

Πρακτικά	4ου Συνεδρίου	Μάϊος 1988	
Δεστ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XXIII/2	σελ. 561-576	Αθήνα 1989
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΒΑΒΑ (ΓΙΟΥΓΚΟΣΛΑΒΙΑ)

Α. ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΥ, Κ. ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΥ

ΣΥΝΟΨΗ

Η μελέτη της ορυκτολογικής σύστασης της πετρογραφίας και της χημικής σύστασης των πλουτωνίων πετρωμάτων του όρους Βαβα έδειξε ότι τα πετρώματα αυτά είναι ανάλογα με τους γρανίτες, γρανοδιωρίτες-χαλαζιακούς μονζονίτες του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, όσον αφορά τον ιστό, τα ορυκτολογικά συστατικά και το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης.

Οι διαφορές που διαπιστώθηκαν κατά την μελέτη του χημισμού είναι πιθανόν να οφείλονται στην μεγαλύτερη συμμετοχή λιθόσφαιρας και κατ'επέκταση πελαγικών ιζημάτων στην δημιουργία του μητρικού μάγματος.

ABSTRACT

The study of the mineral constituents, the petrology and the chemistry of the plutonic rocks from the Baba mountain showed that these rocks are analogous to the Varnoundas granites, granodiorites-quartz monzodiorites regarding their texture, mineral constituents and geotectonic environment.

The differences in the chemistry is probably due to a higher contribution of the lithosphere and consequently pelagic sediments to the genesis of the parent magma.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα πλουτώνια πετρώματα του όρους Βαβα της Νοτίου Γιουγκοσλαβίας αποτελούν την φυσική συνέχεια του πλουτωνίτη του Βαρνούντα.

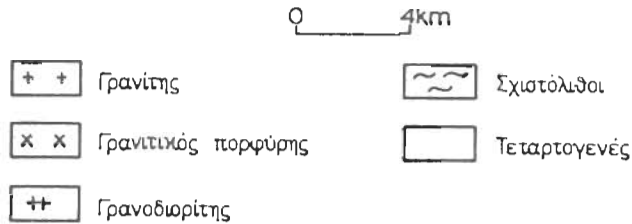
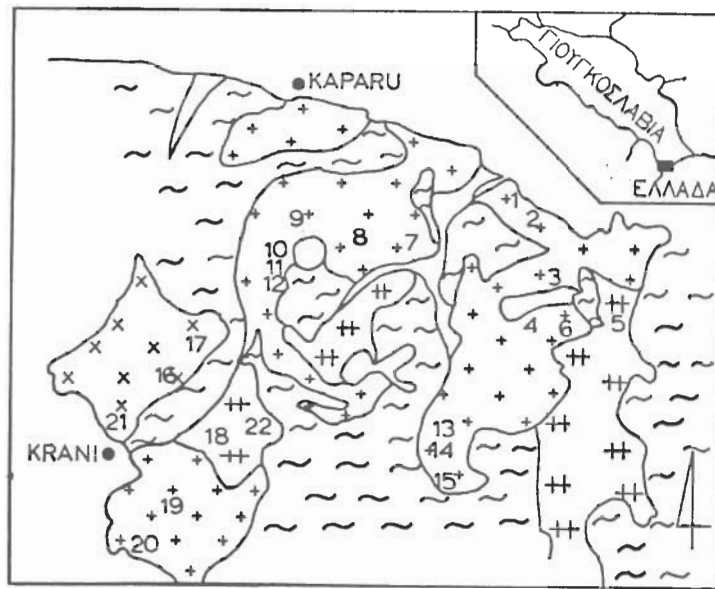
Εκτός από την χαρτογράφηση της περιοχής από τον ΚΑΡΑΪΟΒΑΝΟΒΙΤΣ (1972) καμία ουσιαστική πετρογραφική ορυκτολογική ή πετροχημική μελέτη της περιοχής δεν είχε γίνει στο παρελθόν.

Στην εργασία αυτή περιγράφονται τα ορυκτά συστατικά των πετρωμάτων. Διακρίνονται οι πετρογραφικοί τύποι, μελετάται η χημική τους σύσταση και το γεωτεκτονικό τους περιβάλλον και γίνεται σύγκριση με τα αντίστοιχα πλουτώνια πετρώματα του Βαρνούντα.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι δειγματοληψία παρουσίασε ιδιαίτερες δυσκολίες γιατί η περιοχή που μελετήθηκε αποτελεί εθνικό πάρκο με πυκνή βλάστηση, το δε νότιο τμήμα του όρους Βαβα είναι παραμεθόριος περιοχή.

KATERINOPOULOS, A. KYRIAKOPOULOS, K. PETROGRAPHIC AND PETROCHEMICAL STUDY OF THE PLUTONIC ROCKS FROM BABA MOUNTAIN (YUGOSLAVIA).

Department of Geology, Panepistimionpolis, Ano Ilissia 15784 Athens
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστos" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.



Σχ. 1. Γεωλογικός χάρτης του όρους Baba (N. Γιουγκοσλαβία) και περιοχές δειγματοληψίας.

Fig. 1. Geological map of the Baba mountain (S. Yugoslavia): sampling sites.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Τα πλουτώνια πετρώματα που μελετήθηκαν έχουν διεισδύσει στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης S.1 και αποτελούν την συνέχεια μέσα στην Γιουγκοσλαβία των πλουτωνίων πετρωμάτων του Βαρνούντα.

Ο PROTIC (1950) μελετώντας το ανατολικό τμήμα του όρους Pelister ή Perister (συνώνυμο του Baba mountain) περιγράφει γνεύσιους, σχιστόλιθους με σιλλιμανίτη και κορδιερίτη, σχιστόλιθους με επίδοτο και ζουσίτη καθώς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, σαν πετρώματα επαφής ενός πορφυροειδή κατά τόπους βιοτικού γρανίτη.

Ο MEDWEINICH 1956 (από ΚΙΛΙΑ 1980) στην γεωλογική μελέτη του για την νότια Γιουγκοσλαβία, τοποθετεί την περιοχή βόρεια εκείνης του πλουτωνίτη του Βαρνούντα σε ξεχωριστή ζώνη που ονομάζει "Korab-Perister". Η περιοχή αυτή κατέχεται από :

- α. Βιοτιτικούς και διμαρμαρυγιακούς γρανίτες που διασχίζονται από βασιικές φλέβες.
- β. Σειρά παραγνευσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και αμφιβολιτών.
- γ. Παλαιοζωϊκή σχιστολιθική - ασβεστολιθική σειρά, όπως την ονομάζει, με χαμοσίτες, που αποτελείται από αργιλικούς σχιστόλιθους, ψαμμίτες φυλλίτες, ασβεστιτικούς φυλλίτες, χαλαζίτες, χαλαζιακά κροκαλοπαγή και παλαιοζωϊκούς ασβεστολίθους.
- δ. Ελαφρά κρυσταλλωμένους ασβεστολίθους.

Οι ΠΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ and ΣΤΟΪΑΝΟΒ (1983) θεωρούν την ζώνη Korab-Perister συνέχεια μέσα στον Γιουγκοσλαβικό χώρο της ενότητας Καστοριάς όπως αυτή ορίστηκε από τους ΠΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ et ΖΑΜΒΕΤΑΚΙΣ-ΛΕΚΚΑΣ (1980).

