

|  |                      |       |                     |
|--|----------------------|-------|---------------------|
| Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης<br>Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου | Ειδικός τόμος<br>101 | 47-54 | Θεσσαλονίκη<br>2012 |
|--|----------------------|-------|---------------------|

## **ΦΑΙΝΟΚΡΥΣΤΑΛΛΟΙ Κ-ΑΣΤΡΙΩΝ ΑΠΟ ΤΡΙΤΟΓΕΝΗ ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ (Β. ΑΙΓΑΙΟ, ΕΛΛΑΔΑ): ΧΗΜΙΚΗ ΖΩΝΩΣΗ ΚΑΙ ΑΚΤΙΝΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ**

Ματζιάρη Α. Γ.<sup>1</sup>, Παπαδοπούλου Λ.<sup>2</sup> και Χριστοφίδης Γ.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Τομέας Φυσικής Χημείας, Τμήμα Χημικών Μηχανικών, Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ. 541 24 Θεσσαλονίκη, matziaris@auth.gr

<sup>2</sup> Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, 541 24 Θεσσαλονίκη, lambrini@geo.auth.gr, christof@geo.auth.gr

### **ΠΕΡΙΛΗΨΗ**

Εξετάζεται η ζωνώδης δομή φαινοκρυστάλλων καλιούχων αστρίων, που προέρχονται από όξινα πλουτωνικά και ηφαιστειακά Τριτογενή πετρώματα της νήσου Σαμοθράκης. Τα γεωχημικά δεδομένα έδειξαν αυξητική τάση της συμμετοχής των ιόντων Al, Na και Ba από την περιφέρεια προς τον πυρήνα των φαινοκρυστάλλων, ενώ αντίθετα για τα ιόντα Si και K μείωση προς την ίδια κατεύθυνση. Η στατιστική επεξεργασία των χημικών αναλύσεων έδειξε ότι η ζωνώδης κατανομή των στοιχείων, που εισέρχονται στο πλέγμα δεν έχει την ίδια ένταση για όλα τα στοιχεία με το Ba να παρουσιάζει τη μεγαλύτερη διακύμανση περιεκτικότητας, ακολουθούμενο από το Na. Παράλληλα, από την ακτινογραφική εξέταση διαπιστώθηκε διαφοροποίηση των κυψελιδικών σταθερών σε κάθε ζώνη και τάση μείωσης του όγκου της κυψελίδας από την περιφέρεια προς τον πυρήνα των κρυστάλλων. Τέλος, από τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας στην οποία ολοκληρώνεται η ταξινόμηση Si/Al, προκύπτει πως η κρυστάλλωση του μάγματος από το οποίο προήλθαν οι ζωνώδεις φαινοκρύσταλλοι δεν ήταν ομαλή, αφού ο βαθμός ταξινόμησης είναι αυξητικός από τον πυρήνα προς την περιφέρεια.

## **K-FELDSPAR PHENOCRYSTS FROM TERTIARY IGNEOUS ROCKS FROM SAMOTHRACE ISLAND (N. AEGEAN, GREECE): CHEMICAL ZONING AND XRD ANALYSIS**

Matziaris K G.<sup>1</sup>, Papadopoulou L.<sup>2</sup> and Christofides G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Physical Chemistry, Chemical Engineering Department, Polytechnical School, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24 Thessaloniki, matziaris@auth.gr

<sup>2</sup> Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24 Thessaloniki, lambrini@geo.auth.gr, christof@geo.auth.gr

### **ABSTRACT**

Zoned K-feldspar phenocrysts from Samothraki Island tertiary plutonic and volcanic rocks have been subjected to optical, chemical and XRD analysis. Geochemical data have indicated an increasing trend of Al, Na and Ba from margin to core of the phenocrysts, while Si and K decrease towards the same direction. The statistical processing of chemical data revealed that cation distribution in the various zones is not of the same intensity for every element. Specifically, the greater variation is presented by Ba cations followed by Na. Moreover, XRD analysis shows differentiation of lattice parameters in each zone and a decreasing trend of lattice cell volume from crystal margin to the core. Finally, the calculated temperatures at which the crystal ordering of Si/Al is completed, indicate that magma crystallization has not been normal, since ordering has shown an increasing trend from core to margin.

### **1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

Η ορυκτολογία, η δομή και η κρυσταλλοχημεία των Κ-ούχων αστρίων μπορεί να δώσει σημαντικά στοιχεία τα οποία μαζί με άλλα δεδομένα συμβάλλουν στην επίλυση γεωχημικών και πετρογενετικών προβλημάτων των πυριγενών πετρωμάτων. Ιδιαίτερης σημασίας είναι η ζωνώση που παρουσιάζουν οι άστριοι αυτοί για ορισμένα στοιχεία, κύρια και ιχνοστοιχεία και ιδιαίτερα για το Ba. Η παρούσα εργασία εξετάζει τη δομική κατάσταση και τη ζωνώδη δομή Κ-ούχων αστρίων από τα πυριγενή πετρώματα, πλουτωνικά και ηφαιστειακά, της νήσου Σαμοθράκης, με έμφαση στη συμπεριφορά της κατανομής του Ba.

Αφιερώνεται στον αείμνηστο καθηγητή Κωνσταντίνο Σολδάτο, δάσκαλό μας, ο οποίος αφιέρωσε μεγάλο μέρος της έρευνάς του στη μελέτη των αστρίων, ιδιαίτερα των αλκαλιούχων και συνέβαλε σημαντικά στη δημιουργία και την περαιτέρω ανάπτυξη του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.

### **2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ – ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ**

Η Σαμοθράκη βρίσκεται στο βορειοανατολικό Αιγαίο (Σχ. 1) και γεωτεκτονικά ανήκει στην Περιροδοπική ζώνη (Kauffmann et al. 1976). Λιθολογικά το νησί

συνίσταται από πέντε κύριες ενότητες: α) το υπόβαθρο, αποτελούμενο από χαμηλής μεταμόρφωσης πετρώματα, β) μια ατελή οφειλιθική ακολουθία που διεισδύει στο υπόβαθρο, γ) ένα γρανιτικό πλουτωνίτη μειοκαινικής ηλικίας, που διεισδύει στους οφειλιθούς, δ) ηφαιστειακά πετρώματα και ε) νεογενείς έως τεταρτογενείς σχηματισμούς (Τσικούρας 1992, Vlahou et al. 2006, Christofides et al. 2000).

Ο πλουτωνίτης αποτελεί μια ζωνώδη διεισδυση που καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του νησιού και χαρακτηρίζεται από έντονο πορφυροειδή ιστό στα περιθώρια με μεγακρυστάλλους Κ-ούχων αστρίων, και υπτιδιόμορφο κοκκώδη ιστό στον πυρήνα του. Συνίσταται από χαλαζιακό μονζονίτη έως γρανίτη, βιοτικό γρανίτη και μικρογρανίτη με κύρια σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά το βιοτίτη και την κερροσίλβη (Christofides et al. 2000 και εκεί αναφορές).

Το νοτιοανατολικό, το βορειοανατολικό και το δυτικό τμήμα της Σαμοθράκης αποτελείται από τριτογενείς ηφαιστειακούς σχηματισμούς όπως δόμους, λάβες, φλέβες και πυροκλαστικά (Ελευθεριάδης et al. 1989, Vlahou et al. 2006). Περιλαμβάνουν ένα ευρύ φάσμα συστάσεων κυμαινόμενο από βασάλτες μέχρι δακίτες μέσω βασαλτικών βασαλτών, λαπιτών και τραχειτών. Τα οξινότερα μέλη χαρακτηρίζονται από την παρουσία πρισματικών μεγαφαινοκρυστάλλων σανιδίνου, που προσδίδουν στο πέτρωμα ένα έντονο πορφυριτικό ιστό. Οι περιοχές δειγματοληψίας και οι αντίστοιχοι πετρογραφικοί τύποι των δειγμάτων φαίνονται στον πίνακα 1.

