

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΖΗΣΗΣ Κ. ΣΒΩΛΗΣ

«ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ
ΤΩΝ ΓΡΑΝΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗ ΖΩΝΗ SKARN
ΣΤΗ ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΡΟΔΟΠΗΣ, ΘΡΑΚΗ»

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2013

ΖΗΣΗΣ Κ. ΣΒΩΛΗΣ

**«ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ
ΤΩΝ ΓΡΑΝΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗ ΖΩΝΗ SKARN
ΣΤΗ ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΡΟΔΟΠΗΣ, ΘΡΑΚΗ»**

**ΥΠΟΒΛΗΘΗΚΕ ΣΤΟ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ, ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ, ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ**

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ:

ΛΑΜΠΡΙΝΗ ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΥ, ΛΕΚΤΟΡΑΣ
ΒΑΣΙΛΗΣ ΜΕΛΦΟΣ, ΛΕΚΤΟΡΑΣ

© ΖΗΣΗΣ Κ. ΣΒΩΛΗΣ, ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ, ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ,
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ, 2013

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

«ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΓΡΑΝΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗ
ΖΩΝΗ SKARN ΣΤΗ ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΡΟΔΟΠΗΣ, ΘΡΑΚΗ»

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

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	5
ABSTRACT	6
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: SKARN ΚΑΙ ΓΡΑΝΑΤΕΣ	15
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	21
3.1 Γεωλογία της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη	21
3.2 Τριτογενής μαγματισμός	25
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Γεωλογία της περιοχής της Μαρώνειας	29
4.1 Λιθοστρωματογραφία της Μαρώνειας	29
4.2 Μαγματισμός – Πλουτωνίτης της Μαρώνειας	31
4.2.2 Πετρολογία και Πετρογραφία του πλουτωνίτη	32
4.3 Φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στην περιοχή της Μαρώνειας	34
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	37
5.1 Κοπή των δειγμάτων και κατασκευή λεπτών και στιλπνών τομών	37
5.1.1 Κοπή και κόλληση	37
5.1.2 Λείανση	38
5.1.3 Στίλβωση	38
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	40
6.1 Μικροσκοπική και μακροσκοπική έρευνα	40
6.2 Ορυκτοχημεία	44
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	55
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	61

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή εργασία πραγματεύεται την ορυκτολογική και ορυκτοχημική μελέτη των γρανατών από τη ζώνη Skarn που σχετίζεται με τον πλουτωνίτη της Μαρώνειας. Ο πλουτωνίτης αυτός διείσδυσε μέσα στα Μεσοζωικά πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη και έχει ηλικία 31-29 Ma (Ολιγόκαινο). Αποτελείται από 3 διαφορετικούς πετρογραφικούς τύπους: α) γάββρο, β) μονζογάββρο, χαλαζιακό μονζογάββρο, μονζονίτη, χαλαζιακό μονζονίτη και γ) γρανίτη και πορφυριτικό μικρογραφνίτη. Προς τα ανατολικά βρίσκεται σε επαφή με τους σχιστόλιθους όπου αναπτύσσεται μία κερατιτική ζώνη επαφής, ενώ προς τα δυτικά, βόρεια και νοτιοδυτικά σχηματίστηκε μία ζώνη Skarn λόγω της επαφής του πλουτωνίτη (κυρίως του μονζογάββρου) με τα μάρμαρα της ενότητας Μάκρης. Το Skarn έχει ορατό πλάτος στην επιφάνεια έως 5m και αποτελείται από 2 μεγάλες ζώνες το ενδοσκάρν και το εξωσκάρν, και 4 μικρότερες υποζώνες: υποζώνη Α (ενδοσκάρν - περιλαμβάνει τα πρωτογενή ορυκτά του πλουτωνίτη και τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, βολλαστονίτη, απατίτη και σε μικρότερες ποσότητες μαγνητίτη και θειούχα ορυκτά), υποζώνη Β (εξωτερικά του ενδοσκάρν - περιλαμβάνει τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, περοβσκίτη, κλινοπυρόξενο και βολλαστονίτη), υποζώνη C (εξωσκάρν - περιλαμβάνει γροσσουλάριο με φλογοπίτη και σοδάλιθο, βεζουβιανό, Ti-ούχο και Ti-Cr-Zr-ούχο ανδραδίτη), υποζώνη D (περιφερειακά της ζώνης C - περιλαμβάνει μελιλιθικά σώματα, βεζουβιανίτη). Οι γρανάτες έχουν ανοικτό πράσινο ή καστανό χρώμα και παρουσιάζονται συχνά ευμεγέθεις με σχήμα ρομβικό δωδεκάεδρο, σπανίως παραμορφωμένο, και διάμετρο έως 5 cm και σπανιότερα έως 10 cm. Στο μικροσκόπιο εμφανίζεται ισότροπος. Η παρούσα έρευνα επικεντρώθηκε στη μελέτη 3 δειγμάτων πράσινων-καστανών γρανατών. Τα 3 δείγματα (Grt₁, Grt₂ και Grt₃) αποτελούνται κυρίως από ανδραδίτη (10-31%) και γροσσουλάριο (62-88%) και ανήκουν στην ομάδα των γρανδιτών. Από τις μικροαναλύσεις προέκυψε ότι υπάρχει μια αρνητική συσχέτιση μεταξύ του Al₂O₃ και του FeO_{tot} όπως και του TiO₂ με το CaO καθώς και μία θετική συσχέτιση μεταξύ του Al₂O₃ και του CaO. Χαρακτηριστικό των γρανατών αποτελεί η ζώνωση η οποία είναι αποτέλεσμα των θερμοδυναμικών συνθηκών καθώς και άλλων παραγόντων που επικρατούν στο υδροθερμικό σύστημα που αναπτύσσονται οι κρύσταλλοι. Ο σχηματισμός τους έγινε κάτω από οξειδωτικές συνθήκες και βρασμό και η σύστασή τους επηρεάζεται από τη σύσταση των υδροθερμικών ρευστών και την κινητικότητα τους.

ABSTRACT

In this diploma thesis we investigate the mineralogy and the chemical composition of the garnets from the Skarn which is related with the pluton of Maronia. This pluton intruded the Mesozoic rocks of the Circum Rhodope Belt of Thrace 31-29 Ma ago in Oligocene. The pluton consists of 3 petrographic types: a) gabbro, b) monzogabbro, quartz monzogabbro, monzonite, quartz monzonite and c) granite and porphyritic microgranite. At the eastern contact of the pluton with the schists a hornfelse formation was formed, while at the western, northern and southwestern sides of the pluton (especially the monzogabbro) at the contact with the Makri unit marbles a Skarn zone was developed. The Maronia Skarn formed a narrow zone 5 m in thickness, consisting of 2 zones, the endoskarn and the exoskarn, which are divided into 4 minor subzones: the subzone A (endoskarn - it consists of the primary minerals of the pluton as well as titanite, Ti-andradite, wollastonite, apatite and minor magnetite and sulphides); the subzone B (outwards exoskarn - it consists of titanite, Ti-andradite, perovskite, clinopyroxene and wollastonite); the subzone C (exoskarn - it consists of grossular, phlogopite, sodalite, vesuvianite, Ti-andradite and Ti-Cr-Zr andradite); the subzone D (around subzone C - it consists of melilitic minerals and vesuvianite). The garnets have a light-green or brown color, with a large size, up to 5 cm in diameter and more rarely up to 10 cm, forming characteristic rhombic dodecahedron crystals. They are isotropic under the microscope. This research was focused on the study of 3 garnet samples with green and brown color. Two of the samples (Grt₁, Grt₂ and Grt₃) consist of andradite (10-31%) and grossular (62-88%) and belong to the garnet's group of grandites. From the microprobe analyses it is obvious that there is a negative correlation between Al₂O₃-FeO_{tot} and TiO₂-CaO and a positive correlation between Al₂O₃-CaO. One of the characteristics of the studied garnets is a distinct zoning which was caused by thermodynamics of the hydrothermal system and various other factors. The garnets were formed under oxidation and boiling conditions and their composition was controlled by the hydrothermal fluids and their kinetics.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι αρχαιολογικές ανασκαφές στον ελλαδικό χώρο δείχνουν ότι η εξόρυξη και η κατεργασία του λίθου ήταν από τις σημαντικότερες δραστηριότητες ήδη από την προϊστορική εποχή. Από τον 7^ο αι. π.Χ. και ιδιαίτερα κατά τον 6^ο αι. π.Χ. χρησιμοποιήθηκαν διάφορα πετρώματα σε ευρεία κλίμακα ως δομικά υλικά, όπως οι πωρόλιθοι, οι ψαμμίτες, τα κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, οι γνεύσιοι και οι σχιστόλιθοι, τα πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα, οι ασβεστόλιθοι και ιδιαίτερα τα μάρμαρα (Ορλάνδος 1958).

Στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, και πιο συγκεκριμένα στη Θράκη χαρακτηριστικές περιπτώσεις χρήσης πλουτωνικού πετρώματος έχουμε στο τείχος της μεγαλιθικής ακρόπολης της Ισμάρας, νοτιοανατολικά της Μαρώνειας, που χρονολογείται από τον 9^ο-8^ο π.Χ., καθώς και της γειτονικής αρχαίας Μεσημβρίας/Ζώνης (Βαβελίδης κ.ά. 2007).

Η αναζήτηση, η έρευνα και η εκμετάλλευση νέων περιοχών με ορυκτές πρώτες ύλες συνεχίστηκε με αμείωτο ενδιαφέρον στο πέρασμα των αιώνων. Η πρώτη προσπάθεια καταγραφής του ορυκτού πλούτου της Ελλάδας έγινε το 1947 στο πλαίσιο της αναδιοργάνωσης του ελληνικού κράτους μετά το Β΄ παγκόσμιο πόλεμο με τίτλο: “United Nations Relief and Rehabilitation Administration (UNRRA)”, κατά την οποία διαπιστώθηκε πως η Ελλάδα, σε σχέση με πολλές άλλες χώρες ανάλογης έκτασης, θεωρείται πολύ προνομιούχα για τον ορυκτό πλούτο που διαθέτει (Maben και Ζίγδης 1947).

Στη σημερινή εποχή η ολοένα και αυξανόμενη ζήτηση σε ορυκτές πρώτες ύλες με σκοπό την κάλυψη των παραγωγικών αναγκών, αλλά και εξαιτίας των οικονομικών δυνατοτήτων που αυτές μπορούν να προσφέρουν κατά την περίοδο της οικονομικής κρίσης, είναι συνεχής. Η ανάπτυξη της μεταλλευτικής και μεταλλουργικής βιομηχανίας στην Ελλάδα θα μπορούσε να ωφελήσει την εθνική οικονομία και να την καταστήσει βιώσιμη και ανταγωνιστική μέσα στην Ευρώπη. Καθοριστικός σ’ αυτό το σημείο είναι ο ρόλος των γεωλόγων, που ερευνούν, εντοπίζουν και μελετούν τις νέες πηγές ορυκτού πλούτου (π.χ. Melfos and Voudouris 2012).

Σύμφωνα με τον Πανευρωπαϊκό Κώδικα της Επιτροπής Αναφοράς Αποθεμάτων και Πόρων (PERC) που ισχύει από το 2008 και έχει υιοθετηθεί, μεταξύ των άλλων και από την Ευρωπαϊκή Ομοσπονδία Γεωλόγων, ισχύουν συγκεκριμένες και αυστηρές προδιαγραφές για τα αποθέματα των ορυκτών πόρων, που «για να χαρακτηριστούν πιθανά ή βέβαια πρέπει να υπάρχουν μετρημένα ποσοτικά και ποιοτικά στοιχεία, καθώς και μελέτες

εκμεταλλευσιμότητας και βιωσιμότητας αυτών των αποθεμάτων σε χρόνο συγκεκριμένο, λαμβάνοντας υπόψη όλες τις μεταβλητές παραμέτρους όπως κόστος εξόρυξης και επεξεργασίας, διεθνείς αγορές, νομικούς, περιβαλλοντικούς, κοινωνικούς και κυβερνητικούς παράγοντες κ.ά» (Τσιραμπίδης και Φιλιππίδης 2013).

Τι συμβαίνει όμως αλήθεια με την αξιοποίηση των ορυκτών πρώτων υλών της χώρας μας, και ειδικότερα με την αξιοποίηση αυτών στη Μακεδονία και Θράκη;

Η συστηματική αναζήτηση και έρευνα για κοιτάσματα μεταλλευμάτων βρίσκεται σε πολύ αρχικό στάδιο, εκτός από συγκεκριμένες περιοχές ενδιαφέροντος όπως η ΒΑ Χαλκιδική (Ολυμπιάδα, Στρατώνι, Σκουριές) ή η Θράκη (Πέραμα Έβρου). Επίσης η έρευνα για λατομικά προϊόντα βρίσκεται σε προχωρημένο στάδιο. Αντίθετα, η μελέτη ιδιαίτερων και σπάνιων ορυκτών που θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως πολύτιμοι λίθοι είναι σχεδόν ανύπαρκτη.

Σε πολλές θέσεις της Ελλάδας εντοπίζονται ορυκτά που θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως πολύτιμοι λίθοι. Τέτοια ορυκτά εντοπίζονται σε ζώνες skarn, σε υδροθερμικά κοιτάσματα μεταλλευμάτων, σε πετρώματα που έχουν υποστεί υψηλού βαθμού μεταμόρφωση και σε ιζήματα ποταμών (Μέλφος 2004). Στη Μακεδονία και Θράκη υπάρχουν αρκετές τέτοιες χαρακτηριστικές τοποθεσίες, όπως η περιοχή της Μαρώνειας, στη Θράκη, όπου έχουν βρεθεί, μεταξύ άλλων και εντυπωσιακού μεγέθους (έως και 10 cm) και καλοσχηματισμένοι γρανάτες, με χρώματα που ποικίλουν από ανοικτό πράσινο, σκούρο καστανό έως πορτοκαλί (Μέλφος 2004).

Όπως αναφέρει ο παραπάνω συγγραφέας δε γίνεται εκμετάλλευσή τους, καθώς υπάρχει έλλειψη ενδιαφέροντος από ιδιωτικές εταιρείες, οι περιοχές των κοιτασμάτων είναι δύσβατες και απομακρυσμένες, δεν έχουν γίνει μέχρι σήμερα εκτεταμένες έρευνες για τον εντοπισμό του μεγέθους και της έκτασης των κοιτασμάτων, ενώ υπάρχει και έλλειψη εξειδικευμένων εργαστηρίων για την επεξεργασία (κατεργασία, κοπή, χρωματισμό, βελτίωση διαύγειας κ.ά.) τέτοιων ορυκτών στη Βόρεια Ελλάδα.

Στην προσπάθεια να καταγραφεί και να μελετηθεί η παρουσία τέτοιων εμφανίσεων στη Θράκη, έγινε αυτή η πτυχιακή εργασία, της οποίας αντικείμενο αποτελεί η ορυκτολογική και ορυκτοχημική μελέτη των γρανατών από τη ζώνη skarn στη Μαρώνεια Ροδόπης στη Θράκη.

Σ' αυτό το σημείο θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στους υπεύθυνους καθηγητές Λέκτορες Λ. Παπαδοπούλου και Β. Μέλφο για την υπομονή και το σεβασμό τους απέναντί μου, για την άριστη συνεργασία που είχαμε, για τις γνώσεις τις οποίες μου μεταλαμπάδευσαν καθώς και για το αμείωτο ενδιαφέρον τους καθόλη τη διάρκεια της συνεργασίας μας. Η καθοριστική βοήθεια που μου προσέφεραν, καθώς και η υπόδειξη της

μεθοδικότητας με την οποία έπρεπε να πραγματοποιηθεί η έρευνα και γενικότερα, η εργασία, υπήρξαν καταλυτικός παράγοντας για να την ολοκληρώσω.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά το μεταπτυχιακό φοιτητή κ. Άρη Σταματιάδη για την πολύτιμη βοήθειά του κατά τη διαδικασία της κοπής, κόλλησης, λείανσης και στίλβωσης των στιλπνών τομών στο εργαστήριο κατασκευής παρασκευασμάτων του Τομέα Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ..

Τέλος, αισθάνομαι τη βαθιά υποχρέωση να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για την ηθική συμπαράσταση και την υλική υποστήριξη στην προσπάθεια ολοκλήρωσης των προπτυχιακών σπουδών μου, ύστατο κομμάτι των οποίων αποτελεί η παρούσα πτυχιακή εργασία.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή Μαρώνειας (Σχήμα 1.1) καταλαμβάνει το ΝΑ τμήμα του Νομού Ροδόπης και είναι πλούσια σε γεωλογικές, αρχαιολογικές, και περιβαλλοντικές θέσεις και τοποθεσίες. Διαθέτει επίσης, πλούσια φυσική και πολιτιστική κληρονομιά. Συνδυάζει την ημιορεινή περιοχή με καθαρές θάλασσες, προσφέρει ευκαιρίες για ενδιαφέρουσες ορεινές διαδρομές με πλούσια χλωρίδα και πανίδα και περιπάτους σε σπάνιους υδροβιότοπους, που προστατεύονται από τη Διεθνή Συνθήκη Ramsar (Σύμβαση Ραμσάρ Ν.Δ.191/74, Ν.1751/88 & Ν.1950/91 (ΦΕΚ 350/Α/74, 26/Α/88 & 84/Α/91)).



Σχήμα 1.1 Ο Ν. Ροδόπης στη Θράκη και η θέση της Μαρώνειας.

Η Μαρώνεια είναι ένα χωριό του Νομού Ροδόπης, 29 km νοτιοανατολικά της Κομοτηνής, κοντά στην ομώνυμη αρχαία πόλη. Ανήκει στο Δήμο Μαρώνειας-Σαπών ο οποίος έχει έδρα τις Σάπες.

Η πιο αρχαία πόλη στην περιοχή είναι η Ισμάρα που αναφέρεται από τον Όμηρο στην Οδύσσεια και η οποία ήταν κτισμένη στον Ίσμαρο και στις γύρω περιοχές με διάφορες ακροπόλεις στα υψώματα του Αγίου Αθανασίου, Αγίου Γεωργίου και του Σαρί-Καγιά. Πόλη των αρχαίων Θρακών, των Κικόνων του Ομήρου, η Ισμάρα είναι γνωστή ως ο πρώτος σταθμός του Οδυσσέα στο ταξίδι του γυρισμού του στην Ιθάκη από την Τροία. Ιδρυτής της θεωρείται ο Μάρωνας, ιερέας του θεού Απόλλωνα, που κατοικούσε στο κατάφυτο ιερό άλσος του θεού, και ο οποίος πρόσφερε ως δώρο στον Οδυσσέα το περίφημο μαρωνίτικο κρασί, με το οποίο μέθυσε τον Κύκλωπα Πολύφημο (Όμηρος, Οδύσσεια). Στον Ίσμαρο σώζονται αρχαίοι λиноί (πατητήρια σταφυλιών) λαξευμένοι σε βράχους (Σχήμα 1.2) που πιστοποιούν την αναφορά του Ομήρου, καθώς και τείχη και μια μεγαλιθική πύλη (Σχήμα 1.3).



Σχήμα 1.2 Λαξευτοί αρχαίοι λιννοί στο όρος Ίσμαρος (φωτογραφία Β. Μέλφους).



Σχήμα 1.3 Μεγαλιθική πύλη στην αρχαία Ισμάρα (φωτογραφία Β. Μέλφος).

Τον 7^ο αι. π.Χ. ιδρύθηκε η αρχαία πόλη της Μαρώνειας δυτικά της αρχαίας Ισμάρας με θέατρο, λιμάνι, ιερά και ένα τείχος μήκους ~ 10 Km.

Η θέση της Βυζαντινής Μαρώνειας βρίσκεται στο σημερινό λιμάνι του Αγίου Χαραλάμπους, γνωστή και ως Παληόχωρα. Κατά την επανάσταση του 1821 οι Μαρωνίτες συμμετείχαν στους αγώνες, όπως ο πρωτεργάτης Παναγιώτης Μηχανίδης και ο «Φιλικός» Γεώργιος Γεβίδης (<http://www.ideografhmata.gr/forum/>).

Ο σημερινός οικισμός βρίσκεται στη νότια πλαγιά του Ισμάρου σε υψόμετρο 500 m και μεταφέρθηκε εκεί τον 17^ο αιώνα λόγω των πειρατικών επιδρομών.

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από δικό της μικροκλίμα που ευνοεί την ανάπτυξη χλωρίδας της κεντρικής και βόρειας Ελλάδας, όπως κάπαρη στον Άγιο Χαραλάμπο, θυμάρι και μαύρη πεύκη (νανοπεύκη). Το μικροκλίμα αυτό, σε συνδυασμό με τις πεντακάθαρες παραλίες και τους ψαρότοπους, έχουν καταστήσει τη Μαρώνεια εξαιρετικό τουριστικό κέντρο της Θράκης.

Στη Μαρώνεια εντοπίζεται ένας μεγάλος αριθμός ορυκτών με ιδιαίτερο επιστημονικό αλλά και γενικό ενδιαφέρον. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής είναι αρκετά περίπλοκη, αποτέλεσμα διαρκών και συνεχών γεωτεκτονικών μεταβολών μέσα στους γεωλογικούς αιώνες. Έτσι, το πλούσιο περιβάλλον με την εναλλαγή των διαφόρων γεωλογικών σχηματισμών, όπως μεταμορφωμένων και

μαγματικών πετρωμάτων, καθώς και μεταλλοφόρων κοιτασμάτων, δημιουργεί τις κατάλληλες προϋποθέσεις ώστε η περιοχή να χαρακτηριστεί ως ένα τοπίο ιδιαίτερου φυσικού κάλλους με μείζον επιστημονικό ενδιαφέρον (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002).

Στην περιοχή της Μαρώνειας γινόταν εξόρυξη και εκμετάλλευση των πετρωμάτων και μεταλλευμάτων από την αρχαιότητα. Συγκεκριμένα στην αρχαία Ισμάρια εντοπίζεται κοπή γρανίτη ήδη από τον 9^ο-8^ο αι. π.Χ. (Μέλφος και Βαβελίδης 2007), ενώ στη Μαρμαρίτσα έχουν εντοπιστεί αρχαία λατομεία μαρμάρου (Μέλφος και Βαβελίδης 2007) από τα οποία γινόταν λήψη υλικού κατά τα Ελληνιστικά και Ρωμαϊκά χρόνια για την κατασκευή οικοδομημάτων και αρχιτεκτονικών μελών. Επίσης στο ΒΑ τμήμα του λόφου Κτίσματα υπάρχει αρχαίο μεταλλείο που αποτελείται από ένα πηγάδι και τρεις μεταλλευτικές στοές για χαλκό στο πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo, που χρονολογείται από το 2^ο αι. π.Χ. (Μέλφος 1995). Τέλος στις αρχές του 20^{ου} αι. έγινε εξόρυξη οξειδωμένου σιδηρομεταλλεύματος στις θέσεις Μαρμαρίτσα και «Κάβος του Γιατρού».

Η ευρύτερη περιοχή της Μαρώνειας παρουσιάζει μεγάλη ποικιλία πετρωμάτων: σχιστολιθικά πετρώματα, μάρμαρα, μαγματικά πετρώματα όπως πλουτωνίτες και ηφαιστίτες, καθώς και σύγχρονες ιζηματογενείς αποθέσεις. Ο πλουτωνίτης που αποτελείται κυρίως από μονζοδιוריτή, δεσπόζει στην περιοχή με εμφανίσεις και γεωμορφές που φθάνουν έως την κορυφή του Αγίου Γεωργίου. Το πλουτώνειο αυτό σύμπλεγμα της Μαρώνειας, κατά τη διεξόδυσή του, επηρέασε με τη θερμοκρασία του τα περιβάλλοντα πετρώματα, κυρίως τα μάρμαρα, και έτσι δημιουργήθηκε μια εκτεταμένη ζώνη skarn με νέα ορυκτά, όπως γρανάτες, επίδοτα, βολλαστονίτη, διοψίδιους και ευμεγέθεις ανακρυσταλλωμένους κρυστάλλους ασβεστίτη. Το skarn της Μαρώνειας που βρίσκεται κυρίως στην επαφή των ανθρακικών πετρωμάτων με το μονζοδιוריτή είναι μοναδικό (Βουδούρης κ.ά. 2005) σχετικά σπάνιο παγκοσμίως, όσον αφορά την ύπαρξη ορισμένων ορυκτών (Mposkos and Doryphoros 1993).