Οι ΠΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ and ΣΤΟΪΑΝΟΒ (1983) περιγράφοντας την ενότητα Καστοριάς σημειώνουν την απουσία ανθρακικών πετρωμάτων στον ελλαδικό χώρο και διακρίνουν το ανώτερο σύστημα, που αποτελείται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους φυλλίτες και χαλαζίτες και το κατώτερο από γρανίτες και γνεύσιους.

Ο ΚΑΡΑΪΟΒΑΝΟΒΙΖ (1972) διακρίνει στην περιοχή του όρους Baba:

- α. Μεταμορφωμένα παλαιοζωϊκά πετρώματα (ορίζοντες χαλαζιακών σερικιτιτικών σχιστολίθων, πρασινοσχιστολίθων και φυλλιτικών πετρωμάτων).
- β. Μαγματικά πετρώματα. Αυτά αποτελούνται από γρανοδιωρίτες και σηνίτες. Αλκαλικοί γρανίτες και αδμελίτες διασχίζουν τους γρανοδιωρίτες. Ένα σύστημα βασικών φλεβών (γόββροι, δολερίτες, διαβάσες) διασχίζουν όλα τα παραπάνω πετρώματα. Τέλος σαν νεότερη διείσδυση εμφανίζεται ο "μυρμηκιτικός γρανίτης" στο δυτικό τμήμα.

Όσον αφορά την τεκτονική δράση στην περιοχή, ο ΙΖΜΑΪΛΟΒ (1960) σε μια γενική μελέτη της τεκτονικής της Μακεδονίας, υποστηρίζει ότι οι γρανίτες του όρους Περιστέρι είναι τα τελευταία προϊόντα του μαγματικού κύκλου κατά την Ερκύνιο πύχωση. Οι γρανίτες αυτοί συμπανοποίησαν τις αποθέσεις του Καληδονίου-Ερκύνιου γεωσυγκλήνου και δημιούργησαν την επι-ερκύνιο πλατφόρμα.

Ο ΚΙΛΙΑΣ (1980, 1982) στην τεκτονική μελέτη του ανατολικού Βαρνούντα αναγνωρίζει τέσσερεις τουλάχιστον παραμορφωτικές φάσεις που πύχωσαν την περιοχή.

Σχετικά με την ηλικία του πλουτωνίτη ο ΔΕΛΕΟΝ (1969 από ΚΙΛΙΑ 1980) προσδιόρισε με τη μέθοδο γεωχρονολόγησης K-Ar σε βιοτίτες ηλικία 461 εκατ. χρόνια, ενώ με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτες 59 εκατ. χρόνια (μέσος όρος 5 μετρήσεων) και σε μοσχοβίτες 173 εκατ. χρόνια (μέσος όρος 2 αναλύσεων).

Η SOPTRAJANOVA (1967 από PAPANIKOLAOU and STOJIANOV 1983) προσδιόρισε με τη μέθοδο K-Ar ηλικία 456 εκατ. χρόνια για τον γρανοδιόριτη του όρους Baba.

Προσδιορισμοί με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτες από τα πλουτώνια πετρώματα του Βαρνούντα (ΜΑΡΑΚΗΣ 1968), έδωσαν ηλικία 242+7 εκατ. χρόνια (μέσος όρος 5 αναλύσεων), ενώ ένα δείγμα έδωσε ηλικία 463+12 εκατ. χρόνια (μέσος όρος 2 αναλύσεων). Νεότεροι προσδιορισμοί με την ίδια μέθοδο έδωσαν ηλικίες 526 + 17 και 468 ± 15 εκατ. χρόνια για δυο δείγματα γρανοδιωριτών (ΚΙΛΙΑΣ 1980).

Αναλύσεις σε κρυστάλλους ζιρκονίων από τα πλουτώνια πετρώματα της Καστοριάς με τη μέθοδο U-Pb, έδωσαν ηλικία 302 ± 5 -15 εκατ. χρόνια (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983).

Σύμφωνα με τα παραπάνω η ηλικία των πλουτωνίων πετρωμάτων θεωρείται Παλιζωϊκή από όλους τους ερευνητές εκτός από τον ΚΙΛΙΑ (1980, 1982) ο οποίος βασιζόμενος σε τεκτονικές παρατηρήσεις στη ευρύτερη περιοχή του Ανατολικού Βαρνούντα θεωρεί τον πλουτωνίτη Μεσοζωϊκής ηλικίας.

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι που παρουσιάζονται στην περιοχή είναι :

A. Γρανίτης

Μεσόκκοκο ισοκοκκώδες πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και χρώμα ανοικτό γκρίζο. Κύρια ορυκτολογικά συστατικά είναι : χαλαζίας, αλκαλικό άστριο, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης και συχνά ο μοσχοβίτης, ενώ ως επουσιώδη συμμετέχουν επίδοτο, τιτανίτης, γρανάτης, απατίτης, αλανίτης και αδιαφανή ορυκτά (δείγματα J1, J2, J3, J4, J6, J7, J8, J9, J10, J11, J12, J13, J14, J15, J19, J20). Τα δείγματα J1 και J2 βρίσκονται στην περιφέρεια του πλουτωνίτη και παρουσιάζουν γενευσιακή υφή, με παράλληλη τοποθέτηση των ορυκτολογικών συστατικών και έντονη πυριτώση, όπως φαίνεται και από τη χημική τους σύσταση (Πιν. 1).

B. Γρανιτικός πορφύρης

Ο πετρογραφικός αυτός τύπος παρουσιάζεται έντονα τεκτονισμένος. Έχει χρώμα λευκό λόγω της απουσίας εγχρώμων ορυκτών. Πρόκειται για ολοκρυσταλλικό πέτρωμα με πορφυροειδή ιστό. Η κύρια μάζα αποτελείται από κρυστάλλους χαλαζία συχνά θρυμματισμένους που παρουσιάζουν κυματοειδή κατάσβεση, επίσης από αστρίους και φυλλάρια μοσχοβίτη.

Οι φαινοκρύσταλλοι είναι κυρίως μικροκλινής σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους με μέγεθος που φτάνει τα 3 mm. Συχνά παρουσιάζουν ρωγμές που έχουν γεμίσει με χαλαζιακό υλικό.

Επουσιώδη συστατικά είναι ο βιοτίτης, ο τιτανίτης και αδιαφανή ορυκτά (δείγματα J16, J17, J21).

Γ. Γρανοδιόριτης

Αδρόκοκκο ισοκοκκώδες πέτρωμα με γρανιτικό ιστό και οκούρο χρώμα. Κύρια ορυκτολογικά συστατικά είναι τα πλαγιόκλαστα, οι αλκαλικοί άστριοι, ο χαλαζίας, η κερσατίλη και ο βιοτίτης, ενώ επουσιώδη είναι το επίδοτο, ο σερικίτης, ο τιτανίτης και τα αδιαφανή ορυκτά (δείγματα J5, J18, J22).

