

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ (ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΡΟΔΟΠΗ)

Θεοδόσογλου Ε., Κορωναίος Α., Σολδάτος Τ. και Σκλαβούνος Σ.

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας,

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 541 24, Θεσσαλονίκη, elthead@geo.auth.gr,

koroneos@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr, sklavounos@physics.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Μελετάται η γεωχημεία του υπεραργιλικού διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου και συγκρίνεται με τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους (γρανοδιορίτη και βιοιπτικό γρανίτη) του ηωκαινικού συμπλέγματος Ελατιάς–Σκαλωτής–Παρανεστίου στο οποίο και ανήκει. Συμπεραίνεται ότι ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης δεν είναι προϊόν διαφοροποίησης κάποιου από τα μάγματα που έδωσαν τα άλλα δυο γρανιτικά πετρώματα, αλλά αποτελεί διαφορετική διείδυση. Η γένεσή του οφείλεται σε μερική τήξη πυριγενών ή μεταπυριγενών υλικών του φλοιού και συγκεκριμένα, από τη σύγκριση με πειραματικά δεδομένα, πιθανολογείται ότι πρόκειται για γνευσίους. Αναφορικά με την εξέλιξη του μάγματος, υπολογίστηκε ότι κλασματική κρυστάλλωση 80% του αρχικού μάγματος, ενός στερεού που αποτελείται από 46,5% πλαγιόκλαστο, 20,3% καλιούχο άστριο, 22,5% χαλαζία, 7,2% βιοιπίτη, 3,3% απατίτη και 0,2% ζιρκόνιο εξηγεί ικανοποιητικά τα γεωχημικά δεδομένα των ιχνοστοιχείων λαμβάνοντας υπόψη ότι σε τέτοια όξινα μάγματα με υψηλό σχετικά ιξώδες η στερεά φάση δεν μπορεί να αποχωριστεί πλήρως από την υγρή.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

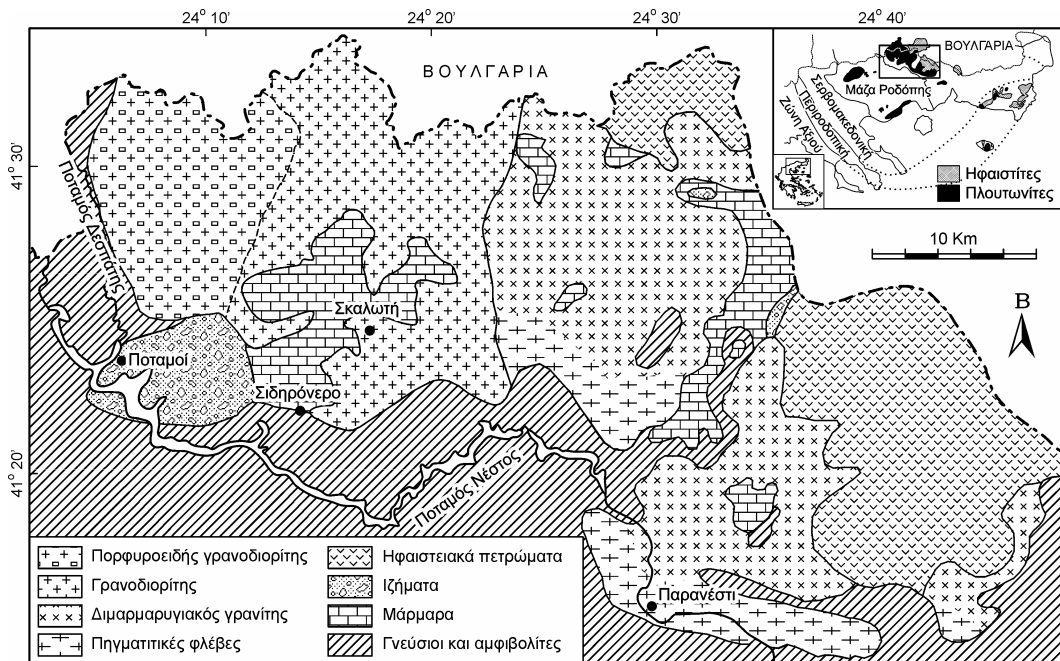
Στο ελληνικό τμήμα της Μάζας της Ροδόπης, το μεγαλύτερο πλουτωνικό σύμπλεγμα είναι αυτό της Ελατιάς–Σκαλωτής–Παρανεστίου (ESP, Soldatos et al. 2001a,b). Γενικά οι ονομασίες Ελατιά, Σκαλωτή και Παρανεσί αναφέρονται στο δυτικό και κεντρικό (Σολδάτος 1985), κεντρικό (Κοτοπούλη 1981) και ανατολικό τμήμα (Σκλαβούνος 1981) του συμπλέγματος αντίστοιχα (Σχ. 1). Στη μελέτη αυτή εξετάζεται η ορυκτολογία και γεωχημεία του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου, παρουσιάζονται νέα δεδομένα ιχνοστοιχείων και γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, της προέλευσης και της εξέλιξης του μάγματος. Ταυτόχρονα, γίνεται σύγκριση με τα πετρώματα Ελατιάς–Σκαλωτής που μελετήθηκαν από τους Soldatos et al. (2001a,b).

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Το σύμπλεγμα ESP διειδύει τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ανώτερης Τεκτονικής Ενότητας (Ενότητα Σιδηρόνερου της Ροδόπης), τα οποία στην περιοχή είναι γνεύσιοι, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, μιγματίτες, αμφιβολίτες και μάρμαρα, δημιουργώντας περιορισμένα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής με τα τελευταία. Ανατολικά του συμπλέγματος βρίσκεται η ηφαιστειακή σειρά Διποτάμων–Κοτύλης. Το νότιο τμήμα του οριοθετείται από τη γραμμή του Νέστου, η οποία αποτελεί το όριο της επώθησης της Ενότητας Σιδηρόνερου πάνω στην Ενότητα Παγγαίου με μια ΝΔ κίνηση (Paranikolaou & Panagoroulos 1981, Kiliias & Mountrakis 1990).

Το σύμπλεγμα ESP αποτελείται κυρίως από τρεις πετρογραφικούς τύπους: α) (κεροσιλικό)-βιοιπτικό γρανοδιορίτη (GRD), που στο δυτικό τμήμα μεταπίπτει σε πορφυροειδή βιοιπτικό γρανοδιορίτη, β) βιοιπτικό γρανίτη (GR), που βρίσκεται με τη μορφή φλεβών στο γρανοδιορίτη και γ) διμαρμαρυγιακό γρανίτη (TMG), που επίσης διειδύει το γρανοδιορίτη. Οι πρώτοι δύο τύποι συνιστούν τον πλουτωνίτη της Ελατιάς–Σκαλωτής, ενώ ο τρίτος αποτελεί τον πλουτωνίτη του Παρανεστίου. Λευκογρανιτικές, πηγμαπτικές και απλικές φλέβες (APL) διακόπτουν όλους τους τύπους.