Ο μαγματισμός χρονολογείται στο Ολιγόκαινο. Πολύ χαρακτηριστική είναι η σφαιρική αποσάθρωση του μονζοδιוריτή, που δημιούργησε καταπληκτικές μεγαλιθικές μορφές, τα λεγόμενα boulders. Τα παλαιότερα πετρώματα της περιοχής ανήκουν στην περίοδο του Τριαδικού-Ανώτερου Ιουρασικού, που αντιπροσωπεύεται από την Ενότητα Μάκρης (ανθρακικά πετρώματα, κυρίως αδρόκοκκα μάρμαρα λόγω ανακρυστάλλωσης από τη μεταμόρφωση επαφής, ανθρακικοί σχιστόλιθοι με παρεμβολές μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και χλωριτών, χλωριτικοί και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι με χαλαζίτες). Στο Ανώτερο Ηώκαινο ή Ολιγόκαινο ανήκουν ιζηματογενή πετρώματα, όπως οι βιοκλαστικοί νουμμουλιτικοί ασβεστόλιθοι και βασικές κλαστικές σειρές (αδιαβάθμητα λατυποπαγή με

λεπτούς λιγνιτικούς ορίζοντες, μαργαϊκοί ψαμμίτες, αργιλικά πετρώματα σε εναλλαγές με πυροκλαστικά).

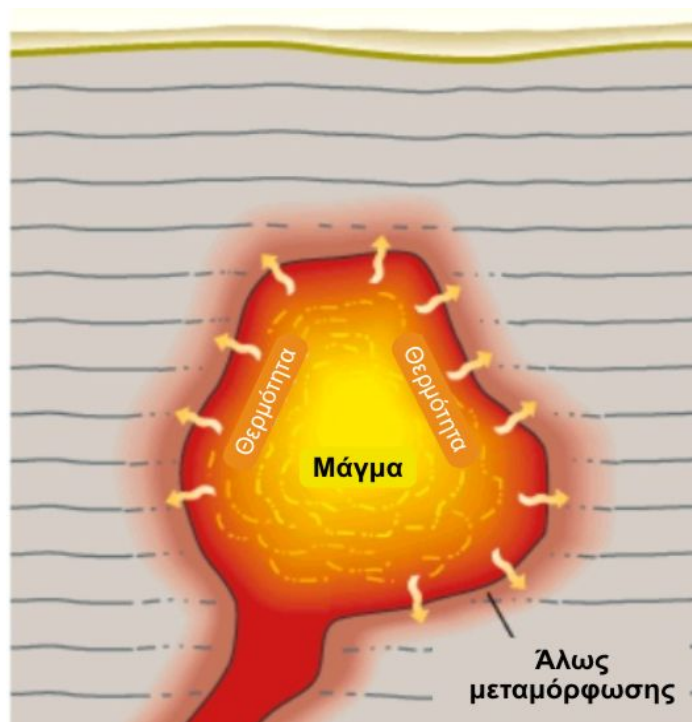
Ζώνες υδροθερμικής εξαλλοίωσης δημιουργούνται στον πορφυριτικό μικρογρανίτη στο λόφο Κτίσματα με μεταλλοφορία πορφυριτικού Cu-Mo (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Το Νεογενές αντιπροσωπεύεται στην περιοχή από αδιαβάθμητα λατυποκροκαλοπαγή ηλικίας Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου. Κατά το Τεταρτογενές τέλος, έλαβαν χώρα ιζηματογενείς αποθέσεις που το πετρολογικό τους περιβάλλον χαρακτηρίζεται από την παρουσία αδιαβάθμητων κροκαλοπαγών-λατυποπαγών και άμμων ηλικίας Πλειστόκαινου, που αποτελούν παλαιές αναβαθμίδες των ποταμών και, τέλος, σύγχρονων αποθέσεων χειμάρρων και παράκτιων αποθέσεων.

Τα πετρώματα της περιοχής της Μαρώνειας ανήκουν στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης, ενώ Τριτογενείς μαγματικές διεισδύσεις εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: SKARN ΚΑΙ ΓΡΑΝΑΤΕΣ

Ένα ιδιαίτερο ενδιαφέρον φαινόμενο μεταμόρφωσης αποτελεί ο σχηματισμός του πετρώματος Skarn, μεταμόρφωση λόγω επαφής από τη διείσδυση ενός πλουτωνίτη. Κατατάσσεται στην κατηγορία φαινομένων θερμικής μεταμόρφωσης, γεγονός που μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα συγκεκριμένα μεταμορφικά φαινόμενα λαμβάνουν χώρα σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και επίδρασης ρευστής φάσης από το μαγνητικό όγκο.

Ως Skarn χαρακτηρίζεται το πέτρωμα που σχηματίζεται κατά τη θερμική μεταμόρφωση ανθρακικών πετρωμάτων που προκαλεί η διείσδυση ενός μαγματικού πετρώματος από την οποία προκύπτουν πετρώματα διαφορετικής χημικής σύστασης και ιστού σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και επίδρασης ρευστών που προκύπτουν από τον πλουτωνίτη που διείσδυσε (Σχήμα 2.1).



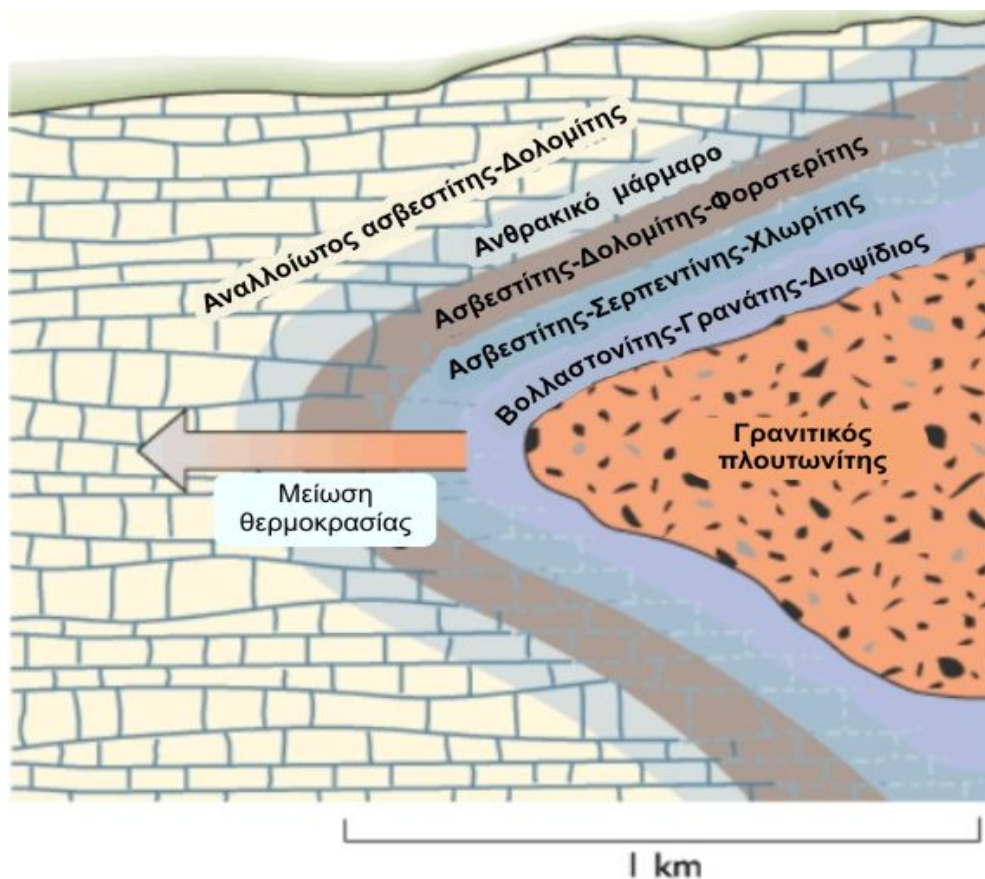
Σχήμα 2.1 Θερμική μεταμόρφωση. Πηγή: <http://www.geo.auth.gr>.

Η διείσδυση του πλουτωνίτη στα ανθρακικά πετρώματα κατά την άνοδό του προκαλεί φαινόμενα μετασωμάτωσης επαφής και ακολούθως προκαλείται ανακρυστάλλωση των ανθρακικών πετρωμάτων λόγω θερμομεταμόρφωσης. Λόγω της θερμομεταμόρφωσης το πετρολογικό περιβάλλον κοντά στον διεισδυτικό πλουτωνίτη είναι θερμό ενώ γίνεται ψυχρότερο όσο απομακρυνόμαστε από την μαγματική διείσδυση (Σχήμα 2.2). Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι η δημιουργία ζωνών θερμομεταμόρφωσης λόγω επαφής

ποικίλου πάχους, από μερικά εκατοστά έως και μερικά χιλιόμετρα. Ορυκτά που προκύπτουν από τα φαινόμενα αυτά χαρακτηρίζονται ως υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλής πίεσης. Σημαντική είναι η μη εμφάνιση σχιστότητας στα πετρώματα αυτά λόγω έλλειψης παραμορφωτικών τάσεων στα γειτονικά ανθρακικά πετρώματα.

Ο σχηματισμός των πετρωμάτων Skarn οφείλεται σε μάγματα ενδιάμεσης σύστασης των οποίων η χημική σύσταση αποτελείται από 52-66% διοξείδιο του πυριτίου (SiO_2). Κατά την κρυστάλλωση του μάγματος θερμά υγρά διαλύματα πλούσια σε Fe και Si απελευθερώνονται και έρχονται σε επαφή με τα ανθρακικά πετρώματα πλούσια σε Ca και προκαλούν μετασώματωση. Αποτέλεσμα του φαινομένου αυτού είναι η κρυστάλλωση ασβεστοπυριτικών ορυκτών όπως ο γρανάτης και ο βολλαστονίτης.

Τα Skarn σχηματίζονται σε θερμοκρασίες 400-600° C, σε μικρά βάθη. Επίσης, σχετίζονται στενά με τον σχηματισμό μεταλλοφορίας σε υδροθερμικού τύπου κοιτάσματα γεγονός το οποίο αποδεικνύεται από τις θερμοκρασίες γένεσης τέτοιων κοιτασμάτων (374-600° C) και διαφέρουν από τα υπόλοιπα ασβεστοπυριτικά πετρώματα καθώς αποτελούνται από ευμεγέθη ορυκτά και παρουσιάζουν χαρακτηριστική ζώνωση.



Σχήμα 2.2 Δημιουργία skarn με ενδεικτική μείωση της θερμοκρασίας κατά την απομάκρυνση από τον μαγματικό όγκο και σχηματισμός των ποικίλων ορυκτολογικών παραγενέσεων. Πηγή: <http://www.geo.auth.gr>

Τυπικά ορυκτά θερμομεταμόρφωσης αποτελούν ο γρανάτης, ο βολλαστονίτης, ο διοψίδιος, ο ακτινόλιθος, το επίδοτο, ο βεζουβιανίτης, ο μελίλιθος καθώς και άλλα ασβεστοπυριτικά ορυκτά.

Μεγάλης έκτασης τέτοιου είδους μεταμορφικών φαινομένων και ειδικά Skarn υψηλής θερμοκρασίας αναφέρονται στο Cornet Hill της Ρουμανίας (Pascal et al. 2001), τον Καναδά (Owens 2000), τη Νορβηγία (Jamtveit et al. 1997), το Crestmore/California (Burnham 1959), στο Faka, Mihara, Kashiro/ Japan (Hemni et al. 1995) και αλλού. Στην Ελλάδα φαινόμενα Skarn εντοπίζονται στα Κιμμέρια Ξάνθης, στη Σιθωνία Χαλκιδικής, στη Σέριφο, στη Μαρώνεια της Ροδόπης και άλλων (Papastavrou & Perdikatsis 1991, Μέλφος 2002, Μάραντος & Κοσιάρης 2003, Γεωργιάδης 2010). Στην περιοχή της Μαρώνειας εντοπίζεται ένα εκτεταμένο Skarn (Mposkos and Doryphoros 1993), όπου ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας έδωσε φαινόμενα εκλεκτικής μετασώματωσης λόγω της επαφής του με τα μάρμαρα και τους ασβεστιτικούς φυλλίτες.

Ένα από τα ορυκτά που είναι ιδιαίτερα συνηθισμένο στα Skarn είναι ο γρανάτης που έχει ιδιαίτερο ορυκτολογικό και ορυκτοχημικό ενδιαφέρον. Οι γρανάτες αποτελούν ισόμορφες παραμείξεις ακραίων μελών ενός δισθενούς στοιχείου M (Mg, Fe, Mn, Ca) και ενός τρισθενούς στοιχείου R (Al, Cr, Fe) με γενικό τύπο $M_3R_2(SiO_4)_3$. Κρυσταλλώνονται στο κυβικό σύστημα και δομούνται από τρισθενικές ομάδες SiO_4 σε οκταεδρική διάταξη με τα δισθενή ιόντα να παρεμβάλλονται στα διάκενα του πλέγματος Si-Al.

Οι γρανάτες (Σχήμα 2.3) ανάλογα με τη χημική τους σύσταση χωρίζονται σε δύο βασικές ομάδες:

1) τους «πυραλσπίτες». Σε αυτήν την κατηγορία γρανατών ανήκουν το πυρωπό $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$, ο αλμανδίνης $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ και ο σπεςσαρτίνης $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$.

2) τους ασβεστούχους «ουγρανδίτες». Αυτή η κατηγορία γρανατών περιλαμβάνει τον ουβαροβίτη $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$, το γροσσουλάριο $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$ (Σχήματα 2.4, 2.5) και τον ανδραδίτη $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$ (Σχήμα 2.6).



Σχήμα 2.3 Κρύσταλλοι γρανατών.
 Προέλευση: Καναδάς
 Πηγή: <https://el.wikipedia.org/wiki/>



Σχήμα 2.4 Γροσσουλάριος. Beiarn, Νορβηγία.
 Photo: Scandinavian Mineral Gallery,
 © 2001 Göran Axelsson.
 Πηγή: <http://www.geo.auth.gr>



Σχήμα 2.5 Γροσσουλάριος (3,5 cm).
 Ορυχείο Jeffrey, Asbestos, Quebec, Καναδάς.
 Photo: Dan Weinrich.
 Πηγή: <http://www.geo.auth.gr>



Σχήμα 2.6 Ανδραδίτης. Προέλευση: Καλιφόρνια, ΗΠΑ.

Πηγή: <https://el.wikipedia.org/wiki/>

Αντικείμενο της παρούσας μελέτης αποτελεί η δεύτερη κατηγορία των ασβεστούχων γρανατών με ιδιαίτερη έμφαση στο γροσσουλάριο και τον ανδραδίτη που αποτελούν τυπικά ορυκτά του Skarn της Μαρόνειας (Σχήματα 2.7, 2.8). Οι γρανάτες του συγκεκριμένου Skarn είναι εντυπωσιακού μεγέθους και ποικίλουν σε χρωματισμό (ανοικτό πράσινο, σκούρο καστανό έως πορτοκαλί). Μοναδικούς γρανάτες αποτελούν και οι «μελανίτες», μαύρου χρώματος και παρουσιάζουν υψηλή σύσταση σε Ti, Cr και Zr (Voudouris et al. 2005).



Σχήμα 2.7 Γρανάτης από το Skarn της Μαρόνειας
(συλλογή και φωτ. Β. Μέλφος).



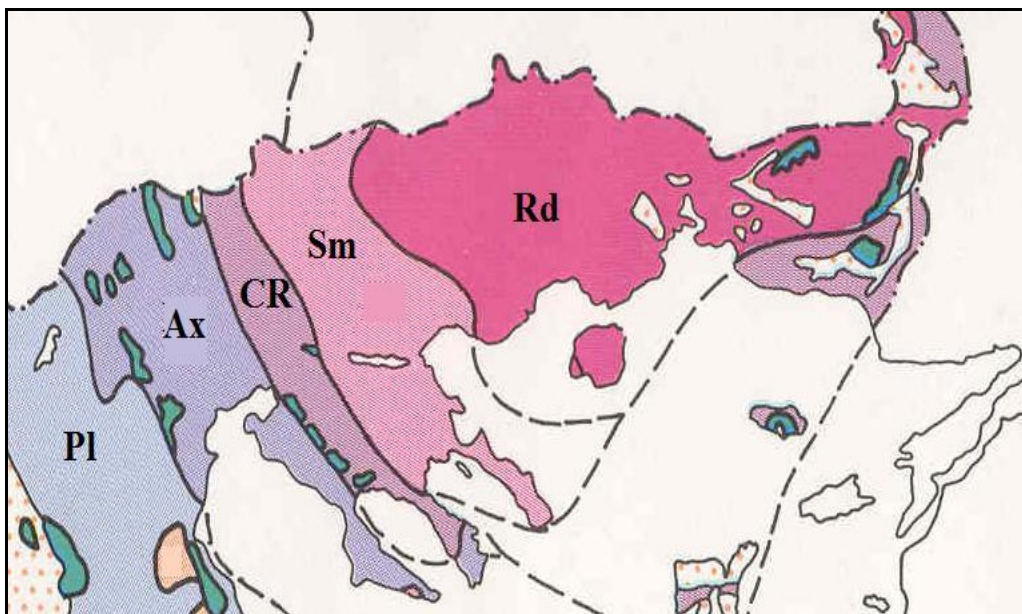
Σχήμα 2.8 Γρανάτης. Πηγή: <http://www.geo.auth.gr>

Ορισμένοι γρανάτες παρουσιάζουν ζώνωση η οποία οφείλεται στις διάφορες φυσικοχημικές μεταβολές κατά την ανάπτυξη των κρυστάλλων. Η ζώνωση τέτοιων γρανατών είναι αποτέλεσμα των μεταβολών της σύστασης των ρευστών του συστήματος καθώς και της κινητικότητας των ρευστών αυτών στις θέσεις ανάπτυξης των γρανατών. Σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη ζώνωσης παίζουν οι θερμοδυναμικές συνθήκες (T,P), το pH καθώς και η αλατότητα του συστήματος. Η κρυστάλλωση των γρανατών προκύπτει έπειτα από την οξείδωση του Fe των ρευστών και τον μετέπειτα βρασμό τους (Jamtveit 1995).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

3.1 Γεωλογία της Περιροδοπικής ζώνης στη Θράκη

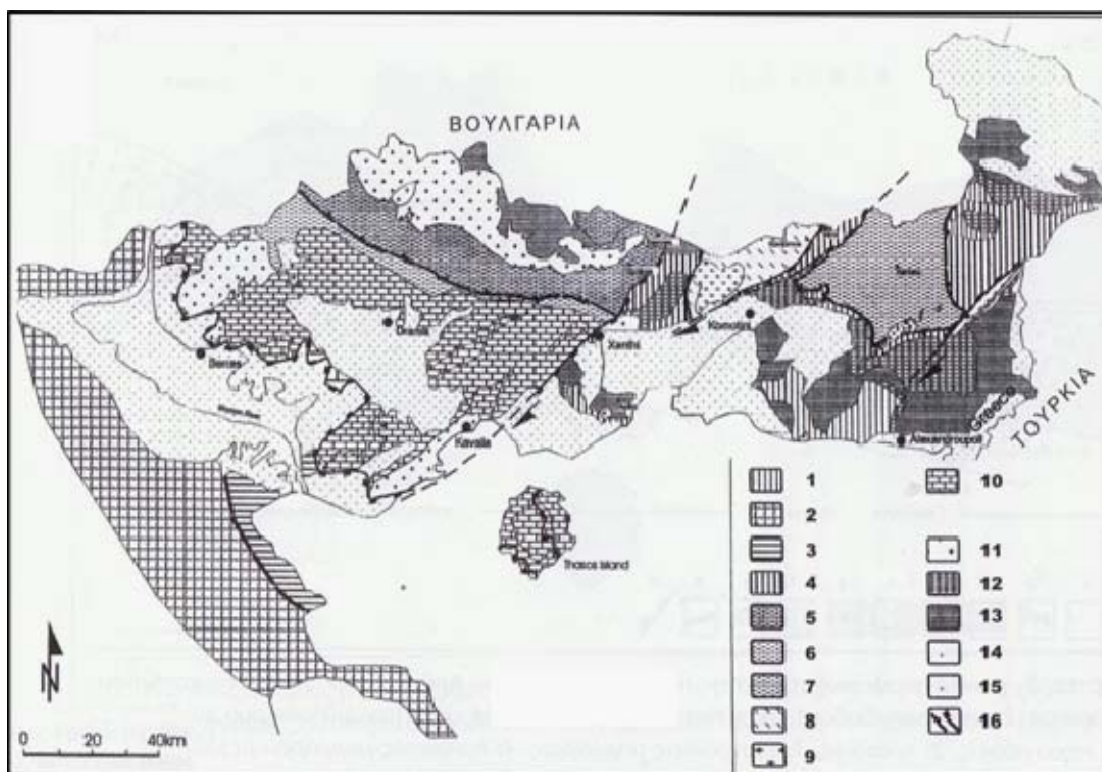
Η περιοχή της Μαρώνειας γεωτεκτονικά ανήκει στην Περιροδοπική ζώνη, η οποία αποτελεί μέλος των Εσωτερικών Ελληνίδων ζωνών (Σχήματα 3.1, 3.2).



Σχήμα 3.1 Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών στην ΒΑ Ελλάδα, σύμφωνα με το Μουντράκη (2010), όπου φαίνεται η Περιροδοπική ζώνη. Rh= Μάζα της Ροδόπης, Sm= Σερβομακεδονική μάζα, CR= Περιροδοπική ζώνη, Ax= Ζώνη Αξιού και Pl= Πελαγονική ζώνη.

Η Περιροδοπική ζώνη, κατά τη γεωτεκτονική διαίρεση του ελληνικού χώρου από τον Kaufmann (1976), αποτελεί την πιο εσωτερική ζώνη των Ελληνίδων ζωνών και είναι γνωστή διεθνώς με το όνομα «Circum Rhodope Belt». Γεωγραφικά περιβάλλει τις μάζες της Ελληνικής Ενδοχώρας. Συγκεκριμένα, το δυτικό της κομμάτι συνορεύει με τη Σερβομακεδονική μάζα ενώ το ανατολικό της περιθώριο συνορεύει με τη μάζα της Ροδόπης.

Πρόκειται για μια ζώνη που αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας και η σημερινή της έκταση περιλαμβάνει μια ζώνη πλάτους 10-20 km, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Η Περιροδοπική ζώνη εκτείνεται από τα σύνορα με τη FYROM, προεκτείνεται προς τα ΝΑ στη λίμνη Λαγκαδά, τον κορμό της Χαλκιδικής και τη χερσόνησο της Σιθωνίας όπου κάμπτεται προς τα ΒΑ και με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, περνάει από την άκρη της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς το νησί της Σαμοθράκης και την περιοχή Αλεξανδρούπολης-Έβρου (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 3.2 Οι γεωτεκτονικές ενότητες στη Θράκη και την Αβ. Μακεδονία κατά Μποςκος and Krohe (2000) 1: Σχηματισμοί της Περιοδοπικής ζώνης στον Έβρο, 2 και 3: Ενότητες Βερτίσκου και Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής μάζας, 4: Ενότητα Κίμης, 5 και 6: κυρίως Ενότητα Σιδηρόνερου, 7: Ενότητα Κέχρου, 8: Ενότητα Καρδάμου, 9: Συμπυκνωμένα πυριγενή πετρώματα της Ενότητας Καρδάμου, 10: Ενότητα Παγγαίου, 11: Πλουτωνίτες 23-38 Ma, 12 και 13: Μολασσικά ιζήματα Ανωτέρου Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου, 14: Μειοκαινικά ιζήματα, 15: Ιζήματα Πλειο-Πλειστοκαίνου, 16: Ρήγματα.