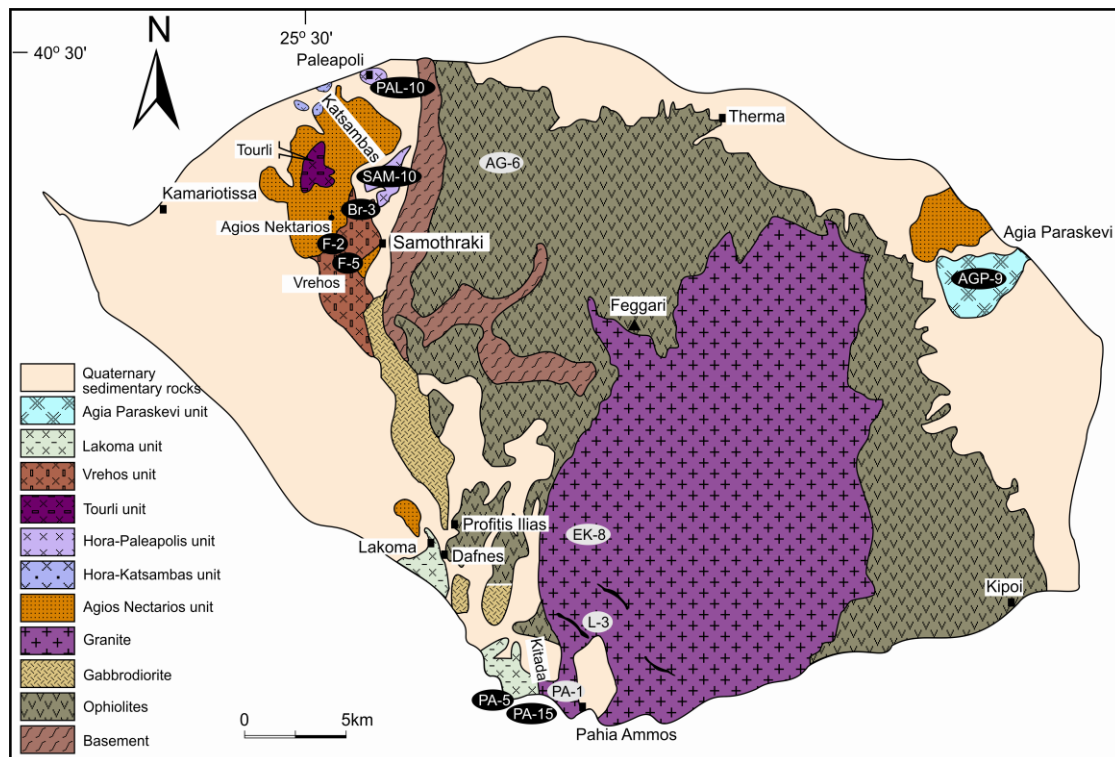
### 3 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν φαινοκρύσταλλοι Κ-ούχων αστρίων, τόσο

από τον πλουτωνίτη όσο και από τα όξινα ηφαιστειακά πετρώματα της Σαμοθράκης. Μακροσκοπικά, οι εξετασθέντες φαινοκρύσταλλοι Κ-αστρίων των ηφαιστειακών πετρωμάτων κυμαίνονται από 2 μέχρι 5 cm με λευκωπό ως υποκαστάνινο χρώμα, ενώ των πλουτωνικών πετρωμάτων (πορφυροειδείς γρανίτες) από 4 ως 6 cm και είναι υπόλευκοι μέχρι σαρκόχρωμοι, με υαλώδη λάμψη. Τα δείγματα, όσο το δυνατόν αναλλοίωτα, πάθθηκαν από συμπαγή πετρώματα ή από σαθρά υλικά (περίπτωση ηφαιστειακών πετρωμάτων). Τα περισσότερα δείγματα είναι απλοί μονοκρυσταλλοί, με εξαίρεση τα δείγματα των περιοχών Βρεχού, Αγ. Παρασκευής και Παχειάς Άμμου, που είναι δίδυμοι κατά Carlsbad.

Μακροσκοπικά, οι κρύσταλλοι των Κ-ούχων αστρίων εμφανίζουν πρισματική ανάπτυξη κατά τον άξονα *a*, ευδιάκριτο σχισμό κατά (001) και (010) και διακριτό αποχωρισμό κατά (100), ιδιαίτερα στα ηφαιστειακά πετρώματα. Σε αρκετούς φαινοκρυστάλλους και των δύο κατηγοριών πετρωμάτων, ιδιαίτερα των αναλλοίωτων, παρατηρείται ζωνώδης δομή από πολυπληθείς ζώνες γύρω από τον πυρήνα, χωρίς ευδιάκριτα όρια, λόγω της μικρής χρωματικής διαφοράς μεταξύ τους. Οι λεπτές αυτές ζώνες σε γενικές γραμμές ομαδοποιούνται σε τρεις ευρύτερες ζώνες: την περιφέρεια (3,4 - 6,8 mm), πυρήνα (6 - 10 mm) και την ενδιάμεση ζώνη (4,2 - 9,4 mm). Οι τρεις αυτές ζώνες συχνά ξεχωρίζουν λόγω της παρουσίας εγκλεισμάτων διαφόρων ορυκτών, κυρίως βιοτίτη και κερροσίλβης, μεταξύ τους.

Για τη μικροσκοπική παρατήρηση κατασκευάστηκαν λεπτές τομές, προσανατολισμένες κάθετα ή περίπου κάθετα στον κρυσταλλογραφικό άξονα *a*. Μικροσκοπικά, στα πλουτωνικά πετρώματα οι φαινοκρύσταλλοι των Κ-ούχων αστρίων είναι ιδιόμορφοι έως



Σχήμα 1. Απλοποιημένος πετρογραφικός χάρτης της νήσου Σαμοθράκης (κατά Heimann et al. 1972, Christofides et al. 2000, Vlahou et al. 2006) με τις περιοχές δειγματοληψίας.

υπιδιόμορφοι, με μικρές ρωγμώσεις που γεμίζουν με δευτερογενή ορυκτά (χαλαζιάς, ασβεσίτης, ζεόλιθο). Εγκλείουν βιοτίτη, κεροσίλβη, πλαγιόκλαστα, χαλαζία και ασβεσίτη, με παράλληλη διάταξη προς τις ζώνες. Παρουσιάζουν διδυμία κατά Carlsbad και εμφανή σχισμό κατά (001) και (010). Συχνά διαπιστώνεται έντονη ζωνώδης δομή, με συγκεντρικές προς τον πυρήνα ζώνες και εναλλαγές στην κατάσβεση με διασταυρωμένα Nicols, ενώ η μεταξύ τους διάκριση είναι απλή. Σε αλλοιωμένους κρυστάλλους είναι δυσδιάκριτες και εμφανίζονται συγκεχυμένες. Συχνά παρατηρείται περθίωση (πλουτωνικά), με λεπτά ταινιωτά ή ατρακτοειδή εγκλείσματα αλιβίτη σε υποπαράλληλη διάταξη σε σχέση με τα επίπεδα αποχωρισμού κατά (100).

