

ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΒΑΡΝΟΥΝΤΑ (ΒΑ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ)

Α. Κορωναίος*, Τ. Σολδάτος*, Γ. Χριστοφίδης* και Γ. Ελευθεριάδης*

ABSTRACT

The origin of the Eastern Varnountas plutonite is studied. The geochemistry showed that the plutonic sequence is the result of fractional crystallization of an initial magma with composition similar to a hornblende-biotite monzodiorite (Ε&Ι&Α). The geochemical and isotopic data of the initial magma are presented, and it is attempted to determine its parental source. Several major and trace element petrogenetic models are examined for the origin of the plutonite in a volcanic arc geotectonic environment. Finally, it is concluded that the initial magma of the plutonite is derived by partial melting of a LILE-enriched upper mantle.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Εξετάζεται η προέλευση του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα. Από τη μελέτη της γεωχημείας του πλουτωνίτη βρέθηκε ότι η σειρά των πετρογραφικών τύπων οφείλεται σε διεργασία κλασματικής κρυστάλλωσης αρχικού μάγματος με σύσταση αντίστοιχη του κερροσιλβικού-βιοτιτικού μονζοδιορίτη (ΚΒΜΔ). Παρουσιάζονται τα γεωχημικά και ισοτοπικά δεδομένα του αρχικού αυτού μάγματος και γίνεται προσπάθεια να προσδιοριστεί το μητρικό υλικό του. Εξετάζονται οι διάφορες υποθέσεις προέλευσης μάγματος σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και συμπεραίνεται ότι το αρχικό μάγμα του πλουτωνίτη προέρχεται από μερική τήξη εμπλουτισμένου σε LILE άνω μανδύα.

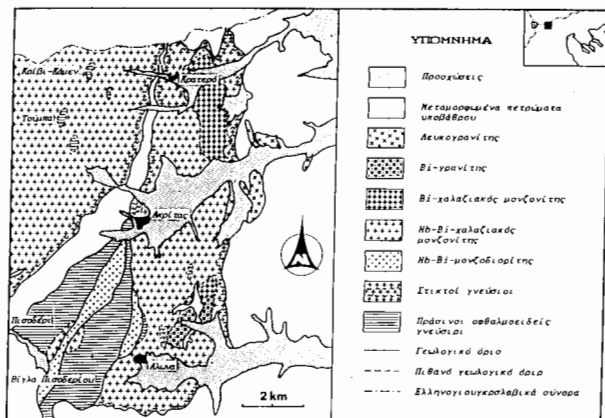
ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο πλουτωνίτης που μελετάται βρίσκεται στην περιοχή του Ανατ. Βαρνούντα που γεωλογικά ανήκει στην Πελαγονική ζώνη.

Η Πελαγονική αποτελεί ένα τεκτονικό κάλυμμα που τοποθετήθηκε κατά το Ηώκαινο πάνω στην αλπικής ηλικίας (Τριαδικό-Ηώκαινο) ανθρακική ενότητα Ολύμπου και αποτελείται, από τους κατώτερους προς τους ανώτερους ορίζοντες από (ΚΙΛΙΑΣ & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1988): α) ένα πολυμεταμορφωμένο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Παλαιοζωικής ηλικίας, β) μια μετακλαστική ακολουθία άνω Παλαιοζωικής-κάτω Τριαδικής ηλικίας και γ) ένα ελαφρά ανακρυσταλλωμένο ανθρακικό κάλυμμα Τριαδικού-ουρασιακής ηλικίας.

Ειδικά η περιοχή του Ανατ. Βαρνούντα αποτελείται από δύο πετρογραφικά συστήματα: α) το σύστημα των πλουτωνικών πετρωμάτων που περιλαμβάνει πετρώματα με τυπικό γρανιτοειδή ιστό και πετρώματα με γνευσιακή υφή, όπως πράσινους οφθαλμοειδείς γνεύσιους και στικτούς γνεύσιους που αποτελούν γνευσιωμένα τμήματα των τυπικών πλουτωνικών πετρωμάτων και β) το σύστημα των μεταμορφω-

2 Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, 540 06 Θεσσαλονίκη



Σχ. 1: Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα.

Fig. 1: Petrographic map of the Eastern Varnountas plutonite.

μένων πετρωμάτων στο οποίο διεισδύουν τα προαναφερθέντα πλουτωνικά (ΚΙΛΙΑΣ 1980, 1982, ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991, 1994).

Ο πλουτωνίτης του Ανατ. Βαρνούντα συνίσταται από τους παρακάτω πετρογραφικούς τύπους (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991): κερροσιλιβικός-βιοτιτικός μονζοδιορίτης (ΚΒΜΔ), κερροσιλιβικός-βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης, βιοτιτικός χαλαζιακός μονζονίτης, βιοτιτικός γρανίτης, λευκογρανίτης, απλίτης, μονζονιτικά εγκλείσματα και γνευσιωμένοι χαλαζιακοί μονζονίτες. Στις επαφές του πλουτωνίτη με τα περιβάλλοντα πετρώματα σχηματίζονται κερατίτες (Σχ. 1).

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά των πετρωμάτων είναι χαλαζίας, μικροκλινής, πλαγιόκλαστο (όξινο ολιγόκλαστο-όξινοσ ανδεσίνης), βιοτίτης και κερροσίλβη (μαγνησιοκεροσίλβη, εδενιτική κερροσίλβη και εδενίτης). Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, επίδοτο, αλλανίτης, απατίτης, ζιρκόνιο και μαγνητίτης (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

Από τη γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη προκύπτει ότι τα πετρώματα παρουσιάζουν αρκετά μεγάλο εύρος συστάσεων, έχουν στενή χημική συγγένεια και αποτελούν μια συνεχή σειρά που η εξέλιξη της οφείλεται σε κλασματική κρυστάλλωση. Οι τάσεις στα διαγράμματα μεταβολής δείχνουν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Το αρχικό μάγμα αντιστοιχεί στη σύσταση του ΚΒΜΔ. Από τα ισότοπα Sr και τα οξυγονοϊσότοπα αποκλείστηκε η συμμετοχή του ηπειρωτικού φλοιού κατά την εξέλιξη της πλουτωνικής σειράς (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991, ΚΟΡΩΝΕΟΣ et al. 1993).

Η γένεση του πλουτωνίτη συνδέεται με ζώνη κατάδυσης σε γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Η ηλικία του πλουτωνίτη είναι 297 ± 5 εκατ. χρόνια (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991, ΚΟΡΩΝΕΟΣ et al. 1993) και εντάσσεται χρονικά στην Ερκύνια ορογένεση.