Οι Soldatos et al. (2001a) έδωσαν για τον γρανοδιορίτη ηλικίες από 34,1±1,0 έως 43,0±1,3 Ma και για τις γρανιτικές φλέβες 37,4±1,1 έως 42,0±1,2 Ma (Rb-Sr σε βιοτίτες). Οι ίδιοι έδωσαν, για το διμαρμαρυγιακό γρανίτη ηλικίες 39,4±1,2 Ma (Rb-Sr σε βιοτίτη) και 43,5±0,9 έως 47,8±1,0 Ma (Rb-Sr σε μοσχοβίτες), ενώ για τα ίδια πετρώματα ο Σκλαβούνος (1981) έδωσε ηλικίες 29,1±1,2 μέχρι 38,5±1,5 Ma (K-Ar σε βιοτίτες). Με βάση την ηλικία των 48 Ma του διμαρμαρυγιακού γρανίτη συμπεραίνεται από τους Soldatos et al. (2001a) ότι ο γρανοδιορίτης έχει ηλικία περίπου 50 Ma.



Σχήμα 1. Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου. Σύνθεση από Σκλαβούνος (1981) και Soldatos et al. (2001a,b).

3 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Η πετρογραφία και η ορυκτολογία του συμπλέγματος ESP έχει μελετηθεί λεπτομερώς από τους Κοτοπούλη (1981) και Σολδάτος (1985) (Ελατιά-Σκαλωτή) και Σκλαβούνος (1981) (Παρανεσίτι). Η ταξινόμηση των πετρωμάτων βασίζεται στην ορυκτολογική τους σύσταση και στην προβολή τους στο διάγραμμα Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maitre 1979) (Σχ. 2). Παρακάτω περιγράφονται εν συντομία οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι.

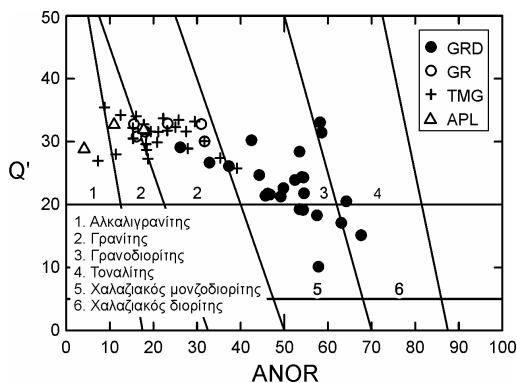
(Κεροσιλιβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης (GRD): Είναι μεσόκοκκος έως αδρόκοκκος, με τυπικό γρανιτικό ιστό, χρώμα γκριζο έως σκούρο γκριζο και γενικά είναι αποσαθρωμένοι. Μεταπίπτει σε χαλαζιακό μονζοδιορίτη, τοναλίτη και γρανίτη. Τα κύρια ορυκτά του είναι πλαγιόκλαστα (An_{21-48}), μικροκλινή, χαλαζίας, βιοτίτης και σε ποσοστό μικρότερο από 4% κεροσιλίβη. Ως επουσιώδη εμφανίζονται αλλανίτης, επίδοτο, τιτανίτης, απατίτης, ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

Βιοτιτικός γρανίτης (GR): Είναι μεσόκοκκο έως λεπτόκοκκο ισοκοκκώδες πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και χρώμα γκριζο μέχρι γκριζο ανοιχτό. Ως κύρια ορυκτά έχει χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστα (An_{9-26}) και βιοτίτη, ενώ ως επουσιώδη αλλανίτη, ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

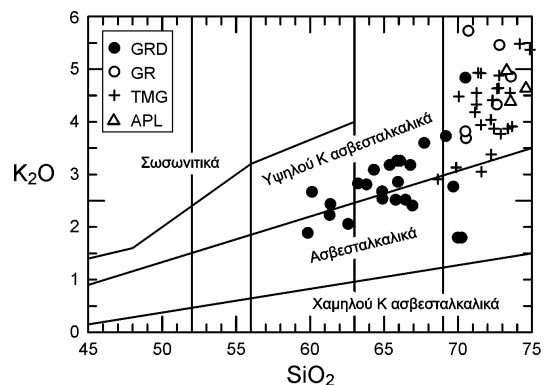
Διμαρμαρυγιακός γρανίτης (TMG): Μακροσκοπικά ποικίλει ως προς το μέγεθος των κόκκων του το χρώμα του και την υφή του, γεγονός που θα μπορούσε να ληφθεί ως ένδειξη για παρουσία πολλών πετρογραφικών τύπων. Όμως, με βάση την ορυκτολογική σύσταση, το γρανιτικό ιστό και το χημισμό συμπεραίνεται ότι πρόκειται για μια ενιαία γρανιτική εμφάνιση. Γενικά είναι αναλλοίωτος, μεσόκοκκος, λευκός, σχιστοποιημένος και με έντονη την παρουσία πηγματιτικών φλεβών. Σε κάποιες περιοχές φαίνεται συμπαγής, ενώ στο μεγαλύτερο μέρος του είναι τεκτονισμένος, ιδιαίτερα στο νότιο τμήμα του. Κατά μήκος των ρωγμών και στις περιοχές με έντονη πηγματιτική δράση εμφανίζεται αποσαθρωμένος. Τα κύρια ορυκτά του είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστα (An_{15-23}), καλιούχοι

άστριοι (μικροκλινοκίτα ορθόκλαστα και ορθόκλαστοκίτα μικροκλινοκίτα), βιοτίτης και μοσχοβίτης. Ως ε-
 πουσιώδη περιέχει χλωρίτη, απατίτη, ασβεστίτη, ζirkόνιο, τιτανίτη και αδιαφανή ορυκτά.

Πηγματιπικές και απλιτικές φλέβες (APL): Οι πηγματιπικές φλέβες αφθονούν στη νότια πλευρά του πλουτωνίτη της Ελατιάς και σε όλη την έκταση του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου με μεγαλύτερη συχνότητα στη ΝΑ, Ν και Α πλευρά της εμφάνισης. Είναι αδρόκοκκα έως πολύ αδρόκοκκα πετρώματα και το πάχος τους ποικίλλει από μερικά cm έως και 3 m. Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία σε αυτά ουρανιούχων ορυκτών όπως ουρανινίτης, πισσουρανίτης και ωτουνίτης. Οι απλίτες είναι διαδοσμένοι στο εσωτερικό της διεξόδου του πλουτωνίτη της Ελατιάς και το πάχος τους είναι ίδιο με αυτό των πηγματιπικών. Είναι λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα πετρώματα, ολολευκοκρατικά με χρώμα λευκό έως κοκκινωπό.