Πίνακας 1. Περιοχές δειγματοληψίας και αντίστοιχοι πετρογραφικοί τύποι.

| Δείγμα | Περιοχές δειγματοληψίας | Πετρογραφικός τύπος  |
|--------|-------------------------|--|
| AG-6   | Αγ.Γεώργιος             | Πορφυροειδής μικρο-χαλαζιακός μονζονίτης                   |
| AGP-9  | Αγ.Παρασκευή            | Λατίτης  |
| BR-3   | Βρεχός                  | Δακίτης με υψηλό Κ   |
| EK-8   | Κρεμνιώτισσα            | Βιοτιτικός γρανίτης  |
| F-2    | Βρεχός                  | Δακίτης με υψηλό Κ   |
| F-5    | Βρεχός                  | Δακίτης με υψηλό Κ   |
| L-3    | Λυγαριά                 | Βιοτιτικός-κεροσίλβικός-πορφυροειδής γρανίτης              |
| PA-1   | Παχειά Αμμος            | Κεροσίλβικός-βιοτιτικός-πορφυροειδής-χαλαζιακός μονζονίτης |
| PA-5   | Παχειά Αμμος            | Λατίτης  |
| PA-15  | Παχειά Αμμος            | Λατίτης  |
| SAM-10 | Βρεχός                  | Δακίτης με υψηλό Κ   |

Στα ηφαιστειακά πετρώματα οι φαινοκρύσταλλοι των Κ-ούχων αστρίων εμφανίζονται ως ιδιόμορφοι, αν και σε μερικούς κρυστάλλους τα άκρα είναι αποστρωγυλεμένα, ενώ στη μικρομάζα έχουν υπιδιόμορφο έως αλλοτριόμορφο σχήμα και συνήθως δεν είναι ευδιάκριτοι. Παρουσιάζουν διδυμία κατά Carlsbad σε πρωτογενή μορφή, με ισομεγέθεις συμμετρικούς κρυστάλλους ως προς το επίπεδο σύμφυσης και σε δευτερογενή μορφή (διδυμίες σύννευσης), με ανισομεγέθεις κρυστάλλους εξαιτίας της ανεξάρτητης ανάπτυξης πριν από τη συγκόλλησή τους. Το επίπεδο σύμφυσης είναι κανονικό στη μέση και ανώμαλο στα άκρα, σε ανθεση με την πρωτογενή διδυμία, που είναι ομοιόμορφα ομαλό. Επίσης, παρατηρούνται σπασίματα ακανόνιστα, με διευθύνσεις όμοιες με αυτές των κρυσταλλογραφικών αξόνων, που πληρούνται με δευτερογενή χαλαζία, ασβεσίτη και ζεόλιθο. Τέλος, στους φαινοκρυστάλλους ζωνωδών σανιδίων, παρατηρούνται εγκλείσματα από πλαγιόκλαστα, βιοτίτη, πυρόξενο και κεροσίλβη σε διάταξη παράλληλη με τη ζώνωση.

Η χημική σύσταση των φαινοκρυστάλλων προσδιορίστηκε στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου του Manchester (Αγγλία), με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή τύπου CAMECA CAMEBAX με Link system 290-2KX/EDS/WD και στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) τύπου JEOL JSM 840-A συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS) με τάση επιτάχυνσης 20kV και χρόνο ανάλυσης 80sec. Αναλύσεις, που αφορούσαν ιχνοστοιχεία (σπάνιες γαίες, U,

Th, Pb, Ba, Sr, Rb κ.ά.), πραγματοποιήθηκαν με LA-ICP-MS στο Τμήμα Γεωλογικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Περούτζιας (Ιταλία). Οι σημειακές αναλύσεις έγιναν επί γραμμής με συνθήκη διεύθυνση από την περιφέρεια προς τον πυρήνα ή σε συνδυασμό τεχνόμενων γραμμών, π.χ. σε σχήμα σταυρού. Σε μερικούς κρυστάλλους (π.χ. PA-1) η σημειακή ανάλυση έγινε υπό μορφή κανάβου («περιοχική» ανάλυση) σε τομή κάθετη στον άξονα a, με πάνω από χίλια σημεία ανάλυσης.

Η λήψη ακτινογραφημάτων έγινε με περιθλασίμετρο του οίκου PHILLIPS, στα εργαστήρια Εφαρμοσμένης Φυσικής του Τμήματος Φυσικής και Ορυκτολογίας-Πετρολογίας του Α.Π.Θ., σε συνθήκες λειτουργίας: 20mA, 40kV, βήμα=0,02°/min, ποσότητα ακτίνων  $X=4 \cdot 10^5$  counts/sec, σταθερά χρόνου (time constant)= 1 sec, ακτινοβολία χαλκού ( $K_{\alpha}=1,54184\text{\AA}$ ) και φίλτρο Ni με πάχος 0,0170mm, για την παραγωγή μονοχρωματικής ακτινοβολίας. Δεν χρησιμοποιήθηκε εσωτερική σταθερά, αλλά γινόταν έλεγχος της λειτουργίας του οργάνου με ειδικό πρότυπο πυριτίου, με περιοχή σάρωσης 0° έως 75°.

Για την ακτινογραφική μελέτη χρησιμοποιήθηκαν τέσσερα δείγματα υγιών μονοκρυστάλλων, δύο (D<sub>1</sub> και D<sub>3</sub>) από το γρανίτη (Παχειά Αμμος) και δύο (D<sub>2</sub> και D<sub>4</sub>) από τα ηφαιστειακά (Βρεχός).

Κάθε φαινοκρύσταλλος τεμαχίσθηκε κάθετα ή περρίπου κάθετα στον c-άξονα, σε πλάκες περίπου 5 mm, ώστε μακροσκοπικά να είναι ορατές τρεις τουλάχιστον ζώνες. Στη συνέχεια ελήφθησαν τρία συγκεντρικά τμήματα: περιφερειακή ζώνη (R), ενδιάμεση ζώνη (I) και πυρήνας (C). Το υλικό των τριών ζωνών κοινοποιήθηκε ξεχωριστά σε αχάτινα και/ή βολφραμικά ιγδία και προέκυψαν δύο κλάσματα κόκκων μεγέθους 125 μm και 90 μm. Ακολούθησε πλύσιμο με ακετόνη και νερό, φυγοκέντριση, ξήρανση και διαχωρισμός με μαγνητικό διαχωριστή. Τέλος, το δείγμα καθαρίστηκε με τη βοήθεια του στερεοσκοπίου, χωρίς να μπορέσουν να απομακρυνθούν ελάχιστα εγκλείσματα χαλαζία, πλαγιόκλαστων και ζεολίθου. Το κλάσμα 125 μm έγινε αναφής σκόνη και ακτινογραφήθηκε.

Η δεικτοδότηση των ανακλάσεων και ο υπολογισμός των κυψελιδικών παραμέτρων κάθε ζώνης των φαινοκρυστάλλων, έγινε με χρήση εξειδικευμένου λογισμικού. Για τη διαδικασία δεικτοδότησης χρησιμοποιήθηκε μόνο το πεδίο από 13° μέχρι 52°, γιατί το μέγιστο πλήθος βασικών ανακλάσεων των αστρίων βρίσκεται σ' αυτό το πεδίο σάρωσης (Wright & Stewart 1968, Wright 1968). Κατά τη διαδικασία της δεικτοδότησης παρατηρήθηκε "αναστροφή" της έντασης της έδρας (220) με την έδρα (002), γεγονός που μπορεί να οφείλεται, σε κάποια εγκλειόμενη φάση, π.χ. περθίτες. Μετά τη δεικτοδότηση υπολογίστηκαν οι σταθερές της κυψελίδας a, b, c, α, β, γ, οι τιμές όγκου της κυψελίδας V και οι σταθερές του αντιστρόφου πλέγματος: a\*, b\*, c\*, α\*, β\*, γ\* και V\*.

#### 4 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Στον πίνακα 2 δίνονται, υπό μορφή ιόντων, οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές των βασικών στοιχείων που έχουν επεξεργαστεί. Η μεταβολή αντιπροσωπευτικών συστάσεων, που λήφθηκαν από την ανάλυση (περι-

φέρεια-πυρήνας-περιφέρεια) δύο φαινοκρυστάλλων, του PAL-10 και του F-4 δίνεται στο σχήμα 2.

μακροσκοπική και μικροσκοπική οπτική ζώνωση των φαινοκρυστάλλων K-ούχων αστρίων που μελετήθηκαν.

Πίνακας 2. Ελάχιστες και μέγιστες περιεκτικότητες κυριότερων στοιχείων (ιοντική συμμετοχή).