Η μελέτη στο μικροσκόπιο των κυριότερων ορυκτών των παραπάνω πετρογραφικών τύπων έδειξε τα εξής :

Δείγμα	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	NIM-S	
SiO ₂	77.07	77.49	72.10	72.44	63.89	71.08	71.96	71.97	71.70	71.09	73.08	63.77	
TiO ₂	0.13	0.16	0.20	0.19	0.53	0.32	0.34	0.20	0.23	0.21	0.17	0.04	
Al ₂ O ₃	12.80	12.03	15.49	15.41	18.39	14.76	15.37	15.25	15.24	15.43	15.07	17.30	
Fe ₂ O ₃	0.56	0.68	0.46	0.28	0.97	0.76	0.89	0.33	0.43	0.48	0.45	1.42	
FeO	0.45	0.55	0.71	0.80	1.80	1.18	1.08	0.82	0.91	0.71	0.53	—	
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	
MgO	0.14	0.13	0.47	0.30	1.69	0.45	0.72	0.40	0.57	0.48	0.29	0.53	
CaO	0.41	0.54	1.66	1.38	3.32	1.69	2.32	1.55	1.64	1.53	1.36	0.67	
Na ₂ O	3.37	2.64	4.52	4.72	5.13	3.42	4.86	4.47	4.62	4.06	4.15	0.44	
K ₂ O	4.81	5.66	3.21	4.05	2.49	4.42	1.73	4.42	4.08	4.51	4.57	15.84	
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.07	0.04	0.23	0.10	0.12	0.04	0.06	0.07	0.03	0.11	
LOI	0.51	0.50	0.88	0.62	1.09	0.78	1.02	0.37	0.37	0.75	0.47	—	
Σύνολο	100.28	100.40	99.79	100.25	99.58	98.99	100.46	99.84	99.88	99.35	100.18	99.50	
			NORM % (κατά βάρος)										
QZ	37.88	39.01	28.97	25.64	14.10	29.49	30.67	24.71	24.39	25.93	27.94		
CR	1.31	0.58	1.56	0.76	1.22	1.28	1.29	0.30	0.25	1.09	0.83		
OR	28.43	33.45	18.97	23.93	14.72	26.12	10.22	26.12	24.11	26.65	27.01		
AB	28.52	22.34	38.25	39.94	43.41	28.94	41.13	37.83	39.10	34.36	35.12		
AN	2.03	2.68	8.23	6.85	16.47	8.38	11.51	7.69	8.14	7.59	6.75		
D1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
HY	0.54	0.56	1.81	1.71	5.93	2.19	2.56	1.92	2.42	1.82	1.07		
MT	0.81	0.98	0.66	0.41	1.41	1.10	1.30	0.48	0.62	0.69	0.65		
LM	0.25	0.30	0.38	0.36	1.01	0.61	0.65	0.38	0.44	0.40	0.32		
H1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
AP	0.02	0.00	0.16	0.09	0.53	0.23	0.28	0.09	0.14	0.16	0.07		

Πίν. 1: Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων.

α) Πλαγιόκλαστα

Συμμετέχουν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους σε ποσοστό που κυμαίνεται από 15% στους γρανίτες μέχρι 31% στους γρανοδιορίτες. Παρουσιάζουν αλβιτική πολυδυμία, σχισμό (001) τέλειο και (010) ασαφή.

Για τον προσδιορισμό της περιεκτικότητας σε An % χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος κατά RITTMAN η δε σύστασή τους κυμαίνεται από 17 μέχρι 22% σε An, δηλαδή έχουν σύσταση ολιγοκλάστου. Συχνά οι κρύσταλλοι των πλαγιόκλαστων εγκλείουν επίδοτο, σπανιότερα βιοτίτη και περιέχουν δευτερογενή σερικίτη.

β) Αλκαλικοί άστριοι

Απαντούν και στους τρεις πετρογραφικούς τύπους σε ποσοστό που κυμαίνεται από 17% στους γρανοδιορίτες μέχρι 35% στους γρανίτες. Παρουσιάζονται σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους με τέλειο σχισμό (001) και καλό (010).

Ο αλκαλικός άστριος που επικρατεί είναι ο μικροκλινης με "σταυρωτή" διδυμία και γωνία οπτικών αξόνων περίπου 83°. Το ορθόκλαστο παραμορφάζεται με διδυμία Karlsbad ή ελεύθερο διδυμία με γωνία 2N περίπου 68°. Και οι δύο τύποι καλιούχων αστρών παρουσιάζουν περθίτες νηματώδους μορφής.

Μυρμηκίτες παρατηρήθηκαν στα δείγματα J16, J17 και J21. Πρόκειται για τον πετρογραφικό τύπο που χαρακτηρίζεται "μυρμηκίτικος γρανίτης" στο χάρτη του ΚΑΡΑΖΟΒΑΝΟΒΙΤΣ (1972). Οι μυρμηκίτικες συμφύσεις έχουν τη μορφή λοβοειδών προεκβολών καλιούχου αστρίτου μέσα σε πλαγιόκλαστο.

Παρατηρήθηκαν εγκλείσματα πλαγιόκλαστων, χαλαζία καθώς και ρωγμές που έχουν γεμίσει με κόκκους χαλαζία και σερικίτη.

γ) Χαλαζίας

Είναι κύριο ορυκτολογικό συστατικό, το δε ποσοστό του κυμαίνεται από 22 μέχρι 45%. Στο μικροσκόπιο είναι διαυγής, σε αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που πληρούν τους ελεύθερους χώρους μεταξύ των υπολοίπων ορυκτών.

Η τεκτονική δράση στην περιοχή έχει προκαλέσει κυματοειδή κατάσβεση και συχνά θρυμματισμό των κρυστάλλων του χαλαζία.

δ) Βιοτίτης

Αποτελεί το κύριο σιδηρομαγνησιούχο συστατικό των γρανιτικών μελών, όπου συνοδεύεται από μοσχοβίτη και των γρανοδιοριτών στους οποίους βρίσκεται σε ίδιο ποσοστό με τους αμφίβλους. Παρουσιάζεται με μορφή φυλλαρίων με έντονο πλεοχρωτισμό με η_α : κίτρινο, η_γ : βαθύ καστανό χρώμα και μικρή γωνία 2V. Σε ορισμένα δείγματα γρανοδιοριτών ο βιοτίτης παρουσιάζει πλεοχρωτισμό με η_α : κίτρινοπράσινο και η_γ : βαθύ πράσινο χρώμα.

ε) Αμφίβολοι

Παρατηρήθηκαν μόνο στους γρανοδιορίτες και έχουν τα χαρακτηριστικά της κοινής κερουσίλβης, με τέλειο σχισμό (110) και έντονο πλεοχρωτισμό, η_α : κίτρινοπράσινο, η_β : βαθύ λαδοπράσινο και η_γ : γαλζοπράσινο.

στ) Μοσχοβίτης

Παρουσιάζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που μελετήθηκαν σε σύνδεση με τον βιοτίτη. Παρατηρούνται υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι με τέλειο σχισμό (001) και ασθενή πλεοχρωτισμό. Με βάση ιστολογικά κριτήρια πρόκειται πιθανώς για πρωτογενή μοσχοβίτη, σε αντίθεση με τον δευτερογενή σερικίτη που παρατηρήθηκε σε μικρότερα φυλλάκια με ανάμεσα περατωτικά άκρα και εγκλείεται κυρίως σε πλαγιόκλαστα και σε αλκαλικούς αστρίους σε μικρότερο ποσοστό.

