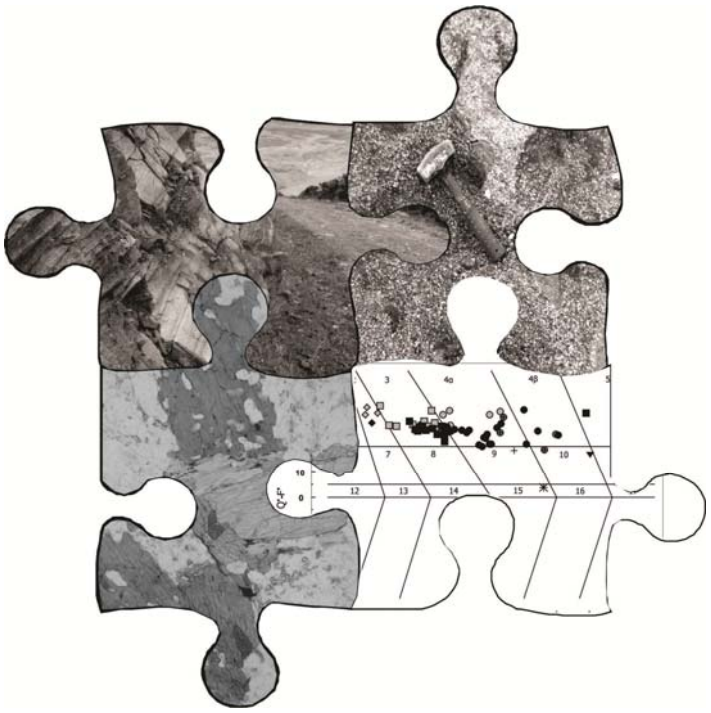
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ Θ. ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος
Μ.Δ.Ε. Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον
Κλάδος Ορυκτοί Πόροι-Περιβάλλον
Υπότροφος Ι.Κ.Υ.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΠΙΚΙΟΥ ΟΡΟΥΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2019

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
FACULTY OF SCIENCES
SCHOOL OF GEOLOGY

ALEXANDROS Th. DRAKOULIS
MSc Geologist

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF Mt PAPIKION PLUTON

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI
2019

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ Θ. ΔΡΑΚΟΥΛΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος
Μ.Δ.Ε. Ορυκτοί Πόροι-Περιβάλλον

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΠΙΚΙΟΥ ΟΡΟΥΣ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Φεβρουάριο του 2019

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 15/01/2019

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας
N°:190

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Αντώνιος Κορωναίος, Επιβλέπων
Αναπλ. Καθηγητής Τριαντάφυλλος Σολδάτος,
Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής,
Αναπλ. Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου,
Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Αντώνιος Κορωναίος
Αναπλ. Καθηγητής Τριαντάφυλλος Σολδάτος
Αναπλ. Καθηγήτρια Λαμπρινή Παπαδοπούλου
Καθηγητής Κωνσταντίνος Κυριακόπουλος
Καθηγητής Κωνσταντίνος Χατζηπαναγιώτου
Επικ. Καθηγητής Παναγιώτης Πομώνης
Επικ. Καθηγητής Ιωάννης Μπαζιώτης

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

© Αλέξανδρος Θ. Δρακουλης, MSc Γεωλόγος, 2019
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΠΙΚΙΟΥ ΟΡΟΥΣ. – *Διδακτορική Διατριβή*

© Alexandros Th. Drakoulis, MSc Geologist, 2019
All rightS reserved.
PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF Mt PAPIKION PLUTON. – *Ph.D. Thesis*

Citation:
Δρακούλης Α. Θ., 2019. – Πετρολογική και γεωχημική μελέτη του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας Νο 190, 294 σελ.
Drakoulis A. Th., 2019. – Petrological and geochemical study of Mt Papikion pluton. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 190, 294 pp.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Αφιερώνεται στη μνήμη της μητέρας μου,
που επί 17 χρόνια νικούσε καθημερινά του καρκίνο
και μου δίδαξε την υπομονή, την επιμονή, την αξιοπρέπεια,
την πίστη, τη θέληση, την τόλμη…

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ 1

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ 3
2.1 Μάζα της Ροδόπης 3
2.2 Η Μάζα της Ροδόπης στο βουλγαρικό χώρο 6
2.3 Η Μάζα της Ροδόπης στον ελληνικό χώρο 7
2.4 Η τεκτονική εξέλιξη της μάζας της Ροδόπης 9
2.5 Ηλικία της μάζας της Ροδόπης 11
2.6 Μεταμόρφωση μάζας της Ροδόπης 13
2.7 Ο μαγματισμός της μάζας της Ροδόπης 15
2.8 Γεωδυναμική τοποθέτηση της μάζας της Ροδόπης 17
2.9 Ο δόμος του Κάρδαμου 22
2.10 Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους 25

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΠΙΚΙΟΥ ΟΡΟΥΣ
3.1 Δειγματοληψία και ταξινόμηση των πετρογραφικών τύπων 28
3.2 Περιγραφή των κύριων πετρογραφικών τύπων 34
3.2.1 Διορίτες (Dr) 34
3.2.2 Γρανοδιορίτες (Grd) 36
3.2.3 Συηνογρανίτες (SnGr) 39
3.2.4 Φεμικά μικροκοκκώδη εγκλείσματα (M.M.E.) (Mafic microgranular enclaves) 40
3.2.5 Απλιτικές φλέβες 42
3.3. Μεταμόρφωση επαφής 43

4. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ
4.1. Αμφίβολοι 44
4.1.1 Εμφάνιση 44
4.1.2 Ορυκτοχημική μελέτη 45
4.1.2.1 Επεξεργασία χημικών αναλύσεων και ταξινόμηση 45
4.1.2.2 Αντικαταστάσεις 52
4.1.3 Συμπερασματα 57
4.2 Βιοτίτης 57
4.2.1 Εμφάνιση 57
4.2.2 Ορυκτοχημική μελέτη 58
4.2.2.1 Χρώμα 58
4.2.2.2 Επεξεργασία χημικών αναλύσεων και ταξινόμηση 59
4.2.2.3 Αντικαταστάσεις 64
4.2.3 Συμπεράσματα 66
4.3 Άστριοι 67
4.3.1 Πλαγιόκλαστα 67
4.3.1.1 Εμφάνιση 67
4.3.1.2 Ορυκτοχημική μελέτη 68
4.3.2 Καλιούχοι άστριοι 71
4.3.2.1 Εμφάνιση 71
4.3.2.2 Ορυκτοχημική μελέτη 72

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

4.3.3 Περθίτες 74
4.3.4 Συμπεράσματα 76
4.4 Χαλαζίας 76
4.5 Επίδοτο 76
4.6 Τιτανίτης 78
4.7 Απατίτης 79
4.8 Ζιρκόνιο 80
4.9 Αδιαφανή ορυκτά 80

5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ
5.1 Γενικά 82
5.2 Κύρια στοιχεία 82
5.3 Ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας του πλουτωνίτη 103
5.4 Ιχνοστοιχεία 106
5.4.1 Γενικά 106
5.4.2 Ταξινόμηση των ιχνοστοιχείων 107
5.4.3 Κατανομή των ιχνοστοιχείων 107
5.4.4 Συντελεστής κατανομής 108
5.4.4.1 Γενικά 108
5.4.4.2 Υπολογισμός του συντελεστή κατανομής 109
5.4.4.3 Παράγοντες που επηρεάζουν το συντελεστή κατανομής 110
5.4.4.4 Ολικός συντελεστής κατανομής 111
5.4.5 Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων 112
5.5 REE 130
5.5.1 Γενικά 130
5.5.2 Χρήση των σπάνιων γαιών 131
5.5.3 Παρουσίαση αποτελεσμάτων 131
5.5.4 Κατανομή του Eu 135
5.6 Συμπεράσματα 137

6. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ
6.1 Γενικά 139
6.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την γεωθερμοβαρομετρία 139
6.3 Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου 140
6.4 Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου 145
6.5 Γεωθερμόμετρο αστρίων 147
6.6 Γεωθερμόμετρο κορεσμού ζιρκονίου και απατίτη 151
6.7 Συμπεράσματα 154

7. ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ
7.1 Γενικά 158
7.2 Αποτελέσματα και συζήτηση ισοτοπικών αναλύσεων Rb-Sr 160
7.3 Αποτελέσματα και συζήτηση ισοτοπικών αναλύσεων Sm-Nd 162
7.4 Προσομοίωση της διαδικασίας εξέλιξης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους 165
7.5 Συμπεράσματα 178

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

8. ΗΛΙΚΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ
8.1 Γενικά 180
8.2 Προσδιορισμός της ηλικίας του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με τη μέθοδο ραδιοχρονολόγησης U/Pb. 182
8.2.1 Εξαγωγή ζιρκονίων 182
8.2.2 Μεθοδολογία 183
8.2.3 Αποτελέσματα 184
8.3 Συμπεράσματα 194

9. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
9.1 Γενικά 199
9.2 Διακριτικά διαγράμματα 210
9.3 Συμπεράσματα 226

10. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 228

11. SUMMARY-CONCLUSIONS 237

12. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 244

13Α. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 278

13Β. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 280

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η γεωλογία της μάζας της Ροδόπης υπήρξε εδώ και πολλά χρόνια και εξακολουθεί και σήμερα να είναι αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών. Έχει δημοσιευθεί ένας μεγάλος αριθμός εργασιών που αναφέρονται στη γεωλογία και την τεκτονική της περιοχής. Από πετρολογικής και γεωχημικής άποψης, επίσης υπάρχει πλήθος μελετών κυρίως των πυριγενών εμφανίσεων οι οποίες είναι αρκετές στη μάζα της Ροδόπης. Προβλήματα όπως η ηλικία, η γένεση, η εξέλιξη και το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των πυριγενών πετρωμάτων της, προβληματίζουν ακόμα και σήμερα τους επιστήμονες. Για το λόγο αυτό η μελέτη των πετρωμάτων αυτών έχει εξέχουσα θέση στη γεωλογική έρευνα της μάζας της Ροδόπης. Η γεωχρονολόγηση των πετρωμάτων θέτει σαφή όρια όσον αφορά τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής εντός της οποίας βρίσκονται. Παράλληλα όμως η γεωχημεία τους συμβάλλει σημαντικά στη διερεύνηση τόσο της φύσης του μανδύα όσο και του φλοιού. Είναι γνωστό ότι τα βασικά μέλη μιας πλουτωνικής ακολουθίας δίνουν πληροφορίες για τη σύσταση και την εξέλιξη της πηγής προέλευσης (μανδύας), ενώ από τα οξινότερα μέλη μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για τη σύσταση του φλοιού ή για τη συμμετοχή του στις μαγματικές διαδικασίες γενικότερα.

Πολλά από αυτά τα θέματα μέχρι σήμερα έχουν μείνει άλυτα ή αδιευκρίνιστα και η λεπτομερής μελέτη του πλουτωνίτη της περιοχής είναι σημαντική από πολλές πλευρές. Με το σκεπτικό αυτό και στο πλαίσιο της πολυετούς ερευνητικής δραστηριότητας του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας για τη μελέτη των πλουτωνικών πετρωμάτων του Βορειοελλαδικού χώρου, μου ανατέθηκε από τον Καθηγητή κ. Α. Κορωναίο η εκπόνηση διδακτορικής διατριβής με αντικείμενο τη μελέτη του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους, που έχει διεισδύσει στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης.

Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους εκτίνεται από την περιοχή του Ίασμου στα ανατολικά, έως την περιοχή της Κομοτηνής στα δυτικά, και από το ρήγμα Ξάνθης-Κομοτηνής νότια, έως τα ελληνο-βουλγαρικά σύνορα προς τα βόρεια. Πολλοί συγγραφείς τον αναφέρουν σε χάρτες τους ως γρανιτοειδή, ή ως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

συμπαραμορφωτικό πλουτωνικό σώμα. Χαρτογραφήθηκε για πρώτη φορά από τους Δημάδη και Ζάχο στα πλαίσια δημιουργίας χάρτη της Ροδόπης 1:200.000. Δεν έχει μελετηθεί από πετρολογικής, ορυκτολογικής και γεωχημικής άποψης καθώς επίσης δεν έχει εξεταστεί και η ηλικία του.

Το αντικείμενο, συνοπτικά, της έρευνάς μας στα πλαίσια της διατριβής αυτής, ήταν ο προσδιορισμός των πετρογραφικών τύπων, της ορυκτολογικής και χημικής σύστασης του πλουτωνίτη, η ορυκτοχημεία του, η διερεύνηση της ηλικίας του, ο προσδιορισμός των συνθηκών κρυστάλλωσής του, η γεωχημεία, η εξέλιξη και το γεωτεκτονικό του περιβάλλον. Στο 1ο κεφάλαιο δίνονται γενικά στοιχεία για την περιοχή. Στο 2ο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα γεωλογικά στοιχεία της ευρύτερης περιοχής μελέτης καθώς και η γεωλογική τοποθέτηση του πλουτωνίτη στη μάζα της Ροδόπης. Στο 3ο κεφάλαιο ταξινομούνται και περιγράφονται τα πυριγενή πετρώματα της περιοχής και περιγράφονται τα μακροσκοπικά και μικροσκοπικά χαρακτηριστικά των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη καθώς και οι μεταξύ τους σχέσεις. Στο 4ο κεφάλαιο μελετώνται τα πετρογενετικά ορυκτά των παραπάνω πετρωμάτων. Στο 5ο κεφάλαιο μελετάται η γεωχημεία των πετρωμάτων. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις των δειγμάτων, γίνονται διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχειών και ιχνοστοιχείων και διαγράμματα για τον προσδιορισμό του γεωχημικού χαρακτήρα του πλουτωνίτη. Στο 6ο κεφάλαιο γίνεται προσδιορισμός της πίεσης και θερμοκρασίας κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη. Στο 7ο κεφάλαιο μελετάται η εξέλιξη του πλουτωνίτη. Στο όγδοο κεφάλαιο παρουσιάζεται η διαδικασία της γεωχρονολόγησης του πλουτωνίτη με ζιρκόνια. Στο 9ο κεφάλαιο προσδιορίζεται το γεωτεκτονικό περιβάλλον με το οποίο συνδέεται ο πλουτωνίτης. Στο 10ο κεφάλαιο παρουσιάζονται συνοπτικά τα συμπεράσματα της έρευνας σχετικά με το πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους και στο 11ο κεφάλαιο δίνεται η περίληψη στα αγγλικά. Στο 12ο κεφάλαιο περιλαμβάνεται η βιβλιογραφία που χρησιμοποιήθηκε για να υποστηριχθούν τα αποτελέσματα της συγκεκριμένης διατριβής και τέλος ακολουθούν παραρτήματα με φωτογραφίες που πάρθηκαν τόσο κατά τις εργασίες υπαίθρου όσο και κατά τη μικροσκοπική εξέταση των δειγμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πιστεύω ότι, στο μέτρο του δυνατού, ο σκοπός της διατριβής αυτής έχει επιτευχθεί και ότι τα αποτελέσματά της θα συμβάλλουν στην κατανόηση της γεωλογίας της περιοχής καθώς και στις μετέπειτα έρευνες που θα πραγματοποιηθούν στο μέλλον.

Επιθυμώ να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες προς όλους όσους με βοήθησαν ή συνέβαλαν με οποιονδήποτε τρόπο στην περάτωση αυτής της διδακτορικής διατριβής. Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζω στον Καθηγητή κ. Α. Κορωναίο, για την ανάθεση του θέματος, την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, το ενδιαφέρον και τις υποδείξεις του σε όλα τα στάδια της εργασίας μου και την ενθάρρυνση και συμπαράστασή του στην προσπάθεια αυτή. Ευχαριστώ τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Τ. Σολδάτο για τις συζητήσεις, τη συμπαράσταση και την υποστήριξη που μου έδειξε κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής. Ευχαριστώ επίσης την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κ. Λ. Παπαδοπούλου για τις υποδείξεις, τις εύστοχες παρατηρήσεις και το αμείωτο ενδιαφέρον με το οποίο παρακολούθησε την πορεία της εργασίας, καθώς και την πολύτιμη βοήθειά της σε θέματα της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω στον Ομότιμο Καθηγητή κ. Γ. Χριστοφίδη, ο οποίος αποτελούσε μέλος της Τριμελούς συμβουλευτικής μου Επιτροπής, αλλά αντικαταστάθηκε λόγω αποχώρησης, πρώτα απ' όλα για την πίστη του στις δυνατότητές μου και έπειτα για την αμέριστη συμπαράστασή του, τις χρήσιμες συζητήσεις και το αμείωτο ενδιαφέρον του για την πορεία της διατριβής αυτής.

Επίσης, αισθάνομαι υποχρέωση να ευχαριστήσω τους Καθηγητές κ. M. Murata, από το Naruto University of Education στην Tokushima της Ιαπωνίας, G. Poli, από το University of Perugia, στην Περούντζια της Ιταλίας και F. Castorina, από το University of Rome, στη Ρώμη της Ιταλίας, για την πολύτιμη βοήθεια τους σε αναλύσεις που έγιναν στα πανεπιστήμιά τους καθώς και τις γνώσεις τους που μου προσέφεραν απλόχερα πάνω στα εξειδικευμένα αντικείμενά τους. Ακόμη ευχαριστώ τον Επίκουρο Κάθηγητή Αλέξανδρο Χατζηπέτρο, για την βοήθειά του στη διαμόρφωση του σχήματος του γεωτεκτονικού μοντέλου της περιοχής μελέτης και τον Καθηγητή Κ. Μιχαηλίδη για την βοήθειά του στην πρώτη δειγματοληψία.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Εκφράζω ακόμη τις ευχαριστίες μου προς το Ι.Κ.Υ. (Ιδρυμα Κρατικών Υποτροφιών) για την οικονομική υποστήριξη που έλαβα κατά τη διάρκεια μέρους των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Τέλος, εκφράζω ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένειά μου για την κατανόηση και αμέριστη συμπαράσταση, ηθική και οικονομική, που επέδειξε καθ' όλη τη διάρκεια πραγματοποίησης/υλοποίησης των σπουδών μου και ιδιαίτερα, στη σύζυγό μου και στους γιους μου που έδειξαν καρτερία και υπομονή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

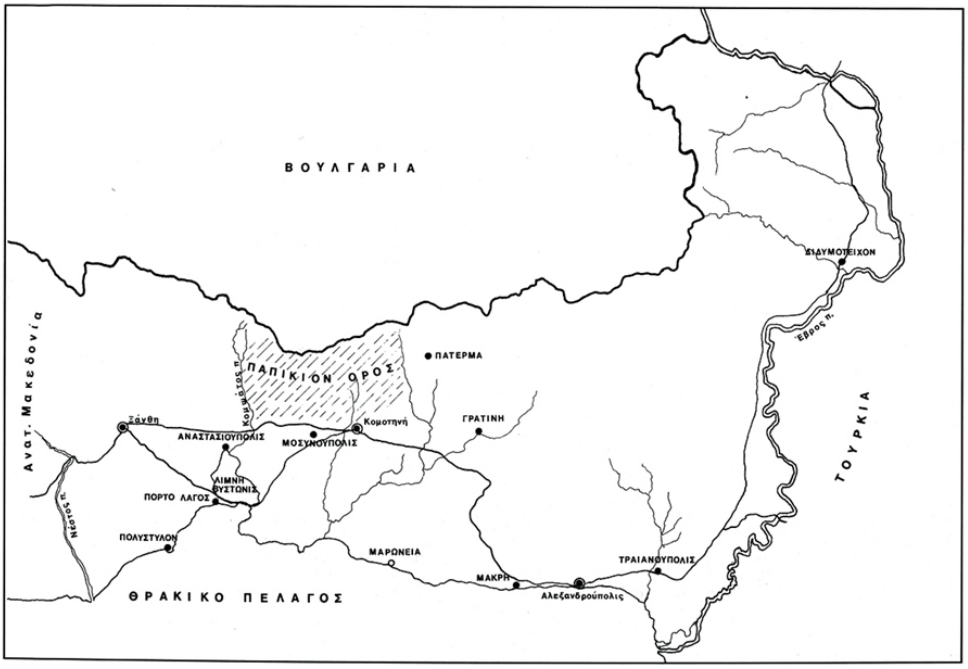
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην ευρύτερη περιοχή του Όρους Παπίκιο, στο νομό Ροδόπης κοντά στα ελληνοβουλγαρικά σύνορα. Το Παπίκιο ορίζεται δυτικά από την κοίτη του ποταμού Κομψάτου και ανατολικά από τον επαρχιακό δρόμο Κομοτηνής – Καρυδιάς (Σχήμα 1.1 & 1.2). Έχει σχήμα κωνικό και οι δύο κορυφές του που βρίσκονται επί ελληνικού εδάφους έχουν υψόμετρο 1483 m και 1460 m αντίστοιχα. Παλαιότερα είχε δάση δρυών και οξιάς, αλλά η υπερβόσκηση και οι πυρκαγιές τα έχουν περιορίσει. Εκτεταμένες αναδασώσεις έγιναν στη δεκαετία του 1980, με αποτέλεσμα να κυριαρχήσουν κωνοφόρα φυτά. Κατά τους βυζαντινούς χρόνους, ιδίως τον 11ο και το 12ο αιώνα υπήρξε σημαντικό μοναστηριακό κέντρο της Θράκης. Όσο για την προέλευση του ονόματος, ο μοναχός Ακάκιος Σαββαΐτης περί τα 1240 μας πληροφορεί: "Τὴν κλήσιν δὲ ἔλαχεν ἐκ τοῦ εἶναι πλεῖστα μοναστήρια καὶ μέγιστα περὶ τὰτρίς ἑκατόν καὶ ἑβδομήκοντα. Ἀρχήν δὲ τῇ κατοικήσει τοῦ ὄρους γέρων τις πρῶτος κατώκησεν τὴν κλήσιν ἔχων πάππος καὶ διὰ τοῦτο Παπίκιον". Η περιοχή πλέον δεν κατοικείται αλλά στο παρελθόν είχαν αναπτυχθεί μικρά χωριά όπως στη περιοχή της Κρυστάλλης, της Πόας, της Βροντής και της Κερασέας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α



Σχήμα 1.1. Καθορισμός της θέσεως του Παπικίου Όρους (Μηλιαράκης 1987).

Σχήμα 1.2. Οριοθέτηση του Παπικίου Όρους (κόκκινη στικτή γραμμή). Τροποποιημένο σχήμα από google earth.

Η περιοχή του Παπικίου Όρους είναι αρκετά δύσβατη λόγω του έντονου ανάγλυφου. Έντονη είναι η παρουσία των απότομων πλαγιών, γκρεμών και βαθιών ρεμάτων κυρίως στα δυτικά και της πυκνής βλάστησης στα ανατολικά. Ο πλουτωνίτης που μελετάται στην παρούσα διατριβή εκτείνεται από την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

περιοχή του Ίασμου στα ανατολικά, έως την περιοχή της Κομοτηνής στα δυτικά, και από το ρήγμα Ξάνθης-Κομοτηνής νότια, έως τα ελληνο-βουλγαρικά σύνορα προς τα βόρεια. Αυτός ο πλουτωνίτης, έχει χαρακτηριστική γνευσιακή υφή κυρίως στα περιθώριά του και καλύπτει περίπου 100 km^2 στο νοτιοδυτικό τμήμα του δόμου του Κάρδαμου στην Ελλάδα στον οποίο ανήκει γεωλογικά. Ο δόμος του Κάρδαμου ορίζεται από μεταμορφωμένα πετρώματα κυρίως γνευσίους και μάρμαρα μέσα στα οποία διεισδύει ο πλουτωνίτης δημιουργώντας φαινόμενα επαφής και με τα δύο πετρώματα. Σε πολλές τοποθεσίες και ιδιαίτερα στις δασικές, η αποσάθρωση των πετρωμάτων είναι πολύ έντονη κι έτσι η δειγματοληψία στα τμήματα αυτά ήταν ακόμη δυσκολότερη. Πολύ φρέσκα δείγματα πάρθηκαν από πρόσφατες διανοίξεις δρόμων οι οποίοι γίνονται στα πλαίσια του εναλλακτικού τουρισμού (ορειβασία, μοναστήρια, αρχαιολογικοί χώροι).

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

2.1 Η Μάζα της Ροδόπης

Η μάζα της Ροδόπης (Σχήμα 2.1.1) καταλαμβάνει γεωγραφικά τη Θράκη, την ανατολική Μακεδονία με δυτικό όριο τη γραμμή του Στρυμώνα ποταμού, το νησί της Θάσου και ένα μεγάλο τμήμα της Νότιας Βουλγαρίας.

Αρχικά η μάζα της Ροδόπης περιγράφηκε από τον Osswald (1938), ενώ μαζί με τη Σερβομακεδονική μάζα, θεωρείται τμήμα της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας που κατέχει την πιο εσωτερική περιοχή των Ελληνίδων οροσειρών, αποτελώντας τμήμα της ελληνικής Ενδοχώρας (Brunn 1956, Aubouin et al. 1963, Mercier 1973a,b, Jacobshagen et al. 1978). Τοποθετείται ανάμεσα στον Διναρικό και τον Αλπικό κλάδο και αποτελεί σταθερό κρατονικό σύμπλεγμα, αντιπροσωπεύοντας ακρωτήριο της Ευρασιατικής ηπείρου (Dewey and Bird 1970, Dewey et al. 1979, Robertson and Dixon 1984) ή τμήμα της Γκοτβάνα στο παλαιοπεριβάλλον της Παλαιοτηθύος (Sengör et al. 1984).

Στα δυτικά, η κοιλάδα του Στρυμώνα ποταμού αποτελεί το όριο της μάζας της Ροδόπης με τη Σερβομακεδονική. Ο διαχωρισμός αυτός της μάζας της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ροδόπης με τη Σερβομακεδονική προτάθηκε αρχικά από τους Kockel and Walther (1965). Η επαφή των δύο αυτών μαζών είναι τεκτονική και στον ελλαδικό χώρο είναι ορατή σε δύο θέσεις. Στην πρώτη θέση η επαφή αυτή έχει μήκος 7 km, στη δεύτερη θέση έχει μήκος 5 km περίπου, ενώ όλο το υπόλοιπο μήκος της επαφής καλύπτεται από νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις. Η πρώτη επαφή βρίσκεται κοντά στα ελληνοβουλγαρικά σύνορα, στην περιοχή του όρους Άγγιστρο (Koukouzas 1972). Σ' αυτήν οι μεταμορφωμένοι σχηματισμοί (βιοτιτικοί γνεύσιοι) της Σερβομακεδονικής μάζας είναι επωθημένοι πάνω στους σχηματισμούς της μάζας της Ροδόπης, που στην περιοχή είναι μάρμαρα, σιπολίνες, σχιστόλιθοι και γνεύσιοι. Η επαφή συνοδεύεται από μεγάλου πάχους μυλωνιτιωμένα πετρώματα, τα οποία κατά θέσεις ξεπερνούν τα 100 m σε πάχος. Ο Koukouzas (1972) βασιζόμενος στο ότι τα μυλωνιτιωμένα πετρώματα δεν είναι μεταμορφωμένα και ότι η επαφή αυτή καλύπτεται από νεογενείς αποθέσεις, συμπεραίνει ότι η ηλικία της επώθησης αυτής είναι προνεογενής και μετα-μεταμορφική, τοποθετώντας τη στο Ολιγόκαινο. Η δεύτερη επαφή βρίσκεται στα ανατολικά των εκβολών του Στρυμώνα ποταμού. Σ' αυτήν οι γνεύσιοι της Ενότητας Κερδυλλίων είναι επωθημένοι πάνω σε μάρμαρα του Παγγαίου (Kockel and Walther 1965). Τα μάρμαρα αυτά είναι έντονα λατυποποιημένα κάτω από το επίπεδο της επώθησης. Επίσης, οι υπερκείμενοι του τεκτονικού αυτού επιπέδου βιοτιτικοί γνεύσιοι της Σερβομακεδονικής είναι μυλονιτιωμένοι σε μεγάλο πάχος. Με αυτές τις παρατηρήσεις υπαίθρου οι Boncev (1946), Kockel and Walter (1965) και Koukouzas (1972) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η Σερβομακεδονική μάζα επωθείται στη μάζα της Ροδόπης. Αντίθετα, σύμφωνα με τους Χατζηδημητριάδη και Κελεπερτζή (1984) και Karistineos and Sotiriades (1987) η μάζα της Ροδόπης είναι αυτή που εφιππεύει τη Σερβομακεδονική μάζα. Τέλος οι Dinter and Royden (1993) διαχωρίζουν τις δύο μάζες με το κανονικό, μειοκαινικής ηλικίας, ρήγμα του Στρυμώνα. Πιο πρόσφατες μελέτες (Himmerkus et al. 2007, 2009) δείχνουν ότι ο διαχωρισμός των δύο μαζών δεν είναι απαραίτητος, βασιζόμενες σε λιθολογίες με ίδιους πρωτόλιθους και ίδιες ηλικίες μεταμόρφωσης, που βρίσκονται και στις δύο όχθες της κοιλάδας του Στρυμώνα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

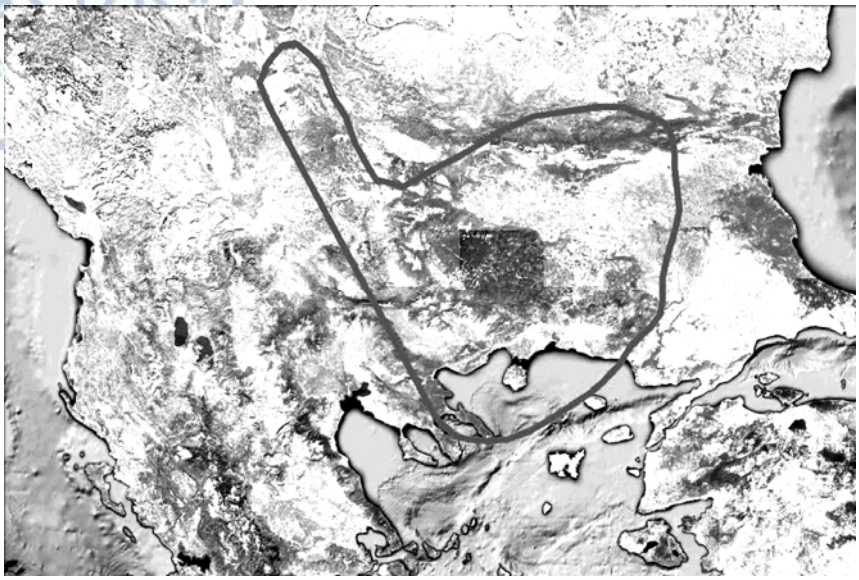
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το ανατολικό και νοτιοανατολικό άκρο της μάζας της Ροδόπης είναι η επαφή της με την Περιροδοπική ζώνη (Κατσικάτσος 1992). Η αρχική υπόθεση για τη σχέση μεταξύ των δύο ήταν σχέση επίκλυσης. Πιο συγκεκριμένα τα περμοτριαδικά-κατωκρητιδικά ιζήματα της Περιροδοπικής ζώνης έχουν δημιουργηθεί πάνω στο περιθώριο ενός κρυσταλλοσχιστώδους πυρήνα, προπερμικής ηλικίας, τον οποίο συνιστούν η Σερβομακεδονική και η Ροδοπική μάζα. Αργότερα διαπιστώθηκε ότι η σχέση των μεταϊζημάτων της Περιροδοπικής ζώνης με τις κρυσταλλικές μάζες δεν είναι πάντοτε σχέση επίκλυσης. Πιο αναλυτικά, στις περιοχές της Χαλκιδικής και της Θράκης, η επαφή αυτή είναι τεκτονική και μάλιστα σε πολλές θέσεις διαφορετικές ενότητες σχηματισμών της Περιροδοπικής βρίσκονται με τεκτονική επαφή σε διαφορετικό κάθε φορά τμήμα του υποβάθρου (Κατσικάτσος 1992). Στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης οι σχηματισμοί της Περιροδοπικής επικάθονται τεκτονικά σε ποικίλα μέλη του μεταμορφωμένου συστήματος της Ροδόπης. Οι Bonev and Beccaletto (2007) πιστεύουν πως γνεύσιοι που παρατηρούνται στη Τουρκία και έχουν τα ίδια χαρακτηριστικά με γνευσίους της Θράκης μπορεί να αποτελούν μια πλευρική επέκταση της μάζας της Ροδόπης στη Τουρκία.

Στο βόρειο άκρο της η μάζα της Ροδόπης βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με τη ζώνη Srednogorie στη Βουλγαρία. Πιο συγκεκριμένα, το όριο είναι το δεξιόστροφο ρήγμα της Maritza (Burg et al. 1996, Georgiev et al. 2010), το οποίο παραμορφώνει άνω-ιουρασικά γρανιτοειδή και δημιουργεί άνω-κρητιδικά φαινόμενα συμμεταμόρφωσης (Velichkova et al. 2004, Rieser et al. 2008). Στο βόρειο δυτικό άκρο της η μάζας της Ροδόπης διαχωρίζεται με την τεκτονική επαφή του Gabrov Dol, που διαχωρίζει αμφιβολιτικής φάσης πετρώματα της μάζας της Ροδόπης με χαμηλότερης μεταμόρφωσης πετρώματα της ζώνης Srednogorie (Bonev et al. 1995).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π



Σχήμα 2.1.1. Οριοθέτηση της Μάζας της Ροδόπης (Τροποποιημένο σχήμα από Bonev 2006).

2.2 Η Μάζα της Ροδόπης στο βουλγαρικό χώρο

Στην περιοχή της Βουλγαρίας η μάζα της Ροδόπης έχει διαχωριστεί σε πολλά συστήματα, σειρές ή καλύμματα χρησιμοποιώντας ως κριτήριο τα τεκτονικά γεγονότα του αλπικού κύκλου που επέδρασαν στα πετρώματά της (Dimitrov 1955, 1959, Boyanov et al. 1963, Ivanov 1965, Ivanov 1981). Ο Jaranov (1938) διέκρινε τη μάζα της Ροδόπης σε δύο σειρές:

i) Κατώτερη σειρά: περιλαμβάνει γνευσίους με απλιτικές και πηγματιτικές διεισδύσεις, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους και μάρμαρα, προκάμβριας ηλικίας.

ii) Ανώτερη σειρά: περιλαμβάνει βιοτιτικούς και μοσχοβιτικούς γνευσίους και μάρμαρα, σιλούριας-λιθανθρακοφόρας ηλικίας.

Ο Dimitrov (1955, 1959) διέκρινε το κρυσταλλοσχιστώδες του βουλγαρικού τμήματος της μάζας της Ροδόπης σε δύο επιμέρους τμήματα:

i) Κατώτερο τμήμα: περιλαμβάνει βιοτιτικούς και αμφιβολιτικούς γνευσίους, διμαρμαρυγιακούς γνευσίους και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, με παρεμβολές αμφιβολιτών, μαρμάρων και σιπολινών, προκάμβριας-κατωπαλαιοζωϊκής ηλικίας, με κατωζωνική έως μεσοζωνική μεταμόρφωση. Αυτοί οι σχηματισμοί είναι προκάμβριας-κατωπαλαιοζωϊκής ηλικίας, λόγω των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

επικλυσιγενών απολιθωματοφόρων σχηματισμών σιλούριας ηλικίας που βρέθηκαν από πάνω τους.

ii) Ανώτερο τμήμα: επιζωνικά μεταμορφωμένο, παλαιοζωϊκής-μεσοζωϊκής ηλικίας, με βιοτιτικούς σχιστολίθους, που μεταβαίνουν προς τα πάνω σε αμφιβολιτικούς και επιδοτιτικούς-χλωριτικούς σχιστολίθους, στους οποίους παρεμβάλλονται ενστρώσεις μαρμάρων, ενώ ανώτερα υπάρχουν μάρμαρα μεγάλου πάχους.

Οι Vergilov et al. (1963) διέκριναν τους κρυσταλλοσχιστώδεις σχηματισμούς της μάζας της Ροδόπης που βρίσκονται στη νότια περιοχή της Σόφιας, σε δύο κύριες σειρές που τις συνδέει τεκτονική σχέση. Οι σειρές αυτές είναι:

i) Κατώτερη σειρά: με πάχος 7-8 km, αποτελείται από βιοτιτικούς και διμαρμαρυγιακούς γνευσίους και μάρμαρα προτεροζωϊκής ηλικίας.

ii) Ανώτερη σειρά: με πάχος 9-10 km, αναπτύσσεται κυρίως στην κεντρική και ανατολική Ροδόπη και αποτελείται κυρίως από γρανιτογνεύσιους, αμφιβολίτες, γρανατούχους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους.

Ο Zagorcev (1971) δέχεται ότι η αρχική μεταμόρφωση της μάζας της Ροδόπης οφείλεται σε τεκτονικές παραμορφώσεις του Προκαμβρίου, ενώ η διείσδυση των γρανιτοειδών σ΄ αυτήν έλαβε χώρα κατά την Ερκύνια ορογένεση. Ο Ivanov (1985) έδωσε μια πιο σύνθετη εικόνα της βόρειας Ροδόπης, με βάση στοιχεία τα οποία αποδεικνύουν ότι στη δομή της βόρειας, τουλάχιστον, Ροδόπης συμμετέχουν, σε μεγάλη έκταση, και αλπικές ενότητες σχηματισμών, με μορφή τεκτονικών καλυμμάτων. Στις επιμέρους τεκτονικές ενότητες που παίρνουν μέρος στη δομή αυτή της βόρειας Ροδόπης, βρίσκονται με στρωματογραφική ασυμφωνία πάνω σε μεταμορφωμένους σχηματισμούς, ανωκρητιδικοί μη μεταμορφωμένοι σχηματισμοί, ενισχύοντας την παραπάνω άποψη.

2.3 Η Μάζα της Ροδόπης στον ελληνικό χώρο

Ο Osswald (1938) διέκρινε το κρυσταλλοσχιστώδες της μάζας της Ροδόπης που απαντά στον ελληνικό χώρο σε 4 ορίζοντες ή σειρές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μεταμορφωμένων πετρωμάτων που το συνολικό τους πάχος φθάνει τα 21-24 km. Οι σειρές αυτές από τις κατώτερες προς τις ανώτερες είναι:

i) σειρά Ε, των γνευσίων

ii) σειρά F, των μαρμάρων

iii) σειρά G, των μαρμαρυγιακών σχιστολίθων

iv) σειρά Η, των σχιστολίθων και μαρμάρων.

Οι σειρές Ε και F έχουν αλγώγκια ηλικία ενώ οι δύο νεότερες G και Η, τοποθετούνται στο Κατώτερο Κάμβριο. Η εύρεση κροκάλων από μεταμορφωμένα πετρώματα μέσα σε περμικούς σχηματισμούς, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα μεταμορφικά γεγονότα στη μάζα της Ροδόπης ολοκληρώθηκαν στο Λιθανθρακοφόρο ή και παλιότερα.

Ο Βορεάδης (1954) δίνει περίπου την ίδια διάρθρωση για τη Θάσο:

i) Έναν κατώτερο γνευσιακό υπόβαθρο,

ii) Έναν κατώτερο ορίζοντα μαρμάρων,

iii) έναν ανώτερο ορίζοντα γνευσίων και

iv) έναν ανώτερο ορίζοντα μαρμάρων.

Οι Yovchev (1971) και Μπίτσιος κ.α. (1981) υποστηρίζουν ότι η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από διάφορες ακολουθίες μεταμορφωμένων πετρωμάτων, κυρίως αμφιβολιτικής φάσης, στις οποίες συμμετέχουν μάρμαρα μεγάλου πάχους και σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα, προκάμβριας ηλικίας. Το πακέτο αυτό των ακολουθιών επηρεάστηκε μετέπειτα από φάσεις μεταμόρφωσης που οφείλονται σε συμμεταμορφικές πτυχώσεις της Καληδόνιας και της Ερκύνιας ορογένεσης.

Ο Kronberg et al. (1970) διακρίνουν τρεις ομάδες πετρωμάτων, μία ανώτερη και μία κατώτερη με γνεύσιους και σχιστόλιθους και μία ενδιάμεση με μάρμαρα. Τεκτονικά κριτήρια όμως οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι οι τρεις αυτές ομάδες δεν ανταποκρίνονται στη στρωματογραφική διαίρεση της μάζας της Ροδόπης αλλά ανάστροφα ρήγματα, επωθήσεις και πτυχές φαίνεται ότι δημιουργούν επαναλήψεις των πετρωμάτων δίνοντας την εικόνα τριών ομάδων (Kokkinakis 1980a,b, Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Zachos and Demades 1983, Kilias and Mountrakis 1990).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

2.4 Η τεκτονική εξέλιξη της μάζας της Ροδόπης

Με βάση τις παρατηρήσεις και τα συμπεράσματα των μελετητών που έγιναν σε διάφορες περιοχές της μάζας της Ροδόπης προκύπτει ότι σ' αυτήν έχουν λάβει χώρα τρεις κύριες τεκτονικές φάσεις (Kokkinakis 1980a,b, Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Μουντράκης 1986, Κατσικάτσος 1992).

Η πρώτη φάση δημιούργησε ισοκλινείς, συμμεταμορφικές πτυχές, με διεύθυνση άξονα Β-Ν. Η ηλικία αυτής της φάσης είναι πιθανόν παλαιοζωϊκή και έχει προκαλέσει την πρώτη κύρια μεταμόρφωση των πετρωμάτων της μάζας αυτής.

Η δεύτερη και κυριότερη παραμορφωτική φάση εκδηλώνεται με υποϊσοκλινείς πτυχές και άξονες διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, που συνοδεύονται από μια πολύ εμφανή γράμμωση, η οποία έχει προέλθει από την τομή της φύλλωσης των πετρωμάτων της πρώτης φάσης με τη σχιστότητα που έχει προκαλέσει τη φάση αυτή. Επειδή οι πλουτωνίτες έχουν τοποθετηθεί στους πυρήνες αυτών των πτυχώσεων η ηλικία αυτής της παραμορφωτικής φάσης σχετίζεται με την ηλικία των πλουτωνιτών. Η ηλικία της φάσης αυτής είναι, πιθανόν, ηωκαινική-ολιγοκαινική, αλλά υπάρχουν στοιχεία που την τοποθετούν στο παλαιοζωϊκό ή στο ιουρασικό-κατωκρητιδικό.

Η τρίτη φάση πτυχώσεων δημιούργησε ανοιχτές πτυχές με άξονες διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Η ηλικία αυτής της φάσης θεωρείται Τριτογενής, ίσως Ολιγοκαινική. Πολλές εφιππεύσεις και μικρής έκτασης επωθήσεις που λαμβάνουν χώρα οφείλονται στη φάση αυτή. Οι Χατζηδημητριάδης και Κελεπερτζής (1984) θεωρούν ότι η τεκτονική δομή της Ροδόπης οφείλεται σε μία περιστροφή από ΒΔ-ΝΑ σε ΒΑ-ΝΔ κατά το Μειόκαινο. Συμπερασματικά μπορεί να σημειωθεί ότι με τις τεκτονικές φάσεις που περιγράφηκαν παραπάνω η μάζα της Ροδόπης δέχτηκε και παραμορφώσεις αλπικής ηλικίας, ενώ τα πετρώματα της ενότητας Παγγαίου (βλέπε επόμενη παράγραφο) έχουν επηρεαστεί από την Ερκύνια ορογένεση.

Στην τρίτη φάση μεταμόρφωσης οφείλεται μια μεγάλη εφίππευση που απαντάται στο ελληνικό τμήμα της Ροδόπης. Με βάση αυτήν την εφίππευση, αρχικά οι Papanikolaou and Panagopoulos 1981 διακρίνουν τη μάζα της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ροδόπης σε δύο τεκτονικές ενότητες. Μια Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (Α.Τ.Ε.) (U.T.U.), γνωστή και ως ενότητα Σιδηρόνερου και μια Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα (Κ.Τ.Ε.) (L.T.U.), γνωστή και ως Ενότητα Παγγαίου. Η ενότητα Σιδηρόνερου εφιππεύει την ενότητα Παγγαίου με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Παπανικολάου κ.ά. 1982, Zachos and Demades 1983, Papanikolaou 1984, Kilias and Mountrakis 1990). Παρόμοιες ενότητες εντοπίστηκαν στην κεντρική Ροδόπη (π.χ. ενότητα Κύμης, Κέχρος) από τον Mposkos (1989). Η Α.Τ.Ε. απαντάται στη βόρεια περιοχή του ελληνικού τμήματος της Ροδόπης, κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και εκτίνεται ΒΔ στη Βουλγαρία όπου και καλείται Ενότητα Pirin. Αυτή η τεκτονική δομή αποτελεί μια ηπειρωτική μικροπλάκα με ανθρακική πλατφόρμα και θεωρείται ο πυρήνας του μεγάλου αντικλίνου της οροσειράς Ρίλα προς το νησί της Θάσου, που διατρέχει τα βουνά Pirin και Παγγαίου (π.χ. Kronberg et al. 1970, Kronberg and Raith 1977). Αποτελείται κυρίως από οφθαλμογνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, με λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες. Η Κ.Τ.Ε. αποτελείται από μια διαδοχή ορθογνευσίων και μιγματιτικών γνευσίων, με λίγες εμφανίσεις παραγνευσίων στη Βουλγαρία (Ivanov 1988) και μια σειρά από εναλλασσόμενους πηλιτικούς γνευσίους, αμφιβολίτες και μάρμαρα στη περιοχή της Ελλάδας (Mposkos 1998, Krohe and Mposkos 2002). Οι Μαράτος και Ανδρονόπουλος (1964α,β) διακρίνουν στην περιοχή της ανατολικής Ροδόπης τρεις ορίζοντες: έναν κατώτερο ορίζοντα με γνεύσιους, έναν ενδιάμεσο ορίζοντα κρυσταλλικών σχιστόλιθων και έναν ανώτερο ορίζοντα φυλλιτών. Οι Billet and Nesbitt (1986) διακρίνουν την ενότητα αμφιβολιτών-σερπεντινιτών που αποτελείται από γνευσίους, αμφιβολίτες, σερπεντινίτες και άλλα οφειολιθικά πετρώματα. Αργότερα με βάση κυρίως πετρολογικά κριτήρια στη δυτική και κεντρική Ροδόπη, καθώς και στην ανατολική, οι Mposkos (1989) και Mposkos and Liati (1993) συνηγορούν και αυτοί στην άποψη των δύο τεκτονικών ενοτήτων. Η Κ.Τ.Ε. χαρακτηρίζεται από άνω πρασινοσχιστολιθική έως κάτω αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης, ενώ η Α.Τ.Ε. από μέσο έως άνω αμφιβολιτική φάση και τοπικά από γρανουλιτική φάση μεταμόρφωσης. Η κατώτερη τεκτονική ενότητα στη δυτική Ροδόπη, σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς, περιλαμβάνει τα μάρμαρα του όρους Φαλακρού,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

γνεύσιους στη βάση και μεταπηλίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και μάρμαρα στα ανώτερα τμήματά της. Στην Κ.Τ.Ε. της ανατολικής Ροδόπης απουσιάζουν τα μάρμαρα του όρους Φαλακρού και οι εμφανίσεις μεταβασικών και μεταϋπερβασικών πετρωμάτων γίνονται ολοένα και αφθονότερες, ενώ περιλαμβάνει ενδοστρωματωμένους αμφιβολίτες, μεταπηλιτικούς γνευσίους και διάφορους γνευσίους που εγκλείουν εκλογίτες και μεταοφειολιθικούς φακούς (Ivanov 1988, Burg et al. 1996). Η Α.Τ.Ε. εμφανίζει πηγματιτικές διεισδύσεις που κόβουν τους περισσότερους πετρογραφικούς τύπους ενώ οι διεισδύσεις αυτές απουσιάζουν από την Κ.Τ.Ε. Οι δύο ενότητες χωρίζονται μεταξύ τους με το κανονικό, ΔΒΔ διεύθυνσης, ρήγμα του Νέστου ποταμού (Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Zachos and Dimadis 1983; Mposkos 1989, Gerdjikov and Milev 2005).

Σύμφωνα με τον Burg (2012), η Κ.Τ.Ε. εκτίθεται επίσης στην ανατολική Ροδόπη ως μια σειρά τεσσάρων δόμων. Οι δόμοι αυτοί, από το βορρά προς το νότο, είναι οι Chepinska, Arda, Kesebir και Biela Reka στη Βουλγαρία, ενώ οι δύο τελευταίοι είναι γνωστοί στον ελληνικό χώρο ως Κάρδαμος (Mposkos 1998, Mposkos and Krohe 2000) και Κέχρος αντίστοιχα (Mposkos and Krohe 2000). Αυτοί οι δόμοι παρουσιάζουν σχεδόν μια μονότονη, αστριο-χαλαζιακή, γνευσιακή έως διοριτική σύσταση, ισχυρά τεκτονισμένη, στην οποία διεισδύουν, σε πολλές περιπτώσεις, μεταγρανιτοειδή, πολλά από τα οποία είναι συντεκτονικά. Το ρήγμα του Νέστου αποτελεί τη ράμπα στην οποία τα πετρώματα επωθούνται πάνω στην ακολουθία των βαθύτερων πετρωμάτων, που αποτελείται από ορθογνευσίους, προς τον βορρά, για να καταλήξουν πάνω στην ανθρακική πλατφόρμα προς το νότο.

2.5 Ηλικία της μάζας της Ροδόπης

Προσπάθειες προσδιορισμού της ηλικίας της μάζας της Ροδόπης έχουν γίνει από πολλούς ερευνητές τόσο με βάση τα απολιθώματα που έχουν βρεθεί στην περιοχή της Βουλγαρίας όσο και με βάση γεωχρονολογήσεις των πλουτωνικών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Χαρακτηριστικά σωληνοειδή σχήματα (πιθανόν rugosa) που βρέθηκαν μέσα σε μάρμαρα, σύμφωνα με τους Meyer et al. (1969), υποδηλώνουν ότι τα μάρμαρα αυτά ήταν κοραλλιογενείς σχηματισμοί στο Σιλούριο έως Λιθανθρακοφόρο. Ο Ancirev et al. (1980) προσδιόρισαν ηλικία Μέσου Ορδοβίσιου - Κάτω Λιθανθρακοφόρου με βάση απολιθώματα που βρέθηκαν σε σχηματισμούς υποκείμενους των μαρμάρων στην περιοχή της Βουλγαρίας, δείγματα των οποίων πάρθηκαν με γεωτρήσεις. Οι Kozhukharov and Timofeev (1980), με βάση και πάλι απολιθώματα, προτείνουν για τη μάζα της Ροδόπης ηλικία Κατώτερου - Μέσου ή Ανώτερου Προτεροζωικού. Η εύρεση αυτών των απολιθωμάτων αποκλείει την προκάμβρια λιθολογία και μεταμόρφωση της περιοχής και ενισχύει την πρωτύτερη άποψη των Kronberg (1966) και Jordan (1969), η οποία δέχεται ότι τα μάρμαρα ήταν μια ακολουθία κοραλλιογενών σχηματισμών. Η μέθοδος χρονολόγησης σχάσης ιχνών σε ζιρκόνια και απατίτες ιζηματογενών πετρωμάτων τοποθετούν την έναρξη της δημιουργίας ενός κανονικού ρήγματος μεγάλης γωνίας κλίσης, ανάμεσα στα 33 και 24 Ma (εκατομμύρια χρόνια) πριν (Wüthrich 2009, Márton et al. 2010).

Γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο U-Pb σε ζιρκόνια ορθογνευσίων δείχνουν ότι οι κύριοι πρωτόλιθοι ήταν παλαιοζωϊκά γρανιτοειδή, ηλικίας 300 έως 270 Ma). Αυτές οι μαγματικές ηλικίες δείχνουν ότι το ηπειρωτικό αυτό κομμάτι που τοποθετήθηκε στο κάτω μέρος του συστήματος ρηγμάτων της Ροδόπης, έλαβε χώρα στη Βαρίσκια ορογένεση, πριν τη δημιουργία της Παγγαίας. Ορθογνεύσιοι από το δόμο του Άρδα έχουν τυπικά χημικά χαρακτηριστικά υπεραργιλλικών λευκογρανιτών έως γρανιτών που υπάρχουν σε περιοχές σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών (Cherneva and Georgieva 2005).

Γεωχρονολογήσεις των πλουτωνικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων δίνουν κυρίως ηλικίες Ηωκαίνου - Ολιγοκαίνου (Eleftheriadis and Lippolt 1984, Innocenti et al. 1984, Liati 1986, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis et al. 1994). Γεωχρονολογήσεις με τη μέθοδο K/Ar των ηφαιστειακών πετρωμάτων του Έβρου έδωσαν ηλικίες 33.4-19.5 Ma καθορίζοντας μια Ολιγοκαινική έως Κατώτερη Μειοκαινική περίοδο ηφαιστειακής δραστηριότητας (Christofides et al. 2001b). Ακόμη έχουν βρεθεί Παλαιοζωικές ηλικίες (Kyriakopoulos et al. 1989) καθώς και Μειοκαινικές (Dinter et al. 1995,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Eleftheriadis 1990). Στην περιοχή Μαρώνειας-Πετρωτών, η ηλικία των ηφαιστειακών πετρωμάτων που αναλύθηκαν, είναι 30.0-33.1 Ma (Μέσο Ολιγόκαινο) και συνδέθηκε με τη σύγκρουση και καταβύθιση της Αφρικανικής κάτω από την Ευρασιατική (Fytikas et al. 1984). Νεότερες ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο K/Ar έδωσαν ηλικίες Ολιγοκαίνου (33.4-25.4 Ma) και κατώτερου Μειοκαίνου (22.0-19.5 Ma) και συνέδεσαν την ηφαιστειότητα της περιοχής με την πάχυνση/άνοδο του Ελληνικού ορογενούς και την επακόλουθη κατάρρευσή του (Christofides et al. 2001b). Σε πολλούς πλουτωνίτες έχουν δοθεί διάφορες ηλικίες, είτε από διαφορετικούς, είτε και από τους ίδιους συγγραφείς, οι οποίες έχουν μεγάλες διαφορές μεταξύ τους. Π.χ. για τον πλουτωνίτη της Καβάλας ο Kokkinakis (1977) δίνει ηλικία 17.8 έως 15.5 Ma με τη μέθοδο K/Ar σε βιοτίτη και 335 Ma με τη μέθοδο Pb/Pb σε ζιρκόνια. Τέτοιες μεγάλες διαφορές, από δείγματα του ίδιου πλουτωνίτη, μπορεί να οφείλονται σε σφάλμα της μεθόδου, αλλά πολύ σημαντικό ρόλο παίζει η αρχική κρυστάλλωση και οι φάσεις από τις οποίες θα περάσει το πέτρωμα, πχ. μεταμορφικά γεγονότα, διεισδύσεις νέων μαγμάτων. Ιδιαίτερα για το ζιρκόνιο πρέπει να αναφέρουμε ότι μπορεί να είναι κληρονομημένο ή και να έχει εγκλειστεί σε νεότερο μάγμα του πλουτωνίτη. Πχ. οι Liati et al. (2011) με χρονολογήσεις σε κληρονομημένα ζιρκόνια ορθογνευσίων και μαρμάρων, βόρεια της Ξάνθης, πιστοποιούν την νεότερη από 300-280 Ma ιζηματογένεση που έχει πιθανή προέλευση τη Γκοτβάνα.

2.6 Μεταμόρφωση μάζας της Ροδόπης

Στα περισσότερα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης είναι εμφανής η επίδραση διαφόρων μεταμορφικών γεγονότων. Οι Kronberg and Raith (1977) αναφέρουν μια αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης από υψηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση σε υψηλού βαθμού αμφιβολιτική φάση στα πετρώματα που βρίσκονται μεταξύ Ξάνθης και Ελληνοβουλγαρικών συνόρων. Οι ίδιες μεταμορφικές φάσεις δίνονται για την ενότητα Παγγαίου και Σιδηρόνερου αντίστοιχα από τους Παπανικολάου κ.α. (1982) και Zachos and Demades (1983). Οι Μπόσκος κ.ά. (1986) αναφέρουν καθολική μεταμόρφωση τύπου Barrow από την κατώτερη μέχρι την ανώτερη αμφιβολιτική φάση από την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εξέταση μεταπηλιτικών πετρωμάτων. Η Liati (1986) διαπιστώνει μεταμόρφωση τύπου Barrow στην αμφιβολιτική φάση στα πετρώματα της ανώτερης τεκτονικής ενότητας, στην περιοχή μεταξύ Ξάνθης και Εχίνου, με πιέσεις 7-9 kbars και θερμοκρασίες 550–650°C. Για τη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης εκλογιτικής φάσης που προηγήθηκε αυτής της μεταμορφικής φάσης, υπολογίστηκαν θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 700 °C και πιέσεις έως 19 kbars που δίνουν οι Liati and Seidel (1994) για τον ελληνικό χώρο και στη Βουλγαρία 700-800 °C θερμοκρασία και 2 Gpa πίεση, που δίνουν οι Kolčeva et al. (1986), Kolčeva and Eskenazy (1988). και Janák et al. (2011). Για την ενότητα Ξάνθης-Εχίνου, η Kotopouli et al. (1991) διαπιστώνουν τρεις διαδοχικές φάσεις μεταμόρφωσης: μία προ-Ηωκαινική υψηλής φάσης μεταμόρφωση, στη συνέχεια μία μεταμόρφωση τύπου Barrow κατά τη διάρκεια του Άνω-Μέσου Ηωκαίνου και τέλος μία χαμηλής πίεσης ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Για την κατώτερη τεκτονική ενότητα στη δυτική και ανατολική Ροδόπη οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας υπολογίστηκαν σε 550-600 °C και 13-15 kbars αντίστοιχα, σε γνεύσιους, μεταπηλίτες και εκλογίτες (Mposkos 1989, Mposkos and Liati 1993, Liati and Mposkos 1990). Σε αυτά τα πετρώματα έχει αναγνωριστεί ακόμη μία ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Liati 1986, Liati and Mposkos 1989, Machev and Kolcheva 2008).

Ακόμη διαπιστώθηκε στη Ροδόπη μια υπερυψηλή μεταμόρφωση (UHPM, Ultra High Pressure Metamorphism) (>2.5 Gpa έως 4 Gpa) από τους Mposkos (2001) και Liati et al. (2002). Σ' αυτή την υπερυψηλή φάση μεταμόρφωσης οι Mposkos and Kostopoulos (2001), Perraki et al. (2006) και Schmidt et al. (2010) δείχνουν ότι πετρώματα όπως παραγνεύσιοι βρέθηκαν σε συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας όπου είναι σταθερή η κρυσταλλική δομή του διαμαντιού. Η εξαγωγή αυτού του συμπεράσματος βγήκε από εγκλείσματα μικροδιαμαντιών που βρέθηκαν σε γρανάτες παραγνευσίων.

Γεωχρονολογήσεις που έγιναν με τη μέθοδο K-Ar σε κεροστίλβες των αμφιβολιτών έδωσαν ηλικίες 40-47 Ma και σε μαρμαρυγίες των γνευσίων και μεταπηλιτών έδωσαν ηλικίες 35-37 Ma (Liati 1986, Liati and Kreuzer 1990). Οι ηλικίες αυτές αντιπροσωπεύουν το τελευταίο θερμικό γεγονός που επέδρασε σ'

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αυτά τα πετρώματα και δηλώνουν τη συμμετοχή της μάζας της Ροδόπης στο αλπικό ορογενές.

Από τον Lips et al. (2000) έγιναν μετρήσεις με τη μέθοδο $^{40}Ar/^{39}Ar$ laserprobe σε μοσχοβίτες των πετρωμάτων της Ροδόπης. Η κεντρική και ανατολική Ροδόπη χαρακτηρίζεται από ηλικίες 40-35 Ma οι οποίες μειώνονται κατά 15 Ma στο ανατολικό άκρο της κοιλάδας του Στρυμώνα. Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς η εκταφή του μεταμορφωμένου υποβάθρου της Ροδόπης σε ρηχότερα τμήματα του φλοιού έγινε πριν από 40 Ma σε θερμοκρασίες 350°C υποδηλώνοντας ότι η περιοχική μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης είχε σταματήσει κατά τη διάρκεια Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου. Η νεώτερη ηλικία των 30 Ma συνδέεται με το σύστημα μετατόπισης Στρυμώνα-Θάσου.

Η Liati et al. (2002) χρονολόγησαν ζιρκόνια με τη μέθοδο U-Pb (SHRIMP) από ένα πλούσιο σε γρανάτη υπερβασικό πέτρωμα και από ένα πηγματίτη από την περιοχή της Κύμης στην ανατολική Ροδόπη. Από τα αποτελέσματα των μετρήσεων παρατηρούν ότι η ηλικία μεταμόρφωσης της ανατολικής Ροδόπης είναι παλαιότερη (74 Ma) από αυτή της κεντρικής (42 Ma). Με βάση τα παραπάνω καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι η μάζα της Ροδόπης δεν μεταμορφώθηκε ως μία ενιαία ενότητα αλλά αποτελούνταν από διαφορετικά τμήματα που καταδύθηκαν σε διαφορετικές χρονικές περιόδους.

2.7 Ο μαγματισμός της μάζας της Ροδόπης

Στη μάζα της Ροδόπης και γενικότερα στην ευρύτερη περιοχή του βόρειου Αιγαίου έχει εκδηλωθεί έντονος μαγματισμός τόσο με τη μορφή ηφαιστιτών όσο και με τη μορφή πλουτωνιτών αλλά και ηφαιστειοϊζηματογενών πετρωμάτων.

Η κύρια ηφαιστειακή δραστηριότητα της μάζας της Ροδόπης εκδηλώθηκε στο Τριτογενές και είναι ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα. Εξετάζοντας ορυκτολογικά και γεωχημικά τους ηφαιστίτες αυτούς διαπιστώθηκε η ύπαρξη μιας πλήρους ασβεσταλκαλικής σειράς που περιλαμβάνει όλους τους πετρολογικούς τύπους, μεταξύ βασαλτικών ανδεσιτών και ρυολίθων. Αυτή η ασβεσταλκαλική σειρά οφείλει τη γένεσή της στην κατείσδυση της Αφρικανικής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Πρόκειται δηλαδή για πετρώματα που η γένεσή τους έλαβε χώρα σε ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο. Ένα τέτοιο ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο αποτελούσε η Ροδόπη κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Εμφανίσεις των ηφαιστειακών πετρωμάτων έχουμε γεωγραφικά σχεδόν σε όλη τη μάζα της Ροδόπης. Οι σημαντικότερες όμως από αυτές απαντώνται στις περιοχές Σαπών-Αισύμης-Κίρκης, Φερών και βόρεια της Ξάνθης (Καλότυχο-Διπόταμο). Επίσης στην περιοχή της Θράκης δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς τεκτονικά βυθίσματα μέσα στα οποία αποτέθηκαν ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα (Foose and Manheim 1975, Innocenti et al. 1984, Maltezou and Brooks 1989, Karfakis and Doutsos 1995). Στην περιοχή Κίρκης-Αισύμης σε τεκτονικό βύθισμα εμφανίζονται ιζηματογενείς σχηματισμοί του Μέσου Ηωκαίνου (Παπαδόπουλος 1980, 1982). Η ακολουθία αποτελείται στο κατώτερο τμήμα της από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες με παρεμβολές λιγνιτών, πηλίτες και νουμμουλιτοφόρους ασβεστόλιθους ενώ στο ανώτερο τμήμα της από ψαμμίτες, μάργες, πυροκλαστικά και κλαστικά ιζήματα του Άνω Πριαμπονίου. Η ηφαιστειακή δράση αποτελείται από υποθαλάσσιες εκχύσεις λάβας, δακιτικής σύστασης. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε μέχρι το Ολιγόκαινο με ανδεσίτες, δακίτες και ρυολιθικά πετρώματα (Eleftheriadis et al. 1989a). Στην περιοχή Φερών-Σουφλίου-Δαδιάς το τεκτονικό βύθισμα αποτελείται από μια κλαστική σειρά ηλικίας Λουτέσιου, μια ιζηματογενή σειρά με ψαμμίτες, μάργες και κροκαλοπαγή ηλικίας Πριαμπονίου και μια ιζηματογενή σειρά με μάργες και αργιλικά ιζήματα Ολιγοκαινικής ηλικίας. Στις δύο τελευταίες σειρές παρεμβάλλονται ηφαιστειακά πυροκλαστικά πετρώματα. Στην Ολιγοκαινική σειρά παρατηρούνται αρκετές ιγκνιμβριτικές ενότητες καθώς και ροές λάβας και δόμοι (Innocenti et al. 1984). Το τελευταίο τεκτονικό βύθισμα που παρατηρείται στην περιοχή της Θράκης, είναι αυτό της Μαρώνειας-Πετρωτών. Στο βύθισμα αυτό παρατηρούνται ιζηματογενείς σχηματισμοί που αποτελούνται από ένα κροκαλοπαγές βάσης, ανθρακικά ιζήματα, τόφφους και νουμμουλιτοφόρους ασβεστόλιθους ηλικίας Ηωκαίνου (Frass et al. 1990). Η ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε το Μέσο Ηώκαινο και συνεχίστηκε μέχρι το Ολιγόκαινο με ανδεσίτες, δακίτες έως ρυοδακίτες και ρυόλιθους (Innocenti et al. 1984).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ο πλουτωνισμός της μάζας της Ροδόπης είναι αρκετά έντονος και παρουσιάζει όλα τα τυπικά χαρακτηριστικά των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων κατά τη σύγκρουση ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών. Οι πλουτωνίτες είναι ασβεσταλκαλικής σύστασης και αποτελούνται κυρίως από γρανίτες (μοσχοβιτικούς, βιοτιτικούς και αμφιβολιτικούς), γρανοδιορίτες, μονζονίτες, μονζοδιορίτες και διορίτες. Στην περιοχή της Θράκης εμφανίζονται τριτογενή πλουτωνικά πετρώματα που διεισδύουν τόσο στην Περιροδοπική ζώνη όσο και στη μάζα της Ροδόπης. Οι διεισδύσεις αυτές όσον αφορά τη μάζα της Ροδόπης εντοπίζονται στη Ξάνθη (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987, Christofides 1990, Koukouvelas and Pe-Piper 1991) στην Ελατιά, στο Παρανέστι (Κοτοπούλη 1981, Σκλαβούνος 1981, Σολδάτος 1985, Soldatos and Christofides 1986, Kotopouli and Piper 1991, Jones et al. 1992, Christofides et al. 2001a, Soldatos et al. 2001a,b), στην Καβάλα (Kokkinakis 1977, Κυριακόπουλος 1987, Neiva et al. 1996) και στη Βροντού (Παπαδάκης 1965, Theodorikas 1982, Kotopouli and Piper 1989, Kolocotroni 1992, Soldatos et al. 1998, Christofides et al. 1998).

2.8 Γεωδυναμική τοποθέτηση της μάζας της Ροδόπης

Περισσότερα από 2500 km αριστερόστροφης εκ περιτροπής σύγκλισης, εδώ και 140 Ma, μεταξύ της Ευρώπης και της Αφρικής έχουν δημιουργήσει το ορογενετικό σύστημα των Ελληνίδων-Διναρίδων-Ροδόπης (Savostin et al. 1986, Schettino and Scotese 2005). Ολόκληρο το Αλπικό σύστημα ακολουθεί μία εξελικτική πορεία από το Κάτω Παλαιοζωικό έως το Καινοζωικό. Αυτή η εξέλιξη περιλαμβάνει τον σχηματισμό και το κλείσιμο αρκετών ωκεάνιων περιοχών της Τηθύος και την παράλληλη αύξηση σε πάχος ηπειρωτικών τμημάτων της Γκοτβάνας και της Ευρασίας. Υπήρξε επομένως μια πολύπλοκη διαδικασία καταβύθισης κάτω από την περιοχή της Ροδόπης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Η μάζα της Ροδόπης και η Σερβομακεδονική μάζα θεωρούνται το κρυσταλλικό υπόβαθρο, πιθανόν Προκάμβριας ηλικίας, που αποτελούσε το ακρωτήριο ή την ενδοχώρα των Ελληνίδων (Jacobshagen et al. 1978, Horvath and Beckhemer 1982). Οι πολύπλοκες γεωτεκτονικές σχέσεις που παρατηρούνται μέσα στη μάζα της Ροδόπης (Papanikolaou and Panagopoulos 1981, Zachos and Demades 1983) και οι συσχετίσεις μεταξύ αυτής και των υπόλοιπων ελληνικών ζωνών οδήγησαν διάφορους ερευνητές στην αναθεώρηση αυτής της άποψης, χρησιμοποιώντας τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των τριτογενών πυριγενών πετρωμάτων που διεισδύουν στην περιοχή.

Οι Del Moro et al. (1988) παρατήρησαν ότι οι πλουτωνίτες της Θράκης παρουσιάζουν αυξανόμενη αλκαλικότητα και μειούμενη ηλικία από Βορρά προς Νότο και συνέδεσαν αυτό το γεγονός με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Το ίδιο μοντέλο είχε υποστηριχθεί από τους Fytikas et al. (1984) που θεωρούν ότι η γωνία βύθισης της κατερχόμενης πλάκας προοδευτικά αυξάνει. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό η βύθιση της λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από τη Ροδόπη είναι συνεχής έως το Μέσο Μειόκαινο και ακολουθείται από μια ξαφνική μετάθεση της θέσης της καταβύθισης και του μαγματισμού στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου.

Οι Pe-Piper and Piper (1989) παρατήρησαν ότι τα ηφαιστειακά πετρώματα του Κατώτερου Καινοζωικού που υπάρχουν στην περιοχή του Αιγαίου χαρακτηρίζονται ως πετρώματα οπισθοτόξειας λεκάνης που προέρχονται από τον μανδύα και συνδέονται με την ασεισμική περιοχή της καταδυόμενης πλάκας, σε βάθος μεταξύ 200 και 400 km. Επομένως η περιοχή του βορείου Αιγαίου δεν αντιπροσωπεύει καθαρά οπισθοτόξεια λεκάνη, αλλά εκτείνεται συνεχώς λόγω της σύγκρουσης της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική που αναγκάζει τη μικροπλάκα του Αιγαίου να κινηθεί προς τα δυτικά (Dewey and Sengör 1979, Dewey 1988). Οι Hafkenscheid et al. (2006), βασισμένοι σε σεισμικά δεδομένα πιστεύουν ότι τα τελευταία 100 Ma η μικροπλάκα της Μεσογείου βυθίζεται κάτω από αυτή του Αιγαίου με ρυθμό 2-2.5 εκ./έτος. Οι Jolivet and Brun (2010) πιστεύουν ότι στη διαδικασία αυτή εμπλέκονται κι άλλες ηπειρωτικές και ωκεάνιες πλάκες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Οι Jones et al. (1992) μελετώντας τα Τριτογενή πλουτωνικά πετρώματα της Ροδόπης πιστεύουν ότι αυτά έχουν τοποθετηθεί σε ένα εφελκυστικό περιβάλλον που συνδέεται με την κατάρρευση του Ελληνικού ορογενούς και συγκεκριμένα με τη λέπτυνση που έχει υποστεί ο φλοιός στην περιοχή του Αιγαίου από το Μέσο Τριτογενές. Κατά τη διάρκεια του Κάτω Μεσοζωικού-Άνω Τριτογενούς τα συμπιεστικά φαινόμενα που προηγήθηκαν του εφελκυσμού και που προκλήθηκαν από την κατάδυση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας στην περιοχή του Αιγαίου, επέτρεψαν το σχηματισμό ένυδρων ορυκτών, όπως μαρμαρυγιών και αμφιβόλων, στο τμήμα του μανδύα που βρίσκεται πάνω από την καταδυόμενη πλάκα. Με τη λήξη των συμπιεστικών φαινομένων και την έναρξη της εφελκυστικής φάσης υπήρξε άνοδος των γεώθερμων και καταστροφή αυτών των ορυκτών. Έτσι δημιουργήθηκαν μάγματα με χαρακτηριστικά ζωνών καταβύθισης που τοποθετήθηκαν όμως σε γεωτεκτονικό περιβάλλον εφελκυσμού.

Σύμφωνα με τον Dinter (1998) η μάζα της Ροδόπης αποτέλεσε τον πυρήνα ενός Αλπικού ορογενούς στη διάρκεια του Ηωκαίνου, το οποίο στη συνέχεια επεκτάθηκε στην οπισθοτόξεια λεκάνη του Αιγαίου. Το γνευσιακό σύμπλεγμα της άνω αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης αποτελείται από προ-Κρητιδικά ηπειρωτικά και ωκεάνια πετρώματα που βυθίστηκαν και ενσωματώθηκαν στο περιθώριο ενός Κρητιδικού ορογενούς. Τα μάρμαρα του όρους Φαλακρού που αντιπροσωπεύουν το ανατολικό περιθώριο της Απουλίας βυθίστηκαν ΒΑ κάτω από τον προηγούμενο σχηματισμό. Η ΒΑ-ΝΔ επέκταση του Αλπικού ορογενούς στο Μειόκαινο που ακολούθησε το μαγματισμό του Ολιγοκαίνου, προκάλεσε την εμφάνιση των μαρμάρων του Φαλακρού που είχαν προηγουμένως καταδυθεί και τη δημιουργία της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου πίσω από τη ζώνη κατάδυσης. Κατά τη διάρκεια του Κάτω Πλειοκαίνου με τη δημιουργία του ρήγματος της Ανατολίας η λεκάνη έδωσε τη θέση της στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου.

Οι Ricou et al. (1998) και Stampfli and Borel (2002) αναθεώρησαν τις προϋπάρχουσες απόψεις και βασιζόμενοι σε παλαιογεωγραφικά στοιχεία ενίσχυσαν την άποψη ότι η Γκοτβάνα διαιρέθηκε σε πολλές ηπειρωτικές πλάκες μέσω της ωκεάνιας λεκάνης της Τηθύος. Έτσι η μάζα της Ροδόπης θεωρείται ως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μεταμορφική σφήνα που σχετίζεται με ένα σύστημα κατάδυσης και η ζώνη Αξιού ως ολισθοστρωματική τάφρος. Τα ηπειρωτικά τμήματα της μεταμορφικής σφήνας προήλθαν από διάρρηξη κατά το Τριαδικό μακριά από την Αφρική, ότι η λεκάνη του Αξιού σχηματίστηκε σε καθαρά ωκεάνιο φλοιό και ότι το παθητικό περιθώριο στο Τριαδικό μετατράπηκε σε ενεργό κατά το Ιουρασικό και σταμάτησε πριν την έναρξη της ολισθοστρωματικής ιζηματογένεσης του Κρητιδικού. Την ίδια άποψη, του ενεργού περιθωρίου, στηρίζουν και οι Chemenda et al. (2001) και Boutelier et al. (2003).

Το γεωδυναμικό μοντέλο που ισχύει για την ταυτόχρονη επώθηση και εκταφή της μάζας της Ροδόπης περιλαμβάνει τέσσερα στάδια. Στο πρώτο στάδιο έχουμε κατάδυση ωκεάνιας πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, όπως διαπιστώνεται από τα ίχνη των Ευρωπαϊκών πετρωμάτων πάνω στο μεταμορφικό σύμπλεγμα και το μεγάλο όγκο ασβεσταλκαλικών μαγμάτων στη Ροδόπη. Στο δεύτερο στάδιο τα ηπειρωτικά υλικά χαμηλής πυκνότητας που παρασύρονται από την καταδυόμενη πλάκα σε βαθύτερα σημεία δέχονται ταυτόχρονα και ανοδικές τάσεις. Αυτές οι αντίθετες δυνάμεις προκαλούν διαχωρισμό μεταξύ των υλικών χαμηλής και υψηλής πυκνότητας και επιτρέπουν στα ελαφριά υλικά να μεταναστεύσουν προς τα ανώτερα τμήματα της κατάδυσης. Στο τρίτο στάδιο, λόγω της άνωσης, έχουμε τη μεταφορά των ελαφρύτερων υλικών από τη ζώνη καταβύθισης προς τα πάνω και τη μετακίνηση του συμπλέγματος της Ροδόπης προς τα νότια. Το τελευταίο στάδιο περιλαμβάνει τη μετανάστευση του συστήματος λεπιώσεων που δημιουργείται από την άνοδο των ελαφρύτερων υλικών προς νότο.

Η κατάδυση της Ροδόπης ήταν πρόδρομη της σημερινής Ελληνικής κατάδυσης που ευθύνεται για τη μεταφορά ηπειρωτικών υλικών από την κατώτερη στην ανώτερη πλάκα. Η πορεία της κατάδυσης συνδέεται με δύο συμπιεστικά γεγονότα στο Κάτω Ιουρασικό-Άνω Κρητιδικό και στο Κάτω Ηώκαινο και με δύο περιόδους διάνοιξης οπισθοτόξειων λεκανών στο Κάτω Κρητιδικό και στο Νεογενές. Η πρώτη λεκάνη σχετίζεται με τη διάνοιξη της Μαύρης Θάλασσας και η δεύτερη σχετίζεται με το Αιγαίο και την ανάλωση του ωκεάνιου φλοιού μετά τη σύγκρουση της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασιατική (Παπαδοπούλου 2003).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Σύμφωνα με τους Barr et al. (1999) οι λιθολογικές σχέσεις και η τεκτονική ιστορία της κεντρικής Ροδόπης στον Ελληνικό χώρο σχετίζονται με προοδευτική αύξηση του φλοιού προς νότο κατά το Μεσοζωικό μέσω μιας διεργασίας βαθιάς κατάδυσης-επαύξησης. Κατά τη διεργασία αυτή υπήρξε συνεχής σχεδόν μεταφορά ωκεάνιου και ηπειρωτικού υλικού από τη βάση προς την οροφή μέσα σε ένα σύστημα κατάδυσης με βόρεια διεύθυνση.

Η καταβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος συνεχίζεται κάτω από την Ευρασιατική πλάκα κατά τη διάρκεια του Τριαδικού-Ιουρασικού. Τα διάφορα υλικά του συμπλέγματος κατάδυσης-επαύξησης αρχικά ωθούνται προς βορρά σε βαθύτερα τμήματα του φλοιού, εκεί υπόκεινται μεταμόρφωση υψηλής πίεσης στην εκλογιτική φάση και τοποθετούνται στη βάση της Ευρασιατικής πλάκας σχηματίζοντας προοδευτικά ένα πρίσμα επαύξησης. Στη διάρκεια του Κρητιδικού-Ηωκαίνου η συνεχής επαύξηση ωκεάνιου και ηπειρωτικού υλικού κατά τη συνεχιζόμενη κατάδυση της Παλαιοτηθύος έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία λεπιώσεων (shear zone) και επωθήσεων στη μεταμορφική ακολουθία της Ροδόπης. Τα υλικά που παίρνουν μέρος στην επαύξηση υπόκεινται σε υψηλής πίεσης μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης που καλύπτει την προηγούμενη φάση μεταμόρφωσης. Σ’ αυτό το στάδιο η επαύξηση συνοδεύεται με μαγματισμό που σχετίζεται με κατάδυση. Στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο η συνεχής πάχυνση του φλοιού λόγω της επαύξησης είχε ως αποτέλεσμα την άνοδο ολόκληρης της ακολουθίας των υλικών. Επειδή υλικό συνεχώς προστίθεται στη βάση της σφήνας πρέπει να αφαιρεθεί από τα ανώτερα τμήματα του συστήματος με επέκταση-εφελκυσμό ή/και διάβρωση για τη διατήρηση της δυναμικής ισορροπίας. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι η εκταφή των κατώτερων τμημάτων της μεταμορφικής ακολουθίας της Ροδόπης. Ο μηχανισμός κατάδυσης-επαύξησης συνεπάγεται την υποχώρηση του συστήματος καταβύθισης προς νότο και επομένως τη θέση του συστήματος καταλαμβάνει το τόξο μαγματισμού από Βορρά (Παπαδοπούλου 2003). Η τελική εκταφή της κεντρικής Ροδόπης λαμβάνει χώρα κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο σε ένα εφελκυστικό τεκτονικό περιβάλλον όπως διατυπώθηκε από τους Dinter and Royden (1993) και Dinter et al. (1995). Σε αυτό το γεωδυναμικό μοντέλο η κεντρική Ροδόπη αντιπροσωπεύει μια περιοχή αύξησης του ηπειρωτικού φλοιού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κατά το Μεσοζωικό και όχι τμήμα Ερκύνιου ηπειρωτικού φλοιού όπως θεωρούνταν ως σήμερα (Παπαδοπούλου 2003).

2.9 Ο δόμος του Κάρδαμου

Στην Ανατολική Ροδόπη εμφανίζονται δύο μεγάλης κλίμακας τεκτονικά παράθυρα υπό τη μορφή γνευσιακών δόμων που ανήκουν στην Κ.Τ.Ε. και είναι ο δόμος Kesebir-Κάρδαμου και ο δόμος Byela Reka-Κέχρου. Ο δόμος του Kesebir-Κάρδαμου στον οποίο ανήκει και ο πλουτωνίτης του Παπίκιου Όρους που εξετάζεται στην παρούσα διατριβή, είναι ένας υποελλειψοειδής επιμηκυμένος θόλος που αποτελείται κυρίως από γνεύσιους με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Bonev et al. 2006a, Krenn et al. 2010, Burg 2012) (Σχήμα 2.9.1). Μια χαμηλής γωνίας αποκόλληση (Tokachka) χωρίζει τον πυρήνα των ενδιάμεσης πίεσης, αμφιβολιτικής φάσης ορθογνευσίων και μιγματιτών της Κ.Τ.Ε. (0.3-0.9 GPa, 550-620 °C) (Kozhoukharov 1987, Mposkos et al. 1989, Mposkos and Liati 1993, Krohe and Mposkos 2002) από την εκλογιτική-μεταβασική-γνευσιακή ακολουθία του συμπλέγματος Κύμης-Kroumovitsa. Ιζήματα του Μαιστριχτίου-Παλαιοκαίνου (Goranov and Atanasov 1992) καλύπτουν αυτήν την τεκτονική επαφή. Σε γεωχρονολογήσεις μαρμαρυγιών με τη μέθοδο $^{40}Ar/^{39}Ar$ που έδωσαν ηλικίες 40-35 Ma. τοποθετούν την ψύξη των πυρήνων των μιγματιτών κάτω από 350-300 °C (Bonev et al. 2006b, Márton et al. 2010). Ο δόμος του Κάρδαμου υποδιαιρείται περαιτέρω σε τρεις λιθολογικές ενότητες: σε μια κατώτερη, σε μια ενδιάμεση και σε μια ανώτερη ενότητα (Bonev et al. 2006a). Η κατώτερη ενότητα αποτελείται από υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης ορθογνευσίους και μιγματίτες οι οποίοι δηλώνουν και την ηπειρωτική της προέλευση. Σε αντίθεση με την ενδιάμεση ενότητα, η κατώτερη στερείται εμφανίσεων μαρμάρων και μεταγάββρων. Η ενδιάμεση ενότητα αποτελείται κυρίως από αμφιβολιτικής φάσης μεταϊζήματα και στο κάτω μέρος της αποτελείται από υπερβασικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν απομεινάρια μιας οφιολιθικής σειράς (Kozhoukharova 1984a,b, Kolčeva and Eskenazy 1988). Ο μικτός χαρακτήρας των παραπρωτολίθων και των ορθοπρωτολίθων, η εμφάνιση των μεταοφειολίθων καθώς και ιχνοστοιχείων και σπάνιων γαιών των μεταβασικών πετρωμάτων δείχνουν οριακά ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

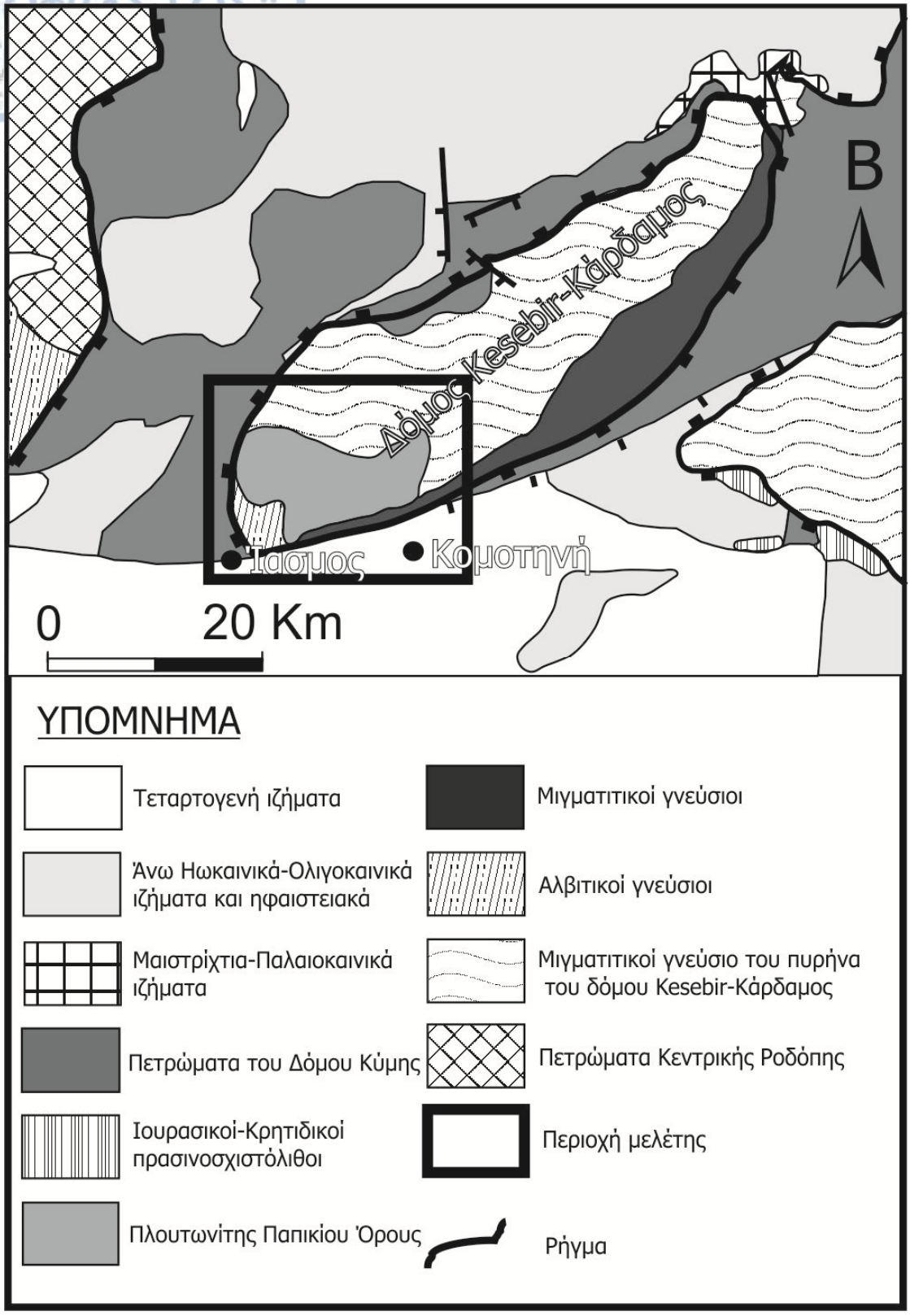
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ωκεάνιας λεκάνης (Haydoutov et al. 2001). Η ανώτερη ενότητα αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα. Από κάτω προς τα πάνω, πιο συγκεκριμένα, αποτελείται από παλαιοκαινικά ιζήματα του μαιστριχτίου της ομάδας Krumovgrad (Goranov and Atanasov 1992). Πάνω σε αυτά τα ιζήματα, επικάθονται ασύμφωνα ανωηώκαινικά-ολιγοκαινικά ιζήματα και στο ανώτερα τμήματα παρατηρούνται ηφαιστειακές ροές και ηφαίστειο-ιζηματογενή πετρώματα (Boyanov and Goranov 2001). Τα ανωηωκαινικά-Ολιγόκαινικά ιζήματα καλύπτουν σήμερα την επιφάνεια αποκόλλησης. Ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης ηφαιστειακά φλεβοειδή πετρώματα διασχίζουν όλες τις λιθολογικές ενότητες και ανήκουν στην εκτεταμένη ηφαιστειακή δραστηριότητα Ολιγόκαινου (Marchev et al. 1998, 2003).

Πολλοί συγγραφείς έχουν ενασχοληθεί με τη χρονολόγηση διαφόρων πετρωμάτων του δόμου Kesebir-Κάρδαμου. Οι ηλικίες των πετρωμάτων αυτών, καθώς και η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των ηλικιών αυτών, μαζί με τους συγγραφείς τους δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 2.9.1. Χρονολόγηση των ιχνών σχάσης σε ζιρκόνια που δίνουν ηλικίες 39.2 ± 4.2 έως 5.6 ± 5.2 Ma, καθώς και σε απατίτες που δίνουν αντίστοιχα ηλικίες 35.8 ± 8.6 έως 8.1 ± 6.2 Ma., δείχνουν ότι και το άνω αλλά και το κάτω τμήμα της αποκόλλησης Tokachka ψύχθηκαν γρήγορα και ταυτόχρονα, από περίπου 300 °C σε κάτω από 60 °C, χωρίς να υπάρχει σημαντική μετατόπιση, που τοποθετείται 33 Ma πριν (Wüthrich 2009).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.9.1. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης του δόμου Kesebir-Κάρδαμος (Bonev et al. 2006a).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Πίνακας 2.9.1. Γεωχρονολογικά δεδομένα πετρωμάτων του δόμου Kesebir-Κάρδαμου με τις αντίστοιχες μεθόδους χρονολόγησης.

Τύπος πετρώματος	Ηλικία (Ma)	Ορυκτό/Ο.Π.	Μέθοδος	Βιβλιογραφία
Μεταπλαγιογρανίτης *	511±5 μέση ηλικία	Ζιρκόνιο	U-Pb Ζιρκόνιο	Bonev et al. 2010
Αμφιβολίτης *	459-434	Ζιρκόνιο (πυρήνας)	U-Pb Ζιρκόνιο (πυρήνας)	Bonev et al. 2010
Μεταγάββρος *	474±6	Ζιρκόνιο (πυρήνας)	U-Pb Ζιρκόνιο (πυρήνας)	Bonev et al. 2010
Μεταγάββρος *	49.1±6	Ζιρκόνιο (περιφέρεια)	U-Pb Ζιρκόνιο (περιφέρεια)	Bonev et al. 2010
Ορθογνεύσιος *	334±5	Ζιρκόνιο	U-Pb Ζιρκόνιο	Peytcheva and Von Quadt 1995
Ορθογνεύσιος	42.1±1	Μοσχοβίτης	K–Ar	Krohe and Mposkos 2002
Ορθογνεύσιος	39.4±1	Βιοτίτης	K–Ar	Krohe and Mposkos 2002
Γνεύσιος	38.13±0.36	Μοσχοβίτης	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Marchev et al. 2003
Βιοτιτικός οφθαλμοειδής γνεύσιος	37.73±0.25	Βιοτίτης	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Marchev et al. 2003
Χαλαζιακός αδουλαίος	34.99±0.23	Αδουλαίος	$^{40}Ar/^{39}Ar$	Marchev et al. 2003
Μεταγρανίτης *	328±25		Rb-Sr	Peytcheva et al. 1998

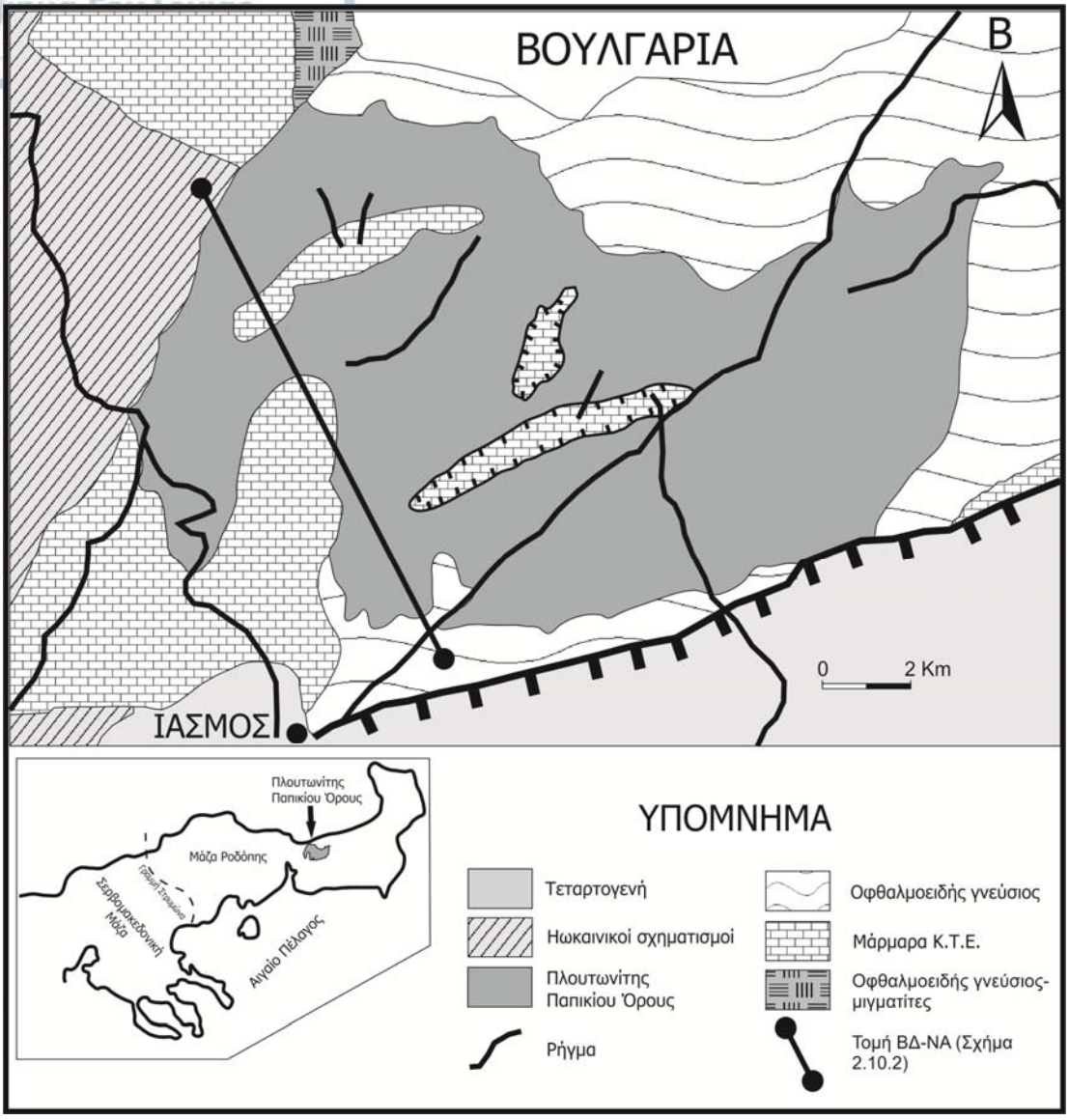
Ο.Π.: ολικό πέτρωμα
*: στην περιοχή της Βουλγαρίας.

2.10 Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους

Στην παρούσα διατριβή εξετάζεται εκτεταμένα ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους. Ο πλουτωνίτης αυτός ανήκει στον Δόμο του Κάρδαμου (Σχήμα 2.10.1 & 2.9.1). Εκτείνεται από την περιοχή του Ίασμου στα ανατολικά, έως την περιοχή της Κομοτηνής στα δυτικά, και από το ρήγμα Ξάνθης-Κομοτηνής νότια, έως τα ελληνο-βουλγαρικά σύνορα προς τα βόρεια. Αυτός ο πλουτωνίτης, έχει χαρακτηριστική γνευσιακή υφή κυρίως στα περιθώριά του και καλύπτει περίπου 100 km^2 στο νοτιοδυτικό τμήμα του δόμου του Κάρδαμου στην Ελλάδα. Στο νοτιοδυτικό του τμήμα συνορεύει με μάρμαρα όπου από τις δύο εμφανίσεις μαρμάρων η μία είναι in situ, με την οποία και δημιουργεί φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής, με χαρακτηριστικά ορυκτά skarn, όπως επίδοτο και γρανάτες, ενώ η άλλη είναι τεκτονικά επωθημένη πάνω στον πλουτωνίτη (Σχήμα 2.10.2). Το πάχος της ζώνης skarn είναι μικρό και κυμαίνεται από 0,5 m έως 1,5 m. Στο βορειοανατολικό του τμήμα έρχεται σε επαφή με γνευσίους (Bonev et al. 2006a και αναφορές εκεί). Οι γνεύσιοι (Φωτ. 2.10.1, Παράρτημα 13Β) αντιπροσωπεύουν την κατώτερη ενότητα του δόμου του Κάρδαμου και τα μάρμαρα αποτελούν την ενδιάμεση ενότητα. Ως εκ τούτου ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους διεισδύει τόσο την κατώτερη όσο και στην ενδιάμεση ενότητα του δόμου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

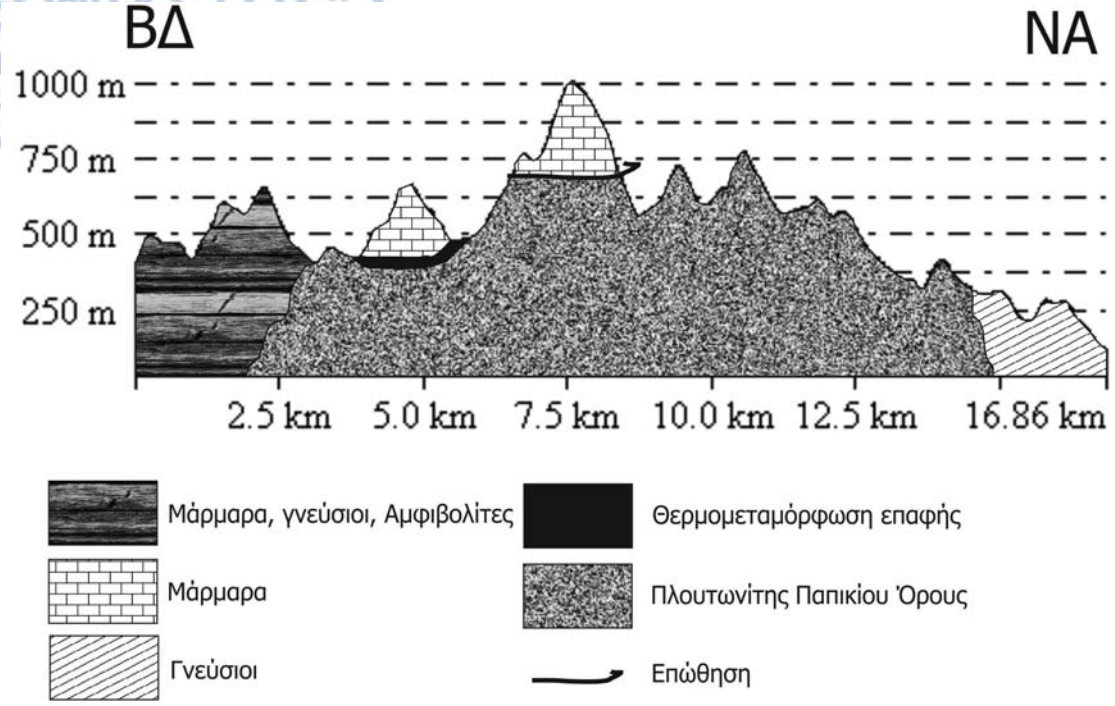
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.10.1. Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης (Δημάδης και Ζάχος 1986) του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.10.2. Χαρακτηριστική γεωλογική τομή διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΠΑΠΙΚΙΟΥ ΟΡΟΥΣ

3.1 Δειγματοληψία και ταξινόμηση των πετρογραφικών τύπων

Γεωμορφολογικά η περιοχή του Παπικίου Όρους είναι αρκετά δύσβατη λόγω του έντονου ανάγλυφου. Χαρακτηρίζεται από χαμηλά σχετικά υψόμετρα (μέχρι 1483 m), αλλά έντονη είναι η παρουσία των απότομων πλαγιών, γκρεμών και βαθιών ρεμάτων, κυρίως στα δυτικά, και της πυκνής βλάστησης στα ανατολικά. Συνολικά συλλέχθηκαν 175 δείγματα, κυρίως από τον πλουτωνικό όγκο αλλά και από τα γειτονικά πετρώματα πού είτε περιβάλλουν τον πλουτωνικό όγκο, είτε βρίσκονται μέσα σε αυτόν, καθώς επίσης συλλέχθηκαν εγκλείσματα και ξενόλιθοι. Στον Πίνακα 3.1.1 δίνονται οι συντεταγμένες των θέσεων δειγματοληψίας των δειγμάτων.