Η Περιοδοπική ζώνη έρχεται σε τεκτονική επαφή τόσο με τη μάζα της Ροδόπης όσο και με τις ενότητες της Σερβομακεδονικής μάζας (Kockel et al. 1971, Παπαδόπουλος 1980,1982). Πιο συγκεκριμένα η Περιοδοπική ζώνη επωθείται επάνω στη μάζα της Ροδόπης ενώ η μάζα της Σερβομακεδονικής επωθείται πάνω στην Περιοδοπική ζώνη (Papanikolaou 1984). Είναι χαρακτηριστική η μεταμορφική λεπιώδης τεκτονική που συναντάται με διεύθυνση ΝΔ ηλικίας Μεσοζωικού-Τριτογενούς (Tranos et al. 1999). Στο περιθώριο της Περιοδοπικής με τη Σερβομακεδονική επικρατεί λεπιώδης τεκτονική διεύθυνση ΒΑ, που έχει ως αποτέλεσμα την επώθηση της Περιοδοπικής ζώνης στη Σερβομακεδονική μάζα.

Η περιοχή Αλεξανδρούπολης στο ανατολικό τμήμα της Περιοδοπικής διακρίνεται από την εμφάνιση μεταμορφωμένων πετρωμάτων χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Πρόκειται για μια παχιά σειρά φυλλιτών με ενστρώσεις

μεταφαιστειοϊζηματογενών πετρωμάτων, μετακροκαλοπαγών και κρυσταλλικών ασβεστολίθων (ή μαρμάρων) ηλικίας Μέσου Τριαδικού-Κατώτερου Κρητιδικού (Papadopoulos 1981, Boyanov et al. 1998). Χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση οφειολιθικών σωμάτων στον Έβρο ηλικίας Ιουρασικού (Μαγκανάς 1988), μέσα στους οποίους η εμφάνιση μεταϊζημάτων έδωσε την εντύπωση της προσομοίωσης της σειράς φυλλιτών με την ενότητα Άσπρης Βρύσης Χορτιάτη του δυτικού τμήματος της Περιοδοπικής ζώνης. Το βορειότερο τμήμα της περιοχής Αλεξανδρούπολης ανήκει στη Μάζα της Ροδόπης και χαρακτηρίζεται κυρίως από δύο τεκτονικές ενότητες μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης και εκτείνεται μέχρι τα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα και τη Βουλγαρία: την ανώτερη τεκτονική ενότητα παραμεταμορφωμένων πετρωμάτων με εμφανίσεις μεταοφειόλιθων αγνώστου ηλικίας και την κατώτερη τεκτονική ενότητα που περιλαμβάνει ορθογενέσιους και σώματα μεταοφειολίθων (Σχήμα 3.3).

Σύμφωνα με τους Bonev and Stampfli (2008) η ανατολική Περιοδοπική ζώνη έχει χωριστεί σε τέσσερις μεγάλες ενότητες από τις βορειότερες προς τις νοτιότερες (Σχήμα 3.4):

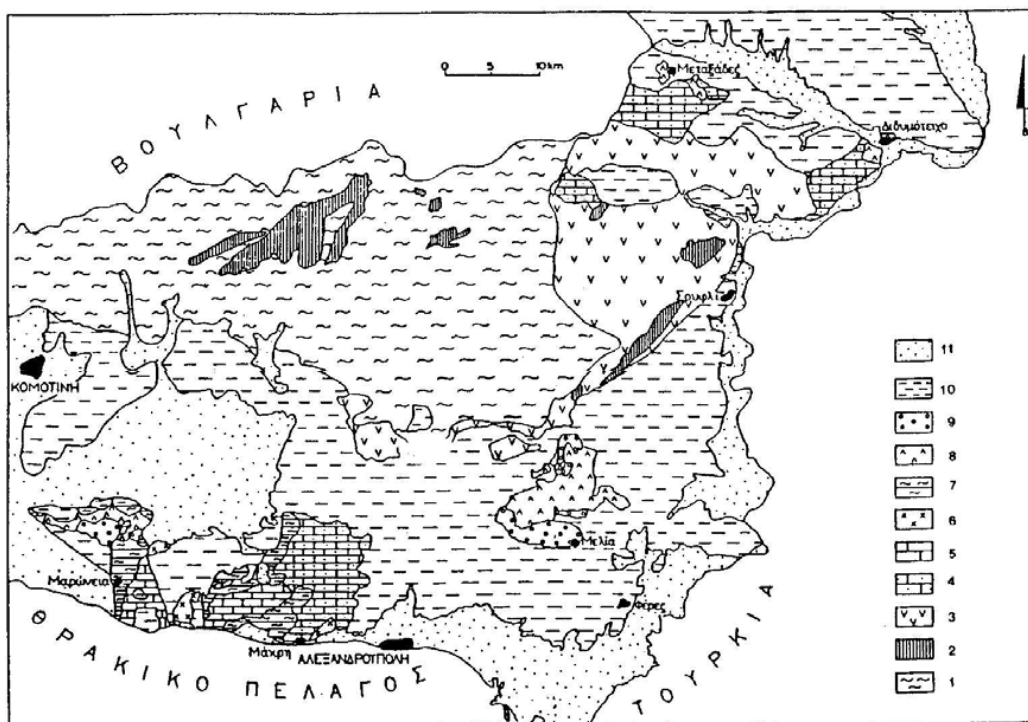
α) Ενότητα Kalidznik στη Βουλγαρία, ηλικίας Ιουρασικού (Boyanov et al. 1990).

β) Ενότητα Mandritsa, με κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και μάρμαρα ηλικίας Μέσου Τριαδικού-Κατώτερου Κρητιδικού.

γ) Ενότητα Δρυμού-Μελίας, με μεταφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού.

δ) Ενότητα Μάκρης, με μεταϊζηματογενή και μεταφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού όπου εκτείνεται δυτικότερα στην περιοχή της Μαρώνειας.

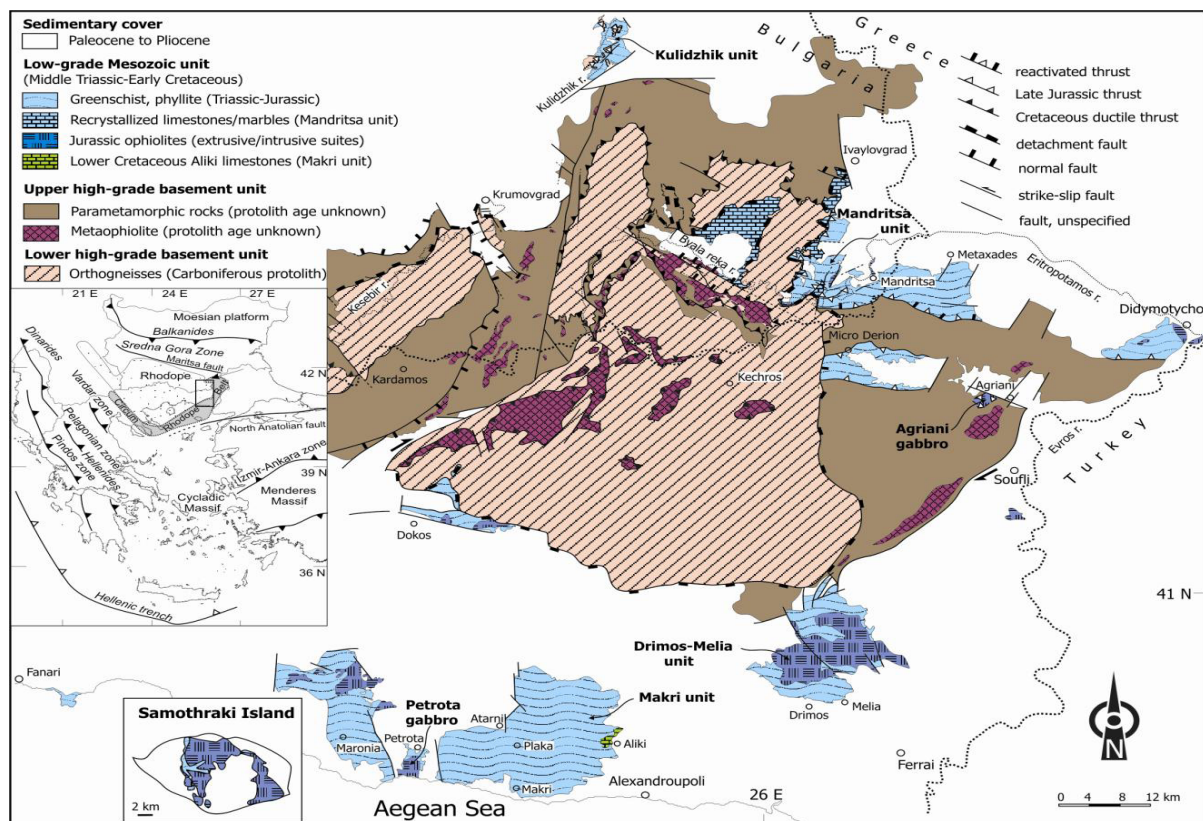
Η περιοχή της Μαρώνειας διαχωρίζεται από το υπόλοιπο τμήμα της ενότητας Μάκρης από ένα πετρολογικό σύμπλεγμα το οποίο στο κεντρικό του κομμάτι παρατηρείται η εμφάνιση ενός πλουτωνίτη γαββρικής σύστασης (Biggazzi et al. 1989). Αυτός ο πλουτωνίτης ήρθε σε επαφή με τα γειτονικά πετρώματα του συμπλέγματος είτε με τη μορφή διείσδυσης είτε με τη δράση τεκτονικής δραστηριότητας. Το πλουτωνικό σύμπλεγμα αποτελείται κυρίως από γάββρους, γαββροδιορίτες και ανορθοσίτες θολεϊτικής – ασβεσταλκαλικής σειράς. Με τη βοήθεια ραδιοχρονολογήσεων έγινε προσπάθεια να εκτιμηθεί η ηλικία κρυστάλλωσης ή τεκτονικής τοποθέτησης του πλουτωνίτη. Η πρώτη άποψη με τη χρήση ισοτόπων U-Pb και Zr εκτίμησε τον πλουτωνίτη ηλικίας 169 Ma (Koglin et al. 2007), ενώ μια δεύτερη άποψη με τη χρήση απατίτη χρονολόγησε το γεγονός στα 140-161 Ma (Bigazzi et al. 1989).



Σχήμα 3.3 Γεωλογικό σκαρίφημα της Δυτικής Θράκης, σύμφωνα με τον Μαγκανά (1988) και Magganis et al. (1991). 1-3. Μάζα της Ροδόπης: 1. Κρυσταλλικό υπόβαθρο. 2. Μεταμορφωμένα βασικά και υπερβασικά πετρώματα. 3. Ενότητα αμφιβολιτών-σερπεντινιτών. 4-9. Περιοδοπική ζώνη: 4-7. Ενότητα Μάκρης: 4. Ενότητα Μάκρης αδιαίρετη. 5. Μεταϊζηματογενή πετρώματα. 6. Γάββροι, μεταγάββροι, σερπεντίνες. 7. Πρασινοσχιστόλιθοι. 8-9. Ενότητα Δρυμού-Μελίας: 8. Μεταηφαιστίτες και μεταπυροκλαστικά. 9. Μεταϊζηματογενή πετρώματα. 10. Τριτογενές σύστημα. 11. Τεταρτογενές αδιαίρετο.

Σύμφωνα με τους Μαράτο και Ανδρονόπουλο (1965 α,β) ο μαγνητισμός χαρακτηρίζεται από γαββρικό πλουτωνισμό ανατολικά της Ενότητας της Μάκρης και ενός διαβασικού πλουτωνισμού στην περιοχή της Ενότητας Δρυμού-Μελίας. Νεότερες απόψεις αναφέρουν την παρουσία μεταγάββρων (Μαγκανάς 1988).

Κατά τους Κουρή (1980) και Παπαδόπουλο (1982) παρατηρήθηκαν διεισδύσεις διαβασικών πετρωμάτων μέσα στα πετρώματα της Ενότητας Μάκρης ηλικίας Άνω Κρητιδικού-Κάτω Ηωκαίνου. Τέλος, σύμφωνα με τον Cheliotis (1986) πρόκειται για μετατόφους και μεταλάβες που ανήκουν στην Πρασινοσχιστολιθική ενότητα και στην ενότητα Δρυμού-Μελίας.



Σχήμα 3.4 Σκαρίφημα γεωλογικού χάρτη της ανατολικής Ροδόπης της Θράκης (Bonev and Stampfli, 2008).

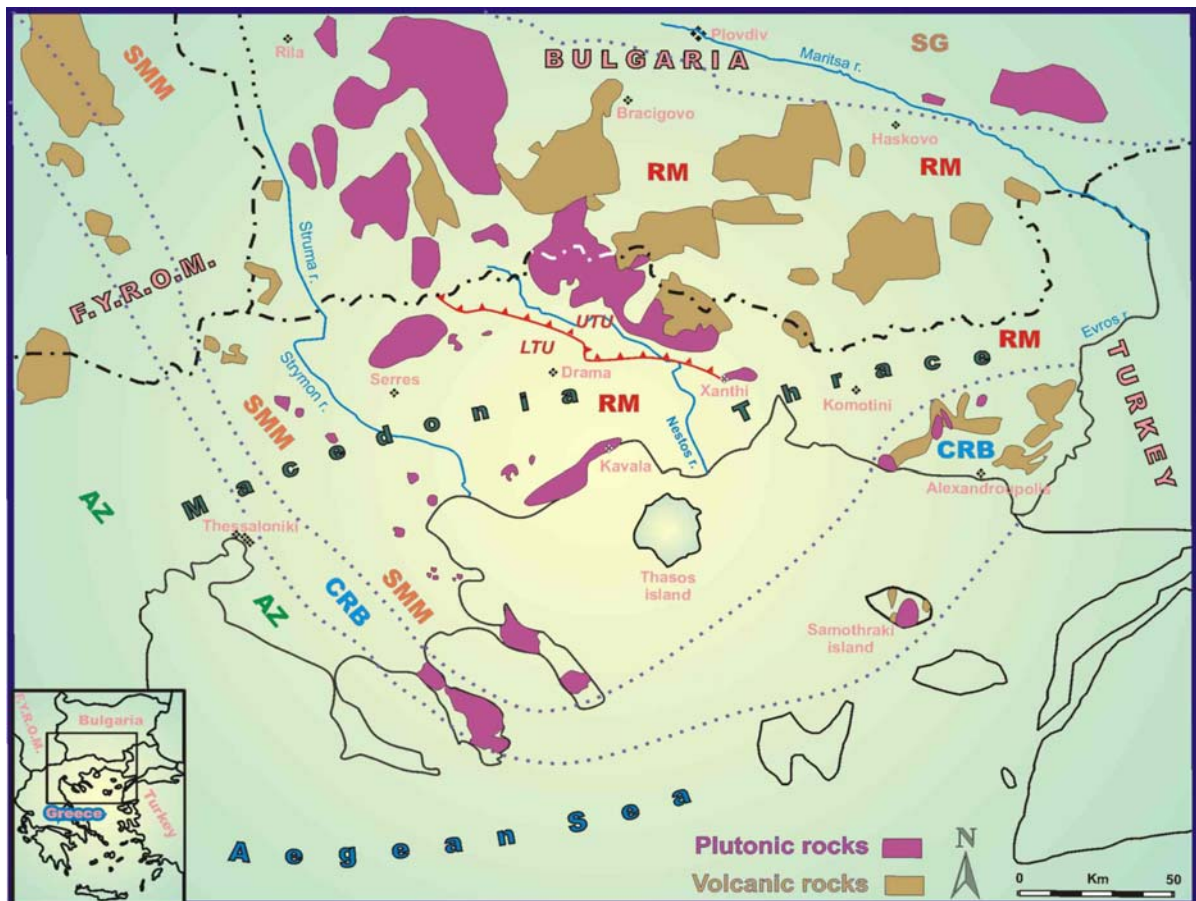
3.2 Τριτογενής μαγματισμός

Ο μαγματισμός της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη χαρακτηρίζεται από την παρουσία μαγματικών πετρωμάτων στην περιοχή τόσο πλουτωνικών όσο και ηφαιστειακών ή υποηφαιστειακών πετρωμάτων (Σχήμα 3.5).

Σύμφωνα με τους Χριστοφίδη (1998), Kiliyas et al.(1999) και Μουντράκη (2010) ο μαγματισμός στη Θράκη και κατ' επέκταση στην Περιοδοπική ζώνη χρονολογείται στο Τριτογενές και οφείλεται στην εφελκυστική τεκτονική που προκλήθηκε από την «κατάρρευση» του ορογενούς που ακολούθησε την καταβύθιση της Απουλίας πλάκας κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα κατά την περίοδο της Αλπικής ορογένεσης (Σχήμα 3.6).

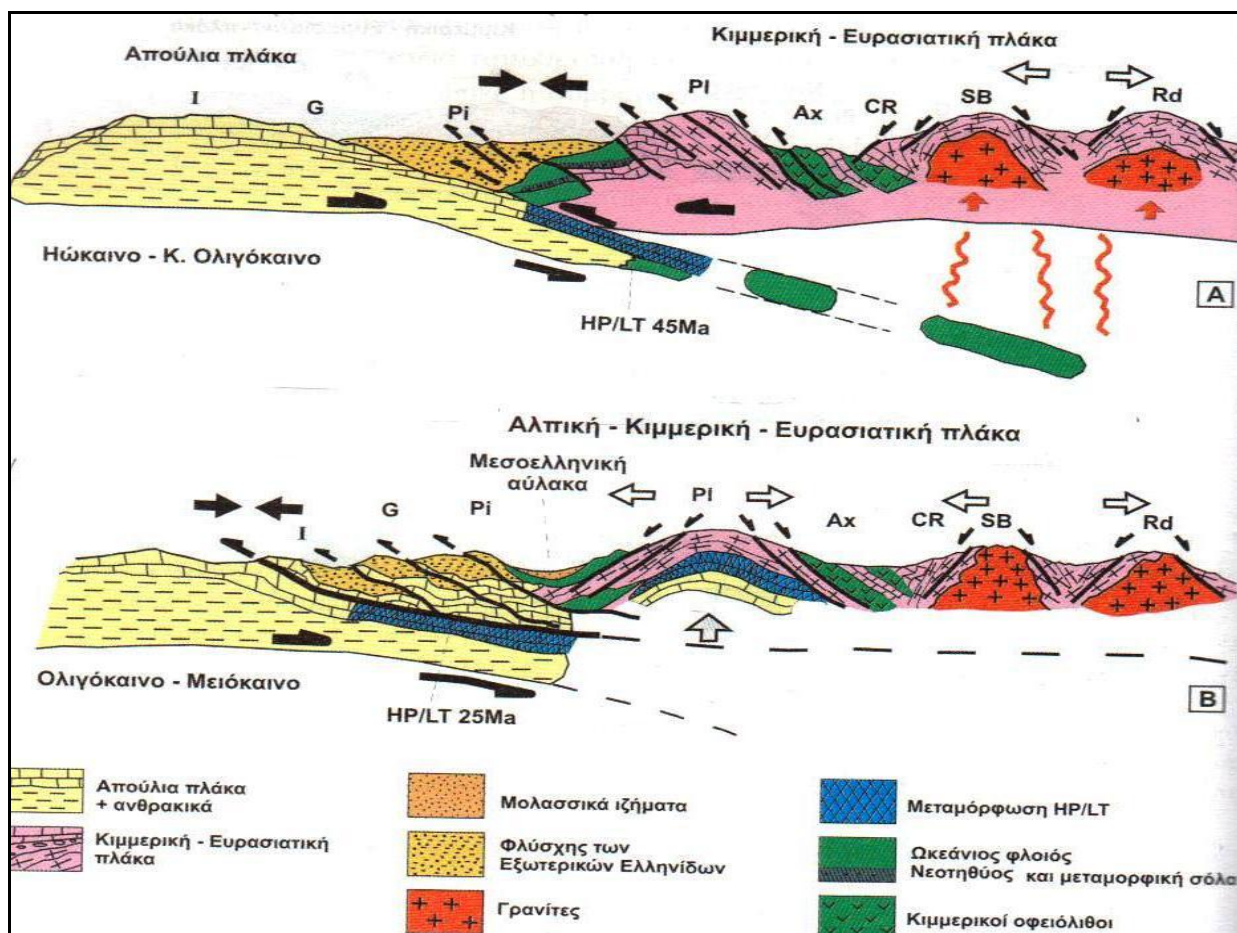
Στην διάρκεια της δεύτερης αλπικής ορογένεσης και συγκεκριμένα κατά το Ηώκαινο έλαβε χώρα η τελική ηπειρωτική σύγκρουση με την υποβύθιση της Απουλίας πλάκας κάτω από το περιθώριο της Κιμμερικής-Ευρασιατικής πλάκας και το τελικό κλείσιμο του ωκεανού της Νέο-Τηθύος. Ένα κομμάτι της Απουλίας παρέμεινε με μεγάλα ποσά θερμότητας. Το υποβυθιζόμενο αυτό τμήμα προκάλεσε θέρμανση του φλοιού της Γης στις περιοχές της

Ελληνικής Ενδοχώρας και ταυτόχρονα την προς τα έξω επέκταση της Κιμμερικής-Ευρασιατικής πλάκας. Το γεγονός αυτό προκάλεσε την λέπτυνση του φλοιού και τη δραστηριότητα έντονης εφελκυστικής τεκτονικής με ταυτόχρονη άνοδο του μάγματος από τον ανώτερο μανδύα. Ο μαγματισμός αυτός έχει ηλικία Ηωκαίνου, Ολιγοκαίνου και Μειοκαίνου.



Σχήμα 3.5 Τα Τριτογενή μαγματικά πετρώματα στην ΒΑ Ελλάδα και Ν. Βουλγαρία (Christofides et al. 1998).

Τα πυριγενή πετρώματα που προέκυψαν από την δραστηριότητα του Τριτογενούς μαγματισμού είναι πλουτωνικά και ηφαιστειακά τόσο στην Περιοδοπική ζώνη όσο και στην μάζα της Ροδόπης. Συγκεκριμένα στην μάζα της Ροδόπης παρατηρούνται εμφανίσεις μοσχοβιτικών, βιοτιτικών και κεροστιλβικών γρανιτών ηλικίας 50-14 Ma και συνδέονται με την εφελκυστική τεκτονική κατά την υποβύθιση της Νέο-Τυθήος κάτω από την Ελληνική ενδοχώρα.



Σχήμα 3.6 Γεωλογικές τομές που αναπαριστούν τα γεωδυναμικά φαινόμενα που έλαβαν χώρα στην διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης κατά την περίοδο του Τριτογενούς. Φαίνονται αριστερά η λεπίδης τεκτονική του φλύσχη που προκλήθηκε από τις συνθήκες συμπίεσης που δημιουργήθηκαν κατά την υποβύθιση της Απουλίας πλάκας κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα και δεξιά η μαγματική άνοδος που ακολούθησε την λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού της Κιμμερικής-Ευρασιατικής πλάκας λόγω εφελκυστικής δραστηριότητας (Μουντράκης 2005, 2006).

Πλουτωνικές διεισδύσεις εντοπίζονται στη Λεπτοκαρυά, στην Κίρκη, στις Τρεις Βρύσες, στα Χαλάσματα, στα Κασσίτερα (Σιδέρης 1975, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis et al. 1989b), στη Σαμοθράκη (Δάβη 1963, Christofides et al. 1990, Christofides et al. 2000), στην Ξάνθη (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987, Christofides et al. 1990, Koukouvelas & Pe-riper 1990, Μουντράκης 2010), στο Παρανέστι (Κοτοπούλη 1981, Σκλαβούνος 1981, Σολδάτος 1985, Soldatos & Christofides 1986, Kotopouli & Piper 1991, Jones et al. 1992, Christofides 2001a, Soldatos et al. 2001a, Soldatos et al. 2001b, Μουντράκης 2010), στην Καβάλα (Kokkinakis 1977, Κυριακόπουλος 1987, Neiva et al. 1996), στο Παγγαίο (Μουντράκης 2010), στο Πανόραμα Δράμας (Μουντράκης 2010) και

στη Βροντού (Παπαδάκης 1965, Theodorikas 1982, Kotopouli & Piper 1989, Kolocotroni 1992, Soldatos et al. 1998, Christofides et al. 1998, Μουντράκης 2010).