Σχήμα 2. Διάγραμμα ταξινόμησης Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maitre 1979) των πετρωμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος ESP. GRD: (Κερυσταλιτικός)-βιοτιτικός γρανодиορίτης, GR: Βιοτιτικός γρανίτης, TMG: Διμαρμαρυγιακός γρανίτης APL: Απλιτικές φλέβες.



Σχήμα 3. Προβολή των πετρωμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος ESP στο διάγραμμα K₂O προς SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976).

4 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Για τη γεωχημική μελέτη του διμαρμαρυγιακού γρανίτη του Παρανεστίου (TMG) χρησιμοποιήθηκαν 4 δείγματα (κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία, αναλύσεις με XRF) από Σολδάτος (1985) και Soldatos et al. (2001b) και τα κύρια στοιχεία (αναλύσεις με XRF) από 17 δείγματα του Σκλαβούνος (1981), ενώ τα ιχνοστοιχεία των τελευταίων αναλύθηκαν με τη μέθοδο της φασματοσκοπίας ατομικής απορρόφησης στο τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ. (Πίν. 1). Τα αναλυτικά δεδομένα για τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους της Ελατιάς-Σκαλωτής (GRD, GR και APL) ελήφθησαν από Σολδάτος (1985) και Soldatos et al. (2001b). Σημειώνεται εδώ ότι ο αριθμός των δειγμάτων του βιοτιπικού γρανίτη (GR) είναι πολύ μικρότερος των άλλων δυο κύριων τύπων (GRD και TMG) λόγω της μικρής του εμφάνισης, ενώ οι απλίτες (APL) που χρησιμοποιούνται προέρχονται από το κεντρικό τμήμα του πλουτωνικού συμπλέγματος ESP.

Τα διαγράμματα μεταβολής ως προς το SiO₂ φαίνονται στα σχήματα 3 και 4, όπου προβάλλονται για σύγκριση και οι άλλοι πετρογραφικοί τύποι του συμπλέγματος ESP. Από τα κύρια στοιχεία τα οξειδία των Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Mn, Na και P ελαττώνονται (Σχ. 4), ενώ το K₂O αυξάνεται με την αύξηση του SiO₂ (Σχ. 3). Με βάση το διάγραμμα AFM (δεν παρουσιάζεται) όλοι οι τύποι χαρακτηρίζονται ως ασβεσταλκαλικοί (Σκλαβούνος 1981, Σολδάτος 1985). Στο διάγραμμα K₂O προς SiO₂ των Peccerillo & Taylor (1976) (Σχ. 3) ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης προβάλλεται μαζί με το βιοτιπικό γρανίτη και έναν αριθμό δειγμάτων του γρανодиορίτη στην περιοχή της υψηλού Κ ασβεσταλκαλικής σειράς, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα του γρανодиορίτη προβάλλονται στην ασβεσταλκαλική σειρά. Τα ιχνοστοιχεία Sr, Ba, Zn ελαττώνονται με την αύξηση του SiO₂, ενώ το Rb αυξάνεται εμφανώς. Το Cr παραμένει σχετικά σταθερό ενώ τα Pb, Cu, Co και Ni παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά (Σχ.3 και Πίν. 1).

Πίνακας 1. Αναλύσεις κυριών στοιχείων (κ.β.%) και ιχνοστοιχείων (ppm) του διμαρμαρυγικού γρανίτη του Πα-ρανεστίου. Τα δείγματα A-13, A-16, D-15 και V-27 ελήφθησαν από Σολδάτος (1985) και Soldatos et al. (2001b).

Δείγμα	30	35	52	29	42	46	39	A-13*	45	48	40	50	A-16*
SiO ₂	68,64	69,88	70,06	71,15	71,25	71,25	71,36	71,55	71,55	71,58	72,23	72,25	72,34
TiO ₂	0,35	0,30	0,36	0,27	0,12	0,35	0,24	0,12	0,22	0,16	0,23	0,21	0,18
Al ₂ O ₃	14,80	14,68	14,26	14,45	14,57	14,13	13,75	15,10	14,62	14,83	13,47	14,88	15,04
Fe ₂ O ₃	0,05	0,06	0,62	0,64	0,25	0,43	0,04	0,50	0,50	0,57	0,08	0,19	0,59
FeO	1,79	1,84	1,00	0,72	0,74	1,39	1,71	0,44	0,95	0,64	1,63	1,08	0,59
MnO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,01	0,06	0,02	0,05	0,04
MgO	0,68	0,66	0,64	0,38	0,16	0,37	0,35	0,25	0,28	0,23	0,46	0,23	0,32
CaO	2,56	2,14	2,63	1,24	1,24	1,28	1,42	1,39	1,78	1,61	1,74	1,92	1,45
Na ₂ O	4,62	4,49	3,44	4,51	3,77	3,43	3,51	3,80	3,80	4,59	3,49	4,41	4,01
K ₂ O	2,91	3,13	4,48	4,18	4,33	4,55	4,93	4,92	3,94	3,05	4,04	3,38	4,41
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,14	0,07	0,00	0,08	0,08	0,05	0,00	0,30	0,05	0,04	0,05
LOI [#]	1,56	1,00	2,32	0,64	2,10	1,25	1,07	1,94	1,16	1,88	1,07	1,01	1,05
Σύνολο	98,11	98,30	99,99	98,34	98,55	98,55	98,49	100,10	98,81	99,50	98,51	99,65	100,07
Rb	46	62	Δ.Α. [‡]	88	56	118	112	210	48	76	50	86	113
Sr	1010	588	Δ.Α.	725	373	305	258	177	605	688	385	630	395
Ba	1491	1296	Δ.Α.	1602	1149	1027	1024	471	1450	1453	1262	1451	963
Zn	65	42	Δ.Α.	44	35	54	47	28	40	42	38	44	51
Co	18	15	Δ.Α.	74	15	61	55	Δ.Α.	16	30	54	69	Δ.Α.
Pb	72	100	Δ.Α.	95	61	65	68	30	60	80	65	64	28
Cu	7	3	Δ.Α.	4	14	8	15	0	7	11	6	3	0
Ni	18	13	Δ.Α.	18	18	23	12	1	21	23	24	27	0
Cr	10	10	Δ.Α.	11	8	12	11	21	12	11	12	12	19

