

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ, ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΩΝ ΕΡΚΥΝΙΩΝ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΤΟΥ ΒΟΡΑ (ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ)

Αυγερινάς Α.¹, Κίλιος Δ.¹, Κορωναίος Α.² και Μουντράκης Δ.¹

¹ Τομέας Γεωλογίας, *asterix@geo.auth.gr*, *kilias@geo.auth.gr*

² Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, *koroneos@geo.auth.gr*

Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 54 621 Θεσσαλονίκη,

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Εξετάζονται τα Ερκύνιας ηλικίας γρανιτικά πετρώματα του δυτικού Βόρα που διεισδύουν το παλαιοζωικό υπόβαθρο της Πελαγονικής. Αυτά συνίστανται από κερροσιλβικούς-βιοιτιτικούς γρανοδιοριτές έως γρανίτες, βιοιτιτικούς γρανίτες, μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα και λευκογρανίτες. Τα γεωλογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά στοιχεία δείχνουν ότι οι τρεις πρώτοι πετρογραφικοί τύποι είναι αποτέλεσμα μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης δύο σταδίων, ενώ οι λευκογρανίτες αποτελούν ξεχωριστή διείσδυση. Τα γρανιτικά πετρώματα εμφανίζουν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και συνδέονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Τέσσερα κύρια παραμορφωτικά διαδοχικά γεγονότα από το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό έως το Τριτογενές επηρέασαν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής στην ευρύτερη περιοχή της οροσειράς του Βόρα, σε συνθήκες πλαστικής έως ημιπλαστικής παραμόρφωσης, και αντανακλώνται ανάλογα στα Ερκύνιας ηλικίας γρανιτικά πετρώματα.

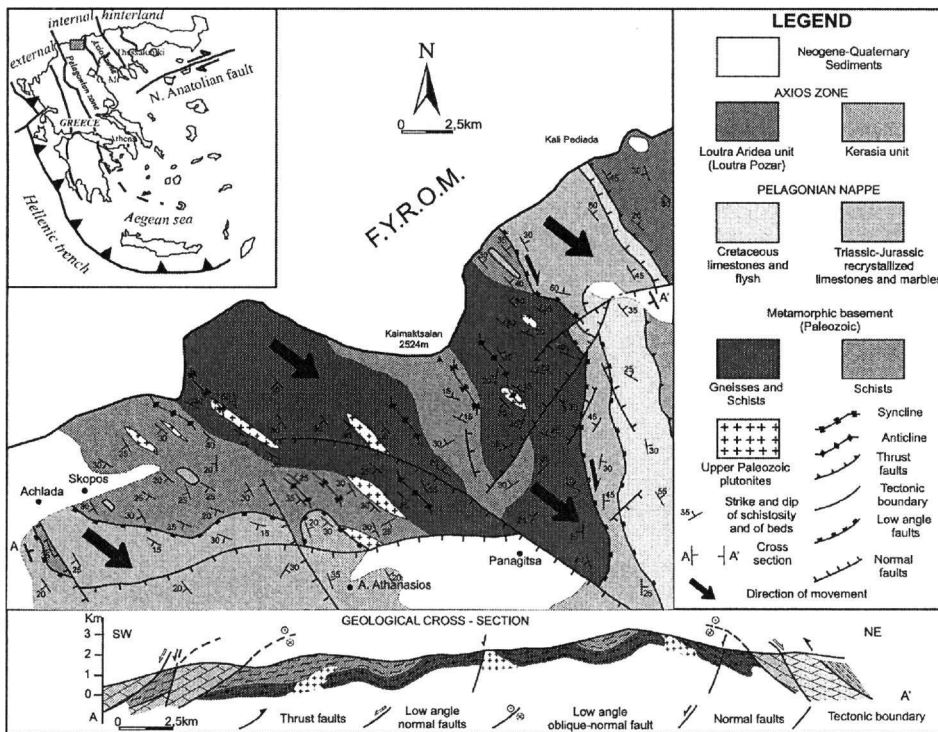
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Στο Βόρειο τμήμα της Πελαγονικής Ζώνης διεισδύουν αρκετά πλουτωνικά σώματα άνω παλαιοζωικής ηλικίας, κυρίως ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης (Kilias & Mountrakis 1981, Mountrakis 1986, Κατερινόπουλος & Κυριακόπουλος 1988, Koroneos et al. 1993). Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει το δυτικό τμήμα της οροσειράς του Βόρα (περιοχή του Καϊμακτσαλάν) στην ΒΔ Μακεδονία που γεωτεκτονικά ανήκει στο Πελαγονικό κάλυμμα (Κίλιος & Μουντράκης 1989) (Σχ 1). Το Πελαγονικό κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, στην περιοχή, εμφανίζεται με έναν κατώτερο γνευσιακό ορίζοντα με βιοιτιτικούς, μοσχοβιτικούς, διμαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς γνεύσιους συχνά σφθαλμοειδείς και με έναν ανώτερο σχιστολιθικό ορίζοντα με γρανατούχους, μαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, στα ανώτερα τμήματα του οποίου παρεμβάλλονται, τεκτονικά, μάμαρα. Το μεταμορφωμένο αυτό υπόβαθρο διεισδύουν γρανιτικά πετρώματα, άνω παλαιοζωικής ηλικίας, τα οποία εμφανίζονται συχνά γνευσιωμένα (Christophides & Mountrakis 1978, Αυγερινάς et al. 2001) (Σχ. 1). Στην παρούσα μελέτη εξετάζεται, η πετρογραφία, η γεωχημεία και η τεκτονική-μεταμόρφωση των γρανιτικών σωμάτων και εξαγονται συμπεράσματα για την γένεση και την τεκτονική τους εξέλιξη.

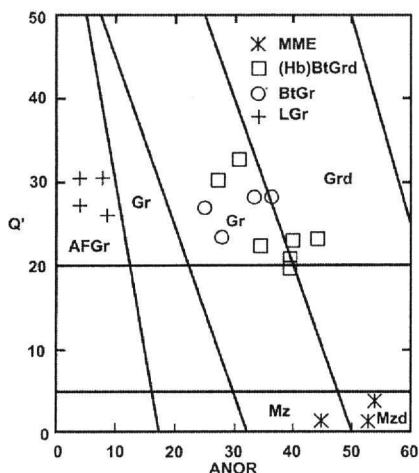
2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Τα πλουτωνικά πετρώματα που εξετάζονται διακρίνονται με βάση την υπαίθρια παρατήρηση, την ορυκτολογική σύσταση και το διάγραμμα Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maitre 1979) (Σχ. 2) σε κερροσιλβικούς-βιοιτιτικούς γρανοδιοριτές έως γρανίτες ((Hb)BtGrd), βιοιτιτικούς γρανίτες (BtGr) και λευκογρανίτες (LGt). Οι δύο πρώτοι πετρογραφικοί τύποι περιέχουν μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα (MME).

