Είναι πιο ανοικτόχρωμος εξαιτίας του μικρότερου ποσοστού του βιοτιτίτη. Η μετάβασή του τόσο προς τον ΚΒΧΜ όσο και προς το ΒΧΜ είναι ομαλή. Διεισδύεται από απλιτικές και λευκογρανιτικές φλέβες. Ο ΛΓ εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη είτε ως μικρές εμφανίσεις είτε ως φλέβες που διεισδύουν στους προηγούμενους τύπους. Είναι λευκόπο πέτρωμα με αδρόκοκκο γρανιτικό ιστό. Ο ΣΤΓΝ εντοπίζεται στις επαφές των χαλαζ. μονζονιτών με το μεταμορφωμένο σύστημα αλλά και μέσα στη μάζα τους. Πρόκειται ουσιαστικά για γνευσιωμένα τμήματα των παραπάνω τύπων. Το πέτρωμα είναι τεφρό ως τεφροπράσινο και έχει πολλές φορές μεγάλους κρυστάλλους Κ-αστρίων όπως οι χαλαζιακοί μονζονίτες και γρανίτες. Ο ΟΓΝ καταλαμβάνει μεγάλη έκταση στην περιοχή μελέτης. Εμφανίζεται είτε σε μεγάλες αυτοτελείς μάζες (ΟΓΝΑ) είτε σε μικρές εμφανίσεις μέσα στον ΚΒΧΜ (ΟΓΝΒ). Πρόκειται για πρασινωπά πετρώματα, σχιστοποιημένα και με μεγάλους κρυστάλλους Κ-αστρίων. Όπως και ο προηγούμενος τύπος εμφανίζεται με πορφυροειδή ιστό. Με τα πλουτωνικά πετρώματα, πλήν των ΚΒΜΔ, έχει ομαλές μεταβάσεις ή τα όριά του είναι ασαφή. Στους παραπάνω γνευσίους, στους χαλαζ. μονζονίτες και στο γρανίτη βρίσκονται εγκλείσματα μονζονιτικής σύστασης. Πρόκειται για σκουρόχρωμα λεπτόκοκκα πετρώματα με μεγάλη συγκέντρωση φεικίων. Είναι συνήθως ελλειψοειδούς μορφής, μεγέθους μέχρι 50 εκ. Στις επαφές των παραπάνω τύπων με το μεταμορφωμένο υπόβαθρο δημιουργούνται οριζόμενα θερμομεταμόρφωσης και σχηματίζονται κερατίτες. Η ορυκτολογική σύσταση των

πετρογραφικών τύπων φαίνεται στον πίνακα 1. Το επί τοις εκατό ποσοστό συμμετοχής (μέση τιμή) του κάθε ορυκτού στους πετρογραφικούς τύπους φαίνεται στο διάγραμμα του σχήματος 3.

Πιν. 1. Ορυκτολογική σύσταση (μέση τιμή) των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα

Tab. 1. Modal composition (mean value) of rock types of Eastern Varnountas plutonite

	ΛΓ (n=8)	ΒΓ (n=3)	ΒΧΜ (n=8)	ΚΒΧΜ (n=54)	ΚΒΜΔ (n=8)
Χαλαζίας	37.5	26.5	19.3	14.4	6.1
Κ-άστριος	32.4	30.7	18.0	26.9	4.8
Πλαγιόκλ.	21.3	30.9	40.0	38.5	49.5
Βιοτίτης	3.4	9.4	18.7	10.9	21.2
Κερασσίλθη		0.3	1.0	6.8	16.1
Λοιπά	5.7	2.4	3.8	2.6	2.3



Σχ. 3. Ορυκτολογική σύσταση (όγκος %) των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα

Fig. 3. Modal composition (Vol. %) of rock types of Eastern Varnountas plutonite

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Για τη μελέτη της γεωχημείας των πλουτωνικών και γνευσιακών πετρωμάτων του Ανατ. Βαρνούντα αναλύθηκαν με ΧRF 84 δείγματα για κύρια στοιχεία και ίχνοστοιχεία (Πιν. 2 και 3). Στον πίνακα 2 δίνεται και ο δείκτης διαφοροποίησης (D.I.) κατά THORNTON & TUTTLE (1960). Οι μεταβολές στη χημική σύσταση απεικονίζονται στα σχήματα 4 και 5.

Πιν. 2. Μέση περιεκτικότητα και εύρος μεταβολής των κυρίων στοιχείων των πλουτωνικών και γνευσιακών πετρωμάτων του Ανατ. Βαρνούντα

Tab. 2. Mean value and range of major elements for plutonic and gneissic rocks of Eastern Varnountas

	ΛΓ (n=5)		ΒΓ (n=4)		ΒΧΜ (n=6)		ΚΒΧΜ (n=40)			
	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ		
SiO ₂	76.59	73.60 71.42 75.97	69.43	67.77 70.62	60.72	59.58 62.79	60.95	56.20 69.38		
Al ₂ O ₃	12.85	13.74 12.77 14.15	15.20	14.73 15.64	16.73	15.71 17.29	16.51	15.04 17.67		
K ₂ O	0.08	0.50 0.23 0.75	1.31	0.79 1.65	2.52	1.97 2.94	2.67	1.48 4.29		
CaO	0.60	1.06 0.70 1.66	2.47	2.19 2.67	4.55	3.92 5.06	4.61	2.31 5.65		
MgO	2.19	4.03 3.60 4.55	3.52	3.22 3.74	4.80	4.10 5.05	3.83	3.14 4.79		
K ₂ O	6.85	4.95 4.66 5.34	4.17	3.21 4.76	4.00	3.42 4.47	4.02	3.15 5.16		
TiO ₂	0.09	0.21 0.15 0.31	0.43	0.28 0.53	0.62	0.50 0.71	0.74	0.34 1.10		
MnO	0.05	0.04 0.02 0.05	0.07	0.06 0.08	0.09	0.07 0.11	0.11	0.04 0.16		
P ₂ O ₅	0.03	0.09 0.06 0.13	0.23	0.11 0.34	0.57	0.38 0.82	0.52	0.20 1.09		
Fe ₂ O ₃	0.36	0.65 0.39 0.97	0.70	0.60 0.88	1.77	1.38 2.34	1.95	0.75 3.23		
FeO	0.30	0.65 0.43 0.87	1.75	1.03 2.27	2.55	1.85 3.21	2.98	1.19 4.18		
LOI	0.33	0.58 0.50 0.66	0.70	0.61 0.88	1.00	0.83 1.11	0.95	0.60 1.37		
D.I.	95.24	91.74 88.24 94.10	79.91	77.17 81.95	70.22	65.66 74.79	66.57	58.03 81.59		
	ΚΒΜΔ (n=5)		ΜΕΓΚ (n=3)		ΟΓΝΑ (n=4)		ΟΓΝΒ (n=14)		ΣΤΓΜ (n=2)	
	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ	μ	Ελαχ Μέγ
SiO ₂	53.60	51.47 57.38	49.34	47.77 51.05	62.86	60.62 68.06	60.48	56.77 64.81	61.26	61.12 61.39
Al ₂ O ₃	17.28	16.45 17.86	16.72	15.64 18.08	16.96	16.40 17.35	16.81	16.06 17.60	15.77	15.70 15.83
K ₂ O	5.09	3.98 5.83	6.09	4.65 7.17	2.58	1.83 3.22	2.73	2.16 3.72	3.08	3.03 3.12
CaO	6.71	5.37 7.43	7.26	6.77 8.06	3.57	2.07 4.16	4.36	3.55 5.44	4.47	4.34 4.60
MgO	3.97	3.64 4.35	4.25	3.47 4.73	3.71	3.39 4.07	3.37	3.00 3.78	3.57	3.46 3.67
K ₂ O	2.79	2.38 3.37	3.24	2.78 3.88	3.95	3.90 3.99	4.43	3.70 5.04	4.15	3.88 4.41
TiO ₂	1.26	0.95 1.42	1.54	1.44 1.72	0.60	0.38 0.71	0.78	0.53 1.10	0.82	0.81 0.83
MnO	0.15	0.14 0.17	0.17	0.15 0.19	0.10	0.08 0.12	0.11	0.09 0.13	0.10	0.10 0.10
P ₂ O ₅	0.86	0.71 0.97	0.76	0.66 0.87	0.40	0.24 0.62	0.45	0.29 0.64	0.47	0.47 0.47
Fe ₂ O ₃	2.44	1.97 2.88	3.55	2.94 4.26	1.65	1.15 1.90	2.10	1.71 2.54	1.90	1.85 1.94
FeO	4.90	4.25 5.54	5.79	5.09 6.30	2.55	1.66 3.10	3.30	2.35 4.28	3.04	2.94 3.13
LOI	1.22	0.94 1.43	1.25	1.15 1.34	1.04	0.80 1.31	1.07	0.90 1.23	0.98	0.87 1.08
D.I.	51.12	45.99 57.81	49.64	47.01 53.73	69.57	5.25 65.14	65.43	50.00 70.88	66.12	65.68 66.57