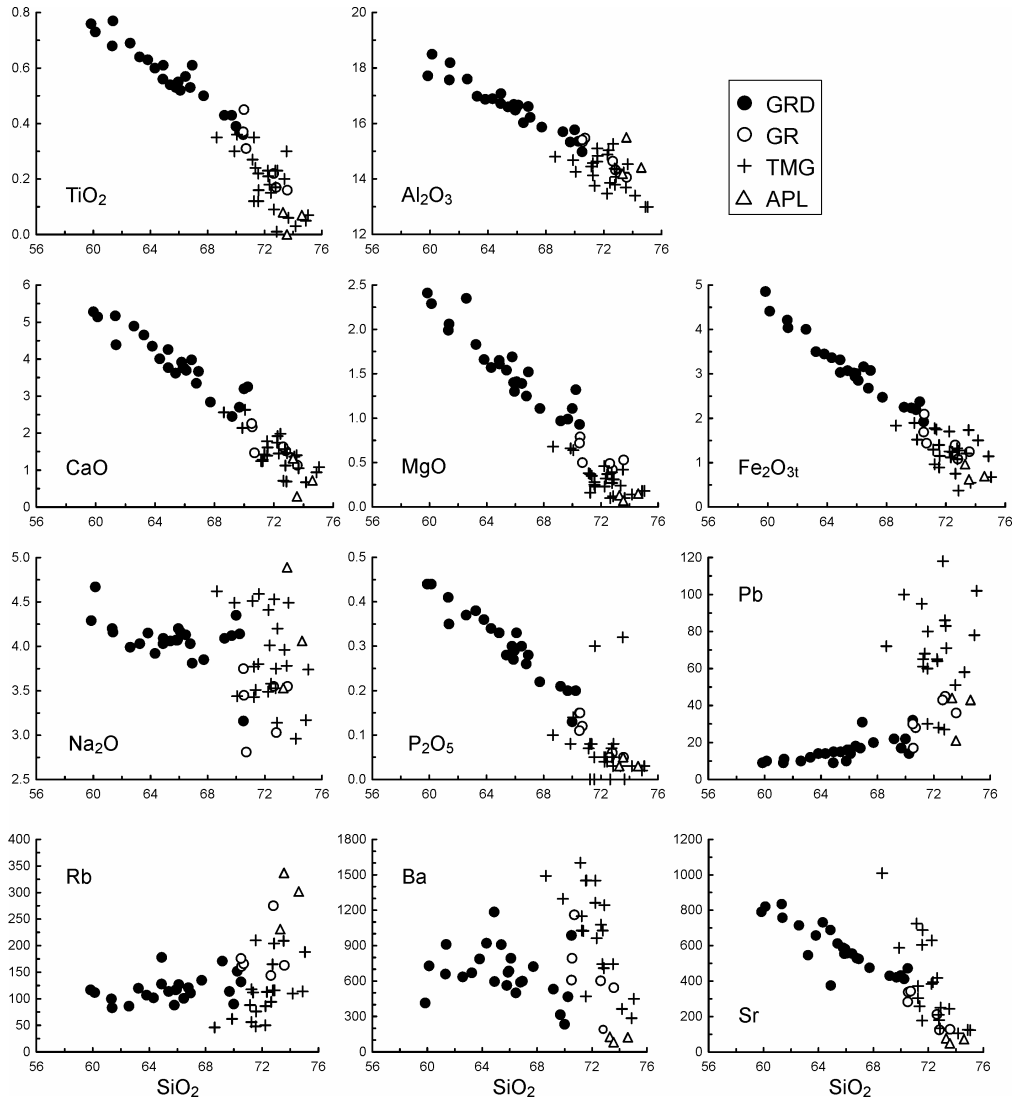
Δείγμα	38	44	D-15*	32	31	49	51	V-27*	47	33	37	34
SiO ₂	72,44	72,65	72,75	72,78	72,85	72,89	73,38	73,53	73,66	74,17	74,88	75,04
TiO ₂	0,15	0,09	0,23	0,17	0,01	0,23	0,20	0,30	0,06	0,03	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	13,86	15,26	14,37	13,79	14,07	14,34	14,23	13,69	14,53	13,40	12,99	12,99
Fe ₂ O ₃	0,08	0,50	0,07	0,02	0,08	0,24	0,48	0,04	0,34	0,08	0,07	0,13
FeO	1,29	0,30	1,26	1,06	0,30	1,06	0,81	1,70	0,23	1,43	1,08	0,56
MnO	0,03	0,02	0,07	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,01	0,02
MgO	0,37	0,10	0,39	0,27	0,12	0,31	0,24	0,42	0,10	0,14	0,18	0,18
CaO	1,98	0,71	1,57	1,12	0,69	1,46	1,36	1,40	1,05	0,67	0,94	1,08
Na ₂ O	3,58	4,53	3,53	3,75	3,14	4,20	3,96	3,78	4,49	2,96	3,17	3,74
K ₂ O	3,87	4,63	4,64	4,88	6,96	3,77	3,87	4,55	3,91	5,48	5,37	4,57
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,07	0,05	0,03	0,08	0,03	0,32	0,00	0,03	0,02	0,03
LOI [#]	0,56	1,41	1,09	0,53	0,36	0,80	0,84	0,18	0,35	0,88	0,50	0,41
Σύνολο	98,25	100,10	100,04	98,44	98,90	99,42	99,43	99,93	98,66	100,18	99,26	98,82
Rb	Δ.Α.	94	165	116	204	116	Δ.Α.	209	Δ.Α.	110	114	188
Sr	Δ.Α.	418	210	180	133	250	Δ.Α.	243	Δ.Α.	105	125	123
Ba	Δ.Α.	1077	744	1027	709	1242	Δ.Α.	744	Δ.Α.	364	286	449
Zn	Δ.Α.	14	40	33	13	37	Δ.Α.	48	Δ.Α.	22	20	18
Co	Δ.Α.	22	Δ.Α.	73	57	47	Δ.Α.	14	Δ.Α.	20	15	22
Pb	Δ.Α.	118	27	86	83	71	Δ.Α.	51	Δ.Α.	58	78	102
Cu	Δ.Α.	8	2	3	6	4	Δ.Α.	4	Δ.Α.	14	4	18
Ni	Δ.Α.	18	1	16	19	24	Δ.Α.	6	Δ.Α.	17	25	13
Cr	Δ.Α.	7	19	9	9	11	Δ.Α.	10	Δ.Α.	9	8	9

* Αναλύσεις επί ξηρού δείγματος, οι υπόλοιπες επί φυσικού δείγματος. [#]LOI: Απώλεια πύρωσης.