Οι (Hb)BtGrd και (BtGr) καταλαμβάνουν τη μεγαλύτερη έκταση, έχουν λευκόγκριζο χρώμα πορφυροειδή ιστό με μεγακρυστάλλους K-αστρίων. Συχνά είναι αποσασθρωμένοι και τεκτονισμένοι.



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης του δυτικού τμήματος της οροσειράς του Βόρα.



Σχήμα 2. Προβολή των αναλυθέντων δειγμάτων του δυτικού Βόρα στο διάγραμμα Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maitre 1979). AFGr: αλκαλι-γρανίτες, Gr: γρανίτες, Grd: γρανодиριτίτες, Mz: μονζονίτες, Mzd: μονζοδιριτίτες.

Αη_{62,2}, στους BtGr Αη_{0,9} - Αη_{2,6} και τέλος στους LGr Αη₀ - Αη_{4,4} (Πιν. 1).

Ο βιοτίτης αποτελείει το κύριο φεμικό ορυκτό σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους (Πιν. 1). Σχηματίζει υπιδιόμορφους κρυστάλλους που συχνά εγκλείουν Αρ (με χαρακτηριστική βελονοειδή μορφή για τα ΜΜΕ), Ζη, Tit, βελονοειδείς κρυστάλλους ρουτίλιου και αδιαφανή ορυκτά. Οι βιοτίτες συχνά αλλοιώνονται σε Wm και Chl.

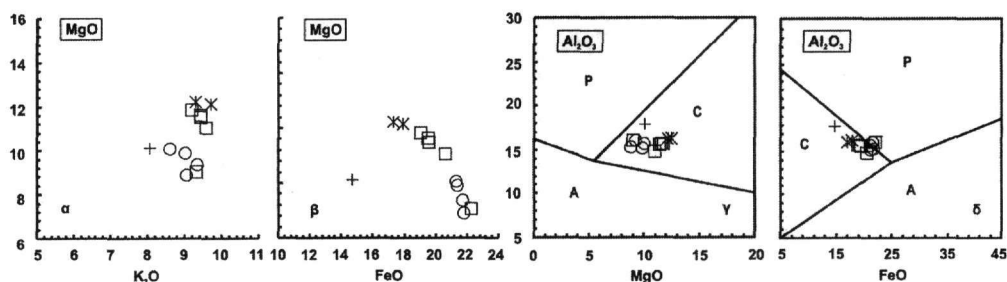
Τα πρωτογενή ορυκτά στους (Hb)BtGrd και (BtGr) είναι: χαλαζίας (Qtz), μικροκλινής (Mi), πλαγιόκλαστο (Pl), βιοτίτης (Bt), κερσοσίλη (Hb) (μόνο στους (Hb)BtGrd), τιτανίτης (Tit), απατίτης (Ap), αλλανίτης (All) και ζirkόνιο (Zrn). Επίδοτο (Ep), ακτινόλιθος (Act), χλωρίτης (Chl), λευκός μαρμαρυγίας (Wm) και γρανάτης (Gr) (μόνο στους BtGr) εμφανίζονται ως δευτερογενή ορυκτά. Οι LGr είναι μεσό- έως αδρόκκοκα πετρώματα και πολύ λίγα φεμικά συστατικά. Διεισδύουν με την μορφή φλεβών στους προηγούμενους πετρογραφικούς τύπους. Περιέχουν Qtz, Mi, Pl, Bt, Ap, Tit και Ζη ως πρωτογενή ορυκτά και Ep, Act, Chl, Wm και Grt ως δευτερογενή. Τα ΜΜΕ είναι λεπτό- έως μεσόκκοκα σκουροπράσινα πετρώματα με πρωτογενή ορυκτά: Qtz, Mi, Pl, Bt, Hb, Tit, Ap (με βελονοειδή μορφή) Ζη και All, και δευτερογενή ορυκτά: Ep, Act, Chl και Wm.

Τα πλαγιόκλαστα υπάρχουν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους με υπιδιόμορφους συχνά ζωνώδεις κρυστάλλους. Είναι σχεδόν όλα σερικιτωμένα ή έχουν μετατραπεί σε Ep και ζοίσιτη. Στα ΜΜΕ έχουν σύσταση Αη_{0,5} - Αη_{33,2}, στους (Hb)BtGrd Αη₀ -

Πίνακας 1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ορυκτών (κ.β%) από τα γρανιτικά και ορθογενετικά πετρώματα του δυτικού Βόρα.

Ορυκτά	Βιοτίτες									Αμφίβολοι (περιφέρεια)				Λευκοί μαρμαρυγιές			
	(Hb)BtGrd				BtGr		MME		LG	(Hb)BtGrd				MME	BtGr	Orthogneisses	
Πετρ. τύπος																	
Δείγμα	1.2	6.10	1.1	1.2	211.2	6.2	6.4	1.2ε	6.3	1.2	6.10	6.6	1.1	1.2ε	211.2	211.1	6.13
SiO ₂	36,52	36,63	36,32	35,10	35,78	36,48	37,15	36,83	41,85	47,46	45,75	47,07	48,80	45,84	46,65	48,84	49,41
TiO ₂	2,16	1,88	2,76	2,79	2,32	1,76	1,77	2,36	1,60	0,62	0,97	0,97	0,66	1,17	1,20	0,55	0,52
Al ₂ O ₃	15,59	15,64	14,71	15,99	15,11	15,29	16,28	16,09	17,91	5,95	7,14	6,50	3,86	7,22	28,62	28,01	26,20
FeOt	19,51	19,05	20,62	22,26	21,41	21,83	17,91	17,30	14,70	17,25	16,45	17,03	15,12	16,53	4,33	4,59	4,17
MnO	0,28	0,30	0,36	0,22	0,46	0,21	0,46	0,14	0,57	0,73	0,63	0,54	0,65	0,45	0,09	0,19	0,19
MgO	11,61	11,82	11,05	9,03	9,87	8,87	12,15	12,24	10,10	11,75	12,03	11,98	14,03	12,01	2,29	2,70	3,17
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	12,15	12,33	12,36	12,50	11,98			
Na ₂ O	0,23	0,36	0,26	0,22	0,34	0,33	0,28	0,33	0,20	1,35	1,64	1,51	0,67	1,56	0,27	0,27	0,27
K ₂ O	9,44	9,20	9,59	9,33	9,04	9,05	9,71	9,30	8,05	0,59	0,64	0,64	0,48	0,79	10,55	10,95	10,05
Cr ₂ O ₃										0,11	0,14	0,04	0,12	0,00			
Total	95,34	94,90	95,65	94,92	94,32	93,83	95,71	94,58	95,01	97,94	97,72	98,60	96,89	97,54	93,94	95,91	93,98

FeOt: ολικός σίδηρος ως διοσθενής



Σχήμα 3. Προβολή του MgO ως προς το K₂O (α) και το FeO (β) των βιοτιτών των γρανιτικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα. Προβολή των βιοτιτών στα διακριτικά διαγράμματα Abdel-Rahman (1994) (γ, δ). (A): βιοτίτες αλκαλικών, (C): ασβεσταλκαλικών και (P): υπεραργιλικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.