Σε σχέση με τη διαφοροποίηση, που εκφράζεται με το δείκτη διαφοροποίησης, το SiO₂, το K₂O και το άθροισμα Na₂O+K₂O αυξάνονται, το Al₂O₃, το CaO, το FeO, το Fe₂O₃, το άθροισμα FeO+Fe₂O₃, το MgO, το TiO₂, το MnO και το P₂O₅ μειώνονται ενώ το Na₂O παραμένει γενικά σταθερό (Σχ. 4 και Πιν. 2).

Πιν. 3. Μέση περιεκτικότητα και εύρος μεταβολής των ιχνοστοιχείων των πλουτωνικών και γνευσιακών πετρωμάτων του Ανατ. Βαρνούντα

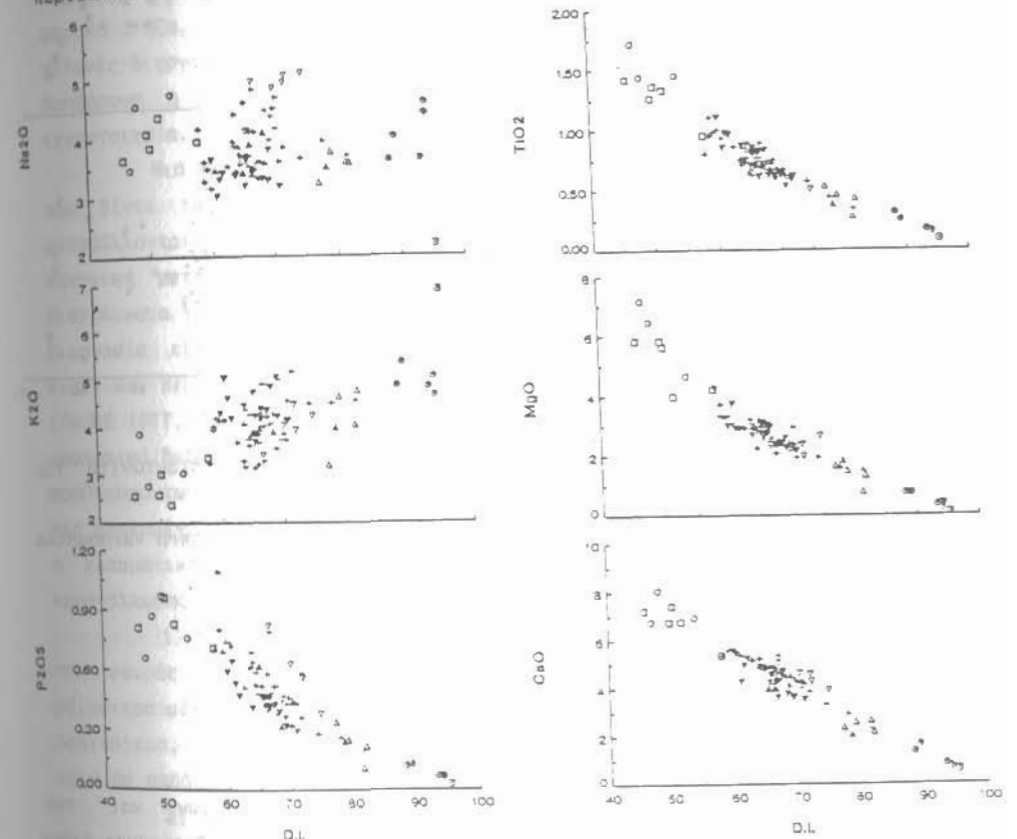
Tab. 3. Mean value and range of trace elements for plutonic and gneissic rocks of Eastern Varnountas

	ΑΠ (1)			ΑΓ (n=5)			ΒΓ (n=4)			ΒΧΜ (n=6)			ΚΒΧΜ (n=40)		
	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ
Nb		18	7	26	13	6	16	13	10	20	20	9	36		
Zr	84	156	114	230	225	187	247	264	227	286	311	165	386		
Y	19	35	14	48	36	28	42	28	25	31	42	23	57		
Sr	99	268	93	656	550	446	634	916	828	1015	842	538	1135		
Rb	135	199	122	295	138	119	160	125	96	139	144	101	191		
Zn	10	29	16	40	47	30	65	87	70	102	80	40	102		
Cu	1	13	0	45	5	2	10	9	1	20	17	1	42		
Ni		5	2	10	19	4	31	38	30	47	25	1	60		
Cr	22	23	18	29	38	27	45	61	40	76	50	12	94		
Ce	60	72	59	93	84	59	95	80	62	101	108	60	151		
Nd	13	26	19	33	35	21	43	41	32	51	52	27	80		
V	2	7	3	16	18	13	27	53	42	63	52	25	84		
La	38	24	10	49	42	25	54	15	8	26	49	19	75		
Ba	35	609	138	1995	902	794	963	1784	1433	2070	1324	618	2496		
Sc	4	3	1	5	9	6	11	13	11	17	14	5	21		
Rb/Sr	1.36	1.44	0.19	3.17	0.26	0.19	0.36	0.14	0.09	0.16	0.18	0.09	0.36		