Πλουτωνικά σώματα Ερκύνιας ηλικίας αναφέρονται και αλλού στη Δ. Μακεδονία και Θεσσαλία (Καστοριά, Ολυμπιάδα, Βερδικούσσα, Ανω Πιέρια, Καμβούνια κ.ά.) και ερμηνεύονται ως αποτέλεσμα μαγματισμού που έλαβε χώρα κατά την κατάδυση της Παλεοτηθύος κάτω από την Πελαγονική (ΡΕ-ΡΙΡΕΡ et al. 1993a, ΡΕ-ΡΙΡΕΡ et al. 1993b).

Ο σκοπός της εργασίας αυτής είναι να συμπληρώσει τη μέχρι τώρα μελέτη του πλουτωνίτη με α) τον προσδιορισμό της αρχικής πηγής από την οποία προήλθε το μητρικό μάγμα της πλουτωνικής σειράς και β) τον ποσοτικό έλεγχο των διαδικασιών προέλευσης του μητρικού μάγματος.

ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΚΑΙ ΙΣΟΤΟΠΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΑΡΧΙΚΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Από τη μελέτη της εξέλιξης του πλουτωνίτη του Βαρνούντα βρέθηκε, όπως προηγουμένως αναφέρθηκε, ότι το αρχικό μάγμα, το οποίο με κλασματική κρυσ-

στάλλωση έδωσε τα πετρώματα που τον αποτελούν, είχε σύσταση αντίστοιχη του KBMD. Πρέπει εδώ να αναφερθούν τα διάφορα χαρακτηριστικά αυτού του μάγματος, διότι το ζητούμενο στην παρούσα μελέτη είναι ο προσδιορισμός του μητρικού υλικού από το οποίο το αρχικό μάγμα προέρχεται.

Στον Πίνακα 1 παρουσιάζονται οι περιεκτικότητες κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων του KBMD (μέση τιμή 5 δειγμάτων - 2 δειγμάτων για τις REE). Το KBMD μάγμα παρουσιάζεται εμπλουτισμένο σε LILE (Large Ion Lithophile Elements) όπως διαπιστώθηκε από αραχνογράμματα για το γεωτεκτονικό περιβάλλον (ΚΟΡΩ-ΝΑΙΟΣ 1991). Οι ελαφριές σπάνιες γαίες (LREE) παρουσιάζονται σχετικά αυξημένες ως προς τις βαριές σπάνιες γαίες (HREE) όπως εκφράζεται από την τιμή του λόγου $(La/Lu)_{CN}=21.7$.

Τα ισοτοπικά δεδομένα του αρχικού μάγματος είναι σχετικά χαμηλά. Η τιμή $\delta^{18}O$ του KBMD (δείγμα Π-7) είναι 6.06 και είναι η μικρότερη τιμή από τα δείγματα που αναλύθηκαν και παρουσιάζουν σχετικά μικρό εύρος (6.06 στον KBMD ως 8.48 στο λευκογρανίτη). Ο αρχικός ισοτοπικός λόγος $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ τόσο για την πλουτωνική σειρά όσο και για τον KBMD είναι ο ίδιος (0.706).

ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΑΡΧΙΚΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Με βάση τα δεδομένα που παρουσιάστηκαν για το γεωτεκτονικό περιβάλλον και το χημισμό του αρχικού μάγματος, η προσπάθεια δημιουργίας ενός γεωτεκτονικού μοντέλου γένεσης του πλουτωνίτη απαιτεί την εύρεση της φύσης και της θέσης του μητρικού υλικού, που αποτέλεσε την πηγή προέλευσης του μάγματος.

Επειδή το αρχικό μάγμα (KBMD) έχει σύσταση παρόμοια με ένα ανδεσιτικό μάγμα θεωρούμε ότι οι πιθανοί τρόποι για τη προέλευσή του πρέπει να περιλαμβάνουν κυρίως τρόπους γένεσης ανδεσιτικού μάγματος. Έτσι λοιπόν, αυτοί πρέπει να αναζητηθούν μεταξυ των παρακάτω (HALL 1987):

1. Μερική τήξη α) ιζηματογενών πετρωμάτων (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) του ανώτερου φλοιού και β) πυριγενών πετρωμάτων (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) του κατώτερου φλοιού.
2. Μερική τήξη βασαλτικού υλικού της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας με τη μορφή α) αμφιβολίτη, σε μικρά βάθη και β) εκλογίτη, σε μεγαλύτερα βάθη.
3. Μερική τήξη μανδουακού περιδοτίτη με την παρουσία νερού α) γρανατούχου λερζόλιθου και β) σπινελιούχου λερζόλιθου.
4. Κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού υλικού ελεγχόμενη από α) ολιβίνη + πлагιόκλαστο \pm πυρόξενο σε άνυδρες συνθήκες, β) αμφίβολο \pm πυρόξενο σε ένυδρες συνθήκες και γ) ορυκτολογική παραγένεση ανάλογη του εκλογίτη
5. Ρύπανση του βασαλτικού μάγματος από πιο όξινο υλικό του φλοιού.
6. Μείξη μαγμάτων.

Οι παραπάνω τρόποι περιλαμβάνουν διεργασίες μερικής τήξης, κλασματικής κρυστάλλωσης, ρύπανσης και μείξης μαγμάτων. Ως μητρικά υλικά εξετάζονται ιζηματογενή και πυριγενή πετρώματα του φλοιού, ο θολειϊτικός βασάλτης και ο μανδουακός περιδοτίτης. Στην προσπάθεια προσδιορισμού του μητρικού υλικού και της διεργασίας γένεσης βοηθούν τα ισοτοπικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του αρχικού μάγματος που παρατέθηκαν. Οι υποθέσεις 1, 5 και 6 μπορούν εύκολα να ελεγχθούν μόνο με ισοτοπικά κριτήρια ή πετρολογικά κριτήρια (η 6). Οι υπόλοιπες υποθέσεις (2, 3, και 4) θα ελεγχθούν με τη χρήση μοντέλων κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων.

Η διαδικασία που ακολουθείται για την κατασκευή του μοντέλου είναι η εξής:

Κύρια στοιχεία

α) Χρησιμοποιώντας τις χημικές συστάσεις της κατά περίπτωση εξεταζόμενης αρχικής πηγής και του τελικού πετρώματος (εν προκειμένω του KBMD) υπολογίζο-

Πιν. 1: Χημική σύσταση του KBMΔ και των αρχικών πηγών που χρησιμοποιήθηκαν στα μοντέλα προέλευσης του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα.

Table 1: Chemical composition of the KBMΔ and the parental sources used in the origin models of the Eastern Varnountas plutonite.