Όλα τα δείγματα που αναλύθηκαν ταξινομούνται σύμφωνα με το διάγραμμα των Deer et al. (1962) (δεν παρουσιάζεται) ως βιοτίτες. Από τα διαγράμματα MgO προς FeO και K₂O (Σχ. 3α, β) φαίνεται ότι μερικοί βιοτίτες των (Hb)BtGrd ομοιάζουν με αυτούς των BtGr και άλλοι με τους βιοτίτες των MME. Η προβολή των βιοτιτών στα διαγράμματα Abdel-Rahman (1994) (Σχ. 3γ, δ) δείχνει τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα των πετρωμάτων στα οποία περιέχονται.

Οι αμφίβολοι, με την μορφή κεροσίλβης, απαντώνται στους (Hb)BtGrd και στα MME με ποσοστό συμμετοχής κατά κανόνα μικρότερη του βιοτίτη. Ταξινομούνται σύμφωνα με τα διαγράμματα των Leake et al. (1997) (δεν παρουσιάζονται) ως μαγνησιο-κεροσίλβης και ενδενίτες. Οι κεροσίλβης των δυο πετρογραφικών τύπων είναι γενικά όμοιες ενώ δεν παρουσιάζουν μεταβολές στην σύστασή τους από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Αρκετά συχνά οι κεροσίλβης των (Hb)BtGrd αποχρωματίζονται στην περιφέρεια τους με αποτέλεσμα να εμφανίζεται ακτινόλιθος ενώ εγκλείουν ιδιόμορφους κρυστάλλους Ap και αδιαφανών ορυκτών.

3 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Για τη γεωχημική εξέταση των πλουτωνικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα αναλύθηκαν στο εργαστήριο γεωχημείας του Πανεπιστημίου του Tübingen (Γερμανία) 17 αντιπροσωπευτικά δείγματα για κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία (Πίν. 2).

Τα κύρια στοιχεία παρουσιάζουν μικρές μεταβολές στους διάφορους πετρογραφικούς τύπους (Πίν. 2). Τα οξειδία TiO₂, Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃ και CaO μειώνονται με τη αύξηση του SiO₂ και γενικά παρουσιάζουν καλά συσχετιζόμενες τάσεις μεταβολής με την διαφοροποίηση που αρχίζουν από τα πιο βασικά MME και καταλήγουν στους LGr (Σχ. 4). Το MnO και ο P₂O₅ ελαττώνονται από τα πιο βασικά MME έως τους πιο όξινο BtGr αλλά οι LGr δημιουργούν διασταυρούμενη (MnO) και υποπαράλληλη (P₂O₅) τάση. Το Na₂O αυξάνεται στα MME και στους (Hb)BtGrd + BtGr με μικρή δια-

σπορά ενώ παρουσιάζει μεγάλη διασπορά στους LGr. Το K₂O ελαττώνεται στα MME, αυξάνεται στους (Hb)BtGrd + BtGr με μικρή διασπορά και ελαττώνεται στους LGr, παρουσιάζοντας διασπαιρούμενη τάση (Σχ 4). Η προβολή των αναλυμένων δειγμάτων στο διάγραμμα AFM (δεν παρουσιάζεται) δείχνει τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα των πετρωμάτων.

Πίνακας 2. Αναλύσεις κύριων στοιχείων (κ.β%) και ιχνοστοιχείων (ppm) των γρανιτικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα.

Πετρ. τύπος Δείγμα	MME			(Hb)BtGrd						BtGr				LGr			
	6.4	1.1ε	1.2ε	1.2	6.9	6.10	6.6	1.1	6.11	211.2	211.1	6.5	6.2	6.3	6.7	1.3	6.12
SiO ₂	47,13	50,13	54,36	64,76	65,06	65,07	65,66	66,72	66,91	66,40	67,74	68,65	71,55	71,60	73,58	74,47	75,07
TiO ₂	1,64	1,36	1,24	0,51	0,51	0,52	0,51	0,47	0,52	0,55	0,49	0,30	0,16	0,11	0,02	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	18,74	19,51	17,74	16,31	16,35	16,09	16,06	16,41	16,28	15,65	15,51	15,86	15,05	14,53	14,69	14,59	14,11
Fe ₂ O ₃ t	9,84	8,97	7,77	3,69	3,76	3,81	3,69	3,54	3,72	3,58	3,20	2,10	1,16	0,81	0,35	0,55	0,62
MnO	0,21	0,21	0,18	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,09	0,07	0,05	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04
MgO	5,13	4,65	4,69	1,76	1,96	1,80	1,75	1,74	1,58	1,23	1,10	0,80	0,37	0,28	0,08	0,09	0,22
CaO	5,27	5,01	4,21	3,17	2,50	3,16	3,24	3,05	2,01	2,61	2,81	2,18	1,71	1,19	0,50	0,40	0,61
Na ₂ O	3,86	4,65	4,12	3,81	3,92	3,64	3,79	3,81	3,11	3,16	3,26	3,96	4,16	2,63	4,70	4,44	4,52
K ₂ O	4,44	3,53	3,71	3,72	3,54	3,83	3,22	3,60	3,89	3,82	3,78	4,28	4,03	7,16	4,50	4,23	4,19
P ₂ O ₅	0,72	0,65	0,52	0,19	0,20	0,20	0,20	0,19	0,21	0,20	0,20	0,12	0,10	0,29	0,12	0,14	0,13
LOI	1,82	1,18	1,44	0,97	1,54	1,03	1,06	0,78	1,61	1,60	1,44	0,95	0,68	0,57	0,46	0,59	0,48
Rb	269	225	205	142	137	144	135	138	171	202	176	184	182	198	219	428	162
Sr	536	520	494	624	549	576	586	622	450	268	268	335	247	350	35	36	130
Ba	772	1158	740	1276	1109	1290	896	1158	1087	646	616	772	399	1625	46	94	448
Zn	120	111	110	48	53	52	52	45	56	82	51	38	20	10	6	27	7
Ni	5	26	42	22	11	23	29	23	16	3	*	10	2	2	1	2	*
Cr	40	113	154	59	96	48	51	38	49	7	5	40	18	2	3	5	*
V	256	190	163	62	65	62	58	56	65	56	48	26	17	6	5	5	6
Y	52	48	34	20	18	16	18	19	20	26	20	18	12	22	10	13	11
Zr	334	308	305	194	200	196	202	195	196	165	153	138	86	56	32	35	40
Nb	22	22	18	10	8	8	7	8	10	14	12	7	9	*	5	19	18