Πίνακας 3.1.1. Δείγματα πετρωμάτων που συλλέχθηκαν και συντεταγμένες των θέσεων. Οι συντεταγμένες δίνονται στο προβολικό σύστημα WGS84.

Δείγμα	Συντεταγμένες	Δείγμα	Συντεταγμένες	Δείγμα	Συντεταγμένες	Δείγμα	Συντεταγμένες
P1	41 12.875 N 25 12.515 E	**P11**	41 13.118 N 25 15.888 E	**P105**	41 13.052 N 25 15.362 E	**P115**	41 13.452 N 25 14.640 E
P2	41 12.157 N 25 13.158 E	**P12**	41 13.223 N 25 15.143 E	**P106**	41 13.038 N 25 15.367 E	**P201**	41 11.188 N 25 12.385 E
P3	41 12.253 N 25 13.257 E	**P13**	41 13.223 N 25 15.143 E	**P107**	41 13.011 N 25 15.370 E	**P202**	41 11.166 N 25 12.385 E
P4	41 12.328 N 25 13.403 E	**P14**	41 13.167 N 25 15.586 E	**P108**	41 13.003 N 25 15.374 E	**P203**	41 11.203 N 25 12.395 E
P5	41 12.384 N 25 14.416 E	**P15**	41 13.112 N 25 15.438 E	**P109**	41 13.003 N 25 15.352 E	**P204**	41 12.976 N 25 15.633 E
P6	41 12.428 N 25 14.268 E	**P16**	41 13.112 N 25 15.438 E	**P110**	41 13.016 N 25 15.335 E	**P205**	41 13.111 N 25 15.390 E
P7	41 12.482 N 25 14.406 E	**P101**	41 11.178 N 25 12.442 E	**P111**	41 13.014 N 25 15.305 E	**P206**	41 13.114 N 25 15.428 E
P8	41 12.599 N 25 14.508 E	**P102**	41 11.203 N 25 12.447 E	**P112**	41 13.481 N 25 14.919 E	**P207**	41 13.117 N 25 15.442 E
P9	41 13.061 N 25 15.178 E	**P103**	41 13.081 N 25 15.350 E	**P113**	41 13.457 N 25 14.887 E	**P208**	41 13.118 N 25 15.462 E
P10	41 13.118 N 25 15.888 E	**P104**	41 13.074 N 25 15.337 E	**P114**	41 13.458 N 25 14.639 E	**P209**	41 13.122 N 25 15.489 E
P210	41 13.115 N 25 15.514 E	**P220**	41 13.675 N 25 15.125 E	**P309**	41 12.547 N 25 14.437 E	**P410**	41 08.851 N 25 16.710 E

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

P211	41 13.114 N 25 15.546 E	**P221**	41 13.673 N 25 15.191 E	**P401**	41 08.076 N 25 15.161 E	**P411**	41 09.162 N 25 16.592 E
P212	41 13.131 N 25 15.569 E	**P301**	41 11.179 N 25 12.486 E	**P402**	41 08.143 N 25 15.202 E	**P412**	41 09.485 N 25 17.218 E
P213	41 13.147 N 25 15.582 E	**P302**	41 13.266 N 25 15.376 E	**P403**	41 08.423 N 25 15.315 E	**P413**	41 09.054 N 25 17.276 E
P214	41 13.167 N 25 15.586 E	**P303**	41 13.169 N 25 15.237 E	**P404**	41 08.420 N 25 15.338 E	**P501**	41 09.752 N 25 21.023 E
P215	41 13.185 N 25 15.605 E	**P304**	41 13.331 N 25 15.373 E	**P405**	41 08.518 N 25 15.372 E	**P502**	41 10.545 N 25 21.185 E
P216	41 13.203 N 25 15.612 E	**P305**	41 13.325 N 25 15.333 E	**P406**	41 08.658 N 25 15.550 E	**P503**	41 10.796 N 25 20.872 E
P217	41 13.621 N 25 15.145 E	**P306**	41 13.335 N 25 15.221 E	**P407**	41 08.642 N 25 15.764 E	**P504**	41 11.112 N 25 21.052 E
P218	41 13.608 N 25 15.133 E	**P307**	41 13.453 N 25 14.901 E	**P408**	41 08.760 N 25 15.944 E	**P505**	41 11.454 N 25 20.692 E
P219	41 13.629 N 25 15.110 E	**P308**	41 13.433 N 25 14.667 E	**P409**	41 08.342 N 25 16.039 E	**P506**	41 11.454 N 25 20.692 E
P507	41 11.540 N 25 20.612 E	**P606**	41 10.090 N 25 16.034 E	**P704**	41 09.188 N 25 13.992 E	**P714**	41 11.402 N 25 15.445 E
P508	41 11.814 N 25 18.885 E	**P607**	41 09.935 N 25 16.129 E	**P705**	41 09.440 N 25 14.078 E	**P715**	41 11.882 N 25 15.339 E
P509	41 11.516 N 25 18.930 E	**P608**	41 10.116 N 25 16.431 E	**P706**	41 09.918 N 25 14.720 E	**P716**	41 12.057 N 25 15.223 E
P510	41 10.321 N 25 19.106 E	**P609**	41 10.404 N 25 16.479 E	**P707**	41 10.011 N 25 14.804 E	**P717**	41 11.074 N 25 15.363 E
P511	41 09.908 N 25 19.307 E	**P610**	41 10.721 N 25 16.734 E	**P708**	41 10.117 N 25 15.085 E	**P718**	41 11.215 N 25 15.024 E
P601	41 08.631 N 25 14.867 E	**P611**	41 11.205 N 25 17.502 E	**P709**	41 10.239 N 25 15.117 E	**P719**	41 10.908 N 25 14.645 E
P602	41 08.695 N 25 14.976 E	**P612**	41 11.548 N 25 17.413 E	**P710**	41 10.523 N 25 15.258 E	**P720**	41 10.805 N 25 14.427 E
P603	41 08.920 N 25 14.949 E	**P701**	41 08.663 N 25 14.821 E	**P711**	41 10.645 N 25 15.001 E	**P721**	41 10.645 N 25 15.454 E
P604	41 09.253 N 25 15.321 E	**P702**	41 08.752 N 25 14.697 E	**P712**	41 10.731 N 25 14.904 E	**P721+2**	41 10.645 N 25 15.454 E
P605	41 09.943 N 25 15.872 E	**P703**	41 08.780 N 25 14.335 E	**P713**	41 10.754 N 25 14.639 E	**P722**	41 10.645 N 25 15.454 E
P723	41 10.498 N 25 16.012 E	**P805**	41 10.566 N 25 16.820 E	**P905**	41 12.461 N 25 19.470 E	**P915**	41 10.198 N 25 20.001 E
P724	41 10.446 N 25 16.025 E	**P806**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P906**	41 12.195 N 25 19.836 E	**P916**	41 10.640 N 25 20.025 E
P725	41 10.307 N 25 16.162 E	**P806E**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P907**	41 12.055 N 25 20.705 E	**P917**	41 10.547 N 25 20.232 E
P726	41 10.456 N 25 16.464 E	**P807**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P908**	41 11.890 N 25 20.930 E	**P918**	41 10.353 N 25 20.278 E

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

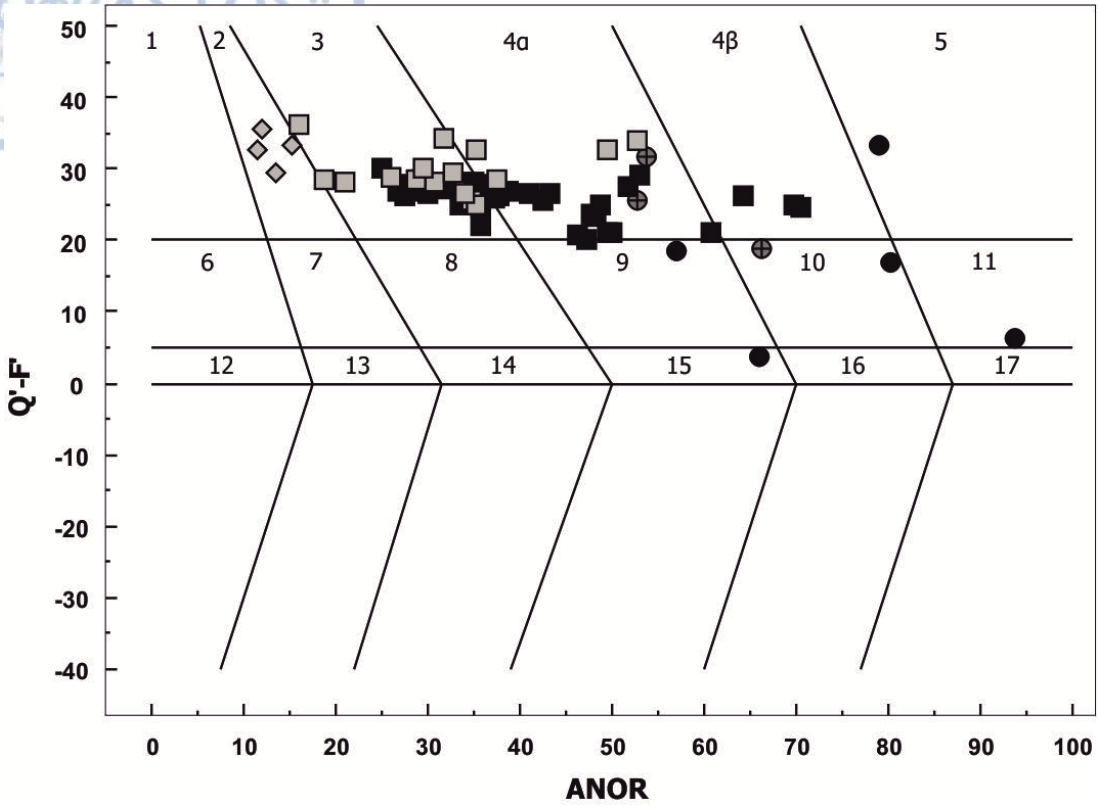
P727	41 09.593 N 25 17.469 E	**P808**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P909**	41 11.177 N 25 19.046 E	**P919**	41 10.371 N 25 20.084 E
P728	41 09.564 N 25 17.859 E	**P809**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P910**	41 10.120 N 25 18.855 E	**P920**	41 10.400 N 25 20.812 E
P801	41 09.103 N 25 16.943 E	**P901**	41 10.158 N 25 22.100 E	**P911**	41 10.809 N 25 18.524 E	**P921**	41 10.551 N 25 19.697 E
P802	41 09.233 N 25 17.145 E	**P902**	41 10.769 N 25 21.812 E	**P912**	41 10.537 N 25 18.396 E	**P922**	41 11.040 N 25 18.752 E
P803	41 09.833 N 25 16.984 E	**P903**	41 11.218 N 25 21.547 E	**P913**	41 10.054 N 25 18.501 E	**P923**	41 11.274 N 25 18.405 E
P804	41 09.879 N 25 17.045 E	**P904**	41 12.621 N 25 19.328 E	**P914**	41 10.258 N 25 19.421 E	**P924**	41 11.126 N 25 18.818 E
P925	41 09.709 N 25 19.532 E	**P930i**	41 08.400 N 25 13.155 E	**P930iii**	41 08.400 N 25 13.155 E	**P806b**	41 08.779 N 25 14.354 E
P926	41 08.379 N 25 14.736 E	**P930ii**	41 08.400 N 25 13.155 E	**P806a**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P806c**	41 08.779 N 25 14.354 E
P806d	41 09.709 N 25 19.532 E	**P806f**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P806g**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P806h**	41 08.779 N 25 14.354 E
P806j	41 09.709 N 25 19.532 E	**P806k**	41 08.779 N 25 14.354 E	**P806l**	41 08.779 N 25 14.354 E		

Για την περιοχή δεν υπάρχουν μέχρι στιγμής δημοσιευμένοι γεωλογικοί χάρτες από το Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Ίασμος και Κομοτηνή). Ο μόνος χάρτης που απεικονίζει τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους είναι ο γεωλογικός χάρτης της Ροδόπης, των Δημάδη και Ζάχου (1985), σε κλίμακα 1:200.000.

Για την ταξινόμηση των πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Streckeisen and Le Maitre (1979), που είναι χημική μέθοδος ταξινόμησης και βασίζεται στη δυνητική σύσταση (norm) των πετρωμάτων (Σχήμα. 3.1.1).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.1.1. Προβολή και ταξινόμηση των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους κατά Streckeisen and Le Maitre (1979). 1=άλκαλι-γρανίτης, 2=συηνογρανίτης 3=μονζογρανίτης, 4α=γρανοδιορίτης, 4β & 5= τοναλίτης, 6=χαλαζιακός συηνίτης (αλκαλιούχοι άστριοι), 7=χαλαζιακός συηνίτης, 8=χαλαζιακός μονζονίτης, 9=χαλαζιακός μονζοδιορίτης/χαλαζιακός μονζογάββρος, 10= χαλαζιακός διορίτης (γάββρος), 11=χαλαζιακός γάββρος (διορίτης) 12=συηνίτης (αλκαλιούχοι άστριοι), 13= συηνίτης, 14=μονζονίτης, 15=μονζο-γάββρος/διορίτης, 16=διορίτης (γάββρος), 17=γάββρος (διορίτης).

Η ομαδοποίηση των δειγμάτων έγινε σύμφωνα με τον Πίνακα 3.1.2. Τα δείγματα που περιέχουν κεροστίλβη απεικονίζονται με μαύρα σύμβολα. Με γκρι ανοιχτό απεικονίζονται τα δείγματα που δεν περιέχουν κεροστίλβη στην ορυκτολογική τους σύσταση. Τα δείγματα που απεικονίζονται με κύκλο και σταυρό στο κέντρο, σκουρότεφρου χρώματος είναι εγκλείσματα. ●: (Bi-)Hbl Dr, ■: (Bi-)Hbl Grd, □: Bi Grd, ◇: Bi SnGr, ⊕: Enc.

Για τον καθορισμό της ορυκτολογικής σύστασης των διαφόρων πετρογραφικών τύπων έγιναν εμβαδομετρήσεις σε αντιπροσωπευτικές λεπτές τομές. Η επιλογή των τομών αυτών ήταν αρκετά δύσκολη, λόγω του ότι ο πλουτωνίτης εμφανίζει σχεδόν σε όλη του τη μάζα γνευσιακή υφή. Τα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αποτελέσματα των εμβαδομετρήσεων δίνονται με τη μορφή μέσων όρων στον Πίνακα 3.1.2.

Πίνακας 3.1.2. Μέση ορυκτολογική σύσταση των διαφόρων πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους υπό τη μορφή μέσων όρων εμβαδομετρήσεων (%) με τη χρήση σημειωμετρητή.

Ορυκτό	Hbl Dr	Bi-Hbl Dr	Hbl Grd	Bi-Hbl Grd	Bi Grd	Bi SnGr
Χαλαζίας	<1	<1	18	22	36	38
Κ - Άστριοι	<1	<1	11	15	35	45
Πλαγιόκλαστα	39	38	36	36	13	5
Βιοτίτης	-	15	-	5	13	8
Κεροστίλβη	60	42	30	18	-	-
Επίδοτο	1	2	2	1	1	1
Απατίτης	<1	1	1	<1	<1	1
Τιτανίτης	-	1	1	<1	1	<1
Λοιπά	<1	<1	<1	<1	<1	<1

Οι τιμές αποτελούν τους μέσους όρους από τις τομές που εξετάστηκαν για κάθε πετρογραφικό τύπο σύμφωνα με τη τελική ταξινόμηση αυτών όπως δίνεται παρακάτω.

Οι πετρογραφικοί τύποι μεταξύ τους είναι αδύνατο να ξεχωρίσουν μόνο από παρατηρήσεις στο ύπαιθρο. Έτσι με βάση τη χημική ταξινόμηση, τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων, καθώς και τον τρόπο με τον οποίο εμφανίζονται αυτά στο ύπαιθρο, αναγνωρίστηκαν 3 κύριες πετρογραφικές ομάδες: α) διορίτες (Dr), β) γρανοδιορίτες (Grd) και γ) συηνογρανίτες (SnGr).

α) Στην ομάδα των διοριτών εντάσσονται πετρώματα που προβάλλονται στα πεδία του διορίτη, χαλαζιακού διορίτη, χαλαζιακού μονζοδιορίτη, μονζοδιορίτη και τοναλίτη (Φωτ. 3.1.1, Παράρτημα 13Β).

β) Στην ομάδα των γρανοδιοριτών εντάσσονται πετρώματα του γρανοδιορίτη και του μονζογρανίτη. Κατά την υπαίθρια παρατήρηση δεν βρέθηκαν ιστολογικές διαφορές ή διαφορές στην μακροσκοπική εμφάνιση μεταξύ των δύο τύπων. Δεν αναγνωρίστηκαν όρια μεταξύ των δύο πετρογραφικών τύπων ούτε και παρουσιάζουν συγκεκριμένη κατανομή μέσα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

στον πλουτωνικό όγκο. Από πλευράς χημικής συστάσεως δεν παρουσιάζουν επίσης σημαντικές διαφορές και η μετάβαση από τον ένα τύπο στον άλλο είναι ομαλή. Για τους παραπάνω λόγους οι δύο τύποι εξετάζονται μαζί. Οι γρανοδιορίτες διακρίνονται σε τρεις επιμέρους πετρογραφικές ομάδες με βάση την παρουσία/απουσία της κεροστίλβης και του βιοτίτη στο δείγμα. Έτσι διακρίνουμε τον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd), τον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd), καθώς επίσης και τον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd) (Φωτ. 3.1.2, Παράρτημα 13Β).

γ) Οι συηνογρανίτες αποτελούνται μόνο από ένα τύπο, τον βιοτιτικό συηνογρανίτη (Bi SnGr) και διαφέρουν από τους γρανοδιορίτες κυρίως μακροσκοπικά (Φωτ. 3.1.3, Παράρτημα 13Β).

Οι γεωλογικές σχέσεις μεταξύ των πετρογραφικών τύπων δεν είναι πάντα σαφείς. Για τις σχετικά μικρές εμφανίσεις διορίτη που έχουν βρεθεί στο κεντρικό-ανατολικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου δεν είναι δυνατό να προσδιοριστεί η γεωλογική τους σχέση με τον γρανοδιορίτη που καταλαμβάνει τον κύριο όγκο του πλουτωνίτη. Μεταξύ τους, οι βιοτιτικός γρανοδιορίτης (Bi Grd) και βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (Bi-Hbl Grd), δείχνουν να μειγνύονται μεταξύ τους. Επίσης δεν είναι δυνατό να προσδιοριστεί και η σχέση του συηνογρανίτη με τον υπόλοιπο πλουτωνικό όγκο, μέσα στον οποίο βρίσκεται σε διάφορες μεταξύ τους περιοχές. Οι απλιτικές φλέβες διεισδύουν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Μεταμορφωμένα πετρώματα παρεμβάλλονται μέσα στον πλουτωνικό όγκο, κυρίως στο κεντρικό του τμήμα, όπου πολλές φορές τα όριά τους με τον πλουτωνίτη είναι δυσδιάκριτα. Πολύ χαρακτηριστική είναι η συντεκτονική δομή που έχουν, αυτές οι εμφανίσεις των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, με τον υπόλοιπο πλουτωνίτη. Οι ξενόλιθοι με τη σειρά τους απαντώνται σχεδόν σε όλο τον πλουτωνικό όγκο σε ποικιλία σχημάτων και μεγέθους. Τέλος, σε μια μόνο περιοχή έχουν βρεθεί εγκλείσματα (περιοχή δειγμάτων P806(a-h), P808, P809 κ.α.). Η περιοχή αυτή καταλαμβάνει περίπου 300 m^2 όπου υπάρχει αφθονία και ποικιλία εγκλεισμάτων. Τα εγκλείσματα αυτά δεν ξεχωρίζουν μακροσκοπικά μεταξύ τους, καθώς επίσης είναι αρκετά δύσκολο να ξεχωρίσουν και από τους ξενόλιθους (Φωτ. 3.1.4α και Φωτ. 3.1.4β, Παράρτημα 13Β) που βρίσκονται στην ίδια περιοχή και έχουν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

παρόμοιο σχήμα και μέγεθος. Ο πετρογραφικός τύπος που φιλοξενεί αυτά τα εγκλείσματα/ξενολίθους είναι ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης (Bi Grd). Για όλους τους παραπάνω λόγους είναι αδύνατο να απεικονιστούν οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους σε χάρτη.

3.2 Περιγραφή των κύριων πετρογραφικών τύπων

3.2.1 Διορίτες (Dr)

Τα πετρώματα που προσδιορίστηκαν ως διορίτες, συλλέχθηκαν απ' όλη σχεδόν την έκταση του πλουτωνικού όγκου αλλά κυρίως από το κεντρικό και κεντρονοτιανατολικό του τμήμα. Αυτός ο πετρογραφικός τύπος εντοπίστηκε σε διάφορες θέσεις, ανεξάρτητες μεταξύ τους, σε μικρές όμως εμφανίσεις μέσα στον γρανοδιορίτη, χωρίς να είναι δυνατόν να προσδιοριστεί κάποιες φορές η έκταση ή τα όριά του στο ύπαιθρο και πολλές φορές δεν παρουσιάζει σημαντικές μακροσκοπικές διαφορές κυρίως από τον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd). Παρόλ' αυτά θεωρήθηκε ως ξεχωριστός πετρογραφικός τύπος και χαρακτηρίστηκε ως διορίτης με βάση τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις και τις χημικές αναλύσεις, περιλαμβάνοντας και δείγματα όπου κυρίως χημικά ανήκουν στο πεδίο του χαλαζιακού διορίτη, χαλαζιακού μονζοδιορίτη, μονζοδιορίτη και τοναλίτη. Οι προαναφερόμενοι πετρογραφικοί τύποι – χαλαζιακός διορίτης, χαλαζιακός μονζοδιορίτης, μονζοδιορίτης και τοναλίτης – δεν παρουσιάζουν διαφορές ως προς τον ιστό και την υφή τους, δεν εμφανίζουν όρια μεταξύ τους, η κατανομή τους μέσα στη μάζα του πλουτωνίτη δεν είναι σαφής και αποτελούνται από τα ίδια ορυκτολογικά συστατικά με παρόμοιο χημισμό. Για τους παραπάνω λόγους, εξετάζονται ως μία πετρογραφική ομάδα. Ο μόνος πετρογραφικός διαχωρισμός που έγινε, βασίστηκε στην ορυκτολογική σύσταση και σχετίζεται με την ύπαρξη ή όχι του βιοτίτη. Έτσι προέκυψαν οι βιοτιτικός κεροστιλβικός διορίτης (Bi-Hbl Dr) και ο κεροστιλβικός διορίτης (Hbl Dr). Όσον αφορά τη σχέση του με τους οξινότερους πετρογραφικούς τύπους (γρανοδιορίτης-συηνογρανίτης), από παρατηρήσεις υπαίθρου δείχνει να παρεμβάλλεται στους τύπους αυτούς, υπό τη μορφή φακών-φλεβών. Ακόμη σε ορισμένες θέσεις δίνει την εντύπωση «μεγα-ξενολίθων». Επίσης συμμετέχει και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ως εγκλείσματα, μικρότερου μεγέθους στη μοναδική περιοχή που παρατηρήθηκε σωρεία εγκλεισμάτων, όπου επικρατεί ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης.

Μακροσκοπικά η ομάδα των διοριτών είναι μεσοκρατικά, μεσόκοκκα πετρώματα με τυπικό γρανιτικό ιστό. Το χρώμα τους είναι σκούρο τεφρό και δεν παρουσιάζει έντονες μακροσκοπικές διαφορές ως προς τον ιστό, την υφή και το χρώμα από τα σκουρόχρωμα δείγματα του βιοτιτικού γρανοδιορίτη (Bi Grd). Επίσης δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερες αλλοιώσεις.

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά είναι κεροστίλβη και πλαγιόκλαστα, ενώ σε μικρή αναλογία υπάρχει καλιούχος άστριος, βιοτίτης και επίδοτο. Ως επουσιώδη συστατικά συμμετέχουν χαλαζίας, αδιαφανή ορυκτά, ζιρκόνιο, τιτανίτης και απατίτης. Σε κάποια δείγματα ο βιοτίτης συμμετέχει επουσιωδώς.

Τα πλαγιόκλαστα σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους χωρίς να εμφανίζουν σε κάποιες περιπτώσεις χαρακτηριστικές διδυμίες (αλβιτική, περικλινική, albite-Carlsbad). Σπανίως είναι ζωνώδη. Συμμετέχουν σε ποσοστό 38% στο βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr) ενώ στον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr) σε ποσοστό 39%. Εμφανίζουν πολύ συχνά αντιπερθίτες, οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στο γεωθερμόμετρο των αστρίων. Σε ορισμένες περιπτώσεις τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζονται σερικιτιωμένα κυρίως στον πυρήνα ή κατά ζώνες.

Ο καλιούχος άστριος σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που γεμίζουν τα διάκενα μεταξύ των ορυκτών. Το ποσοστό συμμετοχής του μόλις φτάνει το 1% στο βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr) και στον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr). Δεν εμφανίζει διδυμίες ή διαμεικτικά φαινόμενα.

Η κεροστίλβη αποτελεί το κύριο φεμικό συστατικό του διορίτη. Συμμετέχει σε ποσοστό 42% στο βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr) και σε ποσοστό 60% στον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr). Σχηματίζει ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους καθώς και κοσκινοειδείς κρυστάλλους (sieved ή spongy Hbl) που θα περιγραφούν εκτενέστερα παρακάτω (βλ. κεφ. 4.1). Πρόκειται για κεροστίλβη συστάσεως μαγνησιοκεροστίλβης έως σιδηροκεροστίλβης. Έχει ελαφρύ πλεοχροϊσμό με χρώματα που κυμαίνονται από το ανοιχτό πράσινο έως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

καστανό. Δεν παρουσιάζει ζώνωση. Εγκλείει βιοτίτη και ενίοτε εγκλείεται από αυτόν.

Ο βιοτίτης συμμετέχει σε ποσοστό 15% στο βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr) ενώ απουσιάζει τελείως από τον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr). Σχηματίζει κυρίως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με πρισματική και φυλλώδη μορφή και είναι πλεοχροϊκός με χρώματα που κυμαίνονται από σκούρα καστανά έως καστανοκόκκινα. Εγκλείει ζιρκόνιο, επίδοτο και κυρίως αδιαφανή ορυκτά. Παρατηρείται σε κάποια δείγματα κυρίως να εγκλείεται από κεροστίλβη αλλά και να την εγκλείει. Σε κάποιες περιπτώσεις μετατρέπεται σε χλωρίτη.

Το επίδοτο, όπως σε όλους τους τύπους, υπάρχει ως μαγματικό αλλά και ως δευτερογενές. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται ο απατίτης, ο τιτανίτης, το ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά. Τα αδιαφανή ορυκτά σχηματίζουν συνήθως ιδιόμορφους κρυστάλλους και αποτελούνται κυρίως από μαγνητίτη, σιδηροπυρίτη και ιλμενίτη. Επίσης το ζιρκόνιο εμφανίζεται με ιδιόμορφους κρυστάλλους που κυμαίνονται από 30-40 μm έως 150 μm. Ο χαλαζίας σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που γεμίζουν τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Πολλές φορές εμφανίζει φαινόμενα κυματοειδούς κατάσβεσης και ανακρυστάλλωσης.

3.2.2 Γρανοδιορίτες (Grd)

Οι γρανοδιορίτες περιλαμβάνουν τα πετρώματα που προβάλλονται στα πεδία του γρανοδιορίτη και του μονζογρανίτη, εμφανίζονται σχεδόν σε όλες τις περιοχές του πλουτωνίτη και αποτελούν τον μεγαλύτερο σε έκταση πετρογραφικό τύπο της περιοχής μελέτης. Ο μόνος πετρογραφικός διαχωρισμός που έγινε, βασίστηκε στην ορυκτολογία και έχει να κάνει με την παρουσία/απουσία της κεροστίλβης και του βιοτίτη. Έτσι προέκυψαν και σε συνδυασμό με τα χημικά χαρακτηριστικά οι τύποι: βιοτιτικός γρανοδιορίτης (Bi Grd), βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (Bi-Hbl Grd) και ο κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (Hbl Grd).

Μακροσκοπικά τα πετρώματα αυτά είναι αδρόκοκκα έως μεσόκοκκα και ο ιστός τους είναι τυπικός γρανιτικός. Το χρώμα τους κυμαίνεται από ανοιχτό

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

τεφρό έως σκούρο τεφρό, ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε φεμικά συστατικά. Δεν παρουσιάζουν μακροσκοπικές διαφορές μεταξύ τους ως προς τον ιστό, την υφή και το χρώμα. Οι τρεις αυτοί πετρογραφικοί τύποι διαφέρουν μόνο στο είδος και στην αναλογία των φεμικών. Αποτελούνται από πλαγιόκλαστα, καλιούχο άστριο, χαλαζία, βιοτίτη, αμφίβολο, επίδοτο, τιτανίτη, απατίτη, ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά. Οι δύο τύποι οι βιοτιτικός γρανοδιορίτης (Bi Grd), βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (Bi-Hbl Grd) είναι οι κυρίαρχοι, ενώ ο κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (Hbl Grd) έχει περιορισμένη εμφάνιση. Επίσης δεν είναι δυνατό να ξεχωρίσουν στο ύπαιθρο, ενώ μετά από συνδυασμό υπαίθριων παρατηρήσεων δείχνουν ότι μειγνύονται μεταξύ τους. Στη θέση όπου συλλέχθηκαν εγκλείσματα πολλά από αυτά ήταν εγκλείσματα του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd) που είναι ο πετρογραφικός τύπος που τα φιλοξενεί, όπως και εγκλείσματα του διοριτικού τύπου. Ο βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) εγκλείει μόνο τον διοριτικό τύπο, υπό τη μορφή περιορισμένων εμφανίσεων.

Όσον αφορά τα ορυκτά που εμφανίζονται σ' αυτό τον πετρογραφικό τύπο, οι καλιούχοι άστριοι είναι ορθόκλαστο που σχηματίζει υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και συμμετέχουν σε ποσοστό 11-15%. Εμφανίζει σπάνια διδυμία Carlsbad και πολύ συχνά παρουσιάζει διαμεικτικά φαινόμενα περθιτών και μεσοπερθιτών. Σε αρκετά δείγματα ο καλιούχος άστριος είναι έντονα αλλοιωμένος και μετατρέπεται σε καολίνη.

Τα πλαγιόκλαστα σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους και συμμετέχουν σε ποσοστό 13-36%. Εμφανίζουν σπάνια διδυμίες κατά τον αλβιτικό, albite-Carlsbad και περικλινικό νόμο. Πολύ συχνά παρουσιάζουν αντιπερθίτες, οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στο γεωθερμόμετρο των αστρίων. Όπως και οι καλιούχοι άστριοι, τα πλαγιόκλαστα αλλοιώνονται συχνά σε σερικίτη και καολίνη.

Ο βιοτίτης είναι το μόνο φεμικό συστατικό του βιοτιτικού γρανοδιορίτη (Bi Grd) ενώ είναι το δεύτερο σε αναλογία φεμικό συστατικό στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd). Συμμετέχει σε ποσοστό 13% στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd) και σε ποσοστό 5% στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd). Μακροσκοπικά το χρώμα του κυμαίνεται από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ανοιχτό έως σκούρο καστανό και μαύρο. Σχηματίζει κυρίως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με πρισματική και φυλλώδη μορφή και είναι πλεοχροϊκός με χρώματα που κυμαίνονται από σκούρα καστανά έως καστανοκόκκινα. Πολλές φορές εγκλείει κεροστίλβη, επίδοτο και αδιαφανή ορυκτά αλλά υπάρχουν δείγματα στα οποία εγκλείεται από κεροστίβη. Εμφανίζεται αλλοιωμένος σε χλωρίτη, επίδοτο, τιτανίτη και ρουτίλιο. Λόγω της γνευσιακής υφής πολλών δειγμάτων τα φύλλα του βιοτίτη είναι κεκαμμένα.

Η κεροστίλβη είναι το κύριο φεμικό συστατικό του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd), στο οποίο συμμετέχει σε ποσοστό 18%. Δεν εμφανίζεται στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd), ενώ υπάρχουν κάποια μεμονωμένα δείγματα στα οποία η κεροστίλβη είναι το μοναδικό φεμικό συστατικό και σε κάποια άλλα εμφανίζεται ως επουσιώδες ορυκτό. Πρόκειται για κεροστίλβη, συστάσεως σιδηροεδενίτη-χαστινγκσίτη. Στα δείγματα του κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Hbl Grd) η κεροστίλβη είναι συστάσεως μαγνησιοκεροστίλβης. Σχηματίζει ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους καθώς και κοσκινοειδείς κρυστάλλους (sieved ή spongy Hbl). Έχει ασθενή πλεοχροϊσμό με χρώματα που κυμαίνονται από ανοιχτό πράσινο έως καστανό. Δεν παρουσιάζει ζώνωση. Εγκλείεται από βιοτίτη αλλά υπάρχουν τομές που δείχνουν να εγκλείει το βιοτίτη. Παρ' όλο που τα περισσότερα δείγματα και ιδιαίτερα αυτά που είναι στα περιθώρια του πλουτωνίτη παρουσιάζουν ιδιαίτερα γνευσιακή υφή, οι κρύσταλλοι της κεροστίλβης δεν είναι προσανατολισμένοι.

Ο χαλαζίας σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που πληρούν τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Αρκετές φορές εμφανίζει φαινόμενα κυματοειδούς κατάσβεσης και ανακρυστάλλωσης. Συμμετέχει σε ποστοστά 18 έως 36%.

Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται επίδοτο, απατίτης, τιτανίτης, ζιρκόνιο, αδιαφανή ορυκτά και ως δευτερογενή χλωρίτης, ρουτίλιο, σερικίτης και καολίνης. Το επίδοτο και σ' αυτόν το τύπο είναι και μαγματικό και δευτερογενές. Ο απατίτης και το ζιρκόνιο σχηματίζουν ιδιόμορφους κρυστάλλους. Χαρακτηριστικό του ζιρκονίου είναι ότι σε αρκετές περιπτώσεις εμφανίζεται σε ευμεγέθεις μεμονωμένους κρυστάλλους. Οι περισσότεροι κρύσταλλοι κυμαίνονται στα 70-80 μm.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3.2.3 Συηνογρανίτες (SnGr)

Στον πετρογραφικό τύπο αυτό, διακρίθηκε μόνο ο βιοτιτικός συηνογρανίτης (Bi SnGr), απουσιάζει δηλαδή η κεροστίλβη. Ο τύπος αυτός διαχωρίστηκε από τον γρανοδιορίτη κυρίως με μακροσκοπικές παρατηρήσεις αλλά και με βάση το χημισμό. Καταλαμβάνουν μικρές και διάφορες περιοχές εμφάνισης στην έκταση του πλουτωνίτη. Μακροσκοπικά ο πετρογραφικός αυτός τύπος δείχνει ότι είναι ένα παλαιότερο πέτρωμα από τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους κυρίως λόγω της αποσάθρωσής του αλλά και της έντονης γνευσιακής του υφής. Όπως θα αποδειχθεί και σε επόμενα κεφάλαια ο τύπος αυτός πιθανόν να προέρχεται από κάποιο παλαιότερο φλοιϊκό μάγμα και θα αναφέρεται ως μέτα-Bi-SnGr.

Μακροσκοπικά τα πετρώματα αυτά είναι λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα και ο ιστός τους είναι τυπικός γρανιτικός. Το χρώμα τους είναι λευκό έως τεφρόλευκο. Στις περισσότερες εμφανίσεις τους είναι αλλοιωμένα και αποσαθρωμένα. Αποτελούνται από πλαγιόκλαστα, καλιούχο άστριο, χαλαζία, βιοτίτη, επίδοτο, τιτανίτη, απατίτη, ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

Όσον αφορά τα ορυκτά που εμφανίζονται σ' αυτό τον πετρογραφικό τύπο, ο καλιούχος άστριος είναι ορθόκλαστο και σχηματίζει υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και συμμετέχει σε ποσοστό 45%. Εμφανίζει σπάνια διδυμία Carlsbad και πολύ σπάνια παρουσιάζει διαμεικτικά φαινόμενα. Σε πολλά δείγματα ο καλιούχος άστριος είναι έντονα αλλοιωμένος και μετατρέπεται σε καολίνη και σερικίτη.

Τα πλαγιόκλαστα σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους και συμμετέχουν σε ποσοστό μόλις 5%. Εμφανίζουν σπάνια διδυμίες κατά τον αλβιτικό, albite-Carlsbad και περικλινικό νόμο. Πολύ σπάνια δημιουργούν αντιπερθίτες. Όπως και οι καλιούχοι άστριοι, τα πλαγιόκλαστα αλλοιώνονται συχνά σε σερικίτη και καολίνη.

Ο βιοτίτης είναι το μόνο φεμικό συστατικό του βιοτιτικού συηνογρανίτη (Bi SnGr). Συμμετέχει σε ποσοστό 8%. Μακροσκοπικά το χρώμα του κυμαίνεται από σκούρο καστανό έως μαύρο. Σχηματίζει κυρίως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με πρισματική και φυλλώδη μορφή και είναι πλεοχροϊκός με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

χρώματα που κυμαίνονται από σκούρα καστανά έως καστανοκόκκινα. Εμφανίζεται αλλοιωμένος σε χλωρίτη. Λόγω της γνευσιακής υφής πολλών δειγμάτων τα φύλλα του βιοτίτη είναι κεκαμμένα.

Ο χαλαζίας σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που γεμίζουν τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Πολλές φορές εμφανίζει φαινόμενα κυματοειδούς κατάσβεσης και ανακρυστάλλωσης. Συμμετέχει σε ποσοστό 38%.

Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται επίδοτο (μαγματικό και δευτερογενές), απατίτης, τιτανίτης, αδιαφανή ορυκτά και ως δευτερογενή χλωρίτης, σερικίτης και καολίνης. Ο απατίτης σχηματίζει ιδιόμορφους κρυστάλλους. Στον Πίνακα 3.2.1 στο Παράρτημα 13Β δίνονται συγκεντρωτικά στοιχεία για τις τρεις πετρογραφικές ομάδες.

3.2.4 Φεμικά μικροκοκκώδη εγκλείσματα (M.M.E.) (Mafic microgranular enclaves)

Κατά την υπαίθρια παρατήρηση διαπιστώθηκε ότι φεμικά μικροκοκκώδη εγκλείσματα (M.M.E.) (Maffic Microgranular Enclaves) με σύσταση βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) κυρίως αλλά και διορίτη (Dr) έχουν βρεθεί μέσα σε βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd). Τα εγκλείσματα αυτά είναι σφαιρικής, μακροπρισματικής ή και ελλειψοειδούς μορφής και μερικές φορές ακανόνιστου σχήματος, με μέγεθος που κυμαίνεται από λιγότερο από 5 cm έως περίπου 30 cm με τα περισσότερα να κυμαίνονται στα περίπου 5-10 cm. Σχηματίζουν σαφή όρια με το πέτρωμα που τα φιλοξενεί (Φωτ. 3.2.3, Παράρτημα 13Β).

Τα διοριτικά εγκλείσματα είναι σκούρου χρώματος και η διάμετρός τους κυμαίνεται μεταξύ 10 και 15 cm. Είναι πετρώματα λεπτόκοκκα με μεγάλη συγκέντρωση φεμικών συστατικών. Ο ιστός τους είναι τυπικός γρανιτικός. Τα κύρια ορυκτολογικά τους συστατικά είναι πλαγιόκλαστα, λίγος καλιούχος άστριος, λίγος χαλαζίας, αμφίβολος και βιοτίτης. Ως επουσιώδη εμφανίζονται τιτανίτης, επίδοτο, απατίτης, αδιαφανή ορυκτά ενώ ως δευτερογενή ο χλωρίτης. Τα πλαγιόκλαστα είναι υπιδιόμορφα έως ιδιόμορφα και είναι συχνά σερικιτιωμένα. Ο καλιούχος άστριος είναι και αυτός αλλοτριόμορφος. Δεν εμφανίζει διδυμίες ή περθιτικά φαινόμενα. Ο χαλαζίας υπάρχει σε ελάχιστο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ποσοστό, είναι αλλοτριόμορφος και γεμίζει τα διάκενα μεταξύ των ορυκτών. Η αμφίβολος αποτελεί το κύριο φεμικό συστατικό. Πρόκειται για μαγνησιο-κεροστίλβη η οποία σχηματίζει ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Είναι πλεοχροϊκή με χρώματα που κυμαίνονται από πράσινα έως ελαιοπράσινα. Εγκλείει αδιαφανή ορυκτά. Ο βιοτίτης είναι πλεοχροϊκός με χρώματα που κυμαίνονται από καστανά έως καστανοκόκκινα. Εγκλείει αδιαφανή ορυκτά και μετατρέπεται κατά θέσεις σε χλωρίτη. Ο απατίτης σχηματίζει ιδιόμορφους κρυστάλλους τόσο υπό μορφή εγκλεισμάτων στα φεμικά συστατικά όσο και υπό μορφή μεμονωμένων κρυστάλλων. Ο τιτανίτης και τα αδιαφανή ορυκτά επίσης δημιουργούν ιδιόμορφους κρυστάλλους ενώ το επίδοτο και εδώ διακρίνεται τόσο ως μαγματικό όσο και ως δευτερογενές.

Τα Bi-Hbl γρανοδιοριτικά εγκλείσματα είναι τεφρού χρώματος, λίγο πιο ανοιχτόχρωμα από τα διοριτικά και η διάμετρός τους κυμαίνεται περίπου στα 5-10 cm, είναι δηλαδή κατά κανόνα μικρότερα από τα διοριτικά. Είναι πετρώματα λεπτόκοκκα με επίσης μεγάλη συγκέντρωση φεμικών συστατικών. Ο ιστός τους είναι τυπικός γρανιτικός. Τα κύρια ορυκτολογικά τους συστατικά είναι πλαγιόκλαστα, καλιούχος άστριος, χαλαζίας, αμφίβολος, και βιοτίτης. Ως επουσιώδη εμφανίζονται επίδοτο, τιτανίτης , απατίτης, αδιαφανή ορυκτά ενώ ως δευτερογενή ο χλωρίτης. Τα πλαγιόκλαστα είναι υπιδιόμορφα έως ιδιόμορφα και είναι συχνά σερικιτιωμένα. Εμφανίζουν σε κάποιους κρυστάλλους αντιπερθίτες Ο καλιούχος άστριος είναι και αυτός αλλοτριόμορφος. Δεν εμφανίζει διδυμίες αλλά λίγα μόνο περθιτικά φαινόμενα. Ο χαλαζίας είναι αλλοτριόμορφος και γεμίζει τα διάκενα μεταξύ των ορυκτών. Η αμφίβολος αποτελεί το κύριο φεμικό συστατικό, συστάσεως σιδηροεδενίτη-χαστινγκσίτη η οποία σχηματίζει ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Είναι πλεοχροϊκή με χρώματα που κυμαίνονται από πράσινα έως ελαιοπράσινα. Εγκλείει αδιαφανή ορυκτά. Ο βιοτίτης είναι πλεοχροϊκός με χρώματα που κυμαίνονται από καστανά έως καστανοκόκκινα. Εγκλείει αδιαφανή ορυκτά και μετατρέπεται κατά θέσεις σε χλωρίτη. Ο απατίτης σχηματίζει ιδιόμορφους κρυστάλλους τόσο υπό μορφή εγκλεισμάτων στα φεμικά συστατικά όσο και υπό μορφή μεμονωμένων κρυστάλλων. Ο τιτανίτης και τα αδιαφανή ορυκτά εμφανίζονται κυρίως με

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ιδιόμορφους κρυστάλλους ενώ το επίδοτο και εδώ διακρίνεται σε μαγματικό και δευτερογενές.

3.2.5 Απλιτικές φλέβες

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, στον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους διεισδύουν απλιτικές φλέβες με πάχος που κυμαίνεται από πολύ λίγα έως 20-30 cm. Οι διεισδύσεις αυτές εντοπίζονται σε όλους του πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη και πολύ συχνά παρουσιάζονται συντεκτονικές με το πέτρωμα στο οποίο διεισδύουν. Στο βορειοανατολικό άκρο του πλουτωνίτη, κοντά στην επαφή του με τους γνευσίους, εμφανίζονται και πάλι απλιτικές διεισδύσεις που φαίνεται να συνεχίζουν μέσα στα μεταμορφωμένα πετρώματα.

Μακροσκοπικά, οι απλιτικές αυτές φλέβες είναι πετρώματα λεπτόκοκκα, λευκού χρώματος και δεν παρατηρήθηκε να περιέχουν εγκλείσματα άλλων πετρωμάτων ή πετρογραφικών τύπων της περιοχής.

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά τους είναι χαλαζίας, καλιούχος άστριος, πλαγιόκλαστα, βιοτίτης ενώ ως επουσιωδή εμφανίζονται ζιρκόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτης, απατίτης και δευτερογενώς χλωρίτης, επίδοτο και ασβεστίτης. Σε ορισμένες θέσεις εμφανίζεται και μοσχοβίτης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3.3 Μεταμόρφωση επαφής

Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους διεισδύει στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο του δόμου Kesebir-Κάρδαμος. Οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι αυτού του μεταμορφικού συστήματος είναι: οφθαλμώδεις, μιγματικοί γνεύσιοι και μάρμαρα της ενδιάμεσης ενότητας (Bonev et al. 2006a).

Η διείσδυση του πλουτωνίτη έχει προκαλέσει μετασωμάτωση επαφής και στους γνευσίους και στα μάρμαρα. Στους γνευσίους έχει δημιουργηθεί μια ζώνη περί των 10-15 m όπου το πέτρωμα έχει ζαχαρώδη υφή. Η υφή αυτή είναι χαρακτηριστική στην επαφή του πλουτωνίτη με τον γνεύσιο στο βορειοανατολικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου. Επίσης στην επαφή τους στο νοτιοδυτικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου, μέσα στον γνεύσιο έχουν δημιουργεί ιδιόμορφοι κρύσταλλοι τουρμαλίνη, οι οποίοι επιβεβαιώνουν αυτήν τη μετασωμάτωση (Marschall et. al. 2006 και αναφορές εκεί). Λόγω της θερμομεταμόρφωσης τα μάρμαρα έχουν υποστεί ανακρυστάλλωση. Η ζώνη skarn που σχηματίζεται μεταξύ του πλουτωνίτη και των μαρμάρων έχει πράσινο χρώμα από ανοιχτό έως σκούρο, λόγω των ορυκτών που επικρατούν σε αυτό, τα οποία είναι επίδοτο και γρανάτες. Η ζώνη αυτή έχει μικρό πάχος που κυμαίνεται περίπου στα 0.5-15 m (Φωτ. 3.3.1, Παράρτημα 13Β). Το γεγονός αυτό, είναι μια ένδειξη ότι ο πλουτωνίτης μπορεί να διείσδυσε σε μεγάλο σχετικά βάθος, (> 10 Km, Bucher and Grapes 2011) και δεν υπήρχε μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας με τα μάρμαρα. Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί και μια εμφάνιση μαρμάρων η οποία είναι τεκτονικά επωθημένη στον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (Φωτ. 3.3.2, Παράρτημα 13Β). Η εμφάνιση αυτή πιθανόν αποτελεί κομμάτι των ανώτερων μαρμάρων το οποίο επωθήθηκε πάνω στον πλουτωνίτη. Αυτή η τεκτονική επώθηση δημιούργησε μια ζώνη μυλωνιτίωσης περίπου 2-3 m ανάμεσα στα δύο πετρώματα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

4.1 Αμφίβολος

4.1.1 Εμφάνιση

Η αμφίβολος, με τη μορφή της κεροστίλβης, εμφανίζεται στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) και στην ομάδα των διοριτών και αποτελεί το κύριο φεμικό τους συστατικό (Φωτ. 4.1.1.1, Παράρτημα 13Β), ενώ υπάρχουν κάποια δείγματα γρανοδιοριτών στα οποία η κεροστίλβη είναι το μοναδικό φεμικό συστατικό και σε κάποια άλλα εμφανίζεται ως επουσιώδες ορυκτό. Η κεροστίλβη εμφανίζεται επίσης και στα εγκλείσματα όπου και αποτελεί επίσης το κύριο φεμικό συστατικό.

Η κεροστίλβη και στους δύο τύπους όπου εμφανίζεται, είναι πρωτογενής. Έχει πλεοχροϊσμό με χρώματα που κυμαίνονται από το ανοιχτό πράσινο έως καστανό. Δεν παρουσιάζει ζώνωση. Εγκλείει βιοτίτη και ενίοτε εγκλείεται από αυτόν. Σχηματίζει ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους καθώς και κοσκινοειδείς κρυστάλλους (sieved ή spongy Hbl).

Κοσκινοειδής κεροστίλβη (sieved ή spongy Hbl) είναι η κεροστίλβη που παρουσιάζει κοσκινοειδή υφή με χαλαζία (Φωτ. 4.1.1.2, Παράρτημα 13Β). Πρόκειται για κρυστάλλους κεροστίλβης που έχουν διατηρήσει εξωτερικά το ιδιόμορφο ή υπιδιόμορφο σχήμα τους και εσωτερικά στο κρύσταλλο, σε διάφορες θέσεις εγκλείεται αλλοτριόμορφος χαλαζίας. Παρατηρήθηκε στο δείγμα P602 που ανήκει στο πετρογραφικό τύπο χαλαζιακός διορίτης και όλες οι κεροστίλβες στο δείγμα είχαν αυτή τη κοσκινοειδή μορφή. Παρατηρήθηκε όμως και σε δείγματα όπου δεν ήταν όλες οι κεροστίλβες αυτής της μορφής, κυρίως σε δείγματα του γρανοδιορίτη. Αυτές οι κεροστίλβες δεν διαφέρουν χημικά από τις υπόλοιπες (βλ. κεφάλαιο 4.1.2.1). Συμφωνά με τον Collins (1997a,b,c,d, 2003) και Collins and Collins (2002) η υφή αυτή της κεροστίλβης δημιουργείται σε στερεά κατάσταση από αντικατάσταση πυριτίου στο πλέγμα του ορυκτού με αποτέλεσμα να δημιουργείται χαλαζίας. Με αυτό τον τρόπο εξηγείται επίσης πως μπορεί να βρίσκεται ο χαλαζίας, που είναι ορυκτό χαμηλότερης θερμοκρασίας,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μέσα σε κεροστίλβη, που είναι ορυκτό υψηλότερης θερμοκρασίας. Η διαδικασία αυτή επίσης μπορεί να προέρχεται και από την καταστροφή φεμικών ορυκτών, όπως είναι οι πυρόξενοι και η ίδια η κεροστίλβη, αφήνοντας χαλαζία ως υπόλειμμα. Επίσης η παρουσία της κοσκινοειδούς κεροστίλβης μαζί με επίδοτο, τιτανίτη, ζιρκόνιο και την απουσία ζώνωσης και διδυμίας στα πλαγιόκλαστα, μπορεί να ερμηνευθεί ως το αποτέλεσμα δράσης υδροθερμικών υγρών. Σύμφωνα με τον Beard et al (2005) η κοσκινοειδής αυτή κεροστίλβη μπορεί να είναι το αποτέλεσμα αφομοίωσης ξενολίθων από το τήγμα. Πιο συγκεκριμένα η κεροστίλβη προέρχεται από αντικατάσταση του πυροξένου.

Παρ' όλο που τα περισσότερα δείγματα και ιδιαίτερα αυτά που είναι στα περιθώρια του πλουτωνίτη παρουσιάζουν γνευσιακή υφή, οι κρύσταλλοι της κεροστίλβης δεν είναι προσανατολισμένοι.

4.1.2 Ορυκτοχημική μελέτη

4.1.2.1 Επεξεργασία χημικών αναλύσεων και ταξινόμηση

Οι αμφίβολοι είναι ινοπυριτικά ορυκτά, διπλής αλυσίδας και αποτελούν μια πολύπλοκη ομάδα ορυκτών στη φύση (Deer et al. 1962). Ο γενικός τύπος των αμφιβόλων δίνεται από τη σχέση $AB_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$ όπου:

A μία θέση ανά μονάδα κυψελίδας

B δύο M4 θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας

C πέντε θέσεις που αποτελούνται από 2 M1, 2 M2 και 1 M3 θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας

T οκτώ θέσεις

OH δύο θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας

Τα ιόντα που καταλαμβάνουν αυτές τις θέσεις είναι:

A K, Na και κενή θέση (□)

B Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li και σπανιότερα ιόντα μικρότερου μεγέθους, όπως Zn, Ni, Co

C Al, Fe^{3+}, Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li, Ti^{4+}, Zr^{4+} και σπανιότερα Zn, Ni, Co, Mn^{3+}, Cr^{3+}

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

T Si, Al και Ti^{4+}

Στη θέση του OH μπορούν να βρεθούν ακόμη F, Cl και O.

Οι θέσεις M1, M2 και M3 βρίσκονται μεταξύ τετραεδρικών κορυφών και έχουν αριθμό σύνταξης 6, η θέση M4 βρίσκεται μεταξύ τετραεδρικών βάσεων και έχει αριθμό σύνταξης 6 ή 8. Η θέση A έχει αριθμό σύνταξης 10 ή 12.

Ο υπολογισμός του χημικού τύπου των αμφιβόλων γίνεται με βάση τα 23 οξυγόνα εφόσον δεν είναι γνωστό το ποσοστό του νερού και των αλογόνων που περιέχονται στη δομή (Deer et al. 1963). Η κατανομή των ιόντων γίνεται ως εξής:

α) άθροισμα ιόντων στη θέση T μέχρι 8.00. Στη θέση αυτή μπαίνει αρχικά το Si, μετά το Al και τέλος το Ti. Στη θέση αυτή δεν μπαίνει ο Fe^{3+}.

β) άθροισμα ιόντων στη θέση C μέχρι 5.00. Στη θέση αυτή μπαίνει το υπολειπόμενο Al και Ti από την προηγούμενη θέση και στη συνέχεια Zr, Cr^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, άλλα δισθενή ιόντα και τέλος Li.

γ) άθροισμα ιόντων στη θέση B μέχρι 2.00. Στη θέση αυτή μπαίνει το υπολειπόμενο Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+} και Li από την προηγούμενη θέση και μετά Ca και Na.

δ) Το υπολειπόμενο Na από τη B θέση μπαίνει στην A και στη συνέχεια το K. Το άθροισμα των ιόντων σ' αυτή τη θέση κυμαίνεται μεταξύ 0 και 1.00.

Η ονοματολογία των αμφιβόλων βασίζεται στη χημική τους σύσταση και στην κρυσταλλική τους δομή (Leake et al. 1997, 2003). Οι αμφίβολοι διακρίνονται σε πέντε ομάδες:

- Mg-Fe-Mn-Li αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B<1.00$ και $(Mg,Fe,Mn,Li)\geq1.00$
- Ασβεστούχοι αμφίβολοι, όπου $(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li)_B \leq 0.50$, $(Ca,Na)_B \geq 1.00$ και $Na_B < 0.50$ apfu (atoms per formula unit).
- Νατριούχοι-ασβεστούχοι αμφίβολοι, όπου $(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li)_B \leq 0.50$, $(Ca,Na)_B \geq 1.00$ και $0.50 \leq Na_B < 1.50$ apfu.
- Νατριούχοι αμφίβολοι, όπου $(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li)_B \leq 0.50$ και $Na_B \geq 1.50$ apfu.
- Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li αμφίβολοι, όπου $0.50 < (Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li)_B < 1.50$ και $0.50 \leq (Ca,Na)_B \leq 1.50$ apfu.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Για τη μελέτη των αμφιβόλων έγιναν μικροαναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Ο FeO προσδιορίζεται από τη μικροανάλυση σαν ολικός δισθενής. Για τον ποσοτικό προσδιορισμό του Fe_2O_3 αμφιβόλων χρησιμοποιήθηκε η υπολογιστική μέθοδος του Schumacher (Leake et al. 1997).

Στον Πίνακα 4.1.2.1.1 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις από τις αμφιβόλους όλων των πετρογραφικών τύπων καθώς και οι θέσεις που καταλαμβάνουν τα διάφορα ιόντα στο χημικό τους τύπο.

Σύμφωνα με την ταξινόμηση που προαναφέρθηκε, οι αμφίβολοι του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων και έχουν σύσταση κυρίως σιδηροεδενίτη έως χαστινγκσίτη (Σχήμα 4.1.2.1.1). Επίσης στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων ανήκουν και οι αμφίβολοι της ομάδας του διορίτη ((Bi)-Hbl Dr), με σύσταση κυρίως μαγνησιοκεροστίλβης έως σιδηροκεροστίλβης (Σχήμα 4.1.2.1.2). Τέλος οι αμφίβολοι του κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Hbl Grd) ανήκουν επίσης στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων αλλά προβάλλονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης (Σχήμα 4.1.2.1.3). Από τα Σχήματα. 4.1.2.1.2 και 4.1.2.1.3 συμπεραίνεται ότι η κοσκινοειδής κεροστίλβη (sieved ή spongy Hbl) δε διαφέρει χημικά από τις υπόλοιπες. Ιδιαίτερα στο Σχήμα 4.1.2.1.3 όπου προβάλλονται αναλύσεις κεροστιλβών του Hbl Grd που περιέχει και τις δύο μορφές των κρυστάλλων της κεροστίλβης, παρατηρούμε ότι αυτές επίσης δεν ξεχωρίζουν μεταξύ τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.1.2.1.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις αμφιβόλων από τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 23 O).

Δείγμα	P602 (Bi-Hbl Dr)			P15 (Hbl Dr)			P925 (Bi-Hbl Dr)		
	Πυρ	Ενδ	Περ	Πυρ	Ενδ	Περ	Περ	Ενδ	Πυρ
SiO_2	43.9	45.9	42.3	44.9	45.0	45.9	46.4	46.4	47.3
TiO_2	0.54	0.39	0.50	0.42	0.50	0.54	0.53	0.65	0.77
Al_2O_3	12.3	8.68	15.0	11.0	11.9	11.7	11.2	12.2	10.9
FeO	17.8	16.8	17.3	17.2	15.3	16.5	14.2	14.7	14.4
MnO	0.54	0.60	0.68	0.20	0.57	0.36	0.49	0.41	0.39
MgO	9.59	11.3	8.20	9.95	10.5	10.06	10.6	10.4	10.2
CaO	11.3	12.6	12.0	12.6	12.4	12.0	12.0	11.4	11.7
Na_2O	1.01	0.82	1.54	0.89	0.66	1.01	1.14	0.87	0.69
K_2O	0.58	0.67	0.43	0.43	0.36	0.34	0.53	0.54	0.52
Cl				0.18	0.11			0.04	0.01
F									
	97.65	97.78	97.89	97.77	97.33	98.37	97.05	97.49	96.89
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.65	97.78	97.89	97.73	97.31	98.37	97.05	97.48	96.89
Si	6.50	6.80	6.29	6.66	6.64	6.72	6.85	6.78	6.97
Al IV	1.50	1.20	1.71	1.34	1.36	1.28	1.15	1.22	1.03
T	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.65	0.31	0.93	0.59	0.71	0.74	0.80	0.88	0.86
Ti	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.09
Fe^{3+}	0.50	0.45	0.24	0.31	0.32	0.20	0.01	0.18	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.12	2.50	1.82	2.20	2.30	2.20	2.33	2.26	2.23
Fe^{2+}	1.63	1.62	1.91	1.82	1.56	1.81	1.74	1.61	1.77
Mn	0.00	0.07	0.04	0.02	0.06	0.00	0.06	0.00	0.05
C	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.07	0.01	0.04	0.00	0.01	0.04	0.00	0.05	0.00
Ca	1.80	1.99	1.91	2.00	1.97	1.88	1.90	1.79	1.85
Na	0.11	0.00	0.05	0.002	0.02	0.06	0.10	0.16	0.15
B	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.000*	*2.000*
Na	0.18	0.23	0.40	0.26	0.17	0.23	0.22	0.08	0.05
K	0.11	0.16	0.08	0.08	0.07	0.06	0.10	0.10	0.09
A	*0.29*	*0.36*	*0.48*	*0.34*	*0.24*	*0.29*	*0.32*	*0.18*	*0.14*
FeO	13.4	13.1	15.4	14.7	12.6	14.8	14.1	13.2	14.4
Fe_2O_3	4.97	4.12	2.14	2.81	2.92	1.79	0.12	1.65	0.04

Πυρ: πυρήνας, Ενδ: Ενδιάμεση ζώνη, Περ: Περιφέρεια

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.1.2.1.1 (Συνέχεια).

Δείγμα	P603 (Bi-Hbl Dr)			P911 (Hbl Grd)			P14 (Bi Hbl Grd)		
	Πυρ	Ενδ	Περ	Πυρ	Περ	Ενδ	Πυρ	Περ	Ενδ
SiO_2	45.0	42.9	43.5	48.3	51.2	47.9	44.1	43.3	43.4
TiO_2	0.39	0.79	0.66	0.44	0.00	0.22	0.60	0.51	0.48
Al_2O_3	10.7	11.8	12.7	7.29	4.91	7.82	9.50	9.71	9.68
FeO	18.4	18.5	18.9	15.3	16.0	15.8	20.4	20.7	20.7
MnO	0.67	0.47	0.52	0.58	0.56	0.53	0.73	0.92	0.58
MgO	8.8	8.43	7.56	12.0	12.3	12.0	8.50	8.69	8.14
CaO	12.1	12.3	12.1	12.5	12.5	12.7	11.6	12.2	12.2
Na_2O	0.88	0.76	0.95	1.05	0.54	0.83	1.36	1.05	1.38
K_2O	0.74	0.89	0.69	0.82	0.48	0.60	1.45	1.59	1.54
Cl									0.01
F									
	97.67	97.08	97.57	98.28	98.37	98.42	98.30	98.58	98.06
O=Cl	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.67	97.03	97.57	98.28	98.37	98.42	98.30	98.58	98.06
Si	6.74	6.50	6.55	7.11	7.48	7.00	6.68	6.54	6.63
Al IV	1.26	1.50	1.45	0.89	0.52	1.00	1.32	1.46	1.37
T	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.62	0.61	0.81	0.37	0.32	0.35	0.38	0.27	0.37
Ti	0.04	0.09	0.07	0.05	0.00	0.02	0.07	0.06	0.05
Fe^{3+}	0.22	0.32	0.14	0.02	0.03	0.26	0.24	0.49	0.19
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.97	1.90	1.70	2.63	2.67	2.63	1.92	1.96	1.86
Fe^{2+}	2.09	2.02	2.24	1.86	1.92	1.67	2.35	2.12	2.46
Mn	0.06	0.06	0.04	0.07	0.06	0.06	0.04	0.11	0.07
C	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00
Ca	1.94	2.0	1.95	1.96	1.95	1.99	1.89	1.98	1.99
Na	0.03	0.00	0.03	0.03	0.04	0.01	0.06	0.01	0.01
B	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*
Na	0.23	0.22	0.25	0.27	0.11	0.23	0.34	0.29	0.40
K	0.14	0.17	0.13	0.15	0.09	0.11	0.28	0.31	0.30
A	*0.37*	*0.39*	*0.38*	*0.42*	*0.20*	*0.34*	*0.62*	*0.60*	*0.70*
FeO	16.7	16.0	17.8	15.1	15.7	13.7	18.5	16.8	19.2
Fe_2O_3	1.91	2.81	1.19	0.16	0.30	2.37	2.11	4.33	1.66

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

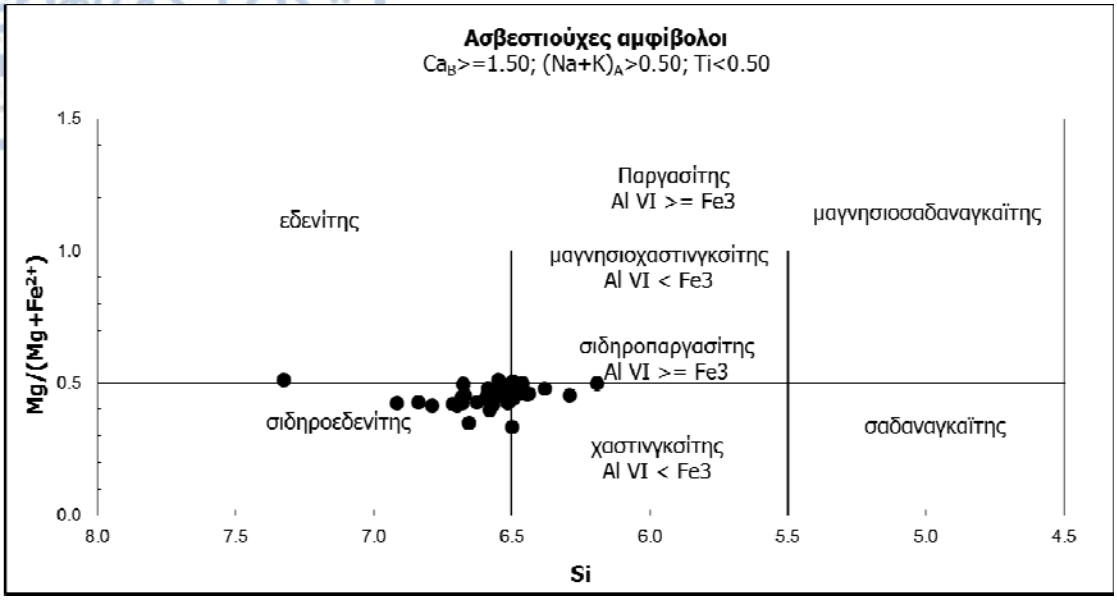
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.1.2.1.1 (Συνέχεια).

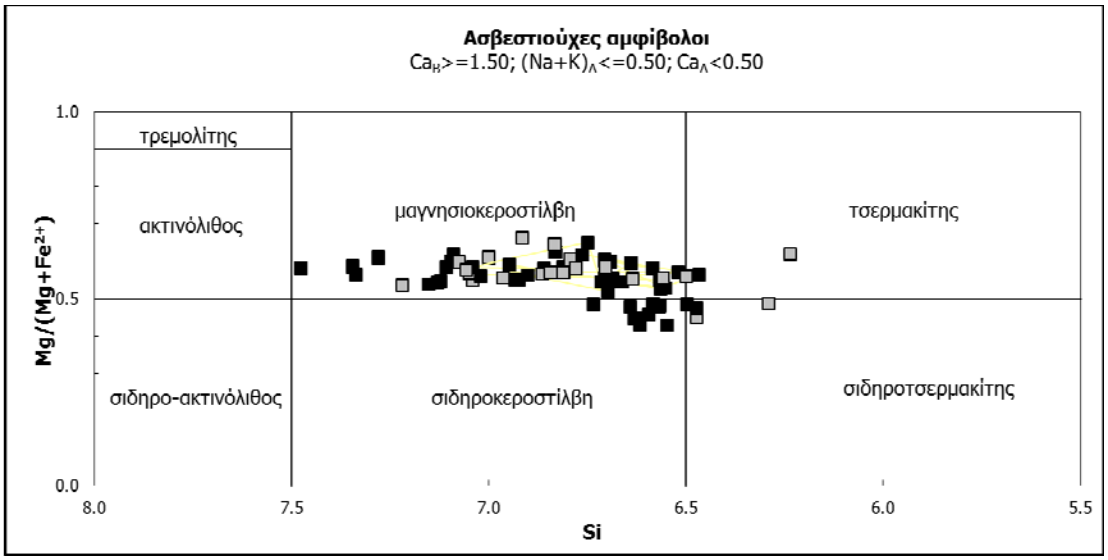
Δείγμα	P903 (Hbl Bi Grd)			P108 (Bi Hbl Grd)			P220 (Bi Hbl Grd)		
	Πυρ	Περ	Περ	Πυρ	Πυρ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	42.8	45.8	44.8	43.5	43.1	44.6	41.3	41.5	42.6
TiO_2	0.40	0.24	0.00	0.59	0.70	0.53	0.84	0.77	0.64
Al_2O_3	9.63	9.48	9.32	9.49	9.90	9.97	8.09	9.95	10.3
FeO	20.8	19.5	21.2	20.6	20.4	19.2	26.2	20.8	20.4
MnO	0.49	0.78	0.56	0.45	0.35	0.45	0.40	0.46	0.34
MgO	8.98	8.05	8.02	8.86	8.99	9.40	6.09	8.68	8.62
CaO	12.3	11.3	12.0	12.3	12.2	11.6	11.7	12.1	12.1
Na_2O	1.22	1.48	1.52	0.99	1.01	1.37	0.98	1.36	1.29
K_2O	1.37	1.74	1.23	1.46	1.53	1.25	1.88	1.67	1.75
Cl									
F									
	97.93	98.34	98.58	98.23	98.11	98.33	97.43	97.37	98.02
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.93	98.34	98.58	98.23	98.11	98.33	97.43	97.37	98.02
Si	6.49	6.92	6.79	6.57	6.51	6.68	6.50	6.38	6.50
Al IV	1.51	1.08	1.21	1.41	1.49	1.32	1.50	1.62	1.50
T	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.22	0.60	0.45	0.28	0.28	0.44	0.00	0.18	0.34
Ti	0.05	0.03	0.00	0.07	0.08	0.06	0.10	0.09	0.07
Fe^{3+}	0.58	0.00	0.13	0.44	0.48	0.28	0.63	0.52	0.32
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.03	1.81	1.81	2.00	2.03	2.10	1.43	1.99	1.96
Fe^{2+}	2.06	2.46	2.56	2.16	2.10	2.12	2.82	2.16	2.28
Mn	0.06	0.10	0.05	0.05	0.04	0.00	0.02	0.06	0.03
C	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*	*5.00*
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.06	0.03	0.00	0.01
Ca	1.99	1.83	1.95	2.00	1.98	1.86	1.97	2.00	1.98
Na	0.01	0.17	0.02	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.01
B	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*
Na	0.35	0.26	0.42	0.29	0.29	0.32	0.30	0.41	0.37
K	0.27	0.34	0.24	0.28	0.29	0.24	0.38	0.33	0.34
A	*0.62*	*0.60*	*0.66*	*0.57*	*0.58*	*0.56*	*0.68*	*0.74*	*0.71*
FeO	16.3	19.5	20.1	17.1	16.6	17.0	21.4	16.8	17.9
Fe_2O_3	5.09	0.00	1.15	3.87	4.17	2.44	5.30	4.50	2.78

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



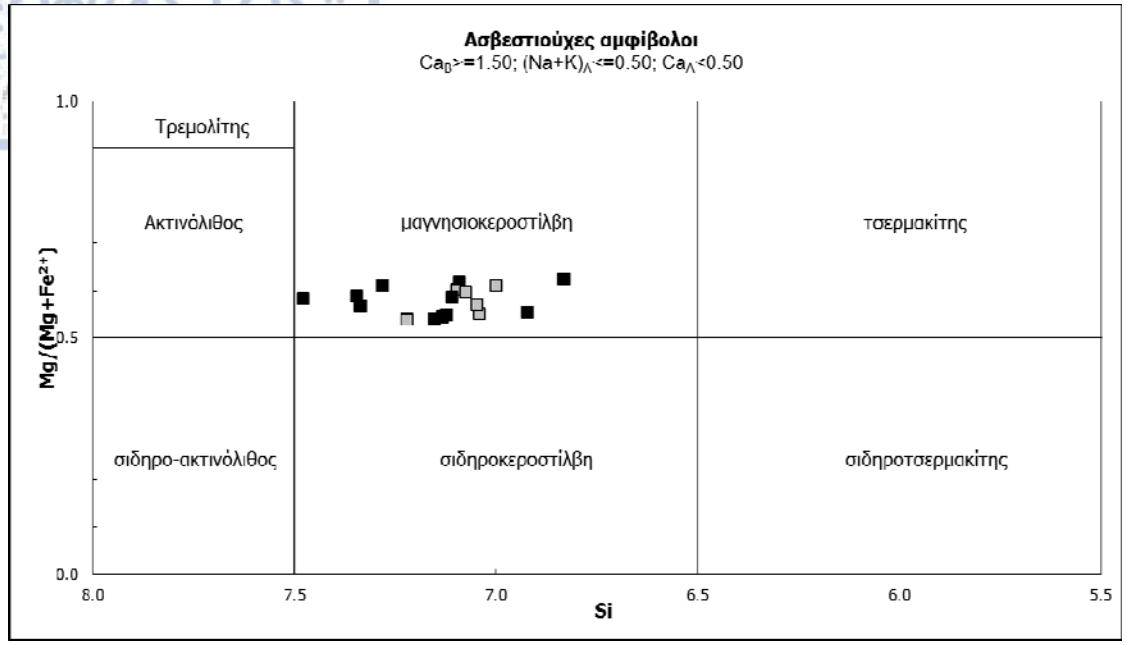
Σχήμα 4.1.2.1.1. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997, 2003) του Bi-Hbl Grd.



Σχήμα 4.1.2.1.2. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997, 2003) του (Bi)-Hbl Dr. Με γκρι χρώμα προβάλλονται οι κοσκινοειδείς κεροστίλβες ενώ με μαύρο χρώμα οι υπόλοιποι κρύσταλλοι.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.1.2.1.3. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997,2003) του κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Hbl Grd). Με γκρι χρώμα προβάλλονται οι κοσκινοειδείς κεροστίλβες ενώ με μαύρο χρώμα οι υπόλοιποι κρύσταλλοι.

4.1.2.2 Αντικαταστάσεις

Η δομή των αμφιβόλων επιτρέπει την αντικατάσταση και τοποθέτηση ιόντων στο πλέγμα τους με σχετικά μεγάλη ανοχή. Η τελική μορφή της δομής τους πιστεύεται ότι επιτυγχάνεται με διάφορες αντικαταστάσεις ιόντων σ' ένα αρχικά απλό πλέγμα όπως αυτό του τρεμολίτη (Deer et al. 1962,1963). Η ευκολία με την οποία μπορούν να γίνουν οι αντικαταστάσεις των ιόντων στο πλέγμα των αμφιβόλων δικαιολογεί και τη μεγάλη διακύμανση της χημικής τους σύστασης.

Οι αντικαταστάσεις στοιχείων στις αμφιβόλους μπορεί να είναι απλές, με αντικατάσταση του Mg από Fe^{2+} ή/και Mn, καθώς και διττές, με ταυτόχρονη αντικατάσταση δύο στοιχείων διαφορετικού σθένους, έτσι ώστε να διατηρηθεί η ισορροπία του πλέγματος. Το όνομα του ακραίου μέλους που προκύπτει χαρακτηρίζει και τον τύπο της αντικατάστασης (Deer et al. 1962,1963, Czamanske and Wones 1973, Vyhnal et al. 1991). Οι τύποι αντικατάστασης των αμφιβόλων είναι οι εξής:

- Εδενιτική $^{A}\square + {}^{IV}Si = {}^{A}(Na,K) + {}^{IV}Al$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- Σιδηροτσερμακιτική $2^{IV}Si+2^{VI}Mg=2^{IV}Al+2^{VI}Fe^{3+}$
- Αργιλιοτσερμακιτική $2^{IV}Si+2^{VI}Mg=2^{IV}Al+2^{VI}Al$
- Τιτανιοτσερμακιτική $2^{IV}Si+2^{VI}Mg=2^{IV}Al+^{VI}Ti$
- Ριχτεριτική $^{A}\square+^{B}Ca=^{A}Na+^{B}Na$
- Ρειβεκιτική $2^{B}Ca+2^{VI}Mg=2^{B}Na+2^{VI}Fe^{3+}$
- Γλαυκοφανιτική $2^{B}Ca2^{VI}Mg=2^{B}Na+2^{VI}Al$
- Χαστινγκσιτική $^{A}\square+^{VI}Mg+4^{IV}Si=^{A}(Na,K)+^{VI}Fe^{3+}+2^{IV}Al$
- Παργασιτική $^{A}\square+^{VI}Mg+4^{IV}Si=^{A}(Na,K)+^{VI}Al+2^{IV}Al$

Η ισότητα: ^{IV}Al=ιόντα *A*-θέσης+[$^{VI}Al+Fe^{3+}+2Ti^{4+}$] σύμφωνα με τον Robinson et al. (1971) ισχύει όταν έχουμε αντικατάσταση εδενιτικού και τσερμακιτικού τύπου. Σύμφωνα με τον Brown (1977) και τους Laird and Albee (1981), η παργασιτική και η τσερμακιτική αντικατάσταση συμβαδίζουν με χαμηλές πιέσεις σχηματισμού. Σε τέτοιες χαμηλές πιέσεις, κάτω των 2 kbars, η περιεκτικότητα του ολικού Al στην αμφίβολο επηρεάζεται όχι μόνο από την πίεση αλλά και από τη θερμοκρασία και τη μερική πίεση CO_2 (Johnson and Rutherford 1989, Schmidt 1992).

Στο Σχήμα 4.1.2.2.1 δίνονται διάφορα διαγράμματα αντικαταστάσεων των αμφιβόλων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Όπως φαίνεται στα διαγράμματα των Σχημάτων 4.1.2.2.1α,β,γ,ι, οι εξεταζόμενες αμφίβολοι προσεγγίζουν την ευθεία 1:1, άρα οι κύριες αντικαταστάσεις στο πλέγμα τους είναι η εδενιτική, η τσερμακιτική και ο συνδυασμός εδενιτικής-τσερμακιτικής. Η απόκλιση όμως που παρατηρείται στα υπόλοιπα διαγράμματα από την ευθεία 1:1, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι παράλληλα λαμβάνουν χώρα και αντικαταστάσεις άλλων τύπων.

Από τα διαγράμματα αντικαταστάσεως των αμφιβόλων, διαπιστώνεται ότι οι δευτερεύουσες αντικαταστάσεις που λαμβάνουν χώρα είναι η ριχτεριτική (Σχήμα 4.1.2.2.1ζ), η ρειβεκιτική (Σχήμα 4.1.2.2.1η,θ) και η παργασιτική (Σχήμα 4.1.2.2.1κ). Φαίνεται από τα διαγράμματα ότι αυτή που λαμβάνει χώρα σε μεγαλύτερη έκταση είναι η απλή αντικατάσταση Fe^{2+}-Mg.

Εκτός από τις διττές αντικαταστάσεις που αναφέρθηκαν, στις αμφιβόλους παρατηρούνται και απλές αντικαταστάσεις που αφορούν δισθενή κατιόντα στις

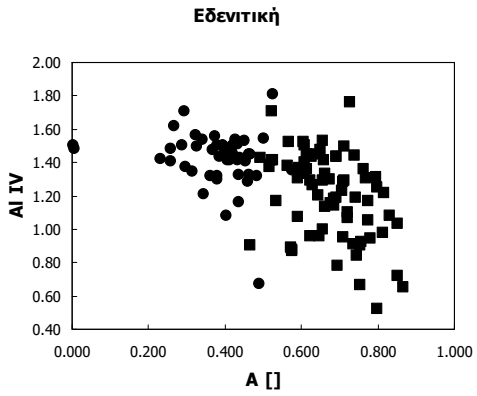
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

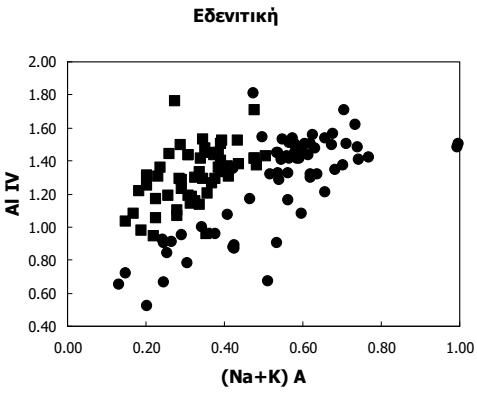
οκταεδρικές θέσεις. Τέτοιες αντικαταστάσεις συμβαίνουν μεταξύ Mg και Fe^{2+}, Ti και Mn. Όπως φαίνεται από τα διαγράμματα (Σχήμα 4.1.2.2.1λ,μ,ν) υπάρχει αρνητική συσχέτιση μεταξύ Mg-Ti και Mg-Mn, ενώ μεταξύ Mg και Fe^{2+} η συσχέτιση μπορεί να θεωρηθεί γενικά καλή. Παράλληλα με τις αντικαταστάσεις που προαναφέρθηκαν, έχουμε αντικατάσταση του Si από ^{IV}Al για την εξισορρόπηση των σθενών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

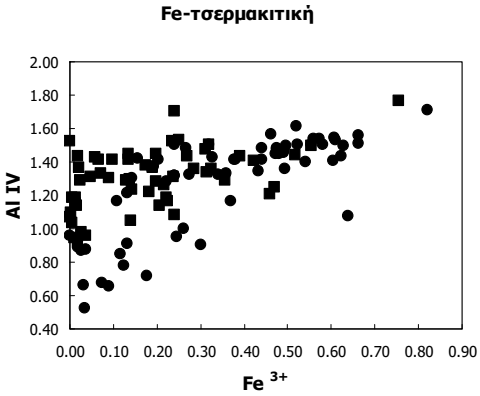
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



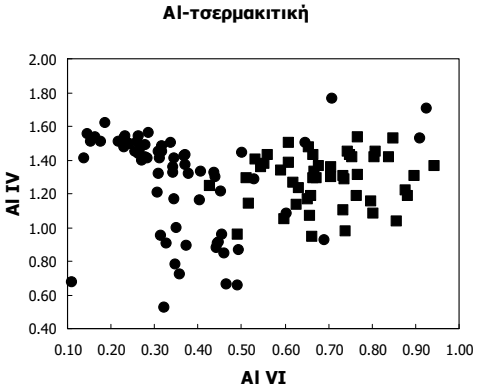
(α)



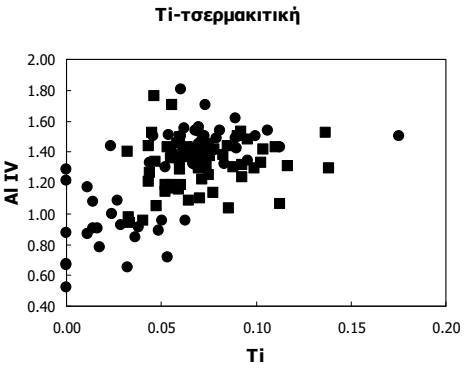
(β)



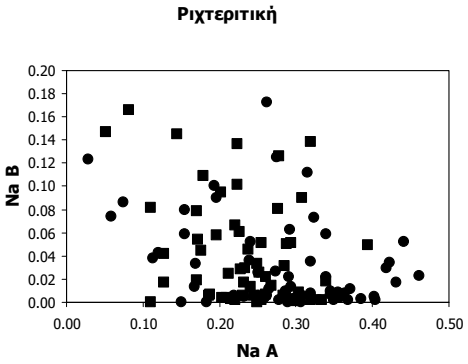
(γ)



(δ)



(ε)

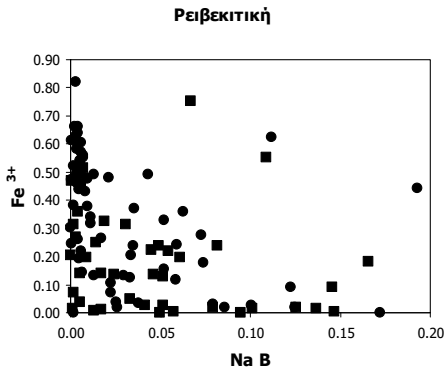


(ζ)

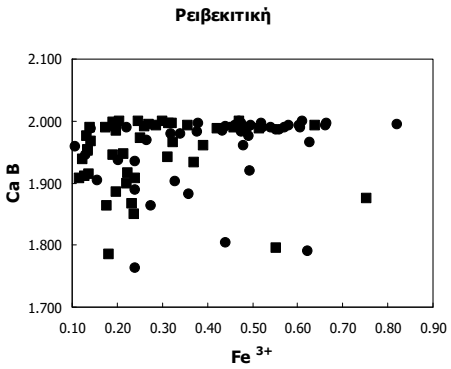
Σχήμα 4.1.2.2.1. Διαγράμματα αντικαταστάσεων στο πλέγμα των αμφιβόλων. Διττές αντικαταστάσεις: (α) & (β) εδενιτική, (γ) (δ) & (ε) τσερμακιτική, (ζ) ριχτερητική. Με τετράγωνο προβάλλονται οι κεροστίλβες του (Bi-)Hbl Dr και του Hbl Grd, ενώ με κύκλο προβάλλονται οι κεροστίλβες του Bi-Hbl Grd.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

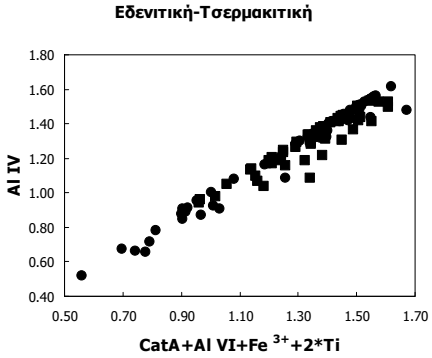
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



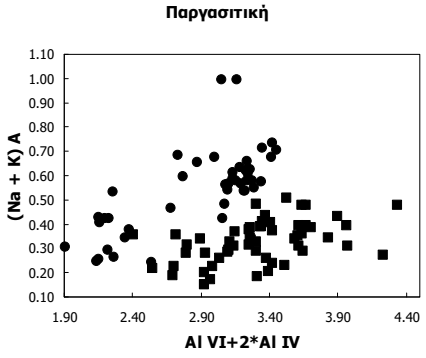
(η)



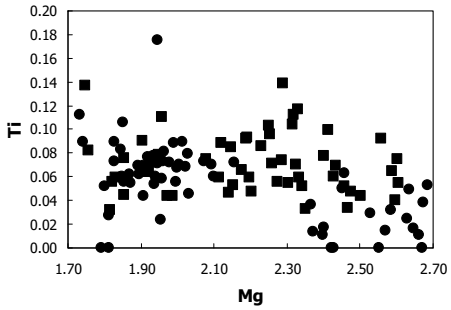
(θ)



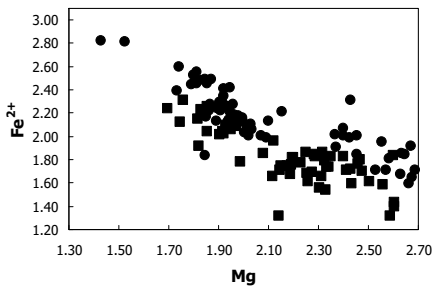
(ι)



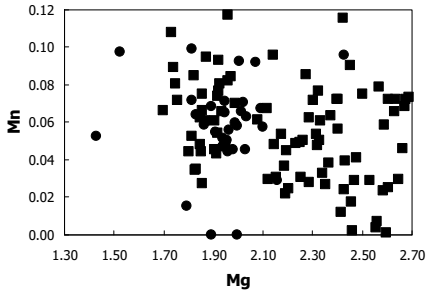
(κ)



(λ)



(μ)



(ν)

Σχήμα 4.1.2.2.1 (Συνέχεια). ε) σιδηροτσερμακιτική, ζ) αργιλιοτσερμακιτική και η) τιτανιοτσερμακιτική. Απλές αντικαταστάσεις: θ) μεταξύ Mg και Ti, (ι) μεταξύ Mg και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Fe^{2+} και κ) μεταξύ Mg και Mn. Με τετράγωνο προβάλλονται οι κεροστίλβες του (Bi-)Hbl Dr και του Hbl Grd, ενώ με κύκλο προβάλλονται οι κεροστίλβες του Bi-Hbl Grd.

4.1.3 Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η κεροστίλβη εμφανίζεται ως βασικό φεμικό συστατικό στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) καθώς και στον βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr), ενώ είναι το μοναδικό φεμικό συστατικό στον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd) και στον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr). Όλοι οι αμφίβολοι του πλουτωνίτη ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων και πιο συγκεκριμένα οι αμφίβολοι του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) έχουν σύσταση κυρίως σιδηροεδενίτη έως χαστινγκσίτη, του διορίτη ((Bi)-Hbl Dr) έχουν σύσταση κυρίως μαγνησιοκεροστίλβης έως σιδηροκεροστίλβης και του κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Hbl Grd) έχουν σύσταση μαγνησιοκεροστίλβης. Η κοσκινοειδής κεροστίλβη (sieved ή spongy Hbl) δε διαφέρει χημικά από τις υπόλοιπες παρά μόνο στη μορφολογία της και η δημιουργία της μπορεί να οφείλεται: σε αντικατάσταση σε στερεά κατάσταση πυριτίου στο πλέγμα του ορυκτού με αποτέλεσμα να δημιουργείται χαλαζίας, σε καταστροφή φεμικών ορυκτών, όπως είναι οι πυρόξενοι και η ίδια η κεροστίλβη, αφήνοντας χαλαζία ως υπόλειμμα, σε αποτέλεσμα δράσης υδροθερμικών υγρών και σε αφομοίωση ξενολίθων από το τήγμα (αντικατάσταση του πυροξένου). Οι κύριες αντικαταστάσεις στο πλέγμα τους είναι η εδενιτική, η τσερμακιτική και ο συνδυασμός εδενιτικής-τσερμακιτικής ενώ από τις απλές αντικαταστάσεις επικρατέστερη είναι αυτή του Mg με το Fe^{2+}.

4.2 Βιοτίτης

4.2.1 Εμφάνιση

Ο βιοτίτης εμφανίζεται σχεδόν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του Πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (εκτός του Hbl Grd και Hbl Dr) και αποτελεί ένα από τα κύρια ορυκτολογικά τους συστατικά. Συχνά εμφανίζεται

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

έντονα επηρεασμένος από την τεκτονική καταπόνηση, που έχει προκαλέσει κάμψεις και κυματοειδή κατάσβεση των φυλλαρίων. Ως εγκλείσματα συχνά περιέχει μέσα του κρυστάλλους ζιρκονίου, απατίτη, ρουτιλίου, αδιαφανών ορυκτών και σε ορισμένες περιπτώσεις και κεροστίλβης. Στις περισσότερες περιπτώσεις εγκλείεται από την κεροστίλβη. Σε δείγματα που είναι ελαφρώς αποσαθρωμένα, αλλοιώνεται σε χλωρίτη. Η αλλοίωση είναι πιο εμφανής παράλληλα στο σχισμό και κατά μήκος των σχισμογενών επιπέδων. Γενικά σχηματίζει πρισματικούς κρυστάλλους και είναι πλεοχροϊκή με χρώματα που κυμαίνονται από σκούρα καστανά έως καστανοπράσινα και καστανοκόκκινα (Φωτ. 4.2.1.1, Παράρτημα 13Β).

4.2.2 Ορυκτοχημική μελέτη

4.2.2.1 Χρώμα

Διάφοροι ερευνητές ασχολήθηκαν στο παρελθόν με σκοπό το συσχετισμό του χρώματος του βιοτίτη με τη σύστασή του. Πρώτος ο Hall (1941) συσχέτισε το χρώμα του βιοτίτη με τις συγκεντρώσεις FeO_{tot}, MgO και TiO_2 και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ψηλές συγκεντρώσεις σιδήρου και τιτανίου ευθύνονται για τα πράσινα και κόκκινα χρώματα, αντίστοιχα. Αργότερα, πολλοί άλλοι ερευνητές κατέληξαν στα ίδια συμπεράσματα (Hayama 1959, Chinner 1960, Dodge et al. 1969). Αργότερα, ο Gorbatschev (1972) απέδωσε τα κόκκινα χρώματα των βιοτιτών, που εμπεριέχονταν σε μεταμορφωμένα πετρώματα, στην παρουσία Ti^{3+}. Ο Σαπουντζής (1976) βρήκε καστανό βιοτίτη σε βιοτιτικούς-μοσχοβιτικούς γρανίτες και γρανοδιορίτες από τη Σιθωνία σε αντίθεση με τους καστανοπράσινους και ελαιοπράσινους βιοτίτες κεροστιλβικών γρανοδιοριτών. Τη διαφορά στο χρώμα των βιοτιτών της Σιθωνίας την απέδωσε στη μεγαλύτερη περιεκτικότητα TiO_2 και Fe^{3+} των καστανών βιοτιτών σε σχέση με τους ελαιοπράσινους βιοτίτες.

Γενικά, ο κόκκινος βιοτίτης έχει χαμηλότερες τιμές $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ και περιέχει Ti. Χαρακτηρίζει κυρίως τα υπεραργιλικά πετρώματα που σχηματίστηκαν σε αναγωγικές συνθήκες. Πράσινος ή καστανοπράσινος βιοτίτης

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

απαντάται περισσότερο σε μεταργιλικά γρανιτικά πετρώματα που κρυσταλλώθηκαν σε οξειδωτικές συνθήκες. Σύμφωνα με τους Lalonde and Bernard (1993), είναι εμπλουτισμένος σε Mg και έχει ψηλότερη αναλογία $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ σε σχέση με τον κοκκινωπό.

4.2.2.2 Επεξεργασία των χημικών αναλύσεων και ταξινόμηση

Οι μαρμαρυγίες είναι φυλλοπυριτικά ορυκτά των οποίων η δομή αποτελείται από ένα οκταεδρικό φύλλο (Os) μεταξύ δύο αντιτιθέμενων τετραεδρικών φύλλων (Ts) (Rieder et. al. 1998). Αυτά τα φύλλα σχηματίζουν ένα στρώμα που διαχωρίζεται από τα γειτονικά στρώματα από επίπεδα άνυδρων ενδοστρωματικων κατιόντων (I). Η ακολουθία έχει ως εξής: I Ts Os Ts I Ts Os Ts … Τα τετραεδρικά φύλλα έχουν σύσταση T_2O_5 και τα τετράεδρα συνδέονται μεταξύ τους με τα τρία άτομα οξυγόνου της βάσης του. Τα διατεταγμένα ανιόντα γύρω από τα οκταεδρικά κατιόντα (M) αποτελούνται από τα οξυγόνα της κορυφής του τετραέδρου και ανιόντα (A). Ο αριθμός σύνταξης των ενδοστρωματικών κατιόντων είναι κυρίως δώδεκα και το σθένος τους δεν πρέπει να είναι λιγότερο από 0.6 ανά μονάδα χημικού τύπου. Ο γενικός χημικός τύπος των μαρμαρυγιών δίνεται από τη σχέση:

$$I\ M_{2-3}\ \square_{1-10}\ T_4\ O_{10}\ A_2$$

όπου:

στη θέση I μπαίνει κυρίως K, Na, Ca και πιθανόν Cs, Rb, Ba, NH_4

στη θέση M μπαίνει Li, Fe (δισθενής ή τρισθενής), Mg, Mn (δισθενές ή τρισθενές), Zn, Al, Cr, V και Ti

η θέση □ αντιπροσωπεύει κενή θέση στη δομή

στη θέση T μπαίνει Si, Al, B, Fe (τρισθενές) και Be και

στη θέση A μπαίνει Cl, F, OH, O (οξυ-μαρμαρυγίες) και S.

Οι μαρμαρυγίες θεωρούνται διοκταεδρικοί αν περιέχουν λιγότερο από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα (M) ανά μονάδα κυψελίδας και τριοκταεδρικοί αν περιέχουν περισσότερο από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα (M). Ο χημικός τύπος των μαρμαρυγιών υπολογίζεται με βάση τα 22 οξυγόνα εφόσον δεν μπορεί να καθοριστεί η περιεκτικότητά τους σε H_2O.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Για τη μελέτη των βιοτιτών έγιναν μικροαναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων όλων των πετρογραφικών τύπων. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις δίνονται στον Πίνακα 4.2.2.2.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.2.2.2.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις βιοτιτών των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 22 Ο).

Δείγμα	P809 (Bi Grd)			P108 (Bi Hbl Grd)			P220 (Bi Hbl Grd)		
	Πυρ	Περ	Περ	Πυρ	Πυρ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	37.6	38.1	39.1	37.0	37.3	36.9	36.9	37.1	37.3
TiO_2	1.98	1.46	1.01	2.04	2.15	2.14	2.80	2.60	2.30
Al_2O_3	15.5	14.9	14.5	14.1	14.0	13.8	13.3	13.2	13.3
FeO	19.8	20.0	20.6	22.8	23.2	23.3	23.1	22.0	21.6
MnO				0.31	0.33	0.31	0.37	0.28	0.00
MgO	12.0	11.8	11.4	10.6	10.1	10.2	10.3	11.0	11.3
CaO									
Na_2O									
K_2O	10.5	10.3	10.4	9.45	10.13	10.15	9.37	10.16	9.90
Cr_2O_3									
NiO									
Cl	0.09	0.12	0.04						
F									
	97.53	96.73	96.97	96.25	97.12	96.86	96.22	96.37	95.71
O=Cl	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.51	96.70	96.96	96.25	97.12	96.86	96.22	96.37	95.71
Si	5.63	5.75	5.96	5.69	5.70	5.69	5.69	5.71	5.75
Al IV	2.37	2.25	2.04	2.31	2.30	2.31	2.31	2.29	2.25
Z	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.37	0.40	0.57	0.24	0.23	0.18	0.11	0.10	0.16
Ti	0.22	0.17	0.12	0.24	0.25	0.25	0.33	0.30	0.27
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.48	2.53	2.62	2.93	2.97	3.01	2.99	2.83	2.79
Mn	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.00
Mg	2.69	2.66	2.30	2.43	2.32	2.35	2.38	2.53	2.60
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	*5.76*	*5.78*	*5.61*	*5.87*	*5.80*	*5.82*	*5.85*	*5.80*	*5.81*
Ca	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	2.00	1.98	2.02	1.85	1.98	1.99	1.84	1.99	1.95
X	*2.00*	*1.98*	*2.02*	*1.85*	*1.98*	*1.99*	*1.84*	*1.99*	*1.95*
Mg/ (Mg+Fe_2)	0.52	0.51	0.47	0.45	0.44	0.44	0.44	0.47	0.48

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Πίνακας 4.2.2.2.1. (Συνέχεια).