	ΚΒΜΔ (n=5)			ΜΕΓΚ (n=3)			ΟΓΝΑ (n=4)			ΟΓΝΒ (n=14)			ΣΤΓΝ (n=2)		
	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ	μ	Ελαχ	Μεγ
Nb	23	12	33	18	13	23	27	17	37	28	18	43	19	16	21
Zr	378	306	465	329	280	378	273	186	337	255	219	296	257	245	268
Y	46	39	50	40	35	43	36	24	41	37	27	48	41	39	42
Sr	1090	867	1457	901	753	1011	817	576	1056	821	746	902	848	834	862
Rb	123	108	150	207	161	270	124	100	156	157	101	227	149	144	153
Zn	105	91	118	144	140	147	66	52	74	68	57	99			
Cu	32	25	40	18	14	21	16	2	30	25	22	33			
Ni	73	44	102	29	15	37	29	14	39	11	0	34	38	35	41
Cr	124	77	208	51	38	73	64	49	77	26	4	52	63	57	68
Ce	129	116	147	65	70	102	92	37	120	109	94	134			
Nd	65	62	70	46	33	58	39	22	49	45	35	61			
V	88	56	126	119	118	120	55	23	77	86	64	121			
La	59	37	76	30	22	38	51	36	63	57	46	64			
Ba	1184	1073	1445	614	408	982	1289	1124	1462	1460	1090	1969	1328	1102	1554
Sc	23	20	28	22	21	22	17	2	34	11	4	16			
Rb/Sr	0.12	0.08	0.15	0.24	0.16	0.36	0.15	0.13	0.17	0.13	0.11	0.18			

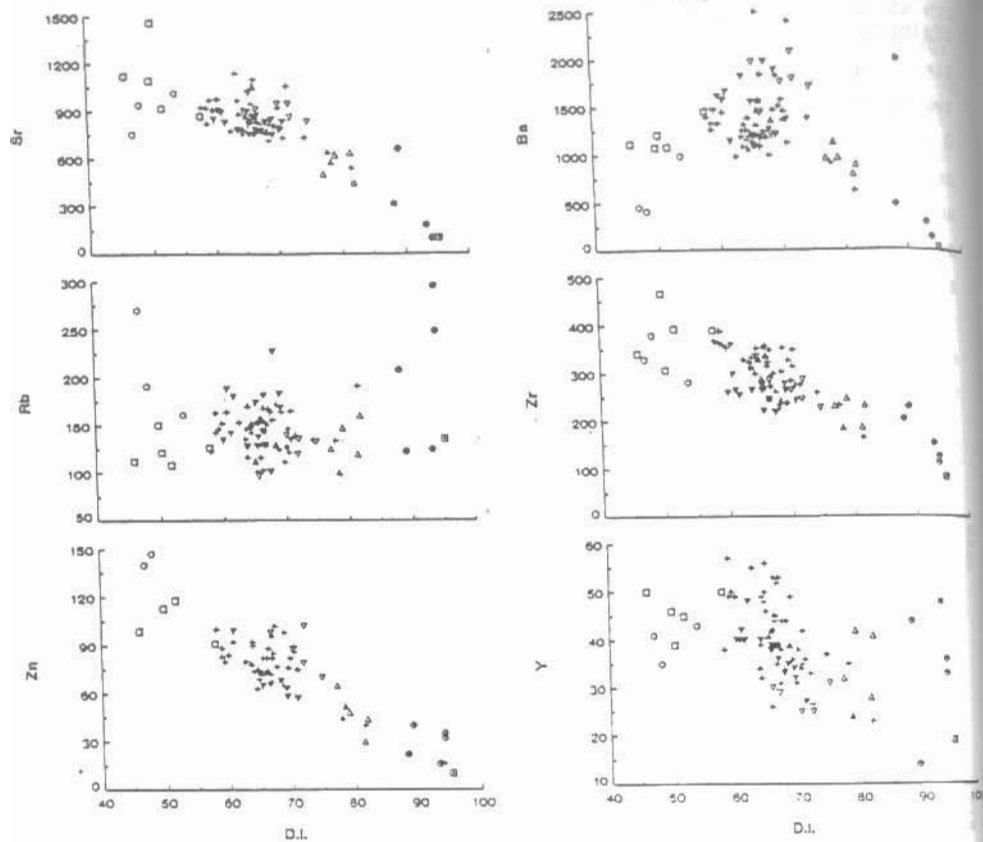
Τα ιχνοστοιχεία που εξετάζονται μειώνονται με τη διαφοροποίηση με εξαίρεση το Rb και το Ba (Σχ. 5). Η τάση του τελευταίου είναι χαρακτηριστική εικόνα ιχνοστοιχείου που στα πρώτα στάδια της διαφοροποίησης είναι ασυμβίβαστο, ενώ κατόπιν γίνεται συμβίβαστο. Είναι φανερό ότι ο ολικός συντελεστής κατανομής D του Ba στην αρχή είναι μικρότερος του 1 με αποτέλεσμα το στοιχείο αυτό να μειώνεται στη στερεά φάση και να αυξάνεται στο τήγμα. Κατόπιν όμως ο D αλλάζει και το στερεό εμπλουτίζεται σε Ba, ενώ μειώνεται η συγκέντρωσή του στο τήγμα. Η αναστροφή της τάσης δείχνει αλλαγή στην ορυκτολογική σύσταση του στερεού που ελέγχει τη διαφοροποίηση (MARTIN 1987).

Η ορυκτολογία και γεωχημεία του πλουτανίτη δείχνουν ότι πρόκειται για ένα ασβεσταλκαλικής φύσεως, I-τύπου πλουτανίτη του οποίου η γένεση συνδέεται με περιβάλλον κατάδυσης (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ 1987).



Σχ. 4. Διαγράμματα μεταβολής επιλεγμένων κύριων στοιχείων από τον πλουτανίτη του Ανατ. Βαρνούντα. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2

Fig. 4. Variation diagrams of selected major elements of the Eastern Varnountas plutonite. Key as in figure 2.



Σχ. 5. Διαγράμματα μεταβολής επιλεγμένων ιχνοστοιχείων από τον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2

Fig. 5. Variation diagrams of selected trace elements of the Eastern Varnountas plutonite. Key as in figure 2.

ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ

1. Διεργασία διαφοροποίησης

Από τη μελέτη των διαγραμμάτων των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων είναι φανερό ότι τα πλουτωνικά πετρώματα του Ανατ. Βαρνούντα έχουν στενή χημική συγγένεια και αποτελούν μία συνεχή σειρά, που η εξέλιξη της πρέπει να οφείλεται σε διαδικασία μαγματικής διαφοροποίησης. Οι COX et al. (1979) συνοψίζουν τις διεργασίες εκείνες που είναι δυνατόν να προκαλέσουν τη διαφοροποίηση του μάγματος ώστε να προκύψει μια σειρά πλουτωνικών πετρωμάτων. Οι

κυριότερες από τις διεργασίες αυτές είναι: α) διάχυση, β) μεταφορά αερίων, γ) μείξη μαγμάτων, δ) κλασματική κρυστάλλωση, ε) μερική τήξη, και στ) αφομοίωση προϋπαρχόντων πετρωμάτων. Χρησιμοποιώντας τα γεωλογικά, πετρολογικά και γεωχημικά στοιχεία που υπάρχουν για τον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα θα προσπαθήσουμε να εντοπίσουμε τη διεργασία που προκάλεσε την παρατηρούμενη διαφοροποίηση.

Η διεργασία της διάχυσης πρέπει να αποκλειστεί εξαιτίας της μεγάλης έκτασης που παρουσιάζουν τα πετρώματα του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα. Κατά της διάχυσης είναι επίσης και οι έντονες γεωχημικές διαφορές που εμφανίζονται μεταξύ των διαφόρων πετρογραφικών τύπων. Η γεωλογικές σχέσεις των πετρωμάτων και η έκτασή τους μάλλον αποκλείουν και τη μεταφορική ικανότητα των αερίων σαν μηχανισμού διαφοροποίησης. Απομένουν να συζητηθούν η κλασματική κρυστάλλωση, η μερική τήξη, η μείξη μαγμάτων και η αφομοίωση προϋπαρχόντων πετρωμάτων σαν πιθανές διεργασίες διαφοροποίησης του πλουτωνίτη. Στην προσπάθεια αυτή θα βοηθήσουν η σχέση των διαφόρων πετρογραφικών τύπων στο ύπαιθρο και κύρια τα ιχνοστοιχεία.

Μιά πρώτη ένδειξη για την αναγνώριση της διαδικασίας διαφοροποίησης, που δίνει τη μαγματική σειρά του Ανατ. Βαρνούντα, είναι ο τρόπος που μεταβάλλονται τα συμβιβαστά και ασυμβιβαστα ιχνοστοιχεία. Λαμβάνοντας υπόψη την κανονική μεταβολή των κύριων στοιχείων και την καμπύλη μορφή των τάσεων στα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων μεταξύ τους θεωρούμε ότι η μείξη μαγμάτων σαν διεργασία εξέλιξης του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα πρέπει να αποκλειστεί, γιατί δεν περιγράφεται από μια γραμμική σχέση ανάμεσα στις δύο ακραίες συστάσεις (FAURE 1977, COX et al. 1979, SULTAN et al. 1986). Για τους ίδιους λόγους από τα ισοτοπικά δεδομένα που έχουμε στη διάθεσή μας θεωρούμε ότι και η αφομοίωση προϋπαρχόντων πετρωμάτων δεν μπορεί να είναι υπεύθυνη για τη διαφοροποίηση. Από τις εναπομένουσες διεργασίες πιο πιθανή για την εξέλιξη του πλουτωνίτη θεωρείται η κλασματική κρυστάλλωση και όχι η μερική τήξη. Η υπόθεση της κλασματικής κρυστάλλωσης υποστηρίζεται από αρκετές ενδείξεις που είναι οι παρακάτω:

1) Η σχέση των πετρωμάτων στο ύπαιθρο δείχνει ότι τα βασικότερα μέλη της σειράς δημιουργήθηκαν πρώτα και η διαφοροποίηση με το χρόνο προχώρησε σε οξινότερα μέλη. Ετσι, εμφανίζονται οξινότερα μέλη της σειράς να διεισδύουν σε βασικότερα, ενώ η διαδικασία της μερικής τήξης θα είχε το αντίθετο αποτέλεσμα, αφού θα παράγονταν ολοένα και βασικότερα πετρώματα.

2) Η μεγάλη μεταβολή των συμβιβαστών στοιχείων όπως Ba και Sr και η μικρή μεταβολή του Rb είναι σύμφωνη με την κατανομή που δίνει η κλασματική κρυστάλλωση, δεν μπορεί όμως να δικαιολογηθεί με μερική τήξη.

3) Από πολλούς ερευνητές χρησιμοποιούνται διαγράμματα συμβιβαστού ασυμβιβαστού ιχνοστοιχείου (HANSON 1978, MITTFELFELDT & MILLER 1982, ROBB 1983, MAALØE 1985) όπου η τάση της κλασματικής κρυστάλλωσης διακρίνεται σαφώς απ' αυτήν της μερικής τήξης. Μερικοί ερευνητές χρησιμοποιούν παρόμοια διαγράμματα, στα οποία η τετμημένη είναι επίσης το συμβιβαστό ιχνοστοιχείο και τεταγμένη ο λόγος των συγκεντρώσεων ασυμβιβαστού/συμβιβαστού ιχνοστοιχείου (PETERSEN 1980, SAAVEDRA et al. 1985). Στα διαγράμματα αυτά η διαφορά των δύο διεργασιών είναι εμφανέστερη. Τέλος, ο COCHERIE (1986) προτείνει τη χρήση λογαριθμικών διαγραμμάτων μεταξύ των δύο ιχνοστοιχείων. Στα διαγράμματα Rb-Ba και Rb-Sr (δε δείχνονται) καθώς και στα διαγράμματα Rb/Sr-Sr και Rb/Ba-Ba (Σχ. 6) οι κατανομές των Ba, Sr και Rb ακολουθούν τάσεις που δείχνουν κλασματική κρυστάλλωση και όχι μερική τήξη.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η διαφοροποίηση, που παρατηρείται στον πλουτωνίτη, είναι αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης. Δηλαδή, από ένα αρχικό μάγμα, που αντιστοιχεί στη σύσταση των KBMA, αποχωρίζεται στερεά φάση και το τήγμα που απομένει αντιστοιχεί στο επόμενο πέτρωμα και έτσι συνεχίζεται η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη.

