

## Η ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΩΝ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΜΦΙΒΟΛΩΝ ΑΠΟ ΤΑ ΤΡΙΤΟΓΕΝΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ, Β-ΒΔ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Ελευθεριάδης Γ. και Σολδάτος Τ.

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24  
Θεσσαλονίκη, gelefthe@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Μελετώνται οι φαινοκρύσταλλοι των μαρμαρυγιών και των αμφιβόλων από τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης, Β-ΒΔ της Ξάνθης. Οι μαρμαρυγίες ταξινομούνται ως φλογοπίτες και ως βιοτίτες και αποτελούν συστατικά των βασικότερων ( $\text{SiO}_2 < 55\%$ ) και οξινότερων ( $\text{SiO}_2 > 58\%$ ) πετρωμάτων, αντίστοιχα. Η χημική σύσταση των μαρμαρυγιών αντανακλά τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα των μητρικών τους πετρωμάτων. Οι αμφίβολοι ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων και χαρακτηρίζονται ως μαγνησιοκεροστίλβες και ως μαγνησιοχαστινγκσίτες. Οι πρώτες βρίσκονται κυρίως στα όξινα πετρώματα ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ ) και είναι ευρέως διαδεδομένες, ενώ οι δεύτερες αποτελούν συστατικά των βασικότερων πετρωμάτων ( $\text{SiO}_2 < 54\%$ ) και είναι πολύ σπάνιες. Τόσο οι βιοτίτες όσο και οι μαγνησιοκεροστίλβες παρουσιάζουν ανάστροφη ζώνωση, η οποία σε συνδυασμό με άλλα ιστολογικά γνωρίσματα ερμηνεύεται ως αποτέλεσμα μείξης μαγμάτων.

### 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα τριτογενή ηφαιστειακά πετρώματα της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης (ΕΚΡ) εμφανίζονται Β-ΒΔ της Ξάνθης και διακρίνονται σε δύο τομείς, τον ανατολικό και τον δυτικό. Στον δυτικό τομέα ανήκουν τα ηφαιστειακά πετρώματα των περιοχών Διποτάμων-Κοτύλης (Δ-Κ) και Ζαρκαδένιας (Ζ) τα οποία συνίστανται από υψηλού-Κ δακίτες και ρυολίθους (όξινα πετρώματα), ενώ ο ανατολικός τομέας περιλαμβάνει τα ηφαιστειακά πετρώματα των περιοχών Κοτάνης-Καλότυχου (Κ-Κ), ο οποίος αν και είναι σχεδόν κατά έξι φορές μικρότερος σε έκταση από το δυτικό τομέα, χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ποικιλία πετρογραφικών τύπων και περιλαμβάνει βασάλτες, σωσωνίτες, υψηλού-Κ βασάλτικούς ανδεσίτες (δολερίτες), ανδεσίτες, υψηλού-Κ ανδεσίτες, λατίτες, τραχείτες και σε μικρό ποσοστό ρυολίθους (ενδιάμεσα έως βασικά πετρώματα) (Eleftheriadis 1995) (Σχ. 1).

Η λεπτομερής μελέτη των ιστολογικών και χημικών χαρακτηριστικών των ορυκτών συστατικών των τριτογενών ηφαιστειακών πετρωμάτων της ΕΚΡ συμβάλλει σημαντικά στη γνώση της πετρογένεσης των μητρικών πετρωμάτων, καθώς αυτά αντανακλούν, σε έναν βαθμό, τη χημική σύσταση του μάγματος από το οποίο προέκυψαν και δίνουν χρήσιμες πληροφορίες για τις συνθήκες κρυσταλλώσεως (πίεση, θερμοκρασία) και την πορεία εξέλιξης του μητρικού μάγματος.

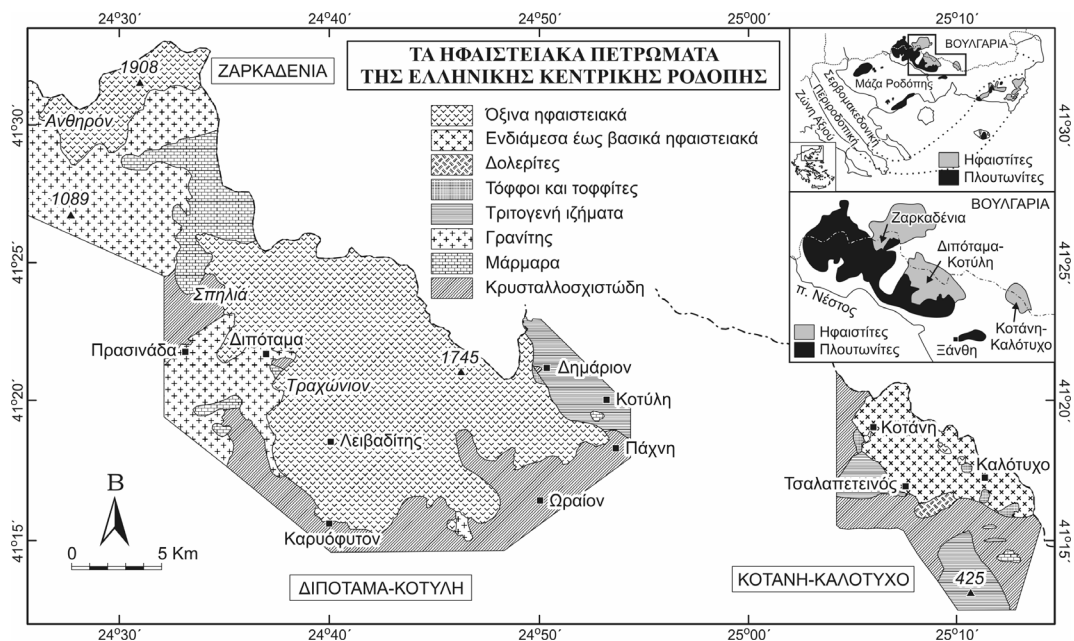
Στο πλαίσιο αυτό έχουν ήδη μελετηθεί οι πυρόξενοι των τριτογενών ηφαιστειακών πετρωμάτων της ΕΚΡ (Eleftheriadis 1989), ενώ τα υδροξυλιούχα ορυκτά τους, δηλαδή οι μαρμαρυγίες και οι αμφίβολοι αποτελούν το αντικείμενο της παρούσας εργασίας.

### 2 ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Για τη μελέτη της χημικής συστάσεως των μαρμαρυγιών και των αμφιβόλων αναλύθηκαν χημικά φαινοκρύσταλλοι των ορυκτών αυτών από 9 αντιπροσωπευτικά δείγματα πετρωμάτων. Οι αναλύσεις έγιναν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στα Πανεπιστήμια Μάντσεστερ, Βιέννης και Θεσσαλονίκης. Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών με τη μορφή μέσων όρων καθώς και αναλύσεις από τον πυρήνα και την περιφέρεια αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων παρέχονται στους πίνακες 1 και 2.

### 3 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Τα ηφαιστειακά πετρώματα από τα οποία προέρχονται οι εξεταζόμενοι μαρμαρυγίες και αμφιβόλοι είναι κυρίως όξινης συστάσεως (υψηλού-Κ δακίτες και ρυόλιθοι). Επουσιώδη ποσά μαρμαρυγιών και αμφιβόλων βρίσκονται και στα βασικότερα πετρώματα, όπως είναι οι υψηλού-Κ βασαλτικοί ανδεσίτες (δολερίτες) και οι σωσωνίτες, αντίστοιχα.