Αξιοσημείωτος πλουτωνικός όγκος είναι ο γρανίτης της Ελατιάς όπου τοποθετείται ηλικιακά βάσει ραδιοχρονολογήσεων στο Άνω Κρητιδικό, 87 Ma (Σολδάτος 1985, Μουντράκης 2010).

Ο ηφαιστειακός μαγματισμός της Θράκης κατανέμεται κυρίως στην περιοχή Φερρών-Σαπών του Ν. Έβρου και στα βόρεια Ξάνθης-Κομοτηνής στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα. Τα πετρώματα είναι βασαλτικής έως ρυολιθικής σύστασης, ανήκουν σε ασβεσταλκαλικές και σωσσονιτικές σειρές και χρονολογούνται στο Ολιγόκαινο (35-25 Ma) (Μουντράκης 2010).

Παράλληλα κατά το Τριτογενές στην περιοχή της Θράκης η ρηξιγενής τεκτονική προκάλεσε τη δημιουργία τεκτονικών βυθισμάτων στα οποία αποτέθηκαν πετρώματα ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς (Foose & Manheim 1975, Innocenti et al. 1984, Maltezos & Brooks 1989, Karfakis & Doutsos 1995). Τα κυριότερα τεκτονικά βυθίσματα είναι στην περιοχή Κίρκης-Ασύμης, στην περιοχή Φερρών-Σουφλίου και στην περιοχή Μαρώνειας-Πετρωτών. Το τελευταίο τεκτονικό βύθισμα ανήκει στην περιοχή έρευνάς και αξίζει να σημειωθεί ότι τα ηφαιστειακά πετρώματα που ανήκουν σ' αυτό τοποθετούνται ηλικιακά στο Μ. Ολιγόκαινο 30,0-33,1 Ma και φέρεται να συνδέονται με τη Μεσογειακή ορογένεση κατά τη διάρκεια της οποίας συντελέστηκε η καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα κατά το Μειόκαινο-Πλειόκαινο (Fytikas et al. 1984).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Γεωλογία της περιοχής της Μαρώνειας

4.1 Λιθοστρωματογραφία της Μαρώνειας

Η περιοχή της Μαρώνειας ανήκει στην Ενότητα Μάκρης και αποτελείται από τους παρακάτω λιθολογικούς ορίζοντες από τους βαθύτερους προς τους ανώτερους:

α) Σειρά φυλλιτών πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού
β) Μάρμαρα τοποθετημένα ασύμφωνα πάνω στους φυλλίτες, ηλικίας Τριαδικού (Maratos and Andronopoulos, 1964).

γ) Χαλαζιακοί και χλωριτικοί σχιστόλιθοι (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980, 1982, Πομώνη-Παπαϊωάννου και Παπαδόπουλος 1988, Magganis et al. 1991).

δ) Φυλλίτες με σώματα οφειολιθών της σειράς MORB ηλικίας Ιουρασικού, όπου τοποθετήθηκαν τεκτονικά λόγω δραστηριότητας ανάστροφου ρήγματος πάνω στους χαλαζιακούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους (Κουρής 1980).

ε) Οφειόλιθοι Ιουρασικού και μαξιλαροειδείς λάβες βασαλτικής-ανδεσιτικής σύστασης της σειράς IAT-BON.

στ) Φλύσχης ηλικίας Μαιστριχτίου, που αποτελείται από ρυθμικές εναλλαγές ψαμμιτών και μαργών. Οι απόψεις περί λιθολογικής ομοιότητας της ηφαιστειοϊζηματογενούς και κλαστικής σειράς με την αντίστοιχη της Ενότητας Δρυμός-Μελία καθώς και με την Ενότητα Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο φλύσχης περιλαμβάνει πιθανολογούμενως κερατόλιθους, σχιστόλιθους, καθώς και οφειολιθικά πετρώματα σε φακοειδείς μορφές.

4.1.1 Η ενότητα Μάκρης

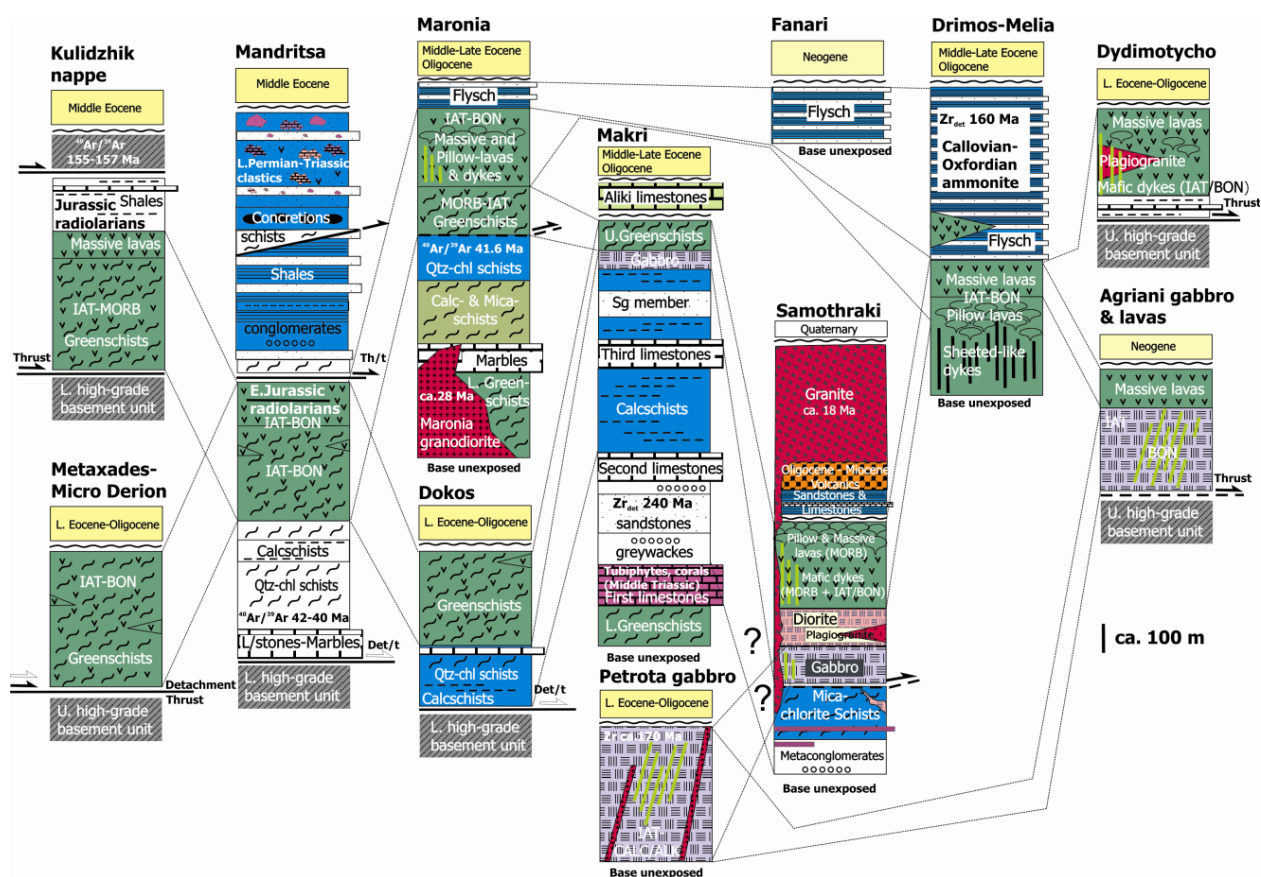
Η ενότητα Μάκρης αποτελεί έναν ορίζοντα μεταμορφωμένων πετρωμάτων, ο οποίος καταλαμβάνει μια έκταση από τα δυτικά και βόρεια της Αλεξανδρούπολης μέχρι το όρος Ίσμαρος και την Ξυλαγανή. Βρίσκεται σε ασυμφωνία με το κρυσταλλοσχιστώδες της μάζας της Ροδόπης (Παπαδόπουλος 1982) και περιλαμβάνει δυο πετρολογικές σειρές: α) Την υποκείμενη μεταϊζηματογενή σειρά και β) την υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά (Σχήμα 4.1).

Κατά τους Πομόνη-Παπαιωάννου και Παπαδόπουλο (1988) η υποκείμενη μεταίζηματογενής σειρά αποτελεί μια σειρά πάχους μεγαλύτερο από 500 m. Η Ενότητα Μάκρης περιλαμβάνει την παρουσία μετακροκαλοπαγών, μεταγραουβάκων και μεταχαλαζιτών στα κατώτερα τμήματά της και την παρουσία ανθρακικών πετρωμάτων έντονης δολομιτώσης στα ανώτερα τμήματα (μάρμαρα Ατάρνης). Τα μεταμορφωμένα πετρώματα των κατώτερων στρωμάτων της ενότητας δίνουν ενδείξεις παλαιοπεριβάλλοντος επίκλυσης της θάλασσας με αποτέλεσμα την ασυνέχεια της Ενότητας της Μάκρης με το κρυσταλλικό υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης. Τα ανώτερα ανθρακικά πετρώματα οδηγούν στο συμπέρασμα ότι επικρατούσαν συνθήκες αβαθούς θάλασσας (Πομόνη-Παπαιωάννου και Παπαδόπουλο 1988). Κύριο χαρακτηριστικό των πετρωμάτων αυτών είναι η πλευρική μεταβολή που παρουσιάζουν προς τα σχιστοποιημένα πετρώματα της μεταηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς.

Η υπερκείμενη μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά έχει πάχος μεγαλύτερο από 500 m. Πετρολογικά αποτελείται από πρασινοσχιστόλιθους, χλωριτικούς σχιστόλιθους, ταλκικούς σχιστόλιθους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1980, 1982, Πομόνη-Παπαιωάννου και Παπαδόπουλος 1988, Magganas et al. 1991). Σύμφωνα με τον Μαγκανά (1988) η προέλευση αυτών των πετρωμάτων σχετίζεται με μαγματισμό που έδωσε πετρώματα ηφαιστειακής βασικής – ενδιάμεσης σύστασης κατά το Ιουρασικό. Πιθανή όμως χαρακτηρίζεται και η πυροκλαστική προέλευση των πετρωμάτων αυτών. Επίσης, η πρασινοσχιστολιθική σειρά της Ενότητας της Μάκρης αποτελεί ξεχωριστή ενότητα ενός ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού από μετατόφους και μεταηφαιστειακά πετρώματα.

Η ανώτερη Μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά θεωρείται και ως Πρασινοσχιστολιθικό σύμπλεγμα, όπως αναφέρεται από τους Βουλγάρους συγγραφείς Boyanov et al.(1963), Boyanov and Trifonova (1978). Σε επαφή με τους πρασινοσχιστόλιθους φέρεται να έρχονται επικλυσιγενείς, πλακώδεις έως λεπτοστρωματώδεις νουμμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι ηλικίας Ηωκαίνου χωρίς τη δράση παραμόρφωσης ή μεταμορφικών φαινομένων.

Η μεταμόρφωση που έλαβε χώρα στην Ενότητα Μάκρης χαρακτηρίζεται ως πρασινοσχιστολιθικής φάσης χαμηλού έως μέσου βαθμού. Με τη μέθοδο Triboulet (1992) υπολογίστηκαν από τους Winkler (1979), Wimmerbauer (1985) και τους Bucher και Frey (1994) οι συνθήκες T και P όπου και προέκυψαν οι τιμές $P=3,6$ kbar και $T= 384^{\circ}$ C. Αντίστοιχα κατά Jowett (1991) υπολογίστηκε από τους ότι $P=2,8$ kbar και $T= 288^{\circ}$ C, τιμή που σχετίζεται με τη χαμηλότερη θερμοκρασία μεταμόρφωσης του χλωρίτη, η οποία κυμαίνεται από $220^{\circ}\text{C} - 279^{\circ}\text{C}$.



Σχήμα 4.1 Τεκτονοστρωματογραφική στήλη της Ενότητας Μάκρης και λιθοστρωματογραφικός συσχετισμός με τις ενότητες της Περιοδοπικής Ζώνης στη Θράκη (Korpp 1969).

4.2 Μαγματισμός – Πλουτωνίτης της Μαρώνειας

Κατά το Τριτογενές, στις περιοχές της Μάζας της Ροδόπης και της Περιοδοπικής ζώνης, έλαβε μέρος ένας έντονος μαγματισμός, από τον οποίο με την κρυστάλλωση των μαγμάτων προέκυψαν πετρώματα ασβεσταλκαλικά-σωσσονιτικά. Αποτέλεσμα αυτής της μαγματικής δραστηριότητας αποτελεί ο πλουτωνικός όγκος της Μαρώνειας, που εκτιμάται ως η νεότερη πετρογραφική επαρχία της πλουτωνικής Θράκης. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας καταλαμβάνει μία έκταση περίπου στα 6 km² με μία μικρή διείδυση μικρογρανίτη έκτασης 0,3 km² (Παπαδοπούλου 2003).

Το ανατολικό και βορειοανατολικό τμήμα του πλουτωνικού όγκου έρχεται σε επαφή με τα πετρώματα της μεταφαιστειοζήματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης όπου λόγω των έντονων φαινομένων θερμομεταμόρφωσης έδωσαν τους κερατίτες της περιοχής. Το βόρειο και το δυτικό τμήμα του πλουτωνίτη διείδυσε εντός των ανθρακικών πετρωμάτων της υποκείμενης μεταϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης προκαλώντας φαινόμενα

θερμομεταμόρφωσης λόγω επαφής με αποτέλεσμα την δημιουργία των πετρωμάτων Skarn (Παπαδόπουλος 1982).

Η ηλικία των πλουτωνικών πετρωμάτων τόσο της μάζας της Ροδόπης όσο και της Περιοδοπικής ζώνης, με κάποιες ορισμένες εξαιρέσεις χρονολογείται στο Τριτογενές (Bornovas & Rondogianni-Tsiamprou 1983, Durr et al. 1978). Ο υπολογισμός της ηλικίας του πλουτωνίτη της Μαρώνας έγινε στο πλαίσιο εύρεσης της ηλικίας των πλουτωνικών πετρωμάτων της Θράκης που διεισδύουν σε διεύθυνση BA-NΔ (Del Moro et al. 1988). Με βάση τις ραδιοχρονολογήσεις η ηλικία του πλουτωνίτη της Μαρώνας υπολογίζεται στο Ολιγόκαινο 28,7 Ma βάσει ανάλυσης των ισότοπων Rb-Sr σε βιοτίτες.

Η εγκυρότητα της μεθόδου στηρίζεται στο γεγονός ότι το Rb και το Sr είναι λιθόφιλα στοιχεία και βρίσκονται σε πολλά κύρια και επουσιώδη πετρογενετικά ορυκτά. Το Rb και το Sr συνδέονται μεταξύ τους επειδή το ^{87}Rb διασπάται στο σταθερό ισότοπο ^{87}Sr με ημιπερίοδο ζωής $48,9 \cdot 10^9$ χρόνια (Steiger & Jager 1977). Συνολικά αναλύθηκαν 16 δείγματα πετρωμάτων και 3 δείγματα βιοτίτη για τον προσδιορισμό της ηλικίας του πλουτωνίτη από τα ζεύγη ολικού πετρώματος-βιοτίτη.

4.2.2 Πετρολογία και Πετρογραφία του πλουτωνίτη

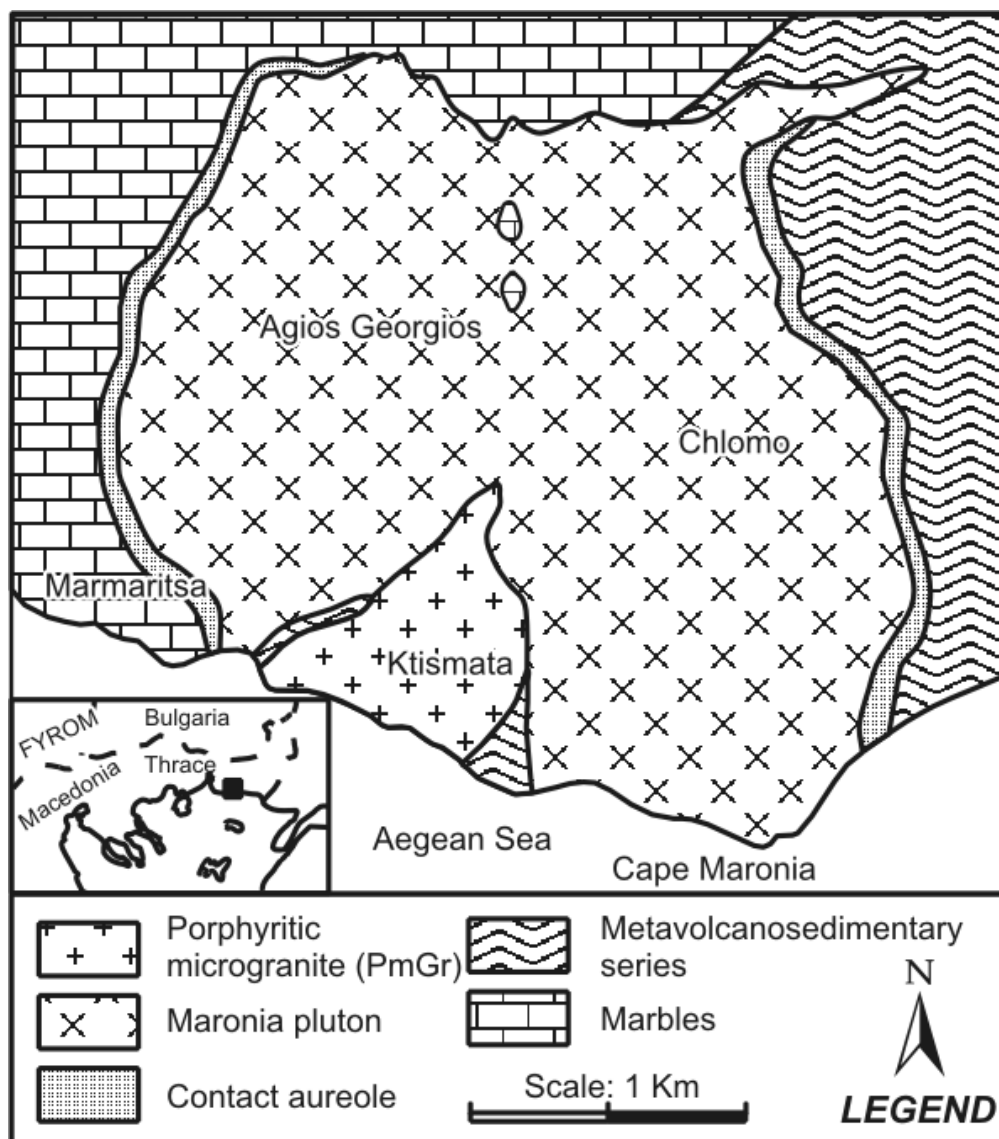
Ο πλουτωνίτης της Μαρώνας (Σχήμα 4.2) διαχωρίζεται σε τρεις πετρογραφικούς τύπους διαφορετικής σύστασης (Παπαδοπούλου κ.ά. 2001, 2004).

α) Ο πετρογραφικός τύπος βασικής σύστασης, ο οποίος περιλαμβάνει το γάββρο της Μαρώνας, με παραγένεση κυρίως από πλαγιόκλαστα, βιοτίτη, πυρόξενους και σπάνια ολιβίνης ενώ εμφανίζονται ως επουσιώδη οξείδια του Fe και του Ti και απατίτης και μαγνητίτης. Πιθανή είναι και η παρουσία ουραλίτη και σερίκίτη ως δευτερογενή ορυκτά. Οι εμφανίσεις αυτού του τύπου είναι σχετικά σπάνιες.

β) Ο πετρογραφικός τύπος ενδιάμεσης σύστασης, που αποτελείται κυρίως από μονζογάββρο, χαλαζιακό μονζογάββρο, μονζονίτη, χαλαζιακό μονζονίτη. Ο μονζογάββρος αποτελεί το πέτρωμα που έδωσε τα μεταμορφικά φαινόμενα Skarn στην περιοχή στην επαφή με τους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους της Ενότητας Μάκρης (Σχήμα 4.2). Ο μονζογάββρος αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστο, πυρόξενους και κυρίως αυγίτη, αμφιβόλους και μικρές ποσότητες χαλαζία. Επουσιωδώς συμμετέχουν οξείδια του Fe και του Ti και απατίτης, μαγνητίτης και σε ελάχιστες περιπτώσεις ζirkόνιο. Ο χαλαζιακός μονζογάββρος περιλαμβάνει μεγαλύτερες ποσότητες χαλαζία ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις

εμφανίζονται τα επουσιώδη ορυκτά τιτανίτης, επίδοτο, καολίνης, ουραλίτης, χλωρίτης και σερίκίτης.

γ) Ο πετρογραφικός τύπος όξινης σύστασης ο οποίος συνίσταται από διεισδύσεις γρανίτη καθώς και από απλιτικές φλέβες με πάχος από 5-25 cm. Με μορφή φλεβών πιθανόν να εμφανίζονται και οι γρανιτικές διεισδύσεις με πάχος από 0,5 cm έως μερικά μέτρα. Τα πετρώματα αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα και βιοτίτη. Χαρακτηριστικό είναι ότι τα ορθόκλαστα που εμφανίζονται έχουν υποστεί καολινίωση ενώ τα πλαγιόκλαστα έχουν υποστεί σερίκιτιωση. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται ζirkόνιο, ρουτίλιο, τιτανίτης, απατίτης. Άλλα δευτερογενή ορυκτά που εμφανίζονται στο οξύ σύμπλεγμα είναι ο χλωρίτης, το επίδοτο και ο ασβεστίτης. Κατά θέσεις είναι πιθανή η εμφάνιση μοσχοβίτη.



Σχήμα 4.2 Πετρολογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνας (Papadopoulou et al. 2004).

Ένα μαγματικό πέτρωμα και συγκεκριμένα ένας πορφυριτικός μικρογρανίτης όξινης σύστασης με παραγένεση από χαλαζία, K-άστριο, πλαγιόκλαστο και βιοτίτη και επουσιώδη ορυκτά ζirkόνιο, ρουτίλιο και απατίτη, διεισδύει στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη (Μέλφος 1995). Το υποηφαιστειακό αυτό πέτρωμα είναι έντονα τεκτονισμένο και συνδέεται με έντονες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και μεταλλοφορία πορφυριτικού Cu-Mo (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002).

4.3 Φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στην περιοχή της Μαρώνειας

Η διείσδυση του πλουτωνίτη της Μαρώνειας μέσα στα ανθρακικά πετρώματα του μεταμορφικού συμπλέγματος της ενότητας Μάκρης. Σύμφωνα με τους Δορυφόρου (1990) και Δορυφόρου και Μπόσκο (1993) οι κυριότεροι τύποι του μεταμορφικού πετρογραφικού συστήματος της Μαρώνειας είναι: μάρμαρα, μεταγραουβάκες, μετακροκαλοπαγή, ασβεστιτικοί φυλλίτες, πρασινοσχιστόλιθοι και γνεύσιοι.

