ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΟΥΛΙΟΥ Δ. ΖΩΗ

Γεωλόγος

ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ ΣΤΑ ΟΞΙΝΑ ΚΑΙ ΕΝΔΙΑΜΕΣΑ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2003

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

| ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1°: ΕΙΣΑΓΩΓΗ | 1 |
|--|----|
| ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ | 3 |
| 2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ | 3 |
| 2.2. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΛΟΠΙΚΗΣ ΖΟΝΗΣ | 6 |
| 2.3. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ | 0 |
| ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ 2.4. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΠΥΡΙΓΕΝΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΜΑΖΑ ΤΗΣ | 8 |
| ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗ ΖΩΝΗ | 10 |
| 2.5. ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΤΡΙΤΟΓΕΝΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ | 11 |
| 2.6. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ | 14 |
| 2.6.1. Ο πλουτωνίτης της Βροντούς | 14 |
| 2.6.2. Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος | 16 |
| 2.6.3. Ο πλουτωνίτης του Παγγαίου | 17 |
| 2.6.4. Ο πλουτωνίτης των Φιλιππων | 18 |
| 2.6.5. Ο ΠΛΟυτωνικής της Καραλάς | 10 |
| 2.6.7 Ω πλουτωνίκο συμπλεγμα Ελαπας-Σκαλωτης-παραγεστισο 2.6.7 Ω πλουτωνίτης της Ξάνθης | 21 |
| 2.6.8. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας | 22 |
| 2.6.9. Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης | 23 |
| ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3°: ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ | 26 |
| 3.1. ГENIKA | 26 |
| 3.2. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ | 26 |
| 3.2.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων | 27 |
| 3.2.2. Ορυκτολογία | 29 |
| | 30 |
| 3.3.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τυπών | 30 |
| | 22 |
| 3 4 1 Περιγραφή των πετοργοαφικών τύπων | 33 |
| 3.4.2. Ορυκτολογία | 34 |
| 3.5. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΩΝ ΦΙΛΙΠΠΩΝ | 36 |
| 3.5.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων | 37 |
| 3.5.2. Ορυκτολογία | 37 |
| | |

| 3.6. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ 3.6.1. Περιγραφρία των μετοργραφικών τύμων | 38 38 |
|---|----------|
| 3.6.2. Ορυκτολογία | 39 |
| 3.7. ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΕΛΑΤΙΑΣ-ΣΚΑΛΩΤΗΣ- | 00 |
| ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ | 39 |
| 3.7.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων | 40 |
| 3.7.2. Ορυκτολογία | 41 |
| 3.8. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ | 43 |
| 3.8.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων | 43 |
| 3.8.2. Ορυκτολογία | 46 |
| | 47 47 |
| 3.9.2. Οσυκτολογία | 49 |
| 3.10. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ | 50 |
| 3.10.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων | 51 |
| 3.10.2. Ορυκτολογία | 52 |
| ΚΕΦΔΛΔΙΟ 4°· ΓΕΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΔ-ΓΕΟΒΔΡΟΜΕΤΡΙΔ | 54 |
| | 94 |
| 4.1. ΓΕΝΙΚΑ | 54 |
| 4.2. ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗ ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ | |
| ΤΗ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ | 55 |
| 4.3. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΟ ΑΜΦΙΒΟΛΟΥ | 58 |
| | 63 |
| 4.5. ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΔΥΟ ΑΣΤΡΙΩΝ 4.6. ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΑΜΦΙΡΟΑΟΥ ΠΑΑΓΙΟΚΑΑΣΤΟΥ | 64 |
| | 6/ |
| | /0 כד |
| 4.8. HOPEIA KPYZTA/VSZZHZ KAI GEPMOKPAZIA KAEIZIMATOZ | 72 |
| κεφαλαίο 5°: αποτελέΣματα πιέσης και | |
| ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ | |
| της μαζάς της ροδοπής | 77 |
| 5.1. ΓΕΝΙΚΑ | 77 |
| 5.2. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ | 79 |
| 5.2.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 79 |
| 5.2.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 79 |
| 5.2.1.2. Γεωβαρόμετρο κλινοπυροξένου | 81 |
| 5.2.2. Θερμοκρασία | 82 |
| 5.2.2.1. Ι εωθερμομετρο αμφιβολου-Πλαγιοκλαστου Ε.2.2.2. Γεωθερμόμετρο δμο αστοίων | 82 04 |
| 5.2.2.2. ι εωσερμομετρο σου αστριων 5.2.2.3. Θεομοκοασία με βάση τον κορεσμό του ζιοκονίου και | 04 |
| | 84 |
| 5.2.3. Συμπεράσματα | 87 |
| | |

| 5.3. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ | 89 |
|--|-----|
| 5.3.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 89 |
| 5.3.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 89 |
| 5.3.2. Θερμοκρασία | 90 |
| 5.3.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου | 90 |
| 5.3.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων | 91 |
| 5.3.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου ι | Kai |
| του απατίτη | 92 |
| 5.3.3. Συμπεράσματα | 94 |
| 5.4. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΉΣ ΤΟΥ ΠΑΓΓΑΙΟΥ | 95 |
| 5.4.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 95 |
| 5.4.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 95 |
| 5.4.2. Θερμοκρασία | 96 |
| 5.4.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου | 96 |
| 5.4.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων | 97 |
| 5.4.3. Συμπεράσματα | 98 |
| 5.5. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΩΝ ΦΙΛΙΠΠΩΝ | 99 |
| 5.5.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 99 |
| 5.5.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 99 |
| 5.5.2. Θερμοκρασία | 100 |
| 5.5.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου | 100 |
| 5.5.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων | 101 |
| 5.5.3. Συμπεράσματα | 102 |
| 5.6. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΉΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ | 103 |
| 5.6.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 103 |
| 5.6.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 103 |
| 5.6.2. Θερμοκρασία | 104 |
| 5.6.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου | 104 |
| 5.6.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων | 105 |
| 5.6.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου ι | Kai |
| του απατίτη | 106 |
| 5.6.3. Συμπεράσματα | 107 |
| 5.7. ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΕΛΑΤΙΑΣ-ΣΚΑΛΩΤΗΣ- | |
| ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ | 110 |
| 5.7.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 110 |
| 5.7.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 110 |
| 5.7.2. Θερμοκρασία | 111 |
| 5.7.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου | 111 |
| 5.7.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων | 112 |
| 5.7.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου ι | kai |
| του απατίτη | 113 |
| 5.7.3. Συμπεράσματα | 115 |
| 5.8. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ | 118 |
| 5.8.1. Πίεση κρυστάλλωσης | 118 |
| 5.8.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου | 118 |
| | |

| 5.8.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου 118 5.8.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων 119 |
|--|
| 5.8.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων 119 |
| |
| 5.8.2.3. Θερμοκρασία με βαση τον κορέσμο του ζιρκονίου και |
| του απατίτη 120 |
| 5.8.3. Συμπεράσματα 121 |
| 5.9. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΉΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ 123 |
| 5.9.1. Πίεση κρυστάλλωσης 123 |
| 5.9.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου 123 |
| 5.9.1.2. Γεωβαρόμετρο κλινοπυροξένου 123 |
| 5.9.2. Θερμοκρασία 125 |
| 5.9.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου 125 |
| 5.9.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων 126 |
| 5.9.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και |
| του απατίτη 127 |
| 5.9.3. Συμπεράσματα 131 |
| 5.10. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ 134 |
| 5.10.1. Πίεση κρυστάλλωσης 134 |
| 5.10.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου 134 |
| 5.10.2. Θερμοκρασία 135 |
| 5.10.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου 135 |
| 5.10.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων 136 |
| 5.10.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου |
| και του απατίτη 136 |
| 5.10.3. Συμπεράσματα 140 |
| |

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6°: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ 142

| ПЕРІЛНѰН | 150 |
|--------------|-----|
| SUMMARY | 153 |
| ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ | 155 |

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη των πετρωμάτων πυριγενούς προέλευσης αποτελεί ένα από τα πλέον ενδιαφέροντα θέματα της γεωλογικής επιστήμης και οριοθετείται μέσα στα πλαίσια των ευρύτερων ερευνητικών αναζητήσεων.

Στόχος της παρούσης διατριβής είναι ο προσδιορισμός της πίεσης και της θερμοκρασίας των όξινων και ενδιάμεσων πλουτωνικών πετρωμάτων που αναπτύσσονται στο χώρο της Μάζας της Ροδόπης καθώς και στην Περιροδοπική Ζώνη. Συγκεκριμένα οι πλουτωνίτες που εξετάζονται ανήκουν στην Μάζα της Ροδόπης και από Βορρά προς Νότο είναι: το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου, ο πλουτωνίτης της Ξάνθης, της Βροντούς, του Πανοράματος, των Φιλίππων, του Παγγαίου και της Καβάλας ενώ από την Περιροδοπική Ζώνη είναι ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας και ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης. Επίσης, γίνεται προσπάθεια να βρεθεί στο χρόνο αν το βάθος κρυστάλλωσης του κάθε πλουτωνίτη συνδέεται με τη γεωλογική εξέλιξη της Ροδόπης.

Ο προσδιορισμός της πίεσης και της θερμοκρασίας έγινε με την βοήθεια προγραμμάτων στον Η/Υ. Οι αναλύσεις, τόσο των ορυκτών όσο και των πετρωμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε πλουτωνίτη, προέρχονται από ήδη δημοσιευμένες εργασίες.

Από τη θέση αυτή θέλω να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέπωντα καθηγητή αυτής της διατριβής κ. Α. Κορωναίο, επίκουρο καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. στον τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε με την ανάθεση αυτού του θέματος καθώς επίσης και για το ενδιαφέρον και τις υποδείξεις του στα στάδια της εργασίας μου. Επίσης, ευχαριστώ θερμά για τη βοήθειά τους και τα υπόλοιπα μέλη της τριμελείς επιτροπής, τον καθηγητή κ. Γ. Χριστοφίδη και τον επίκουρο καθηγητή κ. Τ. Σολδάτο.

Εκφράζω επίσης τις ευχαριστίες μου στον κ. Δ. Κωστόπουλο και στη διδάκτορα Λ. Παπαδοπούλου για τις χρήσιμες συζητήσεις, την ανταλλαγή απόψεων και τη βοήθεια σε κάθε προβληματισμό μου.

Τέλος, εκφράζω ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου που μου συμπαραστάθηκαν με κατανόηση σε όλο αυτό το διάστημα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Η Μάζα της Ροδόπης κατέχει μια ενδιάμεση θέση μεταξύ του Καρπαθο-Βαλκανικού κλάδου στα βόρεια και του Διναρικού-Ελληνικού κλάδου στα νότια της Αλπικής Ορογενετικής ζώνης. Εκτείνεται κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων, καλύπτοντας μεγάλες εκτάσεις και των δυο χωρών καθώς και ένα μικρό τμήμα της βορειοδυτικής Τουρκίας (Σχήμα 2.1.).



Σχήμα 2.1.: Ο μαγματισμός της Μάζας της Ροδόπης (Christofides et al. 1998).

Στο ελληνικό τμήμα καλύπτει την Α. Μακεδονία και μέρος της Δ. Θράκη. Στα δυτικά συνορεύει με τη Σερβομακεδονική Μάζα κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Στρυμώνα η οποία επωθείται στη Μάζα της Ροδόπης (Boncev 1946, Kockel & Walter 1965, Koukouzas 1972) ενώ κατά άλλους συμβαίνει το αντίθετο (Χατζηδημητριάδης & Κελεπερτζής 1984, Karistineos & Sotiriades 1987). Σύμφωνα όμως με νεώτερες μελέτες (Dinter & Royden 1993, Sokoutis et al 1993), η Σερβομακεδονική Μάζα δεν επωθήθηκε στη Μάζα της Ροδόπης, αλλά αποτελεί τμήμα της που μετακινήθηκε νοτιοδυτικά στη σημερινή της θέση.

Η Μάζα της Ροδόπης στα νότια-νοτιοανατολικά επικαλύπτεται τεκτονικά από την Περιροδοπική Ζώνη (Karfakis & Doutsos 1995), η οποία εκτείνεται στον Ελλαδικό χώρο ως ζώνη πλάτους 10-20 km από τα Ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα προς τη λίμνη Λαγκαδά, τον κορμό της Χαλκιδικής και τη χερσόνησο της Σιθωνίας συνορεύοντας με τη Ζώνη του Αξιού στα δυτικά και τη Σερβομακεδονική Μάζα στα ανατολικά, κάμπτεται προς τα βορειοανατολικά και με διεύθυνση νοτιοδυτικήβορειοανατολική περνάει από την άκρη της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς το νησί της Σαμοθράκης και την περιοχή Αλεξανδρούπολης-Έβρου, όπου συνορεύει με τη Μάζα της Ροδόπης (Σχήμα 2.1.).

Η επαφή της Περιροδοπικής ζώνης με τη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης θεωρείται σήμερα τεκτονική (Kockel et al. 1971, Παπαδόπουλος 1980, 1982) όπου η Περιροδοπική ζώνη επωθείται στη μάζα της Ροδόπης, ενώ ενότητες της Σερβομακεδονικής επωθούνται στην Περιροδοπική (Papanikolaou 1984). Σύμφωνα με τους Tranos et al. (1999) κοντά στο όριο της Περιροδοπικής ζώνης με τη Σερβομακεδονική μάζα κυριαρχούν τεκτονικά λέπια με διεύθυνση BA προκαλώντας την επώθηση της Περιροδοπικής ζώνης στη Σερβομακεδονική μάζα. Οι Ricou et al. (1998) απορρίπτουν την άποψη ότι η Περιροδοπική ζώνη αποτελεί στρωματογραφικό κάλυμμα της μάζας της Ροδόπης και υποστηρίζουν ότι ανήκει σε δύο διακριτές πρασινοσχιστολιθικές ζώνες.

Μεγάλες επωθητικές ζώνες διαχωρίζουν την ελληνική Ροδόπη σε διακριτές γεωλογικές ενότητες. Έτσι, η Μάζα της Ροδόπης διαχωρίστηκε σε δύο τεκτονικές ενότητες, στην ενότητα Παγγαίου ή Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΚΤΕ) που αποτελείται από ορθογνεύσιους, σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα και στην ενότητα Σιδηρόνερου ή Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΑΤΕ) που αποτελείται από ορθογνεύσιους, σχιστόλιθους, αμφιβολίτες, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες (Σχήμα 2.1.).

Οι δυο αυτές τεκτονικές ενότητες αποδεικνύονται και με βάση πετρολογικά κριτήρια στη δυτική και κεντρική Ροδόπη, καθώς και στην ανατολική (Mposkos 1989, Mposkos & Liati 1993). Η ΚΤΕ χαρακτηρίζεται από άνω πρασινοσχιστολιθική έως κάτω αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης, ενώ η ΑΤΕ από μέσο έως άνω αμφιβολιτική φάση και τοπικά από γρανουλιτική φάση μεταμόρφωσης. Η ΚΤΕ στη δυτική Ροδόπη περιλαμβάνει τα μάρμαρα του όρους Φαλακρού, γνεύσιους στη βάση και μεταπηλίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και μάρμαρα στα ανώτερα τμήματά της. Στην ΚΤΕ της ανατολικής Ροδόπης απουσιάζουν τα μάρμαρα του όρους Φαλακρού και αφθονούν οι εμφανίσεις μεταβασικών και μεταϋπερβασικών πετρωμάτων. Η ΑΤΕ εμφανίζει πηγματιτικές διεισδύσεις που κόβουν τους περισσότερους πετρογραφικούς τύπους ενώ οι διεισδύσεις αυτές απουσιάζουν από την ΚΤΕ.

Η ενότητα Σιδηρόνερου (ΑΤΕ) επωθείται πάνω στην ενότητα Παγγαίου (ΚΤΕ) με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (Papanikolaou & Panagopoulos 1981, Παπανικολάου κ.ά. 1982, Zachos & Demades 1983, Papanikolaou 1984, Kilias & Mountrakis 1990). Η επώθηση αυτή είναι γνωστή ως επώθηση του Νέστου. Κατόπιν, με μιας μικρής γωνίας ρήγμα αποκολλάται τμήμα της ΚΤΕ το οποίο κινείται προς τα νοτιοδυτικά. Το τμήμα αυτό αποτελεί τη Σερβομακεδονική Μάζα που όπως αναφέρθηκε παραπάνω, με βάση τους Dinter & Royden (1993) και Sokoutis et al (1993), η Σερβομακεδονική Μάζα δεν επωθήθηκε στη Μάζα της Ροδόπης, αλλά αποτελεί τμήμα της που μετακινήθηκε νοτιοδυτικά στη σημερινή της θέση.

Από την άλλη πλευρά η Περιροδοπική Ζώνη στην περιοχή της Θράκης διακρίνεται σε δυο ενότητες, την ενότητα Μάκρης και την ενότητα Δρυμού-Μελίας.

Η ενότητα Μάκρης, όπου αντιστοιχεί πετρολογικά με τον ανώτερο ορίζοντα (φυλλιτικό σύστημα) της Περιροδοπικής Ζώνης, όπως αναγνωρίστηκε από τους Μαράτο & Ανδρονόπουλο (1964, 1967), αποτελείται από δυο σειρές, μια υποκείμενη μεταϊζηματογενή σειρά (μεταγραουβάκες, μετακροκαλοπαγή και μεταχαλαζίτες) Παπαδόπουλος (Πομόνη-Παπαϊωάννου & 1988) каі μια υπερκείμενη μεταηφαιστειογενή σειρά ή σειρά των Πρασινοσχιστολίθων (Παπαδόπουλος 1980, 1982, Πομόνη-Παπαϊωάννου & Παπαδόπουλος 1988, Magganas et al. 1991). Η Δρυμού-Μελίας (Πομόνη-Παπαϊωάννου Παπαδόπουλος ενότητα каі 1988)

αποτελείται από γραουβάκες, χαλαζιακούς ψαμμίτες, χαλαζίτες και αργιλικούς σχιστολίθους (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1982). Η ενότητα αυτή βρίσκεται σε ασυμφωνία με την υποκείμενη ενότητα Μάκρης και με τα υπερκείμενα Τριτογενή ιζήματα. Στη βάση της ενότητας συναντάται ένα μικρό σε πάχος τεκτονικό λατυποπαγές με λατύπες των πρασινοσχιστολίθων της ενότητας Μάκρης.

2.2. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Για τη μεταμορφική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης, που εκτείνεται στον ελλαδικό χώρο, διατυπώθηκαν κατά καιρούς διάφορες απόψεις από διάφορους ερευνητές. Έτσι, σύμφωνα με τους Kronberg & Raith (1977), μεταξύ Ξάνθης και Ελληνοβουλγαρικών συνόρων παρουσιάζεται μια αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης στα πετρώματα, από υψηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση σε υψηλού βαθμού αμφιβολιτική φάση.

Οι Liati & Seidel (1994) διαπιστώνουν μεταμόρφωση υψηλής πίεσης στην εκλογιτική φάση στα πετρώματα της ΑΤΕ, στην περιοχή μεταξύ Ξάνθης και Εχίνου, με πιέσεις έως 19 kbar και θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 700 °C. Την μεταμορφική αυτή φάση ακολουθεί μια μεταμόρφωση τύπου Barrow στην αμφιβολιτική φάση με πιέσεις 7-9 kbar και θερμοκρασίες 550–650 °C (Liati 1986).

Οι Kotopouli et al. (1991) αναφέρουν ότι η μεταμόρφωση στη Μάζα της Ροδόπης, γενικά, έλαβε χώρα σε τρεις διαδοχικές φάσεις. Η πρώτη μεταμορφική φάση, προ-Ηωκαινικής ηλικίας, ήταν υψηλής πίεσης (15 kbar) και αποτυπώθηκε σε αμφιβολιτιωμένους εκλογίτες και σε σχιστολίθους με χλωριτοειδή στην Κεντρική και Ανατολική Ροδόπη. Ακολουθεί μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσεως (7 kbar και 650 °C), που έλαβε χώρα από το κάτω έως μέσω-Ηώκαινο και επικάλυψε την προηγούμενη. Και τέλος, λαμβάνει χώρα μια χαμηλής πίεσης ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης, η οποία παρατηρείται συχνά σε γνευσίους, αμφιβολίτες και μεταπηλίτες.

Οι Mposkos (1989), Mposkos & Liati (1993) και Liati & Mposkos (1990), για την ΚΤΕ στη δυτική και ανατολική Ροδόπη, υπολόγισαν τις συνθήκες θερμοκρασίας και

πίεσης σε γνεύσιους, μεταπηλίτες και εκλογίτες και βρήκαν ότι αυτές είναι 550-600 °C και 13-15 kbar αντίστοιχα. Σε αυτά τα πετρώματα έχει αναγνωριστεί ακόμη μία ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Liati 1986, Liati & Mposkos 1989). Οι συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης που υπολογίστηκαν για την ΑΤΕ από τους Μπόσκος κ.α. (1994) ήταν 750-775 °C και 13,5-16 kbar, αντίστοιχα. Τέλος, από τους Mposkos et al. (2001) και Liati et al. (2002) διαπιστώθηκε μια υπερυψηλή μεταμόρφωση (UHPM, Ultra High Pressure Metamorphism) (>2,5 Gpa ἑως 4 Gpa) όσον αφορά τη μάζα της Ροδόπης.

Όσον αφορά την παραμορφική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης, γενικά, γίνεται παραδεκτό ότι και οι δυο ενότητες της Ροδόπης υπέστησαν παρόμοια τεκτονική εξέλιξη η οποία χαρακτηρίζεται από ένα αρχικό συμμεταμορφικό επωθητικό στάδιο και ένα μεταγενέστερο μετα-μεταμορφωτικό εφελκυστικό στάδιο (Kokkinakis 1980, Kilias & Mountrakis 1990, Koukouvelas & Doutsos 1990, Kolocotroni & Dixon 1991, Koukouvelas & Pe-Piper 1991, Kolocotroni 1992, Schulz 1992, Dinter & Royden 1993, Sokoutis et al. 1993, Dinter et al. 1995).

Για τη μεταμόρφωση της Περιροδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης, οι Παπαδόπουλος (1982) Κουρής (1980)πιστεύουν ότι каі ŋ ανώτερη μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της ενότητας Μάκρης χαρακτηρίζεται από μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Ο Cheliotis (1986) προτείνει μεταμόρφωση χαμηλού βαθμού για τα ίδια πετρώματα ενώ για τα ηφαιστειακά ενότητας Δρυμού-Μελίας χαμηλού πετρώματα της βαθμού υδροθερμική μεταμόρφωση. Ο Μαγκανάς (1988) θεωρεί ότι τα μεταϊζηματογενή πετρώματα της ενότητας Μάκρης έχουν υποστεί πολύ χαμηλού έως χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση ενώ τα μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα της ίδιας ενότητας έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε συνθήκες πίεσης 2 kbar και θερμοκρασίας 300-475 °C. Για τα ηφαιστειακά πετρώματα της ενότητας Δρυμού-Μελίας πιστεύει ότι μεταμορφώθηκαν κάτω από πιέσεις 1 έως 4 kbar και θερμοκρασίες 220-350 °C. Τέλος, ο Ιωαννίδης κ.ά. (1998) δέχονται για τους πρασινόλιθους της ενότητας Μάκρης συνθήκες μεταμόρφωσης χαμηλής έως μέσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης με πίεση 3,6 kbar και θερμοκρασία 384 °C.

2.3. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Για τη γεωδυναμική μελέτη της Μάζας της Ροδόπης, πολλοί ερευνητές, κατά καιρούς, χρησιμοποίησαν τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των τριτογενών πυριγενών πετρωμάτων που διεισδύουν στην περιοχή.

Οι Del Moro et al. (1988) έπειτα από μελέτες παρατήρησαν ότι από το βορρά προς το νότο η αλκαλικότητα των πλουτωνιτών αυξάνεται ενώ η ηλικία τους μειώνεται. Αυτό οφείλεται λόγω της συνεχούς βύθισης, έως το Μέσο Μειόκαινο, της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα με συνέπεια τη μετάθεση στο χώρο του κεντρικού Αιγαίου τόσο της θέσης βύθισης όσο και του μαγματισμού.

Σύμφωνα με τους Jones et al. (1992), αρχικά, εξαιτίας της βύθισης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας στο χώρο του Αιγαίου είχαμε την εμφάνιση συμπιεστικών φαινομένων. Η καταβύθιση της ωκεάνιας πλάκας οδήγησε στη δημιουργία ένυδρων ρευστών που διείσδυσαν στην υπερκείμενη σφήνα του μανδύα και δημιούργησαν αμφιβόλους και μαρμαρυγίες. Ακολουθούν εφελκυστικά φαινόμενα, άνοδος των γεώθερμων και καταστροφή των ορυκτών αυτών με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν μάγματα με χαρακτηριστικά ζωνών καταβύθισης που τοποθετήθηκαν όμως σε περιβάλλον εφελκυσμού.

Ο Dinter (1998) θεωρεί ότι η Ροδόπη κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου αποτελούσε τον πυρήνα ενός Αλπικού ορογενούς που στη συνέχεια επεκτάθηκε στην οπισθοτόξεια λεκάνη του Αιγαίου. Το γνευσιακό σύμπλεγμα της άνω αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης βυθίστηκε και ενσωματώθηκε στο περιθώριο ενός Κρητιδικού ορογενούς και ακολούθησε η βύθιση των μαρμάρων του Φαλακρού όρους κάτω από τον σχηματισμό αυτό. Το Μειόκαινο λαμβάνει χώρα η επέκταση του Αλπικού ορογενούς με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, ακολουθώντας το μαγματισμό που προκλήθηκε το Ολιγόκαινο, με συνέπεια την επανεμφάνιση των μαρμάρων του Φαλακρού και τη δημιουργία της λεκάνης του Β. Αιγαίου πίσω από τη ζώνη κατάδυσης. Το Κάτω Πλειόκαινο και με τη δημιουργία του ρήγματος της Ανατολίας η λεκάνη ἑδωσε τη θέση της στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου.

Με βάση τους Ricou et al. (1998) η Ροδόπη αποτελεί μια μεταμορφική σφήνα που τα ηπειρωτικά της τεμάχη προήλθαν από διάρρηξη κατά το Τριαδικό μακριά από την Αφρική και που σχετίζεται με ένα σύστημα κατάδυσης. Η όλη διαδικασία της ταυτόχρονης επώθησης και εκταφής της Μάζας της Ροδόπης έλαβε χώρα σε τέσσερα στάδια. Έτσι, κατά το πρώτο στάδιο παρατηρείται κατάδυση ωκεάνιας πλάκας κάτω από την Ευρώπη. Στο δεύτερο στάδιο, εξαιτίας της άσκησης ανοδικών τάσεων παρατηρείται μετανάστευση των υλικών χαμηλής πυκνότητας, που είχαν παρασυρθεί από την καταδυόμενη πλάκα σε βαθύτερα σημεία, προς τα ανώτερα τμήματα της κατάδυσης. Ακολουθεί, εξαιτίας αυτής της μεταφοράς των ελαφρύτερων υλικών, η μετακίνηση του συμπλέγματος της Ροδόπης και στη συνέχεια η μετανάστευση του συστήματος λεπιώσεων προς το νότο.

Οι Barr et al. (1999) υποστηρίζουν ότι το Μεσοζωικό παρουσιάζεται μια συνεχής αύξηση του φλοιού προς το Νότο στο χώρο της κεντρικής Ροδόπης εξαιτίας της συνεχούς μεταφοράς ωκεάνιου και ηπειρωτικού υλικού από τη βάση προς την οροφή μέσα σε ένα σύστημα κατάδυσης με βόρεια διεύθυνση. Έτσι, η συνεχής βύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Τηθύος κάτω από την Ευρασιατική, προκάλεσε, τη δημιουργία ενός πρίσματος επαύξησης το οποίο αυξανόταν συνεχώς μέχρι το Ηώκαινο, λόγω της συνεχούς μετακίνησης υλικών σε βαθύτερα τμήματα του φλοιού, καθώς και τον σχηματισμό λεπιώσεων και επωθήσεων στο χώρο της Ροδόπης. Σ' αυτό το στάδιο η προσαύξηση συνοδεύεται με μαγματισμό σχετιζόμενο με κατάδυση. Λόγω της συνεχούς επαύξησης ακολουθεί η άνοδος ολόκληρης της ακολουθίας των υλικών κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο και στη συνέχεια η εκταφή των κατώτερων τμημάτων της ακολουθίας εξαιτίας της αφαίρεσης υλικού από τα ανώτερα τμήματα του συστήματος για τη διατήρηση της δυναμικής ισορροπίας. Αποτέλεσμα του όλου αυτού μηχανισμού της κατάδυσης-επαύξησης ήταν η υποχώρηση του συστήματος καταβύθισης προς το νότο και επομένως τη θέση του συστήματος καταλαμβάνει το τόξο μαγματισμού από βορρά. Τέλος, το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, όπως διατυπώθηκε από τους Dinter & Royden (1993) και Dinter et al. (1995), συμβαίνει η τελική εκταφή της κεντρικής Ροδόπης σε ένα εφελκυστικό περιβάλλον.

Όσον αφορά τη γεωδυναμική τοποθέτηση της Περιροδοπικής Ζώνης οι Karfakis & Doutsos (1995) θεωρούν ότι η Περιροδοπική αποτελεί κομμάτι του ωκεάνιου φλοιού της Παλαιοτηθύος που δημιουργήθηκε κατά τη σύγκρουση των μικροπλακών της Ροδόπης και της Sakarya και διακρίνουν τρία στάδια εξέλιξης: a) κατά τα πρώτα στάδια της μετα-ορογενετικής εξέλιξης της Περιροδοπικής ζώνης, η σύγκρουση των μικροπλακών είχε σαν αποτέλεσμα την πάχυνση του φλοιού και την κατάρρευση του ορογενούς που άρχισε στο Μέσο Ηώκαινο, β) η σύγκρουση συνεχίστηκε μέχρι το Ολιγόκαινο-Κατώτερο Μειόκαινο όπου η εφελκυστική τεκτονική έδωσε τη θέση της σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και γ) η σύγκρουση των μικροπλακών σταμάτησε στο Μέσο Μειόκαινο και η τελευταία κατάρρευση του ορογενούς οδήγησε σε εκτεταμένη κατάδυση των νοτίων τμημάτων της Περιροδοπικής ζώνης η οποία συνεχίζεται έως σήμερα.

Ο Ιωαννίδης κ.ά. (1998) δέχονται την ὑπαρξη μιας ρηχής περιθωριακής θάλασσας που βαθαίνει σχετικά αργότερα αλλά αποτελεί μια περιορισμένη υφαλοκρηπίδα.

2.4. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΠΥΡΙΓΕΝΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗ ΖΩΝΗ

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της Μάζας της Ροδόπης εντοπίζονται σε δυο μεγάλες ηφαιστειακές επαρχίες, μία βόρεια της Ξάνθης στις λεκάνες Ζαρκαδένιας (ή Ζαγραδένια), Διποτάμων και Καλότυχου και μία στη Θράκη κοντά στην Αλεξανδρούπολη στις λεκάνες Μαρώνειας, Αισύμης-Κίρκης και Φερρών-Δαδιάς-Σουφλίου (Σχήμα 2.1.).

Η ηφαιστειότητα ξεκίνησε κατά το Μέσο Ηώκαινο δίνοντας άφθονα ηφαιστειοκλαστικά υλικά και ιγκνιμπρίτες και έφθασε στην παροξυσμική της φάση κατά το Άνω Ολιγόκαινο με εκχύσεις πλούσιων σε κάλιο ασβεσταλκαλικών και σωσσωνιτικών ηφαιστειακών πετρωμάτων, κυρίως ενδιάμεσης και βασικής σύστασης (Eleftheriadis & Lippolt 1984, Innocenti et al. 1984, Katirtzoglou 1986, Eleftheriadis et al. 1989a, Eleftheriadis 1995).

Πλουτωνικά πετρώματα, γρανιτικής, κυρίως, και μονζονιτικής σύστασης, είναι επίσης διαδεδομένα στη Μάζα της Ροδόπης (Σχήμα 2.1.), της οποίας αποτελούν ιδιαίτερο χαρακτηριστικό. Στη Θράκη υπάρχει μια ζώνη με ΑΒΑ κατεύθυνση από γρανιτοειδή σώματα (Τρεις Βρύσες, Χαλάσματα, Λεπτοκαρυά, Κίρκη, Κασσιτερά, Μαρώνεια) συνιστάμενη κυρίως από μονζονιτικά και γρανοδιοριτικά, καθώς και λίγα γαββρικά πετρώματα (Σιδέρης 1975, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis et al. 1989b, Mavroudchiev et al. 1993). Πλουτωνικά όμως πετρώματα είναι περισσότερο διαδεδομένα στην Κεντρική και Δυτική Ροδόπη (Ξάνθη, Παρανέστι, Ελατιά, Καβάλα, Βροντού, Γρανίτης, Παγγαίο, Φίλιπποι) (Χριστοφίδης 1977, Kokkinakis 1980, Κοτοπούλη 1981, Σκλαβούνος 1981, Theodorikas 1982, Σολδάτος 1985, Κυριακόπουλος 1987, Christofides 1989, Christofides 1996, Kotopouli & Pe-Piper 1989, Baltatzis et al. 1992, Kolocotroni 1992, Christofides et al. 1998, Soldatos et al. 1998).

Οι Τριτογενείς γρανιτικοί πλουτωνίτες της Ροδόπης είναι μετα-μεταμορφικοί όπως φαίνεται από τις σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα, τα οποία διακόπτουν, και θεωρούνται ότι συνδέονται με ζώνη κατάδυσης, και ότι έχουν τοποθετηθεί σε ένα εκτατικό περιβάλλον (Koukouvelas & Pe-Piper 1991, Kolocotroni 1992, Sokoutis et al. 1993, Dinter et al. 1995, Christofides et al. 1998).

2.5. ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΤΡΙΤΟΓΕΝΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ

Η ηλικία του Τριτογενούς μαγματισμού στη Μάζα της Ροδόπης φαίνεται ότι γενικά φθίνει βαθμιαία προς τα νότια όπως δείχνουν οι γεωχρονολογήσεις σε ηφαιστειακά και πλουτωνικά πετρώματα (Eleftheriadis & Lippolt 1984, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988). Οι ραδιομετρικές ηλικίες των πλουτωνικών πετρωμάτων της Μάζας της Ροδόπης, που έχουν αναφερθεί κατά καιρούς, είναι:

Ζώνη Λεπτοκαρυάς-Κίρκης: Περιλαμβάνει τα πλουτωνικά πετρώματα των περιοχών Τρεις Βρύσες, Χαλάσματα, Λεπτοκαρύα, Κίρκη, Κασσιτερά και Μαρώνεια. Οι Del Moro et al. (1988) προσδιόρισαν την ηλικία των πλουτωνικών αυτών όγκων με τη μέθοδος Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα. Συγκεκριμένα, η ηλικία του πλουτωνίτη

στην περιοχή Χαλάσματα προσδιορίστηκε σε $32,0\pm0,8$ Ma, η ηλικία του πλουτωνίτη της Λεπτοκαρύας σε $31,6\pm0,6$ Ma, της Κίρκης σε $31,8\pm0,6$ Ma, των Κασσιτερών σε $31,9\pm0,5$ Ma και της Μαρώνειας σε $28,4\pm0,9$ Ma. Επίσης, υπολόγισαν την ηλικία του πλουτωνίτη στην περιοχή Τρεις Βρύσες με τη μέθοδος Rb-Sr σε βιοτίτη και βρήκαν ότι είναι $34,9\pm1,5$ Ma. Η Παπαδοπούλου (2003) υπολόγισε την ηλικία του πλουτωνίτη της Μαρώνειας με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιοτίτη και βρήκε ότι αυτή είναι $29,3\pm2,3$ Ma.

Πλουτωνίτης της Ξάνθης: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιστίτη έδωσε ηλικία 27,1±0,4 Ma (Meyer 1968), με τη μέθοδο K-Ar σε κεροστίλβη έδωσε ηλικία 30,4±0,6 Ma (Liati 1986), με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιστίτη έδωσε ηλικία 28,8±0,7 Ma (Κυριακόπουλος 1987), ενώ με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιστίτη, πλαγιόκλαστο, και καλιούχο άστριο έδωσε ηλικία 26,3±0,1 Ma (Κυριακόπουλος 1987).

Πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου: Н γεωχρονολόγηση στην περιοχή Ελατιάς-Σκαλωτής με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό ηλικία 86,7±27 Μα (ψευδοϊσόχρονη με αρχικό πέτρωμα έδωσε λόγο ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7060) (Σολδάτος 1985). Επίσης, η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία 85±25 Ma (ψευδοϊσόχρονη με αρχικό λόγο ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7060) (Soldatos et al. 2001) ενώ η μέθοδος Rb-Sr σε βιοτίτη έδωσε ηλικία από $34,1\pm1,0$ μέχρι $43,0\pm1,3$ Ma (Soldatos et al. 2001). Στην περιοχή του Παρανεστίου η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο Κ-Αr σε μοσχοβίτη έδωσε ηλικία $38,3\pm1,1$ Ma (Düerr et al. 1978) ενώ σε βιοτίτη έδωσε ηλικία από $29,1\pm1,2$ μέχρι 38,5 ± 1,5 Ma (Σκλαβούνος 1981). Τέλος, η μέθοδος Rb-Sr μοσχοβίτη έδωσε ηλικία από $43,5\pm0,9$ μέχρι $47,8\pm1,0$ Ma ενώ η μέθοδος Rb-Sr σε βιοτίτη έδωσε ηλικία 39,4±1,2 Ma (Soldatos et al. 2001).

Πλουτωνίτης της Καβάλας: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη έδωσε ηλικία 15,5-17,8 Ma (Kokkinakis 1980), με τη μέθοδο Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία από 16,1±1.8 μέχρι 19,4±0,9 Ma (ψευδοϊσόχρονη με αρχικό λόγο ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7068-0,7078) και με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτη, μοσχοβίτη, αλκαλιούχο άστριο και πλαγιόκλαστο έδωσε ηλικία από 14,0±0,4 μέχρι 16,0±0,5 Ma (Kyriakopoulos et al. 1989), ενώ η μέθοδος U-Pb σε τιτανίτη και ζιρκόνιο και η μέθοδος Ar-Ar σε κεροστίλβη έδωσαν ηλικία 22-21 Ma (Dinter et al. 1995).

Πλουτωνίτης της Βροντούς: Η γεωχρονολόγηση του ανατολικού τμήματος του πλουτωνίτη της Βροντούς έδωσε διάφορες ηλικίες με τη μέθοδο K-Ar σε κεροστίλβη όπως $53,5\pm4,2$ Ma (Παπαδάκης 1965), από $29,0\pm1,0$ Ma μέχρι $33,0\pm2,0$ Ma (Μαράκης 1969) και 30 ± 3 Ma (Dürr et al. 1978). Από την άλλη πλευρά η μέθοδος Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία από $28,2\pm14,3$ μέχρι $30,8\pm14,8$ Ma (ψευδοϊσόχρονη με αρχικό λόγο ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7061-0,7071) (Kolocotroni 1992). Το δυτικό τμήμα του πλουτωνίτη της Βροντούς είναι έντονα μυλωνιτιωμένο. Με βάση τα γεωχρονολογικά στοιχεία U-Pb και Ar-Ar η ηλικία του τμήματος αυτού του πλουτωνίτη φαίνεται να είναι αρχές Μειοκαίνου (Kaufman 1995).

Πλουτωνίτης του Πανοράματος: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη έδωσε ηλικία 26,8±0,5 Ma (Meyer 1968).

Πλουτωνίτης του Παγγαίου: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη έδωσε ηλικία από 13,8±3 μέχρι 15,0±0,3 Ma (Meyer 1968), με τη μέθοδο Ar-Ar σε κεροστίλβη έδωσε ηλικία 21,7±0,4 Ma Ma ενώ σε βιοτίτη και μοσχοβίτη κυμαίνεται από 16-14 Ma (Eleftheriadis et al. 2001). Η δεύτερη αυτή ηλικία θεωρήθηκε ως ηλικία ψύξης του πλουτωνίτη

Πλουτωνίτης των Φιλίππων: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη με βάση τον Meyer (1968) έδωσε ηλικία 26 Ma ενώ με βάση τον Melidonis (1969), επίσης με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη έδωσε ηλικία 28 Ma.

Πλουτωνίτης της Μαρώνειας: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτη έδωσε ηλικία 28,4±0,9 Ma (Del Moro et al. 1988) και με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτη και σε ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία γύρω στα 29,3±2,3 Ma (Παπαδοπούλου 2003).

Πλουτωνίτης της Σαμοθράκης: Η γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη έδωσε ηλικία $18,5\pm0,5$ Ma, με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτη και ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία $18,5\pm0,3-18,9\pm0,4$ Ma (Κυριακόπουλος 1987) και με τη μέθοδο Rb-Sr σε βιοτίτη και σε ολικό πέτρωμα έδωσε ηλικία $18,1\pm0,2-18,5\pm0,2$ Ma (Christofides et al. 2000).

2.6. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ

Οι Τριτογενείς πλουτωνίτες, γρανιτικής, κυρίως, και μονζονιτικής σύστασης, της Μάζας της Ροδόπης όπως φαίνεται από τις σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα, τα οποία διακόπτουν, είναι μετα-μεταμορφικοί. Διεισδύουν και κόβουν τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Μάζας της Ροδόπης ενώ επικαλύπτονται από τριτογενή ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδόπης περιλαμβάνουν μια σειρά από γνευσίους και αμφιβολίτες που κατέχει το ανατολικό τμήμα του ποταμού Νέστου, μια σειρά από μάρμαρα που εκτείνεται από την ανατολική Μακεδονία μέχρι τον ποταμό Νέστο, μία σειρά από μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και γνευσίους που εμφανίζεται στην περιοχή του Νέστου και μια σειρά από γνευσίους-αμφιβολίτες-μιγματίτες που εκτείνεται κατά μήκος του Νέστου και βόρεια της Ξάνθης. Η μεταμόρφωση των πετρωμάτων έλαβε χώρα μεταξύ κατώτερου Κρητιδικού και μέσου Ηωκαίνου (Kockel & Walther 1965, Liati 1986, Kotopouli & Pe-Piper 1989).

Η γεωλογία των περιοχών των πλουτωνιτών από τα δυτικά προς τα ανατολικά είναι:

2.6.1. Ο πλουτωνίτης της Βροντούς

Ο πλουτωνίτης της Βροντούς (Σχήμα 2.2.) (Theodorikas 1983, Kolocotroni 1992, Soldatos et al. 1998), είναι ένας σύνθετος πλουτωνίτης ελλειψοειδούς σχήματος με βορειοανατολική κατεύθυνση και καταλαμβάνει επιφανειακή έκταση περισσότερο από 250 km². Διεισδύει στους γνευσίους, αμφιβολίτες και στα μάρμαρα της Κατώτερης Τεκτονικής Ενότητας της Μάζας της Ροδόπης. Στα ανατολικά και νοτιοανατολικά του περιθώρια εμφανίζει μεταμόρφωση επαφής με τα περιβάλλοντα

πετρώματά του και στο δυτικό και το νοτιοδυτικό τμήμα του συνορεύει με Τεταρτογενή ιζήματα.

Ο πλουτωνίτης εμφανίζεται σχετικά απαραμόρφωτος, εκτός από τα νότια και δυτικά τμήματά του τα οποία είναι ελαφρώς έως σε μεγάλο βαθμό παραμορφωμένα.

Ο πλουτωνικός όγκος συνίσταται στο βορειοανατολικό τμήμα του από διορίτη, γάββρο, μονζονίτη, χαλαζιακό μονζονίτη και γρανοδιορίτη που σε αρκετά σημεία τους μεταβαίνουν σε χαλαζιακό μονζοδιορίτη ενώ το νοτιοδυτικό του τμήμα συνίσταται από γρανίτη που σε αρκετά σημεία του μεταβαίνει σε χαλαζιακό συηνίτη και γρανοδιορίτη.



Σχήμα 2.2.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Βροντούς (Soldatos et al. 1998).

Σε ολόκληρο τον πλουτωνικό όγκο της Βροντούς εμφανίζονται, επίσης, απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες ενώ εγκλείσματα εμφανίζονται μόνο στο βορειοανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη. Τα εγκλείσματα έχουν ελλειψοειδές έως ακανόνιστο σχήμα και είναι μικροκοκκώδη με διάμετρο μέχρι 30 cm. Τέλος, στο νότιο περιθώριο του πλουτωνίτη εμφανίζονται λαμπροφυρικές φλέβες πλούσιες σε κεροστίλβη (Kolocotroni 1992).