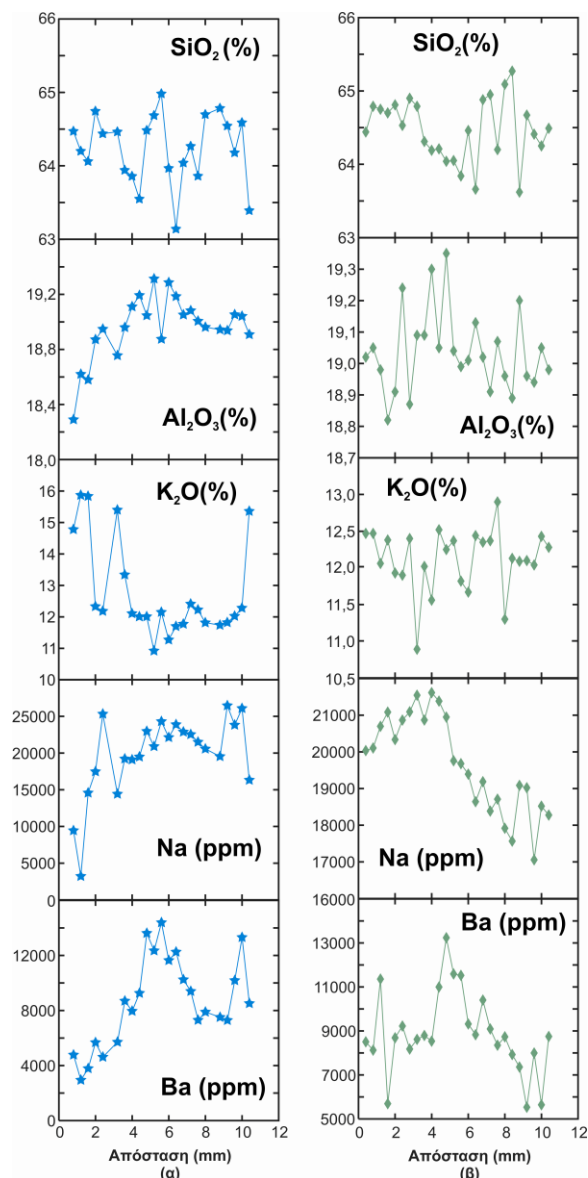
| Δείγμα | Si    |       | Al    |       | K     |       | Na     |       | Ba    |       |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
|        | min   | max   | min   | max   | min   | max   | min    | max   | min   | max   |
| AG-6   | 2,928 | 2,991 | 0,061 | 0,308 | 0,635 | 0,899 | 0,061  | 0,308 | 0,061 | 0,308 |
| AGP-9  | 2,926 | 2,985 | 0,054 | 0,409 | 0,565 | 0,915 | 0,054  | 0,409 | 0,054 | 0,409 |
| BR-3   | 2,934 | 2,988 | 0,276 | 0,360 | 0,602 | 0,675 | 0,276  | 0,360 | 0,276 | 0,360 |
| EK-8a  | 2,943 | 2,993 | 0,116 | 0,465 | 0,526 | 0,840 | 0,116  | 0,465 | 0,116 | 0,465 |
| EK-8b  | 2,900 | 2,930 | 0,096 | 0,393 | 0,555 | 0,839 | 0,096  | 0,393 | 0,096 | 0,393 |
| EK-8   | 2,900 | 2,993 | 0,096 | 0,465 | 0,526 | 0,840 | 0,096  | 0,465 | 0,096 | 0,465 |
| L-3    | 2,923 | 3,008 | 0,107 | 0,346 | 0,589 | 0,870 | 0,107  | 0,346 | 0,107 | 0,346 |
| PA-1   | 2,927 | 3,017 | 0,076 | 0,559 | 0,398 | 0,904 | 0,076  | 0,559 | 0,076 | 0,559 |
| PA-5   | 2,928 | 2,995 | 0,072 | 0,328 | 0,618 | 0,894 | 0,072- | 0,328 | 0,072 | 0,328 |
| PA-15  | 2,898 | 3,005 | 0,039 | 0,510 | 0,454 | 0,929 | 0,039- | 0,510 | 0,039 | 0,510 |
| SAM-10 | 2,942 | 3,002 | 0,270 | 0,314 | 0,620 | 0,667 | 0,270- | 0,314 | 0,270 | 0,314 |
| F-2    | 2,926 | 2,999 | 0,248 | 0,320 | 0,616 | 0,690 | 0,248  | 0,320 | 0,248 | 0,320 |
| F-5    | 2,878 | 2,984 | 0,030 | 0,339 | 0,601 | 0,725 | 0,030  | 0,339 | 0,030 | 0,339 |

Από τα διαγράμματα του σχήματος αυτού είναι φανερό ότι τα Ba, Na και Al αυξάνονται από την περιφέρεια προς τον πυρήνα των φαινοκρυστάλλων, ενώ αντίθετα το Si και το K δείχνουν μείωση προς την ίδια κατεύθυνση. Το Ba δείχνει τη μέγιστη μεταβλητότητα ακολουθούμενο από το Na και το K (Σχ. 4). Αξιοσημείωτη είναι η συμπληρωματικότητα του Si και του Al (αύξηση του ενός, ταυτόχρονη μείωση του άλλου) που δείχνει ουσιαστικά την ιοντική αντικατάσταση μεταξύ των δύο ιόντων. Παρόμοια συμπεριφορά δείχνουν τα ζεύγη K-Na και K-Ba. Από την κατασκευή τρισδιάστατων προβολικών διαγραμμάτων (δεν παρουσιάζονται) της περιεκτικότητας κάθε στοιχείου με την απόστασή τους στις φυσικές διαστάσεις του φαινοκρυστάλλου διαφάνηκε μια "χωρική" κατανομή, που φανερώνει τη ζωνώδη κατανομή αυτών, με μεγαλύτερη διακύμανση για το Ba και το Na. Για ευκολότερη επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν οι δισδιάστατες ισοχημικές προβολικές τους απεικονίσεις (contour virtual plotting) όπου παρατηρείται τάση αύξησης των κατιόντων Al, Na και Ba από την περιφέρεια προς τον πυρήνα του φαινοκρυστάλλου και αντίστροφη τάση μείωσης προς τον πυρήνα για τα κατιόντα Si και K. Ενδεικτικά στο σχήμα 3 δίνονται οι προβολές για τα στοιχεία του δείγματος PA-1. Από τις προβολές αυτές διαπιστώνεται αφ' ενός η ύπαρξη της χημικής ζώνωσης και αφ' ετέρου η παρουσία περιοχών με μέγιστη και ελάχιστη περιεκτικότητα των ιόντων. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η χημική ζώνωση δεν ακολουθεί, σχηματικά τουλάχιστον, την οπτική.

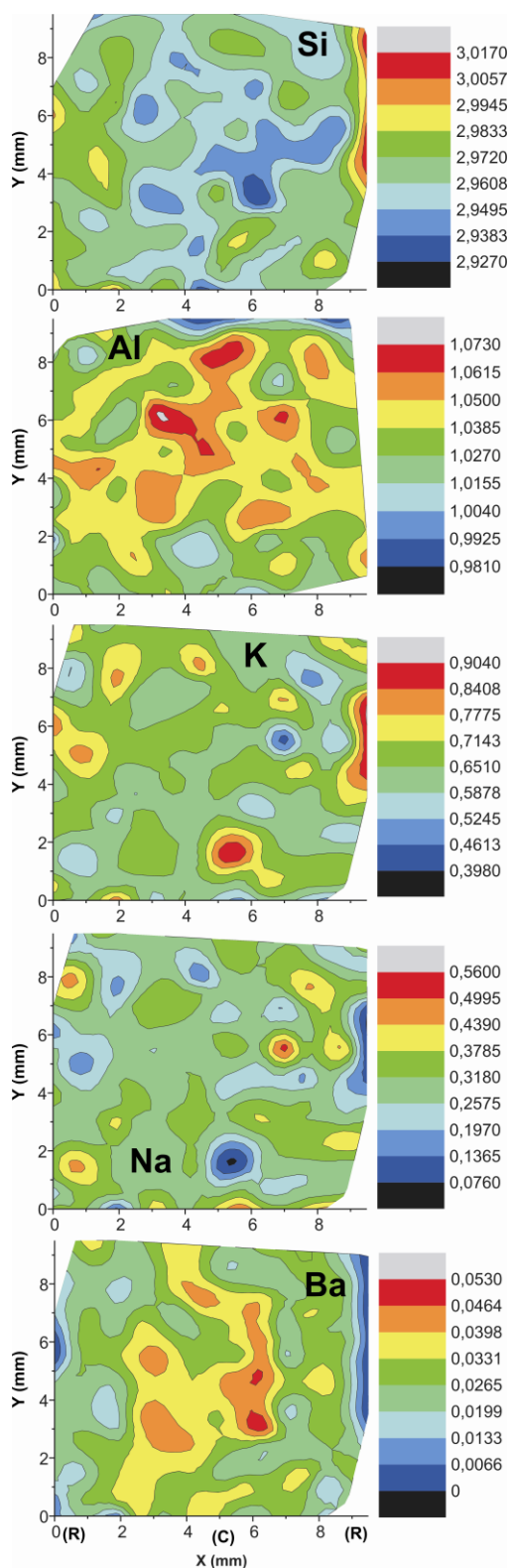
Η ιοντική κατανομή και η στοιχειομετρία δείχνει ότι ισχύει η σχέση  $Si > Al >> Fe$  με άθροισμα ιόντων  $Si + Al + Fe$  μεταξύ 3,979 και 4,013. Αντίστοιχα στις M θέσεις ισχύει η σχέση  $K >> Na > Ba > Ca$  και το άθροισμα  $Ba + K + Na + Ca$  κυμαίνεται από 0,978 ως 1,034 (Ματζιάρη & Κοκκίνη 1992). Παράλληλα επιβεβαιώθηκε από τα δεδομένα η σχέση  $Ba > Ca$ , που αναφέρεται και βιβλιογραφικά (Smith 1974).