Δείγμα	P925 (Bi Hbl Dr)			P603 (Bi Hbl Dr)			P602 (Bi Hbl Grd)		
	Πυρ	Πυρ	Περ	Περ	Πυρ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	38.0	38.7	38.0	38.8	38.0	37.1	36.7	38.3	38.7
TiO_2	1.94	1.51	3.44	3.15	3.07	2.91	2.25	1.97	1.91
Al_2O_3	14.5	16.2	16.2	15.4	14.7	14.4	15.9	15.2	15.7
FeO				0.00					
MnO	20.4	14.5	14.5	20.7	21.1	21.5	17.5	16.5	17.7
MgO	0.02	0.77	0.11	0.60		0.23		0.33	0.17
CaO	11.6	13.2	13.1	9.03	10.0	10.1	11.5	12.0	12.0
Na_2O	0.20	0.53	0.25	0.07	0.29	0.02			
K_2O	0.38	0.82	0.29	0.12	0.46	0.02	0.16	0.65	0.54
Cr_2O_3	8.74	8.62	9.13	9.55	8.90	9.84	9.13	8.44	8.90
NiO									
Cl									
F	0.15	0.09	0.03		0	0.12	0.17	0.21	0.18
	95.78	94.97	95.10	97.44	96.57	96.20	93.44	93.56	95.78
O=Cl	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.04
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.75	94.95	95.09	97.44	96.57	96.17	93.40	93.51	95.74
Si	5.76	5.76	5.65	5.80	5.74	5.68	5.65	5.83	5.79
Al IV	2.24	2.24	2.35	2.20	2.26	2.32	2.35	2.17	2.21
Z	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.35	0.61	0.50	0.52	0.35	0.29	0.54	0.56	0.55
Ti	0.22	0.17	0.38	0.35	0.35	0.34	0.26	0.23	0.22
Fe^{3+}	0.00	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.59	1.81	1.81	2.58	2.67	2.75	2.25	2.09	2.21
Mn	0.00	0.10	0.01	0.08	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02
Mg	2.61	2.92	2.89	2.01	2.26	2.30	2.65	2.71	2.67
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	*5.77*	*5.61*	*5.59*	*5.55*	*5.63*	*5.70*	*5.70*	*5.64*	*5.67*
Ca	0.03	0.09	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.11	0.24	0.09	0.04	0.13	0.00	0.05	0.19	0.16
K	1.69	1.64	1.73	1.82	1.78	1.92	1.79	1.64	1.70
X	*1.83*	*1.94*	*1.86*	*1.87*	*1.96*	*1.92*	*1.84*	*1.83*	*1.86*
Mg/ (Mg+Fe_2)	0.50	0.62	0.62	0.44	0.46	0.46	0.54	0.57	0.5

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.2.2.2.1. (Συνέχεια).

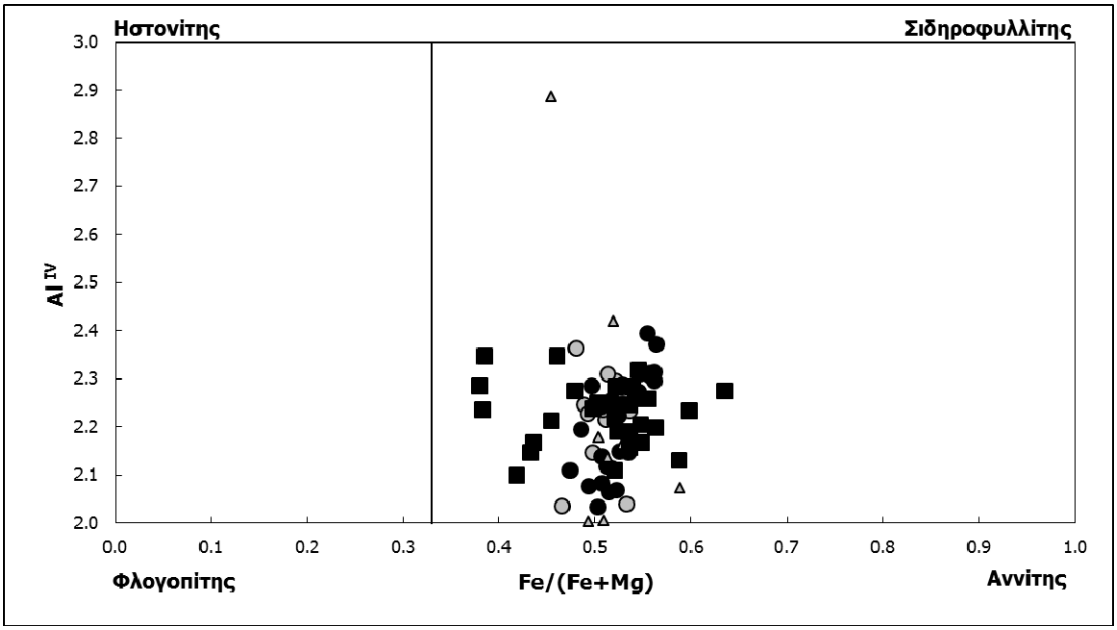
Δείγμα	P806 (Enc)			P607 (Bi Hbl Grd)			P903 ((Bi) Hbl Grd)		
	Πυρ	Πυρ	Περ	Περ	Πυρ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	39.9	39.7	40.2	37.0	36.6	37.4	39.0	39.0	28.7
TiO_2	1.60	2.68	2.30	2.20	2.86	2.83	2.37	1.85	2.13
Al_2O_3	14.9	13.5	14.0	13.1	13.2	13.7	14.1	14.0	14.3
FeO	18.8	19.4	18.9	22.3	25.1	23.4	19.8	20.7	19.6
MnO	0.14	0.44	0.76	0.65	0.28	0.50	0.00	0.00	0.00
MgO	10.0	10.5	9.84	8.80	8.09	8.84	10.9	11.1	11.5
CaO	0.59	0.20	0.62	0.03	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00
K_2O	9.82	9.14	9.75	9.19	9.61	9.83	10.5	10.4	10.2
Cr_2O_3									
NiO									
Cl				0.00	0.16	0.01			
F									
	95.82	95.48	96.46	93.37	96.23	96.57	96.32	96.55	96.17
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.82	95.48	96.46	93.37	96.19	96.57	96.32	96.55	96.17
Si	6.00	6.00	6.03	5.87	5.72	5.76	5.89	5.89	5.84
Al IV	2.00	2.00	1.97	2.13	2.28	2.24	2.11	2.11	2.16
Z	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*	*8.00*
Al VI	0.65	0.41	0.51	0.32	0.15	0.25	0.39	0.38	0.39
Ti	0.18	0.31	0.26	0.26	0.34	0.33	0.27	0.21	0.24
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.36	2.45	2.38	2.95	3.28	3.02	2.51	2.32	2.48
Mn	0.02	0.05	0.01	0.09	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00
Mg	2.24	2.36	2.20	2.08	1.89	2.03	2.44	2.49	2.59
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	*5.46*	*5.58*	*5.44*	*5.70*	*5.68*	*5.69*	*5.61*	*5.69*	*5.70*
Ca	0.09	0.03	0.10	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
K	1.88	1.76	1.86	1.86	1.92	1.93	1.97	193	1.90
X	*1.97*	*1.78*	*1.96*	*1.89*	*1.99*	*1.95*	*1.97*	*1.93*	*1.90*
Mg/ (Mg+Fe_2)	0.49	0.49	0.48	0.41	0.37	0.40	0.50	0.42	0.43

Η σύσταση του βιοτίτη είναι σχεδόν σταθερή σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που εμφανίζεται. Από την προβολή των συστάσεων των βιοτιτών στο διάγραμμα φλογοπίτη-αννίτη-ηστονίτη–σιδηροφυλλίτη (Σχήμα 4.2.2.2.1) προκύπτει ότι όλοι βιοτίτες προβάλλονται στο πεδίο μεταξύ φλογοπίτη-αννίτη με προσέγγιση στο σιδηρούχο ακραίο μέλος και μάλιστα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

χωρίς μεγάλη διασπορά ειδικά στους Grd-τύπους. Ο λόγος $Mg/Mg+Fe_{tot}$ κυμαίνεται από 0.36 έως 0.61 εκτός από τα εγκλείσματα που εμφανίζουν μεγάλη διασπορά στο λόγο αυτό. Το ποσοστό του TiO_2 φτάνει το 3.5% με μέσο όρο 2.8%.



Σχήμα 4.2.2.2.1. Διάγραμμα ταξινόμησης των βιοτιτών σύμφωνα με την ονοματολογία των Speer (1984) και Deer et al. (1986). Με τετράγωνο μαύρου χρώματος προβάλλεται η ομάδα των διοριτών, με κύκλο μαύρου χρώματος, ο Bi-Hbl Grd, με κύκλο γκρίζου χρώματος, ο Bi GRD και Bi SnGr, ενώ με τρίγωνο γκρίζου χρώματος τα εγκλείσματα.

4.2.2.3 Αντικαταστάσεις

Ο φλογοπίτης αποτελεί το απλό αρχικό πλέγμα πάνω στο οποίο γίνεται η διαμόρφωση της τελικής δομής των βιοτιτών μέσω αντικαταστάσεων ιόντων (Dymek 1983, Hewitt and Abrecht 1986, Harrison 1990) το οποίο δίνεται από τον τύπο:

$$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$$

Οι αντικαταστάσεις στο πλέγμα του βιοτίτη διακρίνονται σε:

α) Απλές ή "ένα προς ένα". Τέτοιες θεωρούνται οι αντικαταστάσεις:

K από Na στις A θέσεις,

^{IV}Al από Fe^{3+} και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Mg από Fe^{2+} ή Mn.

β) Πολύπλοκες αντικαταστάσεις που αφορούν ιόντα με διαφορετικά σθένη και χαρακτηρίζονται ως "τύποι αντικαταστάσεων". Έτσι διακρίνουμε τους εξής τύπους:

- Αργιλιοτσερμακιτική $^{VI}R^{2+}+{}^{IV}Si^{4+}={}^{VI}Al^{3+}+{}^{VI}Al^{3+}$
- Μοσχοβιτική $3({}^{VI}R^{2+})= 2({}^{VI}Al^{3+})+{}^{VI}\square$
- Σιδηροτσερμακιτική $^{VI}R^{2+}+ {}^{IV}Si^{4+}= {}^{VI}Fe^{3+}+{}^{VI}Al^{3+}$, και
  $^{VI}Mg^{2+}+{}^{VI}Al^{3+}={}^{VI}Fe^{3+}+{}^{VI}Fe^{2+}$
- Τιτανιοτσερμακιτική $^{VI}R^{2+}+2({}^{IV}Si^{4+})={}^{VI}Ti^{4+}+2({}^{IV}Al^{3+})$
- Τιτάνιο-κενή θέση $2({}^{VI}R^{2+})={}^{VI}Ti^{4+}+{}^{VI}\square$
- Αντικαταστάσεις όπου εισέρχεται το τιτάνιο στο πλέγμα του βιοτίτη $^{VI}Al^{3+}+{}^{IV}Si^{4+}={}^{VI}Ti^{4+}+{}^{IV}Al^{3+}$
  $2({}^{VI}Al^{3+})={}^{VI}Ti^{4+}+{}^{Vi}R^{2+}$ και
  $^{VI}R^{2+}+2(OH)^{-}={}^{VI}Ti^{4+}+2O^{-2}+H_2$

Η τελευταία αντίδραση οδηγεί στην απελευθέρωση υδρογόνου και στο σχηματισμό άνυδρου Ti-οξυβιοτίτη ($KMg_2TiSi_3AlO_{12}$).

Τέλος, στην Α θέση μπορούμε να έχουμε την αντικατάσταση:

- $^{A}K^{+}+{}^{IV}Al^{3+}={}^{A}\square+{}^{IV}Si^{4+}$

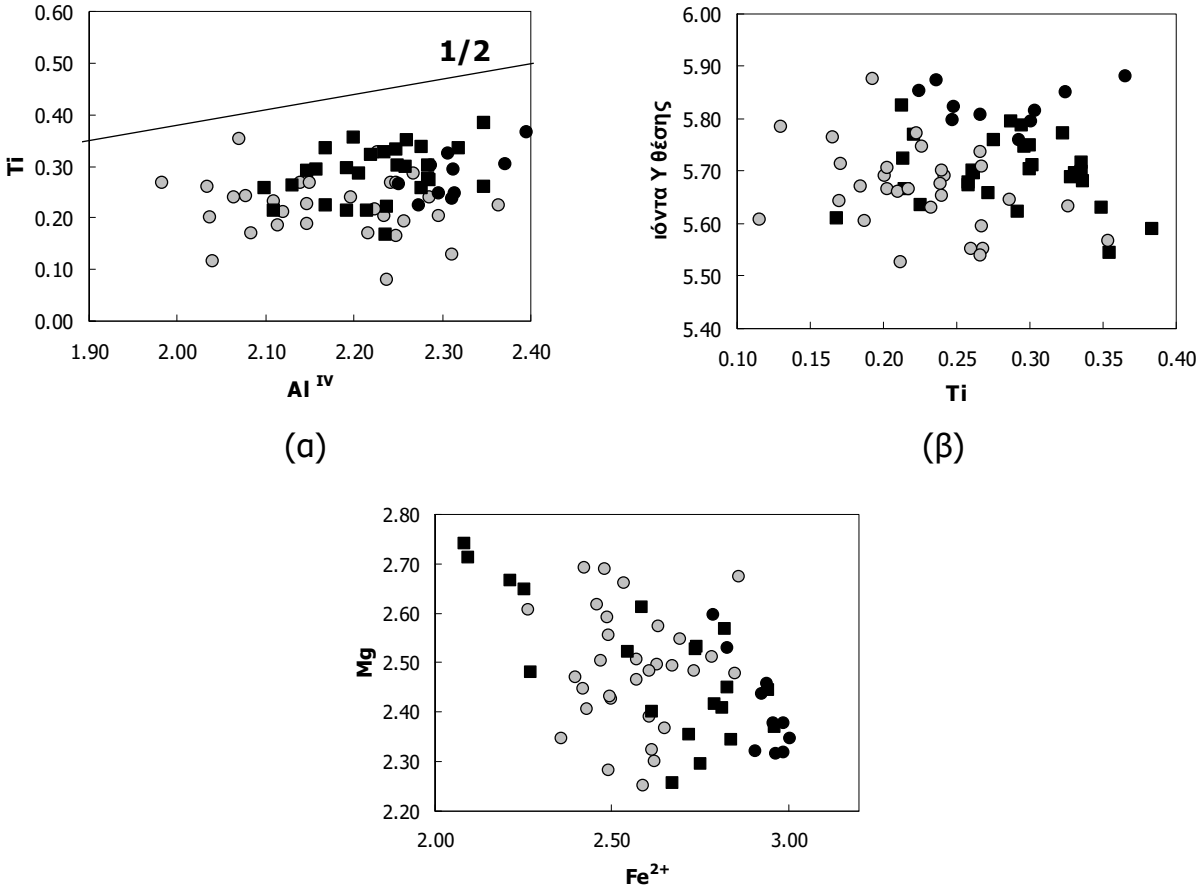
Οι αναλύσεις των βιοτιτών χαρακτηρίζονται από υψηλή περιεκτικότητα σε Ti και χαμηλή περιεκτικότητα σε Al. Αν όλο το Ti και το Al εξισορροπούνταν από μία αντικατάσταση τιτανιοτσερμακιτικού τύπου, τότε τα δεδομένα των βιοτιτών θα προβαλλόταν πάνω στην ευθεία ½=Ti/(Al^{IV}-1). Όπως διαπιστώνεται από το Σχήμα 4.2.2.3.1α, τα σημεία προβάλλονται κάτω από την ευθεία αυτή κι επομένως οι υψηλές τιμές του Ti δεν μπορούν να εξισορροπηθούν από το Al. Άρα πρέπει να αναζητηθεί και άλλος μηχανισμός αντικατάστασης του Ti (Dymek 1983).

Σ' αυτή τη περίπτωση η κύρια αντικατάσταση που παρατηρείται είναι Ti-κενό στην οκταεδρική θέση, όπως φαίνεται και στο διάγραμμα (Σχήμα 4.2.2.3.1β) όπου έχουμε μείωση των κατιόντων της οκταεδρικής θέσης με παράλληλη αύξηση του Ti. Η αντικατάσταση αυτού του τύπου θεωρείται χαρακτηριστική για βιοτίτες με υψηλό Ti και χαμηλό Al όπου η περίσσεια φορτίου εξισορροπείται από το Ti (Bonadiman 1994, Dymek 1983). Από τις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

απλές αντικαταστάσεις επικρατέστερη είναι αυτή του Mg από το Fe^{2+} (Σχήμα 4.2.2.3.1γ).



Σχήμα 4.2.2.3.1. Διαγράμματα αντικαταστάσεων στο πλέγμα των βιοτιτών πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. α) τιτανιοτσερμακιτική, ευθεία ½=Ti/(Al^{IV}-1), β) Ti-κενό και γ) απλή αντικατάσταση Mg από Fe^{2+}. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 4.2.2.2.1.

4.2.3 Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η σύσταση του βιοτίτη είναι σχεδόν σταθερή σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που εμφανίζεται. Δεν παρουσιάζει ζώνωση. Από την προβολή των συστάσεων των βιοτιτών στο διάγραμμα φλογοπίτη-αννίτη-ηστονίτη–σιδηροφυλλίτη προκύπτει ότι όλοι βιοτίτες προβάλλονται στο πεδίο μεταξύ φλογοπίτη-αννίτη με προσέγγιση στο σιδηρούχο ακραίο μέλος. Ο λόγος $Mg/Mg+Fe_{tot}$ κυμαίνεται από 0.36 έως 0.61 εκτός από τα εγκλείσματα που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εμφανίζουν μεγάλη διασπορά στο λόγο αυτό. Το ποσοστό του TiO_2 φτάνει το 3.5% με μέσο όρο 2.8%. Οι αναλύσεις των βιοτιτών χαρακτηρίζονται από υψηλή περιεκτικότητα σε Ti και χαμηλή περιεκτικότητα σε Al. Από τις απλές αντικαταστάσεις επικρατέστερη είναι αυτή του Mg από το Fe^{2+}.

4.3 Άστριοι

4.3.1 Πλαγιόκλαστα

4.3.1.1 Εμφάνιση

Τα πλαγιόκλαστα, όπως αναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους χωρίς να εμφανίζουν πολυδυμίες κατά τον αλβιτικό, albite-Carlsbad ή τον περικλινικό νόμο. Σπανίως εμφανίζουν ζώνωση και σχεδόν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους εκτός από τον Bi SnGr, όπου συμμετέχει με πολύ μικρό ποσοστό, εμφανίζουν αντιπερθίτες. Σε ορισμένες περιπτώσεις εμφανίζονται σερικιτιωμένα.

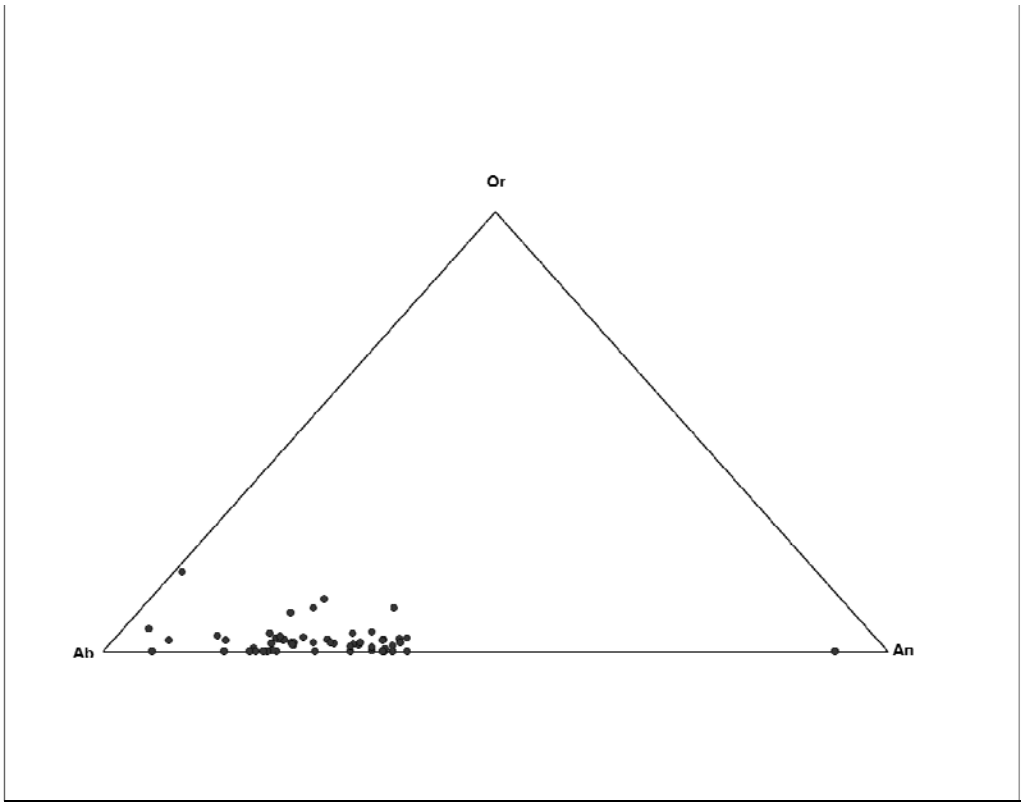
Η σειρά των πλαγιοκλάστων αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ ενός καθαρά νατριούχου (Ab, αλβίτη) και ενός καθαρά ασβεστιούχου (An, ανορθίτη) μέλους. Στη σύσταση όμως των πλαγιοκλάστων μπορεί να εισέλθει και ένα ποσοστό K με τη μορφή μορίου ορθοκλάστου (Or), το οποίο κυμαίνεται από 5 mol% στα μέλη από ανορθίτη ως λαβραδόριο και αυξάνεται σταδιακά προς τα πιο νατριούχα μέλη της σειράς. Άλλα ιόντα που μπορούν να πάρουν μέρος στη σύσταση των πλαγιοκλάστων σε περιορισμένες ποσότητες είναι Ti, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn, Ba και Sr. Ο σίδηρος που υπάρχει στη δομή των πλαγιοκλάστων θεωρείται τρισθενής και αντικαθιστά το Al (Deer et al. 1996).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4.3.1.2 Ορυκτοχημική μελέτη

Για τη μελέτη των πλαγιοκλάστων έγιναν μικροαναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων όλων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη. Τα αποτελέσματα των αναλύσεων παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.3.1.2.1. Στα πετρώματα της διοριτικής ομάδας, η μέση σύσταση του πλαγιοκλάστου είναι $An_{35}Ab_{63}Or_2$, στον Bi-Hbl Grd $An_{31}Ab_{68}Or_2$ και στον Bi Grd και Bi SnGr $An_{28}Ab_{70}Or_1$ (Σχήμα 4.3.1.2.1).



Σχήμα 4.3.1.2.1. Προβολή των πλαγιοκλάστων σε τριγωνικό διάγραμμα Or-Ab-An.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.3.1.2.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις πλαγιοκλάστων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 8 Ο).

Δείγμα	P925 (Bi Hbl Dr)			P603 (Bi Hbl Dr)			P602 (Bi Hbl Grd)		
	Περ	Ενδ	Περ	Περ	Περ	Πυρ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	61.9	61.6	60.4	62.1	61.6	62.3	58.1	59.2	58.6
TiO_2									
Al_2O_3	24.3	24.3	25.2	23.7	24.1	24.4	27.0	25.6	26.4
FeO	0.28	0.08	0.00	0.28	0.18	0.44	0.04	0.00	0.00
MnO									
MgO									
CaO	5.70	5.77	6.70	5.16	5.58	6.13	8.80	7.32	8.09
Na_2O	8.47	8.28	7.86	8.02	8.47	8.15	6.72	7.36	6.89
K_2O	0.11	0.28	0.06	1.06	0.10	0.16	0.00	0.16	0.28
BaO				0.31		0.00			
Total	100.73	100.30	100.19	100.62	100.02	99.58	100.55	99.67	100.19
Si	2.73	2.73	2.68	2.75	2.73	2.71	2.58	2.65	2.61
Al	1.26	1.27	1.32	1.24	1.26	1.27	1.42	1.35	1.39
Fe^{3+}	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.27	0.27	0.32	0.25	0.27	0.29	0.42	0.35	0.38
Na	0.72	0.71	0.68	0.69	0.73	0.70	0.58	0.64	0.60
K	0.01	0.02	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
				Μοριακή συμμετοχή %					
Or	0.6	1.6	0.3	6.0	0.6	0.9	0.0	0.9	1.6
Ab	72.4	71.1	67.7	69.0	72.9	70.0	58.0	63.9	59.7
An	26.9	27.4	31.9	24.5	26.5	29.1	42.0	35.1	38.7
Cn	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.3.1.2.1. (Συνέχεια).

Δείγμα	P220 (Bi Hbl Grd)			P911 (Hbl Grd)			P809 (Bi Grd)		
	Πυρ	Ενδ	Περ	Περ	Περ	Πυρ	Πυρ	Ενδ	Περ
SiO_2	62.5	61.1	59.7	63.8	63.8	62.9	63.7	62.3	63.2
TiO_2									
Al_2O_3	23.8	24.3	25.1	22.3	23.1	23.5	22.3	23.8	23.1
FeO				0.43	0.00	0.00			
MnO									
MgO									
CaO	4.91	5.70	6.70	3.81	4.28	4.86	3.8	5.02	4.50
Na_2O	8.75	8.10	6.67	9.45	9.38	8.62	8.31	8.86	8.84
K_2O	0.30	0.49	1.71	0.15	0.00	0.54	1.72	0.01	0.51
BaO									
Total	100.19	99.71	99.84	99.94	100.56	100.39	99.81	99.95	100.14
Si	2.76	2.73	2.68	2.82	2.80	2.78	2.83	2.76	2.80
Al	1.24	1.27	1.32	1.16	1.20	1.22	1.17	1.24	1.20
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.27	0.32	0.18	0.20	0.23	0.18	0.24	0.21
Na	0.75	0.70	0.58	0.81	0.80	0.74	0.72	0.76	0.76
K	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
				Μοριακή συμμετοχή %					
Or	1.7	2.8	9.8	0.9	0.0	3.0	9.8	0.1	2.9
Ab	75.0	70.0	58.0	81.1	79.9	73.9	72.0	76.1	75.8
An	23.3	27.2	32.2	18.0	20.1	23.0	18.2	23.8	21.3
Cn	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.3.1.2.1. (Συνέχεια).

Δείγμα	P15 (Hbl Dr)			P14 (Bi Hbl Grd)		
	Ενδ	Πυρ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	51.1	50.4	55.7	62.5	63.5	61.3
TiO_2						
Al_2O_3	30.6	31.8	27.5	23.7	22.2	23.5
FeO	0.57	0.25	0.37		0.26	0.73
MnO						
MgO						
CaO	13.7	14.6	9.92	5.02	3.62	5.74
Na_2O	3.67	3.22	5.91	8.79	8.50	8.21
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.16	1.63	0.25
BaO	0.30	0.35				
Total	99.91	100.55	99.39	100.12	99.74	99.73
Si	2.33	2.29	2.52	2.77	2.82	2.73
Al	1.65	1.70	1.46	1.23	1.17	1.24
Fe^{3+}	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.67	0.71	0.48	0.24	0.17	0.27
Na	0.32	0.28	0.52	0.75	0.73	0.72
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.01
Ba	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
				Μοριακή συμμετοχή %		
Or	0.0	0.0	0.0	0.9	9.3	1.4
Ab	32.5	28.4	51.9	75.3	73.4	71.1
An	67.0	70.9	48.1	23.8	17.3	27.5
Cn	0.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0

4.3.2 Καλιούχοι άστριοι

4.3.2.1 Εμφάνιση

Οι καλιούχοι άστριοι είναι αλλοτριόμορφοι και καταλαμβάνουν το χώρο μεταξύ των άλλων ορυκτών, υποδηλώνοντας έτσι ότι σχηματίστηκε στα τελευταία στάδια της κρυστάλλωσης. Στην ομάδα των διοριτών συμμετέχει σε πολύ μικρό ποσοστό ενώ στην ομάδα των γρανοδιοριτών συμμετέχει σε πολύ μεγαλύτερο ποσοστό. Στον Bi SnGr είναι σχεδόν ο αποκλειστικός άστριος που εμφανίζεται αφού η συμμετοχή του πλαγιοκλάστου είναι πολύ μικρή. Οι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αλκαλιούχοι άστριοι αποτελούν ισόμορφη παράμειξη μεταξύ ενός καλιούχου μέλους (Or, ορθόκλαστο) και ενός νατριούχου μέλους (Na, αλβίτη). Μπορούν όμως να περιέχουν και μικρές ποσότητες ασβεστίου, με τη μορφή ανορθίτη (An), μέχρι 5 mol% για συστάσεις μεταξύ $Or_{100}Ab_0$ και $Or_{60}Ab_{40}$ και σχετικά μεγαλύτερες περιεκτικότητες σε ανορθίτη όσο η σύστασή τους πλησιάζει το νατριούχο μέλος της σειράς. Άλλα ιόντα που μπορούν να βρεθούν στη δομή των αλκαλιούχων αστρίων είναι Ba (Cn, κελσιανός), Ti, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Sr και σπανιότερα Mn. Το Ba αντικαθιστά K ενώ το Ti και ο Fe^{3+} αντικαθιστούν το Al. Mg, Fe^{2+}, Sr και Mn αντικαθιστούν το Ca και υπολογίζονται στο ποσοστό του ανορθίτη. Η ύπαρξη σημαντικού ποσού Fe^{2+} πιθανολογείται ότι οφείλεται σε μικροεγκλείσματα των κρυστάλλων και δεν αποτελεί συστατικό της δομή τους.

4.3.2.2 Ορυκτοχημική μελέτη

Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις των καλιούχων αστρίων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη δίνονται στον Πίνακα 4.3.2.2.1. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο καλιούχος άστριος του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους εμφανίζεται σε όλους τους κύριους πετρογραφικούς τύπους με τη μορφή του ορθόκλαστου του οποίου η σύσταση είναι στον Hbl Grd $Or_{96}Ab_3An_1$, στον Bi-Hbl Grd $Or_{93}Ab_7An_0$ και στους Bi Grd και Bi SnGr $Or_{95}Ab_5An_0$. Σε όλες τις αναλύσεις η περιεκτικότητα σε BaO είναι σε ποσοστό <1%κ.β.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.3.2.2.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις καλιούχων αστρίων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 8 Ο).

Δείγμα	P220 (Bi Hbl Grd)			P108 (Bi Hbl Grd)			P809 (Bi Grd)		
	Πυρ	Ενδ	Περ	Περ	Περ	Πυρ	Πυρ	Ενδ	Περ
SiO_2	64.3	64.7	64.9	64.2	64.4	64.2	65.1	64.5	64.9
TiO_2									
Al_2O_3	18.5	18.4	18.4	18.6	18.5	18.6	18.4	18.3	18.5
FeO									
MnO									
MgO									
CaO									
Na_2O	0.37	0.71	0.71	0.44	0.95	0.79	0.46	0.58	0.99
K_2O	16.2	15.7	15.8	15.9	15.2	15.4	16.3	16.0	15.4
BaO	0.44	0.38	0.38	0.82	0.76	0.83			
Total	99.78	99.92	100.15	99.92	99.87	99.79	100.24	99.34	99.80
Si	2.99	3.00	3.00	2.98	2.99	2.98	3.00	3.00	3.00
Al	1.01	1.00	1.00	1.02	1.01	1.02	1.00	1.00	1.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.06	0.06	0.04	0.09	0.07	0.04	0.05	0.09
K	0.96	0.93	0.93	0.95	0.90	0.91	0.96	0.95	0.91
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
				Μοριακή συμμετοχή %					
Or	95.9	92.9	92.9	94.5	90.1	91.4	95.9	94.8	91.1
Ab	3.3	6.4	6.4	4.0	8.6	7.1	4.1	5.2	8.9
An	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cn	0.8	0.7	0.7	1.5	1.4	1.5	0.0	0.0	0.0

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.3.1.2.1. (Συνέχεια).

Δείγμα	P911 (Hbl Grd)			P14 (Bi Hbl Grd)		
	Πυρ	Ενδ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	64.8	64.8	64.4	64.7	64.6	64.4
TiO_2						
Al_2O_3	18.2	17.8	18.9	18.4	18.6	18.4
FeO	0.30	0.71	0.00	0.24	0.12	0.18
MnO						
MgO						
CaO	0.15	0.16	0.45	0.08	0.27	0.17
Na_2O	0.26	0.11	0.63	0.57	0.67	0.62
K_2O	16.4	16.6	15.6	15.9	15.6	15.7
BaO				0.41	0.41	0.41
Total	100.11	100.18	99.93	100.23	100.23	100.91
Si	3.00	3.00	3.98	2.99	2.99	2.99
Al	0.99	0.97	1.02	1.00	1.01	1.01
Fe^{3+}	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	4.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
Na	0.02	0.01	0.06	0.05	0.06	0.06
K	0.97	0.98	0.92	0.94	0.92	0.93
Ba	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
				Μοριακή συμμετοχή %		
Or	96.9	98.2	92.2	93.8	91.9	92.9
Ab	2.3	1.0	5.6	5.1	6.0	5.6
An	0.8	0.8	2.2	0.4	1.3	0.8
Cn	0.0	0.0	0.0	0.7	0.7	0.7

4.3.3 Περθίτες

Σχεδόν όλοι οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους εμφανίζουν περθιτικά φαινόμενα, αλλά όχι σε μεγάλο εύρος. Πολλές φορές είναι μικροπερθίτες και θεωρούνται γενικά ως αποτέλεσμα διάμειξης. Μπορούμε να υποθέσουμε ότι οι περθίτες αυτοί προήλθαν από διάμειξη της νατριούχου φάσης μέσα στην καλιούχο (Φωτ. 4.3.3.1, Παράρτημα 13Β).

Πιο συχνό είναι το φαινόμενο των αντιπερθιτών στα πλαγιόκλαστα. Δεν παρατηρούνται με το πολωτικό μικροσκόπιο αλλά μόνο με την ηλεκτρονική μικροσκοπία. Πρόκειται για μικρο-αντιπερθίτες, αντιπροσωπευτικές αναλύσεις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

των οποίων δίνονται στον Πίνακα 4.3.3.1. Οι μικρο-αντιπερθίτες παρατηρούνται κυρίως στην διοριτική ομάδα.

Στους γρανοδιοριτικούς πετρογραφικούς τύπους παρατηρήθηκαν σε κάποια δείγματα μυρμηκιτικές συμφύσεις (Φωτ. 4.3.3.2, Παράρτημα 13Β).
. Οι συμφύσεις αυτές δημιουργούνται σε στερεή κατάσταση και οφείλονται σε φαινόμενα διάχυσης. Το γεγονός αυτό ευνοεί τη θεωρία της διάμειξης για τη γένεσή τους.

Πίνακας 4.3.3.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις μικρο-αντιπερθιτών του δείγματος P603 (Bi Hbl Dr).

Δείγμα	P603 (Bi Hbl Dr)					
SiO_2	64.1	62.9	62.2	62.7	62.7	63.3
TiO_2						
Al_2O_3	19.5	20.2	20.5	20.3	19.9	19.4
FeO	0.31	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00
MnO						
MgO						
CaO	1.24	1.95	2.49	2.07	1.58	1.24
Na_2O	1.27	2.22	1.20	1.16	1.16	0.76
K_2O	14.2	11.9	13.0	13.4	13.6	14.6
BaO	0.00	0.29	0.01	0.45	0.54	0.54
Total	100.51	99.51	99.58	99.95	99.43	99.82
Si	2.94	2.90	2.88	2.90	2.91	2.94
Al	1.05	2.00	1.11	1.10	1.09	1.06
Fe^{3+}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*	*4.00*
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.10	0.12	0.10	0.08	0.06
Na	0.11	0.20	0.11	0.10	0.11	0.07
K	0.83	0.70	0.77	0.79	0.80	0.86
Ba	0.00	0.0	0.00	0.01	0.01	0.01
X	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*	*1.00*
Or	82.6	69.9	76.9	78.6	80.6	86.1
Ab	11.3	19.9	10.8	10.4	10.5	6.8
An	6.1	9.7	12.4	10.2	7.9	6.2
Cn	0.0	0.5	0.0	0.8	1.0	1.0

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4.3.4 Συζήτηση-Συμπεράσματα

Από τη μελέτη των πλαγιοκλάστων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους, συμπεραίνεται ότι αυτά έχουν όξινη σύσταση, ολιγόκλαστου έως ανδεσίνη, χωρίς να εμφανίζουν ζώνωση. Εμφανίζονται με το μεγαλύτερο ποσοστό στη διοριτική ομάδα το οποίο ελαττώνεται προχωρώντας προς τον Bi SnGr. Επίσης πολύ συχνά, ιδιαίτερα στη διοριτική ομάδα εμφανίζονται μικρο-αντιπερθίτες. Όσον αφορά τους καλιούχους αστρίους των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους, εμφανίζονται με τη μορφή του ορθόκλαστου σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Επικρατούν κυρίως στον Bi SnGr και ελαττώνεται το ποσοστό τους προς τη διοριτική ομάδα. Εμφανίζουν περθιτικά μυρμηκιτικά φαινόμενα σε μικρή έκταση.

4.4 Χαλαζίας

Ο χαλαζίας εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που μελετήθηκαν, φυσικά σε διαφορετικά ποσοστά στον καθένα. Γενικά σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους ανάμεσα στα κενά διαστήματα των υπολοίπων ορυκτών. Σε αρκετές τομές εμφανίζει το φαινόμενο της κυματοειδούς κατάσβεσης, το οποίο δείχνει την τεκτονική καταπόνηση του πετρώματος (Φωτ. 4.4.1, Παράρτημα 13Β).

Μια ιδιαίτερη, χαρακτηριστική εικόνα του χαλαζία είναι αυτή που βρίσκεται μέσα σε κρυστάλλους της κοσκινοειδούς κεροστίλβης (Φωτ. 4.1.1.2, Παράρτημα 13Β). Ο χαλαζίας σε αυτή τη περίπτωση είναι αλλοτριόμορφος και εγκλείεται από τη κεροστίλβη που είναι προγενέστερο ορυκτό. Η εξήγηση της γένεσης του δευτερογενούς αυτού χαλαζία περιγράφηκε στο κεφάλαιο 4.1.1.

4.5 Επίδοτο

Το επίδοτο είναι το πιο διαδεδομένο επουσιώδες ορυκτό στους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Βρίσκεται σε αρκετή αφθονία, συχνά σε μικρούς ακανόνιστους ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους, με κιτρινωπή χροιά. Πολλές φορές εμφανίζεται και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εγκλεισμένο σε βιοτίτη ή και κεροστίλβη (Φωτ. 4.5.1, Παράρτημα 13Β). Το επίδοτο σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους έχει κυρίως μαγματική αλλά και δευτερογενή προέλευση. Η διάκρισή τους βασίζεται κυρίως σε μορφολογικά χαρακτηριστικά αλλά και στην αναλογία $X_{Fe}=Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ (Ps). Βιβλιογραφικά το ποσοστό του Ps στο μαγματικό επίδοτο ποικίλει, 22.95 έως 28.82% (Farrow and Barr, 1992), 23 to 27% (Zen and Hammarstrom, 1984), (4) 19 to 24% (Dawes and Evans, 1991), 27-29% (Brandon et al., 1996), (7) 20-30% (Roberts and Clemens, 1994), επομένως όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.5.1 όπου παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τις αναλύσεις αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων επιδότου των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη, οι τιμές Ps παραπέμπουν σε μαγματικά επίδοτα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.5.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις επιδότων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 12.5 Ο).

Δείγμα	P903 ((Hbl) Bi Grd)			P809 (Bi Grd)	P603 (Bi Hbl Grd)	P925 (Bi Hbl Dr)	
	Περ	Περ	Περ	Περ	Περ	Περ	Πυρ
SiO_2	38.2	38.3	37.3	38.5	37.9	38.0	38.7
TiO_2	0.61	0.02	0.00		0.04	0.03	
Al_2O_3	22.9	24.0	24.2	27.5	25.6	27.0	26.0
FeO	12.4	11.9	12.4	8.12	10.9	8.76	8.71
MnO	0.38	0.66	0.03		0.00	0.46	0.09
MgO	0.34	0.20	0.86		0.00	0.36	0.48
CaO	23.9	24.0	22.8	24.2	24.0	24.0	23.8
Na_2O	0.00	0.00	0.63		0.00	0.00	0.17
K_2O	0.01	0.00	0.14		0.08	0.21	0.00
Total	98.63	99.06	98.32	98.29	98.45	98.81	97.92
Si	2.98	2.97	2.90	2.97	2.95	2.918	2.997
Al IV	0.02	0.03	0.11	0.03	0.05	0.082	
T	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.000*	*3.000*
Al VI	2.09	2.16	2.09	2.48	2.29	2.37	2.37
Ti	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.81	0.77	0.81	0.53	0.71	0.57	0.57
Mn	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Mg	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05
M	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*	*3.00*
Ca	2.00	2.00	1.89	2.00	2.00	1.98	1.98
Na	0.00	0.00	0.09	0.00			0.02
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	
A	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*	*2.00*
Ps %	23,3	22.6	22,5	20,3	21.4	20.7	21.2

4.6 Τιτανίτης

Ο τιτανίτης είναι ένα αρκετά διαδεδομένο επουσιώδες ορυκτό που απαντάται κυρίως στην ομάδα των γρανοδιοριτών και λιγότερο στην ομάδα των διοριτών. Συχνά εμφανίζεται σε υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Δείχνει να έχει κρυσταλλωθεί μετά τον απατίτη και πριν από την κεροστίλβη και τον βιοτίτη (Φωτ. 4.6.1, Παράρτημα 13Β). Ενδεικτικές αναλύσεις τιτανίτη δίνονται στον Πίνακα 4.6.1, στον οποίο διαπιστώνεται ότι δεν υπάρχουν σημαντικές διαφορές στη σύσταση των τιτανιτών που αναλύθηκαν.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.6.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις τιτανίτη του δείγματος P809 (Bi Grd) (υπολογισμός ιόντων με βάση τα 4 Si).

Δείγμα	P809 (Bi Grd)			
	Πυρ	Περ	Πυρ	Περ
SiO_2	32.0	30.8	30.9	30.7
TiO_2	36.9	37.1	37.1	37.8
Al_2O_3	1.67	2.04	2.29	1.89
FeO		2.11	1.20	0.39
MnO		0.28		0.55
MgO			0.03	0.35
CaO	29.4	25.7	27.3	27.1
Na_2O		0.40	0.13	0.17
K_2O		0.28	0.22	0.01
Total	99.99	98.70	99.05	98.88
Si	4.00	4.00	4.00	4.00
Ti	3.47	3.63	3.61	3.70
Al	0.25	0.31	0.35	0.29
Y	*3.72*	*3.94*	*3.96*	*3.99*
Fe	0.00	0.23	0.13	0.04
Mn	0.00	0.03	0.00	0.06
Mg	0.00	0.00	0.01	0.07
Ca	3.93	3.59	3.79	3.78
Na	0.00	0.10	0.03	0.04
K	0.00	0.05	0.04	0.00
X	*3.93*	*3.99*	*3.99*	*3.99*
Si	4.00	4.00	4.00	4.00
Ti	3.47	3.63	3.61	3.69
Al	0.25	0.31	0.35	0.29
Y	*3.72*	*3.94*	*3.96*	*3.98*

4.7 Απατίτης

Ο απατίτης είναι ακόμη ένα από τα ορυκτά που εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Επίσης είναι ένα από τα ορυκτά που εμφανίζονται στα πρώτα στάδια της κρυστάλλωσης του μάγματος. Εμφανίζεται με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων πρισματικών κυρίως κρυστάλλων, παρόλα αυτά στην ομάδα των διοριτών είναι περισσότερο διαδεδομένοι οι εξαγωνικοί ιδιόμορφοι κρύσταλλοι. Εγκλείεται στο βιοτίτη, στην αμφίβολο και στους αστρίους, γεγονός που δείχνει ότι κρυσταλλώθηκε πριν από αυτά. Σε ορισμένα δείγματα ο απατίτης είναι αρκετά ευμεγέθης και ιδιόμορφος. Ακόμη σε κανένα από τα δείγματα που μελετήθηκαν δεν εμφανίζεται με τη μορφή βελονοειδών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κρυστάλλων. Το γεγονός αυτό αποτελεί ένδειξη ότι το μάγμα δε ψύχθηκε γρήγορα (Neves and Mariano 1997).

4.8 Ζιρκόνιο

Το ζιρκόνιο εμφανίζεται σε σχετική αφθονία με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Σε μικρότερα ποσοστά εμφανίζεται στον βιοτιτικό συηνογρανίτη (Bi SnGr). Μάλιστα, όπως θα περιγραφεί εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο, τα ζιρκόνια αυτού του πετρογραφικού τύπου έχουν πολλά εγκλείσματα και σπασίματα, που τα καθιστούν ακατάλληλα για γεωχρονολόγηση. Είναι άχρωμο έως κιτρινοκάστανου χρώματος και βρίσκεται πολλές φορές εγκλεισμένο σε βιοτίτη, κεροστίλβη, αστρίους και χαλαζία (Φωτ. 4.8.1, Παράρτημα 13Β). Το γεγονός ότι εγκλείεται σε όλα τα παραπάνω ορυκτά δείχνει ότι είναι από τα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά. Οι περισσότεροι κρύσταλλοι έχουν μήκος 70-80 μm και το μέγιστο μέγεθος κυμαίνεται στα 150 μm. Τα ζιρκόνια σε ένα πέτρωμα μπορεί να είναι είτε μαγματικά είτε κληρονομημένα. Η ιδιομορφία των κρυστάλλων του ζιρκονίου συνηγορεί στη μαγματική προέλευσή του. Όπως θα διαπιστωθεί σε παρακάτω κεφάλαιο (βλ. Κεφ. 8) πολλά από τα ζιρκόνια που αναλύθηκαν είχαν κληρονομημένο πυρήνα και μαγματικές περιφέρειες.

4.9 Αδιαφανή ορυκτά

Όλοι οι πετρογραφικοί τύποι περιέχουν κατά βάση μαγνητίτη και σε ορισμένες περιπτώσεις σιδηροπυρίτη και ιλμενίτη. Ο μαγνητίτης εμφανίζεται σε μεμονωμένους κρυστάλλους που εγκλείονται κυρίως σε βιοτίτη αλλά και σε κεροστίλβη. Δεν συναντάται με διαμεικτικά πλακίδια ιλμενίτη. Ο μαγνητίτης και ο σιδηροπυρίτης απαντώνται σε ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κυβικούς κυρίως κρυστάλλους (Φωτ. 4.3.3.1, Παράρτημα 13Β) ενώ ο ιλμενίτης παρατηρήθηκε μόνο με την ηλεκτρονική μικροσκοπία κυρίως στον Hbl Dr. Στον Πίνακα 4.9.1 δίνονται αποτελέσματα τριών αντιπροσωπευτικών αναλύσεων ιλμενίτη από διαφορετικούς κρυστάλλους μαγνητίτη του Hbl Dr.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 4.9.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ιλμενίτη από διαφορετικούς κρυστάλλους μαγνητίτη του Hbl Dr του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Δείγμα	P15 (Hbl Grd)		
TiO_2	51.7	52.0	54.3
MnO	2.24	1.47	2.38
FeO	46.0	46.6	43.4
Total	100.00	99.90	100.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

5.1. Γενικά

Τα δεδομένα των αναλύσεων των κυρίων στοιχείων των μαγματικών πετρωμάτων χρησιμεύουν κυρίως σε τρεις διαδικασίες, στην ταξινόμηση των πετρωμάτων, στη δημιουργία διαγραμμάτων μεταβολής και στη σύγκριση με πετρώματα των οποίων οι συστάσεις έχουν προσδιοριστεί πειραματικά και επομένως, οι συνθήκες σχηματισμού τους είναι γνωστές. Επιπλέον, τα κύρια στοιχεία, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των ιχνοστοιχείων, μπορούν να δώσουν πληροφορίες που αφορούν το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του πλουτωνίτη αλλά και τη γένεση και εξέλιξη του μάγματος.

Για την εξέταση του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους από γεωχημική άποψη, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα χημικών αναλύσεων κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων. Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής έγιναν συνολικά 65 αναλύσεις δειγμάτων πετρωμάτων σε κύρια στοιχεία και ορισμένα ιχνοστοιχεία με τη μέθοδο XRF και 12 αναλύσεις δειγμάτων πετρωμάτων σε ιχνοστοιχεία με τη μέθοδο ICP-MS. Η επιλογή των δειγμάτων που αναλύθηκαν έγινε με τρόπο ώστε αυτά να αντιπροσωπεύουν όλους τους πετρογραφικούς τύπους που εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης και να είναι όσο το δυνατό ομοιόμορφα κατανεμημένα στην έκταση της εξεταζόμενης περιοχής.

Οι αναλύσεις που έγιναν με τη μέθοδο XRF πραγματοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της εκατοστιαίας κατά βάρος σύστασης σε οξείδια των κύριων στοιχείων SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_{3tot}, MgO, MnO, K_2O, Na_2O, CaO και P_2O_5, καθώς και για τον προσδιορισμό των ιχνοστοιχείων Rb, Sr, Ba, Ce, Cr, Ni, Pb, Zr, Y, Nb, Th, Hf και Ta εκφρασμένων σε ppm.

5.2. Κύρια στοιχεία

Από τις αναλύσεις των κυρίων στοιχείων για κάθε πέτρωμα προσδιορίστηκε η δυνητική του σύσταση (norm) με τη μέθοδο CIPW και με βάση τη δυνητική αυτή σύσταση έγινε η ταξινόμηση των πετρωμάτων (Σχήμα 3.1.2). Στον Πίνακα 5.2.1. παρουσιάζονται οι τιμές των κυρίων στοιχείων με τη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μορφή οξειδίων και οι αντίστοιχες δυνητικές συστάσεις (CIPW-norm) των αναλυθέντων δειγμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Πίνακας 5.2.1. Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με τη μέθοδο XRF και δυνητικές τους συστάσεις.

	P15 **Hbl Dr**	**P925** **Bi Hbl Dr**	**P404** **Bi Hbl Dr**	**P602** **Bi Hbl Dr**	**P709** **Bi Hbl Dr**
SiO_2	49.24	53.53	58.52	58.87	61.05
TiO_2	0.86	0.87	0.14	0.70	0.71
Al_2O_3	17.71	16.74	13.99	17.84	14.71
Fe_2O_3	9.88	8.16	9.49	6.21	7.32
MnO	0.15	0.14	0.12	0.10	0.21
MgO	6.98	6.93	5.71	3.62	3.80
CaO	11.04	6.70	8.91	6.99	5.04
Na_2O	2.38	3.69	1.04	3.81	4.43
K_2O	0.40	2.01	1.32	1.17	1.87
P_2O_5	0.04	0.59	0.01	0.15	0.18
Σύνολο	98.68	99.36	99.25	99.46	99.32
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	3.78	2.55	22.94	13.43	14.07
Or	2.36	11.88	7.80	6.91	11.05
Ab	20.14	31.22	8.80	32.24	37.48
An	36.46	23.18	29.61	28.12	14.73
Di	12.31	3.33	11.38	2.89	5.93
Hy	11.68	15.72	8.94	7.67	6.71
Chr	0.02	0.08	0.03	0.01	0.03
Zr	0.01	0.04	0.06	0.03	0.06
Sph	1.70	1.78	0.01	1.45	1.18
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	9.88	8.16	9.49	6.21	7.32
Ilm	0.32	0.27	0.25	0.21	0.44
Ap	0.09	1.40	0.02	0.36	0.43
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P806 Enc	**P806i Enc**	**P806E Enc**	**P413 Bi Hbl Grd**	**P728 Bi Hbl Grd**
SiO_2	54.49	65.72	68.35	59.24	60.84
TiO_2	0.67	0.48	0.47	0.74	0.76
Al_2O_3	16.73	16.28	15.08	14.69	13.91
Fe_2O_3	9.98	4.22	3.85	7.85	6.09
MnO	0.24	0.06	0.07	0.12	0.10
MgO	4.66	1.47	1.33	4.42	4.33
CaO	8.21	3.93	3.97	6.77	5.81
Na_2O	1.46	3.66	3.38	2.99	3.21
K_2O	2.77	2.87	2.64	2.20	2.92
P_2O_5	0.12	0.09	0.10	0.21	0.17
Σύνολο	99.33	98.78	99.24	99.23	98.14
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	13.35	22.99	28.52	15.47	15.26
Or	15.78	16.96	15.60	13.00	17.26
Ab	11.51	30.97	28.60	25.30	27.16
An	31.11	19.10	18.18	20.16	14.92
Di	5.10	0.00	0.00	7.90	8.38
Hy	8.74	3.66	3.31	7.35	6.90
Chr	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05
Zr	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04
Sph	0.99	0.00	0.73	1.51	1.61
Cor	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00
Hem	9.98	4.22	3.85	7.85	6.09
Ilm	0.51	0.13	0.15	0.24	0.19
Ap	0.28	0.21	0.24	0.50	0.40
Ru	0.00	0.41	0.09	0.00	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P905 **Bi Hbl Grd**	**P708** **Bi Hbl Grd**	**P202** **Bi Hbl Grd**	**P726** **Bi Hbl Grd**	**P924** **Bi Hbl Grd**
SiO_2	62.98	62.24	62.86	63.15	63.16
TiO_2	0.67	0.70	0.80	0.67	0.75
Al_2O_3	14.89	14.30	14.96	14.54	14.67
Fe_2O_3	5.74	6.62	6.05	5.74	6.14
MnO	0.09	0.10	0.07	0.07	0.10
MgO	3.69	3.67	2.53	3.54	3.59
CaO	4.90	5.81	5.30	4.87	5.72
Na_2O	3.21	3.05	4.04	4.11	3.86
K_2O	3.05	2.99	2.58	2.38	2.75
P_2O_5	0.16	0.18	0.29	0.17	0.19
Σύνολο	99.38	99.66	99.48	99.24	100.93
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	18.56	18.00	17.14	16.76	15.77
Or	18.02	17.67	15.25	14.06	16.25
Ab	25.47	25.81	34.18	34.78	32.66
An	16.47	16.50	15.07	14.20	14.58
Di	3.90	7.21	5.46	5.44	8.18
Hy	7.38	5.80	3.77	6.30	5.15
Chr	0.05	0.03	0.01	0.02	0.03
Zr	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
Sph	1.42	1.46	1.78	1.46	1.58
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	5.64	6.62	6.05	5.74	6.14
Ilm	0.17	0.20	0.14	0.14	0.20
Ap	0.38	0.43	0.69	0.40	0.45
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P922 **Bi Hbl Grd**	**P604** **Bi Hbl Grd**	**P411** **Bi Hbl Grd**	**P926** **Bi Hbl Grd**	**P727** **Bi Hbl Grd**
SiO_2	63.78	64.39	64.68	64.94	65.33
TiO_2	0.76	0.71	0.76	0.74	0.72
Al_2O_3	14.27	14.00	14.28	16.40	13.73
Fe_2O_3	5.86	5.57	5.17	5.48	5.02
MnO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08
MgO	3.09	2.74	2.70	2.24	3.06
CaO	5.02	4.71	4.11	5.16	3.65
Na_2O	3.05	2.61	2.99	3.51	3.52
K_2O	2.70	3.95	4.08	2.12	3.35
P_2O_5	0.19	0.16	0.18	0.15	0.17
Σύνολο	98.80	98.92	99.03	100.84	98.63
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	22.20	21.93	20.52	22.79	21.20
Or	15.96	23.34	24.11	12.53	19.80
Ab	25.81	22.08	25.30	29.70	29.78
An	17.27	14.82	13.49	22.73	11.77
Di	3.30	4.29	2.81	0.00	2.52
Hy	6.16	4.84	5.42	5.58	6.45
Chr	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04
Zr	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Sph	1.66	1.53	1.66	1.46	1.56
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	5.86	5.57	5.17	5.48	5.02
Ilm	0.16	0.16	0.16	0.21	0.16
Ap	0.45	0.38	0.43	0.36	0.40
Ru	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P502	**P305**	**P204**	**P508**	**P114**
	Bi Hbl Grd	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**
SiO_2	65.52	65.68	65.71	65.86	66.28
TiO_2	0.77	0.62	0.61	0.69	0.72
Al_2O_3	14.25	14.93	15.10	15.01	14.30
Fe_2O_3	5.19	4.87	4.91	4.88	4.62
MnO	0.07	0.09	0.07	0.07	0.07
MgO	2.75	2.18	2.06	2.13	2.36
CaO	3.97	4.19	3.97	2.59	3.85
Na_2O	2.95	3.34	3.06	4.40	3.45
K_2O	4.30	3.50	3.67	3.39	3.58
P_2O_5	0.18	0.15	0.13	0.18	0.15
Σύνολο	99.95	99.55	99.29	99.20	99.38
	Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW				
Q	20.95	21.95	23.06	19.12	22.22
Or	25.41	20.68	21.69	20.03	21.16
Ab	24.96	28.26	25.89	37.23	29.19
An	12.94	15.41	16.63	11.19	12.96
Di	2.61	2.17	0.50	0.00	2.45
Hy	5.64	4.42	4.90	5.30	4.74
Chr	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Zr	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05
Sph	1.71	1.28	1.31	0.48	1.59
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	5.19	4.87	4.91	4.88	4.62
Ilm	0.14	0.19	0.14	0.14	0.14
Ap	0.43	0.36	0.31	0.43	0.36
Ru	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P308 Bi Hbl Grd	**P10** Bi Hbl Grd	**P701** Bi Hbl Grd	**P304** Bi Hbl Grd	**P608** Bi Hbl Grd
SiO_2	66.29	66.44	66.66	67.08	67.19
TiO_2	0.69	0.65	0.53	0.62	0.61
Al_2O_3	14.01	14.13	15.26	14.45	15.15
Fe_2O_3	4.73	4.24	4.63	4.40	4.13
MnO	0.07	0.10	0.08	0.07	0.06
MgO	2.33	1.95	1.79	1.92	1.85
CaO	3.87	4.72	4.47	3.55	3.32
Na_2O	3.03	3.69	3.21	3.15	4.66
K_2O	3.87	3.11	2.83	4.04	2.38
P_2O_5	0.14	0.13	0.10	0.14	0.14
Σύνολο	99.03	99.16	99.56	99.42	99.49
	Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW				
Q	23.51	22.47	25.72	23.89	21.91
Or	22.87	18.38	16.72	23.87	14.06
Ab	25.64	31.22	27.16	26.65	39.43
An	13.20	12.81	18.87	13.36	13.39
Di	2.50	6.29	1.00	1.28	0.36
Hy	4.64	1.94	4.00	4.19	4.44
Chr	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00
Zr	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
Sph	1.51	1.33	1.08	1.34	1.33
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	4.73	4.24	4.63	4.40	4.13
Ilm	0.14	0.21	0.17	0.14	0.13
Ap	0.33	0.31	0.24	0.33	0.33
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P219 **Bi Hbl Grd**	**P507** **Bi Hbl Grd**	**P902** **Bi Hbl Grd**	**P724** **Bi Hbl Grd**	**P911** **Hbl Grd**
SiO_2	67.58	67.70	67.72	67.74	67.79
TiO_2	0.60	0.65	0.66	0.62	0.69
Al_2O_3	14.24	14.34	14.13	13.72	14.67
Fe_2O_3	4.14	3.96	4.15	4.02	2.69
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05
MgO	1.80	1.83	2.17	1.73	2.23
CaO	3.40	3.30	3.13	3.37	4.40
Na_2O	3.25	3.24	3.11	3.25	5.60
K_2O	4.21	4.47	4.71	4.33	0.89
P_2O_5	0.13	0.14	0.14	0.11	0.14
Σύνολο	99.41	99.69	99.99	98.95	99.15
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	23.82	23.17	22.85	24.00	21.27
Or	24.88	26.41	27.83	25.59	5.26
Ab	27.50	27.42	26.32	27.50	47.38
An	11.83	11.38	10.68	10.06	12.26
Di	1.94	1.72	1.62	3.26	5.13
Hy	3.58	3.76	4.65	2.80	3.18
Chr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Zr	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Sph	1.31	1.44	1.44	1.36	1.56
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hem	4.14	3.96	4.15	4.02	2.69
Ilm	0.12	0.12	0.14	0.12	0.10
Ap	0.31	0.33	0.33	0.26	0.33
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P912 **Bi Hbl Grd**	**P917** **Bi Hbl Grd**	**P907** **Bi Hbl Grd**	**P915** **Bi Hbl Grd**	**P609** **Bi Hbl Grd**
SiO_2	68.35	68.50	68.54	68.54	68.59
TiO_2	0.57	0.58	0.62	0.66	0.56
Al_2O_3	14.15	14.43	14.32	14.94	14.98
Fe_2O_3	3.39	3.56	3.74	2.35	3.94
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04
MgO	1.52	1.51	1.75	1.84	1.59
CaO	2.76	2.29	1.92	4.08	2.04
Na_2O	3.36	3.32	3.20	5.88	4.40
K_2O	4.60	4.44	4.46	0.84	2.97
P_2O_5	0.12	0.13	0.14	0.13	0.12
Σύνολο	98.88	98.82	98.75	99.31	99.23
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	23.95	25.30	26.43	21.57	25.14
Or	27.18	26.24	26.36	4.96	17.55
Ab	28.43	28.09	27.08	49.75	37.23
An	9.94	10.72	8.81	11.89	9.51
Di	1.10	0.00	0.00	4.32	0.00
Hy	3.28	3.76	4.36	2.58	3.96
Chr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Zr	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Sph	1.24	0.00	0.00	1.49	0.00
Cor	0.00	0.23	1.00	0.00	1.04
Hem	3.39	3.56	3.74	2.35	3.94
Ilm	0.12	0.12	0.12	0.10	0.08
Ap	0.28	0.31	0.33	0.31	0.28
Ru	0.00	0.51	0.56	0.00	0.52

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P903 **Hbl Bi Grd**	**P722** **Bi Grd**	**P612** **Bi Grd**	**P610** **Bi Grd**	**P703** **Bi Grd**
SiO_2	69.14	66.74	68.30	68.81	68.85
TiO_2	0.59	0.52	0.47	0.70	0.46
Al_2O_3	14.27	14.97	14.25	14.27	15.20
Fe_2O_3	3.74	4.11	4.13	4.05	3.84
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.07
MgO	1.72	2.30	1.94	1.57	1.34
CaO	2.92	2.87	2.11	1.90	3.20
Na_2O	3.33	3.22	3.51	3.61	3.57
K_2O	4.72	4.24	4.05	3.13	2.63
P_2O_5	0.13	0.15	0.10	0.15	0.11
Σύνολο	100.62	99.19	98.92	98.23	99.27
	Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW				
Q	24.34	22.55	25.17	29.75	29.39
Or	27.89	25.06	23.93	18.50	15.54
Ab	28.18	27.25	29.70	30.55	30.21
An	11.14	13.42	9.99	8.62	15.33
Di	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	3.98	5.73	4.83	3.91	3.34
Chr	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Zr	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03
Sph	1.29	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.00	0.17	0.43	1.78	0.86
Hem	3.74	4.11	4.13	4.05	3.84
Ilm	0.12	0.14	0.12	0.08	0.15
Ap	0.31	0.36	0.24	0.36	0.26
Ru	0.00	0.45	0.40	0.66	0.38

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P809 **Bi Grd**	**P714** **Bi Grd**	**P509** **Bi Grd**	**P906** **Bi Grd**	**P713** **Bi Grd**
SiO_2	69.15	69.38	69.81	69.13	70.03
TiO_2	0.42	0.37	0.48	0.55	0.34
Al_2O_3	14.90	14.99	15.36	14.39	14.91
Fe_2O_3	3.70	3.02	3.04	4.24	2.74
MnO	0.07	0.08	0.03	0.07	0.04
MgO	1.52	1.65	0.98	1.74	1.43
CaO	3.13	2.11	1.81	2.81	2.38
Na_2O	3.63	3.74	5.38	3.35	3.70
K_2O	2.29	4.01	2.66	4.43	3.82
P_2O_5	0.08	0.15	0.09	0.16	0.13
Σύνολο	98.89	99.50	99.64	100.87	99.52
	Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW				
Q	30.44	25.65	23.15	25.53	26.96
Or	13.53	23.70	15.72	26.18	22.57
Ab	30.72	31.65	45.52	28.35	31.31
An	15.18	9.64	8.58	11.69	11.10
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	3.79	4.11	2.44	4.33	3.56
Chr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Zr	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02
Sph	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00
Cor	0.89	0.96	0.48	0.00	0.62
Hem	3.70	3.02	3.04	4.24	2.74
Ilm	0.15	0.17	0.06	0.15	0.08
Ap	0.19	0.36	0.21	0.38	0.31
Ru	0.34	0.28	0.45	0.07	0.30

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P715 **Bi Grd**	**P702** **Bi Grd**	**P607** **Bi Grd**	**P605** **Bi Grd**	**P606** **Bi Grd**
SiO_2	70.65	70.96	71.00	71.13	72.02
TiO_2	0.41	0.34	0.41	0.38	0.38
Al_2O_3	14.16	14.15	14.44	14.46	14.83
Fe_2O_3	3.29	3.25	2.57	2.43	1.76
MnO	0.03	0.06	0.05	0.04	0.03
MgO	1.03	1.07	0.78	0.65	0.61
CaO	2.31	2.35	1.65	2.17	1.86
Na_2O	3.54	3.59	3.62	3.69	5.67
K_2O	4.19	3.51	5.00	4.53	2.49
P_2O_5	0.11	0.07	0.08	0.08	0.06
Σύνολο	99.72	99.35	99.60	99.56	99.71
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	27.87	30.14	26.24	27.04	25.00
Or	24.76	20.74	29.55	26.77	14.71
Ab	29.95	30.38	30.63	31.22	47.98
An	10.37	11.34	7.87	9.51	7.66
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Hy	2.57	2.66	1.94	1.62	1.49
Chr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zr	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
Sph	0.40	0.00	0.00	0.65	0.85
Cor	0.00	0.29	0.19	0.00	0.00
Hem	3.29	3.25	2.57	2.43	1.76
Ilm	0.06	0.13	0.11	0.08	0.06
Ap	0.26	0.17	0.19	0.19	0.14
Ru	0.22	0.27	0.35	0.07	0.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P723 **Bi Grd**	**P707** **Bi Grd**	**P711** **Bi Grd**	**P704** **Bi Grd**	**P914** **Bi SnGr**
SiO_2	72.19	72.72	73.19	74.80	68.80
TiO_2	0.35	0.41	0.16	0.72	0.66
Al_2O_3	14.32	14.09	13.89	12.66	14.12
Fe_2O_3	2.38	2.74	2.43	4.38	3.91
MnO	0.03	0.02	0.04	0.06	0.05
MgO	0.49	0.58	1.01	1.35	2.07
CaO	1.58	1.21	1.26	0.62	1.04
Na_2O	5.82	4.54	3.04	2.34	3.37
K_2O	1.99	4.12	4.78	1.93	4.10
P_2O_5	0.09	0.08	0.14	0.07	0.14
Σύνολο	99.24	100.51	99.94	98.93	98.26
	Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW				
Q	26.86	27.22	33.35	50.61	28.51
Or	11.76	24.35	28.25	11.41	24.23
Ab	49.25	38.42	25.72	19.80	28.52
An	7.07	5.66	5.47	2.71	4.40
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	1.22	1.44	2.52	3.36	5.16
Chr	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Zr	0.04	0.04	0.01	0.04	0.05
Sph	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.00	0.09	1.71	5.73	2.53
Hem	2.38	2.74	2.43	4.38	3.91
Ilm	0.06	0.04	0.08	0.13	0.10
Ap	0.21	0.19	0.33	0.17	0.33
Ru	0.23	0.39	0.12	0.65	0.61

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.2.1. (Συνέχεια).

	P920 **Bi SnGr**	**P511** **Bi SnGr**	**P403** **Bi SnGr**	**P720** **Amph**	**P904** **Met**
SiO_2	70.35	72.02	72.67	65.67	71.69
TiO_2	0.68	0.49	0.21	1.07	0.26
Al_2O_3	14.13	13.81	15.09	14.25	15.30
Fe_2O_3	3.15	2.65	1.60	7.29	2.16
MnO	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04
MgO	0.92	0.86	0.53	2.36	0.55
CaO	1.16	0.86	0.89	3.23	2.26
Na_2O	3.12	3.41	3.54	3.44	4.00
K_2O	5.64	5.00	4.44	1.74	2.92
P_2O_5	0.13	0.08	0.17	0.11	0.17
Σύνολο	99.32	99.22	99.17	99.22	99.35
Δυνητική σύσταση norm με τη μέθοδο CIPW					
Q	26.98	30.06	32.71	28.78	31.95
Or	33.33	29.55	26.24	10.28	17.26
Ab	26.40	28.85	29.95	29.11	33.85
An	5.21	3.91	3.65	15.49	10.35
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	2.29	2.14	1.32	5.88	1.37
Chr	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Zr	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03
Sph	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.98	1.36	3.12	1.03	1.77
Hem	3.15	2.65	1.60	7.29	2.16
Ilm	0.08	0.08	0.06	0.13	0.09
Ap	0.31	0.19	0.40	0.26	0.40
Ru	0.64	0.45	0.18	1.00	0.22

Amph:αμφιβολίτης, **Met**: γνεύσιος

Η μελέτη της μεταβολής της χημικής σύστασης των κύριων στοιχείων των πετρωμάτων του Παπικίου Όρους, έγινε με τη βοήθεια των δεδομένων από τις 65 χημικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη μέθοδο XRF.

Ένας απλός τρόπος παρουσίασης των χημικών μεταβολών και των τάσεων που εμφανίζει μία σειρά πετρωμάτων ενός πλουτωνίτη είναι τα διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχειών αλλά και των ιχνοστοιχείων ως προς ένα δείκτη διαφοροποίησης. Η χημική μεταβολή των πετρωμάτων είναι αποτέλεσμα των διαδικασιών διαχωρισμού μεταξύ των κρυστάλλων και του τήγματος, είτε μέσω της διαδικασίας της μερικής τήξης είτε μέσω της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

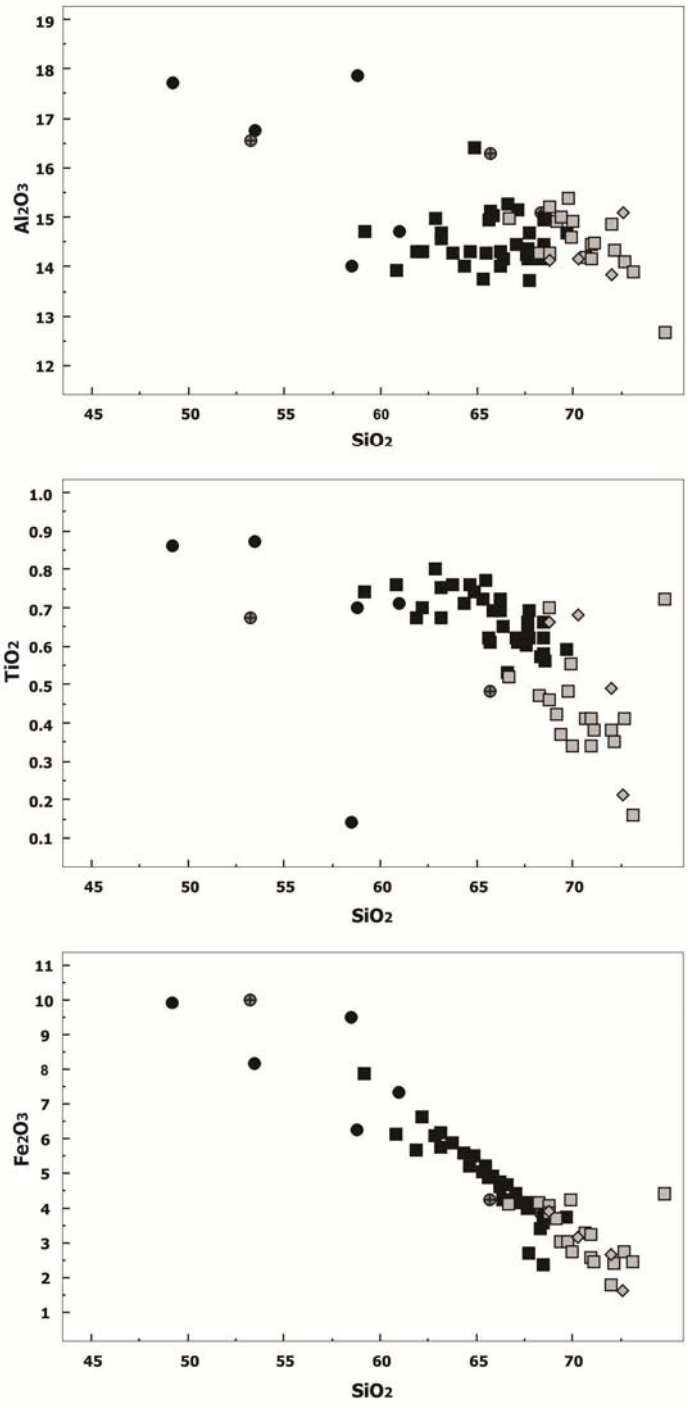
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κλασματικής κρυστάλλωσης είτε και της μίξης μαγμάτων. Τα διαγράμματα μεταβολής παρέχουν ένα εύχρηστο τρόπο παρουσίασης αναλυτικών δεδομένων και δίνουν ενδείξεις για την πορεία της χημικής εξέλιξης του τήγματος. Η χημική σύσταση ενός τήγματος μεταβάλλεται καθώς ένα συγκεκριμένο ορυκτό απομακρύνεται από το τήγμα ή όταν κάποιο υλικό προστίθεται σ' αυτό. Επομένως, από την πορεία των τάσεων στα διαγράμματα μεταβολής μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για την ορυκτολογική παραγένεση που ελέγχει τη διαδικασία διαφοροποίησης του μάγματος.

Στο Σχήμα 5.2.1 δίνονται τα διαγράμματα μεταβολής των κυρίων στοιχείων υπό μορφή οξειδίων σε σχέση με την περιεκτικότητα %κ.β. του SiO_2 (Harker diagrams). Από το Σχήμα 5.2.1 και τον Πίνακα 5.2.1. φαίνεται ότι το SiO_2, που χρησιμοποιείται ως δείκτης διαφοροποίησης, μεταβάλλεται από 49.24 έως 61.05 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών, από 59.24 έως 74.80 %κ.β. στην ομάδα των γρανοδιοριτών και από 70.35 έως 72.67 %κ.β. στον βιοτιτικό συηνογρανίτη. Στη συνέχεια περιγράφονται οι μεταβολές των διαφόρων κύριων στοιχείων και επιχειρείται μια πρώτη προσέγγιση της ερμηνείας των μεταβολών αυτών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

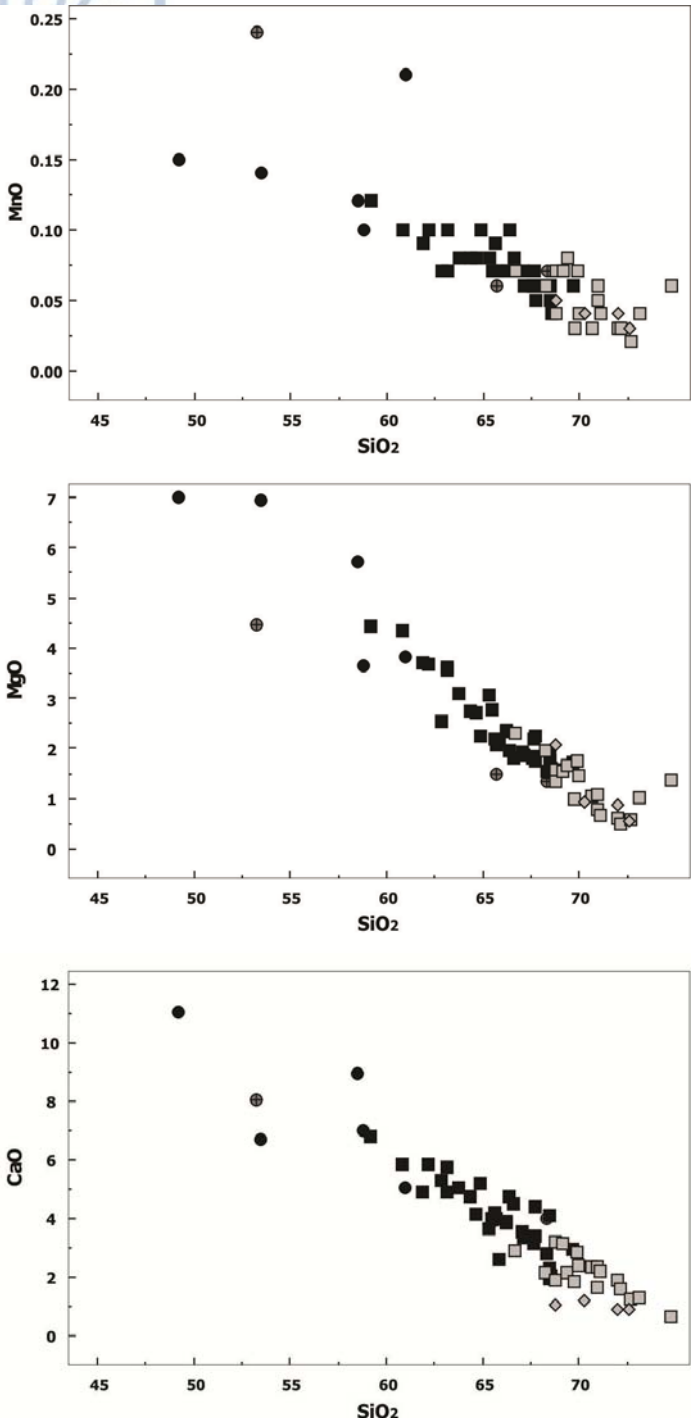
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεω
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.2.1. Προβολή των κυρίων στοιχείων υπό μορφή οξειδίων ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

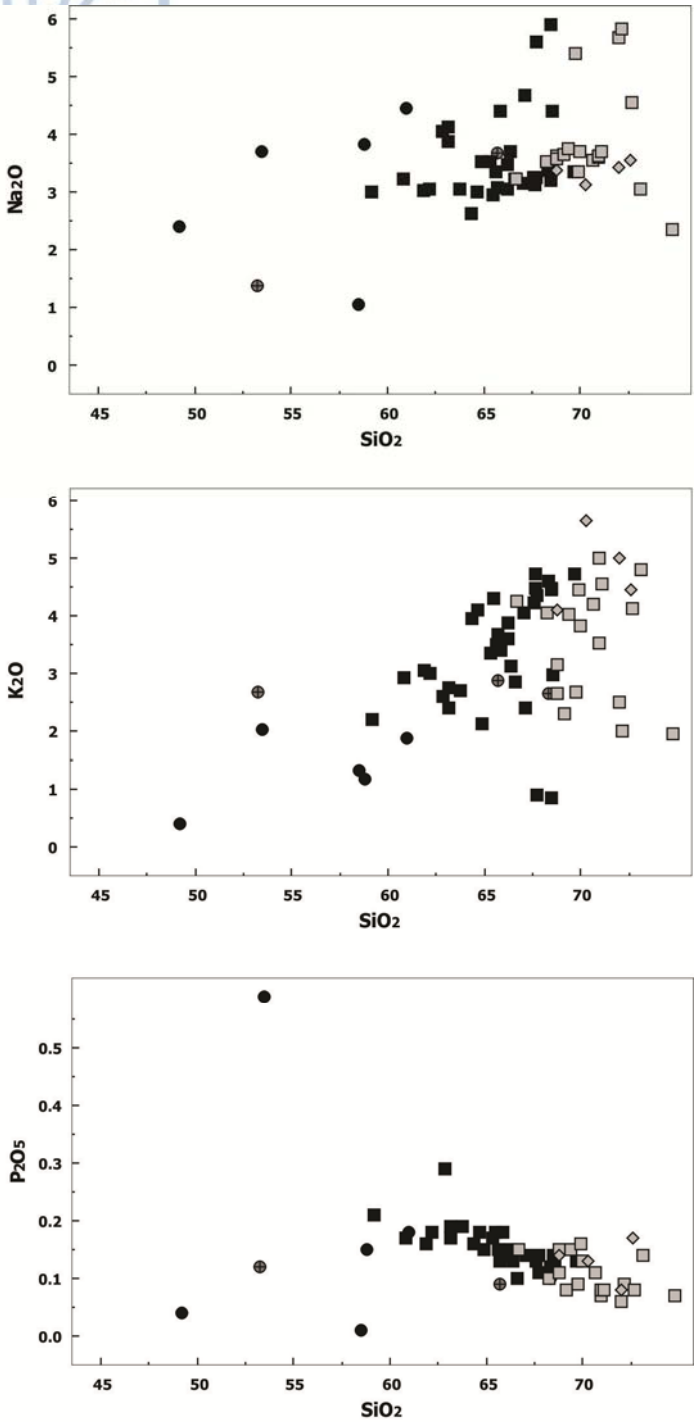
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.2.1. (Συνέχεια).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.2.1. (Συνέχεια).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το Al_2O_3 παρουσιάζει τάση μείωσης στα πετρώματα της διοριτικής ομάδας (Dr), των εγκλεισμάτων (Enc) και του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) από τη τιμή 17.84 έως 13.73 %κ.β. Παράλληλα στα πετρώματα της ομάδας του βιοτιτικού γρανοδιορίτη (Bi Grd) και του βιοτιτικού συηνογρανίτη (Bi SnGr) κυμαίνεται από 15.36 έως 12.66 %κ.β. παρουσιάζοντας μια διαφορετική τάση μείωσης. Αυτή η αλλαγή της τάσης πιθανόν να οφείλεται στο ρόλο των πλαγιοκλάστων στη διαδικασία της διαφοροποίησης.

Το TiO_2 δείχνει ισχυρή τάση μείωσης από τα βασικότερα προς τα οξινότερα πετρώματα. Η περιεκτικότητά του μειώνεται με το SiO_2 από την τιμή, 0.87 έως την τιμή 0.16 %κ.β. Η μεταβολή αυτή του TiO_2 πιθανόν να οφείλεται στην συνεχή κρυστάλλωση τιτανίτη, βιοτίτη και σιδηροτιτανιούχων ορυκτών κατά τη διαφοροποίηση, που συγκεντρώνουν το TiO_2 με αποτέλεσμα να μειώνεται η συγκέντρωσή του στο τήγμα.

Το Fe_2O_3 παρουσιάζει τέλεια γραμμική αρνητική συσχέτιση με το SiO_2, καθώς προχωρά η κρυστάλλωση. Η τιμή του μειώνεται από 9.98 %κ.β. που είναι η ανώτερη τιμή σε έγκλεισμα, έως 1.60 %κ.β. που είναι η κατώτερη τιμή που παρατηρείται στον βιοτιτικό συηνογρανίτη (SnGr). Το Fe_2O_3 συμμετέχει στη δομή του βιοτίτη και των Fe-οξειδίων, που συμμετέχουν στη στερεά φάση και ελέγχουν τη διαφοροποίηση. Αυτό δείχνει ότι έχουμε συνεχή κρυστάλλωση αυτών των ορυκτών.

Η περιεκτικότητα των πετρωμάτων του πλουτωνίτη σε MnO είναι γενικά μικρή. Η μέγιστη τιμή του παρατηρείται στο έγκλεισμα (0.24 %κ.β.). Το MnO γενικά μειώνεται από τα πετρώματα της διοριτικής ομάδας στα πετρώματα των κεροστιλβικών τύπων, για να φτάσει στις μικρότερες τιμές του στα πετρώματα των βιοτιτικών τύπων (0.02 %κ.β.). Παρ' όλο τις μικρές τιμές του MnO παρουσιάζει πολύ καλή αρνητική συσχέτιση με το SiO_2.

Το MgO επίσης εμφανίζει καλή αρνητική συσχέτιση με το SiO_2, μαρτυρώντας τη μείωση του ποσοστού τους διάφορους πετρογραφικούς τύπους καθώς προχωρά η διαφοροποίηση. Στην ομάδα των διοριτών μειώνεται από τη τιμή 6.98 έως τη τιμή 3.80 %κ.β. Στη συνέχεια στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη μειώνεται από 4.42 σε 1.52 %κ.β. και στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη και στον βιοτιτικό συηνογρανίτη μειώνεται από 2.30 σε 0.49 %κ.β. Στο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

διάγραμμα του MgO με το SiO_2 παρατηρούμε ότι η τάση μείωση έχει ένα και συγκεκριμένο ρυθμό μεταβολής. Τα φεμικά συστατικά που ελέγχουν τη συμπεριφορά του MgO και ιδιαίτερα στα πρώτα στάδια της κλασματικής κρυστάλλωσης συνήθως δημιουργούν διαφορετικές τάσεις στα διαγράμματα μεταβολής. Στην προκειμένη περίπτωση τα φεμικά συστατικά που είναι η κεροστίλβη και ο βιοτίτης είχαν μια πιο σταθερή συμπεριφορά κατά τη διαφοροποίηση.

Την ίδια περίπου τάση με το MgO παρουσιάζει και το CaO στα διαγράμματα Harker. Η συσχέτισή του με το SiO_2 είναι αρνητική και σχεδόν γραμμική, καθώς προχωρά η κρυστάλλωση από πιο βασική (11.04 %κ.β.) στην πιο όξινη ομάδα (0.62 %κ.β.). Η μείωση του CaO στο τήγμα εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το ποσοστό των πλαγιοκλάστων και της κεροστίλβης που συμμετέχουν στη στερεά φάση.

Το Na_2O αυξάνεται σε σχέση με το SiO_2 από τα πιο βασικά πετρώματα στα πιο όξινα, χωρίς όμως να έχει κάποια καλή συσχέτιση. Οι τιμές του Na_2O κυμαίνονται από 1.04 έως 4.43 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών, 2.61 έως 5.88 %κ.β. στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη και 2.34 έως 5.82 %κ.β. στους βιοτιτικούς πετρογραφικούς τύπους.

Το K_2O εμφανίζει και αυτό τάση αύξησης σε σχέση με το SiO_2 από τα πιο βασικά (0.40 %κ.β.) πετρώματα στα πιο όξινα (5.64 %κ.β.), χωρίς όμως να έχει και αυτό κάποια καλή συσχέτιση. Τα ορυκτά καλιούχος άστριος και βιοτίτης είναι αυτά που παίζουν το σημαντικότερο ρόλο στη διαδικασία της διαφοροποίησης όσον αφορά το K_2O. Η διασπορά των σημείων στο διάγραμμα πιθανόν να οφείλεται σε διαφορετικά ποσοστά καλιούχων άστριων και βιοτίτων σε δείγματα ακόμα και του ίδιου πετρογραφικού τύπου.

Το P_2O_5 εμφανίζει καλή αρνητική συσχέτιση με το SiO_2 στα πετρώματα των γρανοδιοριτών και του συηνογρανίτη, με τιμές που κυμαίνονται από 0.29 έως 0.06 %κ.β. ενώ παρουσιάζει διασπορά στα δείγματα της ομάδας των διοριτών. Το ορυκτό που προσλαμβάνει P_2O_5 είναι ο απατίτης και η πιθανή συνεχής απομάκρυνσή του από το τήγμα προκαλεί και την παρατηρούμενη μείωση.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.3 Ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας του πλουτωνίτη

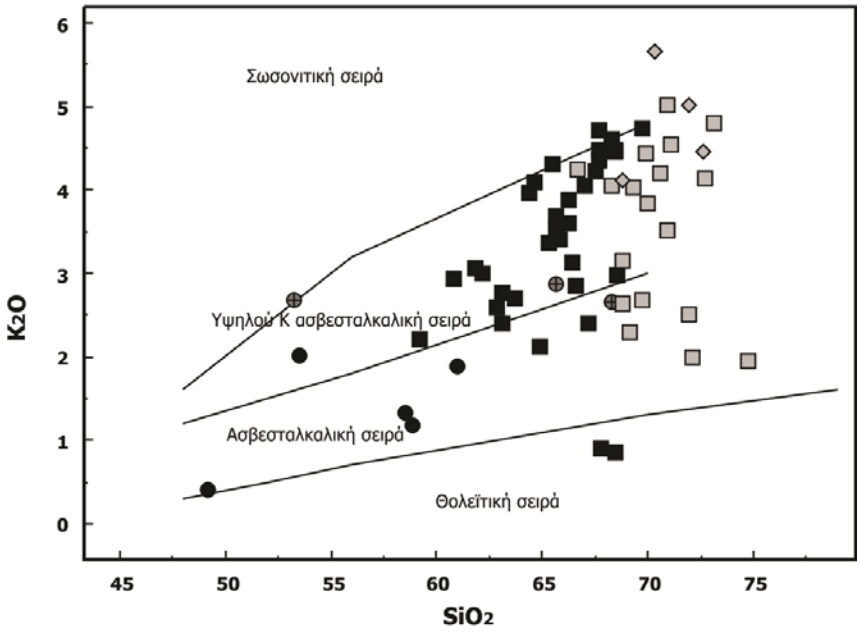
Από αυτά που αναφέρθηκαν παραπάνω προκύπτει ότι οι μεταβολές των οξειδίων σε συνάρτηση με τη διαφοροποίηση εμφανίζουν σαφείς ασβεσταλκαλικές τάσεις. Παρόμοιες τάσεις έχουν παρατηρηθεί και σε άλλους πλουτωνικούς όγκους σε διάφορα μέρη εμφάνισης πλουτωνικών πετρωμάτων όπως οι ασβεσταλκαλικές σειρές Southern California Batholith, Sierra Nevada Batholith (Nockolds and Allen 1953), οι Καληδόνιες σειρές των Βρετανικών Νήσων (Nockolds and Mitchell 1948, Coats and Wilson 1971, Bruck and O' Connor 1977), αλλά και στον ελληνικό χώρο όπως οι ασβεσταλκαλικές σειρές του πλουτωνίτη της Ξάνθης (Χριστοφίδης 1977), του γρανίτη του Παρανεστίου (Σκλαβούνος 1981, Κοτοπούλη 1981), του πλουτωνίτη της Σιθωνίας (Σαπουντζής κ.α. 1976, D' Amico et al. 1990), του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Σολδάτος 1985), του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (Κορωναίος 1991), του πλουτωνίτη του Δυτ. Βαρνούντα (Κατερινόπουλος 1982) και πολλές άλλες.

Από το διάγραμμα K_2O προς SiO_2 των Peccerillo and Taylor (1976) (Σχήμα 5.3.1) παρατηρούμε ότι τα δείγματα προβάλλονται κυρίως στο πεδίο της ασβεσταλκαλικής και υψηλού Κ ασβεσταλκαλικής σειράς με αύξηση του Κ όσο προχωρά η διαφοροποίηση. Αντίστοιχο διάγραμμα από τους Frost et al. (2001) που προβάλλουν τη σχέση Na_2O+K_2O-CaO ως προς το SiO_2 του πετρώματος κατατάσσει τα εξεταζόμενα δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στα ασβεσταλκαλικά και αλκαλι-ασβεστιτικά (Σχήμα 5.3.2). Η τιμή της σχέσης Na_2O+K_2O-CaO αυξάνεται με τη διαφοροποίηση ενώ παρατηρούμε ότι τα δείγματα του βιοτιτικού συηνογρανίτη (Bi SnGr) προβάλλονται μόνο στο πεδίο των αλκαλι-ασβεστιτικών πετρωμάτων. Στο διάγραμμα A/NK-ASI των Frost et al. (2001) (Σχήμα 5.3.3) παρατηρούμε ότι γενικά τα δείγματα προβάλλονται κοντά στο όριο των πεδίων των μεταργιλικών και υπεραργιλικών πετρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα τα πετρώματα που περιέχουν κεροστίλβη, δηλαδή η ομάδα των διοριτών και ο βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης, προβάλλονται στο πεδίο των μεταργιλικών και οριακά στο πεδίο αυτό προβάλλονται και τα εγκλείσματα. Ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης προβάλεται στο όριο των δύο πεδίων και προς το πεδίο των υπεραργιλικών, ενώ ο βιοτιτικός συηνογρανίτης

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

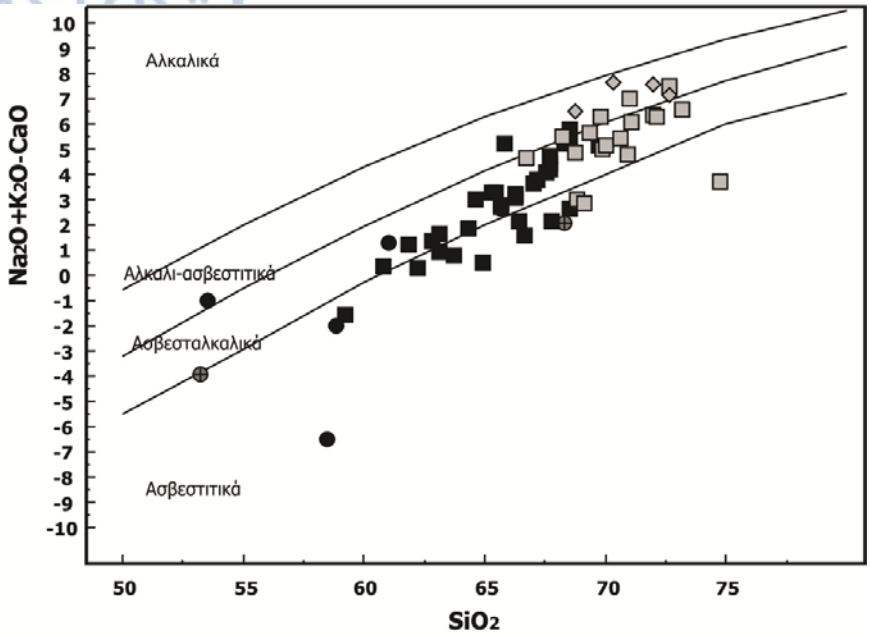
προβάλλεται μόνο στο πεδίο των υπεραργιλικών πετρωμάτων. Αντίστοιχο διάγραμμα των Frost and Frost (2008) που συσχετίζει το AI προς FSSI προβάλλει όλα τα δείγματα του εξεταζόμενου πλουτωνίτη στο πεδίο των μεταργιλικών και υπεραργιλικών χαλαζιακών πετρωμάτων (Σχήμα 5.3.4).



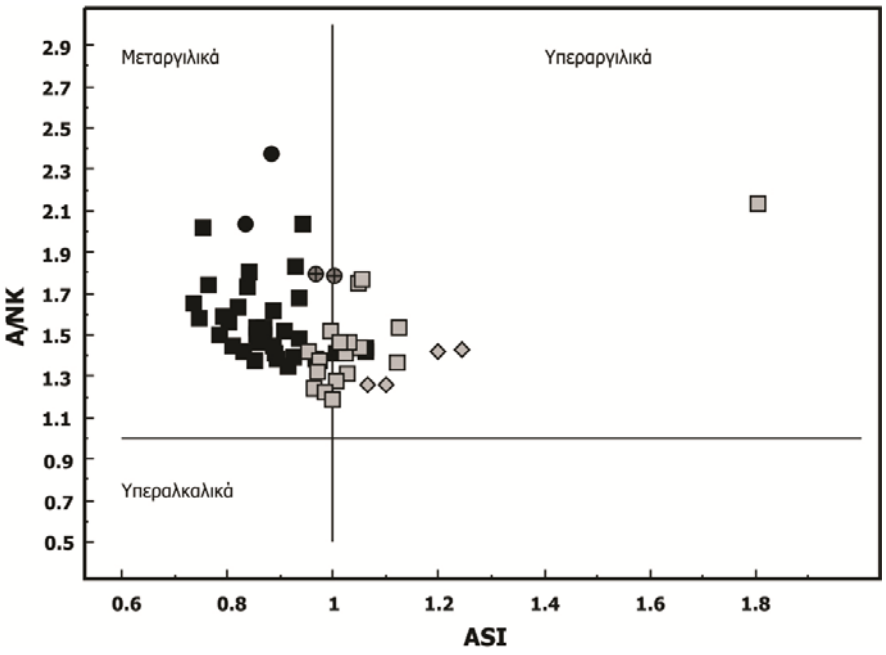
Σχήμα 5.3.1. Διάγραμμα K_2O προς SiO_2 (Peccerillo and Taylor 1976) των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π



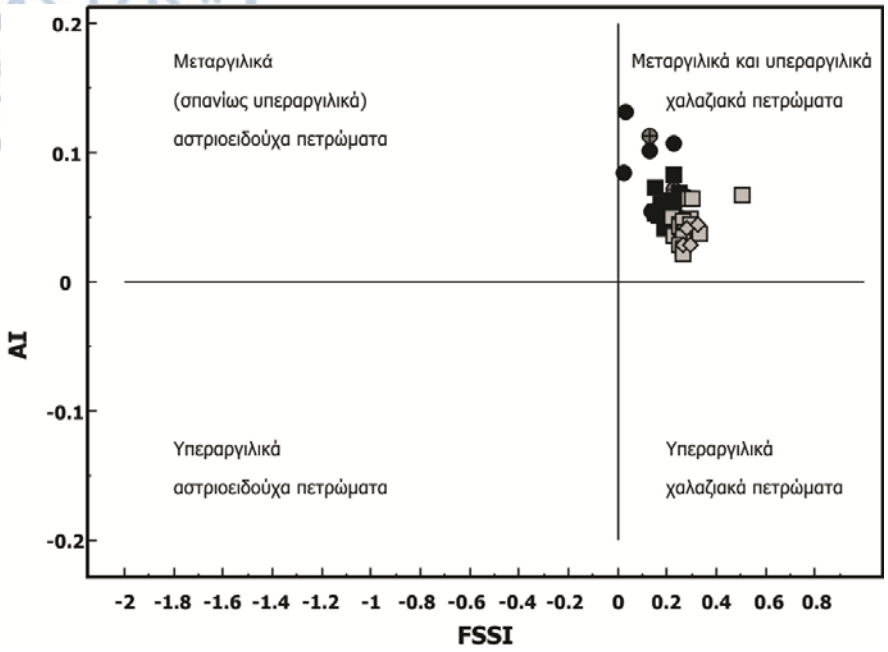
Σχήμα 5.3.2. Διάγραμμα Na_2O+K_2O-CaO προς SiO_2 (Frost et al. 2001) των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.



Σχήμα 5.3.3. Διάγραμμα A/NK-ASI (Frost et al. 2001) των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. A/NK: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (mol. %) και ASI: Al/(Ca-1.67P+Na+K) (mol. %). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡ
Τμήμα Γ
Α.Π



Σχήμα 5.3.4. Διάγραμμα AI προς FSSI (Frost and Frost 2008) των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. AI = Al−(K + Na) (mol. %), FSSI (Feldspathoid Silica-Saturation Index): Q−[Lc + 2(Ne + Kp)]/100, όπου Lc: Λευκίτης, Ne: Νεφελίνης και Kp: Καλιοφυλλίτης.