2.6.2. Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος

Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος (Σχήμα 2.3.) (Νταγκουνάκη 2000) διεισδύει στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα της Μάζας της Ροδόπης και συγκεκριμένα στα μάρμαρα του Φαλακρού όρους (Σχήμα 2.3.).

Στα σημεία επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα έχουν δημιουργηθεί ζώνες θερμομεταμόρφωσης (skarn) κυρίως με γρανάτη και βολλαστονίτη. Οι ζώνες αυτές εντοπίζονται, κυρίως, στο νότιο τμήμα του πλουτωνικού όγκου. Αποτελείται κυρίως από δυο τμήματα: ένα βορειότερο με κατεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ και έκταση περίπου 2 km² και ένα νοτιότερο με κατεύθυνση περίπου ΒΔ-ΝΑ και έκταση 5 km². Ο πλουτωνίτης εμφανίζεται σχετικά απαραμόρφωτος και αρκετά αποσαθρωμένος (κατά θέσεις εμφανίζεται υπό μορφή άμμου).



Σχήμα 2.3.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη του Πανοράματος (Νταγκουνάκη 2000).

Ο πλουτωνικός όγκος συνίσταται από χαλαζιακό μονζονίτη στο βόρειο τμήμα του, ενώ στο νότιο από γρανίτη. Παρατηρήθηκαν, επίσης, εγκλείσματα και απλιτικές φλέβες στην κύρια μάζα του πλουτωνίτη. Τα εγκλείσματα είναι λεπτόκοκκα, μεσοκρατικά πετρώματα με διαστάσεις 30-40 cm και ελλειψοειδούς σχήματος.

Οι απλιτικές φλέβες είναι μικρού πάχους και διακόπτουν τα γρανιτικά πετρώματα ως επί το πλείστον σε επιφάνειες διακλάσεων.

2.6.3. Ο πλουτωνίτης του Παγγαίου

Ο πλουτωνίτης του Παγγαίου διεισδύει στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα της Μάζας της Ροδόπης.

Τα γρανιτοειδή πετρώματα που εμφανίζονται στην περιοχή του Παγγαίου (Koroneos & Eleftheriadis 2002) βρίσκονται με τη μορφή "παραθύρων" λόγω διάβρωσης των σχηματισμών της περιοχής (Σχήμα 2.4.).



Σχήμα 2.4.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη του Παγγαίου (Koroneos & Eleftheriadis 2002).

Τα περισσότερο αξιοσημείωτα πλουτωνικά σώματα, από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά, είναι εκείνα της Μεσσολακιάς, του Ποδοχωρίου, της Μεσσορόπης (δυο εμφανίσεις) και της Νικήσιανης. Όλοι αυτοί οι πλουτωνικοί όγκοι δείχνουν να ανήκουν στον ίδιο πλουτωνίτη, με τα πλουτωνικά σώματα της Μεσσολακιάς και της Νικήσιανης να αποτελούν τα περιθώρια του πλουτωνίτη, και έχουν κατεύθυνση παράλληλη με εκείνη του πλουτωνίτη της Καβάλας. Διεισδύουν μέσα σε μάρμαρα σχηματίζοντας ζώνες θερμομεταμόρφωσης (skarn), πάχους λίγων εκατοστών, κυρίως με επίδοτο και διοψίδιο.

Οι πλουτωνικοί όγκοι του Παγγαίου συνίστανται από πορφυροειδή κεροστιλβικό-βιοτιτικό τοναλίτη και γρανοδιορίτη και από πορφυροειδή βιοτιτικό ± μοσχοβιτικό γρανοδιορίτη και γρανίτη. Στους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες της Μεσσολακιάς και της Νικήσιανης εμφανίζονται λεπτόκοκκα, μελανοκρατικά εγκλείσματα ενώ οι απλιτικές φλέβες κάνουν την εμφάνισή τους σε όλο τον πλουτωνικό όγκο και τα γύρω πετρώματα.

2.6.4. Ο πλουτωνίτης των Φιλίππων

Ο πλουτωνίτης των Φιλίππων (Eleftheriadis et al. 1995), καταλαμβάνει έκταση 1 km² και διεισδύει στα μάρμαρα και στους σχιστολίθους της Κατώτερης Τεκτονικής Ενότητας της Μάζας της Ροδόπης σχηματίζοντας μεταμόρφωση επαφής. Αποτελείται κυρίως από χαλαζιακό μονζοδιορίτη και μονζοδιορίτη.

Παρατηρήθηκαν, επίσης, εγκλείσματα λεπτόκοκκα, μελανοκρατικά, μονζοδιοριτικής σύστασης με ελλειψοειδές μέχρι ακανόνιστο σχήμα καθώς και απλιτικές φλέβες πλάτους μέχρι 50 cm που διακόπτουν τα γρανιτοειδή πετρώματα καθώς και τα εγκλείσματά τους.

2.6.5. Ο πλουτωνίτης της Καβάλας

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας (Σχήμα 2.5.) διεισδύει στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα της Μάζας της Ροδόπης κυρίως σε χαλαζιακούς-μαρμαρυγιακούς γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, μάρμαρα και αμφιβολίτες. Στην επαφή του με τα περιβάλλοντα πετρώματα δεν παρατηρούνται φαινόμενα θερμικής μεταμόρφωσης. Σε όλη την έκτασή του συνορεύει με Τριτογενή και Τεταρτογενή ιζήματα.

Ο κύριος πετρογραφικός τύπος του πλουτωνίτη της Καβάλας είναι ο γρανοδιορίτης μέσα στον οποίο βρίσκονται πολυάριθμα εγκλείσματα διοριτικής και τοναλιτικής σύστασης, ενώ κατά τόπους εμφανίζεται τοναλίτης και μονζογρανίτης (Kokkinakis 1977, Neiva et al. 1996). Επίσης, μέσα στον πλουτωνίτη καθώς και στα περιβάλλοντα πετρώματα παρατηρούνται φλέβες με απλιτική και βασική σύσταση.

Τέλος, σε αρκετά σημεία του πλουτωνίτη, λόγω της ισχυρής παραμόρφωσής του, εμφανίζονται μυλωνιτιωμένες ζώνες και ψευδοταχυλίτες. Οι πορφυροκλάστες, οι οποίοι αποτελούνται από καλιούχο άστριο και πλαγιόκλαστο, περιβάλλονται από μια λεπτόκοκκη μάζα η οποία αποτελείται από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και κεροστίλβη.



Σχήμα 2.5.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Καβάλας (Neiva et al. 1996).

2.6.6. Το πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιά-Σκαλωτή-Παρανέστι

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα περιλαμβάνει τον πλουτωνίτη της Ελατιάς, Σκαλωτής και τον πλουτωνίτη του Παρανεστίου (Σχήμα 2.6.). Διεισδύει στην Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα και αποτελεί το μεγαλύτερο βαθύλιθο της Μάζας της Ροδόπης, συνεχίζεται δε και μέσα στη Βουλγαρία. Γενικά, ο πλουτωνίτης της Ελατιάς-Σκαλωτής επιφανειακής εκτάσεως 430 km² περίπου, αποτελεί το κεντρικό και δυτικό τμήμα του πλουτωνικού συμπλέγματος (Κοτοπούλη 1981) και ο πλουτωνίτης του Παρανεστίου (Σκλαβούνος 1981) το ανατολικό τμήμα του συμπλέγματος.



Σχήμα 2.6.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου (Soldatos et al. 2001).

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου διεισδύει σε μάρμαρα, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς γνευσίους και σχιστολίθους ενώ στο βορειοανατολικό του τμήμα βρίσκεται σε επαφή με ηφαιστειακά πετρώματα. Στα σημεία επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα έχουν δημιουργηθεί ζώνες θερμομεταμόρφωσης (skarn) περιορισμένης έκτασης, κυρίως με κλινοπυρόξενο, γρανάτη, επίδοτο, βεζουβιανό και τρεμολίτη.

Ο κύριος πετρογραφικός του τύπος του πλουτωνίτη της Ελατιάς-Σκαλωτής είναι ο κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης ο οποίος στο κεντρικό και δυτικό

τμήμα της διείσδυσης μετατρέπεται σε πορφυροειδή βιοτιτικό γρανοδιορίτη με μεγάλους κρυστάλλους καλιούχου αστρίου.

Το ανατολικό τμήμα της διείσδυσης Ελατιάς-Σκαλωτής αποτελείται κυρίως από βιοτιτικό γρανίτη που μεταπίπτει τοπικά σε διμαρμαρυγιακό γρανίτη, γρανοδιορίτη και χαλαζιακό μονζονίτη, δίνοντας την εντύπωση μιας συνεχούς εμφάνισης με τον γρανοδιορίτη της Ελατιάς. Μέσα στο γρανοδιορίτη της Ελατιάς εμφανίζονται, επίσης, каі μικροκοκκώδη, μεσοκρατικά εγκλείσματα, ελλειψοειδούς έως αποστρογγυλεμένου σχήματος, με μέγεθος 20-30 cm. Κατά μήκος του κεντρικού και του βόρειου κεντρικού τμήματος της περιοχής Σκαλωτής-Παρανεστίου εμφανίζεται ένας λευκογρανίτης ο οποίος περιέχει γρανάτη πλούσιο σε σπεσσαρτίνη καθώς και εμφανίσεις σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτη. Τέλος, στα περιβάλλοντα πετρώματα, γύρω από τη διείσδυση, εμφανίζονται αρκετές γρανιτοειδείς και πηγματοειδείς φλέβες.

2.6.7. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης (Σχήμα 2.7.) (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987), έχει σχήμα φακοειδές με κατεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ και καταλαμβάνει επιφανειακή έκταση 40 km² περίπου. Διεισδύει στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ανώτερης Τεκτονικής Ενότητας της Μάζας της Ροδόπης (γνεύσιοι, αμφιβολίτες, αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι) ενώ το δυτικό του τμήμα βρίσκεται σε επαφή με μάρμαρα που ανήκουν στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα της Μάζας της Ροδόπης. Στο νότιο τμήμα του συνορεύει κυρίως με Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα.

Ο πλουτωνίτης, ο οποίος εμφανίζεται κυρίως απαραμόρφωτος και μη αποσαθρωμένος, στα σημεία επαφής με τα περιβάλλοντα πετρώματα σχηματίζει μεταμόρφωση επαφής, κυρίως με ανδραδίτη, επίδοτο, βολλαστονίτη, σκαπόλιθο, διοψίδιο και ακτινόλιθο, με κοιτάσματα skarn.



Σχήμα 2.7.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Ξάνθης (Χριστοφίδης 1977).

Η κύρια μάζα του πλουτωνίτη αποτελείται από γρανοδιορίτη ο οποίος βαθμιαία μεταπίπτει σε μονζογρανίτη. Το ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη συνίσταται κυρίως από μονζονίτη, καθώς και από χαλαζιακό μονζονίτη, χαλαζιακό μονζοδιορίτη και μονζογάββρο. Επίσης, στο βορειοανατολικό άκρο του πλουτωνίτη παρατηρείται ένα μικρό τμήμα γάββρου.

Εκτός από αυτούς τους πετρογραφικούς τύπους υπάρχουν επίσης μέσα στον κύριο όγκο του γρανοδιορίτη εγκλείσματα, απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες. Τα εγκλείσματα είναι σκοτεινόχρωμα, απεστρογγυλωμένα και μικρόκοκκα με διάμετρο 2-15 cm και έχουν σύσταση χαλαζιακού διορίτη. Οι απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες έχουν πάχος από μερικά εκατοστά μέχρι και 20 m και διασχίζουν όλη την έκταση του γρανοδιορίτη.

2.6.8. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας (Παπαδοπούλου 2003) καταλαμβάνει μια έκταση περίπου 6 km² (Σχήμα 2.8.).



Σχήμα 2.8.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνειας (Παπαδοπούλου 2003).

Το νότιο άκρο του πλουτωνίτη αποτελεί η θάλασσα. Ανατολικά και βορειοανατολικά συνορεύει με τα πετρώματα της μεταηφαιστειο-ϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης, με τα οποία σχηματίζει έντονα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης (κερατίτες). Το βόρειο και το δυτικό του τμήμα διεισδύει εντός των ανθρακικών πετρωμάτων (μαρμάρων) της υποκείμενης μεταϊζηματογενούς σειράς της ίδιας ενότητας και σχηματίζει μια αρκετού εύρους ζώνη μεταμόρφωσης εξ επαφής (skarn).

Οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη είναι ο μονζογάββρος, ο χαλαζιακός μονζογάββρος, ο μονζονίτης, ο χαλαζιακός μονζονίτης, ο γρανίτης και ο πορφυριτικός μικρο-γρανίτης.

2.6.9. Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης

Η Σαμοθράκη βρίσκεται στο βόρειο-ανατολικό τμήμα του Αιγαίου πελάγους. Σύμφωνα με τους Kauffmann et al. (1976) γεωτεκτονικά ανήκει στην Περιδοπική Ζώνη ενώ ο Osswalt (1938) την είχε κατατάξει στην Μάζα της Ροδόπης.

Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης, γνωστός ως "γρανίτης της Σαμοθράκης", βρίσκεται στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του νησιού (Σχήμα 2.9.). Διεισδύει

μέσα σε οφειολίθους, που αποτελούνται από γάββρους, διαβάσες και pillow lavas, προκαλώντας μεταμόρφωση επαφής (Δάβη 1963, Νοταρίδου & Κουρτάκης 1989, Christofides et al. 1990, Christofides et al. 2000).

Ο πλουτωνικός όγκος αποτελείται από βιοτιτικό-γρανίτη που καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της διείσδυσης, κεροστιλβικό-βιοτιτικό πορφυροειδή χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη, στο ανατολικό τμήμα της διείσδυσης, βιοτιτικόκεροστιλβικό πορφυροειδή μικροχαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη που περικλείει περιφερειακά τον βιοτιτικό-γρανίτη και τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό πορφυροειδή χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη.



Σχήμα 2.9.: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης (Christofides et al. 2000).

Εκτός από τους κύριους πετρογραφικούς τύπους, αναφέρονται και πορφύρες κυρίως γρανιτικής σύστασης, απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες καθώς και εγκλείσματα σύστασης χαλαζιακού μονζονίτη. Οι απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες εμφανίζονται κυρίως στην περιφέρεια του πλουτωνίτη και διεισδύουν στα γύρω πετρώματα. Τα εγκλείσματα είναι λεπτόκοκκα, μελανοκρατικά με φακοειδές σχήμα και εμφανίζονται κυρίως στα βορειοανατολικά τμήματα του κεροστιλβικού-βιοτιτικού

πορφυροειδή χαλαζιακού μονζονίτη και του βιοτιτικού-κεροστιλβικού πορφυροειδή μικρο-χαλαζιακού μονζονίτη.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

3.1. ГЕNIKA

Για τη συγγραφή αυτού του κεφαλαίου χρησιμοποιήθηκαν τα ορυκτολογικά και πετρολογικά δεδομένα διαφόρων εργασιών. Έτσι, για τον πλουτωνίτη της Βροντούς τα δεδομένα προέρχονται από την Kolocotroni (1992) και τους Soldatos et al. (1998), του Πανοράματος από την Νταγκουνάκη (2000), του Παγγαίου από τους Eleftheriadis et al. (2001) και Koroneos & Eleftheriadis (2002), των Φιλίππων από τους Eleftheriadis et al. (1995), της Καβάλας από τον Kokkinakis (1977), τους Neiva et al. (1996) και τους Christofides et al. (1998), του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σκαλωτής από τον Σκλαβούνο (1981), την Κοτοπούλη (1981), τον Σολδάτος (1985), τους Kotopouli & Pe-Piper (1989) και τους Jones et al. (1992), της Ξάνθης από τον Χριστοφίδη (1977) και τον Κυριακόπουλο (1987), της Μαρώνειας από την Παπαδοπούλου (2003) και της Σαμοθράκης από τους Christofides et al. (1990) και Christofides et al. (2000).

3.2. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ

Ο πλουτωνίτης της Βροντούς (Σχήμα 2.2.) (Kolocotroni 1992, Soldatos et al. 1998), είναι ένας σύνθετος πλουτωνίτης, όπου οι πετρογραφικοί τύποι από τους οποίους αποτελείται είναι οι εξής:

- 1) Διορίτης (Dr)
- 2) Μονζονίτης (Mz)
- 3) Χαλαζιακός μονζονίτης (QMz)
- 4) Χαλαζιακός μονζοδιορίτης (QMzDr)
- 5) Γρανοδιορίτης (Grd)
- 6) Γρανίτης (γρανίτης και μονζογρανίτης) (Gr)
- 7) Χαλαζιακός συηνίτης (Qsy)
- 8) Εγκλείσματα Α (Enc A)

9) Εγκλείσματα Β (Enc B)

3.2.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Διορίτης: Είναι ένα λεπτόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα που περιέχει πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη και βιοτίτη. Τα επουσιώδη ορυκτά του είναι ο τιτανίτης, ο απατίτης και το ζιρκόνιο. Τα ορυκτά αυτά εμφανίζονται και στους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους που θα περιγραφούν παρακάτω.

Μονζονίτης: Είναι συνήθως αδρόκοκκος με ισομεγέθεις κρυστάλλους εμφανίζοντας τοπικά πορφυροειδή ιστό με φαινοκρυστάλλους καλιούχων αστρίων. Εμφανίζεται μόνο στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη της Βροντούς και περιέχει, επιπλέον, πλαγιόκλαστα και κλινοπυρόξενο.

Χαλαζιακός μονζονίτης: Είναι ένα αδρόκοκκο πέτρωμα που εμφανίζει συχνά πορφυροειδή ιστό. Εμφανίζεται κυρίως στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου περιβάλλοντας τον μονζονίτη. Αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστα και κεροστίλβη και λιγότερο από καλιούχους αστρίους, χαλαζία και βιοτίτη. Επίσης, σε ορισμένες περιπτώσεις περιέχει και κλινοπυρόξενο ο οποίος εμφανίζεται ή ως ανεξάρτητος κρύσταλλος ή ως κατάλοιπο στους πυρήνες της κεροστίλβης.

Χαλαζιακός μονζοδιορίτης: Μοιάζει με τον χαλαζιακό μονζονίτη που περιέχει κλινοπυρόξενο, διαφέρει μόνο στις αναλογίες των ορυκτών.

Γρανοδιορίτης: Είναι ένα μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα και εμφανίζεται κυρίως στο βόρειο-κεντρικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου και με τη μορφή μικρών μαζών σε άλλες τοποθεσίες. Αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους, χαλαζία και κεροστίλβη ενώ ο βιοτίτης βρίσκεται σε ελάχιστη ποσότητα και λιγότερο συχνά η ποσότητα του είναι ίση με της κεροστίλβης.

Γρανίτης (γρανίτης και μονζογρανίτης): Όμοια με το γρανοδιορίτη, ο γρανίτης είναι μεσόκοκκος έως αδρόκοκκος μόνο που το χρώμα του είναι πιο ανοιχτό. Καλύπτει κυρίως το βορειοδυτικό τμήμα του πλουτωνίτη και τοπικά εναλλάσσεται με τον χαλαζιακό συηνίτη και γρανοδιορίτη. Τα κύρια ορυκτά του είναι τα πλαγιόκλαστα, ο χαλαζίας, οι καλιούχοι άστριοι και ο βιοτίτης όπου στα περισσότερα δείγματα είναι το μοναδικό σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Η κεροστίλβη εμφανίζεται συνήθως σε μικρότερη ποσότητα.

Χαλαζιακός συηνίτης: Έχει την ίδια ορυκτολογία με το γρανίτη με τη διαφορά ότι η κεροστίλβη είναι το κύριο ή το μοναδικό σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό.

Εγκλείσματα Α: Τα εγκλείσματα αυτά εμφανίζονται μέσα στα μονζονιτικά πετρώματα της Βροντού. Είναι λεπτόκοκκα, ολοκρυσταλλικά πετρώματα, όπου επικρατούν τα πλαγιόκλαστα, με μία ισομεγέθης υπο-οφειτική μικροκρυσταλλική μάζα που αποτελείται από πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, κλινοπυρόξενο και τιτανίτη και μεγακρυστάλλους πλαγιοκλάστων, κεροστίλβης και πολύ σπάνια χαλαζία. Έχουν ταξινομηθεί ως μικρο-διορίτες και διακρίνονται σε δυο τύπους. Στα εγκλείσματα εκείνα που περιέχουν κλινοπυρόξενο και σε εκείνα που περιέχουν κεροστίλβη.

Εγκλείσματα Β: Τα εγκλείσματα αυτά εμφανίζονται μέσα στους γρανοδιορίτες και στους χαλαζιακούς μονζονίτες. Είναι και αυτά λεπτόκοκκα αλλά σε σχέση με τα εγκλείσματα Α οι κρύσταλλοί τους έχουν μεγαλύτερο μέγεθος. Έχουν όμοια ορυκτολογική σύσταση με τα πετρώματα που τα φιλοξενούν όμως παρουσιάζουν μεγαλύτερη αφθονία στα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά και έχουν ταξινομηθεί ως χαλαζιακοί διορίτες γιατί περιέχουν λίγο χαλαζία και καλιούχο άστριο. Τα εγκλείσματα Β αποτελούνται από μια μικροκρυσταλλική μάζα με πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, βιοτίτη, τιτανίτη, χαλαζία και καλιούχο άστριο με ελάχιστη ποσότητα μεγακρυστάλλων πλαγιοκλάστου.

3.2.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα** αποτελούν την αφθονότερη ορυκτολογική φάση στα πετρώματα του πλουτωνίτη της Βροντούς. Η σύστασή τους κυμαίνεται μεταξύ ολιγοκλάστου και λαβραδορίου και εμφανίζονται με μεσόκοκκους έως αδρόκοκκους, ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Επίσης, εμφανίζουν κανονική καθώς και κυματοειδή ζώνωση. Τα πλαγιόκλαστα, επίσης, εμφανίζονται και ως εγκλείσματα με τη μορφή λεπτόκοκκων και ιδιόμορφων κρυστάλλων μέσα στους κρυστάλλους των καλιούχων αστρίων. Πολύ συχνά στην επαφή τους με τους καλιούχους αστρίους εμφανίζουν μυρμηκιτικά φαινόμενα.

Οι **καλιούχοι ἀστριοι**, στα πετρώματα που παρουσιάζουν πορφυροειδή ιστό, εμφανίζονται και ως ορυκτά της μικροκρυσταλλικής μάζας και ως μεγακρύσταλλοι που το μήκος τους φτάνει περίπου τα 5 cm. Το σχήμα των κρυστάλλων τους είναι ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο, πολλοί όμως κρύσταλλοι εμφανίζονται με αρκετά μεγάλο ακανόνιστο σχήμα που ποικιλτικά περικλείουν άλλες ορυκτολογικές φάσεις. Παρουσιάζουν διδυμίες και έχουν σύσταση μικροκλινή στα πετρώματα που περιέχουν χαλαζία ενώ στους μονζονίτες έχουν σύσταση ορθοκλάστου.

Οι **αμφίβολοι** είναι ή πιο άφθονη και ευρέως διαδεδομένη σιδηρομαγνησιούχα φάση. Σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους πράσινου-καφέ χρώματος και έχουν ταξινομηθεί, κυρίως ως μαγνησιοκεροστίλβες, και λιγότερο ως τσερμακιτική, εδενιτική και μαγνησιοχαστινγκσιτική κεροστίλβη (Leake 1978). Σε αρκετά μονζονιτικά και χαλαζιο-μονζονιτικά πετρώματα από τα ανατολικά και βορειοανατολικά τμήματα του πλουτωνίτη η κεροστίλβη διατηρεί πυρήνες κλινοπυροξένου.

Ο **βιοτίτης** είναι το δεύτερο πιο άφθονο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό, μετά την κεροστίλβη. Σε δείγματα που περιέχουν SiO₂ περισσότερο από 70% είναι το μόνο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Εμφανίζεται με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων, καφέ-κίτρινου χρώματος που μερικώς έχει αλλοιωθεί σε χλωρίτη. Ο βιοτίτης, τέλος, στα μονζονιτικά πετρώματα που περιέχουν κλινοπυρόξενο, είναι πιο πλούσιος σε Τί και Mg σε σχέση με τους άλλους πετρογραφικούς τύπους.

Οι **κλινοπυρόξενοι** εμφανίζονται, κυρίως, στα μονζονιτικά πετρώματα και σε μερικούς χαλαζιακούς μονζονίτες, όπου συνυπάρχουν με κεροστίλβη και/ή βιοτίτη. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των πυροξένων κατά Morimoto et al. (1988) οι κλινοπυρόξενοι έχουν διοψιδική σύσταση. Εμφανίζονται ως ιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι καθώς και ως υπολείμματα με ακανόνιστο σχήμα μέσα στις κεροστίλβες. Κατά μήκος των σχισμών τους ή στα περιθώριά τους οι κλινοπυρόξενοι συνήθως αλλοιώνονται σε ακτινόλιθο.

3.3. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος αποτελείται από δυο τμήματα, ένα βορειότερο με κατεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ και ένα νοτιότερο με κατεύθυνση περίπου ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 2.3.) (Νταγκουνάκη 2000). Οι πετρογραφικοί τύποι, από τους οποίους αποτελείται ο πλουτωνίτης ,είναι οι εξής:

- 1) Χαλαζιακός μονζονίτης (QMZ)
- 2) Γρανίτης (GR)
- 3) Εγκλείσματα (ENC)
- 4) Μικρογρανίτης (MGR)

3.3.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Χαλαζιακός μονζονίτης: Καταλαμβάνει το βόρειο τμήμα του πλουτωνικού όγκου. Μακροσκοπικά είναι μεσόκοκκο, ισοκοκκώδες πέτρωμα με γκρίζο χρώμα και οι κρύσταλλοι των Κ-αστρίων εμφανίζουν ρόδινη απόχρωση. Μικροσκοπικά ο χαλαζιακός μονζονίτης εμφανίζεται μεσόκοκκο, σχετικά ισοκοκκώδες με ολοκρυσταλλικό ιστό και μονζονιτική υφή. Σε μερικά δείγματα κατά θέσεις οι κρύσταλλοί, ιδίως των πλαγιοκλάστων, είναι μικροί (κάτω από 1 mm) δίνοντας στο πέτρωμα ένα σύνθετο λεπτόκοκκο έως μεσόκκοκο ιστό.

Τα ορυκτά συστατικά του χαλαζιακού μονζονίτη είναι πλαγιόκλαστα (34-58 %), Κ-άστριοι (28-41 %), χαλαζίας (5-21 %), αμφίβολος (0-12 %), κλινοπυρόξενος (~ 6 %) και βιοτίτης (~ 1 %). Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, απατίτης, ζιρκόνιο, πολύ λίγος αλλανίτης και αδιαφανή ορυκτά (κυρίως μαγνητίτης και σε ελάχιστες ποσότητες ιλμενίτης, αιματίτης, σιδηροπυρίτης και μαγνητοπυρίτης) ενώ τα δευτερογενή ορυκτά είναι καολίνης, χλωρίτης και επίδοτο.

Γρανίτης: Καταλαμβάνει το νότιο τμήμα του πλουτωνίτη. Μακροσκοπικά έχει γκρίζο χρώμα, είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο ενώ μερικά δείγματα εμφανίζουν πορφυροειδή ιστό. Επίσης, οι Κ-άστριοι έχουν και εδώ μια ρόδινη χροιά. Μικροσκοπικά έχει τυπικό γρανιτικό ιστό και είναι μεσόκοκκο ισοκοκκώδες πέτρωμα.

Τα ορυκτά συστατικά του γρανίτη είναι πλαγιόκλαστα (35-48 %), καλιούχοιάστριοι (24-40 %), χαλαζίας (22-30 %), βιοτίτης (0-6 %), αμφίβολος (0-6 %) και κλινοπυρόξενος. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, απατίτης, ζιρκόνιο, πολύ λίγος αλλανίτης και αδιαφανή ορυκτά, κυρίως μαγνητίτης, και σε ελάχιστες ποσότητες ιλμενίτης, αιματίτης, σιδηροπυρίτης και ρουτίλιο. Τα δευτερογενή ορυκτά είναι καολίνης, χλωρίτης, σερικίτης και επίδοτο.

Εγκλείσματα: Μακροσκοπικά είναι σκουρόχρωμα και λεπτόκοκκα πετρώματα. Μικροσκοπικά εμφανίζουν λεπτόκοκκο ιστό καθώς και υποφειτικό ιστό. Τα κύρια ορυκτά συστατικά των εγκλεισμάτων είναι πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, βιοτίτης και λίγος χαλαζίας και καλιούχος άστριος. Συνήθως τα ορυκτά αυτά είναι αλλοιωμένα, με τα πλαγιόκλαστα να εμφανίζουν σερικιτίωση και σωσσυριτίωση και την κεροστίλβη και το βιοτίτη να αλλοιώνονται σε χλωρίτη. Από τα επουσιώδη ορυκτά χαρακτηριστική είναι η παρουσία του απατίτη ενώ υπάρχει ακόμα τιτανίτης και αδιαφανή σε αρκετές ποσότητες (μαγνητίτης, αιματίτης, σιδηροπυρίτης).

Μικρογρανίτης: Μακροσκοπικά είναι λευκοκρατικά, λεπτόκοκκα πετρώματα. Μικροσκοπικά εμφανίζουν τυπικό μικρογρανιτικό ή απλιτικό ιστό παρόλο που στο ύπαιθρο δεν έχουν φλεβική εμφάνιση. Τα κύρια ορυκτά συστατικά του μικρογρανίτη είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο και ορθόκλαστο. Ως επουσιώδη απαντώνται τιτανίτης, απατίτης, ζιρκόνιο και αδιαφανή (μαγνητίτης και ιλμενίτης).
3.3.2. Ορυκτολογία

Οι άστριοι (καλιούχοι άστριοι και πλαγιόκλαστα) είναι οι αφθονότερες ορυκτολογικές φάσεις στα πετρώματα του πλουτωνίτη του Πανοράματος.

Στα **πλαγιόκλαστα** η σύσταση κυμαίνεται από 7-73% An (αλβίτης ἑως βυτωβνίτης) στο χαλαζιακό μονζονίτη, από 10-49% An (αλβίτης ἑως ανδεσίνης) στο γρανίτη, από 18-37% An (ολιγόκλαστο ἑως ανδεσίνη) στα εγκλείσματα και 8-48% An (αλβίτης ἑως ανδεσίνης) στο μικρογρανίτη. Η περιεκτικότητα των πλαγιοκλάστων σε ορθόκλαστο είναι μικρή και κυμαίνεται από 0-3%. Εμφανίζονται με την μορφή ιδιόμορφων ἑως υπιδιόμορφων κρυστάλλων. Στα εγκλείσματα, τα ορυκτά αυτά, είναι συνήθως αλλοιωμένα εμφανίζοντας σερικιτίωση και σωσσυριτίωση. Επίσης, παρουσιάζουν και ἑντονη ζώνωση η οποία επί το πλείστον είναι κανονική ενώ υπάρχουν και περιπτώσεις επανάστροφης ζώνωσης.

Οι **καλιούχοι άστριοι** εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους με τη μορφή ορθοκλάστου και η σύστασή τους κυμαίνεται μεταξύ 67-97% Or. Η περιεκτικότητα τους σε An είναι πολύ μικρή και δεν υπερβαίνει το 1% ενώ το BaO κυμαίνεται από 0-2% που αντιπροσωπεύει σύσταση σε κελσιανό 0-4% Cn. Εμφανίζονται με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων αλλά και ως αλλοτριόμορφων κρυστάλλων γεμίζοντας τα διάκενα που υπάρχουν μεταξύ των άλλων ορυκτών. Παρουσιάζουν διδυμία Carlsbad, περθιτικές συμφύσεις καθώς και μυρμηκιτικά φαινόμενα στην επαφή τους με τα πλαγιόκλαστα.

Ο χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή αλλοτριόμορφων κόκκων, μικρότερων στο χαλαζιακό μονζονίτη και μεγαλύτερων στο γρανίτη. Συνήθως πληρώνει τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών.

Η **αμφίβολος**, που έχει τα οπτικά χαρακτηριστικά της πράσινης κεροστίλβης, αποτελεί το κυρίαρχο φεμικό συστατικό και απαντάται στο χαλαζιακό μονζονίτη, στο γρανίτη και στα εγκλείσματα. Σύμφωνα με τη μέθοδο ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997) οι αμφίβολοι στα διαγράμματα προβάλλονται κυρίως στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης ενώ κάποια δείγματα του χαλαζιακού μονζονίτη προβάλλονται στο πεδίο του εδενίτη. Βρίσκεται με τη μορφή υπιδιόμορφων μεμονωμένων κρυστάλλων ή με τη μορφή συσσωματωμάτων. Όπου συνυπάρχει με κλινοπυρόξενο φαίνεται ότι αντικαθίσταται από αυτόν ενώ όπου συνυπάρχει με

βιοτίτη φαίνεται ότι τον αντικαθιστά. Στα εγκλείσματα εμφανίζεται συνήθως αλλοιωμένη σε χλωρίτη.

Ο **βιοτίτης** έχει χρώμα σε αποχρώσεις του καστανού και εμφανίζεται σε μικρά ποσοστά μέσα στα πετρώματα, στα εγκλείσματα συνήθως είναι αλλοιωμένος σε χλωρίτη.

Οι **κλινοπυρόξενοι** εμφανίζονται, κυρίως, στους χαλαζιακούς μονζονίτες και σε μικρότερο ποσοστό στους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των πυροξένων κατά Morimoto (1989) οι κλινοπυρόξενοι προβάλλονται στο πεδίο του διοψιδίου. Εμφανίζεται με τη μορφή υπιδιόμορφων έως αλλοτριόμορφων κρυστάλλων ή με τη μορφή υπολειμμάτων.

3.4. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΠΑΓΓΑΙΟΥ

Στην περιοχή του Παγγαίου, όπως έχει αναφερθεί και στο προηγούμενο κεφάλαιο, υπάρχει ένα σύνολο γρανιτοειδών πλουτωνικών σωμάτων που εμφανίζονται με τη μορφή "παραθύρων" λόγω της διάβρωσης των σχηματισμών της περιοχής (Σχήμα 2.4.). Οι πετρογραφικοί τύποι, από τους οποίους αποτελείται ο πλουτωνίτης (Eleftheriadis et al. 2001, Koroneos & Eleftheriadis 2002), είναι οι εξής:

- 1) Κεροστιλβικοί+βιοτιτικοί τοναλίτες και γρανοδιορίτες (PTG)
- 2) Βιοτιτικοί ± μοσχοβιτικοί γρανοδιορίτες και γρανίτες (MGG)
- 3) Εγκλείσματα (ΜΜΕ)

Οι επαφές μεταξύ των δυο πετρογραφικών τύπων που σε μερικές τοποθεσίες είναι σαφείς καθώς και οι σχέσεις αυτών των πετρογραφικών τύπων με τη γύρω περιοχή υποδηλώνουν ότι οι βιοτιτικοί ± μοσχοβιτικοί γρανοδιορίτες και γρανίτες είναι νεώτεροι από τους κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες.

3.4.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Κεροστιλβικοί+βιοτιτικοί τοναλίτες και γρανοδιορίτες: Έχουν ιστό πορφυροειδή με ανισομεγέθεις, μεσόκοκκους έως αδρόκοκκους κρυστάλλους. Στην

επαφή τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα παρουσιάζουν ελαφρά έως ισχυρή παραμόρφωση εμφανίζοντας επίπεδη υφή.

Τα κύρια ορυκτά των πετρωμάτων αυτών είναι τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, ο χαλαζίας, η κεροστίλβη και ο βιοτίτης. Ως επουσιώδη ορυκτά αναφέρεται ο απατίτης, ο τιτανίτης, το ζιρκόνιο, ο αλλανίτης, το μαγματικό επίδοτο και ο μαγνητίτης ενώ τα δευτερογενή ορυκτά είναι ο χλωρίτης, ο καολίνης, ο σερικίτης και το επίδοτο.

Βιοτιτικοί ± μοσχοβιτικοί γρανοδιορίτες και γρανίτες: Τα πετρώματα αυτού του πετρογραφικού τύπου αποτελούνται σχεδόν από ισομεγέθεις, λεπτόκοκκους έως αδρόκοκκους κρυστάλλους και λόγω των λεπτόκοκκων κρυστάλλων εμφανίζουν μια περισσότερο γνευσιακή υφή.

Τα κύρια ορυκτά είναι τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, ο βιοτίτης και ο μοσχοβίτης. Τα επουσιώση και δευτερογενή ορυκτά είναι τα ίδια με τον παραπάνω πετρογραφικό τύπο.

Εγκλείσματα: Τα εγκλείσματα γενικά δεν είναι άφθονα, εμφανίζονται μόνο στους κεροστιλβικούς + βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες που βρίσκονται στους πλουτωνικούς όγκους της Μεσολακκιάς και της Νικήσιανης. Είναι μικροκοκκώδη με μέγεθος από λίγα εκατοστά μέχρι λίγα δέκατα του μέτρου. Έχουν την ίδια ορυκτολογία και ιστό με το πέτρωμα που τα φιλοξενεί μόνο που η περιεκτικότητά τους σε βιοτίτη και κεροστίλβη είναι μεγαλύτερη.

3.4.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα** αποτελούν τα επικρατέστερα ορυκτά σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Εμφανίζονται με υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που το μέγεθός του φτάνει μέχρι τα 5 mm. Εμφανίζουν διδυμία αλβιτική και Carlsbad, καθώς κανονική και κυματοειδή ζώνωση. Μερικοί κρύσταλλοι αποτελούνται από ένα μεγάλο βασικό πυρήνα που έχει αλλοιωθεί σε σερικίτη και επίδοτο και μια νεώτερη όξινη περιφέρεια. Όσον αφορά την περιεκτικότητα του ανορθίτη κυμαίνεται από An₂₉ μέχρι An₂₀ στους κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς

τοναλίτες και γρανοδιορίτες, An₃₀ μέχρι An₁₉ στους βιοτιτικούς±μοσχοβιτικούς γρανοδιορίτες και γρανίτες και An₃₂ μέχρι An₂₂ στα εγκλείσματα.

Οι καλιούχοι άστριοι εμφανίζονται με μικρούς έως μεγάλους (0,5-6 mm σε μήκος) υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους και/ή με μεγάλους πορφυροκλάστες που το μήκος τους φτάνει μέχρι τα 3 cm. Οι πορφυροκλάστες των καλιούχων αστρίων εμφανίζουν μικροκλινική διδυμία, περθιτικά φαινόμενα και συχνά περικλείουν μέσα στους κρυστάλλους τους άλλα ορυκτά και κυρίως πλαγιόκλαστα. Η σύστασή τους κυμαίνεται апо Or_{84} Ab_{16} μέχρι Or₈₈ Ab_{12} στους κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες, Or₈₅ Ab₁₅ μέχρι Or₉₃ Ab₇ στους βιοτιτικούς \pm μοσχοβιτικούς γρανοδιορίτες και γρανίτες και Or₈₉ Ab₁₁ μέχρι Or₉₃ Ab₇ στα εγκλείσματα.

Ο **χαλαζίας** εμφανίζεται με κρυστάλλους διαφορετικού μεγέθους το οποίο εξαρτάται από το βαθμό της παραμόρφωσης που έχει υποστεί το πέτρωμα μέσα στο οποίο φιλοξενείται. Στους λιγότερο παραμορφωμένους κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες ο χαλαζίας εμφανίζεται με μεγάλους αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που το μήκος τους φτάνει περίπου τα 4 mm ενώ στα περισσότερο παραμορφωμένο πετρώματα σχηματίζει ταινίες από επιμηκυσμένους κρυστάλλους.

Η κεροστίλβη απαντάται μόνο στους κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες και στα εγκλείσματα. Εμφανίζεται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους πρισματικούς κρυστάλλους που το μήκος τους φτάνει τα 2,5 mm και είναι γενικά χημικά ομογενής χωρίς να εμφανίζει ζώνωση. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al (1997) οι κεροστίλβες προβάλλονται πεδίο διάγραμμα στο TOU εδενίτη, TOU χαστινγκσίτη Kai στο TOU μαγνησιοχαστινγκσίτη. Στα σημεία του πετρώματος που εμφανίζονται ισχυρά παραμορφωμένα η κεροστίλβη έχει αλλοιωθεί σε βιοτίτη, επίδοτο, χλωρίτη, τιτανίτη και σιδηρο-οξείδια και σε μερικές περιπτώσεις περιφερειακά σε ακτινόλιθο.

Ο **βιοτίτης** βρίσκεται σε όλα τα γρανιτοειδή πετρώματα του Παγγαίου. Στους κεροστιλβικούς + βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες και στα εγκλείσματα συνυπάρχει με κεροστίλβη ενώ στους βιοτιτικούς ± μοσχοβιτικούς γρανοδιορίτες και γρανίτες συνυπάρχει με μοσχοβίτη. Στα τελευταία πετρώματα αρκετές φορές αποτελεί το μοναδικό σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Με βάση το λόγο Fe/Fe+Mg

(Deer et al. 1962) όλα τα δείγματα έχουν ταξινομηθεί ως βιοτίτες. Ο βιοτίτης εμφανίζεται με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων που το μήκος τους φτάνει τα 1,5 mm.

0 μοσχοβίτης εμφανίζεται μόνο στους βιοτιτικούς ± μοσχοβιτικούς γρανοδιορίτες και γρανίτες σε διάφορες ποσότητες. Στα λιγότερο παραμορφωμένα πετρώματα εμφανίζεται με τυχαία κατανεμημένους ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με μήκος μέχρι 1 mm. Επίσης, μεγάλα κομμάτια και λεπτοί επιμήκεις κρύσταλλοι μοσχοβίτη έχουν διακριτή επαφή με το βιοτίτη και εγκλείουν κρυστάλλους απατίτη ή/και βιοτίτη. Οι κρύσταλλοι αυτοί του μοσχοβίτη δείχνουν να έχουν μαγματική προέλευση (Miller et al. 1981, Zen 1988) ενώ οι μικροί λεπτοί και επιμηκυσμένοι κρύσταλλοι του μοσχοβίτη δείχνουν να αποτελούν μετα-μαγματικά προϊόντα. Ακόμη, εμφανίζονται μέσα στα πετρώματα και δευτερογενείς μοσχοβίτες (σερικίτες) οι οποίοι έχουν αντικαταστήσει τα πλαγιόκλαστα. Η διάκριση μεταξύ των μαγματικών, μετα-μαγματικών και δευτερογενών μοσχοβιτών έγινε με βάση την περιεκτικότητά τους σε TiO₂. Η περιεκτικότητα σε TiO₂ στους μαγματικούς μοσχοβίτες είναι αρκετά υψηλή και κυμαίνεται από 0,58 μέχρι 1,59 wt %, στους μετα-μαγματικούς κυμαίνεται από 0,11 μέχρι 0,44 wt % ενώ στους δευτερογενείς μοσχοβίτες (σερικίτες) κυμαίνεται από 0 μέχρι 0,13 wt %. Επιπλέον, οι δευτερογενείς μοσχοβίτες παρουσιάζουν χαμηλό λόγο Fe/Mg και υψηλό Si σε σχέση με τους μαγματικούς και μετα-μαγματικούς μοσχοβίτες.

3.5. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΩΝ ΦΙΛΙΠΠΩΝ

Οι πετρογραφικοί τύποι που αναγνωρίστηκαν στην περιοχή των Φιλίππων (Eleftheriadis et al. 1995), είναι:

- 1) Χαλαζιακός μονζοδιορίτης
- 2) Μονζοδιορίτης
- 3) Εγκλείσματα χαλαζιακού μονζοδιορίτη

3.5.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Χαλαζιακός μονζοδιορίτης: Είναι ένα ισομεγέθες αδρόκοκκο έως μεσόκοκκο πέτρωμα το οποίο αποτελείται από πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους, χαλαζία, βιοτίτη, και κεροστίλβη, ενώ τα επουσιώδη ορυκτά του είναι ο απατίτης, ο τιτανίτης, το ζιρκόνιο και ο μαγνητίτης. Ως δευτερογενές ορυκτό απαντά ο χλωρίτης.

Μονζοδιορίτης: Παρουσιάζει όμοια ορυκτολογικά χαρακτηριστικά με τον χαλαζιακό μονζοδιορίτη.

Εγκλείσματα χαλαζιακού μονζοδιορίτη: Τα εγκλείσματα (Eleftheriadis et al. 1995) έχουν πιο σκούρο χρώμα και είναι πιο λεπτόκοκκα σε σχέση με τα πετρώματα μέσα στα οποία φιλοξενούνται. Εμφανίζονται με σφαιροειδές καθώς επίσης και με επιμηκυσμένο σχήμα και παρουσιάζουν τα ίδια ορυκτολογικά χαρακτηριστικά με τα πετρώματα μέσα στα οποία φιλοξενούνται. Αποτελούνται, δηλαδή, από πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους, χαλαζία, βιοτίτη, και κεροστίλβη με τη μόνη διαφορά η περιεκτικότητά τους σε κεροστίλβη είναι μεγαλύτερη από τα φιλοξενούνται ο απατίτης, ο τιτανίτης και ο μαγνητίτης.