2. Ορυκτές παραγενέσεις που ελέγχουν την κλασματική κρυστάλλωση

Η μελέτη των μεταβολών των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων ανάμεσα στους πετρογραφικούς τύπους βοηθάει στον προσδιορισμό κάθε φορά της ορυκτολογικής σύστασης του στερεού που ελέγχει τη διαφοροποίηση. Η συνεχής μείωση του CaO στο τήγμα δείχνει ότι το πλαγιόκλαστο και η κεροσίλβη πρέπει να είναι από τα ορυκτά που την ελέγχουν. Η έντονη μείωση του MgO στην αρχή οφείλεται πιθανότατα στο αυξημένο ποσοστό κεροσίλβης και βιοτίτη που ελέγχουν τα πρώτα στάδια της διαφοροποίησης ενώ καθώς αυτή προχωρά το ποσοστό τους μειώνεται και η ελάττωση του MgO γίνεται λιγότερο έντονη. Η μικρή αύξηση του Na₂O από τον KBXM στο BXM δείχνει ότι πιθανόν δεν έχουμε συμμετοχή πλαγιόκλαστου κατά τη μετάβαση από τον ένα τύπο στον άλλο. Η έντονη αύξηση του K₂O από τους KBMA στους KBXM και από τους λευκογρανίτες στον απλίτη δείχνει ότι τα ορυκτά K-άστριος και βιοτίτης, που ελέγχουν το K₂O, παίζουν μικρό ρόλο ή πιθανόν δε συμμετέχουν στη διαφοροποίηση από τον ένα τύπο στον άλλο. Η συνεχής μείωση του TiO₂ και του P₂O₅ δείχνει αντίστοιχα τη συνεχή απομάκρυνση τιτανίτη και απατίτη καθώς προχωρά η διαφοροποίηση.

Η συνεχής μείωση του Zr στα υπολειμματικά υγρά δείχνει τη συνεχή συμμετοχή του ορυκτού ζιρκονίου στη στερεά φάση σε όλη τη διάρκεια της διαφοροποίησης. Στο διάγραμμα μεταβολής του Y με τον D.I. (Σχ. 5), βλέπουμε ότι, αν και υπάρχει σχετική διασπορά των τιμών, η μέση τιμή μειώνεται από 48 ppm

στους KBMA σε 28 ppm στους BXM. Από εκεί και ύστερα όμως υπάρχει αύξηση προς τους BG και τους λευκογρανίτες. Ο απατίτης, το ζιρκόνιο και ο τιτανίτης αν και συμμετέχουν σε πολύ μικρά ποσοστά έχουν μεγάλους συντελεστές κατανομής του Y και μπορούν έτσι να εξηγήσουν την αύξησή του στο στερεό και τη μείωσή του στο τήγμα. Όμως, παραπάνω αναφέρθηκε ότι τα τρία αυτά ορυκτά συμμετέχουν στο στερεό σε όλη τη διάρκεια της διαφοροποίησης. Πρέπει λοιπόν να υποθέσουμε ότι ακόμη ένα ορυκτό, πιθανότατα η κεροσίλβη που παίρνει το Y, ελέγχει τη διαφοροποίηση μέχρι και τους BXM, ενώ δε συμμετέχει στα επόμενα στάδια εξέλιξης.

Η σχεδόν συνεχής μείωση του Sr στα πετρώματα που εξετάζονται μπορεί να αντανάκλα τη συνεχή συμμετοχή αστρίων στη στερεά φάση. Η μικρή αναστροφή της τάσης από τους KBXM στους BXM επιτρέπει να υποθέσουμε ότι σε αυτό το στάδιο κάποιος από τους δύο αστρίους (πλαγιόκλαστο ή K-άστριος) δεν παίζει ρόλο στη διαφοροποίηση. Πιθανότατα ο άστριος αυτός είναι το πλαγιόκλαστο που παίζει το σπουδαιότερο ρόλο στην κατανομή του Sr. Πάντως, είναι φανερό ότι οι άστριοι είναι ορυκτά που ελέγχουν την εξέλιξη της σειράς.

Στην πλουτωνική σειρά που μελετάμε το Rb αυξάνεται από 123 ppm στους KBMA σε 144 ppm στους KBXM. Κατόπιν μειώνεται στα 125 ppm στους BXM ενώ στη συνέχεια αυξάνεται μέχρι τους λευκογρανίτες που έχουν μέση περιεκτικότητα 199 ppm. Ακολουθεί πάλι μείωση προς τους απλίτες που περιέχουν 135 ppm. Επειδή το Rb ελέγχεται από την παρουσία K-αστρίου και βιοτίτη στο στερεό, όπου αυτό αυξάνεται, είναι ένδειξη ότι κάποιος από τα δύο ορυκτά, ή και τα δύο, υπάρχουν σε μικρή αναλογία στο στερεό ή δε συμμετέχουν καθόλου. Μπορούμε να συμπεράνουμε λοιπόν ότι κατά τη διαφοροποίηση από τον KBMA προς τον KBXM ο ρόλος του K-αστρίου ή και του βιοτίτη είναι περιορισμένος. Σταδιακά μικρότερη είναι και η συμμετοχή τους κατά την εξέλιξη από το βιοτιτικό χαλαζιακό μονζονίτη στο βιοτιτικό γρανίτη και στο λευκογρανίτη. Η κατανομή του λόγου Rb/Sr δείχνει ότι στα πρώτα στάδια της κρυστάλλωσης η συνύπαρξη πλαγιόκλαστου, K-αστρίου και βιοτίτη στο στερεό, έχει σαν αποτέλεσμα χαμηλές τιμές Rb/Sr στο τήγμα. Αντίθετα η συμμετοχή του πλαγιόκλαστου στο στερεό γίνεται πιο έντονη στα τελευταία στάδια με αποτέλεσμα την αντίστοιχη αύξηση του λόγου (HANSON 1978).

Η κατανομή του Zn σε σχέση με τον D.I. (Σχ. 5) δείχνει γενικά τη συμμετοχή βιοτίτη ή/και κεροσίλβης στο στερεό σε όλα τα στάδια της διαφοροποίησης. Η συμμετοχή των ορυκτών αυτών στο στερεό μειώνεται κατά το στάδιο από τον KBXM στο BXM, πιθανότατα δε μηδενίζεται ο βιοτίτης. Η τόσο μικρή αύξηση του Zn συνδυαζόμενη με τη μεταβολή των CaO, MgO, K₂O, Na₂O, Sr και Y σ' αυτό το στάδιο είναι ίσως μία ένδειξη για τα ορυκτά που ελέγχουν τη διαφοροποίηση. Η κατανομή του Ba δείχνει ότι στα πρώτα στάδια της διαφοροποίησης ο K-άστριος και ο βιοτίτης είτε συμμετέχουν, το καθένα από αυτά, σε μικρό ποσοστό στη στερεά φάση είτε δε συμμετέχουν καθόλου. Αυτό μπορεί να συμβαίνει

για το ένα ή και για τα δύο ορυκτά. Από το ΒΧΜ προς τον απλίτη η μείωση του Βα είναι συνεχής χωρίς αναστροφή, γεγονός που δείχνει ότι τα δύο ορυκτά ελέγχουν τη διαφοροποίηση.

Τα στοιχεία που παρατέθηκαν δείχνουν ότι η διαφοροποίηση του πλουτωνίτη είναι αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης που ελέγχεται από τα ορυκτά πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο, κερροσίλθη και βιοτίτη.