Σχήμα 1. Πετρογραφικός χάρτης των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης (τροποποίηση κατά Soldatos 1961).

Οι υψηλού-Κ δακίτες και οι ρυόλιθοι παρουσιάζουν τυπικό πορφυριτικό ιστό. Αποτελούνται από φαινοκρυστάλλους χαλαζία, πλαγιοκλάστων, σανιδίνου, βιοτίτη και αμφιβόλων, οι οποίοι βρίσκονται μέσα σε θεμελιώδη μάζα που συνίσταται από μικρολίθους και γυαλί ή σχεδόν μόνο από γυαλί. Σε ορισμένους υψηλού-Κ δακίτες συναντώνται επιπλέον κλινοπυρόξενοι. Ως επουσιώδη ορυκτά υπάρχουν απατίτης, μαγνητίτης και ζirkόνιο. Οι δολερίτες έχουν οφειτικό ιστό και αποτελούνται κυρίως από πλαγιοκλάστα, ορθο- και κλινοπυροξένους και λίγους μαρμαρυγίες. Τέλος, οι σωσωνίτες, οι οποίοι όπως οι υψηλού-Κ δακίτες και οι ρυόλιθοι παρουσιάζουν πορφυριτικό ιστό, περιέχουν μέσα σε μια ολοκρυσταλλική θεμελιώδη μάζα φαινοκρυστάλλους πλαγιοκλάστων και κλινοπυροξένων, καθώς επίσης, σπάνια, αμφιβόλων έντονα οπακτιωμένων.

### 4 ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ

Οι μαρμαρυγίες είναι διαδεδομένοι σε πολλά ενδιάμεσα ( $SiO_2 > 58\%$ ) και όλα τα όξινα πετρώματα, όπου αποτελούν το κυριότερο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Επίσης βρίσκονται σε επουσιώδη ποσά σε ορισμένα βασικότερα πετρώματα με  $SiO_2 < 55\%$  (δολερίτες).

Στα όξινα πετρώματα οι μαρμαρυγίες βρίσκονται ως φαινοκρύσταλλοι σε ιδιόμορφες έως υπτιδιόμορφες πρισματικές τομές ή σε ψευδοεξαγωνικά φυλλάρια. Στους δολερίτες εμφανίζονται, ως επί το πλείστον, σε υπτιδιόμορφα φυλλάρια τα οποία φαίνεται να συμφύονται με κρυστάλλους πυροξένων και μαγνητίτη. Οι μαρμαρυγίες παρουσιάζουν έντονο πλεοχροισμό στις αποχρώσεις του ωχροκίτρινου έως καστανοκίτρινου χρώματος (όξινα πετρώματα) και καστανού έως καστανοκόκκινου (δολερίτες).

Σε ορισμένα πετρώματα (τραχείτες, λατίτες) οι μαρμαρυγίες έχουν, σχεδόν εξολοκλήρου, αλλοιωθεί και αντικατασταθεί από επίδοτο και χλωρίτη, λόγω της επίδρασης υδροθερμικών διαλυμά-

των, ενώ στους υψηλού-K δακίτες και ρυόλιθους είναι, πολλές φορές, οπακιτωμένοι περιφερειακά ή εξ ολοκλήρου. Όχι σπάνια, οι φαινοκρύσταλλοι εμφανίζονται κεκαμένοι λόγω ροής της λάβας.

Από το διάγραμμα  $Fe/(Fe+Mg)$  έναντι ολικού Al των Deer et al. (1962) (Σχ. 2) προκύπτει ότι οι μαρμαρυγίες των όξινων πετρωμάτων χαρακτηρίζονται ως βιοτίτες και παρουσιάζουν μια τάση προς υψηλότερη περιεκτικότητα σε μαγνήσιο, ενώ εκείνοι των βασικότερων πετρωμάτων ως φλογοπίτες. Οι αναλυθέντες βιοτίτες συνοδεύονται από αμφίβολο σε όλα τα δείγματα, εκτός από ένα (TRA-1), ενώ σε δύο δείγματα (LL-1 και PA-1) συνυπάρχει και κλινοπυρόξενος.

Από χημική άποψη οι βιοτίτες δεν παρουσιάζουν γενικά μεγάλες διαφορές όσον αφορά την ολική χημική σύστασή τους (μέσοι όροι). Αντίθετα, σε ατομικό επίπεδο οι φαινοκρύσταλλοι παρουσιάζουν κάπως μεγαλύτερες διαφορές ως προς την περιεκτικότητά τους σε ορισμένα στοιχεία μεταξύ των πυρήνων και των περιφερειών τους (Πιν. 1).

Η διαφορά στη χημική σύσταση μεταξύ των πυρήνων και των περιφερειών καθώς επίσης η συμπεριφορά των διαφόρων στοιχείων κατά τη διαφοροποίηση απεικονίζονται παραστατικά στο διάγραμμα του σχήματος 4, όπου προβάλλονται τα διάφορα στοιχεία έναντι της τιμής  $100Mg/(Mg+Fe^{2+}_{ολ})$ . Όπως φαίνεται από το παραπάνω διάγραμμα μεγάλες διαφορές μεταξύ πυρήνα και περιφέρειας παρουσιάζουν τα στοιχεία Mg και Fe. Από αυτά το Mg κυρίως αυξάνει από τον πυρήνα προς την περιφέρεια, ενώ σε σπάνιες περιπτώσεις παρατηρείται και το αντίθετο. Με άλλα λόγια οι εξεταζόμενοι μαρμαρυγίες παρουσιάζουν κυρίως ανάστροφη ζώνωση. Σχετικά μικρότερες διαφορές μεταξύ του πυρήνα και της περιφέρειας παρουσιάζουν και άλλα στοιχεία όπως το Si, Ti, K και  $Al_{ολ}$ . Τέλος, το F, σε όσα δείγματα έγινε ο προσδιορισμός του (Πιν. 1), δείχνει συνήθως μεγαλύτερες συγκεντρώσεις στην περιφέρεια των φαινοκρυστάλλων παρά στον πυρήνα, πράγμα το οποίο δείχνει μια τάση για αύξηση των πηκτικών συστατικών με τη συνέχιση της κρυστάλλωσης του μάγματος. Εγκλεισμάτα βιοτιτών μέσα σε φαινοκρυστάλλους αμφιβόλων δείχνουν ότι οι αμφίβολοι κρυσταλλώθηκαν μετά το βιοτίτη. Παρόμοια παρατήρηση έκανε και ο (Soldatos 1961). Η ολική χημική σύσταση των εγκλεισμένων στις αμφιβόλους βιοτιτών προσεγγίζει περισσότερο εκείνη της περιφέρειας των παραπάνω αμφιβόλων ξεκίνησε μετά την ολοκλήρωση της κρυστάλλωσης των βιοτιτών. Δεν μπορούμε, όμως, να γενικεύσουμε το παραπάνω συμπέρασμα, λόγω του περιορισμένου αριθμού αναλυμένων εγκλεισμάτων βιοτίτη σε αμφιβόλους.