3.5.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα**, εμφανίζονται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους και είναι συνήθως ζωνώδη (An₂₀₋₆₅).

Οι **καλιούχοι ἀστριοι** ἐχουν σύσταση μικροκλινή (Or₈₇₋₉₆) και συνήθως εμφανίζονται με μεγάλους κρυστάλλους οι οποίοι εγκλείουν ποικιλτικά τις υπόλοιπες ορυκτολογικές φάσεις.

Ο χαλαζίας εμφανίζεται αλλοτριόμορφος και βρίσκεται μέσα στα διάκενα που σχηματίζουν οι κρύσταλλοι των άλλων ορυκτών. Σε μερικές περιπτώσεις μέσα στα εγκλείσματα ο χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή φαινοκρυστάλλων.

Ο **βιοτίτης** και η κεροστίλβη εμφανίζονται ως ξεχωριστοί κρύσταλλοι με υπιδιόμορφο έως ιδιόμορφο σχήμα με τον βιοτίτη να φτάνει τα 5 mm σε διάμετρο.

Το περισσότερο τμήμα της κεροστίλβης έχει μετατραπεί σε βιοτίτη ενώ ο βιοτίτης και τα μικρότερα ποσοστά της κεροστίλβης έχουν αλλοιωθεί σε χλωρίτη.

3.6. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ

Οι πετρογραφικοί τύποι που διακρίθηκαν στον πλουτωνίτη της Καβάλας (Kokkinakis 1977, Neiva et al. 1996, Christofides et al. 1998) είναι οι εξής:

- 1) Γρανοδιορίτης (Grd)
- 2) Εγκλείσματα διορίτη (Enc Dr)
- 3) Εγκλείσματα τοναλίτη (Enc Ton)
- 4) Μονζογρανίτης (MGr)
- 5) Διορίτης (Dr)
- 6) Τοναλίτης (Ton)

3.6.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Γρανοδιορίτης: Έχει χρώμα ανοικτό μέχρι σκούρο. Είναι αδρόκοκκος και κατά το μεγαλύτερο τμήμα του, λόγω των ισχυρών παραμορφώσεων, εμφανίζει γνευσιοειδή ιστό.

Τα κύρια ορυκτά του είναι τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, η κεροστίλβη και ο βιοτίτης ενώ τα επουσιώδη ορυκτά του είναι ο τιτανίτης, ο αλλανίτης, το επίδοτο, ο απατίτης, το ζιρκόνιο και ο μαγνητίτης. Ο χλωρίτης και ο ασβεστίτης εμφανίζονται ως δευτερογενή ορυκτά.

Εγκλείσματα διορίτη: Τα εγκλείσματα αυτά εμφανίζονται μέσα στον γρανοδιορίτη. Έχουν την ίδια ορυκτολογική σύσταση με τον γρανοδιορίτη μόνο που η περιεκτικότητα της αμφιβόλου είναι μεγαλύτερη από την περιεκτικότητα του βιοτίτη.

Εγκλείσματα τοναλίτη: Όμοια με τα εγκλείσματα του διορίτη.

Μονζογρανίτης: Έχει, επίσης, τα ίδια χαρακτηριστικά με τον γρανοδιορίτη με τη μόνη διαφορά ότι ο βιοτίτης αποτελεί το μοναδικό φεμικό ορυκτό. Ο μονζογρανίτης μεταπίπτει βαθμιαία σε διορίτη και τοναλίτη.

3.6.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα** εμφανίζουν διδυμίες κατά τον αλβιτικό, albite-Carlsbad, και τον περικλινικό νόμο. Επίσης, εμφανίζουν μυρμηκιτικά φαινόμενα στην επαφή τους με τους καλιούχους αστρίους καθώς και φαινόμενα ζώνωσης. Η σύσταση των πλαγιοκλάστων στα γρανοδιοριτικά και τοναλιτικά πετρώματα κυμαίνεται μεταξύ ανδεσίνη και ολιγοκλάστου ενώ στα διοριτικά και στα τοναλιτικά εγκλείσματα καθώς επίσης και στους διορίτες και στους μονζογρανίτες έχουν σύσταση ολιγοκλάστου.

Οι **καλιούχοι άστριοι** εμφανίζονται με υπιδιόμορφο έως αλλοτριόμορφο σχήμα. Έχουν σύσταση ορθοκλάστου και παρουσιάζουν συνήθως διδυμία Carlsbad καθώς και μικροπερθιτικά φαινόμενα.

Η **αμφίβολος** έχει υπιδιόμορφο σχήμα και συχνά αναπτύσσεται μέσα στο βιοτίτη. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake (1978) οι αμφίβολοι των διοριτικών και τοναλιτικών εγκλεισμάτων προβάλλονται στο πεδίο της μαγνησιοκεροστίλβης ενώ οι αμφίβολοι των υπόλοιπων πετρογραφικών τύπων έχουν σύσταση που κυμαίνεται μεταξύ μαγνησιοχαστινγκστιτικής και εδενιτικής κεροστίλβης.

Ο **βιοτίτης** εμφανίζεται με υπιδιόμορφο σχήμα και είναι πλεοχροϊκος. Μέσα στα γρανοδιοριτικά πετρώματα επίσης συναντάται και πράσινος βιοτίτης.

3.7. ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΕΛΑΤΙΑΣ-ΣΚΑΛΩΤΗΣ-ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σκαλωτής (Σκλαβούνος 1981, Κοτοπούλη 1981, Σολδάτος 1985, Kotopouli & Pe-Piper 1989, Jones et al. 1992) περιλαμβάνει τον πλουτωνίτη της Ελατιάς, Σκαλωτής και Παρανεστίου (Σχήμα 2.7.). Οι πετρογραφικοί τύποι, από τους οποίους αποτελείται το πλουτωνικό σύμπλεγμα, είναι οι εξής:

1) (Κεροστιλβικός)-Βιοτιτικός γρανοδιορίτης

- 2) Βιοτιτικός γρανίτης
- 3) Σχιστοποιημένος λευκογρανίτης
- 4) Εγκλείσματα
- 5) Διμαρμαρυγιακός γρανίτης (περιοχή Παρανεστίου)

3.7.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

(Κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης: Αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη και καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της εμφάνισης και προς τα δυτικά μεταβαίνει σταδιακά σε πορφυροειδή βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και έχει χρώμα γκρίζο έως σκούρο γκρίζο. Επίσης, είναι αποσαθρωμένο και παρουσιάζει τη χαρακτηριστική σφαιροειδή εμφάνιση καθώς και μια εμφανή σχιστότητα εξαιτίας τεκτονικών πιέσεων.

Τα κύρια ορυκτά του είναι τα πλαγιόκλαστα (33-67 %), οι καλιούχοι άστριοι (~11 %), ο χαλαζίας (13-32 %), ο βιοτίτης (5-22 %) και σε μικρότερο ποσοστό (<4 %) η κεροστίλβη.

Τα επουσιώδη ορυκτά του είναι ο αλλανίτης, το επίδοτο, ο τιτανίτης, ο απατίτης, το ζιρκόνιο και τα αδιαφανή ορυκτά όπως ο ιλμενίτης που προήλθε δευτερογενώς απο τον τιτανίτη, ο αιματίτης και λίγο σιδηροπυρίτης. Ως δευτερογενή ορυκτά έχει χλωρίτη, μοσχοβίτη και ασβεστίτη.

Βιοτιτικός γρανίτης: Βρίσκεται με τη μορφή φλεβικών διεισδύσεων μέσα στον (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Οι φλέβες αυτές είναι μεταγενέστερες από τον (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη γιατί διακόπτουν τον γρανοδιορίτη και περιέχουν εγκλείσματα από αυτόν τον τύπο. Είναι μεσόκοκκο έως λεπτόκοκκο, ισοκοκκώδες πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και έχει χρώμα γκρίζο έως γκρίζο ανοικτό.

Τα κύρια ορυκτά του βιοτιτικού γρανίτη είναι ο χαλαζίας (~29 %), οι καλιούχοι άστριοι (~27 %), τα παλγιόκλαστα (~33 %) και ο βιοτίτης (~8 %). Ως επουσιώδη ορυκτά έχει αλλανίτη, ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά (κυρίως αιματίτη με κάποια παρουσία σιδηροπυρίτη). Επίσης, εμφανίζονται οξείδια και χλωρίτη ως δευτερογενή ορυκτά από την αλλοίωση του βιοτίτη.

Σχιστοποιημένος λευκογρανίτης: Έχει έντονη σχιστότητα και εμφανίζεται με τη μορφή φλεβών που διακόπτουν το βιοτιτικό-γρανίτη. Είναι αποσαθρωμένο, έχει χρώμα γκριζόλευκο και σε μερικές περιοχές λόγω οξείδωσης των συστατικών του παίρνει χρώμα κοκκινωπό. Ακόμη, εμφανίζει σχιστώδη υφή λόγω των ισχυρών τεκτονικών πιέσεων. Είναι πέτρωμα λεπτόκοκκο με ισομεγέθεις κόκκους και αποτελείται από χαλαζία (~31 %), καλιούχους αστρίους (~27 %), πλαγιόκλαστα (~37 %), βιοτίτη (~3 %), λίγα αδιαφανή ορυκτά και ζιρκόνιο.

Εγκλείσματα: Βρέθηκαν κυρίως στο γρανοδιορίτη, σε λίγες περιοχές, σαν μεμονωμένες περιπτώσεις. Τα όριά τους με το πέτρωμα που τα φιλοξενεί είναι σαφή τόσο μακροσκοπικά όσο και μικροσκοπικά. Είναι μικροκοκκώδη, μεσοκρατικά, με μεγάλη συγκέντρωση φεμικών. Αποτελούνται από πλαγιόκλαστα, βιοτίτη, κεροστίλβη, χαλαζία, τιτανίτη, απατίτη, επίδοτο, αλλανίτη, ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

Λαμβάνοντας υπόψη την παρόμοια ορυκτολογική και χημική σύσταση των εγκλεισμάτων με το γρανοδιορίτη μπορεί να θεωρηθεί ότι αυτά είναι μαγματικά.

Διμαρμαρυγιακός γρανίτης (περιοχή Παρανεστίου): Βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνικού συμπλέγματος και ειδικότερα στην περιοχή του Παρανεστίου. Έχει επίσης μελετηθεί από τον Σκλαβούνο (1981) και την Κοτοπούλη (1981). Ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης είναι λεπτόκοκκο έως αδρόκοκκο ισοκοκκώδες πέτρωμα με ανοιχτό γκρίζο χρώμα. Αποτελείται από χαλαζία, καλιούχους αστρίους, πλαγιόκλαστα, βιοτίτη και μοσχοβίτη ενώ ως επουσιώδη ορυκτά αναφέρονται το ζιρκόνιο, ο χλωρίτης, ο ασβεστίτης και τα αδιαφανή ορυκτά.

3.7.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα**, όπως έγινε φανερό από το πετρογραφικό τμήμα, εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνικού

συμπλέγματος της Σκαλωτής. Η σύστασή τους κυμαίνεται γενικά από όξινο ολιγόκλαστο μέχρι βασικό ανδεσίνη. Στους γρανοδιορίτες συναντούμε τα βασικότερα πλαγιόκλαστα ενώ στους γρανίτες τα πιο όξινα. Οι κρύσταλλοί τους έχουν ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα και είναι συνήθως δίδυμοι και πολύδυμοι όπου οι κυριότερες διδυμίες είναι κατά τον αλβιτικό και περικλινικό νόμο ενώ παρατηρούνται και διδυμίες Carlsbad καθώς και σύνθετες διδυμίες (albite-Carlsbad). Επίσης, οι κρύσταλλοι των πλαγιοκλάστων εμφανίζουν ζωνώδη δομή που είναι κυρίως επανάστροφη. Ειδικά στα πλαγιόκλαστα των γρανοδιοριτών παρουσιάζεται στη σύσταση μεγαλύτερο εύρος μεταξύ πυρήνα και περιφέρειας σε σχέση με αυτά των γρανιτών στα οποία η ζώνωση είναι περιορισμένης έκτασης. Επίσης, περιέχουν εγκλείσματα φεμικών καθώς και επουσιωδών ορυκτών και συχνά αλλοιώνονται σε σερικίτη, καολίνη και ασβεστίτη.

Οι **καλιούχοι άστριοι** των πετρωμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος είναι μικροκλινείς. Βρίσκονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους και η συμμετοχή τους, όπως είδαμε και παραπάνω, κυμαίνεται από πολύ μικρές τιμές στα λιγότερο όξινα μέλη του πλουτωνίτη μέχρι 35 % περίπου στα περισσότερο όξινα μέλη. Εμφανίζονται με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που εγκλείουν ποικιλτικά ιδιόμορφους κρυστάλλους διαφόρων ορυκτών ενώ στην επαφή τους με τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν μυρμηκιτικά φαινόμενα.

Ο χαλαζίας αποτελεί συστατικό όλων των πετρογραφικών τύπων. Εμφανίζεται με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους στα κενά διαστήματα των άλλων ορυκτών. συχνά δημιουργεί και συγκεντρώσεις κατά τόπους.

Ο **βιοτίτης** εμφανίζεται σε όλα τα πετρώματα και είναι γενικά το πιο διαδεδομένο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των βιοτιτών κατά Deer et al. (1962) όλα τα δείγματα των βιοτιτών προβάλονται στο πεδίο του βιοτίτη. Εμφανίζεται σε συσσωματώματα είτε με τη μορφή φύλλων είτε με πρισματική μορφή και άκρα αποξυσμένα εξαιτίας του ότι εκτοπίζεται από τα πλαγιόκλαστα και τον χαλαζία. Περικλείει μέσα στους κρυστάλλους του σαν εγκλείσματα, κυρίως απατίτη, τιτανίτη και ζιρκόνιο και συχνά αλλοιώνεται σε χλωρίτη.

Η **κεροστίλβη**, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, συμμετέχει στον (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη σε μικρή αναλογία που δεν ξεπερνά το 4 %. Σχηματίζει ιδιόμορφους κρυστάλλους και τα οπτικά χαρακτηριστικά της συμφωνούν με αυτά του χαστινγκσίτη.

Ο **μοσχοβίτης** συναντάται σαν κύριο συστατικό μόνο στον διμαρμαρυγιακό γρανίτη ενώ στους υπόλοιπους γρανίτες και γρανοδιορίτες εμφανίζεται ως επουσιώδη ορυκτό. Στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη εμφανίζεται με τη μορφή υπιδιόμορφων κρυστάλλων με μέγεθος που μπορεί να φτάσει τα 1,6 mm. Είναι, κυρίως, πρωτογενούς προέλευσης.

3.8. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης (Σχήμα 2.8.) (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987), έχει σχήμα φακοειδές με κατεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ.

Έτσι, οι πετρογραφικοί τύποι από τους οποίους αποτελείται ο πλουτωνίτης, είναι οι εξής:

- 1) Γρανοδιορίτης
- 2) Μονζογρανίτης (κανονικός γρανίτης)
- 3) Μονζονίτης
- 4) Χαλαζιακός μονζοδιορίτης
- 5) Λευκομονζογάββρος
- 6) Χαλαζιακός διορίτης
- 7) Γρανοδιοριτικός και μονζογρανιτικός πορφύρης
- 8) Χαλαζιοδιοριτικά εγκλείσματα

3.8.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Γρανοδιορίτης: Αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Ξάνθης και καταλαμβάνει το κεντρικό και δυτικό τομέα του. Είναι μεσόκοκκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό, τεφρού έως τεφρόλευκου χρώματος. Τα ορυκτά συστατικά του γρανοδιορίτη είναι πλαγιόκλαστα (42,2-57,7 %), καλιούχοι άστριοι (12,7-23,9 %), χαλαζίας (17-24,9 %), βιοτίτης (3-8,5 %) και κεροστίλβη (0,7-8 %). Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται αυγίτης, απατίτης, τιτανίτης, χλωρίτης, ασβεστίτης, ζιρκόνιο και μαγνητίτης.

Η αμφίβολος έχει τα οπτικά χαρακτηριστικά της πράσινης κεροστίλβης. Έχει ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα και είναι ελαφρώς χλωριτιωμένη.

Μονζογρανίτης (Κανονικός γρανίτης): Μακροσκοπικά είναι όμοιος με το γρανοδιορίτη. Μικροσκοπικά έχει την ίδια αναλογία φεμικών συστατικών με το γρανοδιορίτη, διαφέρει όμως προς αυτόν όσον αφορά την αναλογία των σαλικών συστατικών.

Μονζονίτης: Μακροσκοπικά είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα, τεφρού έως μελανού χρώματος. Το χρώμα αυτό δεν οφείλεται στην παρουσία πολλών φεμικών συστατικών αλλά στο χρώμα των αστρίων εξαιτίας των μικρών αδιαφανών κοκκίων που φέρουν (νεφελώδεις). Μικροσκοπικά εμφανίζουν μονζονιτική υφή όπου ιδιόμορφοι κυρίως κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων περιβάλλονται από αλλοτριόμορφο καλιούχο άστριο.

Τα ορυκτά συστατικά του μονζονίτη είναι πλαγιόκλαστα (25,7-47,6 %), καλιούχοι άστριοι (23,4-42,7 %), πυρόξενοι (κυρίως αυγίτης και λιγότερο υπερσθενής) (3,2-18,5 %) και βιοτίτης (5,2-12,3 %) ενώ ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται η κεροστίλβη, ο χαλαζίας, ο απατίτης, ο τιτανίτης και αδιαφανή ορυκτά όπως μαγνητίτης, σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, ιλμενίτης και αιματίτης.

Χαλαζιακός μονζοδιορίτης: Βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη της Ξάνθης. Είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα, τεφρού έως τεφρόλευκου χρώματος. Τα κύρια ορυκτά του είναι πλαγιόκλαστα (40,7-50,8 %), καλιούχοι άστριοι (12,3-21,3 %), αυγίτης (11,2-19,8 %), βιοτίτης (6,7-12,2 %) και χαλαζίας (7,3 %) ενώ ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται η κεροστίλβη, ο απατίτης ο τιτανίτης και τα αδιαφανή ορυκτά χαλκοπυρίτης και σιδηροπυρίτης.

Λευκομονζογάββρος: Εμφανίζεται στο ΒΔ άκρο του πλουτωνίτη. Είναι χονδρόκοκκο σχετικά πέτρωμα, τεφρού έως τεφρόλευκου χρώματος. Τα ορυκτολογικά συστατικά του είναι κυρίως πλαγιόκλαστα, καλιούχοι άστριοι, πυρόξενοι (αυγίτης) και βιοτίτης. Σε πολύ μικρά ποσά απαντούν ο υπερσθενής, ο ολιβίνης, ο χαλαζίας, ο χλωρίτης, ο ασβεστίτης, ο απατίτης, ο ιδδινγκσίτης, ο τάλκης και αδιαφανή ορυκτά όπως ο χαλκοπυρίτης και ο σιδηροπυρίτης.

Χαλαζιακός διορίτης: Η εμφάνιση του πετρώματος αυτού είναι πολύ μικρή. Είναι ένα μεσόκοκκο πέτρωμα με χρώμα ελαφρώς ανοικτότερο από το χρώμα του χαλαζιακού μονζοδιορίτη. Τα κύρια ορυκτά του είναι το πλαγιόκλαστο, η κεροστίλβη, ο βιοτίτης, ο αυγίτης και ο χαλαζίας ενώ ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται οι καλιούχοι άστριοι, ο χλωρίτης, ο απατίτης, ο τιτανίτης, το επίδοτο και αδιαφανή ορυκτά.

Γρανοδιοριτικός και μονζογρανιτικός πορφύρης: Εμφανίζονται στα περιφερειακά τμήματα του γρανοδιορίτη. Μικροσκοπικά παρουσιάζουν πορφυροειδή ιστό όπου μεγάλοι κρύσταλλοι ορυκτών περικλείονται από μια μικροκρυσταλλική μάζα. Η μικρομάζα αποτελείται από χαλαζία, καλιούχο άστριο με σύσταση ορθοκλάστου, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη, κεροστίλβη και επουσιώδη ορυκτά. Οι μεγακρύσταλλοι είναι κυρίως πλαγιόκλαστα και σπάνια ορθόκλαστο, κεροστίλβη και βιοτίτης.

Χαλαζιοδιοριτικά εγκλείσματα: Τα εγκλείσματα παρατηρούνται σε μεγάλο ποσοστό στα περιθώρια του γρανοδιορίτη. Είναι τεφρά έως σκοτεινόχροα μικρόκοκκα πετρώματα όπου τα όριά τους με το ξενίζον πέτρωμα είναι σαφή τόσο μικροσκοπικά όσο και μακροσκοπικά. Μικροσκοπικά εμφανίζουν οφειτικό ιστό και πολύ συχνά παρατηρούνται μέσα στη μικροκρυσταλλική μάζα μεγακρύσταλλοι πλαγιοκλάστων ή χαλαζία. Επίσης, παρατηρούνται και μεγακρύσταλλοι ορθοκλάστου που εγκλείουν ποικιλτικός πλαγιόκλαστα και κεροστίλβη.

Τα ορυκτά συστατικά των χαλαζιοδιοριτικών εγκλεισμάτων είναι τα πλαγιόκλαστα με σύσταση ανδεσίνη, ο χαλαζίας, το ορθόκλαστο, η κεροστίλβη, ο

βιοτίτης, ο πυρόξενος, ο χλωρίτης, ο τιτανίτης, ο απατίτης, το ζιρκόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

3.8.2. Ορυκτολογία

Τα πλαγιόκλαστα έχουν σύσταση που κυμαίνεται, γενικά, από ολιγόκλαστο Επίσης, δεν υπάρχει σαφής διαφορά μέχρι λαβραδόριο. μεταξύ των μεγακρυστάλλων των πλαγιοκλάστων στα πορφυροειδή πετρώματα με τα πλαγιόκλαστα της μικροκρυσταλλικής μάζας. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται συνήθως με υπιδιόμορφους και ιδιόμορφους κρυστάλλους. Ακόμη, εμφανίζουν κατά κανόνα κανονική και εναλασσόμενη κανονική ζώνωση καθώς επίσης και διδυμίες και πολυδυμίες. Συχνά εγκλείουν μικροκρυστάλλους των φεμικών ορυκτών, αδιαφανή και επουσιώδη ορυκτά.

Οι **καλιούχοι ἀστριοι** οπτικὰ ἑχουν την εμφἀνιση ορθοκλἀστου. Ἐχουν υπιδιόμορφο σχήμα αλλὰ εμφανίζονται και ως αλλοτριόμορφοι, οι οποίοι πληρούν τα κενὰ μεταξὑ των κρυστἀλλων. Εμφανίζουν κυρίως διδυμία Carlsbad, πολλἑς φορἑς είναι καολινιωμἑνοι και ελἀχιστες φορἑς σερικιτιωμἑνοι. Επίσης, παρουσιἀζουν συχνὰ περθιτικἁ φαινόμενα, ιδιαίτερα στους γρανοδιορίτες και μονζονίτες, και σε ελἁχιστες περιπτώσεις μυρμηκιτικἁ φαινόμενα.

Ο χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή αλλοτριόμορφων κρυστάλλων που γεμίζουν τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών.

Ο **βιοτίτης** αποτελεί το κύριο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό. Βρίσκεται σε μικρότερη αναλογία στους γρανοδιορίτες σε σχέση με τους άλλους πετρογραφικούς τύπους. Εμφανίζεται συνήθως με πρισματική μορφή με απεξυσμένα τα άκρα και λιγότερο με τη μορφή φυλλαρίων. Περικλείει ως εγκλείσματα απατίτη, τιτανίτη και αδιαφανή ορυκτά. Συνήθως στους γρανοδιορίτες έχει αντικατασταθεί από χλωρίτη ενώ στα πορφυριτικά πετρώματα εμφανίζει οπακιτίωση.

Η **κεροστίλβη** αποτελεί μετά τον βιοτίτη το κύριο φεμικό συστατικό των γρανοδιοριτών, των χαλαζιοδιοριτών και των εγκλεισμάτων. Βρίσκεται με τη μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων Η κεροστίλβη που στο μονζονίτη εμφανίζεται ως επουσιώδη ορυκτό συχνά φαίνεται να αντικαθιστά τον αυγίτη ενώ δε

λείπουν και οι περιπτώσεις όπου η κεροστίλβη εμφανίζεται στο εσωτερικό των πυροξένων με τη μορφή νησίδων.

Οι **πυρόξενοι**, γενικά, αποτελούν το κύριο φεμικό ορυκτό των χαλαζιακών μονζονιτοπορφύρων και των μονζονιτικών πετρωμάτων. Σε μικρότερη αναλογία εμφανίζονται στους χαλαζιακούς διορίτες ενώ στα εγκλείσματα εμφανίζονται ως επουσιώδη ορυκτά. Οι ορθοπυρόξενοι εμφανίζονται κυρίως στα μονζονιτικά πετρώματα και παρουσιάζονται συνήθως με τη μορφή ιδιόμορφων έως αλλοτριόμορφων κρυστάλλων με μέγεθος που κυμαίνεται από 0,2 έως 0,8 mm. Έχουν σύσταση υπερσθενή και είναι συχνά αλλοιωμένοι σχηματίζοντας τάλκη, χλωρίτη και σιδηρο-οξείδια. Οι κλινοπυρόξενοι, έχουν σύσταση αυγίτη. Εμφανίζονται με τη μορφή ιδιόμορφων και αλλοτριόμορφων κρυστάλλων μεγέθους μέχρι και 3 mm. Εντός των κρυστάλλων των κλινοπυροξένων απαντώνται άφθονα εγκλείσματα αδιαφανών ορυκτών, βιοτίτη, πλαγιοκλάστου, απατίτη και ορθοπυροξένου.

3.9. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ

Οι πετρογραφικοί τύποι, στην περιοχή της Μαρώνειας (Παπαδοπούλου 2003) είναι οι εξής:

- 1) Μονζογάββρος-χαλαζιακός μονζογάββρος (ΜΓ-ΧΜΓ)
- 2) Μονζονίτης-χαλαζιακός μονζονίτης (MZ-XMZ)
- 3) Πορφυριτικός μικρο-μονζονίτης (ΠμΜΖ)
- 4) Γρανίτης (Γρ)
- 5) Πορφυριτικός μικρο-γρανίτης (ΠμΓρ)

3.9.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Μονζογάββρος-χαλαζιακός μονζογάββρος: Οι δυο αυτοί πετρογραφικοί τύποι εξετάζονται μαζί γιατί δεν παρουσιάζουν διαφορές ως προς τον ιστό τους και την υφή τους. Επίσης, δεν υπάρχουν σαφή όρια μεταξύ των δυο αυτών πετρογραφικών τύπων.

Είναι αδρόκοκκα έως μεσόκοκκα και έχουν τυπικό γρανιτικό ιστό. Το χρώμα τους μακροσκοπικά κυμαίνεται από ανοικτό τεφρό έως σκούρο τεφρό ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε φεμικά συστατικά.

Τα κύρια ορυκτά τους είναι τα πλαγιόκλαστα (26,2-31,4 %), οι καλιούχοι άστριοι (9,8-11,2 %), ο χαλαζίας (0-4 %), ο υπερσθενής (7,9-15,1 %), ο αυγίτης (16,7-30,4 %), ο βιοτίτης (11,4-23,7 %) και η κεροστίλβη (4,2-7,8 %).

Τα επουσιώδη ορυκτά είναι ο απατίτης, ο μαγνητίτης και το ζιρκόνιο, ενώ τα δευτερογενή ορυκτά είναι το επίδοτο, ο τιτανίτης, ο σερικίτης, ο καολίνης, ο χλωρίτης και ο ουραλίτης.

Μονζονίτης–χαλαζιακός μονζονίτης: Αποτελούν την κύρια μάζα του πλουτωνίτη της Μαρώνιας. Οι δυο αυτοί πετρογραφικοί τύποι, επίσης, δεν παρουσιάζουν διαφορές ως προς τον ιστό τους και την υφή τους και δεν υπάρχουν σαφή όρια μεταξύ τους. Είναι λεπτόκοκκα έως μεσόκοκκα πετρώματα και έχουν τυπικό γρανιτικό ιστό. Το χρώμα τους κυμαίνεται από σκούρο τεφρό έως τεφρόλευκο, ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε φεμικά συστατικά.

Τα κύρια ορυκτά τους είναι τα πλαγιόκλαστα (21,8-28,2 %), οι καλιούχοι άστριοι (13,1-18,3 %), ο χαλαζίας (0-5,8 %), ο ορθοπυρόξενος (0,6-4,2 %), ο κλινοπυρόξενος (27,8-32,4 %), ο βιοτίτης (12,7-16,9 %) και η κεροστίλβη (7,6-12,2 %). Τα επουσιώδη ορυκτά είναι ο απατίτης, ο μαγνητίτης και το ζιρκόνιο ενώ τα δευτερογενή είναι το επίδοτο, ο τιτανίτης, ο σερικίτης, ο καολίνης, ο χλωρίτης και ο ουραλίτης.

Πορφυριτικός μικρο-μονζονίτης: Είναι ένα λεπτόκοκκο πέτρωμα με μικρογρανιτικό ιστό και έχει χρώμα σκούρο πράσινο. Τα κύρια ορυκτά του πορφυριτικού μικρο-μονζονίτη είναι τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, οι πυρόξενοι, ο βιοτίτης ενώ τα επουσιώδη ορυκτά του είναι ο απατίτης και μερικά αδιαφανή ορυκτά.

Γρανίτης: Είναι λεπτόκοκκο πέτρωμα και έχει λευκό χρώμα. Αποτελείται από χαλαζία, καλιούχους αστρίους, πλαγιόκλαστα και βιοτίτη. Ως επουσιώδη ορυκτά έχει

ζιρκόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτη και απατίτη ενώ ως δευτερογενή ορυκτά έχει χλωρίτη, επίδοτο, ασβεστίτη και σε ορισμένες περιπτώσεις μοσχοβίτη.

Πορφυριτικός μικρο-γρανίτης: Είναι ένα έντονο τεκτονισμένο και αλλοιωμένο πέτρωμα. Το χρώμα του κυμαίνεται από λευκό έως τεφρό. Τα κύρια ορυκτά του αποτελούν οι φαινοκρύσταλλοι του χαλαζία και των καλιούχων αστρίων, οι λίγοι φαινοκρύσταλλοι των πλαγιοκλάστων και οι λίγοι μικρο-φαινοκρύσταλλοι του βιοτίτη. Η μικροκρυσταλική μάζα μέσα στην οποία βρίσκονται οι κρύσταλλοι των παραπάνω ορυκτών αποτελείται από χαλαζία, καλιούχους αστρίους και πλαγιόκλαστα. Τα επουσιώδη ορυκτά του πορφυριτικού μικρο-γρανίτη είναι το επίδοτο, ο απατίτης, ο τιτανίτης, το ζιρκόνιο και μερικά αδιαφανή ορυκτά ενώ τα δευτερογενή ορυκτά είναι ο χλωρίτης, το ρουτίλιο, ο σερικίτης και ο καολίνης.

3.9.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα** εμφανίζονται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους που η σύστασή τους κυμαίνεται από An₄₅ έως An₅₉. Στον γρανίτη έχουν σύσταση An₃₅Ab₆₃Or₂ και στον πορφυριτικό μικρο-γρανίτη An₂₄Ab₇₂Or₄. Συχνά εμφανίζονται με ζώνωση κανονική. Επίσης, εμφανίζουν διδυμίες κατά τον αλβιτικό, albite-Carlsbad, και τον περικλινικό νόμο καθώς και αντιπερθιτικά φαινόμενα. Στον μονζονίτη και στον μονζογάββρο έχουν νεφελώδη εμφάνιση εξαιτίας του ότι εγκλείουν μαγνητίτη.

Οι καλιούχοι άστριοι έχουν σύσταση ορθόκλαστου (Or₆₅-Or₈₅). Γενικά, υπάρχουν δυο είδn καλιούχων αστρίων. То πρώτο αποτελείται апо αλλοτριόμορφους κρυστάλλους χωρίς να παρουσιάζουν διαμεικτικά φαινόμενα και εγκλείουν κρυστάλλους πλαγιοκλάστων, βιοτίτη, πυροξένων, και αδιαφανών ορυκτών. Το δεύτερο είδος αποτελείται από αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που εγκλείονται ή στο προηγούμενο είδος ή αποτελεί το μοναδικό καλιούχο άστριο. Σχηματίζει συμφύσεις με νατριούχο πλαγιόκλαστο (μεσοπερθίτες). Αυτού του είδους οι καλιούχοι άστριοι χαρακτηρίζονται ως αρχικοί "τριαδικοί άστριοι" που στη συνέχεια υπέστησαν διάμειξη. Περιέχουν σκωληκόμορφα σώματα TOU πλαγιοκλάστου που περιέχουν. Οι καλιούχοι άστριοι έχουν σύσταση An₁Ab₁₈Or₈₂,

στον γρανίτη έχουν σύσταση $An_1Ab_{14}Or_{85}$ και στον πορφυριτικό μικρο- γρανίτη $Ab_{11}Or_{88}Cn_1$.

Ο χαλαζίας εμφανίζεται με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που γεμίζουν τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Οι κρύσταλλοι παρουσιάζουν κυματοειδή κατάσβεση.

Οι **ορθοπυρόξενο**ι είναι, γενικά, ομογενείς και έχουν σύσταση υπερσθενή. Εμφανίζονται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους μεμονωμένους κρυστάλλους οι οποίοι εγκλείουν βιοτίτη και αδιαφανή ορυκτά. Το ποσοστό τους μειώνεται καθώς αυξάνεται το ποσοστό της κεροστίλβης στο πέτρωμα. Συνήθως, οι κρύσταλλοι του υπερσθενή κατά θέσεις μετατρέπονται σε ουραλίτη. Ο υπερσθενής περιέχει εγκλείσματα απατίτη και μαγνητίτη και συχνά εγκλείεται σε βιοτίτη και κλινοπυρόξενο.

Οι **κλινοπυρόξενοι** έχουν σύσταση αυγίτη. Εμφανίζονται με ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους, μεμονωμένους, αναλλοίωτους κρυστάλλους οι οποίοι εγκλείουν κρυστάλλους ορθοπυροξένου, απατίτη, βιοτίτη και μαγνητίτη.

Ο **βιοτίτης** εμφανίζεται με ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους κρυστάλλους που έχουν πρισματική μορφή. Εγκλείει κρυστάλλους ορθοπυροξένου, κλινοπυροξένου, κεροστίλβης και αδιαφανών ορυκτών.

Η πρωτογενής **κεροστίλβη** έχει σύσταση μαγνησιοκεροστίλβης. Εμφανίζεται με ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους κρυστάλλους που εγκλείουν απατίτη και αδιαφανή ορυκτά. Υπάρχει και η δευτερογενής κεροστίλβη η οποία προήλθε από αλλοίωση των πυροξένων.

3.10. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ

Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης (Christofides et al. 1990, Christofides et al. 2000) είναι μια ζωνώδης διείσδυση (Σχήμα 2.10). Οι πετρογραφικοί τύποι από τους οποίους αποτελείται ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης, είναι οι εξής:

1) Πορφυροειδής μικρο-χαλαζιακός μονζονίτης μέχρι μικρο-γρανίτης (PMQM)

- 2) Πορφυροειδής χαλαζιακός μονζονίτης μέχρι γρανίτης (PQM)
- 3) Βιοτιτικός γρανίτης (GR)
- 4) Μικρο-γρανίτης (MGR)

5) Εγκλείσματα (ENC)

3.10.1. Περιγραφή των πετρογραφικών τύπων

Πορφυροειδής μικρο-χαλαζιακός μονζονίτης μέχρι μικρο-γρανίτης: Ο πετρογραφικός αυτός τύπος αποτελεί κυρίως περιφερειακή εμφάνιση στο νοτιοδυτικό και στο βόρειο-κεντρικό τμήμα της διείσδυσης. Ο ιστός του είναι πορφυροειδής όπου μεγακρύσταλλοι καλιούχων αστρίων (>10 vol.%) καθώς και φαινοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστων, καλιούχων αστρίων, χαλαζία, κεροστίλβη και βιοτίτη περικλείονται μέσα σε μία μεσοκρυσταλλική έως μικροκρυσταλλική κύρια μάζα. Η κύρια μάζα αποτελείται από τις ίδιες φάσεις και κατέχει περίπου το 30 % του όγκου του πετρώματος. Από τα φεμικά ορυκτά η κεροστίλβη πάντα υπερτερεί σε ποσότητα από το βιοτίτη.

Πορφυροειδής χαλαζιακός μονζονίτης μέχρι γρανίτης: Αποτελεί το κεντρικό και το μεγαλύτερο τμήμα της διείσδυσης. Είναι πορφυροειδής με φαινοκρυστάλλους καλιούχων αστρίων που καταλαμβάνουν λιγότερο από 10 % του όγκου του πετρώματος. Οι μεγακρύσταλλοι των καλιούχων αστρίων μαζί με τους φαινοκρυστάλλλους των πλαγιοκλάστων, των καλιούχων αστρίων και του χαλαζία βρίσκονται μέσα σε μια μεσοκρυσταλλική κύρια μάζα. Από τα φεμικά ορυκτά ο βιοτίτης ή βρίσκεται σε μεγαλύτερη ποσότητα από την κεροστίλβη ή αποτελεί τη μοναδική σιδηρομαγνησιούχα φάση μέσα στο πέτρωμα.

Βιοτιτικός γρανίτης: Βρίσκεται στο νοτιοδυτικό και στο δυτικό-κεντρικό τμήμα της εμφάνισης σε επαφή με τον πορφυροειδή χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη. Έχει τυπικό γρανιτικό ιστό με μερικούς μεγακρυστάλλους καλιούχων αστρίων και φαινοκρυστάλλους πλαγιοκλάστων, καλιούχων αστρίων και χαλαζία. Ο βιοτίτης αποτελεί το μόνο σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό του πετρώματος.

Μικρο-γρανίτης: Εμφανίζεται με τη μορφή φλεβών, πάχους μέχρι 15 μέτρα, στο νοτιοδυτικό τμήμα του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης που διεισδύουν μέσα στον πορφυροειδή μικρο-χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι μικρο-γρανίτη (PMQM), στον

πορφυροειδή χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη (PQM) και στον βιοτιτικό γρανίτη (GR). Αποτελείται από φαινοκρυστάλλους πλαγιοκλάστων και χαλαζία οι οποίοι περιβάλλονται από μια λεπτόκοκκη μικρογρανοφυρική μάζα. Από τα φεμικά ορυκτά ο βιοτίτης υπερτερεί της κεροστίλβης.

Εγκλείσματα: Τα εγκλείσματα μονζονιτικής έως χαλαζιομονζονιτικής σύστασης παρατηρούνται κυρίως στα βορειοανατολικά τμήματα του πορφυροειδή μικροχαλαζιακού μονζονίτη μέχρι μικρο-γρανίτη (PMQM) και του πορφυροειδή χαλαζιακού μονζονίτη μέχρι γρανίτη (PQM) ενώ σπάνια τα συναντούμε στους άλλους πετρογραφικούς τύπους.

Είναι μικροκοκκώδη με μέγεθος από λίγα χιλιοστά μέχρι 20 cm περίπου και σχήμα ελλειψοειδές έως σφαιροειδές. Ο ιστός τους είναι ή ποικιλτικός με τα ορθόκλαστα και τα πλαγιόκλαστα να εγκλείουν κρυστάλλους κεροστίλβης, βιοτίτη και άλλα επουσιώδη ορυκτά ή πορφυριτικός με φαινοκρυστάλλους πλαγιοκλάστων, βιοτίτη και κεροστίλβης να βρίσκονται μέσα σε μία μικροκρυσταλλική μάζα που αποτελείται από πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους, βιοτίτη, κεροστίλβη και διαφόρων άλλων επουσιωδών ορυκτών. Ο βιοτίτης γενικά υπερτερεί σε ποσότητα από την κεροστίλβη.

Τα επουσιώδη ορυκτά που συναντούμε σε όλους τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους είναι ο απατίτης, ο μαγνητίτης, το ζιρκόνιο, ο τιτανίτης, ο ιλμενίτης, το ρουτίλιο και ο αλλανίτης ενώ τα δευτερογενή ορυκτά είναι ο καολίνης, ο χλωρίτης και ο σερικίτης.

3.10.2. Ορυκτολογία

Τα **πλαγιόκλαστα** συνήθως παρουσιάζουν κυματοειδή ζώνωση με σύσταση που κυμαίνεται από An₅₅ μέχρι An₁₂ mol. %.

Οι **μεγακρύσταλλοι** των καλιούχων αστρίων πολλές φορές εμφανίζουν μικροπερθιτικά φαινόμενα, ιδιαίτερα στα περιθώρια των κρυστάλλων και έχουν σύσταση Or₆₄₋₈₇.

Οι **αμφίβολοι**, μαζί με το βιοτίτη, αποτελούν τα κύρια φεμικά συστατικά των γρανιτικών πετρωμάτων της Σαμοθράκης και απουσιάζουν τελείως από τους

βιοτιτικούς γρανίτες. Εμφανίζονται με ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους και έχουν τέλειο ανεπτυγμένο σχισμό. Εγκλείουν διάφορα ορυκτά όπως βιοτίτη, χλωρίτη, τιτανίτη και απατίτη. Με βάση τη μέθοδο ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake (1978) οι αμφίβολοι ταξινομούνται ως μαγνησιοκεροστίλβες με ελαφριά τάση προς τις ακτινολιθικές κεροστίλβες.

Ο **βιοτίτης** εμφανίζεται με ιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους, με τέλειο σχισμό και έντονο πλεοχροϊσμό. Συχνά οι κρύσταλλοί του εγκλείουν απατίτη, τιτανίτη, αδιαφανή ορυκτά και ζιρκόνιο με πλεοχροϊκή άλω. Οι βιοτίτες σε όλους σχεδόν τους πετρογραφικούς τύπους εμφανίζονται χλωριτιωμένοι ενώ σε μερικές περιπτώσεις ο βιοτίτης εγκλείεται σε αναλλοίωτους κρυστάλλους κεροστίλβης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ-ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

4.1. ΓΕΝΙΚΑ

Συχνά οι πλουτωνίτες αποτελούνται από πετρογραφικούς τύπους οι οποίοι περιέχουν ορυκτολογικές παραγενέσεις κατάλληλες για τον προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης, θερμοκρασίας, και μερικής πίεσης οξυγόνου και νερού, του μάγματος. Η πίεση, η θερμοκρασία, η μερική πίεση του οξυγόνου και του νερού χαρακτηρίζονται ως εντατικές ή καταστατικές παράμετροι (intensive parameters) επειδή η τιμή τους είναι ανεξάρτητη από την έκταση ή την ποσότητα του πετρώματος ή της ορυκτολογικής φάσης.

Στα πυριγενή πετρώματα μόνο ένα μέρος από τις ορυκτολογικές συστάσεις απεικονίζει τις συνθήκες της στερεής φάσης με συνέπεια ο ακριβής υπολογισμός των εντατικών ή καταστατικών παραμέτρων να γίνεται δύσκολος. Αυτό συμβαίνει διότι αρκετές φάσεις ορυκτών συνεχίζουν να αντιδρούν σε συνθήκες υπο-αγχιτηκτικής (subsolidus) κατάστασης κατά τη διάρκεια της ψύξης. Άλλα ορυκτά αντιστέκονται στις χημικές μεταβολές και μερικώς καταγράφουν τις συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια της ανόδου του πλουτωνικού όγκου. Έτσι, για τον σωστό υπολογισμό των εντατικών ή καταστατικών παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τις συνθήκες της στερεής (solidus) και της υπερ-στερεής (hypersolidus) φάσης πρέπει να γίνεται προσεκτικός πετρογραφικός έλεγχος καθώς και αναλύσεις των ζωνωδών κρυστάλλων.

Υπάρχουν αρκετές μέθοδοι με τη βοήθεια των οποίων 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 ορισμένων ορυκτών μιας παραγένεσης. Ανάλογα με το ποιας παραμέτρου την τιμή προσδιορίζουν, οι μέθοδοι αυτές είναι γνωστές ως γεωθερμομετρία, γεωβαρομετρία και γεωθερμοβαρομετρία.

Παρακάτω, αφού αναφερθούμε πρώτα στους παράγοντες που επηρεάζουν τη γεωθερμομετρία και τη γεωβαρομετρία θα περιγράψουμε τις μεθόδους των

θερμομέτρων και των βαρομέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των θερμοκρασιών και των πιέσεων των όξινων και ενδιάμεσων πλουτωνιτών που βρίσκονται στη μάζα της Ροδόπης.