3. Μοντέλο κύριων στοιχείων

Ο προσδιορισμός των αντιπροσωπευτικών ποσοτικών σχέσεων μεταξύ των πετρογραφικών τύπων που περιγράφουν τη διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα, γίνεται με τη βοήθεια λογισμών μείξεως, με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, όπου χρησιμοποιούνται τα κύρια στοιχεία (πρόγραμμα GENMIX του LE MAITRE 1981).

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος στάδιο προς στάδιο όπου η κάθε μαγματική φάση δίνει ένα σωρευτικό στερεό και αφήνει ένα υπολειμματικό υγρό. Ως αρχικό (μητρικό) μάγμα θεωρείται η σύσταση του ΚΒΜΔ η οποία οδηγεί διαδοχικά στην εξέλιξη του πλουτωνίτη σύμφωνα με το σχήμα ΚΒΜΔ→ ΚΒΧΜ→ ΒΧΜ→ ΒΓ→ ΑΓ→ ΑΠ. Το κάθε ένα απ' αυτά τα πετρώματα αντιπροσωπεύεται από τη μέση χημική σύσταση του αντίστοιχου πετρογραφικού τύπου (Πιν. 2). Σε κάθε στάδιο χρησιμοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις ορυκτών αντιπροσωπευτικών του αντίστοιχου αρχικού πετρώματος. Ειδικά για το πλαγιόκλαστο χρησιμοποιήθηκαν και συστάσεις καθαρού αλβίτη και άνορθιτη από τους DEER et al. (1978, Πιν. 31, ανάλ. 1 και 8 αντίστοιχα). Χρησιμοποιείται ακόμη απατίτης από τους DEER et al. (1978, Πιν. 50, ανάλ. 2). Το προτεινόμενο μοντέλο ελέγχεται σε κάθε στάδιο με τις διαφορές πραγματικών τιμών των οξειδίων του αρχικού μάγματος από εκείνες που υπολογίζονται θεωρητικά.

Στον πίνακα 4 δίνονται η πραγματική σύσταση του μητρικού μάγματος (π), η υπολογιζόμενη σύσταση (υ), η σύσταση (πραγματική) του θυγατρικού τμήματος (θ), η διαφορά d για κάθε οξείδιο και το άθροισμα των τετραγώνων των διαφορών Σd². Δίνεται ακόμη η εξίσωση που περιγράφει το κάθε στάδιο. Η ορυκτολογική σύσταση του στερεού (%), δίνεται στον πίνακα 5.

Από τη μελέτη των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων βρήκαμε ποια είναι τα ορυκτά που πιθανόν συμμετέχουν στο κάθε στάδιο και ελέγχουν τη διαφοροποίηση. Οι προσπάθειες που έγιναν για το κάθε στάδιο όμως ήταν πάρα πολλές ώστε να καλυφθούν πολλές ορυκτολογικές παραγενέσεις. Επιλεγόταν κάθε φορά αυτή που είχε το μικρότερο Σd² και ταυτόχρονα επιβεβαιωνόταν απόλυτα σχεδόν από τα αποτελέσματα της γεωχημείας.

Πιν. 4. Δεδομένα και αποτελέσματα μοντέλων κλασματικής κρυστάλλωσης με κύρια στοιχεία για τον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα

Tab. 4. Data and results of major elements fractional crystallization models for the Eastern Varnountas plutonite

	1 ^ο στάδιο διαφοροποίησης ΚΒΜΔ προς ΚΒΧΜ				2 ^ο στάδιο διαφοροποίησης ΚΒΧΜ προς ΒΧΜ				3 ^ο στάδιο διαφοροποίησης ΒΧΜ προς ΒΓ			
	ΚΒΜΔπ	ΚΒΜΔυ	ΚΒΧΜθ	d	ΚΒΧΜπ	ΚΒΧΜυ	ΒΧΜθ	d	ΒΧΜπ	ΒΧΜυ	ΒΓθ	d
SiO ₂	53.60	53.43	60.95	0.17	60.95	60.39	60.72	0.56	60.72	60.83	69.43	-0.11
Al ₂ O ₃	17.28	16.90	16.51	0.30	16.51	16.55	16.73	-0.04	16.73	17.16	15.20	-0.43
H ₂ O	5.09	4.60	2.67	0.49	2.67	2.66	2.52	0.01	2.52	2.50	1.31	0.02
CaO	6.71	6.73	4.61	-0.02	4.61	4.56	4.55	0.05	4.55	4.44	2.47	0.11
Na ₂ O	3.97	3.80	3.83	0.17	3.83	4.58	4.80	-0.75	4.80	4.19	3.52	0.61
K ₂ O	2.79	2.62	4.02	0.17	4.02	4.28	4.00	-0.26	4.00	3.83	4.17	0.17
TiO ₂	1.26	0.85	0.74	0.41	0.74	0.62	0.62	0.12	0.62	0.91	0.43	-0.29
MnO	0.12	0.10	0.08	0.02	0.11	0.10	0.09	0.01	0.09	0.04	0.07	0.05
P ₂ O ₅	0.86	0.34	0.52	0.52	0.52	0.54	0.57	-0.02	0.57	0.99	0.23	-0.42
FeO	7.10	6.86	4.74	0.24	4.74	4.38	4.14	0.36	4.14	4.28	2.38	-0.14
	Σd ² =0.3855				Σd ² =1.0461				Σd ² =0.9465			
	ΚΒΜΔ=0.4794ΚΒΧΜ+0.2491Π(Απ _π)+0.0565Β+ +0.2023Ηβ+0.0012Τίτ+0.0066Μτ+0.0012Αρ				ΚΒΧΜ=0.9461ΒΧΜ+0.0298Κφ+ +0.0229Ηβ+0.0012Μτ				ΒΧΜ=0.5349ΒΓ+0.2770Π(Απ _π)+0.0127Κφ +0.1357Βι+0.0124Τίτ+0.0068Μτ+0.0206Αρ			
	4 ^ο στάδιο διαφοροποίησης ΒΓ προς ΑΓ				5 ^ο στάδιο διαφοροποίησης ΑΓ προς ΑΠ							
	ΒΓπ	ΒΓυ	ΑΓθ	d	ΑΓπ	ΑΓυ	ΑΠθ	d				
SiO ₂	69.43	69.26	73.60	0.17	73.60	73.86	79.59	-0.26	π=πραγματική σύσταση μητρικού μάγματος υ=υπολογιζόμενη σύσταση μητρικού μάγματος θ=σύσταση θυγατρικού μάγματος d=διαφορά π-υ			
Al ₂ O ₃	15.20	14.80	13.74	0.40	13.74	14.42	12.85	-0.68				
H ₂ O	1.31	1.18	0.50	0.13	0.50	0.51	0.08	-0.01				
CaO	2.47	2.06	1.06	0.41	1.06	0.87	0.60	0.19				
Na ₂ O	3.52	4.42	4.03	-0.90	4.03	4.14	2.19	-0.11				
K ₂ O	4.17	4.53	4.95	-0.36	4.95	5.33	6.85	-0.38				
TiO ₂	0.43	0.53	0.21	-0.10	0.21	0.91	0.09	-0.70				
MnO	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	-0.01				
P ₂ O ₅	0.23	0.45	0.09	-0.22	0.09	0.02	0.03	0.07				
FeO	2.38	2.22	1.24	0.16	1.24	1.51	0.62	-0.27				
	Σd ² =1.1821				Σd ² =1.1344							
	ΒΓΜ=0.7925ΑΓ+0.1300Π(Απ _π)+ +0.0594Βι+0.0071Τίτ+0.0021Ηβ+0.0090Αρ				ΑΓ=0.6974ΑΠ+0.2362Π(Απ _π)+ +0.0493Βι+0.0171Αρ							