Σημαντικός αριθμός των εξεταζόμενων βιοτιτών περιέχουν αρκετή ποσότητα Si και Al για την πλήρωση των τετραεδρικών θέσεων έως 8,00, πράγμα που δε συμβαίνει συχνά σε βιοτίτες ηφαιστειακών πετρωμάτων (βλ. De Pieri et al. 1978). Πάντως, όλοι οι βιοτίτες που αναλύθηκαν προβάλλονται, στα υπό των Brigatti & Gregnanin (1987) προτεινόμενα διαγράμματα  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $FeO$ ,  $TiO_2$ - $MgO$ - $FeO$  και  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $TiO_2$  (δεν παρατίθενται), στα πεδία των βιοτιτών από ηφαιστειακά πετρώματα. Στα διακριτικά διαγράμματα του Abdel-Rahman (1994) (δεν παρατίθενται) όλοι οι βιοτίτες και ο φλογοπίτης προβάλλονται στο πεδίο των ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων.

Τέλος, στο κλασικό διάγραμμα  $MgO$ - $FeO_{ολ}$ - $Al_2O_3$  του Nockolds (1947) (Σχ. 3) οι βιοτίτες προβάλλονται στα όρια των πεδίων I και II, με τάση προς το δεύτερο πεδίο. Τα πεδία αυτά αντιστοιχούν σε παραγενέσεις με βιοτίτη+κεροσίλβη±πυρόξενος+ολιβίνη και μόνο βιοτίτη, αντίστοιχα, όπως πράγματι συμβαίνει με τους εξεταζόμενους βιοτίτες.

## 5 ΑΜΦΙΒΟΛΟΙ

Οι αμφίβολοι αποτελούν ορυκτά συστατικά των όξινων, κυρίως, ηφαιστειακών πετρωμάτων και γενικά πετρωμάτων με περιεκτικότητα σε  $SiO_2 > 64\%$ · σπανιότερα εμφανίζονται και σε βασικότερα πετρώματα με  $SiO_2 < 54\%$ , ως μεμονωμένοι φαινοκρύσταλλοι. Από ποσοτικής απόψεως οι αμφίβολοι είναι το δεύτερο κατά σειρά διαδεδομένο, μετά τον βιοτίτη, σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό στα όξινα πετρώματα.

Κάτω από το μικροσκόπιο οι αμφίβολοι παρουσιάζουν συνήθως πρισματικές, ιδιόμορφες έως υπιδιόμορφες τομές και σαφή πλεοχρόισμο στις αποχρώσεις κυρίως του πρασινοκίτρινου έως ελαιοπράσινου χρώματος (οξινότερα πετρώματα) ή σπανιότερα του καστανού έως βαθύως καστανού (βασικότερα πετρώματα). Σε ένα δείγμα (LIV-27) βρέθηκε καστανοκίτρινη αμφίβολος να περιβάλλεται από πρασινοκίτρινη. Το χρώμα της καστανοκίτρινης αμφιβόλου, όπως και εκείνων με το βαθύ καστανό χρώμα, οφείλεται μάλλον στη μεγαλύτερη περιεκτικότητά τους σε  $TiO_2$  (Πιν. 2) (βλ. Nemes 1973).

Πίνακας 1. Αναλύσεις φαινοκρυστάλλων μαρμαρυγιών από τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης.

	IAS-53 (Κ-Κ) <sup>2</sup>		LL-1 (Δ-Κ)		LIV-27 (Δ-Κ)		TRA-1 (Δ-Κ)		PA-1 (Δ-Κ)		DIM-2 (Δ-Κ)		ZAR-1 (Ζ)														
	HKBA (7) <sup>4</sup>	πυρ. περ. (12)	πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)	RHY πυρ. περ. (13)													
SiO <sub>2</sub>	41,51	41,44	41,41	38,42	38,51	38,36	38,52	38,86	38,20	38,45	38,19	37,59	38,37	38,56	38,43	39,16	38,50	37,35	37,68	38,44	37,79	38,73	38,22	38,79	39,14		
TiO <sub>2</sub>	3,41	3,68	3,84	4,68	4,71	4,50	4,85	4,93	4,75	4,78	4,27	4,19	4,37	4,54	4,82	4,36	4,50	4,76	4,30	4,65	4,77	4,78	4,05	4,03	3,84		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,07	11,63	12,53	13,55	13,51	13,36	13,18	13,66	13,55	13,28	13,13	13,72	13,80	13,44	13,92	13,13	13,67	13,74	13,63	14,68	14,69	14,14	13,48	13,59	13,23		
FeO <sup>6</sup>	9,59	9,99	9,64	14,36	14,18	14,17	14,38	13,38	13,95	16,08	15,11	12,26	11,87	15,89	16,35	15,48	13,45	13,35	13,51	14,25	14,45	13,12	14,80	14,49	14,51		
MnO	0,00	0,00	0,00	0,13	0,22	0,26	0,00	0,00	0,30	0,41	0,00	0,51	0,44	0,48	0,32	0,60	0,22	0,21	0,23	0,00	0,00	0,00	0,73	0,74	0,78		
MgO	19,95	20,04	19,49	15,49	15,58	15,39	15,31	16,14	15,39	13,86	15,04	16,65	16,84	14,27	13,91	14,23	15,89	15,59	16,18	15,62	15,92	17,27	14,67	14,95	15,24		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,02	0,04	0,01	0,02	0,05	0,00	0,03	0,06	0,00		
Na <sub>2</sub> O	0,47	0,44	0,40	0,64	0,96	0,47	0,68	0,76	0,42	0,00	0,78	0,70	0,00	0,39	0,00	0,00	0,55	0,54	0,56	0,48	0,38	0,41	0,43	0,49	0,49		
K <sub>2</sub> O	8,64	8,39	7,91	9,17	9,22	9,24	9,20	9,29	9,00	9,12	9,17	9,15	9,15	9,12	9,03	8,98	9,01	8,70	8,81	9,08	8,78	9,35	8,98	8,62	8,68		
F	0,82	1,08	0,80	1,41	0,61	1,15	1,22	1,71	1,89	0,90	1,89	1,20	1,17	0,83	0,80	0,79	δ.α. <sup>7</sup>	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.		
Σύνολο <sup>8</sup>	96,46	96,69	96,02	97,85	97,50	96,90	97,34	98,73	97,45	96,88	97,58	95,97	96,01	97,52	97,58	96,95	95,81	94,28	94,91	97,22	96,83	97,80	95,39	95,76	95,91		
<b>Κατανομή κατιόντων με βάση τα 22 (O)</b>																											
Si	5,910	5,894	5,894	5,570	5,609	5,615	5,614	5,555	5,547	5,667	5,576	5,526	5,598	5,649	5,621	5,745	5,671	5,596	5,612	5,589	5,522	5,579	5,704	5,738	5,780		
Al <sup>IV</sup>	2,025	1,949	2,102	2,315	2,319	2,305	2,264	2,301	2,319	2,307	2,260	2,377	2,373	2,320	2,379	2,255	2,329	2,404	2,388	2,411	2,478	2,401	2,296	2,262	2,220		
Z	7,936	7,843	7,996	7,885	7,929	7,920	7,878	7,856	7,866	7,974	7,836	7,903	7,971	7,969	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000		
Al <sup>VI</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,015	0,044	0,022	0,005	0,105	0,052	0,000	0,075	0,107	0,083		
Ti	0,365	0,394	0,411	0,510	0,516	0,495	0,532	0,530	0,519	0,530	0,469	0,463	0,479	0,500	0,530	0,481	0,498	0,536	0,482	0,508	0,524	0,518	0,455	0,448	0,426		
Fe <sup>2+</sup>	1,142	1,188	1,148	1,741	1,727	1,735	1,753	1,600	1,694	1,982	1,845	1,507	1,448	1,947	2,000	1,899	1,657	1,673	1,683	1,733	1,766	1,581	1,847	1,792	1,792		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,016	0,027	0,032	0,000	0,000	0,037	0,051	0,000	0,064	0,054	0,060	0,040	0,075	0,027	0,027	0,029	0,000	0,000	0,000	0,092	0,093	0,098		
Mg	4,235	4,249	4,136	3,348	3,383	3,359	3,327	3,439	3,332	3,045	3,274	3,649	3,662	3,116	3,033	3,112	3,489	3,482	3,593	3,386	3,468	3,709	3,264	3,297	3,355		
Y	5,742	5,831	5,694	5,615	5,654	5,621	5,611	5,569	5,581	5,608	5,588	5,683	5,644	5,623	5,622	5,581	5,716	5,739	5,791	5,732	5,809	5,807	5,734	5,737	5,754		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,003	0,006	0,002	0,003	0,008	0,000	0,005	0,010	0,000		
Na	0,130	0,121	0,110	0,180	0,271	0,133	0,192	0,211	0,118	0,000	0,221	0,200	0,000	0,111	0,000	0,000	0,157	0,157	0,162	0,135	0,108	0,115	0,124	0,141	0,140		
K	1,569	1,522	1,436	1,696	1,713	1,726	1,711	1,694	1,667	1,715	1,708	1,716	1,703	1,704	1,685	1,681	1,693	1,663	1,674	1,684	1,637	1,718	1,710	1,627	1,635		
X	1,699	1,644	1,547	1,876	1,984	1,859	1,903	1,905	1,786	1,715	1,929	1,915	1,703	1,815	1,685	1,715	1,853	1,826	1,837	1,823	1,752	1,833	1,839	1,777	1,776		
Mg/(Mg+Fe)	0,79	0,78	0,78	0,66	0,66	0,66	0,65	0,68	0,66	0,61	0,64	0,71	0,72	0,62	0,60	0,62	0,68	0,68	0,68	0,66	0,66	0,70	0,64	0,65	0,65		