4.2. ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗ

ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΤΗ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

Ο υπολογισμός των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας βασίζεται στην παρατήρηση και ανάλυση των ορυκτών φάσεων σε δείγματα πετρώματος και στη σύγκριση αυτών των δεδομένων με καμπύλες ισορροπίας που έχουν υπολογιστεί πειραματικά ή μέσω εισαγωγής των δεδομένων σε θερμοδυναμικά P-T-X διαγράμματα.

Το κρίσιμο σημείο αν μία ειδική αντίδραση ή χημικό σύστημα θα είναι ένα καλό γεωθερμόμετρο ή ένα καλό γεωβαρόμετρο είναι η κλίση της P-T καμπύλης (dP/dT). Επιπλέον, είναι γνωστό από την θερμοδυναμική 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. Οι καταστατικές αυτές συναρτήσεις είναι ανεξάρτητες του δρόμου, από τον οποίο 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 στις περιπτώσεις φαινομένων που εξελίσσονται κάτω από συνθήκες σταθερής πίεσης και η τιμή της μεταβολής της (ΔΗ) δίνεται από την σχέση:

$\Delta H = \Delta E + P \Delta V$

όπου ΔΕ η μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος, P η πίεση και ΔV η μεταβολή του όγκου του συστήματος, ενώ η μεταβολή της εντροπίας ενός συστήματος δίνεται από το κυκλικό ολοκλήρωμα του λόγου του ποσού της προσφερόμενης θερμότητας (δQ) δια της θερμοκρασίας (T):

$$\oint \frac{\delta Q}{T} \ge 0$$

όπου η ισότητα αναφέρεται σε αντιστρεπτό κύκλο, ενώ η ανισότητα σε μη αντιστρεπτό κύκλο.

Όπως, αναφέρθηκε και στην αρχή της παραγράφου το κρίσιμο σημείο αν μία ειδική αντίδραση ή χημικό σύστημα θα είναι ένα καλό γεωθερμόμετρο ή ένα καλό γεωβαρόμετρο είναι η κλίση της P-T καμπύλης (dP/dT). Ο λόγος dP/dT σχηματίζεται από την εξίσωση των Clausius–Clapeyron με τη μεταβολή της εντροπίας (ΔS) και τη μεταβολή των όγκων (ΔV):

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$

Έτσι, ένα καλό γεωθερμόμετρο έχει μεγάλη τιμή dP/dT (Σχήμα 4.1.) και γενικά συνεπάγεται αντιδράσεις με μικρές τιμές ΔV. Τέτοιες αντιδράσεις είναι περισσότερο ευαίσθητες αν έχουν μεγάλη τιμή ΔS. Ένας τέτοιος παράγοντας που επηρεάζει τη θερμοκρασία είναι η τιμή της ενθαλπίας (ΔΗ), γιατί η ενθαλπία επηρεάζει την τιμή της ΔS.



Σχήμα 4.1.: Γεωθερμόμετρο.

Από την άλλη πλευρά, ένα καλό γεωβαρόμετρο έχει μικρή τιμή dP/dT (Σχήμα 4.2.) και γενικά κάθε αντίδραση με μεγάλη τιμή ΔV και μικρή τιμή ΔS.



Σχήμα 4.2: Γεωβαρόμετρο.

Ένας αριθμός από προβλήματα μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένες εκτιμήσεις των εντατικών ή καταστατικών παραμέτρων των πυριγενών πετρωμάτων. Ένα από αυτά είναι η προτίμηση του γεωθερμομέτρου ή του γεωβαρομέτρου που βασίζονται σε αντιστρέψιμα πειραματικά δεδομένα. Επίσης, η ιδιότητα από μια πειραματική βαθμονόμηση μπορεί να κυμαίνεται εξαρτώμενη από την πειραματική διάταξη ή την ευκολία των χημικών αλλαγών. Άλλες βαθμονομήσεις είναι εμπειρικές με συνέπεια η αβεβαιότητα των αποτελεσμάτων να είναι ακόμα μεγαλύτερη. Αν και τα περισσότερα θερμόμετρα δεν είναι ευαίσθητα στην πίεση αντίθετα τα βαρόμετρα εξαρτώνται κυρίως από την θερμοκρασία. Έτσι, μια λανθασμένη εκτίμηση της θερμοκρασίας μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένους υπολογισμούς της πίεσης.

Η κύρια πηγή σφαλμάτων στους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχεται από το γεγονός ότι οι αρχικές πειραματικές βαθμονομήσεις μπορεί να είχαν γίνει για μια αντίδραση ακραίου μέλους με ορυκτολογική σύσταση πολύ διαφορετική από εκείνη που παρατηρείται στα γρανιτικά συστήματα. Αν και μερικές βαθμονομήσεις είναι "προσαρμοσμένες" πάνω σε εμπειρικές γνώσεις, η μέθοδος που προτιμάται στηρίζεται πάνω σε μοντέλα ενεργότητας. Ομοίως, στα μοντέλα ενεργότητας η ποιότητα μπορεί να κυμαίνεται λόγω των αβεβαιοτήτων που σχετίζονται με την μη ιδανικότητα των στερεών διαλυμάτων και λόγω των επιδράσεων των επιπλέον συστατικών.

Τέλος, και δεδομένου ότι τα ορυκτά των πυριγενών πετρωμάτων κρυσταλλώνονται σε μια περιοχή θερμοκρασιών και πιέσεων και παραμένουν σε επαφή σε υπο-στερεή κατάσταση, δεν μπορεί να θεωρηθεί βέβαιο ότι οι φάσεις των ορυκτών έχουν "αμετάβλητες" στερεές συστάσεις. Για παράδειγμα, είναι σπάνιο να βρεθεί γρανίτης που να μην έχει ορυκτά που να παρουσιάζουν ζώνωση. Μάλιστα, το περισσότερο τμήμα της ζώνωσης μπορεί να σχετίζεται με την ανάπτυξη του ορυκτού πάνω από την καμπύλη της στερεής φάσης. Άλλα ορυκτά ενδεχομένως να μεταβάλλουν τις συστάσεις τους κατά τη διάρκεια της υπο-αγχιτηκτικής ψύξης.

Υπάρχουν διάφορα προγράμματα στον ηλεκτρονικό υπολογιστή που μπορούν να υπολογίσουν τις πιέσεις, τις θερμοκρασίες και τις μερικές πιέσεις του οξυγόνου (f_{O2}) και του νερού (f_{H2O}), όπως είναι Evangel (Evangelakakiset al. 1993), το Nimis (Nimis 1999), το EQUILI (Valley & Essene 1980), το THERMO (Perkins et al. 1987), το THERMOCALC (Powell & Holland 1988), το TWQ (Berman 1988), το WEBINVEQ (Gordon 1992) και το QUILF (Andersen et al. 1993).

4.3. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΟ ΑΜΦΙΒΟΛΟΥ

Σύμφωνα με διάφορους ερευνητές η περιεκτικότητα της αμφιβόλου σε αργίλιο είναι γραμμική συνάρτηση της πίεσης κρυστάλλωσης ενός πλουτωνικού όγκου. Πρώτοι οι Hammarstrom & Zen (1986) προσπάθησαν να συσχετίσουν το ολικό αργίλιο που υπάρχει στη δομή της αμφιβόλου με την πίεση και κατέληξαν στην παρακάτω εμπειρική εξίσωση:

 $P(\pm 3 \text{ kbar})=-3,92+5,03 \text{ Al}_{tot}$

όπου P είναι η пίεση και Al_{tot} το ολικό αργίλιο της αμφιβόλου για τύπο δομής με βάση τα 23 οξυγόνα. Τα δεδομένα των παραπάνω ερευνητών προέρχονται από αμφιβόλους ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων που περιέχουν την παραγένεση πλαγιόκλαστο, κεροστίλβη, βιοτίτη, καλιούχο άστριο, χαλαζία, τιτανίτη, μαγνητίτη ή ιλμενίτη±επίδοτο. Οι αναλύσεις των κεροστιλβών που χρησιμοποιήθηκαν πληρούσαν τους περιορισμούς Si \leq 7,5 (όριο που δίνει ο Leake (1971) για τις κεροστίλβες μαγματικής προέλευσης) και Ca \geq 1,6, και προέρχονταν από τις περιφέρειες των κρυστάλλων που βρίσκονταν σε ισορροπία με τον χαλαζία. Το

βαρόμετρο αυτό βασίστηκε σε δυο ομάδες πλουτωνικών πετρωμάτων, μια χαμηλής πίεσης (1,5-3 kbar) και μια υψηλής πίεσης (7-10 kbar).

Οι Hollister et al. (1987), στη συνέχεια τροποποίησαν τα παραπάνω βαρόμετρο για πιέσεις μεταξύ 2 και 8 kbars και κατέληξαν στην εξίσωση:

 $P(\pm 1 \text{ kbar})=-4,76+5,64 \text{ Al}_{tot}$

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

- Οι φάσεις χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, κεροστίλβη, βιοτίτης, ορθόκλαστο, τιτανίτης
 και μαγνητίτης πρέπει να έχουν κρυσταλλωθεί μαζί με το μάγμα.
- Μόνο οι αναλύσεις των περιφερειών των αμφιβόλων πρέπει να χρησιμοποιηθούν
 γιατί αυτές κρυσταλλώθηκαν σε ισορροπία με το υπολειμματικό τήγμα.
- Η πίεση πρέπει να είναι μεγαλύτερη από 2 kbar.
- Η περιφέρεια των πλαγιοκλάστων να έχει σύσταση An₂₅ έως An₃₅.
 Αργότερα, οι Johnson & Rutherford (1989) πρότειναν την εξίσωση:

$$P(\pm 0,5 \text{ kbar}) = -3,46 + 4,23 \text{ Al}_{tot}$$

με βάση πειράματα που έγιναν σε αναλύσεις περιφερειών κεροστιλβών σε πιέσεις 2-8 kbar και θερμοκρασίες 720-780 °C.

Τέλος, ο Schmidt (1992) πρότεινε την εξίσωση:

 $P(\pm 0.6 \text{ kbar})=-3.01+4.76 \text{ Al}_{tot}$

για πιέσεις 2,2-13 kbar και θερμοκρασίες 655-700 °C σε συνθήκες κορεσμού σε H₂O. Οι φάσεις που βρίσκονται σε ισορροπία είναι η κεροστίλβη, βιοτίτης, πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, χαλαζίας, τιτανίτης, Fe-Ti-ούχα οξείδια και τήγμα. Η κεροστίλβη παρουσία ρευστής φάσης συνεχίζει να εξισορροπεί με το τήγμα, γι' αυτό και το παραπάνω θερμόμετρο προϋποθέτει θερμοκρασία εξισορρόπησης της κεροστίλβης κοντά στη στερεή κατάσταση, όπου είναι σταθερό και το ορθόκλαστο. Παρακάτω, στο σχήμα 4.3. γίνεται σύγκριση των τεσσάρων αυτών γεωβαρομέτρων της κεροστίλβης σε διάγραμμα P-Al_{tot}, όπου παρατηρείται ότι για τις ίδιες τιμές ολικού αργιλίου της κεροστίλβης οι τιμές της πίεσης είναι πάντα διαφορετικές και το γεωβαρόμετρο του Schmidt δίνει πάντα τις μεγαλύτερες τιμές πίεσης σε σχέση με τις τιμές που δίνουν τα άλλα γεωβαρόμετρα της κεροστίλβης.



Σχήμα 4.3.: Σύγκριση των γεωβαρομέτρων Hammarstrom & Zen (H & Z), Hollister et al. (H et al.), Johnson & Rutherford (J & R) και Schmidt (Sch) σε διάγραμμα P-Al_{tot}.

Τα παραπάνω βαρόμετρα είναι ευαίσθητα σε μεταβολές της θερμοκρασίας και της μερικής πίεσης οξυγόνου (f₀₂) (Anderson & Smith 1995, Anderson 1996). Η χαμηλή f₀₂ μπορεί να αυξήσει την υπολογιζόμενη πίεση κρυστάλλωσης κατά ένα παράγοντα 2 ή περισσότερο ενώ η θερμοκρασία κατά 2 kbar ανά 100 °C.

Χρησιμοποιώντας λοιπόν τα δεδομένα των προηγούμενων ερευνητών, σε μέσες θερμοκρασίες 675 °C και 760 °C, οι Anderson & Smith (1995) πρότειναν για τον υπολογισμό της πίεσης κρυστάλλωσης την εξίσωση:

$$P[\pm 0,6kbar] = -3,01 + 4,76AI_{tot} - \left\{ \frac{\left(T[^{\circ}C] - 675\right)}{85} \right\} \times \left\{0,53AI_{tot} + 0,005294 \times \left(T[^{\circ}C] - 675\right)\right\}$$

όπου AI είναι το άθροισμα AI^{IV}+AI^{VI}. Στην εξίσωση αυτή λαμβάνεται υπόψη και η θερμοκρασία (Τ °C) κρυστάλλωσης του πλουτωνικού όγκου, η οποία έχει υπολογιστεί με κάποιο από τα γεωθερμόμετρα, ενώ ο λόγος Fe_{tot}/(Fe_{tot} + Mg) για την κεροστίλβη πρέπει να κυμαίνεται από 0,40-0,65. Στο σχήμα 4.4. απεικονίζεται το γεωβαρόμετρο της κεροστίλβης των Anderson & Smith (1995) σε διάγραμμα P-Al_{tot} για τιμές θερμοκρασίας 650, 675, 700, 725 και 750 °C.



Σχήμα 4.4.: Γεωβαρόμετρο κεροστίλβης των Anderson & Smith (1995) σε διάγραμμα Ρ-Al_{tot}, για θερμοκρασίες 650, 675, 700, 725 και 750 °C.



Σχήμα 4.5.: Γεωβαρόμετρα κεροστίλβης των Hammarstrom & Zen (H & Z), Hollister et al. (H et al.), Johnson & Rutherford (J & R), Schmidt (Sch) και Anderson & Smith (A & S) σε διάγραμμα P-Al_{tot}.

Είναι φανερό από την σύγκριση των σχημάτων 4.3. και 4.4. ότι το εύρος πιέσεων που δίνουν τα γεωβαρόμετρα Hammarstrom & Zen, Hollister et al., Johnson & Rutherford και Schmidt σχεδόν ταυτίζεται με αυτό των Anderson & Smith για 650-750 °C (Σχήμα 4.5).

Οι αντιδράσεις που επηρεάζουν την περιεκτικότητα του Al στην κεροστίλβη είναι:

1. Σύμφωνα με τους Hollister et al. (1987):

2 χαλαζίας + 2 ανορθίτης = ορθόκλαστο + τσερμακίτης

όπου η αμφίβολος αλλάζει σύσταση σύμφωνα με την αντικατάσταση Si + R²⁺ = ^{IV}AI + ^{VI}AI η οποία είναι ευαίσθητη στην πίεση (με αύξηση της πίεσης αυξάνεται η περιεκτικότητα του AI στην κεροστίλβη).

2. Ενώ σύμφωνα με τους Anderson & Smith (1995):

αλβίτης + τρεμολίτης = 4 χαλαζίας + εδενίτης

στην οποία έχουμε την εδενιτική αντικατάσταση Si + ^A□ = ^{IV}AI + ^A(K + Na), καθώς και οι αντιδράσεις αντικατάστασης του Ti, όπως Ti + R²⁺ = 2 ^{VI}AI και Ti + ^{VI}AI = ^{IV}AI + Si. Οι αντιδράσεις αυτές είναι ευαίσθητες στη θερμοκρασία παρά στην πίεση. Σε υψηλές θερμοκρασίες λαμβάνει χώρα η εδενιτική αντικατάσταση με αποτέλεσμα η αύξηση του περιεχομένου σε AI στην κεροστίλβη. Τέλος, είναι η αντικατάσταση Fe³⁺ = ^{VI}AI η οποία επηρεάζεται από τη μερική πίεση οξυγόνου.

Το βαρόμετρο της κεροστίλβης χρησιμοποιείται μόνο όταν η σύσταση του πλαγιοκλάστου βρίσκεται εντός των ορίων An₂₅₋₃₅ ή όταν η ενεργότητα του καλιούχου αστρίου είναι μικρή. Στην περίπτωση αυτή το ολικό Al στην κεροστίλβη αυξάνει ανεξάρτητα από την πίεση. Η αύξηση της θερμοκρασίας, υπό σταθερή πίεση, μπορεί επίσης να αυξήσει το Al στην κεροστίλβη (Spear 1981, Blundy & Holland 1990). Τέλος, χαμηλή μερική πίεση οξυγόνου προκαλεί μείωση των λόγων Mg/Fe και Fe³⁺/Fe²⁺ (Czamanske et al. 1981) με αποτέλεσμα την αύξηση της αντικατάστασης του Al ενώ, αντίθετα, αύξηση του Τί οδηγεί σε μείωση του ολικού Al στην κεροστίλβη. Γενικά, η χρήση του βαρομέτρου της κεροστίλβης προϋποθέτει πιέσεις πάνω από 2 kbar, ενώ σε περιπτώσεις που οι πιέσεις είναι κάτω από 2 kbar, η περιεκτικότητα του ολικού Al στην αμφίβολο επηρεάζεται και από τη μερική πίεση του CO₂ (Johnson & Rutherford 1989, Schmidt 1992).

4.4. ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΟ ΚΛΙΝΟΠΥΡΟΞΕΝΟΥ

Ο Nimis (1995), θεωρώντας ότι η πίεση είναι η κύρια φυσική μεταβλητή που ελέγχει τη χημική συμπεριφορά ενός κλινοπυροξένου σε μαγματικό περιβάλλον, πρότεινε την παρακάτω εξίσωση για την εύρεση της πίεσης κρυστάλλωσης ενός μάγματος:

$$P(kbar) = 698,443+4,985AI_{T}-26,826Fe_{M1}^{2+}-3,764Fe^{3+}+53,989AI_{M1}+3,948Ti+14,651Cr-$$

700,431Ca-666,629Na-682,848Mg_{M2}-691,138Fe_{M2}²⁺-688,384Mn-6,267(Mg_{M2})²-

4,144(Fe²⁺_{M2})²

Όπου:

-
$$(Fe_{M1}^{2+} *Mg_{M2})(Fe_{M2}^{2+} *Mg_{M1}) = e^{**}(0,238R^{3+}+0,289CNM-2,315)$$

$$-$$
 CNM = Ca + Na + Mn

- $R^{3+} = AI_{M1} + Fe^{3+} + Ti + Cr$.

Η εξίσωση αυτή βασίστηκε στην κρυσταλλική δομή των κλινοπυροξένων και στην ανταλλαγή ιόντων Fe²⁺ και Mg μεταξύ της M1 και M2 θέσης σύμφωνα με την εξίσωση:

$$Fe_{M1}^{2_{+}} + Mg_{M2} = Fe_{M2}^{2_{+}} + Mg_{M1}$$

Η κατανομή των ιόντων στις δύο θέσεις, M₁ και M₂, είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας (Τ). Για τις περιπτώσεις που η θερμοκρασία κρυστάλλωσης των πυροξένων δεν είναι γνωστή, τότε το σύστημα ανταλλαγής ιόντων Fe²⁺ και Mg θεωρείται ότι κλείνει στους 900 °C. Το γεωβαρόμετρο αυτό δίνει πιέσεις μεταξύ 0-24 kbar με σφάλμα ± 2 kbar και μπορεί να εφαρμοστεί σε κλινοπυροξένους που κρυσταλλώθηκαν από βασαλτικά μάγματα απουσία γρανάτη. Στη συνέχεια επέκτεινε τις έρευνες του και συμπεριέλαβε αναλύσεις κλινοπυροξένων από άνυδρα και ένυδρα βασικά και υπερβασικά μάγματα, καθώς και από θολειϊτικά και ελαφρώς αλκαλικά μάγματα (Nimis & Ulmer 1998, Nimis 1999). Οι τιμές της πίεσης κυμαίνονται από 0-24 (± 1,75) kbar, με μεταβαλλόμενες τιμές μερικής πίεσης οξυγόνου και παραγενέσεις που περιλαμβάνουν κλινοπυρόξενο ± ορθοπυρόξενο ± πιζονίτη ± ολιβίνη ± πλαγιόκλαστο ± λευκίτη ± νεφελίνη ± σπινέλλιο ± αμφίβολο ± ιλμενίτη για τα βασικά και υπερβασικά μάγματα και κλινοπυρόξενο ± ορθοπυρόξενο ± πιζονίτη τη τη αθολειϊτικά και ελαφρώς αλκαλικά μάγματα.

4.5. ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΔΥΟ ΑΣΤΡΙΩΝ

Οι άστριοι είναι κοινό συστατικό πολλών πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Σε αρκετά πετρώματα συναντώνται δυο άστριοι: το πλαγιόκλαστο, που αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ ανορθίτη (An, CaAl₂Si₂O₈) και αλβίτη (Ab, NaAlSi₃O₈) και ο καλιούχος άστριος, που αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ κυρίως ορθοκλάστου (Or, KAlSi₃O₈) και αλβίτη. Στο τριαδικό σύστημα των αστρίων (Ab-Or-An), υπάρχει ένα χάσμα μείξης μεταξύ καλιούχου αστρίου και πλαγιοκλάστου. Σε διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασίας οι άστριοι περιέχουν διαφορετικές αναλογίες Ab, Or και An σε διάμειξη. Ο υπολογισμός των ορίων του χάσματος μείξης μεταξύ καλιούχου αστρίου και πλαγιοκλάστου σε σχέση με τη θερμοκρασία και την πίεση μπορεί να δώσει ένα αξιόπιστο θερμόμετρο και βαρόμετρο εφαρμόσιμο σε ένα μεγάλο εύρος πετρωμάτων.

Αρχικά, τα γεωθερμόμετρα που αναπτύχθηκαν από τους Stormer (1975), Whitney & Stormer (1977) και Haselton et al. (1983), για τους αστρίους ήταν βασισμένα στην ισορροπία ενός μόνο συστατικού μεταξύ δυο συνυπάρχοντων αστρίων. Τα θερμόμετρα αυτά όμως δε θεωρούνται και τόσο αξιόπιστα γιατί δεν λαμβάνουν υπόψη ούτε την ταξινόμηση του Al-Si στη δομή των αστρίων αλλά ούτε και τις συνθήκες για ισορροπία που εξασφαλίζονται από τα άλλα δυο συστατικά.

Οι Fuhrman & Lindsley (1988) πρότειναν ένα θερμοδυναμικό μοντέλο για την εύρεση της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης, το οποίο περιέχει δεδομένα που αφορούν

τον όγκο της κυψελίδας των αστρίων καθώς και τη δυνατότητα μεταβολής της σύστασής τους κατά ± 2 mol % ώστε να επιτευχθεί ισορροπία.

Τα πλεονεκτήματα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι 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 υπο-στερεή κατάσταση.

Το γεωθερμόμετρο αυτό δίνει τρεις θερμοκρασίες, Τ_{Ab}, Τ_{Or} και Τ_{An}, που αντιστοιχούν στην ισορροπία μεταξύ 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 και του X_{An} στο πλαγιόκλαστο με το X_{An} στον καλιούχο άστριο (όπου X_{Ab}, X_{Or} και X_{An} τα ποσοστά του Ab, Or και An, αντίστοιχα). Ανάλογα με τις συνθήκες που βρίσκονται τα ζεύγη των αστρίων οι Fuhrman & Lindsley παρουσίασαν τρεις διαφορετικές περιπτώσεις όσον αφορά τις τιμές των τριών θερμοκρασιών:

- i. Όταν τα ζεύγη των αστρίων βρίσκονται σε συνθήκες ισορροπίας, τότε οι τρεις αυτές θερμοκρασίες θα βρίσκονται σε συμφωνία με σφάλμα 30-50 °C (το σφάλμα αναφέρεται και στις τρεις θερμοκρασίες).
- ii. Όταν τα ζεύγη των αστρίων βρίσκονται κοντά σε συνθήκες ισορροπίας, τότε οι δύο από τις τρεις θερμοκρασίες είναι περίπου ίσες, ενώ η τρίτη είναι περίπου 100 °C μικρότερη ή μεγαλύτερη από τις άλλες δύο. Συνήθως ασύμφωνη είναι η θερμοκρασία ή του ανορθίτη ή του ορθοκλάστου γιατί η θερμοκρασία του ανορθίτη είναι ευαίσθητη στο περιεχόμενο του ανορθίτη στον καλιούχο άστριο και του ορθοκλάστου είναι ευαίσθητη στο περιεχόμενο του ορθοκλάστου στο πλαγιόκλαστο. Οπότε, χρειάζεται προσεκτικός προσδιορισμός τόσο του περιεχομένου του ανορθίτη όσο και του ορθοκλάστου που βρίσκονται μέσα σε καλιούχους αστρίους και πλαγιόκλαστα, αντίστοιχα.
- iii. Όταν τα ζεύγη των αστρίων δεν βρίσκονται σε συνθήκες ισορροπίας τότε οι τρεις θερμοκρασίες Τ_{Ab}, Τ_{Or} και Τ_{An}, που δίνει αυτό το θερμόμετρο είναι ασύμφωνες μεταξύ τους. Στην περίπτωση αυτή είναι δυνατές τρεις περιπτώσεις:

- Τ_{An}-T_{Or} < 500 °C και Τ_{Ab} μεταξύ των τιμών Τ_{An} και Τ_{Or}. Η θερμοκρασία Τ_{Ab} μπορεί να θεωρηθεί ως θερμοκρασία στην οποία εξισορρόπησαν οι άστριοι, αλλά η απόκλιση των δυο άλλων τιμών πιθανόν να οφείλεται σε διάμειξη ή αντικατάσταση αλκαλίων.
- Τ_{An}-T_{Or} < 500 °C και T_{Ab} δεν βρίσκεται μεταξύ των τιμών T_{An} και T_{Or}. Αν η θερμοκρασία T_{Ab} είναι υψηλότερη από τις προηγούμενες, τότε αυτή μπορεί να θεωρηθεί θερμοκρασία εξισορρόπησης και άρα θερμοκρασία ψύξης του μάγματος. Αν η T_{Ab} είναι μικρότερη, τότε δεν αντιπροσωπεύει θερμοκρασία εξισορρόπησης άλλα έχει επηρεαστεί από κάποια διαδικασία μετά την κρυστάλλωση του μάγματος.
- Οι τρεις θερμοκρασίες Τ_{Ab}, Τ_{Or} και Τ_{An} να είναι ασύμφωνες μεταξύ τους και η διαφορά μεταξύ της υψηλότερης και χαμηλότερης θερμοκρασίας, ανεξαρτήτου ζεύγους, να είναι μεγαλύτερη από 500 °C. Στην περίπτωση αυτή τα ζεύγη των αστρίων δεν βρίσκονται σε ισορροπία.

Από τους Elkins & Grove (1990) προτάθηκε ένα ακόμα γεωθερμόμετρο αστρίων κατά το οποίο δυο ή τρεις άστριοι αντέδρασαν μεταξύ τους για να δώσουν πλαγιόκλαστο και καλιούχο άστριο. Για τη δημιουργία του θερμομέτρου, έγιναν πειράματα σε πιέσεις από 1 έως 3 kbar και σε θερμοκρασίες από 700 μέχρι 900 °C σε συνθήκες κορεσμού σε νερό. Στο θερμόμετρο αυτό η θερμοκρασία περιορίζεται από την ισορροπία και των τριών φάσεων, Ab, Or και An, σε αστρίους που συνυπάρχουν και λαμβάνεται υπόψη η ταξινόμηση του Al-Si στη δομή των αστρίων. Το θερμόμετρο αυτό δίνει παρόμοια αποτελέσματα με αυτό των Fuhrman & Lindsley (1988).

Τέλος, ένα ακόμη 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. Επομένως, τροποποιώντας το πρόγραμμα των Fuhrman & Lindsley (1988),

κατέληξαν σε ένα νέο 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. Πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι δεν επηρεάζεται από την πίεση.

Στο γεωθερμόμετρο των 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_{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 ποσοστά 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 αυξάνεται το X_{Or} στο πλαγιόκλαστο κατί 2 mol % και μειώνεται 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.

4.6. ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΑΜΦΙΒΟΛΟΥ-ΠΛΑΓΙΟΚΛΑΣΤΟΥ

Οι Blundy & Holland (1990), χρησιμοποιώντας ένα συνδυασμό από πειραματικά και εμπειρικά στοιχεία δημιούργησαν ένα ημι-εμπειρικό γεωθερμοβαρόμετρο που 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 ^ANa + ^TAl = ^TSi + ^A 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:

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

όπου Si: ο αριθμός ατόμων Si ανά δομική μονάδα στην κεροστίλβη P: πίεση σε kbar

Τ: θερμοκρασία σε kelvin

X^{Plag}: γραμμομοριακό κλάσμα αλβίτη (Ab) στο πλαγιόκλαστο και

Υ: απόκλιση της σύστασης του πλαγιοκλάστου από την ιδανική κατάσταση

(уіа $X_{Ab} > 0,5$ то Y = 0 каі уіа $X_{Ab} < 0,5$ то $Y = -8,06 + 25,5 (1 - X_{Ab})^2$)

Το θερμόμετρο αυτό χρησιμοποιείται για συστάσεις πλαγιοκλάστου λιγότερο βασικές από An₉₂ και με αμφίβολο με Si < 7,8 ανά δομική μονάδα. Το παραπάνω θερμόμετρο επειδή βασίστηκε στην παραδοχή της ιδανικής μείξης των αμφιβόλων καθώς και στην αντικατάσταση του Na στην Α-θέση με Al στην τετραεδρική θέση, οι ίδιοι συγγραφείς πρότειναν δυο νέα θερμόμετρα αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου που μπορούν να εφαρμοστούν σε θερμοκρασίες 400-1000 °C (με σφάλμα ± 40 °C) και πιέσεις 1-15 kbar για ένα μεγάλο εύρος συστάσεων (Holland & Blundy 1994). Το πρώτο από τα δυο νέα γεωθερμόμετρα είναι το θερμόμετρο εδενίτη-τρεμολίτη (για παραγενέσεις με χαλαζία) που βασίζεται στην αντίδραση:

και δίνεται από την εξίσωση:

$$T_{A} = \frac{-76,95 + 0,79P + Y_{Ab} + 39,4X_{Na}^{A} + 22,4X_{K}^{A} + (41,5 - 2,89P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R \cdot ln \left(\frac{27 \cdot X_{Si}^{A} X_{Si}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}{256 \cdot X_{Na}^{A} \cdot X_{Al}^{T1}}\right)}$$

όπου, ο όρος Y_{Ab} = 0 όταν το X_{Ab} > 0,5 και Y_{Ab}=12,0 (1 - X_{Ab})² - 3,0 kJ όταν X_{Ab} < 0,5.

Η χρήση αυτού του θερμομέτρου έχει τους ακόλουθους περιορισμούς. Η θερμοκρασία κυμαίνεται από 400-900 °C, οι αμφίβολοι να έχουν Na^A > 0,002 ανά δομική μονάδα και $Al^{IV} < 1,8$ ανά δομική μονάδα, το Si να κυμαίνεται από 6,0-7,7 ανά δομική μονάδα ενώ τα πλαγιόκλαστα να έχουν $X_{An} < 0,90$.

Το δεύτερο γεωθερμόμετρο εδενίτη-ριχτερίτη (για παραγενέσεις με ή χωρίς χαλαζία) βασίζεται στην αντίδραση:

εδενίτης +
$$a\lambda\beta$$
iτης = $ρ_i\chi$ τερίτης + $avopθiτης$ (B)

και δίνεται από την εξίσωση:

$$T_{B} = \frac{78,44 + Y_{Ab-An} - 33,6X_{Na}^{M4} - \left(66,8 - 2,92P\right) \cdot X_{AI}^{M2} + 78,5 \cdot X_{AI}^{T1} \cdot 9,4 \cdot X_{Na}^{A}}{0,0721 - R \cdot ln \left(\frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{AI}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}\right)}$$

όπου, ο όρος Y_{Ab-An} = 3,0 kj όταν το X_{Ab} > 0,5 και Y_{Ab-An} = 12,0 (2 X_{Ab} - 1) + 3,0 kj όταν το X_{Ab} < 0,5. Το θερμόμετρο αυτό θα μπορούσε μόνο να χρησιμοποιηθεί σε μια περιοχή θερμοκρασιών 500-900 °C και κάτω από τους ακόλουθους περιορισμούς όσον αφορά τις συστάσεις, το X_{An} των πλαγιοκλάστων πρέπει να είναι > 0,1 και < 0,9, οι αμφίβολοι πρέπει να έχουν X_{Na}^{M4} > 0,03 και Al^{IV} < 1,8 ανά δομική μονάδα, ενώ το Si να κυμαίνεται στην περιοχή 6,0-7,7 ανά δομική μονάδα.

Στις δυο παραπάνω εξισώσεις Τ είναι η θερμοκρασία σε βαθμούς kelvin, Ρ είναι η πίεση σε kbar και ο όρος Χ^Φ_i δηλώνει το γραμμομοριακό κλάσμα του ατόμου ή (συστατικού) i στη φάση (ή κρυσταλλογραφική θέση) φ.

Ένα σπουδαίο χαρακτηριστικό των δυο αυτών νέων θερμομέτρων (A, B) των Holland & Blundy, είναι ότι το θερμόμετρο A, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, εφαρμόζεται μόνο σε πετρώματα που περιέχουν χαλαζία ενώ το B εφαρμόζεται 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 τα οποία πληρούν τους περιορισμούς που αναφέρθηκαν παραπάνω, θα είναι αποδεκτές και οι δυο τιμές, ενώ στην περίπτωση των πετρωμάτων που δεν περιέχουν χαλαζία αποδεκτή θα είναι μόνο η τιμή που θα δώσει το θερμόμετρο B.

Έχει παρατηρηθεί ότι αν τα δυο θερμόμετρα εφαρμοστούν σε πετρώματα που δεν περιέχουν χαλαζία οι θερμοκρασίες που δίνουν ξεπερνούν μεταξύ τους το

σφάλμα των ± 40 °C, με το θερμόμετρο A να δίνει υψηλότερες θερμοκρασίες από εκείνες που δίνει το θερμόμετρο B.

Τέλος, και τα δυο θερμόμετρα (A, B) του Holland & Blundy, είναι ευαίσθητα στην περιεκτικότητα σε Fe³⁺ της κεροστίλβης, το οποίο επηρεάζει την κατανομή των διαφόρων θέσεων του κρυσταλλικού πλέγματος. Η αύξηση του Fe³⁺ της κεροστίλβης αυξάνει το σφάλμα των δυο θερμομέτρων περισσότερο από το προτεινόμενο που είναι ± 35-40 °C. Έτσι, ο επανυπολογισμός του Fe³⁺ της κεροστίλβης είναι αναγκαίος στην εφαρμογή αυτών των δυο θερμομέτρων.

4.7. ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΚΟΡΕΣΜΟΥ ΖΙΡΚΟΝΙΟΥ ΚΑΙ ΑΠΑΤΙΤΗ

Το ζιρκόνιο και ο απατίτης αποτελούν τα επουσιώδη ορυκτά των περισσοτέρων γρανιτικών πετρωμάτων. Οι Watson & Harrisson (1983) και οι Harrisson & Watson (1984) παρουσίασαν μοντέλα για τον υπολογισμό των θερμοκρασιών κορεσμού του ζιρκονίου και του απατίτη, αντίστοιχα.

Αρχικά, οι Watson & Harrisson (1983) ἐπειτα από μια σειρά πειραμάτων που πραγματοποίησαν σε μια περιοχή θερμοκρασιών από 750-1020 °C κατάφεραν να ορίσουν τη συμπεριφορά κορεσμού του ζιρκονίου μέσα σε τήγματα του φλοιού που είχαν υποστεί ανάτηξη ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και της σύστασης των τηγμάτων. Το μοντέλο που προσδιορίζει τη διαλυτότητα του ζιρκονίου δίνεται από την εξίσωση:

 $InD_{zr}^{Zircon/melt} = \{-3, 80-[0, 85(M-1)]\} + 12900/T$

όπου D^{zircon/melt} ο λόγος της συγκέντρωσης του ζιρκονίου μέσα στο ZrSiO₄ προς την συγκέντρωση του ζιρκονίου στο τήγμα, Τ η θερμοκρασία σε Kelvin και Μ η παράμετρος σύστασης του τήγματος που ισούται με το λόγο (Na+K+2Ca)/(Al*Si).

Τα δεδομένα της χημικής αναλύσεως, 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 (M).

Η διαλυτότητα του απατίτη, μέσα σε όξινα τήγματα, προσδιορίστηκε από τους Harrisson & Watson (1984), έπειτα από μια σειρά πειραμάτων που πραγματοποίησαν σε θερμοκρασίες 850-1500 °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 % H₂O. Η διαλυτότητα του απατίτη δίνεται από την εξίσωση:

$$InD_{P}^{Apatite}$$
 = [(8400+((SiO_2-0,5)*2,64*10^4))/T]-[3,1+(12,4*(SiO_2-0,5))]

όπου Τ η θερμοκρασία σε kelvin, SiO₂ η επί της εκατό κατά βάρος περιεκτικότητα του SiO₂ 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 φωσφόρου σε απόσταση x από την επιφάνεια επαφής του κρυστάλλου με το τήγμα κατά το χρόνο t και c₀ η συγκέντρωση του φωσφόρου μέσα στο τήγμα κοντά στην επιφάνεια επαφής με τον κρύσταλλο.

Το μοντέλο που βασίζεται στη διαλυτότητα του απατίτη ισχύει όταν το τήγμα περιέχει 45-75 % SiO₂, 0-10 wt % H₂O και η πίεση είναι γύρω στα 7,5 kbar. 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).

Βασική προϋπόθεση και για τα δυο μοντέλα, του ζιρκονίου και του απατίτη, είναι ότι καμία από τις δυο φάσεις δεν πρέπει να είναι σωρειτική, ξενοκρυσταλλική ή υπολειμματική. Στην περίπτωση αυτή, συνήθως, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται με το θερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου, καθώς και με το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη, είναι αρκετά υψηλές και το ολικό πέτρωμα παρουσιάζει υψηλή ανωμαλία σε Zr. Επίσης, επειδή οι θερμοκρασίες που δίνουν τα δυο αυτά μοντέλα

μπορεί να 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 αργότερα η θερμοκρασία που υπολογίστηκε δηλώνει τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη. Τέλος, καθώς και τα δυο ορυκτά φέρουν στην σύστασή τους σημαντικά ιχνοστοιχεία, η λεπτομερής εξέταση των στοιχείων του ολικού πετρώματος μπορεί να βοηθήσει στο να διαπιστωθεί εάν τα ορυκτά αυτά έχουν σωρειτική ή ξενοκρυσταλλική προέλευση.

4.8. ΠΟΡΕΙΑ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΚΛΕΙΣΙΜΑΤΟΣ

Στα πλουτωνικά πετρώματα ο ακριβής υπολογισμός των θερμοκρασιών και των πιέσεων κρυστάλλωσης των διαφόρων ορυκτών είναι αρκετά δύσκολος. Αυτό συμβαίνει διότι διάφορα ορυκτά συνεχίζουν να αντιδρούν σε συνθήκες υποαγχιτηκτικής (subsolidus) κατάστασης κατά τη διάρκεια της ψύξης, ενώ άλλα ορυκτά αντιστέκονται στις χημικές μεταβολές και μερικώς καταγράφουν τις συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη διάρκεια της ανόδου του πλουτωνικού όγκου.

Όλα αυτά έχουν ως συνέπεια, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται με βάση τα γεωθερμόμετρα που ήδη συζητήθηκαν να μην μπορούν να ερμηνευτούν ως θερμοκρασίες κρυστάλλωσης, δηλαδή ως θερμοκρασίες στις οποίες κρυσταλλώθηκε ο πλουτωνίτης.

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 αστρίουπλαγιοκλάστου 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 των ορυκτών ενός γεωθερμομέτρου μπορεί να σταματήσει τόσο πάνω όσο και κάτω από τη solidus θερμοκρασία. Γι' αυτό ακριβώς το λόγο, τα θερμόμετρα αυτά δίνουν συχνά ένα μεγάλο εύρος θερμοκρασιών.



Liquidus θερμοκρασία

Solidus θερμοκρασία (γρανιτικό ευτηκτικό: 700 ± 50 °C)



Σχήμα 4.5.: Πορεία κρυστάλλωσης και θερμοκρασία κλεισίματος.

Για την καλύτερη κατανόηση της σημασίας των θερμοκρασιών που υπολογίστηκαν με βάση τα παραπάνω γεωθερμόμετρα (σχήμα 4.6.) θεωρούμε κάποιο μάγμα με όξινη σύσταση σε θερμοκρασία liquidus. Αυτό σημαίνει ότι στο μάγμα αυτό δεν έχει κρυσταλλωθεί καμία ορυκτή φάση. Με την πτώση της θερμοκρασίας κρυσταλλώνονται διάφορα ορυκτά μέχρι τη solidus θερμοκρασία, όπου θα καταναλωθεί και η τελευταία σταγόνα του μάγματος. Στα γρανιτικά μάγματα η solidus θερμοκρασία αναφέρεται ως γρανιτικό ευτηκτικό, το οποίο εξαρτάται από τη μερική πίεση του H₂O και έχει υπολογιστεί πειραματικά γύρω στους 700 ± 50 °C (σχήμα 4.7., 4.8.).



Σχήμα 4.7: Γρανιτικό ευτηκτικό στο τριαδικό σύστημα αλβίτη-ορθοκλάστου-χαλαζία. Μείωση του γρανιτικού ευτηκτικού με αύξηση της μερικής πίεσης του H₂O.

Στη solidus θερμοκρασία έχουμε πλέον την εμφάνιση ενός κρυσταλλικού πολτού μέσα στον οποίο δυνατόν να συνεχίζονται οι αντιδράσεις μεταξύ διαφόρων ορυκτών, λόγω της διάχυσης ιόντων σε στερεή κατάσταση. Η διάχυση αυτή μπορεί να συνεχιστεί τουλάχιστον 300 με 200 °C κάτω από τη solidus θερμοκρασία.



Σχήμα 4.8.: Διάγραμμα μεταβολής του γρανιτικού ευτηκτικού με αύξηση της μερικής πίεσης του H₂O.

Το όξινο μάγμα του παραδείγματος που θεωρήσαμε και υπό την προϋπόθεση ότι αυτό είναι κορεσμένο σε φωσφόρο και ζιρκόνιο πλησίον της θερμοκρασίας liquidus, θα κρυσταλλώσει σαν πρώτα ορυκτά απατίτη και ζιρκόνιο. Οι θερμοκρασίες λοιπόν που δίνουν τα δυο αυτά ορυκτά ερμηνεύονται ως θερμοκρασίες κρυστάλλωσής τους από το μάγμα.

Στη συνέχεια κρυσταλλώνεται η αμφίβολος και οι άστριοι. Πώς όμως μπορεί να ερμηνευτεί η θερμοκρασία που μας δίνουν τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλουπλαγιοκλάστου και των δύο αστρίων;

Σε ποιά ακριβώς θερμοκρασία έχει κρυσταλλωθεί η αμφίβολος και το πλαγιόκλαστο από το μάγμα είναι άγνωστο. Η ενεργοποίηση του θερμομέτρου ξεκινά όταν τα δυο αυτά ορυκτά έρθουν σε επαφή μεταξύ τους. Τούτο συμβαίνει διότι το εν λόγω θερμόμετρο υπολογίζει τη θερμοκρασία κλεισίματος, δηλαδή τη θερμοκρασία εκείνη όπου θα σταματήσει η ανταλλαγή ιόντων μεταξύ των δυο αυτών ορυκτών. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί τόσο πάνω όσο και κάτω από τη solidus

θερμοκρασία όπου παρατηρείται διάχυση ιόντων σε στερεή κατάσταση τουλάχιστον 300 με 200 °C κάτω από τη solidus θερμοκρασία. Άρα, το γεωθερμόμετρο αυτό θα δώσει ένα μεγάλο εύρος θερμοκρασιών το οποίο εξαρτάται από την αρχική θερμοκρασία του μάγματος, το ρυθμό ψύξης του μάγματος, τη μερική πίεση του H₂O στο μάγμα και το μέγεθος του πλουτωνίτη. Ίδιες παρατηρήσεις ισχύουν και για το γεωθερμόμετρο των δυο αστρίων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5ο

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΙΕΣΗΣ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

5.1. ГЕNIKA

Για τον υπολογισμό της πίεσης κρυστάλλωσης και της θερμοκρασίας των πλουτωνιτών της Μάζας της Ροδόπης χρησιμοποιήθηκαν τα γεωβαρόμετρα και τα γεωθερμόμετρα που η περιγραφή τους έγινε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Ο προσδιορισμός της πίεσης και της θερμοκρασίας έγινε με την βοήθεια προγραμμάτων στον Η/Υ. Οι αναλύσεις, τόσο των ορυκτών όσο και των πετρωμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε πλουτωνίτη, προέρχονται, όπως και έχει αναφερθεί στην εισαγωγή, από ήδη δημοσιευμένες εργασίες.