4. Μοντέλο ιχνοστοιχείων

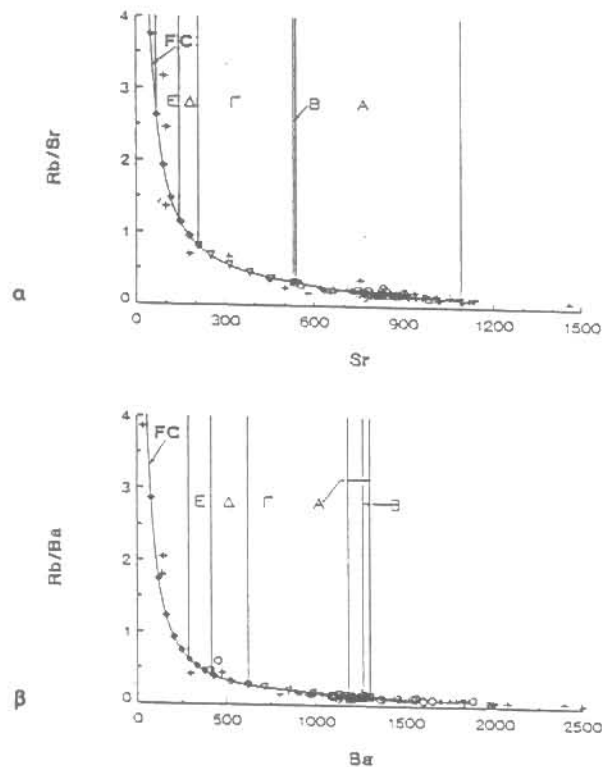
Με το πιο πάνω μοντέλο κλασματικής κρυστάλλωσης γίνεται προσπάθεια να εξηγηθεί η διαφοροποίηση του πλουτωνίτη. Ο έλεγχος όμως των μοντέλων αυτών γίνεται με τη βοήθεια των ιχνοστοιχείων. Για τη συγκεκριμένη περίπτωση χρησιμοποιήθηκαν τα ιχνοστοιχεία Rb, Ba και Sr. Η σειρά εργασίας είναι η εξής:

1) Για κάθε στοιχείο και για κάθε στάδιο διαφοροποίησης υπολογίζεται ο ολικός συντελεστής κατανομής D από τους συντελεστές κατανομής των στοιχείων (NASH & STRECKE 1980) και τα ορυκτά που αποτελούν τη στερεά φάση (Πιν. 5).

Πίν. 5. Ορυκτολογικές συστάσεις των ορυκτών παραγενέσεων και τιμές F του πίνακα 4

Tab. 5. Modal compositions of crystal fractions and F values of table 4

Στάδιο	Ορυκτές παραγενέσεις	F
1 ^ο (KBMA→KBXM)	48.08P1(Ap ₄₁)+10.87B1+38.93Hb+0.23Tit+1.66Mt+0.23Ap	0.48
2 ^ο (KBXM→BXHM)	55.28Kf+42.49Hb+2.23Mt	0.95
3 ^ο (BXHM→BΓ)	59.54P1(Ap ₂₈)+2.73Kf+29.17B1+2.67Tit+1.46Mt+4.43Ap	0.53
4 ^ο (BΓ→ΛΓ)	62.65P1(Ap ₁₉)+28.63B1+3.42Tit+ 1.01Mt+4.34Ap	0.79
5 ^ο (ΛΓ→ΑΠ)	78.06P1(Ap ₀)+16.29B1+5.65Tit	0.70



Σχ. 6. Μεταβολή του Rb/Sr vs Sr (α) και του Rb/Ba vs Ba (β). FC: Καμπύλη θεωρητικής κατανομής όπως προκύπτει από μοντέλο κλασματικής κρυστάλλωσης πέντε σταδίων (Α-Ε), τρίγωνα: F=1.0-0.48, τετράγωνα: F=(0.48)1.0-0.95, ανεστραμμένα τρίγωνα: F=(0.95)1.0-0.53, ανοικτοί ρόμβοι: F=(0.53)1.0-0.79 και κλειστοί ρόμβοι: F=(0.79)1.0-0.70. Για σύγκριση προβάλλονται και τα αναλυμένα πλουτωνικά (σταυροί) και γνευσιακά (κύκλοι) δείγματα.

Fig. 6. Variation of Rb/Sr vs Sr (a) and of Rb/Ba vs Ba (b). FC: Model trend for a five-stage (A-E) fractional crystallization, triangles: F=1.0-0.48, squares: F=(0.48)1.0-0.95, inverse triangles: F=(0.95)1.0-0.53, open rhombus: F=(0.53)1.0-0.79 and closed rhombus: F=(0.79)1.0-0.70. Analysed plutonic (crosses) and gneissic (circles) samples are plot for comparison.

2) Χρησιμοποιώντας σαν αρχικές συγκεντρώσεις C₀ τις μέσες περιεκτικότητες Rb, Sr και Ba των KBMA, που είναι αντίστοιχα 123, 1090, 1184 ppm, υπολογίζουμε τις συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων C₁ στα τμήματα για F=0.9 έως και 0.48. Η τιμή F=0.48 υπολογίστηκε κατά το πρώτο στάδιο.

3) Οι θεωρητικά υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις C₁ για κάθε F (Πιν. 5) χρησιμοποιούνται σαν αρχικές C₀ για το επόμενο στάδιο κλασματικής κρυστάλλωσης.

4) Οι θεωρητικές συγκεντρώσεις C₁ προβάλλονται στα διαγράμματα Rb/Sr-Sr (Σχ. 6α) και Rb/Ba-Ba (Σχ. 6β) και ορίζεται η καμπύλη (FC) η οποία αντιπροσωπεύει τη θεωρητική κατανομή των ιχνοστοιχείων για διεργασία κλασματικής κρυστάλλωσης που περιγράφεται από τις παραμέτρους του πίνακα 5.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι πετρογραφικοί τύποι που αναγνωρίστηκαν στον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούτα είναι οι παρακάτω: κερροσιλιθικός - βιοτιτικός μονζονιόριθς, κερροσιλιθικός - βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονιόριθς, βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονιόριθς, βιοτιτικός γρανίτης, λευκογρανίτης, μονζονιτικοί ξενόλιθοι και απλιτικές φλέβες. Με τους παραπάνω τύπους περιγράφονται οι σφθαλμογνεύσιοι και οι στικτοί γνεύσιοι που θεωρούνται ότι συνδέονται με τα πλουτωνικά πετρώματα.