	KBMΔ	P-MORB	GA-PERID	SP-PERID
SiO ₂ (wt%)	53.60	51.18	45.89	44.20
TiO ₂	1.26	1.69	0.09	0.13
Al ₂ O ₃	17.28	16.01	1.57	2.05
FeO _t	7.10	8.46	6.91	8.29
MnO	0.16	0.16	0.11	0.13
MgO	5.09	6.90	43.46	42.21
CaO	6.71	11.49	1.16	1.92
Na ₂ O	3.97	2.74	0.16	0.27
K ₂ O	2.79	0.43	0.12	0.06
Sr (ppm)	1090	155		24*
Rb	123	10		7
Ba	1184	86		7
La	64.1	6.9		0.7
Ce	150.3	17.8		1.9
Nd	63.0	13.6		1.4
Sm	10.0	4.6		0.4
Eu	2.5	1.6		0.2
Yb	3.2	3.5		0.5
Lu	0.3	0.5		0.1
Ni	73	132		33000
Cr	124	225		7950

KBMΔ: Κεροστιλβικός-βιολιτικός μονζοδιορίτης (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991)

P-MORB: θολειτικός βασάλτης (WILSON 1989, πιν. 10.3, στήλη 8)

GA-PERID: Γρανατούχος λερζόλιθος (MAALØE & AOKI 1977, από WILSON 1989, πιν. 3.4)

SP-PERID: Σπινελιούχος λερζόλιθος (MAALØE & AOKI 1977, από WILSON 1989, πιν. 3.4)

* Οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων του μανδουακού περιδοτίτη είναι τριπλάσιες αυτών του χονδρίτη (NAKAMURA 1974) (DOSTAL et al. 1977a,b, MIDDLEMOST 1985)

νται η χημική σύσταση του υπολειμματικού στερεού (R) καθώς και το ανώτερο ποσοστό (F) του τήγματος που προκύπτει από τη μερική τήξη ή την κλασματική κρυστάλλωση. (Η διαδικασία σταματάει όταν ένα από τα οξειδία K₂O ή Na₂O καταναλώνεται).

β) Από τη χημική σύσταση του υπολειμματικού στερεού και χρησιμοποιώντας τις χημικές συστάσεις των ορυκτών, από τα οποία θεωρούμε ότι αποτελείται, υπολογίζεται η ορυκτολογική του σύσταση (modal) με τη βοήθεια του προγράμματος GENMIX (LE MAITRE 1981).

Ιχνοστοιχεία

Τα παραπάνω αποτελέσματα ελέγχονται με τη βοήθεια των ιχνοστοιχείων Sr, Rb, Ba, Ni, Cr και των REE.

γ) Με δεδομένα την ορυκτολογική σύσταση του υπολειμματικού στερεού, τους συντελεστές κατανομής (Kd) των ιχνοστοιχείων για κάθε ορυκτό του υπολειμματι-

κού στερεού (HENDERSON 1982), των συγκεντρώσεων των ιχνοστοιχείων της αρχικής πηγής (Co) και την τιμή F, και χρησιμοποιώντας κατά περίπτωση τις εξισώσεις της μερικής τήξης ή κλασματικής κρυστάλλωσης (NEUMAN et al. 1954 από HANSON 1978, SHAW 1970) υπολογίζονται για κάθε ιχνοστοιχείο οι μέγιστες και οι ελάχιστες συγκεντρώσεις (Cl_{max} και Cl_{min}) υποθετικών τηγμάτων που προκύπτουν από τις διαδικασίες αυτές.

δ) Τα αποτελέσματα αυτά προβάλλονται ανηγμένα ως προς το χονδρίτη (NAKAMURA 1974) σε αραχνογράμματα (Σχ.2-4) όπου συγκρίνονται οι υπολογισθείσες συγκεντρώσεις με αυτές του KBMD, και εξάγονται συμπεράσματα για τη διαδικασία προέλευσης του πλουτωνίτη του Βαρνούγια.

Παρακάτω εξετάζονται αναλυτικά οι προαναφερθείσες υποθέσεις προέλευσης.

Υπόθεση 1: Μερική τήξη α) ιζηματογενών πετρωμάτων (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) του ανώτερου φλοιού και β) πυριγενών πετρωμάτων (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) του κατώτερου φλοιού

1α) Οι χαμηλές τιμές $\delta^{18}O$ και $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o$ του αρχικού μάγματος καθώς επίσης και η απουσία οποιουδήποτε χημικού ή ορυκτολογικού χαρακτηριστικού ενδεικτικού των S-τύπου πλουτωνίτη (CHAPPELL & WHITE 1974, WHITE & CHAPPELL 1977) αποκλείουν την κατ'ευθείαν προέλευση του πλουτωνίτη από μερική τήξη ιζηματογενών (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991).