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής έχουμε εμφάνιση ανάπτυξης φαινομένων θερμικής μεταμόρφωσης λόγω επαφής και το σχηματισμό ασβεστιτικών κερατιτών. Η επαφή του πλουτωνίτη με την κατώτερη μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά της ενότητας Μάκρης είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας ζώνης κερατιτών έκτασης 500-1000 m. Σύμφωνα με την Δορυφόρου (1990) οι κερατίτες στην περιοχή της Μαρώνειας διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες:

- 1) Οι κερατίτες που προέρχονται από ασβεστιτικούς φυλλίτες πράσινου-μαυροπράσινου χρώματος με παραγένεσεις: α) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο και τιτανίτης, β) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, βιοτίτης, μαγνητίτης, γροσσουλάριος, ασβεστίτης, γ) διοψίδιος, πλαγιόκλαστο, βρονζίτης, καλιούχος άστριος, κεροστίλβη, τάλκης, ασβεστίτης, φλογοπίτης, χαλαζίας, μαγνητίτης και βιοτίτης.
- 2) Οι κερατίτες που προέρχονται από τους γνεύσιους, λευκού χρώματος. Αποτελούνται από καλιούχο άστριο, χαλαζία, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και ελάχιστες ποσότητες επίδοτου.
- 3) Οι κερατίτες που προέρχονται από τους πρασινοσχιστόλιθους, μαύρου χρώματος και αποτελούνται από τις εξής παραγένεσεις: α) τάλκη, χλωρίτη, επίδοτο β) μοσχοβίτη, φλογοπίτη, καλιούχο άστριο, τάλκη, χλωρίτη, επίδοτο.

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής βρέθηκαν παραγενέσεις που οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι έλαβαν μέρος μεταμορφικά φαινόμενα εκλεκτικής μετασώματωσης και σχηματίστηκαν υψηλής θερμοκρασίας Skarn. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα μάρμαρα υπέστησαν λόγω θερμομεταμόρφωσης ανακρυστάλλωση, σε σχετικά μεγάλη απόσταση από τον πλουτωνίτη (~300m).

Σύμφωνα με τους στην περιοχή της Μαρώνειας εντοπίστηκαν τρεις ζώνες Skarn διαφορετικής χημικής σύστασης:

- 1) Το μελιλιθικό Skarn, που σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες άνω των 900° C και οφείλει τη γένεση τους στα μάρμαρα της περιοχής.
- 2) Το Skarn διοσιδίου-βολλαστονίτη-βεζουβιανού-γροσσουλάριου, που σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες μεταξύ 700-800° C και προέκυψε από φυλλίτες.
- 3) Το Skarn αυγίτη-γροσσουλάριου.



Σχήμα 4.3 Αεροφωτογραφία στην οποία εντοπίζονται οι θέσεις των γρανατών στο Skarn της Μαρώνειας. Πηγή: <http://www.google.earth.com>

Πιο αναλυτικά, σύμφωνα με τους Mposkos and Doryphoros (1993) το Skarn της Μαρώνειας χωρίζεται σε δύο μεγάλες ζώνες: το ενδοσκάρν και το εξωσκάρν. Βέβαια

νεότερες παρατηρήσεις οδήγησαν στο συμπέρασμα για την ύπαρξη τεσσάρων μικρότερων υποζωνών που παρεμβάλλονται μεταξύ του μονζογάββρου και των ανθρακικών πετρωμάτων.

Συγκεκριμένα, στο ενδοσκάρν παρατηρείται η υποζώνη Α, η οποία περιλαμβάνει τα πρωτογενή ορυκτά του πλουτωνίτη όπως καθώς και τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, βολλαστονίτη, απατίτη και σε μικρότερες ποσότητες μαγνητίτη και θειούχα ορυκτά. Καθώς προχωράμε πιο εξωτερικά του ενδοσκάρν συναντούμε την υποζώνη Β, η οποία περιλαμβάνει τιτανίτη, τιτανιούχο ανδραδίτη, περοβσκίτη, κλινοπυρόξeno και βολλαστονίτη. Η υποζώνη C ανήκει στο εξωσκάρν (Mroskos and Doryphoros 1993) και περιλαμβάνει κρυστάλλους γροσσουλάριου με φλογοπίτη και σοδάλιθο και απόθεση βεζουβιανού (Βουδούρης κ.ά. 1998). Η πλούσια σε Ti παραγένεση που περιγράφηκε παραπάνω στο ενδοσκάρν συναντάται και στην υποζώνη C. Οι τρεις υποζώνες που έχουν αναφερθεί περιλαμβάνουν και την πρώτη γενεά γρανατών που αποτελείται από Ti-ούχους και Ti-Cr-Zr-ούχους ανδραδίτες (Voudouris and Katerinopoulos 2004). Περιφερειακά της ζώνης C εμφανίζονται τα μελιλιθικά σώματα τα οποία και αποτελούν την υποζώνη D με την παρουσία ενδιάμεσης παραγένεσης βεζουβιανίτη και ασβεσίτη σε πιέσεις 0,5-2,5 kbar και θερμοκρασία 600-700° C. Η εκλεκτική μετασώματωση σ' αυτά τα μελιλιθικά σώματα έλαβε χώρα σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλών πιέσεων κάτι το οποίο δηλώνει η παραγένεση μελίλιθου-μοντισελλίτη. Τέλος, μελιλιθικοί σχηματισμοί υπό μορφή φακών έχουν εντοπιστεί τόσο στο δυτικό όσο και στο κεντρικό κομμάτι του πλουτωνίτη (Δορυφόρου 1990, Mroskos and Doryphoros 1993, Παπαδοπούλου 2002).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η διπλωματική αυτή εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Για την πραγματοποίηση της μελέτης έγινε μελέτη στοιχείων για την ιστορία και τη γεωλογία της ευρύτερης περιοχής της Μαρώνιας, μελέτη γεωλογικών χαρτών, επιλογή δειγμάτων γρανατών καθώς και μελέτη της υπάρχουσας βιβλιογραφίας. Επίσης πραγματοποιήθηκε εργαστηριακή έρευνα που περιλαμβάνει την μικροσκοπική και ορυκτοχημική μελέτη των δειγμάτων γρανατών.

Για τη μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων κατασκευάστηκαν λεπτές και στιλπνές τομές, οι οποίες μελετήθηκαν σε πολωτικό και μεταλλογραφικό μικροσκόπιο, τύπου Leitz στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, καθώς και στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) τύπου JEOL JSM 840-A συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS) με τάση επιτάχυνσης 20kV και χρόνο ανάλυσης 80sec, στη Σχολή Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.

5.1 Κοπή των δειγμάτων και κατασκευή λεπτών και στιλπνών τομών

5.1.1 Κοπή και κόλληση

Αφού ξεχωρίστηκαν τα πετρογραφικά δείγματα του Skarn με τους γρανάτες άρχισε η διαδικασία κατασκευής των στιλπνών τομών.

Μέσα σε ειδικές κυλινδρικές πλαστικές θήκες, μπήκε ποσότητα κολλητικής ουσίας, μέσα στην οποία βυθίστηκε το δείγμα με την επιφάνεια που θα παρατηρηθεί προς τα κάτω. Μετά τη στερεοποίηση βγήκε από τη θήκη το παρασκεύασμα και ακολουθήθηκαν οι διαδικασίες λείανσης και στίλβωσης.

Επειδή, οι στιλπνές τομές κατασκευάστηκαν με σκοπό τη χημική ανάλυση των γρανατών, το συγκολλητικό υλικό δεν έπρεπε να έχει καθόλου τάση ατμών, καθώς τα συστήματα μικροανάλυσης λειτουργούν σε συνθήκες υψηλού κενού. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε ειδική εποξειδική ρητίνη (EPOFIX) που θεωρητικά δεν παρουσιάζει καθόλου τάση ατμών όταν στερεοποιείται.

Η χρήση της ρητίνης έγινε για λόγους προστασίας σε συνθήκες καλού εξαερισμού. Για να απομακρυνθούν οι φυσαλίδες αέρα από τη ρητίνη, πριν τοποθετηθεί στην ειδική πλαστική θήκη, τοποθετήθηκε σε κενό αέρος για πέντε λεπτά.

5.1.2 Λείανση

Για τη λείανση των δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε σκόνη ανθρακοπυριτίου μεγάλης σκληρότητας και κανονικής κοκκομετρίας, που υπολογίζεται σε μονάδες Mesh (αρ. κόκκων /τ. χλστ.)

Στο πρώτο μέρος τα δείγματα λειάνθηκαν πάνω στον οριζόντιο τροχό λείανσης με διαδοχική χρήση λειαντικής σκόνης (No 180, 220) και νερού. Στη συνέχεια, η τελευταία φάση λείανσης έγινε με το χέρι πάνω σε γυάλινες πλάκες με λειαντικές σκόνες (No 400, 600, 800 και 1000) και νερό.

5.1.3 Στίλβωση

Θεωρητικά η στίλβωση των στιλπνών τομών τελειώνει όταν η επιφάνεια στίλβωσης δεν έχει καμιά ατέλεια ή ανωμαλία. Στην πραγματικότητα όμως η στίλβωση τελειώνει όταν ικανοποιεί τις ανάγκες κάθε μεθόδου και βρίσκεται μέσα στα όρια λειτουργίας του κάθε οργάνου. Π.χ. για μικροανάλυση δε χρειάζεται τέλεια στίλβωση ενώ για παρατήρηση στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο χρειάζεται.

Η μέθοδος στίλβωσης που ακολουθήθηκε ήταν η μέθοδος DP-STRUERS που βασίζεται σε ειδικά υφάσματα και σειρά από διαμαντόσκονες σε μορφή αλοιφής.

Σε περίπτωση που τα δείγματα πρόκειται να αναλυθούν χημικά, πρέπει να αποφεύγεται όποια μέθοδος λείανσης ή στίλβωσης χρησιμοποιεί υλικά που περιέχουν στοιχεία από εκείνα που πρόκειται να προσδιοριστούν.

Η μέθοδος στίλβωσης DP-STRUERS είναι συνδυασμός διαμαντόπαστας και ειδικών υφασμάτων που κατασκευάζονται ειδικά και έχουν κωδικά ονόματα χαρακτηριστικά κάθε εταιρείας, όπως DUR, MOL, NAP, κ.λ.π. Με τη σειρά χρησιμοποιούνται ύφασμα DUR και διαμαντόσκη 5 m., ύφασμα MOL και διαμαντόσκη 3 m. και ύφασμα NAP και διαμαντόσκη 1 m. Ως λιπαντικό κατά τη διάρκεια της στίλβωσης χρησιμοποιείται το ειδικό DP-LUBRICANT (συνδυασμός αλκοόλης και λιπαντικού), ενώ όλες οι παραπάνω εργασίες γίνονται στους ειδικούς τροχούς DP. Καθώς η σωστή στίλβωση απαιτεί απόλυτη καθαριότητα, παρεμβάλλεται πάντα μεταξύ των διαφόρων σταδίων καθαρισμός του δείγματος μέσα σε αλκοόλη και σε ειδικό λουτρό υπερήχων.

5.2 Μελέτη στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM) και μικροαναλύσεις

Οι αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. με ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο (Scanning Electron Microscope, S.E.M.) τύπου JEOL JSM-840A συνδεδεμένο με φασματόμετρο ενεργειακής διασποράς (Energy Dispersive Spectrometer, E.D.S.) OXFORD INCA. Ως πρότυπο χρησιμοποιήθηκε δείγμα καθαρού Co. Οι συνθήκες ανάλυσης ήταν οι παρακάτω:

- Τάση λειτουργίας: 20 kV
- Ρεύμα δέσμης: 0.4 mA
- Χρόνος ανάλυσης: 80 sec
- Διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων: $\sim 1 \mu\text{m}$

Τα δείγματα για να αναλυθούν πρέπει να έχουν τέλεια αγωγιμότητα και γι' αυτό επικαλύπτονται με άνθρακα. Η επικάλυψη γίνεται με εξάχνωση σε κενό ενός αγωγίμου υλικού -που στην περίπτωση αυτή είναι άνθρακας- από μία διάταξη βολταϊκού τόξου. Το πάχος της επικάλυψης με άνθρακα δεν ξεπερνά τα 200 Å ώστε να εξασφαλίζεται η ιδανική αγωγιμότητα χωρίς να επηρεάζεται η ευαισθησία του οργάνου. Η επανθράκωση έγινε με JEOL-4X εξάχνωτή κενού.

Για να μελετηθεί η ζώνωση των κρυστάλλων των γρανατών έγιναν αναλύσεις κατά μήκος μιας γραμμής από την περιφέρεια προς το κέντρο του κρυστάλλου ή αντίστροφα.

Κατά την παρατήρηση όμως των κρυστάλλων με τα οπισθοσκεδαζόμενα ηλεκτρόνια αναγνωρίστηκαν περιοχές με διαφορετική απόχρωση του γκριζού χρώματος. Αυτή η χρωματική διαφορά οφείλεται στη διαφορετική σύσταση των περιοχών αυτών. Γι' αυτό το λόγο έγιναν και χημικές αναλύσεις στις περιοχές αυτές που φαίνονται να έχουν τυχαία θέση στον κρύσταλλο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

6.1 Μικροσκοπική και μακροσκοπική έρευνα

Οι γρανάτες που μελετήθηκαν προέρχονται από το Skarn της Μαρόνειας και έχουν ανοκτό πράσινο ή καστανό χρώμα. Με πράσινο χρώμα εμφανίζονται οι γροσσουλάριοι ενώ με καστανό χρώμα εμφανίζονται οι ανδραδίτες (Σχήματα 6.1 και 6.2). Μακροσκοπικά είναι αδρόκοκκα ορυκτά ενώ το σχήμα και το μέγεθός τους ποικίλλει. Ειδικότερα, οι Τι-ούχοι γρανάτες παρουσιάζονται ως ευμεγέθεις κρύσταλλοι και το μέγεθος τους φτάνει έως 3cm (Voudouris et al. 2005).



Σχήμα 6.1 Δείγμα γρανατών από το skarn της Μαρόνειας. Με ανοικτό πράσινο χρώμα διακρίνεται ο γροσσουλάριος και με καστανό χρώμα ο ανδραδίτης.



Σχήμα 6.2 Δείγματα γρανατών με ζώνωση και χαρακτηριστικό ιδιόμορφο σχήμα από το skarn της Μαρώνειας . Περιφερειακά διακρίνεται ο γροσουλάριος (ανοικτό πράσινο) και το υπόλοιπο αποτελείται από ανδραδίτη (καστανό).

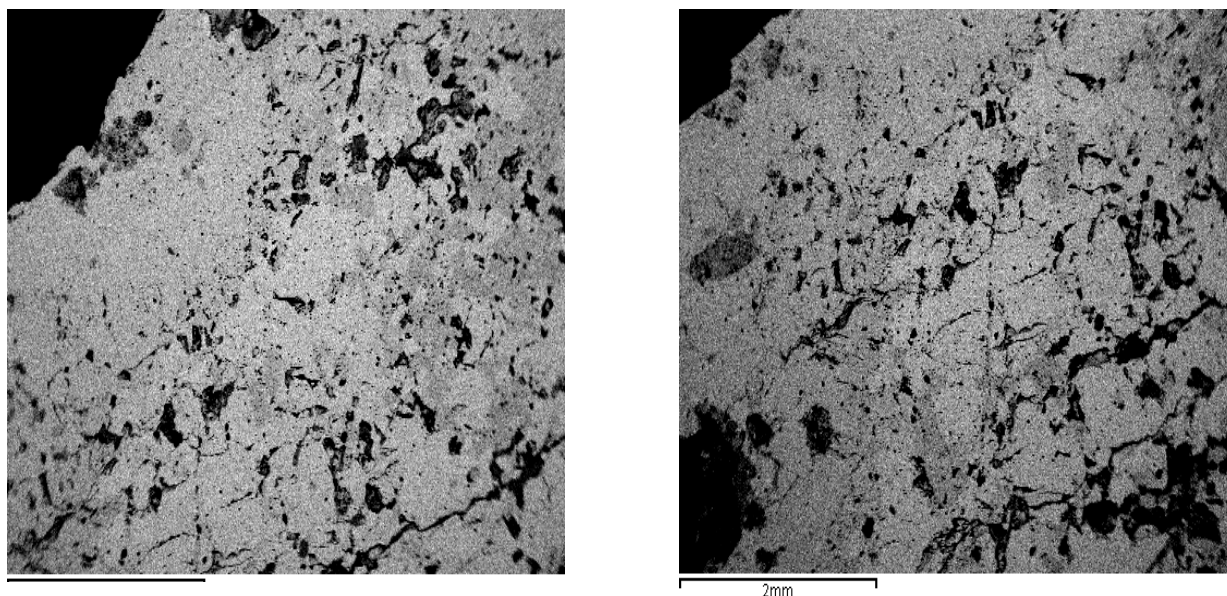
Κατά την μελέτη στο μικροσκόπιο συμπεραίνουμε ότι παρουσιάζουν μορφή συσσωματωμάτων και παρατηρούνται άλλα ορυκτά ως εγκλείσματα όπως ασβεστίτης, επίδοτο και μαρμαρυγίες. Είναι πρακτικά ισότροπα ορυκτά και παρουσιάζουν ζώνωση (Σχήμα 6.3) η οποία δύναται να παρατηρηθεί και μακροσκοπικά.



Σχήμα 6.3 Καστανός ανδραδίτης από το skarn Μαρώνειας. Διακρίνεται εμφανώς η ζώνωση του γρανάτη από την περιφέρεια στο κέντρο του κρυστάλλου.

Ο τύπος δομής των γρανατών υπολογίστηκε με βάση τα 8 κατιόντα και 12 ανιόντα (Locock 2008). Η αναλογία δισθενούς και τρισθενούς Fe υπολογίστηκε με βάση την εξισορρόπηση των σθενών. Η ανάλυση των δειγμάτων έγινε κατά μήκος μιας γραμμής η οποία ξεκινούσε από την περιφέρεια της τομής και κατέληγε στο κέντρο του κρυστάλλου με τη χρήση του σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου και φασματοσκοπίου διαφοράς (SEM-EDS).

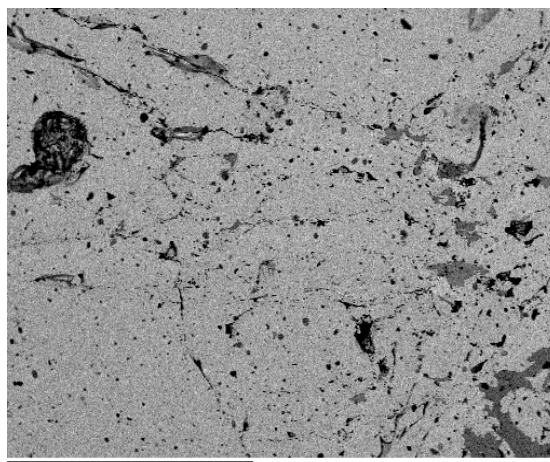
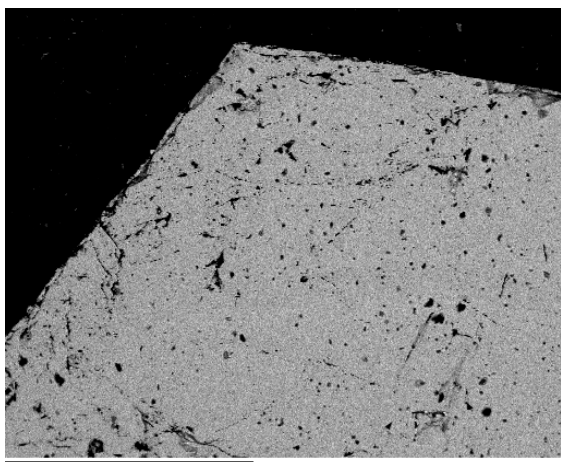
Ο κρύσταλλος Grt₁ ανήκει στην ομάδα των γρανδιτών και περιέχει κυρίως γροσσουλάριο και σε μικρότερα ποσοστά ανδραδίτη. Μακροσκοπικά έχει πράσινο χρώμα (γροσσουλάριος) ενώ κατά θέσεις εμφανίζει καφέ χρώμα (ανδραδίτης). Από τη μικροσκοπική μελέτη προέκυψε ότι ο γρανάτης Grt₁ δεν περιέχει εγκλείσματα στον κρύσταλλό του. Καθώς παρατηρούμε τις οπισθοσκεδαζόμενες φωτογραφίες που προέκυψαν από το σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο γίνεται αντιληπτή μια χρωματική αλλαγή στον κρύσταλλο η οποία αποτελεί ένδειξη μεταβολής της χημικής σύστασης. Διακρίνεται ο σκουρόχρωμος γροσσουλάριος ενώ με πιο ανοιχτό χρώμα μπορούμε να παρατηρήσουμε τον ανδραδίτη (Σχήμα 6.4).



Σχήμα 6.4 Οπισθοσκεδαζόμενες μικροφωτογραφίες σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου για τον γρανάτη Grt₁. Με σκούρο χρώμα εμφανίζεται ο γροσσουλάριος ενώ με πιο ανοιχτό γκρίζο ο ανδραδίτης.

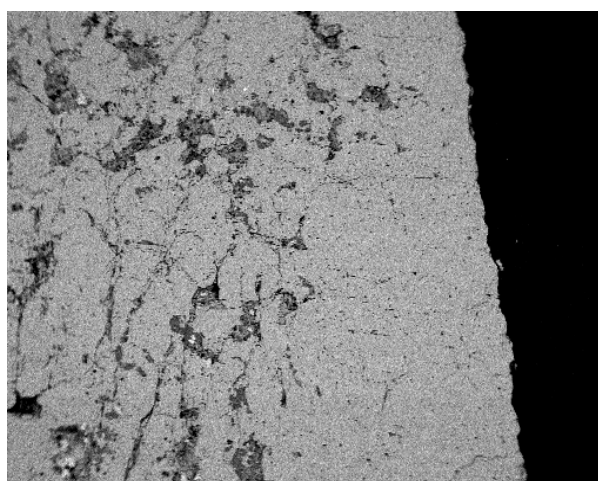
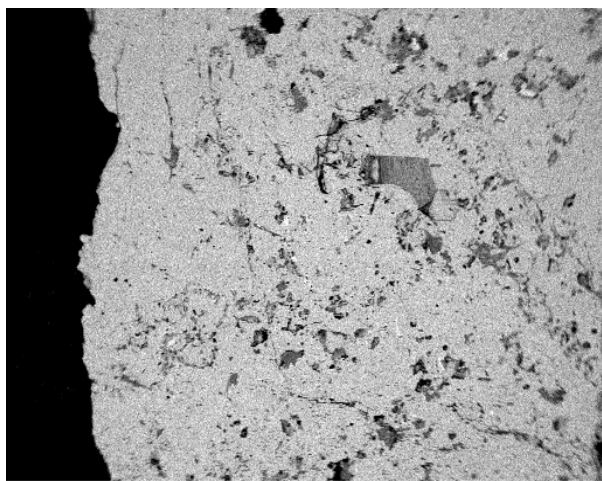
Ο γρανάτης Grt₃ ανήκει και αυτός στην ομάδα των γρανδιτών. Περιέχει σε περίσσεια γροσσουλάριο, ανδραδίτη ενώ εμφανίζει εγκλείσματα επιδότου και καλιούχου αστρίου. Μικροσκοπικά το επίδοτο βρίσκεται σε μικρούς κρυστάλλους με πολύ φωτεινό χρώμα ενώ οι

καλιούχοι άστριοι εμφανίζονται ως πιο ευμεγέθεις κρύσταλλοι με σκούρο χρώμα (Σχήμα 6.5).



Σχήμα 6.5 Οπισθοσκεδαζόμενες μικροφωτογραφίες σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου για τον γρανάτη Grt₃. Διακρίνονται τα επίδοτα με την μορφή πολύ φωτεινών κρυστάλλων και οι καλιούχοι άστριοι με πιο σκούρο χρώμα.

Ο γρανάτης Grt₂ ανήκει στην ομάδα των γρανδιτών. Περιέχει σε πολύ μεγάλες ποσότητες γροσσουλάριο ενώ οι ποσότητες ανδραδίτη είναι μικρότερες. Εγκλείει κρυστάλλους επιδότου, πυρόξενου, βιοτίτη και χλωρίτη.