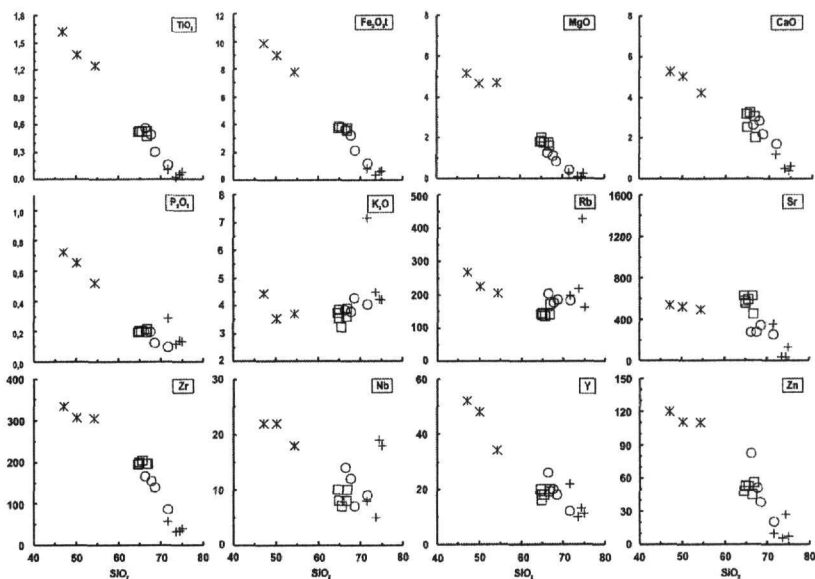
Fe₂O₃t: ολικός σίδηρος ως τρισθενής, *: δεν αναλύθηκε

Στα MME τα ιχνοστοιχεία Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Zn και V ελαττώνονται με την διαφοροποίηση, τα Ni και Cr αυξάνονται ενώ το Ba εμφανίζει διασπορά. Στους (Hb)BtGrd + BtGr όλα τα ιχνοστοιχεία μειώνονται με την διαφοροποίηση, σχηματίζοντας μάλιστα τάσεις με μεγάλους συντελεστές συσχέτισης με το SiO₂, εκτός από το Rb που παρουσιάζει ελαφρώς αυξητική τάση. Στους LGr τα Rb, Sr, Ba, Y και Zr μειώνονται, το Nb αυξάνεται και τα Zn, V, Ni και Cr έχουν πολύ μικρές συγκεντρώσεις και γενικά παραμένουν σταθερά.

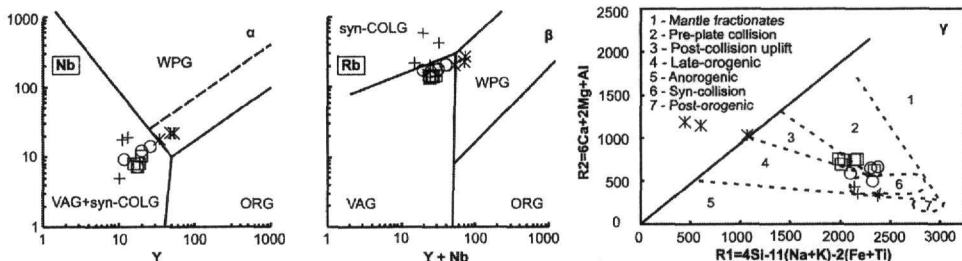
Η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων χαρακτηρίζεται από σημαντικές αλλαγές μεταξύ των MME και των (Hb)BtGrd + BtGr. Ειδικότερα το Ba, Ni και Cr αυξάνονται και έπειτα ελαττώνονται, το Rb ελαττώνεται και κατόπιν αυξάνεται ενώ τα υπόλοιπα δείχνουν αλλαγές στην τάση. Συνήθως, οι LGr ακολουθούν τους BtGr εκτός από το Ba και Y τα οποία δημιουργούν υποπαράλληλη τάση και το Nb που παρουσιάζει διασπαιρούμενη τάση. Επιπλέον, οι γραμμικές μεταβολές των Rb/Sr προς 1/Sr και Rb/V προς 1/V για τους (Hb)BtGrd + BtGr (δεν εμφανίζονται) δείχνουν διαδικασία μίξης.

4 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Στα διακριτά διαγράμματα των Pearce et al. (1984) (Σχ 5α,β) τα περισσότερα αναλυμένα δείγματα των πετρωμάτων προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών που σχετίζονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (VAG). Στο διάγραμμα R1-R2 (Bachelor & Bowden 1985) (Σχ. 5γ) τα περισσότερα δείγματα των (Hb)BtGrd και BtGr προβάλλονται στο όριο μεταξύ των πεδίων 2 και 3 (γρανίτες που σχηματίζονται πριν από την σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών και γρανίτες που δημιουργούνται μετά την σύγκρουση σχετιζόμενοι με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού), ενώ οι LGr προβάλλονται στο πεδίο των συν-ορογενετικών ανατηκτικών γρανιτών. Πρέπει να τονιστεί ότι η αλληλεπικάλυψη γύρω από αυτό το πεδίο είναι αναμενόμενη, αφού όλα τα γρανιτικά πετρώματα εξελίσσονται προς εύηκτες συστάσεις.



Σχήμα 4. Διαγράμματα μεταβολής επιλεγμένων κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων των γρανιτικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.



Σχήμα 5. Προβολή των γρανιτικών πετρωμάτων του δυτικού Βόρα στα διακριτικά διαγράμματα Nb-Y (α) και Rb-Y+Nb (β) (Pearce et al. 1984), R1-R2 (γ) (Bachelor & Bowden 1985). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.

5 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ – ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ

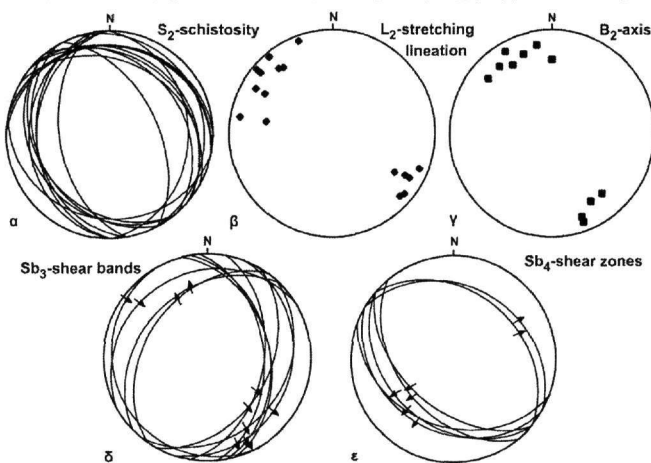
Κριτήρια για την εξακρίβωση της τεκτονικής δομής και εξέλιξης αποτέλεσαν, φαινόμενα αλληλοεπίδρασης των τεκτονικών δομών μεταξύ τους (π.χ. φαινόμενα επαναπύχωσης, σχετική χρονολόγηση ρηξιγενών δομών μεταξύ τους κ.ά.), S-C υφές, ζώνες διάτμησης, ecc-δομές και ανάπτυξη σ και δ κλαστών. Όσον αφορά τη μεταμόρφωση οι P-T συνθήκες υπολογίστηκαν με βάση τις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων καθώς επίσης και με την βοήθεια γεωβαρομετρικών υπολογισμών.