## 5 ΣΧΕΣΗ ΧΗΜΙΚΗΣ ΚΑΙ ΟΠΤΙΚΗΣ ΖΩΝΩΣΗΣ

Από τη γραφική απεικόνιση της περιεκτικότητας των ιόντων στους κρυστάλλους που αναλύθηκαν παρατηρήθηκε πρωτογενώς σε όλα τα δείγματα χημική ζώνωση, δηλαδή «χωρική» μεταβολή της περιεκτικότητας των διαφόρων στοιχείων, που συνδυάζεται με την



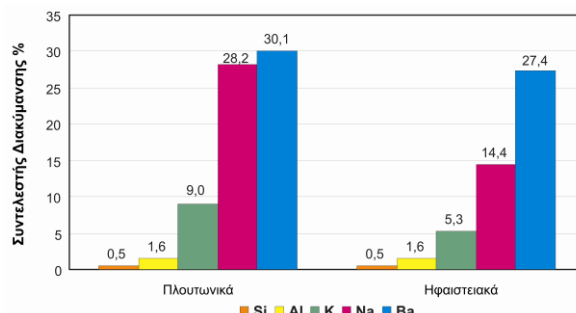
Σχήμα 2. Μεταβολές των συστάσεων  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , Na και Ba κατά μήκος των φαινοκρυστάλλων (περιφέρεια-πυρήνας-περιφέρεια) α) PAL-10 και β) F-4.



Σχήμα 3. Ισοχημικές καμπύλες προβολικής απεικόνισης της περιεκτικότητας (ιοντική συμμετοχή) των κυριότερων στοιχείων του δείγματος PA-1 (R = περιφέρεια, C = πυρήνας).

Για να γίνουν όλα τα δεδομένα συγκρίσιμα μεταξύ τους ως προς τις διαστάσεις (μήκος) της αναλυμένης περιοχής, τις τιμές ιόντων με διαφορετικό εύρος και μέγεθος, ή την πυκνότητα των μετρήσεων, χρησιμοποιήθηκε ο συντελεστής διακύμανσης (Coefficient of Variance). Πρακτικά ο συντελεστής αυτός δείχνει την

απόκλιση των δεδομένων τιμών από το μέσο όρο τους η δε απόκλιση απεικονίζει την ομοιογένεια της κατανομής των τιμών κάθε ιόντος στη μάζα του φαινοκρυστάλλου. Στο σχήμα 4 απεικονίζονται, υπό μορφή ραβδογράμματος, οι τιμές του συντελεστή διακύμανσης των δειγμάτων που αναλύθηκαν και το πέτρωμα προέλευσης.



Σχήμα 4. Απεικόνιση του συντελεστή διακύμανσης της περιεκτικότητας Si, Al, K, Na, Ba στους εξετασθέντες Κ-αστρίους.

Από τα γεωχημικά δεδομένα διαπιστώνεται πως η μεγαλύτερη διακύμανση περιεκτικότητας (η πιο έντονη χωρική κατανομή) εμφανίζεται στο Ba και το Na. Στα υπόλοιπα στοιχεία ο χαμηλός συντελεστής διακύμανσης σημαίνει σχετική ομοιομορφία τιμών σε διαφορετικές θέσεις.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η "χωρική" κατανομή του Ba σε φαινοκρυστάλλους Κ-αστρίων, που αντανάκλα τη γεωλογική τους ιστορία (Mehert & Busch 1985), την κρυσταλλική τους κλασμάτωση (Long & Luth 1986), τη μίξη μαγμάτων με διαφορετική σύσταση (Blundy & Shimizu 1991, Ginibre et al. 2004, Ginibre et al. 2007), τη μεταβολή της δραστηριότητας του νερού, (Singer et al. 1995) και τέλος την ανάπτυξη κινητικότητας του μάγματος (Albarede & Bottinga 1972).

Το κατιόν του βαρίου ( $Ba^{+2}$ , 1,44 Å) έχει το ίδιο φορτίο με το κατιόν του ασβεστίου ( $Ca^{+2}$ , 1,08 Å), αλλά ακτίνα παρόμοια με του καλίου ( $K^{+}$ , 1,46 Å) και γι' αυτό το λόγο οι κρυσταλλοχημικές ιδιότητες του μελετήθηκαν από πολλούς ερευνητές όπως οι Heier & Taylor (1959), Dowty (1980), Icenhower & London (1996), Cherniak (2001), Cherniak (2002) κ.ά.

Σε αλκαλιούχους αστρίους με υψηλή περιεκτικότητα σε Ba συγκριτικά με τα πλαγιόκλαστα, παρατηρούμε έντονη αντικατάσταση του  $K^{+}$  από  $Ba^{+2}$  αντί του  $Ca^{+2}$  από  $Ba^{+2}$ , γεγονός που οφείλεται στην επιλεκτικότητα του μηχανισμού αντικατάστασης των Μ θέσεων, που προτιμά το μέγεθος του ιόντος να παίζει σπουδαιότερο ρόλο, σε σχέση με το φορτίο, ή το δυναμικό του κ.α. (Henderson 1982, Guo & Trevor 1989).

Οι ζωνώδεις κρύσταλλοι αστρίων συστασιακά είναι αποτέλεσμα τριαδικών συστημάτων (Smith & Brown 1988), που είναι πιο περίπλοκα και δυσνόητα από το δυαδικό σύστημα Or-Ab, με κάποια εποουσιώδη στοιχεία όπως (Fe, Mg, Ba) να διαδραματίζουν έναν σημαντικό ρόλο στο κρυσταλλικό πλέγμα των αστρίων, κατά τη διάρκεια ανάπτυξης τους.

Σε υψηλές τιμές θερμοκρασίας και πίεσης, τα κατιόντα  $Na^{+}$  εισέρχονται εύκολα στη δομή των αστρίων και σχηματίζουν ισόμορφες παραμίξεις μεταξύ της

K-ούχου και της Na-ούχου φάσης τους, γιατί το  $\text{Na}^+$  όντας μικρότερο σε μέγεθος, έχει στις υψηλές θερμοκρασίες μεγαλύτερη διαχυτική ικανότητα έναντι του  $\text{K}^+$  και διεισδύει ευκολότερα στην κρυσταλλική δομή των K-ούχων αστρίων (Henderson 1982).

Η κατανομή του Ba στους αστρίους επηρεάζεται κυρίως από τη θερμοκρασία (Barth 1969) και μάλιστα προτιμά τα πλαγιόκλαστα σε σχέση με τους K-ούχους αστρίους σε υδροθερμικά πειράματα στους  $600^\circ\text{C}$  (Iiyama 1968) με φυσικούς αστρίους που περιέχουν χαμηλά ποσοστά Ba. Γενικά το Ba προτιμά το ρευστό μάγμα σε σχέση με τους συνυπάρχοντες φαινοκρυστάλλους πλαγιόκλαστων, ενώ προτιμά φαινοκρυστάλλους αλκαλιούχων αστρίων σε σχέση με το ρευστό (Brown 1985).