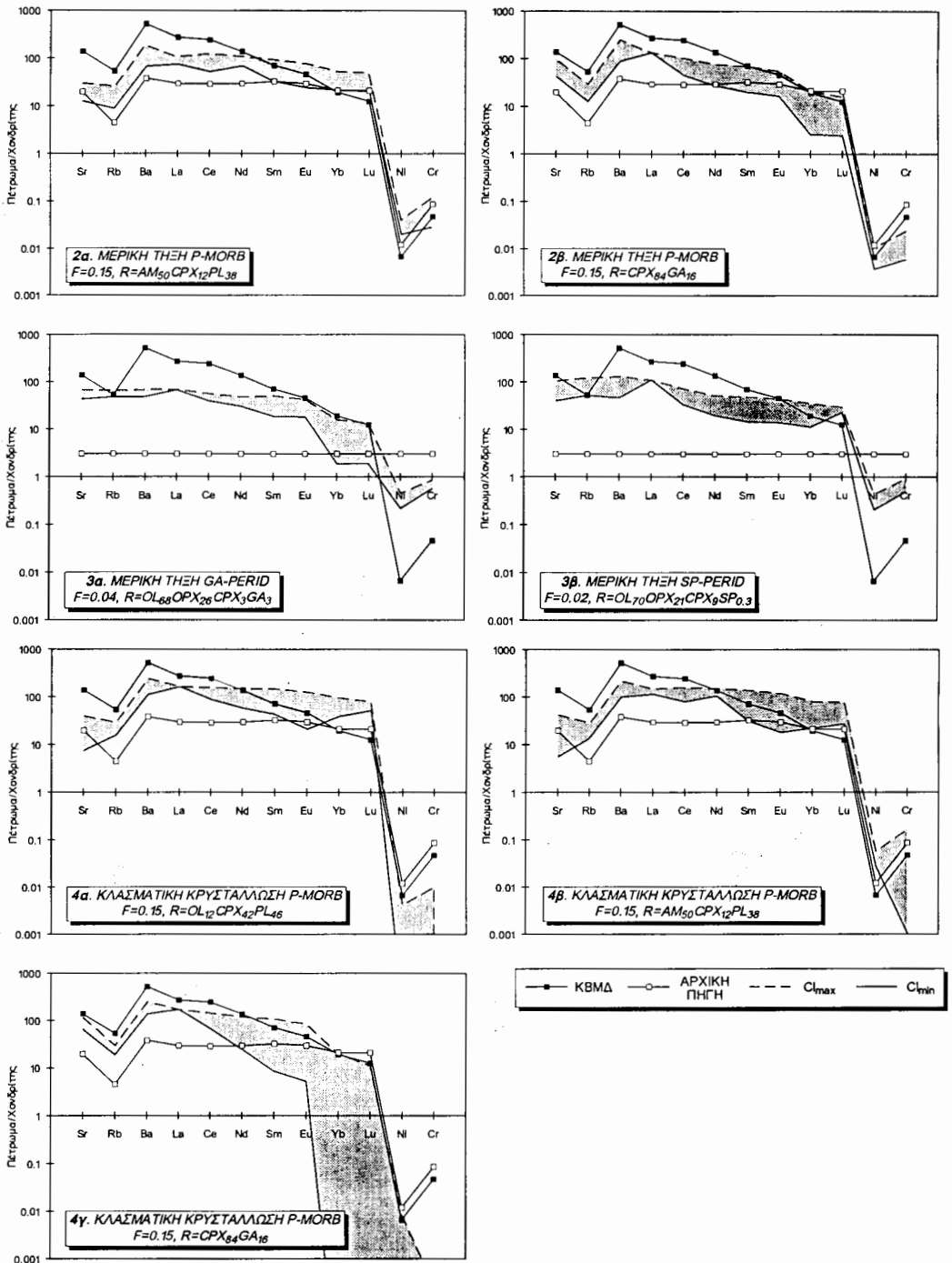
1β) Ομως, και η προέλευση του αρχικού μάγματος από μερική τήξη προϋπαρχόντων πυριγενών (ή αντίστοιχων μεταμορφωμένων) πετρωμάτων του κατώτερου φλοιού (PICHLER & ZEIL 1969, 1972, FERNANDEZ et al. 1973, DOSTAL et al. 1977a,b) αντίστοιχη των I-τύπου πλουτωνικών πετρωμάτων (CHAPPELL & STEPHENS 1988) πρέπει να αποκλειστεί. Και τούτο διότι η τιμή $\delta^{18}O$ είναι κάτω από 7 (JAMES 1981).

Υπόθεση 2: Μερική τήξη βασαλτικού υλικού της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας με τη μορφή α) αμφιβολίτη, σε μικρά βάθη και β) εκλογίτη, σε μεγαλύτερα βάθη

2α) Κατά την κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού, το υλικό της βυθιζόμενης πλάκας, που έχει σύσταση θολεΐτιτικού βασάλτη MORB, μεταμορφώνεται αρχικά στην πρασινοσχιστολιθική φάση και σε μικρά βάθη μετατρέπεται σε αμφιβολίτη (GREEN & RINGWOOD 1968). Η μερική τήξη του αμφιβολίτη αυτού σε ένυδρες συνθήκες και πίεση μέχρι 25 Kb είναι δυνατό να δημιουργήσει τήγματα ανδεσιτικής σύστασης ενώ το υπολειμματικό στερεό θα περιέχει κυρίως φτωχή σε πυρίτιο αμφίβολο (HOLLOWAY & BURNHAM 1972, DOSTAL et al. 1977a,b, DEFAND et al. 1988, RICHARDSON et al. 1989).

Για το μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε ως μητρικό υλικό ο P-MORB θολεΐτιτικός βασάλτης (Πιν. 1) και βρέθηκε ότι η μερική τήξη δεν μπορεί να ξεπερνά το 15% ($F=0.15$). Ως ορυκτά του υπολειμματικού στερεού χρησιμοποιήθηκαν αμφίβολος, κλινοπυρόξενος και πλαγιόκλαστο. Για το μοντέλο των κύριων στοιχείων δοκιμάστηκαν πολλές συστάσεις αμφιβόλων χαμηλής περιεκτικότητας σε SiO_2 αλλά τα καλύτερα αποτελέσματα επιτεύχθηκαν με την αμφίβολο του δείγματος Π-7 (KBMD) (ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ 1991, πιν. 18). Χρησιμοποιήθηκε επίσης αλβίτης και ανορθίτης για το πλαγιόκλαστο (DEER et al. 1978, πιν. 31, αναλ. 1 & 8 αντίστοιχα) και διοψίδιος (DEER et al. 1978, πιν. 18, αναλ. 12).

Τα αποτελέσματα των κύριων στοιχείων έδειξαν ότι από βασαλτικό υλικό σύστασης P-MORB με 15% μερική τήξη είναι δυνατό να προκύψει τήγμα σύστασης KBMD, το δε υπολειμματικό στερεό αποτελείται από 50% αμφίβολο, 12% κλινοπυρόξενος και 38% πλαγιόκλαστο (An_{44}). Οι μέγιστες και ελάχιστες συγκεντρώσεις ιχνοστοιχείων των υποθετικών τηγμάτων που προκύπτουν από αυτή τη διαδικασία φαίνονται στο διάγραμμα του Σχ. 2α όπου προβάλλονται για σύγκριση και οι πραγματικές συγκεντρώσεις του KBMD.



Σχ. 2-4: Σύγκριση του ΚΒΜΔ με υποθετικά τήγματα που προήλθαν από μερική τήξη ή κλασματική κρυστάλλωση P-MORB ή μανδουακού περιδοτίτη.

Fig. 2-4: Comparison of KBMD with hypothetical melts derived by partial melting or fractional crystallization of P-MORB or mantle peridotite.

Είναι φανερό ότι η μερική τήξη του P-MORB με αμφίβολο να ελέγχει τη διαδικασία μπορεί να δώσει τήγματα με συγκεντρώσεις Sm, Eu, Yb, Cr και πιθανόν Nd και Lu παρόμοιες με αυτές του KBMD, ενώ διαφέρουν οι αντίστοιχες συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων Sr, Rb, Ba, La, Ce και Ni. Επίσης, στα τήγματα αυτά ο λόγος $(La/Lu)_{CH}$, που εκφράζει τον εμπλουτισμό των LREE σε σχέση με τις HREE ή, αλλιώς, την κλίση των REE στο διάγραμμα κατανομής τους, είναι 2.1-3.2, μικρότερος δηλαδή από τον αντίστοιχο του KBMD μάγματος (21.7).