[‡] Δ.Α.: Δεν αναλύθηκε

Η σύγκριση με τα πετρώματα της Ελατιάς-Σκαλωτής δείχνει ότι μεταξύ του γρανοδιωρίτη και του διμαρμαρυγικού γρανίτη δεν υπάρχουν συστασιακά κενά, αλλά αντίθετα μερικές φορές παρατηρούνται επικαλύψεις (SiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, και σε όλα τα ιχνοστοιχεία). Επιπρόσθετα οι τάσεις του Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃ και TiO₂ του διμαρμαρυγικού γρανίτη ακολουθούν τις αντίστοιχες του γρανοδιωρίτη με τις δύο τελευταίες να παρουσιάζουν μικρή αλλαγή στην κλίση, αυτές του MgO και P₂O₅

είναι υποπαράλληλες ενώ οι τάσεις των υπολοίπων στοιχείων (K_2O , Na_2O , Rb, Ba, Sr, Zn, Ni, Pb) είναι διασταυρούμενες. Γενικώς μεταξύ του βιοτιπικού και του διμαρμαρυγιακού γρανίτη πάντοτε υπάρχει αλληλεπικάλυψη στις περιεκτικότητες των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων και υποπαράλληλες τάσεις.



Σχήμα 4. Επιλεγμένα διαγράμματα μεταβολής κύριων στοιχείων (κ.β.%) και ιχνοστοιχείων (ppm) ως προς SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος ESP.

5 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Ο Σολδάτος (1985) με βάση τα κριτήρια των Petro et al. (1979) συμπέρανε ότι ο πλουτωνίτης της Ελατιάς ανήκει στις "σειρές συμπίεσης", δηλαδή, το γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκε ανήκει σε περιοχή σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών, όπου επικρατούσαν συμπίεστικές δυνάμεις. Οι Kotzourli & Pe-Piper (1989) υποστηρίζουν ότι ο πλουτωνίτης συνδέεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου και παρόμοια οι Baker & Liati (1991) και Jones et al. (1992) υποστηρίζουν ότι η διείσδυση του πλουτωνικού όγκου έγινε σε περιβάλλον συμπίεστικού τόξου ηπειρωτικού περιθωρίου. Οι Soldatos et al. (2001b) θεωρούν ότι η γένεση του γρανодиόριτη της Ελατιάς σχετίζεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον υποβύθισης και πιο πιθανό είναι να δημιουργήθηκε πριν

από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Τέλος οι Christofides et al. (2001) λαμβάνοντας υπόψη τα γεωχημικά χαρακτηριστικά και τις ηλικίες των καινοζωικών γρανιτικών πετρωμάτων της Ροδόπης και του πλουτωνίτη της Σιθωνίας υποστηρίζουν ότι οι ηωκαινικοί πλουτωνίτες της Ελατιάς και Σιθωνίας συνδέονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον υποβύθισης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική ενώ οι υπόλοιποι ολιγοκαινικοί-μειοκαινικοί πλουτωνίτες της Ροδόπης διείσδυσαν σε γεωτεκτονικό περιβάλλον μετά από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών.

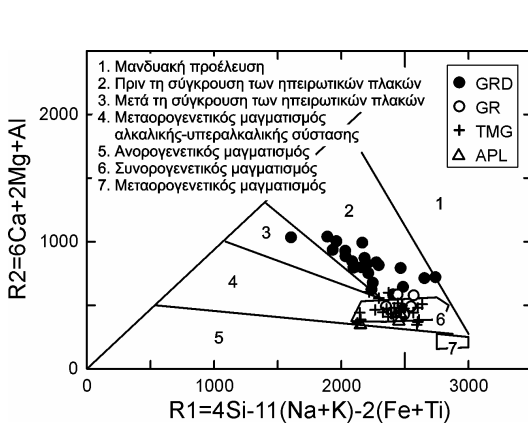
Στο διάγραμμα R1-R2 (Σχ. 5) (Batchelor & Bowden 1985) τα δείγματα του γρανοδιορίτη προβάλλονται στην περιοχή των γρανιτών που ανήκουν σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και διείσδυσαν πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών (πεδίο 2), ενώ τα δείγματα του γρανίτη και του διμαρμαρυγιακού γρανίτη προβάλλονται στην περιοχή του συνορογενετικού μαγματισμού (πεδίο 6) όπου προβάλλονται τήγματα προερχόμενα από τήξη φλοιϊκού υλικού. Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι η προβολή δειγμάτων γρανιτών στο πεδίο 6 είναι αναμενόμενη καθώς όλα τα γρανιτοειδή εξελίσσονται προς τη σύσταση του ευηκτικού τήγματος.

Φαίνεται λοιπόν ότι η γένεση του γρανοδιορίτη της Ελατιάς σχετίζεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον υποβύθισης και πιθανότατα αυτός δημιουργήθηκε πριν από τη σύγκρουση, ενώ ο γρανίτης και ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης φαίνεται ότι δημιουργήθηκαν από τήγματα του φλοιού σύγχρονα με το γρανοδιορίτη.

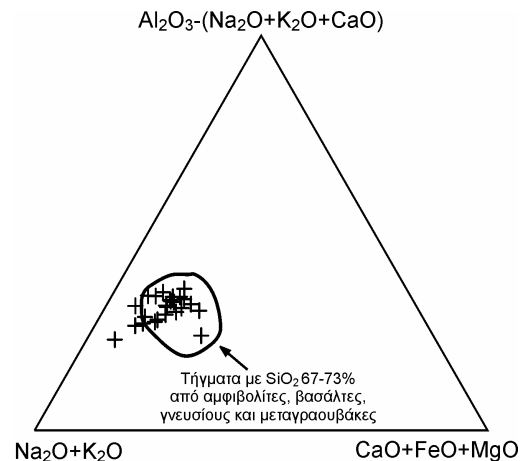
6 ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ

6.1 Προέλευση του αρχικού μάγματος

Με βάση τα γεωχημικά στοιχεία που παρατέθηκαν και τα ισοτοπικά δεδομένα (Soldatos et al. 2001b) φαίνεται ότι ο γρανοδιορίτης, ο γρανίτης και ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης του συμπλέγματος ESP αποτελούν τρία διαφορετικά μάγματα που δεν μπορούν να προέρχονται το ένα από διαφοροποίηση του άλλου. Είναι σύγχρονα, ενώ μια κοινή προέλευση των δυο τελευταίων δεν μπορεί να αποκλειστεί, όπως φαίνεται από τα διαγράμματα των REE και των ισοτόπων Sr (Soldatos et al. 2001b). Δηλαδή, τα δυο πετρώματα μπορεί να είναι συγγενικά δεν είναι όμως συμμαγματικά.