Τέσσερα κυρία παραμορφωτικά γεγονότα (D₁, D₂, D₃, D₄) και δύο μεταμορφικά (M₁, M₂) επηρέασαν το γνευσιακό υπόβαθρο της Πελαγονικής στην ευρύτερη περιοχή του Βόρα, και αναπακλώνεται ανάλογα στα Ερκύνιας ηλικίας γρανιτικά πετρώματα.

Η παλαιότερη υφή που αναγνωρίστηκε (D₁-γεγονός) αποτελείται από μια S₁-σχιστότητα που καθορίζεται από τη συνS₁ M₁-παραγένεση: Qtz+Kf+Ab+Phe(φεγγίτης)+Bt+Hb+Ep/Czo (κλινοζοισίτης)±Ttn±Garn. Μεταξύ των επιπέδων της S₁-σχιστότητας παρατηρούνται σποραδικά μικρές ισοκλινείς πτυχές. Με τη δεύτερη παραμορφωτική φάση (D₂-γεγονός) συνδέεται μια S₂-σχιστότητα, που τις περισσότερες φορές καταστρέφει τις προηγούμενες υφές και αποτελεί τη μοναδική και κύρια σχιστότητα των γρανιτικών και ορθογνευσιακών πετρωμάτων, εξελισσόμενη παράλληλα στην αξονική επιφάνεια κατακείμενων έως ελαφρώς κεκλιμένων ισοκλινών πτυχών (B₂), ο b-άξονας των

οποίων αναπτύσσεται σε ΒΔ-ΝΑ έως Β-Ν διεύθυνση (Σχ. 6α, γ). Η S_2 -σχιστότητα χαρακτηρίζεται από τη συν-κινήματική ανάπτυξη της M_2 -παραγένεσης: Qtz+Chl+Ab+Act+Wm+Ep/Czo και αναπτύσσεται με ΒΔ-ΝΑ παράταξη και διεύθυνση κλίσης ΝΔ ή ΒΑ (Σχ. 6α). Τα συν- S_2 ορυκτά ορίζουν μια L_2 -γράμμωση έκτασης με ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξη (Σχ. 6β), που αποτελεί και την κύρια γράμμωση του ευρύτερου Πελαγονικού κρυσταλλοσχιζτώδους στην περιοχή του δυτικού Βόρα. Όλοι οι δείκτες κινήματικής έδειξαν μια κύρια έννοια της κίνησης, το επάνω προς τα ΝΑ.

Όσο αφορά τη μεταμόρφωση η συν- S_1 ανάπτυξη ή διατήρηση της μαγματικής αμφιβόλου και του αλβίτη (Ab) καθώς και η ανάπτυξη του Ep/Czo αποτελούν τη χαρακτηριστική παραγένεση της αλβιτικής-επιδοτικής-αμφιβολιτικής φάσης. Έξάλλου η M_1 -παραγένεση στα γρανιτικά και ορθογνευσικά πετρώματα φανερώνει ότι η M_1 -μεταμόρφωση έλαβε χώρα σε συνθήκες ανώτερης πρσινοσχιστολιθικής έως κατώτερης αμφιβολιτικής φάσης σε ένα σχετικά μικρό εύρος θερμοκρασιών από ~450 μέχρι ~550°C. Παρόμοιες συνθήκες μεταμόρφωσης σε μεταγρανιτικά και ορθογνευσικά πετρώματα, αναφέρονται νοτιότερα στην περιοχή της Καστανίας Βερμίου (Mposkos & Perraki 2001).



Σχήμα 6. Προσανατολισμός μεσοσκοπικής, επίπεδης και γραμμικής υφής, στα γρανιτικά και ορθογνευσικά πετρώματα δυτικού Βόρα.

Όπως αναφέρεται από τους Αυγερίνας et al. (2001), η παρουσία χλωριτοειδή και η απουσία του σταυρόλιθου από τα μεταπηλιτικά πετρώματα του δυτικού Βόρα, μαρτυρά ότι η θερμοκρασία δεν ξεπέρασε τους ~520°C. Επίσης η σύσταση του φεγγίτη (από Si=6,4 έως 6,8) (Πιν. 1), μαρτυρά ότι τα γρανιτικά και ορθογνευσικά πετρώματα έχουν υποστεί μεταμόρφωση σχετικά υψηλών πιέσεων. Για μέγιστη τιμή Si=6,8 και για T=520°C χρησιμοποιώντας το γεωβαρόμετρο των φεγγιτών (Massone & Schreyer 1987) η μέγιστη πίεση υπολογίστηκε 8,8kbar. Η μετατροπή του Bt σε Chl και της πράσινης αμφιβόλου

σε Chl και Act κατά μήκος των S_2 -επιφανειών, φανερώνουν ότι η M_2 -μεταμόρφωση έλαβε χώρα σε συνθήκες της πρσινοσχιστολιθικής φάσης κάτω από τους ~450 °C.

Το D_2 -γεγονός ακολούθησε μια σχετικά νεώτερη D_3 -παραμόρφωση, χαρακτηριζόμενη από την ανάπτυξη ημιπλαστικών εφελκυστικών Sb_3 -ζωνών διάτμησης ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (Σχ. 6δ). Οι D_3 -επιφάνειες συνοδεύονται από γράμμωση έκτασης εξελισσόμενη σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, που προσδιορίζεται από την επιμήκυνση και τη δυναμική ανακρυστάλλωση του Qtz και από τον κατά προτίμηση προσανατολισμό του Wm. Οι D_3 -επιφάνειες διάτμησης δείχνουν μια κύρια έννοια της κίνησης το επάνω κυρίως προς τα ΝΑ. Η ανακρυστάλλωση του Qtz δηλώνει τη διατήρηση της θερμοκρασίας, τουλάχιστον, πάνω από τους 250°C σε αυτό το στάδιο παραμόρφωσης.

Σε ακόμα ψυχρότερες συνθήκες, εμφανίζονται ΒΔ-ΝΑ ανάπτυξης κανονικές Sb_4 -ζώνες διάτμησης μικρής γωνίας και με κλίση κυρίως προς τα ΝΔ ή προς τα ΒΑ, συνδεδεμένες με υπερκατακλαστίτες (ultra-cataclasites) και φορά κίνησης κυρίως προς τα ΝΔ που κόβουν όλες της παραπάνω δομές (D_4 -γεγονός) (Σχ. 6ε).

Ακολουθούν τέλος κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας τα οποία κατακερματίζουν τα γρανιτικά και ορθογνευσικά πετρώματα του δυτικού Βόρα.