Πλν. 1. Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων. (συνέχεια)

	J12	J13	J14	J15	J16	J17	J18	J19	J20	J21	J22	RM-1
SiO ₂	73.24	72.54	73.09	72.19	76.64	75.13	67.51	71.94	71.66	76.46	65.50	74.24
TiO ₂	0.17	0.22	0.24	0.21	0.22	0.23	0.42	0.21	0.20	0.18	0.41	0.26
Al ₂ O ₃	15.07	15.36	14.22	15.29	13.20	13.45	15.51	15.68	15.64	12.87	17.80	13.77
Fe ₂ O ₃	0.44	0.37	0.66	0.37	0.99	1.09	1.33	0.99	0.83	0.73	1.12	1.89
FeO	0.54	0.80	1.08	0.82	0.53	0.53	1.15	0.27	0.36	0.53	1.24	—
MnO	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.40	0.04
MgO	0.29	0.42	0.48	0.34	0.37	0.28	1.46	0.36	0.39	0.22	1.54	0.35
CaO	1.36	1.49	1.90	1.49	0.36	0.26	2.18	1.44	1.42	0.35	3.02	1.19
Na ₂ O	4.18	4.58	3.53	4.76	2.73	2.66	4.34	4.58	4.52	3.31	4.48	4.05
K ₂ O	4.47	4.19	3.71	4.01	5.33	5.93	4.76	4.32	4.50	5.41	2.61	4.40
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.05	0.05	0.01	0.02	0.19	0.04	0.05	0.01	0.17	0.05
LOI	0.38	0.41	0.55	0.43	0.96	0.97	0.89	0.73	0.75	0.57	1.31	—
Σύνολο	100.18	100.45	99.54	99.99	101.35	100.56	99.79	100.59	100.34	100.66	99.60	100.20
QTZ	28.29	25.66	33.06	25.04	39.04	35.99	17.44	25.14	24.52	35.37	22.24	
COR	0.89	0.58	0.95	0.41	2.29	2.19	0.00	0.85	0.76	0.94	1.47	
OR	26.42	24.76	21.93	23.70	31.50	35.04	28.13	25.53	26.59	31.97	14.96	
AB	35.37	38.76	29.87	40.28	23.10	22.51	36.73	38.76	38.25	28.01	38.48	
AN	6.75	7.39	9.43	7.39	1.79	1.29	8.79	7.14	7.04	1.74	14.43	
D1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.59	0.00	0.00	0.00	6.55	
HY	1.12	1.90	2.31	1.76	0.92	0.70	3.31	0.90	0.97	0.67	0.00	
MT	0.63	0.53	0.95	0.54	1.13	1.10	1.93	0.36	0.64	1.05	0.93	
ILM	0.32	0.42	0.46	0.40	0.42	0.44	0.80	0.40	0.38	0.34	0.67	
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.33	0.00	0.74	0.39	0.00	0.00	
AP	0.05	0.12	0.12	0.12	0.02	0.05	0.44	0.09	0.12	0.02	0.26	

NORM % (κατά βάρος)

4. ΠΕΤΡΟΧΗΜΕΙΑ

Για τη μελέτη του χημισμού των πετρωμάτων έγιναν χημικές αναλύσεις για τα κύρια στοιχεία σε 22 αντιπροσωπευτικά δείγματα.

Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων και οι δυνητικές συστάσεις σύμφωνα με τη μέθοδο C.I.P.W δίνονται στον πίνακα 1. Στον ίδιο πίνακα δίνονται οι αναλύσεις των standards RGM-1 και NIM-S για την πιστοποίηση της ακρίβειας των αναλύσεων.

Οι μεταβολές των κύριων στοιχείων φαίνονται στα διαγράμματα του σχήματος 2 όπου προβάλεται η εκατοστιαία κατά βάρος συμμετοχή των οξειδίων σε σχέση με την περιεκτικότητα σε SiO₂ που θεωρείται κριτήριο διαφοροποίησης.

Στον πίνακα 2 δίνονται τα αποτελέσματα από τις χημικές αναλύσεις για ιχνοστοιχεία τόσο των πετρωμάτων της περιοχής που μελετήθηκε όσο και αντιπροσωπευτικών δειγμάτων από τα πετρώματα του Βαρνούντα (117-Κ γρανίτης, 53-Γ χαλαζιακός μονζονίτης, 62-Υ χαλαζιακός μονζονιοριτικός πορφύρης, 112-Χ χαλαζιακός μονζονιορίτης). Η επανάληψη της ανάλυσης αυτών των τελευταίων κρίθηκε αναγκαία ώστε τα αποτελέσματα να είναι απόλυτα συγκρίσιμα. Οι μικροσκοπίσεις που προκύπτουν με τις αναλύσεις ιχνοστοιχείων που έχουν αναφερθεί για τα πετρώματα του Βαρνούντα (ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ 1983, 1987) οφείλονται στη συσκευή αναλύσεων XRF (PW-PHILIPS) που χρησιμοποιήθηκε για τις αναλύσεις αυτής της εργασίας.

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα πλουτώνια πετρώματα του όρους Βαβα της νοτίου Γιουγκοσλαβίας αποτελούνται από γρανίτες και γρανοδιορίτες.

Οι πετρογραφικοί αυτοί τύποι συγκρινόμενοι με τους αντίστοιχους του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, του οποίου αποτελούν τη φυσική συνέχεια στο Γιουγκοσλαβικό χώρο είναι ανάλογοι στον ιστό όσο και στα ορυκτολογικά συστατικά με τους γρανίτες και γρανοδιορίτες—χαλαζιακούς μονζονιορίτες δηλαδή τα πετρώματα της δεύτερης διεύθυνσης στην περιοχή του Βαρνούντα (ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ 1983).

Όσον αφορά το χημισμό των πετρωμάτων, από τα διαγράμματα μεταβολής του σχήματος 2 προκύπτει ότι τα οξείδια TiO₂, MgO, FeO ολικό, Al₂O₃, P₂O₅, Na₂O και CaO παρουσιάζουν μείωση ενώ το K₂O παρουσιάζει ελαφρά αύξηση κατά την πρόοδο της διαφοροποίησης. Οι μεταβολές αυτές πρέπει να οφείλονται στην μείωση του ποσοστού των σιδηρομαγνησιούχων συστατικών και την αύξηση της συμμετοχής χαλαζία και αλκαλικών αστρίων στα οξινώτερα μέλη. Σε όλα τα διαγράμματα ο συντελεστής συσχέτισης είναι υψηλός.

Η μείωση του σιδήρου και η αύξηση του πυριτίου κατά την πρόοδο της διαφοροποίησης είναι χαρακτηριστικό των ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων. Ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας επιβεβαιώνεται και από άλλα κριτήρια όπως ο δείκτης σ κατά RITTMAN που είναι για όλα τα δείγματα μικρότερος του 4 και η προβολή στο διάγραμμα AFM.