Σχήμα 6.6 Οπισθοσκεδαζόμενες μικροφωτογραφίες σαρωτικού ηλεκτρονικού μικροσκοπίου για τον γρανάτη Grt₂. Διακρίνονται τα επίδοτα με τη μορφή πολύ φωτεινών κρυστάλλων, με ενδιάμεση γκρίζα απόχρωση ο βιοτίτης, ενώ με πιο σκούρα χρώματα φαίνονται οι πυρόξενοι.

6.2 Ορυκτοχημεία

Οι σημειακές χημικές αναλύσεις (μικροαναλύσεις) στους γρανάτες της περιοχής έρευνας έγιναν κατά μήκος μιας νοητής γραμμής σε τομή στους τρεις κρυστάλλους που αναλύθηκαν, από το κέντρο προς την περιφέρεια και αντιστρόφως ώστε να διαπιστωθεί αν υπάρχει τυχόν διακύμανση στις περιεκτικότητες κάποιων στοιχείων. Στην κάθε χημική ανάλυση περιλαμβάνονται οι ποσοστιαίες αναλογίες σε SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , $\text{FeO/FeO}_{\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO και Na_2O . Συνολικά έγιναν 117 αναλύσεις.

Από τις αναλύσεις προκύπτει ότι το SiO_2 κυμαίνεται από 37,53% έως 39,55% (μ.ό. 38,83%), το Al_2O_3 από 9,86% έως 19,93% (μ.ό. 16,93%), το FeO από 3,71% έως 16,44% (μ.ό. 7,49%) και το CaO από 33,89% έως 36,54% (μ.ό. 35,42%). Σε μικρότερες ποσότητες συμμετέχουν το TiO_2 (έως 1,53%), το Cr_2O_3 (έως 0,64%), το MnO (έως 0,95%), το MgO (έως 1,26%) και το Na_2O (έως 0,73%). Ενώ το SiO_2 και το CaO παραμένουν σχεδόν σταθερά, οι περιεκτικότητες σε Al_2O_3 και FeO παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση λόγω της συμμετοχής του γροσσουλάριου ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) και του ανδραδίτη ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) στη σύσταση των γρανατών που αναλύθηκαν. Στα δείγματα Grt_3 και Grt_1 η έντονη συμμετοχή γροσσουλάριου καταδεικνύει τη συμμετοχή Ca στους πρωτόλιθους (Deer et al. 1982). Από τα ιχνοστοιχεία ενδιαφέρον παρουσιάζει το TiO_2 , το οποίο σχετίζεται με την παρουσία του μελανίτη (Σχήμα 6.7) στο skarn της Μαρώνειας, ο οποίος έχει TiO_2 έως 9,08% (Katerinopoulou et al. 2009).



Σχήμα 6.7 Γρανάτης πλούσιος σε Ti-Zr-Cr (μελανίτης) από το Skarn της Μαρώνειας.

Πίνακας 1: Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₁ από την Μαρώνεια.

	Grt ₁										
	2a (περιφέρεια)				3a (περιφέρεια)						
Οξειδία (%κβ)	1	2	4	5	1	2	4	6	7	8	9
SiO ₂	38,56	39,00	38,46	38,06	38,56	38,97	39,06	38,93	38,79	38,89	39,28
TiO ₂	0,89	0,29	0,32	0,63	0,81	0,27	0,02	-	0,22	0,61	0,73
Al ₂ O ₃	16,48	17,31	15,97	15,19	15,10	14,96	15,51	16,46	16,06	14,84	15,74
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,12	0,50	0,56	-	-	0,20	-	0,04
FeO / FeO _{tot}	8,08	6,95	9,36	10,01	10,76	9,11	8,97	8,04	8,57	9,64	8,54
MnO	-	0,59	0,41	-	0,11	0,14	0,33	0,40	0,06	-	0,21
MgO	0,08	0,00	1,02	0,67	0,00	0,56	0,94	-	0,63	0,45	0,54
CaO	35,77	36,07	34,36	34,57	34,58	35,97	35,27	35,53	35,27	34,82	34,35
Na ₂ O	0,09	0,00	-	0,24	-	-	0,29	0,29	-	0,52	0,46
Σύνολο	99,96	100,21	99,89	99,50	100,42	100,56	100,39	99,64	99,80	99,77	99,91
Ακραία μέλη (%)											
Σκορλομίτης-Al	1,74	0,81	0,91	1,84	0,98	0,65	0,06	-	0,64	0,25	-
Μοριμοτοΐτης	0,25	0,04	-	-	2,73	-	-	-	-	-	-
Na-Ti γρανάτης	0,69	-	-	-	-	-	-	-	-	1,53	2,10
Μοριμοτοΐτης - Mg	-	-	-	-	-	0,27	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	-	-	-	0,37	1,52	1,71	-	-	0,60	-	0,13
Σπεσσαρτίνης	-	1,27	0,88	-	0,24	-	-	-	0,14	-	0,46
Πυρωπό	0,31	-	3,89	2,59	-	1,54	2,51	-	2,40	1,64	2,08
Αλμανδίνης	0,99	0,19	0,06	-	4,30	-	-	-	0,44	-	0,65
Γροσσουλάριος	71,63	75,75	65,43	63,85	63,25	65,39	66,17	74,27	69,04	65,43	68,01
Ανδραδίτης	24,38	21,93	28,02	29,46	26,98	29,21	28,60	23,32	26,62	29,58	25,31

Πίνακας 1 (συνέχεια): Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₁ από την Μαρόνεια.

	Grt₁														
	4a (πυρήνας)							5a (πυρήνας)							
Οξείδια (%κβ)	3	4	5	6	7	8	9	2	3	4	5	8	9	10	11
SiO₂	39,05	38,80	38,56	38,88	39,14	39,30	39,21	38,99	38,27	38,00	38,13	38,86	39,26	39,55	39,1
TiO₂	0,34	0,54	1,05	0,58	0,54	0,72	0,04	-	0,50	1,00	0,93	0,96	0,54	0,47	0,64
Al₂O₃	16,17	16,62	16,47	17,88	18,98	17,69	18,55	16,96	16,21	16,40	15,93	18,50	18,08	18,51	16,08
Cr₂O₃	-	-	0,05	0,29	-	0,12	-	0,25	0,29	0,11	0,02	0,14	-	-	-
FeO / FeO_{tot}	8,12	7,68	7,72	5,61	4,93	5,86	5,88	7,10	8,43	8,23	8,47	4,74	6,04	5,22	8,21
MnO	0,43	0,05	-	0,06	-	-	0,39	0,25	0,32	0,08	0,25	0,11	0,11	-	-
MgO	0,46	-	0,60	-	0,18	0,61	0,54	-	-	0,99	0,23	0,59	-	0,49	-
CaO	35,14	36,22	35,39	36,22	36,45	35,65	35,78	35,93	35,93	34,99	35,74	35,70	35,80	35,51	36,54
Na₂O	0,27	-	0,16	-	-	0,15	-	0,14	-	-	-	0,04	0,32	0,35	-
Σύνολο	99,98	99,92	100,01	99,53	100,21	100,10	100,39	99,63	99,97	99,80	99,70	99,63	100,16	100,09	100,57
Ακραία μέλη (%)															
Μπλυθίτης	-	-	-	-	-	-	0,23	-	0,38	-	0,07	-	0,07	-	-
Σκορλομίτης-Al	0,34	0,87	2,26	0,72	1,37	0,41	0,10	-	1,46	2,89	2,71	1,61	0,58	0,11	0,41
Μοριμοτοΐτης	-	1,41	-	1,91	0,33	1,11	-	-	-	-	-	1,59	-	-	2,87
Na-Ti γρανάτης	0,63	-	0,78	-	-	1,10	-	-	-	-	-	0,30	0,98	1,22	-
Μοριμοτοΐτης -Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-
Ουβαροβίτης	-	-	0,16	0,89	-	0,35	-	0,77	0,89	0,33	0,06	0,42	-	-	-
Σπεσσαρτίνης	-	0,11	-	0,13	-	-	-	-	-	-	0,43	0,24	0,13	-	-
Πυρωπό	1,73	-	2,28	-	0,67	2,29	2,04	-	-	3,78	0,89	2,19	-	1,83	-
Αλμανδίνης	-	0,46	-	0,52	0,48	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14
Γροσσουλάριος	70,96	73,86	69,85	79,56	82,40	76,65	79,53	76,61	71,09	66,55	68,49	79,21	80,37	80,76	71,96
Ανδραδίτης	24,68	23,30	24,36	16,27	14,75	18,05	17,28	21,24	25,46	25,74	27,34	14,33	16,05	14,88	24,62

Πίνακας 1 (συνέχεια): Μικροαναλύσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₁ από την Μαρώνεια.

	Grt₁							
	6a (περιφέρεια)					7a (πυρήνας)		
Οξείδια (%κβ)	1	3	4	5	6	4	5	6
SiO₂	39,25	38,87	38,74	38,79	38,47	38,95	39,14	38,90
TiO₂	1,10	0,27	0,43	0,63	0,76	0,34	0,16	0,26
Al₂O₃	18,61	17,49	16,91	16,12	17,06	17,53	17,55	15,33
Cr₂O₃	-	-	0,28	0,33	-	0,53	-	-
FeO / FeO_{tot}	4,94	6,50	7,48	8,41	7,28	5,94	7,10	9,41
MnO	0,95	0,25	0,88	-	-	0,23	0,25	-
MgO	0,99	0,04	0,85	0,13	0,40	0,48	0,87	0,25
CaO	33,89	36,14	34,36	35,32	35,53	35,41	34,74	36,09
Na₂O	0,47	-	-	-	0,20	0,20	-	-
Σύνολο	100,20	99,56	99,92	99,74	99,70	99,61	99,82	100,25
Ακραία μέλη (%)								
Μπλυθίτης	1,18	-	-	-	-	-	-	-
Σκορλομίτης-Al	1,39	0,66	1,24	0,24	2,20	0,92	0,34	0,49
Μοριμοτοΐτης	-	0,28	-	3,19	-	-	0,25	0,43
Na-Ti γρανάτης	1,74	-	-	-	-	0,05	-	-
Μοριμοτοΐτης -Mg	-	-	-	-	-	-	-	0,10
Ουβαροβίτης	-	-	0,85	1,01	-	1,59	-	-
Σπεσσαρτίνης	-	0,54	1,91	-	-	-	0,54	-
Πυρωπό	3,73	0,17	3,24	0,50	1,51	1,84	3,32	0,92
Αλμανδίνης	-	0,12	0,58	2,09	-	-	1,27	-
Γροσσουλάριος	77,93	77,69	69,26	70,54	73,16	76,32	73,60	68,04
Ανδραδίτης	11,76	20,55	22,79	22,44	21,99	17,99	20,68	30,02

Πίνακας 2: Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₂ από την Μαρόνεια.

	Grt ₂														
	4a (περιφέρεια)		6a (περιφέρεια)						7a (περιφέρεια)						
Οξείδια (%κβ)	3	4	2	3	4	5	10	11	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,56	38,73	39,14	39,16	39,54	39,23	38,64	39,24	38,64	38,73	39,19	39,08	38,87	38,52	38,31
TiO ₂	0,61	0,36	0,20	0,20	0,38	0,28	0,51	0,40	0,33	0,08	0,44	0,46	0,44	0,56	0,97
Al ₂ O ₃	15,84	16,99	17,50	18,34	17,61	17,60	17,76	18,10	17,62	17,59	17,07	17,15	16,95	17,65	16,78
Cr ₂ O ₃	-	0,38	-	-	-	-	-	-	0,35	0,64	0,01	0,25	0,62	-	0,17
FeO / FeO _{tot}	9,77	7,16	7,01	5,97	6,35	6,79	6,83	6,47	6,64	6,69	7,21	7,46	6,84	7,06	7,31
MnO	0,63	0,04	0,08	0,44	0,45	0,21	-	0,37	-	0,01	0,01	0,08	0,28	0,15	0,33
MgO	0,03	-	0,60	0,59	1,26	0,34	0,66	0,85	0,54	0,02	0,48	0,82	0,71	0,74	0,48
CaO	35,37	36,10	35,27	35,70	34,08	35,84	35,73	34,70	35,80	36,53	35,72	34,83	35,12	35,03	35,53
Na ₂ O	-	-	0,28	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	0,14	-	-
Σύνολο	99,81	99,75	100,09	100,38	99,98	100,28	100,13	100,14	99,92	100,30	100,14	100,12	99,97	99,71	99,87
Ακραία μέλη (%)															
Μπλυθίτης	0,18	-	-	0,47	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
Σκορλομίτης-Al	1,76	1,03	0,57	0,56	-	0,45	1,45	0,57	0,94	0,22	0,27	0,67	1,26	1,63	2,79
Μοριμοτοίτης	-	-	-	-	-	0,69	-	1,17	-	-	1,99	1,30	-	-	-
Na-Ti γρανάτης	-	-	-	-	1,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	-	1,15	-	-	-	-	-	-	1,06	1,93	0,03	0,76	1,88	-	0,52
Σπεςσαρτίνης	-	0,09	-	-	0,05	0,44	-	0,79	-	-	0,02	0,17	-	0,32	0,60
Πυρωπό	0,12		2,28	2,21	4,76	1,28	2,50	3,23	2,06	0,08	1,84	3,10	2,71	2,81	1,82
Αλμανδίνης	-	0,72	-	-	-	0,70	-	1,60	-	-	0,64	1,67	-	0,48	-
Γροσσουλάριος	67,53	75,10	75,20	78,41	74,07	76,19	74,59	75,02	75,01	76,87	74,12	71,65	72,36	73,66	70,73
Ανδραδίτης	28,50	21,88	20,12	17,80	18,10	20,25	20,64	17,61	20,03	19,59	21,09	20,68	20,45	20,57	23,46

Πίνακας 2 (συνέχεια): Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη γρανάτη Grt₂ από την Μαρόνεια.

	Grt₂					
	7a (περιφέρεια)					
Οξείδια (%κβ)	8	9	10	11	12	13
SiO₂	39,31	39,10	38,61	38,84	39,06	38,85
TiO₂	0,36	0,41	1,53	0,32	1,13	1,30
Al₂O₃	16,92	17,67	17,71	17,40	17,07	17,30
Cr₂O₃	0,20	-	-	0,09	0,42	-
FeO / FeO_{tot}	7,32	6,56	6,14	6,78	6,67	6,16
MnO	0,28	-	0,08	0,20	-	-
MgO	0,62	0,38	0,62	0,34	0,23	0,39
CaO	35,04	36,28	35,28	35,66	35,17	35,29
Na₂O	0,13	-	0,29	-	0,27	0,29
Σύνολο	100,17	100,41	100,26	99,63	100,03	99,58
Ακραία μέλη (%)						
Σκορλομίτης-Al	-	1,17	3,11	0,91	0,48	1,05
Μοριμοτοΐτης	0,07	-	-	-	1,61	1,13
Na-Ti γρανάτης	0,99	-	1,28	-	1,98	2,14
Μαγιορίτης	0,16	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	0,61	-	-	0,28	1,28	-
Σπεςσαρτίνης	0,60	-	-	0,43	-	-
Πυρωπό	2,16	1,43	2,35	1,30	0,89	1,49
Αλμανδίνης	0,86	-	-	0,49	1,63	0,42
Γροσσουλάριος	72,52	76,48	73,97	75,56	74,02	75,22
Ανδραδίτης	22,04	20,83	18,37	21,02	18,11	18,57

Πίνακας 3: Μικροανλύσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₃ από την Μαρόνεια.

	Grt ₃														
	1a (περιφέρεια)						2a (περιφέρεια)							3a (περιφ)	
Οξειδία (%κβ)	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	1	2
SiO ₂	38,92	38,83	38,42	38,79	38,53	39,04	38,63	38,86	39,39	39,41	38,91	39,12	39,32	39,05	39,37
TiO ₂	0,67	-	0,66	0,34	0,36	0,78	0,32	0,36	0,48	-	0,49	-	0,16	0,68	0,31
Al ₂ O ₃	16,01	16,39	16,91	16,33	19,39	18,51	17,58	17,79	19,50	19,93	16,20	16,77	16,46	19,06	19,08
Cr ₂ O ₃	0,36	-	0,21	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
FeO / FeO _{tot}	7,75	8,39	7,56	8,20	4,81	5,00	6,62	6,42	4,10	3,71	7,83	7,84	7,83	4,52	4,86
MnO	0,31	0,64	-	0,09	0,59	0,87	0,14	0,37	0,42	-	0,10	0,01	0,07	0,15	0,48
MgO	0,73	0,57	0,02	0,09	0,55	0,82	0,42	0,24	0,54	0,58	0,44	0,41	0,67	0,58	0,80
CaO	34,80	34,82	36,51	35,56	35,25	34,76	35,83	36,10	35,66	35,84	35,50	35,79	35,41	35,68	34,81
Na ₂ O	0,05	0,14	-	0,14	-	0,73	-	-	0,08	0,06	0,09	0,17	0,16	-	-
Σύνολο	99,60	99,77	100,29	99,78	99,48	100,51	99,54	100,14	100,16	99,53	99,57	100,10	100,09	99,74	99,72
Ακραία μέλη (%)															
Μπλυθίτης	-	0,39	-	-	0,54	-	-	0,23	-	-	-	-	-	-	-
Σκορλομίτης-Al	0,01	-	1,89	0,69	1,03	2,21	0,93	1,03	0,91	-	0,16	-	-	1,30	0,09
Μοριμοτοΐτης	3,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,14	-	-	1,30	1,58
Na-Ti γρανάτης	0,38	-	-	0,28	-	-	-	-	0,46	-	0,68	-	0,46	-	-
Μοριμοτοΐτης -Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	1,10	-	0,62	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-
Σπεςσαρτίνης	0,67	-	-	0,21	-	-	-	-	0,89	-	0,22	-	-	0,33	1,04
Πυρωπό	2,80	2,16	0,08	0,36	2,08	2,97	1,59	0,92	2,03	2,20	1,68	1,52	2,55	2,20	3,03
Αλμανδίνης	0,49	-	-	0,49	-	-	-	-	0,20	-	0,00	-	-	0,41	1,28
Γροσσουλάριος	68,76	71,23	73,30	72,35	82,28	76,15	76,11	77,38	82,94	86,55	71,47	73,39	71,58	81,30	80,21
Ανδραδίτης	22,69	24,33	23,44	23,94	12,84	15,12	20,79	19,98	12,41	10,64	24,65	24,24	24,88	13,12	12,78

Πίνακας 3 (συνέχεια): Μικροαναλύσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₃ από την Μαρόνεια.

	Grt ₃															
	3a (περιφέρεια)					5a (περιφέρεια)						6a (περιφέρεια)				9a(περιφ.)
Οξείδια (%κβ)	3	4	5	6	7	1	1	2	3	4	5	1	2	3	4	11
SiO ₂	38,86	38,77	38,38	38,25	39,04	39,02	39,02	38,03	39,13	39,03	39,05	39,19	38,92	39,17	39,03	38,41
TiO ₂	0,53	0,47	0,39	0,28	0,09	0,28	0,28	0,33	0,43	0,25	-	0,31	0,54	0,37	0,12	0,50
Al ₂ O ₃	16,80	16,86	16,79	16,99	16,70	17,17	17,17	17,20	16,54	17,04	16,69	16,95	17,45	17,56	17,95	15,88
Cr ₂ O ₃	0,18	0,13	0,16	-	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-
FeO / FeO _{tot}	7,33	7,72	7,88	8,05	7,98	7,45	7,45	8,10	7,98	7,34	7,92	7,69	6,60	7,10	6,53	9,08
MnO	0,12	-	0,33	0,16	-	0,10	0,10	-	0,11	-	0,05	0,12	0,28	0,18	0,21	0,07
MgO	0,45	0,48	0,86	0,43	0,72	0,83	0,83	0,36	0,70	0,47	0,47	0,48	0,64	0,51	0,64	0,38
CaO	35,41	35,27	35,03	35,40	35,67	35,10	35,10	35,88	34,81	35,64	35,39	35,37	35,19	35,23	35,55	35,60
Na ₂ O	0,24	0,03	-	0,08	0,03	-	-	-	0,39	-	-	0,04	0,05	-	0,04	0,02
Σύνολο	99,92	99,73	99,84	99,64	100,39	99,95	99,95	99,90	100,10	99,77	99,57	100,17	99,67	100,17	100,07	99,95
Ακραία μέλη (%)																
Σκορλομίτης-Al	1,27	1,05	1,13	0,81	0,27	0,81	0,81	0,97	0,68	0,35	-	0,19	0,90	0,47	0,34	1,45
Μοριμοτοΐτης	-	0,13	-	-	-	-	-	-	-	0,73	-	0,77	0,53	1,16		
Na-Ti γρανάτης	0,25	0,24	-	-	-	-	-	-	0,55	-	-	0,32	0,39	-	-	-
Μαγιορίτης	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,42	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	0,54	0,39	0,50	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-
Κνορρινγκίτης	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σπεσσαρτίνης	-	-	-	-	-	0,23	0,23	-	-	-	0,11	0,26	0,60	0,38	-	-
Πυρωπό	1,72	1,83	3,29	1,65	2,72	3,14	3,14	1,36	2,66	1,80	1,22	1,84	2,42	1,94	2,42	1,46
Αλμανδίνης	-	1,22	-	-	-	0,77	0,77	-	-	0,59	1,02	1,11	0,42	1,60	-	-
Γροσσουλάριος	72,80	72,25	69,84	72,32	71,10	72,40	72,40	72,23	71,04	74,25	73,29	72,98	74,48	74,60	76,77	68,43
Ανδραδίτης	22,10	22,91	24,14	23,76	24,82	22,63	22,63	23,33	22,98	22,28	23,94	22,53	20,27	19,67	19,57	28,01

Πίνακας 3 (συνέχεια): Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₃ από την Μαρόνεια.

	Grt ₃														
	9a (περιφέρεια)				10a (περιφέρεια)				11a (περιφέρεια)				12a (περιφέρεια)		
Οξειδία (%κβ)	7	8	9	2	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3
SiO ₂	37,53	39,03	38,81	38,85	39,29	39,21	38,91	38,70	39,12	38,70	38,64	39,36	38,66	38,48	38,77
TiO ₂	1,00	0,18	0,71	0,29	0,30	0,59	0,46	0,68	0,21	0,76	0,77	0,30	0,64	0,42	0,28
Al ₂ O ₃	9,86	15,98	16,71	18,81	17,03	16,59	16,64	16,01	17,98	16,81	16,38	18,16	15,62	16,58	17,01
Cr ₂ O ₃	0,11	0,23	-	-	0,11	0,45	-	0,04	0,04	-	-	0,17	0,18	0,24	0,23
FeO / FeO _{tot}	16,44	8,43	7,99	5,77	7,18	7,03	8,15	8,53	6,51	7,67	8,11	5,79	9,25	8,38	7,61
MnO	-	0,09	-	0,30	0,19	-	-	0,01	-	0,20	0,05	0,50	0,25	-	0,35
MgO	0,56	0,64	0,79	0,62	0,50	0,30	0,36	0,15	0,66	0,65	0,55	0,15	0,49	0,42	0,57
CaO	34,56	34,81	35,38	35,75	35,25	35,57	35,44	36,10	35,29	35,50	35,52	35,55	34,76	35,56	35,37
Na ₂ O	0,07	0,40	0,03	-	0,22	0,07	0,41	0,12	0,24	-	-	0,30	0,37	0,21	-
Σύνολο	100,13	99,78	100,42	100,40	100,06	99,81	100,37	100,34	100,05	100,29	100,02	100,29	100,21	100,28	100,20
Ακραία μέλη (%)															
Μπλυθίτης	-	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	0,27	-	-	0,25
Σκορλομίτης-Al	2,45	0,36	1,96	0,83	0,02		1,33	1,69	0,59	2,10	1,70	0,47	1,76	1,20	0,81
Μοριμοτοΐτης	0,03	-	-	-	-	2,42	-	-	-	0,17	1,04	-	-	-	-
Na-Ti γρανάτης	0,50	0,17	0,06	-	0,84	0,49	-	0,26	-	-	-	0,39	0,08	-	-
Μαγιορίτης	-	-	-	-	-	0,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	0,34	0,69	-	-	0,32	1,35	-	0,13	0,13	-	-	0,52	0,54	0,73	0,68
Σπεςσαρτίνης	-	-	-	-	0,21	-	-	-	-	0,42	0,12	-	-	-	0,33
Πυρωπό	2,20	2,43	3,00	2,35	1,90		1,38	0,56	2,48	2,46	2,08	0,57	1,87	1,59	2,18
Αλμανδίνης	0,40	-	0,32	-	-	1,33	-	-	-	0,21	0,44	-	-	-	-
Γροσσουλάριος	40,65	69,41	69,82	78,90	74,48	73,78	71,60	70,06	76,82	70,53	69,76	80,28	66,96	70,15	72,35
Ανδραδίτης	53,43	24,84	24,60	16,62	21,01	19,38	23,51	26,84	18,31	24,10	24,85	15,08	25,91	24,99	22,76

Πίνακας 3 (συνέχεια): Μικροανάλυσεις στο δείγμα γρανάτη Grt₃ από την Μαρώνεια.