<sup>1</sup> Περιοχές δειγματοληψίας: IAS-53: Τσαλαπειτεινός, LL-1: Λούκοβο-Λεπίδας, LIV-27: Λειβαδίτης, TRA-1: Τραχώνιον, PA-1: Πάχη, DIM-2: Δημήριον, ZAR-1: Ζαρκαδένα<sup>2</sup> Κ-Κ: Κοτάνη-Καλόγχο, Δ-Κ: Διπτόταμα-Κοτύλη, Ζ: Ζαρκαδένα<sup>3</sup> ΗΚΒΑ: Υψηλού-Κ βασαλτικός ανδεσίτης, ΗΚΔ: Υψηλού-Κ δακίτης, RHY: ρυόλιθος<sup>4</sup> Μέσος όρος (ν) αναλύσεων, πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια<sup>5</sup> Εγκλεισμα βιοτίτη σε αμφίβολο<sup>6</sup> Ολικός σίδηρος ως διασθενής<sup>7</sup> δ.α.: δεν αναλύθηκε<sup>8</sup> Στους μαρμαρυγιές περιέχεται έως 1% ΒαΟ

Πίνακας 2. Αναλύσεις φαινοκρυστάλλων αμφιβόλων από τα ρησιστασιακά πετρώματα της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης.

ΔΕΙΓΜΑ <sup>1</sup> ΠΕΤΡΩΜΑ <sup>3</sup>	KA-10 (K-K) <sup>2</sup> SHO		LL-1 (Δ-K) HKD		L-4 (Δ-K) HKD		LIV-27 (Δ-K) RHY		LIV-27 (Δ-K) RHY		DIM-2 (Δ-K) RHY		ZAR-1 (Z) RHY						
	(4) <sup>4</sup>	πυρ.	(8)	πυρ.	(6)	πυρ.	(7)	πυρ.	(3)	πυρ.	(5)	πυρ.	(5)	πυρ.					
SiO <sub>2</sub>	42,13	42,08	47,97	47,96	47,90	47,38	48,05	48,98	49,29	48,64	42,21	41,21	42,20	48,85	48,51	48,55	48,15	47,84	48,11
TiO <sub>2</sub>	3,22	3,07	1,26	1,41	1,22	1,23	1,22	1,12	0,96	1,13	2,54	2,77	2,30	1,18	1,20	1,10	1,16	1,34	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,07	11,96	6,42	6,93	6,38	6,99	6,06	5,95	6,13	6,10	10,76	10,88	10,64	5,94	5,99	6,01	6,40	6,76	6,54
FeO <sub>t</sub>	11,92	11,91	13,39	13,87	13,17	12,95	13,01	13,17	13,01	13,22	14,86	15,05	14,67	13,60	13,67	13,73	13,09	12,94	12,68
MnO	0,00	0,00	0,84	0,65	1,08	1,01	1,07	0,93	0,96	1,00	0,69	0,75	0,63	0,00	0,00	0,00	1,18	1,06	1,28
MgO	14,00	14,11	13,80	14,05	14,37	14,58	14,11	14,53	14,60	14,20	11,74	11,36	12,12	14,50	14,87	15,16	14,28	14,34	14,97
CaO	11,65	11,62	11,56	11,92	11,80	11,78	11,82	11,43	11,09	11,52	11,00	11,24	10,75	11,85	11,62	11,87	11,40	11,51	11,37
Na <sub>2</sub> O	2,32	2,35	1,51	1,35	1,26	1,25	1,24	1,51	1,69	1,59	2,72	2,98	2,45	1,23	1,47	1,26	1,50	1,54	1,51
K <sub>2</sub> O	1,05	1,01	0,69	0,74	0,79	0,81	0,75	0,60	0,64	0,61	1,23	0,92	1,54	0,71	0,69	0,73	0,61	0,63	0,61
F	δ.α. <sup>7</sup>	δ.α.	0,35	0,22	δ.α.	δ.α.	δ.α.	0,57	0,44	1,08	0,60	0,42	0,79	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.	δ.α.
Σύνολο	98,36	98,11	98,04	98,68	97,97	97,68	97,33	98,79	98,81	99,09	98,35	97,58	98,09	97,86	98,02	98,41	97,77	97,96	98,19
<b>Κατανομή κατιόντων με βάση τα 23 (O)<sup>6</sup></b>																			
Si	6,148	6,153	7,007	6,975	6,982	6,913	7,058	7,077	7,099	7,045	6,296	6,219	6,299	7,110	7,047	7,017	7,020	6,963	6,958
Al <sup>IV</sup>	1,852	1,847	0,993	1,025	1,018	1,087	0,942	0,923	0,901	0,955	1,704	1,781	1,701	0,890	0,953	0,983	0,980	1,037	1,042
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sup>VI</sup>	0,224	0,214	0,112	0,163	0,078	0,063	0,108	0,090	0,139	0,086	0,187	0,155	0,171	0,129	0,072	0,041	0,120	0,123	0,072
Ti	0,353	0,338	0,138	0,154	0,134	0,135	0,135	0,122	0,104	0,123	0,285	0,314	0,258	0,129	0,131	0,120	0,127	0,147	0,124
Fe <sup>3+</sup>	0,271	0,294	0,333	0,241	0,337	0,419	0,223	0,424	0,418	0,491	0,365	0,272	0,501	0,209	0,293	0,367	0,322	0,304	0,439
Mg	3,046	3,076	3,059	2,955	3,123	3,171	3,090	3,130	3,135	3,066	2,610	2,556	2,697	3,146	3,220	3,266	3,104	3,112	3,227
Fe <sup>2+</sup>	1,106	1,078	1,302	1,446	1,269	1,161	1,375	1,167	1,149	1,110	1,489	1,627	1,330	1,387	1,284	1,207	1,274	1,271	1,094
Mn	0,000	0,000	0,055	0,040	0,060	0,051	0,070	0,067	0,055	0,123	0,064	0,076	0,043	0,000	0,000	0,000	0,053	0,044	0,043
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe <sup>2+</sup>	0,078	0,084	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,060	0,084	0,086	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,049	0,040	0,073	0,074	0,064	0,047	0,062	0,000	0,023	0,020	0,036	0,000	0,000	0,000	0,092	0,087	0,112
Ca	1,821	1,820	1,809	1,857	1,843	1,841	1,860	1,769	1,711	1,788	1,758	1,818	1,719	1,848	1,808	1,838	1,781	1,795	1,762
Na	0,101	0,096	0,142	0,103	0,094	0,095	0,076	0,184	0,227	0,212	0,219	0,162	0,244	0,093	0,108	0,076	0,127	0,118	0,127
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,555	0,571	0,285	0,278	0,272	0,269	0,277	0,239	0,245	0,234	0,568	0,710	0,465	0,255	0,306	0,277	0,297	0,317	0,287
K	0,195	0,188	0,129	0,137	0,147	0,151	0,141	0,111	0,118	0,113	0,234	0,177	0,293	0,132	0,128	0,135	0,113	0,117	0,113
A	0,751	0,759	0,414	0,415	0,419	0,420	0,418	0,350	0,363	0,347	0,802	0,887	0,758	0,386	0,434	0,412	0,411	0,434	0,409
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,72	0,73	0,71	0,70	0,71	0,73	0,69	0,73	0,73	0,73	0,64	0,61	0,67	0,69	0,70	0,72	0,71	0,71	0,75