5.4 Ιχνοστοιχεία

5.4.1 Γενικά

Τα ιχνοστοιχεία χρησιμοποιούνται και αυτά για τον προσδιορισμό των πετρολογικών διαδικασιών, που διέπουν την εξέλιξη ενός μάγματος ποιοτικά αλλά και ποσοτικά. Τέτοια ιχνοστοιχεία, τουλάχιστον όσον αφορά τα πυριγενή πετρώματα μπορούν να θεωρηθούν τα Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, Th, Ni, V, Cr, καθώς και οι σπάνιες γαίες (R.E.E., Rare Earth Elements) (La έως Lu, του περιοδικού πίνακα) και άλλα. Παρακάτω θα αναπτυχθούν μερικώς τα δεδομένα εκείνα των ιχνοστοιχείων που τα κάνουν να έχουν πληθώρα εφαρμογών στην πετρολογία.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.4.2 Ταξινόμηση των ιχνοστοιχείων

Τα ιχνοστοιχεία μελετώνται κατά ομάδες με βάση τη γεωχημική τους συμπεριφορά. Οποιαδήποτε απόκλιση από τη γεωχημική συμπεριφορά μιας ομάδας ή συστηματικές αλλαγές στη γεωχημική συμπεριφορά κάποιων ιχνοστοιχείων μέσα σε μία ομάδα μπορεί ν' αποτελέσει ένδειξη μιας διαφορετικής πετρογενετικής διαδικασίας.

Τα ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία διακρίνονται με βάση την αναλογία φορτίο/ιοντική ακτίνα. Ως ψηλού ιοντικού δυναμικού (HFS, High Field Strength) χαρακτηρίζονται τα μικρά σε μέγεθος αλλά μεγάλου σθένους ιόντα, με ιοντικό δυναμικό μεγαλύτερο του 2. Αντίθετα τα μεγάλου μεγέθους ιόντα με μικρό σθένος, με ιοντικό δυναμικό μικρότερο του 2, χαρακτηρίζονται ως χαμηλού ιοντικού δυναμικού ή λιθόφιλα στοιχεία μεγάλων ιόντων (LILE, Large Ion Lithophile Elements). Έτσι τα στοιχεία Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb και Ta ανήκουν στην κατηγορία των HFS κατιόντων. Στην κατηγορία των LILE ανήκουν τα στοιχεία Cs, Rb, K και Ba. Στην ίδια κατηγορία μπορούν να προστεθούν τα στοιχεία Sr, Eu^{2+} και Pb^{2+}, που έχουν σχεδόν ίδια ιοντική ακτίνα και φορτίο (Rollinson 1993).

5.4.3 Κατανομή των ιχνοστοιχείων

Αρχικά, τα ιχνοστοιχεία, βρίσκονται σε χαμηλές συγκεντρώσεις μέσα σε ένα μάγμα. Σύμφωνα με τον Hall (1987), στα πυριγενή πετρώματα τα ιχνοστοιχεία μπορούν να βρεθούν:

α) Σε επουσιώδη ορυκτά, όπως το ζιρκόνιο, απατίτης, αλλανίτης.

β) Στην κρυσταλλική δομή των κύριων πετρογενετικών ορυκτών, όπου στην περίπτωση αυτή τα ιχνοστοιχεία αντικαθιστούν κύρια στοιχεία του κρυσταλλικού πλέγματος και σχηματίζουν ισόμορφες παραμείξεις. Ένα τέτοιο παράδειγμα αποτελεί το Ni, το οποίο βρίσκεται σε σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά, όπως ο ολιβίνης, όπου καταλαμβάνει τις θέσεις του μαγνησίου στη δομή του.

γ) Ορισμένα από τα ιχνοστοιχεία δεν αντικαθιστούν κύρια στοιχεία σε κάποια δομή, ούτε βρίσκονται σε τόση αφθονία για να σχηματίσουν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αυθυπόστατα επουσιώδη ορυκτά, αλλά καθώς το μάγμα κρυσταλλώνεται, αυτά τα ιχνοστοιχεία δεσμεύονται από τα πετρογενετικά ορυκτά σε πολύ μικρές ποσότητες χωρίς να καταλαμβάνουν συγκεκριμένες θέσεις στο πλέγμα των ορυκτών (στερεά διαλύματα ενδιακένου).

Οι προτιμήσεις που δείχνουν τα ιχνοστοιχεία στα διάφορα ορυκτά, επιδρούν χαρακτηριστικά κατά την διάρκεια των πυριγενών διεργασιών. Κατά συνέπεια, γνωρίζοντας την τάση ενός ιχνοστοιχείου να συγκεντρώνεται σε ένα ορυκτό, χωρίς να λάβουμε υπόψη τη χημική ανάλυση του πετρώματος, μπορούμε να προσδιορίσουμε τη σύσταση της ορυκτολογικής παραγένεσης με την οποία το μάγμα βρισκόταν σε ισορροπία (Cox et al. 1979).

Ο Krauskopf (1979) συνοψίζει τον κανόνα των αντικαταστάσεων του Goldschmidt και τις τροποποιήσεις του Ringwood. Έτσι, μια ισόμορφη αντικατάσταση ενός κύριου στοιχείου από ένα ιχνοστοιχείο μπορεί να επιτευχθεί όταν:

α) Τα άτομά τους έχουν περίπου το ίδιο μέγεθος. Το ιχνοστοιχείο που θα αντικαταστήσει κάποιο κύριο στοιχείο θα καταλάβει τη θέση του στο πλέγμα ενός κρυστάλλου δεν πρέπει να διαφέρει περισσότερο από 15%.

β) Τα άτομα έχουν παρόμοιο ιοντικό φορτίο. Η αντικατάσταση μεταξύ στοιχείων με διαφορετικά σθένη μπορεί να εξισορροπηθεί με παράλληλη αντικατάσταση άλλου στοιχείου σε άλλη θέση της δομής (διττή αντικατάσταση) ή αφήνοντας κενή κάποια θέση στο πλέγμα του ορυκτού.

γ) Το είδος του δεσμού μεταξύ του ιχνοστοιχείου και των γειτονικών στοιχείων είναι παρόμοιο με αυτό του κύριου στοιχείου που πρόκειται να αντικαταστήσει. Η πιθανότητα να σχηματίσουν δύο στοιχεία παρόμοιους δεσμούς εκφράζεται με τον όρο ηλεκτραρνητικότητα.

5.4.4 Συντελεστής κατανομής

5.4.4.1 Γενικά

Το πόσο "προτιμάει" ένα ιχνοστοιχείο να εισέρχεται ή όχι, στο πλέγμα ενός ορυκτού εκφράζεται ποσοτικά με το συντελεστή κατανομής του ιχνοστοιχείου στο ορυκτό αυτό. Με το συντελεστή κατανομής (distribution

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

coefficient) Kd εκφράζουμε την αναλογία της συγκέντρωσης του ιχνοστοιχείου στο ορυκτό i που βρίσκεται σε χημική ισορροπία με ένα τήγμα, προς τη συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο τήγμα αυτό και δίνεται από τη σχέση:

$$Kd_i = \frac{\text{συγκέντρωσης του ιχνοστοιχείου στο ορυκτό i}}{\text{συγκέντρωση του ιχνοστοιχείου στο τήγμα}}$$

Όπως προκύπτει από τον παραπάνω τύπο, όταν τα ιχνοστοιχεία έχουν συντελεστή κατανομής ίσον με 1 κατανέμονται εξίσου στο ορυκτό και στο τήγμα. Για τιμές συντελεστή κατανομής μεγαλύτερες από 1 το ιχνοστοιχείο προτιμά να εισέλθει στη δομή του ορυκτού αντί του τήγματος και επομένως συμπεριφέρεται ως συμβιβαστό. Αντίστοιχα, για τιμές μικρότερες του 1 το ιχνοστοιχείο προτιμά το τήγμα και άρα συμπεριφέρεται ως ασυμβίβαστο.

5.4.4.2 Υπολογισμός του συντελεστή κατανομής

Υπάρχουν δύο τρόποι για να υπολογιστεί ο Kd ενός ιχνοστοιχείου σε κάποιο ορυκτό. Ο πρώτος τρόπος αφορά φυσικά συστήματα στα οποία μπορεί να υπολογιστεί η συγκέντρωση (με αναλυτική μέθοδο) ενός ιχνοστοιχείου στους φαινοκρυστάλλους των ορυκτών και στην αφανιτική μάζα, ηφαιστειακών πετρωμάτων, ή χρησιμοποιώντας μια ομάδα από γνωστές τιμές συντελεστή κατανομής ορυκτού/υγρού για ένα δεδομένο ορυκτό και μετρώντας στη συνέχεια συντελεστές κατανομής στα ορυκτά (ορυκτού/ορυκτού). (Noble and Hedge 1970, Philpotts and Schnetzler 1970, Henderson et al. 1971, Nagasawa and Schnetzler 1971, Goodman 1972, Hart and Brooks 1974). Τα μειονεκτήματα αυτού του τρόπου υπολογισμού του Kd είναι η δυσκολία επίτευξης της ισορροπίας, καθώς και η καθαρότητα των διαχωριζόμενων ορυκτών.

Ο δεύτερος τρόπος αφορά συντελεστές κατανομής που μπορούν να υπολογιστούν από πειραματικά δεδομένα όπου τα αρχικά υλικά μπορεί να είναι φυσικά ή συνθετικά. Πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι η παρακολούθηση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

και ο έλεγχος των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας (Masuda and Kushiro 1970, Cullers et al. 1973, Zielinski and Frey 1974).

5.4.4.3 Παράγοντες που επηρεάζουν το συντελεστή κατανομής

Η σύσταση του μάγματος, είναι ο κυριότερος παράγοντας που επηρεάζει τους συντελεστές κατανομής μεταξύ ορυκτού και τήγματος. Από πειράματα που αφορούσαν τη συμμετοχή στοιχείων σε βασικά και όξινα τήγματα μη μιγνυόμενα μεταξύ τους, βρέθηκε ότι τα στοιχεία δείχνουν προτίμηση σε ένα από τα δύο τήγματα (Watson 1976, Ryerson and Hess 1978).

Διάφοροι ερευνητές όπως ο Dunn (1987) απέδειξαν ότι η θερμοκρασία μπορεί να παίξει σημαντικό ρόλο στην τιμή του συστελεστή κατανομής. Έτσι, ο συντελεστής κατανομής του Lu μεταξύ ολιβίνη και βασαλτικού μάγματος, καθώς και του Lu και του Hf μεταξύ κλινοπυροξένου και βασαλτικού μάγματος, μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Οι Green and Pearson (1983, 1986), σε πειραματικά δεδομένα που αφορούσαν τη συμμετοχή των σπανίων γαιών μεταξύ του τιτανίτη και ενός ενδιάμεσης σύστασης πυριτικού τήγματος, διαπίστωσαν ότι η αύξηση της πίεσης συνοδευόταν από αύξηση του συντελεστή κατανομής.

Ένας ακόμη παράγοντας που επηρεάζει την τιμή του συντελεστή κατανομής είναι η ενεργότητα του οξυγόνου. Αυτή η επίδραση διαπιστώθηκε στην κατανομή του Eu^{2+} μεταξύ πλαγιοκλάστου και βασαλτικού τήγματος (Drake and Weill 1975).

Ένας παράγοντας που επηρεάζει εμμέσως τον συντελεστή κατανομής είναι η ίδια η δομή των ορυκτών, αφού μπορεί να επηρεάσει σημαντικά τη συμμετοχή των ιχνοστοιχείων μεταξύ στερεού και τήγματος (Onuma 1968, Philpotts 1978).

Η περιεκτικότητα του τήγματος σε νερό δεν έχει ακόμη μελετηθεί πλήρως. Τα πειράματα των Green and Pearson (1986) δείχνουν ότι η επίδραση του νερού στο συντελεστή κατανομής είναι αμελητέα.

Απ’ όλα τα παραπάνω συμπεράινεται ότι ο πιο σημαντικός παράγοντας που ελέγχει την κατανομή ενός ιχνοστοιχείου είναι η σύσταση του τήγματος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.4.4.4 Ολικός συντελεστής κατανομής

Όταν εξετάζουμε τη διαφοροποίηση ενός μαγματικού υγρού, πρέπει να λάβουμε υπόψη το σύνολο (n) των κρυσταλλούμενων ορυκτών, στα οποία το εξεταζόμενο ιχνοστοιχείο μπορεί να εισέλθει στο πλέγμα τους. Στην περίπτωση που συμμετέχουν πολλά ορυκτά, χρησιμοποιούμε τον όρο ολικό συντελεστή κατανομής (bulk distribution coefficient) ενός ιχνοστοιχείου και αφορά την κατανομή του σε όλο το πέτρωμα. Ο ολικός συντελεστής κατανομής υπολογίζεται από τους επιμέρους συντελεστές κατανομής των ορυκτών συστατικών του πετρώματος και των αναλογιών τους σ' αυτό και δίνεται από τη σχέση:

$$D_i = x_1Kd_1 + x_2Kd_2 + x_3Kd_3 + ...,$$

όπου: D_i ο ολικός συντελεστής κατανομής του στοιχείου i,

x_n η συμμετοχή του ορυκτού n στο πέτρωμα και

Kd_n ο συντελεστής κατανομής του στοιχείου i στο ορυκτό n, αντίστοιχα.

Όταν η συγκέντρωση ενός ιχνοστοιχείου μειώνεται κατά τη διαφοροποίηση, τότε κάποιο ορυκτό που υπάρχει στη στερεά φάση προσλαμβάνει το ιχνοστοιχείο αυτό. Το ορυκτό αυτό θα έχει και μεγάλο συντελεστή κατανομής (Kd>1) για το ιχνοστοιχείο αυτό. Αν κάποιο ιχνοστοιχείο εμπλουτίζεται στο τήγμα κατά τη διαφοροποίηση, τότε τα ορυκτά που κρυσταλλώνονται, και κατά συνέπεια ελέγχουν τη διαφοροποίηση, θα έχουν μικρό συντελεστή κατανομής (Kd<1) για το στοιχείο αυτό. Αλλαγή στην κλίση της τάσης που περιγράφει το ιχνοστοιχείο στο διάγραμμα μεταβολής δείχνει ότι μπορεί κάποιο νέο ορυκτό αρχίζει να συμμετέχει στη στερεά φάση ή κάποιο άλλο ορυκτό να έχει σταματήσει να κρυσταλλώνεται.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.4.5 Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων.

Για τα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων χρησιμοποιήθηκαν οι 65 αναλύσεις των πετρωμάτων των διαφόρων πετρογραφικών τύπων με τη μέθοδο XRF. Τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν με τη μέθοδο αυτή ήταν τα ακόλουθα: Rb, Sr, Ba, Ce, Cr, Ni, Pb, Zr, Y, Nb, Th, Hf και Ta. Στον Πίνακα 5.4.5.1 δίνονται οι τιμές των ιχνοστοιχείων σε ppm για τα πετρώματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Στο Σχήμα 5.4.5.1 προβάλλονται τα ιχνοστοιχεία σε σχέση με το SiO_2 των πετρώματων του πλουτωνίτη.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.4.5.1. Αναλύσεις ιχνοστοιχείων με τη μέθοδο XRF (σε ppm) των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

	P15 Hbl Dr	P925 Bi Hbl Dr	P404 Bi Hbl Dr	P602 Bi Hbl Dr	P709 Bi Hbl Dr
Rb	9.3	64.4	38.7	37.0	50.5
Sr	489.5	880.9	238.1	444.5	394.1
Ba	97.2	1539.9	178.0	250.9	346.7
Ce	5.1	60.5	105.5	32.2	52.5
Cr	78.4	370.8	161.7	64.3	126.7
Ni	29.1	106.0	82.8	22.2	21.3
Pb	4.5	15.3	10.8	6.7	10.4
Zr	25.6	222.7	307.9	143.6	280.3
Y	12.3	20.6	28.8	18.8	20.4
Nb	0.6	7.3	0.3	4.7	7.7
Th	0.5	10.9	29.0	5.4	16.0
Hf	0.66	5.71	7.90	3.68	7.19
Ta	0.04	0.46	0.02	0.29	0.48
	P806 Enc	**P806i Enc**	**P806E Enc**	**P413 Bi Hbl Grd**	**P728 Bi Hbl Grd**
Rb	150.3	105.1	93.9	49.4	66.6
Sr	208.5	240.8	234.1	433.8	361.1
Ba	246.1	587.9	500.9	466.6	774.0
Ce	31.1	38.8	46.0	30.2	47.7
Cr	49.0	20.6	2.3	178.7	244.0
Ni	9.8	1.1	0.0	32.8	62.6
Pb	11.7	8.2	8.4	9.3	12.6
Zr	54.8	163.3	163.8	113.0	208.1
Y	47.1	23.3	21.1	17.9	19.6
Nb	9.4	7.1	7.5	6.1	8.4
Th	4.8	12.3	13.4	9.5	13.5
Hf	1.41	4.19	4.20	2.90	5.34
Ta	0.59	0.44	0.47	0.38	0.53
	P905 Bi Hbl Grd	**P708 Bi Hbl Grd**	**P202 Bi Hbl Grd**	**P726 Bi Hbl Grd**	**P924 Bi Hbl Grd**
Rb	80.1	90.9	70.8	72.7	71.6
Sr	295.3	266.7	362.2	323.6	292.8
Ba	697.0	505.9	402.8	518.8	495.6
Ce	45.7	46.1	65.2	45.7	52.1
Cr	211.4	139.9	52.7	108.0	120.3
Ni	50.5	26.2	9.9	21.9	20.3
Pb	11.4	7.1	5.5	8.8	6.8
Zr	166.0	179.4	210.3	160.2	160.3
Y	19.7	19.9	20.5	19.3	19.4
Nb	7.9	7.3	8.7	7.1	7.8
Th	12.6	11.9	14.9	11.9	12.4
Hf	4.26	4.60	5.39	4.11	4.11
Ta	0.49	0.46	0.54	0.44	0.49

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 5.4.5.1. (Συνέχεια).

	P922	P604	P411	P926	P727
	Bi Hbl Grd	Bi Hbl Grd	Bi Hbl Grd	Bi Hbl Grd	Bi Hbl Grd
Rb	58.6	110.4	103.6	63.5	69.8
Sr	300.4	195.7	303.7	283.5	314.5
Ba	548.2	588.1	706.9	465.4	638.1
Ce	45.5	40.7	41.1	35.0	44.9
Cr	111.4	89.2	132.6	25.1	181.4
Ni	20.0	15.9	34.7	1.3	48.1
Pb	5.7	3.5	10.1	9.6	6.8
Zr	187.7	202.0	208.1	165.1	182.8
Y	19.1	20.4	21.5	21.2	19.5
Nb	8.3	9.0	9.9	7.6	9.0
Th	14.1	13.3	17.8	5.1	15.8
Hf	4.81	5.18	5.34	4.23	4.69
Ta	0.52	0.56	0.62	0.48	0.56
	P502	**P305**	**P204**	**P508**	**P114**
	Bi Hbl Grd	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**
Rb	138.5	117.1	99.6	95.2	98.6
Sr	211.7	276.5	387.2	250.5	319.5
Ba	695.3	570.3	823.7	611.0	647.1
Ce	51.3	52.0	49.9	55.8	60.7
Cr	153.1	55.2	54.2	65.2	109.4
Ni	41.8	11.3	9.5	9.6	25.3
Pb	8.7	7.0	17.8	8.2	13.8
Zr	237.2	182.9	163.8	192.9	225.4
Y	22.2	21.8	21.0	20.3	21.4
Nb	10.1	8.9	8.5	9.0	10.3
Th	16.6	16.7	13.5	16.2	16.4
Hf	6.08	4.69	4.20	4.95	5.78
Ta	0.63	0.56	0.53	0.56	0.64
	P308	**P10**	**P701**	**P304**	**P608**
	Bi Hbl Grd	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**
Rb	98.7	82.4	97.5	137.7	65.8
Sr	374.6	224.7	203.6	247.2	287.5
Ba	776.8	646.2	515.6	611.7	470.7
Ce	65.3	54.6	33.2	61.1	49.4
Cr	114.6	78.8	22.9	63.2	9.6
Ni	28.9	15.4	1.0	13.0	<ο.α.
Pb	12.1	8.0	7.0	10.1	7.6
Zr	214.2	225.9	143.3	206.0	214.6
Y	21.8	20.8	22.7	22.9	20.1
Nb	10.2	10.2	7.2	9.5	9.1
Th	17.7	17.7	8.7	17.5	14.6
Hf	5.49	5.79	3.67	5.28	5.50
Ta	0.64	0.64	0.45	0.59	0.57

<ο.α.: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 5.4.5.1. (Συνέχεια).

	P219	**P507**	**P902**	**P724**	**P911**
	Bi Hbl Grd	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**
Rb	127.2	147.7	156.3	128.4	21.6
Sr	186.4	153.1	196.7	192.3	367.8
Ba	557.3	607.4	648.7	590.1	185.6
Ce	65.4	44.6	60.2	51.6	64.4
Cr	52.8	66.6	108.0	59.0	86.4
Ni	12.5	16.9	29.6	8.3	24.1
Pb	9.7	5.9	14.0	8.7	5.3
Zr	210.5	194.0	191.5	239.9	234.9
Y	22.2	21.9	23.1	21.6	18.9
Nb	9.5	9.2	10.1	10.2	10.2
Th	18.5	16.4	18.5	17.4	24.4
Hf	5.40	4.97	4.91	6.15	6.02
Ta	0.59	0.58	0.63	0.64	0.64
	P912	**P917**	**P907**	**P915**	**P609**
	Bi Hbl Grd	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**	**Bi Hbl Grd**
Rb	147.4	118.4	123.8	19.8	77.2
Sr	250.1	248.9	211.8	456.3	212.2
Ba	600.7	634.1	641.5	120.5	537.2
Ce	56.0	41.9	66.5	60.8	55.1
Cr	59.0	44.1	74.8	81.2	38.5
Ni	14.3	10.3	17.7	22.2	4.9
Pb	16.4	11.9	16.0	8.3	7.3
Zr	176.8	208.6	192.0	212.6	210.2
Y	22.8	21.4	20.2	18.7	20.5
Nb	10.1	9.6	10.6	10.1	9.1
Th	21.0	17.5	18.2	19.8	15.7
Hf	4.53	5.35	4.92	5.45	5.39
Ta	0.63	0.60	0.66	0.63	0.57
	P903	**P722**	**P612**	**P610**	**P703**
	(Hbl) Bi Grd	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**
Rb	153.6	168.3	118.6	85.5	88.1
Sr	188.8	132.0	122.2	142.2	251.6
Ba	630.8	568.2	665.5	624.4	470.8
Ce	44.2	46.2	60.2	67.9	28.7
Cr	64.9	102.7	41.2	38.8	9.3
Ni	15.9	20.8	6.1	4.7	<o.a.
Pb	10.7	11.5	9.4	4.3	10.9
Zr	176.6	149.6	200.2	271.6	166.5
Y	22.7	23.5	20.6	19.9	20.7
Nb	9.7	9.0	8.5	9.9	7.5
Th	18.1	15.2	15.6	21.5	9.3
Hf	0.61	0.56	0.53	0.62	0.47
Ta	4.53	3.84	5.13	6.96	4.27

<o.a.: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.4.5.1. (Συνέχεια).

	P809	**P714**	**P509**	**P906**	**P713**
	Bi Grd	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**
Rb	76.80	187.6	58.2	109.7	177.1
Sr	264.1	161.8	251.2	207.8	158.1
Ba	444.1	492.0	552.4	677.3	444.6
Ce	31.0	37.0	65.8	41.2	54.7
Cr	23.1	61.0	7.8	7.4	51.1
Ni	0.8	10.9	<o.a.	<o.a.	6.5
Pb	8.7	14.4	15.3	7.8	16.9
Zr	134.9	118.9	225.5	174.7	107.5
Y	20.0	23.5	20.3	20.7	24.2
Nb	6.9	11.6	9.9	7.8	10.6
Th	10.9	12.9	19.0	12.4	17.2
Hf	3.46	3.05	5.78	4.48	2.76
Ta	0.43	0.73	0.62	0.49	0.66
	P715	**P702**	**P607**	**P605**	**P606**
	Bi Grd	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi Grd**
Rb	138.5	120.9	153.8	146.5	74.1
Sr	242.0	187.1	162.3	200.8	198.0
Ba	577.6	412.8	742.8	651.0	302.3
Ce	50.5	42.0	58.7	46.0	60.6
Cr	6.7	3.9	<o.a.	5.3	<o.a.
Ni	0.5	<o.a.	<o.a.	<o.a.	<o.a.
Pb	9.7	9.3	11.6	6.7	6.9
Zr	196.1	134.1	199.3	205.4	219.7
Y	21.9	23.3	23.3	23.3	20.3
Nb	7.7	7.3	9.4	9.8	9.0
Th	16.5	19.2	17.3	19.9	18.8
Hf	5.03	3.44	5.11	5.27	5.63
Ta	0.48	0.46	0.59	0.61	0.56
	P723	**P707**	**P711**	**P704**	**P914**
	Bi Grd	**Bi Grd**	**Bi Grd**	**Bi SnGr**	**Bi SnGr**
Rb	52.9	94.6	153.9	69.8	99.2
Sr	143.8	183.0	137.9	64.3	142.0
Ba	352.1	609.6	417.7	336.2	530.4
Ce	67.8	60.7	20.4	47.2	79.5
Cr	0.2	2.4	21.4	71.6	101.7
Ni	<o.a.	<o.a.	3.4	27.7	26.2
Pb	7.4	6.8	9.9	5.4	13.1
Zr	200.3	211.5	37.0	211.5	227.2
Y	19.9	21.9	17.8	19.1	18.8
Nb	8.7	9.0	6.3	7.8	10.7
Th	20.6	17.8	4.7	7.6	18.3
Hf	5.14	5.42	0.95	5.42	5.83
Ta	0.54	0.56	0.39	0.49	0.67

<o.a.: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

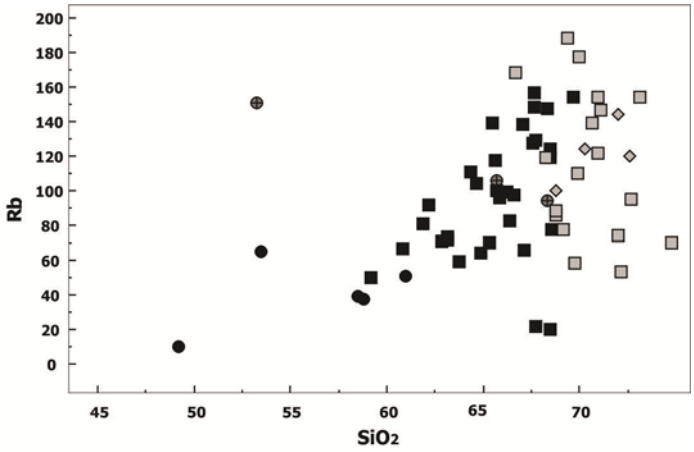
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 5.4.5.1. (Συνέχεια).

	P920 Bi SnGr	P511 Bi SnGr	P403 Bi SnGr	P720 Met	P904 Met
Rb	124.10	143.4	119.7	56.3	93.7
Sr	397.0	168.3	316.9	300.4	335.6
Ba	875.6	546.4	1217.3	435.9	672.0
Ce	80.0	81.2	60.2	56.6	76.3
Cr	10.0	58.2	<ο.α.	79.9	<ο.α.
Ni	2.9	13.6	0.6	37.2	<ο.α.
Pb	21.4	15.4	28.5	10.7	16.0
Zr	253.9	238.1	134.2	215.7	145.8
Y	20.6	24.9	17.9	15.4	18.4
Nb	12.6	11.0	5.3	8.6	6.9
Th	24.1	22.4	10.1	12.4	11.4
Hf	6.51	6.11	3.44	5.53	3.74
Ta	0.79	0.69	0.33	0.54	0.43

<ο.α.: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

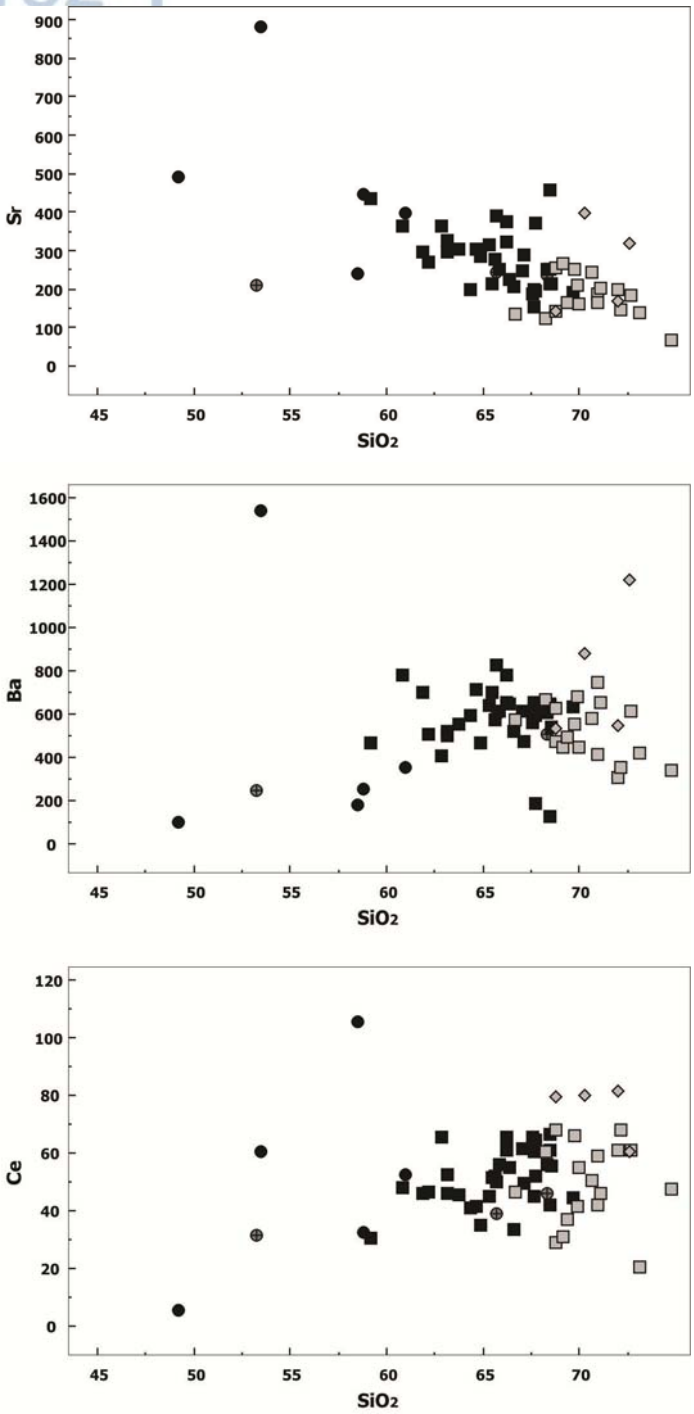
Met: μεταμορφωμένο πέτρωμα (γνεύσιος)



Σχήμα 5.4.5.1. Προβολή του ιχνοστοιχείου Rb σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρώματων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

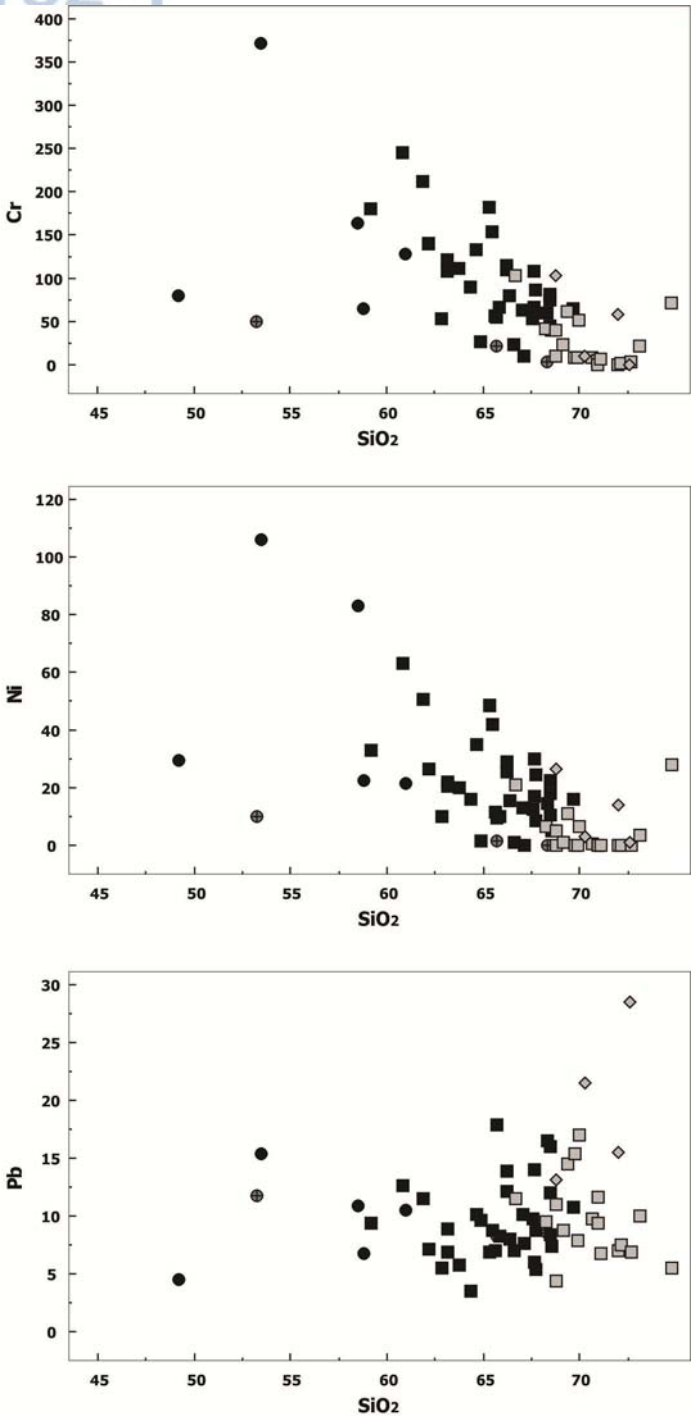
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.1. (Συνέχεια). Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr, Ba και Ce σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρώματων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

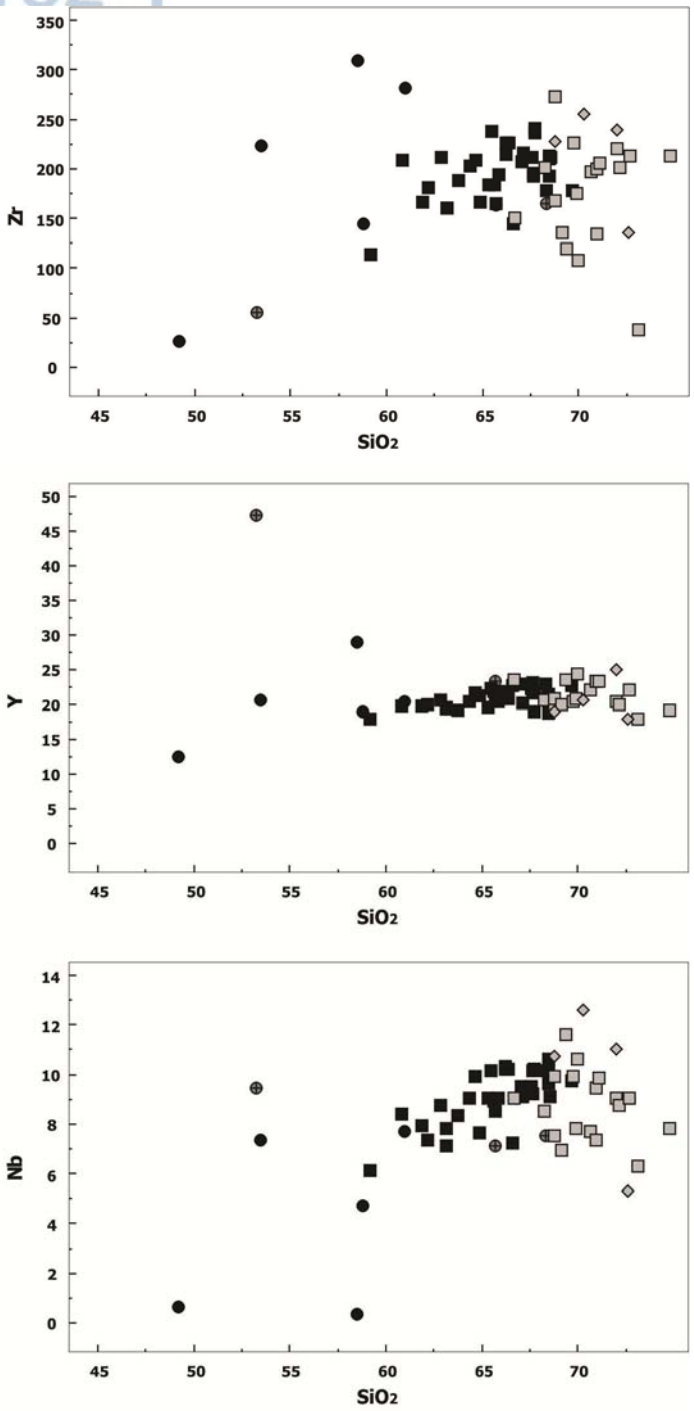
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.1. (Συνέχεια). Προβολή των ιχνοστοιχείων Cr, Ni και Pb σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρώματων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

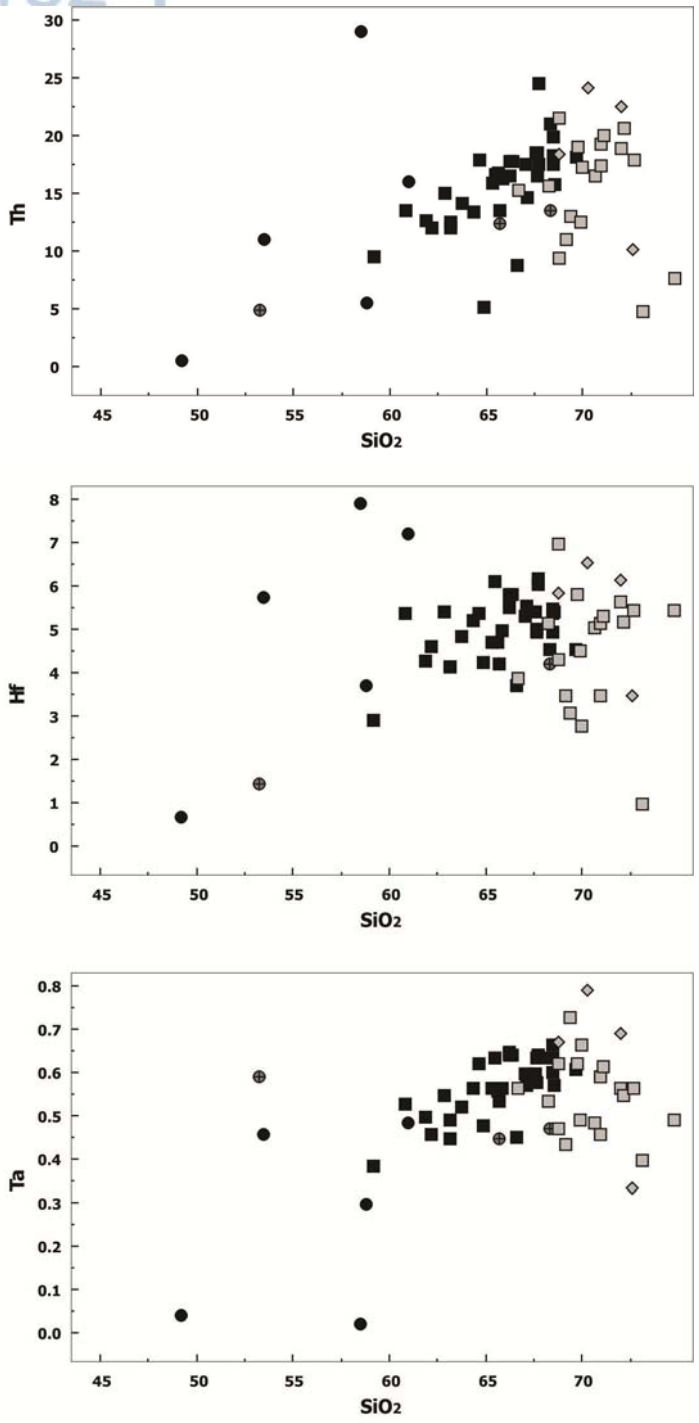
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.1. (Συνέχεια). Προβολή των ιχνοστοιχείων Zr, Y και Nb σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρώματων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.1. (Συνέχεια). Προβολή των ιχνοστοιχείων Th, Hf και Ta σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρώματων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

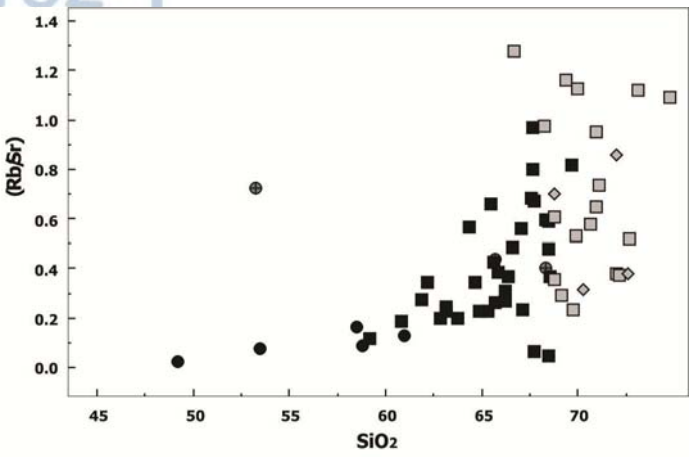
Rb

Το Rb παρουσιάζει σχετικά καλή, θετική συσχέτιση με το SiO_2 στα δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Η τιμή του κυμαίνεται από 9.3 έως 187.6 ppm, και μεταβάλλεται ομαλά μεταξύ των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη. Η περιεκτικότητα του Rb στο πέτρωμα, όπως προαναφέρθηκε, εξαρτάται από τη συμμετοχή του βιοτίτη και του καλιούχου αστρίου στη στερεά φάση. Κατά τη διαφοροποίηση από τους βασικότερους πετρογραφικούς τύπους προς τους οξινότερους, παρατηρούμε ότι το ποσοστό των δύο αυτών ορυκτών ποικίλει ακόμα και στον ίδιο πετρογραφικό τύπο.

Η μεταβολή του λόγου Rb/Sr στο τήγμα μπορεί ν' αποτελέσει δείκτη των ορυκτών που συμμετέχουν στη στερεά φάση (Hanson 1978, Κορωναίος 1991). Η παρουσία πλαγιοκλάστου στο στερεό αυξάνει την τιμή του λόγου Rb/Sr στο τήγμα, λόγω συγκέντρωσης του Sr στα πλαγιόκλαστα. Σχετικά μικρότερη είναι η αύξηση του λόγου όταν στη στερεά φάση συμμετέχει καλιούχος άστριος. Αντίθετα, η παρουσία βιοτίτη στο στερεό έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση του λόγου Rb/Sr. Στο Σχήμα 5.4.5.2 δίνεται η μεταβολή του λόγου Rb/Sr ως προς το SiO_2. Παρατηρούνται δύο υποπαράλληλες τάσεις. Μια μικρή αύξηση του λόγου Rb/Sr στη διοριτική ομάδα, η οποία δείχνει ότι εκτός από το πλαγιόκλαστο είναι πιθανόν να συμμετέχει και βιοτίτης στη στερεά φάση, και μια εντονότερη αύξηση του λόγου Rb/Sr στην ομάδα των γρανοδιοριτών και του συηνογρανίτη. Η αύξηση αυτή δείχνει ότι το πλαγιόκλαστο είναι το κύριο ορυκτό που συμμετέχει στη στερεά φάση.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.2. Προβολή του λόγου Rb/Sr σε σχέση με το SiO_2 των δειγμάτων πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Sr

Το Sr^{2+}, με ιοντική ακτίνα 1.18 Å, βρίσκεται μεταξύ του Ca^{2+} (1.00 Å) και του K^{+} (1.38 Å). Μπορεί να αντικαταστήσει επομένως τα δύο αυτά στοιχεία στο πλέγμα των πλαγιοκλάστων και των καλιούχων αστρίων, αντίστοιχα. Η συγκέντρωση του Sr σε κάποια ορυκτά φαίνεται πως αυξάνει καθώς προχωρά η κρυστάλλωση κατά συνέπεια μειώνεται η περιεκτικότητά του στο υπολειμματικό υγρό (Hanson 1978). Γενικά, παρατηρείται μεγαλύτερη συγκέντρωση Sr στους βασάλτες και στους γάββρους απ' ότι στους γρανίτες.

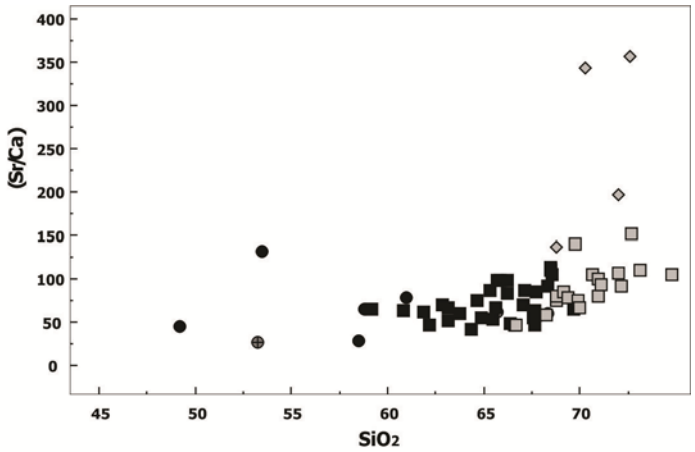
Επειδή όμως τα πλαγιόκλαστα είναι οι πρώτοι άστριοι που κρυσταλλώνονται από ένα μάγμα αναγκαστικά το Sr φιλοξενείται στο πλέγμα τους. Αργότερα, κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης του μάγματος όταν ξεκινήσει η κρυστάλλωση των καλιούχων αστρίων, τότε το Sr αντικαθιστά το K στο πλέγμα τους ευκολότερα κι έτσι ενώ αρχικά ο λόγος Sr/Ca αυξάνει με την κρυστάλλωση, στη συνέχεια μειώνεται εξαιτίας της εκλεκτικότητας αντικατάστασης του Sr στο K.

Το Sr φαίνεται να μειώνεται σε σχέση με το SiO_2 των πετρωμάτων από τη τιμή 880.9 ppm στην τιμή 64.3 ppm, δείχνοντας πολύ καλή συσχέτιση στην ομάδα των γρανοδιοριτών και του συηνογρανίτη. Η συνεχής μείωση του Sr μπορεί να συσχετιστεί με τη συμμετοχή του πλαγιοκλάστου στη στερεά φάση. Στο Σχήμα 5.4.5.3 ο λόγος Sr/Ca έχει μια μικρή αυξητική τάση εμφανίζοντας εντονότερη αύξηση στα πετρώματα της συηνογρανιτικής ομάδας. Η αύξηση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αυτή δείχνει ότι το πλαγιόκλαστο είναι αυτό που ελέγχει τη διαδικασία της διαφοροποίησης ενώ η συμμετοχή του καλιούχου αστρίου είναι μικρή.



Σχήμα 5.4.5.3. Προβολή του λόγου Sr/Ca ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ba

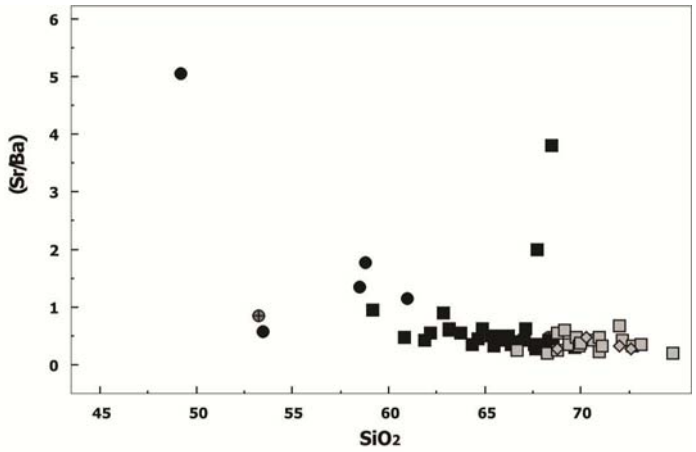
Η γεωχημική συμπεριφορά του Ba^{2+}, είναι σχετικά απλή αφού λόγω της μεγάλης ιοντικής του ακτίνας (1.35 Å), μπορεί να αντικαταστήσει από τα κύρια στοιχεία μόνο το K^+ (1.38 Å). Κατά συνέπεια μπορεί να εισέλθει στη δομή των καλιούχων αστρίων και του βιοτίτη. Στο διάγραμμα μεταβολής του δείχνει να έχει διασπορά και οι διάφοροι πετρογραφικοί τύποι δεν παρουσιάζουν κάποια τάση. Γενικά, το Ba στην αρχή της διαφοροποίησης εμπλουτίζεται στο τήγμα, λόγω της μικρής συμμετοχής των καλιούχων αστρίων ή/και του βιοτίτη στο στάδιο αυτό. Η διασπορά των σημείων στο διάγραμμα μεταβολής πιθανόν κι εδώ να οφείλεται στα διαφορετικά ποσοστά συμμετοχής των καλιούχων αστρίων και του βιοτίτη, σε δείγματα ακόμα και του ίδιου πετρογραφικού τύπου.

Στο Σχήμα 5.4.5.4 προβάλλεται ο λόγος Sr/Ba σε σχέση με το SiO_2 των πετρωμάτων. Σύμφωνα με τους Hanson (1978) και Κορωναίος (1991) η μείωση του λόγου Sr/Ba δείχνει την παρουσία πλαγιοκλάστου στη στερεά φάση, το οποίο συγκεντρώνει το Sr, ενώ η αύξηση του λόγου οδηγεί στο συμπέρασμα ότι καλιούχος άστριος και βιοτίτης συμμετέχουν στο στερεό. Όπως διαπιστώνεται ο λόγος αυτός μειώνεται έντονα στη διοριτική ομάδα υποδηλώνοντας τη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μεγαλύτερη συμμετοχή πλαγιοκλάστου στο στάδιο αυτό. Η μείωση του λόγου Sr/Ba συνεχίζει με πολύ μικρότερο ρυθμό στους οξινότερους πετρογραφικούς τύπους, δείχνοντας έτσι ότι έχουμε συνέχιση της κρυστάλλωσης του πλαγιοκλάστου στη στερεά φάση και την συμμετοχή των καλιούχων ορυκτών στο στάδιο αυτό.

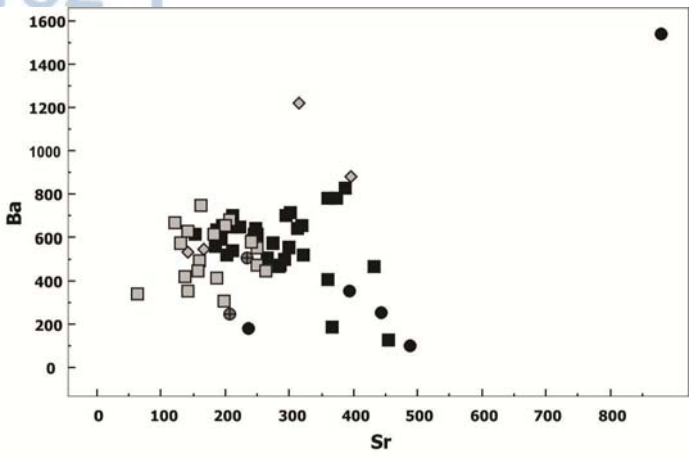


Σχήμα 5.4.5.4. Προβολή του λόγου Sr/Ba ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

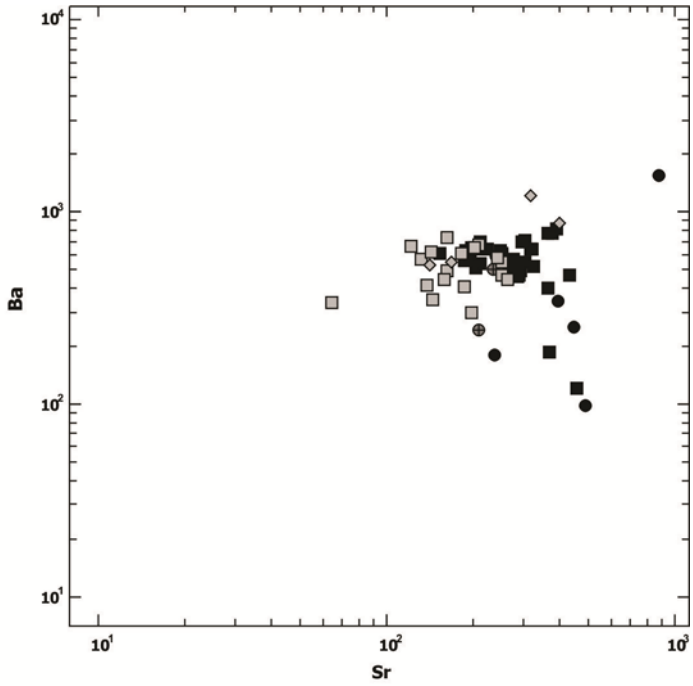
Σε διάγραμμα προβολής του Ba ως προς το Sr (Σχήμα 5.4.5.5) παρατηρείται ότι η περιεκτικότητα των δύο ιχνοστοιχείων μεταβάλλεται μεταξύ των πετρογραφικών ομάδων, δίνοντας έτσι μια μεγάλη διασπορά των δειγμάτων. Σε λογαριθμικό διάγραμμα προβολής των Ba και Sr (Σχήμα 5.4.5.6) φαίνεται ότι η διασπορά των δειγμάτων εξακολουθεί να είναι μεγάλη ιδιαίτερα στα δείγματα της διοριτικής ομάδας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 5.4.5.5. Προβολή του Ba ως προς το Sr. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.



Σχήμα 5.4.5.6. Προβολή του Ba ως προς το Sr σε λογαριθμικό διάγραμμα. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ce

Το Ce^{3+} ανήκει στην ομάδα των σπανίων γαιών. Εξαιτίας του φορτίου του και της συγκριτικά μεγάλης ιοντικής ακτίνας του (1.034 Å), σε συνδυασμό με το γεγονός ότι βρίσκεται σε χαμηλές συγκεντρώσεις, θα έπρεπε να παρουσιάζει μικρή γενικά τάση αντικατάστασης κυρίων στοιχείων κατά τη διάρκεια της μαγματικής κρυστάλλωσης. Παρόλα αυτά μπορεί να

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αντικαταστήσει το Ca^{2+} στη δομή του απατίτη και του τιτανίτη. Επίσης, μπορεί ακόμη να βρεθεί στον αλλανίτη και στο μοναζίτη. Στο διάγραμμα μεταβολής του Ce με το SiO_2, παρατηρούμε ότι εμφανίζει μια θετική τάση συσχέτισης αλλά γενικά υπάρχει μεγάλη διασπορά τιμών. Συγκεκριμένα, οι τιμές κυμαίνονται από 5.10 έως 105.50 ppm.

Cr

Το Cr^{3+} με ιοντική ακτίνα 0.62 Å όπου βρίσκεται στο μάγμα, αντικαθιστά το Fe^{3+}(0.65 Å) (Taylor 1965). Κατά συνέπεια, τα κύρια ορυκτά που επηρεάζουν τη γεωχημική του συμπεριφορά είναι ο ολιβίνης, ο πυρόξενος, η κεροστίλβη, ο βιοτίτης και ο μαγνητίτης. Το Cr εμφανίζει έντονη αρνητική συσχέτιση με το SiO_2, τόσο στην ομάδα των διοριτών, παρ' όλο που τα δείγματα δείχνουν έντονη διασπορά, όσο και στις οξινότερες ομάδες με χαρακτηριστικότερη τον πετρογραφικό τύπο του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη. Η ψηλότερη τιμή παρατηρείται σε δείγμα του βιοτιτικού κεροστιλβικού διορίτη (370.8 ppm).

Ni

Το Ni^{2+} (0.69 Å) όσον αφορά το μέγεθός του μοιάζει τόσο με το Mg^{2+} (0.72 Å) όσο και με το Fe^{2+} (0.78 Å). Γι' αυτό το λόγο αντικαθιστά αυτά τα στοιχεία στη δομή του ολιβίνη, των πυροξένων και της κεροστίλβης και του βιοτίτη (Taylor 1965, Coats and Wilson 1971). Στα πετρώματα του πλουτωνίτη του Παπικίου προφανώς περιέχεται στην κεροστίλβη και το βιοτίτη αφού δεν εμφανίζονται ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι. Όπως φαίνεται στο διάγραμμα το Ni συσχετίζεται αρνητικά με το SiO_2 και μειώνεται από 160 σε 21.3 ppm στην διοριτική ομάδα και από 62.6 έως κάτω από το όριο ανίχνευσης στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη και στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη και συηνογρανίτη να έχει στα περισσότερα δείγματα μηδενικές τιμές. Από τη τάση αυτή του Ni συμπεραίνεται ότι η κεροστίλβη και φυσικά το ποσοστό αυτής μέσα στα πετρώματα είναι αυτή που ελέγχει κυρίως τη γεωχημική συμπεριφορά του Ni.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Pb

Ο Pb^{2+}, με ιοντική ακτίνα 1.19 Å, βρίσκεται σχετικά κοντά στην ιοντική ακτίνα του K (1.38 Å). Έτσι ο Pb μπορεί να γίνει δεκτός από ορυκτά που φέρουν K στο πλέγμα τους όπως οι καλιούχοι άστριοι και ο βιοτίτης. Οι τιμές του Pb κυμαίνονται από 3.5-28.5 ppm παρουσιάζοντας μεγάλη διασπορά, στο διάγραμμα μεταβολής με το SiO_2, χωρίς να εμφανίζει κάποια τάση ή να διαχωρίζει τους πετρογραφικούς τύπους μεταξύ τους. Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι ο ρόλος των καλιούχων ορυκτών, κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης, είναι περιορισμένος.

Zr

Το Zr^{4+} λόγω της μεγάλης ιοντικής του ακτίνας και του μεγάλου σθένους του, δε μπορεί να αντικαταστήσει κανένα κύριο στοιχείο. Σχηματίζει όμως, αυθυπόστατο ορυκτό, το ζιρκόνιο. Σε σχέση με το SiO_2, το Zr δεν παρουσιάζει καμία συσχέτιση. Υπάρχει διασπορά των δειγμάτων και δεν ξεχωρίζουν οι πετρογραφικοί τύποι μεταξύ τους. Επίσης δε παρατηρείται καμία τάση, ούτε μείωσης ούτε αύξησης με τη διαφοροποίηση. Οι τιμές του κυμαίνονται από 25.6 ppm στον κεροστιλβικό διορίτη έως 307.9 στον βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη. Πιθανώς, το ζιρκόνιο δεν παίζει σημαντικό ρόλο στη διαφοροποίηση.

Y

Το Y^{3+} έχει ιοντική ακτίνα 0.90 Å και αντικαθιστά το Ca^{2+} με ιοντική ακτίνα 1.00 Å. Έτσι, εισέρχεται στη δομή ασβεστούχων ορυκτών όπως ο κλινοπυρόξενος, η κεροστίλβη, κυρίως ο απατίτης, ο τιτανίτης και το ζιρκόνιο. Όπως διαπιστώνεται από το διάγραμμα μεταβολής του ως προς το SiO_2 το Y παρουσιάζει μία διασπορά όσον αφορά τη διοριτική ομάδα, με τιμές που κυμαίνονται από 12.3 έως 28.8 ppm, στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη δείχνει να έχει μια μικρή τάση αύξησης, ενώ στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη και στον συηνογρανίτη δείχνει να έχει μια μικρή τάση μείωσης. Την υψηλότερη τιμή παρουσιάζει στο έγκλεισμα (47.1 ppm), πιθανόν λόγω του αυξημένου ποσοστού της κεροστίλβης σ' αυτό. Η μείωση του Y στο τήγμα δείχνει ότι στη διαδικασία της διαφοροποίησης συμμετέχει κάποιο ορυκτό που συγκεντρώνει το Y. Μπορεί

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ο απατίτης, το ζιρκόνιο και ο τιτανίτης να είναι επουσιώδη ορυκτά και άρα συμμετέχουν σε μικρό ποσοστό στη στερεά φάση, δείχνουν όμως να ελέγχουν τη διαφοροποίηση του Y και όχι η κεροστίλβη που συμμετέχει με σαφώς πολύ μεγαλύτερα ποσοστά στους κεροστιλβικούς τύπους.

Nb

Το Nb^{5+} βρίσκεται σε πολύ χαμηλές περιεκτικότητες που μόλις φθάνουν τα 12,6 ppm στον βιοτιτικό συηνογανίτη. Αντικαθιστά κυρίως το Ti^{4+} και το Zr^{4+} με ιοντική ακτίνα 0.61 Å και 0.72Å αντίστοιχα και εισέρχεται στη δομή των τιτανιούχων ορυκτών τιτανίτη, βιοτίτη και κεροστίλβη. Στο διάγραμμα μεταβολής του Nb σε σχέση με το SiO_2 διακρίνονται δύο ξεχωριστές τάσεις, όπως διαπιστώθηκε και σε άλλα διαγράμματα κυρίων στοιχείων. Η διοριτική ομάδα και ο βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης παρουσιάζουν μία γενική αύξηση των τιμών Nb. Το Nb μειώνεται στους τύπους που απουσιάζει η κεροστίλβη, δηλαδή στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη και στον βιοτιτικό συηνογρανίτη.

Th, Ta

Το Th^{4+} (0.94 Å) και το Ta^{5+} (0.64 Å) λόγω μεγάλης διαφοράς στην ιοντική ακτίνα και στο ιοντικό φορτίο δεν αντικαθιστούν τα κύρια στοιχεία. Η συγκέντρωση αυτών των στοιχείων είναι χαμηλή στο αρχικό μάγμα και γι' αυτό παραμένουν σε διάλυμα και εμπλουτίζονται στο υπολειμματικό τήγμα της μαγματικής κρυστάλλωσης. Αυτά τα ιχνοστοιχεία μπορούν να μπουν στο πλέγμα ορυκτών που κρυσταλλώνονται στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης, όπως το ζιρκόνιο, ο αλλανίτης και σε μικρότερο βαθμό ο τιτανίτης.

Το Ta εμφανίζει δύο τάσεις. Θετική συσχέτιση με το SiO_2 στη διοριτική ομάδα και στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη και μια μικρή τάση μείωσης στους μη κεροστιλβικούς πετρογραφικούς τύπους.Το Th επίσης παρουσιάζει δύο τάσεις με το SiO_2. Η πρώτη είναι θετική και αφορά τους κεροστιλβικούς τύπους ενώ η δεύτερη δεν είναι σαφής, αφού εμφανίζει διασπορά τιμών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Hf

Το Hf^{4+} (0.71 Å) έχει την ίδια περίπου ιοντική ακτίνα με το Zr και γι' αυτό συμμετέχει στη δομή του ζιρκονίου. Η αναλογία Zr/Hf παραμένει σχεδόν σταθερή κατά τη διαδικασία της κρυστάλλωσης. Το Hf παρουσιάζει διασπορά τιμών με το SiO_2. Οι τιμές του αυξάνουν από 0.65 έως 7.89 ppm. Η μεταβολή αυτή, που παρόμοια είχε και το Zr δείχνει τη μικρή συμμετοχή του ζιρκονίου στη διαδικασία της διαφοροποίησης.

5.5. Σπάνιες γαίες

5.5.1 Γενικά.

Οι σπάνιες γαίες (REE, Rare Earth Elements) είναι μια ομάδα ιχνοστοιχείων με παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες και αποτελούν τα πιο χρήσιμα ιχνοστοιχεία όσον αφορά τη χρήση τους για την επίλυση πετρογενετικών διαδικασιών. Οι σπάνιες γαίες περιλαμβάνουν τη σειρά των μετάλλων με ατομικό αριθμό 57 έως 71 (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) και είναι μέλη της ομάδας IIIA του περιοδικού συστήματος. Πρόκειται για 15 στοιχεία από τα οποία τα 14 βρίσκονται στη φύση. Η ομοιομορφία τους οφείλεται στο τρόπο κατανομής των ηλεκτρονίων τους που οδηγεί σε μια ιδιαίτερα σταθερή κατάσταση οξείδωσης και σε μια μικρή αλλά σταθερή ελάττωση της ιοντικής τους ακτίνας με αύξηση του ατομικού τους αριθμού για ένα συγκεκριμένο αριθμό σύνταξης (συστολή των λανθανίδων). Όλα τα στοιχεία, με εξαίρεση το Eu και το Ce, είναι τρισθενείς. Το Eu σε πυριγενή συστήματα εμφανίζεται τόσο με τη μορφή δισθενούς όσο και με τη μορφή τρισθενούς ιόντος. Το Eu^{2+} είναι γεωχημικά παρόμοιο με το Sr. Ο λόγος Eu^{2+}/Eu^{3+} εξαρτάται από τη μερική πίεση οξυγόνου (fO_2). Το Ce είναι τρισθενές αλλά υπάρχουν περιπτώσεις όπου κάτω από εξαιρετικά ψηλές οξειδωτικές συνθήκες εμφανίζεται ως τετρασθενές. Όλες οι REE είναι λιθόφιλα στοιχεία, συγκεντρώνονται δηλαδή περισσότερο στις πυριτικές φάσεις απ' ότι στις σουλφιδικές ή στις μεταλλικές όταν αυτές συνυπάρχουν.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.5.2 Χρήση των σπανίων γαιών

Οι REE θεωρούνται τα λιγότερο διαλυτά ιχνοστοιχεία και είναι σχετικά δυσκίνητες κατά τη διάρκεια χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, αποσάθρωσης και υδροθερμικής αλλοίωσης. Το σχήμα κατανομής (pattern) στο διάγραμμα των REE, που είναι το αποτύπωμα της κατανομής στη στερεά φάση, εξαρτάται από την αρχική συγκέντρωση των REE στην πηγή και τη διαδικασία εξέλιξης του μάγματος. Επίσης, μπορεί να δώσει ενδείξεις για τις διαδικασίες διαφοροποίησης του μάγματος, όπως είναι η κλασματική κρυστάλλωση (εμπλουτισμένες LREE σε σχέση με τις HREE), η μείξη μαγμάτων και η αφομοίωση υλικών, καθώς και για την παρουσία ορυκτών που παίρνουν μέρος σ' αυτές.

Το σχήμα της κατανομής των REE αντιπροσωπεύει την κατανομή τους στη στερεά φάση κατά συνέπεια επηρεάζεται από την παρουσία συγκεκριμένων ορυκτών κατά τη διάρκεια της διαφοροποίησης. Η επίδραση αυτή των ορυκτών εξαρτάται από τον συντελεστή κατανομής τους Kd. Το μέγεθος της επίδρασης εξαρτάται από τη συγκέντρωση του συγκεκριμένου ορυκτού και από την τιμή Kd του ορυκτού για συγκεκριμένο στοιχείο.

Πολλοί μελετητές (Zielinski 1975, Rollinson 1993) δίνουν σχήματα κατανομής των REE για τα κύρια και επουσιώδη ορυκτά που συναντώνται σε διάφορα τήγματα. Με βάση τα διαγράμματα αυτά μπορεί να εξαχθεί συμπέρασμα για την ορυκτολογική παραγένεση που ελέγχει τη διαφοροποίηση του τήγματος.

5.5.3 Παρουσίαση αποτελεσμάτων

Τα αποτελέσματα των αναλύσεων των REE δίνονται στον Πίνακα 5.5.3.1, μαζί με το άθροισμα των REE (ΣREE) και τους λόγους Eu/Sm, $(La/Sm)_N$, και Eu/Eu^*. Η αναγωγή των τιμών έγινε με βάση τις περιεκτικότητες του χονδρίτη που δίνονται από τον Boynton (1984). Στο Σχήμα 5.5.3.1 δίνονται τα σχήματα κατανομής των REE για τα δείγματα που αναλύθηκαν.

Όπως γίνεται φανερό τα σχήματα κατανομής των REE είναι παρόμοια γεγονός που δείχνει ότι τα πετρώματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πιθανόν να είναι συμμαγματικά. Τα δείγματα που αναλύθηκαν εμφανίζονται ελαφρά εμπλουτισμένα σε LREE σε σχέση με τις HREE.

Το ΣREE στον Hbl Dr είναι αρκετά χαμηλό και κυμαίνεται στην τιμή 31.46. Στον Hbl Bi Dr κυμαίνεται στην τιμή 180.77, στον Hbl Bi Grd από 260.63 έως 428.68, στον Bi Grd από 159.63 έως 405.3, στον (Hbl) Bi Grd κυμαίνεται στην τιμή 421.52 ενώ στα εγκλείσματα από 182.28 έως 242.84. Στο μεταμορφωμένο γειτονικό πέτρωμα (γνεύσιος) της περιοχής η τιμή του ΣREE κυμαίνεται στην τιμή 224.68.

Η μορφή που παρουσιάζουν τα διαγράμματα κατανομής των REE μπορούν να μας δώσουν στοιχεία για το είδος των ορυκτών που κρυσταλλώνονται κατά τη διαφοροποίηση. Η κεροστίλβη και ο βιοτίτης συγκεντρώνουν τις HREE αφήνοντας το τήγμα εμπλουτισμένο σε LREE. Άρα ο εμπλουτισμός των LREE σε σχέση με τις HREE που παρατηρείται στο διάγραμμα κατανομής μπορεί να οφείλεται στη συμμετοχή των παραπάνω ορυκτών στη στερεά φάση.

Γενικά, επειδή οι REE αποτελούν ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία θα αναμενόταν αύξηση της συγκέντρωσής τους στο τήγμα καθώς προχωρά η διαδικασία της διαφοροποίησης. Στο Σχήμα 5.5.3.2 προβάλλεται το ΣREE σε σχέση με το SiO_2. Όπως διαπιστώνεται το ΣREE αυξάνει καθ' όλη τη διάρκεια της διαφοροποίησης. Οι REE συμπεριφέρονται ως ασυμβίβαστα στοιχεία ενώ η παρουσία επουσιωδών ορυκτών κατά τα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης, όπως ζιρκόνιο και τιτανίτης, αν και έχουν ψηλές τιμές K_D για τις REE και θα περιμέναμε κάποια μείωση των ΣREE στο τήγμα, βρίσκονται σε μικρό ποσοστό στα πετρώματα και δεν ελέγχουν τη διαφοροποίηση.

Όλες οι παραπάνω ερμηνείες δεν αποκλείουν όμως τη διαφορετική προέλευση αυτών των μαγμάτων ούτε διευκρινίζουν τη διαδικασία εξέλιξής τους η οποία θα μπορούσε να είναι διαφορετική από αυτή της κλασματικής κρυστάλλωσης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

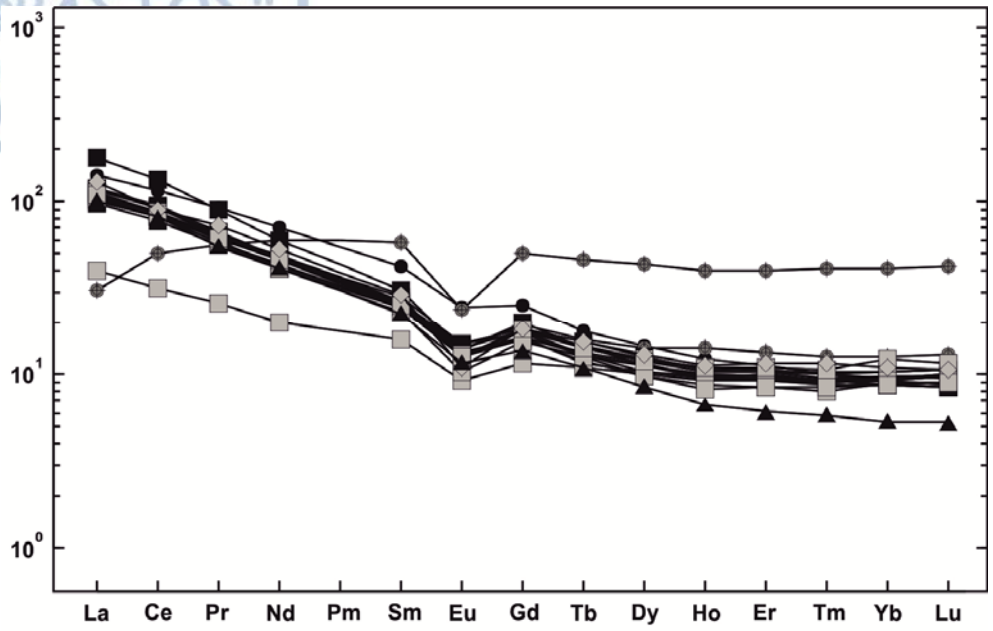
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Πίνακας 5.5.3.1. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων για REE κι άλλα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν με ICPMS από τα πετρώματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

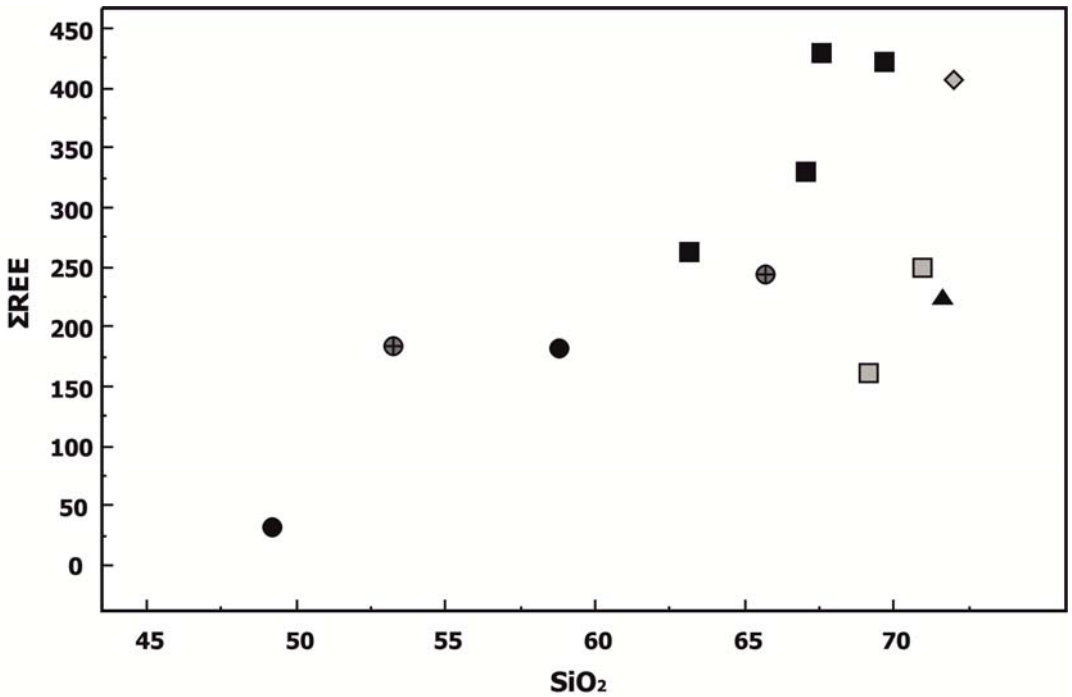
	Hbl Dr	Bi Hbl Dr	Enc		Bi Hbl Grd			Bi Grd			(Hbl) Bi Grd	Met
ppm	**P15**	**P602**	**P806**	**P806i**	**P924**	**P304**	**P219**	**P702**	**P809**	**P511**	**P903**	**P904**
La	2.51	16.84	8.15	22.49	20.88	24.50	49.49	20.84	8.27	21.40	29.87	12.53
Ce	4.92	31.72	29.57	42.33	37.81	45.52	94.42	39.98	16.91	32.62	53.21	27.68
Pr	0.77	3.73	6.32	5.08	4.71	5.63	11.02	4.56	2.37	4.63	6.73	3.22
Nd	3.72	17.15	33.46	18.42	17.38	20.54	38.44	17.41	9.35	20.34	22.80	12.17
Sm	1.07	3.91	11.10	3.67	3.23	3.65	6.00	3.39	2.33	4.17	4.10	2.49
Eu	0.68	1.00	1.70	0.74	0.67	0.72	0.79	0.61	0.56	0.66	0.71	0.48
Gd	1.17	4.09	10.82	3.15	1.58	2.79	4.48	2.98	2.22	4.01	2.72	1.87
Tb	0.20	0.52	1.95	0.51	0.33	0.42	0.55	0.49	0.38	0.53	0.47	0.30
Dy	1.23	3.17	13.30	3.36	1.95	2.42	2.87	3.14	2.36	3.01	2.71	1.70
Ho	0.25	0.62	2.73	0.69	0.38	0.48	0.56	0.65	0.49	0.59	0.54	0.31
Er	0.74	1.74	8.09	2.00	1.06	1.36	1.55	1.89	1.48	1.67	1.55	0.85
Lu	0.10	0.22	1.14	0.28	0.15	0.19	0.21	0.29	0.22	0.22	0.22	0.11
Zr	12.72	83.56	40.98	120.67	150.12	196.08	192.71	127.93	88.49	281.29	268.66	146.00
Nb	0.84	4.83	8.48	8.21	7.80	11.19	9.85	7.70	7.52	12.44	11.65	7.55
Ta	0.09	0.47	0.69	0.70	0.63	0.84	0.81	1.04	0.84	0.95	0.88	0.82
Th	0.34	6.29	2.49	8.92	9.57	10.71	12.96	13.21	13.29	13.74	12.86	5.98
U	0.09	0.92	1.31	1.11	2.38	1.69	1.88	2.75	2.53	3.02	1.84	0.62
ΣREE	31.46	180.77	182.28	242.34	260.63	328.71	428.58	248.86	159.63	405.30	421.52	224.68
Eu/Sm	0.64	0.25	0.15	0.20	0.21	0.20	0.13	0.18	0.24	0.16	0.17	0.19
$(La/Sm)_N$	1.47	2.71	0.46	3.85	4.07	4.22	5.19	3.86	2.23	3.23	4.58	3.16
Eu/Eu*	0.87	0.36	0.21	0.28	0.30	0.28	0.19	0.25	0.34	0.22	0.25	0.27

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμ



Σχήμα 5.5.3.1. Διάγραμμα κατανομής των REE για αντιπροσωπευτικά δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984). Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.



Σχήμα 5.5.3.2. Προβολή του ΣREE ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

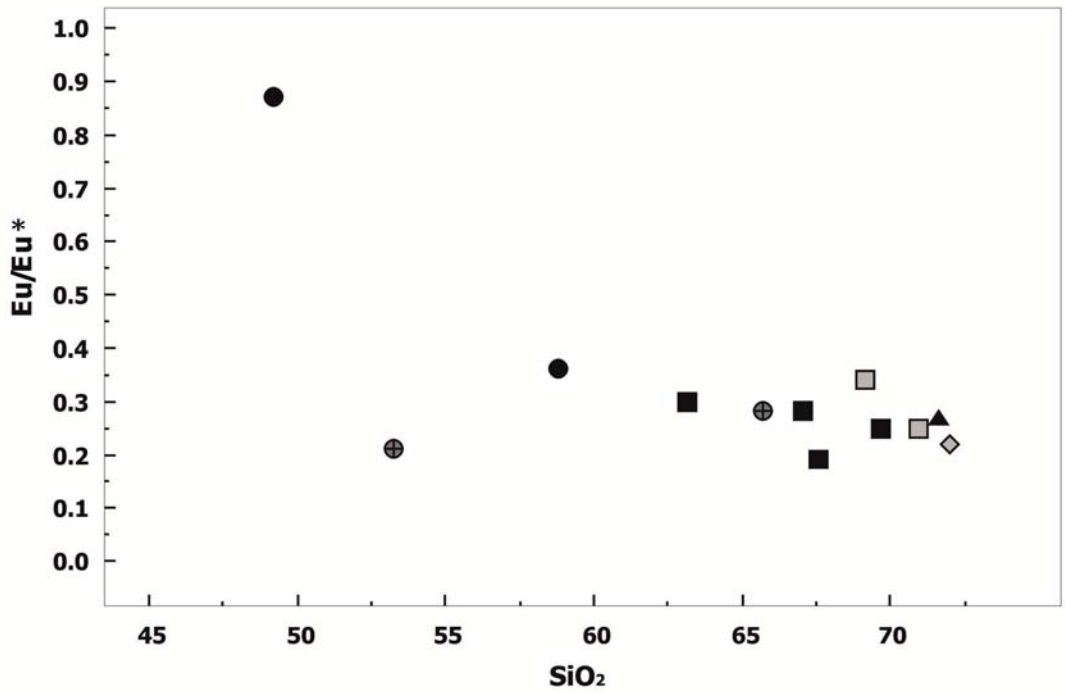
5.5.4 Κατανομή του Eu

Όλα τα δείγματα δείχνουν αρνητική ανωμαλία Eu με εξαίρεση εκείνο του P15 (Hbl Dr) (Σχήμα 5.5.3.1). Οι ανωμαλίες Eu είναι σχετικά χαμηλές. Ο λόγος Eu/Eu^* κυμαίνεται από 0.19 έως 0.36, με το P15 (Hbl Dr) να παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ανωμαλία Eu ($Eu/Eu^* = 0.87$). Τα ορυκτά που συγκεντρώνουν Eu στη δομή τους στα βασαλτικά και ανδεσιτικά τήγματα είναι κατά κύριο λόγο τα πλαγιόκλαστα με K_d μεγαλύτερο της μονάδας (Rollinson 1993). Τα πλαγιόκλαστα επομένως συγκεντρώνουν το Eu στη στερεή φάση και προκαλούν μείωση του Eu και αρνητική ανωμαλία στο διάγραμμα κατανομής των REE. Στο Σχήμα 5.5.4.1 προβάλλεται ο λόγος Eu/Eu* ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

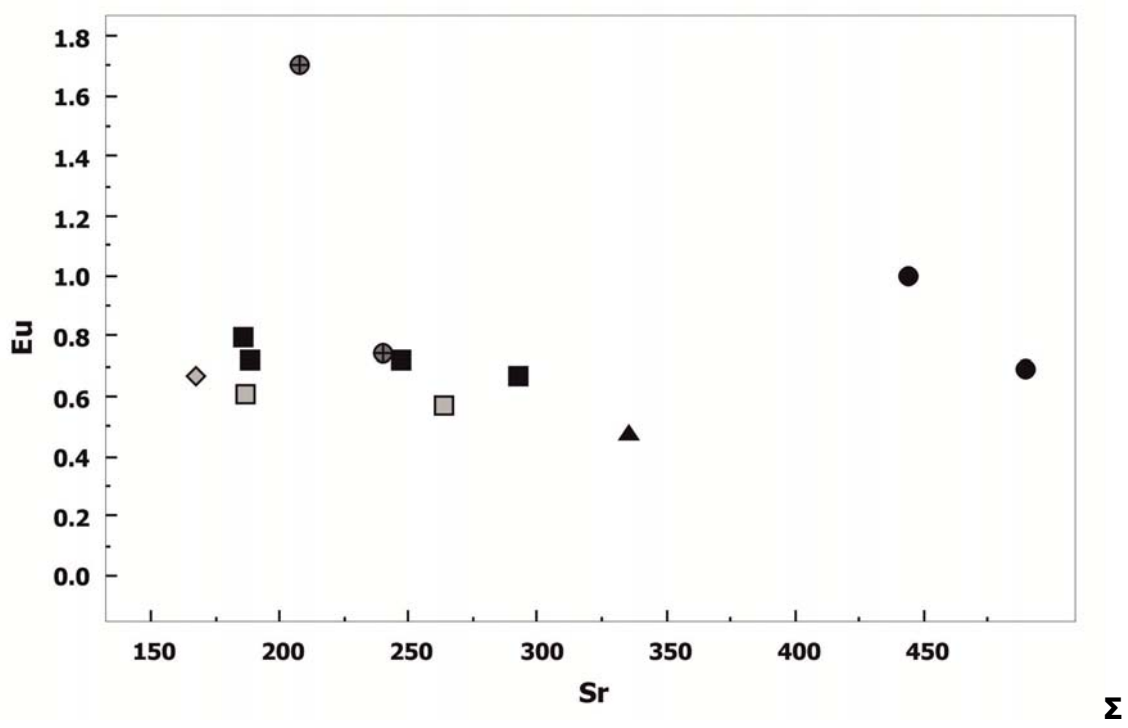
Το Eu, σε αντίθεση με τις υπόλοιπες REE που είναι τρισθενείς, εμφανίζεται και ως δισθενές ιόν. Αποτέλεσμα είναι η γεωχημική συμπεριφορά του να διαφοροποιείται από αυτές. Σε συνθήκες χαμηλής μερικής πίεσης οξυγόνου (fO_2) ο λόγος Eu^{2+}/Eu^{3+} αυξάνει και το Eu^{2+} εισέρχεται στο πλαγιόκλαστο στη θέση του Sr. Όταν το πλαγιόκλαστο συμμετέχει λοιπόν στη στερεά φάση, η συγκέντρωση Sr και Eu μειώνεται δημιουργώντας αρνητική ανωμαλία Eu στο διάγραμμα κατανομής των REE. Αντίθετα, σε συνθήκες υψηλής fO_2 το Eu οξειδώνεται σε τρισθενές και συμπεριφέρεται όπως και οι άλλες MREE. Έτσι, η συμμετοχή του πλαγιοκλάστου στη στερεά φάση θα έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση του Sr αλλά αύξηση του Eu στο τήγμα, αφού το πρώτο εισέρχεται στο πλέγμα του πλαγιοκλάστου ενώ το δεύτερο ως τρισθενές ιόν δεν παίρνει μέρος στη δομή σε μεγάλο βαθμό. Από το Σχήμα 5.5.4.2 παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει θετική συσχέτιση του Eu με το Sr, γεγονός που μας οδηγεί ότι επικρατούσαν συνθήκες υψηλής fO_2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 5.5.4.1. Προβολή του λόγου Eu/Eu* ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1.



Σ

χήμα 5.5.4.2. Προβολή του Eu ως προς το Sr των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5.6 Συζήτηση-Συμπεράσματα

Σκοπός της μελέτης των γεωχημικών χαρακτηριστικών μιας σειράς πυριγενών πετρωμάτων είναι η κατανόηση των διαδικασιών που συνέβαλαν στην πετρογένεση και στη διαφοροποίηση ενός αρχικού μάγματος.

Γενικά δεν παρατηρείται ένας σαφής διαχωρισμός των βιοτιτικών κεροστιλβικών πετρογραφικών τύπων με τους βιοτιτικούς τύπους.

Από τα διαγράμματα μεταβολής των κυρίων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων σε σχέση με το SiO_2 μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα που αφορούν τη διαδικασία εξέλιξης ενός μάγματος. Οι μεταβολές των οξειδίων θεωρείται ότι αντιπροσωπεύουν την πορεία που ακολούθησε το μάγμα κατά τη διαφοροποίησή του. Στην πορεία αυτή η σύσταση του τήγματος μεταβάλλεται καθώς κάποιο ορυκτό κρυσταλλώνεται και επομένως απομακρύνεται από το τήγμα ή καθώς κάποιο υλικό προστίθεται στο αρχικό τήγμα. Επειδή τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία είναι χαρακτηριστικά κάποιας ορυκτής φάσης, η μεταβολή τους παραπέμπει και στη μεταβολή της συγκεκριμένης φάσης κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης. Επομένως, από τη μεταβολή ενός οξειδίου που χαρακτηρίζει κάποιο ορυκτό, μπορεί να αναγνωριστεί η συμμετοχή ή όχι του ορυκτού στη στερεά φάση.

Από τα διαγράμματα μεταβολής των κυρίων στοιχείων φαίνεται ότι υπάρχει ένα αρκετά μεγάλο εύρος τιμών στα περισσότερα οξείδια. Η τιμή του SiO_2 κυμαίνεται από 49.24 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών μέχρι 74.80 %κ.β. στην ομάδα των γρανοδιοριτών. Πιο συγκεκριμένα μεταβάλλεται από 49.24 έως 61.05 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών, από 59.24 έως 74.80 %κ.β. στην ομάδα των γρανοδιοριτών και από 70.35 έως 72.67 %κ.β. στον βιοτιτικό συηνογρανίτη (Bi SnGr).

Τα αναλυμένα δείγματα των πετρωμάτων είναι μεταργιλικά και υπεραργιλικά (Frost and Frost 2008) (Σχήμα 5.3.3 & 5.3.4). Στο ίδιο διάγραμμα μπορεί να διαπιστωθεί ότι τα πετρώματα και των τριών ομάδων παρουσιάζουν θετική συσχέτιση με αύξηση του SiO_2. Τα αναλυμένα δείγματα εμφανίζουν υψηλές περιεκτικότητες σε K_2O και ταξινομούνται ως ασβεσταλκαλικά και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά πετρώματα (Peccerillo and Taylor 1976) (Σχήμα 5.3.1).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

6. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ

6.1 Γενικά

Οι πετρογραφικοί τύποι των πλουτωνιτών συχνά περιέχουν ορυκτολογικές παραγενέσεις κατάλληλες για τον προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης, θερμοκρασίας, και μερικής πίεσης οξυγόνου και νερού, του μάγματος κατά την κρυστάλλωσή του.

Στα πυριγενή πετρώματα ο ακριβής υπολογισμός των εντατικών ή καταστατικών παραμέτρων πολλές φορές γίνεται δύσκολος, διότι αρκετές φάσεις ορυκτών συνεχίζουν να αντιδρούν σε συνθήκες υπο-αγχιτηκτικής (Πούλιου 2003) (subsolidus) κατάστασης κατά τη διάρκεια της ψύξης.

Γενικά υπάρχουν αρκετές μέθοδοι με τις οποίες είναι δυνατό να προσδιοριστούν με πολύ ικανοποιητική προσέγγιση οι τιμές είτε της θερμοκρασίας είτε της πίεσης είτε και των δυο οι οποίες επικρατούσαν στο στάδιο που είχε αποκατασταθεί ισορροπία μεταξύ κυρίως δύο ορυκτών μιας παραγένεσης. Ανάλογα με την τιμή που προσδιορίζουν, οι μέθοδοι αυτές είναι γνωστές ως γεωθερμομετρία, γεωβαρομετρία και γεωθερμοβαρομετρία.

6.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την γεωθερμοβαρομετρία

Ένας σημαντικός παράγοντας που επηρεάζει τη θερμοκρασία είναι η τιμή της ενθαλπίας (ΔΗ, μεταβολή της ενθαλπίας), γιατί η ενθαλπία επηρεάζει την τιμή της μεταβολής της εντροπίας (ΔS). Από τη θερμοδυναμική γνωρίζουμε ότι τόσο ο όγκος (V), όσο και η εντροπία (S) είναι μονότονες συναρτήσεις της πίεσης (P) και της θερμοκρασίας (T), καθώς και το ότι η ενθαλπία επηρεάζει την τιμή της μεταβολής της εντροπίας και συνεπώς και της θερμοκρασίας.

Η ενθαλπία (Η) και η εντροπία (S) είναι μεγέθη της θερμοδυναμικής και αποτελούν καταστατικές συναρτήσεις και είναι ανεξάρτητες από τον τρόπο που οδηγήθηκε ένα σύστημα σε μία συγκεκριμένη κατάσταση και εξαρτώνται μόνο από την αρχική και τελική κατάσταση του συστήματος. Η ενθαλπία χρησιμοποιείται αντί για την εσωτερική ενέργεια σε περιπτώσεις φαινομένων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

που εξελίσσονται κάτω από συνθήκες σταθερής πίεσης. Αντίθετα, ένα αξιόπιστο γεωβαρόμετρο έχει μικρή τιμή dP/dT.

Τα ορυκτά των πυριγενών πετρωμάτων κρυσταλλώνονται σε μια περιοχή θερμοκρασιών και πιέσεων. Κατά την παραμονή τους όμως σε υπο-στερεή κατάσταση, δεν μπορεί να θεωρηθεί βέβαιο ότι οι φάσεις των ορυκτών έχουν αμετάβλητες στερεές συστάσεις. Τα περισσότερα ορυκτά για παράδειγμα, που βρίσκονται σε γρανιτικά σώματα παρουσιάζουν ζώνωση, η οποία μπορεί ακόμη και να σχετίζεται με την ανάπτυξη του ορυκτού πάνω από την καμπύλη της στερεής φάσης (Πούλιου 2003).

6.3 Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Η περιεκτικότητα του αργιλίου στην αμφίβολο, σύμφωνα με διάφορους ερευνητές, είναι γραμμική συνάρτηση της πίεσης κρυστάλλωσης ενός πλουτωνικού όγκου. Πρώτοι οι Hammarstrom and Zen (1986) προσπάθησαν να συσχετίσουν το ολικό αργίλιο που υπάρχει στη δομή της αμφιβόλου με την πίεση και κατέληξαν στην εμπειρική εξίσωση:

$$P(\pm 3 \text{ kbars}) = -3.92 + 5.03 Al_{tot}$$

όπου P είναι η πίεση και Al_{tot} το ολικό αργίλιο της αμφιβόλου για τύπο δομής με βάση τα 23 οξυγόνα. Τα δεδομένα των παραπάνω ερευνητών προέκυψαν από μελέτη αμφιβόλων ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων με παραγένεση πλαγιόκλαστο, κεροστίλβη, βιοτίτης, καλιούχος άστριος, χαλαζίας, τιτανίτης, μαγνητίτης ή ιλμενίτης ± επίδοτο. Οι αναλύσεις των κεροστιλβών που χρησιμοποιήθηκαν πληρούσαν τους περιορισμούς:

α) Si≤7.5 (όριο κεροστιλβών μαγματικής προέλευσης, Leake 1971),

β) Ca≥1.6 και

γ) προέρχονταν από τις περιφέρειες των κρυστάλλων που βρίσκονταν σε ισορροπία με το χαλαζία. Το βαρόμετρο αυτό βασίστηκε σε δύο ομάδες πλουτωνικών πετρωμάτων, μία χαμηλής πίεσης (1-2 kbars) και μία υψηλής πίεσης (8 kbars).

Αργότερα οι Hollister et al. (1987), τροποποίησαν το παραπάνω βαρόμετρο για πιέσεις μεταξύ 2 και 8 kbars και κατέληξαν στην εξίσωση:

$$P(\pm 1 \text{ kbars}) = -4.76 + 5.64\ Al_{tot}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Οι προϋποθέσεις που έθεσαν για τη χρήση αυτού του βαρομέτρου είναι:

α) οι φάσεις χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, κεροστίλβη, βιοτίτης, ορθόκλαστο, τιτανίτης και μαγνητίτης πρέπει να έχουν κρυσταλλωθεί μαζί από το μάγμα,

β) μόνο οι αναλύσεις των περιφερειών των αμφιβόλων πρέπει να χρησιμοποιηθούν γιατί αυτές κρυσταλλώθηκαν σε ισορροπία με το υπολειμματικό τήγμα,

γ) η πίεση να είναι μεγαλύτερη από 2 kbars και

δ) η περιφέρεια των πλαγιοκλάστων να έχει σύσταση An_{25} έως An_{35}.

Στη συνέχεια, οι Johnson and Rutherford (1989) εξελίσσοντας τη μέθοδο πρότειναν την εξίσωση:

$$P(\pm 0.5 \text{ kbars}) = -3.46 + 4.23 Al_{tot}$$

με βάση:

α) πειράματα που έγιναν σε αναλύσεις περιφερειών κεροστιλβών

β) σε πιέσεις 2-8 kbars και

γ) θερμοκρασίες 740-780°C.

Τέλος, ο Schmidt (1992) πρότεινε την εξίσωση:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbars}) = -3.01 + 4.76 Al_{tot}$$

για πιέσεις 2.5-13 kbars και θερμοκρασίες 700-655°C σε συνθήκες κορεσμού σε νερό καλύπτοντας έτσι μεγαλύτερο εύρος συνθηκών. Οι φάσεις που βρίσκονται σε ισορροπία είναι κεροστίλβη, βιοτίτης, πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, χαλαζίας, τιτανίτης, οξείδια Fe-Ti και τήγμα. Η κεροστίλβη, παρουσία ρευστής φάσης, συνεχίζει να εξισορροπεί με το τήγμα, γι' αυτό και το παραπάνω βαρόμετρο προϋποθέτει θερμοκρασία εξισορρόπησης της κεροστίλβης κοντά στη στερεή κατάσταση, όπου είναι σταθερό και το ορθόκλαστο.

Τα παραπάνω βαρόμετρα είναι ευαίσθητα σε μεταβολές της θερμοκρασίας και της μερικής πίεσης οξυγόνου (fO_2) (Anderson and Smith 1995, Anderson 1996). Η χαμηλή fO_2 μπορεί να αυξήσει την υπολογιζόμενη πίεση κρυστάλλωσης κατά έναν παράγοντα 2 ή περισσότερο ενώ η θερμοκρασία κατά 2 kbars ανά 100°C.

Οι Anderson and Smith (1995) βασιζόμενοι στα δεδομένα των προηγούμενων ερευνητών, σε μέσες θερμοκρασίες 675°C και 760°C, πρότειναν για τον υπολογισμό της πίεσης κρυστάλλωσης την εξίσωση:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$P(\pm 0.6kbars)=4.76Al-3.01-[(T-675)/85]*[0.530Al+0.005294(T-675)]$$

όπου Al είναι το άθροισμα $Al^{IV}+Al^{VI}$.

Στην εξίσωση αυτή λαμβάνεται υπόψη η θερμοκρασία (T °C) κρυστάλλωσης του πλουτωνικού όγκου ενώ ο λόγος $Fe_{ολικός}/(Fe_{ολικός}+Mg)$ για την κεροστίλβη πρέπει να κυμαίνεται από 0.40-0.65.

Οι αντιδράσεις που επηρεάζουν την περιεκτικότητα του Al στην κεροστίλβη είναι (Hollister et al. 1987):

α) 2 χαλαζίας + 2 ανορθίτης = ορθόκλαστο + τσερμακίτης

κατά την οποία η αμφίβολος αλλάζει σύσταση σύμφωνα με την αντικατάσταση $Si + R^{2+} = {}^{IV}Al + {}^{VI}Al$,

και η αντίδραση (Anderson and Smith 1995):

β) αλβίτης + τρεμολίτης = 4 χαλαζίας + εδενίτης

στην οποία έχουμε την εδενιτική αντικατάσταση $Si + {}^{A}\square = {}^{IV}Al + {}^{A}(K+Na)$ και η οποία είναι ευαίσθητη στις μεταβολές της θερμοκρασίας.

Άλλες αντικαταστάσεις που επηρεάζουν το Al στην αμφίβολο και επηρεάζονται από τη θερμοκρασία είναι οι αντικαταστάσεις Ti, όπως:

$$Ti + R^{2+} = 2\,{}^{VI}Al \text{ και } Ti + {}^{IV}Al = {}^{VI}Al + Si$$

και η αντικατάσταση

$$Fe^{3+} = {}^{VI}Al$$

που επηρεάζεται από τη μερική πίεση οξυγόνου.

Το βαρόμετρο της κεροστίλβης χρησιμοποιείται μόνο για συστάσεις πλαγιοκλάστου An_{25-35} ή όταν η ενεργότητα του καλιούχου αστρίου είναι μικρή. Στις περιπτώσεις αυτές το ολικό Al στην κεροστίλβη αυξάνεται ανεξάρτητα από την πίεση. Η αύξηση της θερμοκρασίας, υπό σταθερή πίεση, μπορεί επίσης ν' αυξήσει το Al στην κεροστίλβη (Spear 1981, Blundy and Holland 1990). Τέλος, η χαμηλή μερική πίεση οξυγόνου προκαλεί μείωση των λόγων Mg/Fe και Fe^{3+}/Fe^{2+} (Czamanske et al. 1977) με αποτέλεσμα την αύξηση των αντικαταστάσεων Al ενώ, αντίθετα, η αύξηση του Ti οδηγεί σε μείωση του ολικού Al της κεροστίλβης.