Συγκεκριμένα, υπολογισμό πίεσης κρυστάλλωσης για тоу της χρησιμοποιήθηκαν τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986), των Hollister et al. (1987), των Johnson & Rutherford (1989) και του Schmidt (1992), με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) να δίνει πάντα τις υψηλότερες τιμές πίεσης, το γεωβαρόμετρο των Johnson & Rutherford (1989) και των Hammarstrom & Zen (1986) να δίνουν συχνά περίπου ίδιες τιμές πίεσης και μικρότερες από εκείνες του Schmidt και τέλος το γεωβαρόμετρο των Hollister et al. (1987) να δίνει τις χαμηλότερες τιμές πίεσης. Από τα τέσσερα αυτά γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφούν μόνο οι τιμές πίεσης που υπολογίστηκαν με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) ενώ στους πίνακες που παραθέτονται αναφέρονται και οι πιέσεις που υπολογίστηκαν με τα υπόλοιπα τρία γεωβαρόμετρα. Για τον υπολογισμό της πίεσης με βάση τα παραπάνω γεωβαρόμετρα χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι αναλύσεις που αναφέρονται στην περιφέρεια της αμφιβόλου και που πληρούν τους περιορισμούς που θέτει το κάθε γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου.

Ακόμα, σε ελάχιστες περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε, για τον υπολογισμό της πίεσης, το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου (Nimis 1995). Επίσης, υπολογίστηκε και το βάθος κρυστάλλωσης του κάθε πετρογραφικού τύπου με βάση τον τύπο:

 $H(km) = P(\rho^*g)^{-1} * 100$

όπου Η το βάθος κρυστάλλωσης σε km, P η πίεση σε kbar, ρ η πυκνότητα με τιμή 2,7 g cm⁻³, και g η επιτάχυνση της βαρύτητας με τιμή 9,8 m s⁻².

Για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας των πλουτωνιτών χρησιμοποιήθηκαν τα δυο γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου των Holland & Blundy (1994) και των δυο αστρίων των Fuhrman & Lindsley (1998), των Kroll et al. (1993) και των Evangelakakis et al. (1993) που έδωσαν περίπου ίδιες τιμές θερμοκρασίας. Αξήζει να τονίσουμε ότι η θερμοκρασία του κάθε δείγματος υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας, για τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, την ανάλυση της αμφιβόλου και του πλαγιοκλάστου από το ίδιο δείγμα και για τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων την ανάλυση του καλιούχου αστρίου και του πλαγιοκλάστου, επίσης, από το ίδιο δείγμα. Ακόμα, για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας με βάση τα παραπάνω γεωθερμόμετρα, και σε αυτή την περίπτωση, χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι αναλύσεις που αναφέρονται στην περιφέρεια των παραπάνω ορυκτών και που πληρούν τους περιορισμούς που θέτει το κάθε γεωθερμόμετρο.

Τέλος, για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκε το γεωθερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου των Watson & Harrison (1993) καθώς και του απατίτη των Harrison & Watson (1994).

5.2. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ

Ο πλουτωνίτης της Βροντούς αποτελείται, όπως ήδη έχει αναφερθεί και περιγραφεί στο κεφάλαιο 2, από διορίτη (Dr), μονζονίτη (Mz), χαλαζιακό μονζονίτη (QMz), χαλαζιακό μονζοδιορίτη (QMzDr), γρανοδιορίτη (Grd), γρανίτη (Gr), χαλαζιακό συηνίτη (Qsy), εγκλείσματα Α (Enc A) και εγκλείσματα Β (Enc B). Οι αναλύσεις των ορυκτών για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από την Koloctroni (1992) ενώ οι αναλύσεις των πετρωμάτων για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας με βάση τα γεωθερμόμετρα κορεσμού ζιρκονίου και απατίτη προέρχονται από τους Soldatos et al. (1998).

5.2.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.2.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου υπολογίστηκε η πίεση κρυστάλλωσης των Enc B, του Grd, του QMz και του Gr, του πλουτωνίτη της Βροντούς. Στον πίνακα 5.1. δίνονται οι τιμές πιέσεις κρυστάλλωσης των παραπάνω πετρογραφικών τύπων καθώς και το βάθος κρυστάλλωσης που αντιστοιχεί σε κάθε πίεση.

Στα Enc B του πλουτωνίτη το συνολικό Al της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,6 μέχρι 1,8 με μέση τιμή 1,68. Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση που κυμαίνεται από 4,6 μέχρι 5,5 kbar (μέση τιμή 5,0 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 17,4 μέχρι 20,9 km (μέση τιμή 18,9 km).

Στον Grd το συνολικό Al της κεροστίλβης έχει μέση τιμή 1,02. Σε αυτόν τον πετρογραφικό τύπο η πίεση που υπολογίστηκε κυμαίνεται από 2,9 μέχρι 4,4 kbar (μέση τιμή 3,6 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 11,1 μέχρι 16,5 km (μέση τιμή 13,6 km).

Στον QMz το συνολικό Al της κεροστίλβης έχει μέση τιμή 1,42 και η πίεση που υπολογίστηκε κυμαίνεται από 3,3 μέχρι 4,3 kbar (μέση τιμή 3,7 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 12,6 μέχρι 16,3 km (μέση τιμή 14,1 km).

Πίνακας 5.1.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar των Enc B, του Grd, του QMz και του Gr καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Kolocotroni (1992).

| | | | Hammar | strom & | Holliste | er et al. | Johns | on & | Sch | midt |
|-------|----------|-------|----------|---------|------------|-----------|-----------|----------|----------|--------|
| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Zen (1 | .986) | (19 | 87) | Rutherfor | d (1989) | (19 | 92) |
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) |
| | NKW4E | 1,80 | 5,1 | 19,3 | 5,4 | 20,3 | 4,1 | 15,6 | 5,5 | 20,9 |
| | NKW4E | 1,65 | 4,4 | 16,5 | 4,5 | 17,1 | 3,5 | 13,2 | 4,8 | 18,2 |
| | NKW4E | 1,60 | 4,1 | 15,6 | 4,3 | 16,2 | 3,3 | 12,5 | 4,6 | 17,4 |
| Enc B | NKW4E | 1,70 | 4,6 | 17,4 | 4,8 | 18,2 | 3,7 | 14,0 | 5,1 | 19,1 |
| | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 1,60 | 4,1 | 15,6 | 4,3 | 16,2 | 3,3 | 12,5 | 4,6 | 17,4 |
| | μέγιστη | 1,80 | 5,1 | 19,3 | 5,4 | 20,3 | 4,1 | 15,6 | 5,5 | 20,9 |
| | μέση | 1,68 | 4,6 | 17,2 | 4,/ | 17,9 | 3,/ | 13,9 | 5,0 | 18,9 |
| | CK75 | 1,31 | 2,7 | 10,1 | 2,6 | 9,9 | 2,1 | 7,9 | 3,2 | 12,2 |
| | CK75 | 1,27 | 2,5 | 9,3 | 2,4 | 9,1 | 1,9 | 7,2 | 3,0 | 11,5 |
| | CK75 | 1,29 | 2,6 | 9,7 | 2,5 | 9,5 | 2,0 | 7,5 | 3,1 | 11,8 |
| | CK75 | 1,36 | 2,9 | 11,0 | 2,9 | 11,0 | 2,3 | 8,7 | 3,5 | 13,1 |
| | СК75 | 1,47 | 3,5 | 13,1 | 3,5 | 13,3 | 2,8 | 10,4 | 4,0 | 15,1 |
| | СК75 | 1,32 | 2,7 | 10,3 | 2,7 | 10,1 | 2,1 | 8,0 | 3,3 | 12,4 |
| | CK75 | 1,45 | 3,4 | 12,7 | 3,4 | 12,9 | 2,7 | 10,1 | 3,9 | 14,7 |
| | CK75 | 1,41 | 3,2 | 12,0 | 3,2 | 12,1 | 2,5 | 9,5 | 3,7 | 14,0 |
| | CK75 | 1,40 | 3,1 | 11,8 | 3,1 | 11,9 | 2,5 | 9,3 | 3,7 | 13,8 |
| | СК75 | 1,44 | 3,3 | 12,6 | 3,4 | 12,7 | 2,6 | 9,9 | 3,8 | 14,5 |
| | СК75 | 1,45 | 3,4 | 12,7 | 3,4 | 12,9 | 2,7 | 10,1 | 3,9 | 14,7 |
| Grd | CK75 | 1,52 | 3,7 | 14,1 | 3,8 | 14,4 | 3,0 | 11,2 | 4,2 | 16,0 |
| | СК76 | 1,43 | 3,3 | 12,4 | 3,3 | 12,5 | 2,6 | 9,8 | 3,8 | 14,3 |
| | СК76 | 1,34 | 2,8 | 10,7 | 2,8 | 10,6 | 2,2 | 8,3 | 3,4 | 12,7 |
| | CK76 | 1,38 | 3,0 | 11,4 | 3,0 | 11,4 | 2,4 | 9,0 | 3,6 | 13,4 |
| | CK76 | 1,30 | 2,6 | 9,9 | 2,6 | 9,7 | 2,0 | 7,7 | 3,2 | 12,0 |
| | CK76 | 1,29 | 2,6 | 9,7 | 2,5 | 9,5 | 2,0 | 7,5 | 3,1 | 11,8 |
| | СК76 | 1,30 | 2,6 | 9,9 | 2,6 | 9,7 | 2,0 | 7,7 | 3,2 | 12,0 |
| | CK76 | 1,25 | 2,4 | 8,9 | 2,3 | 8,7 | 1,8 | 6,9 | 2,9 | 11,1 |
| | CK76 | 1,55 | 3,9 | 14,7 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,7 | 4,4 | 16,5 |
| | CK76 | 1,45 | 3,4 | 12,7 | 3,4 | 12,9 | 2,7 | 10,1 | 3,9 | 14,7 |
| | CK76 | 1,48 | 3,5 | 13,3 | 3,6 | 13,6 | 2,8 | 10,6 | 4,0 | 15,2 |
| | CK76 | 1,48 | 3,5 | 13,3 | 3,6 | 13,6 | 2,8 | 10,6 | 4,0 | 15,2 |
| | СК76 | 1,42 | 3,2 | 12,2 | 3,2 | 12,3 | 2,5 | 9,6 | 3,/ | 14,2 |
| | | | | | | | | | | |
| | ελαχιστη | 1,25 | 2,4 | 9,0 | 2,3 | 8,/ | 1,8 | 6,9 | 2,9 | 11,1 |
| | μεγιστη | 1,55 | 3,9 | 14,7 | 4,0 | 15,1 | 3,1 | 11,/ | 4,4 | 16,5 |
| | μεση | 1,39 | 3,1 | 11,6 | 3,1 | 11,6 | 2,4 | 9,1 | 3,6 | 13,6 |
| | NKL6 | 1,34 | 2,8 | 10,7 | 2,8 | 10,6 | 2,2 | 8,3 | 3,4 | 12,7 |
| | NKL6 | 1,3/ | 3,0 | 11,2 | 3,0 | 11,2 | 2,3 | 8,8 | 3,5 | 13,3 |
| | NKL6 | 1,40 | 3,1 | 11,8 | 3,1 | 11,9 | 2,5 | 9,3 | 3,/ | 13,8 |
| | NKL6 | 1,44 | 3,3 | 12,6 | 3,4 | 12,/ | 2,6 | 9,9 | 3,8 | 14,5 |
| | NKL6 | 1,42 | 3,2 | 12,2 | 3,2 | 12,3 | 2,5 | 9,6 | 3,/ | 14,2 |
| | NKL6 | 1,33 | 2,8 | 10,5 | 2,/ | 10,4 | 2,2 | 8,2 | 3,3 | 12,6 |
| | NKL6 | 1,44 | 3,3 | 12,6 | 3,4 | 12,/ | 2,6 | 9,9 | 3,8 | 14,5 |
| QMz | NKL6 | 1,44 | 3,3 | 12,6 | 3,4 | 12,/ | 2,6 | 9,9 | 3,8 | 14,5 |
| - | NKL6 | 1,43 | 3,3 | 12,4 | 3,3 | 12,5 | 2,6 | 9,8 | 3,8 | 14,3 |
| | INKLO | 1,42 | 3,Z | 12,2 | 3,2 2,2 | 12,3 | 2,5 | 9,6 | ر ک ح | 14,2 |
| | INKLO | 1,41 | 3,2 | 12,0 | 3,Z | 14.0 | 2,5 | 9,5 | 3,/ | 14,0 |
| | INKLO | 1,54 | 3,8 | 14,5 | 3,9 | 14,8 | 3,1 | 11,5 | 4,3 | 16,3 |
| | ελάγιστη | 1.33 | 28 | 10 5 | 27 | 10.4 | 2.2 | 8.2 | 3.3 | 12.6 |
| | μένιστη | 1.54 | 3.8 | 14.5 | 3.9 | 14.8 | 3,1 | 11.5 | 4.3 | 16.3 |
| | μέση | 1,42 | 3,2 | 12,1 | 3,2 | 12,2 | 2,5 | 9,5 | 3,7 | 14,1 |

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammar Zen (1 | Hammarstrom & Zen (1986) | | er et al. 87) | Johnson & Rutherford (1989) | | Schi (19 | midt 92) |
|----------|----------|-------|------------------|-----------------------------|----------|------------------|--------------------------------|--------|-------------|-------------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) |
| | NKW3 | 1,38 | 3,0 | 11,4 | 3,0 | 11,4 | 2,4 | 9,0 | 3,6 | 13,4 |
| | NKW3 | 1,46 | 3,4 | 12,9 | 3,5 | 13,1 | 2,7 | 10,3 | 3,9 | 14,9 |
| | NKW3 | 1,43 | 3,3 | 12,4 | 3,3 | 12,5 | 2,6 | 9,8 | 3,8 | 14,3 |
| | NKW3 | 1,39 | 3,1 | 11,6 | 3,1 | 11,6 | 2,4 | 9,1 | 3,6 | 13,6 |
| | NKW3 | 1,51 | 3,7 | 13,9 | 3,8 | 14,2 | 2,9 | 11,1 | 4,2 | 15,8 |
| | NKW3 | 1,55 | 3,9 | 14,7 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,7 | 4,4 | 16,5 |
| | NKW3 | 1,20 | 2,1 | 8,0 | 2,0 | 7,6 | 1,6 | 6,1 | 2,7 | 10,2 |
| C | NKW3 | 1,26 | 2,4 | 9,1 | 2,3 | 8,9 | 1,9 | 7,1 | 3,0 | 11,3 |
| Gr | NKW3 | 1,25 | 2,4 | 8,9 | 2,3 | 8,7 | 1,8 | 6,9 | 2,9 | 11,1 |
| | NKW3 | 1,33 | 2,8 | 10,5 | 2,7 | 10,4 | 2,2 | 8,2 | 3,3 | 12,6 |
| | NKW3 | 1,38 | 3,0 | 11,4 | 3,0 | 11,4 | 2,4 | 9,0 | 3,6 | 13,4 |
| | NKW3 | 1,29 | 2,6 | 9,7 | 2,5 | 9,5 | 2,0 | 7,5 | 3,1 | 11,8 |
| | ελἁχιστη | 1,20 | 2,1 | 8,0 | 2,0 | 7,5 | 1,6 | 6,1 | 2,7 | 10,2 |
| | μέγιστη | 1,55 | 3,8 | 14,6 | 3,9 | 15,0 | 3,1 | 11,7 | 4,3 | 16,5 |
| | μέση | 1,37 | 2,9 | 11,2 | 2,9 | 11,1 | 2,3 | 8,8 | 3,5 | 13,2 |

Πίνακας 5.1. (συνέχεια)

Στον Gr το συνολικό Al της κεροστίλβης έχει μέση τιμή 1,37. Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση που κυμαίνεται από 2,7 μέχρι 4,4 kbar (μέση τιμή 3,5 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 10,2 μέχρι 16,5 km (μέση τιμή 13,3 km).

5.2.1.2. Γεωβαρόμετρο κλινοπυροξένου

Με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου υπολογίστηκε η πίεση υπό την οποία κρυσταλλώθηκαν τα Enc A και ο Mz του πλουτωνίτη της Βροντούς (πίνακας 5.2.).

Όπως παρατηρείται στον πίνακα 5.2. η πίεση, με βάση το παραπάνω γεωβαρόμετρο, για τα εγκλείσματα Α κυμαίνεται από 7,2 μέχρι 8,6 kbar (27,2-32,4 km) με μέση πίεση κρυστάλλωσης των 7,9 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος 30 km.

Για τον Mz η πίεση κρυστάλλωσης, με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου, κυμαίνεται από 6,8 μέχρι 7,7 kbar (25,6-29,0 km) με μέση πίεση κρυστάλλωσης των 7,2 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος 27,0 km.

Πίνακας 5.2.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar των Enc A και του Mz καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των κλινοπυροξένων από Kolocotroni (1992).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | P (kbar) | H (km) |
|-------|----------|----------|--------|
| | CK79E | 7,9 | 29,8 |
| | CK79E | 8,6 | 32,4 |
| | CK79E | 7,2 | 27,2 |
| Enc A | | | |
| | ελἁχιστη | 7,2 | 27,2 |
| | μέγιστη | 8,6 | 32,4 |
| | μέση | 7,9 | 29,8 |
| | CK79G | 7,1 | 26,8 |
| | CK79G | 7,1 | 26,8 |
| | CK79G | 7,7 | 29,0 |
| Mz | СК79G | 6,8 | 25,6 |
| | ελάχιστη | 6,8 | 25,6 |
| | μέγιστη | 7,7 | 29,0 |
| | μέση | 7,2 | 27,2 |

5.2.2. Θερμοκρασία

5.2.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Η θερμοκρασία των Enc A, του Mz και των Enc B του πλουτωνίτη της Bροντούς, υπολογίστηκαν με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα των Blundy & Holland (1994). Στον πίνακα 5.3. αναφέρονται οι θερμοκρασίες του κάθε πετρογραφικού τύπου που υπολογίστηκαν με βάση τα δύο αυτά γεωθερμόμετρα χρησιμοποιώντας τις μέσες πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου.

Στα Enc A το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) έχει μέση τιμή 0,707 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,282. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) κυμαίνεται από 754 μέχρι 770 °C (μέση θερμοκρασία 763 °C) για μέση πίεση κρυστάλλωσης P_(Sch)=4,0 kbar ενώ για την ίδια πίεση το γεωθερμόμετρο B (T_B) έδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 690 μέχρι 742 °C (μέση θερμοκρασία 714 °C).

Στον Mz το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,686 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,300. Η θερμοκρασία

που υπολογίστηκε μόνο με το γεωθερμόμετρο B (T_B), επειδή ο Mz δεν περιέχει χαλαζία, κυμαίνεται από 657 μέχρι 729 °C (μέση θερμοκρασία 704 °C).

Πίνακας 5.3.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε ^oC των Enc A και του Mz με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_{(H et al})), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_{(Sch})). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Kolocotroni (1992).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | Т₄ (°С) | Т _в (°С) | P _(H et al) (kbar) | Τ₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | Τ₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | Τ₄ (℃) | Т _в (°С) |
|-------|----------|----------------------|-------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|------------------------------|-----------|------------------------|
| | CK79E | 0,681 | 0,307 | | | | | | | | | | 4,0 | 766 | 725 |
| | CK79E | 0,758 | 0,228 | | | | | | | | | | | 754 | 690 |
| | CK79E | 0,636 | 0,357 | | | | | | | | | | | 770 | 742 |
| Enc | CK79E | 0,753 | 0,237 | | | | | | | | | | | 763 | 699 |
| Α | | | | | | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 0,636 | 0,228 | | | | | | | | | | | 754 | 690 |
| | μέγιστη | 0,758 | 0,357 | | | | | | | | | | | 770 | 742 |
| | μέση | 0,707 | 0,282 | | | | | | | | | | | 763 | 714 |
| | CK79G | 0,673 | 0,316 | | | | | | | | | | 4,0 | | 704 |
| | CK79G | 0,810 | 0,182 | | | | | | | | | | | | 657 |
| | CK79G | 0,665 | 0,329 | | | | | | | | | | | | 729 |
| | CK79G | 0,626 | 0,347 | | | | | | | | | | | | 724 |
| Mz | CK79G | 0,657 | 0,327 | | | | | | | | | | | | 706 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 0,626 | 0,182 | | | | | | | | | | | | 657 |
| | μέγιστη | 0,810 | 0,347 | | | | | | | | | | | | 729 |
| | μέση | 0,686 | 0,300 | | | | | | | | | | | | 704 |
| | NKW4E | 0,612 | 0,382 | 4,6 | 729 | 746 | 4,7 | 729 | 747 | 3,7 | 735 | 742 | 5,0 | 727 | 748 |
| | NKW4E | 0,706 | 0,283 | | 763 | 767 | | 762 | 767 | | 773 | 765 | | 759 | 767 |
| | NKW4E | 0,678 | 0,316 | | 758 | 769 | | 757 | 769 | | 767 | 767 | | 754 | 770 |
| Enc B | NKW4E | 0,684 | 0,302 | | 750 | 759 | | 749 | 759 | | 758 | 757 | | 746 | 760 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 0,612 | 0,283 | | 729 | 746 | | 729 | 747 | | 735 | 742 | | 727 | 748 |
| | μέγιστη | 0,706 | 0,382 | | 763 | 769 | | 762 | 769 | | 773 | 767 | | 759 | 770 |
| | μέση | 0,670 | 0,320 | | 750 | 760 | | 749 | 760 | | 758 | 758 | | 746 | 761 |

--: οι πιέσεις της αμφιβόλου είναι μικρότερες από 2 kbar.

Τέλος, στα Enc B το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,670 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,320. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης, κυμαίνεται από 727 μέχρι 773 °C (μέση θερμοκρασία 750 °C). Η μέση θερμοκρασία, που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο B (T_B), για

όλες τις πιέσεις που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, είναι περίπου 12 °C μεγαλύτερη από εκείνη του γεωθερμομέτρου Α.

5.2.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία του Mz που υπολογίστηκε με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων κυμαίνεται μεταξύ 534 και 664 °C, με μέση τιμή 606 °C (πίνακας 5.4.).

Πίνακας 5.4.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Mz με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Kolocotroni (1992).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | CK97G | 534 |
| | CK97G | 588 |
| | CK97G | 664 |
| Mz | CK97G | 637 |
| | ελάχιστη | 534 |
| | μέγιστη | 664 |
| | μέση | 606 |

5.2.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία Enc A, των Enc B, του Mz, του QMz, του Qsy, του Gr και του Grd του πλουτωνίτη της Βροντούς, υπολογίστηκε, επίσης, με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα Watson & Harrison (1984). Στον πίνακα 5.5. αναφέρονται οι θερμοκρασίες των παραπάνω πετρογραφικών τύπων που υπολογίστηκαν με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα.

Τα Enc A ἑδωσαν θερμοκρασία που κυμαίνεται από 687 μέχρι 720 °C (μέση θερμοκρασία 704 °C), τα Enc B από 692 μέχρι 733 °C (713 °C μέση θερμοκρασία), ο Mz από 711 μέχρι 764 °C (741 °C μέση θερμοκρασία), ο QMz από 727 μέχρι 780 °C (748 °C μέση θερμοκρασία), ο QSy 784 °C, ο Gr 749 °C και ο Grd από 761 μέχρι 768 °C (764 °C μέση θερμοκρασία).

| ΤΥΠΟΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|------------|-------------|----------|------|-------|--------|
| | TS27X | 101 | 4927 | 2,34 | 687 |
| | SB69X | 137 | 3632 | 2,17 | 720 |
| Enc A | | | | | |
| | ελάχιστη | | | | 687 |
| | μέγιστη | | | | 720 |
| | μέση | | | | 704 |
| | SB26X | 143 | 3480 | 2,66 | 692 |
| | кзх | 184 | 2705 | 2,32 | 733 |
| F P | -) <i>i</i> | | | | (0) |
| EUC R | ελαχιστη | | | | 092 |
| | μεγιστη | | | | 733 |
| | | 197 | 2724 | 2.60 | 713 |
| | SB36 | 173 | 2737 | 2,00 | 711 |
| | SB33 | 209 | 2381 | 2,35 | 747 |
| | SB31 | 161 | 3091 | 2.00 | 744 |
| | SB29 | 206 | 2416 | 2,24 | 747 |
| M- | SK9 | 195 | 2552 | 2,12 | 751 |
| MZ | SK8 | 212 | 2347 | 2,03 | 764 |
| | SB7 | 224 | 2222 | 2,10 | 764 |
| | | | | | |
| | ελάχιστη | | | | 711 |
| | μέγιστη | | | | /64 |
| | μεση | | | | /41 |
| | SB66 | 146 | 3409 | 2,04 | /33 |
| | 5B45 | 142 | 3505 | 1,99 | 734 |
| | 1530 SB0 | 139 | 3580 | 1,73 | 750 |
| | 509 SK4 | 1/4 | 2000 | 1,00 | 730 |
| | K2B | 193 | 2578 | 1,05 | 780 |
| QMz | SB69 | 145 | 3432 | 1.70 | 756 |
| | | 1.0 | 0.02 | _,, 0 | |
| | ελάχιστη | | | | 727 |
| | μέγιστη | | | | 780 |
| | μέση | | | | 748 |
| QSy | TS04 | 405 | 1229 | 2,51 | 784 |
| Gr | TS13 | 104 | 4785 | 1,41 | 749 |
| | СК73 | 160 | 3101 | 1,69 | 765 |
| | СК74 | 152 | 3276 | 1,69 | 761 |
| | CK75G | 153 | 3253 | 1,69 | 761 |
| | CK76 | 150 | 3313 | 1,68 | 761 |
| Grd | 89NK216G | 163 | 3061 | 1,69 | /66 |
| - | 89NK217 | 167 | 2976 | 1,70 | 768 |
| | ελάχιστη | | | | 761 |
| | μέγιστη | | | | 768 |
| | μέση | | | | 764 |

Πίνακας 5.5.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε ^οC των Enc A, των Enc B, του Mz, του QMz, του Qsy, του Gr και του Grd με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Soldatos et al. (1998).

Η θερμοκρασία των παραπάνω πετρογραφικών τύπων, με βάση τον κορεσμό του απατίτη στο τήγμα, όπως παρατηρείται στον πίνακα 5.6. είναι οι παρακάτω.

Για τα Enc A από 760 μέχρι 912 °C με μέση θερμοκρασία 836 °C, για τα Enc B από 797 μέχρι 936 °C με μέση θερμοκρασία 867 °C, για τον Mz από 869 μέχρι 942

[°]C με μέση θερμοκρασία 906 [°]C, για τον QMz από 870 μέχρι 924 [°]C με μέση θερμοκρασία 903 [°]C, για τον QSy 959 [°]C, για τον Gr 849 [°]C και για τον Grd από 890 μέχρι 906 [°]C με μέση θερμοκρασία 899 [°]C.

Πίνακας 5.6.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C των Enc A, των Enc B, του Mz, του QMz, του Qsy, του Gr και του Grd με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Soldatos et al. (1998).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|--------|----------|------------------|-------------------------------|--------|
| | TS27X | 52,08 | 0,21 | 760 |
| | SB69X | 57,02 | 0,39 | 912 |
| Enc A | | | | 760 |
| - | ελαχιστη | | | /60 |
| | μεγιστη | | | 912 |
| | | E2 20 | 0.24 | 707 |
| | | 57.86 | 0,24 | 797 |
| | KJX | 57,00 | 0,45 | 550 |
| Enc B | ελάγιστη | | | 797 |
| LIIC D | μένιστη | | | 936 |
| | μέση | | | 867 |
| | SB37 | 56,22 | 0,52 | 942 |
| | SB36 | 58,02 | 0,35 | 910 |
| | SB33 | 58,95 | 0,35 | 923 |
| | SB31 | 59,40 | 0,34 | 924 |
| | SB29 | 59,93 | 0,28 | 906 |
| M7 | SK9 | 60,21 | 0,2 | 869 |
| | SK8 | 62,08 | 0,18 | 880 |
| | SB7 | 63,86 | 0,16 | 887 |
| | ελάνιστη | | | 869 |
| | μένιστη | | | 942 |
| | μέση | | | 906 |
| | SB66 | 61,87 | 0,17 | 870 |
| | SB45 | 64,20 | Ó,2 | 917 |
| | TS36 | 65,37 | 0,16 | 904 |
| | SB9 | 66,22 | 0,14 | 899 |
| | SK4 | 66,48 | 0,15 | 909 |
| OM7 | K2B | 67,28 | 0,12 | 894 |
| QIIZ | SB69 | 68,56 | 0,14 | 924 |
| | ελάνιστη | | | 870 |
| | μένιστη | | | 924 |
| | μέση | | | 903 |
| QSy | TS04 | 55,72 | 0,61 | 959 |
| Gr | TS13 | 73,13 | 0,04 | 849 |
| | СК73 | 66,83 | 0,14 | 906 |
| | СК74 | 67,36 | 0,13 | 903 |
| | CK75G | 67,20 | 0,13 | 902 |
| | СК76 | 66,86 | 0,12 | 890 |
| Grd | 89NK216G | 67,31 | 0,12 | 894 |
| | ελάχιστη | | | 890 |
| | μέγιστη | | | 906 |
| | μέση | | | 899 |

5.2.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη της Βροντούς μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Όσον αφορά τη μέση πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) (αβεβαιότητα ± 0,6 kbar) υπό την οποία κρυσταλλώθηκαν τα Enc B, ο Grd, ο QMz και ο Gr ήταν για τον Grd, τον QMz και τον Gr 3,6 kbar ενώ τα Enc B έδωσαν μέση πίεση της τάξης των 5 kbar. Η Kolocotroni (1991) υπολόγισε τις πιέσεις κρυστάλλωσης του Grd, του QMz και του Gr με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου των Johnson & Rutherford (1989) και βρήκε ότι ήταν 2,4 kbar. Από την άλλη πλευρά το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου έδωσε πολύ μεγαλύτερες πιέσεις από εκείνες του Schmidt. Έτσι, για τα Enc A έδωσε μέση πίεση κρυστάλλωσης 7,9 kbar και για τον Mz μέση πίεση 7,2 kbar.

Η διαφορά αυτή στην πίεση που υπολογίστηκε με βάση τα παραπάνω γεωβαρόμετρα ενδεχομένως οφείλεται στο ότι η κρυστάλλωση των πυροξένων πιθανόν να συνέβη σε μεγαλύτερα βάθη του πλουτωνικού όγκου, όπου η πίεση ήταν υψηλότερη, σε αντίθεση με την κρυστάλλωση των αμφιβόλων, η οποία άρχισε σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος και οι πιέσεις που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου πιθανόν να αντιπροσωπεύουν τις συνθήκες κρυστάλλωσης κατά το σχηματισμό των αμφιβόλων.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλουπλαγιοκλάστου των Blundy & Holland (1994) ήταν στους 738 °C για τα Enc A, στους 704 °C για τον Mz και στους 753 °C για τα Enc B. Η Kolocotroni (1991), από την άλλη πλευρά, υπολόγισε τις θερμοκρασίες με βάση όμως το γεωθερμόμετρο των Blundy & Holland (1990), 740 °C περίπου για τον Grd και για τον Gr και για τον QMz περίπου 714 °C.

Με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων υπολογίστηκε μόνο η θερμοκρασία του Mz που είναι αρκετά μικρότερη από αυτή που έδωσαν το γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, και που κυμαίνεται από 534 μέχρι 664 °C (μέση θερμοκρασία 606 °C).

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου, είναι περίπου ίδιες 745 °C στο βορειοανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη της Βροντούς που αποτελείται από Mz, QMz ενώ τα Enc A και τα Enc B που εμφανίζονται σε αυτό μόνο το τμήμα έδωσαν θερμοκρασίες 704 °C και 713 °C, αντίστοιχα. Από την άλλη μεριά, στο νοτιοδυτικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου, που αποτελείται από Qsy, Gr και Grd, οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης, από τον Qsy (~784 °C) και τον Grd (~764 °C) μέχρι τον Gr (~749 °C).

Τα ίδια συμβαίνουν και με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη, μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης του πετρώματος, μόνο που είναι υψηλότερες κατά 100 °C σε σχέση με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου.

5.3. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος αποτελείται από χαλαζιακό μονζονίτη (QMZ), γρανίτη (GR), εγκλείσματα (ENC) και μικρογρανίτη (MGR). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από την Νταγκουνάκη (2000).

5.3.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.3.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου υπολογίστηκε η πίεση υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο QMZ και ο GR (πίνακας 5.7.).

Όπως παρατηρείται και στον πίνακα, σχεδόν όλα τα δείγματα στον QMZ και GR έδωσαν πιέσεις κάτω από 2 kbar. Μόνο δυο δείγματα, ένα για κάθε πετρογραφικό τύπο έδωσαν πίεση περίπου 2 kbar με το γεωβαρόμετρο του Schmidt.

Πίνακας 5.7.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του QMZ και του GR καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Νταγκουνάκη (2000).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstr (198 | rom & Zen 36) | Holliste (198 | r et al. 87) | Johnson & I (198 | Rutherford 89) | Schn (199 | nidt 92) |
|-------|--------|-------|-------------------|------------------|------------------|-----------------|---------------------|-------------------|--------------|-------------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) |
| | P-1 | 0,95 | | | | | | | | |
| 0.117 | P-3 | 0,89 | | | | | | | | |
| | P-6 | 0,90 | | | | | | | | |
| QMZ | PR-7 | 1,01 | | | | | | | | |
| | PR-8 | 1,05 | | | | | | | 2,0 | 7,6 |
| | PR-9 | 1,02 | | | | | | | | |
| | PR-12 | 1,03 | | | | | | | 1,9 | 7,2 |
| GR | PR-22 | 0,80 | | | | | | | | |
| | PR-27 | 0,76 | | | | | | | | |

--: οι πιέσεις είναι μικρότερες από 2 kbar.

5.3.2. Θερμοκρασία

5.3.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν για τον QMZ και ο GR, του πλουτωνίτη του Πανοράματος με βάση τα γεωθερμόμετρα (A, B) των Blundy & Holland (1994) απεικονίζονται στον πίνακα 5.8.

Στον QMZ το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) έχει μέση τιμή 0,701 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,285. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) κυμαίνεται από 735 μέχρι 784 °C (μέση θερμοκρασία 758 °C) για πίεση κρυστάλλωσης P_(Sch)=2,0 kbar, ενώ το γεωθερμόμετρο B (T_B) για την ίδια πίεση έδωσε θερμοκρασία η οποία κυμαίνεται από 701 μέχρι 742 °C (μέση θερμοκρασία 726 °C).

Πίνακας 5.8.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του QMZ και του GR με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_{(H et al})), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_{(Sch})). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Νταγκουνάκη (2000).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(H et a I) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) |
|-------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|-----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|------------------------------|------------|------------------------|
| | P-1 | 0,796 | 0,187 | ' | | | | | | | | | 2 | 738 | 701 |
| | P-6 | 0,565 | 0,426 | i | | | | | | | | | | 765 | 742 |
| | PR-8 | 0,743 | 0,234 | | | | | | | | | | | 773 | 737 |
| QMZ | | | | | | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 0,565 | 0,187 | , | | | | | | | | | | 735 | 701 |
| | μέγιστη | 0,796 | 0,426 | | | | | | | | | | | 784 | 742 |
| | μέση | 0,701 | 0,285 | | | | | | | | | | | 758 | 726 |
| GR | PR-12 | 0,746 | 0,236 | | | | | | | | | | 1,9 | 788 | 705 |

--: οι πιέσεις της αμφιβόλου είναι μικρότερες από 2 kbar.

Στον GR το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει τιμή 0,746 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,236. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) είναι 788 ^oC για πίεση κρυστάλλωσης $P_{(Sch)}=1,9$ kbar, ενώ το γεωθερμόμετρο B (T_B) για την ίδια πίεση έδωσε θερμοκρασία 705 °C.

5.3.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων, για τον QMZ, τον GR και τα ENC απεικονίζονται στον πίνακα 5.9.

Έτσι, η θερμοκρασία για τον QMZ κυμαίνεται από 473 μέχρι 595 °C (μέση τιμή 523 °C), για τον GR από 475 μέχρι 542 °C (μέση τιμή 501 °C), ενώ για τα ENC η θερμοκρασία είναι 466 °C.

Πίνακας 5.9.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του QMZ, του GR και των ENC με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Νταγκουνάκη (2000).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | P-1 | 498 |
| | P-3 | 563 |
| | P-5 | 489 |
| | PR-7 | 595 |
| QMZ | PR-8 | 473 |
| | ελάχιστη | 473 |
| | μἑγιστη | 595 |
| | μἑση | 523 |
| | PR-12 | 542 |
| | PR-25 | 501 |
| | PR-27 | 486 |
| GR | PR-22 | 475 |
| | ελἁχιστη | 475 |
| | μέγιστη | 542 |
| | μέση | 501 |
| ENC | PR-23 | 466 |

5.3.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του QMZ, του GR, των ENC και του MGR του πλουτωνίτη του Πανοράματος που υπολογίστηκε με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζονται στον πίνακα 5.10.

Πίνακας 5.10.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του QMZ, του GR των ENC και του MGR με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Νταγκουνάκη (2000).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|----------|------|------|--------|
| | P-1 | 234 | 2127 | 1,76 | 793 |
| | P-2 | 205 | 2428 | 1,58 | 794 |
| | P-3 | 211 | 2359 | 2,10 | 759 |
| | P-6 | 228 | 2183 | 1,71 | 794 |
| | PR-2 | 168 | 2962 | 1,76 | 764 |
| 0147 | PR-7 | 227 | 2192 | 1,69 | 795 |
| QMZ | PR-8 | 235 | 2118 | 2,04 | 772 |
| | PR-9 | 212 | 2347 | 1,75 | 784 |
| | ελάγιστη | | | | 759 |
| | μένιστη | | | | 795 |
| | μέση | | | | 782 |
| 1 | PR-13 | 130 | 3828 | 1,43 | 766 |
| | PR-16 | 145 | 3432 | 1,66 | 759 |
| | PR-22 | 136 | 3659 | 1,59 | 759 |
| GR | PR-25 | 147 | 3385 | 1,41 | 778 |
| | ελάχιστη | | | | 759 |
| | μέγιστη | | | | 778 |
| | μέση | | | | 765 |
| ENC | PR-23 | 185 | 2690 | 2,61 | 714 |
| | PR-14 | 65 | 7656 | 1,44 | 710 |
| | PR-15 | 126 | 3950 | 1,23 | 778 |
| | PR-20 | 66 | 7540 | 1,37 | 716 |
| MGR | PR-21 | 117 | 4253 | 1,42 | 758 |
| | ελάχιστη | | | | 710 |
| | μἑγιστη | | | | 778 |
| | μέση | | | | 741 |

Ο QMZ ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 759 μέχρι 795 °C (μέση θερμοκρασία 782 °C), ο GR ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 759 μέχρι 778 °C (764 °C μέση θερμοκρασία), τα ENC ἑδωσαν θερμοκρασία 714 °C και, τέλος, ο MGR ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 710 μέχρι 778 °C (741 °C μέση θερμοκρασία). Η θερμοκρασία των παραπάνω πετρογραφικών τύπων, με βάση τον κορεσμό του απατίτη στο τήγμα, όπως παρατηρείται στον πίνακα 5.11. είναι οι εξής:

Ο QMZ ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 875 μέχρι 906 °C (μέση θερμοκρασία 889 °C), ο GR ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 852 μέχρι 903 °C (886 °C μέση θερμοκρασία), τα ENC ἑδωσαν θερμοκρασία περίπου 812 °C και, τέλος, ο MGR ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 758 μέχρι 896 °C (826 °C μέση θερμοκρασία).

Πίνακας 5.11.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του QMZ, του GR των ENC και του MGR με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Νταγκουνάκη (2000).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|-------|----------|------------------|---|--------|
| | P-1 | 65,32 | 0,14 | 889 |
| | P-2 | 69,16 | 0,10 | 895 |
| | P-3 | 59,81 | 0,22 | 875 |
| | P-6 | 65,78 | 0,12 | 878 |
| | PR-2 | 67,63 | 0,13 | 906 |
| 0.117 | PR-7 | 65,34 | 0,13 | 881 |
| QMZ | PR-8 | 65,82 | 0,15 | 902 |
| | PR-9 | 65,48 | 0,13 | 883 |
| | | | | |
| | ελάχιστη | | | 875 |
| | μέγιστη | | | 906 |
| | μέση | | | 889 |
| | PR-13 | 69,87 | 0,09 | 892 |
| | PR-16 | 69,92 | 0,10 | 903 |
| | PR-22 | 68,48 | 0,11 | 898 |
| CP | PR-25 | 73,47 | 0,04 | 852 |
| UK | | | | |
| | ελάχιστη | | | 852 |
| | μἑγιστη | | | 903 |
| | μέση | | | 886 |
| ENC | PR-23 | 53,73 | 0,26 | 812 |
| | PR-14 | 75,00 | 0,01 | 758 |
| | PR-15 | 74,29 | 0,03 | 836 |
| | PR-20 | 75,67 | 0,02 | 816 |
| MGR | PR-21 | 72,78 | 0,07 | 896 |
| | | | | |
| | ελάχιστη | | | 758 |
| | μέγιστη | | | 896 |
| | μέση | | | 826 |

5.3.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη του Πανοράματος μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Η πίεση κρυστάλλωσης υπολογίστηκε γύρω στα 2 kbar για τον QMZ και τον GR ακριβώς στο όριο που ορίζει τόσο το γεωβαρόμετρο του Schmidt όσο και τα υπόλοιπα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου.

Τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου έδωσαν θερμοκρασία για τον QMZ περίπου 742 °C και για τον GR περίπου 726 °C ενώ τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων έδωσαν θερμοκρασία για τον QMZ και τον GR 512 °C ενώ για τα ENC έδωσαν πολύ μικρότερη θερμοκρασία περίπου 466 °C.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου, όπως παρατηρείται και στον πίνακα 5.10., μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης, από τον QMZ (~782 °C) και τον GR (~765 °C) μέχρι τον MGR (~741 °C), ενώ τα ENC έδωσαν θερμοκρασία 714 °C.

Ομοίως, και οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης του πετρώματος, μόνο που είναι περίπου 100 °C υψηλότερες σε σχέση με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου.

Η διαλυτότητα του απατίτη αυξάνεται ελάχιστα με μείωση της πίεσης, και τα πειράματα, όσον αφορά το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη, έχουν πραγματοποιηθεί σε πιέσεις γύρω στα 7,5 kbar, ενώ στα πετρώματα αυτά υπολογίστηκε ότι κρυσταλλώθηκαν περίπου στα 2 kbar. Σε αυτό πιθανόν οφείλονται οι υψηλές θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

5.4. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΠΑΓΓΑΙΟΥ

Ο πλουτωνίτης του Παγγαίου αποτελείται από κεροστιλβικούς+βιοτιτικούς τοναλίτες και γρανοδιορίτες (PTG), από βιοτιτικούς±μοσχοβιτικούς γρανοδιορίτες και γρανίτες (MGG) και από εγκλείσματα (MME). Οι αναλύσεις των ορυκτών για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από Koroneos & Eleftheriadis (2002).

5.4.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.4.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Στον πλουτωνίτη, με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, υπολογίστηκε η πίεση κάτω από την οποία κρυσταλλώθηκε ο PTG και τα MME (πίνακας 5.12.).