<sup>1</sup> Περιοχές δειγματοληψίας: KA-10: Κοτάνη, LL-1: Λούκοβο-Λεπίδας, L-4: Λούκοβο, LIV-27: Λεϊβαδίτης, DIM-2: Δημόριον, ZAR-1: Ζαρκαδένα

<sup>2</sup> K-K: Κοτάνη-Καλότυχο, Δ-K: Διπλόσιμα-Κοτύλη, Ζ: Ζαρκαδένα

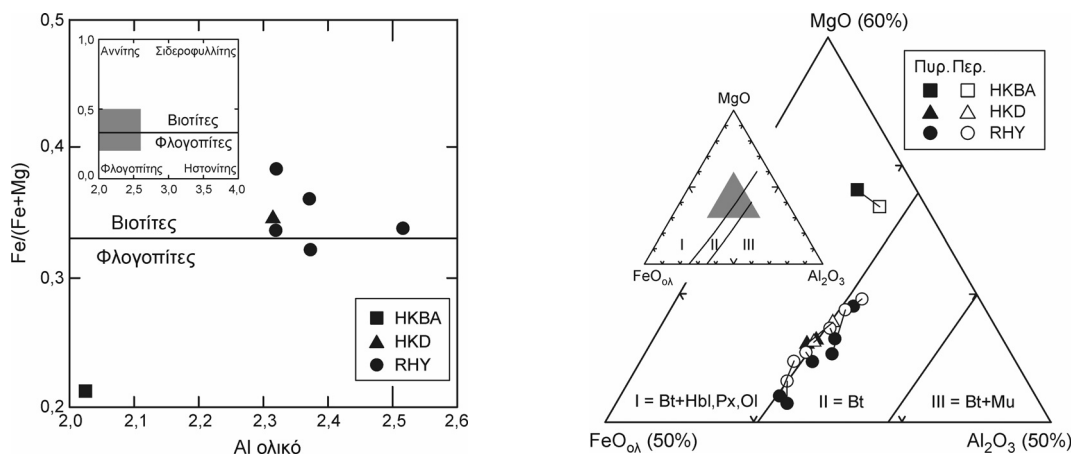
<sup>3</sup> SHO: Σιωσσίνης, HKD: Υψηλού-Κ δακίτης, RHY: ρυόλιθος

<sup>4</sup> Μέσος όρος (N) αναλύσεων, πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

<sup>5</sup> Ολικός σιδηρός ως διαθενής

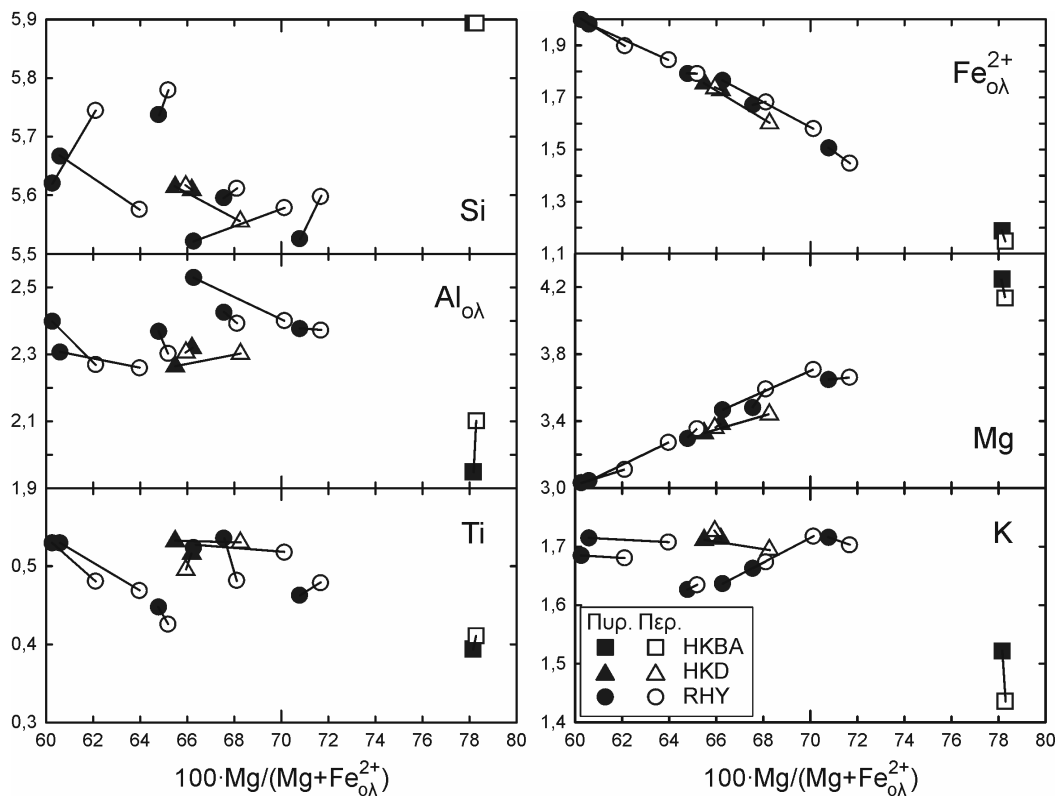
<sup>6</sup> Η κατανομή των κατιόντων και ο υπολογισμός Fe<sup>2+</sup> και Fe<sup>3+</sup> έγινε κατά Leake et al. (1997)