2β) Η βύθιση του ωκεάνιου φλοιού σε μεγαλύτερα βάθη έχει ως αποτέλεσμα την εξαφάνιση της αμφιβόλου που δεν είναι σταθερή σε πίεση πάνω από 25 Kb και τη δημιουργία χαλαζιακού εκλογίτη. Η μερική τήξη αυτού του χαλαζιακού εκλογίτη σε ένυδρες συνθήκες μπορεί να είναι ένας μηχανισμός γένεσης ανδεδιτικού μάγματος (GREEN & RINGWOOD 1968, GREEN 1972, RINGWOOD 1974, STERN 1974, NOBLE et al. 1975, THORPE et al. 1976, DOSTAL et al. 1977a,b, HALL 1987).

Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση θεωρήθηκε ως μητρικό υλικό ο P-MORB και για ποσοστό μερικής τήξης 15% ($F=0.15$) βρέθηκε ότι το υπολειμματικό στερεό αποτελείται από 84% κλινοπυρόξενο και 16% γρανάτη. Ο κλινοπυρόξενος έχει σύσταση διοψίδιου-εδενβεργίτη και αυγίτη-ιαδεΐτη (DEER et al. 1978, πιν. 18, αναλ. 12, 6, 10 & 15 αντίστοιχα).

Από το διάγραμμα του Σχ. 2β φαίνεται ότι μια τέτοια διεργασία γένεσης δεν μπορεί να εξηγήσει τις συγκεντρώσεις των Sr, Rb, Ba, LREE (La, Ce, Nd) και Cr στον KBMD. Αντίθετα εξηγούνται οι συγκεντρώσεις των MREE (Sm, Eu), HREE (Yb, Lu) και Ni, καθώς και ο λόγος $(La/Lu)_{CH}$ ο οποίος στα υποθετικά τήγματα κυμαίνεται μεταξύ 8.6-55.

Υπόθεση 3: Μερική τήξη μανδουακού περιδοτίτη με την παρουσία νερού α) γρανατούχου λερζόλιθου και β) σπινελιούχου λερζόλιθου

Η μερική τήξη του μανδουακού περιδοτίτη είναι δυνατό να δημιουργηθεί στη σφήνα του μανδύα που είναι πάνω από τη ζώνη κατάδυσης. Ο περιδοτίτης που τήκεται είναι γρανατούχος ή σπινελιούχος και η τήξη του διευκολύνεται από την παρουσία νερού (KUSHIRO et al. 1972, MYSEN et al. 1974, MYSEN & BOETTCHER 1975). Όσον αφορά στον πλουτωνίτη του Βαρουνία τα οξυγονοϊσοτοπικά δεδομένα έδειξαν ότι πράγματι το μητρικό υλικό μπορεί να προέρχεται από μερική τήξη μανδουακού υλικού αλλά τα ισότοπα Sr έδειξαν ότι αποκλείεται η κατ'ευθείαν προέλευσή του από τυπικό μανδύα. Υπάρχουν επίσης και ιχνοστοιχεία που η συγκέντρωσή τους δεν μπορεί να εξηγηθεί με μια τέτοια διαδικασία.

3α) Για το μοντέλο προέλευσης του KBMD από γρανατούχο περιδοτίτη χρησιμοποιήθηκε ως μητρικό υλικό γρανατούχος λερζόλιθος (Πιν. 1). Οι συστάσεις των ορυκτών που απομένουν στο υπολειμματικό στερεό λήφθηκαν από WILSON (1989, πιν. 3.3), εκτός του ολιβίνης για τον οποίο χρησιμοποιήθηκε φορστερίτης και φαυαλίτης (DEER et al. 1978, πιν. 1, αναλ. 1 & 3 αντίστοιχα). Η μερική τήξη υπολογίστηκε στο 4% ($F=0.04$) και η ορυκτολογική σύσταση του στερεού που ελέγχει τη διαδικασία είναι 68% ολιβίνης, 26% ορθοπυρόξενος, 3% κλινοπυρόξενος και 3% γρανάτης. Η περιεκτικότητα των ιχνοστοιχείων στο γρανατούχο λερζόλιθο είναι 3 φορές αυτή του χονδρίτη (DOSTAL et al. 1977a,b, MIDDLEMOST 1985).

Η διεργασία αυτή θα έδινε μάγματα με εύρος συγκεντρώσεων τέτοιο που θα εξηγούσε ίσως τις παρατηρούμενες περιεκτικότητες των Rb, MREE (Sm, Eu) και HREE (Yb, Lu) στον KBMD, ενώ υπάρχουν διαφορές για τα ιχνοστοιχεία Sr, Ba, LREE, (La, Ce, Nd) Ni και Cr (Σχ. 3α). Ο λόγος $(La/Lu)_{CH}$ των υποθετικών τηγμάτων κυμαίνεται μεταξύ 5 και 36.

3β) Εάν ως αρχικό υλικό θεωρηθεί ο σπινελιούχος περιδοτίτης (Πιν. 1), τότε η μερική τήξη δεν μπορεί να ξεπερνά το 2% ($F=0.02$) και η ορυκτολογική σύσταση

του στερεού (συστάσεις ορυκτών από WILSON 1989, πιν. 3.3) είναι 70% ολιβίνης, 21% ορθοπυρόξενος, 9% κλινοπυρόξενος και 0.3% σπινέλιος.

Σ' αυτήν την περίπτωση θα δικαιολογούνταν ίσως οι συγκεντρώσεις του KBMD σε Sr, Rb, MREE (Sm, Eu) και HREE (Yb, Lu) αλλά όχι και των Ba, LREE (La, Ce, Nd), Ni και Cr (Σχ. 3β). Επίσης, η κλίση των σπανίων γαιών θα ήταν μικρή, $(La/Lu)_{CN}=3.7-4.8$.

Υπόθεση 4: Κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού υλικού ελεγχόμενη από α) ολιβίνη + πλαγιόκλαστο ± πυρόξeno (άνυδρες συνθήκες), β) αμφίβολο ± πυρόξeno (ένυδρες συνθήκες) και γ) ορυκτολογική παραγένεση ανάλογη του εκλογίτη

Η κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού μάγματος σε χαμηλές πιέσεις μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία ανδεσιτικού μάγματος. Το κρυσταλλούμενο στερεό αποτελείται από ολιβίνη + πλαγιόκλαστο ± πυρόξeno σε άνυδρες συνθήκες και από αμφίβολο ± πυρόξeno σε ένυδρες συνθήκες (GREEN & RINGWOOD 1968, HOLLOWAY & BURNHAM 1972, ALLEN et al. 1975, DOSTAL et al. 1977a,b). Σε ανδεσιτικό μάγμα οδηγεί και η κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού μάγματος σε υψηλές πιέσεις και ένυδρες συνθήκες. Σ' αυτή την περίπτωση το στερεό θα έχει ορυκτολογική σύσταση ανάλογη του εκλογίτη (GREEN & RINGWOOD 1968, GREEN 1972, DOSTAL et al. 1977a,b).