	Grt ₃															
	13a (περιφ)		14a (περιφέρεια)						15a (περιφέρεια)			16a (περιφ)		17a (περιφέρεια)		
Οξειδία (%κβ)	1	3	1	2	4	5	9	12	7	8	9	8	5	5	6	7
SiO ₂	38,82	38,92	38,81	38,42	38,85	39,19	38,61	38,73	38,44	38,33	38,54	38,54	38,76	38,85	38,68	38,85
TiO ₂	0,20	0,03	0,06	0,15	0,33	0,33	0,24	0,18	0,54	0,77	0,04	0,71	-	0,64	0,09	0,44
Al ₂ O ₃	16,97	16,99	17,33	16,59	16,92	16,97	17,88	17,17	16,29	16,43	16,37	15,81	15,28	15,87	16,79	16,77
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,17	0,17	-	-
FeO / FeO _{tot}	7,43	7,70	7,45	8,56	7,27	7,29	6,82	7,45	8,29	8,98	8,55	8,52	9,86	8,31	8,23	8,01
MnO	0,32	0,05	0,35	-	0,22	0,22	0,13	0,10	0,29	0,06	0,18	0,41	0,23	-	0,04	0,14
MgO	0,44	0,52	0,16	0,28	0,50	0,50	0,54	0,28	0,59	0,62	0,44	0,42	0,45	0,68	0,27	0,71
CaO	35,14	35,70	36,14	35,72	35,38	35,48	35,11	35,81	35,28	35,19	35,48	35,47	35,67	34,97	35,92	34,75
Na ₂ O	0,30	-	-	0,17	-	-	0,29	-	0,02	0,39	0,09	-	-	0,29	-	-
Σύνολο	99,62	99,90	100,29	99,89	99,47	99,99	99,62	99,72	99,74	100,77	99,69	100,01	100,41	99,77	100,04	99,67
Ακραία μέλη (%)																
Μπλυθίτης	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,19	-	-	-	-	-	-	-
Σκορλομίτης-Al	0,59	0,09	0,18	0,42	0,49	-	0,70	0,51	1,56	2,20	0,13	1,66	-	0,78	0,27	0,67
Μοριμοτοΐτης	-	-	-	-	0,92	1,91	-	-	-	-	-	0,64	-	-	-	1,22
Na-Ti γρανάτης	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,08	-	-
Μοριμοτοΐτης -Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-
Μαγιορίτης	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ουβαροβίτης	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,38	0,52	0,51	-	-
Σπεσσαρτίνης	-	-	-	-	0,49	0,48	-	0,19	-	-	-	0,90	-	-	-	0,30
Πυρωπό	1,67	1,97	0,60	1,08	1,91	1,86	2,05	1,08	2,27	2,34	1,69	1,56	1,72	2,58	1,03	2,71
Αλμανδίνης	-	-	-	-	0,37	0,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,57
Γροσσουλάριος	73,82	73,71	75,55	71,33	73,45	73,62	76,05	75,10	69,52	66,98	70,74	67,60	66,14	68,47	73,11	70,73
Ανδραδίτης	21,81	23,64	22,58	25,71	22,36	21,50	19,11	22,56	25,91	26,37	26,34	27,10	30,79	25,81	24,62	22,80

Η σύσταση των τριών γρανατών είναι παρόμοια. Η περιεκτικότητά τους σε γροσσουλάριο κυμαίνεται από 62,96-82,40%, 67,53-78,41% και 66,14-86,55% στον Grt₁, Grt₂ και Grt₃, αντίστοιχα. Η περιεκτικότητα σε ανδραδίτη κυμαίνεται από 11,76-30,02%, 17,61-28,50%, 10,64-30,79% στον Grt₁, Grt₂ και Grt₃, αντίστοιχα.. Τα υπόλοιπα ακραία μέλη των γρανατών περιέχονται σε ποσοστά μικρότερα του 2%.

Με βάση τις χημικές αναλύσεις των γρανατών απεικονίστηκαν γραφικά οι κατανομές των οξειδίων Al₂O₃, FeO_{tot}, CaO και TiO₂ από την περιφέρεια των κρυστάλλων προς τον πυρήνα τους.

Συμπερασματικά, από τα διαγράμματα χημικής ανάλυσης του γρανάτη Grt₁ παρατηρείται μία συσχέτιση στη μεταβολή της σύστασης του Al₂O₃ και του FeO_{tot}. Πιο συγκεκριμένα διακρίνεται ότι τα δύο αυτά οξείδια μεταβάλλονται αντιστρόφως ανάλογα μεταξύ τους καθώς κατευθυνόμαστε από την περιφέρεια του κρυστάλλου προς το κέντρο. Δεν παρατηρείται καμία συσχέτιση στις συστάσεις του CaO και του TiO₂. Το CaO παρουσιάζει μια σημαντική αύξηση στην περιφέρεια του κρυστάλλου σε σχέση με τον πυρήνα, ενώ το TiO₂ παρουσιάζει ρυθμική μεταβολή κατά την ίδια κατεύθυνση.

Από τα διαγράμματα χημικών αναλύσεων του κρυστάλλου Grt₂ παρατηρείται και πάλι συσχέτιση στη μεταβολή της σύστασης του Al₂O₃ και FeO_{tot}. Μεταξύ του CaO και του TiO₂ δεν παρατηρείται καμία συσχέτιση και ούτε εμφανίζεται κάποια κανονικότητα στη μεταβολή τους από την περιφέρεια προς τον πυρήνα του κρυστάλλου.

Τέλος, κατά την μελέτη των αναλύσεων του κρυστάλλου Grt₃ καθώς προχωράμε από την περιφέρεια του γρανάτη προς το κέντρο παρατηρείται μια συσχέτιση της σύστασης μεταξύ του Al₂O₃ και του FeO_{tot} καθώς και μεταξύ του CaO και του TiO₂. Πιο συγκεκριμένα καθώς αυξάνεται η σύσταση του Al₂O₃ μειώνεται η σύσταση του FeO_{tot} και αντίστροφα. Η τιμή του Al₂O₃ μειώνεται σημαντικά στην περιφέρεια του κρυστάλλου σε αντίθεση με την περιεκτικότητα σε FeO_{tot} που παρουσιάζει σημαντική αύξηση. Παρόμοια συσχέτιση παρατηρείται και μεταξύ των CaO και TiO₂, με το δεύτερο να μειώνεται σημαντικά προς την περιφέρεια του κρυστάλλου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το skarn της Μαρώνειας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της παρουσίας μεγάλου αριθμού ορυκτών, μερικά από αυτά ιδιαίτερα σπάνια. Ένα από αυτά τα ορυκτά είναι ο γρανάτης, ο οποίος εντοπίζεται με ιδιαίτερα ευμεγέθεις κρυστάλλους σχήματος ρομβικού δωδεκάεδρου και με ποικιλία χρωμάτων, κυρίως καστανό και ανοικτό πράσινο. Ιδιαίτερο γνώρισμα του γρανάτη της Μαρώνειας αποτελεί η ζώνωση.

Η ορυκτοχημική μελέτη που έγινε στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής έχει ως στόχο να διερευνηθεί εάν παρατηρείται κάποια διακύμανση στη χημική σύσταση των γρανατών κατά μήκος των ζωνών ανάπτυξης. Για το λόγο αυτό επιλέχθηκαν τρία δείγματα γρανατών (Grt₁, Grt₂, Grt₃) για μελέτη.

Όπως προκύπτει από τις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων αυτών, οι γρανάτες Grt₁, Grt₂ και Grt₃ ανήκουν στην ομάδα των γρανιδιτών. Πρόκειται δηλαδή για μέλη της σειράς ανδραδίτη-γροσσουλάριου. Πιο αναλυτικά το δείγμα Grt₁ εμφανίζει μεγαλύτερο ποσοστό γροσσουλάριου το οποίο κυμαίνεται από 62,96 έως 82,40%, ενώ το ποσοστό του ανδραδίτη κυμαίνεται από 11,76 έως 30,02%. Τα ποσοστά αλμανδίνης και πυρωπού φτάνουν μέχρι το 4%, ενώ ο ουβαροβίτης και ο σπεςσαρτίνης βρίσκονται σε ίχνη.

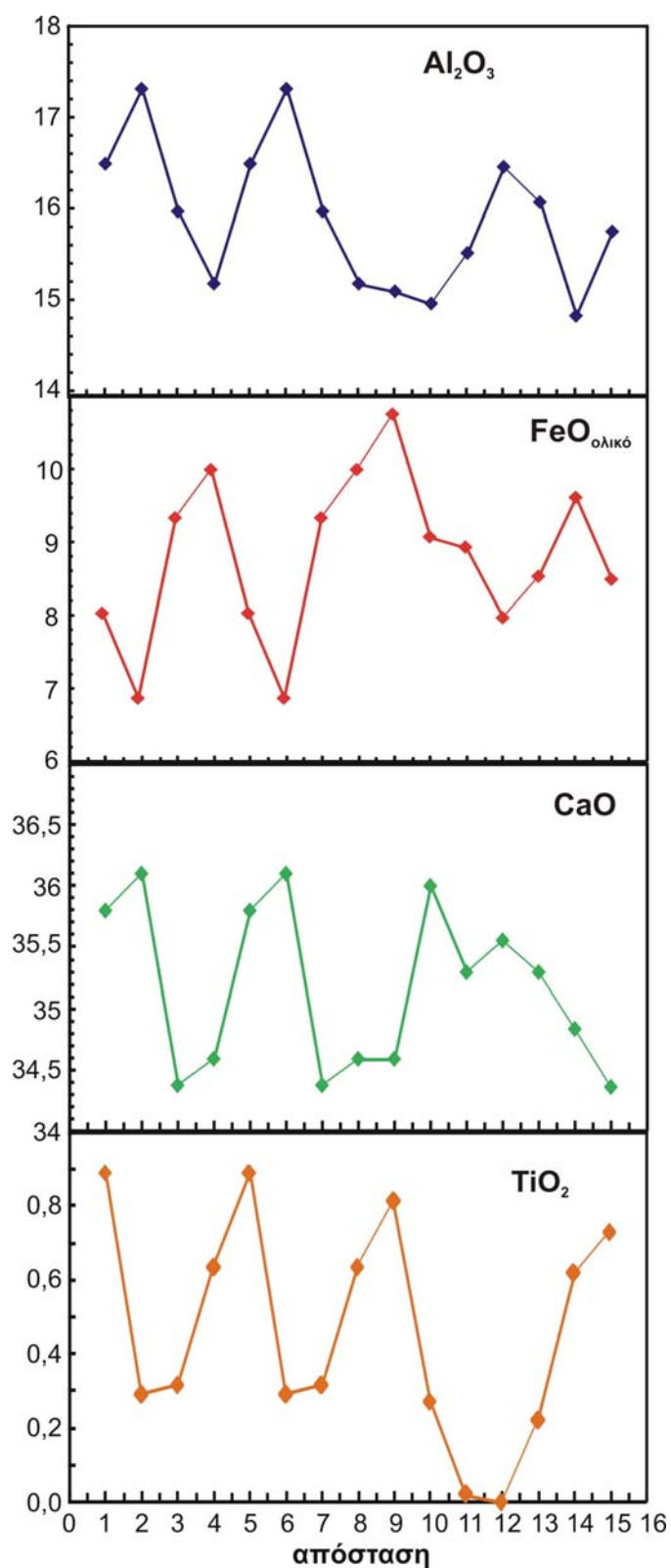
Ο κρύσταλλος Grt₂ εμφανίζει ποσοστά σε γροσσουλάριο από 67-78% και το ποσοστό σε ανδραδίτη κυμαίνεται από 17,6-28,5%. Το ποσοστό του πυρωπού φτάνει το 4,76% ενώ του αλμανδίνης 1,76%. Τα ποσοστά των υπόλοιπων ακραίων μελών είναι μικρότερα από 1%.

Το δείγμα Grt₃ εμφανίζει περίσσεια σύσταση σε γροσσουλάριο σε ποσοστό 66,14 έως 86,55%, ενώ ο ανδραδίτης κυμαίνεται από 11 έως 31%. Το ποσοστό του πυρωπού φτάνει μέχρι το 4%, ενώ απουσιάζουν σχεδόν ο ουβαροβίτης, ο αλμανδίνης και ο σπεςσαρτίνης.

Τα διαγράμματα τα οποία προέκυψαν από τις χημικές αναλύσεις των γρανατών υποδεικνύουν μία αντίστροφη σχέση του Al₂O₃ και του FeO_{tot} (σε όλα τα δείγματα) και μια περίπτωση (Grt₃) αντίστροφης συσχέτισης μεταξύ του CaO και του TiO₂. Το TiO₂ και το CaO παρουσιάζουν μία ανεξάρτητη αυξομείωση στην ποσοστιαία αναλογία τους ως προς την ποσοστιαία αναλογία του Al₂O₃ και του FeO_{tot}.

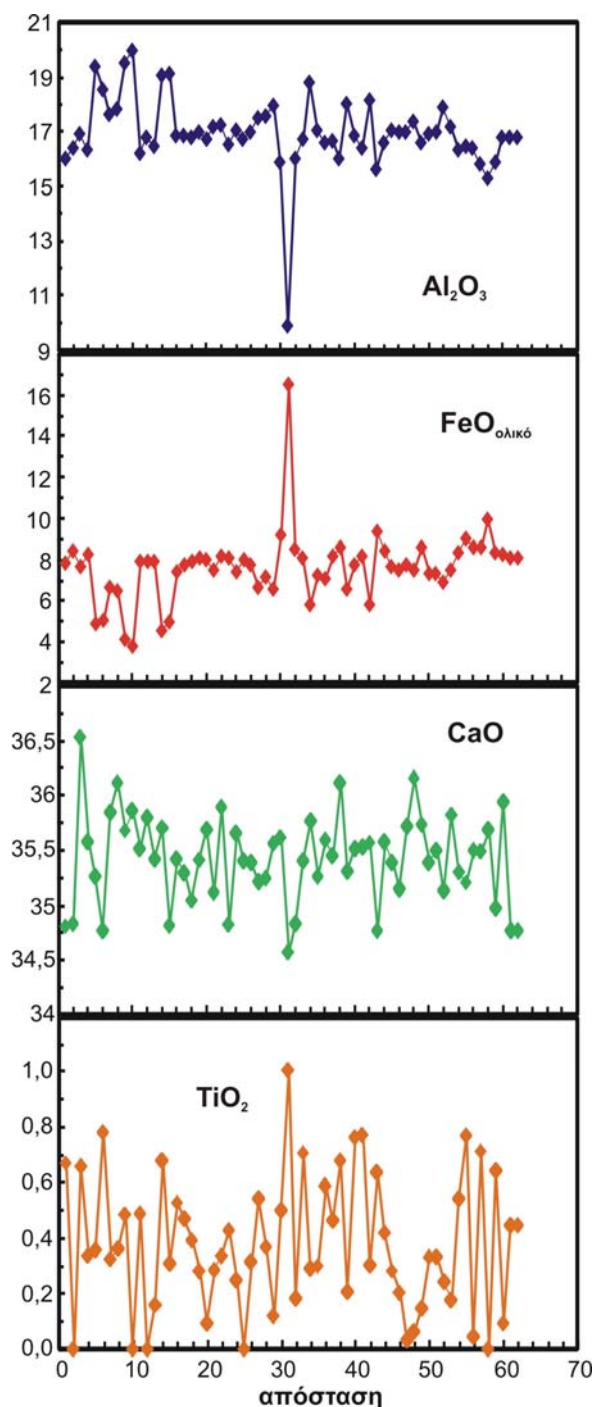
Πιο συγκεκριμένα όσον αφορά τον κρύσταλλο Grt₁ το ποσοστό του FeO_{tot} παρατηρείται να αυξάνει με τη μείωση της συγκέντρωσης του γρανάτη σε Al₂O₃ (Σχήμα 1). Η παρατήρηση αυτή μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι υπάρχει μία αντικατάσταση του Fe από το Al κατά την ανάπτυξη του κρυστάλλου. Τα ποσοστά του CaO και του TiO₂ ενώ μεταβάλλονται

ανεξάρτητα από την αυξομείωση των δύο αυτών οξειδίων κατά γενική ομολογία ακολουθούν την πορεία του Al_2O_3 .



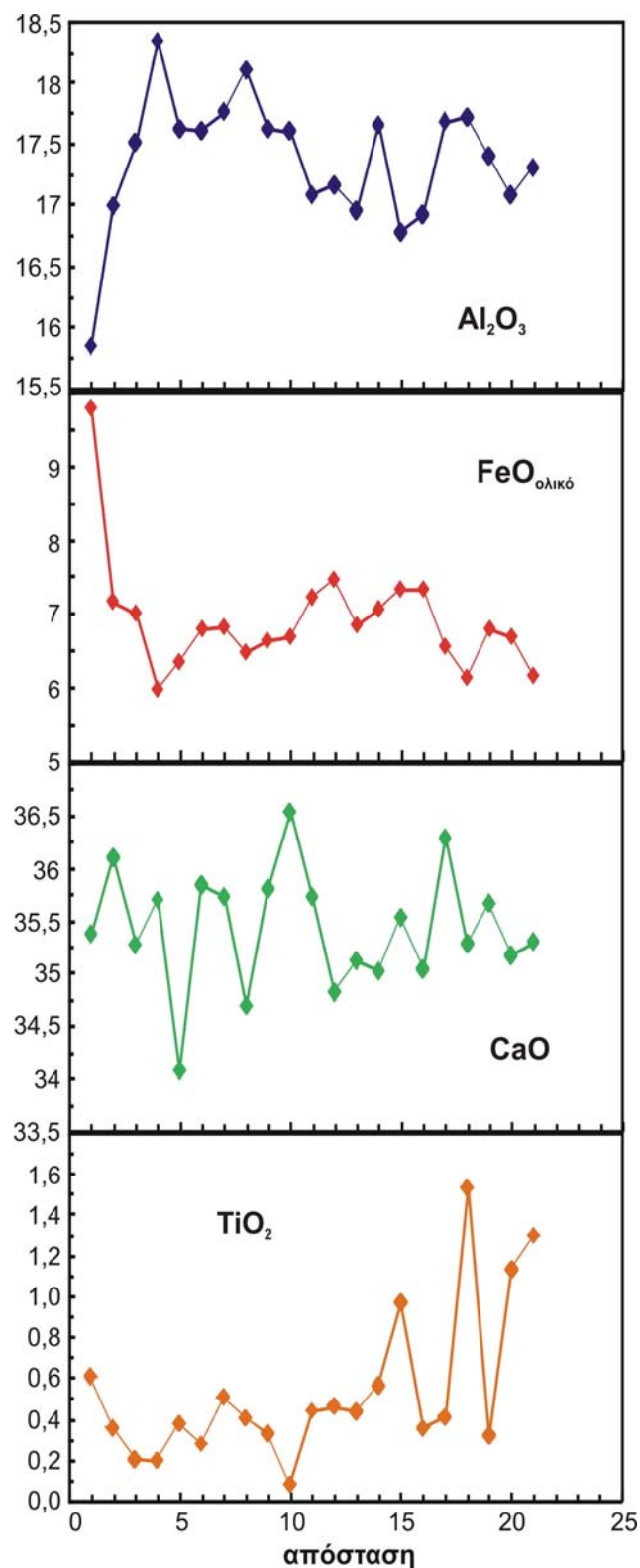
Σχήμα 1: Μεταβολή της σύστασης του Al_2O_3 , του FeO_{tot} , του CaO και του TiO_2 από την περιφέρεια του κρυστάλλου (0) προς τον πυρήνα (16) για το γρανήτη Grt_1 .

Η ίδια συσχέτιση στην αυξομείωση των οξειδίων παρουσιάζεται και στον κρύσταλλο Grt₃ (Σχήμα 3) όπου όταν αυξάνεται το ποσοστό του Al₂O₃ αντίστοιχα μειώνεται η περιεκτικότητα του FeO_{tot} καθώς επίσης, όταν αυξάνεται το ποσοστό του CaO μειώνεται η περιεκτικότητα του TiO₂. Συνεπώς κατά μήκος της περιφέρειας του γρανάτη το FeO αντικαθιστά και αντικαθίσταται από το Al₂O₃ ενώ αναλόγως το ίδιο ισχύει για το CaO και το TiO₂.



Σχήμα 3: Μεταβολή της σύστασης του Al₂O₃, του FeO_{tot}, του CaO και του TiO₂ από την περιφέρεια του κρυστάλλου (0) προς τον πυρήνα (70) για το γρανάτη Grt₃.

Στον κρύσταλλο Grt₂ υπάρχει μία συσχέτιση στη μεταβολή της σύστασης μεταξύ των οξειδίων Al₂O₃ και FeO (Σχήμα 2) αλλά όχι τόσο εμφανή όσο στις άλλες δυο περιπτώσεις.



Σχήμα 2: Μεταβολή της σύστασης του Al₂O₃, του FeO_{tot}, του CaO και του TiO₂ από την περιφέρεια του κρυστάλλου (0) προς τον πυρήνα (25) για το γρανάτι Grt₂.

Οι γρανάτες που εμφανίζουν ζώνωση μας δίνουν τη δυνατότητα να βγάλουμε χρήσιμα συμπεράσματα τόσο για τις μεταμορφικές συνθήκες που επικρατούν στα πετρώματα skarn καθώς και για τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά την ανάπτυξη των κρυστάλλων με την επεξεργασία των αποτελεσμάτων των μεταβολών της χημικής σύστασης των οξειδίων. Ορυκτά με ζώνωση όπως τα μέλη γρανατών ανδραδίτη και γροσσουλάριου συναντώνται συχνά σε υδροθερμικά συστήματα (Yardley et al. 1991).

Η χημική σύσταση αυτών των ορυκτών εξαρτάται κυρίως από τη σύσταση των υδροθερμικών ρευστών καθώς και από την κινητικότητα των ρευστών στην επιφάνεια των πετρωμάτων. Σε συστήματα όπου επικρατούν συνθήκες μη ισορροπίας, σύμφωνα με πρόσφατη έρευνα, παρατηρείται μεγαλύτερη μεταβολή στη χημική σύσταση των ορυκτών, καθώς και μεγαλύτερες μορφολογικές αστάθειες στην ανάπτυξη του κρυστάλλου (Wang & Merino 1992, Putnis et al. 1992, Prieto et al. 1992, Jamtveit & Andersen 1992). Σε συστήματα ισορροπίας, η μεταβαλλόμενη σύσταση που παρατηρείται στη ζώνωση των ορυκτών αντικατοπτρίζει τη μεταβαλλόμενη σύσταση που παρουσιάζουν τα υδροθερμικά ρευστά.