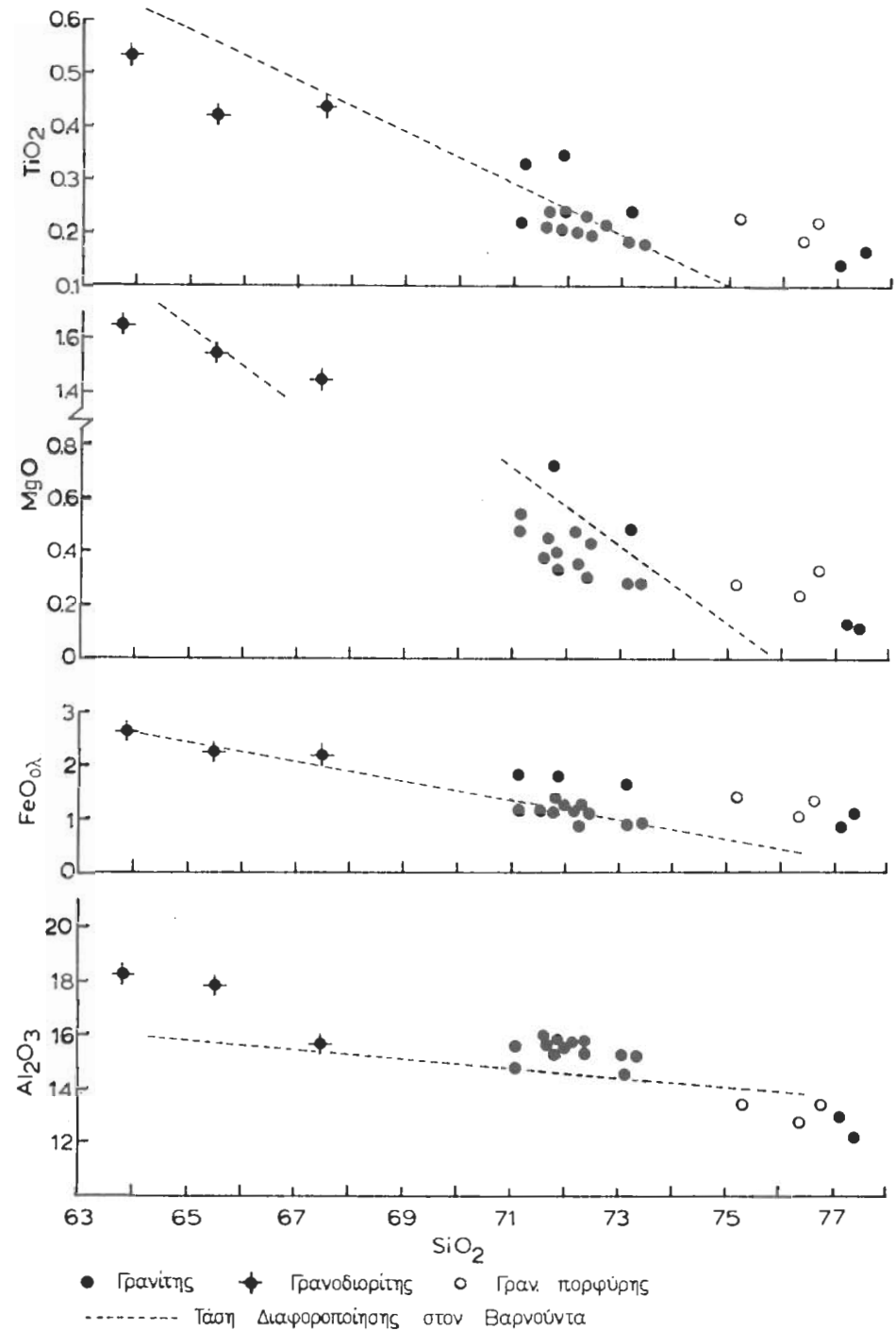
Το γεωτεκτονικό περιβάλλον των πλουτωνίων πετρωμάτων μπορεί να καθοριστεί από γεωχημικά κριτήρια. Με βάση το διαχωρισμό των PETRO et al. (1979) τα πετρώματα που μελετήθηκαν σχηματίστηκαν σε περιθώρια συγκρούμενων λιθοσφαιρικών πλακών, δηλαδή ανήκουν σε σειρά συμπίεσης, εφθσον:

α. Οι κατανομές συχνότητας του δείκτη διαφοροποίησης και του δυνητικού πλαγιόκλαστου παρουσιάζουν ένα μέγιστο στην ενδιάμεση περιοχή (σχ. 3).

β. Στο διάγραμμα AFM παρουσιάζεται πολύ μικρή διασπορά κατά μήκος της πλευράς FM.

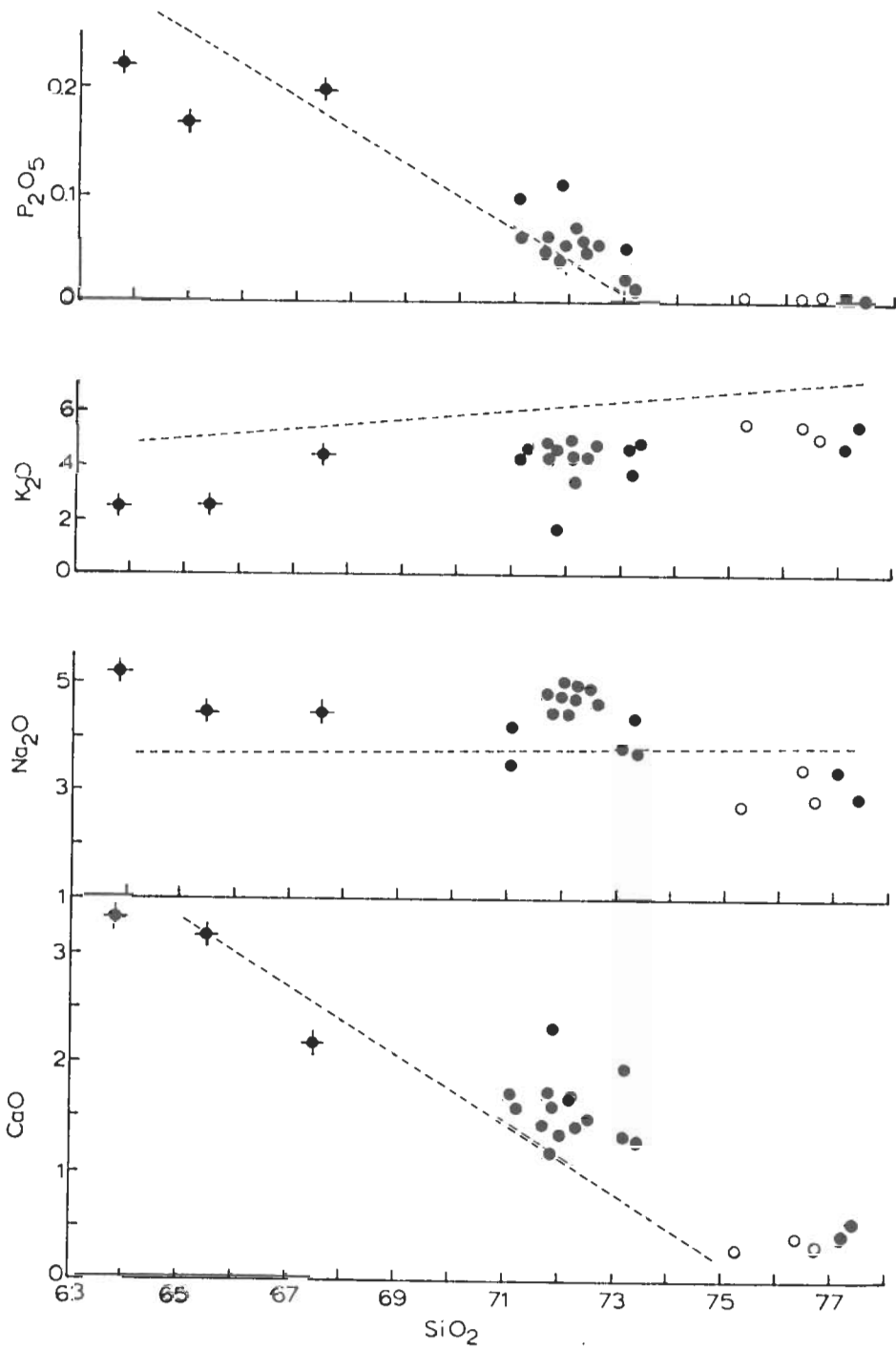
γ. Όλα τα δείγματα που αναλύθηκαν, εκτός από ένα, είναι υπεραργιλικά.