Για την ποσοτική έκφραση των παραπάνω διεργασιών ως μητρικό υλικό χρησιμοποιήθηκε ο P-MORB θολεΐτιτικός βασάλτης (Πιν. 1). Η κρυστάλλωση μπορεί να φτάσει μέχρι του ποσοστού 85% ($F=0.15$).

4α) Για τον υπολογισμό της ορυκτολογικής σύστασης του υπολειμματικού στερεού χρησιμοποιήθηκαν, για μεν τον ολιβίνη οι συστάσεις των φορστερίτη και φαυαλίτη (DEER et al. 1978, πιν. 1, αναλ. 1 & 3 αντίστοιχα), για το πλαγιόκλαστο οι συστάσεις των αλβίτη και ανορθίτη (DEER et al. 1978, πιν. 31, αναλ. 1 & 8 αντίστοιχα), και ο κλινοπυρόξenos (WILSON 1989, πιν. 3.3). Βρέθηκε ότι το στερεό αποτελείται από 12% ολιβίνη, 42% κλινοπυρόξeno και 46% πλαγιόκλαστο.

Από το αραχνόγραμμα του Σχ. 4α παρατηρούμε ότι μια τέτοια διεργασία θα οδηγούσε σε συγκεντρώσεις Nd, Sm και Eu όπως αυτές του KBMD μάγματος, ενώ υπάρχουν διαφορές περισσότερο ή λιγότερο σημαντικές στα υπόλοιπα ιχνοστοιχεία. Ειδικά για τα στοιχεία Ni και Cr, που είναι συμβιβαστά όταν η παραγένεση περιέχει ολιβίνη και πυρόξeno, μια τέτοια διεργασία θα οδηγούσε σε έντονη μείωση. Οι μεγαλύτερες πιθανές τιμές τους θα ήταν 47 και 26 ppm αντίστοιχα, που διαφέρουν πολύ από αυτές του αρχικού μάγματος του πλουτωνίτη. Επίσης, το διάγραμμα των σπανίων γαιών που θα προέκυπτε θα είχε μικρή κλίση με λόγο $(La/Lu)_{CN}=2.1-3.2$.

4β) Στην περίπτωση αυτή η παραγένεση είναι όμοια με αυτήν της υπόθεσης 3α (50% αμφίβολος, 12% κλινοπυρόξenos και 38% πλαγιόκλαστο, An₄₄). Στο αραχνόγραμμα του Σχ. 4β φαίνεται ότι οι συγκεντρώσεις των Nd, MREE (Sm, Eu), Yb και Cr του KBMD μάγματος είναι μέσα στο εύρος συγκεντρώσεων των υποθετικών τηγμάτων. Διαφέρουν όμως αυτές των Sr, Rb, Ba, La, Ce, Lu και Ni. Η διεργασία αυτή, επίσης, θα είχε ως αποτέλεσμα μικρό εμπλουτισμό των LREE ως προς τις HREE, $(La/Lu)_{CN}=1.9-4.3$.

4γ) Για το μοντέλο αυτό η παραγένεση είναι αυτή της υπόθεσης 3β (84% κλινοπυρόξenos και 16% γρανάτης). Από το διάγραμμα του Σχ. 4γ φαίνεται ότι οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων Sr, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu και Ni του KBMD μάγματος βρίσκονται μέσα στο εύρος συγκεντρώσεων των υποθετικών τηγμάτων που προήλθαν με τον τρόπο αυτό, ενώ δε συμφωνούν οι συγκεντρώσεις των Rb, Ba, La, Ce και ιδιαίτερα του Cr που συγκεντρώνεται στον κλινοπυρόξeno και των HREE (Yb, Lu) που συγκεντρώνονται στο γρανάτη. Ακόμη, η κλίση στο διάγραμμα των σπανίων γαιών θα ήταν πολύ έντονη, $(La/Lu)_{CN}=16-1.4 \times 10^8$.

Υποθέσεις 5 και 6: Ρύπανση του βασαλτικού μάγματος από πιο όξινο υλικό του φλοιού και μείξη μαγμάτων

5) Η ρύπανση βασαλτικού μάγματος από οξινότερο υλικό του φλοιού θα οδηγούσε σε αύξηση της τιμής ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ και κυρίως της τιμής $\delta^{18}\text{O}$ η οποία είναι σχετικά χαμηλή. Αρα μια τέτοια διεργασία γένεσης δε φαίνεται πιθανή. Η άποψη αυτή ενισχύεται και από το διάγραμμα του Σχ. 5 (JAMES 1981) όπου ο KBMD προβάλλεται κοντά στις καμπύλες ρύπανσης από ρευστά της ωκεάνιας πλάκας και όχι στις καμπύλες αφομοίωσης υλικών του ηπειρωτικού φλοιού.

6) Φαινόμενα, όπως μεγάλο εύρος συστάσεων στα πλαγιόκλαστα του ιδίου πετρώματος, συνήθως με ανάστροφη ή επανάστροφη ζώνωση, μερική αφομοίωση ορυκτών φάσεων και παρουσία δύο ειδών ενός ορυκτού με διαφορετική χημική σύσταση δεν παρατηρήθηκαν στα KBMD πετρώματα. Απ' αυτά συνάγεται ότι η μείξη μαγμάτων θα μπορούσε να αποκλειστεί από διαδικασία γένεσης του αρχικού μάγματος του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα.