Σχήμα 5. Προβολή των πετρωμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος ESP στο διάγραμμα R1-R2 (Batchelor & Bowden 1985).



Σχήμα 6. Προβολή των δειγμάτων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη στο τρίγωνο $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O+CaO)$, Na_2O+K_2O και $CaO+FeO+MgO$. Η γραμμή περιβάλλει προβολές πειραματικών τηγμάτων.

Ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης είναι πέτρωμα πλούσιο σε SiO_2 (>68,6%), με αρκετά αυξημένες τιμές λόγου ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₅₀=0,7068-0,7075, καθώς και σχετικά υψηλή τιμή $\delta^{18}O$ (9,30‰) (Soldatos et al. 2001b), ενώ δεν φαίνεται να έχει κάποια σχέση με βασικότερα μάγματα. Τα παραπάνω δείχνουν ότι θα μπορούσε να προέρχεται από τήξη υλικών του φλοιού πυριγενούς προελεύσεως όπως αυτό υποστηρίζεται από την τιμή $\delta^{18}O$ που είναι μικρότερη από 10‰. Με βάση τα ορυκτολογικά και χημικά χαρακτηριστικά που χρησιμοποιήθηκαν από τους Chappel & White (1974) και White & Chap-

pel (1977) η προέλευση του διμαρμαρυγιακού γρανίτη είναι πυριγενής (I-τύπου). Συγκεκριμένα, τα εννέα από τα δέκα κριτήρια των παραπάνω ερευνητών υποστηρίζουν τέτοια προέλευση, ενώ μόνο ένα ($\text{SiO}_2 > 68,6\%$) συνηγορεί με την άποψη ότι μπορεί αυτός να προέρχεται από μερική τήξη προϋπαρχόντων ιζηματογενών πετρωμάτων. Με βάση τα ίδια κριτήρια ο πλουτωνίτης της Ελατιάς θεωρήθηκε πως είναι I-τύπου (Σολδάτος 1985).

Για τον προσδιορισμό του μητρικού πετρώματος, από το οποίο προήλθε ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης, χρησιμοποιήθηκαν πειραματικά τήγματα, με περιεκτικότητα σε SiO_2 από 67-73%, προερχόμενα από μερική τήξη διαφόρων φλοιικών πετρωμάτων. Τα πειραματικά τήγματα επιλέχθηκαν έτσι ώστε να είναι λίγο βασικότερα ή και ίδιας σύστασης με τα δείγματα του γρανίτη. Τα πειραματικά τήγματα που προβάλλονται στο τρίγωνο Al_2O_3 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ και $\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}$ (Σχ. 6) στην περιοχή των δειγμάτων του διμαρμαρυγιακού γρανίτη προέρχονται από μερική τήξη αμφιβολιτών (Johannes & Holtz 1994), βασαλτών (Rapp & Watson 1995), γνευσίων (Skjerlie et al. 1993, Beard et al. 1994) και μεταγραουβακών (Patino Douce & Beard 1996, Montel & Vielzeuf 1997). Τα τήγματα των αμφιβολιτών και των βασαλτών, όμως, προέρχονται από τήξη σε τιμές πίεσης 20-32 kbar και θερμοκρασίας 950-1075 °C. Οι τιμές αυτές πίεσης είναι πολύ υψηλές και φαίνεται εξαιρετικά δύσκολο έως απίθανο τα τήγματα να δημιουργηθούν σε τόσο μεγάλο βάθος και να ανέλθουν σε αντίστοιχο βάθος πίεσης 6 kbar όπου κρυσταλλούμενα (Soldatos et al. 2001a) να δώσουν το διμαρμαρυγιακό γρανίτη. Ένα άλλο πιθανό μητρικό πέτρωμα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη είναι οι μεταγραουβάκες. Τα τήγματά τους δημιουργούνται σε τιμές πίεσης 1-15 kbar και θερμοκρασίας 850-1000 °C. Τέτοια όμως πετρώματα επίσης δεν έχουν παρατηρηθεί στην περιοχή. Ως πιθανότερα μητρικά πετρώματα που από τα τήγματά τους μπορεί να κρυσταλλώθηκε ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης είναι οι γνεύσιοι. Οι συνθήκες δημιουργίας των τήγμάτων τους είναι πίεση 6,9 έως 10 kbar και θερμοκρασία 900-950 °C. Γνεύσιοι υπάρχουν στην περιοχή και μάλιστα αποτελούν τον κύριο όγκο της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας της Ροδόπης. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι γνεύσιοι με ισοτοπικά χαρακτηριστικά Sr παρόμοια με του διμαρμαρυγιακού γρανίτη έχουν βρεθεί στην ευρύτερη περιοχή μελέτης (Soldatos et al. 2001a).

6.2 Γένεση

Στην περίπτωση του πλουτωνίτη του Παρανεστίου, αν και γενικά η εμφάνιση είναι ομογενής, εντούτοις υπάρχει κάποια διαφοροποίηση, όπως διαπιστώνεται από τα διαγράμματα διαφοροποίησης ή όπως εκφράζεται και μόνο από τη διαφορά του SiO_2 από 68 έως 75%.

Η εξέταση του τρόπου εξέλιξης του μάγματος βασίστηκε στις μεταβολές των ιχνοστοιχείων. Συγκεκριμένα κατασκευάστηκαν λογαριθμικά διαγράμματα των ιχνοστοιχείων σε σχέση με το Rb που συμπεριφέρεται ως ασυμβίβαστο ιχνοστοιχείο και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης διαφοροποίησης (Σχ. 7). Σε τέτοια διαγράμματα η κλασματική κρυστάλλωση δίνει διαδοχικά τήγματα που οι συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων προβάλλονται σε ευθεία γραμμή. Στα διαγράμματα του σχήματος 7 τα δείγματα δε βρίσκονται πάνω σε μια γραμμή αλλά σχηματίζουν μια περιοχή. Τα περισσότερα από τα ιχνοστοιχεία (π.χ. Ba, Sr, Zn κλπ.) μειώνονται με την αύξηση του Rb. Το γεγονός ότι τα δείγματα δε βρίσκονται πάνω σε μια γραμμή υποδεικνύει ότι δε λειτουργεί μόνο η διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης που παρέχει αληθή υγρά (true liquids), αλλά κάποια από τα δείγματα αποτελούν αληθή υγρά, κάποια άλλα αντιπροσωπεύουν το στερεό της κλασματικής κρυστάλλωσης και κάποια αντιστοιχούν σε μίγματα μεταξύ αυτών των δύο (McCarthy & Hasty 1976, Tindle & Pearce 1981). Μια τέτοια διαδικασία είναι απόλυτα φυσικό να λαμβάνει χώρα κατά τη διαφοροποίηση ενός όξινου μάγματος όπως αυτό που μελετάται, αφού τέτοια μίγματα έχουν υψηλό ιξώδες που εμποδίζει τον αποχωρισμό των κρυστάλλων από το τήγμα.