Πίνακας 5.12.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του PTG και των MME καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Koroneos & Eleftheriadis (2002).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstr (198 | rom & Zen 36) | Holliste (198 | er et al. 87) | Johns Rutherfor | on & d (1989) | Schi (19 | midt 92) |
|-------|----------|-------|-------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------|-------------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) |) H (km) |
| | MR-18 | 2,13 | 6,8 | 25,6 | 7,2 | 27,3 | 5,5 | 20,9 | 7,1 | 26,9 |
| | PO-2 | 1,90 | 5,6 | 21,3 | 6,0 | 22,5 | 4,6 | 17,3 | 6,0 | 22,8 |
| | ME-24 | 1,94 | 5,9 | 22,2 | 6,2 | 23,5 | 4,8 | 18,0 | 6,2 | 23,6 |
| PTG | MR-6 | 1,70 | 4,6 | 17,5 | 4,8 | 18,2 | 3,7 | 14,1 | 5,1 | 19,2 |
| | ελάχιστη | 1,70 | 4,6 | 17,5 | 4,8 | 18,2 | 3,7 | 14,1 | 5,1 | 19,2 |
| | μέγιστη | 2,13 | 6,8 | 25,6 | 7,2 | 27,3 | 5,5 | 20,9 | 7,1 | 26,9 |
| | μέση | 1,92 | 5,7 | 21,6 | 6,1 | 22,9 | 4,6 | 17,6 | 6,1 | 23,1 |
| | NI-5 | 1,87 | 5,5 | 20,7 | 5,8 | 21,8 | 4,4 | 16,8 | 5,9 | 22,2 |
| | ME-27 | 1,75 | 4,9 | 18,5 | 5,1 | 19,4 | 4,0 | 15,0 | 5,3 | 20,2 |
| MME | PO-7 | 1,67 | 4,5 | 16,9 | 4,6 | 17,5 | 3,6 | 13,6 | 4,9 | 18,6 |
| | ελάχιστη | 1,67 | 4,5 | 16,9 | 4,6 | 17,5 | 3,6 | 13,6 | 4,9 | 18,6 |
| | μέγιστη | 1,87 | 5,5 | 20,7 | 5,8 | 21,8 | 4,4 | 16,8 | 5,9 | 22,2 |
| | μέση | 1,77 | 4,9 | 18,7 | 5,2 | 19,6 | 4,0 | 15,1 | 5,4 | 20,3 |

Στον PTG το συνολικό Al της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,70 μέχρι 2,13 με μέση τιμή 1,92. Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση κρυστάλλωσης η οποία κυμαίνεται από 5,1 μέχρι 7,1 kbar (μέση πίεση 6,1 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 19,2 μέχρι 26,9 km (23 km μέσο βάθος), αντίστοιχα. Από την άλλη πλευρά στα ΜΜΕ το συνολικό ΑΙ της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,67 μέχρι 1,87 με μέση τιμή 1,77 και η πίεση κρυστάλλωση που υπολογίστηκε κυμαίνεται από 4,9 μέχρι 5,9 kbar (μέση πίεση 5,4 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 18,6 μέχρι 22,2 km (20,3 km μέσο βάθος).

5.4.2. Θερμοκρασία

5.4.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Οι θερμοκρασίες του PTG και των MME, του πλουτωνίτη του Παγγαίου που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου απεικονίζονται στον πίνακα 5.13.

Πίνακας 5.13.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PTG και των MME με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_(H et al)), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_(Sch)). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Koroneos & Eleftheriadis (2002).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Hetal) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) |
|-------|----------|----------------------|-------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|--------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|------------------------------|-----------|------------------------|
| | MR-18 | 0,742 | 0,234 | 5,7 | 766 | 765 | 6,1 | 763 | 767 | 4,6 | 774 | 761 | 6,1 | 763 | 767 |
| | ME-24 | 0,702 | 0,290 | | 780 | 793 | | 776 | 794 | | 790 | 790 | | 776 | 794 |
| PTG | MR-6 | 0,730 | 0,256 | | 789 | 780 | | 784 | 781 | | 802 | 779 | | 784 | 781 |
| | ελάχιστη | 0,702 | 0,234 | | 766 | 765 | | 763 | 767 | | 774 | 761 | | 763 | 767 |
| | μέγιστη | 0,742 | 0,290 | | 789 | 793 | | 784 | 794 | | 802 | 790 | | 784 | 794 |
| | μέση | 0,729 | 0,258 | | 778 | 777 | | 774 | 778 | | 789 | 775 | | 774 | 778 |
| | NI-5 | 0,670 | 0,312 | 4,9 | 754 | 768 | 5,2 | 751 | 769 | 4,0 | 761 | 765 | 5,4 | 750 | 770 |
| | ME-27 | 0,773 | 0,218 | | 788 | 771 | | 784 | 771 | | 798 | 769 | | 782 | 772 |
| MME | PO-7 | 0,689 | 0,299 | | 751 | 764 | | 748 | 764 | | 759 | 761 | | 746 | 765 |
| | ελάχιστη | 0,670 | 0,218 | | 751 | 764 | | 748 | 764 | | 759 | 761 | | 746 | 765 |
| | μέγιστη | 0,773 | 0,312 | | 788 | 771 | | 784 | 771 | | 798 | 769 | | 782 | 772 |
| | μέση | 0,711 | 0,278 | | 764 | 767 | | 761 | 768 | | 773 | 765 | | 759 | 769 |

Στον PTG το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη (X^{Plag}_{Ab}) και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) στο πλαγιόκλαστο έχει μέση τιμή 0,729 και 0,258 ανά δομική μονάδα, αντίστοιχα. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης της αμφιβόλου με βάση το γεωθερμόμετρο Α και το γεωθερμόμετρο Β, είναι περίπου ίδια και κυμαίνεται από 766 μέχρι 792 °C (μέση θερμοκρασία 778 °C).

Στα ΜΜΕ το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,711 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,278. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης της αμφιβόλου, με βάση το γεωθερμόμετρο Α κυμαίνεται από 751 μέχρι 788 °C (μέση θερμοκρασία 765 °C) και με το γεωθερμόμετρο Β από 764 μέχρι 770 °C (μέση θερμοκρασία 767 °C).

5.4.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία του PTG, του MGG και των MME που υπολογίστηκε με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων απεικονίζεται στον πίνακα 5.14.

Πίνακας 5.14.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PTG, του MGG και των MME με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Koroneos & Eleftheriadis (2002).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| PTG | MR-6 | 453 |
| | ME-27 | 469 |
| | ME-25 | 458 |
| мме | | |
| | ελάχιστη | 458 |
| | μἑγιστη | 469 |
| | μέση | 463 |
| | PO-3 | 464 |
| | ME-41 | 466 |
| | ME-33 | 472 |
| MGG | Ni-8 | 493 |
| | ελάχιστη | 464 |
| | μέγιστη | 493 |
| | μέση | 474 |

Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση τα παραπάνω γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων για τον PTG είναι 453 °C, για τον MGG κυμαίνεται μεταξύ 458 και 469 °C, με μέση θερμοκρασία 463 °C ενώ για τα MME η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 464 και 493 °C με μέση τιμή 474 °C.

5.4.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη του Παγγαίου μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) ήταν για τον PTG και τα MME 6,1 kbar και 5,4 kbar, αντίστοιχα. Οι πιέσεις αυτές μπορούν να θεωρηθούν αξιόπιστες εξαιτίας της παρουσίας μαγματικού επιδότου, στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, που απαιτεί πιέσεις τουλάχιστον 6 kbar (Zen & Hammarstrom 1988).

Από την άλλη πλευρά τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, για τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, έδωσαν θερμοκρασία περίπου 778 °C για τον PTG και 766 °C για τα MME. Παρόμοια αποτελέσματα, τόσο για την πίεση κρυστάλλωσης, με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου, όσο και για τη θερμοκρασία, με βάση τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, έδωσαν και οι Koroneos & Eleftheriadis (2001).

Η θερμοκρασία που έδωσαν τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων για τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους ήταν πολύ μικρότερη και περίπου 468 °C.

5.5. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΩΝ ΦΙΛΙΠΠΩΝ

Ο πλουτωνίτης των Φιλίππων αποτελείται από χαλαζιακό μονζοδιορίτη (QMzg), μονζοδιορίτη (Mzg) και εγκλείσματα χαλαζιακού μονζοδιορίτη (Enc). Οι αναλύσεις των ορυκτών για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από Ελευθεριάδη (προσωπική επικοινωνία).

5.5.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.5.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Οι πιέσεις κρυστάλλωσης, του QMzg, του Mzg και των Enc που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου απεικονίζονται στον πίνακα 5.15.

Πίνακας 5.15.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του QMzg, του Mzg και των Enc καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Ελευθεριάδη (προσωπική επικοινωνία).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstı (198 | rom & Zen 36) | Hollister et | al. (1987) | Johns Rutherfor | on & d (1989) | Schmidt (1992) | | |
|-------|----------|-------|-------------------|------------------|--------------|------------|--------------------|------------------|-------------------|----------|--|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) |) H (km) | |
| | Y∆A-12 | 1,7 | 4,5 | 16,9 | 4,6 | 17,5 | 3,6 | 13,6 | 4,9 | 18,6 | |
| | Y∆A-12 | 1,6 | 4,4 | 16,5 | 4,5 | 17,2 | 3,5 | 13,3 | 4,8 | 18,3 | |
| | Y∆A-12 | 1,5 | 3,8 | 14,3 | 3,9 | 14,7 | 3,0 | 11,4 | 4,3 | 16,2 | |
| QMzg | | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 1,5 | 3,8 | 14,3 | 3,9 | 14,7 | 3,0 | 11,4 | 4,3 | 16,2 | |
| | μέγιστη | 1,7 | 4,5 | 16,9 | 4,6 | 17,5 | 3,6 | 13,6 | 4,9 | 18,6 | |
| | μέση | 1,6 | 4,2 | 15,9 | 4,4 | 16,5 | 3,4 | 12,8 | 4,7 | 17,7 | |
| | Y∆A-16 | 1,5 | 3,9 | 14,6 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,7 | 4,4 | 16,5 | |
| | YΔA-7 | 1,5 | 3,7 | 13,8 | 3,7 | 14,1 | 2,9 | 11,0 | 4,2 | 15,7 | |
| | YΔA-7 | 1,5 | 3,9 | 14,6 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,6 | 4,4 | 16,4 | |
| Mza | YΔA-8 | 1,5 | 3,6 | 13,8 | 3,7 | 14,1 | 2,9 | 11,0 | 4,2 | 15,7 | |
| MZg | YΔA-8 | 1,5 | 3,5 | 13,4 | 3,6 | 13,7 | 2,8 | 10,7 | 4,1 | 15,3 | |
| | ελάχιστη | 1,5 | 3,5 | 13,4 | 3,6 | 13,7 | 2,8 | 10,7 | 4,1 | 15,3 | |
| | μέγιστη | 1,5 | 3,9 | 14,6 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,7 | 4,4 | 16,5 | |
| | μέση | 1,5 | 3,7 | 14,1 | 3,8 | 14,4 | 3,0 | 11,2 | 4,2 | 15,9 | |
| | Y∆A-22 | 1,5 | 3,7 | 13,9 | 3,8 | 14,2 | 2,9 | 11,1 | 4,2 | 15,8 | |
| | Y∆A-22 | 1,5 | 3,9 | 14,6 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,6 | 4,4 | 16,4 | |
| | Y∆A-22 | 1,4 | 3,2 | 11,9 | 3,2 | 12,0 | 2,5 | 9,4 | 3,7 | 13,9 | |
| | Y∆-22 | 1,3 | 2,7 | 10,3 | 2,7 | 10,2 | 2,1 | 8,0 | 3,3 | 12,4 | |
| Enc | Y∆-22 | 1,3 | 2,7 | 10,2 | 2,7 | 10,0 | 2,1 | 7,9 | 3,2 | 12,3 | |
| | ελάχιστη | 1,3 | 2,7 | 10,2 | 2,7 | 10,0 | 2,1 | 7,9 | 3,2 | 12,3 | |
| | μέγιστη | 1,5 | 3,9 | 14,6 | 4,0 | 15,0 | 3,1 | 11,6 | 4,4 | 16,4 | |
| | μέση | 1,4 | 3,2 | 12,2 | 3,2 | 12,3 | 2,5 | 9,6 | 3,7 | 14,2 | |

Στον QMzg το συνολικό Al της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,5-1,7 με μέση τιμή 1,6. Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση κρυστάλλωσης από 4,3 μέχρι 4,9 kbar (μέση τιμή πίεσης 4,7 kbar και βάθους 17,7 km).

Στον Mzg το συνολικό Al της κεροστίλβης είναι περίπου 1,5 και η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε κυμαίνεται από 4,1 μέχρι 4,4 kbar (μέση τιμή ~4,2 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος 15,9 km).

Στα Enc το συνολικό Al της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,3 μέχρι 1,5 (μέση τιμή 1,4). Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση κρυστάλλωσης η οποία κυμαίνεται από 3,2 μέχρι 4,4 kbar (μέση τιμή περίπου 3,7 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος από 12,3 μέχρι 16,4 km (14,2 km μέσο βάθος).

5.5.2. Θερμοκρασία

5.5.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Η θερμοκρασία του QMzg, του Mzg και των Enc που υπολογίστηκε με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα (A, B) των Blundy & Holland (1994).απεικονίζονται στον πίνακα 5.16. Στην περίπτωση του Mzg χρησιμοποιήθηκε μόνο το γεωθερμόμετρο B των Blundy & Holland (1994) διότι αυτός ο πετρογραφικός τύπος δεν περιέχει καθόλου χαλαζία.

Στον QMzg το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει τιμή ίση με 0,712 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,278. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο Α (T_A) για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου είναι περίπου 749 °C ενώ με το γεωθερμόμετρο Β είναι περίπου 760 °C.

Στον Mzg η θερμοκρασία, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, υπολογίστηκε μόνο με το γεωθερμόμετρο Β των Blundy & Holland διότι δεν περιέχει χαλαζία. Έτσι, το γεωθερμόμετρο Β, γι' αυτόν τον πετρογραφικό τύπο έδωσε για τις διάφορες πιέσεις θερμοκρασία που κυμαίνεται από 685 μέχρι 760 °C με μέση θερμοκρασία περίπου 733 °C.

Πίνακας 5.16.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του QMzg, του Mzg και των Enc με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_{(H et al})), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_(Sch)). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Ελευθεριάδη (προσωπική επικοινωνία).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | Т _А (°С) | Т _в (°С) | P _(H et al) (kbar) | T _A (°C) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T _A (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | Т _А (°С) | Т _в (°С) |
|-------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|------------------------|------------------------|----------------------------------|------------------------|------------------------|----------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------|------------------------|------------------------|
| QMzg | Y∆-12 | 0,712 | 0,278 | 4,2 | 749 | 760 | 4,4 | 747 | 760 | 3,4 | 755 | 757 | 4,7 | 745 | 761 |
| | Y∆-16 | 0,700 | 0,286 | 3,4 | * | 759 | 3,5 | * | 760 | 2,7 | * | 757 | 3,9 | * | 761 |
| | Y∆-7 | 0,627 | 0,309 | | * | 756 | | * | 757 | | * | 754 | | * | 758 |
| | Y∆-8 | 0,710 | 0,280 | | * | 685 | | * | 685 | | * | 682 | | * | 687 |
| Mzg | | | | | | | | | | | | | | | |
| - | ελάχιστη | 0,627 | 0,280 | | | 685 | | | 685 | | | 682 | | | 687 |
| | μέγιστη | 0,710 | 0,309 | | | 759 | | | 760 | | | 757 | | | 761 |
| | μέση | 0,679 | 0,292 | | | 734 | | | 734 | | | 731 | | | 735 |
| Enc | Y∆-22 | 0,680 | 0,309 | 3,2 | 741 | 738 | 3,2 | 741 | 738 | 2,5 | 748 | 737 | 3,7 | 736 | 739 |

--*: δεν περιέχει χαλαζία.

Τέλος, τα Enc έδωσαν θερμοκρασία, με βάση το γεωθερμόμετρο Α, 742 °C ενώ το γεωθερμόμετρο Β έδωσε θερμοκρασία περίπου 5 °C μικρότερη από το γεωθερμόμετρο Α.

5.5.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν για τον Mzg και τα Enc απεικονίζονται στον πίνακα 5.17.

Όπως παρατηρείται και στον πίνακα, η θερμοκρασία με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων κυμαίνεται από 501 μέχρι 542 °C (μέση τιμή 525 °C) για τον Mzg ενώ για τα Enc κυμαίνεται από 481 μέχρι 502 °C (490 °C μέση τιμή).

Πίνακας 5.17.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Mzg και των Enc με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Ελευθεριάδη (προσωπική επικοινωνία).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | YΔA-16 | 537 |
| | Y∆A-16 | 542 |
| | Y∆A-16 | 540 |
| | Y∆A-16 | 524 |
| | Y∆A-16 | 514 |
| Mza | Y∆A-16 | 522 |
| in-g | Y∆A-16 | 522 |
| | Y∆A-16 | 501 |
| | ελάχιστη | 501 |
| | μέγιστη | 542 |
| | μέση | 525 |
| | Y∆A-22 | 489 |
| | Y∆A-22 | 502 |
| | Y∆A-22 | 495 |
| | Y∆A-22 | 488 |
| Enc | Y∆A-22 | 484 |
| LIIC | Y∆A-22 | 481 |
| | ελάχιστη | 481 |
| | μέγιστη | 502 |
| | μέση | 490 |

5.5.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη των Φιλίππων μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Όσον αφορά την πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) ο QMzg και ο Mzg έδωσαν πίεση γύρω στα 4,5 kbar ενώ τα Enc έδωσαν μικρότερη πίεση γύρω στα 3,7 kbar.

Τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, για τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, έδωσαν θερμοκρασία περίπου 742 °C ενώ τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων έδωσαν θερμοκρασία για τον Mzg και τα Enc πολύ μικρότερη 525 °C και 490 °C, αντίστοιχα.

5.6. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας αποτελείται από διορίτη (Dr), γρανοδιορίτη (Grd) και πορφυροειδή γρανοδιορίτη (PgGrd), μονζογρανίτη (MGr), τοναλίτη (Ton) και εγκλείσματα διορίτη και τοναλίτη (Enc). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από τους Neiva et al. (1996).

5.6.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.6.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Στον πλουτωνίτη της Καβάλας, με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, υπολογίστηκε η πίεση υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο Dr, ο Grd και τα Enc (πίνακας 5.18.).

Πίνακας 5.18.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του Dr, του Grd και των Enc καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Neiva et al. (1996).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstı (198 | rom & Zen 36) | Holliste (19 | er et al. 87) | Johns Rutherfor | on & d (1989) | Schı (19 | midt 92) |
|-------|----------|-------|-------------------|------------------|-----------------|------------------|--------------------|------------------|-------------|-------------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) |) H (km) |
| | K-50 | 2,0 | 6,3 | 23,7 | 6,7 | 25,2 | 5,1 | 19,3 | 6,6 | 25,1 |
| | K-22 | 2,0 | 6,0 | 22,7 | 6,4 | 24,1 | 4,9 | 18,5 | 6,4 | 24,1 |
| | K-48 | 2,0 | 6,1 | 23,1 | 6,5 | 24,5 | 5,0 | 18,8 | 6,5 | 24,5 |
| Dr | | | | | | | | | | |
| | ελἁχιστη | 2,0 | 6,0 | 22,7 | 6,4 | 24,1 | 4,9 | 18,5 | 6,4 | 24,1 |
| | μέγιστη | 2,0 | 6,3 | 23,7 | 6,7 | 25,2 | 5,1 | 19,3 | 6,6 | 25,1 |
| | μέση | 2,0 | 6,1 | 23,2 | 6,5 | 24,6 | 5,0 | 18,9 | 6,5 | 24,6 |
| | К-14 | 1,8 | 5,3 | 20,0 | 5,6 | 21,1 | 4,3 | 16,2 | 5,7 | 21,6 |
| | К-43 | 1,8 | 5,4 | 20,3 | 5,7 | 21,4 | 4,3 | 16,4 | 5,8 | 21,8 |
| | K-314B | 1,7 | 4,8 | 18,0 | 5,0 | 18,8 | 3,8 | 14,5 | 5,2 | 19,7 |
| Grd | | | | | | | | | | |
| | ελάχιστη | 1,7 | 4,8 | 18,0 | 5,0 | 18,8 | 3,8 | 14,5 | 5,2 | 19,7 |
| | μἑγιστη | 1,8 | 5,4 | 20,3 | 5,7 | 21,4 | 4,3 | 16,4 | 5,8 | 21,8 |
| | μέση | 1,8 | 5,1 | 19,4 | 5,4 | 20,4 | 4,2 | 15,7 | 5,6 | 21,0 |
| Enc | K-314C | 1,4 | 3,1 | 11,7 | 3,1 | 11,7 | 2,4 | 9,2 | 3,6 | 13,7 |

Στον Dr το συνολικό Al της κεροστίλβης είναι περίπου 2,0. Η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992)
κυμαίνεται από 6,4 μέχρι 6,7 kbar (μέση τιμή ~6,5 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 24 μέχρι 25,2 km (μέση τιμή ~24,6 km).

Στον Grd το συνολικό Al της κεροστίλβης είναι περίπου 1,8. Η πίεση που υπολογίστηκε κυμαίνεται από 5,2 μέχρι 5,8 kbar, με μέση τιμή 5,6 kbar, που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης από 19,7 μέχρι 21,8 km (μέση τιμή ~21 km).

Όσον αφορά τα Enc το συνολικό Al της κεροστίλβης είναι περίπου 1,4. και η πίεση που υπολογίστηκε είναι περίπου 3,6 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης περίπου 13,7 km.

5.6.2. Θερμοκρασία

5.6.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα των Blundy & Holland (1994), υπολογίστηκε η θερμοκρασία του Dr, του Grd και των Enc (πίνακας 5.19.)

Πίνακας 5.19.: Τιμές θερμοκρασίας (T) σε °C του Dr, του Grd και των Enc με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε niεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_(H et al)), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_(Sch)). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Neiva et al. (1996).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | Τ₄ (℃) | Т _в (℃) | P _(H et al) (kbar) | Τ₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) |
|-------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------|-----------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|------------------------------|------------|------------------------|
| | K-50 | 0,739 | 0,251 | 6,1 | 727 | 743 | 6,5 | 724 | 745 | 5,0 | 733 | 738 | 6,5 | 724 | 745 |
| | K-22 | 0,727 | 0,262 | | 693 | 714 | | 692 | 716 | | 698 | 708 | | 692 | 716 |
| Dr | K-48 | 0,742 | 0,248 | | 737 | 747 | | 734 | 749 | | 745 | 742 | | 734 | 749 |
| | ελάχιστη | 0,727 | 0,248 | | 693 | 714 | | 692 | 716 | | 698 | 708 | | 692 | 716 |
| | μέγιστη | 0,742 | 0,262 | | 737 | 747 | | 734 | 749 | | 745 | 742 | | 734 | 749 |
| | μέση | 0,736 | 0,254 | | 719 | 735 | | 717 | 736 | | 725 | 729 | | 717 | 736 |
| | K-14 | 0,704 | 0,287 | 5,1 | 737 | 754 | 5,4 | 735 | 756 | 4,2 | 744 | 751 | 5,6 | 734 | 756 |
| | K-43 | 0,694 | 0,297 | | 684 | 701 | | 682 | 703 | | 687 | 696 | | 681 | 704 |
| Grd | K-314B | 0,713 | 0,274 | | 703 | 718 | | 701 | 719 | | 709 | 714 | | 700 | 720 |
| | ελἁχιστη | 0,694 | 0,274 | | 684 | 701 | | 682 | 703 | | 687 | 696 | | 681 | 704 |
| | μέγιστη | 0,713 | 0,297 | | 737 | 754 | | 735 | 756 | | 744 | 751 | | 734 | 756 |
| | μἑση | 0,704 | 0,286 | | 708 | 724 | | 706 | 726 | | 713 | 720 | | 705 | 727 |
| Enc | K-314C | 0,717 | 0,274 | 3,1 | 677 | 673 | 3,1 | 677 | 673 | 2,4 | 681 | 670 | 3,6 | 673 | 675 |

Στον Dr το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,736 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,254. Για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν με τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, το γεωθερμόμετρο A των Blundy & Holland (1994) έδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 694 μέχρι 740 °C (μέση θερμοκρασία 720 °C) ενώ το γεωθερμόμετρο B των Blundy & Holland (1994) έδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 714 μέχρι 746 °C (μέση θερμοκρασία 733 °C).

Στον Grd το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,704 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,286. Η θερμοκρασία που έδωσε το γεωθερμόμετρο Α, για όλες τις πιέσεις κυμαίνεται από 684 μέχρι 737 °C (μέση τιμή ~708 °C) ενώ το γεωθερμόμετρο Β έδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 701 μέχρι 756 °C (μέση τιμή ~727 °C).

Τέλος, στα Enc και τα δυο γεωθερμόμετρα έδωσαν θερμοκρασία 675 °C.

5.6.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Οι θερμοκρασίες του MGr, του Grd και των Enc που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων απεικονίζονται στον πίνακας 5.20.

Έτσι, για τον MGr η θερμοκρασία κυμαίνεται από 434 μέχρι 480 °C (μέση τιμή ~468 °C), για τον Grd από 458 μέχρι 561 °C (μέση τιμή ~501 °C) και για τα Enc η θερμοκρασία με βάση το γεωθερμόμετρο των δυο αστρίων, υπολογίστηκε περίπου στους 518 °C.

Πίνακας 5.20.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του MGr, του Grd και Enc με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Neiva et al. (1996).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | K-9 | 478 |
| | K-30 | 434 |
| | KB-31 | 480 |
| MGr | KB-14 | 480 |
| | ελάχιστη | 434 |
| | μἑγιστη | 480 |
| | μἑση | 468 |
| | K-14 | 458 |
| | K-314B | 561 |
| | K-39 | 524 |
| Grd | K-43 | 462 |
| | ελάχιστη | 458 |
| | μἑγιστη | 561 |
| | μἑση | 501 |
| Enc | K-314C | 518 |

5.6.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του Grd, του MGr, του Dr, του Ton και των Enc με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζεται στον πίνακα 5.21. και με βάση τον κορεσμό σε απατίτη στον πίνακα 5.22. Έτσι, με βάση το ζιρκόνιο ο Grd έδωσε θερμοκρασία από 782 μέχρι 808 °C, με μέση τιμή 797 °C, ο MGr έδωσε θερμοκρασία 736 °C, ο Dr 823 °C, ο Ton 824 °C και τα Enc από 802 μέχρι 824 °C (μέση τιμή 813 °C).

Με βάση τον απατίτη ο Grd έδωσε θερμοκρασία από 879 μέχρι 915 °C, με μέση τιμή 898 °C, ο MGr έδωσε θερμοκρασία 847 °C, ο Dr 942 °C, ο Ton 923 °C και τα Enc 913 °C.

Πίνακας 5.21.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, του MGr, του Dr, του Ton και των Εnc με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Neiva et al. (1996).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|-----------------------------|----------|------|------|-------------------|
| | KB-1 | 252 | 1975 | 1,64 | 808 |
| | КВ-4 | 212 | 2347 | 1,55 | 800 |
| | KB-86 | 165 | 3016 | 1,49 | 782 |
| Grd | ελάχιστη | | | | 782 |
| | μέγιστη | | | | 808 |
| | μέση | | | | 797 |
| MGr | KB-31 | 90 | 5529 | 1,43 | 736 |
| Dr | 3 | 420 | 1185 | 2,05 | 823 |
| Ton | K-24 | 398 | 1250 | 1,98 | 824 |
| | 1 | 355 | 1402 | 2,12 | 802 |
| | 2 | 384 | 1296 | 1,94 | 824 |
| Enc | ελάχιστη μέγιστη μέση | | | | 802 824 813 |

Πίνακας 5.22.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C, του Grd, του MGr, του Dr, του Ton και των Εnc με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Neiva et al. (1996).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (℃) |
|-------|----------|------------------|-------------------------------|-------|
| | KB-1 | 66,34 | 0,16 | 915 |
| | КВ-4 | 69,52 | 0,10 | 899 |
| | KB-86 | 72,49 | 0,06 | 879 |
| Grd | | | | |
| | ελἁχιστη | | | 879 |
| | μέγιστη | | | 915 |
| | μέση | | | 898 |
| MGr | KB-31 | 75,56 | 0,03 | 847 |
| Dr | 3 | 62,86 | 0,28 | 942 |
| Ton | K-24 | 64,77 | 0,20 | 923 |
| | 1 | 61,53 | 0,25 | 912 |
| | 2 | 62,56 | 0,23 | 914 |
| Enc | | | | |
| LIIC | ελἁχιστη | | | 912 |
| | μέγιστη | | | 914 |
| | μέση | | | 913 |

5.6.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη της Καβάλας μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Η μέση πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου του Schmidt (1992) ήταν για τον Dr 6,5 kbar, για τον Grd 5,6 kbar και για τα Enc βρέθηκε πίεση 3,6 kbar. Όμοιες τιμές πίεσης υπολογίστηκαν, με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992), για τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, και από τους Neiva et al. (1996) οι οποίοι υπολόγισαν επιπλέον και την πίεση κρυστάλλωσης του Ton η οποία κυμαίνεται από 5,3 μέχρι 7,5 kbar. Οι πιέσεις που έδωσε το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) μπορούν να θεωρηθούν και οι πιο αξιόπιστες εξαιτίας της παρουσίας μαγματικού επιδότου, στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, που απαιτεί πιέσεις τουλάχιστον 6 kbar (Zen & Hammarstrom 1988).

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με το γεωθερμόμετρο της αμφιβόλουπλαγιοκλάστου των Blundy & Holland (1994), χρησιμοποιώντας τις διάφορες πιέσεις κρυστάλλωσης από τα γεωβαρόμετρα των αμφιβόλων, είναι ελάχιστα μικρότερες από αυτές που υπολόγισαν οι Neiva et al. (1996). Έτσι, για τον Dr η μέση θερμοκρασία που υπολογίστηκε είναι 726 °C, για τον Grd 716 °C και τέλος τα Enc έδωσαν αρκετά μικρότερη θερμοκρασία σε σχέση με τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους της τάξης των 674 °C. Οι Neiva et al. (1996) εκτός από τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους υπολόγισαν και την θερμοκρασία του Ton που είναι 783 °C.

Από την άλλη πλευρά οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων είναι πολύ μικρότερες από αυτές που υπολογίστηκαν με βάση το γεωθερμόμετρο της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου. Έτσι, ο Grd έδωσε μέση θερμοκρασία 501 °C (οι Neiva et al. υπολόγισαν θερμοκρασία που κυμαίνεται από 506 μέχρι 616 °C), τα Enc έδωσαν θερμοκρασία 518 °C, ενώ ο MGr έδωσε μέση θερμοκρασία 468 °C.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου, μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης, από τον Dr (~823 °C) και τον Ton (~824 °C) μέχρι τον Grd (~797 °C) και τον MGr (~738 °C). Τα Enc έδωσαν θερμοκρασία με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου 813 °C.

Ομοίως, και οι θερμοκρασίες, που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης του πετρώματος ίσως

108

όμως δεν είναι και τόσο αξιόπιστες διότι η πίεση που υπολογίστηκε για τον πλουτωνίτη της Καβάλας είναι μικρότερη από την πίεση των 7,5 kbar που, όπως αναφέρθηκε, πραγματοποιήθηκαν τα πειράματα για το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

5.7. ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΕΛΑΤΙΑΣ-ΣΚΑΛΩΤΗΣ-ΠΑΡΑΝΕΣΤΙΟΥ

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου αποτελείται από (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη (Grd), βιοτιτικό γρανίτη (Gr), σχιστοποιημένο λευκογρανίτη, εγκλείσματα (Enc) και διμαρμαρυγιακό γρανίτη (MGr) (περιοχή Παρανεστίου). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από τον Σολδάτο (1985).

5.7.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.7.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Στο πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου, με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, η πίεση που υπολογίστηκε υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο Grd και τα Enc απεικονίζεται στον πίνακα 5.23.

Πίνακας 5.23.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του Grd και των Enc καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Σολδάτο (1985).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstr (198 | rom & Zen 36) | Holliste (198 | r et al. 87) | Johnson & I (198 | Rutherford 39) | l Schi (19 | midt 92) |
|-------|----------|-------|-------------------|------------------|------------------|-----------------|---------------------|-------------------|---------------|-------------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) |) H (km) |
| | PS11 | 1,8 | 5,0 | 19,0 | 5,3 | 19,9 | 4,1 | 15,3 | 5,5 | 20,6 |
| | DSK9 | 1,7 | 4,6 | 17,4 | 4,8 | 18,1 | 3,7 | 14,0 | 5,1 | 19,1 |
| | DSK17 | 1,7 | 4,9 | 18,4 | 5,1 | 19,2 | 3,9 | 14,8 | 5,3 | 20,0 |
| | D5-1* | 1,7 | 4,7 | 17,8 | 4,9 | 18,6 | 3,8 | 14,3 | 5,2 | 19,5 |
| | D5-2* | 1,6 | 4,2 | 15,7 | 4,3 | 16,2 | 3,3 | 12,6 | 4,6 | 17,5 |
| | D5-3 | 1,7 | 4,5 | 17,1 | 4,7 | 17,8 | 3,6 | 13,8 | 5,0 | 18,8 |
| Grd | E4-1* | 1,9 | 5,7 | 21,5 | 6,0 | 22,8 | 4,6 | 17,5 | 6,1 | 23,0 |
| uiu | E4-2 | 2,0 | 6,0 | 22,7 | 6,4 | 24,0 | 4,9 | 18,4 | 6,4 | 24,1 |
| | I11b-1* | 2,0 | 6,0 | 22,6 | 6,4 | 24,0 | 4,9 | 18,4 | 6,4 | 24,1 |
| | I11b-2 | 2,1 | 6,5 | 24,6 | 6,9 | 26,2 | 5,3 | 20,0 | 6,8 | 25,9 |
| | ελάχιστη | 1,6 | 4,2 | 15,7 | 4,3 | 16,2 | 3,3 | 12,6 | 4,6 | 17,5 |
| | μέγιστη | 2,1 | 6,5 | 24,6 | 6,9 | 26,2 | 5,3 | 20,0 | 6,8 | 25,9 |
| | μέση | 1,8 | 5,2 | 19,7 | 5,5 | 20,7 | 4,2 | 15,9 | 5,6 | 21,3 |
| Enc | Z3 | 1,7 | 4,9 | 18,5 | 5,1 | 19,3 | 3,9 | 14,9 | 5,3 | 20,1 |

*: οι αναλύσεις έγιναν στον ίδιο κρύσταλλο

Στον Grd το συνολικό Al της κεροστίλβης κυμαίνεται από 1,6 μέχρι 2,1 με μέση τιμή 1,8. Το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση κρυστάλλωσης η οποία κυμαίνεται 4,3 μέχρι 6,7 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος από 16,5 μέχρι 25,5 km με μέση πίεση 5,4 kbar (περίπου 20,6 km βάθος).

Στα Enc το συνολικό Al της κεροστίλβης είναι περίπου 1,7. και η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε είναι 5,3 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης περίπου 20,1 km.

5.7.2. Θερμοκρασία

5.7.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα των Blundy & Holland (1994), η θερμοκρασία που υπολογίστηκε για τον Grd και τα Enc απεικονίζεται στον πίνακα 5.24.

Πίνακας 5.24.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε ^oC του Grd και των Enc με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε niεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_(H et al)), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_(Sch)). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Σολδάτο (1985).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(H et al) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | Τ₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) |
|-------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|------------------------------|-----------|------------------------|
| | PS11 | 0,713 | 0,275 | 5,2 | 716 | 731 | 5,5 | 714 | 733 | 4,2 | 723 | 727 | 5,6 | 713 | 733 |
| | DSK9 | 0,721 | 0,264 | | 776 | 782 | | 773 | 783 | | 787 | 781 | | 772 | 783 |
| | DSK17 | 0,706 | 0,285 | | 746 | 759 | | 743 | 760 | | 754 | 756 | | 742 | 761 |
| | D5-1* | 0,691 | 0,302 | | 733 | 748 | | 730 | 749 | | 740 | 745 | | 730 | 749 |
| | D5-2* | 0,691 | 0,302 | | 737 | 754 | | 734 | 755 | | 746 | 751 | | 733 | 755 |
| | D5-3 | 0,691 | 0,302 | | 733 | 750 | | 731 | 751 | | 741 | 747 | | 730 | 751 |
| ~ . | E4-1* | 0,728 | 0,261 | | 743 | 749 | | 741 | 750 | | 750 | 745 | | 740 | 751 |
| Gra | E4-2 | 0,728 | 0,261 | | 736 | 742 | | 734 | 744 | | 742 | 738 | | 733 | 744 |
| | I11b-1* | 0,746 | 0,244 | | 754 | 752 | | 752 | 753 | | 762 | 749 | | 751 | 753 |
| | I11b-2 | 0,746 | 0,244 | | 755 | 752 | | 753 | 754 | | 762 | 748 | | 752 | 754 |
| | ελάχιστη | 0,691 | 0,244 | | 716 | 731 | | 714 | 733 | | 723 | 727 | | 713 | 733 |
| | μέγιστη | 0,746 | 0,302 | | 776 | 782 | | 773 | 783 | | 787 | 781 | | 772 | 783 |
| | μἑση | 0,720 | 0,274 | | 743 | 752 | | 741 | 753 | | 751 | 749 | | 740 | 754 |
| Enc | Z3 | 0,750 | 0,245 | 4,9 | 750 | 748 | 5,1 | 748 | 749 | 3,9 | 759 | 745 | 5,3 | 746 | 749 |

*: οι αναλύσεις έγιναν στον ίδιο κρύσταλλο

Στον Grd το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) έχει μέση τιμή 0,720 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,274. Για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν με τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, το γεωθερμόμετρο A των Blundy & Holland (1994) έδωσε ίδια περίπου θερμοκρασία (T_A) η οποία κυμαίνεται από 717 μέχρι 777 °C με μέση τιμή 744 °C, ενώ το γεωθερμόμετρο B των Blundy & Holland (1994) έδωσε θερμοκρασία από 731 μέχρι 782 °C με μέση τιμή 752 °C.

Στα Enc το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) και του ανορθίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{An}) είναι 0,750 και 0,245 ανά δομική μονάδα, αντίστοιχα. Η θερμοκρασία που έδωσε το γεωθερμόμετρο Α και το γεωθερμόμετρο Β των Blundy & Holland (1994), για όλες τις πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν με τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, είναι όμοιες και ίσες με 749 °C περίπου.

5.7.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία του Grd, των Enc, του Gr, και του MGr που υπολογίστηκε με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων απεικονίζεται στον πίνακα 5.25.

Έτσι, για τον Grd η θερμοκρασία με βάση τα παραπάνω γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων, κυμαίνεται από 435 μέχρι 636 °C, με μέση τιμή 497 °C, για τα Enc η θερμοκρασία υπολογίστηκε 465 °C, για τον Gr από 480 μέχρι 495 °C (μέση τιμή 486 °C) και για τον MGr η θερμοκρασία υπολογίστηκε 506 °C. Πίνακας 5.25.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, των Enc, του Gr, και του MGr με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Σολδάτο (1985).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | PS11 | 468 |
| | DSK9 | 435 |
| | D5 | 461 |
| | E4 | 474 |
| | I11b | 504 |
| | DSK14 | 469 |
| Grd | D8b | 614 |
| Giù | I14a | 636 |
| | PS1 | 455 |
| | PS3 | 456 |
| | ελἁχιστη | 435 |
| | μἑγιστη | 636 |
| | μέση | 497 |
| Enc | Z3 | 465 |
| | DSK20 | 480 |
| | D10a | 495 |
| | 14 | 484 |
| Gr | | |
| | ελἁχιστη | 480 |
| | μέγιστη | 495 |
| | μέση | 486 |
| MGr | D15 | 506 |

5.7.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του Grd, των Enc, του Gr και του MGr που υπολογίστηκε με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζεται στον πίνακα 5.26. και με βάση το κορεσμό σε απατίτη στον πίνακα 5.27.

Έτσι, με βάση τον κορεσμό σε ζιρκόνιο ο Grd ἑδωσε θερμοκρασία από 770 μέχρι 869 °C, με μέση τιμή 801 °C, τα Enc ἑδωσαν θερμοκρασία 798 °C, ο Gr από 742 μέχρι 837 °C (μέση τιμή 801 °C) και ο MGr από 749 μέχρι 785 °C (μέση τιμή 771 °C) ενώ με βάση τον κορεσμό σε απατίτη ο Grd ἑδωσε θερμοκρασία από 931 μέχρι 999 °C, με μέση τιμή 975 °C, τα Enc ἑδωσαν θερμοκρασία 1010 °C, ο Gr από 882 μέχρι 952 °C (μέση τιμή 920 °C) και ο MGr από 853 μέχρι 896 °C (μέση τιμή 870 °C).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|----------|------|------|--------|
| | PS11 | 218 | 2283 | 0,02 | 792 |
| | PS12 | 250 | 1991 | 0,02 | 807 |
| | DSK9 | 253 | 1967 | 0,02 | 806 |
| | DSK14 | 193 | 2578 | 0,01 | 798 |
| | DSK15 | 203 | 2451 | 0,02 | 798 |
| | DSK17 | 285 | 1746 | 0,02 | 802 |
| | DSK18 | 242 | 2056 | 0,02 | 800 |
| | D5 | 296 | 1681 | 0,02 | 807 |
| | D8b | 246 | 2023 | 0,02 | 797 |
| | D11a | 243 | 2048 | 0,02 | 805 |
| | A6 | 284 | 1752 | 0,02 | 813 |
| | A10 | 216 | 2304 | 0,02 | 800 |
| | A23 | 217 | 2293 | 0,02 | 797 |
| Grd | E4 | 344 | 1447 | 0,02 | 814 |
| | E7 | 300 | 1659 | 0,02 | 823 |
| | Z12b | 213 | 2336 | 0,02 | 800 |
| | I11b | 237 | 2100 | 0,02 | 801 |
| | I14a | 139 | 3580 | 0,01 | 770 |
| | M10 | 176 | 2828 | 0,01 | 787 |
| | PS1 | 224 | 2222 | 0,02 | 807 |
| | PS3 | 167 | 2980 | 0,01 | 785 |
| | PS7 | 223 | 2232 | 0,01 | 812 |
| | PS9 | 234 | 2127 | 0,02 | 799 |
| | ελάχιστη | | | | 770 |
| | μέγιστη | | | | 823 |
| | μέση | | | | 801 |
| Enc | Z3 | 248 | 2007 | 0,02 | 798 |
| | DSK20 | 234 | 2127 | 0,01 | 825 |
| | D10a | 93 | 5351 | 0,01 | 742 |
| | 14 | 258 | 1929 | 0,01 | 837 |
| Gr | М6 | 188 | 2647 | 0,01 | 800 |
| | ελἁχιστη | | | | 742 |
| | μέγιστη | | | | 837 |
| | μέση | | | | 801 |
| | D15 | 157 | 3170 | 0,01 | 785 |
| | A13 | 101 | 4927 | 0,01 | 749 |
| | A16 | 146 | 3409 | 0,01 | 780 |
| MGr | | | | ,- | |
| | ελάχιστη | | | | 749 |
| | μέγιστη | | | | 785 |
| | uέσn | | | | 771 |

Πίνακας 5.26.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, των Enc, του Gr και του MGr με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Σολδάτο (1985).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|-------|----------|------------------|-------------------------------|--------|
| | PS11 | 65,88 | 0,27 | 971 |
| | PS12 | 65,94 | 0,29 | 981 |
| | DSK9 | 64,31 | 0,34 | 983 |
| | DSK14 | 69,68 | 0,20 | 975 |
| | DSK15 | 67,72 | 0,22 | 966 |
| | DSK17 | 59,84 | 0,44 | 965 |
| | DSK18 | 64,87 | 0,33 | 985 |
| | D5 | 61,32 | 0,41 | 973 |
| | D8b | 63,81 | 0,36 | 985 |
| | D11a | 65,38 | 0,28 | 970 |
| | A6 | 62,57 | 0,37 | 974 |
| | A10 | 64,89 | 0,33 | 986 |
| | A23 | 65,78 | 0,30 | 983 |
| Cud | E4 | 60,13 | 0,44 | 969 |
| Gra | E7 | 61,37 | 0,35 | 953 |
| | Z12b | 66,78 | 0,26 | 976 |
| | I11b | 66,09 | 0,33 | 999 |
| | I14a | 70,24 | 0,20 | 981 |
| | 116 | 63,24 | 0,38 | 985 |
| | M10 | 69,18 | 0,21 | 976 |
| | PS1 | 66,92 | 0,28 | 987 |
| | PS3 | 70,50 | 0,15 | 951 |
| | PS7 | 69,99 | 0,13 | 931 |
| | PS9 | 66,45 | 0,30 | 990 |
| | ελάχιστη | | | 931 |
| | μένιστη | | | 999 |
| | μέση | | | 975 |
| Enc | Z3 | 63,66 | 0,44 | 1010 |
| | DSK20 | 70,54 | 0,15 | 952 |
| | D10a | 72,80 | 0,06 | 882 |
| | 14 | 70,70 | 0,12 | 930 |
| Gr | M6 | 70,50 | 0,11 | 918 |
| | ελάχιστη | | | 882 |
| | μένιστη | | | 952 |
| | μέση | | | 920 |
| | D15 | 72.75 | 0.07 | 896 |
| | A13 | 71,55 | 0,05 | 853 |
| | A16 | 72,34 | 0,05 | 861 |
| MGr | | | | 052 |
| | ελαχιστη | | | 853 |
| | μεγιστη | | | 896 |
| | μεση | | | 870 |

Πίνακας 5.27.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, των Enc, του Gr και του MGr με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Σολδάτος (1985).