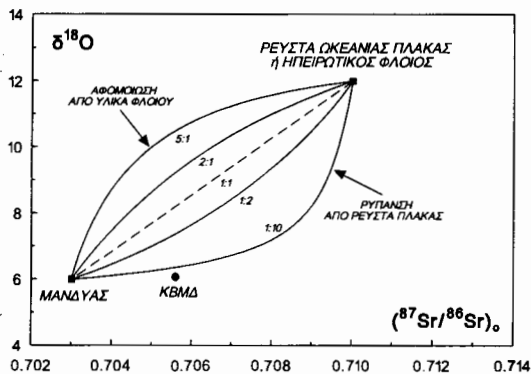
ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η εξέταση των υποθέσεων προέλευσης του αρχικού μάγματος του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα έδειξε ότι πρέπει κατ' αρχή να αποκλειστούν οι υποθέσεις 1, 5 και 6. Οι υπόλοιπες υποθέσεις αν και είναι πιθανές με βάση τα κύρια στοιχεία εντούτοις καμιά απ' αυτές δεν μπορεί να εξηγήσει τις συγκεντρώσεις όλων των ιχνοστοιχείων του αρχικού μάγματος. Ιδιαίτερα οι συγκεντρώσεις των LILE (Sr, Rb, Ba, LREE) στον KBMD εμφανίζονται σχεδόν πάντα μεγαλύτερες από αυτές των υποθετικών τηγμάτων που θα προέκυπταν με τις παραπάνω διαδικασίες. Είναι λοιπόν φανερό ότι το αρχικό μάγμα δεν μπορεί να δημιουργήθηκε με μια και μόνη απλή διαδικασία αλλά με κάποια πολυπλοκότερη και ίσως σε περισσότερα από ένα στάδια.

Η υψηλή συγκέντρωση των LILE στο αρχικό μάγμα δείχνει προέλευση από πηγή ήδη εμπλουτισμένη σ' αυτά. Οι δύο πιο πιθανές πηγές είναι α) ο εμπλουτισμένος βυθιζόμενος ωκεάνιος φλοιός και β) ο εμπλουτισμένος άνω μανδύας. Οσον αφορά στην πρώτη περίπτωση η τήξη του καταδύμενου ωκεάνιου φλοιού και των ιζημάτων που τον συνοδεύουν μπορεί πράγματι να προκαλέσει εμπλουτισμό σε LILE (DOSTAL et al. 1977a). Μολαταύτα μια τέτοια διαδικασία θα ήταν ανεπαρκής για τον παρατηρούμενο εμπλουτισμό (CHURCH 1973, NOBLE et al. 1975).

Αντίθετα, πιθανότερη πηγή είναι ο εμπλουτισμένος άνω μανδύας. Ο εμπλουτισμός οφείλεται είτε σε τήγματα είτε σε ρευστά της βυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας που μεταφέρουν τα εύκολα μετακινούμενα LILE και ανερχόμενα εμπλουτίζουν τον άνω μανδύα, αντιδρούν με αυτόν και προκαλούν τη μερική τήξη του σχηματίζονιας έτσι ασβεσταλκαλικά μάγματα (BEST 1975, THORPE et al. 1976, DOSTAL et al. 1977a,b, LE BELL et al. 1985, DAVIDSON 1987, HALL 1987, STERN et al. 1989, WILSON 1989, SUTCLIFE et al. 1990). Με μια τέτοια διαδικασία προέλευσης συμφωνούν και τα ισοτοπικά χαρακτηριστικά του αρχικού μάγματος του πλουτωνίτη (Σχ. 5) το οποίο φαίνεται να είναι αποτέλεσμα της ρύπανσης μανδυακής πηγής από τα ρευστά της καταδύμενης ωκεάνιας πλάκας. Τέτοιες υγρές φάσεις δεν επηρεάζουν σημαντικά τα κύρια στοιχεία, πλην ίσως του K, ούτε τα μεταβατικά ιχνοστοιχεία, και δημιουργούν μόνο εμπλουτισμό σε LILE.

Ειδικά για τα μεταβατικά ιχνοστοιχεία Cr και Ni, μια απευθείας προέλευση από περιδοτιτική αρχική πηγή θα έδινε ανδσειτικά μάγματα με περιεκτικότητες κατά πολύ υψηλότερες από αυτές που παρατηρούνται. Το γεγονός αυτό, που ισχύει και για την περίπτωση του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (βλ. Σχ. 3α και 3β), δεν αποκλείει κατ' ανάγκην τον περιδοτίτη από αρχικό υλικό. Οι περιεκτικότητες των Cr και Ni θα μπορούσαν να ελλατωθούν από μία μετέπειτα διαφοροποίηση του αρχικού μάγματος λόγω κρυστάλλωσης ολιβίνη, σπινελίου και



Ratios shown on each curve denote the proportion of Sr in the mantle to the proportion of Sr in the crustal component or slab-derived fluid. (JAMES 1981). KBMA is the initial magma of the Eastern Varnountas plutonite.

κλινοπυρόξενο ή ακόμη λόγω απομάκρυνσης κάποιας θειούχου φάσης, που συγκεντρώνει τα στοιχεία αυτά, αν στο μάγμα υπάρχει έστω και πολύ μικρό ποσοστό θείου (DOSTAL et al. 1977b, HALL 1987).

Σε παρόμοια συμπεράσματα, όσον αφορά στην προέλευση πυριγενών πετρωμάτων στη Βόρεια Ελλάδα από εμπλουτισμένο σε LILE άνω μανδύα, κατέληξαν και οι ELEFTHERIADIS et al. (1984), ELEFTHERIADIS (1989), ELEFTHERIADIS et al. (1989).

Επειδή η διαδικασία αυτή δημιουργεί εμπλουτισμό των LREE και αυξάνει την κλίση των σπανίων γαιών στα διαγράμματα κατανομής δεν είναι δυνατό να διευκρινιστεί σε ποιο ακριβώς μέρος του άνω μανδύα (γρανατούχος περιδοτίτης, κατώτερο τμήμα ή σπινελιούχος περιδοτίτης, ανώτερο τμήμα) βρίσκεται η αρχική πηγή.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALLEN, J.C., BOETTCHEr, A.L. and MARLAND, G. (1975). Amphiboles in andesite and basalt: 1. Stability as a function of P-T-fO₂. *Am. Mineral.*, 60, 1069-1085.
- BEST, M.G. (1975). Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. *Geology*, 3, 429-432.
- CHAPPELL, B.W. and STEPHENS, W.E. (1988). Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 79, 71-86.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- CHURCH, S.E. (1973). Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39, 17-32.
- DAVIDSON, J.P. (1987). Crustal contamination versus subduction zone enrichment: Examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 51, 2185-2198.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1978). An introduction to the rock-forming minerals. *Longman*, London, 528p.
- DEFAND, M.J., DRUMMOND, M.S., ARTHUR, J.D. and RAGLAND, P.C. (1988). An example of trondhjemitic petrogenesis: the Blakes Ferry pluton, Alabama, U.S.A. *Lithos*, 21, 161-181.
- DOSTAL, J., DUPUY, C. and LEFEVRE, C. (1977a). Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. *Lithos*, 10, 173-

Σχ. 5: Προβολή του αρχικού μάγματος (KBMA) του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα στο διάγραμμα $\delta^{18}\text{O}$ προς $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (JAMES 1981). Οι γραμμές αντιπροσωπεύουν θεωρητικές καμπύλες μείξης μεταξύ μανδουακού υλικού και υλικών του ηπειρωτικού φλοιού ή ρευστών της καταδυόμενης ωκεάνιας πλάκας. Οι αναλογίες σε κάθε καμπύλη δείχνουν το ποσοστό Sr του μανδουακού υλικού ως προς αυτό του ρυπαντή (ηπειρωτικού φλοιού ή ρευστών της ωκεάνιας πλάκας).