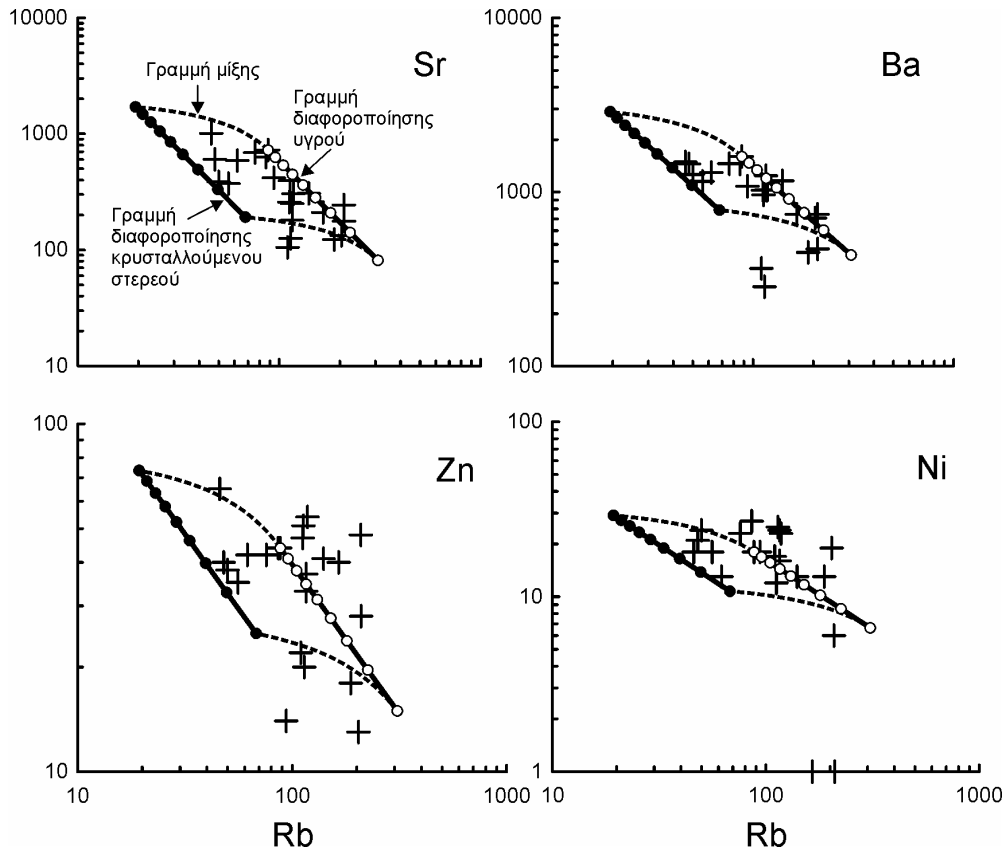
Το δείγμα 29 θεωρήθηκε ως το αρχικό υλικό γιατί είναι πλουσιότερο σε Ba αν και δεν είναι το οξινότερο, ούτε έχει την υψηλότερη περιεκτικότητα Sr. Τα βασικότερα δείγματα είναι πιθανό να μην αντιπροσωπεύουν το αρχικό μάγμα αλλά είτε κρυσταλλούμενο στερεό, είτε μίγματα υγρού και κρυσταλλούμενου στερεού. Με αρχικό σημείο αυτό του δείγματος 29 χαράχθηκε σε κάθε διάγραμμα μια ευθεία που αντιπροσωπεύει τα διαδοχικά τήγματα, τέτοια ώστε να περνάει από τα περισσότερα δείγματα.

Η εξίσωση της ευθείας είναι:

$$C_L = C_0 * F^{(1-D)}$$

όπου C_L : Η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο τήγμα

C₀: Η συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο αρχικό τήγμα
 D: Ολικός συντελεστής κατανομής του ιχνοστοιχείου
 F: Το ποσοστό του υγρού που απομένει μετά την κρυστάλλωση



Σχήμα 7. Προβολή των δειγμάτων του διμαρμαρυγικού γρανίτη σε λογαριθμικά διαγράμματα Sr, Ba, Zn, Ni ως προς το Rb. Στα διαγράμματα προβάλλονται και οι θεωρητικές γραμμές διαφοροποίησης υγρού και κρυσταλλούμενου στερεού για F=1,0-0,2.

Πίνακας 2. Συντελεστές κατανομής ιχνοστοιχείων Kd στα ορυκτά πλαγιόκλαστο, K-άστριο, χαλαζία, βιοτίτη, απατίτη και ζιρκόνιο.

	Rb	Ba	Sr	Ni	Co	Cr	Zn
Πλαγιόκλαστο	0,023 ¹	0,041 ²	4,400 ³	0,700 ¹	0,150 ³	0,480 ⁴	0,480 ³
K-άστριος	0,210 ¹	5,40 ¹	1,480 ¹	1,100 ¹	0,090 ⁵	1,15 ⁶	0,150 ¹
Χαλαζίας		0,022 ⁷					
Βιοτίτης	2,30 ⁸	9,70 ⁹	0,120 ¹⁰	15,1 ¹	28,5 ⁹	6,70 ⁵	19,0 ⁵
Απατίτης							1,80 ¹¹
Ζιρκόνιο					16,0 ⁵	119,0 ⁵	

1: Ewart & Griffin (1994), 2: Reid (1983), 3: Bacon & Druitt (1988), 4: Streck & Grunder (1997), 5: Mahood & Hildreth (1983), 6: Bea et al. (1994), 7: Rollinson (1993), 8: Nash & Crecraft (1985), 9: Higuchi & Nagasawa (1969), 10: Philpotts & Schnetzler (1970), 11: Luhr et al. (1984).