Οι μέσες, οι ελάχιστες και οι μέγιστες πιέσεις κρυστάλλωσης για κάθε πετρογραφικό τύπο που περιέχει κεροστίλβη και συνεπώς ήταν δυνατό να

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εφαρμοστεί το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου στον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους δίνονται στον Πίνακα 6.3.1.

Όπως παρατηρείται οι μεγαλύτερες μέσες τιμές πίεσης βρέθηκαν στην ομάδα των διοριτών (Dr), ενώ οι χαμηλότερες στον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd). Η ανώτερη πίεση κρυστάλλωσης βρέθηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (6.9±0.6 kbars) σε πέτρωμα της ομάδας των διοριτών. Για τον υπολογισμό της πίεσης με το γεωβαρόμετρο του Anderson and Smith (1995) έγινε δεκτή μία μέση θερμοκρασία 740 °C, για τον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd), 700 °C για την ομάδα των διοριτών (Dr) και 600 °C για τον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd), όπως αυτές βρέθηκαν με το γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου (Holland and Blundy 1994).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 6.3.1. Μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές πίεσης πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου.

		Bi-Hbl Grd		
	T (°C)	**Pmin (kbars)**	**Pmax (kbars)**	**μέση P (kbars)**
H&Z		3.1	5.4	4.6
H et al.		3.1	5.6	4.8
J&R		2.4	4.4	3.8
SCH		4.6	5.2	5.0
A&S	740	2.8	4.8	4.1
		Dr		
	T (°C)	**Pmin (kbars)**	**Pmax (kbars)**	**μέση P (kbars)**
H&Z		5.8	8.0	6.3
H et al.		6.2	8.6	6.8
J&R		4.7	6.6	5.2
SCH		6.4	7.4	6.9
A&S	700	3.9	7.8	6.3
		Hbl Grd		
	T (°C)	**Pmin (kbars)**	**Pmax (kbars)**	**μέση P (kbars)**
H&Z		1.5	4.2	2.5
H et al.		1.4	4.3	2.5
J&R		1.1	3.4	2.0
SCH		2.1	4.7	3.0
A&S	630	2.3	5.1	3.7

H&Z: Hammarstrom and Zen (1986)

H et al.: Hollister et al. (1987)

J&R: Johnson and Rutherford (1989)

SCH: Schmidt (1992)

A&S: Anderson and Smith (1995)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

6.4 Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Κάποιο αξιόπιστο γεωθερμοβαρόμετρο που να μπορεί να εφαρμοστεί σε πετρώματα που περιέχουν κεροστίλβη και πλαγιόκλαστο, όπως είναι οι γρανίτες και οι αμφιβολίτες δεν ήταν διαθέσιμο. Αυτό οδήγησε τους Blundy and Holland (1990) στον υπολογισμό ενός ημιεμπειρικού γεωθερμόμετρου. Το γεωθερμόμετρο αυτό βασίζεται στο ποσοστό του τετραεδρικού αργιλίου (Al^{IV}) της αμφιβόλου που συνυπάρχει με πλαγιόκλαστο σε πετρώματα κορεσμένα σε διοξείδιο του πυριτίου. Η κύρια ανταλλαγή ιόντων στην αμφίβολο, που είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας, είναι:

$$^{A}Na + {}^{T}Al = {}^{T}Si + {}^{A}\square$$

και οι αντιδράσεις που προκύπτουν είναι:

εδενίτης + 4 χαλαζίας = τρεμολίτης + αλβίτης

παργασίτης + 4 χαλαζίας = κεροστίλβη + αλβίτης

Η εξίσωση που προτείνεται για την εύρεση της θερμοκρασίας είναι:

$$T = \frac{0{,}677P - 48{,}98 + Y}{-0{,}0429 - 0{,}008314\ln K} \quad \text{και} \quad K = \frac{Si - 4}{8 - Si} X_{Ab}^{Plag}$$

όπου:

Si είναι ο αριθμός ατόμων Si ανά δομική μονάδα στην κεροστίλβη,

P η πίεση σε kbars,

T η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin,

X_{Ab}^{Plag} είναι το γραμμομοριακό κλάσμα αλβίτη (Ab) στο πλαγιόκλαστο (Plag) και Y η απόκλιση της σύστασης του πλαγιοκλάστου από την ιδανική κατάσταση· $Y=0$ για $X_{ab}>0.5$ και $Y=-8.06+25.5(1-X_{ab})^2$ για $X_{ab}<0.5$.

Οι περιορισμοί που τίθενται για την εφαρμογή αυτού του θερμόμετρο είναι:

α) το πλαγιόκλαστο να έχει συστάσεις λιγότερο βασικές από An_{92} και

β) η αντίστοιχη εξεταζόμενη αμφίβολος να έχει Si < 7.8 ανά δομική μονάδα.

Το παραπάνω θερμόμετρο βασίστηκε στην παραδοχή της ιδανικής μείξης των αμφιβόλων και στην αντικατάσταση του Na στην A-θέση με το Al της τετραεδρικής θέσης. Οι ίδιοι συγγραφείς πρότειναν αργότερα, δύο νέα γεωθερμόμετρα αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου που μπορούν να εφαρμοστούν σε ευρύτερο πεδίο θερμοκρασιών 400-1000 °C, με σφάλμα ±40 °C, και πιέσεων 1-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

15 kbars για ένα μεγάλο εύρος συστάσεων (Holland and Blundy, 1994). Το πρώτο γεωθερμόμετρο βασίζεται στην αντίδραση:

εδενίτης+4χαλαζίας=τρεμολίτης+αλβίτης

και δίνεται από την εξίσωση:

$$T_A=\frac{-76,95+0,79P+Y_{ab}+39,4X_{Na}^{A}+22,4X_{K}^{A}+(41,5-2,89P)X_{A1}^{M2}}{-0,065-R\ln(\frac{27X^{A}X_{Si}^{T1}X_{Ab}^{Plag}}{256X_{Na}^{A}X_{A1}^{T1}})}$$

όπου:

$Y_{ab}=0$ όταν $X_{ab}>0.5$

$Y_{ab}=12.0(1- X_{ab})^2-3.0$ kJ όταν $X_{ab}<0.5$

Τ είναι η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin

Ρ είναι η πίεση σε kbars και

X_{y}^{x} δηλώνει το γραμμομοριακό κλάσμα του ατόμου (ή συστατικού) *y* στη φάση (ή κρυσταλλογραφική θέση) *x*

Το δεύτερο γεωθερμόμετρο βασίζεται στην αντίδραση:

εδενίτης+αλβίτης=ριχτερίτης+ανορθίτης

και δίνεται από την εξίσωση:

$$T_B=\frac{-78,44+Y_{ab-an}-33,6X_{Na}^{M4}-(66,8-2,92P)X_{A1}^{M2}+78,5X_{A1}^{T1}9,4X_{Na}^{A}}{0,0721-R\ln(\frac{27X_{Na}^{M4}X_{Si}^{T1}X_{Ab}^{Plag}}{64X_{Ca}^{M4}X_{A1}^{T1}X_{Ab}^{Plag}})}$$

όπου:

$Y_{ab-an}=3.0$ kJ όταν $X_{ab}>0.5$

$Y_{ab-an}=12.0(2X_{ab}-1)+3.0$ kJ

Τ είναι η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin

Ρ είναι η πίεση σε kbars και

X_{y}^{x} δηλώνει το γραμμομοριακό κλάσμα του ατόμου (ή συστατικού) *y* στη φάση (ή κρυσταλλογραφική θέση) *x*

Ένα χαρακτηριστικό των δυο αυτών είναι ότι το πρώτο θερμόμετρο εφαρμόζεται μόνο σε πετρώματα που περιέχουν χαλαζία ενώ το δεύτερο σε πετρώματα που περιέχουν ή όχι χαλαζία. Έτσι, οι θερμοκρασίες που θα δώσουν αυτά τα δυο θερμόμετρα, όταν αυτά εφαρμοστούν σε πετρώματα που περιέχουν χαλαζία και πληρούν παράλληλα τους περιορισμούς που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αναφέρθηκαν παραπάνω, θα είναι αποδεκτές και οι δυο τιμές. Αντίθετα στην περίπτωση των πετρωμάτων που δεν περιέχουν χαλαζία αποδεκτή θα είναι μόνο η τιμή που θα δώσει το δεύτερο θερμόμετρο. Τέλος, και τα δυο θερμόμετρα, είναι ευαίσθητα στην περιεκτικότητα του Fe^{3+} της κεροστίλβης, η οποία επηρεάζει την κατανομή των διαφόρων θέσεων στο κρυσταλλικό πλέγμα. Κατά συνέπεια η αύξηση του Fe^{3+} της κεροστίλβης αυξάνει το σφάλμα των δυο θερμομέτρων. Στον Πίνακα 6.4.1 δίνονται οι ελάχιστες, οι μέγιστες και οι μέσες τιμές θερμοκρασίας πετρογραφικών τύπων Bi-Hbl Grd, Dr και Hbl Grd του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Για τον υπολογισμό των τιμών χρησιμοποιήθηκε το πρώτο γεωθερμόμετρο των Holland and Blundy (1994).

Πίνακας 6.4.1. Ελάχιστες, μέγιστες και μέσες τιμές θερμοκρασίας πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με βάση το γεωθερμόμετρο των αμφιβόλων.

	P (kbars)	**Tmin (°C)**	**Tmax (°C)**	**μέση T (°C)**
Bi-Hbl Grd	5.0	700	740	725
Dr	6.9	620	700	660
Hbl Grd	3.0	580	630	600

Από τις τιμές των αποτελεσμάτων είναι προφανές ότι οι θερμοκρασίες αυτές αντιπροσωπεύουν τις θερμοκρασίες ισορροπίας των αμφιβόλων και όχι τη θερμοκρασία σχηματισμού τους ή της κρυστάλλωσης του μάγματος.

6.5. Γεωθερμόμετρο αστρίων

Τα ορυκτά της ομάδας των αστρίων αποτελούν ένα από τα κοινά συστατικά των πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Στα περισσότερα πετρώματα συναντώνται δύο άστριοι: το πλαγιόκλαστο, που αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ του ανορθίτη (An, $CaAl_2Si_2O_8$) και του αλβίτη (Ab, $NaAlSi_3O_8$) και ο καλιούχος άστριος, που αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ κυρίως του ορθοκλάστου (Or, $KAlSi_3O_8$) και του αλβίτη. Στο τριαδικό σύστημα των αστρίων υπάρχει ένα ευρύ πεδίο μείξης μεταξύ καλιούχου αστρίου και πλαγιοκλάστου. Ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν κατά την κρυστάλλωση αλλά και τις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μετέπειτα μεταβολές που μπορεί να υποστεί ένα πέτρωμα, οι άστριοι περιέχουν διαφορετικές αναλογίες Or, Ab και An σε διάμειξη. Ο υπολογισμός των ορίων αυτού του πεδίου μείξης μεταξύ καλιούχου αστρίου και πλαγιοκλάστου σε σχέση με τη θερμοκρασία και την πίεση μπορεί να δώσει ένα αξιόπιστο θερμόμετρο το οποίο μπορεί να εφαρμοστεί σε μεγάλο εύρος πετρωμάτων.

Οι πρώτοι ερευνητές που ανέπτυξαν τα γεωθερμόμετρα των αστρίων (Stormer 1975, Whitney and Stormer 1977a,b, Haselton et al. 1983), βασίστηκαν στην ισορροπία ενός μόνο συστατικού μεταξύ δυο συνυπάρχοντων αστρίων. Τα θερμόμετρα αυτά όμως δε θεωρούνται πλέον και τόσο αξιόπιστα γιατί δεν λαμβάνουν υπόψη α) την ταξινόμηση του Al-Si στη δομή των αστρίων και β) τις συνθήκες για ισορροπία που εξασφαλίζονται και από τα άλλα δυο συστατικά. Αργότερα οι Fuhrman and Lindsley (1988) πρότειναν ένα θερμοδυναμικό μοντέλο για την εύρεση της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης στο οποίο συμπεριέλαβαν δεδομένα που αφορούσαν τον όγκο κυψελίδας των αστρίων, καθώς και τη δυνατότητα μεταβολής της σύστασής τους κατά ±2 mol % ώστε να μπορεί να επιτυγχάνεται ισορροπία. Το γεωθερμόμετρο αυτό δίνει τρεις θερμοκρασίες, T_{An}, T_{Ab} και T_{Or}, που αντιστοιχούν σε ισορροπία μεταξύ του X_{An} στο πλαγιόκλαστο με το X_{An} στον καλιούχο άστριο, του X_{Ab} στο πλαγιόκλαστο με το X_{Ab} στον καλιούχο άστριο και του X_{Or} στο πλαγιόκλαστο με το X_{Or} στον καλιούχο άστριο (όπου X_{An}, X_{Ab} και X_{Or} τα moles του ανορθίτη, αλβίτη και ορθοκλάστου, αντίστοιχα). Αν έχει επιτευχθεί η ισορροπία μεταξύ των ζευγών των αστρίων ή βρίσκονται κοντά σε συνθήκες ισορροπίας, τότε οι τρεις αυτές θερμοκρασίες θα βρίσκονται σε συμφωνία με σφάλμα ±50 °C. Το γεωθερμόμετρο αυτό πλεονεκτεί σε σχέση με τα υπόλοιπα γιατί χρησιμοποιεί πλήρως το τριαδικό σύστημα στερεού διαλύματος των αστρίων, υποδηλώνει αν τα ζεύγη των αστρίων είναι σε ισορροπία και μπορεί να δώσει πληροφορίες για τη μεταβολή της σύστασης των αστρίων μετά την κρυστάλλωση του μάγματος, μέσω ανταλλαγής αλκαλίων ή διάμειξης σε στερεή κατάσταση.

Στην περίπτωση που τα ζεύγη των αστρίων δεν βρίσκονται σε συνθήκες ισορροπίας, οι τρεις θερμοκρασίες T_{Ab} T_{An} και T_{Or} που δίνει αυτό το γεωθερμόμετρο θα είναι διαφορετικές μεταξύ τους. Έτσι διακρίνονται τρεις περιπτώσεις:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

α) $T_{An} - T_{Or} < 500$ °C και $T_{An} \geq T_{Ab} \geq T_{Or}$.

Η θερμοκρασία T_{Ab} μπορεί να θεωρηθεί ως θερμοκρασία στην οποία εξισορρόπησαν οι άστριοι. Η απόκλιση των άλλων δύο τιμών πιθανόν να οφείλεται σε διάμειξη ή αντικατάσταση αλκαλίων.

β) $T_{An} - T_{Or} < 500$ °C και T_{Ab} δεν βρίσκεται μεταξύ των τιμών T_{An} και T_{Or}.

Αν η θερμοκρασία T_{Ab} είναι ψηλότερη από τις προηγούμενες, τότε αυτή μπορεί να θεωρηθεί θερμοκρασία εξισορρόπησης και άρα θερμοκρασία ψύξης του μάγματος. Αν η T_{Ab} είναι χαμηλότερη, τότε δεν αντιπροσωπεύει θερμοκρασία εξισορρόπησης αλλά έχει επηρεαστεί από κάποια διαδικασία μετά την κρυστάλλωση του μάγματος.

γ) Οι τρεις θερμοκρασίες T_{An}, T_{Or} και T_{Ab} να είναι ασύμφωνες μεταξύ τους και η διαφορά μεταξύ της ψηλότερης και χαμηλότερης θερμοκρασίας, ανεξαρτήτου ζεύγους, να είναι μεγαλύτερη από 500 °C.

Στην περίπτωση αυτή τα ζεύγη των αστρίων δεν βρίσκονται σε ισορροπία.

Αργότερα οι Elkins and Grove (1990) πρότειναν ένα γεωθερμόμετρο αστρίων στο οποίο μείγματα δύο ή τριών αστρίων αντιδρούν για να δώσουν πλαγιόκλαστο και καλιούχο άστριο. Τα πειράματα για την εύρεση του θερμομέτρου διεξήχθησαν σε πιέσεις 1 έως 3 kbars και σε θερμοκρασίες 700-900°C σε συνθήκες κορεσμού σε νερό. Στο θερμόμετρο αυτό η θερμοκρασία περιορίζεται από την ισορροπία και των τριών φάσεων, Ab, An και Or, σε συνυπάρχοντες αστρίους και λαμβάνεται υπόψη η ταξινόμηση Al-Si στη δομή των αστρίων. Το θερμόμετρο αυτό δίνει αρκετά παρόμοια αποτελέσματα με αυτό των Fuhrman and Lindsley (1988).

Ακόμη ένα γεωθερμόμετρο προτάθηκε από τους Kroll et al. (1993) με σκοπό να μελετηθεί η ανάδρομη εξισορρόπηση υψηλού βαθμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων που ψύχθηκαν αργά κάτω από άνυδρες συνθήκες (Evangelakakis et al. 1993). Το γεωθερμόμετρο αυτό βασίζεται στην παραδοχή ότι μετά την ανταλλαγή ιόντων Al-Si μεταξύ πλαγιοκλάστου και καλιούχου αστρίου, το σύστημα κλείνει ως προς αυτά τα ιόντα και συνεχίζει η ανταλλαγή K και Na με το Ca. Η δεύτερη ανταλλαγή ιόντων οδηγεί σε συστάσεις αστρίων που δεν βρίσκονται σε ισορροπία. Έτσι, τροποποιώντας το πρόγραμμα των Fuhrman and Lindsley (1988), κατέληξαν σε ένα νέο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

γεωθερμόμετρο, το οποίο δίνει τις θερμοκρασίες στις οποίες κλείνει το σύστημα, δηλαδή σταματά η ανταλλαγή ιόντων Al-Si μεταξύ πλαγιοκλάστου και καλιούχου αστρίου. Κάτω από τη θερμοκρασία αυτή το σύστημα παύει να βρίσκεται σε ισορροπία. Η θερμοκρασία αυτή, με σφάλμα ±50 °C, θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη μέγιστη θερμοκρασία διάμειξης για τους αστρίους. Το πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι δεν επηρεάζεται από την πίεση. Στο γεωθερμόμετρο του Kroll et al. (1993) οι τρεις θερμοκρασίες T_{Ab}, T_{Or} και T_{An} αντιπροσωπεύουν τις αντίστοιχες θερμοκρασίες ισορροπίας του X_{Ab} στο πλαγιόκλαστο με το X_{Ab} στον καλιούχο άστριο, του X_{Or} στο πλαγιόκλαστο με το X_{Or} στον καλιούχο άστριο και του X_{An} στο πλαγιόκλαστο με το X_{An} στον καλιούχο άστριο (όπου X_{Ab}, X_{Or} και X_{An} τα moles του ανορθίτη, αλβίτη και ορθοκλάστου, αντίστοιχα). Οι θερμοκρασίες αυτές διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους όταν οι αρχικές συστάσεις των αστρίων παραμένουν σταθερές και συγκεκριμένα, η T_{An} είναι υψηλή και η T_{Or} χαμηλή. Όταν οι συστάσεις των αστρίων μεταβληθούν κατά 2 mol%, που είναι και το αναλυτικό σφάλμα, τότε το θερμόμετρο αυξάνει το X_{Or} στο πλαγιόκλαστο κατά 2 mol% και μειώνει το X_{An} στον καλιούχο άστριο ώστε η T_{An} να μειωθεί και η T_{Or} να αυξηθεί. Από την άλλη πλευρά, αν το X_{An} του πλαγιοκλάστου και του καλιούχου αστρίου παραμείνει σταθερό και μεταβληθούν μόνο τα X_{Or} και X_{Ab}, τότε οι τρεις θερμοκρασίες γίνονται αναγκαστικά ίσες.

Στον Πίνακα 6.5.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των θερμοκρασιών κλεισίματος των αστρίων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους που πληρούσαν τις προϋποθέσεις για να εξεταστούν με τα γεωθερμόμετρα των αστρίων. Η εφαρμογή και των τριών γεωθερμομέτρων που προαναφέρθηκαν δεν έδωσε αξιοσημείωτες διακυμάνσεις στις τιμές των αποτελεσμάτων. Στον πίνακα 6.5.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τις ελάχιστες, μέγιστες και μέσες τιμές θερμοκρασίας πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους από την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου του Kroll et al. (1993). Επίσης στις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν πλαγιόκλαστα που δεν παρουσίαζαν ζωνώδη δομή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 6.5.1. Θερμοκρασίες κλεισίματος των αστρίων πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους που υπολογίστηκαν με το γεωθερμόμετρο των αστρίων του Kroll et al. (1993).

Πετρογραφικός τύπος	Tmin (°C)	Tmax (°C)	μέση T (°C)
Bi Grd	407	575	461
Bi-Hbl Grd	393	543	433
Hbl Grd	379	528	422

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των γεωθερμομέτρων στους αστρίους των πετρογραφικών τύπων Bi Grd, Bi-Hbl Grd και Hbl Grd δείχνουν ότι οι θερμοκρασίες αυτές είναι θερμοκρασίες ισορροπίας (κλεισίματος) των αστρίων σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος, λόγω του ότι είναι αρκετά χαμηλές (422 έως 461 °C). Η εφαρμογή των θερμομέτρων των αστρίων στο Bi Hbl Dr δεν έδωσε αποτελέσματα διότι τα εξεταζόμενα ζεύγη έδιναν T_{An}-T_{Or} > 500 °C, κατά συνέπεια τα ζεύγη δεν βρίσκονται σε ισορροπία. Σε όλους τους άλλους πετρογραφικούς τύπους δεν ήταν δυνατή η εφαρμογή των θερμομέτρων των αστρίων λόγω της εκτεταμένης παρουσίας είτε του ορθοκλάστου (πχ. Bi SnGr), είτε του πλαγιοκλάστου (πχ. Hbl Dr).

6.6. Γεωθερμόμετρο κορεσμού ζιρκονίου και απατίτη

Το ζιρκόνιο και ο απατίτης αποτελούν δύο από τα πιο συνήθη επουσιώδη ορυκτά των γρανιτικών πετρωμάτων. Οι Watson and Harrisson (1983) αρχικά παρουσίασαν ένα μοντέλο για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας κορεσμού του ζιρκονίου και αργότερα οι ίδιοι συγγραφείς Harrisson and Watson (1984) παρουσίασαν ένα ακόμη μοντέλο υπολογισμού της θερμοκρασίας του απατίτη. Αρχικά, κατάφεραν να ορίσουν τη συμπεριφορά κορεσμού του ζιρκονίου μέσα σε τήγματα του φλοιού που είχαν υποστεί ανάτηξη σε μια περιοχή θερμοκρασιών από 750 έως 1020 °C ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και της σύστασης των τηγμάτων. Το μοντέλο που προσδιορίζει τη διαλυτότητα του ζιρκονίου δίνεται από την εξίσωση:

$$\ln D^{Zr_{Zircon}}_{Zr_{Melt}} = \{-3.80-[0.85(M-1)]\}+12900/T$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

όπου:

$D^{Zr_{Zircon}}_{Zr_{Melt}}$ ο λόγος της συγκέντρωσης του ζιρκονίου μέσα στο $ZrSiO_4$ προς την συγκέντρωση του ζιρκονίου στο τήγμα,

Τ η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin και

Μ η παράμετρος σύστασης του τήγματος που ισούται με το λόγο (Na+K+2Ca)/(Al*Si).

Οι προϋποθέσεις που πρέπει να πληρούνται είναι οι εξής (πχ Watson and Harrisson 1983, Hanchar and Watson 2003):

Ι) Ο λόγος (Na+K+2Ca)/(Al*Si) πρέπει να κυμαίνεται από 1 έως 2,

ΙΙ) το ποσοστό του SiO_2 να κυμαίνεται από 55-70%,

ΙΙΙ) και όταν κρυσταλλώνεται το ζιρκόνιο, η σύσταση του πετρώματος θα πρέπει να είναι όσο πιο κοντά γίνεται με τη σύσταση του μάγματος που αντιπροσωπεύει τα πετρώματα που έχουν λίγους φαινοκρυστάλλους.

Τα δεδομένα της χημικής ανάλυσης, που εκφράζονται σε ποσοστά βάρους, αντικαθίστανται από την αναλογία κατιόντων, διαιρώντας το βάρος επί της εκατό του κάθε οξειδίου δια του μοριακού του βάρους και πολλαπλασιάζοντας με τον συντελεστή του κατιόντος που αντιστοιχεί στο μοριακό τύπο του οξειδίου. Στη συνέχεια τα ποσά των αναλογιών των κατιόντων του κάθε οξειδίου ανάγονται επί τοις εκατό και αντικαθιστώντας στον τύπο (Na+K+2Ca)/(Al*Si) τις αναγόμενες επί τοις εκατό αναλογίες του Na, K, Ca, Al και Si, προσδιορίζεται η παράμετρος σύστασης του τήγματος (Μ).

Η διαλυτότητα του απατίτη, μέσα σε όξινα τήγματα, προσδιορίστηκε έπειτα από μια σειρά πειραμάτων που πραγματοποιήθηκαν σε θερμοκρασίες 850 έως 1500 °C και πιέσεις γύρω στα 7.5 kbar πάνω σε κρυστάλλους απατίτη οι οποίοι είχαν διαλυθεί μερικώς μέσα σε τήγματα ακόρεστα σε απατίτη που περιείχαν 0-10 wt % H_2O. Η διαλυτότητα του απατίτη δίνεται από την εξίσωση:

$$\ln D_P^{Apatite/Melt}=[(8400+((SiO_2-0.5)*2.64*10^4))/T]-[3.1+(12.4*(SiO_2-0.5))]$$

όπου:

Τ η θερμοκρασία σε Kelvin,

SiO_2 η επί της εκατό κατά βάρος περιεκτικότητα του SiO_2 στο τήγμα και

D_P ο συντελεστής διάχυσης του φωσφόρου που υπολογίζεται από το δεύτερο νόμο του Ficks, $c_{x,t}=c_0$ erfc $[x/(4\ D_t)^{1/2}]$, όπου $c_{x,t}$ η συγκέντρωση του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

φωσφόρου σε απόσταση x από την επιφάνεια επαφής του κρυστάλλου με το τήγμα κατά το χρόνο t και c_0 η συγκέντρωση του φωσφόρου μέσα στο τήγμα κοντά στην επιφάνεια επαφής με τον κρύσταλλο. Οι προϋποθέσεις που πρέπει να πληρούνται για να εφαρμοστεί το γεωθερμόμετρο του απατίτη, είναι:

α) το τήγμα να περιέχει 45-75 % SiO_2,

β) 0-10 wt % H_2O και

η πίεση να είναι γύρω στα 7.5 kbars.

Η μείωση της πίεσης αυξάνει τη διαλυτότητα του απατίτη με αποτέλεσμα οι θερμοκρασίες κρυστάλλωσης που υπολογίζονται με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη να είναι σε κάποιο βαθμό υψηλές (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

Η βασική προϋπόθεση που πρέπει να πληρούν και τα δυο μοντέλα, του ζιρκονίου και του απατίτη, είναι ότι καμία από τις δυο φάσεις δεν πρέπει να είναι σωρειτική, ξενοκρυσταλλική ή υπολειμματική. Τα δυο ορυκτά φέρουν στην σύστασή τους σημαντικά ιχνοστοιχεία, και η λεπτομερής εξέταση των στοιχείων του ολικού πετρώματος μπορεί να βοηθήσει στο να διαπιστωθεί εάν τα ορυκτά αυτά έχουν σωρειτική ή ξενοκρυσταλλική προέλευση.

Συνήθως οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται με το θερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου, καθώς και με το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη, είναι αρκετά υψηλές. Επειδή οι θερμοκρασίες που δίνουν τα δυο αυτά μοντέλα συνήθως απεικονίζουν τις συνθήκες κατά την σειρά κρυστάλλωσης, χρειάζεται προσεκτικός προσδιορισμός του χρόνου κρυστάλλωσης του απατίτη και του ζιρκονίου σε σχέση με τις άλλες φάσεις. Όταν η μία ή και οι δυο φάσεις κατά την σειρά κρυστάλλωσης σχηματίστηκαν πρώτες τότε η θερμοκρασία που υπολογίστηκε δηλώνει τη θερμοκρασία του τήγματος ενώ όταν η μία ή και οι δυο φάσεις σχηματίσθηκαν μετά από κάποιες άλλες η θερμοκρασία που υπολογίστηκε δηλώνει τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη.

Στον Πίνακα 6.6.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής των γεωθερμομέτρων κορεσμού ζιρκονίου και απατίτη σε πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Παρατηρείται ότι σύμφωνα με τα παραπάνω οι τιμές των θερμοκρασιών δηλώνουν τη θερμοκρασία του τήγματος, αφού το ζιρκόνιο και ο απατίτης είναι από τα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

και σε σχέση με τις άλλες φάσεις που αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο της πετρογραφίας προηγούνται χρονικά.

Πίνακας 6.6.1. Μέσες θερμοκρασίες πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους υπολογισμένες με τα γεωθερμόμετρα κορεσμού ζιρκονίου και απατίτη.

Πετρογραφικός τύπος	**Μέση T_{Zr} °C**	**Μέση T_{Ap} °C**
Bi SnGr	826	902
Bi Grd	785	767
Bi-Hbl Grd	900	914
Hbl Grd	779	926
Bi Hbl Dr	740	922

6.7. Συζήτηση-Συμπεράσματα

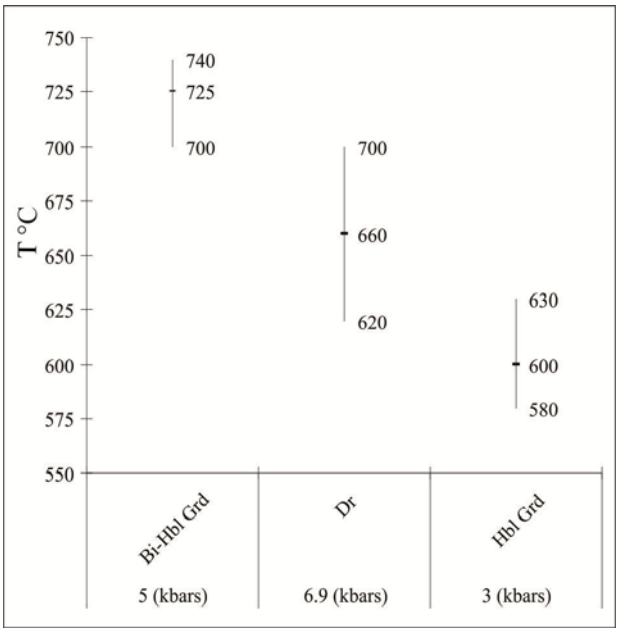
Υπάρχουν πολλά γεωθερμόμετρα που χρησιμοποιούνται σε μεταμορφωμένα πετρώματα και πολλά από αυτά εφαρμόζονται και σε πλουτωνικά πετρώματα. Η ιδιαιτερότητα όμως στα πλουτωνικά πετρώματα έγκειται στο ότι οι ορυκτές φάσεις κρυσταλλώνονται σ' ένα εύρος τιμών πίεσης και θερμοκρασίας και δεν είναι βέβαιο ότι έχουν φτάσει σε συνθήκες ισορροπίας κατά την κρυστάλλωση του μάγματος. Πολλά ορυκτά συνεχίζουν να εξισορροπούν και να μεταβάλλουν τη σύστασή τους μετά την κρυστάλλωση του μάγματος, κατά τη διάρκεια της ψύξης σε στερεή κατάσταση (subsolidus cooling), ή εμφανίζουν φαινόμενα ζώνωσης που δηλώνουν τη συνεχή αντίδρασή τους με το τήγμα. Η χρήση πολλών και διαφορετικών θερμομέτρων μπορεί να οδηγήσει σε ασφαλή συμπεράσματα που αφορούν τις συνθήκες κρυστάλλωσης του μάγματος. Οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται με βάση τα γεωθερμόμετρα κορεσμού του απατίτη και του ζιρκονίου ερμηνεύονται ως θερμοκρασίες κρυστάλλωσης του απατίτη και του ζιρκονίου από το μάγμα, ενώ οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται με βάση τα γεωθερμόμετρα αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου και αλκαλιούχου αστρίου-πλαγιοκλάστου ερμηνεύονται ως θερμοκρασίες κλεισίματος. Θερμοκρασία κλεισίματος ενός γεωθερμομέτρου καλείται η θερμοκρασία εκείνη όπου παύει η διάχυση των ιόντων μεταξύ των θεωρουμένων ορυκτών. Πρέπει να σημειωθεί ότι η ανταλλαγή ιόντων μεταξύ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

των ορυκτών ενός γεωθερμομέτρου μπορεί να σταματήσει τόσο πάνω όσο και κάτω από τη solidus θερμοκρασία.

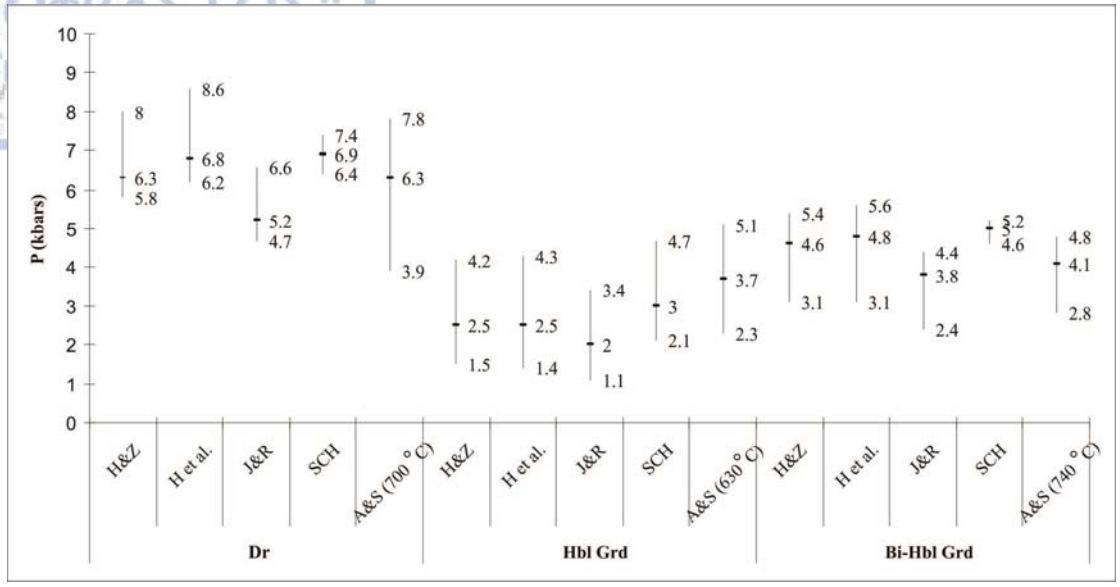
Παρακάτω δίνονται συνοπτικά οι μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές των θερμοκρασίων (Σχήμα 6.1) και των πιέσεων (Σχήμα 6.2) κρυστάλλωσης των κεροστιλβικών πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους βασιζόμενες στο θερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου και στο βαρόμετρο αμφιβόλου αντίστοιχα.



Σχήμα 6.1. Μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές των θερμοκρασίων κρυστάλλωσης των κεροστιλβικών πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους βασιζόμενες στο θερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 6.2. Μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές των πιέσεων κρυστάλλωσης των κεροστιλβικών πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους βασιζόμενες στο βαρόμετρο αμφιβόλου. H&Z: Hammarstrom and Zen (1986), H et al.: Hollister et al. (1987), J&R: Johnson and Rutherford (1989), SCH: Schmidt (1992) and A&S: Anderson and Smith (1995).

Η εφαρμογή των γεωβαρομέτρων της αμφιβόλου στους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη, έδωσαν τις μεγαλύτερες μέσες τιμές πίεσης στην ομάδα των διοριτών (Dr), ενώ τις χαμηλότερες στον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd). Η ανώτερη πίεση κρυστάλλωσης βρέθηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (6.9 kbars) σε πέτρωμα της ομάδας των διοριτών. Για τον υπολογισμό της πίεσης με το γεωβαρόμετρο του Anderson and Smith (1995) έγινε δεκτή μία μέση θερμοκρασία 740 °C, για τον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιρίτη (Bi-Hbl Grd), 700 °C για την ομάδα των διοριτών (Dr) και 630 °C για τον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd), όπως αυτές βρέθηκαν με το γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου (Holland and Blundy 1994).

Η εφαρμογή του γεωθερμομέτρου της αμφιβόλου έδωσε τιμές από 600 °C (Hbl Grd) έως 725 °C (Bi Hbl Grd). Οι τιμές αυτές είναι προφανές ότι αντιπροσωπεύουν θερμοκρασίες ισορροπίας των αμφιβόλων και όχι τη θερμοκρασία σχηματισμού τους ή της κρυστάλλωσης του μάγματος.

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των γεωθερμομέτρων στους αστρίους των πετρογραφικών τύπων Bi Grd, Bi-Hbl Grd και Hbl Grd δείχνουν ότι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

οι θερμοκρασίες και σε αυτήν την περίπτωση είναι θερμοκρασίες ισορροπίας των αστρίων (κλεισίματος) σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος, λόγω του ότι είναι αρκετά χαμηλές (422 έως 461 °C).

Οι τιμές των θερμοκρασιών από τα γεωθερμόμετρα κορεσμού του ζιρκονίου και του απατίτη δηλώνουν τη θερμοκρασία του τήγματος, αφού το ζιρκόνιο και ο απατίτης είναι από τα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά και σε σχέση με τις άλλες φάσεις προηγούνται χρονικά.

Συμπερασματικά για τις συνθήκες κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους προκύπτει ότι ο κύριος όγκος του πλουτωνίτη διείσδυσε σε μεγάλο βάθος και σε σχετικά υψηλές πιέσεις, περίπου 5 kbars (Bi-Hbl Grd), όπως έδειξε το βαρόμετρο της αμφιβόλου. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται και από τη μικρού πάχους (0.5-1.5 m περίπου) θερμομεταμόρφωση επαφής, του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα, καθώς και από την παρουσία μαγματικού επιδότου, που συνδέεται με υψηλή συνήθως πίεση (περίπου 6 kbars, Zen and Hammarstom 1984). Επίσης φαίνεται από τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου και των αστρίων ότι στο σύστημα επικρατούσε διάχυση ιόντων σε στερεή κατάσταση μέχρι να επέλθει ισορροπία. Συνήθως τέτοιες μικρές θερμοκρασίες ή/και πιέσεις παρατηρούνται σε γρανιτοειδή, και κυρίως Ι τύπου γρανιτικά πετρώματα, που έχουν μεγάλη μερική πίεση οξυγόνου (fO_2) (Soltani and Carr 2007, Toummite et al. 2012).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

7. ΕΞΕΛΙΞΗ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

7.1 Γενικά

Σ' αυτό το κεφάλαιο θα γίνει προσπάθεια να προσδιοριστεί η πιθανή διαδικασία εξέλιξης του μάγματος που έδωσε τα πετρώματα που αποτελούν τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους, αφού πρώτα αναφερθούν γενικά οι διαδικασίες εξέλιξης ενός μάγματος.

Η εξέλιξη του μάγματος που έχει ως αποτέλεσμα μία σειρά πυριγενών πετρωμάτων μπορεί να είναι πρωτογενής ή δευτερογενής (Hall 1987). Στην πρώτη περίπτωση μάγματα διαφορετικής σύστασης σχηματίζονται από διαφορετικό βαθμό μερικής τήξης (ΜΤ) της ίδιας πηγής προέλευσης ενώ στη δεύτερη περίπτωση μάγματα διαφορετικής σύστασης προέρχονται διαδοχικά από ένα κοινό αρχικό μάγμα με ή δίχως τη συμμετοχή άλλου μάγματος ή πετρώματος. Η πρωτογενής διαδικασία εξέλιξης οφείλεται στη μερική τήξη του στερεού φλοιού ή του μανδύα. Οι κύριες αιτίες που προκαλούν τη δημιουργία διαφορετικών μαγμάτων κατά τη μερική τήξη είναι:

1) ο διαφορετικός βαθμός τήξης των υλικών και

2) οι διαφορετικές συνθήκες κάτω από τις οποίες έγινε η τήξη.

Οι κυριότερες δευτερογενείς διεργασίες διαφοροποίησης σύμφωνα με τη Wilson (1989) είναι:

α) Ρεύματα μεταφοράς (convection) και μείξη μαγμάτων.

Ρεύματα μεταφοράς είναι οι κινήσεις που συμβαίνουν μέσα σε έναν μαγματικό θάλαμο και που προκαλούνται από τη βύθιση ενός υλικού μεγαλύτερης πυκνότητας και την παράλληλη άνοδο ενός ελαφρύτερου υλικού. Η μορφή της κίνησης αυτής εξαρτάται από διάφορες παραμέτρους όπως το μέγεθος και το σχήμα του μαγματικού θαλάμου, την πυκνότητα και το ιξώδες του μάγματος, καθώς και από διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στα όρια του θαλάμου. Κατά την έναρξη κρυστάλλωσης ενός μάγματος, το τήγμα προσλαμβάνει στοιχεία που δεν συμμετέχουν στη σύσταση του ορυκτού που κρυσταλλώνεται. Έτσι η πυκνότητά του θα διαφοροποιηθεί από την πυκνότητα του μάγματος που καταλαμβάνει τον υπόλοιπο μαγματικό θάλαμο. Λόγω

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

διαφορετικής πυκνότητας, το τήγμα αυτό θα απομακρυνθεί και θα μεταφερθεί σε άλλα τμήματα του μαγματικού θαλάμου. Αυτή η κίνηση λόγω της τοπικής αλλαγής της σύστασης του τήγματος χαρακτηρίζεται από τον Sparks et al. (1984) ως κλασματική μεταφορά (convective fractionation).

Το μάγμα αποτελείται από τήγματα διαφόρων συστατικών και διαφορετικού βαθμού διάχυσης και κατά συνέπεια μπορεί να διαστρωματώνεται κατακόρυφα σε σχέση με τη σύσταση, την πυκνότητα και τη θερμοκρασία των τηγμάτων αυτών. Όταν υπάρχει σημαντική διαφορά στις τιμές των παραμέτρων αυτών, τότε το σύστημα διαχωρίζεται με σαφείς διαχωριστικές επιφάνειες, από όπου μπορούν να μεταδοθούν θερμότητα και χημικά συστατικά με μοριακή διάχυση. Η διαδικασία αυτή χαρακτηρίζεται ως μεταφορά διπλής διάχυσης (double-diffusion convection) (Sparks et al. 1984) και θεωρείται ότι συμβαίνει σε όλα τα πυριτικά τήγματα.

Η μείξη μαγμάτων (M) θεωρείται πολύ σημαντική διαδικασία στην εξέλιξη των πυριγενών πετρωμάτων. Ο βαθμός μείξης δύο μαγμάτων, συνήθως ενός βασικότερου και ενός οξινότερου, εξαρτάται από το ρυθμό ροής, τις σχετικές πυκνότητες και τα σχετικά ιξώδη τους (Turner and Campbell 1986). Η μείξη δύο μαγμάτων δεν είναι εφικτή όταν τα ιξώδη διαφέρουν σημαντικά (περιεκτικότητα σε SiO_2). Η μείξη δύο μαγμάτων είναι δυνατή όταν η περιεκτικότητα τους σε SiO_2 δεν υπερβαίνει κατά πολύ το 10% (Sparks and Marshall 1986, Frost and Mahood 1987, Poli and Tommasini 1991).

Επίσης είναι δυνατόν η μείξη να συνοδεύεται και από παράλληλη κλασματική κρυστάλλωση κυρίως του βασικού μάγματος. Ο συνδυασμός μείξης και κλασματικής κρυστάλλωσης αποτελεί ένα σημαντικό και μάλλον πιο συνηθισμένο μηχανισμό μαγματικής διαφοροποίησης που χαρακτηρίζεται ως MFC (Mixing-Fractional Crystallization) (Poli 1992).

β) Κλασματική κρυστάλλωση (FC)

Η άνοδος ενός μάγματος επιφέρει την σταδιακή του ψύξη η οποία δε γίνεται σε μία συγκεκριμένη θερμοκρασία, αλλά σε ένα εύρος θερμοκρασιών. Η κρυστάλλωση μπορεί είτε να γίνει κάτω από συνθήκες ισορροπίας είτε να είναι κλασματική. Στην πρώτη περίπτωση, οι κρύσταλλοι αντιδρούν διαρκώς με το υγρό διατηρώντας σταθερή την ολική σύσταση του συστήματος, ενώ στη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

δεύτερη, οι κρύσταλλοι αποχωρίζονται από το υγρό και τότε η σύσταση του υπολειμματικού υγρού θα διαφέρει από αυτή του αρχικού.

γ) Αφομοίωση ή ρύπανση από υλικά του φλοιού (Α)

Το μάγμα μπορεί να ρυπανθεί από περιβάλλοντα πετρώματα σε οποιοδήποτε στάδιο κατά την πορεία ανόδου από την πηγή προέλευσης προς τα ανώτερα τμήματα του στερεού φλοιού. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι με τους οποίους το μάγμα αντιδρά με πετρώματα του φλοιού (Huppert and Sparks 1985). Η αφομοίωση των διαφόρων πετρωμάτων εξαρτάται από τη διαφορά θερμικού δυναμικού μεταξύ του μάγματος και του ρυπαντή. Κατά τη θέρμανση των περιβαλλόντων πετρωμάτων, αντιδράσεις αφυδάτωσης απελευθερώνουν ένυδρα ρευστά τα οποία αφομοιώνονται από το μάγμα και το ρυπαίνουν σε στοιχεία εμπλουτισμένα στη ρευστή φάση (Patchett 1980). Κατά την αντίδραση μάγματος-περιβαλλόντων πετρωμάτων το μάγμα μπορεί ακόμη να ρυπανθεί από αλκάλεα επειδή έχουν μεγαλύτερο βαθμό διάχυσης (Watson 1982).

Ο συνδυασμός αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης αποτελεί ένα σημαντικό μηχανισμό μαγματικής διαφοροποίησης που χαρακτηρίζεται ως AFC (Assimilation Fractional Crystallization) (DePaolo 1981).

Η συνδυασμένη χρήση ενδείξεων από την υπαίθρια παρατήρηση, την ορυκτολογία, τη γεωχημεία, τα σταθερά και κυρίως τα ραδιενεργά ισότοπα μπορούν να βοηθήσουν στον προσδιορισμό της εξελικτικής διαδικασίας αλλά και της πηγής προέλευσης του μάγματος. Για τον παραπάνω λόγο κρίνεται σκόπιμο οι ισοτοπικές αναλύσεις των δειγμάτων και η συζήτηση των αποτελεσμάτων να παρατεθούν στο παρόν κεφάλαιο.

7.2 Αποτελέσματα και συζήτηση ισοτοπικών αναλύσεων Rb-Sr

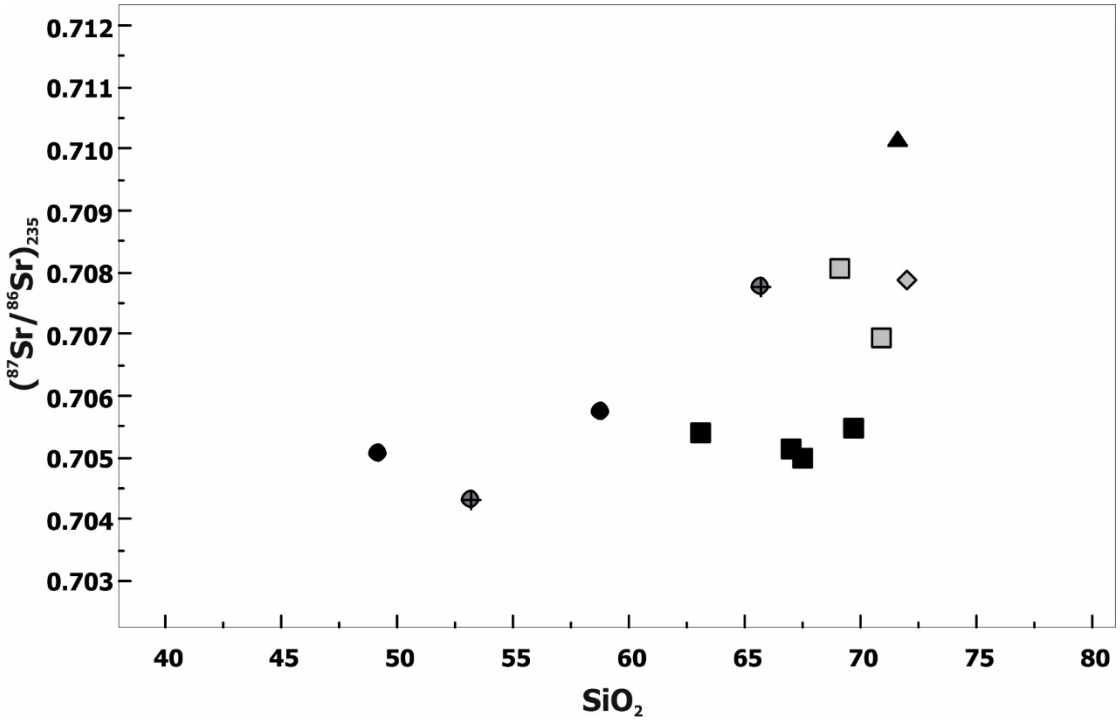
Για τη γεωχημική μελέτη των μαγματικών πετρωμάτων οι ισοτοπικές μετρήσεις θεωρούνται απαραίτητες για τον προσδιορισμό της εξέλιξης ενός μάγματος, της ηλικίας του αλλά και της γένεσής του (Κεφ. 9). Από τις ισοτοπικές αναλύσεις των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (Πίνακας 7.2.1) παρατηρούμε ότι τη χαμηλότερη τιμή του αρχικού ισοτοπικού λόγου (βλ. Κεφ. 9.1) παρουσιάζει το έγκλεισμα Ρ806 (0.70428), ενώ οι τιμές

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

των υπολοίπων δειγμάτων κυμαίνονται από 0.70497 έως 0.70803. Σημειώνεται ότι οι προαναφερθέντες αρχικοί λόγοι υπολογίστηκαν για ηλικία 235 Ma (βλ. Κεφ. 8).

Στο Σχήμα 7.2.1 προβάλλονται οι τιμές του αρχικού λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$ ως προς το SiO_2. Σ΄ αυτό το διάγραμμα οι τάσεις των πετρωμάτων δίνουν στοιχεία για τη διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη. Η αύξηση του λόγου $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ με τη διαφοροποίηση δείχνει μια ανοιχτή διαδικασία και συνεπώς μπορεί να είναι αποτέλεσμα αφομοίωσης υλικών ή μείξης μαγμάτων με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (AFC ή MFC αντίστοιχα). Σε αυτό το σημείο κρίνεται σκόπιμο να αναφερθεί ότι με δείκτη $_i$ θα αναφέρεται γενικά ο αρχικός ισοτοπικός λόγος ενώ με δείκτη $_{235}$ θα αναφέρεται ο ισοτοπικός λόγος των πετρωμάτων του Παπίκιου Όρους.



Σχήμα 7.2.1. Προβολή αρχικού ισοτοπικού λόγου Sr με το SiO_2. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 7.2.1. Ισοτοπικές αναλύσεις Rb-Sr επιλεγμένων δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Δείγμα	SiO_2	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Σφάλμα %	$^{87}Sr/^{86}Sr_m$	2 σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$	+/-
P15	49.24	6.6	557.5	0.0118	0.0342	0.0007	0.705157	0.000009	0.70504	0.00001
P602	58.87	37.0	444.5	0.0832	0.2408	0.0048	0.706530	0.000008	0.70573	0.00002
P806	53.29	162	249.6	0.6490	1.8784	0.0376	0.710557	0.000014	0.70428	0.00013
P806i	65.72	96	253.3	0.3790	1.0969	0.0219	0.711424	0.000010	0.70776	0.00007
P 924	63.16	71.6	292.8	0.2445	0.7075	0.0142	0.707755	0.000009	0.70539	0.00005
P 304	67.08	137.7	247.2	0.5570	1.6121	0.0322	0.710521	0.000006	0.70513	0.00011
P 219	67.58	129.3	202.7	0.6379	1.8462	0.0369	0.711143	0.000008	0.70497	0.00012
P 903	69.74	151.2	204.8	0.7383	2.1371	0.0427	0.712584	0.000012	0.70544	0.00014
P 809	69.15	72.4	284.8	0.2542	0.7357	0.0147	0.710487	0.000012	0.70803	0.00005
P 702	70.96	120.9	187.1	0.6462	1.8706	0.0374	0.713190	0.000009	0.70694	0.00013
P 511	72.02	132.2	174.6	0.7572	2.1923	0.0438	0.715175	0.000007	0.70785	0.00015
P 904	71.69	90.5	343.7	0.2633	0.7622	0.0152	0.712677	0.000008	0.71013	0.00005

m: μετρούμενο.

7.3 Αποτελέσματα και συζήτηση ισοτοπικών αναλύσεων Sm-Nd

Το Sm και το Nd που ανήκουν στην ομάδα των σπανίων γαιών βρίσκονται στα πετρογενετικά ορυκτά σε μικρές αλλά μετρήσιμες συγκεντρώσεις. Το Sm και το Nd είναι σχετικά δυσκίνητα στοιχεία κατά τη διάρκεια θερμικών και υδροθερμικών αλλοιώσεων. Τα αποτελέσματα των ισοτοπικών αναλύσεων παραθέτονται στον Πίνακα 7.3.1 μαζί με τις τιμές ε^t_{Nd} για κάθε δείγμα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 7.3.1. Ισοτοπικές αναλύσεις Sm/Nd επιλεγμένων δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

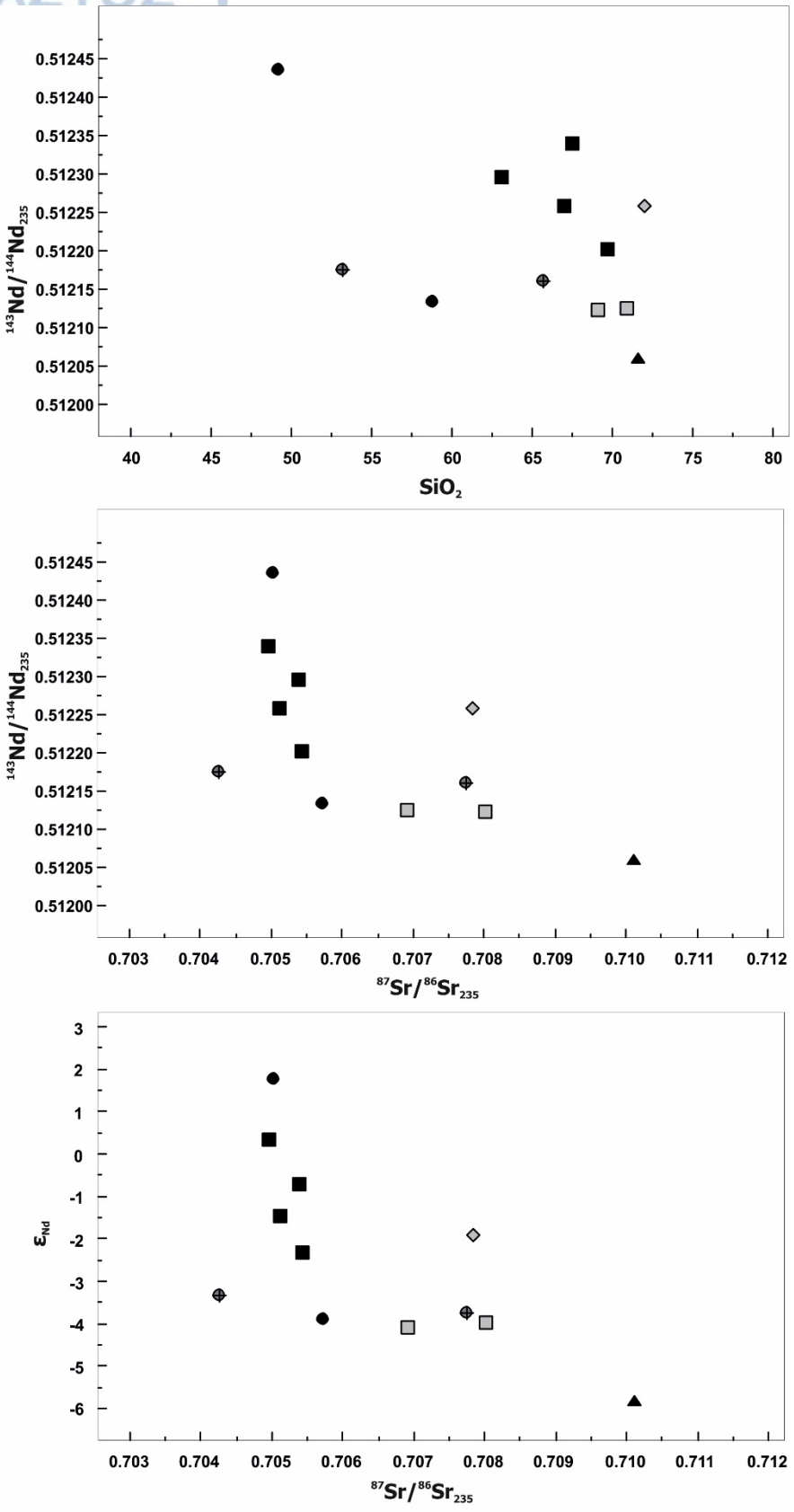
Δείγμα	SiO_2	Sm_m	Nd_m	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Error % Sm/Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd_m$	2 σ	$^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$	+/-
P15	49.24	1.21	4.4	0.275	0.1664	0.0100	0.512691	0.000012	0.512435	0.000019
P602	58.87	3.91	17.15	0.227988	0.1379	0.0083	0.512345	0.000008	0.512133	0.000015
P806	53.29	11.39	35.6	0.319944	0.1936	0.0116	0.512471	0.000008	0.512173	0.000020
P806i	65.72	5.21	29.2	0.178425	0.1079	0.0065	0.512326	0.000008	0.512160	0.000013
P924	63.16	3.23	17.38	0.185846	0.1124	0.0067	0.512468	0.000010	0.512295	0.000014
P304	67.08	3.65	20.54	0.177702	0.1075	0.0064	0.512422	0.000009	0.512257	0.000013
P219	67.58	6.02	36.1	0.166759	0.1008	0.0061	0.512494	0.000016	0.512339	0.000019
P903	69.74	4.74	24.6	0.192683	0.1165	0.0070	0.512380	0.000001	0.512201	0.000011
P809	69.15	3.07	12	0.255833	0.1548	0.0093	0.512360	0.000009	0.512122	0.000017
P702	70.96	3.39	17.42	0.194604	0.1177	0.0071	0.512304	0.000011	0.512123	0.000015
P511	72.02	5.7	31.5	0.180952	0.1094	0.0066	0.512426	0.000013	0.512258	0.000016
P904	71.69	4.39	24.8	0.177016	0.1070	0.0064	0.512225	0.000008	0.512060	0.000013

Στο σχήμα 7.3.1 προβάλλονται οι αρχικοί λόγοι $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ σε σχέση με το SiO_2, με το λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$ καθώς και το ε_{Nd} με το λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$. Το ε_{Nd} είναι η μια μορφή συμβολισμού που περιγράφει το $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ όσον αφορά τις αποκλίσεις τους από την γραμμή εξέλιξης του χονδρίτη (CHUR) και εκφράζεται από τη σχέση:

$$\varepsilon_{Nd,CHUR} = \left[\frac{\left({}^{143}Nd/{}^{144}Nd \right)_{sample}}{\left({}^{143}Nd/{}^{144}Nd \right)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γ
Α.Π



Σχήμα 7.3.1. Προβολή του αρχικού λόγου $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ σε σχέση με το SiO_2, τον λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$, καθώς και το ε_{Nd} με το λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Στο διάγραμμα προβολής των λόγων $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$ ως προς τους λόγους $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ (Σχήμα 7.3.1) όλα τα αναλυμένα δείγματα παρουσιάζουν μια ομαλή αρνητική τάση συσχέτισης. Αυτή η τάση έχει ερμηνευθεί ως αποτέλεσμα μιας διαδικασίας μίξης μεταξύ δύο διαφορετικών πηγών (Picket and Wasserburg 1989, Parada et al. 1999, Chen 2002).

7.4 Προσομοίωση της διαδικασίας εξέλιξης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους

Προκειμένου να μελετηθεί η εξέλιξη του πλουτωνίτη πρέπει αρχικά να προσδιοριστεί η διαδικασία (FC, AFC, MFC, M και A).

Παρακάτω θα αναφερθούν οι λόγοι για τους οποίους απορρίπτονται ή ενισχύονται κάποιες πιθανές διαδικασίες εξέλιξης ενός μάγματος. Η προβολή των ισοτόπων με το πυρίτιο δείχνει ότι η διαδικασία εξέλιξης δεν μπορεί να είναι μια κλειστή διαδικασία (δηλαδή μερική τήξη (MT) ή κλασματική κρυστάλλωση (FC)) διότι αυτά αυξάνονται, άρα απομένουν ως πιθανές οι A, M, MFC και AFC. Στον Πίνακα 7.4.1 παρουσιάζονται οι συντελεστές συσχέτισης των διαφόρων ιχνοστοιχείων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Από τις τιμές αυτές, οι οποίες είναι αρκετά χαμηλές, προκύπτει ότι οι μεταβολές των ιχνοστοιχείων δεν είναι γραμμικές κατά συνέπεια η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους δεν μπορεί να είναι ούτε μείξη (M) ούτε αφομοίωση (A) (Langmuir et al. 1977).

Πίνακας 7.4.1. Συντελεστές συσχέτισης των ιχνοστοιχείων των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

	RbX	*SrX*	*BaX*	*CeX*	*CrX*	*NiX*	*PbX*	*ZrX*	*YX*	*NbX*	*ThX*	*HfX*	*TaX*
RbX	1.00												
SrX	-0.55	1.00											
BaX	0.32	0.28	1.00										
CeX	-0.07	-0.06	0.13	1.00									
CrX	-0.25	0.64	0.44	0.12	1.00								
NiX	-0.29	0.60	0.34	0.24	**0.94**	1.00							
PbX	0.39	0.14	0.39	0.18	0.20	0.19	1.00						
ZrX	-0.21	0.01	0.23	**0.78**	0.17	0.23	-0.07	1.00					
YX	0.44	-0.25	-0.05	0.13	-0.10	-0.04	0.27	-0.09	1.00				
NbX	0.49	-0.29	0.33	0.22	-0.14	-0.30	0.26	0.26	0.17	1.00			
ThX	0.10	-0.22	0.07	**0.82**	-0.04	0.05	0.13	0.72	0.07	0.38	1.00		
HfX	-0.21	0.01	0.23	**0.78**	0.17	0.23	-0.07	1.00	-0.09	0.26	0.72	1.00	
TaX	0.49	-0.29	0.33	0.22	-0.14	-0.30	0.26	0.26	0.17	1.00	0.38	0.26	1.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ως πιθανότερες διαδικασίες μπορούν επομένως να θεωρηθούν η αφομοίωση πετρωμάτων του φλοιού με κλασματική κρυστάλλωση (AFC) ή η μείξη ενός βασικότερου με ένα πιο όξινο μάγμα με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (MFC), με όλα τα ενδιάμεσα πετρώματα να αποτελούν υβριδικά των δύο ακραίων μελών.

Η διάκριση των διαδικασιών MFC και AFC μπορεί να γίνει με πετρογραφικά κριτήρια. Η ύπαρξη εγκλεισμάτων θεωρείται ότι μπορεί να αποτελεί ισχυρή ένδειξη μιας διαδικασίας MFC που περιλαμβάνει την κλασματική κρυστάλλωση ενός βασικού μάγματος παράλληλα με τη μείξη του με ένα όξινο. Για να είναι δυνατή μια τέτοια διεργασία συνήθως απαιτείται μεγάλος όγκος όξινου μάγματος ώστε ο λόγος της μάζας των εγκλεισμάτων προς τη μάζα του όξινου μάγματος να είναι μικρότερος από 5% (Vernon et al. 1988, Poli and Tommasini 1991). Τα εγκλείσματα όμως του Παπικίου Όρους είναι συγκεντρωμένα σε μια πολύ μικρή περιοχή σε σχέση με την έκταση που καταλαμβάνει ο πλουτωνίτης και πρακτικά θεωρούνται ελάχιστα σε σχέση με τον όγκο του, γεγονός που μειώνει την πιθανότητα μιας διαδικασίας MFC. Η μικρή λοιπόν εμφάνιση εγκλεισμάτων σε συνδυασμό με την παρουσία και την αφθονία ξενολίθων, οι οποίοι ποικίλουν σε μέγεθος και εμφανίζονται σε όλη την έκταση του πλουτωνίτη, συνηγορεί στο ότι η διαδικασίας εξέλιξης του μάγματος πρέπει να είναι αφομοίωση με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (AFC).

Για τη μελέτη της εξελικτικής διαδικασίας του μάγματος με AFC σε μια σειρά μαγματικών πετρωμάτων απαιτείται ο προσδιορισμός του αρχικού μάγματος και του αφομοιωμένου στερεού. Επίσης για την ποσοτική μελέτη της εξελικτικής διαδικασίας του μάγματος που έδωσε τα μαγματικά πετρώματα του Παπικίου Όρους γίνεται προσπάθεια να προσομοιωθούν οι διαδικασίες εξέλιξης με τις μαθηματικές εξισώσεις του DePaolo (1981), οι οποίες υπολογίζουν τις συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων και ισοτοπικές αναλογίες των διαδοχικών μαγμάτων που σχηματίζονται, καθώς το αρχικό μάγμα υπόκειται σε κλασματική κρυστάλλωση με παράλληλη αφομοίωση πετρωμάτων του φλοιού. Οι συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων και οι ισοτοπικές αναλογίες των διαδοχικών μαγμάτων εξαρτώνται από το ολικό συντελεστή κατανομής, μεταξύ της κρυσταλλούμενης φάσης και του τήγματος, του στοιχείου που μελετάται, από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

το λόγο του ρυθμού αφομοίωσης προς το ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης, από το ποσοστό του υπολειμματικού τήγματος καθώς και την αρχική συγκέντρωση (ή αρχικό ισοτοπικό λόγο) του στοιχείου όπως και από αυτήν (ή και τον ισοτοπικό λόγο) του αφομειούμενου πετρώματος.

Αυτές οι εξισώσεις είναι:

$$C_m = C_o * D + (r/(r - 1 + D)) * C_a * (1 - f)$$

και

$$\varepsilon_m = \varepsilon_o + (\varepsilon_a - \varepsilon_o) * (1 - (C_o / C_m) * f)$$

όπου $f = F^{(r-1+D/r-1)}$,

F = το κλάσμα του υπολειμματικού τήγματος

D = ολικός συντελεστής κατανομής

r = ο λόγος του ρυθμού αφομοίωσης προς το ρυθμό κλασματικής κρυστάλλωσης

C_o = συγκέντρωση ιχνοστοιχείου στο αρχικό μάγμα

C_a = συγκέντρωση ιχνοστοιχείου στο αφομοιούμενο υλικό

C_m = συγκέντρωση ιχνοστοιχείου για κάθε τιμή του F στο προκύπτον μάγμα

ε_o = ο ισοτοπικός λόγος του αρχικού μάγματος

ε_a = ο ισοτοπικός λόγος του αφομοιούμενου υλικού

ε_m = ο ισοτοπικός λόγος για κάθε τιμή του F στο προκύπτον μάγμα

Για τιμές r κοντά στο μηδέν, το μοντέλο εξέλιξης δίνει τάσεις κλασματικής κρυστάλλωσης. Για την καλύτερη προσέγγιση των δεδομένων με βάση τις παραπάνω μαθηματικές εξισώσεις πρέπει να υπάρχουν σημαντικές γεωχημικές και ισοτοπικές διαφορές μεταξύ του αρχικού μάγματος και του υλικού που αφομοιώνεται (Powell 1984).

Στη συνέχεια περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο προσομοιώθηκε αυτή η διαδικασία με βάση τις θεωρητικές εξισώσεις του DePaolo (1981).

Το έγκλεισμα P806 με το χαμηλότερο αρχικό ισοτοπικό λόγο Sr (0.70428) από όλα τα δείγματα, πρέπει να θεωρείται το λιγότερο εξελιγμένο δείγμα με περισσότερο μανδυακά χαρακτηριστικά και πιθανόν να αντιπροσώπευε το αρχικό μάγμα (Roberts 1994). Αυτό όμως δεν ισχύει για τους εξής λόγους: το έγκλεισμα αυτό φέρει πετρογραφικά χαρακτηριστικά του Bi Hbl

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Grd και υπάρχει βασικότερος πετρογραφικός τύπος (ομάδα των διοριτών). Επομένως εάν υποθέσουμε ότι αυτό το δείγμα αποτελεί το αρχικό μάγμα για τους τύπους Bi Hbl Grd και Bi Grd και ίσως Bi SnGr τότε θα πρέπει να θεωρήσουμε ότι υπάρχει ακόμη ένα μάγμα το οποίο δίνει τους διοριτικούς τύπους το οποίο όμως δεν φαίνεται να εξελίσσεται.

Επίσης ο SnGr παρουσιάζει χαμηλότερο αρχικό ισοτοπικό λόγο Sr σε σύγκριση με τον Bi Grd. Επομένως ο SnGr δεν μπορεί να έχει προέλθει από τον Bi Grd που εμφανίζεται περισσότερο εξελιγμένος ως προς το λόγο $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{235}$ (Neves and Mariano 1997, Visonà and Zanferrari 2000). Το γεγονός αυτό, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το πέτρωμα αυτό δεν έχει προέλθει από κάποια εξελικτική διαδικασία, π.χ. μέσω κάποιας διαδικασίας διαφοροποίησης αλλά αποτελεί ξεχωριστό τήγμα πετρωμάτων του φλοιού, πιθανόν παλαιότερο όπως εξηγήθηκε και παραπάνω (βλ. Κεφ 3.2.3,8,9).

Θεωρώντας λοιπόν ότι το αρχικό μάγμα αντιπροσωπεύεται από το δείγμα P15, που έχει το χαμηλότερο ποσοστό SiO_2, το χαμηλότερο λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$ και τον υψηλότερο λόγο $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ παρατηρούμε ότι δεν μπορεί να παραχθεί μια καμπύλη ή γραμμή που να εξηγεί όλα τα παραγόμενα μάγματα. Έτσι για τη διαδικασία εξέλιξης προτείνονται δύο αρχικά μάγματα. Ως αντιπροσωπευτικό δείγμα του πρώτου μάγματος επιλέχθηκε το δείγμα P15 της διοριτικής ομάδας το οποίο με βάση τα ιστολογικά και χημικά του χαρακτηριστικά δεν είναι σωρειτικό πέτρωμα και με βάση τα ισότοπα, είναι το λιγότερο εξελιγμένο πέτρωμα. Ως αντιπροσωπευτικό δείγμα του δεύτερου μάγματος επιλέχθηκε το δείγμα P602 επίσης της διοριτικής ομάδας δηλαδή παραπλήσιας χημικής σύστασης με το P15 αλλά διαφορετικής ισοτοπικής. Λόγω της διασποράς των δειγμάτων στα διάφορα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων για την ερμηνεία του μοντέλου εξέλιξης χρησιμοποιήθηκαν καμπύλες που καλύπτουν περιοχές (μαύρη AFC-1 και κόκκινη AFC-2 καμπύλη). Ως αντιπροσωπευτικό δείγμα υλικού που αφομοιώνεται από το πρώτο μάγμα χρησιμοποιήθηκε το δείγμα H4 και το δείγμα H1 αντίστοιχα για το δεύτερο μοντέλο. Τα δείγματα αυτά είναι υβριδικά και προέρχονται από τη θεωρητική ανάμειξη του δείγματος P904 που είναι γνεύσιος του δόμου του Κάρδαμου και του P511 που ανήκει στην ομάδα του SnGr, το οποίο θεωρείται μετα-συηνογρανίτης και αντιπροσωπεύει πέτρωμα του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ανώτερου ηπειρωτικού φλοιού (βλ. Κεφ. 3.2.3). Δηλαδή τα δύο αυτά μάγματα ουσιαστικά αφομοιώνουν τα προϋπάρχοντα πετρώματα που συναντούν. Η τιμή του λόγου r, του ρυθμού αφομοίωσης προς το ρυθμό κρυστάλλωσης, με βάση θερμοδυναμικά δεδομένα, δεν μπορεί να είναι μεγαλύτερη από 0,4 εκτός κι αν το μάγμα είναι υπέρθερμο και το περιβάλλον πέτρωμα έχει θερμοκρασία κοντά στη θερμοκρασία της στερεής φάσης (solidus) (De Paolo 1981, Christofides et al. 1998) και στη προκειμένη περίπτωση είναι 0,1 και 0,3 αντίστοιχα. Σ αυτό το σημείο θα πρέπει να τονίσουμε ότι η τιμή του ρυθμού κανονικά πρέπει να προκύπτει από τον ισοτοπικό λόγο Sr, αλλά λόγω του μη ασφαλούς υπολογισμού ικανοποιητικών αποτελεσμάτων από την ισοτοπική ανάλυση των δειγμάτων θα κάνουμε κάποιες εκτιμήσεις για την τιμή r. Το αποτέλεσμα της διαδικασίας εξέλιξης του πρώτου μοντέλου εξηγεί τον Bi-Hbl Grd, ενώ το δεύτερο μοντέλο εξηγεί τον Bi Grd.

Ο ολικός συντελεστής κατανομής D και το κλάσμα του υπολειμματικού τήγματος F προσδιορίστηκαν έτσι ώστε να προσομοιωθεί όλη η σειρά των πετρωμάτων. Οι υπόλοιπες παράμετροι, καθώς και τα ιχνοστοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο της προσομοίωσης της διαφοροποίησης δίνονται στον Πίνακα 7.4.2.

Οι ολικοί συντελεστές κατανομής που υπολογίστηκαν από τα μοντέλα AFC συμφωνούν με την κρυστάλλωση πλαγιοκλάστου + καλιούχου αστρίου + κεροστίλβης + βιοτίτη + απατίτη + ζιρκονίου + αλλανίτη + τιτανίτη + μαγνητίτη, όπως αυτή προσδιορίστηκε από τις μεταβολές των κυρίων στοιχείων, των ιχνοστοιχείων και των σπανίων γαιών. Οι καμπύλες AFC στα διαγράμματα του Σχήματος 7.4.1α έως μ αφορούν την πορεία εξέλιξης των υπολειμματικών υγρών (residual liquid). Οι αποκλίσεις που παρουσιάζουν αρκετά από τα δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους από τις καμπύλες αυτές πιθανότατα οφείλονται στο γεγονός ότι τα πετρώματα αυτά δεν αντιπροσωπεύουν καθαρά τήγματα αλλά είναι αποτέλεσμα μη τέλειου αποχωρισμού μεταξύ του υπολειμματικού υγρού και του κρυσταλλούμενου στερεού.

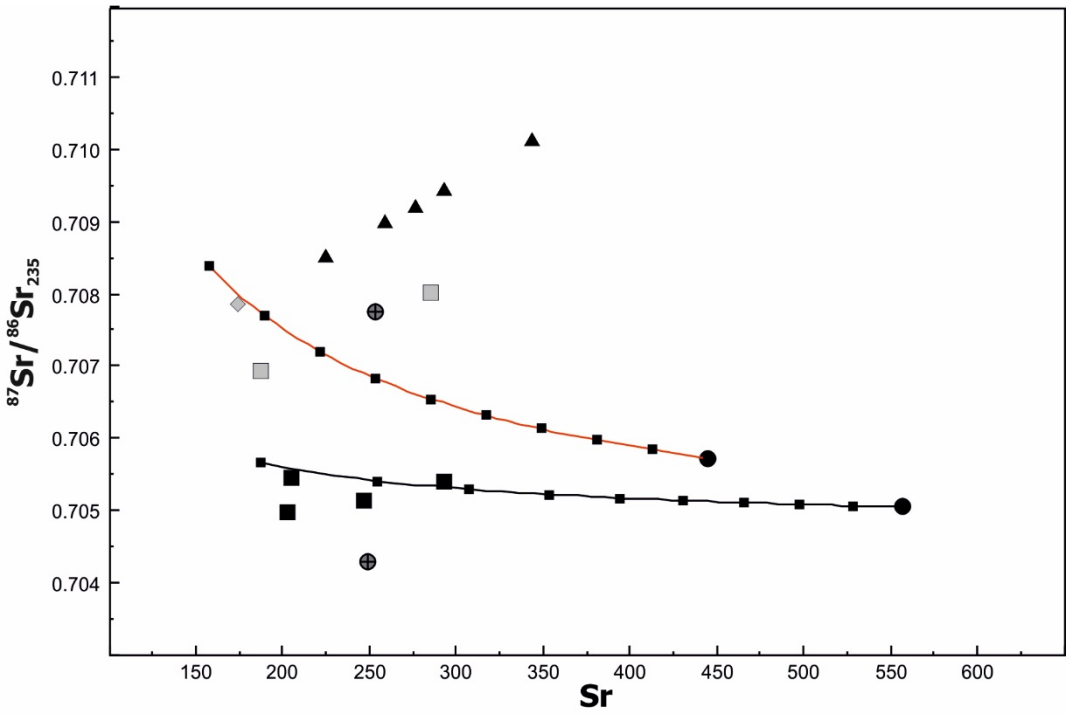
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 7.4.2. Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό των μοντέλων.

					D												
	Co	**CL**	**Ca**	**r**	**Srx**	**Nd**	**Yx**	**Rbx**	**Bax**	**Cex**	**Crx**	**Nix**	**Pbx**	**Nbx**	**Thx**	**Hfx**	**Tax**
AFC-1	P15	P903	H4	0.1	1.4	3.3	0.7	0.1	0.1	0.1	0.8	1.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1
AFC-2	P602	Bi-Grd	H1	0.3	1.4	2	0.9	0.7	0.9	1	1.1	1.2	1	0.8	0.65	0.9	0.75

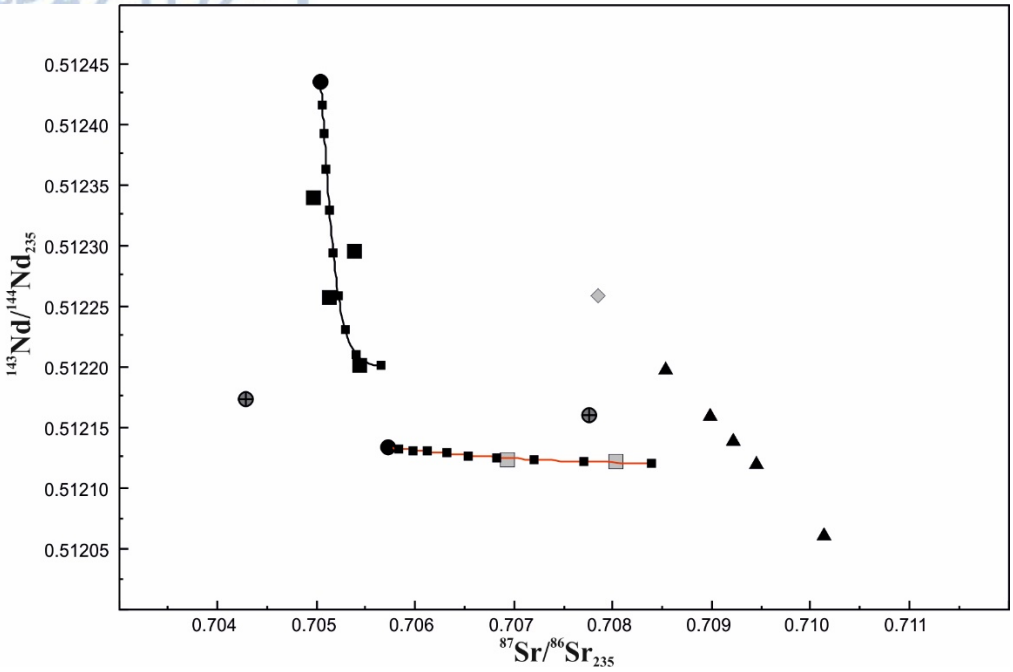
Co: συγκέντρωση αρχικού δείγματος, **CL**: συγκέντρωση τελικού δείγματος, **Ca**: συγκέντρωση δείγματος που αφομοιώνεται και **r:** ο ρυθμός μείξης προς το ρυθμό κρυστάλλωσης.



Σχήμα 7.4.1α. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$. Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

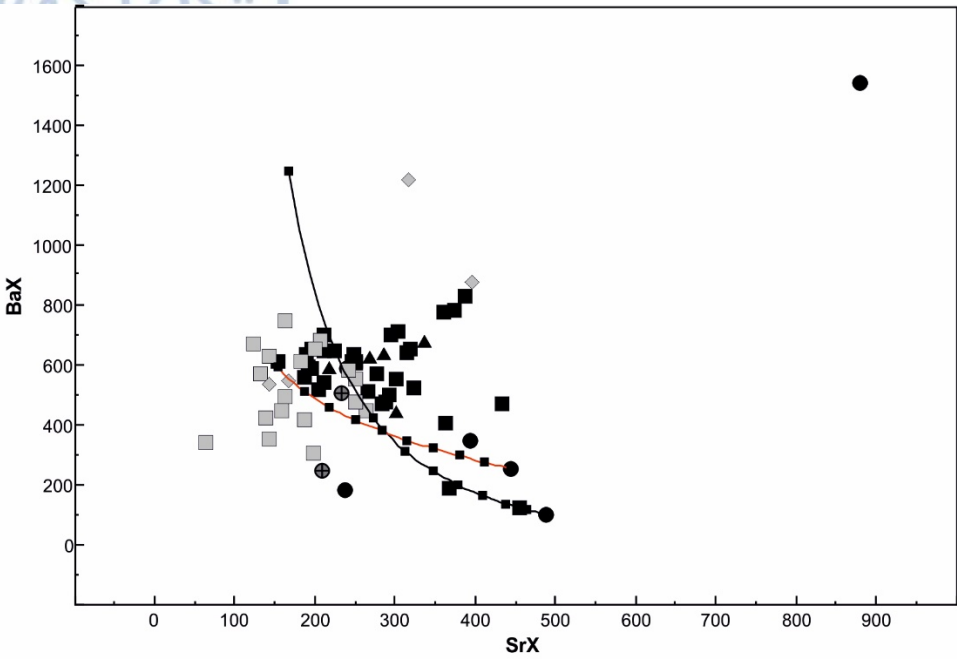
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



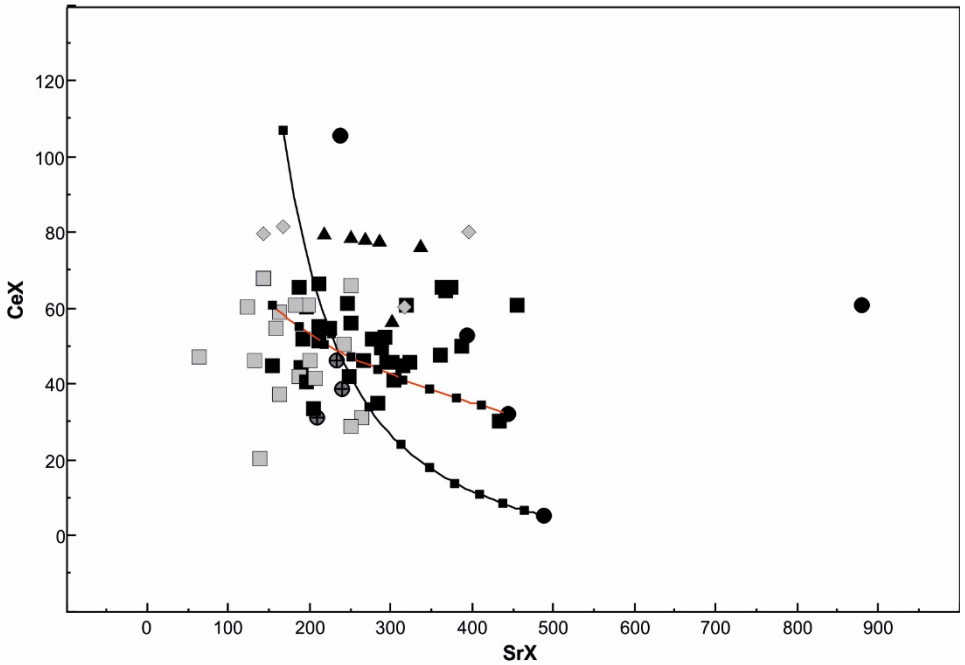
Σχήμα 7.4.1β. Προβολή των ιχνοστοιχείων $^{143}Nd/^{144}Nd_{235}$ ως προς $^{87}Sr/^{86}Sr_{235}$. Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 7.3.1α. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α



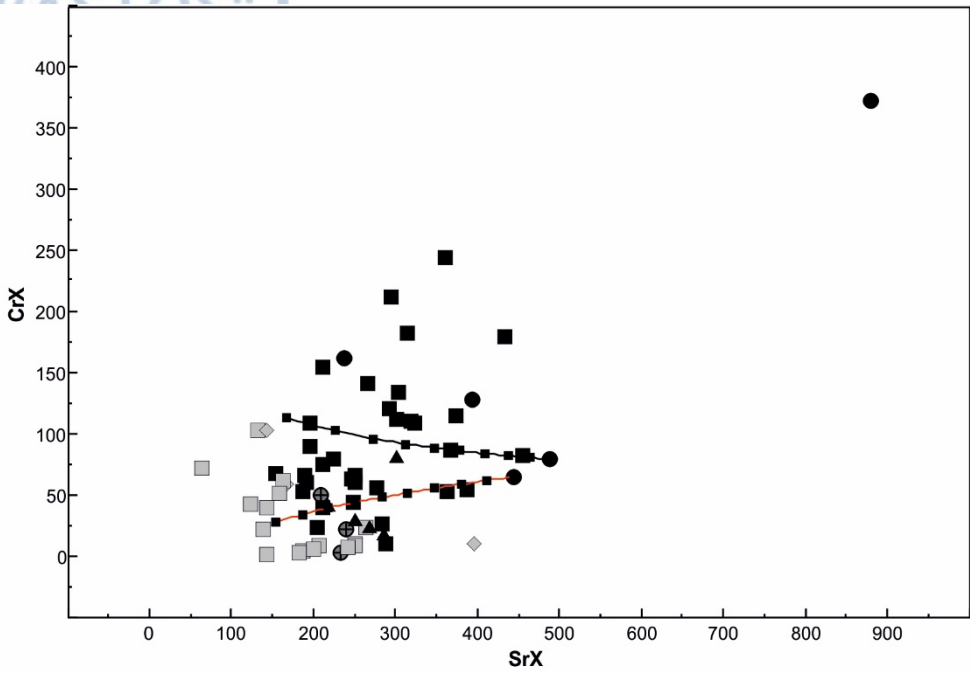
Σχήμα 7.4.1γ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Ba (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.



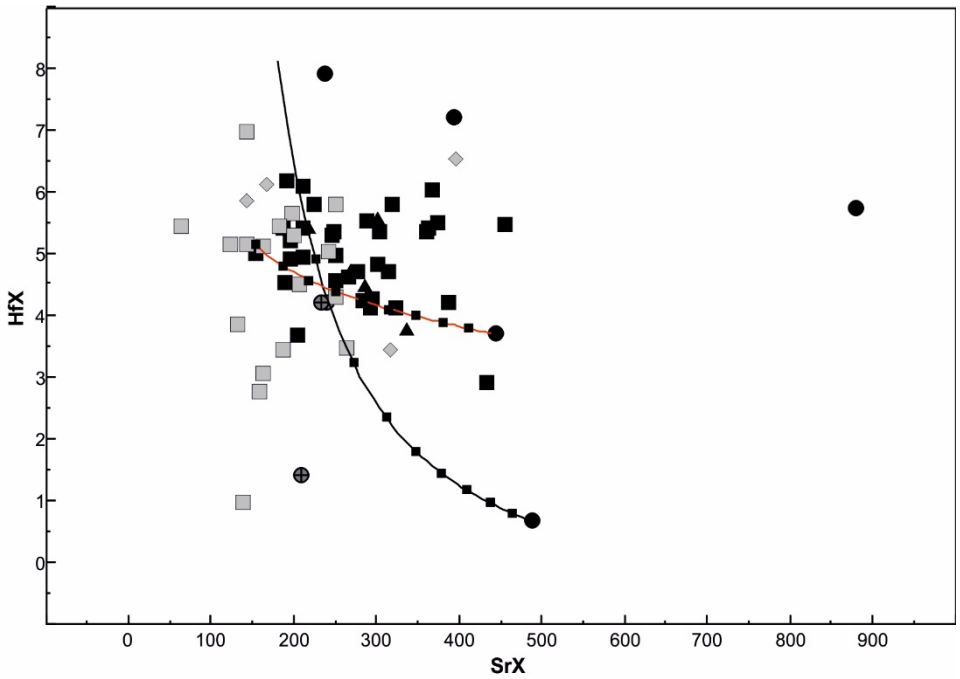
Σχήμα 7.4.1δ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Ce (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ
Τμήμα



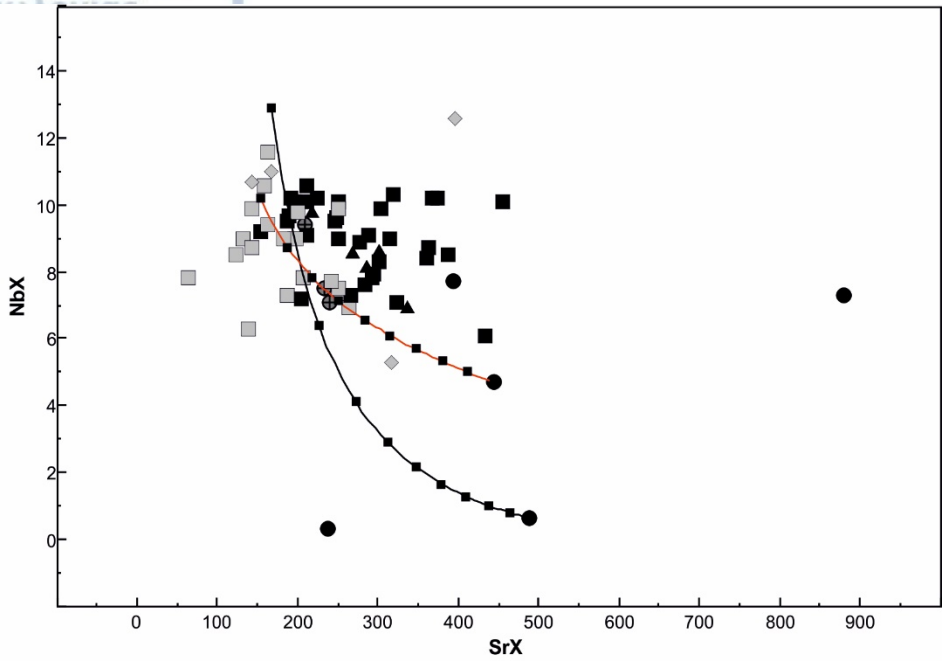
Σχήμα 7.4.1ε. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Cr (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.



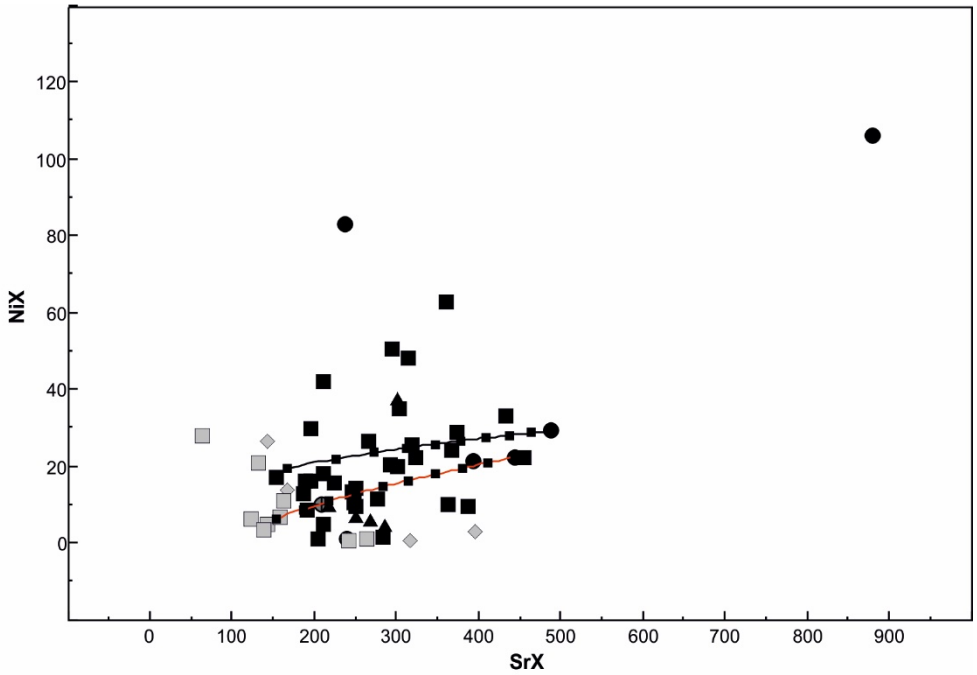
Σχήμα 7.4.1στ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Hf (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 7.4.1ζ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Nb (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

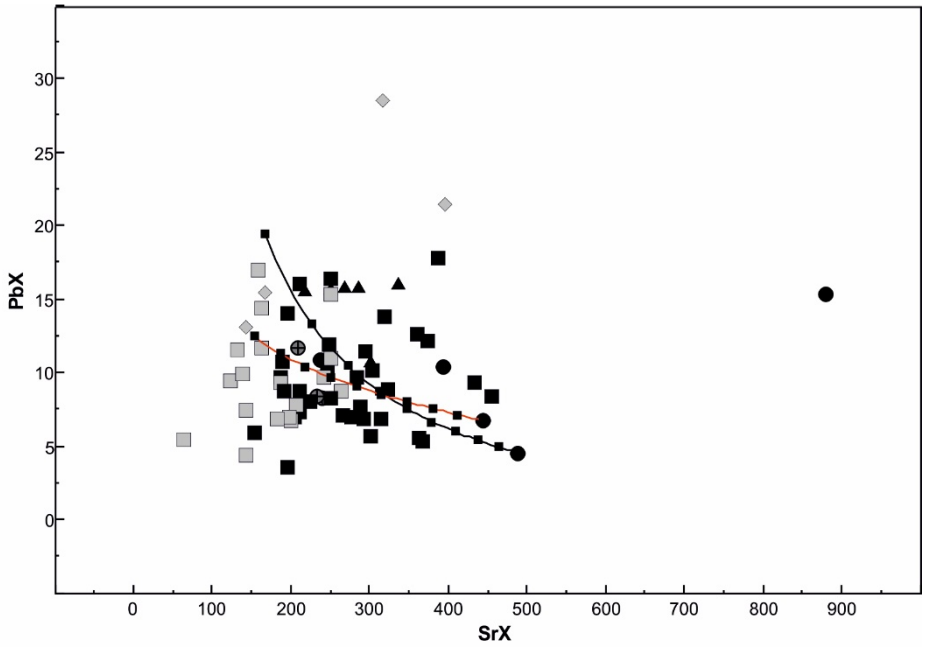


Σχήμα 7.4.1η. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Ni (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

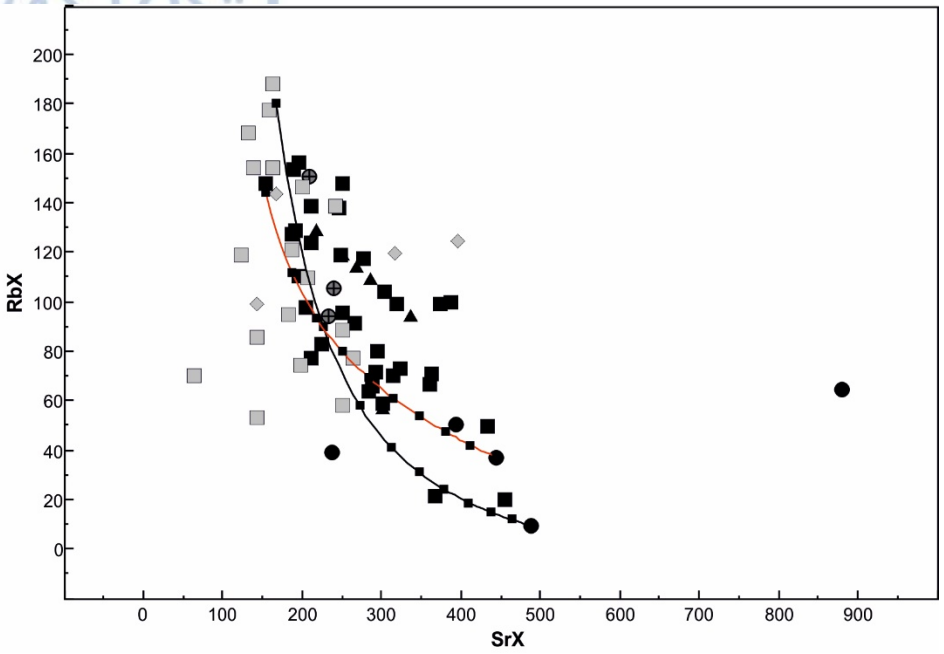
κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.