Fig. 5: Theoretical two-component mixing curves for $\delta^{18}\text{O}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ between mantle and crustal or slab-derived fluid contaminant.

- DOSTAL, J., ZENTILLI, M., CAELLES, J.C. and CLARK, A.H. (1977b). Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (260-280S). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 113-128.
- ELEFThERIADIS, G. (1989). Preliminary results on the REE distribution in Oligocene volcanic rocks from the central Rhodopes, North of Xanthi, Greece. *Geologica Rhodopica*, 1, 250-256.
- ELEFThERIADIS, G., CHRISTOFIDES, G. and KASSOLI-FOURNARAKI, A. (1984). Geochemistry of high-K calc-alkaline basaltic sills and dykes in the South Rhodope massif (N. Greece). *Bull. Volcanol.*, 47, 569-579.
- ELEFThERIADIS, G., CHRISTOFIDES, G. and PAPAPOULOS, P. (1989). Petrology and geochemistry of the Leptokarya-Kirki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece. *Geologica Rhodopica*, 1, 280-289.
- FERNANDEZ, C.A., HORMANN, P.K., KUSSMAUL, S., MEAVE, J., PICHLER, H., SUBIETA, T. (1973). First petrologic data on young volcanic rocks of S.W. Bolivia. *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.* 19, 149-172.
- GREEN, T.H. (1972). Crystallisation of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 150-166.
- GREEN, T.H. and RINGWOOD, A.E. (1968). Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- HALL, A. (1987). Igneous Petrology. *Longman Scientific & Technical*, Essex, 573p.
- 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.
- HENDERSON, P. (1982). Inorganic Geochemistry. *Pergamon Press*, Oxford, 353p.
- HOLLOWAY, J.R. and BURNHAM, C.W. (1972). Melting relations of basalts with equilibrium water pressures less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1-29.
- JAMES, D.E. (1981). The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indications of crustal contamination. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 311-344.
- KΙΛΙΑΣ, Α. (1980). Γεωλογική και τεκτονική μελέτη της περιοχής του Ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 271σ.
- KΙΛΙΑΣ, Α. (1982). Η τεκτονική δομή και το πρόβλημα της ηλικίας του πλουτωνίτη του Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 16, 5-14.
- KΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α. (1991). Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα. (ΒΔ. Μακεδονία). *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 451σ.
- KΟΡΩΝΑΙΟΣ, Α. (1994). Συγκριτική ορυκτολογική, πετρολογική και γεωχημική μελέτη των πλουτωνικών και γνευσιακών πετρωμάτων του Ανατ. Βαρνούντα. (ΒΔ. Μακεδονία). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 36, (υπό δημοσίευση).
- KΙΛΙΑΣ, Α. και ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1988). Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 23/1, 29-46.
- KΟΡΟΝΕΟΣ, Α., CHRISTOFIDES, G., DEL MORO, A. and KILIAS, A. (1993). Rb-Sr geochronology and geochemical aspects of the Eastern Varnountas plutonite (NW Macedonia, Greece). *N. Jb. Miner. Abh.*, 165, 3, 297-315.
- KUSHIRO, I., SHIMAZU, N., NAKAMURA, Y. and AKIMOTO, S. (1972). Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures. A preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 19-25.

- LE BEL, L., COCHERIE, A. BAUBRON, J.C., FOUILLAC, A.M. and HAWKESWORTH, C.J. (1985). A high-K, mantle derived plutonic suite from "Linga", near Arequipa (Peru). *J. Petrol.*, 26,1, 124-148.
- LE MAITRE, R.W. (1981). GENMIX - A generalized petrological mixing model program. *Computers & Geosciences*, 7, 229-247.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985). Magmas and magmatic rocks. *Longman*, London, 266p.
- MYSEN, B.O. and BOETTCHER, A.L. (1975). Melting of a hydrous mantle: II - Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, carbon dioxide. *J. Petrol.*, 16, 549-593
- MYSEN, B.O., KUSHIRO, I. NICHOLLS, I.A. and RINGWOOD, A.E. (1974). A possible origin for andesite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 221-229.
- NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Ceochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-773.
- NOBLE, D.C., BOWMAN, H.R., HERBERT, A.J., SILBERMAN, M.L. HEROPOULOS, C.E., FABBI, B.P and HEDGE, C.E. (1975). Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of central Peru. *Geology*, 3, 501-504.
- PE-PIPER, G., DOUSOS, T. and MIJARA, A. (1993a). Petrology and regional significance of the Hercynian granitoid rocks of the Olympiada area, Northern Thessaly, Greece. *Chem. Erde*, 53, 21-36.
- PE-PIPER, G., DOUSOS, T. and MPORONKAY, C. (1993b). Structure, geochemistry and mineralogy of Hercynian granitoid rocks of the Verdikoussa area, Northern Thessaly, Greece and their regional significance. *N. Jb. Miner. Abh.*, 165, 3, 267-296.
- PICHLER, H. and ZEIL, W. (1969). Andesites of the Chilean Andes. In McBirney, A.R. (ed) *Proc. Andesite Conf., Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull.*, 65, 165-174.
- PICHLER, H. and ZEIL, W. (1972). The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 35, 424-452.
- RICHARDSON, J.M., BELL, K., BLEKINSOP, J. and WATKINSON, D.H. (1989). Rb-Sr age and geochemical distinctions between the Carboniferous tin-bearing Davis Lake complex and the Devonian South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 2044-2061.
- RINGWOOD, A.E. (1974). The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London*, 130, 183-204.
- SHAW, D. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- STERN, C.R. (1974). Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones. *Geology*, 2, 227-230.
- STERN, R.A., HAMSON, G.H. and SHIREY, S.B. (1989). Petrogenesis of mantle-derived LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1688-1712.
- SUTCLIFFE, R.H., SMITH, A.R., DOHERTY, W. and BARNETT, R.L. (1990). Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 255-274.
- THORPE, R.S., POTTS, P.J. and FRANCIS P.W. (1976). Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 65-78.
- WHITE, A.J.R. and CHAPPELL, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- WILSON, M. (1989). Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. *Unwin Hyman*, London, 466p.