5.7.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Η μέση πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου του Schmidt (1992) ήταν για τον Grd 5,6 kbar ενώ τα Enc έδωσαν πίεση γύρω στα 5,3 kbar. Ο Σολδάτος (1985), υπολόγισε την πίεση κρυστάλλωσης με βάση το σύστημα Qtz-Or-Ab-An-H₂O των Tuttle & Bowen (1958) και βρήκε ότι η πίεση κρυστάλλωσης των γρανιτικών πετρωμάτων κυμαίνεται στα περίπου στα 6 kbar ενώ πιο πρόσφατα οι Soldatos et al. (2001) υπολόγισαν, με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου των Anderson & Smith (1995), την πίεση κρυστάλλωσης του Grd και βρήκαν ό,τι κυμαίνεται από 4,6 μέχρι 6,3kbar.

Τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, για τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους, έδωσαν μέση θερμοκρασία 747 °C. Από την άλλη πλευρά, τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων έδωσαν μέση θερμοκρασία για τον Grd και τα Enc 497 °C και 465 °C, αντίστοιχα, ο Gr έδωσε μέση θερμοκρασία 486 °C ενώ η μέση θερμοκρασία που έδωσε ο MGr, με βάση τα παραπάνω γεωθερμόμετρα είναι λίγο υψηλότερη, 506 °C. Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφέρουμε ότι και ο Σολδάτος (1985) υπολόγισε τις θερμοκρασίες των καλιούχων αστρίων από το πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου με βάση τη δομική τους κατάσταση καθώς και τις θερμοκρασίες σχηματισμού τους, όπως παρατηρείται και στον πίνακα 5.28. Γενικά, παρατηρούμε ότι οι θερμοκρασίες που υπολογίσαμε συμφωνούν περισσότερο με τις θερμοκρασίες που υπολόγισε ο Σολδάτος (1985) με βάση την δομική κατάσταση των αστρίων.

Πίνακας 5.28: Θερμοκρασίες με βάση τη δομική κατάσταση και θερμοκρασίες σχηματισμού των καλιούχων αστρίων του Grd και του Gr του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου (Σολδάτος 1985).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T₁ (℃) | T ₂ (°C) | T₃ (°C) |
|-------|--------|-----------|------------------------|------------|
| | DSK14 | 550 | 700 | 790 |
| Grd | PS1 | 410 | 550 | 660 |
| | PS3 | 450 | 490 | 600 |
| Gr | DSK20 | 490 | 540 | 640 |

Τ₁: Θερμοκρασία με βάση τη δομική κατάσταση.

T₂: Θερμοκρασία σχηματισμού (μέθοδος Barth 1962a).

T₃: Θερμοκρασία σχηματισμού (μέθοδος Whitney & Stormer 1977b για P=6 kbar).

Οι θερμοκρασίες, που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου, όπως παρατηρείται και στον πίνακα 5.26., μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης, από τον Grd και τον Gr,(οι δυο αυτοί πετρογραφικοί τύποι έδωσαν θερμοκρασία περίπου 801 °C) μέχρι τον MGr (~771 °C), ενώ τα Enc έδωσαν θερμοκρασία μέση 798 °C.

Ομοίως, και οι θερμοκρασίες, που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης του πετρώματος, μόνο που είναι υψηλότερες σε σχέση με τις θερμοκρασίες κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου και ίσως δεν είναι και τόσο αξιόπιστες διότι η πίεση κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη υπολογίστηκε γύρω στα 5,6 kbar ενώ τα πειραμάτα για το θερμόμετρο του απατίτη, όπως έχει αναφερθεί, πραγματοποιήθηκαν σε πίεση 7,5 kbar (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

5.8. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης, αποτελείται από γρανοδιορίτη (Grd), μονζογρανίτη (Mzg) (κανονικό γρανίτη), μονζονίτη (Mz), χαλαζιακό μονζοδιορίτη (QMzDr), λευκομονζογάββρο, χαλαζιακό διορίτη (QDr), γρανοδιοριτικό και μονζογρανιτικό πορφύρη (PMzg) και χαλαζιοδιοριτικά εγκλείσματα (Enc). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από τον Χριστοφίδη (1977).

5.8.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.8.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου υπολογίστηκε η πίεση υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο PMzg του πλουτωνίτη της Ξάνθης πίνακας (5.29).

Έτσι, ο PMzg ἑδωσε πίεση κρυστάλλωσης 2,2 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης 8,4 km με το γεωβαρόμετρο του Schmidt ενώ τα υπόλοιπα γεωβαρόμετρα ἑδωσαν πιέσεις κάτω από 2 kbar.

Πίνακας 5.29.: Τιμή πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του PMzg καθώς και το αντίστοιχο βάθος (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση την ανάλυση αμφιβόλου από Χριστοφίδη (1977).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Altot | Hammarstr (198 | rom & Zen 36) | Hollister et | al. (1987) | Johnson & F (198 | ohnson & Rutherford (1989) | | | | |
|-------|--------|-------|-------------------|------------------|--------------|------------|---------------------|-------------------------------|----------|--------|--|--|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | | |
| PMzg | BP3 | 1,1 | | | | | | | 2,2 | 8,4 | | |
| | | | 1 0 1 1 | | | | | | | | | |

--: πιέσεις μικρότερες από 2 kbar.

5.8.2. Θερμοκρασία

5.8.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Η θερμοκρασία του PMzg του πλουτωνίτη της Ξάνθης, υπολογίστηκε με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα των Blundy & Holland (1994) χρησιμοποιώντας την πίεση που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου του Schmidt (1992) (πίνακα 5.30). **Πίνακας 5.30.:** Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PMzg με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_{(H&Z}), Hollister et al. (1987) (P_{(H et al})), Johnson & Rutherford (1989) (P_{(J&R})) και του Schmidt (1992) (P_{(Sch})). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται σε ανάλυση αμφιβόλου και πλαγιοκλάστου από Χριστοφίδη (1977).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(H et al) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) |
|-------|--------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|------------------------------|-----------|------------------------|
| PMzg | BP3 | 0,678 | 0,302 | <u>2</u> | | | | | | | | | 2,2 | 756 | 773 |

Στον PMzg το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) είναι 0,678 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,302. Η θερμοκρασία που έδωσε το γεωθερμόμετρο Α, για πίεση περίπου 2,2 kbar, είναι περίπου 756 °C ενώ το γεωθερμόμετρο Β έδωσε θερμοκρασία κατά 17 °C μεγαλύτερη από αυτή του θερμομέτρου Α.

5.8.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία του Grd, του Mzg, του QMzDr και του Mz με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων παρουσιάζεται στον πίνακα 5.31.

Έτσι, ο Grd έδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 503 μέχρι 571 °C, με μέση τιμή 526 °C, η θερμοκρασία που έδωσε ο Mzg είναι 681 °C, ο QMzDr έδωσε θερμοκρασία περίπου 654 °C και ο Mz θερμοκρασία που κυμαίνεται από 663 μέχρι 935 °C (μέση τιμή 807 °C).

119

Πίνακας 5.31.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, του Mzg, του QMzDr και του Mz με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Χριστοφίδη (1977).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| | 250-1 | 503 |
| | 250-2 | 571 |
| | 210-2 | 505 |
| Grd | | |
| | ελάχιστη | 503 |
| | μέγιστη | 571 |
| | μἑση | 526 |
| Mzg | 125-1a | 681 |
| QMzDr | 42-1 | 654 |
| | 44-1 | 816 |
| | 44-2 | 663 |
| | 19-1 | 813 |
| M7 | 19-2 | 935 |
| 1.12 | | |
| | ελάχιστη | 663 |
| | μέγιστη | 935 |
| | μέση | 807 |

5.8.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του Grd, του QDr, του Mz και του QMzDr, του πλουτωνίτη της Ξάνθης που υπολογίστηκε με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζεται στον πίνακα 5.32. και με βάση τον κορεσμό του απατίτη στον πίνακα 5.33. Με βάση τον κορεσμό σε ζιρκόνιο ο Grd ἑδωσε θερμοκρασία από 815 μἑχρι 829 °C (μἑση θερμοκρασία 822 °C), ενώ ο QDr και ο Mz ἑδωσαν θερμοκρασία περίπου 777 και 785 °C, αντίστοιχα. Το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη ἑδωσε θερμοκρασία για τον Grd η οποία κυμαίνεται από 870 μἑχρι 927 °C (μἑση θερμοκρασία 898 °C) ενώ για τον QDr και τον Mz ἑδωσε θερμοκρασία περίπου 855 και 912 °C, αντίστοιχα. Πίνακας 5.32.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, του QDr και του Mz με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Χριστοφίδη (1977).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|-----------------------------|----------|------|------|-------------------|
| | 83 | 316 | 1575 | 1,81 | 815 |
| | 220 | 247 | 2015 | 1,34 | 829 |
| Grd | ελάχιστη μέγιστη μέση | | | | 815 829 822 |
| QDr | x1 | 277 | 1797 | 2,16 | 777 |
| Mz | 20 | 367 | 1356 | 2,39 | 785 |

Πίνακας 5.33.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του Grd, του QDr και του Mz με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Χριστοφίδη (1977).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|-------|-----------------------------|------------------|-------------------------------|-------------------|
| | 83 220 | 63,61 68,15 | 0,14 0,15 | 870 927 |
| Grd | ελἀχιστη μἐγιστη μἐση | | | 870 927 898 |
| QDr | x1 | 56,06 | 0,28 | 855 |
| Mz | 20 | 56,02 | 0,43 | 912 |

5.8.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη της Ξάνθης μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Από τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου, και σε αυτήν την περίπτωση, το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε τη μεγαλύτερη πίεση κρυστάλλωσης, 2,2 kbar για τον PMzg, ενώ τα υπόλοιπα γεωβαρόμετρα έδωσαν πίεση κάτω των 2 kbar.

Τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, έδωσαν θερμοκρασία κρυστάλλωσης περίπου 764 °C για τον PMzg. Τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων έδωσαν θερμοκρασία για τον Grd 526 °C. Τα ίδια γεωθερμόμετρα έδωσαν θερμοκρασία για τον QMzDr και τον Mzg περίπου 615 °C ενώ ο Mz έδωσε πολύ υψηλότερη θερμοκρασία περίπου 807 °C, αυτό μπορεί να οφείλεται στο ότι τα γαββρικά και μονζονιτικά πετρώματα μπορεί να έχουν προκύψει κατά πάσα πιθανότητα από μάγμα διαφορετικό από εκείνο των γρανοδιοριτών (Χριστοφίδης 1977).

Η Liati (1986) υπολόγισε, με βάση τις παραγενέσεις των ορυκτών που υπάρχουν στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα, ότι η διείσδυση του πλουτωνίτη έγινε σε πίεση γύρω στα 3 kbar και θερμοκρασία 725-750 °C. Πάντως, όπως παρατηρείται, η μεταμόρφωση επαφής συνηγορεί υπέρ των αποτελεσμάτων που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου.

Η ἀποψη ὀτι τα γαββρικά και μονζονιτικά πετρώματα μπορεί να ἐχουν προκύψει κατά πάσα πιθανότητα από μάγμα διαφορετικό από εκείνο των γρανοδιοριτών ενισχύεται και από τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου οι οποίες μειώνονται με αύξηση του βαθμού διαφοροποίησης, από τον Mz (~785 °C) και τον QMzDr (~783 °C) μέχρι τον QDr (~777 °C) ενώ ο Grd δίνει πολύ υψηλότερη θερμοκρασία σε σχέση με τους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους περίπου 822 °C.

Το ίδιο συμβαίνει και με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τη διαλυτότητα του απατίτη μόνο που είναι υψηλότερες σε σχέση με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου για το λόγο ότι η πίεση που υπολογίστηκε είναι πολύ μικρότερη από την πίεση των 7,5 kbar που πραγματοποιήθηκαν τα πειράματα για το θερμόμετρο του απατίτη (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

122

5.9. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας, αποτελείται από μονζογάββρο-χαλαζιακό μονζογάββρο (ΜΓ-ΧΜΓ), μονζονίτη-χαλαζιακό μονζονίτη (Μζ-ΧΜζ), πορφυριτικό μικρο-μονζονίτη, γρανίτη (Γρ) και πορφυριτικό μικρο-γρανίτη (ΠμΓρ). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από την Παπαδοπούλου (2003).

5.9.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.9.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου υπολογίστηκε η πίεση κάτω από την οποία κρυσταλλώθηκε ο Μζ (πίνακας 5.34.) Όπως παρατηρείται και στον πίνακα μόνο το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) για τον Μζ έδωσε πίεση 2,1 Kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης 7,8 km.

Πίνακας 5.34.: Τιμή πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του Mζ καθώς και τα αντίστοιχο βάθος (H) κρυστάλλωσης του σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Παπαδοπούλου (2003).

| ΤΥΠΟΣ ΔΕΙΓΜΑ Altot | | Hammarstrom & Zen (1986) | | Hollister et al. (1987) | | Johnson & Rutherford (1989) | | Schmidt (1992) | | |
|--------------------|-------|-----------------------------|----------|----------------------------|----------|--------------------------------|----------|-------------------|----------|--------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) |
| Μζ | MP-11 | 1,1 | | | | | | | 2,1 | 7,8 |
| | | | <u></u> | | | | | | | |

--: πιέσεις μικρότερες από 2kbar.

5.9.1.2. Γεωβαρόμετρο κλινοπυροξένου

Με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου υπολογίστηκε η πίεση κάτω από την οποία κρυσταλλώθηκαν ο ΜΓ, ο Μζ, ο ΧΜΓ και ο ΧΜζ του πλουτωνίτη της Μαρώνειας (πίνακας 5.35.).

Όπως παρατηρείται στον πίνακα 5.35. η πίεση, με βάση το παραπάνω γεωβαρόμετρο, για τον ΜΓ κυμαίνεται από 2,9 μέχρι 11,2 kbar (10,9-42,3 km) με μέση πίεση κρυστάλλωσης 7,5 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος 28,3 km, για τον Μζ

κυμαίνεται από 5,7 kbar μέχρι 9,4 kbar (μέση πίεση 7,5 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος από 21,6 μέχρι 35,5 km (28,3 km μέσο βάθος), για τον ΧΜΓ η πίεση κρυστάλλωσης κυμαίνεται από 2,5 kbar μέχρι 5,7 kbar (μέση πίεση 3,9 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος από 9,4 μέχρι 21,5 km (14,7 km μέσο βάθος) ενώ για τον ΧΜζ η πίεση κρυστάλλωσης κυμαίνεται από 2,6 kbar μέχρι 3,3 kbar (μέση πίεση 3,0 kbar) που αντιστοιχεί σε βάθος από 9,8 μέχρι 12,5 km (11,3 km μέσο βάθος).

Πίνακας 5.35.: Τιμές πίεσης (P) κρυστάλλωσης σε kbar του MΓ, του Mζ, του XMΓ και του XMζ καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των κλινοπυροξένων από Παπαδοπούλου (2003).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | P (kbar) | H (km) |
|-------|----------|----------|--------|
| | MP-36 | 11,2 | 42,3 |
| | MP-41 | 9,5 | 35,9 |
| | MP-06 | 7,7 | 29,1 |
| | MP-52 | 7,7 | 29,1 |
| | MP-26 | 2,9 | 10,9 |
| МГ | MP-13 | 6,4 | 24,1 |
| | MP-57 | 7,2 | 27,2 |
| | ελάχιστη | 2,9 | 10,9 |
| | μέγιστη | 11,2 | 42,3 |
| | μέση | 7,5 | 28,3 |
| | MP-11 | 7,7 | 29,1 |
| | MP-53 | 8,3 | 31,3 |
| | MP-14 | 9,4 | 35,5 |
| | MP-73 | 6,3 | 23,8 |
| Μζ | MP-21 | 5,7 | 21,5 |
| | ελάχιστη | 5,7 | 21,6 |
| | μέγιστη | 9,4 | 35,5 |
| | μέση | 7,5 | 28,3 |
| | MP-34 | 3,6 | 13,6 |
| | MP-62 | 2,5 | 9,4 |
| VME | MP-67 | 5,7 | 21,5 |
| ХМІ | ελάχιστη | 2,5 | 9,4 |
| | μέγιστη | 5,7 | 21,5 |
| | μέση | 3,9 | 14,7 |
| | MP-98 | 2,6 | 9,8 |
| | MP-65 | 3,3 | 12,5 |
| V147 | | - , - | , - |
| ΧΜζ | ελάχιστη | 2,6 | 9,8 |
| | μένιστη | 3,3 | 12.5 |
| | uέσn | 3.0 | 11.3 |

5.9.2. Θερμοκρασία

5.9.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Η θερμοκρασία του ΜΓ, του ΧΜΓ και του ΧΜζ του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, που υπολογίστηκε με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα (A, B) των Blundy & Holland (1994) απεικονίζεται στον πίνακα 5.36. Σε αυτόν τον πλουτωνίτη, επειδή οι πιέσεις που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου ήταν μικρότερες από 2 kbar, χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας μόνο η πίεση που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου του Schmidt (1992).

Πίνακας 5.36.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του MΓ, του XMΓ και του XMζ με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε nίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_{(H et al})), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_{(Sch})). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Παπαδοπούλου (2003).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (℃) | P _(H et al) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | T₄ (℃) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) |
|-------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------|-----------------------|----------------------------------|------------|------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------|------------------------------|------------|------------------------|
| | MP-6 | 0,544 | 0,441 | | | | | | | | | | 2,0 | | 603 |
| | MP-70 | 0,512 | 0,465 | | | | | | | | | | | | 717 |
| МГ | ελάχιστη | 0,512 | 0,441 | | | | | | | | | | | | 603 |
| | μἑγιστη | 0,544 | 0,465 | | | | | | | | | | | | 717 |
| | μέση | 0,528 | 0,453 | | | | | | | | | | | | 660 |
| ХМГ | MP-62 | 0,485 | 0,510 | | | | | | | | | | 2,0 | 777 | 760 |
| | MP-76 | 0,595 | 0,386 | | | | | | | | | | 2,0 | 698 | 743 |
| | MP-65 | 0,491 | 0,488 | | | | | | | | | | | 730 | 791 |
| ΧΜζ | ελάχιστη | 0,491 | 0,386 | | | | | | | | | | | 698 | 743 |
| | μἑγιστη | 0,595 | 0,488 | | | | | | | | | | | 730 | 791 |
| | μἑση | 0,543 | 0,437 | | | | | | | | | | | 714 | 767 |

--: διότι οι πιέσεις είναι μικρότερες από 2 kbar.

Στον ΜΓ το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) έχει μέση τιμή 0,528 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,453. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο Β (T_B) κυμαίνεται από 603 μέχρι 717 °C (μέση θερμοκρασία περίπου 660 °C) ενώ το γεωθερμόμετρο A (T_A) δεν έδωσε θερμοκρασία γιατί το πέτρωμα είναι ακόρεστο σε διοξείδιο του πυριτίου.

Στον ΧΜΓ το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) έχει μέση τιμή 0,485 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,510. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) 777 °C και 760 °C με το γεωθερμόμετρο B (T_B).

Τέλος, στον ΧΜζ το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) έχει μέση τιμή 0,543 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,437. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) κυμαίνεται από 698 μέχρι 730 °C (μέση θερμοκρασία περίπου 714 °C) ενώ το γεωθερμόμετρο B (T_B) έδωσε θερμοκρασία η οποία κυμαίνεται από 743 μέχρι 791 °C (μέση θερμοκρασία περίπου 767 °C).

5.9.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία του ΜΓ, του Μζ, του ΧΜΓ, του ΧΜζ, του Γρ και του ΠμΓρ που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων απεικονίζονται στον πίνακα 5.37.

Έτσι, τα ενδιάμεσα μέλη έδωσαν θερμοκρασία περίπου 747 °C (πίνακας 5.37.), ενώ οι θερμοκρασίες που έδωσαν ο Γρ και ο ΠμΓρ ήταν πολύ μικρότερες, 593 και 453 °C, αντίστοιχα. Πίνακας 5.37.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του MΓ, του Mζ, του XMΓ, του XMζ, του Γρ και του ΠμΓρ με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των καλιούχων αστρίων και των πλαγιοκλάστων από Παπαδοπούλου (2003).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|----------|--------|
| МГ | MP-57 | 737 |
| Μζ | MP-21 | 770 |
| | MP-35 | 760 |
| | MP-67 | 720 |
| | MP-34 | 769 |
| УМГ | MP-62 | 704 |
| | | |
| | ελἁχιστη | 704 |
| | μἑγιστη | 769 |
| | μἑση | 738 |
| | MP-65 | 775 |
| | MP-76 | 661 |
| ХМ7 | | |
| ~ ~ | ελἁχιστη | 661 |
| | μέγιστη | 775 |
| | μέση | 718 |
| Γρ | MP-64 | 593 |
| ΠμΓρ | MR-6 | 453 |

5.9.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του ΜΓ, του Μζ, του ΧΜΓ του ΧΜζ, του Γρ και του ΠμΓρ που υπολογίστηκε με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζεται στον nivaka 5.38. και του απατίτη στον nivaka 5.39.

Έτσι, με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου ο ΜΓ ἑδωσε θερμοκρασία από 609 μέχρι 734 °C, με μέση τιμή 655 °C, ο Μζ ἑδωσε θερμοκρασία από 614 °C μέχρι 748 °C, με μέση τιμή 700 °C, ο XMΓ από 683 °C μέχρι 749 °C, με μέση τιμή 715 °C, ο XMζ από 704 °C μέχρι 783 °C, με μέση τιμή 745 °C, ο Γρ από 762 °C μέχρι 813 °C, με μέση τιμή 796 °C και ο ΠμΓρ από 750 °C μέχρι 777 °C (μέση τιμή 765 °C). Από την άλλη πλευρά, με βάση τον κορεσμό σε απατίτη, ο ΜΓ έδωσε θερμοκρασία από 827 μέχρι 923 °C, με μέση τιμή 886 °C, ο Μζ έδωσε θερμοκρασία από 874 °C μέχρι 945 °C, με μέση τιμή 915 °C, ο XMΓ από 875 °C μέχρι 944 °C, με μέση τιμή 905 °C, ο ΧΜζ από 895 °C μέχρι 1020 °C, με μέση τιμή 945 °C, ο Γρ από 924 °C μέχρι 981 °C, με μέση τιμή 951 °C και ο ΠμΓρ από 864 °C μέχρι 910 °C (μέση τιμή 882 °C).

Πίνακας 5.38.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του MΓ, του Mζ, του XMΓ του XMζ, του Γρ και του ΠμΓρ με βάση το γεωθερμόμετρο του ζιρκονίου. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Παπαδοπούλου (2003).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|----------|------|------|--------|
| | MP-06 | 154 | 3231 | 0,04 | 643 |
| | MP-07 | 212 | 2347 | 0,03 | 717 |
| | MP-08 | 267 | 1864 | 0,03 | 734 |
| | MP-13 | 119 | 4182 | 0,04 | 626 |
| | MP-26 | 129 | 3858 | 0,03 | 663 |
| | MP-36 | 109 | 4566 | 0,03 | 640 |
| | MP-41 | 100 | 4976 | 0,03 | 637 |
| | MP-52 | 94 | 5294 | 0,03 | 638 |
| | MP-57 | 147 | 3385 | 0,03 | 685 |
| | MP-58 | 103 | 4832 | 0,03 | 677 |
| | MP-60 | 136 | 3659 | 0,03 | 684 |
| | MP-63 | 68 | 7318 | 0,03 | 632 |
| MI | MP-66 | 86 | 5787 | 0,03 | 645 |
| | MP-70 | 77 | 6463 | 0,02 | 662 |
| | MP-81 | 116 | 4290 | 0,04 | 628 |
| | MP-91 | 135 | 3686 | 0,04 | 638 |
| | MP-92 | 112 | 4443 | 0,03 | 630 |
| | MP-93 | 105 | 4740 | 0,04 | 611 |
| | MP-402 | 112 | 4443 | 0,04 | 609 |
| | MP-405 | 169 | 2945 | 0,03 | 707 |
| | ελἁχιστη | | | | 609 |
| | μέγιστη | | | | 734 |
| | μέση | | | | 655 |
| | MP-03 | 226 | 2202 | 0,02 | 745 |
| | MP-11 | 173 | 2877 | 0,03 | 670 |
| | MP-14 | 223 | 2232 | 0,03 | 690 |
| | MP-18 | 194 | 2565 | 0,03 | 676 |
| | MP-23 | 168 | 2962 | 0,03 | 687 |
| | MP-25 | 236 | 2109 | 0,03 | 719 |
| | MP-38 | 197 | 2526 | 0,03 | 703 |
| M7 | MP-53 | 79 | 6299 | 0,03 | 614 |
| iης | MP-73 | 214 | 2325 | 0,03 | 698 |
| | MP-82 | 181 | 2749 | 0,03 | 705 |
| | MP-89 | 263 | 1892 | 0,03 | 744 |
| | MP-403 | 270 | 1843 | 0,03 | 748 |
| | ελάχιστη | | | | 614 |
| | μέγιστη | | | | 748 |
| | μέση | | | | 700 |

| Πίνακας 5.38. | (συνἑχεια) |
|---------------|------------|
|---------------|------------|

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|----------|------|------|--------|
| | MP-34 | 153 | 3253 | 0,02 | 710 |
| | MP-35 | 172 | 2893 | 0,03 | 693 |
| | MP-37 | 208 | 2393 | 0,03 | 727 |
| | MP-56 | 191 | 2605 | 0,03 | 721 |
| | MP-62 | 176 | 2828 | 0,02 | 721 |
| | MP-67 | 131 | 3799 | 0,03 | 683 |
| ХМГ | MP-69 | 171 | 2910 | 0,03 | 712 |
| API | MP-74 | 240 | 2074 | 0,02 | 749 |
| | MP-102 | 169 | 2945 | 0,03 | 696 |
| | MP-404 | 149 | 3340 | 0,02 | 740 |
| | ελἁχιστη | | | | 683 |
| | μέγιστη | | | | 749 |
| | μέση | | | | 715 |
| | MP-19 | 167 | 2980 | 0,03 | 704 |
| | MP-24 | 211 | 2359 | 0,02 | 746 |
| | MP-32 | 228 | 2183 | 0,03 | 726 |
| | MP-65 | 210 | 2370 | 0,03 | 712 |
| | MP-88 | 237 | 2100 | 0,03 | 729 |
| | MP-94 | 289 | 1722 | 0,03 | 755 |
| VA47 | MP-97 | 244 | 2040 | 0,02 | 751 |
| хмς | MP-98 | 296 | 1681 | 0,02 | 773 |
| | MP-99 | 298 | 1670 | 0,02 | 783 |
| | MP-100 | 265 | 1878 | 0,02 | 771 |
| | ελάχιστη | | | | 704 |
| | μέγιστη | | | | 783 |
| | μέση | | | | 745 |
| | MP-64 | 207 | 2404 | 0,01 | 813 |
| | MP-68A | 114 | 4365 | 0,01 | 762 |
| _ | MP-90 | 312 | 1595 | 0,02 | 812 |
| ιρ | ελάχιστη | | | | 762 |
| | μέγιστη | | | | 813 |
| | μέση | | | | 796 |
| | MR-1 | 92 | 5409 | 0,01 | 762 |
| | MR-2 | 83 | 5996 | 0,01 | 750 |
| | MR-3 | 110 | 4524 | 0,01 | 771 |
| ΠμΓρ | MR-6 | 119 | 4182 | 0,01 | 777 |
| | ελάχιστη | | | | 750 |
| | μέγιστη | | | | 777 |
| | μἑση | | | | 765 |

Πίνακας 5.39.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του MΓ, του Mζ, του XMΓ και XMζ, του Γρ και του ΠμΓρ με βάση το γεωθερμόμετρο του απατίτη. Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Παπαδοπούλου (2003).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|-------|------------------|------------------|-------------------------------|------------|
| | MP-06 | 52,10 | 0,51 | 878 |
| | MP-07 | 52,96 | 0,48 | 883 |
| | MP-08 | 50,67 | 0,48 | 847 |
| | MP-13 | 52,08 | 0,67 | 920 |
| | MP-26 | 50,87 | 0,59 | 881 |
| | MP-36 | 52,25 | 0,51 | 881 |
| | MP-41 | 51,85 | 0,53 | 880 |
| | MP-52 | 51,41 | 0,62 | 897 |
| | MP-57 | 54,57 | 0,54 | 924 |
| | MP-58 | 54,50 | 0,46 | 900 |
| | MP-60 | 51,64 | 0,49 | 865 |
| МГ | MP-63 | 52,06 | 0,51 | 878 |
| | MP-66 | 52,57 | 0,50 | 883 |
| | MP-81 | 49,28 | 0,71 | 884 |
| | MP-91 | 51,54 | 0,62 | 899 |
| | MP-92 | 52,11 | 0,01 | 906 |
| | MP-93 MD-402 | 51,96 48.41 | 0,75 | 952 |
| | MP-402 MD-405 | 55 56 | 0,81 | 860 |
| | MP-403 | 55,50 | 0,55 | 809 |
| | ελἀχιστη | | | 827 |
| | μεγιστη | | | 932 |
| | μέση | | | 886 |
| | MP-03 | 55,75 | 0,45 | 914 |
| | MP-11 | 54,38 | 0,57 | 929 |
| | MP-14 | 55,11 | 0,51 | 923 |
| | MP-18 | 54,25 | 0,55 | 922 |
| | MP-23 | 55,38 | 0,47 | 915 |
| | MP-25 | 54,80 | 0,47 | 907 |
| | MP-38 | 54,11 | 0,40 | 874 |
| MZ | MP-53 | 53,69 | 0,52 | 905 |
| | MP-73 | 54,20 | 0,50 | 907 |
| | MP-02 MD-00 | 55,41 | 0,55 | 933 |
| | MP-402 | 50,47 | 0,32 | 943 |
| | MP-403 | ла, | 0,45 | 910 |
| | ελἀχιστη | | | 874 |
| | μεγιστη | | | 945 |
| | μεση | | | 915 |
| | MP-34 | 55,10 | 0,45 | 905 |
| | MP-35 | 52,44 | 0,48 | 875 |
| | MP-37 | 54,97 | 0,44 | 900 |
| | MP-56 | 55,24 | 0,46 | 910 |
| | MP-02 | 55,90 | 0,45 | 910 |
| | MD-60 | 54,09 55 77 | 0,40 | 003 |
| ХМГ | MD-74 | 56 52 | 0, 1 0 0 42 | 910 Q15 |
| | MP-102 | 53 53 | 0,72 0 47 | 888 |
| | MP-404 | 62.68 | 0,7) 0 70 | 944 |
| | | 02,00 | 0,25 | 211 |
| | ελάχιστη | | | 875 |
| | μέγιστη | | | 944 |
| | μέση | | | 905 |

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|------------|----------|------------------|---|--------|
| | MP-19 | 56,35 | 0,41 | 909 |
| | MP-24 | 59,20 | 0,43 | 954 |
| | MP-32 | 56,53 | 0,55 | 954 |
| | MP-65 | 55,80 | 0,39 | 895 |
| | MP-76 | 57,11 | 0,80 | 1020 |
| | MP-77 | 57,53 | 0,56 | 970 |
| | MP-78 | 56,07 | 0,50 | 934 |
| | MP-83 | 56,27 | 0,51 | 939 |
| XM7 | MP-88 | 56,16 | 0,58 | 957 |
| | MP-94 | 56,14 | 0,53 | 943 |
| | MP-97 | 57,11 | 0,51 | 951 |
| | MP-98 | 57,77 | 0,47 | 948 |
| | MP-99 | 58,09 | 0,39 | 926 |
| | MP-100 | 58,11 | 0,40 | 930 |
| | ελάχιστη | | | 895 |
| | μέγιστη | | | 1020 |
| | μέση | | | 945 |
| | MP-64 | 72,08 | 0,10 | 924 |
| | MP-68A | 73,62 | 0,15 | 981 |
| F - | MP-90 | 65,73 | 0,22 | 946 |
| Ιρ | ελάχιστη | | | 924 |
| | μέγιστη | | | 981 |
| | μέση | | | 951 |
| | MR-1 | 77,56 | 0,03 | 866 |
| | MR-2 | 77,36 | 0,03 | 864 |
| ΠμΓρ | MR-3 | 75,74 | 0,06 | 910 |
| | MR-6 | 73,53 | 0,06 | 891 |
| | ελάχιστη | | | 864 |
| | μέγιστη | | | 910 |
| | μέση | | | 882 |

Πίνακας 5.39. (συνέχεια)

5.9.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα της παραγράφου αυτής αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη της Μαρώνειας μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Από τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) έδωσε πίεση κρυστάλλωσης η οποία ήταν 2,1 kbar για τον Μζ, ενώ τα υπόλοιπα γεωβαρόμετρα έδωσαν αρνητικές πιέσεις. Η Παπαδοπούλου (2003) υπολόγισε την πίεση κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Μαρώνειας περίπου 1,5 kbar, χρησιμοποιώντας όμως το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου των Anderson & Smith (1995). Με το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου υπολογίστηκαν παρόμοια εύρη τιμών πίεσης κρυστάλλωσης με αυτά της Παπαδοπούλου (2003). Έτσι, για τον ΜΓ η πίεση κρυστάλλωσης κυμαίνεται από 2,9 μέχρι 11,2 kbar, για τον Μζ από 5,7 μέχρι 9,4 kbar, για τον ΧΜΓ από 2,5 μέχρι 5,7 kbar ενώ για τον ΧΜζ από 2,6 μέχρι 3,3 kbar. Η Παπαδοπούλου (2003) ως μέση πίεση κρυστάλλωσης, με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου, για τον πλουτωνίτη της Μαρώνειας, υπολόγισε την τιμή των 4,5 kbar.

Η διαφορά αυτή στην πίεση που υπολογίστηκε με βάση τα παραπάνω γεωβαρόμετρα πιθανόν οφείλεται στο ότι η κρυστάλλωση των πυροξένων πιθανόν να συνέβη σε μεγαλύτερα βάθη του πλουτωνικού όγκου, όπου η πίεση ήταν υψηλότερη, σε αντίθεση με την κρυστάλλωση των αμφιβόλων, η οποία άρχισε σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος και οι πιέσεις που υπολογίστηκαν με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου πιθανόν να αντιπροσωπεύουν τις συνθήκες κρυστάλλωσης κατά το σχηματισμό των αμφιβόλων.

Η Δορυφόρου (1990) και οι Μπόσκος και Δορυφόρου (1993) υπολόγισαν, με βάση τις παραγενέσεις των ορυκτών που υπάρχουν στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα, ότι η διείσδυση του πλουτωνίτη έγινε σε πίεση 0,5-2,5 kbar και θερμοκρασία 700-775 °C. Πάντως, όπως παρατηρείται, η μεταμόρφωση επαφής συνηγορεί υπέρ των αποτελεσμάτων που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου.

Όσον αφορά τη θερμοκρασία, του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, με βάση τα γεωθερμόμετρα της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου, υπολογίστηκε ότι είναι περίπου 720 °C ενώ το γεωθερμόμετρο των δυο αστρίων έδωσε θερμοκρασία για τα ενδιάμεσα μέλη της σειράς περίπου 740 °C και για τα όξινα μέλη πάρα πολύ χαμηλές τιμές θερμοκρασίας οι οποίες δεν θα μπορούσαν να αντιπροσωπεύουν μαγματικές θερμοκρασίες. Η Παπαδοπούλου (2003) υπολόγισε παρόμοιες θερμοκρασίες για τον πλουτωνίτη της Μαρώνειας με βάση το γεωθερμόμετρο της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου αλλά με το γεωθερμόμετρο των δυο αστρίων δυο αστρίων μαγματικές υψηλότερες θερμοκρασίες της τάξης των 1100 °C.

Όπως αναφέρει και η Παπαδοπούλου (2003) τα ενδιάμεσα μέλη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας έχουν προκύψει από διαφορετικό είδος μάγματος από

132

εκείνο των όξινων μελών και η διαδικασία εξέλιξης από την οποία προέκυψαν τα ενδιάμεσα μέλη δεν είναι η κλασματική κρυστάλλωση αλλά η αφομοίωση με κλασματική κρυστάλλωση (AFC). Έτσι, οι χαμηλές θερμοκρασίες που έδωσε το θερμόμετρο κορεσμού του Zr για τον MF και για όλα τα ενδιάμεσα πετρώματα πιθανόν να οφείλονται σε μόλυνση του μάγματος από μαφικά υλικά φτωχά σε Zr (Valdecir de Assis Janasi 2002) οπότε οι θερμοκρασίες αυτές δεν είναι αξιόπιστες. Από την άλλη πλευρά η θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του Zr για τα όξινα μέλη είναι περίπου 780 °C.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τον κορεσμό του απατίτη είναι υψηλότερες σε σχέση με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου για το λόγο ότι η πίεση που υπολογίστηκε για τον πλουτωνίτη είναι πολύ μικρότερη από την πίεση των 7,5 kbar που πραγματοποιήθηκαν τα πειράματα για το θερμόμετρο του απατίτη (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

5.10. Ο ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ

Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης, αποτελείται από τον πορφυροειδή μικροχαλαζιακό μονζονίτη μέχρι μικρο-γρανίτη (PMQM), τον πορφυροειδή χαλαζιακό μονζονίτη μέχρι γρανίτη (PQM), τον μικρο-γρανίτη (MGR), τον βιοτιτικό γρανίτη (GR) και τα εγκλείσματα (ENC). Οι αναλύσεις των ορυκτών και των πετρωμάτων για τους θερμοβαρομετρικούς υπολογισμούς προέρχονται από τους Christofides et al. (2000).

5.10.1. Πίεση κρυστάλλωσης

5.10.1.1. Γεωβαρόμετρο αμφιβόλου

Με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου η πίεση που υπολογίστηκε υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο PQM, ο MGR και τα ENC απεικονίζεται στον πίνακα 5.40. Το συνολικό Al της κεροστίλβης για τον PQM είναι 1,1 και του MGR καθώς επίσης και των εγκλεισμάτων ENC 1,3.

Πίνακας 5.40.: Πίεση (P) κρυστάλλωσης σε kbar του PQM, MGR καθώς και των ENC καθώς και τα αντίστοιχα βάθη (H) κρυστάλλωσης τους σε km με βάση τις αναλύσεις των αμφιβόλων από Christofides et al. (2000).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | A Altot | Hammarstrom & Zen (1986) | | Hollister et | al. (1987) | Johnson & I (198 | Rutherford 39) | ^I Schmidt (1992) | |
|-------|--------|---------|-----------------------------|--------|--------------|------------|---------------------|-------------------|-----------------------------|----------|
| | | | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) | H (km) | P (kbar) |) H (km) |
| PQM | RF22 | 1,1 | | | | | | | 2,0 | 7,5 |
| MGR | BN1 | 1,3 | 2,5 | 9,4 | 2,4 | 9,2 | 1,9 | 7,3 | 3,1 | 11,6 |
| ENC | KF6 | 1,3 | 2,5 | 9,5 | 2,4 | 9,2 | 1,9 | 7,3 | 3,1 | 11,6 |

--: πιέσεις μικρότερες από 2 kbar.

Ο PQM ἑδωσε πἰεση κρυστάλλωσης με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) 2 kbar (βάθος 7,5 km).

Για τον MGR η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) είναι 3,1 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης 11,6 km περίπου. Όμοιες τιμές πίεσης με αυτές του MGR, όπως παρατηρείται και στον πίνακα, έδωσαν και τα ENC.

5.10.2. Θερμοκρασία

5.10.2.1. Γεωθερμόμετρο αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου

Με βάση τα δυο γεωθερμόμετρα των Blundy & Holland (1994) η θερμοκρασία του PQM, του MGR καθώς και των ENC, που υπολογίστηκε απεικονίζεται στον πίνακας 5.41.

Στον PQM το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X_{Ab}^{Plag}) είναι 0,738 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X_{An}^{Plag}) 0,243. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο A (T_A) είναι 731 °C και με το γεωθερμόμετρο B (T_B) 714 °C (διαφορά 25 °C) για πίεση κρυστάλλωσης P_(Sch)=2 kbar.

Το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη (X^{Plag}_{Ab}) και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) στο πλαγιόκλαστο, του MGR είναι περίπου 0,669 και 0,299 ανά δομική μονάδα, αντίστοιχα. Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο Α για όλες τις πιέσεις, είναι 790 °C ενώ με το γεωθερμόμετρο Β 758 °C.

Πίνακας 5.41.: Τιμές θερμοκρασίας (T) σε °C του PQM, του MGR καθώς και των ENC με βάση τα γεωθερμόμετρο A (T_A) και το γεωθερμόμετρο B (T_B) των Blundy & Holland (1994) για κάθε πίεση κρυστάλλωσης με βάση τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου των Hammarstrom & Zen (1986) (P_(H&Z)), Hollister et al. (1987) (P_(H et al)), Johnson & Rutherford (1989) (P_(J&R)) και του Schmidt (1992) (P_(Sch)). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των αμφιβόλων και των πλαγιοκλάστων από Christofides et al. (2000).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | X ^{Plag} Ab | X ^{Plag} An | P _(H&Z) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(H et al) (kbar) | T₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(J&R) (kbar) | Τ₄ (°C) | Т _в (°С) | P _(Sch) (kbar) | Τ₄ (°C) | Т _в (°С) |
|-------|--------|-------------------------|-------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|----------------------------------|------------|------------------------|------------------------------|------------|------------------------|
| PQM | RF22 | 0,738 | 0,243 | | | | | | | | | | 2 | 731 | 714 |
| MGR | BN1 | 0,669 | 0,299 | 2,5 | 790 | 758 | 2,4 | 791 | 758 | 1,9 | 798 | 758 | 3,1 | 782 | 758 |
| ENC | KF6 | 0,780 | 0,198 | 2,5 | 749 | 712 | 2,4 | 750 | 712 | 1,9 | 756 | 712 | 3,1 | 742 | 712 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |

--: οι πιέσεις της αμφιβόλου είναι μικρότερες από 2 kbar.

Τέλος, στα ΕΝC το γραμμομοριακό κλάσμα του αλβίτη στο πλαγιόκλαστο (X^{Plag}_{Ab}) είναι 0,780 ανά δομική μονάδα και του ανορθίτη (X^{Plag}_{An}) 0,198. Η θερμοκρασία

που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο Α για όλες τις πιέσεις, είναι 749 °C ενώ με το γεωθερμόμετρο Β 712 °C.

5.10.2.2. Γεωθερμόμετρο δυο αστρίων

Η θερμοκρασία PMQM που υπολογίστηκε με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων βρέθηκε να είναι περίπου 747 °C (πίνακας 5.42.).

Πίνακας 5.42.: Τιμή θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PMQM με βάση τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων. Οι υπολογισμός της θερμοκρασίας βασίζεται στην ανάλυση του καλιούχου αστρίου και του πλαγιοκλάστου από Christofides et al. (2000).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | T (°C) |
|-------|--------|--------|
| PMQM | PA1 | 747 |

5.10.2.3. Θερμοκρασία με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου και του απατίτη

Η θερμοκρασία του PMQM, του PQM, του MGR, του GR καθώς και των ENC που υπολογίστηκε με βάση το γεωθερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου στο τήγμα απεικονίζεται στον πίνακα 5.43. και του απατίτη στον πίνακα 5.44.

Με βάση τον κορεσμό του ζιρκονίου ο PMQM ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 842 μέχρι 855 °C με μέση θερμοκρασία 849 °C, ο PQM ἑδωσε θερμοκρασία που κυμαίνεται από 802 μέχρι 851 °C (μέση θερμοκρασία 828 °C), ο MGR από 830 μέχρι 850 °C (μέση θερμοκρασία 840 °C), ο GR από 781 μέχρι 834 °C (μέση θερμοκρασία 807 °C) και τα ENC από 750 μέχρι 807 °C με μέση θερμοκρασία 774 °C.

Το θερμόμετρο κορεσμού σε απατίτη έδωσε θερμοκρασία για τον PMQM από 1025 μέχρι 1087 °C με μέση θερμοκρασία 1053 °C, για τον PQM από 978 μέχρι 1047 °C με μέση θερμοκρασία 1012 °C, για τον MGR από 1012 μέχρι 1052 °C με μέση θερμοκρασία 1029 °C, για τον GR από 922 μέχρι 988 °C με μέση θερμοκρασία 964 °C και, τέλος, για τα ENC από 964 μέχρι 1084 °C με μέση θερμοκρασία 1020 °C.