6 ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το όποιο μοντέλο προταθεί για να εξηγήσει τη γένεση των γρανιτικών πετρωμάτων πρέπει να λαμβάνει υπόψη τα παρακάτω: α) οι (Hb)BtGrd μεταπίπτουν σε BtGr, β) οι προηγούμενοι τύποι ε-γκλείουν σε όλη την έκτασή τους πολλά MME, γ) τα MME περιέχουν παρόμοια ορυκτά με τους (Hb)BtGrd και βελονοειδή Ap που δείχνει γρήγορη ψύξη του πετρώματος, δ) ο LGr διεισδύουν τους

(Hb)BtGrd και τους BtGr, ε) στους (Hb)BtGrd απαντώνται δυο ειδών βιοτίτες, στ) τα περισσότερα κύρια στοιχεία εμφανίζουν καλά συσχετιζόμενες τάσεις μεταβολής με τη διαφοροποίηση, που ξεκινούν από τα πιο βασικά MME έως τους LGr ή τους BtGr ενώ η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων χαρακτηρίζεται από αλλαγές μεταξύ των MME και των (Hb)BtGrd+BtGr, ζ) οι μεταβολές των Rb/Sr προς 1/Sr και Rb/V προς 1/V είναι γραμμικές για τους (Hb)BtGrd+BtGr και η) οι διασταυρούμενες ή υποπαράλληλες τάσεις που σχηματίζουν οι LGr με τους BtGr.

Με βάση όλες τις παραπάνω παρατηρήσεις υποστηρίζεται ότι η δημιουργία των MME, (Hb)BtGrd και BtGr οφείλεται σε μια διαδικασία δύο σταδίων. Στο πρώτο στάδιο ένα βασικό μάγμα μανδουακής προέλευσης, με σύσταση αντίστοιχη του βασικότερου MME υπόκειται σε διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης και ταυτόχρονα μινύεται με ένα όξινο μάγμα, πιθανότατα φλοιϊκής προέλευσης, σύστασης παρόμοιας με του οξινότερου BtGr. Η διαδικασία προχωρεί με χαμηλό λόγο r λόγω της μεγάλης διαφοράς σύστασης άρα και ιξώδους των δυο μαγμάτων και οδηγεί στη δημιουργία των βασικότερων (Hb)BtGrd. Ο χαμηλός ρυθμός μίξης έχει ως αποτέλεσμα τη μηχανική ανάμιξη των μαγμάτων και τη δημιουργία του μεγάλου αριθμού MME. Στο δεύτερο στάδιο το εξελιγμένο μάγμα αυτό διαφοροποιείται με κλασματική κρυστάλλωση ενώ μινύεται με το ίδιο φλοιϊκό μάγμα, αλλά με υψηλότερο r , λόγω της μικρής διαφοράς ιξώδους των δυο μαγμάτων, και έτσι δημιουργείται η σειρά των (Hb)BtGrd και BtGr. Οι (Hb)BtGrd αποτελούν δηλαδή μάγμα που προέρχεται από κλασματική κρυστάλλωση του βασικότερου MME μάγματος με ταυτόχρονη μίξη με το οξινότερο (BtGr) και αυτό εξηγεί την παρουσία δυο ειδών βιοτίτη. Διαδικασία μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης από τα MME έως και τους BtGr δεν θα μπορούσε να εξηγήσει την αλλαγή των τάσεων στα ιχνοστοιχεία. Η σχέση των LGr με τους BtGr υποδεικνύουν πιθανότατα ότι οι LGr δεν αποτελούν εξελιγμένο μάγμα των BtGr αλλά ξεχωριστή διεσδυσση.

Για την ποσοτική μελέτη της διαδικασίας μίξης-κλασματικής κρυστάλλωσης της σειράς MME - (Hb)BtGrd - BtGr χρησιμοποιήθηκαν στην εξίσωση του De Paolo (1981) οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων ως ακολούθως. Στο πρώτο στάδιο ως αντιπροσωπευτικές συστάσεις του βασικού και του όξινου μάγματος χρησιμοποιήθηκαν αυτή του βασικότερου MME (δείγμα 6.4) και του οξινότερου BtGr (δείγμα 6.2) αντίστοιχα.

Πίνακας. 3. Τιμές συντελεστών κατανομής (kd) που χρησιμοποιήθηκαν στα μοντέλα

Ορυκτά	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	V	Ba
Pl	0,060 ¹	0,100 ¹	0,030 ⁴	2,600 ⁴	0,760 ⁷	0,240 ²	0,130 ⁵	0,110 ⁴
Kf	0,150 ²	0,030 ²	0,086 ²	1,480 ²	2,400 ⁸		1,100 ²	4,000 ¹¹
Bt	4,600 ²	1,197 ¹	2,300 ²	0,050 ³	5,300 ²	11,400 ²	2,000 ³	3,700 ¹³
Hb	6,700 ²	4,000 ¹	2,400 ³	0,022 ⁵	0,400 ⁹	2,300 ⁹	10,000 ³	0,044 ¹
Zrn	1,000 ³	2000 ³	71,400 ⁵					
Ap	0,100 ¹	0,100 ¹	40,000 ¹		0,400 ¹¹			
Mt	2,500 ¹	0,800 ¹	0,120 ²			11,900 ²	8,700 ¹²	
Tit	6,300 ¹					3,900 ¹⁰		
Qtz					0,041 ¹			0,022 ¹

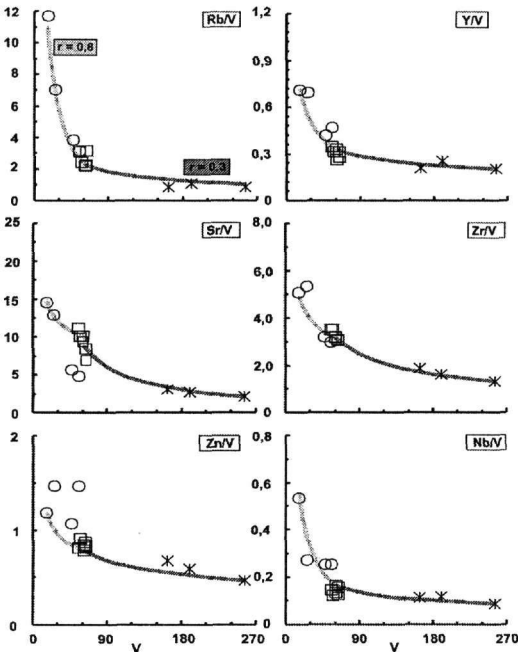
1: Rollinson (1993), 2: Ewart & Griffin (1994), 3: Soldatos et al. (1998), 4: Ewart et al. (1973), 5: Bea et al. (1994), 6: Nagasawa & Schnetzler (1971), 7: Icenhower & London (1996), 8: Nash & Crecraft (1985), 9: Bacon & Druitt (1988), 10: Luhr et al. (1984),

11: Mahood & Stimac (1990), 12: Luhr & Carmichael (1980), 13: Mahood & Hildreth (1983).