Ακολούθως χαράχθηκε και η ευθεία που αντιπροσωπεύει τα διαδοχικά στερεά. Έτσι σε κάθε διάγραμμα υπάρχουν δύο παράλληλες ευθείες, αυτή των υγρών κι αυτή των στερεών. Τα δείγματα που βρίσκονται πάνω στην πρώτη αντιπροσωπεύουν τήγματα, αυτά που βρίσκονται πάνω στη δεύτερη αντιπροσωπεύουν στερεά και τέλος, τα δείγματα που βρίσκονται μεταξύ τους αντιπροσω-

πεύουν μίγματα στερεών και υγρών που δε διαχωρίστηκαν. Οι καμπύλες γραμμές (διακεκομμένες) αντιπροσωπεύουν τις γραμμές μίξης στερεού-υγρού. Έτσι λοιπόν, βρέθηκε γραφικά ότι κλασματική κρυστάλλωση 80% που αφήνει 20% υπολειμματικό υγρό ($F=1,0-0,2$) θα μπορούσε να εξηγήσει ικανοποιητικά τα γεωχημικά δεδομένα.

Χρησιμοποιώντας τα D που υπολογίστηκαν από αυτή τη γραφική προσέγγιση και τους συντελεστές κατανομής (Kd) των ιχνοστοιχείων στα ορυκτά (Πιν. 2), δημιουργήθηκε ένα πρωτοβάθμιο σύστημα 7 εξισώσεων (από τα ιχνοστοιχεία Rb, Ba, Sr, Ni, Co, Cr και Zn) με 6 αγνώστους (τα κρυσταλλούμενα ορυκτά). Από τη λύση του συστήματος βρέθηκε ότι σε μια τέτοια διαδικασία το στερεό που κρυσταλλώνεται πρέπει να αποτελείται από 46,5% πλαγιόκλαστο, 20,3% Κ-άστριο, 22,5% χαλαζία, 7,2% βιοτίτη, 3,3% απατίτη και 0,2% ζιρκόνιο.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν τις Δρ. Κόταλη Ε. και Δρ. Παπαδοπούλου Λ. για την βοήθειά τους στις χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Kotopoulou K. 1981. Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής-Παρανεστίου. Κεντρική Ροδόπη. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 248σ.
- Σκλαβούνος Σ. 1981. Ο γρανίτης του Παρανεστίου. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 162σ.
- Σολδάτος Τ. 1985. Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 242σ.
- Bacon C.R. & Druitt T.H. 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contr. Mineral. Petrol.*, 98, 224-256.
- Baker J.H. & Liati A. 1991. The Oligocene volcano-sedimentary sequence of the Dipotama Basin, N. Greece: temporal relationships between Tertiary granites and volcanics, and implications for the regional tectonic evolution. *Geol. en Mijnbouw*, 70, 75-83.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- 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.
- Beard J.S., Lofgren G.E., Sinha A.K. & Tollo R.P. 1994. Partial melting of apatite-bearing charnokite, granulite and diorite: Melt compositions, restite mineralogy and petrologic implications. *J. Geophys. Res.*, 99, 21591-21603.
- Chappel B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Kiliass A. 2001. Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 13(1-2), 73-89.
- Ewart A. & Griffin W.L. 1994. Application of proton-microprobe data to trace element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 117, 251-284.
- Higuchi H. & Nagasawa H. 1969. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 7, 281-287.
- Johannes W. & Holtz F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer Verlag, Berlin, 335 pp.
- Jones C.E., Tarney J., Baker J.H. & Gerouki F. 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210, 295-314.
- Kiliass A. & Mountrakis D. 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. - In: Soldatos K. (ed.) *Geologica Rhodopica 2*, Aristotle University Press, Thessaloniki, Greece 100-116.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. 1989. Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks of the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, 161, 141-169.
- 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. Volcan. Geotherm. Res.*, 23, 69-108.
- Mahood G. & Hildreth W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 11-30.
- McCarthy T.S. & Hasty R.A. 1976. Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358.

- Montel J.M. & Vielzeuf D. 1997. Partial melting of metagreywackes, II. Compositions of minerals and melts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 128, 176-196.
- Nash W.P. & Crecraft H.R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2309-2322.
- Papanikolaou D. & Panagopoulos A. 1981. On the structural style of the Southern Rhodope. *Geol. Balcan.*, 11,3, 13-22.
- Patino Douce A.E. & Beard J.S. 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J. Petrol.*, 37, 99-1024.
- Peccerillo R. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Petro W.L., Vogel T.A. & Wilband J.T. 1979. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26, 217-235.
- Philpotts J.A. & Schnetzler C.C. 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34(3), 307-322.
- Rapp R.P. & Watson E.B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36, 891-931.
- Reid F. 1983. Origin of the Rhyolitic Rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 15(4), 315-338.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation. Longman Group UK Ltd., 352pp.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E. & Johnston D.A. 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 114, 365-378.
- Soldatos T., Koroneos A., Christofides G. & Del Moro A. 2001a. Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 176, 179-209.
- Soldatos T., Koroneos A., Del Moro A. & Christofides G. 2001b. Evolution of the Elatia Plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece). *Chem. Erde*, 61, 92-116.
- Streck M.J. & Grunder A.L. 1997. Compositional gradients and gaps in high-silica rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon. *J. Petrol.*, 38(1), 133-163.
- Streckisen A. & Le Maitre R.W. 1979. A chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 169-206.
- Tindle A.C. & Pearce J.A. 1981. Petrogenetic Modelling of in situ Fractional Crystallization in the Zoned Loch Doon Pluton, Scotland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 78, 196-207.
- White A.J.R. & Chappel B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

ABSTRACT

GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE PARANESTI GRANITE (CENTRAL RHODOPE)

Theodosoglou E., Koroneos A., Soldatos T. and Sklavounos S.

Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24, Thessaloniki, Greece, eltheod@geo.auth.gr, koroneos@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr, sklavounos@physics.auth.gr

The peraluminous two-mica granite of the Paranesti area is studied and is compared with the other lithological types (granodiorite and biotite granite) of the eocene Elatia-Skaloti-Paranesti complex where it belongs. The geochemistry shows that the two-mica granite has not evolved through magmatic differentiation of any of the other granitoid rocks but is a different intrusion. The comparison with experimental data indicates that the parental magma was generated by partial melting of crustal igneous and meta-igneous rocks, specifically gneisses. Trace-element petrogenetic models explain satisfactorily the magmatic evolution, if fractional crystallization of 80% of the parental magma is assumed. The calculated crystallizing mineral assemblage consists of 46,5% plagioclase, 20,3% K-feldspar, 22,5% quartz, 7,2% biotite, 3,3% apatite and 0,2% zircon, taking, however, into account that in such acid magmas with relatively high viscosity, complete separation between the solid and liquid phases cannot be achieved.