Με βάση τα γεωχημικά κριτήρια των PEARCE et al. (1984) τα πετρώματα που μελετήθηκαν χαρακτηρίζονται ως γρανίτες ηφαιστειακού τόξου (σχ. 4). Όπως διαπιστώθηκε και για τα πλουτώνια πετρώματα του Βαρνούντα (ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ 1987).

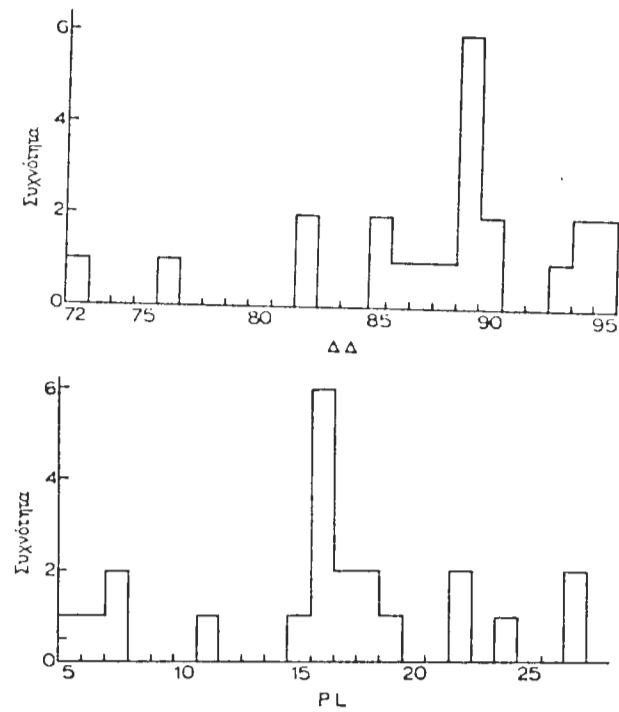


Σχ. 2. Προβολή των κύριων στοιχείων ως προς το SiO₂.

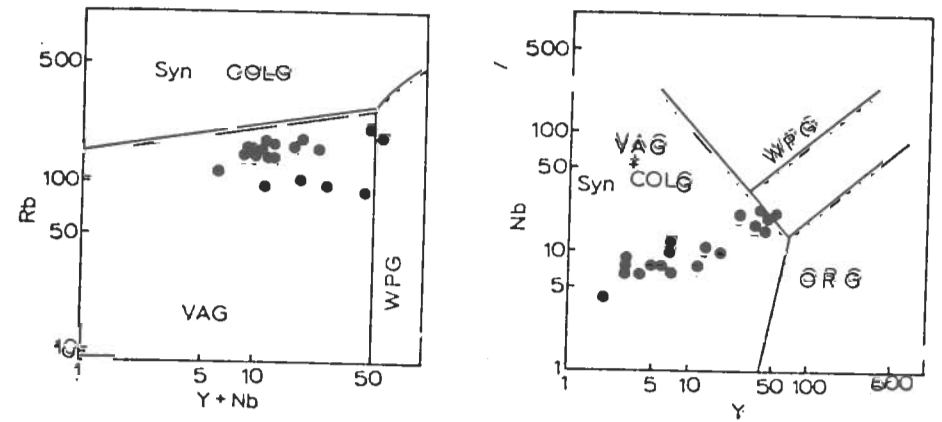
Fig. 2. Major element plot v. SiO₂.



Εχ. 2. Προβολή των κύριων στοιχείων ως προς το SiO_2 .
Fig. 2. Major element plot v. SiO_2 .



Εχ. 3. Κατανομές συχνότητας του δείκτη διαφοροποίησης (Δ.Δ) και του δυναμικού πλαγιοκλάστου (PL).
Fig. 3. Distribution of the frequency of the differentiation index (D.I) and the normative plagioclase (PL).



Εχ. 4. Προβολή των δειγμάτων που μελετήθηκαν στα διαγράμματα Nb-Y και Rb-(Y+Nb) κατά PEARCE et al. (1984).
Fig. 4. Plot of the studied samples in the Nb-Y and Rb-(Y+Nb) diagrams after PEARCE et al. (1984).

Η εφαρμογή των κριτηρίων των CHAPPEL and WHITE (1974) για τον καθορισμό του τύπου των γρανιτών έδειξε ότι:

- α. Η περιεκτικότητα σε νάτριο είναι υψηλή. Μόνο σε τρία δείγματα το ποσοστό σε Na_2O είναι μικρότερο του 3.2.
- β. Ο λόγος των μοριακών αναλογιών $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ είναι μικρότερος του 1.1 για 13 από τα 22 δείγματα.
- γ. Ένα μόνο δείγμα παρουσιάζει δυνητικό διοψίδιο και το δυνητικό κορούνδιο είναι υψηλότερο του 1 % σε 9 δείγματα.
- δ. Τα διαγράμματα μεταβολής είναι σχεδόν ευθύγραμμα.
- ε. Οι συστάσεις περιορίζονται σε σχετικά υψηλές τιμές του SiO_2 .

Από τις παραπάνω παρατηρήσεις δεν μπορεί να καθοριστεί η προέλευση των πλουτωνίων πετρωμάτων που μελετήθηκαν εφόσον παρουσιάζουν χαρακτήρες S-type και I-type γρανιτών.

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων είναι συχνά καθοριστική για την ερμηνεία των πετρολογικών προβλημάτων.