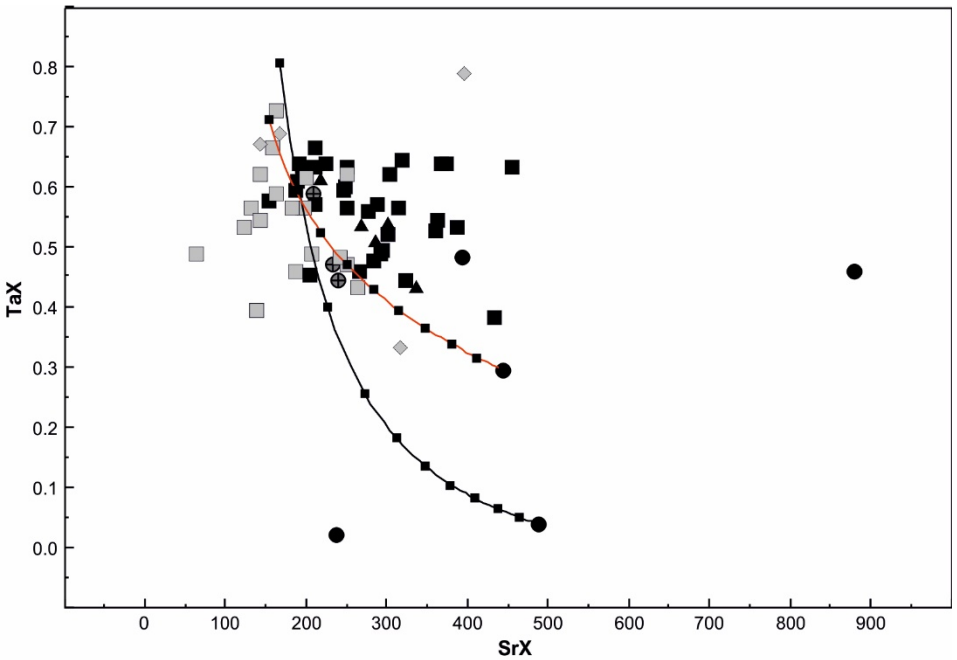
Σχήμα 7.4.1θ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Pb (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α



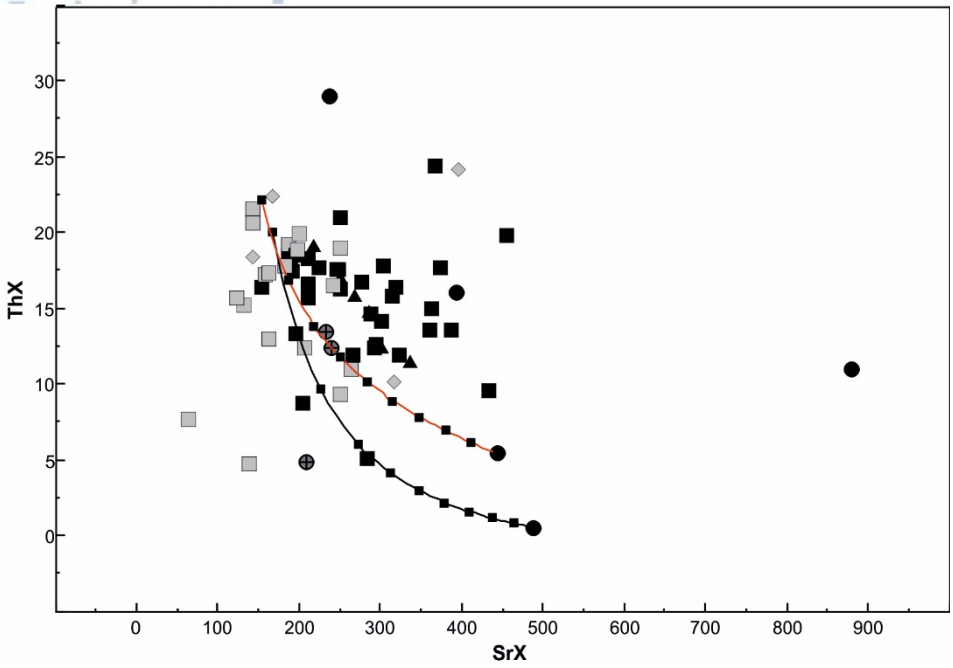
Σχήμα 7.4.1ι. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Rb (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.



Σχήμα 7.4.1κ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Ta (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

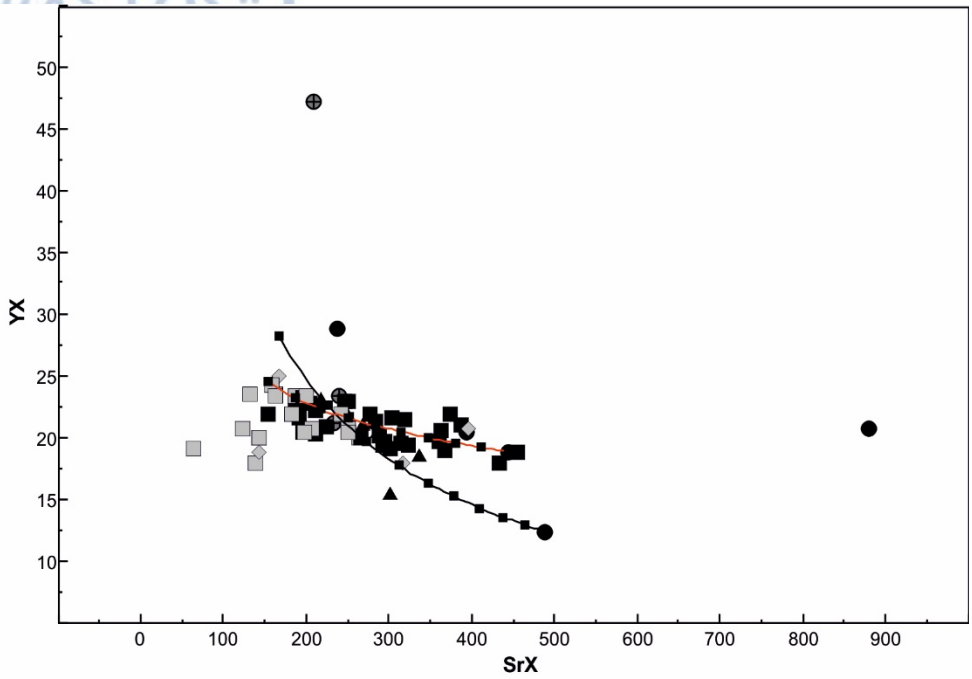
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 7.4.1λ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Th (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ
Τμήμα



Σχήμα 7.4.1μ. Προβολή των ιχνοστοιχείων Sr ως προς Y (X σύμβολο ανάλυσης από XRF). Οι καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις διαδικασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης μεταξύ βασικότερων και των οξινότερων δειγμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1. Μαύρη καμπύλη: AFC-1 και κόκκινη καμπύλη AFC-2

7.5 Συζητηση-Συμπεράσματα

Όπως προκύπτει από τις σχέσεις των πετρωμάτων στο ύπαιθρο, τα γεωχημικά και τα ισοτοπικά χαρακτηριστικά τους, η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους δε μπορεί να είναι μία απλή διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης.

Η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη, όπως διαπιστώνεται από τα ισότοπα και τα ιχνοστοιχεία, μπορεί να περιγραφεί με μία διαδικασία αφομοίωσης με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (AFC). Η διαδικασία αυτή επαληθεύεται και με τη θεωρητική προσομοίωση που γίνεται με βάση μαθηματικές εξισώσεις (De Paolo 1981).

Οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους ουσιαστικά είναι αποτέλεσμα αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης δύο διοριτικών μαγμάτων, που έχουν μικρές γεωχημικές διαφορές μεταξύ τους, με τα πετρώματα στα οποία διεισδύουν, δηλαδή στο γνεύσιο και στον μετα-SnGr. Το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μοντέλο που προτείνεται είναι μια πιθανή διαδικασία προσομοίωσης των συνθηκών δημιουργίας αυτού του μεγάλου μαγματικού όγκου, του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

8 ΗΛΙΚΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ

8.1 Γενικά

Βιβλιογραφικά δεν υπάρχει καμία αναφορά για την ηλικία του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Ηλικίες γειτονικών πετρωμάτων καθώς και παρόμοιων γρανιτοειδών που μελετήθηκαν κυρίως από Βούλγαρους ερευνητές (Peytcheva and Von Quadt 1995, Peytcheva et al. 1998, Krohe and Mposkos 2002, Marchev et al. 2003, Bonev et al. 2010) και αφορούν το δόμο του Kesebir-Κάρδαμος, δίνονται στο Κεφάλαιο 2.9. Στη διατριβή αυτή γίνεται προσπάθεια να χρονολογηθεί ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους με τη μέθοδο U-Pb σε κρυστάλλους ζιρκονίου.

Το ζιρκόνιο είναι ένα εξαιρετικά ανθεκτικό ορυκτό που μπορεί να παραμείνει αναλλοίωτο, ακόμη και αν το πέτρωμα που το φιλοξενεί, έχει μεταμορφωθεί, ή έχει τακεί ή έχει αποσαθρωθεί και μεταφερθεί μηχανικά. Επιπλέον, τα ποσοστά διάχυσης για πολλά στοιχεία που φιλοξενούνται στον κρύσταλλο του ζιρκονίου, είναι εξαιρετικά χαμηλά (Cherniak and Watson 2003). Συνεπώς, το ζιρκόνιο διατηρεί συνήθως την ηλικία και άλλες ισοτοπικές πληροφορίες ακόμη και όταν εκτίθεται σε μαγματικές θερμοκρασίες. Το χρονόμετρο U-Pb του ζιρκονίου είναι ένα μοναδικό εργαλείο καταγραφής των μεγάλων γεγονότων της δημιουργίας και την ανακύκλωσης των πετρωμάτων στο φλοιό της Γης. Έτσι, με την ανάπτυξη βελτιωμένων τεχνικών χρονολόγησης με μικροανάλυση, η μελέτη της χρονολόγησης του ζιρκονίου έχει γίνει απαραίτητη για την μελέτη της εξέλιξης του φλοιού της Γης. (π.χ., Fernandez-Suarez et al. 2006).

Ωστόσο, λόγω των εξαιρετικών φυσικών ιδιοτήτων του, είναι συχνά δύσκολο να συσχετίσουμε το ζιρκόνιο με τα υπόλοιπα ορυκτά της παραγένεσης είτε από άποψη υφής είτε αν είναι κληρονομημένο ή μαγματικό. Μάλιστα αυτή η συσχέτιση είναι ακόμα δυσκολότερη όταν το πέτρωμα έχει μεταμορφωθεί σε βαθμό άνω της αμφιβολιτικής φάσης (π.χ., Vavra et al. 1999).

Υψηλής ανάλυσης ιόντων μικροαναλυτές (SHRIMP, Secondary High-Resolution Ion Microprobe, ή Cameca IMS 1270/1280) είναι τα όργανα που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

επιλέγουμε για χρονολογήσεις που απαιτούν υψηλής ακρίβειας αναλύσεις και χρησιμοποιούνται σήμερα για την χρονολόγηση ορυκτών πλούσιων σε U. Τα σημεία που επιλέγονται πάνω στον κρύσταλλο του ουρανιούχου ορυκτού μπορούν να έχουν διάμετρο από 10 έως 40 μm. Το ορυκτό που επιλέγεται κατά κανόνα για γεωχρονολόγηση πετρωμάτων και κυρίως πυριγενών και μεταμορφωμένων είναι το ζιρκόνιο. Εκτός όμως από το ζιρκόνιο ένα πλήθος από άλλα ορυκτά μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εύρεση ηλικίας ενός πετρώματος. Τέτοια ορυκτά είναι το διαμάντι, ο μοναζίτης, ο τιτανίτης, ο αλλανίτης, ο απατίτης, και ο περοβσκίτης (π.χ., Kinny and Friend 1997, Kinny et al. 1997, Whitehouse et al. 1997, Hacker et al. 1998, Williams 1998, Sano et al. 1999, Catlos et al. 2000, Wingate and Compston 2000, Stern and Berman 2000, Rasmussen et al. 2001, Aleinikoff et al. 2002).

Μία εναλλακτική προσέγγιση για τον προσδιορισμό της ηλικίας μέσω κάποιας ορυκτής φάσης, περιλαμβάνει τη χρήση της μεθόδου της φασματομετρίας μάζας επαγωγικά συζευγμένου πλάσματος με λέιζερ (LA-ICP-MS, Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Αρκετές μελέτες (π.χ., Horn et al. 2000, Li et al. 2001, Kosler et al. 2002, Jeffries et al. 2003, Tiepolo 2003, Jackson et al. 2004, Chang et al. 2006) έχουν δείξει ότι η LA-ICP-MS μπορεί να προσφέρει αναλύσεις U-Pb από ζιρκόνια με μεγάλη ακρίβεια και μάλιστα πολύ κοντά στα αποτελέσματα που θα έδιναν οι αναλύσεις με τη μέθοδο SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry, φασματοσκοπία μάζας δευτερογενών ιόντων). Επίσης έχει το πλεονέκτημα ότι είναι μια λιγότερο δαπανηρή τεχνική και με βραχύτερους χρόνους ανάλυσης. Στο πρόσφατο παρελθόν, αναλύσεις U-Pb με τη μέθοδο LA-ICP-MS έχουν εφαρμοστεί με επιτυχία, εκτός του ζιρκονίου, και σε άλλα πλούσια σε U ορυκτά όπως ο μοναζίτης, ο αλλανίτης, ο τιτανίτης και ο περοβσκίτης (π.χ., Kosler et al. 2001, Cox et al. 2003, Cox and Wilton 2006, Storey et al. 2006, Paquette and Tiepolo 2007).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

8.2. Προσδιορισμός της ηλικίας του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με τη μέθοδο ραδιοχρονολόγησης U/Pb.

8.2.1 Εξαγωγή ζιρκονίων

Η εξαγωγή ζιρκονίων από ένα πέτρωμα είναι μια χρονοβόρα και εξιδεικευμένη διαδικασία. Η επιλογή των πετρωμάτων για την εξαγωγή ζιρκονίων έγινε πρώτα με βάση τον πετρογραφικό τύπο, έπειτα με τη συχνότητα εμφάνισης του πετρογραφικού τύπου στον πλουτωνικό όγκο και τέλος με βάση τη γεωγραφική κατανομή των δειγμάτων. Έτσι επιλέχθηκαν 4 δείγματα (P511, P602, P702 και P903, βλ. Πιν. 3.1.1, 4.1.2.1.1, 4.2.2.2.1, 4.3.1.2.1, 4.3.1.2.1, 4.5.1, 4.6.1, 4.9.1, 5.2.1, 5.4.5.1, 5.5.3.1), από τα οποία συλλέχθηκαν επιπλέον ποσότητες, έτσι ώστε το κάθε δείγμα να είναι περίπου 30 Kg.

Αρχικά τα δείγματα θραύτηκαν σε μικρότερα κομμάτια μεγέθους γροθιάς για να γίνει η επιλογή των καθαρών και φρέσκων θραυσμάτων. Η ποσότητα που παίρνουμε από αυτή τη διαδικασία είναι περίπου 10 Kg (περίπου το 1/3 της αρχικής). Τα θραύσματα αυτά, έπειτα, περνούν από μηχανικό σπαστήρα για να επιτευχθεί το μέγεθος χαλικιού (7-10 mm). Στη συνέχεια γίνεται κοκκοποίηση των χαλικιών του κάθε δείγματος. Ακολουθεί πλύσιμο του δείγματος για την απομάκρυνση του κλάσματος παιπάλης. Η διαδικασία του πλυσίματος γίνεται με αργή ροή του νερού έτσι ώστε να αποφευχθεί να χαθούν κόκκοι που μπορεί να χρησιμοποιηθούν. Έπειτα σε κόσκινα γίνεται η επιλογή του κλάσματος 100 ή 63 -250 μm. Η επιλογή του κλάσματος που θα παρθεί, καθώς και η ρύθμιση του κοκκοποιητή, που προαναφέρθηκε, γίνεται κατόπιν παρατήρησης των κρυστάλλων ζιρκονίου από τις λεπτές τομές, όπου και διαπιστώνεται το μέσο, ελάχιστο και μέγιστο μέγεθος των κρυστάλλων του ζιρκονίου. Από αυτό το σημείο και έπειτα προσπαθούμε να αφαιρέσουμε ορυκτά με διάφορα μέσα ούτως ώστε να καταλήξουμε σ' ένα κλάσμα εμπλουτισμένο σε κρυστάλλους ζιρκονίου. Έτσι, το πρώτο ορυκτό που μπορεί πολύ εύκολα να απομακρυνθεί είναι μαγνητίτης. Αυτό επιτυγχάνεται απλώνοντας το κλάσμα της άμμου που έχει δημιουργηθεί σε μια επιφάνεια και με έναν απλό μαγνήτη απομακρύνουμε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

το μαγνητίτη σαρώνοντας την επιφάνεια αυτή. Η απομάκρυνση του βιοτίτη γίνεται με τη δονούμενη τράπεζα. Στη συνέχεια με μαγνητικό διαχωριστή διαχωρίζονται τα υπόλοιπα φεμικά και ο βιοτίτητς που τυχόν έχει απομείνει από τα σαλικά ορυκτά. Το κλάσμα των σαλικών ορυκτών που μένει περνά από βαρύ διάλυμα μεθυλοϊωδιδίου (CH_2I_2), με ειδικό βάρος 3.6. Έτσι απομακρύνονται ο χαλαζίας και οι άστριοι και η πολύ μικρή ποσότητα που μένει είναι εμπλουτισμένη σε ζιρκόνιο που έχει ειδικό βάρος έως 4.6. Τέλος ακολουθεί η επιλογή των κρυστάλλων ζιρκονίου που θα μελετηθούν με τη βοήθεια στερεοσκοπίου. Οι κρύσταλλοι που επιλέγονται πρέπει να είναι όσο το δυνατό γίνεται ιδιόμορφοι και να μην έχουν εγκλείσματα. Τα επιλεγμένα ζιρκόνια τοποθετούνται πάνω σε τεφλόν για την παρασκευή στιλπνής τομής και χαρτογραφούνται (Φωτ. 8.2.1.1, 8.2.1.2 και 8.2.1.3, Παράρτημα 13Β).

8.2.2 Μεθοδολογία

Οι Kosler et al. (2001) περιγράφουν πλήρως την τεχνική LA-ICP-MS για χρονολόγηση U-Th-Pb που χρησιμοποιεί ένα διάλυμα Tl/233U ως πρότυπο και μια μαθηματική επεξεργασία του χρόνου με τα ισοτοπικά σήματα (σημείο τομής της μεθόδου των Sylvester and Ghaderi 1997).

Αρχικά τα δείγματα εξετάζονται με τη μέθοδο της καθοδοφωταύγειας για να παρατηρηθούν πιθανά εγκλείσματα, σπασίματα και η ζώνωση που μπορεί να έχουν και φωτογραφίζονται για να επιλεγεί το σημείο ή τα σημεία στα οποία θα πέσει η δέσμη του λέιζερ (Φωτ. 8.2.2.1, Παράρτημα 13Β).

Η προετοιμασία των δειγμάτων καθώς και των δειγμάτων αναφοράς ακολουθεί τα εξής βήματα: τοποθέτηση σε ταινία διπλής όψεως, εγκιβωτισμός σε εποξική ρητίνη και λείανση με πάστα διαμαντιού 1 μm. Με την λείανση απομακρύνεται ο άνθρακας που χρησιμοποιήθηκε στην καθοδοφωταύγεια. Τέλος τα δείγματα πλένονται με καθαρή αιθανόλη. Μετά από αυτή την προετοιμασία τα ζιρκόνια διαθέτουν επιφάνειες κατάλληλες για LA-ICP-MS ανάλυση.

Οι αναλύσεις των ζιρκονίων πραγματοποιήθηκαν στο Τμήμα Γεωεπιστημών του Πανεπιστημίου της Περούτζια. Πιο συγκεκριμένα το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αναλυτικό όργανο που χρησιμοποιήθηκε ήταν Thermo Electron X7 (Thermo Electron Corporation, Waltham, USA) ICP-MS συζευγμένο με ένα New Wave UP213 (UK) και τη βοήθεια τριών γεννητριών για την επίτευξη των 213 nm μήκους κύματος της ακτίνας του λέιζερ. Η ευαισθησία του οργάνου είναι 6X107 κρούσεις ανά δευτερόλεπτο (cps) για 1 μg/ml. Η διάμετρος της δέσμης άρα και η επιφάνεια του δείγματος που αναλύεται είναι 20 μm.

Η επεξεργασία δεδομένων πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας το λογισμικό GEMOC-developed GLITTER (Van Achterbergh et al. 2001). Οι αναλογίες των ισοτόπων μελετήθηκαν προσεκτικά, ώστε να αποκλειστεί από υπολογισμούς ηλικία τμημάτων του σήματος που αποκλίνουν από ένα επίπεδο προφίλ. Οι αναλύσεις U-Pb είχαν βαθμονομηθεί σε σχέση με το πρότυπο ζιρκόνιο 91500 (Wiedenbeck et al. 1995) το οποίο χρησιμοποιείται ευρέως ως RM (Reference Materials, πιστοποιημένα υλικά αναφοράς, δηλαδή πρότυπα που χρησιμοποιούνται για τον έλεγχο της ποιότητας και της μετρολογικής ανιχνευσιμότητας, και για την επικύρωση των αναλυτικών μεθόδων μέτρησης ή για τη βαθμονόμηση των οργάνων) σε πολλά εργαστήρια. Για την απεικόνιση των διαγραμμάτων (Wetherill 1956, Tera and Wasserburg 1972) χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πρόγραμμα Isoplot / Ex 3.00 (Ludwig 2003). Περισσότερες αναλυτικές λεπτομέρειες παρέχονται στη δημοσίευση των Alagna et al. (2008).

8.2.3. Αποτελέσματα

Στις εικόνες που λήφθηκαν από τη μέθοδο της καθοδοφωταύγειας διαπιστώνεται ότι όλοι οι εξεταζόμενοι κρύσταλλοι είναι ιδιόμορφοι έως υπιδιόμορφοι. Οι περισσότεροι κρύσταλλοι ζιρκονίου των δειγμάτων P903 και P702 δείχνουν σαφή μαγματική προέλευση λόγω της ζωνώδους δομής στην περιφέρεια των κρυστάλλων, ενώ οι κρύσταλλοι ζιρκονίων του δείγματος P602 αποτελούνται κυρίως από έναν ιδιόμορφο πυρήνα με μικρές φωτεινές υπερπλασίες στην περιφέρεια (Σχήμα 8.2.3.1A). Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι όλοι οι κρύσταλλοι ζιρκονίου απ' όλα τα εξεταζόμενα δείγματα φέρουν εγκλείσματα και μάλιστα σε μεγάλο βαθμό. Τα χαρακτηριστικά αυτά

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αντικατοπτρίζουν σημαντικές αλλαγές στα μάγματα κατά την κρυστάλλωση ή την μερική τήξη της αρχικής πηγής. Τέτοια χαρακτηριστικά έχουν παρατηρηθεί σε πολλά πλουτωνικά σώματα, που αποτελούνται από πολλούς πετρογραφικούς τύπους οι οποίοι προέρχονται από διάφορα μειγνυόμενα μάγματα καθώς και από προσφορά νέου μάγματος στο σύστημα (π.χ. Gagnevin et al. 2010, Lagnone et al. 2014). Δυστυχώς τέτοιες υφές ζιρκονίων εμποδίζουν σημαντικά μια ολοκληρωμένη μελέτη από τον πυρήνα του κρυστάλλου προς την περιφέρεια.

Οι ισοτοπικές αναλύσεις καθώς και οι ηλικίες των ζιρκονίων δίνονται στον Πίνακα 8.2.3.1 και παρουσιάζονται στα Σχήματα 8.2.3.1A έως C. Στα αποτελέσματα δεν εφαρμόστηκε η διόρθωση Pb, διότι το ^{204}Pb δεν μπορεί να μετρηθεί με τη χρήση τετραπολικού μηχανήματος ICP (π.χ. Horstwood et al. 2003). Πιθανές ηλικίες έχουν υπολογιστεί με το πρόγραμμα Isoplot / Ex 3.0. «Ασύμφωνα» δεδομένα που αναφέρονται στο Πίνακα 8.2.3.1 με * δεν ελήφθησαν υπόψη λόγω αμφίβολης ερμηνείας. Όλα τα υπόλοιπα στοιχεία εμφανίζουν μια μεγάλη διασπορά ηλικίας με τη μέγιστη συχνότητα στη Μέση Τριαδική Ηλικία. Κάποιες από τις αναλύσεις έχουν πολύ καλή συσχέτιση αλλά η πιθανότητα συμφωνίας είναι σε αρκετά χαμηλό επίπεδο. Αυτό μπορεί να εξαρτάται από την παρουσία «κοινού» Pb ή από τη μείξη διάφορων τομέων του κρυστάλλου του ζιρκονίου λόγω του εύρους της δέσμης. Στη συνέχεια λαμβάνονται υπόψη μόνο οι αναλύσεις με πιθανότητα αντιστοιχίας >50% οι οποίες και θεωρούνται αξιόπιστες.

Το δείγμα P602 που ανήκει στην ομάδα των διοριτών χαρακτηρίζεται από πρισματικούς κρυστάλλους ζιρκονίων που περιέχουν πολλά εγκλείσματα κυρίως στις περιφέρειες αυτών, αναστέλλοντας έτσι την σωστή εξαγωγή αποτελεσμάτων από τις περιφέρειες. Δώδεκα «συγκλίνουσες» αναλύσεις U-Pb πάρθηκαν από δώδεκα ευδιάκριτους κόκκους ζιρκονίων του δείγματος P602 οι οποίες έδωσαν 4 ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας <50% και οκτώ «σύμφωνες» ηλικίες που κυμαίνονται από 235±10 έως 251±12 εκατομμύρια χρόνια (Ma). Αυτές μπορούν να υποδιαιρεθούν σε δύο σημαντικές συστάδες (Σχήμα 8.2.3.1A2,3) δίνοντας ηλικίες 239±5 και 250±7 Ma με MSWD 0.23 και 0.34 αντίστοιχα. Τα τρία σημεία που έχουν δώσει τις μεγαλύτερες ηλικίες για το δείγμα P602 πάρθηκαν από τον πυρήνα δύο μόνο κρυστάλλων και αναφέρονται

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

στον Πίνακα 8.2.3.1. Η σχετική συχνότητα του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας (Σχήμα 8.2.3.1Α4) αντανακλά σε δύο επεισόδια ανάπτυξης των κρυστάλλων ζιρκονίου του εξεταζόμενου δείγματος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

			Δεδομένα για Tera-Wasserburg[1]			Δεδομένα για Wetherill[1]						Ηλικίες (Ma)[2]					
Δείγμα	Zrn	Θέση	$^{238}U/^{206}Pb$	1s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1s %	$^{207}Pb/^{235}U$	1s %	$^{206}Pb/^{238}U$	1s %	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2s abs	$^{206}Pb/^{238}U$	2s abs	$^{207}Pb/^{235}U$	2s abs	Σύμφωνη ηλικία	2s abs	Πιθανότητα σύμφωνης ηλικίας
P602	10	Πυρ	28.2	3.5	0.08013	0.71	0.392	3.5	0.0355	0.1	0.32	225	6	336	30	1200	107	-		
P602	13	Πυρ	26.0	2.2	0.05270	0.40	0.280	2.2	0.0385	0.1	0.30	243	6	250	19	316	24	243	11	0.67
P602	15	Πυρ	25.8	2.2	0.05069	0.41	0.271	2.2	0.0388	0.1	0.29	245	6	244	20	227	19	245	12	0.92
P602	15	Πυρ	25.2	2.4	0.05165	0.44	0.283	2.4	0.0397	0.1	0.29	251	6	253	22	270	23	251	12	0.92
P602	18	Πυρ	26.9	1.8	0.05294	0.35	0.271	1.8	0.0372	0.1	0.33	235	5	244	17	326	21	235	10	0.54
P602	19	Πυρ	25.3	2.4	0.05380	0.43	0.294	2.4	0.0396	0.1	0.30	250	6	262	21	363	29	250	12	0.54
P602	20	Πυρ	26.5	1.7	0.05739	0.31	0.299	1.7	0.0377	0.1	0.38	239	5	265	15	506	27	239	140	0.03
P602	22	Πυρ	27.4	2.0	0.05337	0.38	0.269	2.0	0.0365	0.1	0.32	231	5	242	18	345	24	231	10	0.48
P602	22	Πυρ	25.3	2.2	0.05229	0.40	0.285	2.2	0.0395	0.1	0.31	250	6	254	20	298	23	250	12	0.77
P602	24	Πυρ	27.3	1.8	0.05480	0.34	0.277	1.8	0.0367	0.1	0.34	232	5	249	16	404	25	232	10	0.22
P602	25	Περ	26.5	1.9	0.04920	0.36	0.256	1.9	0.0377	0.1	0.31	239	6	232	17	157	11	239	11	0.61
P602	28	Περ	26.8	1.8	0.05276	0.34	0.271	1.8	0.0373	0.1	0.34	236	5	244	16	318	20	236	10	0.57
P602	29	Πυρ	28.4	2.4	0.05733	0.49	0.279	2.4	0.0352	0.1	0.30	223	6	250	21	504	43	223	11	0.15
P702	3	Πυρ	28.2	1.7	0.05292	0.34	0.258	1.7	0.0355	0.1	0.35	225	5	233	16	325	21	225	10	0.51
P702	4	Πυρ	27.4	2.0	0.05236	0.39	0.264	2.0	0.0365	0.1	0.31	231	5	238	18	301	22	231	11	0.18
P702	4	Περ	29.0	1.3	0.04979	0.25	0.237	1.3	0.0345	0.1	0.38	219	4	216	12	185	9	219	9	0.77
P702	5	Περ	27.3	2.5	0.07932	0.48	0.400	2.5	0.0366	0.1	0.39	232	6	342	21	1180	72	-		
P702	5	Πυρ	26.7	1.4	0.05328	0.26	0.276	1.4	0.0375	0.1	0.40	237	5	247	13	341	16	237	10	0.35
P702	6	Περ	26.6	1.5	0.05190	0.27	0.269	1.5	0.0377	0.1	0.37	238	5	242	13	281	14	238	10	0.71
P702	8	Περ	27.2	0.9	0.05108	0.15	0.259	0.9	0.0368	0.1	0.52	233	4	234	8	244	7	233	8	0.86
P702	9	Πυρ	26.6	1.8	0.05435	0.34	0.281	1.8	0.0376	0.1	0.34	238	5	252	16	385	24	238	10	0.30
P702	10	Πυρ	6.3	73.7	0.74189	3.58	16.141	73.7	0.1578	0.6	0.79	945	34	2885	132	4814	232	-		
P702	11	Πυρ	8.5	69.1	0.70033	4.93	11.357	69.1	0.1176	0.6	0.81	717	35	2553	155	4731	333	-		
P702	12	Πυρ	27.1	1.9	0.05195	0.36	0.263	1.9	0.0369	0.1	0.34	233	6	237	17	283	20	233	11	0.78
P702	17	Πυρ	27.1	1.3	0.05112	0.23	0.260	1.3	0.0369	0.1	0.41	234	5	235	11	246	11	234	9	0.90
P702	20	Πυρ	27.2	1.6	0.05425	0.30	0.275	1.6	0.0367	0.1	0.37	233	5	247	14	381	21	233	10	0.24
P702	21	Περ	26.5	1.4	0.05070	0.26	0.264	1.4	0.0377	0.1	0.38	239	5	238	13	227	12	239	10	0.92
P702	23	Πυρ	27.4	1.5	0.05123	0.28	0.258	1.5	0.0365	0.1	0.36	231	5	233	13	251	14	231	10	0.87
P702	26	Πυρ	26.0	1.4	0.05196	0.25	0.275	1.4	0.0385	0.1	0.40	243	5	247	13	284	14	243	10	0.72
P702	27	Περ	22.3	1.5	0.05313	0.23	0.329	1.5	0.0449	0.1	0.42	283	6	289	14	334	14	283	11	0.60
P702	27	Πυρ	21.9	1.7	0.05182	0.25	0.326	1.7	0.0456	0.1	0.39	287	6	286	15	278	13	287	11	0.93
P702	25	Πυρ	26.5	2.1	0.05975	0.39	0.310	2.1	0.0377	0.1	0.34	239	5	275	18	594	38	-		

Πίνακας 8.2.3.1. Ισοτοπικές αναλύσεις LA-ICP-MS U-Pb και υπολογισμένες ηλικίες για τα δείγματα P702, P602 και P903. [1] Δεδομένα χωρίς διόρθωση για κοινό Pb. [2] Πιθανότητα συμφωνίας υπολογισμένη με Isoplot/Ex3.00

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

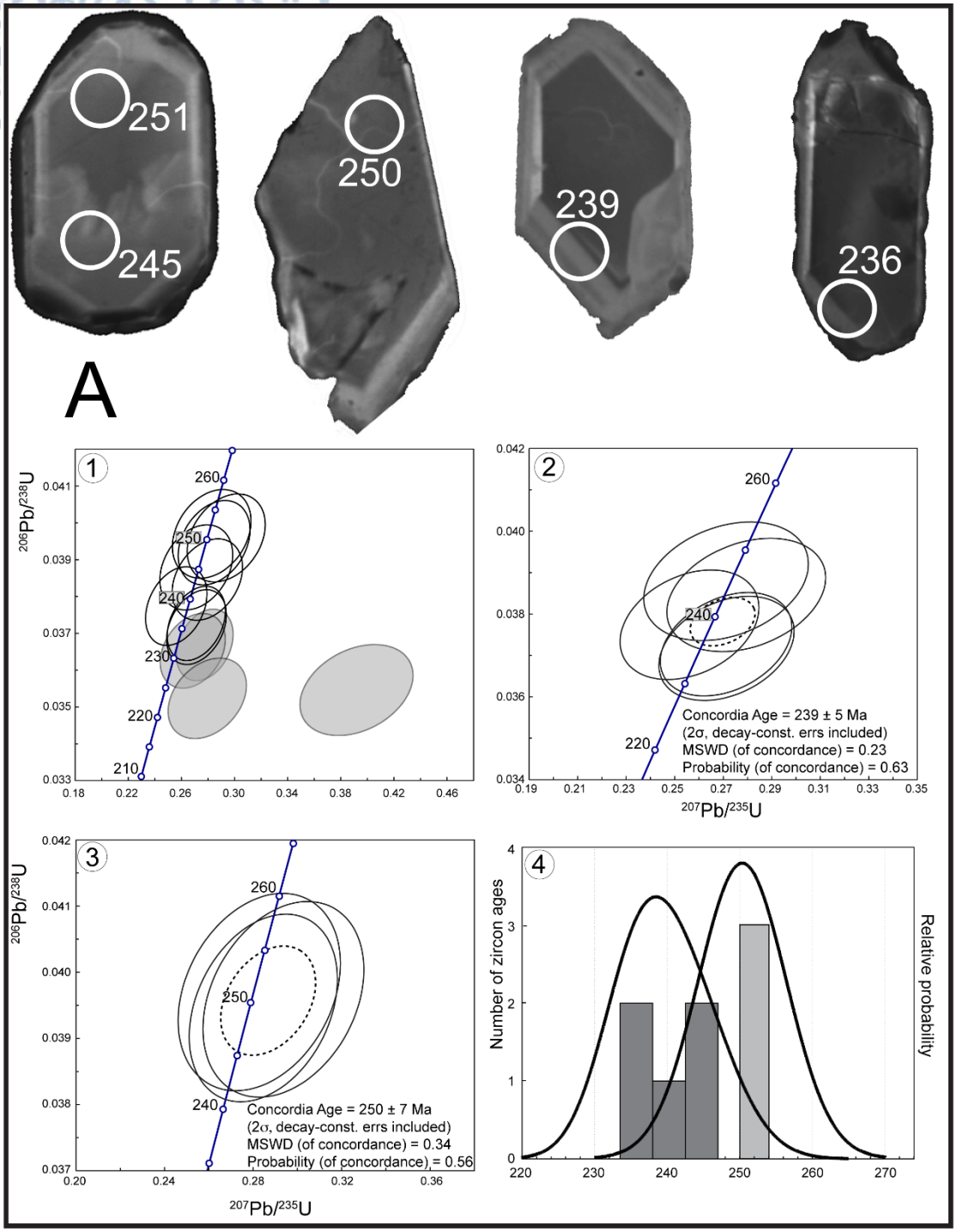
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

			Δεδομένα για Tera-Wasserburg[1]				Δεδομένα για Wetherill[1]					Ηλικίες (Ma)[2]						
Δείγμα	Zrn	Θέση	$^{238}U/^{206}Pb$	1s %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1s %	$^{207}Pb/^{235}U$	1s %	$^{206}Pb/^{238}U$	1s %	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2s abs	$^{206}Pb/^{238}U$	2s abs	$^{207}Pb/^{235}U$	2s abs	Συμφωνη ηλικια	2s abs	Πιθανότητα συμφωνης ηλικίας
P903	2	Πυρ	27.1	3.9	0.05399	0.79	0.274	3.9	0.0369	0.1	0.34	297	8	272	29	65	269	233	15	0.67
P903	5	Περ	26.2	4.3	0.04956	0.83	0.261	4.3	0.0382	0.1	0.30	242	8	235	34	175	349	242	16	0.85
P903	7	Πυρ	28.7	2.1	0.05414	0.44	0.260	2.1	0.0348	0.1	0.46	220	5	234	17	377	173	220	9	0.36
P903	9	Περ	28.6	3.2	0.05114	0.67	0.247	3.2	0.0350	0.1	0.35	222	6	224	26	247	277	220	9	0.36
P903	9	Πυρ	27.3	4.3	0.04989	0.86	0.252	4.3	0.0366	0.1	0.30	232	8	228	35	190	359	232	16	0.91
P903	12	Πυρ	25.5	3.3	0.04738	0.63	0.256	3.3	0.0391	0.1	0.35	248	7	231	27	68	290	248	14	0.52
P903	13	Πυρ	26.7	4.7	0.05175	0.93	0.267	4.7	0.0374	0.1	0.30	237	9	240	38	274	365	237	18	0.92
P903	15	Πυρ	27.7	4.0	0.04978	0.82	0.248	4.0	0.0361	0.1	0.31	229	8	225	33	185	343	229	16	0.90
P903	15	Περ	25.6	2.3	0.04897	0.44	0.263	2.3	0.0390	0.1	0.43	247	5	238	19	146	197	247	11	0.58
P903	17	Πυρ	21.2	3.7	0.04732	0.58	0.308	3.7	0.0472	0.1	0.37	233	8	246	31	371	298	298	16	0.35
91500	Std		5.6	0.3	0.07452	0.23	1.847	6.82	0.1798	0.3	0.51	1055	33	1066	20	1062	39			
91500	Std		5.6	0.3	0.07529	0.23	1.854	6.88	0.1786	0.3	0.51	1076	34	1059	20	1065	40			
TEM II	Std		15.7	0.1	0.05564	0.32	0.488	2.80	0.0637	0.1	0.54	438	13	398	7	404	19			
TEM II	Std		15.2	0.1	0.05610	0.38	0.509	3.39	0.0659	0.1	0.51	456	14	411	8	418	23			
R33	Std		15.5	2.2	0.05470	0.23	0.486	2.23	0.0644	0.1	0.44	403	8	402	18	400	17	403	16	0.98
R33	Std		15.1	2.3	0.05342	0.23	0.486	2.3	0.0660	0.1	0.43	412	8	402	19	347	15	412	16	0.49

Πίνακας 8.2.3.1. Συνέχεια.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 8.2.3.1Α. Εικόνες καθοδοφωταύγειας, U-Pb διαγράμματα και διάγραμμα έντασης του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας των αντιπροσωπευτικών ζιρκονίων από το δείγμα P602 του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Οι κύκλοι στις φωτογραφίες καθοδοφωταύγειας αντιστοιχούν σε σημεία που «έπεσε» η ακτίνα λέιζερ (40μm), και οι ελλειψοειδείς κύκλοι στα διαγράμματα U-Pb αντιπροσωπεύουν τις 2σ αβεβαιότητες. Οι ηλικίες που παρουσιάζονται είναι «σύμφωνες», υπολογισμένες με σφάλμα 2s. Ελλειψοειδή σχήματα με λευκό χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας ≥50%. Ελλειψοειδή σχήματα με ανοιχτό γκρι χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

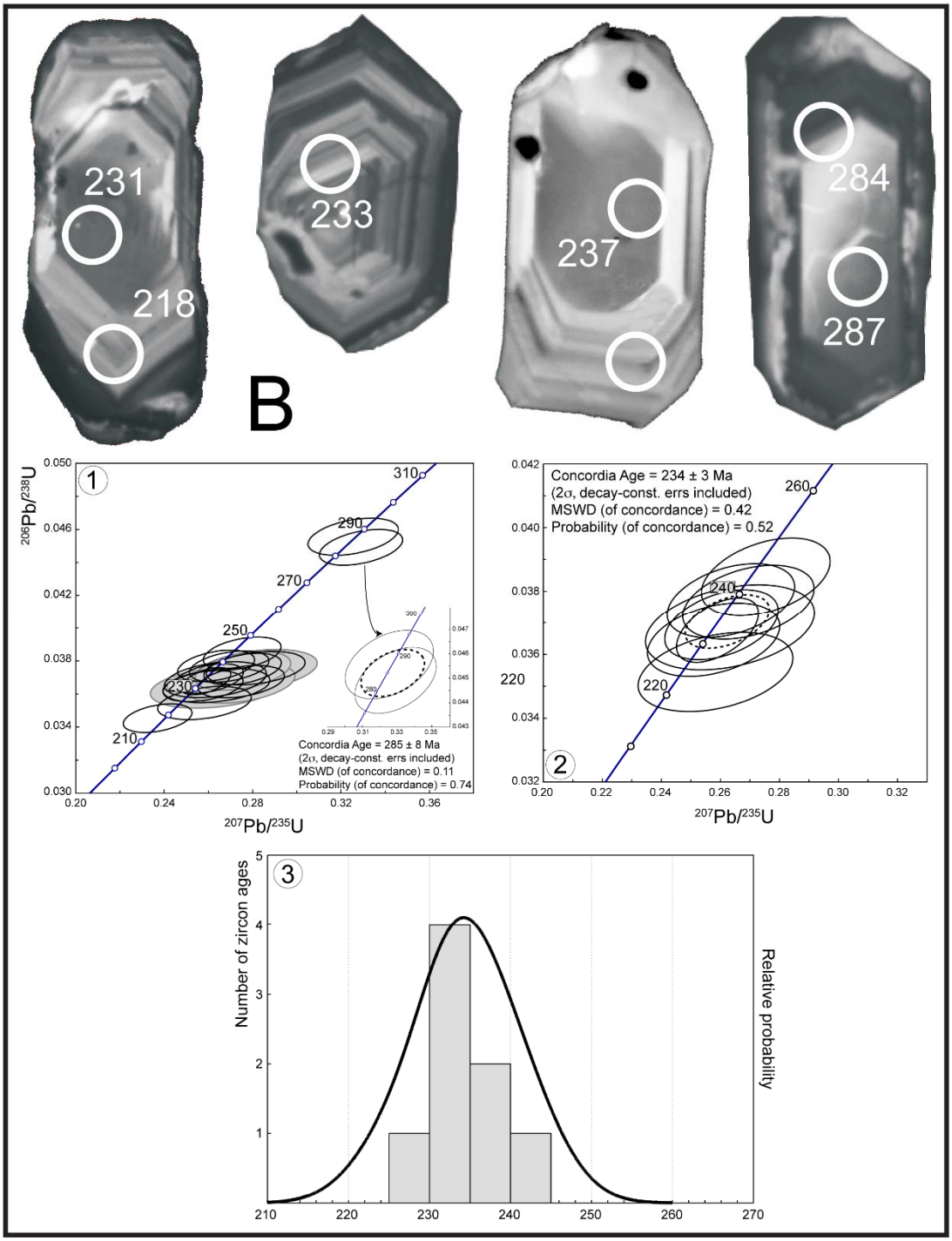
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αντιστοιχίας <50%. Ελλειψοειδή σχήματα με διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή ηλικιών υπολογισμένες με Isoplot.

Το δείγμα P702 που ανήκει στον βιοτιτικό γρανοδιορίτη χαρακτηρίζεται επίσης από πρισματικούς κρυστάλλους ζιρκονίων που περιέχουν πολλά εγκλείσματα. Οι εικόνες καθοδοφωταύγειας δείχνουν καλά ανεπτυγμένες ρυθμικές ζώνες στην περιφέρεια των κρυστάλλων που είτε περικλείουν μία μεγάλη ομοιόμορφη καλά ανεπτυγμένη ζώνη είτε ένα πυρήνα με ταλαντευόμενες ζώνες (Σχήμα 8.2.3.1B). Δεκαπέντε αναλύσεις U-Pb πάρθηκαν από δεκατέσσερεις ξεχωριστούς κόκκους ζιρκονίων, οι οποίοι δίνουν 4 ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας <50% και έντεκα συγκλίνουσες ηλικίες που κυμαίνονται από 219±9 έως 287±11 Ma (Πίνακας 8.2.3.1 και Σχήμα 8.2.3.1B1). Αυτές μπορούν να υποδιαιρεθούν σε δύο σημαντικές συστάδες (Σχήμα 8.2.3.1B1ένθετο&2) δίνοντας ηλικίες 234±3 και 285±8 Ma με MSWD 0.42 και 0.11 αντίστοιχα. Η μικρότερη ηλικία (219±9, Πίνακας 8.2.3.1) δε λαμβάνεται υπόψη, καθώς είναι ίσως το αποτέλεσμα της απώλειας του Pb στην περιφέρεια του κρυστάλλου. Τα δύο σημεία που δίνουν τις μεγαλύτερες ηλικίες έχουν βρεθεί στον πυρήνα και στην περιφέρεια ενός μόνο κρυστάλλου ζιρκονίου (Πίνακας 8.2.3.1). Η ένταση του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας (Σχήμα 8.2.3.1B3) έχει υπολογιστεί μόνο για αναλύσεις με σύμφωνη ηλικία 234 Ma, διότι τέτοιου είδους διαγράμματα είναι ανεπαρκή με δύο μόνο ηλικίες. Κατά συνέπεια ένα μόνο επεισόδιο ανάπτυξης του κρυστάλλου μπορεί να αναγνωριστεί για αυτό το δείγμα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 8.2.3.1Β. Εικόνες καθοδοφωταύγειας U-Pb διαγράμματα και διάγραμμα έντασης του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας των αντιπροσωπευτικών ζιρκονίων από το δείγμα P702 του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Οι κύκλοι στις φωτογραφίες καθοδοφωταύγειας αντιστοιχούν σε σημεία που «έπεσε» η ακτίνα λέιζερ (40μ), και οι ελλειψοειδείς κύκλοι στα διαγράμματα U-Pb αντιπροσωπεύουν τις 2σ αβεβαιότητες. Οι ηλικίες που παρουσιάζονται είναι «σύμφωνες», υπολογισμένες με σφάλμα 2s. Ελλειψοειδή σχήματα με λευκό χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας ≥50%. Ελλειψοειδή σχήματα με ανοιχτό γκρι χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

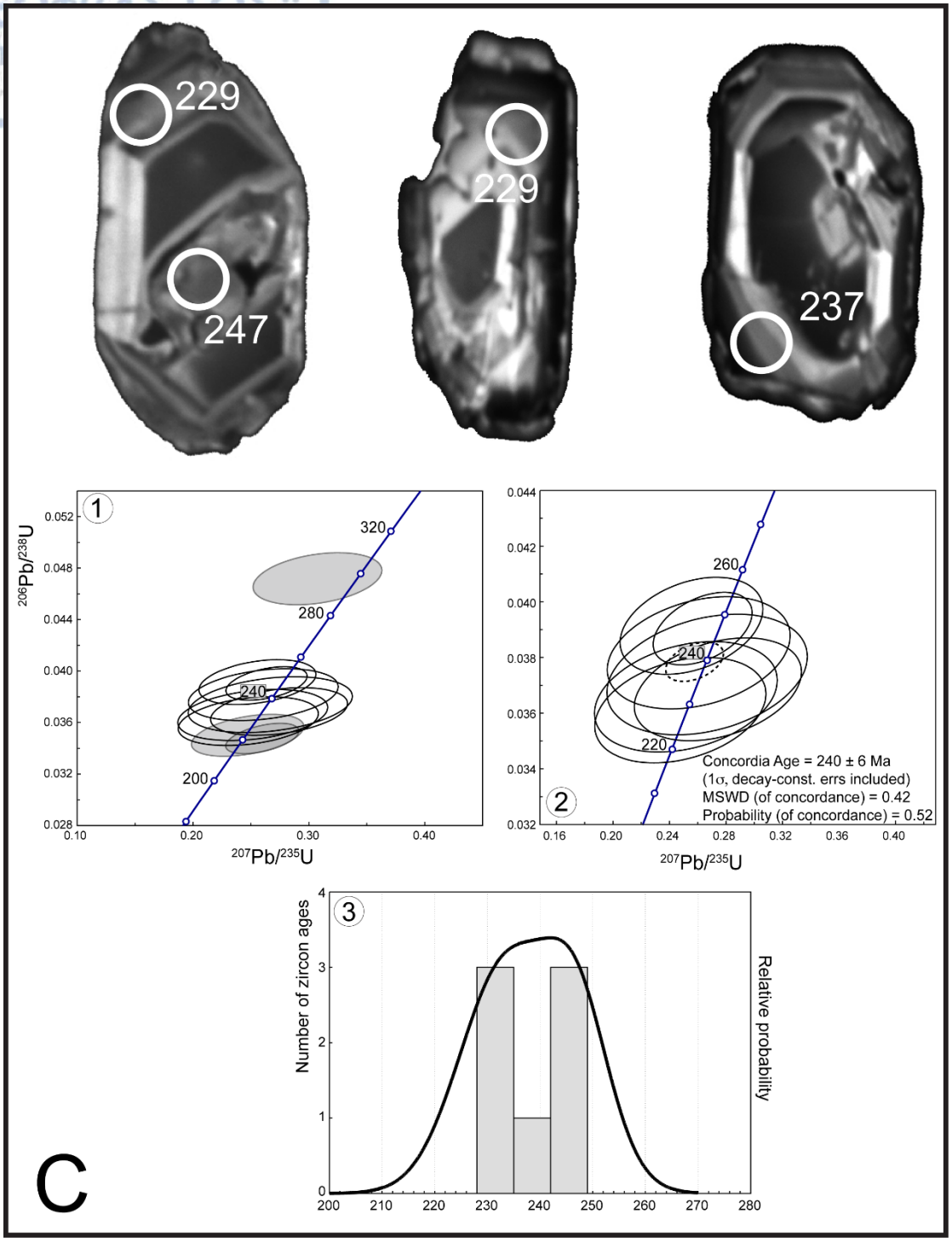
αντιστοιχίας <50%. Ελλειψοειδή σχήματα με διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή ηλικιών υπολογισμένες με Isoplot.

Το δείγμα P903 που ανήκει στον (Hbl)-Bi Grd, χαρακτηρίζεται από βραχυπρισματικούς κρυστάλλους ζιρκονίων με πολύ καλά ανεπτυγμένες ζώνες στην περιφέρειά τους (εικόνες καθοδοφωταύγειας, Σχήμα 8.2.3.1C). Λόγω των πολλών εγκλεισμάτων, μόνο δέκα αναλύσεις U-Pb πάρθηκαν από εννέα ξεχωριστούς κόκκους ζιρκονίου. Αυτές δίνουν 3 ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας <50% και 7 σύμφωνες ηλικίες που κυμαίνονται από 229±16 έως 248±14 Ma (Πίνακας 8.2.3.1 και Σχήμα 8.2.3.1C1). Η τελευταία προβάλλεται στατιστικά σε μια σημαντική συστάδα (Σχήμα 8.2.3.1C1,2) δίνοντας σύμφωνη ηλικία 240±6 Ma, με MSWD 0.42. Η ένταση του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας (Σχήμα 8.2.3.1C3) έχει υπολογιστεί μόνο για τις αναλύσεις με σύμφωνη ηλικία 240 Ma, για τον ίδιο λόγω που αναφέρθηκε και στο δείγμα P702. Ωστόσο αντί για μια τιμή ηλικίας, δίνεται μια περιοχή που εκτείνεται από 235 έως 245 Ma. Συνεπώς δεν μπορεί να αναγνωριστεί ένα μόνο επεισόδιο ανάπτυξης των κρυστάλλων ζιρκονίου για το δείγμα P903.

Από το δείγμα P511 δεν μπόρεσαν να εξαχθούν αποτελέσματα λόγω των πολλών εγκλεισμάτων και σπασιμάτων των κρυστάλλων ζιρκονίου (Φωτ. 8.2.3.2, βλ. Παράρτημα).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 8.2.3.1C. Εικόνες καθοδοφωταύγειας U-Pb διαγράμματα και διάγραμμα έντασης του αριθμού των αναλύσεων της πιθανής ηλικίας των αντιπροσωπευτικών ζιρκονίων από το δείγμα P903 του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Οι κύκλοι στις φωτογραφίες καθοδοφωταύγειας αντιστοιχούν σε σημεία που «χτύπησε» η ακτίνα λέιζερ (40μ), και οι ελλειψοειδείς κύκλοι στα διαγράμματα U-Pb αντιπροσωπεύουν τις 2σ αβεβαιότητες. Οι ηλικίες που παρουσιάζονται είναι «σύμφωνες», υπολογισμένες με σφάλμα 2s. Ελλειψοειδή σχήματα με λευκό χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα συμφωνίας ≥50%. Ελλειψοειδή σχήματα με ανοιχτό γκρι χρώμα: ηλικίες με πιθανότητα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αντιστοιχίας <50%. Ελλειψοειδή σχήματα με διακεκομμένη γραμμή: μέση τιμή ηλικιών υπολογισμένες με Isoplot.

8.3. Συζήτηση-Συμπεράσματα

Οι περισσότερες σύμφωνες ηλικίες και των τριών δειγμάτων είναι πανομοιότυπες στο όριο φυσικά των σφαλμάτων. Η μέση τιμή είναι 236±8 Ma η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως η ηλικία κρυστάλλωσης των δειγμάτων καθώς και ως η ηλικία της διείσδυσης του πλουτωνίτη, προτείνοντας ένα μαγματικό επεισόδιο στο Άνω-Μέσο Τριαδικό.

Κληρονομημένα ζιρκόνιο δεν υπάρχουν στον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Παρόλα αυτά, μεγαλύτερες ηλικίες, σε σχέση με την κύρια πληθυσμιακά ηλικία του Τριαδικού (236 Ma) έχουν μετρηθεί στους πυρήνες μερικών κρυστάλλων: 289±9 Ma σε δύο θέσεις στο δείγμα P702, 298±8 Ma σε μία θέση στο δείγμα P903 και 250±7 Ma για 3 θέσεις στο δείγμα P602. Οι τρεις αυτές ηλικίες δίνουν μια μέση ηλικία των 292±9 Ma. Μια τέτοια ηλικία ζιρκονίων δεν μπορεί να κατατάξει τους κρυστάλλους του πλουτωνίτη αυτού στην κατηγορία των πρωτόλιθων (antecryst) (Miller et al. 2007), δηλαδή σε κρυστάλλους που δημιουργήθηκαν σε κάποιο προηγούμενο μαγματικό γεγονός και οι οποίοι ενσωματώθηκαν σε μεταγενέστερο μαγματικό γεγονός διότι είναι πολύ μακριά χρονικά με την ηλικία διείσδυσης του πλουτωνίτη (236 Ma). Ένα ακόμη στοιχείο που στηρίζει τη υπόθεση αυτή, δηλαδή ότι η ηλικία αυτή δεν είναι κληρονομημένη, είναι το ότι τα σημεία που έδωσαν αυτές τις τιμές ηλικίας βρίσκονται στην περιφέρεια και όχι στον πυρήνα. Μια πιθανή εξήγηση είναι, οι κρύσταλλοι αυτοί να προέρχονται από ξενόλιθους, που ενσωματώθηκαν στο μάγμα. Από την άλλη πλευρά, το υπόβαθρο στο οποίο διεισδύει ο πλουτωνίτης (Κατώτερη ενότητα του Δόμου του Κάρδαμου) έχει Παλαιοζωική ηλικία (300 Ma) και έρχεται σε συμφωνία με την ηλικία των πρωτόλιθων της LTU (Burg 2012). Άρα η επικρατέστερη ηλικία της διείσδυσης του πλουτωνίτη είναι 236±8 Ma στο Άνω-Μέσο Τριαδικό.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Η ηλικία των 250 Ma έχει περισσότερο ενδιαφέρον διότι έχει βρεθεί στους πυρήνες δύο κρύσταλλων ζιρκονίου (Πίνακας 8.2.3.1 και Σχήμα 8.2.3.1A3), οι οποίοι δεν έχουν προφανείς περιφερειακές ζώνες επαύξησης. Το ερώτημα που τίθεται είναι αν αυτά τα ζιρκόνια θα μπορούσαν να προέρχονται από ξενόλιθους. Οι νεότερης ηλικίας πρωτόλιθοι στην Κατώτερη Ενότητα του Δόμου του Κάρδαμου (Ορογνεύσιοι, 334±5 Ma, Peytcheva and Von Quadt 1995), καθώς και νεότερες ηλικίες πετρωμάτων απ' όλη την LTU (Λευκοκρατικοί γνεύσιοι 270±9 Ma, Turpaud and Reishmann 2010), είναι πολύ παλιές σε σχέση με την ηλικία 250 Ma. Ωστόσο οι Liati et al. (2011) έχουν αναφέρει ηλικίες 225.8±2.1 Ma για εκλογίτες ΒΑ της Κομοτηνής και διάσπαρτες ηλικίες των 290 και 247 Ma για γρανατούχους γνευσίους κοντά στην Κύμη, οι οποίες θα πρέπει να αντιπροσωπεύουν Ερκύνια γρανιτοειδή. Κατά συνέπεια η ηλικία των 250 Ma σε ξενόλιθους δεν μπορεί να αποκλειστεί.

Η ανακύκλωση των antecrysts ζιρκονίων κατά τη διάρκεια διαδοχικών μαγματικών προσθηκών στο σύστημα, είναι μια διαδικασία που θα μπορούσε να δώσει μια λογική εξήγηση (πχ Miller et al. 2007) της ηλικίας των 250 Ma, ακόμη και λαμβάνοντας υπόψη το ευρύ φάσμα ηλικιών από τα ζιρκόνια του δείγματος P903 (Σχήμα 8.2.3.1C3). Η διαδικασία αυτή μπορεί να συμβεί είτε ως ενσωμάτωση ελαφρώς μεγαλύτερων σε ηλικία κόκκων ζιρκονίων που προέρχονται από άλλα μάγματα του ίδιου όμως συστήματος (Barboni et al. 2013), είτε ως πολύπλοκες αλληλεπιδράσεις μάγματος και πετρωμάτων κατά τη διάρκεια της μετακίνησής τους μέσα στο φλοιό ή και με μερικώς αφομοιωμένων πετρωμάτων που προέρχονται από κρυστάλλωση παλιότερου μάγματος (πχ Tiepolo et al. 2012). Από την άλλη πλευρά ο μαγματισμός του Παπίκιου Όρους έχει ένα τυπικό γεωτεκτονικό χαρακτήρα ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, όπως θα αναφερθεί εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο, κατά συνέπεια η πιθανότητα να είχε αρχίσει η διαδικασία στα 250 Ma και να διήρκησε 10 Ma είναι πολύ λογική.

Οι συνθήκες θερμοκρασίας του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με τον υπολογισμό της θερμοκρασίας ζιρκονίου (Watson and Harrison 1983), η οποία αντανακλά μία πρώτη προσέγγιση των πιθανών συνθηκών του τήγματος, παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 6.5. Σύμφωνα με τον Miller et al. (2003) οι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

θερμοκρασίες κορεσμού ζιρκονίων (T_{Zr}) μπορούν να παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τη θερμοκρασία του μάγματος σε σχέση με τον κορεσμό τους σε ζιρκόνια ή μη (πχ Watson and Harrison 1983, Miller et al. 2003, Watson et al. 2006). Έτσι διαχωρίζουμε δύο κατηγορίες γρανιτών, σε αυτούς που έχουν λίγα ή καθόλου κληρονομημένα ζιρκόνια και έχουν υψηλή (hot) θερμοκρασία (hot granites), με έναν μέσο όρο 837 °C και σε αυτούς τους γρανίτες που έχουν υψηλή κληρονομικότητα σε ζιρκόνια και έχουν χαμηλές (cold) θερμοκρασίες της τάξεως των 766 °C. Αυτές οι δύο κατηγοριοποιήσεις δείχνουν ότι μπορούν να εφαρμοστούν, με πολύ μικρές τροποποιήσεις, ευρέως, ανεξάρτητα από την ηλικία και τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά ενός πλουτωνίτη, αντικατοπτρίζοντας τις συνθήκες που πολύ συχνά συμβαίνουν κατά τη διάρκεια πετρογενετικών διεργασιών του γρανίτη (πχ Bea et al. 2007). Από τον Πίνακα 6.6.1 όπου παρουσιάζονται οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη και οι υπολογισμένες θερμοκρασίες ζιρκονίου εξάγεται το συμπέρασμα ότι άλλοι τύποι του πλουτωνίτη ανήκουν στην κατηγορία «hot» (Bi SnGr 826 °C και Bi-Hbl Grd 900 °C) και άλλοι στην κατηγορία «cold» (Bi Grd 785°C, Hbl Grd 779°C, Bi Hbl Dr 740°C). Το γεγονός αυτό κάνει ακόμα πιο περίπλοκη και δύσκολη την ερμηνεία γένεσης και εξέλιξης του μάγματος ή των μαγμάτων που δημιούργησαν τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Ωστόσο συνδυάζοντας τις υπολογισμένες θερμοκρασίες ζιρκονίων του Κεφαλαίου 6.6 και την μορφολογία των κρυστάλλων από το Κεφάλαιο 8.2.3 για τους «cold» πετρογραφικούς τύπους, θα περιμέναμε οι κρύσταλλοι αυτοί των ζιρκονίων να έχουν κληρονομημένους πυρήνες, γεγονός που δεν συμβαίνει. Μια πιθανή εξήγηση είναι το μάγμα να «έδιωξε» αυτά τα κληρονομημένα ζιρκόνια, γεγονός που ενισχύεται από τον κερματισμό των περισσότερων κρυστάλλων ζιρκονίων που εξήχθησαν για πιθανή ανάλυση. Μια άλλη εξήγηση είναι αυτές οι θερμοκρασίες να αντικατοπτρίζουν τη χρονική στιγμή όπου υπάρχουν σωρρειτικοί κρύσταλλοι ζιρκονίου. Η περίπτωση αυτή είναι αρκετά περίπλοκη αφού μόνο εάν απομονωθούν αυτοί οι σωρρειτικοί κρύσταλλοι μπορεί να εξαχθεί σωστή μέτρηση στο μάγμα.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι ένα βασικό μάγμα με χαμηλή περιεκτικότητα σε SiO_2 και περιεκτικότητα σε Zr που αντικατοπτρίζει ένα όξινο ακραίο μέλος, θα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

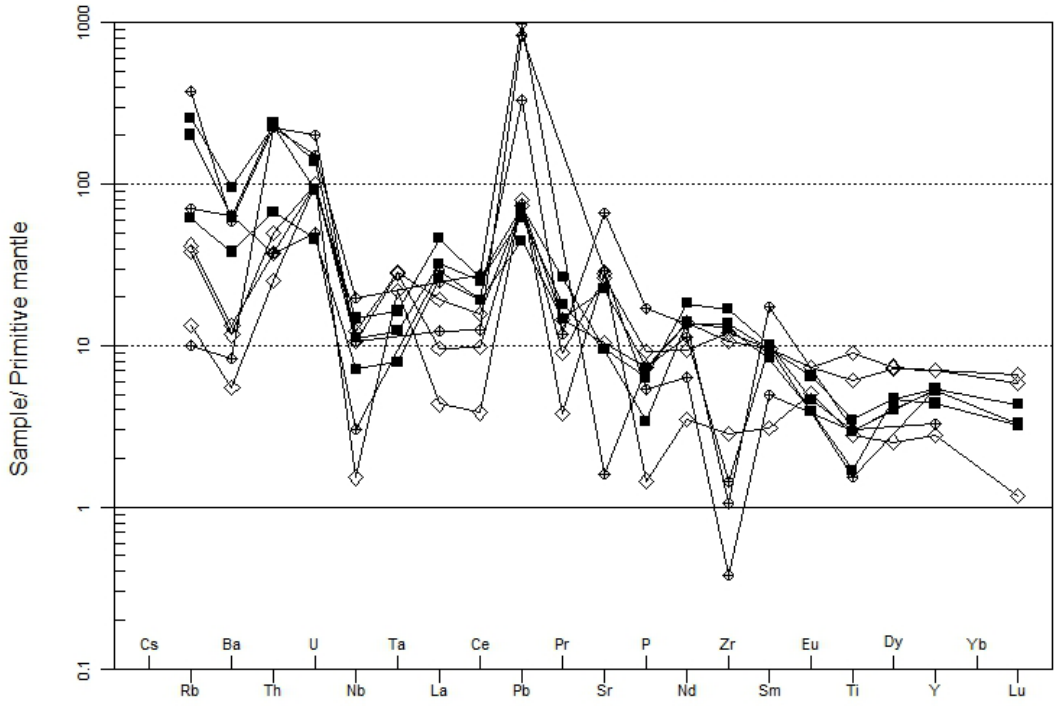
δώσει ένα υβριδικό μάγμα το οποίο θα έχει χαμηλότερη περιεκτικότητα σε SiO_2 και σε Zr, η T_{Zr} που είναι ευθέως ανάλογη του SiO_2 και του Zr, θα είναι χαμηλότερη στο υβριδικό μάγμα. Ως εκ τούτου η υπολογισμένη T_{Zr} του κάθε πετρογραφικού τύπου του Παπικίου Όρους παρέχει μια ελάχιστη εκτίμηση της θερμοκρασίας που τοποθετήθηκαν τα μάγματα. Κατά συνέπεια από τις τιμές των θερμοκρασιών του Πίνακα 6.6.1 αποκλείεται η κλασματική κρυστάλλωση ως διεργασία εξέλιξης του πλουτωνίτη, ενώ αντίθετα, αντικατοπτρίζεται μια πολύ πολύπλοκη διαδικασία εξέλιξης στην οποία το σύστημα είναι ανοιχτό.

Παρά το γεγονός ότι ο πλουτωνίτης βρίσκεται στη Μάζα της Ροδόπης, διαφέρει από τον Ηωκαινικό-Μειοκαινικό μαγματισμό της περιοχής και μάλιστα είναι πολύ διαφορετικός από αυτόν της Ξάνθης που βρίσκεται μόνο λίγα χιλιόμετρα δυτικά. Επίσης πλουτωνίτες με παρόμοια ηλικία δεν αναφέρονται στη βιβλιογραφία της Μάζας της Ροδόπης, ενώ μεγαλύτερες ηλικίες έχουν αναφερθεί για μεταγρανίτες. Ερκύνιοι μεταγρανίτες (250-400 Ma) έχουν βρεθεί τόσο στη Biela-Reka όσο και στο Δόμο του Κάρδαμου (328±25 Ma) (Peytcheva and Von Quadt 1995, Peytcheva et al. 1998, Cornnelius 2008) και τα δεδομένα αυτά έδωσαν το έναυσμα να εξεταστεί η περιοχή ως Ερκύνιο ορογενετικό οικοδόμημα. Ωστόσο πλουτωνίτες με παρόμοια ηλικία έχουν βρεθεί στη Σερβομακεδονική Μάζα η οποία αποτελεί μέρος της UTU (Himmerkus et al. 2009, Bonev et al. 2018 και αναφορές εκεί). Ιδιαίτερα οι πλουτωνίτες της Κερκίνης και της Αρναίας (247 Ma και 254-244 Ma αντίστοιχα) (Poli et al. 2009), καθώς και ο μεταφεμικός πλουτωνίτης της Βόλβης (240 Ma) (Bonev et al. 2018) έχουν παραπλήσια ηλικία κρυστάλλωσης. Οι Bonev et al. (2018) κάνουν μια προσπάθεια συσχέτισης των πλουτωνιτών της Βόλβης, της Αρναίας και του Παπικίου Όρους. Το γεωτεκτονικό περιβάλλον Μέσης Τραδικής ηλικίας στο οποίο εντάσσουν και τους τρεις πλουτωνίτες, είναι ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, όπου η λιθόσφαιρα της Παλαιο-Τηθύος υποβυθίζεται κάτω από ηπειρωτικά τεμάχη της Ευρασίας, στα οποία έχουμε επιμέρους ηπειρωτικές διαρρήξεις και ιδιαίτερα στο περιθώριο της Σερβομακεδονικής Μάζας με τη Μάζα της Ροδόπης. Από δυτικά προς ανατολικά, στο ευρύτερο και πολύπλοκο αυτό γεωτεκτονικό περιβάλλον, έχουμε το πλουτωνίτη της Βόλβης που αποτελεί ένα μεταβατικό στάδιο ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου με άνοιγμα της Νεο-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Τυθύος, τον πλουτωνίτη της Αρναίας με τις επιβεβαιωμένες μεταορογενετικές μαγματικές διεισδύσεις (Poli et al. 2009) και τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους που όπως θα αποδειχθεί στο επόμενο κεφάλαιο αντικατοπτρίζει ένα μαγματισμό ενός ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Στη συσχέτιση της γεωχημείας των τριών πλουτωνιτών οι Bonev et al. 2018 βρίσκουν κάποια κοινά χαρακτηριστικά ιδιαίτερα στις REE (Ba, Nb, Pb, Nd, Yb, Lu, Ta, Pr, αλλά όπως φαίνεται και στο Σχήμα 8.3.1 έχουν αρκετές διαφορές (Sr, Zr, Ti, Eu, Th, Sm, Dy, P, U) γι' αυτό και αναφέρουν για την ευρύτερη αυτή περιοχή μια διττή συμμαγματική ακολουθία η οποία σχετίζεται με επιμέρους ηπειρωτικές διαρρήξεις.



Σχήμα 8.3.1. Συσχέτιση αραχνογραμμάτων κατά McDonough and Sun (1995) αντιπροσωπευτικών του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (μαύρο τετράγωνο) με αντίστοιχα της Αρναίας (ρόμβος) και της Βόλβης (ρόμβος με σταυρό).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

9 ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

9.1 Γενικά

Εδώ και πολλά χρόνια η μελέτη των πυριγενών πετρωμάτων οδήγησε πολλούς ερευνητές (π.χ., Pearce and Cann 1971, 1973) στο συμπέρασμα ότι πυριγενή πετρώματα συγκεκριμένης ορυκτολογικής και χημικής σύστασης συνδέονται με ορισμένο γεωτεκτονικό περιβάλλον. Αρχικά, οι ερευνητές προσπάθησαν να συσχετίσουν κυρίως τη γεωχημεία, τη γένεση και την εξέλιξη με το γεωτεκτονικό περιβάλλον. Αποτέλεσμα αυτής της προσπάθειας ήταν η δημιουργία διαγραμμάτων συσχέτισης μεταξύ του χημισμού ενός πετρώματος και του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος με το οποίο αυτό συνδέεται. Στα διαγράμματα αυτά μάγματα που σχηματίστηκαν σε διαφορετικά περιβάλλοντα μπορούν να διακριθούν μεταξύ τους με βάση τη γεωχημεία των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων. Η γένεση του μάγματος επομένως και το γεωτεκτονικό περιβάλλον μπορούμε να πούμε ότι είναι αλληλένδετα μεταξύ τους. Οι πρώτοι ερευνητές χρησιμοποίησαν κυρίως τα κύρια στοιχεία ενώ οι νεότεροι ερευνητές χρησιμοποιούν κυρίως τα ιχνοστοιχεία. Μετά από πολυάριθμες μελέτες και στατιστική επεξεργασία πολλών δεδομένων οι περισσότεροι ερευνητές κατέληξαν στο ότι το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού ενός πετρώματος συνδέεται κυρίως με την πηγή προέλευσης του μάγματος (Pearce 1982, Pearce et al. 1984, Wilson 1989).

Απ' όλες τις ταξινομήσεις που έχουν προταθεί, οι πιο αξιόπιστες θεωρούνται αυτές που στηρίζονται στη γεωχημεία. Χαρακτηριστικές είναι οι πολυάριθμες ταξινομήσεις που διαχώριζαν διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα κυρίως σύμφωνα με την ασβεσταλκαλικότητα των πετρωμάτων (π.χ., Peacock 1931, Shand 1951, Barth 1962, Petro et al. 1979, Pearce et al. 1984). Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι και μόνο από τα κύρια στοιχεία πολλές φορές, μπορεί να αναγνωρισθεί η πηγή προέλευσης του μάγματος. Ο Shand το 1947 έφτασε αρκετά κοντά σ αυτή την προσπάθεια, κατηγοριοποιώντας τους γρανίτες σε μεταργιλικούς, υπεραργιλικούς και υπεραργιλικούς (Shand 1947), προσπάθεια που συνεχίστηκε και από μετεγενέστερους συγγραφείς, με νεότερους τους Frost et al. (2001) και Frost and Frost (2008), τα διαγράμματα των οποίων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

χρησιμοποιήθηκαν για να περιγράψουν τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στο Κεφάλαιο 5.3.

Μια από τις πιο γνωστές ταξινομήσεις που χρησιμοποιείται πιο συχνά είναι η ταξινόμηση S-I που επινοήθηκε από τους Αυστραλούς Bruce Chappel και Alan White (Chappel and White 1974). Η ταξινόμησή τους βασίζεται στις πηγές προέλευσης -πηλιτικά ιζηματογενή και βασικά πυριγενή- που προσδίδουν χαρακτηριστική σύσταση για γρανιτικά μάγματα που αποτελούν τα προϊόντα της τήξης. Αργότερα, άλλοι ερευνητές εμπλούτισαν αυτή την ταξινόμηση με διακριτά ανορογενετικά χαρακτηριστικά (A-τύπου) καθώς επίσης και με εκείνα που προέρχονται από κλασματική κρυστάλλωση του «φεμικού» μάγματος (M-τύπου). Έτσι τώρα έχουμε την ταξινόμηση S-I-A-M. Το πρόβλημα είναι ότι αυτή η ταξινόμηση είναι υβριδική, διότι αναμιγνύει τύπους σύστασης πηγής (S, I), με τεκτονικές παραμέτρους (A-τύπου) και πετρογενετικές διαδικασίες (M-τύπου). Στον Πίνακα 9.1.1 παραθέτονται τα στοιχεία που προσδίδουν το χαρακτήρα του κάθε τύπου της ταξινόμησης S-I-A-M.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Πίνακας 9.1.1. Ταξινόμηση S-I-A-M.

Χαρακτηριστικά	S-τύπος	I-τύπος	A-τύπος	M-τύπος
SiO_2	65-79%	53-76%	60-80%	54-73%
$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$	>1.1	<1.1	ποικίλει σε <1	<1.2
Na_20 σε πυριτικά πετρώματα	ποικίλει	>3.2%	>2.8%	>3.2%
K_2O/ Na_2O	υψηλό	χαμηλό	συνήθως υψηλό	πολύ χαμηλό
$Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$	χαμηλό	μέτριο-υψηλό	μέτριο	υψηλό
Eu	χαμηλό?	χαμηλό-υψηλό	χαμηλό	?
Cr, Ni	υψηλό	χαμηλό	χαμηλό	?
$^{87}Sr/^{86}Sr_{initial}$	Συνήθως >0.708	Συνήθως <0.708	0.703-0.712	Συνήθως <0.704
e_{Nd}	-4 έως -17	-4 έως -9	?	?
Κύριοι ξενόλιθοι	μεταϊζήματα	Αμφιβολίτης, διορίτης	σπάνιοι	κεροστίλβη
CIPW ορυκτά	>1% C	<1% C	di common	?
Τυπικά ορυκτά ¨κλειδιά¨	μοσχοβίτης, βιοτίτης, σιλλιμανίτης, γρανάτης	κεροστίλβη, βιοτίτης, τιτανίτης, μαγνητίτης	βιοτίτης, αλκ. πυρόξενος, αλκ. αμφίβολος, μαγνητίτης, φθορίτης	κεροστίλβη, κλινοπυρόξενος, βιοτίτης, μαγνητίτης,
Εύρος του πετρογραφικού τύπου	Λευκογρανίτης έως γρανοδιορίτης	γρανίτης έως γάββρος	αλκ. γρανίτης έως ανορθοσίτης	Χαλαζιακός διορίτης έως γάββρος
Ηφαιστειακά πετρώματα που συσχετίζονται	ροές πυριτικής τέφρας	ροές ρυολιθικής τέφρας, δακίτης, ανδεσίτης	αλκαλικοί ρυόλιθοι	Ασβεσταλκαλικός ανδεσίτης, δακίτης, ρυόλιθος, θολεϊτης
Γεωτεκτονικό περιβάλλον	Ζώνη υποβύθισης, ιζηματογενής πηγή ανωτέρου φλοιού	Ζώνη υποβύθισης, φλοιϊκά πετρώματα Υπεραργιλικά φεμική έως ενδιάμεση πυριγενής πηγή	Ανορογεννε-τική κρατονική ζώνη ρηγμάτων	Ζώνη υποβύθισης, ή ωκεάνιο – ενδοπλακικό μαδυακό υλικό

Πηγές: Chappell and White (1974), White and Chappell (1977, 1988), Loiselle and Wones (1979), Collins et al. (1982), Pitcher (1987), McHone and Butler (1984), White and Chappell 1988, Barbarin (1990), Eby (1990).

Αργότερα, η Wilson (1989) με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, διακρίνει γεωτεκτονικά περιβάλλοντα και τρόπους δημιουργίας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μάγματος σε αυτά με βάση τέσσερις κύριες κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών:

α) αποκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών (constructive plate margins), στα οποία ανήκουν οι μεσοωκεάνιες ράχες και οι οπισθοτόξειες λεκάνες,

β) συγκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών (destructive plate margins) όπου περιλαμβάνονται τα νησιωτικά τόξα, τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών,

γ) ωκεάνιες ενδοπλακικές θέσεις (oceanic intra-plate settings), στις οποίες ανήκουν τα ωκεάνια νησιά και

δ) ηπειρωτικές ενδοπλακικές θέσεις (continental intra-plate settings). Αυτό το περιβάλλον περιλαμβάνει ηπειρωτικά καλύμματα βασαλτών, μαγματισμό ηπειρωτικής διάρρηξης και υψηλού-Κ μαγματισμό που δεν συνδέεται με ηπειρωτική διάρρηξη.

Όπως συζητήθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο (βλ. Κεφ. 5.3), ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους εμφανίζει ασβεσταλκαλική τάση και περαιτέρω διαχωρισμός του με βάση το K_2O δείχνει ότι τα πετρώματα έχουν τάση προς την υψηλού Κ ασβεσταλκαλική σειρά. Σύμφωνα με τη Wilson (1989), μάγματα ασβεσταλκαλικού χημισμού περιορίζονται μόνο σε περιβάλλοντα σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών και συγκεκριμένα σε ζώνες κατάδυσης. Με βάση αυτό, ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους θα πρέπει κατατάσσεται από πλευράς γεωτεκτονικού περιβάλλοντος είτε στην κατηγορία των νησιωτικών τόξων, είτε στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια είτε στη κατηγορία σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Στην πρώτη περίπτωση του νησιωτικού τόξου μπορούμε να θεωρήσουμε ότι το μάγμα μπορεί να παραχθεί από μερική τήξη μιας από τις παρακάτω πηγές:

i) Αμφιβολίτης της καταδυόμενης πλάκας, με ή χωρίς ένυδρα ρευστά.
ii) Εκλογίτης της καταδυόμενης πλάκας, με ή χωρίς ένυδρα ρευστά.
iii) Λερζόλιθος της μανδυακής σφήνας, με ένυδρα ρευστά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

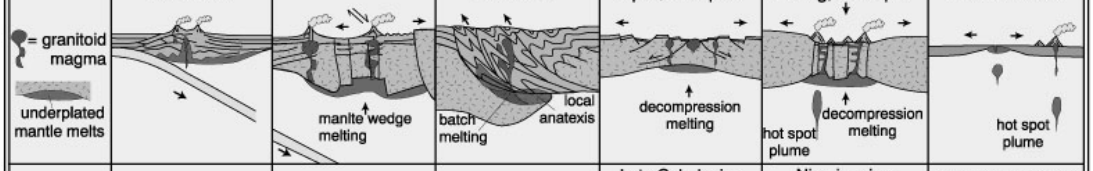
iv) Λερζόλιθος της μανδυακής σφήνας με ένυδρο μάγμα που έχει προκύψει από τη μερική τήξη της καταδυόμενης πλάκας. Οι δυο τελευταίες είναι και οι συχνότερες διαδικασίες.

Στη δεύτερη περίπτωση των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων η δημιουργία του μάγματος ξεκινά όπως και κατά την προηγούμενη διαδικασία. Δηλαδή δημιουργία ένυδρων πυριτικών ρευστών κατά την προϊούσα μεταμόρφωση του αμφιβολίτη της καταδυόμενης λιθόσφαιρας σε εκλογίτη ή μερική τήξη βασαλτικών ή ιζηματογενών πετρωμάτων της καταδυόμενης πλάκας και δημιουργία ενδιάμεσου έως όξινου τήγματος. Τα ρευστά ή το τήγμα συμμετέχουν σε μια μετασωματική διαδικασία με τη υπερκείμενη σφήνα του μανδύα, που έχει ως αποτέλεσμα τη μερική τήξη της σφήνας του μανδύα.

Πολλοί άλλοι ερευνητές προσπάθησαν να κατατάξουν τα γρανιτοειδή πετρώματα σύμφωνα με το γεωτεκτονικό περιβάλλον. Οι Barbarin (1990) και Pitcher (1983, 1993 & 1997) δημιούργησαν πίνακες που συσχετίζουν τα διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα με τη γεωχημεία, τους πετρογραφικούς τύπους, τα ορυκτά, την ηφαιστειότητα, την πηγή προέλευση του μάγματος καθώς και τον μηχανισμό τήξης. Ένα τέτοιο συνδυασμένο πίνακα δίνει και ο Winter (2001) που παρουσιάζεται στην Εικόνα 9.1.1 στην αγγλική γλώσσα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Contintntal Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
						
Examples	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, Amorican Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
Geo-chemistry	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
Rock types	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diroite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
Associated Minerals	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
Associated Volcanism	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
Classification Barbarin (1990)	T_{IA} tholeiite island arc	H_{CA} hybrid calc-alkaline	C_{ST} C_{CA} C_{CI} continental types	H_{LO} hybrid late orogenic	A alkaline	T_{OR} tholeiite ocean ridge
Pearce *et al. (1984)*	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
Origin	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust+ mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
Melting Mechanism	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal hea	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

After Pitcher (1983, 1993), Barbarin (1990)

Εικόνα 9.1.1. Κατάταξη γρανιτοειδών πετρωμάτων βασισμένη σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα (Winter 2001).

Η ισοτοπική γεωχημική μελέτη θεωρείται απαραίτητη για τον προσδιορισμό της πηγής προέλευσής ενός μάγματος. Ελαφριά στοιχεία όπως το H, C, N, O και S είναι συστατικά σημαντικών γεωλογικών ρευστών και αποτελούν το εργαλείο εκείνο για τη μελέτη τόσο των ρευστών όσο και των αποτελεσμάτων των αλληλεπιδράσεων ρευστών και πετρώματος. Τα στοιχεία αυτά μελετώνται με τη μορφή των σταθερών τους ισοτόπων και χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της πηγής και για τη μελέτη των μηχανισμών διάχυσης.

Οι διαφορετικές πηγές προέλευσης μάγματος μπορούν να αναγνωριστούν από το διαφορετικό τους ισοτοπικό χαρακτήρα καθώς και η διαδικασία της μείξης μεταξύ ισοτοπικά διαφορετικών πηγών. Συμπερασματικά τα ραδιενεργά ισότοπα χρησιμοποιούνται για την εύρεση της μιας ή των διαφορετικών πηγών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

που συνέβαλαν στη δημιουργία μιας σειράς πετρωμάτων και της διαδικασίας εξέλιξής τους (Rollinson 1993).

Η μέτρηση της ισοτοπικής σύστασης του Sr στα πετρώματα της Γης κατά το χρόνο σχηματισμού της δεν είναι δυνατή επειδή τα πετρώματα που σχηματίστηκαν έχουν καταστραφεί ή έχουν μεταβληθεί. Για το λόγο αυτό, στοιχεία για τον αρχικό λόγο $^{87}Sr/^{86}Sr$ κατά το χρόνο σχηματισμού της Γης μπορεί να δώσει η μελέτη μετεωριτών. Ο λόγος που βρέθηκε σε βασαλτικούς αχονδρίτες (BABI, Basaltic Achondrite Best Initial) είναι 0.699. Τιμές του λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr$ στη μάζα της Γης παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις. Οι σημερινές τιμές του λόγου για την Ολική Γη (Bulk Earth) κυμαίνονται μεταξύ 0.7045 και 0.7052 υποδηλώνοντας τιμές Rb/Sr μεταξύ 0.03 και 0.032 (Faure 1977, Rollinson 1993).

Η ισοτοπική σύσταση Sr στο μανδύα έχει υπολογιστεί από αναλύσεις βασαλτών και γαββρικών πετρωμάτων που θεωρείται ότι προήλθαν από τον ανώτερο μανδύα χωρίς να έχουν υποστεί σημαντική μόλυνση από Sr του φλοιού. Οι λόγοι $^{87}Sr/^{86}Sr$ για τον ανώτερο μανδύα έχουν μέση τιμή 0.704 ± 0.002. Ωκεάνιοι βασάλτες που προέρχονται από το μανδύα έχουν αρχικούς λόγους $^{87}Sr/^{86}Sr$ μεταξύ 0.702-0.706. Η μεταβολή του λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr$ με τον γεωλογικό χρόνο συσχετίζεται με τη μεταβολή του Rb, το οποίο κατά τον σχηματισμό του ηπειρωτικού φλοιού διαφεύγει από τον μανδύα και εμπλουτίζεται στον ηπειρωτικό φλοιό. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη διαφοροποίηση των ισοτόπων Sr στις αντίστοιχες πηγές. Στον ανώτερο μανδύα, ο αρχικός λόγος $^{87}Sr/^{86}Sr$ θα παρουσιάζει μικρή αύξηση με την πάροδο του γεωλογικού χρόνου λόγω του χαμηλού λόγου Rb/Sr ενώ στον φλοιό θα παρουσιάζει μεγάλη αύξηση λόγω της ψηλότερης τιμής του Rb/Sr.

Ο αρχικός ισοτοπικός λόγος είναι ο λόγος των ισοτόπων τη στιγμή που δημιουργήθηκε το πέτρωμα και είναι χρήσιμος ως γεωχημικός ιχνηθέτης. Παίρνοντας για παράδειγμα τη περίπτωση Rb-Sr, παρατηρείται ότι το Rb κατανέμεται άνισα με την πάροδο του χρόνου. Για παράδειγμα το ποσοστό Rb στα πετρώματα του μανδύα είναι γενικά χαμηλό, δηλαδή λιγότερο από 0.1 ppm. Έτσι, ο μανδύας έχει μια χαμηλή αναλογία $^{87}Rb/^{86}Sr$ η οποία και δεν θα αλλάξει πάρα πολύ με το χρόνο. Από την άλλη πλευρά τα φλοιϊκά πετρώματα έχουν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

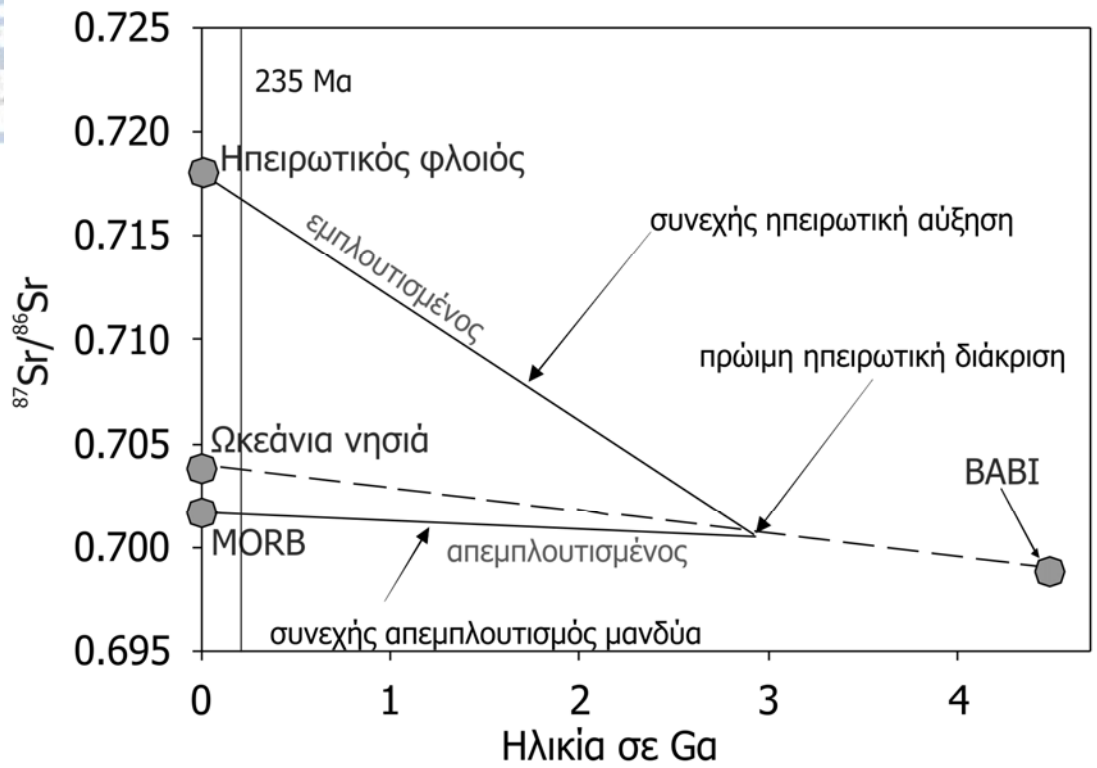
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

γενικά μεγαλύτερα ποσοστά Rb, συνήθως >20 ppm, και έτσι ¨ξεκινούν¨ με μια σχετικά υψηλή αναλογία $^{87}Rb/^{86}Sr$ η οποία με την πάροδο του χρόνου οδηγεί σε μια πολύ υψηλότερη αναλογία $^{87}Rb/^{86}Sr$ από πετρώματα του μανδύα. Έτσι εάν ο μανδύας έχει έναν λόγο $^{87}Rb/^{86}Sr$ π.χ. 0.7025, η τήξη θα δώσει ένα μάγμα με αναλογία 0.7025 και όλα τα πετρώματα που προέρχονται από αυτόν θα έχουν αυτήν την αρχική αναλογία. Αντίστοιχα, αν τακεί φλοιός με λόγο π.χ. $^{87}Rb/^{86}Sr$ 0.710, το μάγμα που προκύπτει θα έχει τον ίδιο λόγο και πετρώματα που προέρχονται από το μάγμα αυτό θα έχουν μια αρχική αναλογία $^{87}Rb/^{86}Sr$ 0.710.

Από τις ισοτοπικές αναλύσεις των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους (Πίνακας 7.2.1) παρατηρούμε ότι η χαμηλότερη τιμή του αρχικού ισοτοπικού λόγου είναι 0.70504 (δείγμα P15) και 0.70572 (δείγμα P602). Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν σε δείγματα που πάρθηκαν ως αρχικά μάγματα στο κεφάλαιο 7 της εξέλιξης του μάγματος. Γενικά οι τιμές κυμαίνονται περίπου μεταξύ 0.704-0.706. Οι τιμές αυτές δείχνουν ότι τα πετρώματα του πλουτωνίτη δεν έχουν προέλθει από τήξη μέσου ή ανώτερου ηπειρωτικού φλοιού όπου ο σημερινός λόγος $^{87}Sr/^{86}Sr$ έχει πολύ μεγαλύτερες τιμές, οι οποίες κυμαίνονται για τον μέσο φλοιό από 0.72 έως 0.74 και είναι ακόμη υψηλότερες για τον ανώτερο φλοιό. Ωστόσο οι τιμές του σημερινού λόγου για τον κατώτερο φλοιό (0.702-0.705 Rollinson 1993) υπονοούν ότι μπορεί η πηγή του μάγματος να είναι ο κατώτερος φλοιός. Στην Εικόνα 9.1.2 παρουσιάζεται η προβολή αρχικού ισοτοπικού λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ με την ηλικία (τροποποιημένο από Wilson 1989).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Εικόνα 9.1.2. Προβολή αρχικού ισοτοπικού λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ με την ηλικία (τροποποιημένο από Wilson 1989).

Τα ισότοπα Sm και Nd δεν διαφοροποιούνται σημαντικά στον ηπειρωτικό φλοιό από τις μεταμορφικές και ιζηματογενείς διεργασίες, έτσι διατηρούν την ισοτοπική αναλογία της πηγής προέλευσης του μάγματος και η ισοτοπική τους σύσταση αντανακλά αυτή του μάγματος. Το μειονέκτημα αυτού του συστήματος είναι ότι μικρές ποσότητες ανακυκλώσιμου μανδυακού υλικού που αναμιγνύεται με μεγάλες ποσότητες μανδύα δεν μπορούν ν' ανιχνευθούν ισοτοπικά. Οι συγκεντρώσεις των δύο αυτών στοιχείων αυξάνουν με τη διαδικασία της διαφοροποίησης, αλλά ο λόγος Sm/Nd μειώνεται καθώς το Nd συγκεντρώνεται περισσότερο στο τήγμα σε σχέση με το Sm. Ο ισοτοπικός λόγος $^{143}Nd/^{144}Nd$ αυξάνει με το χρόνο λόγω της διάσπασης του ^{147}Sm σε ^{143}Nd (Rollinson 1993).

Για την ερμηνεία των μετρούμενων λόγων $^{143}Nd/^{144}Nd$ βασαλτικών πετρωμάτων που προήλθαν από πηγές μάγματος στο μανδύα, οι DePaolo και Wasserburg (1976a, b), υιοθέτησαν την παράμετρο ε_{Nd}. Η παράμετρος αυτή συγκρίνει τις παρατηρούμενες τιμές $^{143}Nd/^{144}Nd$ ενός πετρώματος ή ορυκτού με τις τιμές $^{143}Nd/^{144}Nd$ ενός υποθετικού χονδρίτη που χαρακτηρίζεται ως CHUR

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

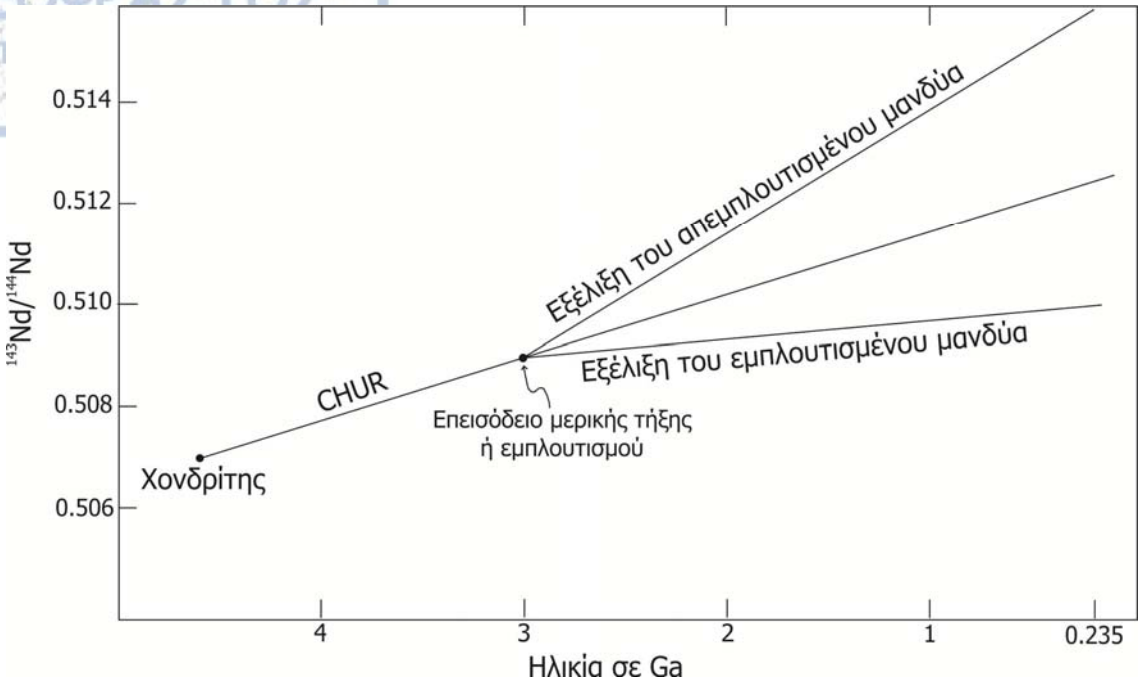
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

(Chondritic Uniform Reservoir). Η παράμετρος ε για κάποιο χρόνο t στο παρελθόν συμβολίζεται ως ε^t_{Nd} και αντιπροσωπεύει την τιμή ε_{Nd} του πετρώματος εκείνη τη χρονική στιγμή. Η ε^t_{Nd} δίνει πληροφορίες για την πηγή του μάγματος. Θετικές τιμές ε^t_{Nd} στα πυριγενή πετρώματα σημαίνει ότι το μάγμα προήλθε από μία πηγή με ψηλότερο Sm/Nd από το CHUR, δηλαδή από μία πηγή απεμπλουτισμένου μανδύα ενώ αρνητικές τιμές ε^t_{Nd} δηλώνουν ότι το μάγμα προήλθε από μία πηγή με Sm/Nd χαμηλότερο από το CHUR, δηλαδή μία πηγή εμπλουτισμένου μανδύα ή ηπειρωτικού φλοιού. Οι τιμές ε_{Nd} μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να διαπιστωθεί αν τα δείγματα είναι συγγενετικά ή αν έχουν μολυνθεί από άλλα υλικά. Σε αντίθεση με τον απεμπλουτισμένο μανδύα, ο ηπειρωτικός φλοιός παρουσιάζει υστέρηση του λόγου $^{143}Nd/^{144}Nd$ με το χρόνο, σε σχέση με το CHUR και γενικά έχει αρνητικές τιμές ε_{Nd} (Wilson 1989).

Στην εικόνα 9.1.3 παρουσιάζεται η εξέλιξη του αρχικού ισοτοπικού λόγου $^{143}Nd/^{144}Nd$ σε σχέση με την ηλικία όπου φαίνονται οι υψηλότερες τιμές του λόγου $^{143}Nd/^{144}Nd$ στον απεμπλουτισμένο μανδύα σε σχέση με αυτές του εμπλουτισμένου για την ηλικία των 235 Ma.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

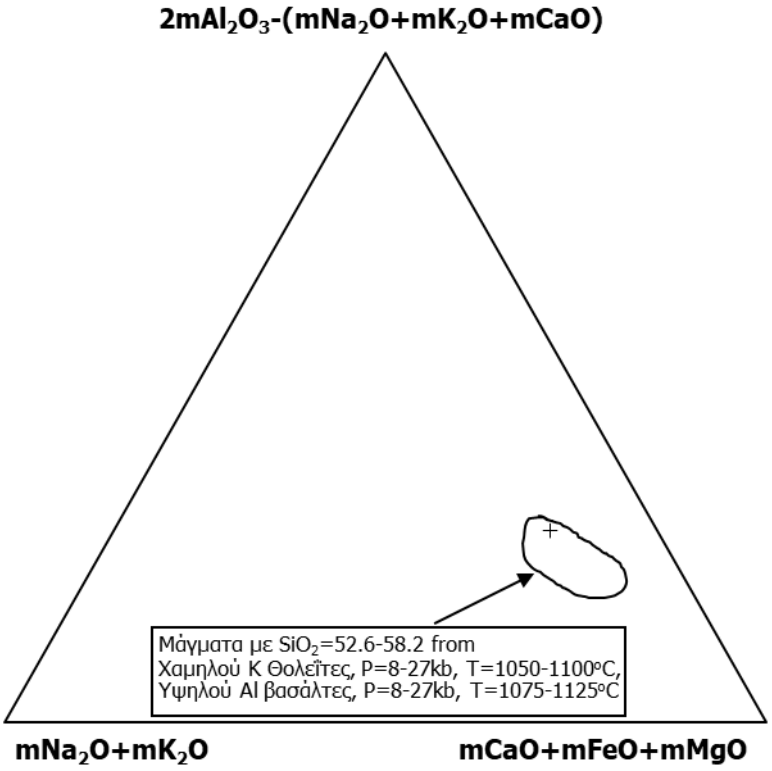


Εικόνα 9.1.3. Προβολή αρχικού ισοτοπικού λόγου $^{143}Nd/^{144}Nd$ με την ηλικία (τροποποιημένο από Wilson 1989).