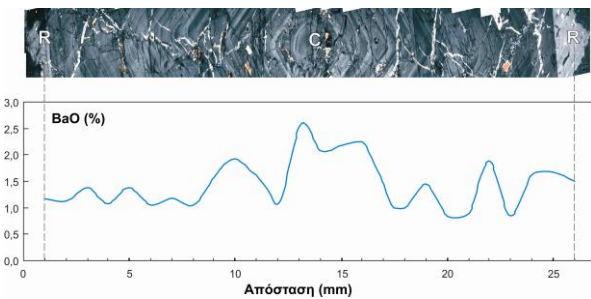
Με την ψύξη του μάγματος δημιουργούνται και οι υπόλοιπες ζώνες, που περιβάλλουν τον πυρήνα και έχουν αυξανόμενη περιεκτικότητα σε Si και K, επειδή με την πτώση της θερμοκρασίας ελαττώνεται η διεισδυτική ικανότητα του κατιόντος  $\text{Ba}^{+2}$  στο κρυσταλλικό πλέγμα. Από το πάχος τους μπορεί κανείς να καταλάβει και την ταχύτητα κρυστάλλωσης τους.

Ζώνες με μεγάλο πάχος φανερώνουν μικρότερη διάρκεια ανάπτυξής τους και αντιστρόφως. Γι' αυτό το λόγο και στα ηφαιστειακά πετρώματα, όπου η κρυστάλλωση και ψύξη του μάγματος έγινε γρηγορότερα παρατηρούνται παχύτερες και πιο καλοσχηματισμένες ζώνες. Τέλος, ζώνες όπου το πάχος τους διαφέρει υπονοούν ότι η ανάπτυξή τους έγινε με εναλασσόμενες συνθήκες θέρμανσης-ψύξης του τήγματος.

Για την οπτική απεικόνιση της συσχέτισης οπτικής και χημικής ζώνωσης αναλύθηκε ο κρύσταλλος F-2 (ηφαιστειακό δείγμα) οπτικά και χημικά (Σχ. 5). Πιο αναλυτικά, ο κρύσταλλος κόπηκε στη μέση, κάθετα στον κρυσταλλογραφικό άξονα a, και από τις δύο κατοπτρικές επιφάνειες των δύο τεμαχίων του κατασκευάστηκαν δύο τομές, μια λεπτή για τη μικροσκοπική εξέταση και μια λεπτή στυλπνή για τη μικροανάλυση. Η ανάλυση έγινε επί ευθείας γραμμής η οποία άρχιζε από την περιφέρεια (M) και δια μέσου του πυρήνα (C) κατέληγε στην απέναντι περιφέρεια (M). Στη συνέχεια και με βάση τις αναλύσεις που πάρθηκαν, απεικονίστηκαν γραφικά οι κατανομές περιεκτικότητας για τα οξείδια:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  και BaO. Από τα κατασκευασθέντα διαγράμματα (παραλείπονται) διαπιστώθηκε γενικά "χωρική" (spatial) κατανομή των διαφόρων στοιχείων, που δεν ήταν όμως παρόμοια για κάθε στοιχείο. Την υψηλότερη ταύτιση οπτικής και χημικής ζώνωσης εμφανίζει το Ba. Στο σχήμα 5 απεικονίζεται η συνδυασμένη μικροφωτογραφία (οπτική ζώνωση) της στυλπνής τομής και της χημικής ανάλυσης του BaO. Στο διάγραμμα διακρίνονται σαφώς 3 περιοχές (R-C-R) και σε κάθε μια από αυτές μικρότερες διακυμάνσεις περιεκτικότητας (ζώνες), που ταυτίζονται με τις μικρότερες περιεχόμενες οπτικές ζώνες.

Σε εφαρμογή των παραπάνω διατυπώνεται η γενική άποψη για τη δημιουργία των ζωνωδών φαινοκρυστάλλων που μελετήθηκαν. Κατά τα αρχικά στάδια κρυστάλλωσης δημιουργήθηκαν οι πυρήνες των φαινοκρυστάλλων, που λόγω της υψηλής θερμοκρασίας του τήγματος επέτρεψαν την είσοδο του μεγάλου κατιόντος  $\text{Ba}^{+2}$  στις M θέσεις στο κρυσταλλικό πλέγμα.

Για την ηλεκτροχημική αντιστάθμιση της δομής, αντικαταστάθηκε ταυτόχρονα το  $\text{Si}^{+4}$  από το  $\text{Al}^{+3}$  στις T θέσεις, άρα επηρέασε την ταξινόμηση Si/Al, αλλά και την ενεργειακή κατάσταση της δομής.



Σχήμα 5. Αντιπαράθεση της λεπτής τομής του δείγματος F-2 με την κατανομή της περιεκτικότητας σε Ba από τα δεδομένα των χημικών αναλύσεων που έγιναν (R= περιφέρεια, C= πυρήνας).

Όπως είναι γνωστό οι κρυσταλλοχημικές ιδιότητες της δομής ελέγχονται από: 1) αλλαγές στη χημική σύσταση των κρυστάλλων και 2) από διαφοροποιήσεις σε διαφορετικά τμήματα του ίδιου κρυστάλλου (Smith 1974, Smith & Brown 1988, Novis 1986). Θα μπορούσε συνεπώς να αχθεί το συμπέρασμα, πως οι δύο παράγοντες, συνδυαζόμενοι μεταξύ τους, προκαλούν το αποτέλεσμα της παρατηρούμενης οπτικής ζώνωσης. Βέβαια η αλλαγή στη χημική σύσταση των κρυστάλλων από τον πυρήνα προς την περιφέρεια τους θα πρέπει να αποδειχθεί, ότι συνδυάζεται με διαφοροποίηση στην κρυσταλλοδομή των δειγμάτων προς την ίδια κατεύθυνση, που ερευνήθηκε με την ακτινογραφική εξέταση των δειγμάτων.

## 6 ΑΚΤΙΝΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΤΑΣΗ

Συγκρίνοντας τις σταθερές της κυψελίδας των τριών ζωνών (R, I, C) για κάθε δείγμα D παρατηρούμε πως εμφανίζονται διαφορές από ζώνη σε ζώνη, αποδεικνύοντας έτσι τη συστασιακή διαφορά (χωρική κατανομή), με κοινή τάση ελάττωσής τους από την περιφέρεια προς τον πυρήνα (Πίν. 3). Η τιμή της ενδιάμεσης ζώνης είναι άλλοτε υψηλότερη από την περιφέρεια και άλλοτε η ελάττωση γίνεται κανονικά. Εξάιρση αποτελεί μόνο η μεταβολή της γωνίας  $\beta$  στο δείγμα  $D_4$ , όπου οι τιμές της εμφανίζουν συνεχή αυξητική τάση από την περιφέρεια προς τον πυρήνα του φαινοκρυστάλλου.

Η σημαντικότερη όμως παρατήρηση είναι η κοινή μεταβολή των τιμών του όγκου όπου από την περιφέρεια προς τον πυρήνα μειώνονται είτε ομαλά (πλουτωνικό δείγμα  $D_1$ ) είτε με ίδιες ή λίγο υψηλότερες τιμές στην ενδιάμεση ζώνη (δείγματα  $D_2$ ,  $D_4$  και  $D_8$ ).

Στα ηφαιστειακά δείγματα  $D_2$  και  $D_4$ , οι τρεις ζώνες έχουν παρόμοια ταξινόμηση (όσον αφορά την κατανομή Si, Al), ενώ η σύστασή τους αλλάζει εμφανώς. Ο πυρήνας γίνεται περισσότερο νατριούχος. Στην ενδιάμεση ζώνη τα άτομα Al δεν έχουν προλάβει να ταξινομηθούν, παρόλα αυτά η σύσταση γίνεται περισσότερο αλκαλιούχα. Τέλος στις χαμηλότερες θερμοκρασίες (βλ. Πίν. 3) η ταξινομημένη διάταξη είναι μεγαλύτερη, ενώ τα άτομα K υπερτερούν στις M θέσεις. Στα πλουτωνικά δείγματα  $D_1$  και  $D_8$  οι παρατηρήσεις είναι όμοιες με αυτές που ισχύουν στα ηφαιστειακά δείγματα. Οι

διαφορές όμως ανάμεσα στις τρεις ζώνες δεν είναι τόσο ευδιάκριτες, πράγμα αναμενόμενο.