Σύμφωνα με τις τιμές του πίνακα 2 στα πλουτώνια πετρώματα του όρους Baba κατά την πρόοδο της διαφοροποίησης αυξάνεται η περιεκτικότητα σε Rb, Nb, Y και Th ενώ μειώνεται η συμμετοχή στο Ba, Ga, Zr και Sr. Η συμπεριφορά ορισμένων από αυτά τα ιχνοστοιχεία (όπως Rb και Sr) δεν συμφωνεί με εκείνη που διαπιστώθηκε στα πετρώματα του πλουτωνίτη του Βαρνούντα (ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ 1983).

Για την παραπάνω μελέτη της κατανομής των ιχνοστοιχείων κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα των κανονικοποιημένων, ως προς τον πρωτογενή μανδύα, τιμών αντιπροσωπευτικών δειγμάτων γρανίτη (δείγματα J6 και J10) και γρανοδιορίτη (δείγματα J5 και J18). Για την κανονικοποίηση χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές που προτείνονται από τους WOOD et al. (1979).

Τα διαγράμματα αυτά (σχ. 5) είναι παρόμοια μεταξύ τους και ανάλογα αυτών που δίνονται από τους PEARCE et al. (1984) για τους γρανίτες ηφαιστειακού τόξου.

Στο σχήμα 6 δίνονται αντίστοιχα διαγράμματα κανονικοποιημένων τιμών για αντιπροσωπευτικούς πετρογραφικούς τύπους του Βαρνούντα. Στα διαγράμματα αυτά διαπιστώνεται μια πορεία διαφοροποίησης όπως φαίνεται από την σταδιακή μείωση της αρνητικής ανωμαλίας του Th, συνεχή αύξηση της θετικής ανωμαλίας του Zr, τη σταδιακή μεταβολή της θετικής ανωμαλίας του Sr προς αρνητική και την σταδιακή μεταβολή του Ce το οποίο από μικρή αρνητική ανωμαλία στον μονζοδιορίτη, καταλήγει σε θετική ανωμαλία στον γρανίτη.

Τα διαγράμματα των πετρωμάτων του όρους Baba (σχ. 5) παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές από αυτά του σχήματος 6, με κυριότερα χαρακτηριστικά τις έντονες αρνητικές ανωμαλίες του P και Ce και έντονες θετικές ανωμαλίες των La, Sr και Zr.

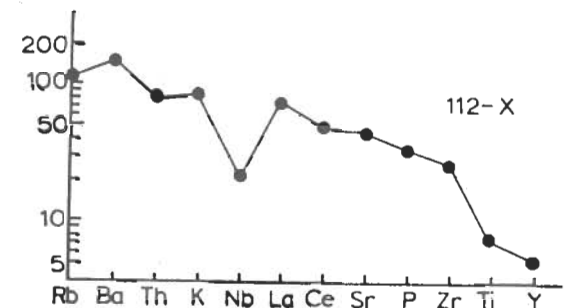
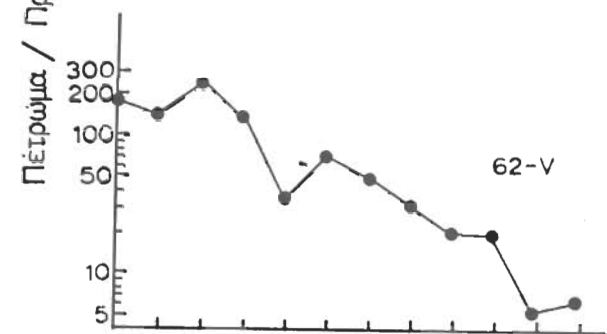
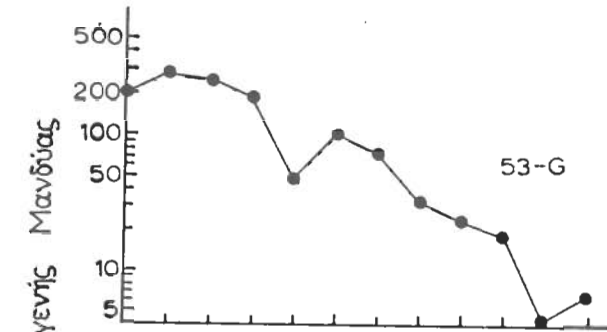
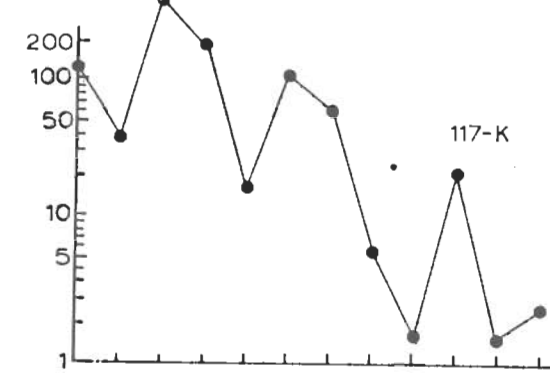
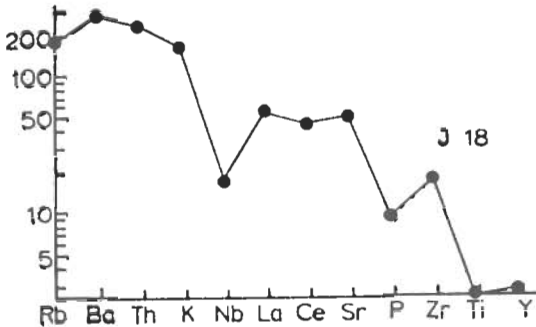
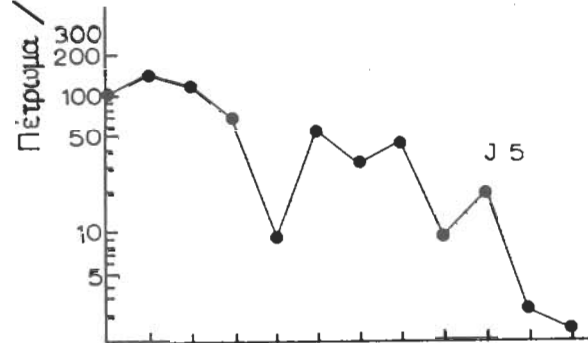
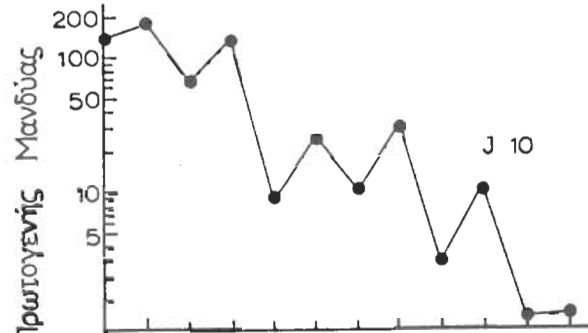
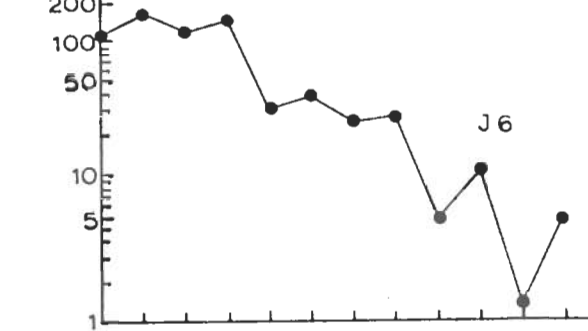
Βάσει τα παραπάνω θεωρείται πιθανή η δημιουργία του μάγματος από το οποίο έχουν προέλθει τα πλουτώνια πετρώματα του όρους Baba στο γεωτεκτονικό περιβάλλον ενός ηφαιστειακού τόξου.