<sup>7</sup> δ.α.: δεν αναλύθηκε



Σχήμα 2 (αριστερά). Ταξινόμηση των μαρμαρυγιών των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης στο διάγραμμα Fe/Fe+Mg έναντι ολικού Al (κατά Deer et al. 1962). Στο διάγραμμα προβάλλονται οι αναλύσεις του πίνακα 1 με τη μορφή μέσων όρων. HKBA: υψηλού-K βασαλτικοί ανδεσίτες, HKD: υψηλού-K δακίτες, RHY: ρυόλιθοι.

Σχήμα 3 (δεξιά). Προβολή των μαρμαρυγιών των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης στο τριγωνικό διάγραμμα MgO-FeO<sub>ολ</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (κατά Nockolds 1947). Στο διάγραμμα προβάλλονται οι αναλύσεις του πίνακα 1 με τη μορφή πυρήνα-περιφέρειας.

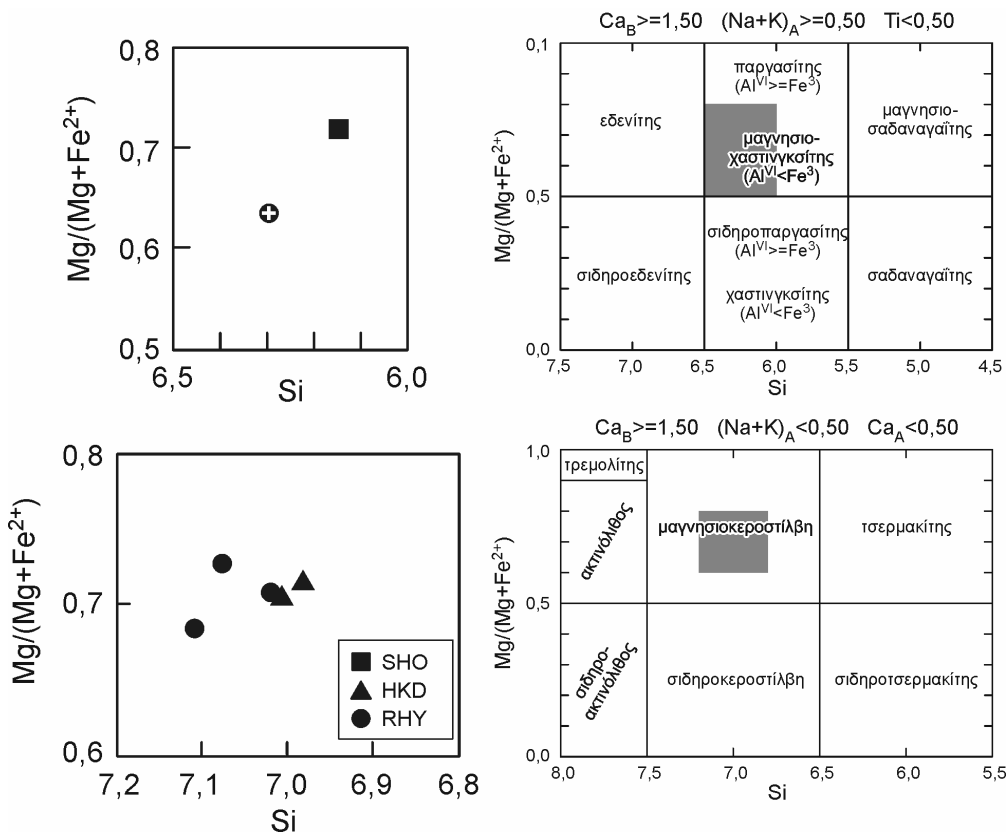


Σχήμα 4. Προβολή των μαρμαρυγιών των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης σε διαγράμματα των κατόντων των διαφόρων στοιχείων έναντι του λόγου  $100Mg/(Mg+Fe^{2+}_{ολ})$ . Στα διαγράμματα προβάλλονται οι αναλύσεις του πίνακα 1 με τη μορφή πυρήνα-περιφέρειας.

Αρκετές αμφιβόλοι, όπως και πολλοί βιοτίτες, εμφανίζονται οπακιτωμένες. Η οπακιτίωση, η οποία αρχίζει από την περιφέρεια και προχωρεί προς τον πυρήνα, είναι τόσο έντονη σε ορισμένες περιπτώσεις, ώστε μικρά μόνο τμήματα στο κέντρο του κρυστάλλου να παραμένουν αναλλοίωτα.

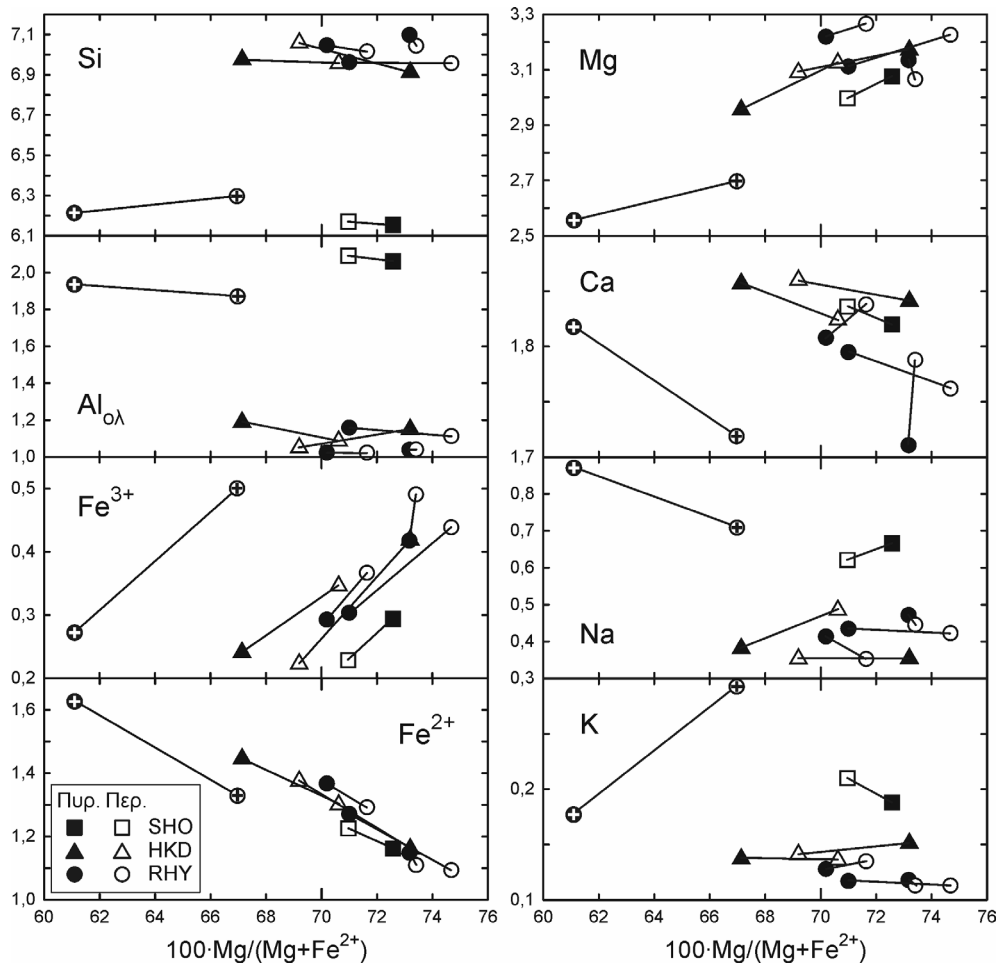
Η διάκριση των αμφιβόλων σε δύο κυρίως ποικιλίες, από πλευράς χρώματος, αντανακλάται και στη χημική τους σύσταση. Οι αμφιβόλοι ανήκουν, σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης των Leake et al. (1997) (Σχ. 5), στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων [ $(Ca+Na)_B \geq 1,00$  και  $Na_B < 0,50$ ] και χαρακτηρίζονται ως μαγνησιοκεροσίλβες (όξινα πετρώματα) και μαγνησιοχαστινγκσίτες (βασικά πετρώματα).