Πίνακας 5.43.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PMQM, του PQM, του MGR, του GR καθώς και των ENC με βάση το γεωθερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου στο τήγμα των Watson & Harrison (1983). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Christofides et al. (2000).

| τγπος | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|------------|------|--------------|------------|
| | PA1 | 491 | 1014 | 1,88 | 852 |
| | PA3 | 481 | 1035 | 1,89 | 849 |
| | PA4 | 487 | 1022 | 1,84 | 855 |
| | ANG12 | 450 | 1106 | 1,83 | 847 |
| | PA16 | 444 | 1121 | 1,78 | 850 |
| РМОМ | PR7 | 402 | 1238 | 1,76 | 842 |
| | BN2 | 387 | 1286 | 1,68 | 845 |
| | | | | | |
| | ελάχιστη | | | | 842 |
| | μένιστη | | | | 855 |
| | μέση | | | | 849 |
| | GA1 | 326 | 1527 | 1.71 | 827 |
| | AM2 | 298 | 1670 | 1.79 | 812 |
| | KF1 | 366 | 1360 | 1.82 | 829 |
| | AM5 | 300 | 1659 | 1.62 | 826 |
| | B3 | 442 | 1126 | 1.82 | 846 |
| | KF4 | 341 | 1459 | 1.78 | 825 |
| | АМ4 | 321 | 1550 | 1.55 | 838 |
| | GA2 | 290 | 1716 | 1.68 | 818 |
| | ANG3 | 428 | 1163 | 1.73 | 851 |
| | B5 | 418 | 1191 | 1,83 | 841 |
| | RF22 | 345 | 1442 | 1,80 | 825 |
| | EK18 | 360 | 1382 | 1,77 | 831 |
| DOM | АМЗ | 274 | 1816 | 1,68 | 812 |
| PQM | L3 | 281 | 1771 | 1,76 | 809 |
| | AM1 | 236 | 2109 | 1,64 | 802 |
| | RF8 | 350 | 1422 | 1,63 | 839 |
| | ANG7 | 345 | 1442 | 1,67 | 835 |
| | EK10 | 383 | 1299 | 1,73 | 840 |
| | L2 | 307 | 1621 | 1,69 | 823 |
| | L1 | 295 | 1687 | 1,69 | 819 |
| | ANG6 | 294 | 1693 | 1,62 | 824 |
| | RAL4 | 313 | 1590 | 1,49 | 840 |
| | | | | | 000 |
| | ελαχιστη | | | | 802 |
| | μεγιστη | | | | 851 |
| | μεση | 250 | 1422 | 1.00 | 828 |
| | | 35U 427 | 1422 | 1,00 1 74 | 830 850 |
| | | 727 | 1300 | 1 72 | 825 070 |
| | B6 | 282 | 1200 | 1 64 | 847 |
| | | 356 | 1398 | 1 76 | 830 |
| MCD | ANG1 | 388 | 1283 | 1 64 | 849 |
| MGK | EK17 | 310 | 1605 | 1.58 | 832 |
| | | 010 | 2000 | 2,00 | 55E |
| | ελάχιστη | | | | 830 |
| | μένιστη | | | | 850 |
| | ušan | | | | 840 |
| | μεσι | | | | 040 |

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | Zr (ppm) | D | м | T (°C) |
|-------|----------|----------|------|------|--------|
| | RAL3 | 298 | 1670 | 1,51 | 834 |
| | ANG9 | 261 | 1907 | 1,59 | 815 |
| | EK8 | 272 | 1830 | 1,54 | 823 |
| | EK13 | 215 | 2315 | 1,57 | 799 |
| | EK20 | 222 | 2242 | 1,59 | 800 |
| | EK5 | 195 | 2552 | 1,36 | 806 |
| | XX1 | 224 | 2222 | 1,53 | 806 |
| | ANG8 | 267 | 1864 | 1,53 | 822 |
| | RAL1 | 227 | 2192 | 1,50 | 809 |
| | ххз | 179 | 2780 | 1,53 | 786 |
| ° D | EK7 | 198 | 2513 | 1,33 | 810 |
| JK | L5 | 212 | 2347 | 1,46 | 806 |
| | EK6 | 240 | 2074 | 1,49 | 816 |
| | L6 | 209 | 2381 | 1,46 | 805 |
| | EK1 | 196 | 2539 | 1,43 | 801 |
| | EK4 | 203 | 2451 | 1,43 | 805 |
| | XX4 | 171 | 2910 | 1,55 | 781 |
| | EK9 | 220 | 2262 | 1,49 | 808 |
| | ελάχιστη | | | | 781 |
| | μέγιστη | | | | 834 |
| | μέση | | | | 807 |
| | RF3 | 338 | 1472 | 2,59 | 764 |
| | KF6 | 367 | 1356 | 2,88 | 750 |
| | AM7 | 408 | 1220 | 2,22 | 807 |
| ENC | | | | | |
| | ελάχιστη | | | | 750 |
| | μέγιστη | | | | 807 |
| | μέση | | | | 774 |

Πινακας 5.43. (συνἑχεια)

Πίνακας 5.44.: Τιμές θερμοκρασίας (Τ) σε °C του PMQM, του PQM, του MGR, του GR καθώς και των ENC με βάση το γεωθερμόμετρο κορεσμού του απατίτη στο τήγμα των Harrison & Watson (1984). Οι υπολογισμοί των θερμοκρασιών βασίζονται στις αναλύσεις των πετρωμάτων από Christofides et al. (2000).

| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) |
|-------|----------|------------------|-------------------------------|--------|
| | PA1 | 65,05 | 0,68 | 1087 |
| | PA3 | 65,64 | 0,59 | 1073 |
| | PA4 | 64,41 | 0,55 | 1050 |
| | ANG12 | 66,70 | 0,50 | 1060 |
| | PA16 | 66,78 | 0,41 | 1034 |
| PMQM | PR7 | 68,03 | 0,39 | 1040 |
| - | BN2 | 67,91 | 0,35 | 1025 |
| | ελάχιστη | | | 1025 |
| | μένιστη | | | 1087 |
| | μέση | | | 1053 |
| | GA1 | 65,16 | 0,46 | 1033 |
| | AM2 | 65,78 | 0,34 | 999 |
| | KF1 | 66,35 | 0,39 | 1023 |
| | AM5 | 66,85 | 0,34 | 1010 |
| | B3 | 67,10 | 0,35 | 1017 |
| | KF4 | 67,32 | 0,37 | 1026 |
| | AM4 | 67,37 | 0,36 | 1023 |
| | GA2 | 67,44 | 0,30 | 1001 |
| | ANG3 | 67,51 | 0,30 | 1001 |
| | B5 | 67,52 | 0,40 | 1038 |
| | RF22 | 67,69 | 0,42 | 1047 |
| | EK18 | 67,80 | 0,29 | 1000 |
| РОМ | АМЗ | 67,90 | 0,30 | 1005 |
| 1.51 | L3 | 68,08 | 0,30 | 1007 |
| | AM1 | 68,10 | 0,28 | 999 |
| | RF8 | 68,25 | 0,34 | 1025 |
| | ANG7 | 68,51 | 0,29 | 1008 |
| | EK10 | 68,80 | 0,27 | 1002 |
| | L2 | 69,28 | 0,29 | 1015 |
| | L1 | 69,34 | 0,28 | 1012 |
| | ANG6 | 69,37 | 0,21 | 978 |
| | RAL4 | 69,44 | 0,25 | 999 |
| | ελάχιστη | | | 978 |
| | μέγιστη | | | 1047 |
| | μέση | | | 1012 |
| | B1 | 66,44 | 0,39 | 1024 |
| | EK12 | 67,34 | 0,45 | 1052 |
| | BN1 | 67,49 | 0,40 | 1038 |
| | B6 | 67,72 | 0,39 | 1037 |
| | ANG4A | 67,84 | 0,35 | 1024 |
| MGR | ANG1 | 68,30 | 0,31 | 1014 |
| | EK17 | 68,91 | 0,29 | 1012 |
| | ελάγιστη | | | 1012 |
| | μένιστη | | | 1052 |
| | | | | 1022 |
| τγποΣ | ΔΕΙΓΜΑ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | T (°C) | |
|------------|----------|------------------|-------------------------------|--------|--|
| | RAL3 | 68,84 | 0,24 | 988 | |
| | ANG9 | 69,08 | 0,21 | 975 | |
| | EK8 | 69,08 | 0,22 | 980 | |
| | EK13 | 69,12 | 0,18 | 958 | |
| | EK20 | 69,13 | 0,20 | 970 | |
| | EK5 | 69,51 | 0,19 | 968 | |
| | XX1 | 69,52 | 0,16 | 948 | |
| | ANG8 | 69,55 | 0,19 | 968 | |
| | RAL1 | 69,70 | 0,15 | 943 | |
| | XX3 | 69,96 | 0,12 | 922 | |
| 6 D | EK7 | 70,12 | 0,17 | 961 | |
| GR | L5 | 70,37 | 0,20 | 982 | |
| | EK6 | 70,58 | 0,19 | 978 | |
| | L6 | 70,62 | 0,17 | 966 | |
| | EK1 | 70,69 | 0,16 | 960 | |
| | EK4 | 70,69 | 0,18 | 973 | |
| | XX4 | 70,78 | 0,12 | 930 | |
| | EK9 | 70,89 | 0,20 | 987 | |
| | ελάχιστη | | | 922 | |
| | μέγιστη | | | 988 | |
| | μέση | | | 964 | |
| | RF3 | 51,39 | 0,93 | 964 | |
| | KF6 | 55,22 | 0,87 | 1009 | |
| | AM7 | 57,17 | 1,18 | 1087 | |
| ENC | ελάγιστη | | | 964 | |
| | μένιστη | | | 1087 | |
| | μέση | | | 1020 | |

Πίνακας 5.44. (συνέχεια)

5.10.3. Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα αναφορικά με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας του πλουτωνίτη της Σαμοθράκης μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα.

Η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992) υπό την οποία κρυσταλλώθηκε ο PQM, ο MGR και τα ENC, είναι 2 kbar για τον PQM και περίπου 3,1 kbar για τον MGR και τα ENC. Όμοιες τιμές πίεσης υπολογίστηκαν, με το γεωβαρόμετρο του Schmidt (1992), για τον PMQM και τον PQM και από τους Christofides et al. (2000).

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με το γεωθερμόμετρο της αμφιβόλουπλαγιοκλάστου των Blundy & Holland (1994), χρησιμοποιώντας τις διάφορες πιέσεις κρυστάλλωσης από τα γεωβαρόμετρα των αμφιβόλων, είναι για τον PQM 722 °C, για τον MGR 774 °C και για τα ENC 730 °C. Αρκετά υψηλότερη θερμοκρασία, 747 °C, και όμοια με αυτή των Christofides et al. (2000) έδωσε το γεωθερμόμετρο των δυο αστρίων για τον PMQM σε σχέση με το παραπάνω γεωθερμόμετρο.

Η θερμοκρασία που υπολογίστηκε με βάση το θερμόμετρο κορεσμού σε ζιρκόνιο είναι περίπου 830 °C για όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη ενώ τα ΕΝC έδωσαν θερμοκρασία κρυστάλλωσης με αυτό το θερμόμετρο γύρω 774 °C.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση τον κορεσμό του απατίτη είναι υψηλότερες σε σχέση με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν, με βάση τη διαλυτότητα του ζιρκονίου για το λόγο ότι η πίεση που υπολογίστηκε για τον πλουτωνίτη είναι πολύ μικρότερη από την πίεση των 7,5 kbar που πραγματοποιήθηκαν τα πειράματα για το θερμόμετρο του απατίτη (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6ο ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Η μάζα της Ροδόπης, η οποία διαχωρίζεται σε δυο τεκτονικές ενότητες, την ενότητα Παγγαίου ή Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΚΤΕ) και την ενότητα Σιδηρονέρου ή Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΑΤΕ), καλύπτει στον ελληνικό χώρο την ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη. Στα δυτικά συνορεύει με την Σερβομακεδονική Μάζα και στα νότια-ανατολικά επικαλύπτεται τεκτονικά από την Περιροδοπική Ζώνη (Karfakis & Doutsos 1995).

Κατά το Τριτογενές, τόσο στη Μάζα της Ροδόπης όσο και στην Περιροδοπική Ζώνη, λαμβάνει χώρα μία έντονη μαγματική δραστηριότητα με αποτέλεσμα τον σχηματισμό του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου και του πλουτωνίτη της Ξάνθης που διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της ΑΤΕ, τον σχηματισμό των πλουτωνιτών της Βροντούς, του Πανοράματος, του Παγγαίου, των Φιλίππων και της Καβάλας που διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της ΚΤΕ καθώς και τον σχηματισμό του πλουτωνίτη της Μαρώνειας και της Σαμοθράκης που διεισδύουν στην Περιροδοπική Ζώνη.

Γενικά, οι Τριτογενείς γρανιτικοί πλουτωνίτες της Ροδόπης όπως φαίνεται από τις σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα τα οποία διακόπτουν είναι μεταμεταμορφικοί και θεωρούνται ότι συνδέονται γενετικά με ζώνη κατάδυσης. Επίσης, όλοι οι Τριτογενείς πλουτωνίτες, εκτός από το πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιά-Σκαλωτή-Παρανέστι, έχουν τοποθετηθεί σε ένα εκτατικό περιβάλλον (Koukouvelas & Pe-Piper 1991, Kolocotroni 1992, Sokoutis et al. 1993, Dinter et al. 1995, Christofides et al. 1998) και όπως παρατηρείται και στο σχήμα 6.1., η ηλικία τους μειώνεται, γενικά, από βορρά προς νότο.

Στον πίνακα 6.1. παρουσιάζονται οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με τα γεωθερμόμετρα των δυο αστρίων, της αμφιβόλου-πλαγιοκλάστου και τα θερμόμετρα κορεσμού του ζιρκονίου και του απατίτη. Επίσης, στον ίδιο πίνακα,

142

παρουσιάζονται και οι πιέσεις που υπολογίστηκαν με τα γεωβαρόμετρα της αμφιβόλου και του κλινοπυροξένου καθώς και τα αντίστοιχα βάθη κρυστάλλωσης των ορυκτών αυτών.



Σχήμα 6.1.: Τα πλουτωνικά πετρώματα στη Μάζα της Ροδόπης. Ταυτόχρονα απεικονίζονται οι πιέσεις κρυστάλλωσης και οι ηλικίες τους.

Έτσι, στη Μάζα της Ροδόπης οι πιέσεις κρυστάλλωσης που υπολογίστηκαν, με βάση το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου του Scmhidt (1992), για τον πλουτωνίτη της Καβάλας και του Παγγαίου είναι γύρω στα 6,2 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης γύρω στα 25 km, ενώ για το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου είναι γύρω στα 5,6 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης γύρω στα 23 km. Ο πλουτωνίτης των Φιλίππων έδωσε μικρότερη πίεση κρυστάλλωσης 4,5 kbar (βάθος κρυστάλλωσης περίπου 18 km) με βάση το παραπάνω γεωβαρόμετρο, ενώ για τον πλουτωνίτη της Βροντούς η πίεση κρυστάλλωσης υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου του Nimis (1995) και είναι της τάξης των 7,2 kbar, περίπου 29 km βάθος κρυστάλλωσης. Πιέσεις κρυστάλλωσης, της τάξης των 2,2 kbar (βάθος κρυστάλλωσης 9 km), έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου για τους πλουτωνίτες της Ξάνθης και του Πανοράματος οι οποίες θα μπορούσαν να αντιπροσωπεύουν ή τις συνθήκες κρυστάλλωσης κατά τον σχηματισμό των αμφιβόλων σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος ή τις πιέσεις κρυστάλλωσης των πλουτωνιτών αυτών. Στον πλουτωνίτη της Ξάνθης, η Liati (1986) υπολόγισε, με βάση τις παραγενέσεις των ορυκτών που υπάρχουν στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα, ότι η διείσδυση του πλουτωνίτη έγινε σε πίεση γύρω στα 3 kbar η οποία συνηγορεί υπέρ των αποτελεσμάτων που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου.

Πίνακας 6.1.: Συγκεντρωτικός πίνακας των θερμοκρασιών και των πιέσεων καθώς και των βαθών κρυστάλλωσης των πλουτωνιτών.

| | | ВАРОМЕТРА | | | | | |
|-----------|-------------------|------------------|-------------|------------|----------------|---------------|---------------|
| | Amph-Plag (°C) | Kfs-Plag (°C) | Zrc (°C) | Ap (°C) | Amph (kbar) | Cpx (kbar) | BAΘOΣ (km) |
| BPONTOY | 660-750 | 530-660 | 690-780 | 760-950 | | 7,2 | 29 |
| ΠΑΝΟΡΑΜΑ | 700-790 | 470-600 | 710-800 | 760-900 | 2 | | 8 |
| ΠΑΓΓΑΙΟ | 750-800 | 450-490 | | | 6,2 | | 25 |
| ΦΙΛΙΠΠΟΙ | 690-760 | 480-540 | | | 4,5 | | 18 |
| КАВАЛА | 690-760 | 430-520 | 740-820 | 850-940 | 6,2 | | 25 |
| ΕΛΑΤΙΑ | 710-790 | 440-500 | 740-840 | 850-1010 | 5,6 | | 23 |
| ΞΑΝΘΗ | 760-770 | 500-930 | 780-830 | 860-930 | 2,2 | | 9 |
| ΜΑΡΩΝΕΙΑ | 600-790 | 450-770 | 610-750 | 830-1020 | | 5,5 | 22 |
| ΣАМОΘРАКН | 710-800 | 750 | 750-850 | 920-1090 | 2 | | 8 |

Στην Περιροδοπική Ζώνη, η πίεση κρυστάλλωσης που υπολογίστηκε για τον πλουτωνίτη της Μαρώνειας είναι 5,5 kbar που αντιστοιχεί σε βάθος κρυστάλλωσης περίπου 22 km. Η τιμή αυτής της πιέσεως υπολογίστηκε με βάση το γεωβαρόμετρο του κλινοπυροξένου. Το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου, για τον ίδιο πλουτωνίτη, δίνει πολύ χαμηλότερες πιέσεις κρυστάλλωσης, γύρω στα 2,1 kbar, οι οποίες όπως έχει ήδη αναφερθεί, αυτές μπορεί να αντιπροσωπεύουν τις συνθήκες κρυστάλλωσης κατά τον σχηματισμό των αμφιβόλων σε κάποιο μετέπειτα στάδιο διαφοροποίησης του μάγματος και όχι την πίεση κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη αυτού. Η Δορυφόρου (1990) και οι Μπόσκος και Δορυφόρου (1993) υπολόγισαν, με βάση τις παραγενέσεις των ορυκτών που υπάρχουν στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα, ότι η διείσδυση του πλουτωνίτη της Μαρώνειας έγινε σε πίεση 0,5-2,5 kbar η οποία συνηγορεί υπέρ των αποτελεσμάτων που έδωσε το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου. Ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης έδωσε με το γεωβαρόμετρο της αμφιβόλου πίεση κρυστάλλωσης μικρότερη από 2 kbar. Η τιμή αυτή δεν μπορεί να θεωρηθεί αξιόπιστη για το λόγο ότι υπήρχε μία ανάλυση για κάθε πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη και οι κεροστίλβες έχουν μια ελαφριά τάση προς τις ακτινολιθικές κεροστίλβες ενώ το γεωβαρόμετρο εφαρμόζεται μόνο σε αναλλοίωτα δείγματα αμφιβόλου.

Όσον αφορά τις θερμοκρασίες των πλουτωνιτών της Μάζας της Ροδόπης και της Περιροδοπικής Ζώνης, παρατηρείται σε όλους τους πλουτωνίτες, ότι το γεωθερμόμετρο κορεσμού του απατίτη έδωσε τις υψηλότερες θερμοκρασίες, ακολουθεί το γεωθερμόμετρο κορεσμού του ζιρκονίου και της αμφιβόλουπλαγιοκλάστου ενώ το γεωθερμόμετρο των δύο αστρίων έδωσε τις μικρότερες θερμοκρασίες οι οποίες είναι συνήθως κάτω από την solidus θερμοκρασία.

Οι θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με βάση το γεωθερμόμετρο κορεσμού του απατίτη δεν μπορούν να θεωρηθούν αξιόπιστες διότι η διαλυτότητα του απατίτη αυξάνεται ελάχιστα με μείωση της πίεσης, και τα πειράματα, όσον αφορά το θερμόμετρο κορεσμού του απατίτη, έχουν πραγματοποιηθεί σε πιέσεις γύρω στα 7,5 kbar, ενώ οι πιέσεις που υπολογίστηκαν στους περισσότερους πλουτωνίτες ήταν πολύ μικρότερες από 7,5 kbar (Perring et al. 2001, Valdecir de Assis Janasi 2002, Lenharo et al. 2003). Επίσης, για τους πλουτωνίτες της Περιροδοπικής Ζώνης δεν μπορούν να θεωρηθούν αξιόπιστες και για το λόγο ότι η εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας και της Σαμοθράκης έγινε με την διαδικασία της αφομοίωσης με

145

κλασματική κρυστάλλωση (AFC) και όχι την διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης.

Η γεωλογική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης από τα 50 μέχρι τα 20 Ma σε σχέση με το χρόνο διείσδυσης των πλουτωνιτών και το βάθος κρυστάλλωσής τους απεικονίζεται σχηματικά με μια σειρά γεωλογικών τομών βορειοανατολικήςνοτιοδυτικής κατεύθυνσης στο σχήμα 6.2.

Κατά το χρονικό διάστημα 50 με 40 Ma, αρχικά, λαμβάνει χώρα η διείσδυση του πλουτωνικού συμπλέγματος Ελατιάς-Σκαλωτής-Παρανεστίου, σε βάθος περίπου 23 km, ακολουθεί η επώθηση της ΑΤΕ πάνω στην ΚΤΕ της Μάζας της Ροδόπης και η έκταση της Μάζας της Ροδόπης με ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων. Η έκταση της Μάζας της Ροδόπης είχε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Το πάχος της ΑΤΕ εκείνη την εποχή έχει υπολογιστεί ότι είναι γύρω στα 30 με 35 km ενώ το πάχος της ΚΤΕ υπολογίστηκε γύρω στα 25 km (Papazaxos 1998, Papazaxos & Skordilis 1998).

Στην συνέχεια, το χρονικό διάστημα 40 με 30 Ma, στην ΚΤΕ διεισδύει ο πλουτωνίτης της Βροντούς σε βάθος 29 km. Το μεγάλο αυτό βάθος μπορεί ίσως να δικαιολογείται από το ότι την περίοδο που διείσδυσε ο πλουτωνίτης της Βροντούς να υπήρχε και τμήμα της ΑΤΕ πάνω από την ΚΤΕ στην περιοχή διείσδυσης του πλουτωνίτη.

Τέλος, το χρονικό διάστημα 30 με 20 Ma και ενώ η έκταση της Μάζας της Ροδόπης συνεχίζεται έχουμε τη διείσδυση του πλουτωνίτη της Ξάνθης στην ΑΤΕ σε βάθος περίπου 9 km, ο οποίος ίσως μπορεί να εισέρχεται και από την ΚΤΕ αφού σήμερα τον βλέπουμε να βρίσκεται στο όριο της ΑΤΕ και ΚΤΕ. Αυτό το διάστημα στην ΚΤΕ διεισδύουν οι πλουτωνίτες του Πανοράματος και των Φιλίππων σε βάθη 8 Km και 18 Km αντίστοιχα, ενώ πιο νοτιοδυτικά, στην ίδια ενότητα διεισδύει ο πλουτωνίτης της Καβάλας και του Παγγαίου σε βάθος 25 km και οι δυο.

146



Σχήμα 6.2. (Α): Η γεωλογική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης από τα 50 μέχρι τα 20 Μα σε σχέση με το χρόνο διείσδυσης των πλουτωνιτών και το βάθος κρυστάλλωσής τους. ΑΤΕ: Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΕL: πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιά-Σκαλωτή-Παρανέστι. Κλίμακα 1:1.000.000.



Σχήμα 6.2. (Β): Η γεωλογική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης από τα 50 μέχρι τα 20 Μα σε σχέση με το χρόνο διείσδυσης των πλουτωνιτών και το βάθος κρυστάλλωσής τους. ΑΤΕ: Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΚΤΕ: Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΕL: πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιά-Σκαλωτή-Παρανέστι, VR: πλουτωνίτης της Βροντούς. Κλίμακα 1:1.000.000.



Σχήμα 6.2. (Γ): Η γεωλογική εξέλιξη της Μάζας της Ροδόπης από τα 50 μέχρι τα 20 Ma σε σχέση με το χρόνο διείσδυσης των πλουτωνιτών και το βάθος κρυστάλλωσής τους. ΑΤΕ: Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΚΤΕ: Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΕL: πλουτωνικό σύμπλεγμα Ελατιά-Σκαλωτή-Παρανέστι, VR: πλουτωνίτης της Βροντούς, XN: πλουτωνίτης της Ξάνθης, PAN: πλουτωνίτης του Πανοράματος, PHIL: πλουτωνίτης των Φιλίππων, PANG: πλουτωνίτης του Παγγαίου, KV: πλουτωνίτης της Καβάλας. Κλίμακα 1:1.000.000.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. & Davidson, P.M. (1993). QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz. COMPUT GEOSCI, 19, 1333-1350.
- Anderson, J.L. (1996). Status of the thermobarometry in granitic batholiths. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences, 87, 125-138.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. (1995). The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblend barometry. AM Mineral, 80, 549-559.
- Baltatzis, E., Esson, J. & Mitropoulos, P. (1992). Geochemical characteristics and petrogenesis of the main granitic intrusions of Greece: an application of trace element discrimination diagrams. Min. Mag., 56, 487-501.
- Barr, S.R., Temperley, S. & Tarney, J. (1999). Laterial growth of the continetal crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of central Greek Rhodope. Lithos, 46, 69-94.
- Barth, T. F. W. (1962a). The feldspar geologic thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., 42, 330-339.
- Berman, R.G. (1988). Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. J PETROL, 29, 445-522.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.
- Boncev, E. (1946). On the tectonic lineaments of the Balkan peninsula. Sofia, Geology of the Balkan peninsula, 4, part I, 13-27.
- Chatzipanagis, I. (1990). Geology and stratigraphy of Falakro Mountain area (W. Rhodope). Geol. Rhodopica, 2, 89-99.
- Cheliotis, I. (1986). Geology, mineralization and rock geochemistry of a volcanicsedimentary formation in the Xylagani Maronia area, NE Greece. M. Sc., University of Leicester, U.K., 90p.

- Christofides, G. (1989). Evolution of the Xanthi pluton, N. Greece. Proc. XIV Congress CBGA, Sofia, 168-169.
- Christofides, G. (1996). Tertiary magmatism in the Greek Rhodope massif, northern Greece: granitic plutons. In: "Terranes of Serbia", Knezevic V. & Krstic B (Eds), Dept of Petrology, Fac Of Mining and Geology, Univ. Of Belgrade, 155-160.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G. & Esson, J. (1990). Preliminary results on the magmatic evolution of the island of Samothraki granite (N. Greece). Geologica Rhodopica, Vol. 2, 213-226.
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (1998). Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. Acta Vulcanol., 10, 2, 305-318.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., Soldatos, T., Koroneos, A. & Brocker, M. (2000). The evolution of the Samothraki granitic pluton (N. Aegean sea, Greece): geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modeling. Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, 193-209.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. & Atkins, S.A. (1981). Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. J. Geophys. Res., 86, 10431-10469.
- Δάβη, Ε. (1963). Γεωλογική κατασκευή της νήσου Σαμοθράκης. Ann. Geol. Pays Hell., 14, 133-212.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1962). Rock-forming minerals. Vol. 3, Longman, London.
- Del Moro, A. Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P. & Papadopoulos, P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (N. Greece): Sr isotope and petrochemical data. N. Jb. Miner. Abh., 159,113-135.
- Del Moro, A., Kyriakopoulos, K., Pezzino, A., Atzori, P. & Lo Giudice, A. (1990). The metamorphic complex associated to the Kavala plutonites: An Rb-Sr geochronological, petrological and structural study. Geol. Rhodopica, 2, 143-156.

- Dimadis, E. & Zachos, S. (1986). Geological map of Rhodope Massif, 1:200.000. Institute of Geology and Mineral Exploration, Xanthi.
- Dimadis, E. & Zachos, S. (1989). Geological and tectonic structure of the metamorphic basement of the Greek Rhodope. Geol. Rhodopica, 1, 122-138.
- Δορυφόρου, Κ. (1990). Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας και η μεταμορφική του επίδραση στα περιβάλλοντα πετρώματα της Φυλλιτικής σειράς. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο, 167 σ.
- Dinter, D.A. (1988). Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northestern Greece: Origin of the north Aegean basin. GSA Bulletin, 110/9, 1208-1230.
- Dinter, D.A. & Royden, L. (1993). Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. Geology, 21, 45-48.
- Dinter, D.A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S. & Royden, L. (1995). U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.
- Düerr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. (1978). The median aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: "Alps, Appenines, Hellenides-Geodynamic investigationalong geotraverses by an international group of geoscientists":, H., Closs, D., Roeder & K., Schmidt (Eds), I.U.G.S. Rep., 38, Stuttgart, 445-447.
- Eleftheriadis, G. (1995). Petrogenesis of the Oligocene volcanics from central Rhodope massif (N. Greece). Eur. J. Mineral., 7, 1169-1182.
- Eleftheriadis, G. & Lippolt, H.I. (1984). Altersbestimmungen zum oligozanen Vulkanismus der Sud-Rhodopen/Nord-Griechenland. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 399-409.

- Eleftheriadis, G., Christofides, G. & Papadopoulos, P. (1989b). Pertology and geochemistry of Leptokarya-Kirki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece. Geologica Rhodopica, 1, 280-289.
- Eleftheriadis, G., Frank, W. & Petrakakis, K. (2001). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and cooling history of the Pangeon granitoids, Rhodope Massif (Eastern Macedonia, Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, XXXIV/3, 911-916.
- Eleftheriadis, G., Pe-Piper, G. & Christofides, G. (1995). Petrology of the Philippi granitoid rocks and their microgranular enclaves (East Macedonia, North Greece). Geol, Soc. Greece, Sp. Publ., No. 4.
- Eleftheriadis, G., Christofides, G., Mavroudchiev, B., Nedyalkov, R., Andreev, A. & Hristov, L. (1989a). Tertiary volcanics from the East Rhodope in Greece and Bulgaria. Geologica Rhodopica, 1, 202-217.
- Elkins, L.T. & Grove, T.L. (1990). Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. AM Mineral, 75, 544-559.
- Epitropou, N. & Chatzipanagis, I. (1987). Mineral exploration in Drama area, Mnmineralizations. Unpublished IGME internal report, Xanthi branch (in greek).
- Evangelakakis, C., Kroll, H., Voll, G., Wenk, H.R., Meishenge, H. & Köpcke, J. (1993). Low-temperature coherent exsolution in alkali feldspars from highgrade metamorphic rocks of Sri Lanka. Contrib. Mineral. Petrol., 114, 519-532.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. (1988). Ternary feldspar modeling and thermometry. AM mineral, 73, 201-215.
- Gordon, T.M. (1992). Generalized thermobarometry: solution of the inverse chemical equilibrium problem using data for individual species. GEOCHIM COSMOCHIM ACTA, 56, 1793-1800.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-an. (1986). Aluminum in hornblende an empirical igneous geobarometer. AM Mineral, 71, 1297-1313.
- Harrisson, T.M. & 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. & 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.
- Holland, T. & 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., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. AM Mineral, 72, 231-239.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Rita, F. & Villari, L. (1984). Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece. Bull. Volcan., 47, 25-37.
- Ιωαννίδης, Ν., Χατζηδημητριάδης, Ε., Μουντράκης, Δ. και Κίλιας, Α. (1998). Η μελέτη χαμηλής μεταμόρφωσης Νεοπαλαιοζωικών έως κάτω Μεσοζωικών ιζημάτων στην περιοχή της Νέας Μάκρη, Δυτικά της Αλεξανδρούπολης, Δυτική Θράκη, Ελλάδα. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. ΧΧΧΙΙ/3, 79-89.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. (1989). Experimental calibration of an aluminumin-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17, 837-841.
- Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J.H. & Gerouki, F. (1992). Ternary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? Tectonophysics, 210, 295-314.
- Karfakis, I. & Doutsos, T. (1995). Late orogenic evolution of the Circum-Rhodope Belt, Greece. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H.5, 305-319.
- Karistineos, N. & Sotiriades, L. (1987). Contribution to the East Mediterranean-Tethys evolution. The Rhodope-Servomacedonian massifs boundary. Abstract. Terra Cognita, 7, 2-3, 107.
- Katirtzoglou, K. (1986). The metallogenesis of the Tertiary sulphide mineralization of the Esimi region, Evros Country. Ph. D. Thesis, Univ. of Athens, 176 pp. [in Greek with English abstract].

- Kilias, A. & Mountrakis, D. (1990). Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. Geol. Rhodopica, 2, 100-116.
- Kockel, F. & Walter, H.W. (1965). Die Strymon-linie als Grenze zwischen Servo-Macedonischen und Rila- Rhodope Massiv in Ost Mazedonien. Geol, Jb., 83, 575-602.
- Kokkinakis, A. (1977). Das intrusivgebiet des Symvolon-Gebierges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland, Ph. D, Thesis, Ludwig-Maximilians Univ. Munchen, 268 pp.
- Kokkinakis, A. (1980). Altersbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Sudrand des Rhodope Massivs (Macedonien, Griechenland). Geol. Rudsch., 69, 726-744.
- Kolocotroni, C. (1992). The emplacement and petrogenesis of the Vrondou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece. Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh, 425 pp.
- Kolocotroni, C. & Dixon, J.E. (1991). The origin and emplacement of the Vrondou granite, Serres, N.E. Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XXV/1, 469-483.
- Koroneos, A. & Eleftheriadis, G. (2002). Mineralogical constraints on the petrogenesis of the Pangeon granitoids (Central Macedonia, northern Greece). Geologica Balcanica, 32, 1, 13-29.
- Κοτοπούλη, Κ. (1981). Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής-Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας, 225 σ.
- Kotopouli, C.N. & Pe-Piper, G. (1989). Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks of the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. N. Jb. Miner. Abh., 161, 141-169.
- Kotopouli, C. N., Pe-Piper, G. & Katagas, C.G. (1991). The metamorphism and migmatization of the Xanthe-Echinos metamorphic complex, Central Rhodope, Greece. Lithos, 27, 79-93.
- Koukouvelas, J. & Doutsos, T. (1990). Tectonic stages along a traverse cross-cutting the Rhodopian Zone (Greece). Sonderdr. Geol. Rundsch., 79, 753-776.

- Koukouvelas, J. & Pe-Piper, G. (1991). The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplacement during regional extension. J. Geol. Soc. London, 148, 749-758.
- Koukouzas, G. (1972). Le chevanchemen de Strymon dans la règion de la frontière Greco-Bulgare. Deuts. Z. Geol. Ges., 2, 123, 343-347.
- Kroll, H. Evangelakakis, C. & Voll, G. (1993). Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 114, 510-518.
- Kronberg, P. & Raith, M. (1977). Tectonics and metamorphism of the Rhodope crystalline complex in the Eastern Greek Macedonia and parts of Western Thrace. Jb. Geol. Palaont. Mh., 11, 697-704.
- Κυριακόπουλος, Κ. (1987). Γεωχρονολογική-Γεωχημική-Ορυκτολογική μελέτη Τριτογενών πλουτώνιων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, 343 σ.
- Kyriakopoulos, K., Pezzino, A. & Del Moro, A. (1989). Rb-Sr geochronological, petrological and structural study of the Kavala plutonic complex (N. Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, XXIII/2, 545-560.
- Leake, B.E. (1971). On aluminous and edenitic hornblendes. Mineral. Mag., 42, 533-563.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles for Subcommittee on Amphiboles, I.M.A. Mineral. Mag., 42, 533-563.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Lithout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stefenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on the new minerals and mineral names. Eur. J. Mineral., 9, 623-651.

- Le Maitre, R.W. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Lenharo, S. L. R., Pollard, P. J. & 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). Petrology, Geochemistry, Geochronology. Ph.D. Thesis, Technical University of Braunschweig, Braunschweig.
- Liati, A. & Mposkos, E. (1989). Petrological evolution of the eclogites of Rhodope, N. Greece. Third Intern. Eclogite Conference, Würzburg (abstract).
- Liati, A. & Mposkos, E. (1990). Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of the northern Greece. Lithos, 25, 89-99.
- Liati, A. & 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. & 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.
- Μαγκανάς, Α. (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιροδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 333σ.
- Magganas, A., Sideris, C. & Kokkinakis, A. (1991). Marginal basin-volcanic arc origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope Belt, Thrace, Greece. Min. & Petr., 44, 235-252.
- Μαράκης, Γ. (1969). Γεωχρονολογήσεις επί γρανιτών της Μακεδονίας. Ann. Geol. Pays Hell., 21, 121-152.

- Mavroudchiev, B., Nedyalkon, R., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. & Christofides, G. (1993). Tertiary plutonic rocks from east Rhodope in Bulgaria and Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XXVIII/2, 643-660.
- Melidonis, N.G (1969). The peat-lignite deposit of Philippi, Macedonia, Greece. Geol. Geoph. Res., XII, No 3, IGME, Athens.
- Meyer, W. (1968). Zur Alterstellung des plutonismus in Sudteil des Rila-Rhodope-Masse (Nordgriechenland). Geol. Palaont., 2, 173-192.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implication. Canadian, Mineral., 19, 25-34.
- Morimoto, N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes. Commission on new minerals and mineral names. International Mineralogical Association. Canadian Mineral., 27, 143-156.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. Mineral. Mag., 52, 535-550.
- Mposkos, E. (1989). High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in the east Rhodope zone (N. Greece). Mineral. Petrol., 41, 25-39.
- Mposkos, E. & Doryphorou, K. (1993). High temperature skarns in the Maronia area (NE Greece). Bull. Geol. Soc. Greece. XXVIII/2, 23-35.
- Mposkos, E. & Kostopoulos, D. (2001). Diamonod, 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.
- Mposkos, E. & Liati, A. (1993). Metamorphic evolution of metapelites in the highpressure terrane of the Rhodope zone Northern Greece. Can. Mineral., 31, 401-424.
- Mposkos, E., Dimades, E. & Perdikatsis, V. (1986). Contribution to the study of the Rhodope metamorphic basement between Xanthi-Iasmos and the Greek-Bulgarian borders. Bull. Geol. Soc. Greece, XX/2, 275-291.
- Μπόσκος, Ε., Ηλιάδης, Α. και Περδικάτσης, Β. (1988). Πετρολογία των μεταμορφωμένων υπερμαφικών πετρωμάτων της Ανώτερης Τεκτονικής

ενότητας στην ανατολική Ροδόπη. Συμβολή στη μεταμορφική εξέλιξη της Ροδοπικής ζώνης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXX/1, 241-254.

- Mposkos, E., Liati, A., Katagas, C. & Arvanitides, N. (1990). Petrology of the metamorphic rocks of Western Rhodope, Drama area, N. Greece. Geol. Rhodopica, 2, 127-141.
- Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G. & Soldatos, T. (1996). Geochemistry of granitic rocks and their minerals from Kavala pluton, Northern Greece. Chem. Erde., 56, 117-142.
- Nimis, P. (1995). A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. Contrib. Mineral. Petrol., 121, 115-125.
- Nimis, P. (1999). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basis to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 135, 62-74.
- Nimis, P. & Ulmer, P. (1998). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part
 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 133, 122-135.
- Νταγκουνάκη, Κ. (2000). Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος Δράμας. Ορυκτολογία-Πετρολογία-Γεωχημεία. Διπλωματική εργασία. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Παπαδάκης, Α. (1965). Ο πλουτωνίτης της περιοχής Σερρών-Δράμας. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκη, 130σ.
- Παπαδοπούλου, Λ. (2003). Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκη, 118-138.
- Papanikolaou, D. (1984). The three metamorphic beltsof the Hellenides. In: Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Eds. Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F., Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 551-566.
- Papanikolaou, D. & Panagopoulos, A. (1981). On the structural style of the Southern Rhodope. Geol. Balc., 11, 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.

- Papazachos, C.B. (1998). Crustal and upper mantle P and S velocity structure of the Serbomacedonian massif (northern Greece). Geophys. J. Letters, 134, 25-39.
- Papazachos, C.B. & Skordilis, E.M. (1998). Crustal structure of the Rhodope and surrounding area obtained by non-linear inversion of P and S travel times and its tectonic implications. In: Christofides G, Marchev P, Serri G (eds): Tertiary magmatism of the Rhodopian region. Spec. vol., Acta Vulcanological, 10, 339-345.
- Perkins, D., Essene, E.J. & Wall, V.J. (1987). THERMO: a computer program for calculation of mixed volatile equilibria. AM MINERAL, 72, 446-447.
- Perring, C.S., Pollard, P.J. & Nunn, A.J. (2001). Petrogenesis of the Squirrel Hills granite and associated magnetite-rich sill and vein complex: Lightning creek prospect, Cloncurry district, Northwest Queensland. Precambrian Research, 106, 213-238.
- Πομόνη-Παπαϊωάννου, Φ. και Παπαδόπουλος, Π. (1988). Ιζηματολογική μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Μεταϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης (ΝΑ Ροδόπη). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., ΧΧ, 2, 429-447.
- Powell, R.E. & Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. J METAMORPH GEOL, 6, 173-204.
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I. & Ivanow, Z. (1988). Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe, Geodinamica Acta, 11, 6, 285-309.
- Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C. AM J SCI, 293, 1011-1060.
- Schultz, B. (1992). Syntectonic heating and loading deduced from microstructures and mineral chemistry in micas schists and amphibolites of the Pangeon Complex (Thasos Island, Northern Greece). N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 184, 181-201.

- Σιδέρης, Κ. (1975). Αναζήτηση ιδιαιτέρων χαρακτήρων εις πλουτωνίτας και ηφαιστίτας ανατολικής ζώνης Ροδόπης. Σχέσεις ηφαιστειότητας και πλουτωνίου δράσεως. Διατριβή επί Υφηγεσία, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 108σ.
- Σκλαβούνος, Σ (1981). Ο γρανίτης του Παρανεστίου (Ορυκτολογία-Πετρογραφία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. της Φυσικομαθηματικής Σχολής, Παράρτημα 33, Τόμος 20, 175 σ.
- Sokoutis, D., Brun, J.P., van den Driessche, J. & Pavlides, S. (1993). A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. J. Geol. Soc. London, 150, 243-246.
- Σολδάτος, Τ. (1985). Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. της Σχολής Θετικών Επιστημών, Παράρτημα 37, Τόμος 23, 303σ.
- Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A. & Tomassini, S. (1998). Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrondou (NE Greece): Evidence for fractional crystallization and magma mixing. Acta Vulcanol., 10, 2, 319-330.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G. & Del Moro, A. (2001a). Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. N. Jb. Min. Abh., 176, 179-209.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Del Moro, A. & Christofides, G. (2001b). Evolution of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece). Chem. Erder, 61, 92-116.
- Spear, F.S. (1981). Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the reaction albite+tremolite=edenite+4quartz. Contrib. Mineral Petrol., 77, 355-364.
- Stormer, J.C. (1975). A practical two-feldspar thermometer. AM Mineral, 60, 667-674.
- Streckeisen, A. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). N. Jb. Min. Abh., 107, 144-214, 215-240.

- Streckeisen, A. & Le Maitre, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues Yahrb. Mineral. Abh., 136, 169-206.
- Theodorikas, S. (1982). The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, Northern Greece. Ph.D Thesis, University of Keele. In: Sci. Ann. Phys. Math., Univ. Thessaloniki, 22, No 28, Thessaloniki 1983, 415 pp.
- Tranos, M.D., Kilias, A.A. & Mountrakis, M. (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS) Northern Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XXXIII, 5-16.
- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. Geol. Soc. Amer.Mem., 74, 145 p.
- 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.
- Valley, J.W. & Essene, E.J. (1980). Calc-silicate reactions in Adirondack marbles: the role of fluids and solid solution. BULL GEOL SOC AM, 91, 114-117.
- Watson, E.B. & 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.
- Whitney, J.A. & Stormer, J.C.Jr. (1977a). The distribution of NaAlSi₃O₉ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. AM Mineral, 62, 687-691.
- Whitney, J.A. & 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.
- Χατζηδημητριάδη, Ε.Α. και Κελεπερτζής, Α.Ε. (1984). Συμβολή στην γνώση της Γεωλογίας της Ελλάδος. Εσωτερικές Ελληνίδες Ζώνες και εφαρμογή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών. Ορυκτός πλούτος, 33, 41-58.

- Χριστοφίδης, Γ. (1977). Συμβολή εις την μελέτην των πλουτωνικών πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. 249σ.
- Zachos, S. & 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.
- Zen, E-an. (1988). Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16, 21-51.
- Zen, E-an & Hammarstrom, J. M. (1988). Pumbling the depths of plutons by magmatic epidote-hornblende association: a cautionary review and example from Round Valley Pluton, Western Idaho. Geol. Soc. Am. Abstracts with Program, 20, 475-476.