Η σχέση των πετρωμάτων στο ύπαιθρο και τα γεωχημικά δεδομένα δείχνουν ότι οι πετρογραφικοί τύποι που απαντούν στον πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούτα είναι αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης. Οι μεταβολές των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων δείχνουν ότι η κλασματική κρυστάλλωση ελέγχεται κύρια από το πλαγιόκλαστο, την κερροσίλιθ, το βιοτίτη και τον K-άστριο, σε μικρότερο δε ποσοστό από το ζιρκόνιο, απατίτη, τιτανίτη και μαγνητίτη. Το προτεινόμενο μοντέλο, με βάση τα κύρια στοιχεία, δείχνει ότι 52% κλασματική κρυστάλλωση του μητρικού μάγματος οδηγεί σε μάγμα συστάσεως KBXM. Στη συνέχεια απαιτείται 5% κρυστάλλωση του KBXM για τη δημιουργία του BXHM και 47% κρυστάλλωση του τελευταίου για τη δημιουργία του BΓ, ενώ ο σχηματισμός του λευκογρανίτη απαιτεί 21% κρυστάλλωση του BΓ. Τέλος 30% κρυστάλλωση του τελευταίου δίνει τους απλίτες. Το μοντέλο των κύριων στοιχείων ελέγχεται με τη βοήθεια των ιχνοστοιχείων, όπου φαίνεται ότι η πραγματική κατανομή των Rb, Ba, Sr συμπίπτει με αυτή που περιγράφει το θεωρητικό μοντέλο. Η κατανομή των ιχνοστοιχείων των γνευσιακών πετρωμάτων ακολουθεί τη θεωρητική καμπύλη διαφοροποίησης των πλουτωνικών, γεγονός που δείχνει παρόμοιο τρόπο εξέλιξης για τη σειρά των γνευσιακών πετρωμάτων.

- AUBOUIN, J. (1957). Sur la geologie de la bordure meridionale de la plaine de Trikala (Thessalie). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 8, 222-232.
- BRUNN, J. (1956). Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 7, 1-346.
- COCHERIE, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2517-2522.
- COX, K.G., Bell, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. G. Allen & Unwin, London, 450pp.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1978). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London, 528pp.
- FAURE, G. (1977). *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 464pp.
- HANSON, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26-43.
- IUGS Subcommittee on the systematic of igneous rocks (1973). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *N. Jb. Min. Mh.*, 4, 149-164.
- ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α.Ε. (1983). Συμβολή στη μελέτη των πλουτώνων πετρωμάτων του Δυτικού Βαρνούντα. *Διδ. Διατρ.*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα, 182 σελ.
- ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1986). Συγκριτική μελέτη των μεθόδων I.U.G.S. και De La Roche et al. για την συστηματική κατάταξη των μαγματικών πετρωμάτων. Εφαρμογή στα πλουτώνια πετρώματα του Βαρνούντα (Β.Δ. Μακεδονία). *Ορυκτός πλούτος*, 40, 25-32.
- ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1988). The tectonic setting of the Varnountas plutonic complex; a geochemical point of view. *Ορυκτός πλούτος*, 54, 53-58.
- ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. & ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Κ. (1989). Πετρογραφική και πετροχημική μελέτη των πλουτώνων πετρωμάτων του όρους Baba (Γιουγκοσλαβία). *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας*, XXIII/2, 561-576.
- ΚΙΛΙΑΣ, Α.Α. (1980). Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του Ανατολικού Βαρνούντα. (ΒΔ. Μακεδονία). *Διδ. Διατρ.*, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 271 σελ.
- ΚΙΛΙΑΣ, Α.Α. (1982). Η τεκτονική δομή και το πρόβλημα της ηλικίας του πλουτωνίτη του Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας*, XVI, 5-14.
- ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α. & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ, Γ. (1987). Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). Πρόδρομος ανακοίνωση. *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας* (υπό εκτύπωση).
- LE MAITRE, R.W. (1981). GENMIX - A generalized petrological mixing model program. *Computers & Geosciences*, 7, 229-247.
- MAALØE, S. (1985). *Principles of Igneous Petrology*. Springer Verlag, Berlin, 374pp.
- ΜΑΡΑΚΗΣ, Γ. (1969). Γεωχρονολογήσεις επί γρανιτών της Μακεδονίας. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 21, 121-152.
- MARTIN, N. (1987). Petrogenesis of Trondhjemites, Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland: Major and Trace Element Geochemistry. *Journ. of Petrol.*, 28, 921-953.
- MITTLEFEHLDT, D.W. & MILLER, C.F. (1982). Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 109-124.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ.Μ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών Ελληνίδων. *Υψηγεία*, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 289 σελ.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ., ΣΑΠΟΥΝΤΖΗΣ, Ε., ΚΙΛΙΑΣ, Α., ΕΛΕΦΘΕΡΙΑΔΗΣ, Γ. & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ, Γ. (1983). Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1673-1681.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2309-2322.
- OSSWALD, K. (1938). Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. *Denksch. der geol. Landesanstalt von Griechenland*, f. 3, Athen.
- PAPANIKOLAOU, D. & ZAMBETAKIS - LEKKAS, A. (1980). Nouvelles observations et datations de la base de la serie pelagonienne dans la region de Kastoria, Grece. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291, 155-158.
- PETERSEN, J.S. (1980). Rare-earth element fractionation and petrogenetic modeling in charnockitic rocks, Southwest Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 161-172.
- ROBB, L.J. (1983). Trace element trends in granites and the distinction between partial melting and crystal fractionation processes: case studies from two granites in southern Africa. In AUGUSTITHIS, S.S. (ed.). "The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems and Controversies". Theophrastus publications S.A., Athens, 279-294.
- SAAVEDRA, J., ROSSI DE TOSELLI, J., TOSELLI, A. & GARCIA-SANCHEZ, A. (1985). The origin of the two-mica granites of the Lana Pelada pluton, Tucuman, northwest Argentina. *Lithos*, 18, 179-185.
- STOJIANOV, R. (1974). A general review of the evolution of magmatic and metamorphic processes in the rocks of the Prilep city environs (Macedonia, Yugoslavia). *Thesis*, Univ. Belgrade, 1972. (English summary), Skopje, 1974, 116 pp.
- STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 169-206.
- SULTAN, M., BATIZA, R. & STUCHIO, N.C. (1986). The origin of small-scale geochemical and mineralogic variations in a granite intrusion. A crystallization and mixing model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 513-523.
- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Am. J. Sci.*, 258, 664-684.