Από τις μέχρι τώρα παρατηρήσεις επιβεβαιώνονται τα αποτελέσματα της χημικής ανάλυσης, δείχνοντας ότι τα στοιχεία Al, Na και Ba συναντώνται σε μεγαλύτερο βαθμό στον πυρήνα, σε αντίθεση με το Si και K που διεισδύουν πιο εύκολα στο κρυσταλλικό πλέγμα σε χαμηλές θερμοκρασίες.

Οι χημικές αναλύσεις έδειξαν ότι υπάρχει χημική ζώνωση για όλα τα στοιχεία του πλέγματος και κυρίως για το Ba και Na, που επιβεβαιώνεται από τα ακτινογραφήματα με τις κρυσταλλοδομικές μεταβολές που καταγράφηκαν.

Πίνακας 3. Κρυσταλλογραφικές σταθερές και θερμοκρασίες ταξινόμησης των αστρίων που υπολογίστηκαν από τις κρυσταλλογραφικές σταθερές των ακτινογραφημάτων, μέσω νομογραμμάτων.

| Δείγμα | Ζώνη | a      | b       | c      | V        | Θερμοκρασία |
|--------|------|--------|---------|--------|----------|-------------|
| D1     | R    | 8,5714 | 12,9888 | 7,1988 | 720,4664 | 641,2 °C    |
|        | I    | 8,5576 | 12,9715 | 7,2034 | 718,4540 | 567,6 °C    |
|        | C    | 8,8432 | 12,9863 | 7,1968 | 717,4429 | 644,1 °C    |
| D2     | R    | 8,4645 | 12,9982 | 7,1746 | 708,8155 | 847,1 °C    |
|        | I    | 8,4689 | 13,0079 | 7,1767 | 709,9483 | 841,2 °C    |
|        | C    | 8,4441 | 12,9695 | 7,1597 | 704,4795 | 867,6 °C    |
| D4     | R    | 8,4465 | 13,0089 | 7,1858 | 709,4009 | 767,6 °C    |
|        | I    | 8,4652 | 13,0071 | 7,1758 | 709,6941 | 838,3 °C    |
|        | C    | 8,4348 | 12,9768 | 7,1643 | 703,3968 | 835,2 °C    |
| D8     | R    | 8,5647 | 12,9794 | 7,1976 | 718,8758 | 626,5 °C    |
|        | I    | 8,5899 | 12,9979 | 7,2053 | 722,7629 | 614,7 °C    |
|        | C    | 8,5377 | 12,9819 | 7,1957 | 716,7978 | 644,1 °C    |

## 7 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΔΟΜΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ - ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Ο βαθμός ταξινόμησης Al/Si στους φυσικούς αστρίους εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία αλλά και από τις διατμητικές τάσεις, την παρουσία πηθικών, την ταχύτητα ψύξης και τη χημική σύσταση και γενικά οι νατριούχοι άστριοι αποκτούν ταξινομημένη διάταξη ταχύτερα από τους καλιούχους (Stewart & Wright 1974, Koroneos & Christofides 1985). Η εξάρτηση της περιεκτικότητας σε Al στις T1 θέσεις από τη θερμοκρασία δεν είναι γραμμική και υπολογίζεται από νομογράμματα που υποδεικνύουν το σημείο που σταμάτησε η ταξινόμηση και ο άστριος απέκτησε την τελική δομική κατάσταση του.

Με βάση την προβολή των κυψελιδικών παραμέτρων b-c των τριών ζωνών κάθε δείγματος στο διάγραμμα των Stewart & Wright (1974), προκύπτουν οι θερμοκρασίες που φαίνονται στον πίνακα 3.

## 8 ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την επεξεργασία των χημικών και ακτινογραφικών δεδομένων αξίζει να διευκρινισθεί ο ρόλος του βαρίου στο φαινόμενο της ζώνωσης. Κατά την κρυστάλλωση του μάγματος δημιουργήθηκαν οι πυρήνες των φαινοκρυστάλλων, που μελετήθηκαν. Το μάγμα ήταν πλούσιο σε βάριο και λόγω της υψηλής θερμοκρασίας ευνοήθηκε η είσοδος του στο πλέγμα των αστρίων. Όμως κατά την είσοδό του και για την απα-

ραίτητη ηλεκτροχημική εξισορρόπηση έγινε μεταβολή του  $AlSi_3$  σε  $Al_2Si_2$ , που συνοδεύτηκε από πλήρη αναδιοργάνωση και παραμόρφωση του πλέγματος, γιατί κατά τη μετάβαση από τη μία μορφή στην άλλη συνέβη σμίκρυνση των αποστάσεων μεταξύ των τετραεδρικών θέσεων και ταυτόχρονη αλλαγή της ταξινόμησης - καθώς τα άτομα Al μεταναστεύουν από τις T2 θέσεις στις T1 θέσεις. Συνέπεια των παραπάνω είναι η μείωση του όγκου της κυψελίδας των φαινοκρυστάλλων στον πυρήνα τους, γεγονός που αποδείχθηκε κατά την ακτινογραφική εξέταση.

Η μείωση του όγκου της κυψελίδας και κυρίως η μεταβολή του βαθμού ταξινόμησης, υποδεικνύει την άμεση σχέση της ζώνωσης με την είσοδο του βαρίου στο πλέγμα, γιατί η αλλαγή της ταξινόμησης μεταβάλλει και τη γωνία 2Va των οπτικών αξόνων. Στα πλουτωνικά πετρώματα η αργή κρυστάλλωση του μάγματος, δικαιολογεί την μεταβολή της περιεκτικότητας σε βάριο, λόγω της βαθμιαίας ψύξης του και της αύξησης των πηθικών συστατικών που επίσης την επηρεάζουν. Συνεπώς η ομαλή αύξηση του κυψελιδικού όγκου, από τον πυρήνα προς την περιφέρεια καθώς το βάριο μειώνεται προς την ίδια κατεύθυνση συνάδει με την ταυτόχρονη μετανάστευση των ιόντων πυριτίου από τις θέσεις T<sub>2</sub> στις θέσεις T<sub>1</sub>.

Σε περιπτώσεις πιθανής αναζωπύρωσης του μάγματος, που μπορεί να προκληθεί από ποικίλους λόγους, το σύστημα μεταβάλλεται ακολούθως. Απόδειξη είναι και η ανώμαλη μείωση του όγκου της κυψελίδας με τις υψηλότερες τιμές της ενδιάμεσης ζώνης από την περιφέρεια, που επιβεβαιώνεται από τις θερμοκρασίες (Πίν. 3), που είναι υψηλότερες στην περιφέρεια σε σχέση με την ενδιάμεση ζώνη.

Τέλος, η διαδικασία της ταξινόμησης στους φαινοκρυστάλλους είναι υψηλότερη στα ηφαιστειακά πετρώματα, σε σχέση με τα πλουτωνικά, λόγω της μικρής ταχύτητας ψύξης του μάγματος και της βαθμιαίας μείωσης της πίεσης κατά την άνοδο του μάγματος στους πλουτωνίτες, που επέτρεψαν τη μετακίνηση ιόντων στο πλέγμα μέχρι τις χαμηλότερες θερμοκρασίες, σε αντίθεση με τα ηφαιστειακά πετρώματα, όπου η ταξινόμηση διακόπηκε απότομα σε υψηλότερες θερμοκρασίες.

Συμπερασματικά κατά την εξέταση των φαινοκρυστάλλων K-ούχων αστρίων από Τριτογενή όξινα, πλουτωνικά και ηφαιστειακά, πετρώματα της νήσου Σαμοθράκης διαπιστώθηκε ότι η οπτική ζώνωση που τα χαρακτηρίζει ήταν τόσο σε μακρο- όσο και σε μικροσκοπικό επίπεδο έντονη.

Οι χημικές αναλύσεις έδειξαν αυξητική τάση της συμμετοχής των ιόντων Al, Na και Ba προς τον πυρήνα των φαινοκρυστάλλων, ενώ αντίθετα το ποσοστό των ιόντων Si και K μειωνόταν προς την ίδια κατεύθυνση.

Η στατιστική επεξεργασία των παραπάνω αναλύσεων υπέδειξε τη ζωνώδη κατανομή των στοιχείων, που εισέρχονται στο πλέγμα. Η ζωνώδης κατανομή δεν είχε την ίδια ένταση για όλα τα στοιχεία. Μεγαλύτερη διακύμανση τιμών εμφανιζόταν για το Ba και το Na.

Από την ακτινογραφική εξέταση διαπιστώθηκαν διαφορετικές τιμές σταθερών κυψελίδας για κάθε μια ζώνη. Η πιο αξιοσημείωτη παρατήρηση ήταν η μείωση

του όγκου της κυψελίδας από την περιφέρεια προς τον πυρήνα των κρυστάλλων.

Με τη χρήση κατάλληλων διαγραμμάτων εκτιμήθηκε ο βαθμός ταξινόμησης κάθε ζώνης και βρέθηκε ότι η πορεία του ήταν αύξουσα από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας, όπου σταμάτησε η διαδικασία της ταξινόμησης, φανέρωσε πως η κρυστάλλωση του μάγματος δεν ήταν ομαλή.

Συνδυάζοντας τις παραπάνω παρατηρήσεις συμπεραίνεται, ότι τόσο οι φυσικοχημικές συνθήκες κρυστάλλωσης του μάγματος, όσο και η φύση των ιόντων, που εισέρχονται στο πλέγμα των αστρίων είναι υπεύθυνες για το φαινόμενο της ζώνωσης. Το σημαντικότερο ρόλο διαδραματίζει το Βα μιας και η μικρή περιεκτικότητά του δεν το εμποδίζει να προκαλεί μεγάλες ανακατατάξεις στην κρυσταλλική δομή των Κ-ούχων αστρίων, σε σύγκριση με τα υπόλοιπα στοιχεία που συμμετέχουν σ' αυτό.

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν τον καθηγητή κ. Giampiero Poli (Πανεπιστήμιο Περούτζια) για την ανάλυση των δειγμάτων με LA-ICP-MS και τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Γεώργιο Βουτσά (Τμήμα Φυσικής) για την παροχή βοήθειας στη λήψη των ακτινογραφημάτων.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ελευθεριάδης Γ., Esson J. & Χριστοφίδης Γ. 1989. Πετρολογία και γεωχημεία των τριτογενών ηφαιστειών της Σαμοθράκης (Β. Ελλάδα). Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 23/2, 429-442.
- Heimann K.O., Lebkucher H. & Kreider W. 1972. Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος. Φύλλο Σαμοθράκης, 1:50.000. Ι.Γ.Ε.Υ., Αθήνα.
- Ματζιάρη Α. Γ. & Κοκκίνη Μ. 1992. Χημική και Ακτινογραφική Μελέτη Φαινοκρυστάλλων Καλιούχων Αστρίων από Τριτογενή πυριγενή πετρώματα της Νήσου Σαμοθράκης, Διπλωματική Εργασία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 153 σελ.
- Τσικούρας Β. 1992. Οι οφιοίθιοι της νήσου Σαμοθράκης. Διερεύνηση των γεωλογικών, πετρολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών των οφιολίθων και των γειτονικών τους εμφανίσεων. Διδ. Διατριβή, Παν. Πατρών, 435 σελ.
- Albarede F. & Bottinga Y. 1972. Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 141-156.
- Barth T.F.W. 1969. *Feldspars*. London: Wiley-Interscience, 261p.
- Blundy J.D. & Shimizu N. 1991. Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 178-197.
- Brown W.L. 1985. *Feldspars and feldspathoids* (book reviews) rev. by J.R. Goldsmith. *Science*, 229, 261-262.
- Cherniak D.J. 2001. Pb diffusion in Cr diopside, augite and enstatite, and consideration of the dependence of cation diffusion in pyroxene on oxygen fugacity. *Chem. Geol.* 177, 381-397.
- Cherniak D.J. 2002. Ba diffusion in feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66/9, 1641-1650.
- Christofides G., Eleftheriadis G., Esson J., Soldatos T., Koroneos A. & Bröcker, M. (2000). The evolution of the Samothraki granitic pluton (N. Aegean sea, Greece): geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modelling. *Proc. 3rd Intern. Conf. Geol. Eastern Mediterranean*, eds, I. Panayides, C. Xenophontos & J.

- Malpas, Nicosia, 193-209.
- Dowty E. 1980. Crystal-chemical factors affecting the mobility of ions in minerals. *American Mineralogist*, 65, 174-182.
- Ginibre C., Wörner G. & Kronz A. 2004. Structure and dynamics of the Laacher See magma chamber (Eifel, Germany) from major and trace element zoning in sanidine: a cathodoluminescence and electron micro-probe study. *Journal of Petrology* 45, 2197-2223.
- Ginibre C., Wörner G. & Kronz A. 2007. Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements* 3, 261-266.
- Guo J. & Trevor H. 1989. Barium partitioning between alkali feldspar and silicate liquid at high temperature and pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 328-335.
- Heier K.S. & Taylor S.R. 1959. Distribution of Ca, Sr, and Ba, in Southern Norwegian Pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 17, 286-304.
- Henderson P. 1982. *Inorganic Geochemistry*. International Edition: Pergamon Press, 353p.
- Hovis L. G. 1986. Behavior of alkali feldspars: Crystallographic properties and characterization of composition and Al-Si distribution, *American Mineralogist*, Volume 71, pages 869-890.
- Icenhower J. & London D. 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist* 81, 719-734.
- Iiyama J.T. 1968. Etude experimentale de la distribution d'elements en traces entre feldspaths: feldspath potassique et plagioclase coexistants. *Distribution de Rb, Cs, Sr et Ba à 600°C*. *Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallogr.*, 91, 130-140.
- Kauffman G., Kockel F. & Mollat H. 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 225-230.
- Koroneos A. & Christofides G. 1985. Preliminary investigation on Al/Si distribution in K-Feldspars from Samothraki island (N. Aegean Sea). *Ορυκτός Πλούτος* 37, 27-32.
- Long P.E. & Luth W.C. 1986. Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implications of a partitioning model for barium. *American Mineralogist* 71, 367-375.
- Menhert K.R. & Busch W. 1985. The formation of K-Feldspars megacrysts in granites migmatites and augengneisses. *Neues Jahrbuch Miner., Stuttgart*, 151/3, 229-259.
- Singer B.S., Dungan M. A. & Layne G.D. 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist* 80, 776-798.
- Smith J.V. 1974. *Feldspar Minerals 1. Crystal structures and physical properties*. Berlin, Heidelberg, N. York: Springer-Verlag, 672p.
- Smith J.V. & Brown W. 1988. *Feldspar minerals 1. Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties*. 2nd revised and extended ed. Berlin, Heidelberg, N. York, London, Paris, Tokyo: Springer-Verlag, 828.
- Stewart D.B. & Wright T.L. 1974. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallogr.*, 97, 356-377.
- Vlahou M., Christofides G., Eleftheriadis G., Pinarelli L. & Koroneos A. 2006. Tertiary volcanic rocks from Samothraki Island (N. Aegean, Greece): Sr and Nd isotope constraints on their evolution. In: *Post-collisional tectonics and magmatism in the eastern Mediterranean region*, Geological Society of America, Special Paper 409, 283-304.
- Wright T.L. & Stewart D.B. 1968. X-RAY and optical study of alkali feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *American Mineralogist*, 53, 38-87.
- Wright T.L. 1968. X-RAY and optical study of alkali feldspar: II. An X-RAY method for determining the composition and structural state from measurement of 2 values for three reflections. *American Mineralogist*, 53, 88-103.