Οι διαφορές στη συμμετοχή των ιχνοστοιχείων σε σχέση με τα πλουτώνια πετρώματα του Βαρνούντα είναι δυνατό να οφείλονται σε μεγαλύτερη συμμετοχή της λιθόσφαιρας και κατ'επέκταση πελαγικών ιζημάτων στην δημιουργία του μητρικού μάγματος.

Η σε διαφορετική ποσότητα συμμετοχή της λιθόσφαιρας στη δημιουργία μάγματος κατά μήκος ενός ηφαιστειακού τόξου μπορεί να οφείλονται σε ανομοιογένεια του πάχους της λιθόσφαιρας κατά μήκος του τόξου όπως έχει διαπιστωθεί σε ενεργά ηφαιστειακά τόξα (KARIG et al. 1981, MITROPOULOS et al. 1987).

Πίν. 2. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων.

Δείγμα	Ba	La	Ce	Th	Rb	U	Sr	Y	Zr	Nb	Ga
J1	192	30	45	20	248	5	33	37	122	21	20
J2	285	31	46	21	201	4	78	35	121	15	19
J4	1039	8	29	3	162	3	532	5	112	7	28
J5	1395	49	76	14	103	2	1347	12	256	7	31
J6	1243	57	92	12	89	5	607	26	124	19	26
J8	1193	13	15	5	111	1	672	3	119	4	24
J9	1096	14	40	9	154	5	786	7	129	10	28
J10	1466	20	25	7	133	4	757	7	136	6	24
J11	1059	5	17	6	141	2	490	3	95	6	24
J12	1034	10	18	7	139	2	492	4	98	6	25
J13	1057	15	27	8	158	1	574	6	120	7	25
J14	1549	26	54	11	95	3	362	18	114	9	21
J15	1102	13	29	6	147	2	595	5	134	8	28
J16	418	38	67	27	192	4	59	48	239	19	22
J17	505	35	71	26	219	4	36	43	258	18	22
J18	2082	39	81	22	149	4	1122	14	212	10	26
J19	966	14	30	10	136	1	577	5	123	7	28
J20	1102	10	14	6	151	2	594	3	119	7	28
J21	308	36	55	26	185	6	69	41	147	14	20
117-K	314	93	136	46	127	4	148	13	265	12	17
53-G	2071	75	145	24	173	6	780	37	218	29	21
62-V	1157	52	97	23	157	4	744	34	215	22	22
112-X	1139	52	95	8	95	2	1068	31	298	14	25



Σχ. 5. Διαγράμματα κανονικοποιημένων τιμών για πλουτώνια πετρώματα του βουνού Baba.

Fig. 5. Normalized values diagrams of the plutonic rocks of Baba mountain.

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

Fig. 6. Normalized values diagrams of the plutonic rocks of Varnoundas.

Στην υπόθεση της μεγαλύτερης συμμετοχής πελαγικών ιζημάτων για τη δημιουργία του μητρικού μάγματος, από το οποίο προήλθαν τα πλουτώνια πετρώματα του όρους Baba, συνηγούνται τόσο η συμπεριφορά του Ce (έντονες αρνητικές ανωμαλίες) (HOLG et al. 1984), όσο και οι χαρακτήρες S-type γρανιτών που παρουσιάζουν εν μέρει τα πλουτώνια πετρώματα.

Οι συγγραφείς ευχαριστούν τον καθηγητή της Γεωλογικής Σχολής του Stip, Risto Stojanov για την ουσιαστική του βοήθεια, τον Επίκουρο Καθηγητή Π. Μητρόπουλο για τις εποικοδομητικές συζητήσεις και τον κ. Β. Βεργενάκη για την σχεδίαση των εικόνων.

Β Ι Β Λ Ι Ο Γ Ρ Α Φ Ι Α

- CHAPPEL, B.W and WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- HOLE, M.J., SAUNDERS, A.D., MARRINER, G.F., TURNER, J. (1984). Subduction of pelagic sediments: Implications for origin of Ce, anomalous basalts from the Mariana Islands. *J. Geol. Soc. London*, 141, 453-472.
- IZMAYLOV, W.A. (1960). Les traites principaux de la tectonique de la Macédoine. *Bull. Inst. Geol. Rep. Maced. Scopja*, 7, p. 28-36.
- KARAJOVANOVIC, M. (1972). Geological structure of the Baba mountain Pelister, Macedonia (summary). *Bull. Inst. Geol. Rep. Maced.*, 15, p. 51.
- KARIG, D.E. and KAY, R.W. (1981). Fate of sediments on the descending plate at convergent margins *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 301: 233-251.
- ΚΑΤΕΡΙΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1983). Συμβολή στη μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων του δυτικού Βαρνούντα. Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθηνών.
- KATERINOPOULOS, A. (1987). The tectonic setting of the Varnoundas plutonic complex. Ορυκτός πλούτος, υπό έκδοση.
- ΚΙΑΙΑΣ, Δ. (1980). Γεωλογική και Τεκτονική μελέτη της περιοχής του Α. Βαρνούντα. Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Θεσσαλονίκης.
- ΚΙΑΙΑΣ, Δ. (1982). Μικροτεκτονική ανάλυση των τεκτονιτών και του πλουτωνίτη του Βαρνούντα. Ορυκτός πλούτος, 16, 41-52.
- ΜΑΡΑΚΗΣ, Γ. (1969). Γεωχρονολογήσεις επί γρανιτών της Μακεδονίας. *Annal. Geol. Pays Hell.*, 21, 147-161.
- MITROPOULOS, P., TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. and MERCSH (1987). Petrogenesis of cenozoic volcanic rocks from the Aegean island arc. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 32, 177-193.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηλά, Παν/μιο Θεσσαλονίκης.
- OSSWALD, K. (1938). Geologische geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. *Denkschr. Geol. Land. Griech.*, 3, Athens.
- PAPANIKOLAOU, D. and ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1980). Nouvelles observations et datations de la base de la serie Pelagionienne (S.S.) dans la region de Kastoria, Grece. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 291, p. 155-158.
- PAPANIKOLAOU, D. and STOJANOV, R. (1983). Geological correlations between the Greek and the Yugoslave part of the Pelagonian metamorphic Belt. *Sassi ed: I.G.C.P. No 5, Newsletter*, 5, 145-152.
- PEARCE, J.A., HARRIS, H.B.W. and TINDLE, A.G. (1984). Trace element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extentional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26, 217-235.
- ΠΡΩΤΙΣ, Μ. (1950). Contribution a l' etude du petrographie du Peristeri Macédoine (resume). *Ann. Geol. Pe-is. Balk. Inst. Geol. Univ. Beogr.*, 28, 174-175.
- RITTMANN, A. (1957). On the serial character of igneous rocks. *Egypt.-J. Geol.* 1, p. 23-48.