Αν και οι φαινοκρύσταλλοι των αμφιβόλων γενικά δεν παρουσιάζουν οπτικά σαφή ζωνώδη δομή, υπάρχουν σημαντικές διαφορές στη σύσταση μεταξύ των πυρήνων και των περιφερειών τους, όπως φαίνεται από τον πίνακα 2 και το διάγραμμα του σχήματος 6, στο οποίο προβάλλονται τα διάφορα στοιχεία έναντι της τιμής  $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ .



Σχήμα 5. Ταξινόμηση των αμφιβόλων των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης στο διάγραμμα  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  έναντι Si (κατά Leake et al. 1997). Στο διάγραμμα προβάλλονται οι αναλύσεις του πίνακα 2 με τη μορφή μέσων όρων. SHO: σωσωνίτες, HKD: υψηλού-Κ δακίτες, RHY: ρυόλιθοι. Κύκλος με σταυρό: ρυόλιθος LIV-27.

Οι αμφιβόλοι των όξινων πετρωμάτων (υψηλού-Κ δακίτες, ρυόλιθοι) παρουσιάζουν κυρίως ανάστροφη ζώνωση (αύξηση του Mg από τον πυρήνα προς την περιφέρεια), ενώ στα βασικά πετρώματα εμφανίζουν κανονική ζώνωση. Στο ρυολιθικό δείγμα LIV-27, εκτός από τις μαγνησιοκεροσίλβες, υπάρχει κρύσταλλος μαγνησιοχαστινγκσίτη, ο οποίος περιβάλλεται από μαγνησιοκεροσίλβη (Πιν. 2). Διευκρινίζεται ότι ο μέσος όρος των 7 αναλύσεων του πίνακα 2 προέρχεται τόσο από μεμονωμένους κρυστάλλους μαγνησιοκεροσίλβης όσο και από τη μαγνησιοκεροσίλβη, η οποία ως κέλυφος περιβάλλει τον μαγνησιοχαστινγκσίτη.



Σχήμα 6. Προβολή των αμφιβόλων των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης σε διαγράμματα των κατιόντων των διαφόρων στοιχείων έναντι του λόγου  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ . Στα διαγράμματα προβάλλονται οι αναλύσεις του πίνακα 1 με τη μορφή πυρήνα-περιφέρειας. Σύμβολα όπως στο σχήμα 5.

Για τον προσδιορισμό της πίεσης κρυσταλλώσεως χρησιμοποιήθηκε το γεωβαρόμετρο κεροστίλβης των Johnson & Rutherford (1989), το οποίο βασίζεται στο ολικό αργίλιο των κεροστίλβων (βλ. επίσης Venezky & Rutherford 1999, Manley 2000, Bachman & Dungan 2002, Izbekov et al. 2004). Οι τιμές που βρέθηκαν κυμαίνονται από 0,8-1,2 kbar για τις μαγνησιοκεροστίλβες και από 4,6-5,3 kbar για τους μαγνησιοχαστινγκσίτες. Σημειώνεται ότι η διαβάθμιση (calibration) του γεωβαρομέτρου έγινε πειραματικά με ρουδακίτικα τήγματα για πιέσεις μεταξύ 2 και 8 kbar. Επομένως, οι τιμές 0,8-1,2 kbar γίνονται αποδεκτές με κάποια επιφύλαξη. Εξάλλου οι Hollister et al. (1987) θεωρούν τις πιέσεις κάτω από 2 kbar λιγότερο αξιόπιστες, λόγω της μεγαλύτερης επίδρασης της θερμοκρασίας στο ολικό αργίλιο των κεροστίλβων.

Πάντως, αξίζει να σημειωθεί ότι σχεδόν παρόμοιες συνθήκες πίεσης κρυσταλλώσεως υπολογίστηκαν και από τη χημική σύσταση φαινοκρυστάλλων κλινοπυροξένων, όσον αφορά τα βασικότερα πετρώματα (Eleftheriadis 1989).

## 6 ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η δημιουργία νέων μαγμάτων δια μέσου του μηχανισμού της μείξης μαγμάτων έχει υποστηριχθεί από πολλούς ερευνητές (Larsen et al. 1938, Kuno 1950, Gerlach & Grove 1982, Grove et al. 1982, Kay & Kay 1985, κ.ά). Φαινόμενα μείξης μαγμάτων αναφέρονται και για διάφορα τριτογενή



ηφαιστειακά πετρώματα της μάζας της Ροδόπης όπως αυτά της Σαμοθράκης (Esson et al. 1990, Eleftheriadis et al. 1993, Βλάχου 2003), της Ελληνικής Κεντρικής Ροδόπης (Eleftheriadis 1995) και του νομού Έβρου (Christofides et al. 2004).

Όσον αφορά τα όξινα τριτογενή ηφαιστειακά πετρώματα των περιοχών Διποτάμων-Κοτύλης και Ζαρκαδένιας της ΕΚΡ αυτά προήλθαν, σύμφωνα με πετρολογικά και ισοτοπικά δεδομένα από μείξη δύο μαγμάτων (Eleftheriadis 1995). Ενός βασικού μάγματος, μητρικού των ηφαιστειακών πετρωμάτων του ανατολικού τομέα (περιοχή Κοτάνης- Καλότυχου) και ενός όξινου ανατηκτικού μάγματος του δυτικού τομέα. Η άποψη αυτή, δηλαδή η δημιουργία των ηφαιστειακών πετρωμάτων του δυτικού τομέα μέσω του μηχανισμού της μείξης μαγμάτων ενισχύεται από τα ιστολογικά και χημικά γνωρίσματα των υδροξυλιούχων ορυκτών, δηλαδή, των μαρμαρυγιών και των αμφιβόλων, τα οποία αποτελούν ορυκτά συστατικά των παραπάνω πετρωμάτων.