Στο δεύτερο στάδιο χρησιμοποιήθηκαν ως αντιπροσωπευτικές συστάσεις του όξινου και του βασικού μάγματος αυτή του βασικότερου (Hb)BtGrd (δείγμα 1.2) και αυτή του οξινότερου BtGr (δείγμα 6.2) αντίστοιχα. Για το πρώτο στάδιο βρέθηκαν οι ολικοί συντελεστές κατανομής των ιχνοστοιχείων D_{obs} για όλους τους συνδυασμούς $F=0,9$ έως $0,2$ και $r=0,1$ έως $0,3$ ώστε η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο θεωρητικό τήγμα να συμπίπτει με αυτή του βασικότερου (Hb)BtGrd. Ακολούθως για κάθε ομάδα D_{obs} και με βάση τους συντελεστές kd των ιχνοστοιχείων στα ορυκτά (Πιν. 3) υπολογίζονταν κάθε φορά η σύσταση του κρυσταλλούμενου στερεού. Στη συνέχεια για τη συγκεκριμένη παραγένεση επαναυπολογίζονταν οι ολικοί συντελεστές κατανομής D_{calc} . Ως καλύτερη από τις παραπάνω λύσεις θεωρήθηκε αυτή με το μικρότερο άθροισμα $\Sigma=(D_{obs} - D_{calc})^2$. Σύμφωνα με αυτή το ποσοστό του υγρού $F=40\%$ και το $r=0,3$. Η σύσταση του κρυσταλλούμενου στερεού είναι Qtz_{38,27} Pl_{27,83} Hb_{14,84} Bt_{10,61} Kf_{6,13} Ap_{2,30} Zrn_{0,02}. Ομοίως για το δεύτερο στάδιο οι D_{obs} υπολογίστηκαν για όλους τους συνδυασμούς $F=0,9$ έως $0,2$ και $r=0,6$ έως $0,8$ ενώ ως σύσταση του υπολειμματικού τήγματος χρησιμοποιήθηκε το οξινότερο BtGr. Ως καλύτερη από τις λύσεις θεωρήθηκε αυτή με το

μικρότερο άθροισμα $\Sigma=(D_{obs} - D_{calc})^2$, που δίνει $F=50\%$ και $r=0,8$. Η σύσταση του στερεού είναι $Qtz_{30,07} Pl_{27,75} Hb_{5,59} Bt_{3,33} Kf_{23,26} Ap_{1,91} Zrn_{0,04} Mt_{2,19} Tlt_{5,86}$.

Για τον έλεγχο του προηγούμενου μοντέλου δύο σταδίων τα αναλυμένα δείγματα προβάλλονται μαζί με τις θεωρητικές πορείες των τηγμάτων που υπολογίστηκαν με βάση τις παραπάνω παραμέτρους (Σχ. 7). Από τα διαγράμματα του σχήματος 9 φαίνεται ότι το μοντέλο περιγράφει πολύ ικανο-



Σχήμα 7. Προβολή επιλεγμένων λόγων ιχνοστοιχείων προς το V των δειγμάτων μαζί με τις θεωρητικές πορείες τηγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.

γερνιάς et al. 2001), συσχετιζόμενο πιθανόν με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου, οδηγεί στην δημιουργία των γρανιτικών πετρωμάτων.

Τέλος, από τις συν-κινηματικές ορυκτολογικές παραγενέσεις των Ερκύνιων γρανιτικών πετρωμάτων, γίνεται αντιληπτός ο ανάδρομος χαρακτήρας της μεταμόρφωσης κατά την διάρκεια εξέλιξης των παραμορφωτικών γεγονότων, με σταδιακή πτώση των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας, γεγονός που φανερώνει την συνεχή ανοδική πορεία κίνησης τους.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Abdel - Rahman A-F. M. 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas. *J. Petrol.*, 35, 2, 525-1029.
- Αυγερινάς Α., Κίλιας Α., Κορωναίος Α., Μουντράκης Δ., Frisch W., Dunkl I. & Most T. 2001. Τεκτονική εξέλιξη του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους κατά την διάρκεια του Κρητιδικού (Δυτικό τμήμα οροσειράς Βόρα, Μακεδονία, Ελλάδα). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 64/1, 129-136.
- Bacon, C. R. & Druiitt, T. H. 1988: Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 224-256.
- Bea, F., Pereira, M. D. & Stroh 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, 117, 291-312.
- Batchelor R. A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Christiphides G. & Mountrakis D. 1978. About an occurrence of granodiorite in the North Pelagonian zone. *Sci. Ann. Fac. Phys. Mathem. Univ. Thessaloniki*, 18, 57-72.
- De Paolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.

ποιητικά τη συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων.

Όσον αφορά την τεκτονική, προκύπτει ότι τα γρανιτικά πετρώματα του Καίμακτσάλαν στην περιοχή του δυτικού Βόρα, ακολουθούν τη γενική παραμόρφωση του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Πελαγονικής, επηρεάστηκαν δε από τέσσερα κύρια τεκτονικά γεγονότα αλπικής ηλικίας σε συνθήκες πλαστικής έως ημιπλαστικής παραμόρφωσης. Σύμφωνα με γεωχρονολογήσεις σε μαρμαρυγίες με τη μέθοδο K/Ar στην περιοχή μελέτης και σε αντίστοιχα πετρώματα στη βόρεια προέκταση του κρυσταλλοσχιστώδους στην F.Y.R.O.M (Αυγερινάς et al. 2001, Most et al. 2001) συμπεραίνεται ότι, τα τρία πρώτα τεκτονικά γεγονότα εξελίσσονται αντίστοιχα στο Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό (D₁), Μέσο Κρητιδικό (D₂) και Άνω Κρητιδικό (D₃).

Από τη σύγκριση και τη συσχέτιση του D₄-γεγονότος με το αντίστοιχο γεγονός που έχει βρεθεί σε άλλες περιοχές της Πελαγονικής Ζώνης στη Βόρεια Ελλάδα (Κίλιας 1991), συμπεραίνεται η τριτογενής ηλικία του. Κατά τη διάρκεια των D₂ και D₃-γεγονότων η κίνηση εξελίσσεται σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και φορά κυρίως προς τα ΝΑ ενώ κατά την διάρκεια του D₄-γεγονότος εξελίσσεται σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και φορά κυρίως προς τα ΝΔ. Ένα ερκύνιας ηλικίας τεκτονο-μαγματικό γεγονός (Αυ-

- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J. 1962. Rock-forming minerals. Vol 1,2,3,4,5. Longman, London.
- Ewart A. & Griffin W. L. 1994. Application of proton-microprobe data to trace element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 117, 251-284.
- Ewart A., Bryan W. B. & Gill J. B. 1973. Mineralogy and Geochemistry of the Younger Volcanic Islands of Tonga, S. W. Pacific. *J. Petrol.*, 14, 3, 429-465.
- Icenhower J. & London D. 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *Am. Mineral.*, 81, 719-734.
- Κατερινόπουλος Α. & Κυριακόπουλος Κ. 1988. Πετρογραφική και πετροχημική μελέτη των πλουτωνικών πετρωμάτων του όρους Baba (Γιουγκοσλαβία). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 23/2, 561-576.
- Κίλιας Α. & Μουντράκης Δ. 1989. Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής. *Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 23/1, 29-46.
- Kilias A. & Mountrakis D. 1981. Das profil von Kaimaktsalan bis kleinen Prespa see. Die kristallinen systeme des Varnos und des W. Kaimaktsalan (NW. Makedonien). (Beitrag zur Geologie der inneren Helleniden). *Sci. Annals, Fac. Phys. 7 Mathem., Univ. Thessaliniiki*, 21, 95.
- Kilias A. 1991. Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden Änderung der Translationspfade durch die Transpression (Nord-Zentral-Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 291-306
- Koroneos A., Christofides G., Del Moro A. & 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.
- Leake, B. E., Wooley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D. Gilbert, M. C. Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Lintholt, K., Laird J., Mandarino J. A., Maresh W. V., Nickel, E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C., N., Ungaretti L., Whittakr E. J. W. & Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.
- Luhr, J. F. & Carmichael, I. S. E. 1980. The Colima Volcanic Complex, Mexico. I. Post-caldera Andesites from Volcan-Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 343-372.
- Luhr J. F., Carmichael I. S. E. & Varecamo J. C. 1984. The 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite bearing pumices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 69-108.
- Mountrakis D. 1986. The Pelagonian zone in Greece: A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335-347.
- Mahood, G. and Hildreth, W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high- silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 11-30.
- Mahood G. A. & Stimac J. A. 1990. Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochim. Cosm. Acta*, 54, 2257-2276.
- Massone J. H & Schreyer W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- Most T., Frisch W., Dunkl I., Kadosa B., Boev B., Avgerinas A. & Kilias A. 2001. Geochronological and structural investigations of the Northern Pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. *Bull. Soc. Geol. Greece*, 64/1, 91-95.
- Mposkos E. & Perraki M. 2001. High pressure Alpine metamorphism of the Pelagonian allochthon in the Kastania area (Southern Vermion), Greece. *Bull. Soc. Geol. Greece*, 64/3, 939-947.
- Nagasawa H. & Schnetzler C. C. 1971. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosm. Acta*, 35, 953-968.
- Nash, W. P. & Crecraft, H. R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2309-2322.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.C. 1996. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, 956-983.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation. Longman Group UK Ltd., 352pp.
- Streckeisen A. & Le Maitre R.W. 1979. A chemical approximation to the madal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 169-206.
- Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, Koroneos, A. & Tommasini, S. 1998. Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. In: "Tertiary magmatism of the Rhodopian region", Christofides, G., Marchev, P. & Serri, G. (Eds), Spec. vol., *Acta Vulcanologica*, 10, 2, 319-330.

ABSTRACT

GEOCHEMISTRY, GENESIS AND STRUCTURE OF HERCYNIAN GRANITOID ROCKS OF THE PELAGONIAN ZONE, FROM THE VORAS MT. (MACEDONIA, NORTHERN GREECE)

Avgerinas A.¹, Kilias A.¹, Koroneos A.² and Mountrakis D.¹

¹ Department of Geology, *asterix@geo.auth.gr, kilias@geo.auth.gr*

² Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, *koroneos@geo.auth.gr*

School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54 62

ABSTRACT

The Ercynian plutonic rocks intruding the Paleozoic basement of the Pelagonian zone in the area of Kaimaktsalan (western Voras Mt.) are examined. They are composed of hornblende-biotite granodiorites to granites (Hb)BtGrd, biotite granites (BtGr), monzonitic to monzodioritic mafic enclaves (MME) and leucogranites (LGr). The (Hb)BtGrd and BtGr are randomly distributed and exhibit transitional contacts, while both are intruded by the LGr. In the (Hb)BtGrd two types of biotites were found; one similar to MME biotites and another similar to BtGr. The amphiboles are magnesio-hornblende and edenite. The Nb vs. Y and Rb vs. Y+Nb plots of the rock-samples indicate the strong relationship of both (Hb)BtGrd and BtGr with a volcanic arc (VAG) geotectonic setting, while the LGr are plotted in the syn-collision (syn-COLG) field. Both the (Hb)BtGrd and BtGr are plotted in the field of the pre- or post-collisional granites, whereas the LGr reveal the characteristics of the syn-collisional anatectic granites (R1-R2 diagram). The majority of the major elements show well-correlated trends with differentiation starting from the more basic MME up to the LGr or the BtGr while, the behaviour of trace elements is characterized by significant changes between MME and (Hb)BtGrd+BtGr. The Kaimaktsalan granitoids show calc-alkaline affinity. The Rb/Sr vs. 1/Sr and Rb/V vs. 1/V display straight line trends for (Hb)BtGrd+BtGr indicative of mixing processes. Based on the field observations, mineralogical composition and geochemistry of the rock types, a two-stage process for the formation of MME, (Hb)BtGrd and BtGr is suggested. In the first stage, a basic magma of mantle origin, and composition similar to the more basic MME underwent fractional crystallization, while it was mixed with an acid magma of crustal origin and composition similar to the most acid BtGr. This mixing-fractional crystallization (MFC) process has low *r*, due to the difference in composition and viscosity of the two magmas. This process resulted in the formation of the most basic (Hb)BtGrd. In the second stage, the resulted magma was fractionated and mixed with the fore mentioned crustal magma, but with higher (*r*) giving the (Hb)BtGrd and BtGr. Sub-parallel and crosscutting trends between the LGr and BtGr suggest that the former do not represent an evolved magma of the latter, but a separated intrusion.

Four main deformational events (*D*₁, *D*₂, *D*₃ and *D*₄) of Alpine age and plastic to semi-plastic conditions affected the crystalline basement of the Pelagonian zone in the broader area of the Voras Mt. as well as the Ercynian plutonic rocks. The *D*₁-event is related to a Late Jurassic-Lower Cretaceous *S*₁-schistosity associated with *M*₁-paragenesis of Qtz+Kf+Ab+Phe+Bt+Hb+Ep/Czo±Tit±Garn. During the Middle Cretaceous the *S*₁-schistosity was overprinted by an *S*₂-axial plane schistosity of tight, recumbent to inclined *B*₂-folds (*D*₂-event). The *S*₂-schistosity has NW-SE strike and dips either towards the SW or NE. It is characterized by the syn-kinematic growth of Wm+Chl+Ab+Act+Qtz+Ep (*M*₂-paragenesis) that forms an *L*₂-stretching lineation striking NW-SE closely related with a transport direction towards the SE. The *M*₁-paragenesis along the *S*₁-schistosity indicates that the *D*₁ event took place in the upper greenschist-lower amphibolitic metamorphic facies (~450-550°C). Also, the composition of the syn-*S*₁ phengite (max Si: 6,8) shows that the granites and orthogneisses of the crystalline basement of Kaimaktsalan have been metamorphosed in relatively high-pressure conditions (~8kb). The replacement of Bt with Chl and Hb with Act and Chl indicates that the *M*₂-paragenesis took place below the ~450°C. The *D*₂-event was succeeded by a younger *D*₃-event that took place in semi-plastic conditions in Late Cretaceous. The *D*₃-event is characterized by NNW-SSE to NE-SW extensional *S*_{b3}-shear zones and a stretching lineation associated with a top to the SE sense-of-shear. During the Tertiary and in more cold conditions, NW-SE striking *S*_{b4}-shear zones with ultra-cataclastites and sense-of-shear mainly top to the SW were formed due to the *D*₄-event affecting all the previous structures.