Στα υδροθερμικά συστήματα, οι ρυθμικές και οι μη ρυθμικές ζωνώσεις οφείλονται στο ρυθμό ροής των υδροθερμικών ρευστών στην επιφάνεια των κρυστάλλων. Η ροή των υδροθερμικών ρευστών μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία ενός νέου κρυστάλλου στο σύστημα, ο οποίος θα λειτουργήσει σαν εμπόδιο στην κίνησή τους. Λόγω της συνεχούς ροής των ρευστών, η πίεση που ασκείται στον κρύσταλλο συνεχώς θα αυξάνεται με αποτέλεσμα να προκληθεί θραυσμός λόγω υδροστατικής πίεσης και να δημιουργηθεί έτσι μια νέα περίοδος συνεχούς ροής υδροθερμικών ρευστών που θα οδηγήσει σε νέο σχηματισμό κρυστάλλων (Cann & Strens 1989, Fournier 1991).

Επιπλέον, στα υδροθερμικά συστήματα σημαντικό ρόλο στη χημική σύσταση των γρανατών παίζει ο ρυθμός ροής των ρευστών. Υψηλή ροή θερμών ρευστών έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της υδροστατικής πίεσης και την έναρξη βρασμού. Κατά τη διάρκεια του βρασμού οδηγούμαστε σε μεταβολή του pH και της αλατότητας του συστήματος και ακολουθεί οξείδωσή του (Drummond & Ohmto 1985). Σημαντική διεργασία στο σχηματισμό γρανάτη αποτελεί η οξείδωση του Fe.

Συμπερασματικά, η ζώνωση των γρανατών λόγω της συνεχούς αντικατάστασης των μορίων Al/Fe επηρεάζεται σημαντικά από τις συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης, την αλατότητα του υδροθερμικού συστήματος, το pH, το fO_2 καθώς και τις μεταβολές στις μοριακές αναλογίες του Fe και του Al.

Οι γρανάτες του Skarn της Μαρώνειας ανήκουν κατά κύριο λόγο στα μέλη των γρανδιτών, καθώς και στους Ti-ουχούς και Ti-Cr-Zr ανδραδίτες.

Οι γρανδίτες παρουσιάζουν ζωνώσεις οι οποίες σχετίζονται με τις μοριακές αναλογίες Al/Fe και εμφανίζουν μία ανομοιογένεια ως προς τη χημική σύσταση επουσιωδών στοιχείων όπως το Ti, το As και το Mn (Jamtveit et al. 1995). Επιπλέον, με τη βοήθεια πολωτικού μικροσκοπίου είναι δυνατόν να παρατηρηθούν μεταβολές ανάμεσα στις ζώνες των γρανδιτών οι οποίες οφείλονται στις μεταβολές του κλάσματος Al/Fe (Shtukenberg et al. 2001). Οι ανδραδίτες αποτελούν τυπικό ορυκτό του Skarn σε συνθήκες υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης επαφής. Ο σχηματισμός γρανδιτών και ανδραδιτών γίνεται σε συνθήκες θερμοκρασίας 300-400° C και χαμηλής πίεσης μερικών kbars. Οι Jamveit & Anderson (1992) θεώρησαν ως μέγιστη θερμοκρασία σχηματισμού των γρανδιτών τους 400° C.

Όπως παρατηρείται, οι γρανάτες της Μαρώνειας, είναι φτωχοί σε Ti και ο σχηματισμός ζώνωσής τους οφείλεται στην αντικατάσταση Al-Fe. Οι ανδραδίτες πλούσιοι σε Ti σχηματίστηκαν κάτω από συνθήκες μετασωμάτωσης σε θερμοκρασίες άνω των 900° C (Mposkos & Doryphoros 1993). Ταυτόχρονα, κάτω από οξειδωτικές συνθήκες και σε χαμηλές ποσότητες SiO₂ στο υδροθερμικό σύστημα παρατηρήθηκε δραστική μείωση της σύστασής τους σε Ti (Russell et al. 1999). Με βάση τα παραπάνω, οι γρανάτες σχηματίστηκαν από ένα οξειδωμένο υδροθερμικό διάλυμα σε συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας το οποίο έφτασε σε σημείου βρασμού.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνόγλωσση

- Βαβελίδης Μ., Μέλφος Β. & Χοτζίδης Α. (Επιμ. Πρακτικών, 2007), «Δυνατότητες ανάπτυξης στο Βόρειο Έβρο: Πολιτισμός, ορυκτοί πόροι και περιβάλλον», Πρακτικά Επιστημονικής ημερίδας της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας.
- Βαβελίδης Μ., Χοτζίδης Α., Μέλφος Β. (2007), «Τα λατομεία και μνημεία του Βορείου Έβρου: Παράγοντες οικονομικής ανάπτυξης από την αρχαιότητα έως τη σύγχρονη εποχή», Πρακτικά Ημερίδας της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, «Δυνατότητες ανάπτυξης στο Βόρειο Έβρο: Πολιτισμός, ορυκτοί πόροι και περιβάλλον», Πετρωτά Έβρου, σελ. 38-53.
- Βουδούρης Π., Κατερινόπουλος Α. και Μαγκανάς Α. (1998), «Ορυκτολογία της ζώνης μεταμόρφωσης επαφής ενός σωσσονιτικού μαγματικού συμπλέγματος (Μαρώνεια, Β.Α. Ελλάδα)», 2^ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2005, σελ. 19-28.
- Βουδούρης Π. (2005), «Τα ορυκτά της Αν. Μακεδονίας-Θράκης: Γεωλογικό πλαίσιο και προοπτικές γεωτουριστικής ανάδειξης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τόμος XXXVII, 2005, σελ. 62-77.
- Γεωργιάδης Ι. (2010), «Πετρολογική και γεωχημική μελέτη γρανατούχων ιζηματογενών σχηματισμών της Ενότητας Βερτίσκου», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 271.
- Δάβη Ε. (1963), «Γεωλογική κατασκευή της νήσου Σαμοθράκης», Ann. Geol. Pays Hell., 14, σελ. 133-212.
- Δορυφόρου Κ. (1990), «Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας και η μεταμορφική του επίδραση στα περιβάλλοντα πετρώματα της φυλλιτικής σειράς», Διδακτορική Διατριβή, Ε.Μ.Π., σελ. 167.
- Ιωαννίδης Ν., Χατζηδημητριάδης Ε., Μουντράκης Δ. & Κίλιας Α. (1998), «Η μελέτη των χαμηλής μεταμόρφωσης νεοπαλαιοζωικών έως και κάτω μεσοζωικών ιζημάτων στην περιοχή της Νέας Μάκρης, δυτικά της Αλεξανδρούπολης, Δυτική Θράκη/Ελλάδα», Πρακτικά 8^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Πάτρα, Μάιος 1998, σελ. 79-89.

- Κατερινόπουλος Α. (2005), «Ένας τυπικός διοψίδιος από το Skarn της Μαρώνειας: Τοπολογία βάση της κατανομής των δεσμών», 2^ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, Θεσσαλονίκη, Οκτώβριος 2005, σελ. 143-151.
- Κοτοπούλη Κ. Ν. (1981), «Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής-Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη», Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας, σελ. 255.
- Κυριακόπουλος Κ. (1987), «Γεωχρονολογική- Γεωχημική- Ορυκτολογική μελέτη τριτογενών πλουτώνιων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών», Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 343.
- Μαγγανάς Α. (1988), «Ορυκτολογική, πετρολογική και γεωχημική μελέτη των Μετα-βασικών και Μετα-υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης στην Θράκη», Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 200.
- Μάραντος Ι. & Κοσιάρης Γ. (2003), «Βιομηχανικά ορυκτά και πετρώματα στο χώρο της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Έρευνες, αποτελέσματα και προοπτικές», Πρακτικά Ημερ. Περιφ. Ανατ. Μακεδονίας-Θράκης, Ξάνθη, σελ. 77-88.
- Μαράτος Γ., & Ανδρονόπουλος Β. (1965), «Στρώματα Μελίας Αλεξανδρουπόλεως. Η ηλικία και η τοποθέτησής των εις την δομήν της Ροδόπης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, σελ. 6.
- Μέλφος Β. (1995), «Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης», Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 1995.
- Μέλφος Β. (2002), «Πολύτιμοι λίθοι: έρευνες και προοπτικές για εντοπισμό τους στη Μακεδονία και Θράκη», Πρακτικά Ημερ. Ε.-Γ.Ε., Θεσσαλονίκη, σελ. 5.
- Μουντράκης Δ. (2010), «Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας», University Studio Press, Θεσσαλονίκη 2010.
- Ομήρου Οδύσσεια, ραψωδία ι, στίχοι 197-211.
- Ορλάνδος Αν. (1958), «Τα υλικά δομής των αρχαίων Ελλήνων και οι τρόποι εφαρμογής αυτών».
- Παπαδάκης Α. (1965), «Ο πλουτωνίτης της περιοχής Σερρών-Δράμας», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.127.
- Παπαδόπουλος Π. (1980), «Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας», Φύλλο Φέρρες-Πέπλος-Αίνο, κλίμακα 1:50.000. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.

- Παπαδοπούλου Α. (2003), «Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, Θράκη», Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 2003, σελ. 336.
- Πομώνη Φ. & Παπαδόπουλος Π. (1988), «Δολομιτίωση των ασβεστολίθων της μετα-ιζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης», Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 22/2, σελ. 429-447.
- Σιδέρης Κ. (1975), «Αναζήτησις ιδιαιτέρων χαρακτήρων εις πλουτωνίτας και ηφαιστίτας Ανατολικής Ζώνης Ροδόπης. Σχέσεις ηφαιστειότητος-πλουτωνίου δράσεως», Διατριβή επί υφηγεσία, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ.108.
- Σκλαβούνος Σπ. (1981), «Ο Γρανίτης του Παρανεστίου», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.174.
- Σκλαβούνος Σπ., Καντηράνης Ν., Παπαδοπούλου Λαμπρινή (2011), «Εργαστηριακές μέθοδοι έρευνας ορυκτών», Τμήμα εκδόσεων 2011-12, Θεσσαλονίκη 2011.
- Σολδάτος Τ. (1985), «Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελαττίας (Κεντρική Ροδόπη)», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 262.
- Σύμβαση Ραμσάρ Ν.Δ.191/74, Ν.1751/88 & Ν.1950/91 (ΦΕΚ 350/Α/74, 26/Α/88 & 84/Α/91).
- Τσιραμπίδης Α. & Φιλιππίδης Α. (2013), «Ορυκτοί Πόροι Ελλάδος: Αποθέματα και Αξία», Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 2013, σελ. 46.
- Χριστοφίδης Γ. Θ. (1977), «Συμβολή εις την μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης», Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 249.
- Άσκηση Υπαίθρου Ξάνθη, Β' Εξάμηνο, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.

Ξενόγλωσση

- Biggazzi G., Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos K., Manetti P., Papadopoulos P., Norelliti P. and Magganis A (1989), "The magmatic intrusive complex of Petrotta, west Thrace: age and geodynamic significance", *Geologica Rhodopica*, 1, 290-297.

- Bonev N., Staphili G. (2008), "Petrology, geochemistry and geodynamic implications of Jurassic island arc magmatism as revealed by mafic volcanic rocks in the Mesozoic low-grade sequence, eastern Rhodope, Bulgaria", *Lithos*, 100, 210-233.
- Bonev N., Magganis A., and Klain L. (2010), "Regional geology and correlation of the Eastern circum-Rhodope belt, Bulgaria-Greece", *Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, 2010*, 157-164.
- Bornovas J. & Rondogianni-Tsiambou T. (1983), "Geological map of Greece", Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.
- Boyanov I., Trifonova E. (1978), "New data on the age of the phyllitoid complex from the Eastern Rhodopes", *Geologica Balcanica*, 8, 3-21.
- Boyanov I., Russeva M., Toprakchieva V. and Dimitrova E. (1990), "Lithostratigraphy of the Mesozoic rocks from the Eastern Rhodopes", *Geologica Balcanica*, 20, p. 3-28.
- Burnham C.W. (1959), "Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore", California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 57, 879-928.
- Cann J.R. & Strens M.R. (1989), "Modelling periodic megaplume emission by black smoker systems", *J. Geophys. Res.*, 94, 12227-12237.
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Koroneos A. (1988), "Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks", *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.
- Christofides G., Eleftheriadis G. & Esson J. (1990), "Preliminary results on the magmatic evolution on the island of Samothraki granite (Thrace, Northeastern Greece)", *Geol. Rhodopica*, 2, 213-226.
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Koroneos A. (1998), "Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks", *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.
- Christofides G., Eleftheriadis G., Esson J., Soldatos T., Koroneos A. & Brocker M. (2000), "The evolution of the Samothraki granitic pluton: geochronology, chemical and isotopic constraints for Afc modelling", *Proc. 3rd Int. Conf. East. Mediterr.* 193-209.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G. & Kiliadis A. (2001a), "Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece)", *Acta Vulcanologica*, 13(1-2), 73-89.
- Coombs D.S., Kawachi Y., Houghton B.F., Hyden G., Pringle I.J. and Williams J.G. (1977), "Andradite and Andradite-Grossular Solid Solutions in Very Low Grade Regionally

- Metamorphised Rocks in Southern New Zealand”, Geology Department, University of Otago, Dunedin, New Zealand, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 229-246.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1982), “Rock-forming minerals, Orthosilicates”, Longmans, London, p. 500.
- Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos K., Mannetti P. & Papadopoulos P. (1988), “Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data”, *N. Jb. Miner. Abh.*, 159/2, 223-235.
- Drummond S.E. & Ohmoto H. (1985), “Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems”, *Econ. Geol.*, 80, 126-147.
- Durr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M. and Seidel E. (1978), “The median aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (eds): Alps, Appenines, Hellenides-Geodynamic investigation along geotraverses by an international group of scientists”, *I.U.G.S. Rep.*, 38, Stuttgart, 445-447.
- Eleftheriadis G., Christofides G. & Papadopoulos P. (1989b), “Petrology and geochemistry of Leptokarya- Kirki plutoniv intrusions in NE Rhodope massif (Thrace, Greece)”, *Geol. Rhodopica*, 1, 280-289.
- Foose R.M. & Manheim F. (1975), “Geology of Bulgaria: a review”, *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 59, 2, 303-335.
- Fournier R.O. (1991), “The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rocks”, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 955-958.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L. (1984), “Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region”, In: The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Eds: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 687-699.
- Hemni C., Kusachi I. & Hemni K. (1995), “Morimotoite, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Ti}_4\text{Si}_3\text{O}_{12}$, a new titanian garnet from Kuka, Okayama prefecture, Japan”, *Mineral. Mag.*, 59, 115-120.
- 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. Volcanol.*, 47, 25-37.
- Ivanova T.I, Shtukenburg A.G., Punin Yu. O., Frank-Kamenetskaya O. V. and Sokolov P.B. (1998), “On the complex zonality in grandite garnets and implications”, Department of crystallography, Saint-Petersburg State University, University Emb. 7/9, 199034

- Saint-Petersburg, Russia, Mineralogical Magazine, December 1998, Vol. 62 (6), 857-868.
- Jamtveit B. and Andersen T.B. (1992), "Morphological instabilities during rapid growth of metamorphic garnets: Physics and Chemistry of Minerals".
- Jamtveit B., Wogelius R. A., Fraser D. G. (1993), "Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution", *Geology*, v. 21, February 1993, 113-116.
- Jamtveit B., Vala Ragnarsdottir Kr. and Wood Bernard J. (1995), "On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems", Stuttgart 1995, 1399-1410.
- Jamtveit B., Dahlgren S. & Austrheim H. (1997), "High-grade contact metamorphism of calcareous rocks from Oslo Rift, Southern Norway", *Amer. Mineral.* 82, 1241-1254.
- Jones C.E., Tarney J., Baker J.H. and Gerouki F. (1992), "Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen?", *Tectonophysics*, 210, 295-314.
- Kauffmann G., Kockel F. and Mollatt H. (1976), "Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece)", *Bulletin de la Societe geologique de France* (7), 28,2, 225-230.
- Karfakis I. & Doutsos T. (1995), "Late orogenetic evolution of the Circum –Rhodope Belt, Greece", *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 5, 305-319.
- Katerinopoulou A. Katerinopoulos A., Voudouris P., Bieniok A., Musso M., Amthauer G. (2009), "A multi-analytical study of the crystal structure of unusual Ti-Zr-Cr-rich Andradite from the Maronian skarn, Rhodope massif, western Thrace, Greece", *Original paper 2009*, 113-124.
- Kilias A., Falalakis G. & Mountrakis, D. (1999), "Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece)", *Int. Journ. Earth Sci.*, 88, 513-531.
- Kokkinakis A. (1977), "Das Intrusivgebiet des Symvolon-Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland", *Dissert, Ludwig-Maximilians-Universitat, Munchen*, 255.
- Kolocotroni C. (1992), "The emplacement and petrogenesis of the Vrontou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece", *Unpubl. Ph.D. Thesis, Univ. Edinburgh, Edinburgh*, 425.

- Kopp K.O. (1969), "Geologic Thrakiens VI: Der Coban Dag (Frenk Bunar) westlich von Alexandroupolis", *Geotektonische Forschungen*, 31, 97-116.
- Koukouvelas I. & Pe-Piper G. (1991), "The Oligocene Xanthi pluton, Northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension", *J. Geol. Soc. London*, 148, 749-758.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. (1989), "Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks within the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications", *N. Jb. Min. Abh.*, 161, 141-169.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. (1991), "Geochemistry of the Paranestion volcanic rocks, Hellenic Rhodope, Greece", *Chem. Erde*, 51, 13-22.
- Kouris C. (1980), "Geological map of Greece, Mesi-Xilagani sheet", scale 1:50.000. I.G.M.E., Athens.
- Kockel F., Mollat H. and Walther H.W. (1971), "Geologie des Servomazedonischen Massivs und seines Mesozoischen Rahmens", *Geol. Jahrb.*, 83, 7, 575-602.
- Koglin N., Reischmann T., Kostopoulos D., Matukov D. and Sergeev S. (2007), "SHRIMP ages and the origin of ophiolitic rocks from the NE Aegean region, Greece", *Geophysical Research Abstracts*, 9, paper 06848.
- Locock A.J. (2008), "An excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets", *Computer & Geosciences*, 34, 1769-1780.
- Maben B.F. & Ζιγδης Ι.Γ. (1947), «Ο ορυκτός πλούτος της Ελλάδας», UNRRA, Αθήνα, σελ. 248.
- Magganas A., Sideris C., and Kokkinakis A. (1991), "Marginal basin-island are origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope belt, Thrace, Greece", *Mineralogy and Petrology* 44, 235-252.
- Maltezos F. & Brooks M. (1989), "A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece", *Jour. Geol. Soc.* 146, 53-59.
- Maratos F., Andronopoulos B. (1964), "Nouvelles donnees sur l'age de phyllites du Rhodope", *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 6, 113-132.
- Melfos V., Vavelidis M., Christofides G. & Seidel E. (2002), "Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper molybdenum deposit, Thrace, Greece", *Mineral. Dep.*, 37, 648-688.
- Melfos V. (2004), "Mineralogical and stable isotopic study of ancient white marble quarries in Larisa, Thessaly, Greece", *Bull Geol Soc Greece*, XXXVI/3, 1164-1172.

- Melfos V. Voudouris P.C. (2012), "Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece", *Minerals*, 2, 300-317.
- Mountrakis D. (2005), "Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area", In: Fytikas and Vougioukalakis Eds: *The South Aegean Active Volcanic arc.*, Elsevier, p. 1-10.
- Mountrakis D. (2006), "Tertiary and Quaternary tectonics of Greece", *Geological Society of America*, Sp. Paper, 409, 125-136.
- Mposkos E. and Doryphoros K.(1993), "High temperature Skarns in the Maronia area (Ne Greece)", *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, τόμος XXVIII/2, Πρακτικά 6^{ου} Συνεδρίου, Μάιος 1993, σελ. 23-35.
- Mposkos E. & Krohe A. (2000), "Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N. Greece)" *Proceedings of the 3rd Intern. Conf. Geol. East. Mediterranean (Nicosia Cyprus)*, 221-232.
- Neiva A.M.R., Christofides G., Eleftheriadis G. & Soldatos T. (1996), "Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece", *Chem. Erde*, 56, 117-142.
- Owens B.E. (2000), "High-temperature contact metamorphism of calc-silicate xenoliths in the Kiglapait intrusion", *Labrador. Amer. Mineral.*, 85, 1595-1605.
- Papadopoulos P. (1982), "Geological map of Greece", Scale 1:50.000, Sheet Maronia. I.G.M.E., Athens.
- Papadopoulou L., Christofides G., Koroneos A., Bröcker M., Soldatos T. and Eleftheriadis G. (2004), "Evolution and origin of the Maronia pluton, Thrace, Greece", *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, τόμος XXVI, Πρακτικά 10^{ου} Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη Απρίλιος 2004, σελ. 568-577.
- Papanikolaou D. (1984), "The three metamorphic belts of the Hellenides", In: *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Eds. Dixon, J.E & Robertson, A.H.F., *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 551-556.
- Papastavrou S. & Perdikatsis V. (1991), "The garnetite from Serifos", *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/2, 291-300.
- Pascal M.L., Fontelles M., Verkaeren J., Piret R. & Marincea S. (2001), "The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania", *Can. Mineral.*, 39, 1405-1434.
- Prieto M., Putnis A., Arribas J., Fernandez-Diaz L. (1992), "Ontogeny of barite crystals grown in a porous medium", *Min. Mag.*, 56, 587-598.

- Putnis A., Fernandez-Diaz L., Prieto M. (1992), "Experimentally produced oscillatory zoning in the (Ba, Sr)SO₄ solid solution", *Nature*, 358, 743-745.
- Russell J.K., Dipple G.M., Lang J.R. & Lueck B. (1999), "Major-element discrimination of titanian andradite from magmatic and hydrothermal environments: an example from the Canadian Cordillera", *Eur. J. Mineral.*, 11, 919-935.
- Shtukenberg A.G., Punin Yu.O., Frank-Kamenetskaya O.V., Kovalev O.G. & Sokolov P.B. (2001), "On the origin of anomalous birefringence in grandite garnets". *Mineralogical Magazine*, 65, 445-459.
- Soldatos T. & Christofides G. (1986), "Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia pluton, central Rhodope, North Greece", *Geologica Balcanica*, 16(1), 15-23.
- Soldatos T., Poli G., Christofides G., Eleftheriadis G., Koroneos A. & Tomassini S. (1998), "Petrology and evolution of transitional alkanine-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing", *Acta Vulcanologica*, 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. Erde*, 61, 92-116.
- Steiger R.H. & Jager E. (1977), "Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry", *Earth planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Theodorikas S. (1982), "The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, Northern Greece", *Ph.D. Thesis, Univ. Keele*, 415.
- Tranos M., Kiliadis A., & Mountrakis D. (1999), "Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece", *Bull. Geol. Soc. Gr.*, 33, 5-16.
- Triboulet C. (1992), "The (Na-Ca) amphibole-albite-chorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. An empirical calibration", *J. Metamorphic Geol.*, 10, 545-556.
- Voudouris P. & Katerinopoulos A. (2004), "New occurrences of mineral megacrysts in Tertiary magmatic-hydrothermal and epithermal environments in Greece", *Documenta Naturae*, 151, 1-21.

- Wang Y. & Merino E. (1992), “Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite Double layer, inhibition, and self-organization”, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 587-596.
- Wimmenauer W. (1985), “Petrographie der magmatischen und metamorphen Gestein”, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Winkler H.G.F. (1979), “Petrogenesis of metamorphic rocks”, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Yardley B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C. and Loyd G.E. (1991), “Oscillatory zoning in metamorphic minerals”, *Mineralogical Magazine*, v. 55, 357-365.

Ιστοσελίδες

http://old.igme.gr/05_maroneia_greek_s.pdf

<http://el.wikipedia.org/wiki/>

<http://volosmuseum.gr/2012%20ppt-Orykta-Melfos.pdf>

https://el-gr.facebook.com/throisma.maroneias/photos_stream

<http://www.geo.auth.gr>

<http://www.ideografhmata.gr/forum/> Ιδεογραφήματα ΘΡΑΚΙΩΤΕΣ ΦΙΛΙΚΟΙ