Η ανάστροφη ζώνωση των ορυκτών αποτελεί, κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις, ένδειξη για μείξη μαγμάτων (Kusc & Floyd 2001 και περιλαμβανόμενες αναφορές). Η παρουσία βιοτιτών με ανάστροφη ζώνωση στα όξινα ηφαιστειακά πετρώματα του ανατολικού τομέα (βλ. Σχ. 4) ερμηνεύεται ως το αποτέλεσμα μείξης μαγμάτων. Ενδεικτικό της αύξησης του μαγνησίου, η οποία μάλλον οφείλεται στην ανάμειξη του όξινου μάγματος με το βασικότερο μάγμα του ανατολικού τομέα (Eleftheriadis 1995) είναι και η τάση ορισμένων βιοτιτών από τους ρυόλιθους προς φλογοπιτική σύσταση (βλ. Σχ. 2). Ένα άλλο στοιχείο ενδεικτικό της μείξης μαγμάτων είναι η παρουσία στην ίδια λεπτή τομή βιοτιτών με κανονική και ανάστροφη ζώνωση (Halsor and Rose 1991).

Πιο χαρακτηριστική, όμως, είναι η περίπτωση των αμφιβόλων. Στα ορυκτά αυτά παρατηρείται όχι μόνο ανάστροφη ζώνωση (όξινα πετρώματα), η οποία αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο για μείξη μαγμάτων αλλά το πιο σημαντικό είναι ότι βρέθηκε μαγνησιοχαστινγκσίτης, ένα ορυκτό των βασικότερων πετρωμάτων (σωσωνιτών) του ανατολικού τομέα, να περιβάλλεται από μαγνησιοκεροσίτη (ρυολιτικό δείγμα LIV-27) (βλ. Πιν. 2 και Σχ. 6). Η τελευταία παρατήρηση αποτελεί αδιαμφισβήτητη μαρτυρία για μείξη μαγμάτων.

## ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Βλάχου Μ. 2003. Τριτογενής ηφαιστειότητα της Σαμοθράκης και συνδεδεμένα με αυτήν βιομηχανικά ορυκτά (ζεόλιθοι, Κ-άστριοι). Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 355σ.
- Abdel-Rahman A-F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35,2, 525-541.
- Bachman O. & Dungan M.A 2002. Temperature-induced Al -zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, 87, 1062-1076.
- Brigatti M.F. & Gregnanin A. 1987. Crystal chemistry of igneous rock biotites. *Mineralogy and Petrology*, 37, 323-340.
- Christofides G., Pecskay Z., Eleftheriadis G., Soldatos T. & Koroneos A. 2004. The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, northeastern Greece): Petrology and K/Ar geochronology. *Geologica Carpathica*, 55, 5, 397-409.
- De Pieri R., Gregnanin A. & Peccerillo E.M. 1978. Trachyte and rhyolite biotites in the Euganean Hills (North-Eastern Italy). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen*, 132, 309-328.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1962-63. *Rock-forming minerals*. Vol. 1, 2, 3, 4, 5, Longmans, London.
- Eleftheriadis G. 1989. Pyroxenes from the Kotani-Kalotycho and Dipotama-Kotyli Tertiary volcanics, north of Xanthi, Central Rhodope (North Greece). *Chemie der Erde*, 49, 219-227.
- Eleftheriadis G. 1995. Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). *European Journal of Mineralogy*, 7, 1169-1182.
- Eleftheriadis G., Esson J., Soldatos T. & Christofides G. 1993. Magmatic evolution of the Tertiary volcanic rocks of the Samothraki Island (Thrace, N. Greece). In: Panagos Honorary Volume A, Technical University Publications, Athens, 330-349.
- Esson J., Christofides G. & Eleftheriadis G. 1990. Ferromagnesian minerals as indicators of the conditions of evolution of the lavas of Samothraki Island (N. Greece). *Geologica Rhodopica*, 2, 263-279.
- Gerlach D.C. & Grove T.L. 1982. Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: characterization of end-members of magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 147-159.
- Grove T.L., Gerlach D.C and Santo T.W. 1982. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 160-182.
- Halsor S.P. & Rose W.I. 1991. Mineralogical relations and magma mixing in calc-alkaline andesites from the Lake Atitlan, Guatemala. *Mineralogy and Petrology*, 45, 47-67.

- Hollister L.S., Grissom G.C. Peters E.K. Stowell H.H. & Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Izbekov P, Gardner J.E. & Eichelberger J.C. 2004. Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchatka: experimental constraints for magma storage conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131, 1-18.
- Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, magma chamber. *Journal of Petrology*, 30, 711–737.
- Kay S.M. & Kay R.W. 1985. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series I: The mafic phenocrysts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 276-290.
- Kuno H. 1950. Petrology of Hakono volcano and the adjacent areas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61, 957-1020.
- Kuscu G.G. & Floyd P.A. 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56, 207-230.
- Larsen E.S., Irving J. & Bonyer F.A. 1938. Petrologic results of a study of minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *American Mineralogist*, 23, 227-429.
- Leake B.E., Woolley 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., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker 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. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Manley C.R. 2000. Rhyolite Thermobarometry and the Shallowing of the Magma Reservoir, Coso Volcanic Field, California. *Journal of Petrology*, 41, 1, 149-174.
- Nemec D. 1973. Micas of the lamprophyres of the Bohemian Massif. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen*, 117, 196-216.
- Nockolds S.R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, 245, 401-420.
- Soldatos K. 1961. Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodopen und ihre provinziellen Verhaeltnisse. *Vulkaninstitut Immanuel Friedländer, Zurich*, 102p.
- Venezky D.Y & Rutherford M.J 1999. Petrology and Fe–Ti oxide reequilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89, 1-4, 213-230.

## ABSTRACT

### **THE PETROLOGICAL SIGNIFICANCE OF MICAS AND AMPHIBOLES FROM THE TERTIARY VOLCANIC ROCKS FROM THE HELLENIC CENTRAL RHODOPE VOLCANIC ROCKS, N-NW OF XANTHI**

Eleftheriadis G. and Soldatos T.

*Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24, Thessaloniki, Greece, gelefthe@geo.auth.gr, soldatos@geo.auth.gr*

Phenocrysts of micas and amphiboles from the Hellenic Central Rhodope volcanic rocks, N-NW of Xanthi city, are studied. The micas, which classify as phlogopites and biotites, are constituent of the more basic rocks ( $\text{SiO}_2 < 55\%$ ) and the more acid ones ( $\text{SiO}_2 > 58\%$ ), respectively. The chemical composition of the micas reflects the calc-alkaline character of their parental rocks. The amphiboles belong to the calcic amphibole group and are characterized as magnesio-hornblende and magnesio-hastingsite. The first of them occur mainly in the acid rocks ( $\text{SiO}_2 > 64\%$ ), where they are widespread, while the latter amphiboles occur in the more basic rocks ( $\text{SiO}_2 < 54\%$ ) and are very rare. Both the biotites and the magnesio-hornblende show reverse zoning, which along with other textural characteristic features are interpreted as the result of magma mixing.