Όπως γίνεται φανερό οι τιμές του ε^{t}_{Nd} για τα δύο δείγματα του Παπικίου Όρους (Σχήμα 7.3.1) που θεωρήθηκαν ως αρχικά μάγματα, δηλώνουν δύο διαφορετικές πηγές. Το δείγμα P15 έχει θετική τιμή ε^{t}_{Nd}, δηλώνοντας έτσι μια πηγή απεμπλουτισμένου μανδύα, ενώ το δείγμα P602, με αρνητική τιμή ε^{t}_{Nd}, την προέλευση του μάγματος από μια πηγή εμπλουτισμένου μανδύα ή κατώτερου φλοιού (Rollinson 1993) και σύμφωνα με την Εικόνα 6.9 του Rollinson (1993), η πηγή αυτή πιθανόν είναι κατωτέρου φλοιού. Για την περαιτέρω διερεύνηση της πηγής αυτής του κατώτερου φλοιού, συγκρίθηκαν πειραματικά μάγματα που προήλθαν από μερική τήξη φλοιϊκών πρωτόλιθων με ποσοστό SiO_2 από 52,6 έως 58,2 με το δείγμα P602. Στο Σχήμα 9.1.1 προβάλλεται σε τριγωνικό διάγραμμα $2mAl_2O_3$-($mNa_2O+mK_2O+mCaO$)-mNa_2O+mK_2O- $mCaO+mFeO+mMgO$ το δείγμα P602 με διάφορα πειραματικά μάγματα πρωτολίθων για την πιθανή προέλευσή του. Σύμφωνα με αυτό το διάγραμμα η πιο πιθανή προέλευση του δείγματος P602 είναι είτε από χαμηλού K θολεΐτες (P=8-27kb, T=1050-1100^{o}C), είτε από υψηλού Al βασάλτες (P=8-27kb, T=1075-1125^{o}C).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλο
Α.Π.Θ



Σχήμα 9.1.1. Προβολή του δείγματος P602 (σύμβολο με +) σε τριγωνικό διάγραμμα $2mAl_2O_3$-($mNa_2O+mK_2O+mCaO$)- mNa_2O+mK_2O- $mCaO+mFeO+mMgO$. Πειραματικά δεδομένα μαγμάτων πρωτολίθων από Rapp and Watson 1995, Wolf and Wyllie 1994, Rushmer 1991 και Rapp et al. 1991.

9.2 Διακριτικά διαγράμματα

Για την περεταίρω μελέτη του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού του πλουτωνίτη έγιναν διακριτικά διαγράμματα με βάση τόσο τα κύρια όσο και τα ιχνοστοιχεία.

Κάποια από τα διαγράμματα που χρησιμοποιούνται ευρέως για το συσχετισμό γρανιτικών πετρωμάτων και γεωτεκτονικού περιβάλλοντος είναι αυτά των Pearce et al. (1984). Κατά τους ερευνητές αυτούς τα γρανιτικά πετρώματα μπορούν να διαιρεθούν, από άποψη γεωτεκτονικού περιβάλλοντος στις παρακάτω κατηγορίες:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

α) Γρανιτικά πετρώματα μεσοωκεάνειας ράχης (ORG, Ocean Ridge Granites). Στην ομάδα αυτή περιλαμβάνονται πετρώματα που είτε συνδέονται με μεσοωκεάνεια ράχη, είτε σχηματίζουν τμήματα στρωματόμορφων οφειολιθικών ακολουθιών, ενώ εξαιρούνται πλουτωνίτες που διακόπτουν αυτές τις ακολουθίες και μπορούν να έχουν χαρακτήρα νησιωτικού τόξου ή ωκεάνιων νησιών.

β) Γρανιτικά πετρώματα ηφαιστειακού τόξου (VAG, Volcanic Arc Granites). Οι γρανίτες της κατηγορίας αυτής μπορούν να κυμαίνονται από ωκεάνιοι έως ηπειρωτικοί, ως προς το γεωκτονικό περιβάλλον και ως προς τη σύσταση, από θολεϊτικοί μέχρι ασβεσταλκαλικοί και σωσσονιτικοί. Οι πρώτοι αντιπροσωπεύουν γρανίτες που σχετίζονται με θολεϊτικά ωκεάνια τόξα (χαρακτήρας νησιωτικών τόξων), ενώ οι δεύτεροι, γρανίτες που έχουν διεισδύσει σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, χωρίς να διαχωρίζονται μεταξύ τους.

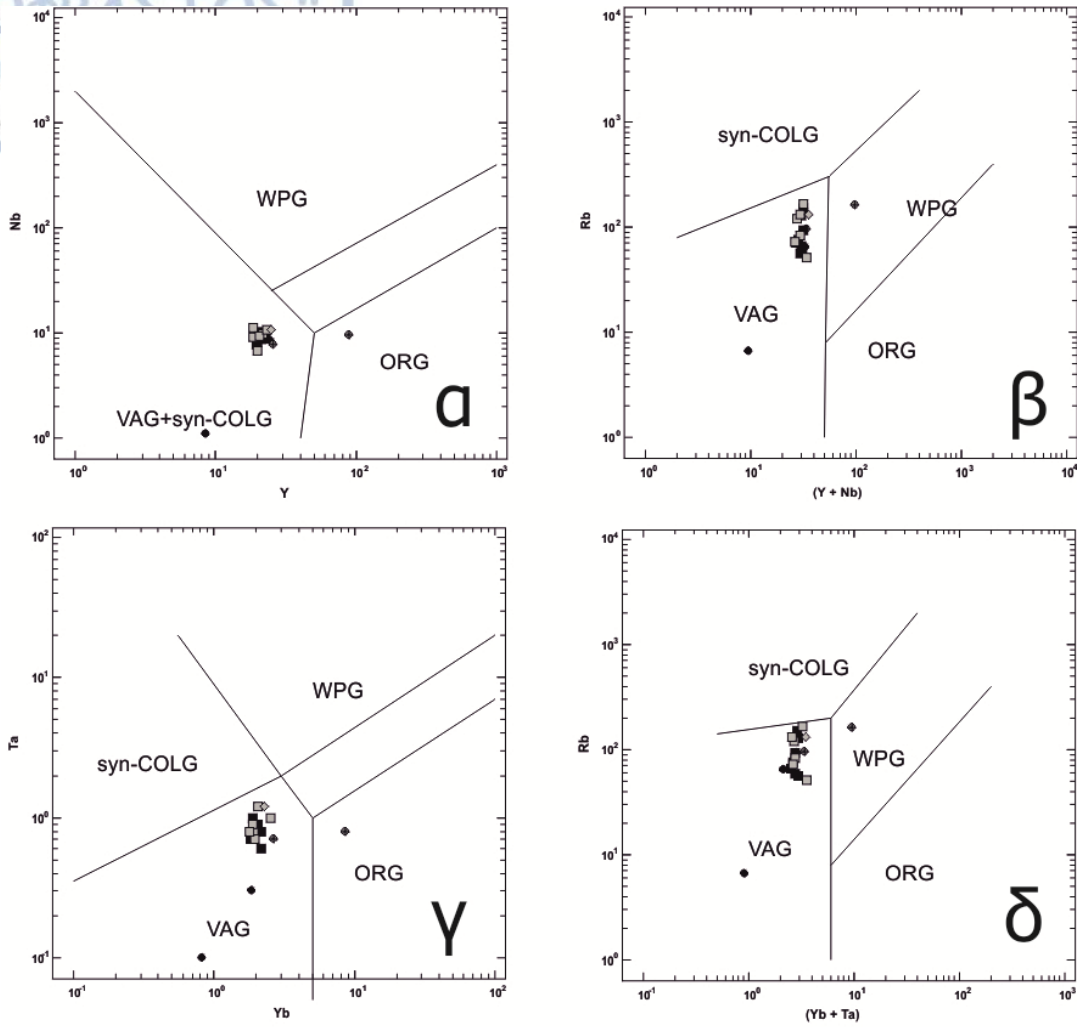
γ) Ενδοπλακικοί γρανίτες (WPG, Within Plate Granites). Οι γρανίτες αυτοί διεισδύουν σε ηπειρωτικό ή ωκεάνιο φλοιό.

δ) Γρανίτες σε περιοχές σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών (COLG, Collision Granites). Σ' αυτήν την κατηγορία περιλαμβάνονται γρανίτες που σχετίζονται με ζώνες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών και ανάλογα με το χρόνο που έλαβε χώρα η διείσδυσή τους ως προς το κύριο τεκτονικό γεγονός, της σύγκρουσης, χωρίζονται σε συντεκτονικούς (syn-collision) και μετατεκτονικούς (post-collision). Στα διακριτικά διαγράμματα που έφτιαξαν οι Pearce et al. (1984) δεν διαχωρίζονται οι μετατεκτονικοί γρανίτες διότι είναι δυνατό να προβάλλονται στα πεδία VAG, WPG και syn-COLG, ανάλογα με την αναλογία του μανδυακού ή φλοιικού υλικού που υπήρχε στο μάγμα και ανάλογα με τον εμπλουτισμό του μανδυακού υλικού σε διάφορα στοιχεία.

Στα διακριτικά διαγράμματα Pearce et al. (1984) όλα τα δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους προβάλλονται στο πεδίο VAG (Σχήμα 9.2.1).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 9.2.1. Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στα διακριτικά διαγράμματα Pearce et al. (1984). α) Nb ως προς Y, β) Rb ως προς Y+Nb, γ) Ta ως προς Yb και δ) Rb ως προς Yb+Ta. ORG: γρανίτες μεσοωκεάνιων ράχεων, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες και synCOLG: γρανίτες σε περιοχές σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών. Συμβολισμός όπως στο Σχήμα 3.1.1.

Ανάλογα με το χρόνο που έλαβε χώρα η διείσδυση του μάγματος ως προς το κύριο τεκτονικό γεγονός σύμφωνα με τους Batchelor and Bowden (1985) η σύγκρουση δύο ηπειρωτικών πλακών μπορεί να χωρίζεται σε πριν τη σύγκρουση (pre-plate collision), δημιουργώντας I τύπου γρανίτες, σε συνορεγενετικούς (syn-collision), δημιουργώντας S τύπου γρανίτες, σε μετά τη σύγκρουση (post-collision) γρανίτες A τύπου, σε μανδυακά κλάσματα (mantle fractionates), σε ανορογενετικούς γρανίτες (anorogenic) και σε τελευταίο ορογενετικό στάδιο γρανίτες (late-orogenic). Στο διάγραμμα R1-R2 των Batchelor and Bowden (1985) τα περισσότερα δείγματα του Παπικίου Όρους

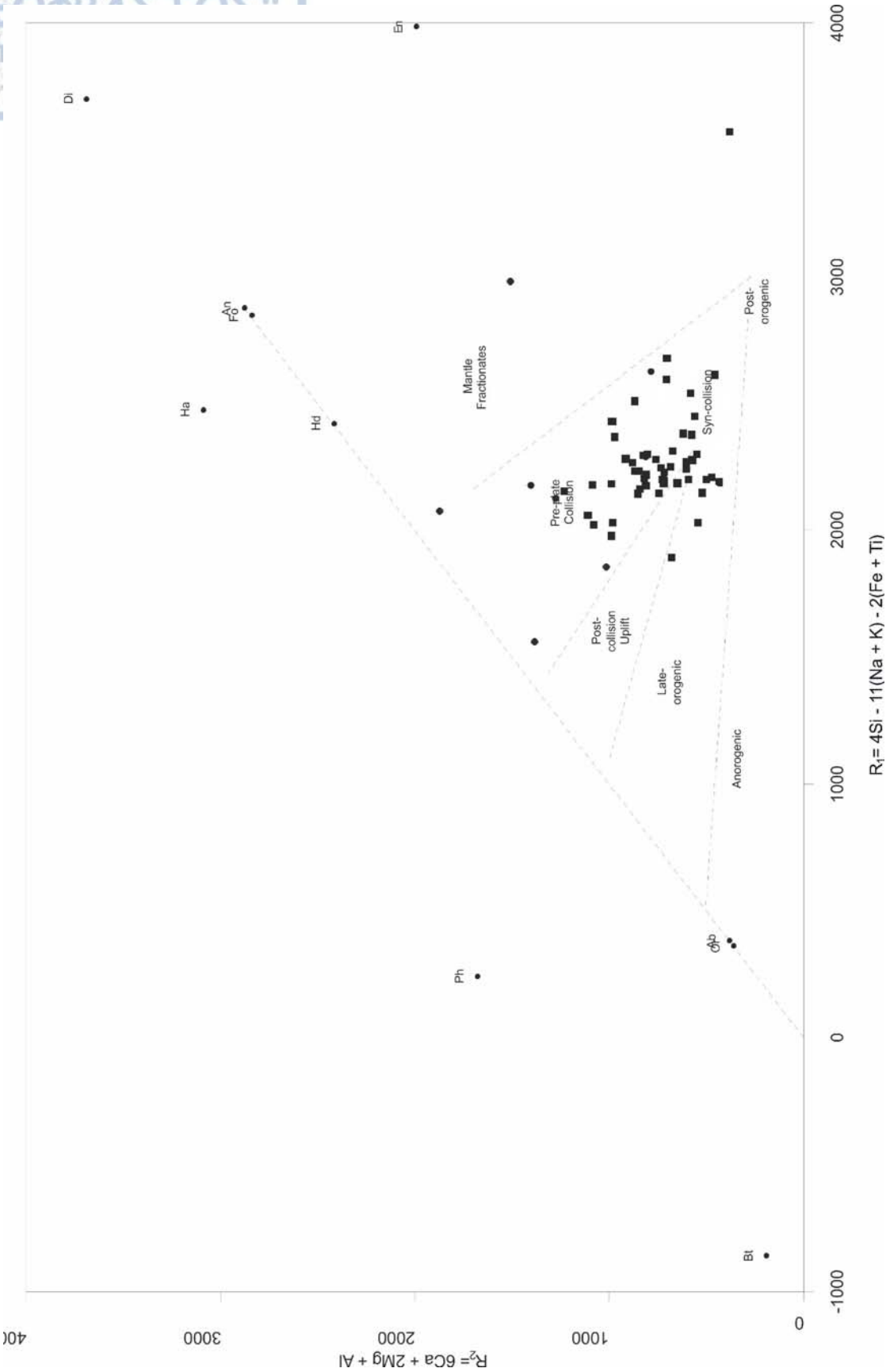
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

προβάλλονται στο πεδίο των προτεκτονικών (pre-collision) γρανιτών (Σχήμα 9.2.2).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 9.2.2. Προβολή των δειγμάτων του Παπικίου Όρους στο διάγραμμα R1-R2 των Batchelor and Bowden (1985).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Οι Harris et al. (1986) μελέτησαν τα γεωχημικά χαρακτηριστικά ενδιάμεσων και όξινων πυριγενών πετρωμάτων από θέσεις σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών. Η σύγκρουση ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών είναι ένα δυναμικό γεγονός που ξεκινά από την κατάδυση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική, συνεχίζει με μία περίοδο ηπειρωτικής ορογένεσης και αύξησης του πάχους του φλοιού, που είναι και το κύριο γεγονός και ολοκληρώνεται με μία περίοδο σταθεροποίησης της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας. Με βάση τα παραπάνω, τα πυριγενή πετρώματα διακρίνονται σε τέσσερις ομάδες, καθεμιά από τις οποίες συνδέεται με ένα συγκεκριμένο στάδιο της τεκτονικής εξέλιξης μιας ζώνης σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι 4 ομάδες πυριγενών πετρωμάτων με τις χαρακτηριστικές πηγές προέλευσης είναι:

α) Ομάδα-Ι. Περιλαμβάνει πυριγενή πετρώματα που διείσδυσαν πριν από τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών. Τα πετρώματα αυτά σχηματίζουν μια ασβεσταλκαλική σειρά με σύσταση που κυμαίνεται από γάββρο έως βιοτιτικό γρανίτη με επικρατέστερους πετρογραφικούς τύπους διορίτες, τοναλίτες και γρανοδιορίτες. Οι διεισδύσεις αυτές εμφανίζουν χαρακτηριστικά ηφαιστειακού τόξου και είναι εμπλουτισμένες σε LILE από τη βυθιζόμενη ωκεάνια πλάκα. Η έκταση του μαγματισμού αυτού εξαρτάται από το ποσό της ωκεάνιας πλάκας που έχει βυθιστεί πριν από τη σύγκρουση. Και σε αυτή την ταξινόμηση όπως και στου Pearce et al. (1984) δεν γίνεται διάκριση μεταξύ νησιωτικού τόξου και ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.

β) Ομάδα-ΙΙ. Περιλαμβάνει συνορογενετικούς γρανίτες γνωστούς ως λευκογρανίτες. Ορυκτολογικά χαρακτηρίζονται από την παρουσία μοσχοβίτη, με ή χωρίς βιοτίτη και από τουρμαλίνη. Η περιεκτικότητά τους σε SiO_2 είναι μεγαλύτερη από 70 %κ.β. Οι διεισδύσεις αυτές περιέχουν συχνά πηλιτικά εγκλείσματα και είναι παρόμοιες με τους S-τύπου γρανίτες των Chappell and White (1974). Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται από εμπλουτισμό σε Rb και πιθανόν Ta, αλλά είναι φτωχά σε HREE, Y, Zr και Hf σε σύγκριση με την Ομάδα-Ι. Οι υψηλές τιμές SiO_2, ε_{Sr} και οι χαμηλές τιμές ε_{Nd} υποδηλώνουν προέλευση από ανάτηξη ενός πυριτικού πετρώματος και συγκεκριμένα ενός μεταϊζήματος. Κατά τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών, η επώθηση του ηπειρωτικού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

φλοιού προκαλεί τήξη των ιζημάτων που βρίσκονται μεταξύ αυτού και της βυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας. Τα πτητικά υλικά των ιζημάτων διεισδύουν στο θερμό ηπειρωτικό φλοιό προκαλώντας ανάτηξη. Το τήγμα που προκύπτει είναι πλούσιο σε Rb, F και B (πιθανόν και σε Ta) ενώ είναι φτωχό σε REE, Zr και Hf που συγκεντρώνονται στο υπολειμματικό στερεό. Η έκταση αυτού του μαγματισμού εξαρτάται από την αύξηση του πάχους του φλοιού κατά τη σύγκρουση.

γ) Ομάδα-III. Στην ομάδα αυτή ανήκουν μετα-τεκτονικά πυριγενή πετρώματα που διείσδυσαν μετά τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών. Περιλαμβάνει ασβεσταλκαλικά πετρώματα που η σύστασή τους κυμαίνεται από γάββρους έως γρανίτες με επικρατέστερους πετρογραφικούς τύπους τους βιοτιτικούς-κεροστιλβικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες. Περιέχουν συχνά εγκλείσματα ενδιάμεσων, βασικών και υπερβασικών πλουτωνικών πετρωμάτων. Γεωχημικά μοιάζουν με τις διεισδύσεις της Ομάδας-I. Οι υψηλές τιμές αρχικού λόγου $^{87}Sr/^{86}Sr$ δηλώνουν τη συμμετοχή φλοιού στο σχηματισμό τους, ενώ η παρουσία εγκλεισμάτων βασικής και υπερβασικής σύστασης δηλώνουν μανδυακή πηγή προέλευσης. Γι' αυτό θεωρείται ότι σχηματίστηκαν από την εμπλουτισμένη σε LILE σφήνα του μανδύα που βρίσκεται πάνω από την καταδυόμενη ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα, αλλά η σύστασή τους έχει τροποποιηθεί από ρύπανση με τήγματα του κατώτερου φλοιού.

δ) Ομάδα-IV. Αποτελείται από αλκαλικά πετρώματα που τοποθετήθηκαν μετά τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών, σ' ένα μεταγενέστερο, τελευταίο στάδιο. Η ομάδα αυτή περιλαμβάνει σωσσονιτικά πετρώματα αλλά και αλκαλικούς βασάλτες που τα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά είναι παρόμοια με αυτά των ενδοπλακικών βασαλτών (Pearce 1982). Τα μάγματα αυτά σχηματίζονται όπου τμήματα μανδύα είναι παγιδευμένα και δεν έχουν ενυδατωθεί από διαδικασίες βύθισης.

Στο διάγραμμα Rb/30-Hf-3*Ta των Harris et al. (1986) γίνεται διάκριση και των τεσσάρων ομάδων. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 9.2.3, τα δείγματα του πλουτωνίτη προβάλλονται στο πεδίο του ηφαιστειακού τόξου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

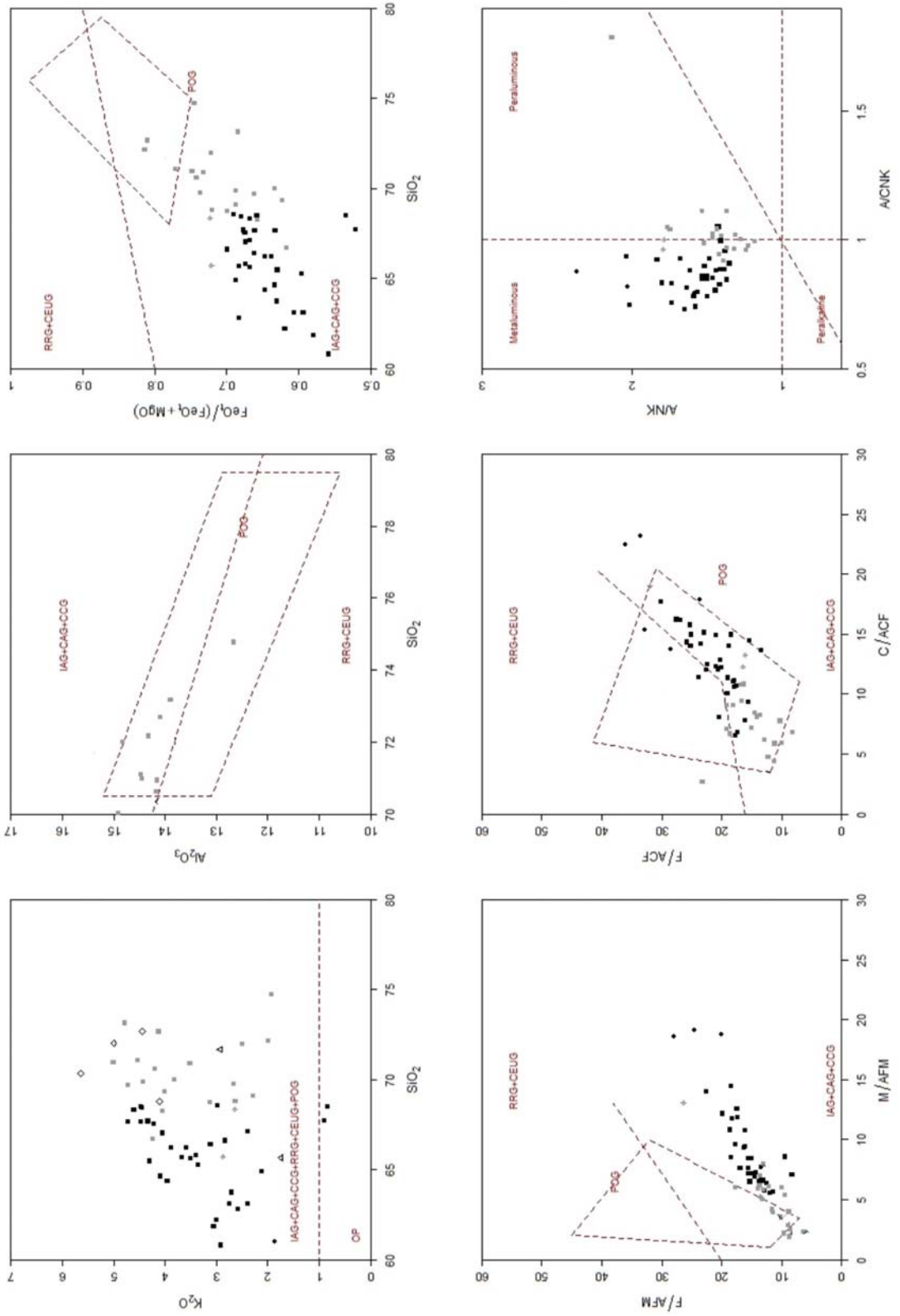
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ

Σχήμα 9.2.3. Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στο τριγωνικό διάγραμμα των Harris et al. (1986). Η διάκριση γίνεται χρονικά με βάση το κύριο τεκτονικό γεγονός της σύγκρουσης των δύο ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι Maniar and Picolli (1989) ακολουθώντας μια σειρά διαγραμμάτων για γρανιτοειδή διαχωρίζουν διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα βασισμένοι επίσης στη γεωχημεία των πετρωμάτων. Στο τελικό διάγραμμα A/NK-A/CNK του Shand ομαδοποιούν το νησιωτικό τόξο με το ηπειρωτικό τόξο σε τιμές <1.05 διαχωρίζοντάς το από την ηπειρωτική σύγκρουση σε τιμές 1.15. Στο Σχήμα 9.2.4 προβάλλονται τα δείγματα του Παπικίου Όρους στα διάφορα διακριτικά διαγράμματα κατά Maniar and Picolli (1989). Στα διαγράμματα αυτά τα δείγματα του Παπικίου Όρους προβάλλονται στο πεδίο IAG+CAG+CCG (IAG: γρανιτοειδή νησιωτικού τόξου, CAG: γρανιτοειδή ηπειρωτικού τόξου, CCG: γρανιτοειδή ηπειρωτικής σύγκρουσης).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 9.2.4. Προβολή των δειγμάτων του Παπικίου Όρους στα διαγράμματα των Maniar and Picolli (1989). IAG: γρανιτοειδή νησιωτικού τόξου, CAG: γρανιτοειδή ηπειρωτικού τόξου, CCG: γρανιτοειδή ηπειρωτικής σύγκρουσης, POG: μετα-ορογενετικά γρανιτοειδή, OP: ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες, RRG: γρανιτοειδή που σχετίζονται με ρήξη,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

και CEUG: επι-ορογενετικά γρανιτοειδή που σχετίζονται με πάχυνση φλοιού. A/NK: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O$ (mol. %) και A/CNK: $Al_2O_3/(Ca_2O+Na_2O+K_2O)$ (mol. %).

Ο Frisch et al. (2011) διακρίνει 4 περιπτώσεις για συγκλίνοντα όρια πλακών: Ο πρώτος τύπος συμβαίνει όταν η ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθιστεί κάτω από άλλη ωκεάνια λιθόσφαιρα ("ενδοωκεάνια ζώνη υποβύθισης", "intraoceanic subduction zone) για να δημιουργήσει ένα σύστημα νησιωτικού τόξου σε ωκεάνιο φλοιό ("ensimatic island arc"). Παραδείγματα αυτού του τύπου είναι τα νησιά Μαριανών και στην περιοχή Μικρές Αντίλλες. Ο δεύτερος τύπος συμβαίνει όπου η ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική λιθόσφαιρα και δημιουργείται ένα νησιωτικό τόξο που διαχωρίζεται από την ηπειρωτική πλάκα με μια θαλάσσια λεκάνη (ωκεάνιος φλοιός) ("ensialic island arc"). Παραδείγματα συστημάτων νησιωτικού τόξου αυτού του τύπου είναι τα Ιαπωνικά νησιά και το ανατολικό Sunda Arc. Ο τρίτος τύπος αντιπροσωπεύει τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια όπου η ωκεάνια λιθόσφαιρα υποχωρεί κάτω από την ηπειρωτική χωρίς μια θαλάσσια λεκάνη πίσω από το εξωτερικό τόξο. Αντίθετα, το τόξο βρίσκεται στην παρακείμενη ήπειρο. Το ηπειρωτικό περιθώριο συνδέεται άμεσα με την ενδοχώρα, παρόλο που μια ρηχή θαλάσσια λεκάνη μπορεί να υπάρχει πίσω από το ηφαιστειακό τόξο. Παραδείγματα ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων είναι οι Άνδεις, η Αλάσκα και το δυτικό και κεντρικό Sunda Arc που περιλαμβάνει τη Σουμάτρα και την Java. Ο τέταρτος τύπος συγκλινόντων περιθωρίων εμφανίζεται κατά μήκος των ζωνών της ολοκλήρωσης της σύγκρουσης ηπείρου-ηπείρου. Το ωκεάνιο τμήμα της βυθιζόμενης πλάκας συνεχίζει να υποβυθίζεται, μέχρι να αφομοιωθεί τελείως. Οι συγκρούσεις αυτές οδηγούν τελικά στον σχηματισμό οροσειρών όπως τα Ιμαλάια ή οι Άλπεις.

Ο Barbarin (1990) βασίστηκε σε αρκετές ταξινομήσεις άλλων ερευνητών και συνδυάζοντάς τες, πρότεινε μια νέα ταξινόμηση βασισμένη σε γεωχημικά, ορυκτολογικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά. Σύμφωνα με αυτή τη ταξινόμηση, χρησιμοποιώντας το διάγραμμα K_2O προς SiO_2 (Peccerillo and Taylor 1976) (βλ. Σχήμα 5.3.1) από το οποίο προκύπτει ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους, καθώς και από τα διακριτικά διαγράμματα που παρουσιάστηκαν παραπάνω και τον προβάλλουν στο πεδίο

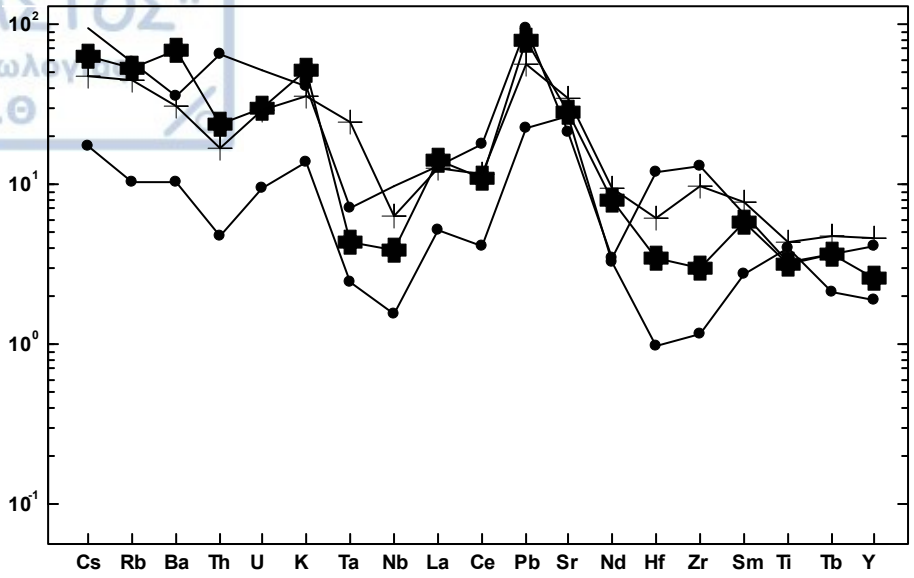
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

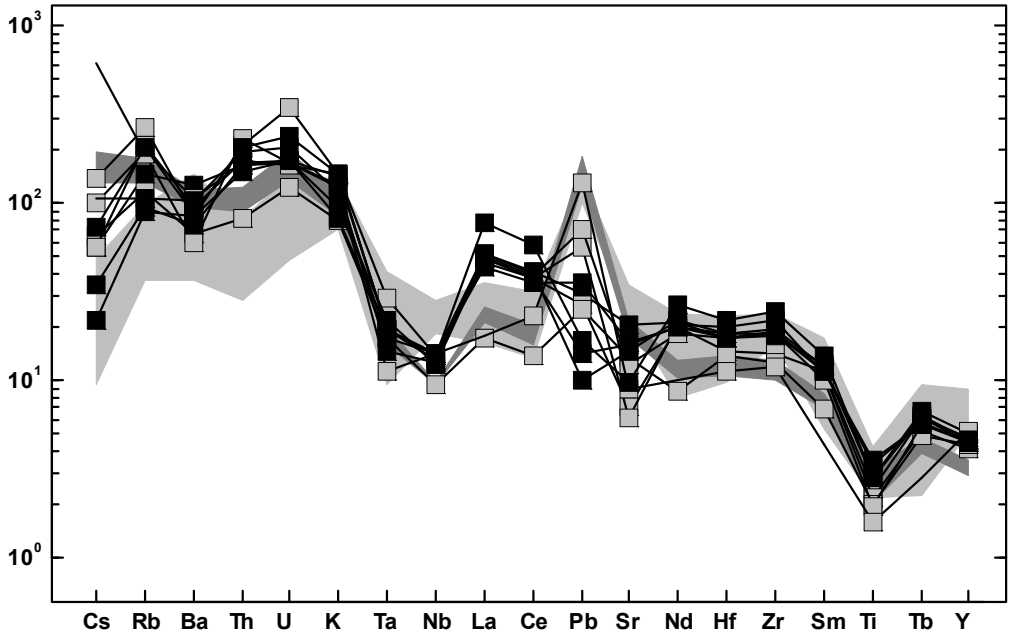
του ηφαιστειακού τόξου, ο πλουτωνίτης κατατάσσεται στη κατηγορία H_{CA}. Η πηγή προέλευσης του μάγματος γι' αυτή τη κατηγορία είναι μεικτή. Δηλαδή το μάγμα προέρχεται και από τον μανδύα και από τον φλοιό, από μεταργιλικά ή ασβεσταλκαλικά πετρώματα. Όσο αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον η κατηγορία αυτή αντιστοιχεί σε ορογενετικό περιβάλλον ζωνών υποβύθισης. Στην ταξινόμηση του Barbarin (Εικόνα 9.1.1) διακρίνεται το ενεργό ηπειρωτικό περιβάλλον από το νησιωτικό τόξο με γεωχημικά κριτήρια. Συγκεκριμένα, το νησιωτικό τόξο αντιστοιχεί σε θολεϊτικής σειράς πετρώματα και το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο σε ασβεσταλκαλικής σειράς πετρώματα αντίστοιχα. Οι βιβλιογραφικές πηγές που χρησιμοποίησε ο Barbarin ήταν για το νησιωτικό τόξο, γεωχημικές αναλύσεις από τον πλουτωνίτη του Finger Bay στην Αλάσκα και για το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, αντίστοιχες αναλύσεις από γρανιτοειδή της Sierra Nevada στην Καλιφόρνια. Σύμφωνα όμως με νεότερους συγγραφείς (Kay et al. 1990) στο βεβαιωμένο από γεωτεκτονικής άποψης νησιωτικό τόξο της Αλάσκας υπάρχουν και ασβεσταλκαλικής σειράς πετρώματα. Παρακάτω θα γίνει μια προσπάθεια σύγκρισης των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με ασβεσταλκαλικά πετρώματα της Αλάσκας (νησιωτικό τόξο) και της Sierra Nevada (ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο). Συγκρίνοντας τα αρχικά μάγματα του Παπικίου Όρους (που λήφθηκαν υπόψη στο Κεφάλαιο 7, δείγματα P15 και P602) με αντίστοιχα, ανάλογου ποσοστού πυριτίου, από Finger Bay στην Αλάσκα και Sierra Nevada στην Καλιφόρνια, παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει εμφανής διάκριση των γεωτεκτονικών περιβαλλόντων (Σχήμα 9.2.5). Συγκρίνοντας τους γρανοδιορίτες του Παπικίου Όρους, που είναι και ο επικρατέστερος πετρογραφικός τύπος του πλουτωνίτη, με τους αντίστοιχους των Finger Bay στην Αλάσκα και Sierra Nevada στην Καλιφόρνια, θα μπορούσαμε να ισχυριστούμε ότι ταυτίζονται περισσότερο με αυτούς στη Sierra Nevada, ιδιαίτερα στα στοιχεία Rb, Ba, Th, U, K, Sr αλλά και στην ανωμαλία Nb (Σχήμα 9.2.6).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχήμα 9.2.5. Συσχέτιση αραχνογραμμάτων κατά Sun and McDonough (1989) των αρχικών μαγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με αντίστοιχα γαββρικά και διοριτικά μάγματα των Finger Bay στην Αλάσκα (Kay et al. 1990) ( ) και Sierra Nevada στην Καλιφόρνια (Cecil et al. 2012) (+).

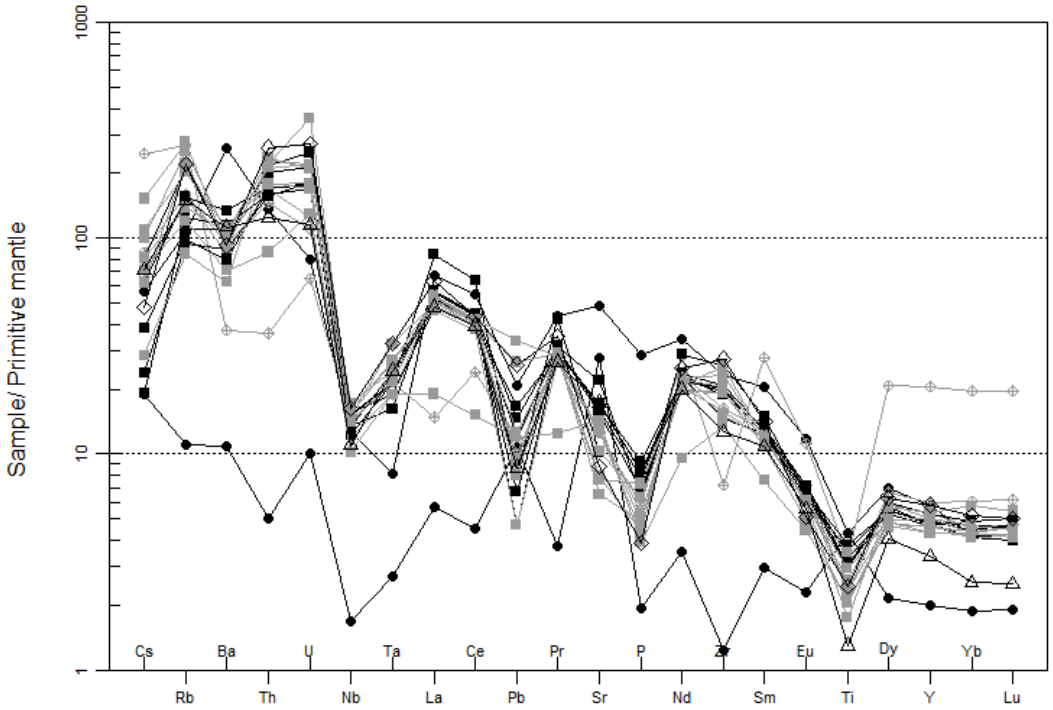


Σχήμα 9.2.6. Συσχέτιση αραχνογραμμάτων κατά Sun and McDonough (1989) των γρανοδιοριτών του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με αντίστοιχους των Finger Bay στην Αλάσκα (Kay et al. 1990) (περιοχή γκρι ανοιχτό) και Sierra Nevada στην Καλιφόρνια (Cecil et al. 2012) (περιοχή γκρι σκούρο).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος και της πηγής προέλευσης χρησιμοποιούνται και τα αραχνογράμματα. Σ' αυτά τα διαγράμματα προβάλλονται οι συγκεντρώσεις των στοιχείων ανηγμένες ως προς κάποιο υλικό αναφοράς. Τα στοιχεία που χρησιμοποιούνται συμπεριφέρονται ως ασυμβίβαστα κατά τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης ή της μερικής τήξης στα βασικά πετρώματα, από αριστερά προς τα δεξιά. Στο Σχήμα 9.2.7 προβάλλονται οι συγκεντρώσεις των στοιχείων ανηγμένες ως προς τον πρωτογενή μανδύα (primitive mantle) σύμφωνα με τις τιμές που δίνονται από τους McDonough and Sun (1995) αντίστοιχα.



Σχήμα 9.2.7. Αραχνογράμματα αντιπροσωπευτικών πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους κατά McDonough and Sun (1995). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.1.1.

Σύμφωνα με τη Wilson (1989) τα αραχνογράμματα των πετρωμάτων που συνδέονται με κατάδυση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική ή και ωκεάνια, εμφανίζουν εμπλουτισμό σε K, Sr και Th και αρνητική ανωμαλία Nb και Ti. Όπως διαπιστώνεται από τα παραπάνω διαγράμματα ο εμπλουτισμός σε Rb, Ba, K, Th, U και οι αρνητικές ανωμαλίες Nb, Ti αποτελούν χαρακτηριστικά των μαγμάτων που συνδέονται με ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια. Ο εμπλουτισμός σε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

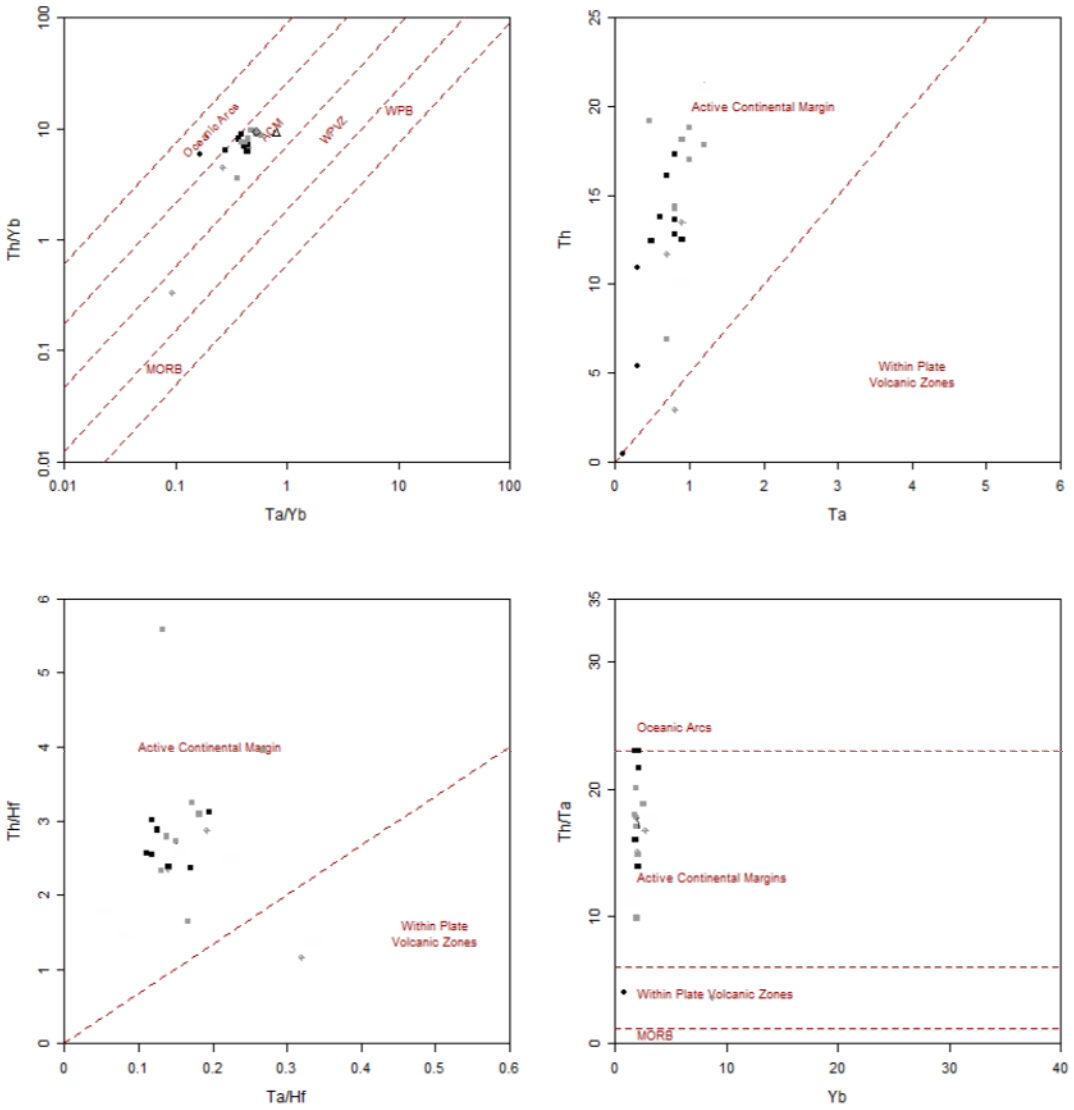
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

LILE αποδίδεται σε μετασωμάτωση της μανδυακής πηγής από ρευστά που διέφυγαν από την βυθιζόμενη πλάκα (Pearce 1982).

Διάκριση μεταξύ τριών ξεχωριστών γεωτεκτονικών περιβαλλόντων προτείνονται από τους Gorton and Schandl (2002) που βασίστηκαν σε μετρήσεις από όξινα και ενδιάμεσα ηφαιστειακά πετρώματα χρησιμοποιώντας δημοσιευμένα σύνολα δεδομένων από είκοσι έξι διαφορετικές γεωγραφικές τοποθεσίες σε όλο τον κόσμο. Τα τρία αυτά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα περιλαμβάνουν τα ωκεάνια τόξα, τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και τις ηφαιστειακές ζώνες εντός της πλάκας. Η διάκριση αυτή βασίζεται σε συγκεντρώσεις και αναλογίες των ασυμβίβαστων ιχνοστοιχείων Ta, Th και Yb. Λόγω του ότι τα στοιχεία αυτά θεωρούνται δυσκίνητα κάτω από τις περισσότερες γεωλογικές συνθήκες και οι λόγοι Ta / Yb - Th / Yb αναμένεται να παραμείνουν σταθεροί κατά τη διάρκεια μιας μεταμορφικής διαδικασίας, τα διαγράμματα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν με ασφάλεια και για μη ηφαιστειακά πετρώματα. Στο Σχήμα 9.2.8 προβάλλονται αντιπροσωπευτικά πετρώματα του Παπικίου Όρους στα διαγράμματα των Gorton and Schandl (2002). Από όλα τα διακριτικά διαγράμματα που παρουσιάστηκαν προκύπτει ότι το γεωτεκτονικό περιβάλλον της δημιουργίας του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους είναι ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



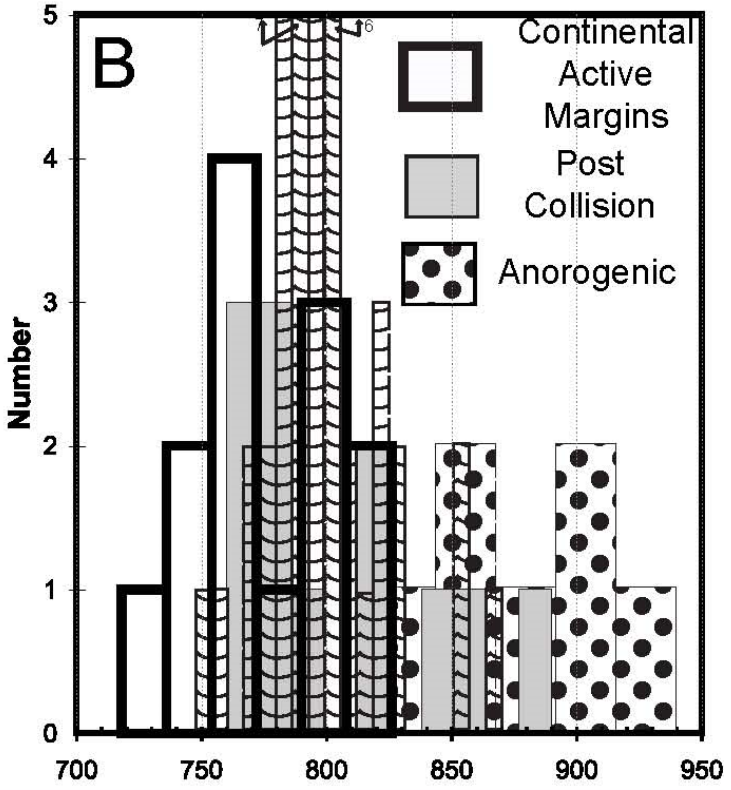
Σχήμα 9.2.8. Προβολή των δειγμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στα διαγράμματα των Gorton and Schandl (2002).

Στο Κεφάλαιο 8.3 περιγράφηκε ότι ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους ανήκει στους γρανίτες με χαμηλή θερμοκρασία (cold granites) ή αλλιώς στους γρανίτες με μη κληρονομημένα ζιρκόνια, συμπεραίνοντας έτσι ότι τα αρχικά μάγματα δεν ήταν κορεσμένα σε Zr. Επειδή η T_{Zr} είναι ευθέως ανάλογη με το ποσοστό του SiO_2 και του Zr, τα υβριδικά μάγματα έχουν χαμηλότερη T_{Zr} σε σχέση με τα τελικά όξινα μέλη τους. Επομένως, η υπολογισμένη T_{Zr} για τον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους παρέχει μια ελάχιστη εκτίμηση της θερμοκρασίας του αρχικά τοποθετημένου μάγματος. Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν από τους κρυστάλλους ζιρκονίων για τρεις πετρογραφικούς τύπους συγκρίθηκαν με πετρώματα ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων, μετα-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

τεκτονικών συγκρούσεων και ανορογενετικών περιθωρίων σύμφωνα με τη βάση δεδομένων Liu et al. (2013). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 9.2.9. Από το σχήμα προκύπτει ότι τα εξεταζόμενα δείγματα σχετίζονται με ένα ορογενετικό περιβάλλον.



Σχήμα 9.2.9. Ιστόγραμμα συσχέτισης θερμοκρασιών κορεσμού ζιρκονίου αντιπροσωπευτικών πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους με αντίστοιχες θερμοκρασίες κορεσμού ζιρκονίου πετρωμάτων ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων, μετα-τεκτονικών συγκρούσεων και ανορογενετικών περιθωρίων σύμφωνα με τη βάση δεδομένων Liu et al. (2013) σε δείγματα με SiO_2 από 55 έως 70%.

Ένα ακόμη στοιχείο που επιβεβαιώνει το γεγονός ότι ο πλουτωνίτης έχει δημιουργηθεί σε περιβάλλον κατάδυσης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική είναι το ότι ο πλουτωνίτης διεισδύει σε διμαρμαρυγιακό γνεύσιο (δείγμα P904) που είναι χαρακτηριστικό φλοιϊκό πέτρωμα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

9.3. Συζήτηση-Συμπεράσματα

Όπως προαναφέρθηκε, ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους εμφανίζει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Μάγματα ασβεσταλκαλικού χημισμού βρίσκονται σε περιβάλλοντα σύγκλισης περιθωρίων λιθοσφαιρικών πλακών και συγκεκριμένα σε ζώνες κατάδυσης. Τα διακριτικά διαγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν δείχνουν ότι ο πλουτωνίτης συνδέεται με μαγματισμό ηφαιστειακού τόξου. Όπως αποδεικνύεται από τα αραχνογράμματα, ο εμπλουτισμός σε LILE και LREE σε σχέση με τα HFSE και HREE αποτελούν ενδείξεις ότι ο πλουτωνίτης συνδέεται με περιβάλλον κατάδυσης μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική.

Η κατώτερη ενότητα του Δόμου του Κάρδαμου αποτελείται από υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης ορθογνευσίους και μιγματίτες οι οποίοι δηλώνουν και την ηπειρωτική της προέλευση. Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους διεισδύει κυρίως σε γνεύσιο που υποδηλώνει ένα περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Η ενδιάμεση ενότητα αποτελείται κυρίως από αμφιβολιτικής φάσης μεταϊζήματα και στο κάτω μέρος της αποτελείται από υπερβασικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν απομεινάρια μιας οφιολιθικής σειράς (Kozhoukharova 1984a,b, Kolčeva and Eskenazy 1988). Ο μικτός χαρακτήρας των παραπρωτολίθων και των ορθοπρωτολίθων, η εμφάνιση των μεταοφειολίθων καθώς και ιχνοστοιχείων και σπάνιων γαιών των μεταβασικών πετρωμάτων δείχνουν οριακά ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου-ωκεάνειας λεκάνης (Haydoutov et al. 2001), το οποίο προφανώς, τοποθετείται χρονικά πριν από διείσδυση του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Τα αποτελέσματα της ηλικίας του πλουτωνίτη από το Κεφάλαιο 8, τοποθετούν τη μαγματική διείσδυση στο Μέσο Τριαδικό. Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον επιβεβαιώθηκε με όλα τα παραπάνω πως πρόκειται για ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο. Παλαιογεωγραφικά και με πλήθος χαρτών, πολλοί συγγραφείς (Dercourt et al. 2001 και Stampfli and Borel 2002 και αναφορές εκεί) έχουν επιβεβαιώσει αυτό το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο την χρονική περίοδο του Μέσου Τριαδικού. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 2 από τους Kasmin and Tikhonova (2006), κατά το Μέσο Τριαδικό, η ΠαλαιοΤηθύς

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κλείνει, ο ωκεάνιος φλοιός υποβυθίζεται κάτω από ηπειρωτικά τεμάχη της Ευρασίας με κατεύθυνση περίπου βόρεια δημιουργώντας ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια τόσο με την Ροδόπη όσο και με άλλα ηπειρωτικά μπλοκ στο νότιο τμήμα τους (Σχήμα 9.3.1, Παράρτημα Β).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

10. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διατριβή εξετάζεται ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους, που ανήκει γεωτεκτονικά στον Δόμο του Κάρδαμου. Εκτείνεται από την περιοχή του Ίασμου στα ανατολικά, έως την περιοχή της Κομοτηνής στα δυτικά, και από το ρήγμα Ξάνθης-Κομοτηνής νότια, έως τα ελληνο-βουλγαρικά σύνορα προς τα βόρεια.

Ο πλουτωνίτης έχει χαρακτηριστική γνευσιακή υφή κυρίως στα περιθώριά του και καλύπτει περίπου 100 km^2 στο νοτιοδυτικό τμήμα του δόμου του Κάρδαμου στην Ελλάδα. Νοτιοδυτικά συνορεύει δύο εμφανίσεις μαρμάρων. Η μία είναι in situ, με την οποία και δημιουργεί φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής, με χαρακτηριστικά ορυκτά skarn, όπως επίδοτο και γρανάτες, ενώ η άλλη είναι τεκτονικά επωθημένη πάνω στον πλουτωνίτη (Σχήμα 2.10.2). Το πάχος της ζώνης skarn είναι μικρό και κυμαίνεται από 0,5 m έως 1,5 m. Στο βορειοανατολικό του τμήμα έρχεται σε επαφή με γνευσίους (Bonev et al. 2006a και αναφορές εκεί). Οι γνεύσιοι αντιπροσωπεύουν την κατώτερη ενότητα του Δόμου του Κάρδαμου και τα μάρμαρα αποτελούν την ενδιάμεση ενότητα. Ως εκ τούτου ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους διεισδύει τόσο την κατώτερη όσο και στην ενδιάμεση ενότητα του δόμου.

Με βάση τη χημική ταξινόμηση, τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων, καθώς και τον τρόπο με τον οποίο εμφανίζονται αυτά στο ύπαιθρο, αναγνωρίστηκαν 3 κύριες πετρογραφικές ομάδες: α) διορίτες (Dr), β) γρανοδιορίτες (Grd) και γ) συηνογρανίτες (SnGr).

α) Στην ομάδα των διοριτών εντάσσονται πετρώματα που προβάλλονται στα πεδία του διορίτη, χαλαζιακού διορίτη, χαλαζιακού μονζοδιορίτη, μονζοδιορίτη και τοναλίτη.

β) Στην ομάδα των γρανοδιοριτών εντάσσονται πετρώματα που προβάλλονται κυρίως στο πεδίο του γρανοδιορίτη και λιγότερα στο πεδίο του μονζογρανίτη. Κατά την υπαίθρια παρατήρηση δεν βρέθηκαν ιστολογικές διαφορές ή διαφορές στην εξωτερική εμφάνιση μεταξύ των δύο τύπων. Δεν αναγνωρίστηκαν όρια μεταξύ των δύο πετρογραφικών τύπων ούτε και παρουσιάζουν συγκεκριμένη κατανομή μέσα στον πλουτωνικό όγκο. Από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πλευράς χημικής συστάσεως δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές και η μετάβαση από τον ένα τύπο στον άλλο είναι ομαλή.

Για τους παραπάνω λόγους οι δύο τύποι εξετάζονται μαζί. Οι γρανοδιορίτες διακρίνονται σε τρεις επιμέρους πετρογραφικές ομάδες με βάση την παρουσία/απουσία της κεροστίλβης και του βιοτίτη στο δείγμα. Έτσι διακρίνουμε τον βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd), τον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd), καθώς επίσης και τον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd).

γ) Οι συηνογρανίτες αποτελούνται μόνο από ένα τύπο, τον βιοτιτικό συηνογρανίτη (Bi SnGr). Ο τύπος αυτός πιθανόν να προέρχεται από κάποιο παλαιότερο φλοιϊκό μάγμα και θα αναφέρεται ως μετα-Bi-SnGr.

Οι ξενόλιθοι απαντώνται σχεδόν σε όλο τον πλουτωνικό όγκο σε ποικιλία σχημάτων και μεγέθους. Σε μια μόνο περιοχή έχουν βρεθεί εγκλείσματα. Η περιοχή αυτή καταλαμβάνει περίπου 300 m^2 όπου υπάρχει αφθονία και ποικιλία εγκλεισμάτων. Τα εγκλείσματα αυτά δεν ξεχωρίζουν μεταξύ τους, καθώς επίσης είναι αρκετά δύσκολο να ξεχωρίσουν μακροσκοπικά και από τους ξενόλιθους που βρίσκονται στην ίδια περιοχή και έχουν παρόμοιο σχήμα και μέγεθος. Ο πετρογραφικός τύπος που φιλοξενεί αυτά τα εγκλείσματα και τους ξενολίθους είναι ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης (Bi Grd).

Τα ορυκτά που εμφανίζονται στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους είναι: ο χαλαζίας, τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, η κεροστίλβη, ο βιοτίτης, το επιδοτο (και ως δευτερογενές), ο τιτανίτης, το ζιρκόνιο, ο απατίτης. Από τα μεταλλικά ορυκτά βρέθηκαν μαγνητίτης, σιδηροπυρίτης και ιλμενίτης.

Ο χαλαζίας σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και εμφανίζει το φαινόμενο της κυματοειδούς κατάσβεσης, που δείχνει την τεκτονική καταπόνηση του πετρώματος.

Τα πλαγιόκλαστα έχουν όξινη σύσταση, ολιγόκλαστου έως ανδεσίνη, χωρίς να εμφανίζουν ζώνωση. Εμφανίζονται με το μεγαλύτερο ποσοστό στη διοριτική ομάδα το οποίο ελαττώνεται προς τον μετα-Bi SnGr. Επίσης πολύ συχνά, ιδιαίτερα στη διοριτική ομάδα εμφανίζονται μικρο-αντιπερθίτες.

Οι καλιούχοι άστριοι εμφανίζονται ως ορθόκλαστα σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Επικρατούν κυρίως στον Bi SnGr και ελαττώνεται το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ποσοστό τους προς τη διοριτική ομάδα. Εμφανίζουν περθιτικά και μυρμηκιτικά φαινόμενα σε μικρή έκταση.

Η κεροστίλβη εμφανίζεται ως βασικό φεμικό συστατικό στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) καθώς και στον βιοτιτικό κεροστιλβικό διορίτη (Bi-Hbl Dr), ενώ είναι το μοναδικό φεμικό συστατικό στον κεροστιλβικό γρανοδιορίτη (Hbl Grd) και στον κεροστιλβικό διορίτη (Hbl Dr). Όλες οι αμφίβολοι του πλουτωνίτη ανήκουν στην ομάδα των ασβεσταμφιβόλων και πιο συγκεκριμένα οι αμφίβολοι του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) έχουν σύσταση κυρίως σιδηροεδενίτη έως χαστινγκσίτη, του διορίτη ((Bi)-Hbl Dr) έχουν σύσταση κυρίως μαγνησιοκεροστίλβης έως σιδηροκεροστίλβης και του κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Hbl Grd) έχουν σύσταση μαγνησιοκεροστίλβης.

Η κοσκινοειδής κεροστίλβη (sieved ή spongy Hbl) δε διαφέρει χημικά από τις υπόλοιπες παρά μόνο στη μορφολογία της και η δημιουργία της μπορεί να οφείλεται: σε αντικατάσταση σε στερεά κατάσταση πυριτίου στο πλέγμα του ορυκτού με αποτέλεσμα να δημιουργείται χαλαζίας, σε καταστροφή φεμικών ορυκτών, όπως είναι οι πυρόξενοι και η ίδια η κεροστίλβη, αφήνοντας χαλαζία ως υπόλειμμα, σε αποτέλεσμα δράσης υδροθερμικών υγρών και σε αφομοίωση ξενολίθων από το τήγμα (αντικατάσταση του πυροξένου).

Οι κύριες αντικαταστάσεις στο πλέγμα τους είναι η εδενιτική, η τσερμακιτική και ο συνδυασμός εδενιτικής-τσερμακιτικής ενώ από τις απλές αντικαταστάσεις επικρατέστερη είναι αυτή του Mg με το Fe^{2+}.

Η σύσταση του βιοτίτη είναι σχεδόν σταθερή σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους που εμφανίζεται.

Το επίδοτο είναι το πιο διαδεδομένο επουσιώδες ορυκτό στους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Πολλές φορές εμφανίζεται εγκλεισμένο σε βιοτίτη ή και κεροστίλβη. Σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους υπάρχουν επίδοτα τόσο με μαγματική όσο και δευτερογενή προέλευση.

Ο τιτανίτης είναι αρκετά διαδεδομένος κυρίως στην ομάδα των γρανοδιοριτών και λιγότερο στην ομάδα των διοριτών. Εμφανίζεται σε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Δείχνει να έχει κρυσταλλωθεί μετά τον απατίτη και πριν από την κεροστίλβη και τον βιοτίτη.

Το ζιρκόνιο εμφανίζεται σε σχετική αφθονία με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. Σε μικρότερα ποσοστά εμφανίζεται στον βιοτιτικό συηνογρανίτη (Bi SnGr). Συχνά βρίσκεται εγκλεισμένο σε βιοτίτη, κεροστίλβη, αστρίους και χαλαζία. Η ιδιομορφία των κρυστάλλων του ζιρκονίου συνηγορεί στη μαγματική προέλευσή του. Πολλά από τα ζιρκόνια που αναλύθηκαν είχαν κληρονομημένο πυρήνα και μαγματικές περιφέρειες.

Ο απατίτης εμφανίζεται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους και είναι από τα πρώτα κρυσταλλούμενα ορυκτά. Σε κανένα από τα δείγματα που μελετήθηκαν δεν εμφανίζεται με τη μορφή βελονοειδών κρυστάλλων και αυτό δείχνει ότι το μάγμα δε ψύχθηκε γρήγορα (Neves and Mariano 1997).

Όλοι οι πετρογραφικοί τύποι περιέχουν μαγνητίτη και σε ορισμένες περιπτώσεις σιδηροπυρίτη και ιλμενίτη. Ο μαγνητίτης εμφανίζεται σε μεμονωμένους κρυστάλλους που εγκλείονται κυρίως σε βιοτίτη αλλά και σε κεροστίλβη. Δεν συναντάται με διαμεικτικά πλακίδια ιλμενίτη. Ο μαγνητίτης και ο σιδηροπυρίτης απαντώνται σε ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κυβικούς κυρίως κρυστάλλους ενώ ο ιλμενίτης παρατηρήθηκε μόνο με το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο κυρίως στον Hbl Dr.

Η μελέτη των κυρίων στοιχείων δείχνει ότι υπάρχει ένα αρκετά μεγάλο εύρος τιμών στα περισσότερα οξείδια. Το SiO_2 κυμαίνεται από 49.24 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών μέχρι 74.80 %κ.β. στην ομάδα των γρανοδιοριτών. Πιο συγκεκριμένα μεταβάλλεται από 49.24 έως 61.05 %κ.β. στην ομάδα των διοριτών, από 59.24 έως 74.80 %κ.β. στην ομάδα των γρανοδιοριτών και από 70.35 έως 72.67 %κ.β. στον βιοτιτικό συηνογρανίτη.

Τα πετρώματα είναι μεταργιλικά έως υπεραργιλικά (Frost and Frost 2008), εμφανίζουν υψηλές περιεκτικότητες σε K_2O και ταξινομούνται ως ασβεσταλκαλικά και υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά πετρώματα (Peccerillo and Taylor 1976).

Το Rb παρουσιάζει σχετικά καλή, θετική συσχέτιση με το SiO_2. Το Sr φαίνεται να μειώνεται σε σχέση με το SiO_2. Οι λόγοι Rb/Sr και Sr/Ca δείχνουν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ότι το πλαγιόκλαστο είναι το κύριο ορυκτό που συμμετέχει στη στερεά φάση και ελέγχει τη διαδικασία της διαφοροποίησης. Η μείωση του λόγου Sr/Ba είναι έντονη στη διοριτική ομάδα υποδηλώνοντας τη μεγαλύτερη συμμετοχή πλαγιοκλάστου και συνεχίζει με πολύ μικρότερο ρυθμό στους οξινότερους πετρογραφικούς τύπους, δείχνοντας έτσι ότι έχουμε συνέχιση της κρυστάλλωσης του πλαγιοκλάστου στη στερεά φάση και την συμμετοχή των καλιούχων ορυκτών στο στάδιο αυτό.

Το Ce εμφανίζει θετική συσχέτιση με το SiO_2, ωστόσο υπάρχει μεγάλη διασπορά τιμών. Το Cr εμφανίζει έντονη αρνητική συσχέτιση με το SiO_2, τόσο στην ομάδα των διοριτών, παρ' όλο που τα δείγματα δείχνουν έντονη διασπορά, όσο και στις οξινότερες ομάδες με χαρακτηριστικότερη τον πετρογραφικό τύπο του βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη.

Το Ni συσχετίζεται αρνητικά με το SiO_2 και δείχνει ότι η κεροστίλβη είναι αυτή που ελέγχει κυρίως τη γεωχημική συμπεριφορά του λόγω απουσίας, ολιβίνη και πυροξένων. Ο Pb παρουσιάζει μεγάλη διασπορά στο διάγραμμα μεταβολής με το SiO_2, χωρίς να εμφανίζει κάποια τάση ή να διαχωρίζει τους πετρογραφικούς τύπους μεταξύ τους και δείχνει ένα περιορισμένο ρόλο των καλιούχων ορυκτών κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης.

Σε σχέση με το SiO_2, το Zr δεν παρουσιάζει καμία συσχέτιση και πιθανώς, το ζιρκόνιο δεν παίζει σημαντικό ρόλο στη διαφοροποίηση. Όπως διαπιστώνεται από το διάγραμμα μεταβολής του ως προς το SiO_2 το Y παρουσιάζει διασπορά όσον αφορά τη διοριτική ομάδα, στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη δείχνει να έχει μια μικρή τάση αύξησης, ενώ στο βιοτιτικό γρανοδιορίτη και στον συηνογρανίτη δείχνει να έχει μικρή τάση μείωσης. Μπορεί ο απατίτης, το ζιρκόνιο και ο τιτανίτης να είναι επουσιώδη ορυκτά φαίνεται όμως ότι αυτά ελέγχουν τη διαφοροποίηση του Y και όχι η κεροστίλβη που συμμετέχει με σαφώς πολύ μεγαλύτερα ποσοστά στους κεροστιλβικούς τύπους.

Η διοριτική ομάδα και ο βιοτιτικός κεροστιλβικός γρανοδιορίτης παρουσιάζουν μία γενική αύξηση των τιμών Nb, ενώ αντίθετα μειώνεται στους τύπους που απουσιάζει η κεροστίλβη. Το Ta εμφανίζει δύο τάσεις. Θετική συσχέτιση με το SiO_2 στη διοριτική ομάδα και στον βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη και μια μικρή τάση μείωσης στους μη κεροστιλβικούς

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πετρογραφικούς τύπους. Το Th επίσης παρουσιάζει δύο τάσεις με το SiO_2. Η πρώτη είναι θετική και αφορά τους κεροστιλβικούς τύπους ενώ η δεύτερη δεν είναι σαφής, αφού εμφανίζει διασπορά τιμών. Το Hf παρουσιάζει διασπορά τιμών με το SiO_2 που δείχνει τη μικρή συμμετοχή του ζιρκονίου στη διαδικασία της διαφοροποίησης.

Τα διαγράμματα κατανομής των REE είναι παρόμοια, γεγονός που υπονοεί ότι τα πετρώματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους είναι συμμαγματικά.

Από τις ισοτοπικές αναλύσεις των πετρωμάτων του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους φαίνεται ότι οι τιμές των δειγμάτων κυμαίνονται από 0.704 έως 0.708 για τον λόγο $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{235}$ και για τον λόγο $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{235}$, από 0.512060 έως 0.512435.

Η αύξηση του αρχικού ισοτοπικού λόγου Sr με τη διαφοροποίηση μπορεί να είναι αποτέλεσμα αφομοίωσης υλικών ή μείξης μαγμάτων με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (AFC ή MFC).

Στο διάγραμμα προβολής του $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{235}$ ως προς το $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{235}$, παρουσιάζεται μια ομαλή αρνητική τάση συσχέτισης. Αυτή η τάση έχει ερμηνευθεί ως αποτέλεσμα μιας διαδικασίας μείξης μεταξύ μιας μανδυακής και μιας φλοιϊκής πηγής (Picket and Wasserburg 1989, Parada et al. 1999, Chen 2002).

Από την εφαρμογή των γεωβαρομέτρων της αμφιβόλου και του γεωθερμόμετρου πλαγιοκλάστου-αμφιβόλου προέκυψαν μέσες τιμές πίεσης (Schmidt 1992) και θερμοκρασίας για τον Bi-Hbl Grd 5 kbars και 725 °C, για τον Hbl Grd 3 kbars και 600 °C και για τον Dr 6.9 kbars και 660 °C.

Συμπερασματικά για τις συνθήκες κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους προκύπτει ότι ο κύριος όγκος του πλουτωνίτη διείσδυσε σε μεγάλο βάθος και σε σχετικά υψηλές πιέσεις, περίπου 5 kbars (Bi-Hbl Grd), όπως έδειξε το βαρόμετρο της αμφιβόλου. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται και από την παρουσία μαγματικού επιδότου αλλά και από τη μικρού πάχους (0.5-1.5 m περίπου) θερμομεταμόρφωση επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των γεωθερμομέτρων στους αστρίους των πετρογραφικών τύπων Bi Grd, Bi-Hbl Grd και Hbl Grd δείχνουν ότι οι θερμοκρασίες είναι θερμοκρασίες ισορροπίας των αστρίων (κλεισίματος) σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος, λόγω του ότι είναι αρκετά χαμηλές (422 έως 461 °C). Επίσης φαίνεται από τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου και των αστρίων ότι στο σύστημα επικρατούσε διάχυση ιόντων σε στερεή κατάσταση μέχρι να επέλθει ισορροπία. Συνήθως τέτοιες μικρές θερμοκρασίες ή/και πιέσεις παρατηρούνται σε γρανιτοειδή, και κυρίως Ι τύπου γρανιτικά πετρώματα, που έχουν μεγάλη μερική πίεση οξυγόνου (fO_2) (Soltani and Carr 2007, Toummite et al. 2012).

Οι τιμές των θερμοκρασιών από τα γεωθερμόμετρα κορεσμού του ζιρκονίου και του απατίτη κυμανθήκαν από 740 έως 926 °C και δηλώνουν τη θερμοκρασία του τήγματος.

Η διαδικασία εξέλιξης του πλουτωνίτη, όπως διαπιστώνεται από την υπαίθρια παρατήρηση, τα ισότοπα και τα ιχνοστοιχεία, μπορεί να περιγραφεί ως μία διαδικασία αφομοίωσης με ταυτόχρονη κλασματική κρυστάλλωση (AFC). Η διαδικασία αυτή επαληθεύεται και με τη θεωρητική προσομοίωση που γίνεται με βάση τις εξισώσεις De Paolo (1981).

Οι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους ουσιαστικά είναι αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης δύο διοριτικών μαγμάτων, που έχουν μικρές γεωχημικές διαφορές μεταξύ τους, και ταυτόχρονα αφομοιώνουν τα πετρώματα στα οποία διεισδύουν, δηλαδή τον γνεύσιο και τον μετα-SnGr. Το μοντέλο που προτείνεται με βάση τα ιχνοστοιχεία και επαληθεύεται από τα ισότοπα λαμβάνει υπόψη του δύο αρχικά μάγματα.

Οι ολικοί συντελεστές κατανομής που υπολογίστηκαν από τα μοντέλα AFC συμφωνούν με την κρυστάλλωση πλαγιοκλάστου + καλιούχου αστρίου + κεροστίλβης + βιοτίτη + απατίτη + ζιρκονίου + αλλανίτη + τιτανίτη + μαγνητίτη, όπως αυτή προσδιορίστηκε από τις μεταβολές των κυρίων στοιχείων, των ιχνοστοιχείων και των σπανίων γαιών. Οι αποκλίσεις που παρουσιάζουν αρκετά από τα δείγματα του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους από τις καμπύλες αυτές πιθανότατα οφείλονται στο γεγονός ότι τα πετρώματα αυτά δεν αντιπροσωπεύουν καθαρά τήγματα αλλά είναι αποτέλεσμα μη τέλειου

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αποχωρισμού μεταξύ του υπολειμματικού υγρού και του κρυσταλλούμενου στερεού.

Οι περισσότερες σύμφωνες ηλικίες και των τριών δειγμάτων που χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο U-Pb σε ζιρκόνια είναι πανομοιότυπες στο όριο των σφαλμάτων. Η μέση τιμή είναι 236±8 Ma η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως η ηλικία κρυστάλλωσης των δειγμάτων καθώς και ως η ηλικία της διείσδυσης του πλουτωνίτη, προτείνοντας ένα μαγματικό επεισόδιο στο Άνω-Μέσο Τριαδικό.

Παρά το γεγονός ότι ο πλουτωνίτης βρίσκεται στη Μάζα της Ροδόπης, αυτός διαφέρει από τον εκτεταμένο Ηωκαινικό-Μειοκαινικό μαγματισμό της περιοχής και είναι μάλιστα πολύ διαφορετικός από αυτόν της Ξάνθης που βρίσκεται μόνο λίγα χιλιόμετρα δυτικά.

Πλουτωνίτες με παρόμοια ηλικία έχουν βρεθεί στη Σερβομακεδονική Μάζα η οποία αποτελεί μέρος της UTU (Himmerkus et al. 2009, Bonev et al. 2018 και αναφορές εκεί). Ιδιαίτερα οι πλουτωνίτες της Κερκίνης και της Αρναίας (247 Ma και 254-244 Ma αντίστοιχα) (Poli et al. 2009), καθώς και ο μεταφεμικός πλουτωνίτης της Βόλβης (240 Ma) (Bonev et al. 2018) έχουν παραπλήσια ηλικία κρυστάλλωσης.

Ο πλουτωνίτης συνδέεται με μαγματισμό ηφαιστειακού τόξου όπως φαίνεται από τα διακριτικά διαγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν και από τα αραχνογράμματα. Η κατώτερη ενότητα του Δόμου του Κάρδαμου αποτελείται από υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης ορθογνευσίους και μιγματίτες οι οποίοι δηλώνουν και την ηπειρωτική της προέλευση. Ο πλουτωνίτης του Παπικίου Όρους διεισδύει κυρίως στον ορθογνεύσιο που υποδηλώνει περιβάλλον ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου, σε συμφωνία με τα γεωχημικά δεδομένα.

Τα αποτελέσματα της ηλικίας του πλουτωνίτη, τοποθετούν τη μαγματική διείσδυση στο Μέσο Τριαδικό. Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον επιβεβαιώθηκε με όλα τα παραπάνω πως πρόκειται για ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο. Παλαιογεωγραφικές μελέτες και με πλήθος χαρτών πολλοί συγγραφείς (Dercourt et al. 2001 και Stampfli and Borel 2002 και αναφορές εκεί) έχουν επιβεβαιώσει αυτό το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο την χρονική περίοδο του Μέσου Τριαδικού. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 2 από τους Kasmin and Tikhonova 2006, η ΠαλαιοΤηθύς κλείνει, ο ωκεάνιος φλοιός

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

υποβυθίζεται κάτω από ηπειρωτικά μπλοκ της Ευρασίας με κατεύθυνση περίπου βόρεια δημιουργώντας ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια τόσο με την Ροδόπη όσο και με άλλα ηπειρωτικά μπλοκ στο νότιο τμήμα τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

11. SUMMARY-CONCLUSIONS

This thesis examines the plutonite of Mt Papikion, which belongs geotectonically to the Dome of Kardamos and covers about 100 km^2 in the southwestern part of the Dome in Greece. It extends from the region of Iasmos in the east to the area of Komotini in the west and from the Xanthi-Komotini 's fault in the south to the Greek-Bulgarian borders in the north. The plutonite has a distinctive gneiss texture mainly on its margins. In the southwest it comes in contact with marbles in two outcrops, one in situ, where it creates contact metamorphism with skarn minerals, such as epidote and garnet, while the other is thrust faulted onto the plutonite. The thickness of the skarn zone ranges from 0.5 m to 1.5 m. In its northeastern part it comes into contact with gneiss, penetrating the Kardamos Dome (Bonev et al 2006a and references there). The gneiss represents the lower unit of the Kardamos Dome and the marbles, the intermediate unit. Therefore, the plutonite of Mt Papikion penetrates both the lower and the intermediate unit of the structure.

Based on the chemical classification, mineralogical and textural characteristics of the rocks, as well as the way they appear in the field, three main petrographic groups were identified: (a) Diorite (Dr), (b) Granodiorite (Grd), and c) Syeno-granite (SnGr).

(a) In the group of diorites, rock samples are plotted into the fields of the diorite, quartz diorite, quartz monzodiorite, monzodiorite and tonalite.

b) In the group of granodiorites, rock samples are plotted mainly into the field of granodiorite and less in the field of monzogranite. According to the field observations no textural differences or differences in the appearance between the two types were found. No boundaries between the two petrographic types were identified, nor do they present a specific distribution within the plutonic body. There are no significant differences in chemical composition and the transition between types is gradual. For these reasons, the two types are considered as one group. Granodiorites are divided into three individual petrographic groups based on the presence/absence of hornblende and biotite in the samples. Thus, we distinguish the biotite granodiorite (Bi Grd), the

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

biotite-hornblende granodiorite (Bi-Hbl Grd), as well as the hornblende granodiorite (Hbl Grd).

c) Syenogranites consist of only one type, the biotite syenogranite (Bi SnGr), hereafter referred to as meta- Bi SnGr. The origin of this type is probably from an older crust melt.

Xenoliths are found almost everywhere in the plutonite in a variety of shapes and sizes. Mafic microgranular enclaves have been found only in one area (approximately 300 m^2) where there is an abundance and variety of enclaves. These enclaves are not distinct from each other, as they are also quite difficult to distinguish macroscopically from the xenoliths located in the same area with wich they share similar shape and size. The petrographic type that hosts these enclaves and the xenoliths is the biotite granodiorite (Bi Grd).

The minerals that appear in the above petrographic types are: quartz, plagioclases, k-feldspars, hornblende, biotite, epidote (magmatic and secondary), titanite, zircon and apatite. Metallic minerals as magnetite, pyrite and ilmenite have also been found.

Quartz occurs in all studied petrographic types. It forms anhedral crystals and displays the phenomenon of corrugated extinction, which shows the tectonic stress of the rocks.

The plagioclases have an acidic composition, oligoclase to andesine, without any zoning. The highest proportion appears in the dioritic group which decreases towards Bi SnGr. Very often, especially in the dioritic group, antiperthites occur.

The k-feldspars appear as orthoclases in all petrographic groups. They predominantly belong to Bi SnGr and their percentage is reduced towards the dioritic group. They exhibit perthitic and myrmecitic textures to a small extent.

Hornblende appears as the main mafic mineral in Bi-Hbl Grd and Bi-Hbl Dr, and it is the only mafic mineral in Hbl Grd and in Hbl Dr. They all belong to the group of calcic amphiboles. The sieved or spongy Hbl, which appears in all the Hbl petrographic types, does not differ from the rest other than its morphology. According to Collins (1997a, b, c, d, 2003) and Collins and Collins (2002), this texture is created in a solid state by silicon replacement in the

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

mineral resulting in quartz. This process may also come from the destruction of mafic minerals, such as the pyroxenes and the hornblende itself, leaving behind quartz. Furthermore, the spongy hornblende, together with the presence of epidote, titanite, zircon and the absence of zoning and twinning in the plagioclases, may be interpreted as the effect of hydrothermal fluid action. Finally, the spongy hornblende may be the result of assimilation of xenoliths from the melt (Beard et al 2005). In particular, hornblende is derived from the replacement of pyroxene.

The composition of biotite is almost constant in all the petrographic types that it occurs.

The epidote is the most widespread accessory mineral in the petrographic types of the plutonite of Mt Papikion. It also appears enclosed in biotite or hornblende. In all petrographic types, epidote has both magmatic and secondary origin.

Titanite is quite widespread mainly in the group of granodiorites and less in diorites. It often appears in subhedral crystals. It appears to crystallize after apatite and before hornblende and biotite.

Zircon appears to be relatively abundant in euhedral and anhedral crystals in all the petrographic types of the Mt Papikion plutonite. At lower rates, it appears in Bi SnGr. It is often found enclosed in biotite, hornblende, feldspars and quartz. Most crystals have a length of 70-80 μm and a maximum size of 150 μm. The euhedral crystals suggest its magmatic origin. Many of the analyzed zircons had inherited cores and magmatic rims.

Apatite occurs in all petrographic types and is one of the first crystallized minerals. None of the studied crystals are presented in the form of needle-like crystals and this indicates that the magma did not cool quickly (Neves and Mariano 1997).

All petrographic types contain magnetite and, in some cases, pyrite and ilmenite. Magnetite occurs in individual crystals that are mainly enclosed in biotite and hornblende. It is not encountered with exsolution lamellae of ilmenite. Magnetite and pyrite are found in euhedral cubic crystals, while

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ilmenite was observed only with the use of electron microscopy mainly in Hbl Dr.

The study of the main elements shows that there is a fairly wide range of values for most oxides. SiO_2 ranges from 49.24% in the group of the diorites up to 74.80% in the group of granodiorites. More specifically, it varies from 49.24 to 61.05% in the group of the diorites, from 59.24 to 74.80% in the group of granodiorites and from 70.35 to 72.67% in the biotite syenogranite. The rocks are metalluminous to peralluminous (Frost and Frost 2008), exhibit high levels of K_2O and they are classified as calc-alkaline and high K calc-alkaline rocks (Peccerillo and Taylor 1976).

Rb shows a relatively good, positive correlation with SiO_2. Sr seems to decrease relatively to SiO_2. The ratios Rb/Sr and Sr/Ca indicate that the plagioclase is the main mineral involved in the solid phase and it controls the differentiation process. The reduction of the Sr/Ba ratio in the diorite group, indicating the greater participation of plagioclase, continues at a much lower rate in the more acidic petrographic types, thus indicating that we have continuous crystallization of plagioclase in the solid phase and the involvement of the K-feldpsars at this stage. Ce shows a positive correlation with SiO_2, however, there is a statistical scatter. Cr has a strong negative correlation with SiO_2 in both the group of the diorites, although the samples show a strong dispersion, as well as in the more acidic groups, and is more characteristic in the petrographic type of the Bi-Hbl Grd. Ni is negatively correlated with SiO_2 and shows that hornblende is the one that primarily controls its geochemical behavior due to the absence of olivine and pyroxene. Pb shows a large dispersion with SiO_2, showing no tendency or separation of the petrographic types, and shows a limited role of k-feldspars in the differentiation process. In relation to SiO_2, Zr exhibits no correlation and probably zircon does not play an important role in differentiation. Y shows a dispersal diagram in the diorite group, a slight upward trend in the Bi-Hbl Grd, while in the Bi Grd and in the syeno-granite it shows a slight tendency to decrease. The apatite, zircon and titanite may be accessory minerals, however, they seem to control the differentiation of Y and not hornblende, which participates in larger amounts

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

the Hbl types. The diorite group and the Bi-Hbl Grd exhibit a general increase in Nb values, whereas on the contrary, it decreases in the types that hornblenbe is are not present. Ta exhibits two trends. A positive correlation with SiO_2 in the diorite group and the Bi-Hbl Grd and a slight negative trend in non-Hbl petrographic types. Th also presents two trends with SiO_2. The first is positive and concerns the Hbl types, while the second is not clear, since it displays dispersion. Hf presents a dispersion with SiO_2 that indicates the low participation of zircon in the process of differentiation.

The patterns of REEs are similar, suggesting that the rocks of the Mt Papikion plutonite are syn-magmatic.

It is apparent from the isotopic analyses that the values of the samples range from 0.704 to 0.708 for the ratio $(87Sr/86Sr)_{235}$ and for the ratio $(143Nd/144Nd)_{235}$, from 0.512060 to 0.512435.

The initial isotopic Sr ratio increase by differentiation may be the result of assimilation or mixing with simultaneous fractional crystallization (AFC or MFC).

In the projection diagram $(87Sr/86Sr)_{235}$ vs $(143Nd/144Nd)_{235}$, a smooth negative correlation trend is shown. This trend has been interpreted as a result of a mixing process between a mantle and a crustal source (Picket and Wasserburg 1989, Parada et al., 1999, Chen 2002).

The amphibole geobarometers and the amphibole-plagioclase geo-thermometer gave average pressure (Schmidt 1992) and temperature values for Bi-Hbl Grd 5 kbars and 725 °C, for Hbl Grd 3 kbars and 600 °C and for the Dr, 6.9 kbars and 660 °C. In conclusion, the plutonite crystallization conditions indicate that the bulk of the plutonite penetrated at a deep level and relatively high pressures, about 5 kbars (Bi-Hbl Grd), as the barometer of the amphibole showed. This conclusion is confirmed by the presence of magmatic epidote but also by the narrow contact metamorphic aureole (0.5-1.5 m) formed with the marbles.

The results from the application of feldspars geothermometers to the petrographic types of Bi Grd, Bi-Hbl Grd and Hbl Grd show that these temperatures are equilibrium temperatures of the feldspars at a later stage of

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

magma differentiation because they are quite low (422 to 461 °C). It is also apparent from the amphibole and feldspar geothermometers ion diffusion in the solid state prevailed until equilibrium was reached. Typically, such low temperatures and/or pressures are observed in granite, and in particular I-type granite rocks, having high fO_2 (Soltani and Carr 2007, Toummite et al., 2012).

The temperature values from zircon and apatite saturation geothermometers ranged from 740 to 926 °C and indicate the temperature of the melt.

The plutonite's evolution, as observed by filed observations, isotopes and trace elements, can be described as a process of assimilation with simultaneous fractional crystallization (AFC). This process is also verified by the De Paolo equations (1981). The petrographic types of the Mt Papikion plutonite are essentially the result of a fractional crystallization of two melts, which have small geochemical differences, and at the same time assimilate the rocks into which they penetrate, namely gneiss and meta-SnGr. The model proposed on the basis of trace elements and verified by isotopes takes into consideration two initial magmas. The total distribution coefficients calculated by the AFC models are consistent with the crystallization of plagioclase + K-feldspar + hornblende + biotite + apatite + zircon + alanite + titanite + magnetite, as determined by the varation of the main elements, trace elements and rare earth elements. The deviations that many of the samples of the Mt Papikion plutonite show from these curves are probably due to the fact that these rocks do not represent pure melts but are the result of an incomplete separation between the residual liquid and the crystalline solid. This is a possible process that simulates the formation conditions of the plutonite of Mt Papikion.

Most concordia ages of the three samples dated with the U-Pb method in zircons are identical in the limit of the errors. The mean value is 236±8 Ma which can be considered as the age of crystallization of the samples as well as the age of plutonite intrusion, suggesting a magmatic episode in the Upper-Middle Triassic.

Despite the fact that the plutonite is located in the Rhodope Massif, it differs from the extended Eocene-Miocene magmatism of the area and it is

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

even very different from that of Xanthi, which is located only few kilometers west. Plutonites of similar age are not mentioned in the literature of the Rhodope Massif, while older ages (Himmerkus et al. 2009, Bonev et al. 2018 and references therein) have been reported for metagranites. However, plutonites of similar ages (Poli et al. 2009, Bonev et al. 2018) have been found in the Serbo-Macedonian Massif which is part of the UTU.

The plutonite is associated with volcanic arc magmatism as shown by the diagrams used and by the spider diagrams. The lower unit of the Kardamos Dome consists of high metamorphic grade rocks, orthogneiss and migmatites, which also suggests its continental origin. The plutonite of Mt Papikion penetrates mainly the orthogneiss, which indicates an environment of an active continental margin, in accordance to the geochemical data presented above.

The pluton's emplacement occurs in the Middle Triassic. Geochemical characteristics show that the intrusion took place in an active continental margin. During the Middle Triassic, as various researchers' state, the ocean of Paleo-Tethys closes and the ocean plate subducts under individual parts of Eurasian continental blocks (active continental margins).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

12. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

A

Alagna, K.E., Petrelli, M., Perugini, D. and Poli G. (2008). Micro-Analytical Zircon and Monazite U-Pb Isotope Dating by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Quadrupole Mass Spectrometry. *Geostandards and Research Geoanalytical*, 32(1), 103-120.

Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Fanning, C.M. and Dorais, M.J., 2002. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: An integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, 188, 125-147.

Ancirev, A., Gorozanin, O., Velickov, D. and Bogoyavlenskaya, O., 1980. About a find of faunistic remains in the Metamorphic rocks of the Western Rhodopes. *Geol. Balc.*, 10(1), 29-32 (in Russian).

Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 125-138.

Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in- hornblende barometry. *Amer. Mineral.*, 80, 549-559.

Aubouin, J., Brunn, J.H., Celet, P., Dercourt, J., GodFriaux, J. and Mercier, J.L., 1963. Espuisse de la géologie de la Grèce. *Livre à la mémoire de Prof. P. Fallot. Mém. hors serie, Soc. Géol. France, Paris, 1960-1963*, 583-610.

B

Babarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227-238.

Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multcationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.

Barboni, M., Schoene, B., Ovtcharova, M., Bussy, F., Schaltegger, U. and Gerdes A. (2013). Timing of incremental pluton construction and magmatic activity in a back-arc setting revealed by ID-TIMS U/Pb and Hf isotopes on complex zircon grains. *Chem. Geol.*, 340, 76–93.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Barr, S.R., Temperley, S. and Tarney, J., 1999. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of central Greek Rhodope. *Lithos*, 46, 69-94.

Barth, T.F.W., 1962. Theoritical Petrology. *2nd edition, John Wiley and Sons, N. York, London*, 416p.

Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. and Talavera, C. 2007. Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *J. Petrol.*, 48, 1227-2339.

Beard, J.S., Ragland, P.C. and Crawford, M.L., 2005. Reactive bulkassimilation: A model for crust-mantle mixing insilicic magmas. *Geological Society of America*, 33(8), 681–684.

Billet, M.F. and Nesbitt, R.W., 1986. Base metal mineralization associated with mafic and ultramafic rocks, eastern Rhodope massif, Greece. *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B*, 95, 37-45.

Μπίτσιος, Δ., Κωνσταντινίδης, Δ., Δημάδης, Ε., Δημητριάδης, Α., Κατιρτζόγλου, Κ. και Ζάχος,Σ., 1981. Μικτή θειούχος μεταλλοφορία της ελληνικής Ροδόπης. *Ι.Γ.Μ.Ε., Αδημοσίευτη έκθεση Νο 3313*, Αθήνα, 118σ.

Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.

Bonadiman, C., Coltorti, M. and Siena, F., 1994. Petrogenesis and T-fO_2 estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): a Triassic shoshonitic intrusion in a transcurrent geodynamic setting. *Eur. J. Mineral.*, 6, 943-966.

Boncev, E., 1946. On the tectonic lineaments of the Balkan peninsula. *Sofia, Geology of the Balkan peninsula*, 4, part I, 13-27.

Bonev K., Ivanov, Z. and Ricou, L.-E., 1995. Dénudation tectonique au toit du noyau métamorphique rhodopienmacédonien: la faille normale ductile de Gabrov Dol (Bulgarie), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166(1), 49-58.

Bonev N., Burg J.-P., and Ivanov, Z., 2006a. Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome–the Kesebir-Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria-Greece). *Int. J. Earth. Sci.*, 95(2), 318-340.

Bonev N., Marchev, P. and Singer, B., 2006b. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology constraints on the Middle Tertiary basement extensional exhumation, and its relation to ore-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

forming and magmatic processes in the Eastern Rhodope (Bulgaria). *Geodinamica Acta*, 19(5), 265-280.

Bonev, N. and Beccaletto, L., 2007. From syn- to postorogenicTertiary extension in the north Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope-Thrace, Bulgaria-Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. In: Taymaz, T., Yilmaz, Y. and Dilek, Y. (eds). *The geodynamics of the Aegean and Anatolia*. Geological Society, Special Publication 291, London, 113-142.

Bonev, N., Marchev, P., Ovtcharova, M., Moritz, R. and Ulianov, A., 2010. U-Pb LA-ICP/MS zircon geochronology of metamorphic basement and Oligocene volcanic rocks from the SE Rhodopes: inferences for the geological history of the Eastern Rhodope crystalline basement, paper presented at National Conference of the Bulgarian Geological Society, *Bulgarian Geological Society*, Sofia. 115-116.

Bonev, N., Moritz, R., Borisova, M. and Filipov, P., 2018. Therma-Volvi-Gomati complex of the Serbo-Macedonian Massif, Northern Greece: A Middle Triassic continental margin ophiolite of Neotethyan origin. *Journal of the Geological Society,* DOI: https://doi.org/10.1144/jgs2017-130.

Boyanov, I. and Goranov, A., 2001. Late Alpine (Palaeogene) superimposed depressions in parts of Southeast Bulgaria. *Geol. Balc.*, 31, 3–36.

Boyanov, I., Mavrochiev, B. and Vaptsarov, I., 1963. On the structural formations of the part of the eastern Rhodope. Bull. *Geol. Inst. Bulgarian Ac. Sci.*, 12, 125-178.

Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In:Henderson, P. (ed.) Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, pp. 63–114.

Brandon, A.D., Creaser, R.A. and Chacko, T., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271, 1845-1848.

Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18(1), 53-72.

Brunn, J., 1956. Contribution a L' étude géologique du Pinde serpentrional et D' une partie de la Macedoine Occidentale. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 7, 1-135.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Bruck, P.M. and O' Connor, P.J., 1977. The Leinster Batholith: Geology and geochemistry of the Northern Units. *Geol. Surv. Ireland Bull.*, 2, 107-141.

Boutelier, D., Chemenda, A. and Burg, J.-P., 2003. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212(1-2), 31-45.

Bucher, K. and Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *8Th edition, Springer Heidelberg Dordrecht London New York*, 428p.

Burg, J-P, Ricou, L-E, Ivanov, Z, Godfriaux, I, Dimov, D and Klain, L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. *Terra Nova*, 8, 6–15.

Burg, J-P, 2012. Rhodope: From Mesozoic convergence to Cenozoic extension. In: Emmanuel Skourtsos and Gordon S. Lister (eds). *The Geology of Greece*. Review of petro-structural data in the geochronological frame Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 42, paper 1.

C

Catlos, E.J., Sorensen, S.S. and Harrison, T.M., 2000. Th-Pb ion microprobe dating of allanite. *Amer. Mineral.*, 85, 633-648.

Χατζηδημητριάδης, Ε.Α. και Κελεπερτζής, Α.Ε., 1984. Συμβολή στην γνώση της Γεωλογίας της της Ελλάδος. Εσωτερικές Ελληνίδες Ζώνες και εφαρμογή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών. *Ορυκτός Πλούτος*, 33, 41-58.

Cecil, M.R., Rotberg, G., Ducea, M.N., Saleeby, J.B. and Gehrels, G.E., 2012. Magmatic growth and batholithic root development in the northern Sierra Nevada, California. *Geosphere*, 8, 592–606, doi:10.1130/GES00729.1.

Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C. and Knaack, C., 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q05009, doi: 10.1029/2005GC001100.

Chappell, B.W., & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

Chemenda, A. I., Yang, R.-K., Stephan, J.-F., Konstantinovskaya, E. A. and Ivanov, G. M., 2001. New results from physical modelling of arc–continent collision in Taiwan: evolutionary model, *Tectonophysics*, 333(1-2), 159-178.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Chen, B., Jahn, B. and Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60, 67-88.

Cherneva, Z., and Georgieva, M., 2005. Metamorphozed Hercynian granitoids in the Alpine structures of the Central Rhodope, Bulgaria: geotectonic position and geochemistry, *Lithos*, 82(1-2), 149-168.

Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2003. Diffusion in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 113-143.

Chinner, G.A., 1960. Pelitic gneisses with varying Ferrous Ferric ratios from Glen Glova, Angus, Scotland. J.Petrol., 1, 178-217.

Χριστοφίδης, Γ.Θ., 1977. Συμβολή εις την μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 249σ.

Christofides, G., Eleftheriadis, G. and Esson, J., 1990. Preliminary results on the magmatic evolution on the island of Samothraki granite (Thrace, Northeastern Greece). *Geol. Rhodopica*, 2, 213-226.

Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. and Koroneos, A. 1998. Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.

Christofides, G., Koroneos, A., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. and Kilias, A. 2001a. 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.

Christofides, G., Pecskay, Z., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. and Koroneos, A. 2001b. Petrology and K/Ar geochronology of the Tertiary Evros volcanic rocks, Thrace, northeastern Greece. *PANCARDI 2001, Proc. II Abstracts*, DP6-7.

Coats, J.S. and Wilson, J.R, 1971. The eastern end of the Galway granite. *Min. Mag.*, 38, 138-151.

Collins, L.G., 1997a. K-differentiation by magmatic and metasomatic processes: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 7, http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised7.htm.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Collins, L.G., 1997b. Microscopic and megascopic relatioships for myrmekite-bearing granitic rocks formed by K-metasomatism, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 3, http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr3Myrm.pdf.

Collins, L.G., 1997c. Large-scale K- and Si-metasomatism to form the megacrystal quartz monzonite at Twentynine Palms, California. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 9, http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr9Twenty.pdf.

Collins, L.G., 1997d. Sphene, myrmekite, and titanium immobility and mobility; implications for large-scale K- and Na-metasomatism and the origin of magnetite concentrations. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 18, http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr18LyonMtn.pdf.

Collins, L.G., 2003. Transition from magmatic to K-metasomatic processes in granodiorites and Pyramid Peak granite, Fallen Leaf Lake 15-Minute Quadrangle, California. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 48, http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr48Fallen.pdf.

Collins, L.G. and Collins**,** J.B., 2002. Myrmekite formation at Temecula, California, revisited: A photomicrographic essay illustrating replacement textures. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 43, http://www.csun.edu/~vcgeo005/Nr43Temecula.pdf.

Cornelius, N.K. 2008. UHP metamorphic rocks from the Eastren Rhodope Massif. NE Greece: New Constraints from Petrology, Geochemistry and Zircon Ages, PhD Thesis, University of Mainz, 173 pp.

Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. *Geoge Allen and Unwin, London*, 450p.

Cox, R.A., Wilton, D.H.C. and Kosler, J., 2003. Laser-Ablation U-Th-Pb in situ dating of zircon and allanite: An example from the October Harbour Granite, central coastal Labrador, Canada. *Canad. Mineral.*, 41, 273-291.

Cox, R.A. and Wilton, D.H.C., 2006. U-Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: An example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, 235, 21-32.

Cullers, R.L., Medaris, L.G. and Haskin, L.A., 1973. Experimental studies of the distribution of rare earth as trace elements among silicate minerals and liquid and water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 37, 1499-1512.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Czamanske, G.K., and Wones, D.R., 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2; The mafic silicates. *Jour. Petrol.*, 14, 349-380.

D

D' Amico, C., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Bargossi, G.M., Campana, R. and Soldatos, T., 1990. The Sithonia plutonic complex (Chalkidiki, Greece). *Mineral. Petrog. Acta*, 23, 143-177.

Dawes, R.L. and Evans, B.W., 1991. Mineralogy and geothermo-barometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 1017-1031.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962,1963. Rock-forming minerals. *Longman Limited, London*, Vol. 1,2,3,4,5.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Sussman, J., 1986. An interdiction to rock- forming minerals.*17th. Longman Ltd*, 16, 528p.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. An introduction to the Rock Forming Minerals: Second Edition. *Longman Limited, Essex, England*.

Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P. and Papadopoulos, P. 1988. Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 159, 2, 113-135.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielink, B. et al. (eds) 2001. Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris.

DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotope effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Letters, 53, 189-202.

DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976a. Nd isotope variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Letters, 3, 249-252.

DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976b. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$. Geophys. Res. Letters, 4 (10), 465-468.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.

Dewey, J. and Bird, J., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Dewey, J.F. and Sengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.

Δημάδης Ε και Ζάχος, Σ, 1986. Γεωλογικός χάρτης Ροδόπης 1:200.000. *ΙΓΜΕ*.

Dimitrov, S., 1955. Stand und Aufgaben der Untersuchungen der magmatischen und metamorphen Komplexe Bulgariens. *SSSR, Moskva, Izv. Acad. Nank., ser. Geol.*, 1, 5-15.

Dimitrov, S., 1959. Kurze Ubersicht der metamorphen Komplexe in Bulgarien. *Freiberger Forschungschefte*, C57, 62-72.

Dinter, D.A. and Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.

Dinter, D.A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S. and Royden, L., 1995. U-Pd and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, 14/4, 886-908.

Dinter, D.A., 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110(9), 1208-1230.

Dodge, F.C.W., Smith, W.C. and May, R.E., 1969. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Min. Mag.*, 39, 58-64.

Drake, M.J. and Weill, D.F., 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 689-712.

Dunn, T., 1987. Partitioning of Hf, Lu, Ti and Mn between olivine, clinopyroxene and basaltic liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 476-484.

Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Miner.*, 68, 880-899.

E

Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their pedogenesis. *Lithos*, 26, 115-134.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Elkins, L.T. and Grove, T.L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.*, 75, 544-559.

Eleftheriadis, G., 1990. Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope Massif (N. Greece). *Geol. Rhodopica*, 2, 180-196.

Eleftheriadis, G. and Lippolt, G.J., 1984. Alterbestimmungen zum oligozänen Vulcanismus der Süd-Rhodopen (Nord-Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mon.*, 3, 179-191.

Eleftheriadis, G., Pe-Piper, G., Christofides, G., Soldatos, T. and Esson, J., 1994. K-Ar dating of the Samothraki volcanics rocks, Thrace, north-eastern Aegean (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 30, 205-212.

Eleftheriadis, G., Christofides, G., Mavroudchiev, B., Nedyalkov, R., Andreev, A. and Hristov, L., 1989a. Tertiary volcanics from the East Rhodopes in Greece and Bulgaria. In: Kolkovski, B. (eds). *Geologica Rhodopica 1*. Proc. of the 1st Bulgarian-Greek Symp., Smolyan, 1987, Kliment Ohridski University Press, Sofia, Bulgaria, 1, 202-217.

Evangelakakis, C., Kroll, H., Voll, G., Wenk, H.-R., Meisheng, H. and Köpcke, J., 1993. Low-temperature coherent exsolution in alkali feldspars from high-grade metamorphic rocks of Sri Lanka. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 519-532.

F

Farrow, C.E.G. and Barr, S.M., 1992. Petrology of high Al hornblende and magmatic epidote bearing plutons in the southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia. *Can. Mineral.*, 30, 377-392.

Faure, G. 1977. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, London, 464p.

Fernandez-Suarez, J., Arenas, R., Jeffries, T.E., Whitehouse, M.J. and Villaseca, C., 2006. A U-Pb study of zircons from a lower crustal granulite xenolith of the Spanish Central System: A record of Iberian lithospheric evolution from the Neoproterozoic to the Triassic. *Journal of Geology*, 114, 471-483.

Foose, R.M. and Manheim, F., 1975. Geology of Bulgaria: a review. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 59(2), 303-335.

Frass, A., Hegewald, S., Kloos, R.M., Tesch, C. and Arikas, K., 1990. The geology of the graben of Petrota (Thrace, NE Greece). *Geol. Rhodopica*, 2, 50-63.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Frisch, W, Meschede, M and Blakey, R 2011. Plate tectonics. Continental drift and mountain building. *Springer*, New York, 212p.

Frost, T.P. and Mahood, G.A. 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 99, 272-291.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033-2048.

Frost B.R. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification of Feldspathic Igneous Rocks. *J. Petrol.*, 49, 1955-1970.

Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H., 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.*, 73, 201-215.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 687-699.

G

Gagnevin, D., Daly, J.S. and Kronz, A. (2010). Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 159, 579–596.

Georgiev, N., Pleuger, J., Froitzheim, N., Sarov, S., Jahn-Awe, S. and Nagel, T.J. (2010). Separate Eocene-Early Oligocene and Miocene stages of extension and core complex formation in the Western Rhodopes, Mesta Basin and Pirin Mountains (Bulgaria). *Tectonophysics*, 487(1), 59-84.

Gerdjikov, I. and Milev, P., 2005. Nestos Shear Zone and structure of the metamorphic basement in the area south of Mesta graben, SW Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 58(2), 197-204.

Goodman, R.J., 1972. The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocryst phases of some basic volcanic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 36, 303-317.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Goranov, A. and Atanasov, G., 1992. Lithostratigraphy and formation conditions of Maastrichtian-Paleocene deposits in Krumovgrad District, *Geologica Balcanica*, 22(3), 71-82.

Gorbatschev, R., 1972. Fe and Mg distribution between coexisting biotites and Ca-amphiboles. *Rep. 24th I.G.C. Sec.*, 10, 93-98.

Gorton, M.P. and Schandl, E.S. 2002. From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073. http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065

Green, T.H. and Pearson, N.J., 1983. Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305, 414-416.

Green, T.H. and Pearson, N.J., 1986. Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chem. Geol.*, 55, 105-119.

H

Hall, A.J., 1941. The relation between chemical composition in the biotites. *Am. Miner.*, 26, 29-33.

Hall, A., 1987. Igneous Petrology. *Longman Scientific Technical, Essex*, 573 p.

Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R. and Spakman, W., 2006. Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions, J*. Geophys. Res.*, 111(B08401), 10.1029/2005JB003791.

Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Webb, L., Ireland, T., Walker, T. and Shuwen, D., 1998. U/Pb ages constrain the architecture of the ultrahighpressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 215- 230.

Hammarstrom, J.M. and Zen, E.-A., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

Hanchar, J.M. and Watson, E.B., 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 89-112.

Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 26-43.

Hart, S.R. and Brooks, C., 1974. Clinopyroxene matrix partitioning of K, Rb, Cs,Sr and Ba. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 38, 1799-1806.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M.P., Reis, A.C. (Eds.), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19, 67–81.

Harrison, T.N., 1990. Chemical variation in micas from the Cairngorm pluton, Scotland. *Miner. Mag.*, 54, 355-366.

Harrisson, T.M. and Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1467-1477.

Haselton, H.T., Hovis, G.L., Hemingway, B.S. and Robie, R.A., 1983. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K, short-range order and implications for two-feldspar thermomertry. *AM Mineral*, 68, 398-413.

Hayama, Y., 1959. Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, 65, 21-30.

Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva L. and Savov, I. 2001. Island-arc origin of the neoproterozoic variegated formations from the east Rhodopes (Avren synform and Bela Reka antiform), Bulgaria. ESF *Europrobe meeting, Ankara, Abs.*, 1, 31–32.

Henderson, P. Mackinnon, A. and Gale, N.M., 1971. The distribution of uranium in some basic igneous cumulates and ist petrological significance. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 35, 917-925.

Hewitt, D.A., and Abrecht, J., 1986. Limitations on the interpretation of biotite substitutions from chemical analyses of natural samples. *Amer. Miner.*, 71, 1126-1128.

Himmerkus, F., Anders, B., Reischmann, T. and Kostopoulos, D., 2007. Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides. In: Hat cher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. and Martínez-Catalán , J. R. (eds). *4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America, Memoir 200.10.1130/2007.1200 (19), 379–390.

Himmerkus, F., Reischmann, T. and Kostopoulos, D., 2009. Serbo-Macedonian revisited: A Silurian basement terrane from northern Gondwana in the Internal Hellenides, Greece, *Tectonophysics*, (1-2), 473.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.

Hollister, L.S., Grisom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correletion of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.

Horstwood, M.S.A., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R. and Nowell, G.M. (2003). Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.*, 18, 837-846.

Marschall, H.R., Ludwig, T., Altherr, R., Kalt, A. and Tonarini, S., 2006. Syros Metasomatic Tourmaline: Evidence for Very High-δ11B Fluids in Subduction Zones. *Journal of Petrology*, 47(10), 1915-1942.

Horn, I., Rudnick, R.L. and McDonough, W.F., 2000. Precise elemental and isotope ratios measurement by simultaneous solution nebulization and laser ablation ICP-MS: Application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164, 281-301.

Horvath, F. and Beckhemer, H., 1982. Mediterranean back-arc basins. In: Beckhemer, H., Hsü, K.J. (eds). *Alpine Mediterrenean Geodynamics*. AGU Geodynamics Ser., 7, 141-173.

Huppert, H.A. and Sparks, R.S.J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. Earth Planet. Sci. Letters, 74, 371-386.

I

Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Rita, F. and Villari, L., 1984. Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece. *Bull. Volcanol.*, 47, 25-37.

Ivanov, R., 1965. Über Grundgebirgsbau und seinen Einfluss auf Petrochemie und Verteilung des Jungvulcanismus in Zentralmassiv der Rhodopen. *Freib. Forschungsh.*, 190, 7-48.

Ivanov, R., 1981. The deep-seated Central Rhodope Nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. *Geol. Balc.*, 11(3), 47-66.

Ivanov, Ž., Moskovski, S., Dimov, D., Kolcheva, K. and Klain, L., 1985. Geological structure of the Central Rhodopes. II: Structural sequences in the

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

synmetamorphic evolution of the Central Rhodope Metamorphic Group, *Geologica Balcanica*, 15, 3-32 (in Russian).

Ivanov, Ž., 1988. Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 227-240.

J

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.

Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K.O. and Kowalczyk, G., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. (eds). *Alps, Apennines, Hellenides*. IUGG Sci. Rep., Stuttgart, 38, 537-564.

Janák, M., Froitzheim, N., Georgiev, N., Nagel, T.J. and Sarov, S., 2011. P–T evolution of kyanite eclogite from the Pirin Mountains (SW Bulgaria): implications for the Rhodope UHP Metamorphic Complex. *J. metamorphic Geol.*, 29(3), 317-332.

Jaranov, D., 1938. La geologie du massif des Rhodopes et son importance a propos de la tectonique de la peninsule Balcanique. *Reveu de geogr. phys. et de geol. dynamique*, Paris, 11, 2.

Jochum, K. P. and Nehring F. (Max-Plank-Institute fuer Chemie), 2006. USGS BHVO-2: GeoReM preferred values (11/2006). GeoReM. Available from: http://georem.mpch-mainz.gwdg.de.

Jochum, K. P., Nehring F. and Stoll B. (Max-Plank-Institut fuer Chemie), 2006. BIR-1: GeoReM preferred values (11/2006). GeoReM. Available from: http://georem.mpch-mainz.gwdg.de.

Jeffries, T.E., Fernandez-Suarez, J., Corfu, F. and Alonso, G.G., 2003. Advances in U Pb geochronology using a frequency quintupled Nd:YAG based laser ablation system (λ=213 nm) and quadrupole based ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18, 847-855.

Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Jolivet, L. and Brun J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *Int. J. Earth. Sci.*, 99(1), 109-138.

Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J.H., and Gerouki, F., 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210, 295-314.

Jordan, H., 1969. Geologie und Petrographie im Zentralteil des Bos Dağ (Drama, Griechisch-Makedonien). *Geotekt. Forsch.*, 31, 50-85.

K

Karfakis, I. and Doutsos, T., 1995. Late orogenic evolution of the Circum-Rhodope Belt, Greece. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, 305-319.

Karistineos, N. and Sotiriadis, L., 1987. Contribution to the East Mediterranean-Tethys evolution. The Rhodope-Servomacedonian massifs boundary. Abstract. *Terra Cognita*, 7, 2-3, 107.

Κατερινόπουλος, Α.Ε., 1982. Συμβολή στη μελέτη των πλουτώνιων πετρωμάτων του Δυτικού Βαρνούντα. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 182σ.

Κατσικάτσος, Γ., 1992. Γεωλογία της Ελλάδας. *Αθήνα*, 451σ.

Kay, S.M., Kay, R.W., Citron, G.P. and Perfit M.R., 1990. Calc-alkaline plutonism in the intra-oceanic Aleutian arc, Alaska. *Geological Society of America*, Special Paper 241, 233-255.

Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F.,2006. Evolution of Early Mesozoic back-arc basins in the Black Sea-Caucasus segment of a Tethyan active margin. *Geological Society*, London, Special Publications, 260, 179-200.

Kilias, A. and Mountrakis, D., 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geologica Rhodopica*, 2, 100-116.

Kinny, P.D. and Friend, C.R.L., 1997. U-Pb isotopic evidence for the accretion of different crustal blocks to form the Lewisian Complex of northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129, 326-340.

Kinny, P.D., Griffin, B.J., Heaman, L.M., Brakhfogel, F.F. and Spetsius, Z.V., 1997. SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites. *Russian Geology and Geophysics*, 38, 97-105.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Kockel, F. and Walther, H.W., 1965. Die Strymon-linie als Grenze zwischen Sevro-Macedonischen und Rila-Rhodope Massiv in Ost Mazedonien. *Geol. Jb.*, Hannover, 83, 575-602.

Kokkinakis, A., 1977. Das Intrusivgebiet des Symvolon-Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland. *Dissert.*, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 255p.

Kokkinakis, A., 1980a. Altersbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Südrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). *Geol. Rundsch.*, 69, 726-744.

Kokkinakis, A., 1980b. Geologie und Petrographie des Kavala-Gebietes und des Symvolongebirges in Griechisch-Ostmakedonien. *Z. dt. geol. Ges.*, 131, 903-925.

Kolčeva, K., Zeljazkova-Panajotova, M., Dobrecov, N.L. and Stojanova, V., 1986. Eclogites in Central Rhodope Metamorphic Group and their retrograde metamorphism. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 20-21, 130-144 (in Russian).

Kolčeva, K. and Eskenazy, G., 1988. Geochemistry ofmetaeclogites from the Central and Eastern Rhodope Mts (Bulgaria). *Geologica Balcanica*, 18(5), 61-78.

Kolocotroni, C., 1992. The emplacement and petrogenesis of the Vrondou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece. *Unpubl. Ph.D. Thesis*, Univ. Edinburgh, Edinburgh, 425p.

Kosler, J., Tubrett, M.N. and Sylvester, P.J., 2001. Application of laser ablation ICP-MS to U-Th-Pb dating of monazite. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 25, 375-386.

Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P.J., Tubrett, M.N. and Pedersen, R.-B., 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies-a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS technique. *Chemical Geology*, 182, 605-618.

Κοτοπούλη, Κ.Ν., 1981. Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής-Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας*, 255σ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Kotopouli, C.N. and Pe-Piper, G., 1989. Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks within the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. *N. Jb. Min. Abh.*, 161, 141-169.

Kotopouli, C.N. and Pe-Piper, G., 1991. Geochemistry of the Paranestion volcanic rocks, Hellenic Rhodope, Greece. *Chem. Erde*, 51, 13-22.

Kotopouli, C.N., Pe-Piper, G. and Katagas, C.G., 1991. The metamorphism and migmatization of the Xanthe-Echinos metamorphic complex, Central Rhodope, Greece. *Lithos*, 27, 79-93.

Κορωναίος, Α., 1991. Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 451σ.

Koukouvelas, I. and Pe-Piper, G. 1991. The Oligocene Xanthi pluton, Northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. *J. Geol. Soc. London*, 148, 749-758.

Koukouzas, C., 1972. Le chevanchement de Strymon dans la région de la frontière gréco-bulgare. *Deuts. Z. Geol. Ges.*, Hannover, 2, 123, 343-347.

Kozhukharov, D. and Timofeev, B., 1980. First finds of microfytofossils in the Precambrian of the Rhodope massif. In: I.G.C.P. Project 22, *The Precambrianon the South Bulgaria*. Sofia 1980, 27-32.

Kozhoukharov, D., 1987. Lithostratigraphy and structure of the Precambrian metamorphics from the core of the Biala-reka Dome, East Rhodope Mts, *Geologica Balcanica*, 17(2), 15-38 (in Russian).

Kozhoukharova, E., 1984a. Origin and structural position of the serpentinized ultrabasic rocks of the Precambrian ophiolitic association in the Rhodope Massif. I: Geologic position and composition of ophiolite association, *Geologica Balcanica*, 14(4), 9-36 (in Russian).

Kozhoukharova, E., 1984b. Origin and structural position of the serpentinized ultrabasics of the Precambrian ophiolitic association in Rhodope Massif. II: Metamorphic alterations of the ultrabasics, *Geologica Balcanica*, 14(6), 3-35 (in Russian).

Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to geochemistry, *McGraw-Hill Kogakusha, Tokyo*, 617p.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Krenn, K., Bauer, C., Proyer A., Klötzli, U. and Hoinkes, G., 2010. Tectonometamorphic evolution of the Rhodope orogen, *Tectonics*, 29.

Krohe, A. and Mposkos, E., 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. In: Blundell, D. J., Neubauer, F. and Von Quadt, A. (eds). The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen. *Geological Society, Special Publication 204*, London, 151-178.

Kroll, H., Evangelakakis, C. and Voll, G., 1993. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 510-518.

Kronberg, P., 1966. Petrographie und Tektonik im Rhodopen- Kristallin des Tsal-Dağ, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh*, 410-424.

Kronberg, B., Meyer, W. and Pilger, A., 1970. Geologie der Rila-Rhodope-Masse zwischen Strimon und Nestos (Nord-Griechenland). *Beih. geol. Jb.*, 88, 133-180.

Kronberg, B. and Raith, M., 1977. Tectonic and metamorhism of the Rhodope crystalline complex in the Eastern Greek Macedonia and parts of the Western Thrace. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, 11, 697-704.

Κυριακόπουλος, Κ., 1987. Γεωχρονολογική–Γεωχημική–Ορυκτολογική μελέτη τριτογενών πλουτωνίων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 343σ.

Kyriakopoulos, K., Pezzino, A. and Del Moro, A., 1989. Rb-Sr geochronogical, petrological and structural study of the Kavala plutonic complex (N. Greece). *Proc. of the 4th Congress, Geol. Soc. of Greece, Athens 1989, Bull. Geol. Soc. Greece*, 23/2, 545-560.

Langmuir, C. H., Bender, J. F., Bence, A. E., Hanson, G. N., Taylor, S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 1, 133-156.

Langone, A., Caggianelli, A., Festa, V. and Prosser, G. (2014). Time Constraints on the Building of the Serre Batholith: Consequences for the Thermal Evolution of the Hercynian Continental Crust Exposed in Calabria (Southern Italy). *J. Geol.*, 122, 183–199.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Laird, J. and Albee, A.L., 1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.*, 281, 127-175.

Lalonde, A.E. and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories. *Canad. Mineral.*, 31, 203-217.

Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresh, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N, C., N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.

Leake, B.E., Woolley A.R., Birch ,W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice ,J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker E.W.J. (2003). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical association's 1997 recommendations. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1355-1362.

Lenharo, S. L. R., Pollard, P. J. and Helmut, B., 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos*, 66, 37-61.

Liati, A., 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N. Greece). *Ph.D. thesis, Tech. Univ. Braunschweig*, 186p.

Liati, A. and Kreuzer, H. 1990. K-Ar dating of metamorphic and magmatic rocks from the Xanthi and Drama areas, Greek part of the Rhodope zone. *Eur. J. Mineral.*, 2 (Bh 1), 161.

Liati, A. and Mposkos, E., 1989. Petrological evolution of the eclogites of Rhodope, N. Greece. *Third Intern. Eclogite Conference*, Würzburg (Abstract).

Liati, A. and Mposkos, E., 1990. Evolution of the eclogites in the Rhodope Zone of northern Greece. *Lithos*, 25, 89-99.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Liati, A. and Seidel, E., 1994. Sapphirine and högbomite in overprinted kyanite eclogites of central Rhodope, northern Greece; first evidence of granulite-facies metamorphism. *Eur. J. Mineral.*, 6, 733-738.

Liati, A., Gebauer, D. and Wysoczanski, R., 2002. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N. Greece); evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 281-299.

Liati A., Gebauer D. and Fanning, C. M., 2011. Geochronology of the Alpine UHP Rhodope Zone: a review of isotopic ages and constraints on the geodynamic evolution. In: Dobrzhinetskaya, L., Faryad, S. W., Wallis, S. and Cuthbert, S. (eds). *Ultrahigh-Pressure metamorphism: 25 years after the discovery of oesite and diamond*. Elsevier, Amsterdam, 295-324.

Li, X.H., Liang, X.R., Min, S., Hong, G. and Malpas, J.G., 2001. Precise 206Pb/238U age determination on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chemical Geology*, 175, 209-219.

Lips, A.L.W., White, S.H. and Wijbrans, J.R., 2000. Middle-Late Alpine thermotectonic evolution of the southern Rhodope Massif, Greece. *Geodynamica Acta*, 13, 281-292.

Liu, H.-Q, Xu, Y.-G. and He, B., 2013. Implications from zircon-saturation temperatures and lithological assemblages for Early Permian thermal anomaly in northwest China. *Lithos*, 182–183, 125–133.

Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11, 468

Ludwig, K. R., 2003. Isoplot/Ex Version 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley, Geochronology Center*.

M

Machev, P. and Kolcheva, K., 2008. Eclogites from Arda tectonic unit — mineralogy and evidence for short-leaved granulite facies overprint. *Paper presented at Geosciences 2008*, Sofia, 49-50.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Maltezou, F. and Brooks, M., 1989. A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece. *Jour. Geol. Soc.*, 146, 53-59.

Maniar, P.D and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 101, 635-643.

Μαράτος, Γ. και Ανδρονόπουλος, Β., 1965α. Στρώματα Μελίας-Αλεξανδρουπόλεως. Η ηλικία και η τοποθέτησις των εις την δομήν της Ροδόπης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6, 1, 132-146.

Μαράτος, Γ. και Ανδρονόπουλος, Β., 1965β. Συμβολή εις τον προσδιορισμόν της ηλικίας ορίζοντος του κρυσταλλοσχιστώδους της Ροδόπης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6, 1, 25-35.

Marchev, P., Vaselli, O., Downes, H., Pinarelli, L., Ingram, G., Rogers, G.R. and Raicheva, R., 1998. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and lamprophyres: implications for the chemical composition of the upper mantle beneath the eastern Rhodopes (Bulgaria). In: Christofides, G., Marchev, P. and Serri, G. (eds). *Tertiary magmatism of the Rhodopian region*. Acta Vulcanol., 10, 233–242.

Marchev, P., Singer, B., Andrew, C., Hasson, S., Moritz, R. and Bonev, N., 2003. Characteristics and preliminary $^{40}Ar/^{39}Ar$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ data of the upper eocene sedimentary-hosted low-sulfidation gold deposits Ada Tepe and Rosino, SE Bulgaria: possible relation with core complex formation, In: Eliopoulos D.G. et al. (eds). *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam, 2, 1193–1196.

Márton, I., Moritz, R., and Spikings, R., 2010. Application of lowtemperature thermochronology to hydrothermal ore deposits: Formation, preservation and exhumation of epithermal gold systems from the Eastern Rhodopes, Bulgaria, *Tectonophysics*, 483(3-4), 240-254.

Masuda, A. and Kushiro, I., 1970. Experimental determination of partition coefficients of ten rare earth elements and barium between clinopyroxene and liquid in the synthetic silicate system at 20 kilobar pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, 42-49.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth; *Chemical Geology*, 120, 223-253.

McHone, J.G. and Butler, J.R., 1984. Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 757-765.

Mercier, J.L., 1973a. Étude geologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). *Thèse, sciences, Univ. Paris, 1966 et Ann. géol Pays hellén.*, Athènes, 20 (1968), 792p.

Mercier, J.L., 1973b. Plissement synmétamorphique d' échelle kilométrique d' âge Jurassique supérieur-Eocrétacé dans les Hellénides internes (Macédoine, Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, 2249-2252.

Meyer, W., 1969 Die Faltenachsen im Rhodopen-Kristallin östlich des Strimon (Nordost-Griechenland). *Geotekt. Forsch.*, 31, 86-96.

Miller, C.F., McDowell, S.M. and Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31, 529-532.

Miller, J.S., Miller, M. and Miller, B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 282-299.

Μηλιαράκης, Α., 1987. Καθορισμός της θέσεως του Παπικίου όρους, *Θρακική Επετηρίς Α΄*, 70–78.

Μουντράκης, Δ., 1986. Γεωλογία Ελλάδος. *University Studio Press*, Θεσσαλονίκη, 207σ.

Mposkos, E., 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and schists in the East Rhodope zone (N. Greece). *Mineral. Petrol.*, 41, 25-39.

Mposkos, E., 1998. Cretaceous and tertiary tectonometamorphic events in Rhodope zone (Greece). Petrological and geochronological evidences. *Bull Geol Soc Greece*, 32(3):59–67.

Mposkos, E., Papadopoulos, P. and Perdikatsis, B., 1989. The Rhodope crystalline basement east of Komotini. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 20(2), 259-273.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Mposkos, E. and Liati, A., 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece. *Can. Mineral.*, 31(2), 401-424.

Mposkos, E., Krohe, A., 2000. Petrological and structural evolution of continental high-pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope domain. In: Panaydes, I., Xenophontos, C., Malpas, J. (eds). *Proceedings of the 3rd international conference geology East Mediterranean*. Geol Surv Nicosia, Cyprus 1, 221–232.

Μπόσκος, Ε., Παπαδόπουλος, Π. και Περδικάτσης, Β., 1986. Το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ροδόπης ανατολικά της Κομοτηνής. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, ΧΧ/2, 259-273.

Mposkos, E., 2001. Petrology of the ultra-high pressure metamorphic Kimi Complex in Rhodope (N.E. Greece): A new insight into the Alpine geodynamic evolution of the Rhodope. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 34(6), 2169-2188.

Mposkos, E.D. and Kostopoulos, D.K., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth Planet. Sci. Letters*, 192, 497-506.

Murata, M., 1993. Major and trace component analysis of Korean Institute of Energy and Resources igneous rock reference samples using X-ray fluorescence spectrometer. *Research Bulletin of Natural Sciences, Naruto University of Education*, 8, 37-49.

N

Nagasawa, H. and Schnetzler, C.C., 1971. Partitioning of rare earth, alkalic and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 35, 953-968.

Nagel, T., Schmidt, S., Janák, M., Froitzheim, N., Jahn-Awe, S. and Georgiev, N., 2011. The exposed base of a collapsing wedge: The Nestos Shear Zone (Rhodope Metamorphic Province, Greece). *Tectonics*, 30, TC4009, doi:10.1029/2010TC002815.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G. and Soldatos, T., 1996. Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece. *Chem. Erde*, 56, 117-142.

Neves, S.P. and Mariano, G., 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: Origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review*, 39, 621-638.

Noble, D.C. and Hedge, C.E., 1970. Distribution of rubidium between sodic-sanidine and natural silicic liquid. *Contib. Mineral. Petrol.*, 29, 234-241.

Nockolds, S.R. and Allen, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series, *I. Geochim. Et Cosmochim. Acta*, 4, 105-142.

Nockolds, S.R. and Mitchell, R.L., 1948. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks aand their minerals. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 61, 533-575.

O

Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H. and Nagasawa, H., 1968. Trace element partitioning between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 47-51.

Osswald, K., 1938. Geologishe geschihe von Griechisch-Nordmakedonien. Athen, Denckschr. *Geol. Land. Griechen.*, 3, 141p.

P

Παπαδάκης, Α., 1965. Ο πλουτωνίτης της περιοχής Σερρών-Δράμας. *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 127σ.

Παπαδόπουλος, Π., 1980. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Φέρρες-Πέπλος-Αίνος, κλίμακα 1:50.000. *Ι.Γ.Μ.Ε.*, Αθήνα.

Παπαδόπουλος, Π., 1982. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μαρώνεια, κλίμακα 1:50.000. *Ι.Γ.Μ.Ε.*, Αθήνα.

Παπαδοπούλου, Λ., 2003. Ισσοροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσηςς και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, Θράκη. *Διδ. Διατρ., Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 343σ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Papanikolaou, D., 1984. The three metamorphic beltsof the Hellenides. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterrenean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 551-566.

Papanikolaou, D. and Panagopoulos, A., 1981. On the structural style of the Southern Rhodope, Greece. *Geol. Balc.*, Sofia, 11 (3), 13-22.

Παπανικολάου, Δ., Sassi, F.P. και Σκαρπέλης, Ν., 1982. Επί των προ-αλπικών μεταμορφώσεων στην Ελλάδα. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 31, 16-31.

Paquette, J.L. and Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, 240, 222-237.

Parada, M.A., Nystrom, J.O. and Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of Central Chile (31-34˚S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46, 505-521.

Patchett, P.J. 1980. Thermal effects of basalt on continental crust and crustal contamination of magmas. Nature, 283, 559-561.

Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. J.Geol., 39, 54-67.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (eds). *Andesites*, John Wiley and Sons, New York, London, 524-548.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12, 339-349.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 290-300.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.

Peccerillo, A. and Taylor, T.S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.

Pe-Piper, G. and Piper, D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Perraki, M., Proyer, A., Mposkos, E., Kaindl, R. and Hoinkes, G., 2006. Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241(3-4), 672-685.

Petro, W.L., Vogel, T.A. and Wilband, J.T., 1979. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extentional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26, 217-235.

Peytcheva I. and Von Quadt, A. V. 1995. U-Pb Zircon dating of metagranites from Byala-Reka region in the East Rhodopes, Bulgaria, Geological Society of Greece, Special Publication, 4, 637-642.

Peytcheva, I., Kostitsin, J., Salnikova, E., Kamenov, B. and Klain, L., 1998, Rb–Sr andU–Pb isotope data for the Rila– Rhodopes batholith. *Geochemistry Mineralogy Petrology*, 35, 93–105.

Philpotts, J. A., 1978. The law of constant rejection. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 909-920.

Philpotts, J.A., and 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, 307-322.

Picket, D.A. and Wasserburg, G.J., 1989. Neodymium and strontium isotope characteristics of New Zealand granitoids and related rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 103, 131-142.

Pitcher, W.S. 1983. Granite type and tectonic enviroment. In: K.J. Hsu (ed.), *Moutain Building Processes*, London& New York, Academic Press, 19-40.

Pitcher, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on: *Geol. Rundsch.*, 76, 51-79.

Pitcher, W.S. 1993. The Nature and Origin of Granite. *Glasgow and London Blackie Academic and Professional*, 321p.

Pitcher, W.S. 1997. The Nature and Origin of Granite. *2nd edition, Chapman & Hall, London*, 387p.

Poli, G.E. and Tommasini, S. (1991). Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *J. Petrol.*, 32(3), 657-666.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Poli G.E. (1992). Geochemistry of Tuscan Archipelago Granitoids, Central Italy: The Role of Hybridization Processes in Their Genesis. *The Journal of Geology*, 100, no.1, 41-56.

Poli G., Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Perugini D. and Lagone A. 2009. Early triassic granitic magmatism – Arnea and Kerkini granitic complexes – in the Vertiskos unit (Serbo-macedoniam massif, north-eastern Greece) and its significance in the geodynamic volution of the area. *Acta Vulcanol.*, 20/21, 47-70.

Πούλιου, Ζ., 2003. Γεωθερμοβαρομετρία στα όξινα και ενδιάμεσα πλουτωνικά πετρώματα της μάζας της Ροδόπης. *Διατρ. Ειδ., Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 168σ.

Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterisation of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 447-452.

R

Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.*, 36, 891–931.

Rapp, R.P., Watson, E.B. and Miller C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1-25.

Rashmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 107, 41-59.

Rasmussen, B., Fletcher, I.R. and McNaughten, N.J., 2001. Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP ion analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963-966.

Perring, C.S., Pollard, P.J. and Nunn, A.J., 2001. Petrogenesis of the Squirrel Hills granite and asssociated magnetite-rich sill and vein complex: Lightning creek prospect, Cloncurry district, Northwest Queensland. *Precambrian Research*, 106, 213-238.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I. and Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, 11, 6, 285-309.

Rieder, M., Cavazzini, G., D' Yakanov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G. Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Canad. Mineral.*, 36, 905-912.

Rieser, A.B., Neubauer, F., Handler, R., Velichkova, S.H. and Ivanov, I., 2008. New 40Ar/39Ar age constraints on the timing of magmatic events in the Panagyurishte region, Bulgaria. *Swiss J.Geosci.*, (1), 101.

Roberts, M. 1994. Petrogenetic relationships between diorites, gabbros, ultramafic rocks, granites and their enclaves, Quérigut Massif, French Pyrénées. Ph.D. thesis, University of Manchester, U.K.

Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1994. Low pressure stability of magmatic epidote in granitoid plutons: Field and experimental evidence (Abstract). *4th. Ann. Thematic and research in progress meeting. V.S.G., Univ.of Liverpool*.

Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 1-74.

Robinson, P., Ross, M. and Jaffe, H.W., 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende and the anthophyllite-gedrite solvus. *Amer. Mineral.*, 56, 1005-1041.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman, London*, 352p.

Ryerson, F.J., and Hess, P.C., 1978. Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 921-932.

S

Sano, Y., Oyama, T., Terada, K. and Hidaka, H. 1999. Ion microprobe U-Pb dating of apatite. *Chemical Geology*, 153, 249-258.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Σαπουντζής, Η., Σολδάτος, Κ., Ελευθεριάδης, Γ. και Χριστοφίδης, Γ., 1976. Συμβολή εις την μελέτην του πλουτωνίτου της Σιθωνίας, ΙΙ. *Πετρογραφικόν-Πετρογενετικόν μέρος. Ann. Geol. Pays Hell.*, 28, 98-134.

Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. and Roulet, M.-J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.

Schettino, A. and Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophys. J. Int.*, 163(2), 727-759.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.

Schmidt, S., Nagel, T.J. and Froitzheim, N., 2010. A new occurrence of microdiamond-bearing metamorphic rocks, SW Rhodopes, Greece. *Eur. J. Mineral.*, 22(2), 189-198.

Sen, I.S., Bizimis M., Sen G, Huang, S., 2011. A radiogenic Os component in the oceanic lithosphere? Constraints from Hawaiian pyroxenite xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75, 4899–4916

Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 77-112.

Shand, H.S., 1947. Eruptive rocks. *3th ed., 1st ed. 1927, T. Murby, London*, 488p.

Shand, H.S., 1951. Eruptive rocks. *4th ed., John Wiley and Sons, N.York*, 480p.

Σκλαβούνος, Σ.Α., 1981. Ο γρανίτης του Παρανεστίου. (Ορυκτολογία-Πετρογραφία). *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 175σ.

Σολδάτος, Τ.Κ., 1985. Πετρολογία και Γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 303σ.

Soldatos, T. and Christofides, G., 1986. Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia pluton, central Rhodope, North Greece. *Geologica Balcanica*, 16(1), 15-23.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A. and Tommasini, S., 1998. Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrondou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 319-330.

Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G. and Del Moro, A., 2001a. Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. *N. Jb. Min. Abh.*, 176, 179-209.

Soldatos, T., Koroneos, A., Del Moro, A. and Christofides, G. 2001b. Evolution of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece). *Chem. Erde*, 61, 92-116.

Soltani, A. and Carr, P.F., 2007. Thermobarometry of Ca-amphibole in a Typical Low–temperature I-type Granite from Kashmar, Iran. *Journal of Technology and Education* 1(3), 47-54.

Sparks, R.S.J. and Marshall, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 29, 99-124.

Sparks, R.S.J., Huppert, H.E. and Turner, J.S., 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310, 511-534.

Spear, F.S., 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the reaction albite+tremolite=edenite+4 quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 355-364.

Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 13, 299-356.

Stampfli, G. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196(1-2), 17-33.

Stern, R.A. and Berman, R.G., 2000. Monazite U-Pb and Th-Pb geochronology by ion microprobe, with an application to in situ dating of an Archean metasedimentary rock. *Chemical Geology*, 172, 113-130.

Storey, C.D., Jeffries, T.E. and Smith, M., 2006. Common lead-corrected laser ablation ICP-MS U-Pb systematics and geochronology of titanite. *Chemical Geology*, 227, 37-52.

Stormer, J.C., 1975. A practical two-feldspar thermometer. *AM Mineral*, 60, 667-674.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345.

Streckeisen, A. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 169-206.

Sylvester P. and Ghaderi M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laserablation-inductively couple plasma-mass spectrometry(ELA-ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. *Chemical Geology*, 141, 49-65.

T

Taylor, S.R., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6, 133-213.

Tera F. and Wasserburg G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters, 14, 281-304.

Theodorikas, S., 1982. The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, northern Greece. *Ph.D. Thesis,Univ. Keele*, 415p.

Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology*, 199, 159-177.

Tiepolo, M., Langone, A., Morishita, T. and Yuhara M. (2012). On the Recycling of Amphibole-rich Ultramafic Intrusive Rocks in the Arc Crust: Evidence from Shikanoshima Island (Kyushu, Japan). *J. Petrol.*, 53, 1255-1285.

Toummite, A., Ikenne, M. and Beraaouz, E.H., 2012. Geothermobarometry of Askaoun Pluton in Ouzellarh-Sirwa Promontory (Central Anti-Atlas; Morocco). *Open Journal of Geology*, 2, 136-147.

Turner, J.S. and Campbell, I.H., 1986. Convection and mixing in magma chambers. Earth Sci. Rev., 23, 255-352.

Turpaud, P. and Reischmann, T. (2010). Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP occurrences and suture identification in the Central Rhodope, northern Greece. *Int. J. Earth. Sci.*, 99, 567-591.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

V

Valdecir de Assis Janasis, 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brasil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research*, 119, 301-327.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E. and Griffin W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. In: Sylvester P.J. (ed.), Laser ablation-ICP-mass spectrometry in the Earth Sciences: Principles and applications. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 29, 239-243.

Vavra, G., Schmid, R. and Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircon: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 337-358.

Velichkova, S., Handler, R., Neubauer, F. and Ivanov, Z., 2004. Variscan to Alpine tectonothermal evolution of the Central Srednogorie unit, Bulgaria: constraints from 40Ar/39Ar analysis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, (1-2), 84.

Vergilov, V., Kožuharov, D., Bojanov, I., Mayroudciev, B. and Kožuharova, E., 1963. Notes on the pre-paleozoic metamorphic complexes in the Rhodope. *Massiv. Bull. «Strassimir Dimitrov» Inst. Geol.*, 12, 187-211.

Vernon, R.H., Etheridge, M.A. and Wall, V.J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoids enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, 1-11.

Visonà, D. and Zanferrari, A. 2000. Some constraints on geochemical features in the Triassic mantle of the easternmost Austroalpine-Southalpine domain: evidence from the Karawanken pluton (Carinthia, Austria). Int. J. Earth Sci., 89, 40-51.

Βορεάδης, Γ., 1954. Γεωλογικαί και κοιτασματολογικαί έρευναι εν Θάσω. *Ann. Géol. Pays hellén.*, Αθήναι, 14, 133-188.

Vyhnal, C.R., McSween, H.Y., and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Mineral.*, 76, 176-188.

Watson, E.B., 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 119-134.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Watson, E.B. 1982. Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 73-87.

Watson, E.B. and Harrisson, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett*, 64, 295-304.

Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol*. 151, 413-433.

Wetherill G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. Transactions American Geophysical Union, 37, 320-326.

White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*,79, 169-181.

Whitehouse, M.J., Claesson, S., Sunde, T. and Vestin, J., 1997. Ion-microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Gruinard Bay, northwestern Scotland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 61, 4429-4438.

Whitney, J.A. and Stormer, J.C.Jr., 1977a. The distribution of $NaAlSi_3O_9$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *AM Mineral*, 62, 687-691.

Whitney, J.A. and Stormer, J.C.Jr., 1977b. Two-feldspar Geothermometry, Geobarometry in Mesozonal Granitic Intrusions: Three Examples from the Piedmont of Georgia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 51-64.

Wiedenbeck M., Allı P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, 19, 1-23.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C. III and Ridley W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. *Unwin Hyman, London*, 466p.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Wingate, M.T.D. and Compston, W., 2000. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite. *Chemical Geology*, 168, 75-97.

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. *Prentice Hall*, 697p.

Wolf, M.B. and Wyllie, P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 369-383.

Wüthrich, E.D., 2009. Low temperature thermochronology of the northern Aegean Rhodope Massif. *PhD thesis, ETH Zürich*, 99p.

Y

Yovchev, Y., (1971). Tectonic structure of Burgaria. *Public. House «Tecnica»*, Sofia, 558p.

Z

Zachos, S. and Demades, E., 1983. The geotectonic position of the Scaloti-Echinos granite and its relationship to the metamorphic formation of Greek Westarn and Central Rhodope. *Geol. Balc.*, 13(5), 17-24.

Zagorcev, I., 1971. Certain features of the young alpine block structure in a part of south-western Bulgaria. *Bull. Geol.. Inst. Bulg. Acad. Sc.*, Sofia, 20, 17-27.

Zen, E. and Hammarstom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515-518.

Zielinski, R.A., 1975. Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. *G. C. A.*, 39, 713-734.

Zielinski, R.A. and Frey, F.A. 1974. An experimental study of a rare earth element in the system diopside/water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 38, 545-565.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

13 Α. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Μέθοδοι ανάλυσης

Η επεξεργασία των δειγμάτων που επιλέχθηκαν να αναλυθούν σε γενικές γραμμές ήταν η ακόλουθη: περίπου 5 Kg δείγματος του πετρώματος σπάζεται σε υδραυλικό σπαστήρα και έπειτα σε σπαστήρα σιαγόνων. Ακολουθεί τεταρτημόρηση του δείγματος και η ποσότητα των 200-300 g στην οποία καταλήγουμε κονιοποιείται σε μύλο αχάτη κατά περίπτωση. Η αναφής σκόνη που παίρνουμε από τη τελευταία διαδικασία είναι αυτή που θα χρησιμοποιηθεί για τις χημικές αναλύσεις.

Οι αναλύσεις των δειγμάτων με τη μέθοδο XRF (X-Ray Fluorescence) πραγματοποιήθηκαν στην Tokushima, στο Naruto University of Education της Ιαπωνίας, σε όργανα Rigaku RIX 2000 και Rigaku ZSX Primus II. Πιο συγκεκριμένα, υαλοποιημένα δισκία παρασκευάστηκαν σε αναλογία 1:10 (σκόνη πετρώματος: τετραβορικό λίθιο), στους 1200 °C για την ανάλυση των κύριων στοιχείων. Εννέα δείγματα GSJ (Geological Survey of Japan) χρησιμοποιήθηκαν ως πρότυπα αναφοράς για τη βαθμονόμηση των οργάνων. Τα αποτελέσματα των κύριων στοιχείων προσδιορίστηκαν με την μέθοδο της Θεμελιώδους Παραμέτρου (Fundamental Parameter method) στην οποία τα αποτελέσματα ανήχθησαν σε μια πτητική ελεύθερη βάση, με το συνολικό σίδηρο εκφραζόμενο ως Fe_2O_3 (Murata 1993). Για την ανάλυση των ιχνοστοιχείων, σκόνη δείγματος πετρώματος χωρίς συνδετικό υλικό συμπιέσθηκε σε υδραυλική πρέσα υπό πίεση 100 kN. Τα ίδια τυποποιημένα δείγματα αναφοράς χρησιμοποιήθηκαν επίσης και στα τα ιχνοστοιχεία για τη μέθοδο καμπύλης βαθμονόμησης (calibration curve method) με μήτρα (matrix) και επικαλυπτόμενες διορθώσεις (overlapping corrections) (Murata 1993).

Οι αναλύσεις των δειγμάτων με τη μέθοδο ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) πραγματοποιήθηκαν στο Center for Element Mass Spectrometry του Τμήματος των Γεωεπιστημών και του Ωκεανού του Πανεπιστημίου της Νότιας Καρολίνας στην Αμερική, σε αναλυτικό όργανο Thermo Scientific ELEMENT2-High Resolution ICP-MS καθώς και στο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πανεπιστήμιο Γεωεπιστημών της Ρώμης. Εν συντομία, περίπου 50 mg σκόνης δείγματος διαλυτοποιούνται σε 4 ml απεσταγμένου Teflon-HF: HNO_3 (μίγμα 3:1) στους 100 °C για 48 ώρες. Μετά τη διαλυτοποίηση τα δείγματα ξηράθηκαν και επαναδιαλυτοποιήθηκαν σε πυκνό HNO_3 1 ml (δύο φορές). Οι συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων προσδιορίσθηκαν στα 100 ppm συνολικού διαλυμένου στερεού διαλύματος για κάθε δείγμα που εμπλουτίστηκε με εσωτερικό πρότυπο. Κάθε δείγμα αναλύθηκε εις διπλούν. Τα κενά της πλήρης διαδικασίας μετρήθηκαν και διορθώθηκαν για κάθε ακολουθία απόκτησης. Ως εξωτερικά πρότυπα χρησιμοποιήθηκαν τα δείγματα BHVO-2 και BIR-1 (Jochum and Nehring 2006, Jochum et al. 2006, Sen et al. 2011)

Οι μικροαναλύσεις αυτές όπως και των υπολοίπων ορυκτών που θα περιγραφούν παρακάτω πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης συνδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (SEM-EDS) στο Εργαστήριο Σαρωτικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. Από αντιπροσωπευτικά δείγματα πετρωμάτων έγιναν λεπτές-στιλπνές τομές που στη συνέχεια επικαλύφθηκαν με άνθρακα σε εξαχνωτή κενού. Όλες οι μετρήσεις έγιναν με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο μέτρησης 80 sec.

Στους Πίνακες των αποτελεσμάτων όπου δεν παρουσιάζονται τιμές, οι μετρήσεις της αναλυτικής μεθόδου είναι κάτω του ορίου ανιχνευσιμότητας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

13 Β. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Φωτογραφία 2.10.1. Δείγμα P904. Γνεύσιος της κατώτερης ενότητας του Δόμου του Κάρδαμου.

Φωτογραφία 3.1.1. Δείγμα P602. Χαρακτηριστικό πέτρωμα της διοριτικής ομάδας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή

Φωτογραφία 3.1.2. Δείγμα P903. Χαρακτηριστικό πέτρωμα της γρανοδιοριτικής ομάδας.

Φωτογραφία 3.1.3. Δείγμα P511. Χαρακτηριστικό πέτρωμα του μέτα-Bi SnGr.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

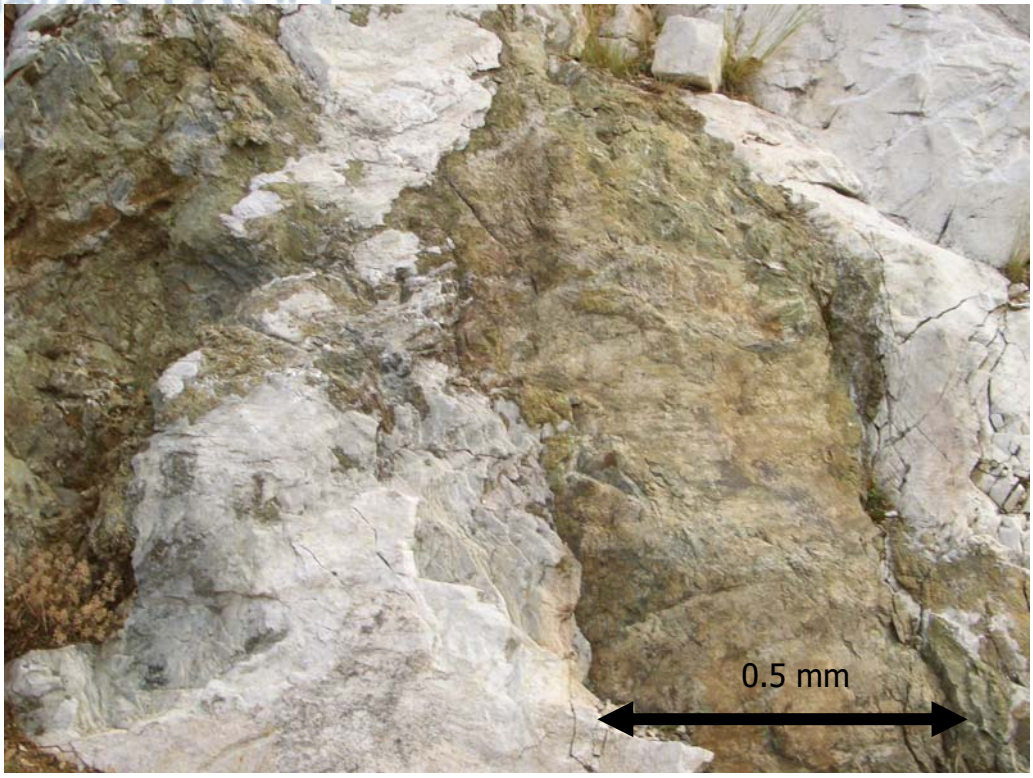
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα

Φωτογραφία 3.1.4α. Δείγμα P806i. Ξενόλιθος.

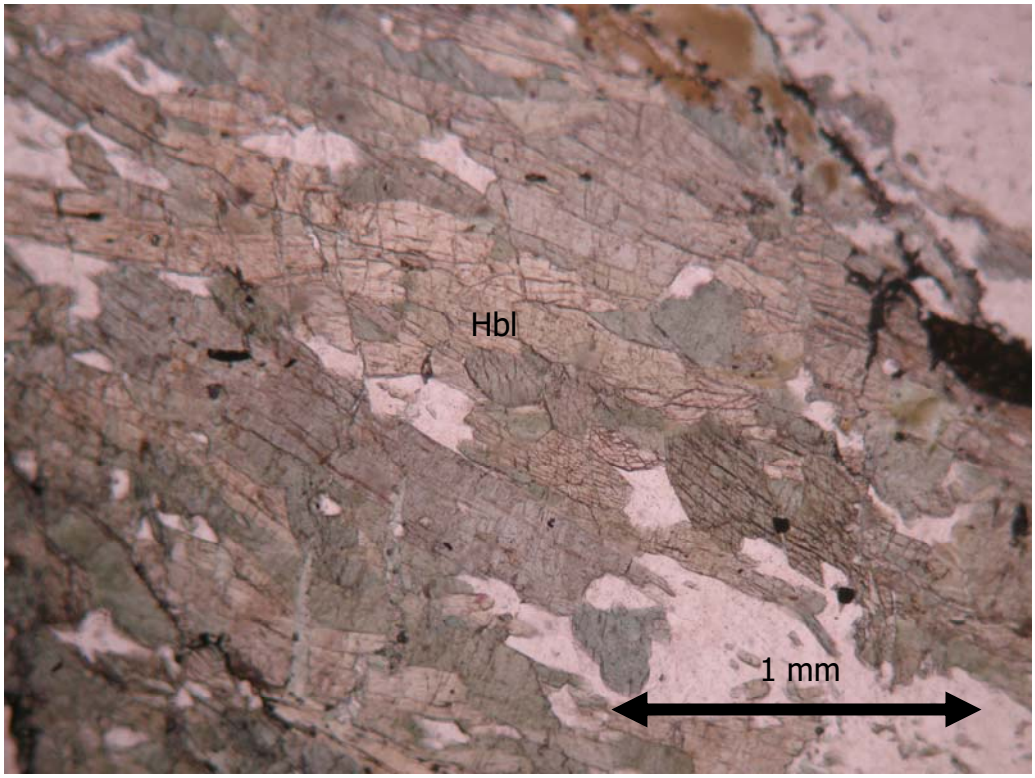
Φωτογραφία 3.2.3. Φεμικά μικροκοκκώδη εγκλείσματα (M.M.E.) (Maffic Microgranular Enclaves) με σύσταση βιοτιτικού κεροστιλβικού γρανοδιορίτη (Bi-Hbl Grd) κυρίως αλλά και διορίτη (Dr) μέσα σε βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Bi Grd).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα



Φωτογραφία 3.3.1. Ζώνη skarn που σχηματίζεται μεταξύ του πλουτωνίτη και των μαρμάρων. Έχει πράσινο χρώμα από ανοιχτό έως σκούρο, λόγω των ορυκτών που επικρατούν σε αυτό, τα οποία είναι επίδοτο και γρανάτες. Η ζώνη αυτή έχει μικρό πάχος που κυμαίνεται περίπου στα 0.5 έως 1.5 m.

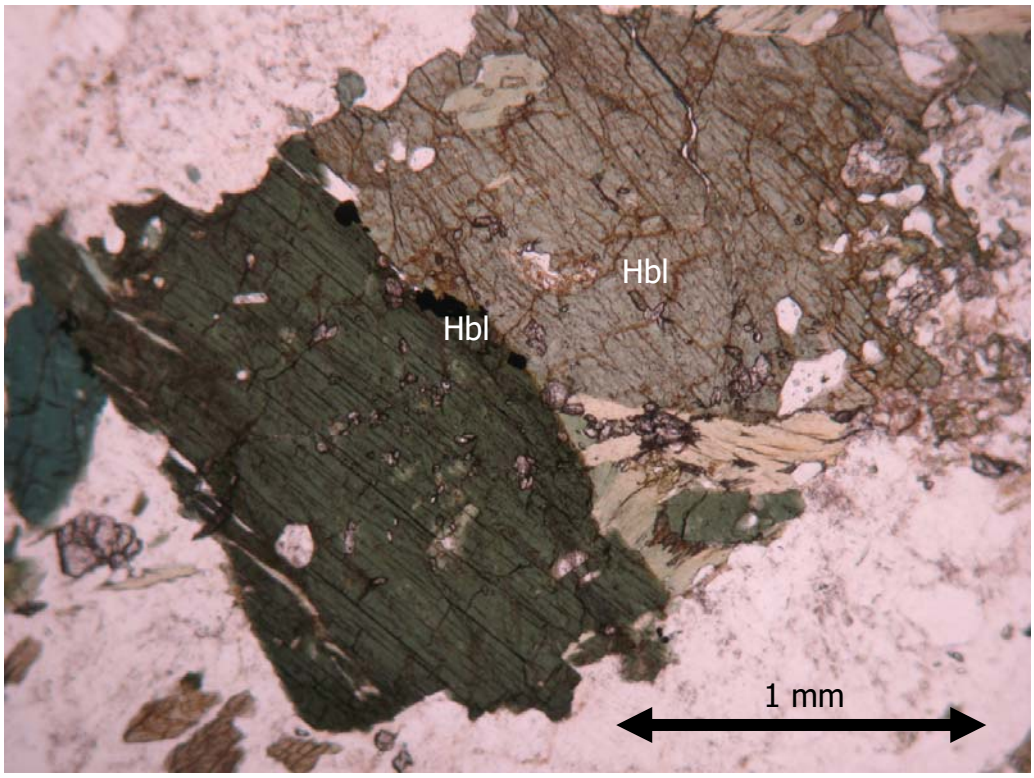


Φωτογραφία 3.1.4α. Ξενόλιθος αμφιβολίτη. Μεγέθυνση 5Χ, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή

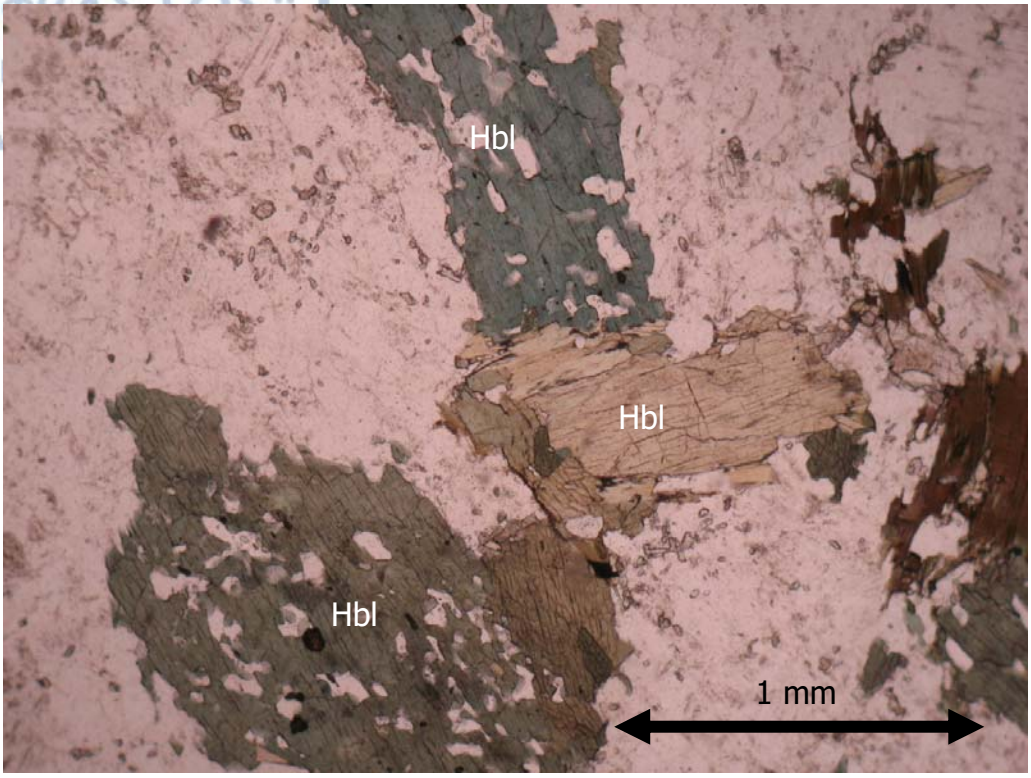
Φωτογραφία 3.3.2. Εμφάνιση μαρμάρων τεκτονικά επωθημένων στον πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.



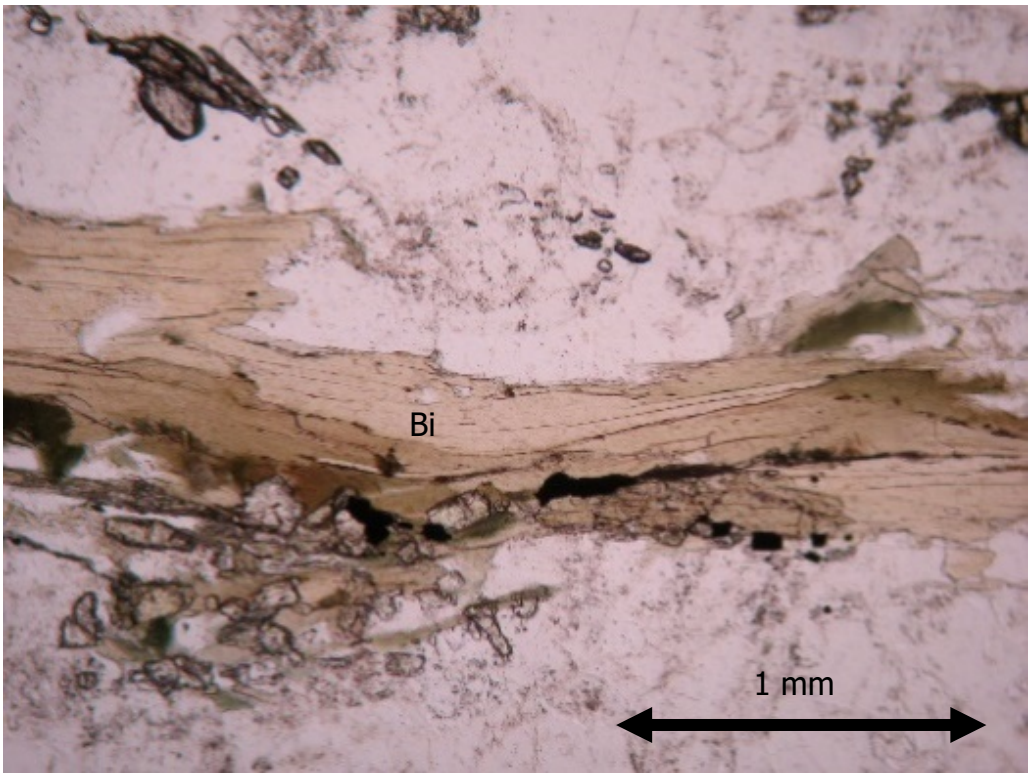
Φωτογραφία 4.1.1.1. Κεροστίλβη, κύριο φεμικό συστατικό της ομάδας των Dr και (Bi-)Hbl Grd. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



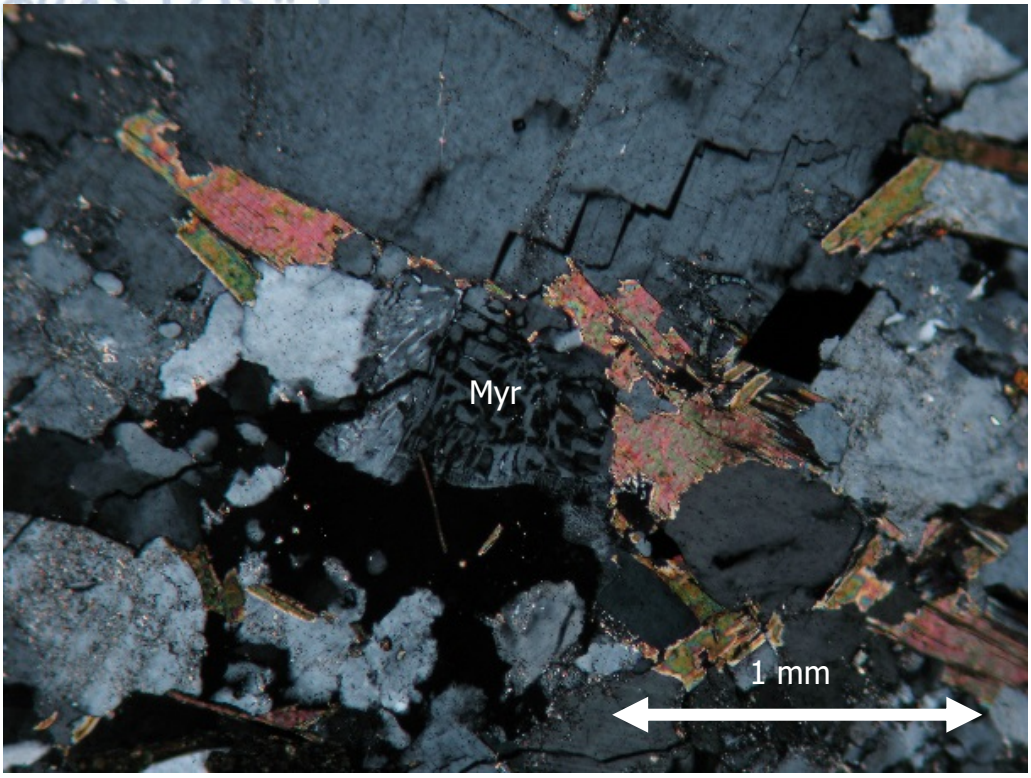
Φωτογραφία 4.1.1.2. Κοσκινοειδής κεροστίλβη (sieved ή spongy Hbl), η κεροστίλβη που παρουσιάζει κοσκινοειδή υφή με χαλαζία. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.



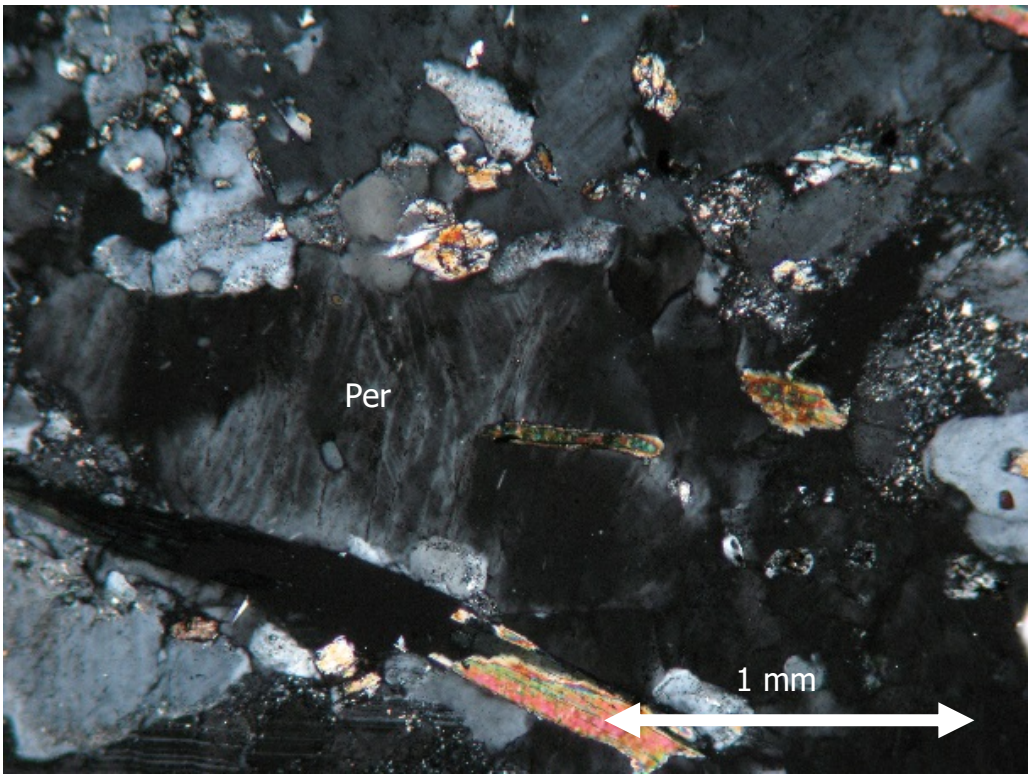
Φωτογραφία 4.2.1.1. Βιοτίτης. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



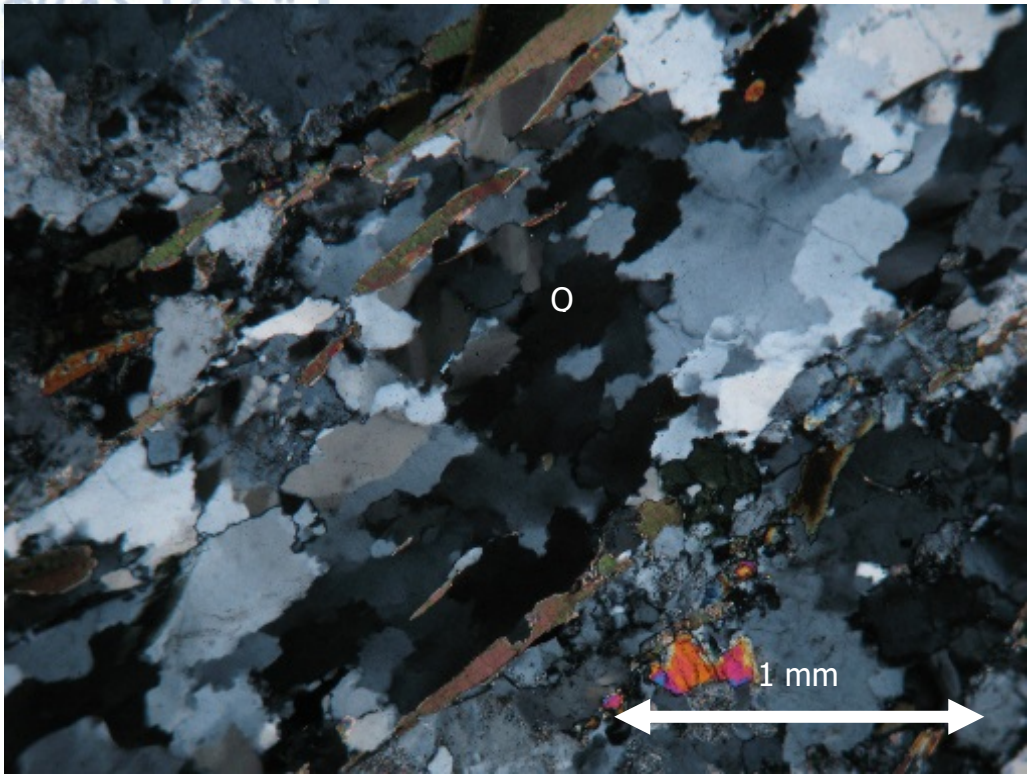
Φωτογραφία 4.3.3.2. Μυρμηκίτης. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.



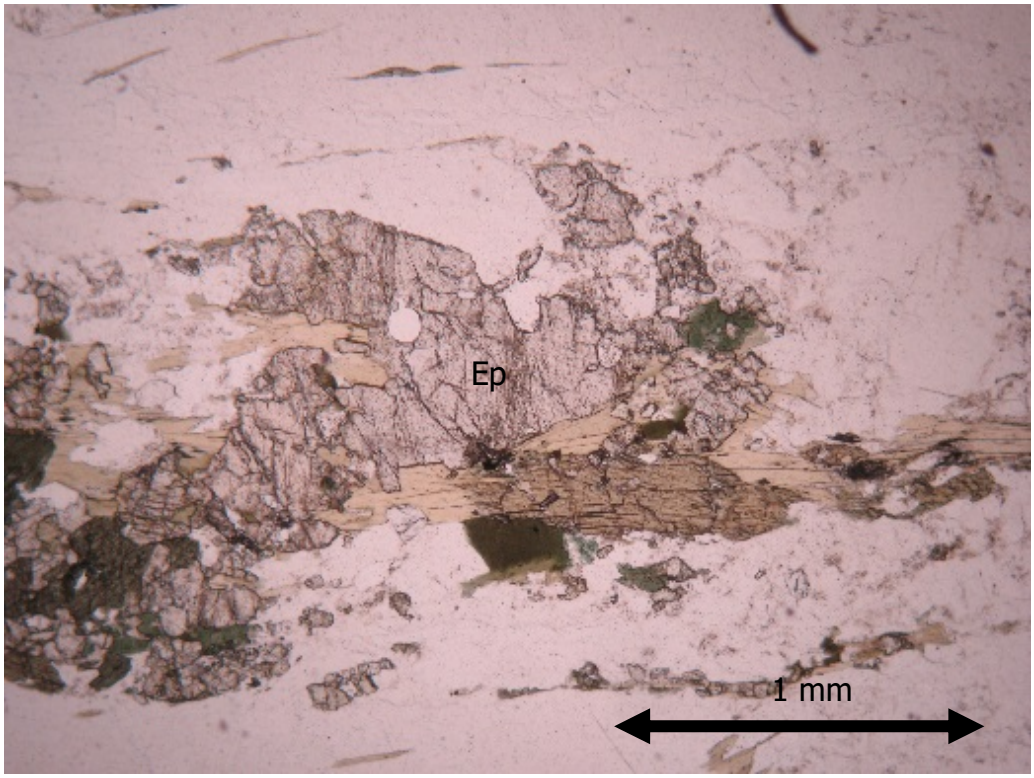
Φωτογραφία 4.3.3.1. Περθίτες. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



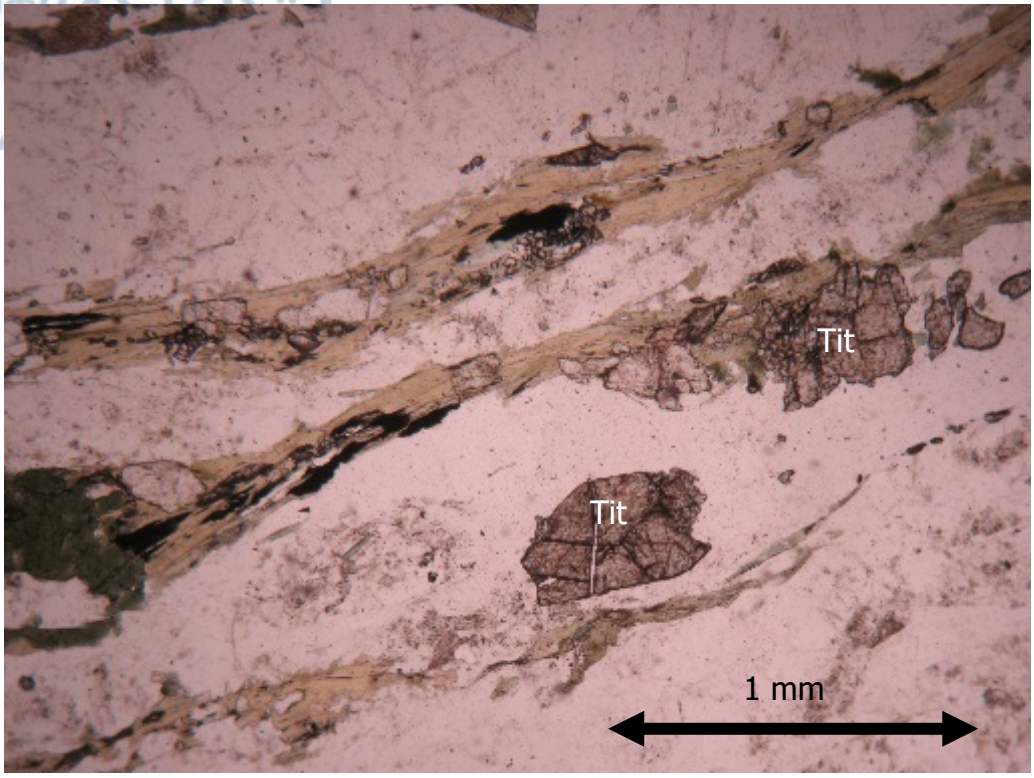
Φωτογραφία 4.4.1. Χαλαζίας. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.



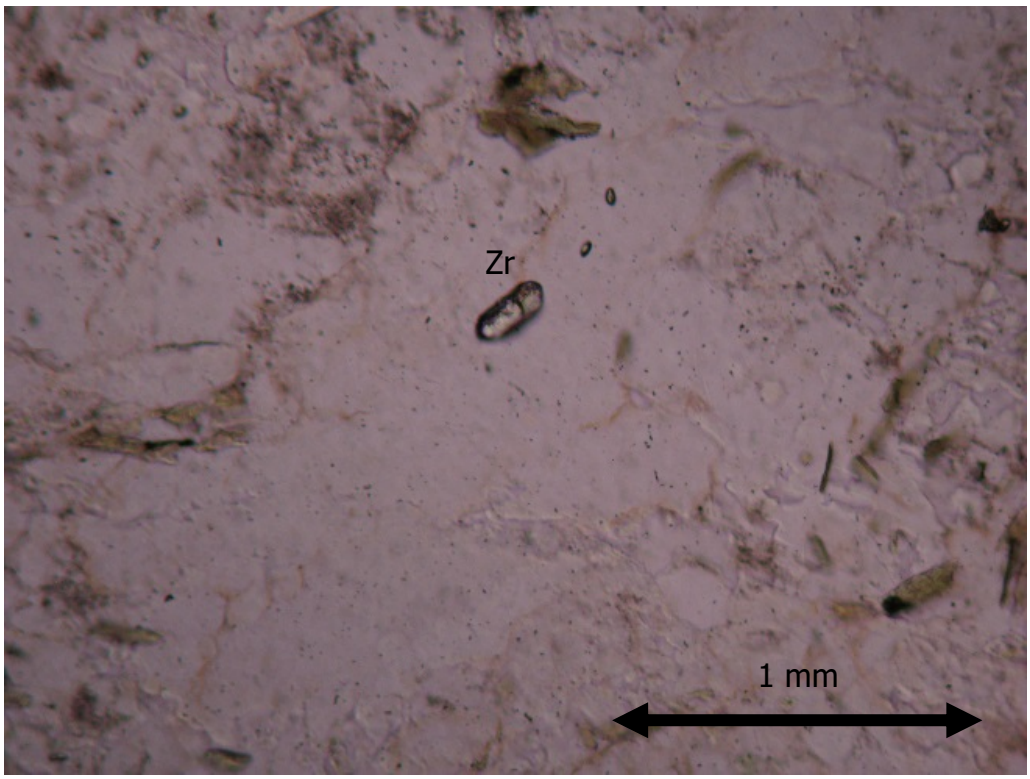
Φωτογραφία 4.5.1. Επίδοτο. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



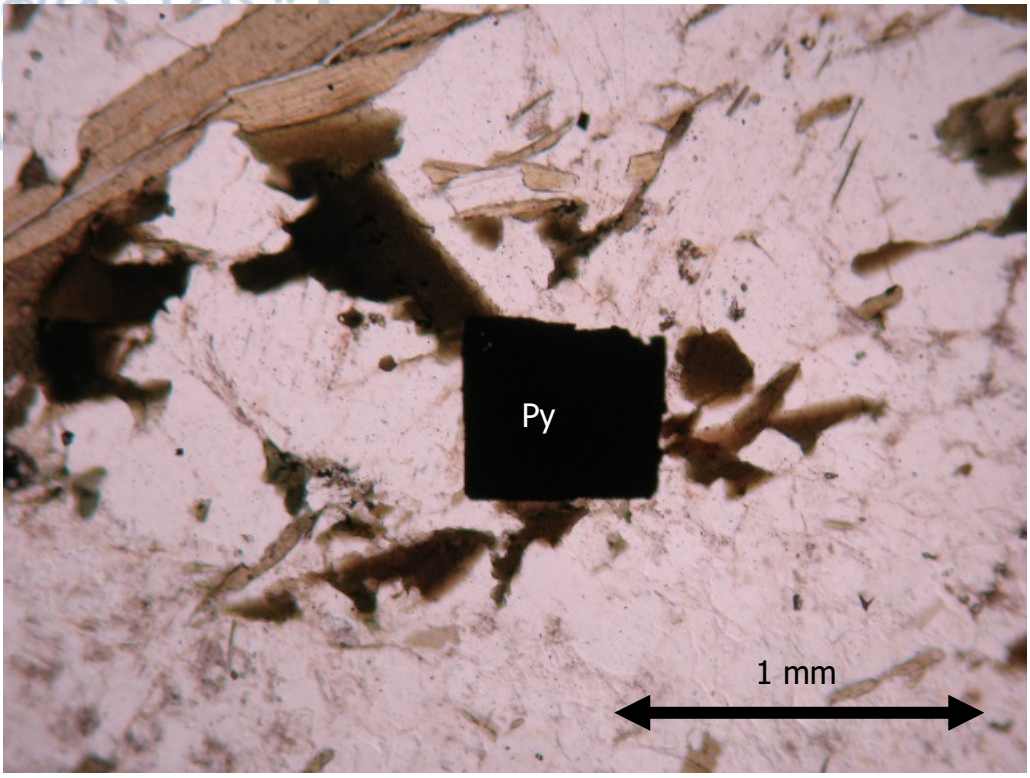
Φωτογραφία 4.6.1. Τιτανίτης. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.



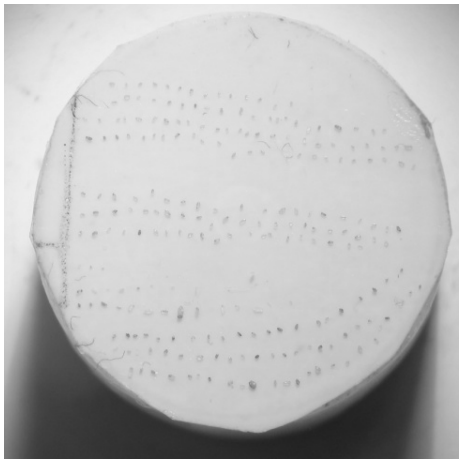
Φωτογραφία 4.8.1. Ζιρκόνιο. Μεγέθυνση 5X, // Nicols.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



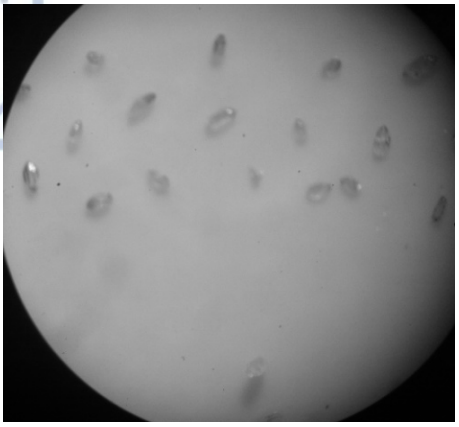
Φωτογραφία 4.9.1. Σιδηροπυρίτης. Μεγέθυνση 5Χ, // Nicols.



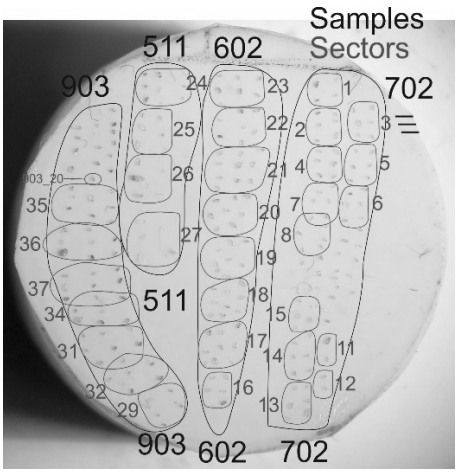
Φωτογραφία 8.2.1.1. Ζιρκόνια τοποθετημένα σε τεφλόν με μεγέθυνση 4Χ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

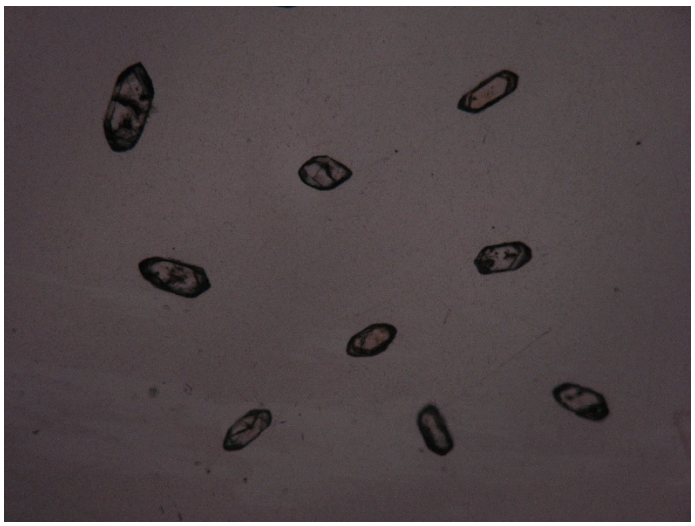
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Φωτογραφία 8.2.1.2. Ζιρκόνια τοποθετημένα σε τεφλόν με μεγέθυνση 40Χ.



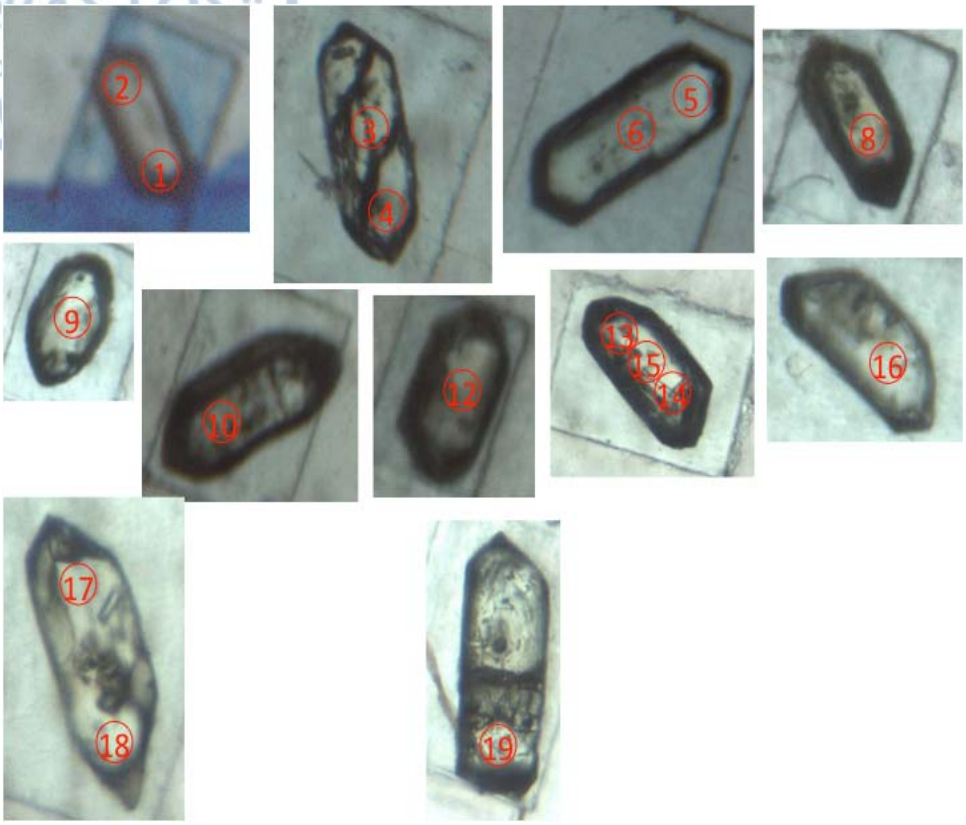
Φωτογραφία 8.2.1.3. Χαρτογράφηση ζιρκόνιων τοποθετημένα σε τεφλόν με μεγέθυνση 4Χ.



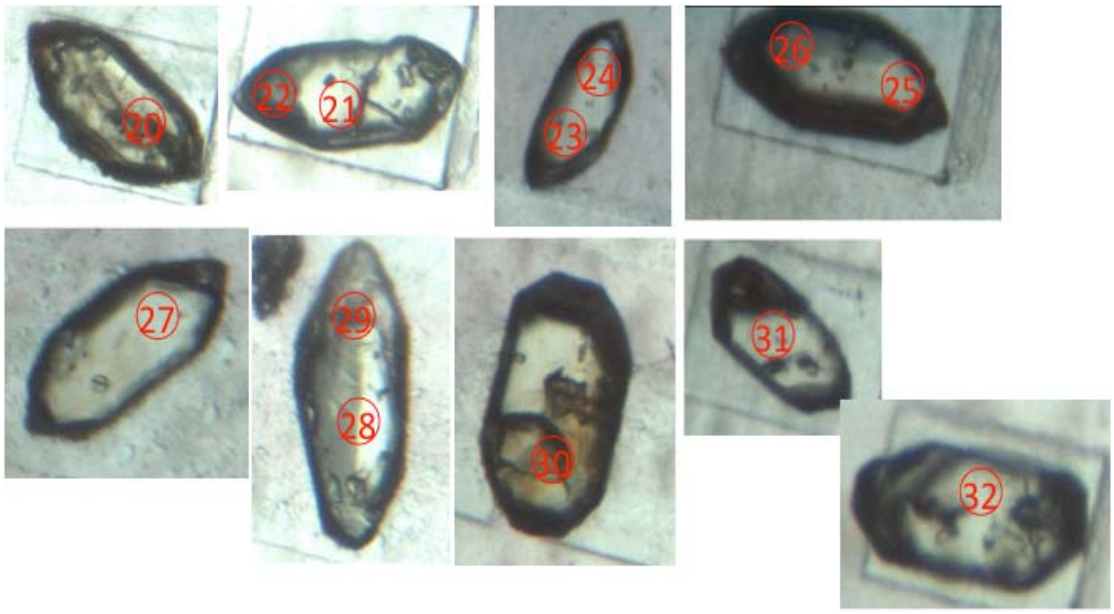
Φωτογραφία 8.2.2.1. Φωτογραφία ζιρκονίων κατά τη μέθοδο της καθοδοφωταύγειας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α



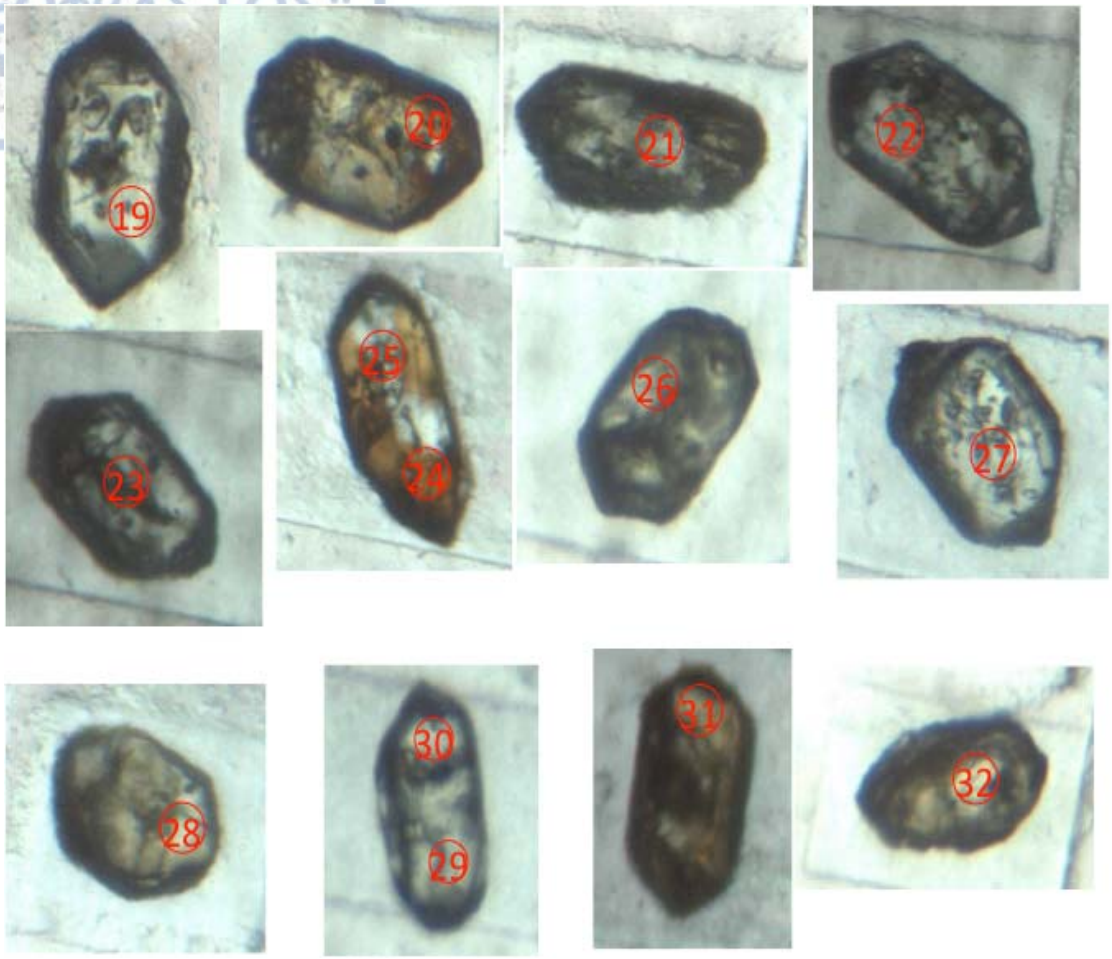
Φωτογραφία 8.2.3.1. Φωτογραφία αναλυθέντων περιοχών ζιρκονίων του δείγματος P702.



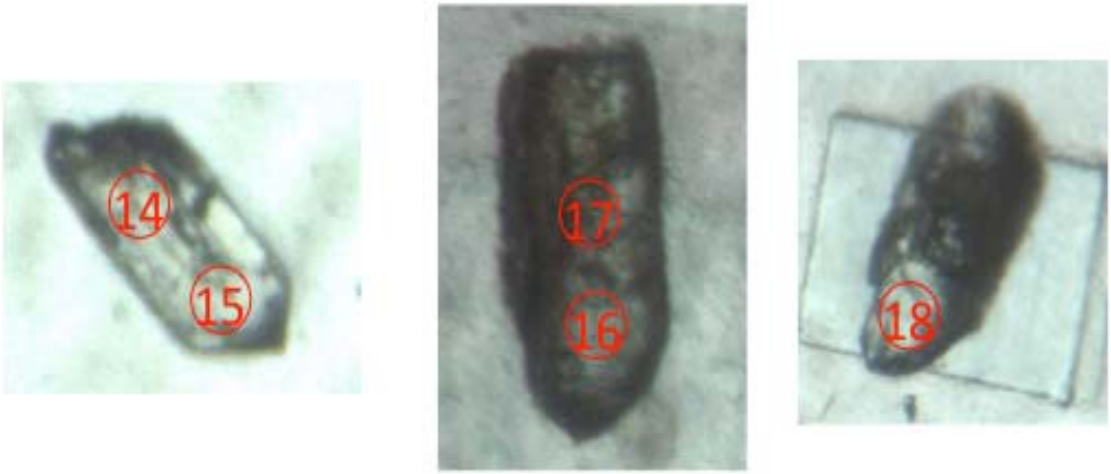
Φωτογραφία 8.2.3.2. Φωτογραφία αναλυθέντων περιοχών ζιρκονίων του δείγματος P602.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Φωτογραφία 8.2.3.3. Φωτογραφία αναλυθέντων περιοχών ζιρκονίων του δείγματος P903.



Φωτογραφία 8.2.3.4. Φωτογραφία αναλυθέντων περιοχών ζιρκονίων του δείγματος P511.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

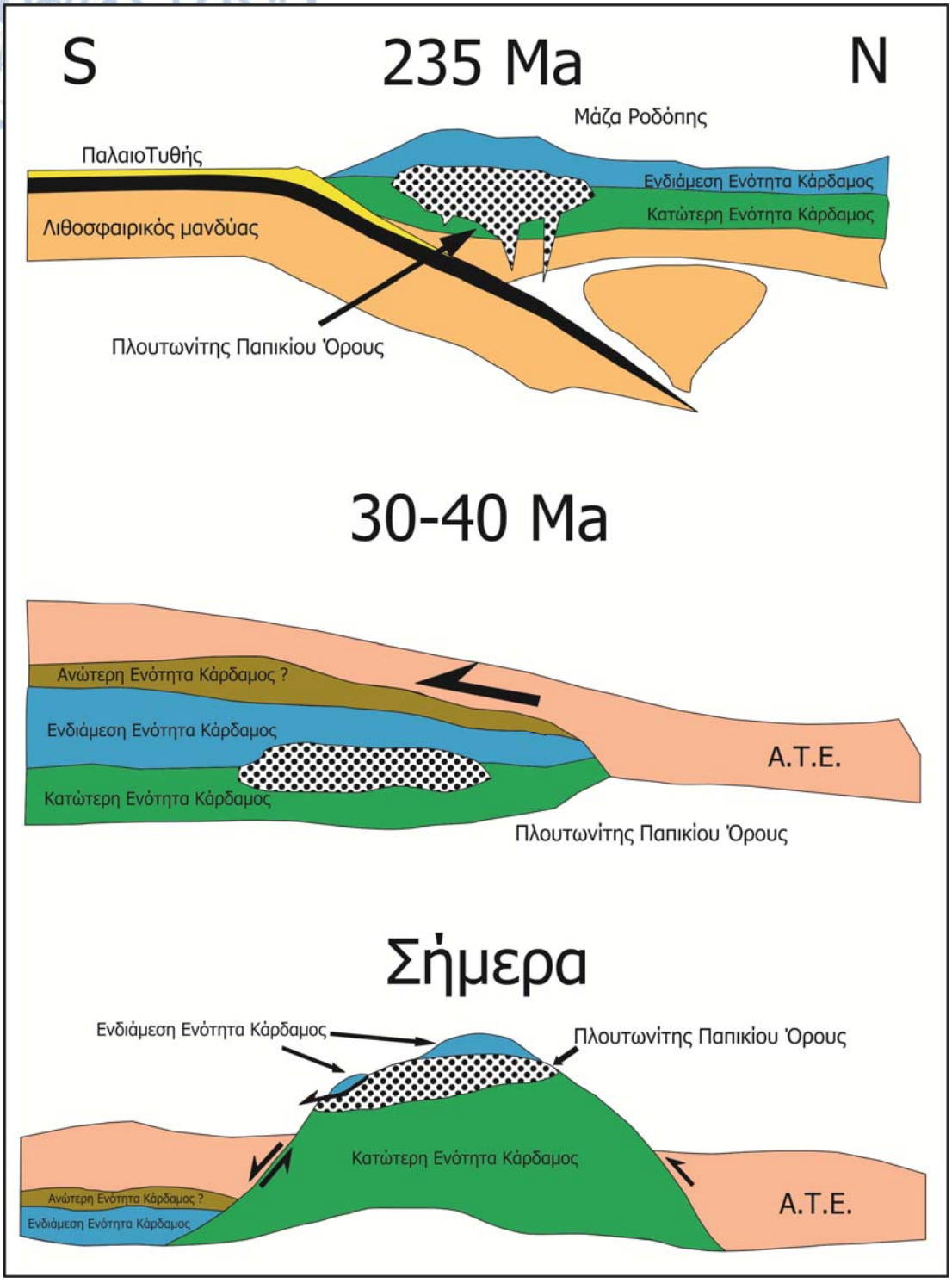
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 3.2.1. Συγκεντρωτικά στοιχεία των πετρογραφικών ομάδων του Πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους.

Πετρογραφική ομάδα	QANOR	Παρουσία/απουσία Bi/Hbl	Χαρακτηριστικά	Ιστός	Ορυκτά και % συμμετοχή τους							
					Q	Kf	Pl	Bi	Hbl	Ep	Ap	Tit
Διορίτες	Χαλαζιακός διορίτης, χαλαζιακός μονζοδιορίτης, μονζοδιορίτης και τοναλίτης	Bi-Hbl Dr, Hbl Dr.	Σκούρο τεφρό χρώμα, μεσοκρατικά, μεσόκοκκα.	γρανιτικός	0-1	0-1	38-39	0-15	42-60	1-2	0-1	0-1
Γρανοδιορίτες	Γρανοδιορίτης και μονζογρανίτης.	Bi Grd, Bi-Hbl Grd, Hbl Grd.	Χρώμα ανοιχτό τεφρό έως σκούρο τεφρό, αδρόκοκκα έως μεσόκοκκα.	γρανιτικός	18-22	0-1	13-36	0-13	0-30	1-2	0-1	0-1
Συηνογρανίτες	Συηνογρανίτης.	Bi SnGr.	Έντονη αποσάθρωση και γνευσιακή υφή, λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα.	γρανιτικός	38	45	5	8	0	1	1	0-1

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 9.3.1. Σκαρίφημα γεωτεκτονικού μοντέλου του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους. 235 Ma: Ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο. Υποβύθιση της Παλαιοτυθύος κάτω από τη Μάζα της Ροδόπης. 30-40 Ma: Επώθηση της Α.Τ.Ε. στην Κ.Τ.Ε. (Ενότητα Κάρδαμος) (Nagel et al. 2011). Σήμερα: Σχηματική απεικόνιση του πλουτωνίτη του Παπικίου Όρους στο παρόν γεωτεκτονικό περιβάλλον (τροποποιημένο από Bonev et al. 2006a).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης