



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΓΕΩΡΓΙΟΣ Κ. ΠΑΖΑΡΑΣ  
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΒΑΣΙΚΩΝ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΩΝ ΣΕ  
ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ, Ν.ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ  
ΓΕΩΛΟΓΙΑ',  
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ-ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ'



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2023





ΓΕΩΡΓΙΟΣ Κ. ΠΑΖΑΡΑΣ  
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΒΑΣΙΚΩΝ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΩΝ ΣΕ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΑ ΤΗΣ  
ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ, Ν. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία', Κατεύθυνση 'Ορυκτοί Πόροι-Περιβάλλον'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 21/04/2023

**Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή**

Καθηγήτρια Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Επιβλέπουσα  
Καθηγητής Κορωνάιος Αντώνιος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής  
Καθηγητής Καντηράνης Νικόλαος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής



© Γεώργιος Κ. Παζάρας, Γεωλόγος, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΒΑΣΙΚΩΝ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΩΝ ΣΕ ΜΕΤΑΪΖΗΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ, Ν. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*

© George K. Pazaras, Geologist, 2023

All rights reserved.

STUDY OF THE CONTACT BETWEEN MAFIC INTRUSIONS AND METASEDIMENTARY ROCKS OF THE CIRCUM RHODOPE BELT, PERFECTURE OF THESSALONIKI, GREECE – *Master Thesis*

**Citation:**

Παζάρας Κ. Γ., 2023. – Μελέτη της επαφής Βασικών διεισδύσεων σε Μεταϊζήματα της Περιοδοπικής Ζώνης, Ν. Θεσσαλονίκης. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 94 σελ.

Pazaras K. G., 2023. – Study of the Contact between Mafic Intrusions and Metasedimentary rocks of the Circum Rhodope Belt, Perfecture of Thessaloniki, Greece. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 94 pp.

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

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

*Εικόνα Εξωφύλλου: Θέση Επαφής-Παζάρας Γεώργιος*



*Αφιερώνεται στους συγγενείς και τους φίλους,  
που είναι πάντα στο πλευρό μου  
και με στηρίζουν σε κάθε μου βήμα!*



1. Εισαγωγή .....	1
2. Γεωλογία της περιοχής .....	3
2.1. Περιοδοπική Ζώνη.....	3
2.1.1. Ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη .....	6
2.2. Ζώνη Αξιού .....	7
2.2.1. Υποζώνη Παιονίας .....	9
2.2.1.1. Ενότητα Ωραιοκάστρου.....	10
3. Πετρογραφία.....	12
3.1. Οφειόλιθοι .....	13
3.1.1. Γάββροι.....	14
3.1.2. Βασάλτης.....	16
3.2. Τουρβιδίτες .....	17
3.3. Μεταηφαιστειοκλαστικά Πετρώματα.....	19
3.4. Φαινόμενα Επαφής.....	20
4. Αποτελέσματα-Αναλύσεις.....	24
4.1. Ορυκτολογία-Ορυκτοχημεία .....	24
4.1.1. Χαλαζίας .....	24
4.1.2. Άστριοι.....	24
4.1.3. Αμφίβολοι.....	26
4.1.4. Πυρόξενοι.....	37
4.1.5. Γρανάτης.....	40
4.1.6. Μαγνητίτης.....	46
4.1.7. Χλωρίτης.....	49
4.1.8. Επίδοτο .....	54
4.1.9. Τιτανίτης.....	59
4.1.10. Απατίτης .....	59
4.2. Γεωχημεία των πετρωμάτων.....	60
5. Συζήτηση .....	64



6. Συμπεράσματα .....	71
Περίληψη .....	72
Summary .....	73
Παράρτημα.....	74
Βιβλιογραφία .....	78



## 1. Εισαγωγή

Η παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με τίτλο Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία, ειδίκευση Ορυκτοί Πόροι - Περιβάλλον και αποτελεί μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης.

Σκοπός της εργασίας είναι η μελέτη, η κατανόηση και ο προσδιορισμός των επαφών βασικών πετρωμάτων με μεταϊζημάτα της Περιοδοπικής ζώνης στην περιοχή του Ωραιοκάστρου, καθώς και η πετρολογική και ορυκτολογική ανάλυση αυτών των επαφών. Στην περιοχή μελέτης εντοπίστηκαν δύο επαφές. Η μία εξ'αυτών ήταν ξεκάθαρη από τη μακροσκοπική και μικροσκοπική παρατήρηση, ενώ για τον προσδιορισμό της δεύτερης επαφής αναπτύχθηκαν δύο θεωρίες, οι οποίες θα αναλυθούν εκτενώς στο Κεφάλαιο 5. Σύμφωνα με την πρώτη, η επαφή σχηματίστηκε κατά την διείσδυση γαββρικού μάγματος, από όπου διέφυγαν υδροθερμικά διαλυμμάτα στα σπασίματα του μεταρυσίτου και σχηματίστηκε το πέτρωμα της επαφής, ενώ σύμφωνα με τη δεύτερη διαλύματα από μετεωρικά και επίγεια νερά, διείσδυσαν στα πετρώματα όπου εμπλουτίστηκαν σε χημικά στοιχεία μεταφέροντάς τα έως την απόθεσή τους στα σπασίματα του μεταρυσίτου, κατά τη διάρκεια παραμορφωτικού γεγονότος.

Η παρούσα διατριβή αποτελείται από έξι κεφάλαια, στα οποία παρουσιάζονται τα εξής:

- Κεφάλαιο 1. Αποτελεί την εισαγωγή της διατριβής, όπου παρουσιάζονται ο σκοπός και η δομή της διπλωματικής εργασίας, καθώς και οι ευχαριστίες σε όσους βοήθησαν στην διεκπεραίωση αυτής.
- Κεφάλαιο 2. Αναλύεται σύντομα η γεωλογία της περιοχής του Ωραιοκάστρου και της ευρύτερης περιοχής.
- Κεφάλαιο 3. Αναλύονται οι πετρογραφικοί τύποι της περιοχής μελέτης.
- Κεφάλαιο 4. Αναλύονται τα ορυκτά που συμμετέχουν στις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων που μελετήθηκαν, από τις λεπτές τομές, στο οπτικό μικροσκόπιο και στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης.





- Κεφάλαιο 5. Αναπτύσσεται συζήτηση όσον αφορά τα στοιχεία που συλλέχθησαν.
- Κεφάλαιο 6. Συνοψίζονται τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από την έρευνα.

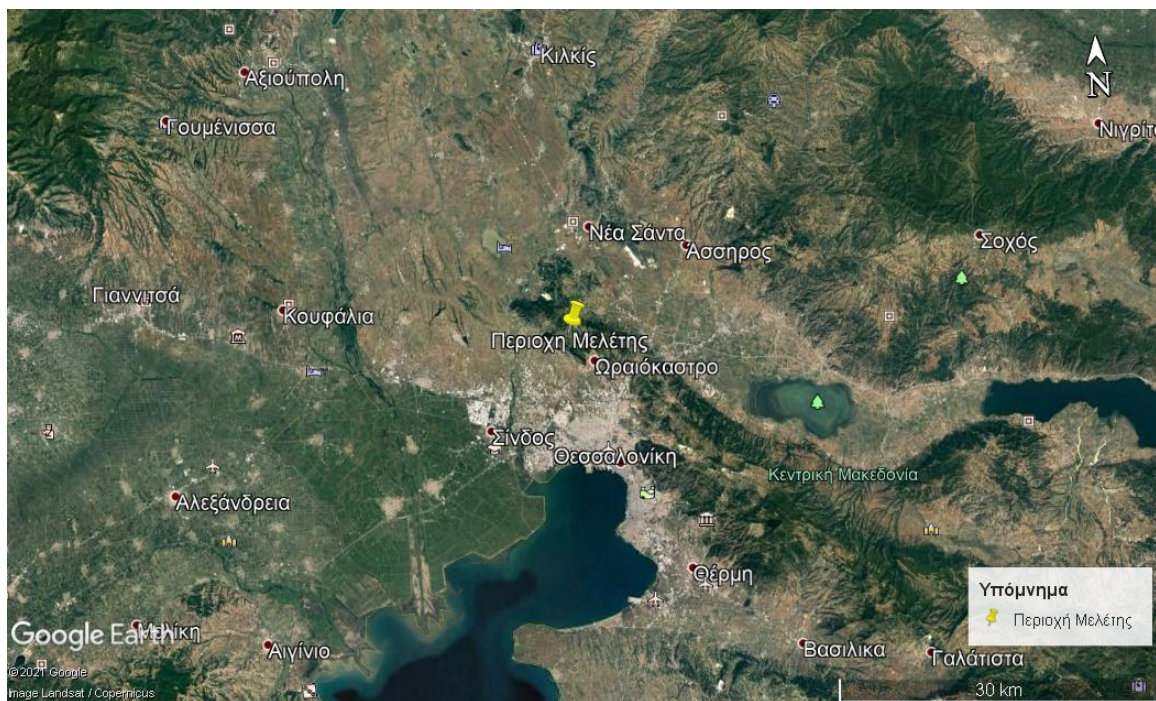
Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω πρώτα την καθηγήτρια κα. Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την ανάθεση του θέματος, την εμπιστοσύνη, το ενδιαφέρον, την καθοδήγηση και τις συμβουλές που μου παρείχε σε όλα τα στάδια της εκπόνησης της παρούσας διατριβής, καθώς και για την περάτωση των μικροαναλύσεων. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Δημητριάδη Σαράντη για την πρόταση του θέματος της παρούσας διατριβής. Ακόμη, ευχαριστώ τον κ. Σταματιάδη Αριστείδη για την κατασκευή των λεπτών-στιλπνών τομών.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να δώσω στον καθηγητή κ. Κορωναίο Αντώνιο και τον καθηγητή κ. Καντηράνη Νικόλαο για την στήριξη τους στην διεκπεραίωση της εργασίας και την συμμετοχή τους στην τριμελή επιτροπή. Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Παπαδημητρίου Δημήτρη και την κ. Αραβανή Φωτεινή για τη βοήθειά τους στη συγγραφή της παρούσας διατριβής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για τη στήριξη και συμπαράσταση που μου παρείχαν καθόλη την διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου, καθώς και όλους όσους συνέβαλαν στην εκπόνηση της παρούσας διατριβής.

## 2. Γεωλογία της περιοχής

Η περιοχή που πραγματοποιήθηκε η μελέτη βρίσκεται περίπου 3 km βόρεια-βορειοανατολικά του Ωραιοκάστρου (Εικόνα 2.1), του νομού Θεσσαλονίκης. Γεωλογικά για την περιοχή μελέτης δεν υπάρχει ξεκάθαρη άποψη για το που ανήκει. Από κάποιους ερευνητές θεωρείται ότι ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη (Kauffman et al. 1976, Tranos et al. 1999), από κάποιους άλλους ότι ανήκει στην Ζώνη Αξιού και συγκεκριμένα στην υποζώνη της Παιονίας (Mercier et al. 1966).

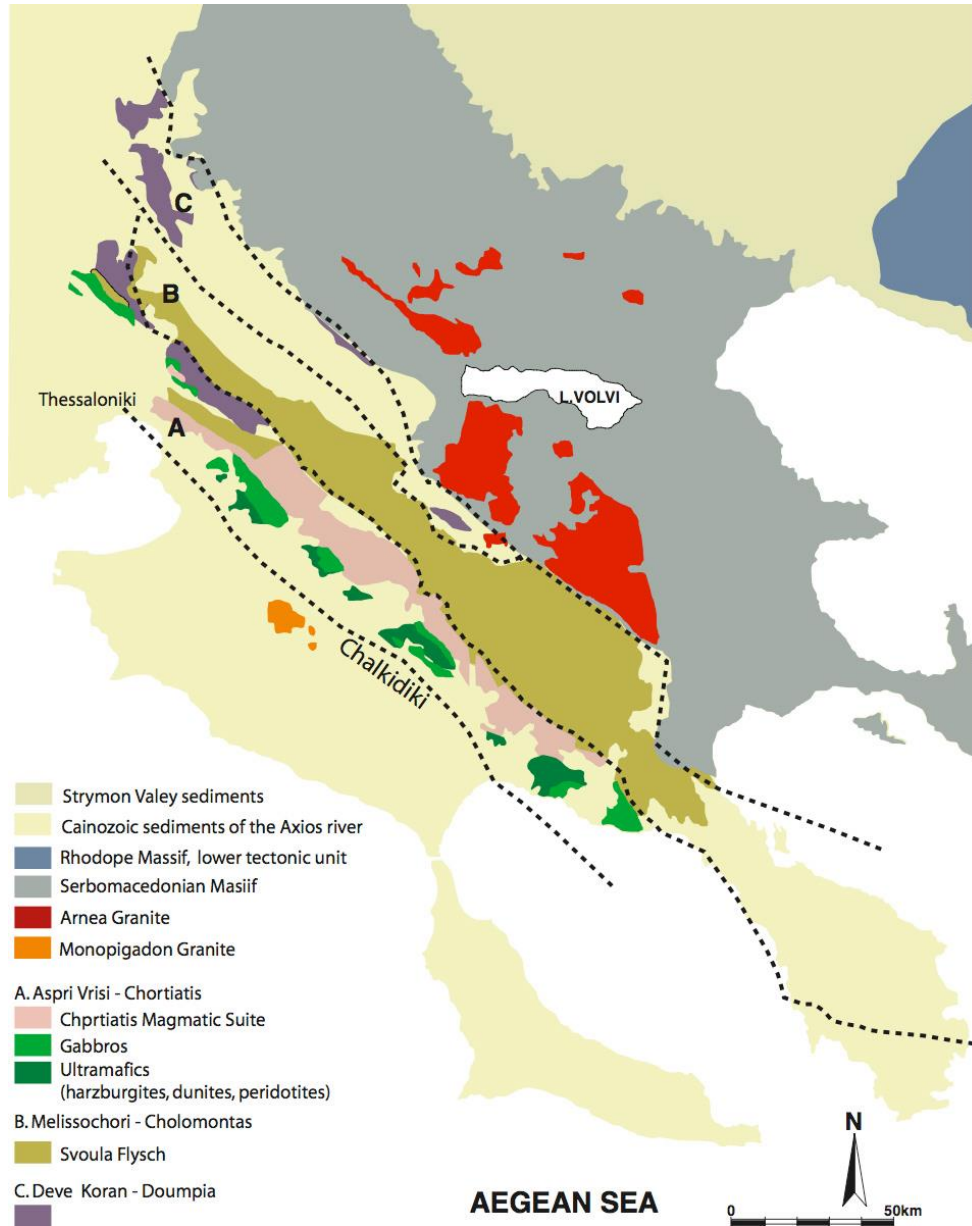


Εικόνα 2.1. Δορυφορική εικόνα της περιοχής μελέτης (Google Earth).

### 2.1. Περιοδοπική Ζώνη

Η Περιοδοπική ζώνη (Εικόνα 2.2) ανήκει στις εσωτερικές Ελληνίδες και έχει πλάτος 10-20 km, δυτικά βρίσκεται σε επαφή με τη ζώνη Αξιού, ενώ ανατολικά περικλείει τη Σερβομακεδονική Μάζα και τη Μάζα της Ροδόπης. Εκτείνεται προς νοτιοανατολικά από τα σύνορα της Ελλάδας με τη Βόρεια Μακεδονία έως την Σιθωνία. Έπειτα κάμπτεται και συνεχίζει υποθαλάσσια με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ περνώντας από τη Σαμοθράκη και το ανατολικό τμήμα του Ν. Έβρου μέχρι τη Βουλγαρία. Στη Βουλγαρία

εμφανίζεται κυρίως στις ενότητες Mandritsa και Maglenica (Bonev et al. 2010), έως τη μάζα Strandzha (Bonev & Stampfli 2011).



**Εικόνα 2.2.** Γεωλογικός χάρτης της Περιοδοπικής Ζώνης και της Σερβομακεδονικής Μάζας (Zachariadis 2007, τροποποιημένος από Kockel et al. 1977, Mountrakis 1984).

Η Περιοδοπική ζώνη μελετήθηκε για πρώτη φορά από τον Kauffmann et al (1976). Σύμφωνα με τον Kauffmann, η Περιοδοπική περικλείει όπως προαναφέρθηκε τη



Σέρβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης, που ανήκουν στην Ελληνική ενδοχώρα. Στα δυτικά τα όρια της Περιοδοπικής ζώνης με την ζώνη Αξιού παραμένουν αδιευκρίνιστα. Στα ανατολικά η επαφή της Περιοδοπικής ζώνης με τη Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης εμφανίζεται κατά θέσεις με τη μορφή επίκλυσης και κατά θέσεις ως τεκτονική (Kockel et al. 1971, Κατσικάτσος 1992). Στα περιθώρια με τη μάζα της Ροδόπης εμφανίζονται σχηματισμοί του Άνω Παλαιοζωικού και του Μεσοζωικού (Boyanov 1963, Kauffman et al. 1976, Boyanov & Trifonova 1978, Ivanov 1981, Meinhold 2013).

Τα πετρώματα της Περιοδοπικής εμφανίζονται μεταμορφωμένα. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης είναι κυρίως χαμηλού βαθμού έως και την πρασινοσχιστολιθική φάση και θεωρείται ότι η μεταμόρφωση έλαβε χώρα κατά το Άνω Ιουρασικό με Κάτω Κρητιδικό (Μουντράκης 2010). Τα πετρώματα αυτά έχουν δεχθεί μεταμόρφωση και παραμορφωτικές τάσεις που σχετίζονται με ορογένεση όπως και υδροθερμική δράση (Μαγγανάς 1988). Μέσα στα πετρώματα της πρασινοσχιστολιθικής φάσης έχουν βρεθεί και υπολειμματικές παραγενέσεις γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης (υψηλή πίεση-χαμηλή θερμοκρασία HP/LT) (Michard et al. 1994).

Η Περιοδοπική εμφανίζει τεκτονικά δύο παραμορφωτικές φάσεις. Η πρώτη και κύρια παραμόρφωση προκάλεσε ισοκλινείς πτυχές και την σχιστότητα των πετρωμάτων και θεωρείται σύγχρονη της πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Η δεύτερη, που έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές (Ηώκαινο-Ολιγόκαινο) έδωσε μετά την κύρια μεταμόρφωση, πτυχές, ανοιχτές πτυχές και πτυχές τύπου Knick. Εκτός από αυτές τις φάσεις, θεωρείται ότι η ζώνη υπέστη κατά το Άνω Ολιγόκαινο με Κάτω Μειόκαινο μία μεταμεταμορφική παραμόρφωση συμπιεστικών τάσεων με διεύθυνση Βορρά-Νότο που προκάλεσε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης δεξιόστροφα διεύθυνσης BBA-NNΔ και αριστερόστροφα διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ, καθώς και αλληπάλληλα ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, δημιουργώντας έτσι μία τεκτονική επιπλευτική μεγαδομή στην Περιοδοπική ζώνη με νοτιοδυτική κίνηση (Tranos et al. 1999).

Η Περιοδοπική ζώνη χωρίζεται σε πέντε ενότητες, οι οποίες εμφανίζονται ως πλευρικές παλαιογεωγραφικές μεταβάσεις. Οι τρεις βρίσκονται στην περιοχή της Μακεδονίας, ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα και

ενότητα Ασπρης Βρύσης- Χορτιάτη. Οι άλλες δύο βρίσκονται στην περιοχή της Θράκης, ενότητα Μάκρης και ενότητα Δρυμού-Μελίας. Παρακάτω αναλύεται η ενότητα Ασπρης Βρύσης-Χορτιάτη, όπου ανήκει η περιοχή μελέτης κατά τους Kauffman et al. (1976) και Tranos et al. (1999).

### 2.1.1. Ενότητα Ασπρης Βρύσης-Χορτιάτη

Πρόκειται για παράλληλη λωρίδα με την ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα, με πλάτος 4-8 km. Αρχίζει βόρεια της Θεσσαλονίκης, διασχίζει τον Χορτιάτη φθάνοντας έως το νότιο άκρο της χερσονήσου της Σιθωνίας. Στη συνέχεια κάμπτεται και αποκτά ΑΒΑ διεύθυνση έως το άκρο της χερσονήσου του Άθω. Η ενότητα χαρακτηρίζεται από ευγεωσύγκλινη ανάπτυξη κατά το Κάτω με Μέσο Ιουρασικό (Μουντράκης 2010).

Στα κατώτερα τμήματα η ενότητα αποτελείται από νηριτικά ανθρακικά, ηφαιστειοκλαστικά και μετακλαστικά ιζήματα Περμο-Τριαδικής ηλικίας. Στον ανώτερο ορίζοντα αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας (μαύροι κερατόλιθοι, γραφιτικοί φυλλίτες, μάργες, κόκκινοι αργιλικοί σχιστόλιθοι και χαλαζιακοί σχιστόλιθοι. Μέσα σε αυτά τα ιζήματα παρεμβάλλονται οφιολιθικά σώματα με βασικά και υπερβασικά πετρώματα (Meinhold et al. 2009, 2013). Επίσης στον ανώτερο ορίζοντα παρεμβάλλονται και μεταμορφωμένα πετρώματα, όξινης μαγματικής προέλευσης, που μεταμορφώθηκαν στην πρασινοσχιστολιθική φάση, η λεγόμενη «Μαγματική σειρά Χορτιάτη», τα οποία εναλλάσσονται με φυλλίτες, μάρμαρα, χλωριτικούς-επιδοτιτικούς σχιστόλιθους, σερικιτικούς σχιστόλιθους και σιπολίνες. Οι οφιοίλιθοι της ενότητας θεωρείται ότι τοποθετήθηκαν τεκτονικά στην ηπειρωτική κατώφρεια της Περιοδοπικής από την ζώνη Αξιού (Μουντράκης 2010).

Η ενότητα όπως προαναφέρθηκε συνεχίζει από τη Θεσσαλονίκη στη δυτική πλευρά της Χερσονήσου της Σιθωνίας. Έπειτα κάμπτεται βόρειο-ανατολικά και εντοπίζεται στον νότιο άκρο της Χερσονήσου του Άθω, όπου εμφανίζονται πετρώματα της μαγματικής σειράς Χορτιάτη παρεμβαλόμενα σε φυλλίτες και οφιοίλιθους. Στη Θράκη δεν υπάρχει ξεκάθαρη εμφάνιση της ενότητας, εκτός από μια σειρά φυλλιτών με ενστρώσεις κροκαλοπαγών και κρυσταλλικών ασβεστολίθων, στα οποία εντοπίζονται οφιολιθικά



σώματα, που εικάζεται ότι είναι ίδια με αυτά της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Μαγγάνας 1988).

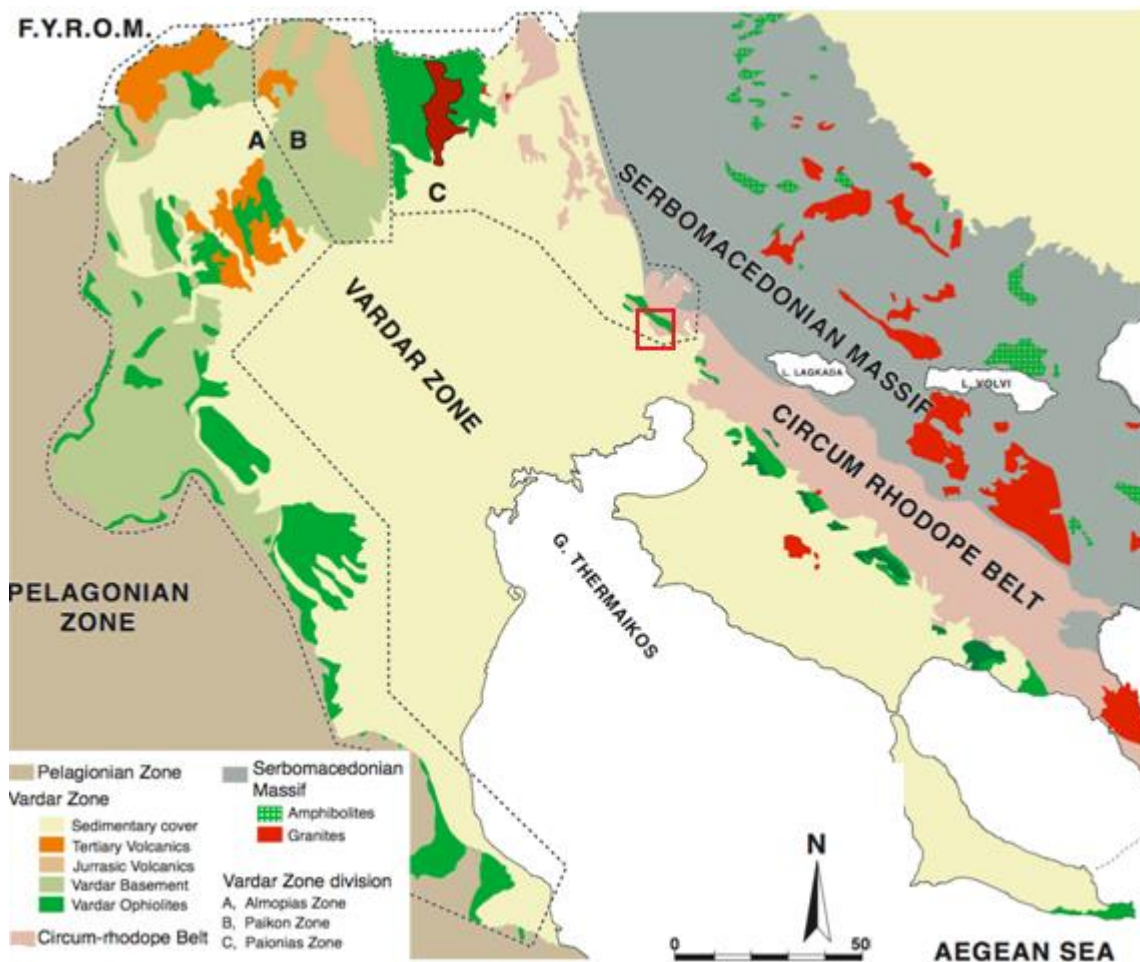
## 2.2. Ζώνη Αξιού

Η ζώνη Αξιού (Εικόνα 2.3) ανήκει και αυτή στις εσωτερικές Ελληνίδες, βρίσκεται στα δυτικά σε επαφή με την Πελαγονική ζώνη και στα ανατολικά κατά θέσεις με τη Σερβομακεδονική μάζα και την Περιοδοπική ζώνη. Το όνομα της προέρχεται από τον ποταμό Αξιό. Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται πιο συχνά ως «Vardar Zone». Προσδιορίστηκε αρχικά από τον Kossmat (1924) ως ζώνη διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ με πλάτος 30-70 km. Αρχίζει από τη Βόρεια Μακεδονία και συνεχίζει έως τον Θερμαϊκό κόλπο και το Αιγαίο, όπου εμφανίζεται σε κάποια νησιά των Σποράδων, έπειτα κάμπτεται, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, προς τη Μικρά Ασία.

Η ζώνη Αξιού χαρακτηρίζεται κυρίως από μεγάλες οφιολιθικές μάζες, οι οποίες εμφανίζονται σε όλη τη ζώνη και αποτελούν την «εσωτερική οφιολιθική λωρίδα (IRO)», η οποία θεωρείται ως ζώνη συρραφής «suture zone» (Mercier et al. 1975, Brown & Roberts 2004). Οι οφιόλιθοι χαρακτηρίζουν τη ζώνη Αξιού ως παλαιό ωκεάνιο χώρο, αποτελούμενο από ωκεάνιο φλοιό και ιζήματα βαθιάς θάλασσας Μεσοζωικής ηλικίας. Επιπλέον στη ζώνη εμφανίζονται μεταμορφωμένα πετρώματα Παλαιοζωικής ηλικίας, τα οποία πολλές φορές έχουν συμπτυχωθεί με αλπικά ιζήματα. Πρόκειται για χαλαζιακούς-χλωριτικούς σχιστόλιθους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και γνεύσιους, στα οποία παρεμβάλλονται μικρογρανίτες και πηγματίτες. Τα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα έχουν προέλευση από τη Σερβομακεδονική μάζα, όπου κατά τη διάρκεια των πτυχώσεων αποσπάστηκαν τεκτονικά και συμπτυχώθηκαν με τα αλπικά ιζήματα της ζώνης Αξιού.

Τεκτονικά, η ζώνη Αξιού υπέστη δύο κύριες ορογένεσεις. Η πρώτη ορογένεση έλαβε χώρα κατά το Άνω Ιουρασικό με Κάτω Κρητιδικό και συνδέεται με το κλείσιμο της ωκεάνιας λεκάνης της ζώνης, την υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από τα ηπειρωτικά τεμάχια της Σερβομακεδονικής μάζας και της μάζας της Ροδόπης, καθώς και την μετέπειτα σύγκρουσή τους με την Πελαγονική ζώνη. Κατά τη διάρκεια της πρώτης ορογένεσης επωθήθηκαν οι οφιόλιθοι, με τη μορφή τεκτονικού καλύμματος «Ηωελληνικό κάλυμμα», πάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Η επώθηση

συνοδεύτηκε από πτύχωση των στρωμάτων από ισοκλινείς και υποϊσοκλινείς πτυχές, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Η δεύτερη ορογένεση έλαβε χώρα κυρίως στο τέλος του Κρητιδικού μέχρι το Παλαιογενές και συνδέεται με τελική ηπειρωτική σύγκρουση της ηπειρωτικής πλάκας της Απουλίας με την Κιμμερική-Ευρασιατική ήπειρο. Λόγω των συμπιεστικών τάσεων που έλαβαν χώρα δημιουργούνται μεγάλης κλίμακας, κλειστές πτυχές, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, τεκτονικά λείπια με παράταξη ΒΔ-ΝΑ και κλίση προς τα ΒΑ, τα οποία επιπτεύουντο ένα το άλλο προς τα δυτικά και επέρχεται η τελική ανάδυση της ζώνης Αξιού (Μουντράκης 2010).



**Εικόνα 2.3.** Γεωλογικός Χάρτης της Ζώνης Αξιού (Zachariadis 2007, τροποποιημένος από Γεωλογικό Χάρτη της Ελλάδας, ΙΓΜΕ 1983). Με κόκκινο περίγραμμα προσδιορίζεται η περιοχή μελέτης.

Η ζώνη Αξιού, σύμφωνα με τον Mercier (1966), χωρίζεται σε τρεις υποζώνες, την υποζώνη Παιονίας, την υποζώνη Πάικου και την υποζώνη Αλμωπίας. Ο διαχωρισμός τους έγινε με βάση παλαιογεωγραφικά κριτήρια. Στο Πάικο εμφανίζονται νηριτικοί ασβεστόλιθοι που υποδηλώνουν ότι ήταν υποθαλάσσια ράχη (ύβωμα) με ρηχή θάλασσα, ενώ στην Αλμωπία και την Παιονία εμφανίζονται αργιλικά και κερατολιθικά ιζήματα, που υποδηλώνουν βαθιά θάλασσα (αύλακες). Παρακάτω αναλύεται η υποζώνη της Παιονίας, όπου ανήκει η περιοχή μελέτης κατά τον Mercier (1966).

### 2.2.1. Υποζώνη Παιονίας

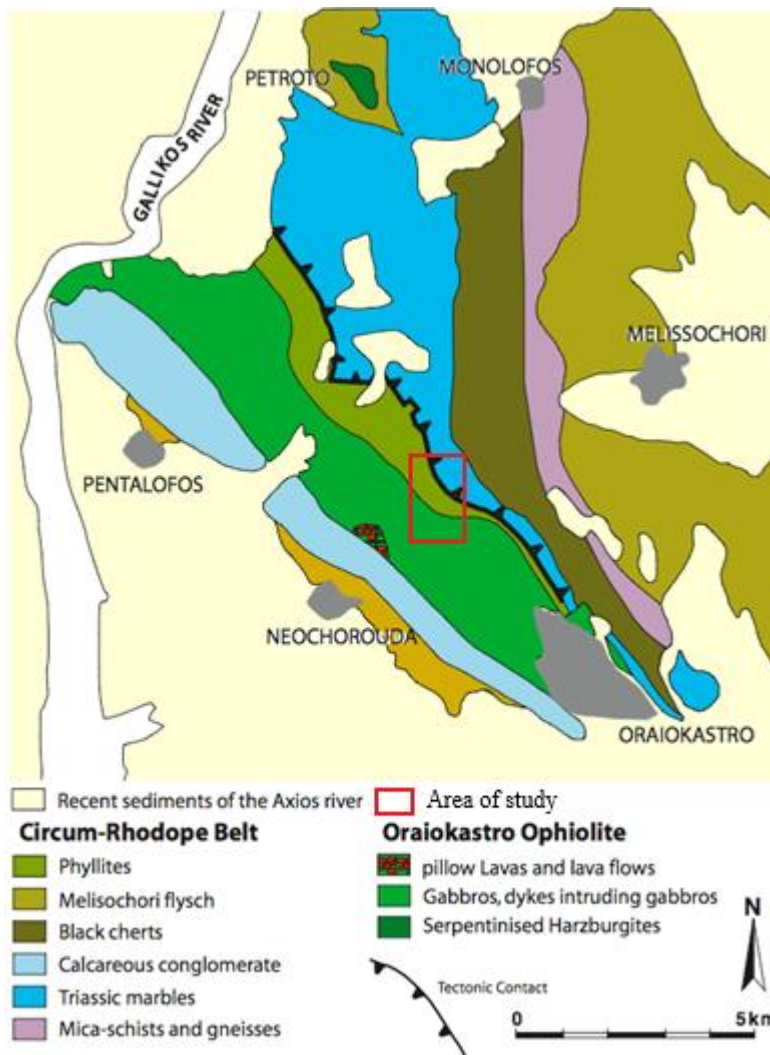
Η υποζώνη της Παιονίας είναι η ανατολικότερη από τις τρεις υποζώνες και είναι αυτή που βρίσκεται σε επαφή με την Περιοδοπική ζώνη. Τα όρια μεταξύ τους δεν είναι σαφή και δεν έχει προσδιοριστεί ακριβώς που ανήκουν πολλοί σχηματισμοί, καθώς και οι δύο ζώνες αποτελούνται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Το κύριο χαρακτηριστικό της υποζώνης είναι η λεπιοειδής τεκτονική.

Η υποζώνη της Παιονίας μπορεί να διαχωριστεί σε ακόμα δύο υποομάδες, στα δυτικά στις Προπαιόνιες ενότητες, που αποτελούνται από Τιθώνιους ασβεστόλιθους και ψαμμίτες, τους οφιόλιθους του Ωραιοκάστρου, το γρανίτη του Φανού, τους οφιόλιθους της Γευγελής, απολιθωματοφόρους ασβεστόλιθους του Άνω Ιουρασικού, φυλλίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα και στις ανατολικές ενότητες της Παιονίας που αποτελούνται από μία ιζηματογενή σειρά ηλικίας Μέσου Τριαδικού με Κάτω Ιουρασικό από ασβεστόλιθους και μία μεταμορφική σειρά από μεταϊζηματογενή και μεταβασικά πετρώματα (Zachariadis 2007). Κατά τον Mercier η υποζώνη της Παιονίας χωρίζεται σε επτά ενότητες, οι οποίες αποτελούν η καθεμία και από ένα τεκτονικό μεγαλέπι. Οι ενότητες αυτές είναι οι εξής: 1. Η ενότητα Λεβεντοχωρίου, 2. Η ενότητα Μεταλλικού, 3. Η ενότητα Άσπρης Βρύσης, 4. Η ενότητα Αρτζάν, 5. Η ενότητα Βαφειοχωρίου, 6. Η ενότητα Ωραιοκάστρου και τέλος 7. Η ενότητα Γευγελής.



### 2.2.1.1. Ενότητα Ωραιοκάστρον

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η περιοχή μελέτης θεωρείται από κάποιους ερευνητές ότι ανήκει στην ενότητα της Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη της Περιοδοπικής ζώνης, ενώ σύμφωνα με άλλους τοποθετείται στην ενότητα της Άσπρης Βρύσης της υποζώνης της Παιονίας. Τέλος, άλλοι ερευνητές ξεχωρίζουν το Ωραιόκαστρο (Εικόνα 2.4, Εικόνα 2.5) σαν ξεχωριστή ενότητα στην υποζώνη της Παιονίας (Stais & Ferriere 1991, Stais 1994), θεωρώντας τους σχηματισμούς του Ωραιοκάστρου πως έχουν αναστραφεί και οι παλαιότεροι εμφανίζονται πάνω από τους νεότερους. Η σειρά εμφανίζεται, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους σχηματισμούς, ως εξής:

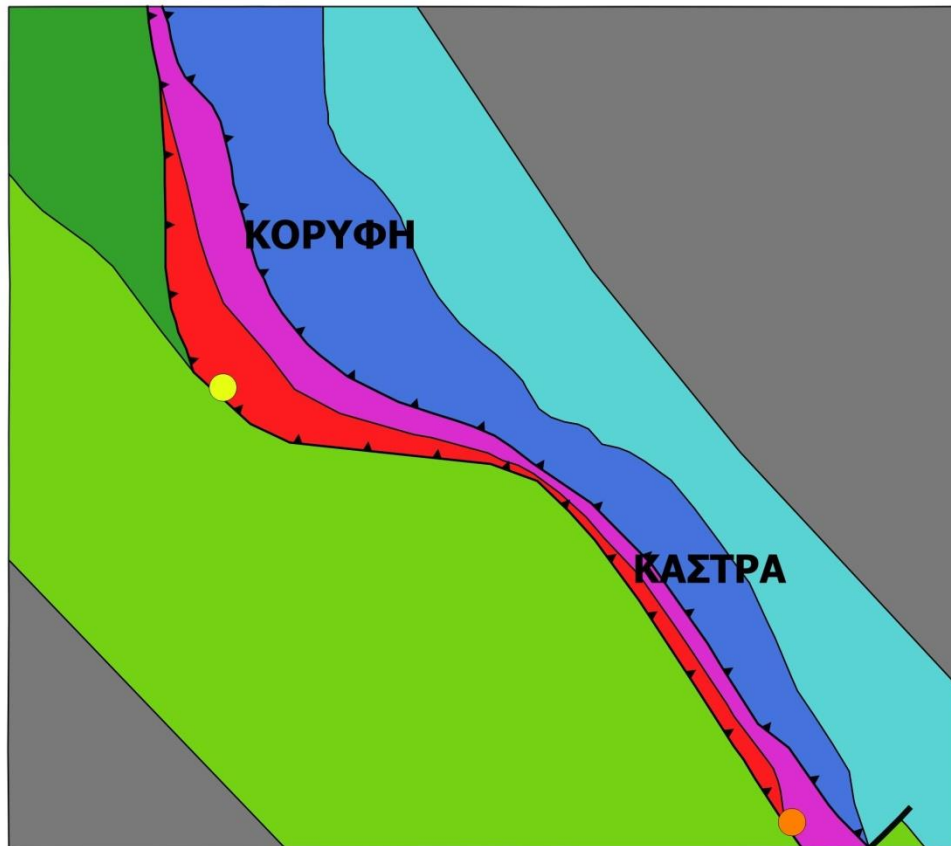


**Εικόνα 2.4.** Γενικευμένος Γεωλογικός Χάρτης του Ωραιοκάστρου (Zachariadis 2007). Με κόκκινο πλαίσιο προσδιορίζεται η περιοχή μελέτης.



- Τεκτονικό λέπι του υποβάθρου της Σερβομακεδονικής από αμφιβολίτες και γνεύσιους που επιπεύει τους σχηματισμούς της ενότητας.
- Κερατολιθικά πετρώματα με διαβάσες (Λιθανθρακοφόρο-Πέρμιο).
- Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά από ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και ρυολιθικά πετρώματα (Πέρμιο- Κάτω Τριαδικό).
- Πλακώδεις ασβεστόλιθοι με τρηματοφόρα του Μέσου Τριαδικού που εξελίσσονται σε μαζώδεις ασβεστόλιθους.
- Απόθεση πελαγικών ασβεστόλιθων κατά το Ανω Τριαδικό (Λαδίνιο).
- Απόθεση ασβεστοκλαστικών ιζημάτων (Άνωτερο Τριαδικό-Κάτω Ιουρασικό)
- Τεκτονικά τοποθετημένοι οφιόλιθοι (γαββρικά πετρώματα) μεγάλης έκτασης, οι οποίοι συνεχίζουν έως το Πανόραμα του Νομού Θεσσαλονίκης.
- Επικλυσιγενής σειρά ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών με εναλλαγές ασβεστολιθικών και μαργαϊκών στρωμάτων (Άνω Ιουρασικό).

## ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ



### ΥΠΟΜΝΗΜΑ

#### ΘΕΣΕΙΣ ΕΠΑΦΗΣ

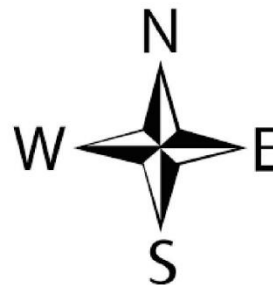
- Επαφή Γάββρου-Μεταρυσίτου
- Επαφή Γάββρου-Τουρβιδίτη

#### ΡΗΓΜΑΤΑ

- ▲ Ανάστροφο Ρήγμα
- Κανονικό Ρήγμα

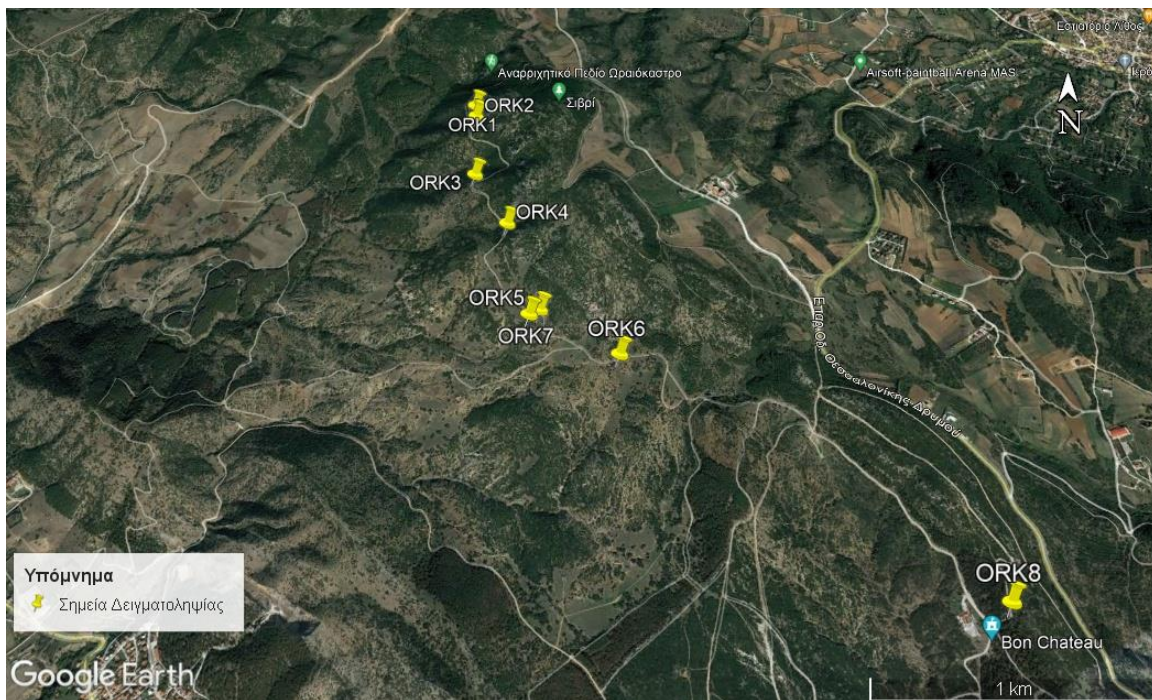
#### ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

- Ενόπητα Άσπρης Βρύσης
- Αμμώχος Αργιλικός Σχιστόλιθος
- Γάββρος
- Ασβεστόλιθος
- Τουρβιδίτης
- Βασάλτης
- Ηφαιστειοκλαστικό Πέτρωμα



Εικόνα 2.5. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης.

Παρακάτω αναλύονται οι πετρογραφικοί τύποι που εντοπίστηκαν κατά το στάδιο της δειγματοληψίας, που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή του Ωραιοκάστρου (Εικόνα 3.1).



Εικόνα 3.1. Δορυφορική εικόνα των σημείων δειγματοληψίας (Google Earth).

### 3.1. Οφιόλιθοι

Ο οφιόλιθος του Ωραιοκάστρου καταλαμβάνει μία περιοχή με 12 km μήκος και 5 km πλάτος. Ανατολικά βρίσκεται σε επαφή με σειρά φυλλιτών και ασβεστολίθους του Τριαδικού (Stais 1994), οι οποίοι επωθούνται πάνω στους οφιόλιθους. Δυτικά βρίσκεται σε επαφή με απολιθωματοφόρο κροκαλοπαγές του Τιθωνίου (Mercier 1966, Kockel 1977). Ο οφιόλιθος του Ωραιοκάστρου θα μπορούσε να θεωρηθεί, σύμφωνα με τον ορισμό του συνεδρίου του Penrose (Anonymous 1972), ως μία ατελής οφιολιθική σειρά.

Τα πετρώματα της σειράς που εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή είναι ο γάββρος, που συνοδεύεται από φλεβικές διεισδύσεις, και ο σερπεντιωμένος χαρτσβουργίτης, ενώ υπάρχει και μια μικρή εμφάνιση ηφαιστειακών λαβών μαξιλαροειδούς δομής (pillow

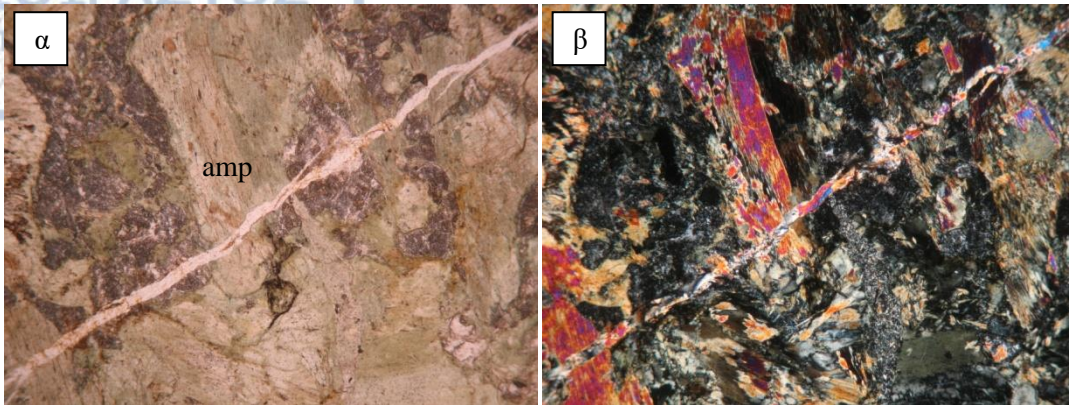
lanas). Στις λάβες και στις διεισδύσεις τα κύρια ορυκτά είναι ο κλινοπυρόξενος και τα πλαγιόκλαστα, ενώ στο γάββρο τα κύρια ορυκτά είναι ο κλινοπυρόξενος, τα πλαγιόκλαστα και η κεροστίλβη. Δευτερογενή ορυκτά είναι ο αλβίτης, ο ακτινόλιθος, ο χλωρίτης, το επίδοτο, ο πουμπελλύιτης, ο τιτανίτης και ο μαγνητίτης. Στα υπερβασικά, τα κύρια ορυκτά είναι ο ολιβίνης, ο κλινοπυρόξενος, ο ορθοπυρόξενος και ο σπινέλιος, με τον ολιβίνη να αλλοιώνεται σε σερπεντίνη και χλωρίτη και τον κλινοπυρόξενο σε ακτινόλιθο (Zachariadis 2007).

### 3.1.1. Γάββροι

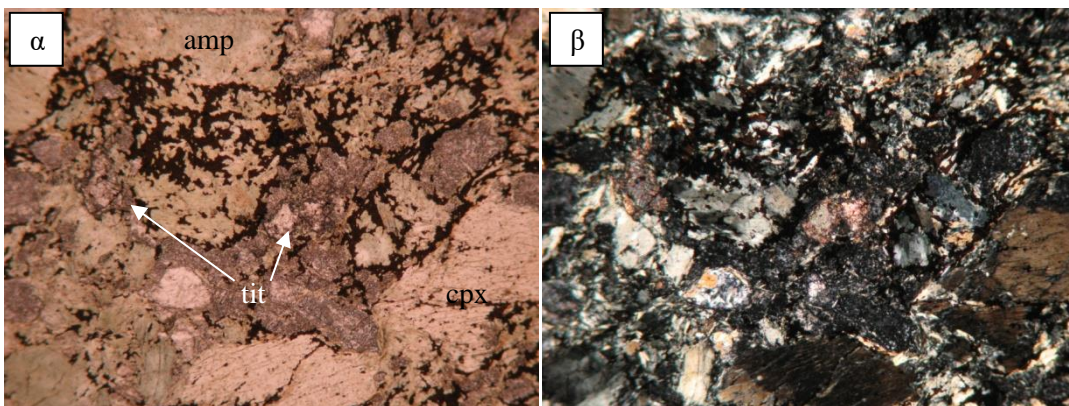
Ο γάββρος του Ωραιοκάστρου, από τον οποίο ελήφθη δείγμα (ORK6), είναι αδρόκοκκος και σκουρόχρωμος με λίγες υγιείς εμφανίσεις. Έχει υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση (Εικόνα 3.2). Ορυκτολογικά αποτελείται κυρίως από αμφιβόλους που προέρχονται από τη μετατροπή των πυροξένων, ενώ εντοπίστηκαν πλαγιόκλαστο, επίδοτο, χλωρίτης, τιτανίτης και σε ένα σημείο καλιούχος άστριος (Εικόνα 3.3, 3.4 και 3.5).



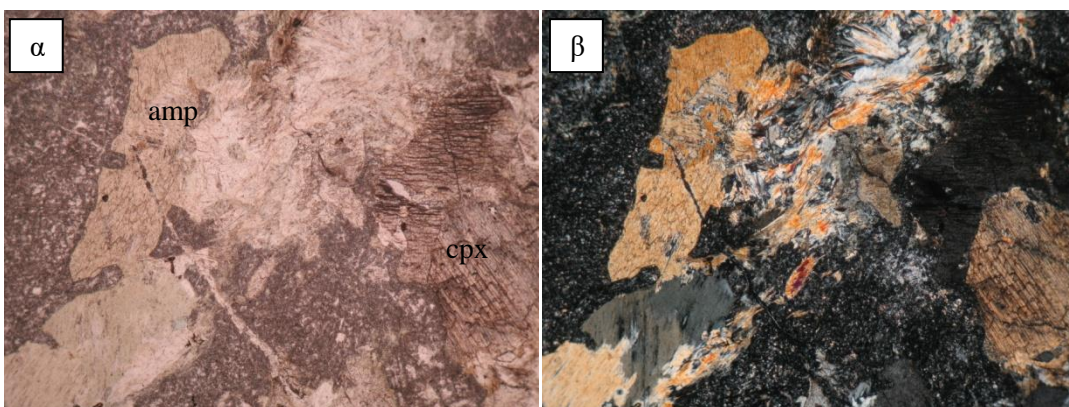
Εικόνα 3.2. Υπαίθριες φωτογραφίες του γάββρου (Δείγμα ORK 6).



**Εικόνα 3.3.** Μικροσκοπική εικόνα του γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β).  
Στις εικόνες διακρίνονται αμφίβολοι (amp).

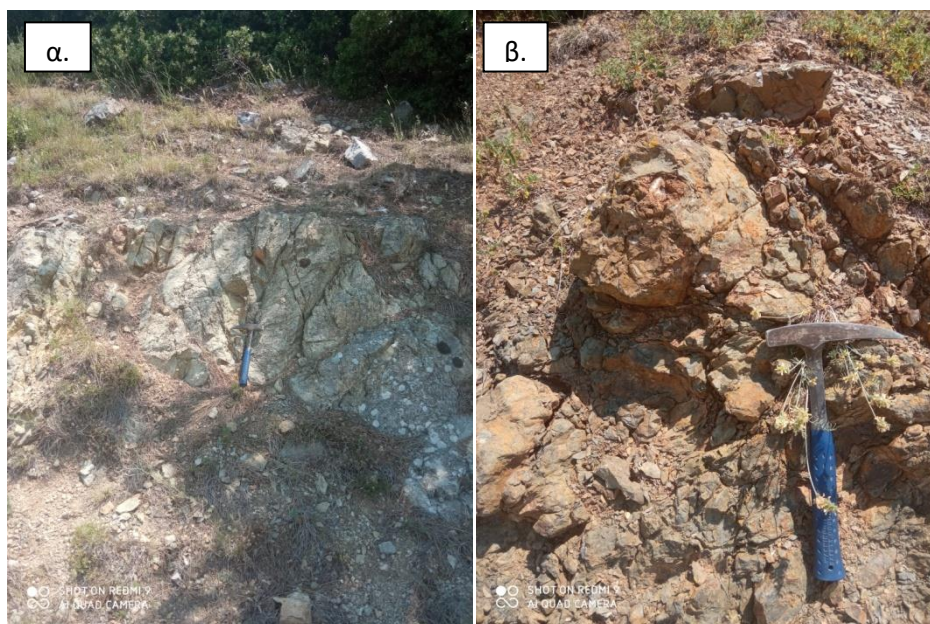


**Εικόνα 3.4.** Μικροσκοπική εικόνα του γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β).  
Στις εικόνες διακρίνονται αμφίβολοι (amp), κλινοπυρόξενοι (cpx) και δύο μικροί κρύσταλλοι τιτανίτη (tit).

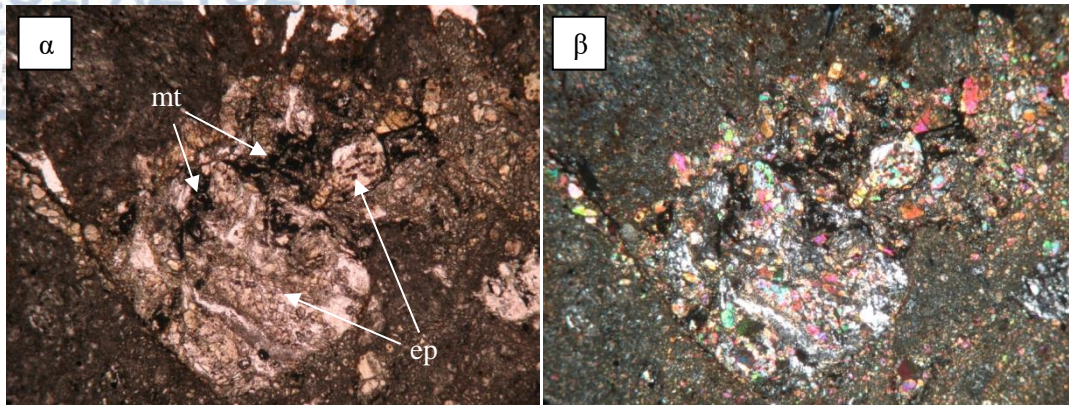


**Εικόνα 3.5.** Μικροσκοπική εικόνα του γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β).  
Στις εικόνες διακρίνονται οι αμφίβολοι (amp) και οι κλινοπυρόξενοι (cpx).

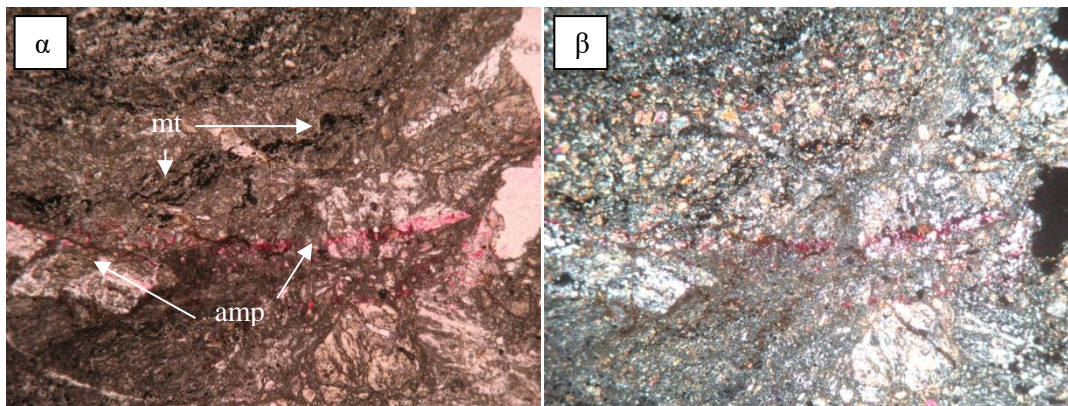
Ο βασάλτης του Ωραιοκάστρου, όπου λήφθησαν τα δείγματα ORK1 και ORK2, αποτελεί τμήμα της οφιολιθικής σειράς του Ωραιοκάστρου. Μακροσκοπικά εμφανίζεται σκουρόχρωμος, αποσαθρωμένος και έχει μαξιλαροειδή μορφή (pillow lavas), ενώ έχει υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (Εικόνα 3.6). Μικροσκοπικά διακρίνεται ο αρχικός αφυρικός ιστός του πετρώματος. Ορυκτολογικά αποτελείται κυρίως από αμφιβόλους, πλαγιόκλαστα και μαγνητίτη, ενώ επιπλέον εντοπίζεται χλωρίτης και επίδοτο (Εικόνα 3.7 και Εικόνα 3.8).



**Εικόνα 3.6.** Υπαίθριες φωτογραφίες του βασάλτη α) δείγμα ORK1, β) δείγμα ORK2.



**Εικόνα 3.7.** Μικροσκοπική εικόνα του βασάλτη με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β).  
Στις εικόνες διακρίνονται το επίδοτο (ep) και ο μαγνητίτης (mt).



**Εικόνα 3.8.** Μικροσκοπική εικόνα του βασάλτη με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β).  
Στις εικόνες διακρίνονται οι αμφίβολοι (amp) και ο μαγνητίτης (mt).

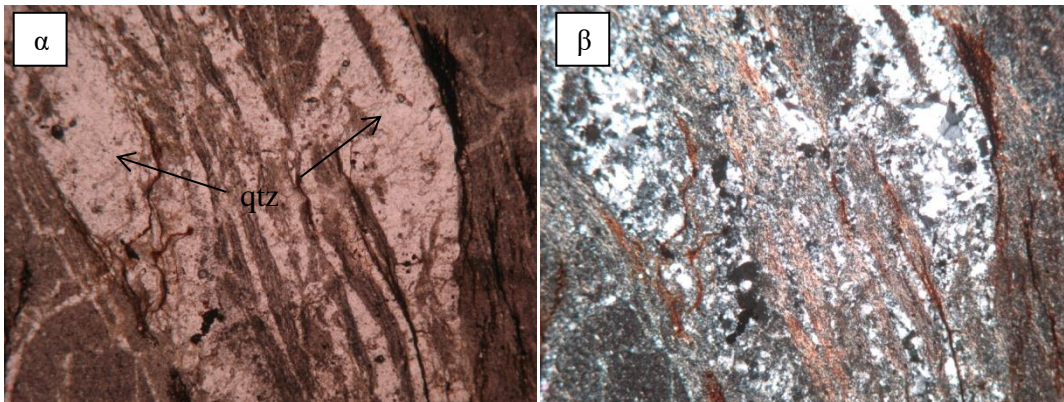
### 3.2. Τουρβιδίτες

Στην περιοχή μελέτης εντοπίζονται τουρβιδίτες, που αποτελούνται από εναλλαγές μεταψαμμιτικών και μεταργιλικών πετρωμάτων με ασβεστολιθικές ενστρώσεις (ORK4) (Εικόνα 3.9). Μικροσκοπικά διακρίνεται ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας, λευκός μαρμαρυγίας, αργιλικά και αδιαφανή ορυκτά (Εικόνα 3.10 και Εικόνα 3.11).

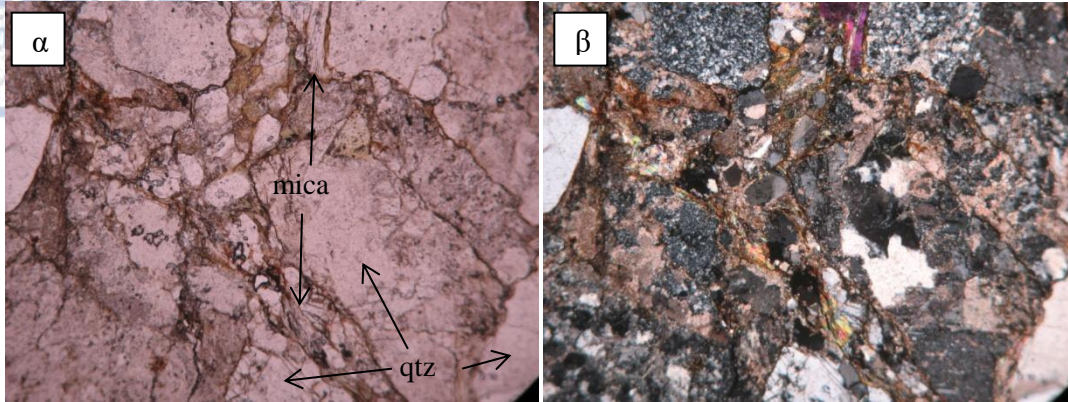




**Εικόνα 3.9.** Υπαίθριες φωτογραφίες του τουρβιδίτη (Δείγμα ORK4).



**Εικόνα 3.10.** Μικροσκοπική εικόνα του τουρβιδίτη με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στις εικόνες διακρίνεται ο χαλαζίας (qtz) και λεπτομερή αργιλικά ορυκτά.



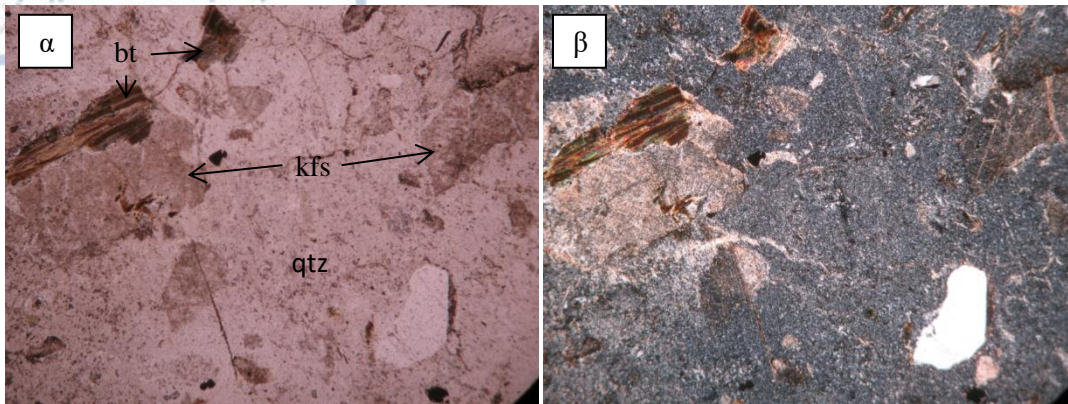
**Εικόνα 3.11.** Μικροσκοπική εικόνα του τουρβιδίτη με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στις εικόνες δிகρίνεται ο χαλαζίας (qtz), λευκός μαρμαρυγίας (mica) και λεπτομερή αργιλικά ορυκτά.

### 3.3. Μεταφαιστειοκλαστικά Πετρώματα

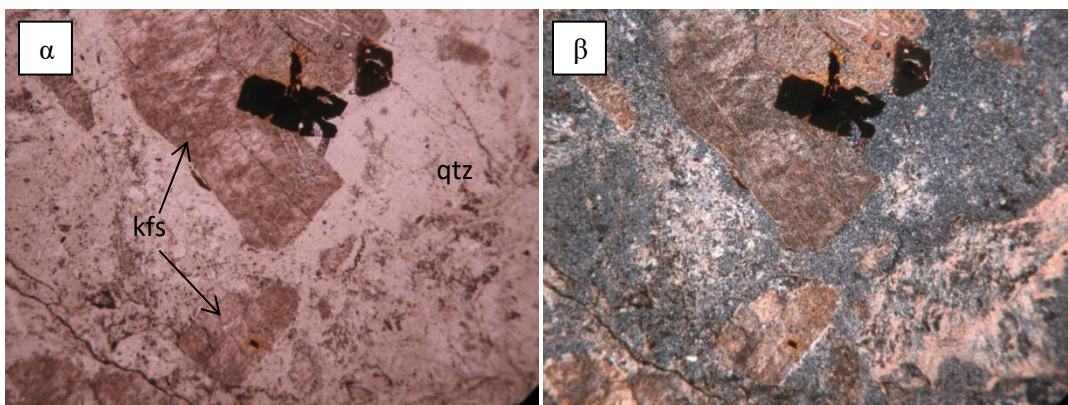
Τα μεταφαιστειοκλαστικά πετρώματα της περιοχής του Ωραιοκάστρου, εμφανίζονται αποσαθρωμένα και έχουν ανοιχτό κοκκινωπό χρώμα (Εικόνα 3.12). Από την μικροσκοπική ανάλυση παρατηρείται πως πρόκειται για μεταρυόλιθο (ORK3). Ορυκτολογικά αποτελείται από ανακρυσταλλωμένο χαλαζία, βιοτίτη, αλλοιωμένους αστρίους, αργιλικά και αδιαφανή ορυκτά (Εικόνα 3.13 και Εικόνα 3.14).



**Εικόνα 3.12.** Υπαιθρια φωτογραφία του μεταρυόλιθου (Δείγμα ORK3).



**Εικόνα 3.13.** Μικροσκοπική εικόνα του μεταρυόλιθου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στις εικόνες διακρίνεται χαλαζίας (qtz), βιοτίτης (bt) και πλήρως εξαλλοιωμένος άστριος (kfs).



**Εικόνα 3.14.** Μικροσκοπική εικόνα του μεταρυόλιθου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στις εικόνες διακρίνεται χαλαζίας (qtz) και πλήρως εξαλλοιωμένος άστριος (kfs).

### 3.4. Θέσεις Επαφής

Στην περιοχή μελέτης εντοπίστηκαν δύο επαφές. Η πρώτη είναι μεταξύ του γάββρου και των τουρβιδιτών, ενώ η δεύτερη μεταξύ του γάββρου και του μεταρυόλιθου. Η πρώτη επαφή είναι απότομη και σαφής (Εικόνα 3.15), ενώ στη δεύτερη παρατηρείται μια μεταβατική ζώνη μεταξύ των δύο πετρωμάτων με πάχος περίπου 1 m (Εικόνα 3.16).

Στην πρώτη επαφή το πέτρωμα του τουρβίτη έχει χρώμα ανοικτό πράσινο και είναι σκληρό, ενώ κάτω από το μικροσκόπιο περιέχει χαλαζία, λευκό μαρμαρυγία, αστρίους και ασβεστίτη (Εικόνα 3.17).

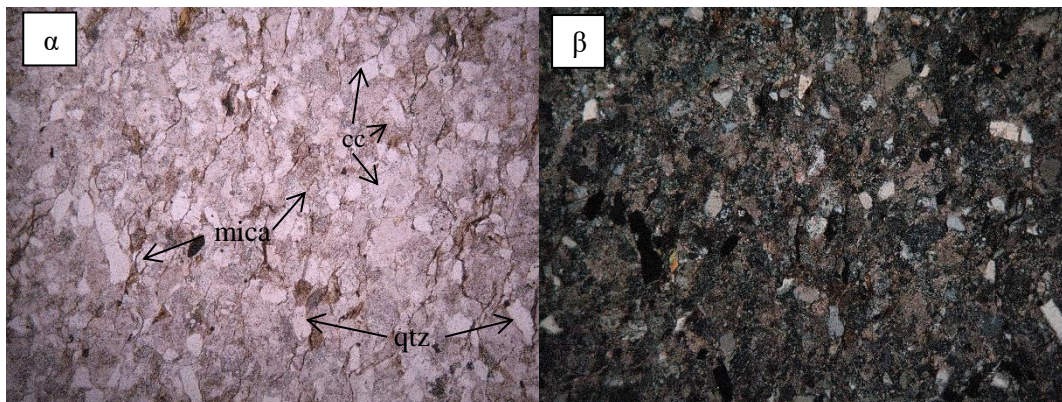
Στη δεύτερη επαφή, στη ζώνη μεταξύ μεταρυσίτου και γάββρου, το πέτρωμα εμφανίζεται σκουρόχρωμο, λεπτόκοκκο και ιδιαίτερα σκληρό. Κάτω από το μικροσκόπιο, το πέτρωμα αποτελείται από χαλαζία, χλωρίτη, μαγνητίτη και γρανάτη, ενώ εντοπίζονται σε μικρή ποσότητα πλαγιόκλαστα και απατίτης (Εικόνα 3.18 και Εικόνα 3.19).



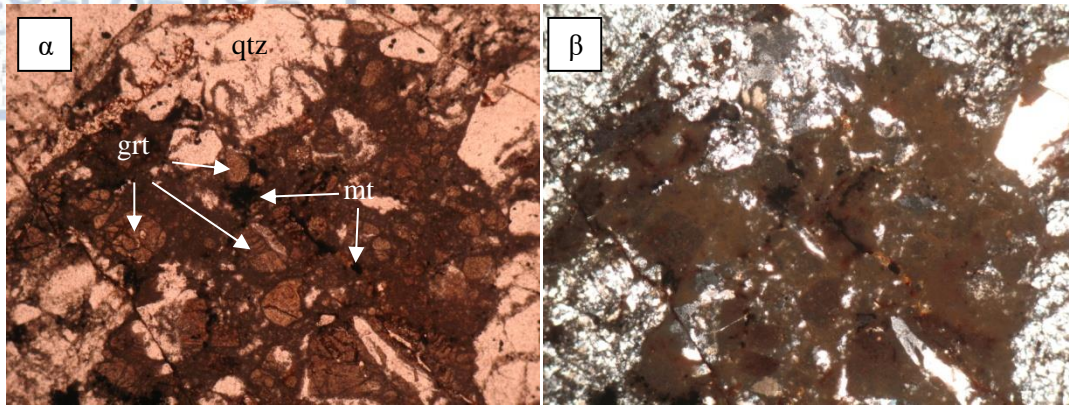
**Εικόνα 3.15.** Υπαίθριες φωτογραφίες του γάββρου σε επαφή με τα τουρβιδιτικά πετρώματα.



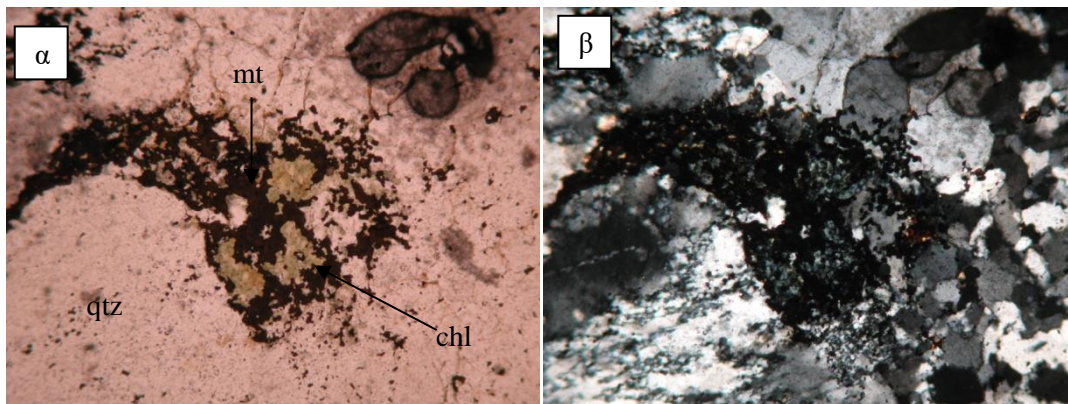
**Εικόνα 3.16.** Υπαίθριες φωτογραφίες από την επαφή του γάββρου και του μεταρυόλιθου (Δείγματα ORK5 και ORK7).



**Εικόνα 3.17.** Μικροσκοπική εικόνα του δείγματος από την επαφή τουρβιδιτικών πετρωμάτων και γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στην εικόνα εντοπίζεται χαλαζίας (qtz), λευκός μαρμαρυγίας (mica) και ασβεστίτης (cc).



**Εικόνα 3.18.** Μικροσκοπική εικόνα του δείγματος από την επαφή μεταρυόλιθου και γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στην εικόνα εντοπίζεται χαλαζίας (qtz), γρανάτης (grt) και μαγνητίτης (mt).



**Εικόνα 3.19.** Μικροσκοπική εικόνα του δείγματος από την επαφή μεταρυόλιθου και γάββρου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Στην εικόνα διακρίνεται ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας (qtz), μαγνητίτης (mt) και χλωρίτης (chl).

## 4. Αποτελέσματα-Αναλύσεις

### 4.1. Ορυκτολογία-Ορυκτοχημεία

Παρακάτω αναλύονται τα ορυκτά που συμμετέχουν στις ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων που μελετήθηκαν, από τις λεπτές τομές, στο οπτικό μικροσκόπιο και στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης, φωτογραφίες των οποίων δίνονται στο Παράρτημα. Αυτά τα πετρώματα είναι ο γάββρος (Gb), ο βασάλτης (Bas) και οι δύο θέσεις επαφής τουρβιδιτών - γάββρου και μεταρυόλιθου - γάββρου (ZE).

#### 4.1.1. Χαλαζίας

Από τα δείγματα που μελετήθηκαν εντοπίζεται χαλαζίας στις θέσεις επαφής, στο μεταρυόλιθο και στα τουρβιδιτικά πετρώματα. Μικροσκοπικά, ο χαλαζίας εμφανίζεται ανακρυσταλλωμένος στην επαφή μεταρυόλιθου-γάββρου, ενώ στην επαφή τουρβιδιτών-γάββρου είναι γωνιώδης και εμφανίζει ομοιόμορφο μέγεθος κόκκων.

#### 4.1.2. Άστριοι

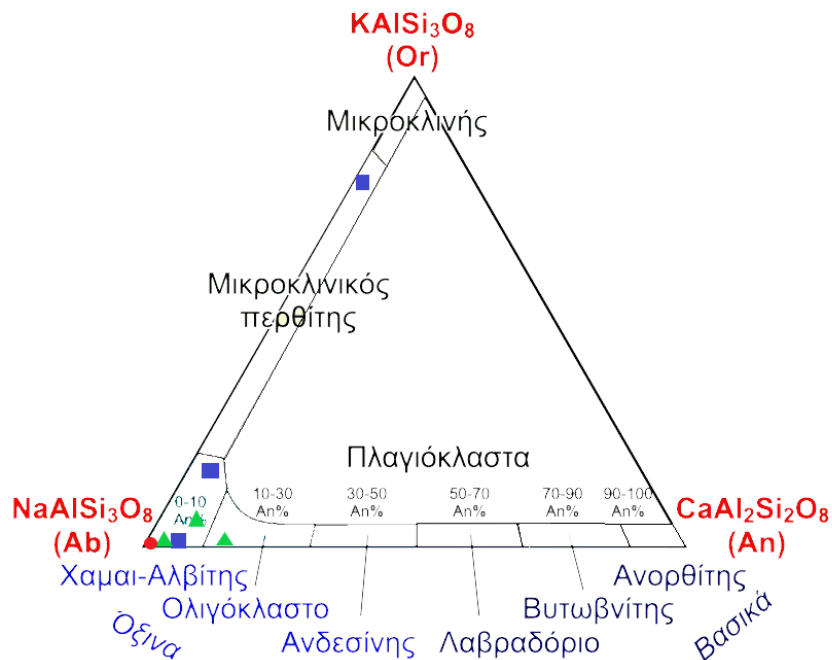
Οι άστριοι αποτελούν από τα πιο διαδεδομένα ορυκτά στη φύση και μπορούν να εντοπισθούν σε πολλά πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, καθώς και σε αρκετά ιζηματογενή πετρώματα. Ανήκουν στα τεκτοπυριτικά ορυκτά και κρυσταλλώνονται είτε στο τρικλινές, είτε στο μονοκλινές. Ο γενικός χημικός τύπος των αστρίων μπορεί να εκφραστεί ως εξής:



όπου η θέση Μ καλύπτεται απόκατιόντα  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$  και  $Ba^{2+}$  και η θέση T καλύπτεται από κατιόντα  $Si^{4+}$  και  $Al^{3+}$ .

Ανάλογα με τη χημική τους σύσταση οι άστριοι μπορούν να χωριστούν σε δύο κατηγορίες, στους αλκαλιούχους αστρίους, οι οποίοι έχουν σύσταση που κυμαίνεται μεταξύ ορθόκλαστου ( $KAlSi_3O_8$ ) και αλβίτη ( $NaAlSi_3O_8$ ) και τα πλαγιόκλαστα, που έχουν σύσταση μεταξύ αλβίτη ( $NaAlSi_3O_8$ ) και ανορθίτη ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) (Deer et al. 1996)

Από τα δείγματα που αναλύθηκαν εντοπίζονται άστριοι στο γάββρο, στη θέση επαφής μεταρυλίου-γάββρου και στο βασάλτη (Πίνακας 4.1). Στη θέση επαφής εντοπίστηκε πλαγιόκλαστο αλβιτικής σύστασης, στο βασάλτη πλαγιόκλαστα σύστασης από αλβίτη έως ολιγόκλαστο και στο γάββρο εντοπίστηκε αλβίτης και καλιούχος άστριος (Σχήμα 4.1).



**Σχήμα 4.1.** Προβολή των συστάσεων των αστρίων που αναλύθηκαν στο τριαδικό σύστημα Or-Ab-An για χαμηλής θερμοκρασίας αστρίους. Στο σχήμα διακρίνονται οι άστριοι της θέσης επαφής (κύκλος-κόκκινο), του βασάλτη (τρίγωνο-πράσινο) και του γάββρου (τετράγωνο-μπλε).

**Πίνακας 4.1.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος αστρίων από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

Άστριοι							
(%κβ)	T2_1α-	T6_C1-	T6_C1-	T6α_C3-	T4_C2-	T4_C2-	T4_C2-
	5	3α-8	3α-9	3α-7	1α-6	2α-1	2α-2
	ZE	Gb	Gb	Gb	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	68,34	66,36	64,38	67,47	65,58	67,99	66,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,57	20,21	19,24	20,07	21,15	19,29	20,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,24	0,09	0,12	0,26	0,54	0,49



MgO	0,00	0,14	0,29	0,25	0,00	0,00	0,00
CaO	0,18	1,20	0,38	0,75	2,41	0,24	1,27
Na <sub>2</sub> O	11,65	8,79	2,34	11,21	10,39	11,56	10,31
K <sub>2</sub> O	0,08	3,11	12,80	0,00	0,00	0,07	1,13
Σύνολο	100,14	100,05	99,52	99,87	99,79	99,69	100,23

Χημικός τύπος με βάση τα 8 O

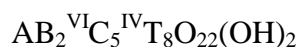
Si	2,984	2,937	2,958	2,956	2,890	2,984	2,936
Al	1,007	1,054	1,041	1,036	1,099	0,998	1,046
Fe <sup>3+</sup>	0,012	0,009	0,003	0,004	0,010	0,020	0,018
Z	4,003	4,000	4,002	3,996	3,999	4,002	4,000
Mg	0,000	0,009	0,020	0,016	0,000	0,000	0,000
Ca	0,009	0,057	0,019	0,035	0,114	0,011	0,060
Na	0,987	0,755	0,209	0,952	0,888	0,983	0,879
K	0,004	0,176	0,750	0,000	0,000	0,004	0,063
X	1,000	0,997	0,998	1,003	1,002	0,998	1,002

Ακραία Μέλη

Or (K)	0,4	17,7	75,3	0,0	0,0	0,4	6,3
Ab(Na)	98,7	75,7	20,9	94,9	88,6	98,5	87,7
An(Ca)	0,9	6,6	3,8	5,1	11,4	1,1	6,0

### 4.1.3. Αμφίβολοι

Οι αμφίβολοι ανήκουν στα ένυδρα ινοπυριτικά ορυκτά και ίσως αποτελούν την πιο πολύπλοκη ομάδα πυριτικών ορυκτών όσον αφορά τη χημική τους σύσταση. Η κρυστάλλωσή τους γίνεται στο ρομβικό ή στο μονοκλινές σύστημα. Ο γενικός χημικός τύπος των αμφιβόλων εκφράζεται ως εξής (Leake et al. 1997):



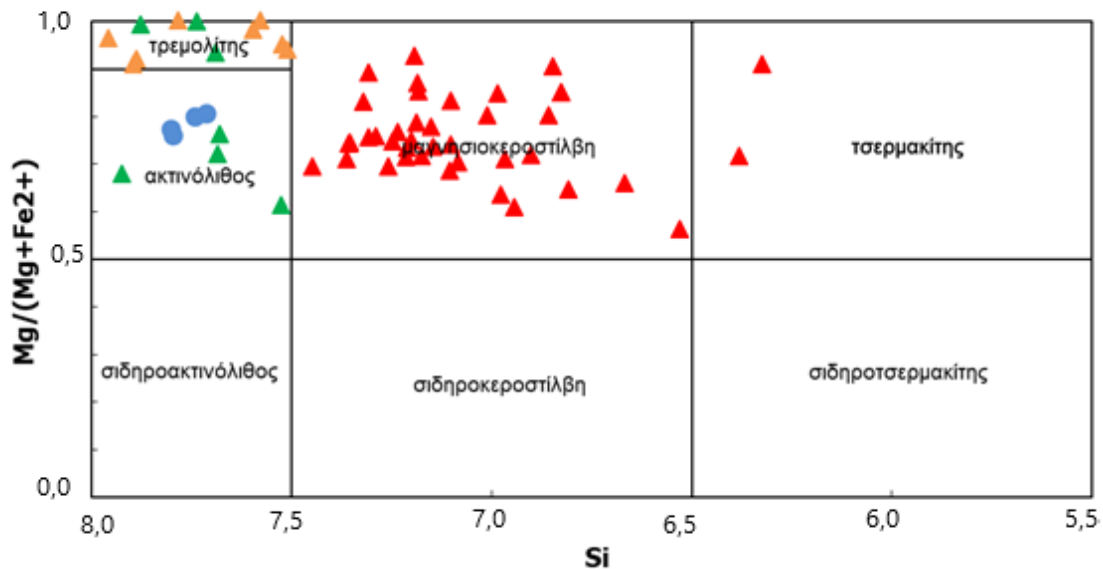
Όπου η θέση A καταλαμβάνεται από Na<sup>+</sup> και K<sup>+</sup> ή μπορεί να μείνει κενή. Η θέση B καταλαμβάνεται από Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> και Li<sup>+</sup>. Η θέση C καταλαμβάνεται από

$Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $Zr^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$  και  $Li^{+}$ , ενώ μπορεί να βρεθούν Ni, Co και Zn. Τέλος, η θέση T καταλαμβάνεται από  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  και  $Ti^{4+}$ .

Ανάλογα με το είδος των κατιόντων που τοποθετούνται στη Β θέση, γίνεται η κύρια ταξινόμηση των αμφίβोलων, όπου δημιουργούνται τέσσερις ομάδες:

- Fe-Mg-Mn-Li-ούχοι αμφίβολοι
- Ca-ούχοι αμφίβολοι
- Na-Ca-ούχοι αμφίβολοι
- Na-ούχοι αμφίβολοι

Από τις μικροαναλύσεις που έγιναν στις τομές, εντοπίστηκαν αμφίβολοι στο γάββρο και στο βασάλτη, οι οποίοι προέρχονται από τη μετατροπή των πυροξένων του αρχικού πετρώματος. Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.2, στο βασάλτη οι αμφίβολοι που εντοπίστηκαν έχουν σύσταση ακτινόλιθου (Act), ενώ στο γάββρο οι αμφίβολοι παρουσιάζουν ζώνωση. Οι πυρήνες των αμφιβόλων έχουν σύσταση μαγνησιοκεροσίλβης, ενώ σε δύο περιπτώσεις βρέθηκαν πυρήνες με τσερμακίτικη σύσταση. Οι περιφέρειες των αμφιβόλων έχουν σύσταση τρεμολίτη-ακτινόλιθου. Στο γάββρο βρέθηκε επίσης και τρεμολίτης σε μεμονωμένους κρυστάλλους. Στις αμφιβόλους του βασάλτη το FeO κυμαίνεται από 7,25% έως 8,47% κ.β., το MgO από 14,63% έως 17,06% κ.β. και το CaO από 12,45% έως 13,20% κ.β. Στις αμφιβόλους του γάββρου, όπως φαίνεται στον πίνακα 4.2, το FeO κυμαίνεται από 6,4% έως 15,4% κ.β., το MgO από 9% έως 20,1% κ.β., το CaO από 9,5% έως 14%κ.β. και το  $Al_2O_3$  από 0,55% έως 14,28% κ.β. (Πίνακας 4.2).

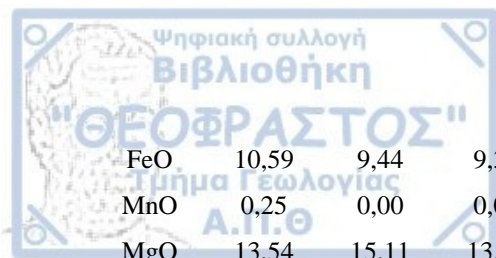


**Σχήμα 4.2.** Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων του βασάλτη (μπλε κύκλος) και του γάββρου, όπου αποτυπώνονται η σύσταση του πυρήνα (κόκκινο τρίγωνο) και της περιφέρειας (πράσινο τρίγωνο) και οι κρύσταλλοι τρεμολίτη (πορτοκαλί τρίγωνο), κατά Leake et al. (1997).

**Πίνακας 4.2.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος αμφιβόλων από τα πετρώματα που αναλύθηκαν. Ο χημικός τύπος υπολογίστηκε με βάση το φύλλο εργασίας Probe-Amph (Tindle and Webb 1993). Ακτινολιθική Κεροσίλβη=ActHbl, Μαγνησιοκεροσίλβη=MgHbl, Τσερμακίτικη Κεροσίλβη=TschHbl, Ακτινόλιθος=Act, Αργιλιούχος Μαγνησιοκεροσίλβη=Al-MgHbl, Αργιλιούχος Εδενίτης=AlEd, Σιδηροτιτανιούχα Τσερμακίτικη Κεροσίλβη-Fe-TiTschHbl, Σιδηρούχος τρεμολίτης=FeTr, Τρεμολίτης=Tr, Σιδηρο-Υποασβεστιούχος Τρεμολίτης=Fe-subCaTr, Σιδηρο-Μαγνησιοκεροσίλβη=Fe-MgHbl και Υποασβεστιούχος Τρεμολίτης=subCaTr.

#### Αμφίβολοι

(‰κβ)	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-
	1a-1	1a-2	1a-3	1a-4	1a-5	1a-6	1a-7	1a-8	1a-9
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	52,25	49,61	44,55	50,06	51,20	51,20	51,94	54,53	51,51
TiO <sub>2</sub>	0,15	1,28	1,90	0,42	1,31	0,37	0,20	1,10	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,61	7,97	14,28	7,54	7,90	6,89	6,32	5,93	13,12



FeO	10,59	9,44	9,39	8,87	9,02	8,81	9,08	9,16	6,70
MnO	0,25	0,00	0,05	0,79	0,00	0,10	0,15	0,40	0,05
MgO	13,54	15,11	13,32	14,97	15,46	15,29	16,69	13,24	13,19
CaO	10,95	12,41	13,25	12,60	10,11	13,02	11,29	11,08	12,07
Na <sub>2</sub> O	1,43	1,27	1,36	1,68	1,40	1,30	0,61	1,42	0,38
K <sub>2</sub> O	0,00	0,61	0,10	0,42	0,11	0,10	0,26	0,45	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,31	0,57	0,46
NiO	0,10	0,14	0,00	0,00	0,40	0,62	0,00	0,10	0,00
<b>Σύνολο</b>	<b>97,51</b>	<b>97,84</b>	<b>98,20</b>	<b>97,35</b>	<b>97,20</b>	<b>97,70</b>	<b>96,85</b>	<b>97,98</b>	<b>97,67</b>

#### Χημικός Τύπος με βάση τα 23 Ο

Si	7,447	7,101	6,383	7,202	7,185	7,307	7,307	7,684	7,151
Al <sub>IV</sub>	0,553	0,899	1,617	0,798	0,815	0,693	0,693	0,316	0,849
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	0,725	0,446	0,793	0,479	0,492	0,466	0,356	0,669	1,299
Ti	0,016	0,138	0,205	0,045	0,138	0,040	0,021	0,116	0,020
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,574	0,000	0,644	0,000	0,000
Cr	0,072	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,035	0,063	0,050
Mg	2,877	3,224	2,846	3,212	3,233	3,253	3,501	2,780	2,731
Fe <sup>2+</sup>	1,262	1,130	1,125	1,067	0,484	1,052	0,425	1,079	0,778
Mn	0,030	0,000	0,006	0,096	0,000	0,012	0,018	0,048	0,006
Ni	0,011	0,016	0,000	0,000	0,045	0,071	0,000	0,011	0,000
C	4,993	4,954	4,975	4,899	4,998	4,894	5,000	4,766	4,884
Ca	1,672	1,903	2,033	1,942	1,520	1,991	1,701	1,673	1,795
Na	0,328	0,097	0,000	0,058	0,380	0,009	0,166	0,327	0,102
B	2,000	2,000	2,033	2,000	1,900	2,000	1,867	2,000	1,897
Na	0,068	0,256	0,379	0,411	0,000	0,351	0,000	0,061	0,000
K	0,000	0,112	0,018	0,077	0,019	0,018	0,047	0,081	0,000
A	0,068	0,368	0,397	0,488	0,019	0,369	0,047	0,142	0,000

#### Ονομασία

Act Hbl	Mg-Hbl	Tsc Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act Hbl	Act Hbl	Act	Al-Mg Hbl
---------	--------	---------	--------	--------	---------	---------	-----	--------------

Πίνακας 4.2. (Συνέχεια πίνακα).

<b>Αμφίβολοι</b>									
(%κβ)	T6_C1- 2a-4	T6_C1- 3a-2	T6_C1- 3a-3	T6_C1- 3a-4	T6_C1- 3a-5	T6_C1- 3a-6	T6_C1- 3a-7	T6_C1- 4a-1	T6_C1- 4a-2
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	48,96	54,27	51,71	52,10	50,80	51,88	50,89	49,62	49,47
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,60	1,18	0,22	0,76	1,28	1,57	0,74	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	3,53	7,14	6,70	7,48	7,29	7,08	10,09	9,79
FeO	9,51	9,29	10,25	9,07	10,17	9,02	9,73	8,32	8,74
MnO	0,09	0,37	0,00	0,31	0,12	0,00	0,31	0,18	0,00
MgO	9,36	16,67	14,05	16,01	15,20	14,89	14,93	15,54	15,38
CaO	13,10	12,18	11,96	11,69	11,68	11,55	11,56	11,52	11,52
Na <sub>2</sub> O	2,03	0,77	0,88	0,77	1,01	0,68	1,18	1,01	1,97
K <sub>2</sub> O	0,27	0,22	0,03	0,18	0,00	0,18	0,18	0,25	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,39	0,48	0,52	0,63	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,06	0,32	0,00	0,00	0,25	0,00	0,36
<b>Σύνολο</b>	<b>97,70</b>	<b>97,91</b>	<b>97,65</b>	<b>97,85</b>	<b>97,74</b>	<b>97,40</b>	<b>97,68</b>	<b>97,27</b>	<b>97,55</b>
<b>Χημικός Τύπος με βάση τα 23 Ο</b>									
Si	6,978	7,678	7,363	7,321	7,189	7,356	7,249	6,985	7,013
Al <sub>IV</sub>	1,022	0,322	0,637	0,679	0,811	0,644	0,751	1,015	0,987
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	1,332	0,267	0,561	0,430	0,436	0,574	0,437	0,659	0,648
Ti	0,038	0,064	0,126	0,023	0,081	0,137	0,169	0,079	0,025
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,388	0,336	0,000	0,089	0,402	0,234
Cr	0,000	0,000	0,044	0,053	0,059	0,071	0,000	0,000	0,000
Mg	1,988	3,516	2,982	3,354	3,207	3,148	3,170	3,260	3,250
Fe <sup>2+</sup>	1,134	1,100	1,221	0,678	0,868	1,069	1,070	0,578	0,803
Mn	0,011	0,045	0,000	0,037	0,014	0,000	0,037	0,022	0,000
Ni	0,000	0,001	0,007	0,037	0,000	0,000	0,028	0,000	0,041
C	4,503	4,993	4,941	5,000	5,001	4,999	5,000	5,000	5,001
Ca	1,999	1,846	1,825	1,760	1,772	1,755	1,765	1,737	1,750
Na	0,001	0,154	0,175	0,211	0,228	0,187	0,235	0,263	0,250
B	2,000	2,000	2,000	1,971	2,000	1,942	2,000	2,000	2,000
Na	0,560	0,058	0,069	0,000	0,049	0,000	0,091	0,014	0,292
K	0,049	0,039	0,005	0,032	0,000	0,033	0,032	0,045	0,016

A	0,609	0,097	0,074	0,032	0,049	0,033	0,123	0,059	0,308
Ονομασία									
Al-Ed	Act	Act Hbl	Act Hbl	Mg Hbl	Act Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl

**Πίνακας 4.2.** (Συνέχεια πίνακα).

<b>Αμφίβολοι</b>									
(%κβ)	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-
	4a-3	4a-4	4a-5	4a-6	4a-7	4a-8	4a-9	4a-10	4a-11
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	51,67	51,27	44,35	47,65	47,64	51,50	47,80	49,87	54,78
TiO <sub>2</sub>	1,44	0,00	3,99	0,37	0,37	0,86	0,44	0,83	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,78	10,16	11,30	8,20	8,20	8,06	8,48	6,72	3,94
FeO	10,40	9,59	10,28	9,76	9,76	9,54	10,97	9,97	6,64
MnO	0,00	0,00	0,95	0,37	0,37	0,21	0,02	0,33	0,26
MgO	15,07	12,32	14,14	16,54	16,53	14,40	14,92	15,99	19,07
CaO	11,23	13,59	10,43	13,09	13,08	11,09	12,57	11,53	10,91
Na <sub>2</sub> O	1,17	0,21	1,49	0,85	0,85	1,23	0,98	1,53	0,15
K <sub>2</sub> O	0,27	0,03	0,39	0,40	0,40	0,08	0,06	0,11	0,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,55	0,00	0,00	0,00	0,08	0,66	0,16	0,51
NiO	0,05	0,17	0,00	0,00	0,00	0,62	0,65	0,36	0,00
<b>Σύνολο</b>	<b>97,75</b>	<b>97,89</b>	<b>97,32</b>	<b>97,23</b>	<b>97,2</b>	<b>97,67</b>	<b>97,55</b>	<b>97,4</b>	<b>96,77</b>
Χημικός Τύπος με βάση τα 23 O									
Si	7,357	7,257	6,325	6,828	6,828	7,291	6,859	7,102	7,577
Al <sub>IV</sub>	0,643	0,743	1,675	1,172	1,172	0,709	1,141	0,898	0,423
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	0,328	0,953	0,225	0,213	0,213	0,635	0,293	0,229	0,220
Ti	0,154	0,000	0,428	0,039	0,039	0,092	0,048	0,089	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,135	0,000	0,925	0,553	0,553	0,166	0,531	0,512	0,768
Cr	0,075	0,062	0,000	0,000	0,000	0,009	0,075	0,018	0,056
Mg	3,199	2,601	3,006	3,533	3,533	3,038	3,192	3,395	3,933
Fe <sup>2+</sup>	1,104	1,135	0,301	0,616	0,616	0,963	0,785	0,675	0,000
Mn	0,000	0,000	0,115	0,046	0,046	0,026	0,002	0,040	0,030
Ni	0,006	0,020	0,000	0,000	0,000	0,071	0,075	0,042	0,000
C	5,001	4,771	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	5,007
Ca	1,713	2,062	1,593	2,009	2,009	1,682	1,932	1,759	1,617

Na	0,287	0,000	0,407	0,000	0,000	0,318	0,068	0,241	0,041
B	2,000	2,062	2,000	2,009	2,009	2,000	2,000	2,000	1,658
Na	0,035	0,057	0,004	0,235	0,235	0,020	0,205	0,181	0,000
K	0,050	0,006	0,071	0,074	0,074	0,014	0,011	0,020	0,091
A	0,085	0,063	0,075	0,309	0,309	0,034	0,216	0,201	0,091

### Όνομασία

Act Hbl	Act Hbl	Fe-Ti Tsc Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Act Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Fe Tr
---------	---------	------------------	--------	--------	---------	--------	--------	-------

**Πίνακας 4.2.** (Συνέχεια πίνακα).

Αμφίβολοι									
(%κβ)	T6_C1- 4a-12	T6_C1- 5a-1	T6_C1- 4a-2	T6_C1- 4a-3	T6_C1- 4a-5	T6_C1- 4a-6	T6_C1- 4a-8	T6_C2- 2a-1	T6_C2- 2a-7
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	53,93	51,74	54,33	56,35	50,17	57,40	48,55	48,88	56,90
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,82	0,16	0,00	0,00	0,92	0,51	0,26	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,47	7,88	5,62	2,50	7,98	1,82	10,95	11,74	2,40
FeO	7,51	8,36	7,08	8,03	10,58	6,91	9,56	10,77	9,13
MnO	0,25	0,67	0,11	0,00	0,19	0,39	0,00	0,10	0,55
MgO	18,23	15,73	17,33	18,92	14,77	18,93	13,10	13,58	17,19
CaO	10,47	10,29	11,01	10,11	12,63	9,87	11,56	10,60	9,68
Na <sub>2</sub> O	1,18	0,99	0,33	0,63	1,06	0,10	2,28	0,59	0,51
K <sub>2</sub> O	0,37	0,00	0,02	0,01	0,05	0,27	0,41	0,00	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,90	0,82	0,62	0,67	0,20	0,39	0,04	0,10
NiO	0,17	0,18	0,59	0,00	0,18	0,00	0,26	0,65	0,00
<b>Σύνολο</b>	<b>96,83</b>	<b>97,56</b>	<b>97,4</b>	<b>97,17</b>	<b>98,28</b>	<b>96,81</b>	<b>97,57</b>	<b>97,21</b>	<b>96,95</b>

### Χημικός Τύπος με βάση τα 23 O

Si	7,521	7,194	7,510	7,735	7,147	7,877	6,967	6,846	7,894
Al <sub>IV</sub>	0,479	0,806	0,490	0,265	0,853	0,123	1,033	1,154	0,106
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	0,256	0,484	0,425	0,140	0,486	0,171	0,818	0,784	0,286
Ti	0,000	0,085	0,017	0,000	0,000	0,095	0,055	0,028	0,024
Fe <sup>3+</sup>	0,679	0,719	0,589	0,913	0,136	0,764	0,000	0,967	0,700
Cr	0,028	0,099	0,089	0,067	0,075	0,022	0,044	0,005	0,011
Mg	3,791	3,260	3,572	3,871	3,136	3,873	2,803	2,836	3,556

Fe <sup>2+</sup>	0,198	0,254	0,230	0,008	1,124	0,029	1,147	0,294	0,359
Mn	0,030	0,079	0,012	0,000	0,022	0,045	0,000	0,012	0,065
Ni	0,020	0,020	0,065	0,000	0,020	0,000	0,030	0,073	0,000
C	5,002	5,000	4,999	4,999	4,999	4,999	4,897	4,999	5,001
Ca	1,565	1,533	1,631	1,487	1,927	1,451	1,777	1,591	1,439
Na	0,320	0,267	0,088	0,168	0,073	0,028	0,223	0,160	0,138
B	1,885	1,800	1,719	1,655	2,000	1,479	2,000	1,751	1,577
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,219	0,000	0,412	0,000	0,000
K	0,066	0,000	0,003	0,002	0,009	0,047	0,074	0,000	0,046
A	0,066	0,000	0,003	0,002	0,228	0,047	0,486	0,000	0,046

Όνομασία

Tr	Mg Hbl	Tr	Fe-sub Ca Tr	Mg Hbl	Fe-sub Ca Tr	Mg Hbl	Fe-Mg Hbl	subCa Tr
----	--------	----	-----------------	--------	-----------------	--------	--------------	-------------

Πίνακας 4.2. (Συνέχεια πίνακα).

Αμφίβολοι

(%κβ)	T6_C2- 2a-8	T6_C2- 2a-9	T6_C2- 2a-10	T6a_C 1-1a-2	T6a_C 1-1a-3	T6a_C 1-1a-8	T6a_C1 -1a-9	T6a_C1 -1a-10	T6a_C1 -2a-2
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	56,38	54,65	57,97	44,56	46,20	50,69	50,37	52,20	55,47
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	1,88	0,00	1,19	0,45	0,44	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	2,12	0,55	13,73	12,69	5,38	6,84	6,05	2,72
FeO	9,65	9,44	6,43	13,57	15,38	11,16	14,11	13,52	11,71
MnO	0,20	0,48	0,18	0,13	0,00	0,17	0,60	0,00	0,23
MgO	18,17	18,81	20,10	9,79	10,59	16,31	13,22	11,98	13,83
CaO	9,62	10,34	11,39	12,48	11,89	12,34	10,50	11,95	13,03
Na <sub>2</sub> O	0,10	1,29	0,00	0,69	0,49	0,00	1,58	0,94	0,73
K <sub>2</sub> O	0,28	0,05	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,08	0,56	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,43	0,00	0,18	0,33	0,31	0,00	0,00	1,02	0,00
<b>Σύνολο</b>	96,91	97,26	97,36	97,54	97,55	97,24	97,67	98,21	97,72

Χημικός Τύπος με βάση τα 23 O

Si	7,783	7,595	7,957	6,530	6,669	7,184	7,213	7,525	7,923
Al <sub>IV</sub>	0,217	0,347	0,043	1,470	1,331	0,816	0,787	0,475	0,077
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000



Al <sub>VI</sub>	0,089	0,000	0,046	0,901	0,829	0,084	0,367	0,553	0,381
Ti	0,000	0,000	0,000	0,207	0,000	0,127	0,048	0,048	0,000
Fe <sup>3+</sup>	1,114	1,019	0,586	0,000	0,687	0,732	0,664	0,000	0,000
Cr	0,022	0,009	0,061	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	3,738	3,897	4,114	2,139	2,279	3,445	2,823	2,575	2,944
Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,078	0,152	1,663	1,169	0,592	1,025	1,630	1,399
Mn	0,024	0,056	0,020	0,016	0,000	0,021	0,073	0,000	0,028
Ni	0,047	0,000	0,020	0,039	0,036	0,000	0,000	0,118	0,000
C	5,034	5,059	4,999	4,990	5,000	5,001	5,000	4,924	4,752
Ca	1,423	1,540	1,675	1,960	1,838	1,873	1,610	1,846	1,994
Na	0,026	0,348	0,000	0,040	0,137	0,000	0,390	0,154	0,006
B	1,449	1,888	1,675	2,000	1,975	1,873	2,000	2,000	2,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,156	0,000	0,000	0,049	0,109	0,196
K	0,050	0,009	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000
A	0,050	0,009	0,000	0,186	0,000	0,000	0,049	0,128	0,196
Ονομασία									
Fe-sub									
Ca Tr	Fe Tr	Tr	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Mg Hbl	Act	Act	

**Πίνακας 4.2.** (Συνέχεια πίνακα).

Αμφίβολοι										
(%κβ)	T6a- C1-2a- 3	T6a- C1-2a- 4	T6a- C1-2a- 5	T6a- C1-2a- 6	T6a- C1-2a- 7	T6a- C3-3a- 1	T6a- C3-3a- 2	T6a- C3-3a- 3	T6a- C3-3a- 4	T6a- C3-3a- 5
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	49,88	50,87	48,25	47,73	46,86	49,30	49,36	50,44	55,71	57,34
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,00	0,88	0,17	1,60	0,09	0,38	0,54	0,39	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,12	9,93	10,51	10,43	9,99	8,72	9,35	5,98	2,18	2,31
FeO	13,85	12,20	13,94	15,32	15,05	13,18	12,48	12,91	7,61	7,96
MnO	0,14	0,00	0,15	0,07	0,00	0,81	0,30	0,35	0,00	0,00
MgO	13,05	12,57	11,95	10,95	11,33	12,44	12,72	14,35	19,60	18,41
CaO	10,67	9,92	10,66	11,14	11,58	11,39	11,00	11,45	11,55	10,84
Na <sub>2</sub> O	1,26	1,36	0,88	1,56	0,73	1,02	1,54	0,83	0,67	0,00
K <sub>2</sub> O	0,18	0,69	0,28	0,18	0,02	0,00	0,26	0,20	0,00	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,09	0,00	0,00	0,22	0,72	0,00	0,00	0,02	0,44

NiO	0,18	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
<b>Σύνολο</b>	<b>97,39</b>	<b>97,74</b>	<b>97,5</b>	<b>97,55</b>	<b>97,38</b>	<b>97,67</b>	<b>97,39</b>	<b>97,35</b>	<b>97,73</b>	<b>97,44</b>

Χημικός Τύπος με βάση τα 23 Ο

Si	7,175	7,214	6,902	6,945	6,808	7,085	7,105	7,235	7,690	7,887
Al <sub>IV</sub>	0,825	0,786	1,098	1,055	1,192	0,915	0,895	0,765	0,310	0,113
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	0,381	0,874	0,674	0,733	0,519	0,562	0,690	0,246	0,046	0,262
Ti	0,091	0,000	0,094	0,019	0,174	0,010	0,041	0,058	0,040	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,562	0,389	0,674	0,337	0,486	0,461	0,251	0,615	0,586	0,583
Cr	0,025	0,010	0,000	0,000	0,025	0,082	0,000	0,000	0,002	0,048
Mg	2,798	2,657	2,547	2,375	2,454	2,665	2,730	3,069	4,033	3,774
Fe <sup>2+</sup>	1,105	1,057	0,993	1,527	1,342	1,123	1,251	0,933	0,293	0,333
Mn	0,017	0,000	0,018	0,008	0,000	0,098	0,037	0,043	0,000	0,000
Ni	0,021	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,000	0,000
C	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	5,001	5,000	4,999	5,000	5,000
Ca	1,644	1,508	1,633	1,736	1,802	1,754	1,697	1,760	1,708	1,598
Na	0,352	0,373	0,243	0,264	0,198	0,246	0,303	0,232	0,179	0,000
B	1,996	1,881	1,876	2,000	2,000	2,000	2,000	1,992	1,887	1,598
Na	0,000	0,000	0,000	0,177	0,007	0,037	0,127	0,000	0,000	0,000
K	0,034	0,124	0,052	0,034	0,004	0,000	0,048	0,036	0,000	0,024
A	0,034	0,124	0,052	0,211	0,011	0,037	0,175	0,036	0,000	0,024

Όνομασία

Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Tr	Tr
Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl		

Πίνακας 4.2. (Συνέχεια πίνακα).

Αμφίβολοι

(%κβ)	T4_C3-6a-3	T4_C3-6a-4	T4_C3-6a-6	T4_C3-6a-7
	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	54,97	55,35	55,52	55,02
TiO <sub>2</sub>	0,39	1,80	0,48	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,81	3,94	3,82	2,94
FeO	7,25	8,18	8,47	7,54
MnO	0,55	0,00	0,00	0,00



MgO	17,03	14,63	16,23	17,06
CaO	13,20	12,77	12,45	12,53
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,48	0,54	0,57
K <sub>2</sub> O	0,00	0,18	0,00	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,00	0,00	0,14
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σύνολο</b>	<b>97,74</b>	<b>97,33</b>	<b>97,42</b>	<b>97,40</b>

Χημικός Τύπος με βάση τα 23 O

Si	7,714	7,796	7,804	7,741
Al <sub>IV</sub>	0,286	0,204	0,196	0,259
T	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>VI</sub>	0,344	0,451	0,436	0,229
Ti	0,041	0,190	0,050	0,162
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,027	0,000	0,000	0,015
Mg	3,563	3,072	3,401	3,577
Fe <sup>2+</sup>	0,851	0,964	0,995	0,887
Mn	0,066	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
C	4,892	4,677	4,909	4,870
Ca	1,984	1,928	1,874	1,889
Na	0,016	0,072	0,126	0,111
B	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,066	0,058	0,022	0,045
K	0,000	0,033	0,000	0,012
A	0,066	0,091	0,022	0,057
Ονομασία				
	Act	Act	Act	Act

#### 4.1.4. Πυρόξενοι

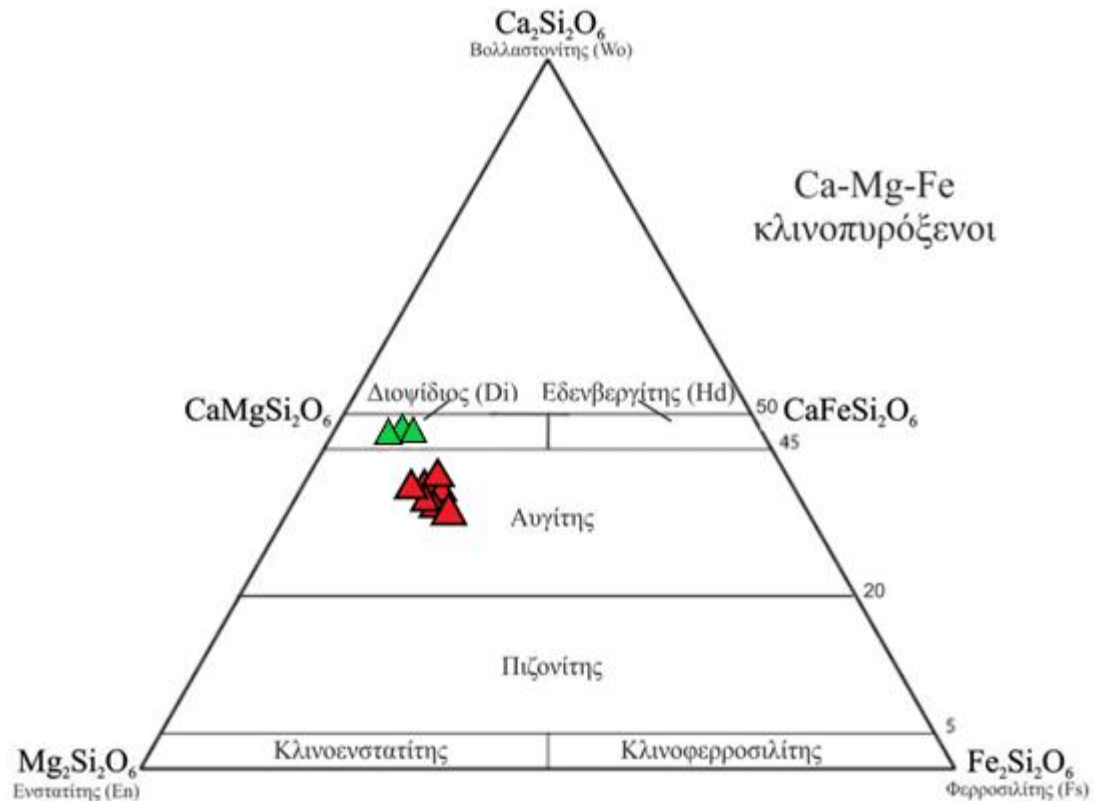
Οι πυρόξενοι είναι ομάδα ορυκτών που ανήκουν στα ινοπυριτικά ορυκτά. Διαιρούνται σε δύο υποομάδες, τους κλινοπυρόξενους, οι οποίοι κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές σύστημα και τους ορθοπυρόξενους, οι οποίοι κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα. Ο γενικός χημικός τύπος των πυροξένων (Morimoto et al. 1989) είναι:



όπου τη θέση  $M_2$  καταλαμβάνουν τα κατιόντα  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Li^+$  και  $Na^+$ , τη θέση  $M_1$  καταλαμβάνουν τα κατιόντα  $Ti^{3+}$ ,  $Se^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  και  $Mn^{2+}$  και τη θέση  $T$  καταλαμβάνουν τα κατιόντα  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  και  $Fe^{3+}$ .

Χημικά οι πυρόξενοι χωρίζονται σε τέσσερις κύριες ομάδες τους Ca-Mg-Fe-ούχους πυρόξενους, τους Ca-Na-ούχους πυρόξενους, Na-ούχους πυρόξενους και «άλλους» πυρόξενους (Morimoto et al. 1989). Στη φύση η πιο διαδεδομένη κατηγορία είναι οι Ca-Mg-Fe-ούχοι πυρόξενοι, οι οποίοι σχηματίζουν στερεά διαλύματα ευρείας κλίμακας που προβάλλονται στο τριαδικό σύστημα  $Mg_2Si_2O_6$  (En)-  $Fe_2Si_2O_6$  (Fs)-  $Ca_2Si_2O_6$  (Wo).

Από τις μικροαναλύσεις που έγιναν στις τομές, εντοπίστηκε πυρόξενος μόνο στο γάββρο (Πίνακας 4.3). Πρόκειται για κλινοπυρόξενους με σύσταση αυγίτη που στην περιφέρεια αποκτούν σύσταση διοψιδίου. Η μέση σύστασή του είναι 43,8% ενστατίτης (En), 12,8% φερροσιλίτης (Fs) και 43,4% βολλαστονίτης (Wo)  $[En_{43,8}Fs_{12,8}Wo_{43,4}]$  που προβάλλεται στο πεδίο της σύστασης του αυγίτη (Σχήμα 4.3).



**Σχήμα 4.3.** Προβολή των συστάσεων των κλινοπυροξένων του γάββρου στο σύστημα En-Fs-Wo, κατά τους Morimoto et al. (1988). Στο σχήμα φαίνονται οι πυρήνες σύστασης αυγίτη (κόκκινο τρίγωνο) και οι περιφέρειες σύστασης διοψίδιου (πράσινο τρίγωνο).

**Πίνακας 4.3.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος πυρόξενων από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

Πυρόξενοι										
(%κβ )	T6_C2 -1α-1	T6_C2 -1α-2	T6_C2 -1α-3	T6_C2 -1α-4	T6_C2 -1α-5	T6_C2 -1α-6	T6_C2 -1α-7	T6_C2 -2α-4	T6_C2 -2α-5	T6_C2 -6α-6
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	51,61	52,54	49,69	51,01	50,96	50,78	51,28	51,88	53,14	51,46
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,00	1,34	0,81	0,60	0,07	0,65	0,60	1,04	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	2,84	2,62	4,15	3,34	4,12	4,64	2,57	1,86	2,97
FeO	7,88	8,02	6,19	8,15	7,03	7,98	8,21	8,01	6,31	6,90
MnO	1,17	0,15	0,70	0,00	0,00	0,41	0,03	0,23	0,54	0,06
MgO	15,18	14,50	14,55	13,02	14,65	15,36	15,79	15,49	15,27	15,96

CaO	20,04	20,07	22,89	21,63	21,71	19,63	17,78	20,81	20,77	20,93
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,76	1,02	0,37	0,78	0,91	0,35	0,04	0,82	0,08
K <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,30	0,22	0,00	0,11	0,35	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,45	0,54	0,29	1,05	0,63	0,10	0,40	0,06	0,38
NiO	0,00	0,39	0,00	0,31	0,00	0,14	0,44	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,08	99,72	99,84	99,96	100,12	100,14	99,62	100,03	99,81	99,93

Χημικός Τύπος με βάση τα 6 Ο

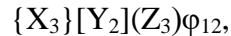
Si	1,909	1,946	1,831	1,900	1,876	1,861	1,894	1,921	1,959	1,900
Al <sub>IV</sub>	0,091	0,054	0,114	0,100	0,124	0,139	0,106	0,079	0,041	0,100
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al <sub>VI</sub>	0,055	0,070	0,000	0,082	0,021	0,039	0,097	0,033	0,040	0,029
Fe <sup>3+</sup>	0,021	0,025	0,135	0,001	0,095	0,148	0,011	0,004	0,000	0,000
Ti	0,012	0,000	0,037	0,023	0,017	0,002	0,018	0,017	0,029	0,033
Cr	0,006	0,013	0,016	0,009	0,030	0,018	0,003	0,012	0,002	0,011
Ni	0,000	0,012	0,000	0,009	0,000	0,004	0,013	0,000	0,000	0,000
Mg	0,837	0,801	0,799	0,723	0,804	0,789	0,858	0,855	0,839	0,878
Fe <sup>2+</sup>	0,069	0,079	0,000	0,153	0,033	0,000	0,000	0,080	0,090	0,049
Mn	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,012	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,154	0,144	0,000	0,100	0,088	0,097	0,242	0,165	0,104	0,164
Mn	0,037	0,005	0,009	0,000	0,000	0,013	0,001	0,007	0,017	0,002
Ca	0,794	0,796	0,904	0,863	0,856	0,771	0,704	0,825	0,820	0,828
Na	0,013	0,055	0,073	0,027	0,056	0,065	0,025	0,003	0,059	0,006
K	0,003	0,000	0,014	0,011	0,000	0,005	0,017	0,000	0,000	0,000
M2	1,001	1,000	1,000	1,001	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000

Ακραία Μέλη

<b>En</b>	43,8	43,3	41,7	39,3	42,8	44,9	47,6	44,2	44,9	45,7
<b>Fs</b>	14,7	13,7	11,1	13,8	11,5	13,8	13,9	13,2	11,3	11,2
<b>Wo</b>	41,5	43,0	47,2	46,9	45,6	41,3	38,5	42,6	43,8	43,1

#### 4.1.5. Γρανάτης

Οι γρανάτες αποτελούν μία σημαντική ομάδα των νησοφυρτικών ορυκτών. Κρυσταλλώνονται στο κυβικό σύστημα και εντοπίζονται σε ένα ευρύ πεδίο γεωλογικών περιβαλλόντων (Deer et al. 1997). Ο γενικός χημικός τύπος των γρανατών μπορεί να αποτυπωθεί ως εξής:



όπου η θέση {X} καταλαμβάνεται από  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Y^{3+}$  και  $Fe^{2+}$ , η θέση [Y] καταλαμβάνεται από  $Mg^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Si^{4+}$ ,  $Ti^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Sc^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $V^{5+}$ ,  $Zr^{4+}$ , και  $Sn^{4+}$ , η θέση (Z) καταλαμβάνεται από  $Al^{3+}$ ,  $Si^{4+}$  και  $Fe^{3+}$  και η θέση φ καταλαμβάνεται από  $O^{2-}$  και  $F^-$  (Hawthorne 1981). Στους ένυδρους γρανάτες γίνεται αντικατάσταση με βάση το μηχανισμό  $(O_4H_4)^{4-} = (SiO_4)^{4-}$ . Επίσης μπορεί να θεωρηθεί ότι συμβαίνει η εξής αντικατάσταση  $H_4^{4+} = Si^{4+}$ . Στη χημική σύσταση των γρανατών συμμετέχουν σε μικρότερες ποσότητες, εκτός από αυτά που αναφέρθηκαν παραπάνω, και τα ακόλουθα ιχνοστοιχεία Li, P, S, Cl, K, Ni, Zn, As, Sr, Nb, Te, Ba, REE, Hf, W και Th (Amthauer et al. 1979, Deer et al. 1997, Galuskina et al. 2005, Chakhmouradian et al. 2008).

Η κρυσταλλική δομή των γρανατών μπορεί να περιέχει πολλά διαφορετικά στοιχεία και παρουσιάζει σημαντική χημική διαφοροποίηση, αυτός είναι και ο λόγος που η σύστασή τους εκφράζεται σε ποσοστιαίες αναλογίες των ακραίων μελών τους (Hawthorne 2002). Στη φύση εντοπίζονται 15 ακραία μέλη των γρανατών, όμως σύμφωνα με τους Mandarino and Back (2004) αυτά τα 15 ακραία μέλη δεν επαρκούν για να εκφραστεί πλήρως η χημική τους σύσταση. Σύμφωνα με τον Lockock (2008), η σύσταση των γρανατών μπορεί να υπολογιστεί λαμβάνοντας υπόψη, πέραν των 15 φυσικών μελών, άλλων 14 υποθετικών μελών, τα οποία παρατίθενται παρακάτω (Πίνακας 4.4).

**Πίνακας 4.4.** Τα 29 ακραία μέλη, 15 φυσικά και 14 υποθετικά (πλάγια γραφή) σύμφωνα με τον Locock (2008).

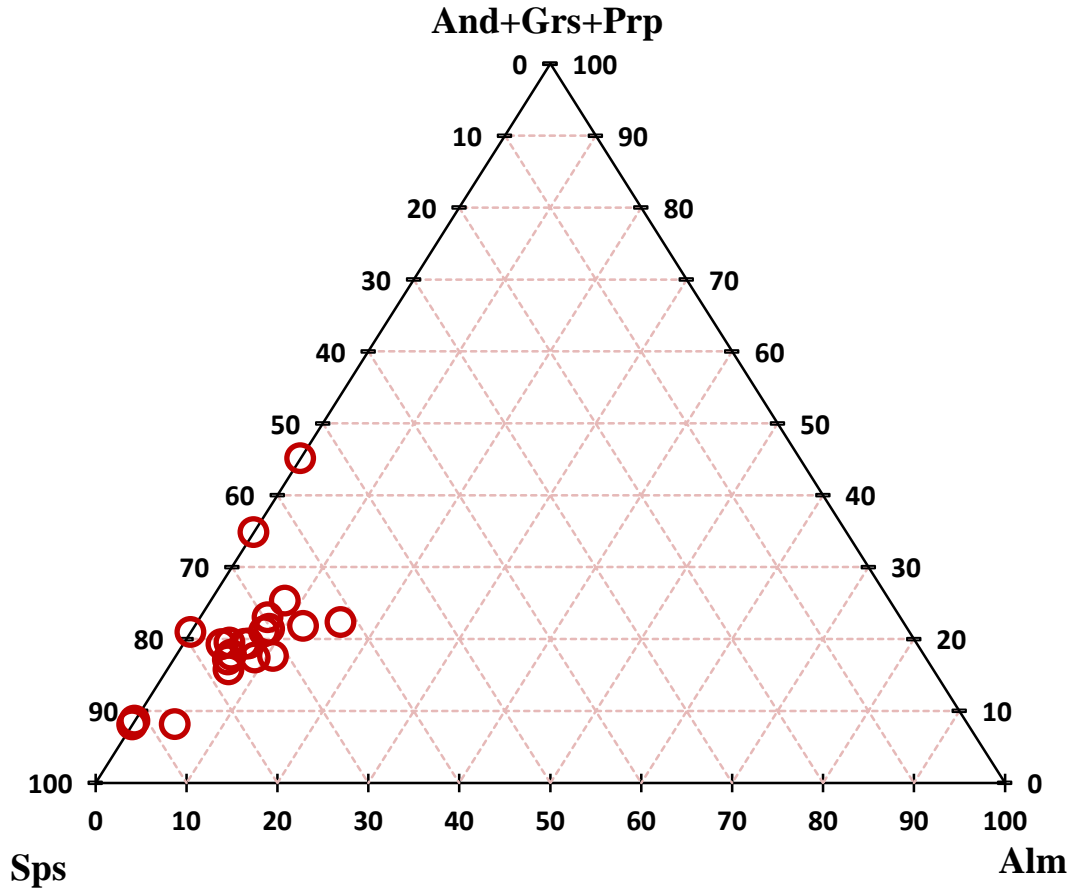
Ακραίο Μέλος	Χημικός Τύπος	Ακραίο Μέλος	Χημικός Τύπος
Χερνιτερμερίτης	$\{Ca_3\}[Mn_2](SiO_4)_2(OH)_4$	Ματζορίτης	$\{Mg_3\}[SiMg](Si_3)O_{12}$
Μπλουθίτης	$\{Mn_3\}[Mn_2](Si_3)O_{12}$	Sc-Γρανάτης	$\{Ca_3\}[Sc_2](Si_3)O_{12}$
Κατοΐτης	$\{Ca_3\}[Al_2](OH)_{12}$	Γκολντμανίτης	$\{Ca_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
F-Ca Γρανάτης	$\{Ca_3\}[Al_2](F)_3O_{12}$	Ιαματοΐτης	$\{Mn_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
F-Mn Γρανάτης	$\{Mn_3\}[Al_2](F)_3O_{12}$	Ουβαροβίτης	$\{Ca_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Υτρογρανάτης	$\{Y_3\}[Al_2](Al_3)O_{12}$	Κνοριγγίτης	$\{Mg_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Κιμζώιτης	$\{Ca_3\}[Zr_2](SiAl_2)O_{12}$	Σπεσσαρτίνης	$\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Fe-Κιμζώιτης	$\{Ca_3\}[Zr_2](SiFe_2)O_{12}$	Πυρωπό	$\{Mg_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Sn-Γρανάτης	$\{Ca_3\}[SnFe](Si_3)O_{12}$	Αλμανδίνης	$\{Fe_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Σορλομίτης	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiFe_2)O_{12}$	Γροσσουλάριος	$\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Al-Σορλομίτης	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiAl_2)O_{12}$	Ανδραδίτης	$\{Ca_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Μοριμοτοΐτης	$\{Ca_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$	Καλδερίτης	$\{Mn_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Na-Ti Γρανάτης	$\{Na_2Ca\}[Ti_2](Si_3)O_{12}$	Σκιαγίτης	$\{Fe_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Μοριμοτοΐτης-Mg	$\{Ca_3\}[TiMg](Si_3)O_{12}$	Χοχαρίτης	$\{Mg_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Μοριμοτοΐτης-Fe	$\{Fe_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$		

Στις τομές των δειγμάτων εντοπίστηκε γρανάτης στην επαφή μεταρυσίτου-γάββρου. Οι γρανάτες που εντοπίστηκαν είναι μικροί σε μέγεθος, εμφανίζονται θραυσμένοι και αναπτύσσονται στις μικρορωγμές του πετρώματος. Γεωχημικά είναι ιδιαίτερα πλούσιοι σε MnO, με ποσοστό που κυμαίνεται από 23,4% έως 36,2% κ.β., ενώ δεν εμφανίζουν ζώνωση. Έχουν κυρίως σύσταση σπεσσαρτίνη με τιμές που κυμαίνεται από 41,1% έως 82,4%, ενώ αξίζει να σημειωθεί ότι η πλειοψηφία των κρυστάλλων έχουν σύσταση σπεσσαρτίνη άνω του 60%. Εκτός του σπεσσαρτίνη, οι συστάσεις των γρανατών κυμαίνονται κυρίως μεταξύ των μελών ανδραδίτη, πυρωπό και γροσσουλάριο (Σχήμα 4.4).

Παρακάτω δίνονται οι αναλύσεις των γρανατών από την επαφή μεταρυσίτου-γάββρου (πίνακας 4.5). Τα ακραία μέλη που εντοπίζονται είναι ο Μπλουθίτης (Blyt), αργιλιούχος Σορλομίτης (Al-Sch), Μοριμοτοΐτης (Mor), Νατριούχος-Τιτανιούχος



Γρανάτης (Na-TiGrt), Ματζορίτης (Maj), Ουβαροβίτης (Uv), Σπεσσαρτίνης (Sps), Πυρωπό (Prp), Αλμανδίνης (Alm), Γροσσουλάριος (Grs), Ανδραδίτης (And), Καλδερίτης (Cal), Χοχαρίτης (Kho) και Σκιαγίτης (Sk).



Σχήμα 4.4. Προβολή των συστάσεων των γρανατών στο τριγωνικό σύστημα And+Grs+Prp-Sps-Alm.

Πίνακας 4.5. Μικροαναλύσεις γρανατών από το πέτρωμα που αναλύθηκε.

Γρανάτες							
(%κβ)	T1-1a-4	T1-1a-5	T1-1a-6	T1-2a-1	T1-2a-2	T1-2a-3	T1-3a-1
	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	36,77	36,14	36,54	36,56	36,37	36,88	37,01
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,86	0,17	1,39	0,42	0,57	0,59

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,80	17,07	21,30	13,92	20,35	19,46	21,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,00	0,16	0,13	0,08	0,13	0,02
FeO/FeO <sub>tot</sub>	5,11	4,84	3,57	2,90	3,45	3,76	3,60
MnO	29,74	36,19	31,67	32,13	32,61	31,95	28,82
MgO	0,10	0,23	0,36	0,08	0,01	0,02	0,62
CaO	7,14	4,23	6,40	12,26	7,01	7,11	8,29
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,40	99,56	100,17	99,88	100,30	99,88	99,97

#### Επανυπολογισμός (%κ.β.)

FeO	4,98	1,50	2,94	0,00	1,83	3,10	3,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	3,71	0,70	3,22	1,80	0,72	0,00
MnO	29,74	36,19	31,67	26,41	32,61	31,95	28,82
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	6,29	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	99,42	99,94	100,25	100,77	100,47	99,95	99,98

#### Ακραία Μέλη

Blyt				19,78			
Al-Sch		0,17	0,52	0,75	1,27		1,18
Mor	3,25	5,01				3,50	
Na-TiGrt				3,51			
Maj	0,31						
Uv	0,67		0,51	0,40	0,25	0,43	0,07
Sps	68,58	83,23	72,17	41,09	74,59	73,49	65,43
Prp			1,43	0,34	0,04	0,08	2,49
Alm	10,27		6,61		4,13	5,74	8,08
Grs	16,45		17,42	24,78	15,67	14,11	22,44
And	0,45	7,35		8,65	3,10	2,22	
Cal		1,49					
Sk		1,79					
Kho		0,96					



Υπόλοιπο	0,04		1,33	0,71	0,95	0,43	0,31
Σύνολο	100,02	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00

**Πίνακας 4.5.** (συνέχεια πίνακα).

<b>Γρανάτες</b>							
(%κβ)	T1-3a-2	T1-3a-3	T1-3a-6	T1-3a-7	T1-4a-2	T1-5a-6	T1-5a-8
	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	36,74	36,28	36,85	38,09	36,15	36,92	36,38
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,28	0,62	0,00	0,74	0,51	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,10	19,71	18,10	14,73	16,52	20,82	20,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
FeO/FeO <sub>tot</sub>	3,50	5,11	5,29	13,60	5,88	3,86	2,83
MnO	30,02	32,16	35,53	23,41	35,66	31,78	32,17
MgO	0,00	0,07	0,20	6,05	0,73	0,01	0,00
CaO	8,36	6,25	3,33	4,10	3,99	6,14	7,34
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,08	0,23	0,21	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,19	100,02	100,15	100,20	99,66	100,14	99,95
<b>Επανυπολογισμός (%κ.β.)</b>							
FeO	3,25	2,59	2,97	4,82	1,36	3,86	2,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	2,80	2,58	9,76	5,02	0,00	0,74
MnO	30,02	32,16	35,53	23,41	35,66	31,78	32,17
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,23	100,30	100,41	101,17	100,17	100,14	100,02
<b>Ακραία Μέλη</b>							
Blyt							
Al-Sch	1,44	0,87			0,41	0,31	2,23
Mor			2,68		3,80		
Na-TiGrt			0,57				
Maj				0,05			
Uv		0,28				0,34	

Sps	68,29	73,94	82,34	52,63	80,15	72,76	73,72
Prp		0,26	0,80	16,47		0,04	
Alm	7,29	5,87	4,41			8,73	4,89
Grs	22,62	12,20				17,13	17,03
And		4,83	6,89	11,67	7,60		2,02
Cal					3,17		
Sk			1,07	10,70	1,86		
Kho				6,87	3,01		
Υπόλοιπο	0,36	1,74	1,24	1,61		0,69	0,10
Σύνολο	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99

**Πίνακας 4.5.** (συνέχεια πίνακα).

<b>Γρανάτες</b>							
(%κβ)	T1-5a-9	T1-5a-10	T1-5a-11	T2-3a-1	T2-4a-1	T2-4a-2	T2-4a-3
	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	37,34	37,11	37,58	38,18	36,78	36,41	35,89
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,52	0,36	0,40	0,39	0,00	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,41	20,62	17,57	18,84	18,13	19,09	13,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,12	0,22	0,00	0,28	0,02	0,00
FeO/FeO <sub>tot</sub>	4,99	3,67	5,86	8,68	8,58	6,67	10,86
MnO	29,94	30,13	31,54	26,09	28,13	30,45	31,74
MgO	0,61	0,23	2,02	0,21	0,43	0,31	0,00
CaO	8,02	7,21	5,15	7,28	7,28	6,74	6,90
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,15	0,00	0,67	0,13	0,00	0,02
Σύνολο	99,98	99,75	100,31	100,36	100,13	99,69	99,74
<b>Επανυπολογισμός (%κ.β.)</b>							
FeO	3,42	3,67	3,12	6,75	5,14	3,50	2,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	0,00	3,04	2,14	3,82	3,52	9,50

MnO	29,94	30,13	31,54	26,09	28,13	30,45	31,74
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	100,15	99,76	100,61	100,57	100,51	100,04	100,69

#### Ακραία Μέλη

Blyt							
Al-Sch					0,43		0,37
Mor	3,12		2,21				2,22
Na-TiGrt		1,15		1,21	0,76		0,16
Maj	1,47		4,07				
Uv	0,50	0,37	0,71		0,91	0,07	
Sps	68,59	68,85	72,05	59,23	64,61	70,20	67,44
Prp		0,93	2,70	0,86	1,74	1,27	
Alm	6,70	8,27	6,30	15,14	11,66	7,97	
Grs	12,73	20,08	2,70	14,08	8,43	11,04	
And	5,33		9,27	6,44	11,13	8,55	17,91
Cal							7,28
Sk							4,62
Kho							
Υπόλοιπο	1,57	0,35		3,05	0,31	0,90	
Σύνολο	100,01	100,00	100,01	100,01	99,98	100,00	100,00

#### 4.1.6. Μαγνητίτης

Ο μαγνητίτης είναι ορυκτό του σιδήρου και κρυσταλλώνεται στο κυβικό σύστημα. Ο γενικός χημικός του τύπος είναι Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>. Ο μαγνητίτης εμφανίζει έντονες μαγνητικές ιδιότητες και συναντάται πολύ συχνά στα πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα.

Στις τομές που αναλύθηκαν εντοπίζεται μαγνητίτης στην επαφή μεταρυσίτου-γάββρου και στο βασάλτη (Πίνακας 4.6). Ο μαγνητίτης στη θέση επαφής φαίνεται να αναπτύσσεται στα σπασίματα του πετρώματος μαζί με το γρανάτη. Το FeO κυμαίνεται από 88% έως 92% κ.β., το TiO<sub>2</sub> κυμαίνεται από 0% έως 1,5% κ.β. και το MnO φτάνει το

1,61% κ.β., ενώ εντοπίστηκε και κρύσταλλος πλούσιος σε MnO με ποσοστό 7,25%, FeO 72,1% και Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,68%. Στο μαγνητίτη του βασάλτη το ποσοστό του FeO κυμαίνεται από 80% έως 93% κ.β., ενώ εντοπίζονται κρύσταλλοι είτε φτωχοί σε τιτάριο με ποσοστό από 0% έως 0,3% κ.β., είτε πλούσιοι σε τιτάριο με ποσοστό από 3,66% έως 9,94% κ.β.

**Πίνακας 4.6.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος μαγνητίτη από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

<b>Μαγνητίτης</b>									
(%κβ)	T1_1α- 3	T1_3α- 4	T1_4α- 3	T1_4α- 4	T2_1α- 7	T2_3α- 3	T2_4α- 4	T2_4α- 5	T2_4α- 7
	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	1,96	1,37	1,53	1,71	0,33	2,87	2,99	0,58	1,19
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,22	0,11	0,00	0,55	1,41	1,23	0,48	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,55	0,11	0,17	0,13	8,68	0,87	0,00	0,60
FeO	89,12	89,03	90,99	89,74	91,95	72,10	89,08	91,40	88,65
MnO	1,17	0,88	0,29	0,65	0,06	7,25	0,00	0,27	1,61
MgO	0,21	0,49	0,11	0,25	0,16	0,72	0,00	0,30	0,00
CaO	0,54	0,35	0,08	0,25	0,04	1,77	0,00	0,00	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,36	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
ZnO	0,08	0,00	0,00	0,26	0,00	0,36	0,00	0,15	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,45	0,00	0,22	0,15	0,00	0,09	0,00	0,07
NiO	0,00	0,05	0,04	0,08	0,23	0,00	0,00	0,11	0,15
Σύνολο	94,07	93,75	93,26	93,39	93,60	95,16	94,26	93,49	93,40
<b>Επανυπολογισμός (% κ.β.)</b>									
FeO	31,67	31,16	32,55	31,71	31,70	26,90	36,37	31,39	31,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,85	64,31	64,95	64,50	66,96	50,23	58,58	66,69	63,02
Σύνολο	100,48	100,18	99,77	99,85	100,30	100,19	100,13	100,17	99,72
<b>Χημικός Τύπος με βάση τα 4 O</b>									
Si	0,074	0,052	0,058	0,065	0,013	0,103	0,113	0,022	0,045

Ti	0,000	0,006	0,003	0,000	0,016	0,038	0,035	0,014	0,032
Al	0,020	0,024	0,005	0,008	0,006	0,366	0,039	0,000	0,027
Fe <sup>3+</sup>	1,815	1,834	1,871	1,852	1,929	1,353	1,663	1,921	1,814
Fe <sup>2+</sup>	1,001	0,988	1,042	1,012	1,015	0,805	1,148	1,005	1,022
Mn	0,038	0,028	0,009	0,021	0,002	0,220	0,000	0,009	0,052
Mg	0,012	0,028	0,007	0,014	0,009	0,039	0,000	0,017	0,000
Ca	0,022	0,014	0,004	0,010	0,001	0,068	0,000	0,000	0,002
Cr	0,013	0,011	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Zn	0,002	0,000	0,000	0,007	0,000	0,009	0,000	0,004	0,000
V	0,003	0,014	0,000	0,007	0,004	0,000	0,003	0,000	0,002
Ni	0,000	0,001	0,001	0,002	0,007	0,000	0,000	0,003	0,005
Σύνολο	3,000	3,000	3,000	3,000	3,002	3,001	3,001	3,001	3,001

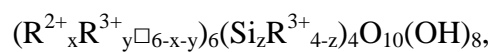
**Πίνακας 4.6.** (συνέχεια πίνακα).

<b>Μαγνητίτης</b>						
	T4_C2-	T4_C2-	T1_C2-	T4_C3-	T4_C3-	T2_C3-
(%κβ)	1α-1	1α-2	1α-3	1α-1	1α-2	1α-3
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	0,14	0,44	0,83	0,00	0,50	2,67
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,13	0,23	3,66	9,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,15	0,32	0,50	0,24	0,00
FeO	92,45	91,53	89,93	91,73	88,83	80,06
MnO	0,21	0,30	0,27	0,16	0,16	0,32
MgO	0,13	0,22	0,91	0,01	0,00	0,89
CaO	0,06	0,05	0,03	0,26	0,03	1,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,40
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,17	0,80	0,07	0,19	0,00

NiO	0,25	0,21	0,00	0,21	0,21	0,16
Σύνολο	93,41	93,07	93,22	93,17	93,92	95,60
<b>Επανυπολογισμός (% κ.β.)</b>						
FeO	30,75	30,83	30,57	30,77	34,86	40,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,56	67,46	65,97	67,74	59,98	43,72
Σύνολο	100,27	99,85	99,83	99,96	99,93	99,98
<b>Χημικός Τύπος με βάση τα 4 O</b>						
Si	0,005	0,017	0,032	0,000	0,019	0,100
Ti	0,000	0,000	0,004	0,007	0,105	0,279
Al	0,003	0,007	0,015	0,022	0,011	0,000
Fe <sup>3+</sup>	1,980	1,950	1,890	1,958	1,728	1,228
Fe <sup>2+</sup>	0,987	0,991	0,974	0,989	1,116	1,272
Mn	0,007	0,010	0,009	0,005	0,005	0,010
Mg	0,007	0,013	0,052	0,001	0,000	0,050
Ca	0,002	0,002	0,001	0,011	0,001	0,046
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,012
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,003	0,005	0,024	0,002	0,006	0,000
Ni	0,008	0,007	0,000	0,007	0,007	0,005
Σύνολο	3,002	3,002	3,001	3,002	3,001	3,002

#### 4.1.7. Χλωρίτης

Ο χλωρίτης αποτελεί ομάδα ένυδρων φυλλοπυριτικών ορυκτών και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα. Αποτελεί χαρακτηριστικό ορυκτό της χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης των πετρωμάτων. Επίσης βρίσκεται στα ιζηματογενή πετρώματα μαζί με ορυκτά της αργίλου, καθώς και στα πυριγενή πετρώματα σαν προϊόν υδροθερμικής αλλοίωσης των βιοτιτών και άλλων σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών. Ο γενικός χημικός τύπος της ομάδας των χλωριτών μπορεί να αποτυπωθεί ως εξής:





όπου η θέση  $R^{2+}_x$  καταλαμβάνεται από  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$  και  $Cu^{2+}$ , η θέση  $R^{3+}_y$  καταλαμβάνεται από  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$  και  $V^{3+}$ , η θέση  $\square_{6-x-y}$  αποτελεί το κενό στη διάταξη που παραμένει στη δομή και η θέση  $R^{3+}_{4-z}$  καταλαμβάνεται από  $Al^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$  και  $V^{3+}$ . Οι χλωρίτες ανάλογα με την περιεκτικότητα τους σε Mg, Fe και Al, χωρίζονται σε τύπου I (δι-οκταεδρικοί) και τύπου II (τρι-οκταεδρικοί) (Zane & Weiss 1998).

Ορυκτά της ομάδας του χλωρίτη εντοπίστηκαν στην επαφή μεταρύλιθου-γάββρου, στο βασάλτη και στο γάββρο (Πίνακας 4.7). Στη θέση επαφής εντοπίστηκαν χλωρίτες σύστασης πυκνόχλωρου (pchl) και διαβαντίτη (diab), που είναι σιδηρούχες μορφές του κλινόχλωρου ενώ το ποσοστό τους σε MnO κυμαίνεται από 2,5% έως 7,5% κ.β. Στο γάββρο οι χλωρίτες που εντοπίστηκαν είναι σύστασης διαβαντίτη (diab) και στο βασάλτη σύστασης πυκνόχλωρου (pchl) και διαβαντίτη (diab).

**Πίνακας 4.7.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος χλωρίτη από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

<b>Χλωρίτης</b>									
(%κβ)	T1-5a-1	T1-5a-7	T2-1a-1	T2-1a-2	T2-1a-3	T2-2a-1	T2-2a-2	T2-3a-2	T2-3a-4
	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	40,87	39,35	29,20	30,63	30,80	29,52	28,50	29,02	30,67
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,39	0,12	0,00	0,42	0,00	0,00	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	15,93	18,69	18,38	18,12	19,47	18,71	20,16	19,01
FeO	16,57	13,11	18,84	17,25	18,59	18,78	19,70	18,95	17,87
MnO	2,87	2,59	5,70	7,08	5,70	5,61	7,21	5,65	5,71
MgO	10,05	13,99	14,50	12,82	12,76	13,88	14,08	13,49	14,02
CaO	1,38	1,10	0,28	0,19	0,78	0,00	0,00	0,00	0,34
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,00	0,04	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,51
K <sub>2</sub> O	0,22	0,11	0,25	0,00	0,17	0,00	0,39	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,33	0,08	0,00	0,00	0,72	0,14	0,52	0,00
NiO	0,03	0,00	0,00	1,41	0,97	0,07	0,00	0,47	0,00
Σύνολο	87,10	86,51	87,97	87,88	88,04	88,47	88,73	88,26	88,35
Χημικός τύπος με βάση τα 28 O									

Si	7,838	7,515	6,016	6,291	6,318	6,011	5,919	5,947	6,199
Al <sub>iv</sub>	0,162	0,485	1,984	1,709	1,682	1,989	2,081	2,053	1,801
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sub>vi</sub>	3,317	3,203	2,592	2,790	2,751	2,731	2,525	2,861	2,784
Ti	0,000	0,000	0,060	0,019	0,000	0,065	0,000	0,000	0,033
Cr	0,001	0,049	0,013	0,000	0,000	0,116	0,023	0,084	0,000
Fe <sup>3+</sup>	1,720	1,542	0,377	0,623	0,551	0,549	0,214	0,495	0,496
Fe <sup>2+</sup>	0,938	0,551	2,868	2,341	2,638	2,650	3,208	2,753	2,524
Mn	0,466	0,420	0,995	1,233	0,990	0,967	1,268	0,981	0,978
Mg	2,872	3,982	4,452	3,924	3,903	4,213	4,358	4,122	4,223
Ni	0,004	0,000	0,000	0,234	0,159	0,012	0,000	0,077	0,000
Ca	0,284	0,226	0,062	0,042	0,172	0,000	0,000	0,000	0,074
Na	0,155	0,000	0,028	0,000	0,118	0,000	0,000	0,000	0,399
K	0,106	0,055	0,129	0,000	0,086	0,000	0,206	0,000	0,000
X	9,863	10,028	11,576	11,206	11,368	11,303	11,802	11,373	11,511
<b>Όνομασία</b>									
	diab	diab	pchl	diab	diab	pchl	pchl	pchl	pchl

**Πίνακας 4.7.** (συνέχεια πίνακα).

<b>Χλωρίτης</b>								
(%κβ)	T6_C2- 2a-2	T6_C2- 2a-2	T6_C2- 2a-11	T4_C1- 1a-3	T4_C1- 1a-4	T4_C1- 4a-1	T4_C1- 4a-2	T4_C1- 4a-3
	Gb	Gb	Gb	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	32,35	34,64	35,70	33,23	31,40	31,76	32,53	30,45
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,33	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	15,25	16,29	17,11	18,18	18,12	15,26	17,65
FeO	17,96	15,56	16,48	13,71	16,10	16,10	21,31	17,75
MnO	0,15	0,58	0,19	0,64	0,54	0,21	0,40	0,95
MgO	20,52	19,87	16,29	22,08	20,71	20,55	17,38	20,25
CaO	0,00	0,00	0,24	0,27	0,60	0,42	1,08	0,32

Na <sub>2</sub> O	0,31	0,00	0,28	0,00	0,39	0,10	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,37	0,17	0,74	0,22	0,20	0,03	0,00	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,90	0,50	0,00	0,00	0,00	0,07	0,30
NiO	0,00	0,00	0,28	0,12	0,00	0,00	0,16	0,00
Σύνολο	87,52	87,30	87,02	87,38	88,12	87,29	88,19	87,88

Χημικός τύπος με βάση τα 28 O

Si	6,460	6,781	6,972	6,480	6,188	6,279	6,572	6,107
Al	1,540	1,219	1,028	1,520	1,812	1,721	1,428	1,893
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	2,149	2,349	2,805	2,452	2,447	2,539	2,234	2,301
Ti	0,050	0,048	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017
Cr	0,000	0,139	0,076	0,000	0,000	0,000	0,011	0,047
Fe <sup>3+</sup>	0,304	0,749	0,916	0,498	0,266	0,435	0,459	0,263
Fe <sup>2+</sup>	2,695	1,798	1,776	1,738	2,387	2,228	3,141	2,715
Mn	0,025	0,096	0,031	0,106	0,091	0,035	0,068	0,161
Mg	6,108	5,797	4,741	6,420	6,084	6,055	5,233	6,056
Ni	0,000	0,000	0,044	0,019	0,000	0,000	0,025	0,000
Ca	0,000	0,000	0,050	0,056	0,126	0,088	0,233	0,070
Na	0,242	0,000	0,214	0,000	0,302	0,080	0,000	0,000
K	0,186	0,086	0,370	0,108	0,101	0,018	0,000	0,049
X	11,759	11,062	11,027	11,397	11,804	11,478	11,404	11,679

Ονομασία

diab	diab	diab	diab	pchl	diab	diab	pchl
------	------	------	------	------	------	------	------

Πίνακας 4.7. (συνέχεια πίνακα).

Χλωρίτης

(%κβ)	T4_C1- 4a-4	T4_C2- 1a-7	T4_C2- 2a-3	T4_C2- 2a-4	T4_C2- 2a-5	T4_C3- 1a-6	T4_C3- 1a-7	T4_C3- 1a-8
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	32,47	37,20	42,57	43,05	32,74	33,34	30,60	28,11

TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,04	0,38	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,17	15,76	17,65	14,71	17,26	16,13	19,03	18,05
FeO	19,77	11,77	8,33	11,99	13,81	17,41	16,95	23,40
MnO	0,58	0,42	0,28	0,15	0,63	0,27	0,98	0,02
MgO	17,81	20,24	10,93	14,64	20,96	19,58	19,16	17,79
CaO	1,57	0,68	0,87	0,16	1,18	0,52	0,19	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,09	5,86	0,61	0,18	0,40	0,18	0,39
K <sub>2</sub> O	0,00	0,11	0,00	0,06	0,25	0,10	0,09	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,08	0,00	0,18	0,00	0,04	0,00	0,11
NiO	0,07	0,47	0,11	0,32	0,61	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	88,18	86,82	86,60	86,24	87,62	87,83	87,56	88,10

Χημικός τύπος με βάση τα 28 O

Si	6,537	7,097	7,693	7,961	6,418	6,578	6,091	5,808
Al	1,463	0,903	0,307	0,039	1,582	1,422	1,909	2,192
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	2,166	2,709	3,668	3,288	2,447	2,373	2,595	2,220
Ti	0,000	0,000	0,000	0,051	0,000	0,007	0,057	0,000
Cr	0,118	0,012	0,000	0,026	0,000	0,007	0,000	0,019
Fe <sup>3+</sup>	0,461	0,996	0,979	1,803	0,425	0,467	0,405	0,000
Fe <sup>2+</sup>	2,868	0,882	0,279	0,050	1,839	2,406	2,417	4,075
Mn	0,099	0,068	0,044	0,024	0,105	0,046	0,165	0,003
Mg	5,343	5,756	2,944	4,037	6,124	5,757	5,684	5,480
Ni	0,011	0,072	0,016	0,048	0,095	0,000	0,000	0,000
Ca	0,338	0,140	0,169	0,032	0,247	0,110	0,041	0,050
Na	0,000	0,064	4,107	0,436	0,140	0,302	0,141	0,309
K	0,000	0,055	0,000	0,027	0,127	0,049	0,044	0,000

X	11,404	10,754	12,206	9,822	11,549	11,524	11,549	12,156
Ονομασία								
	diab	diab	diab	diab	diab	diab	pchl	pchl
διαβαντίτης = diab, πυκνόχλωρο = pchl								

#### 4.1.8. Επίδοτο

Το επίδοτο ανήκει στα σωροπυριτικά ορυκτά και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα. Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$ . Παλαιότερα με τον όρο επίδοτο περιγράφονταν ένα ορυκτό, σήμερα χρησιμοποιείται για να περιγραφεί μία ομάδα ορυκτών, που έχει γενικό χημικό τύπο:



όπου η θέση T καταλαμβάνεται από  $\text{Si}^{4+}$  και  $\text{Al}^{3+}$ , η θέση M καταλαμβάνεται από  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , και  $\text{Mn}^{2+}$  και η θέση A καταλαμβάνεται από  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$  και REE (Armbruster et al. 2006).

Τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου, σύμφωνα με την ταξινόμηση των Armbruster et al. (2006), μπορούν να διακριθούν στις εξής υποομάδες: την υποομάδα του κλινοζοϊσίτη, την υποομάδα του αλλανίτη και την υποομάδα του δολλασεΐτη. Σύμφωνα με την ταξινόμηση των Mills et al. (2009), διακρίνονται τρεις ομάδες, του επιδότου, του αλλανίτη και του δολλασεΐτη, οι οποίοι αποτελούν την υπερομάδα του επιδότου.

Στις τομές που αναλύθηκαν, ορυκτά της ομάδας του επιδότου εντοπίζονται στο γάββρο και στο βασάλτη (Πίνακας 4.8). Στο γάββρο τα επίδοτα περιέχουν  $\text{Al}_2\text{O}_3$  με ποσοστό που κυμαίνεται από 26,70% έως 34,93% κ.β. και  $\text{CaO}$  με ποσοστό από 24,10% έως 25,14% κ.β.. Στο βασάλτη τα επίδοτα έχουν χαμηλότερη περιεκτικότητα σε  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , με ποσοστό από 22,38% έως 26,44% κ.β. και  $\text{CaO}$  σε ποσοστό από 22,44% έως 24,12% κ.β., ενώ το  $\text{FeO}$  κυμαίνεται από 9,95% έως 14,09% κ.β..

**Πίνακας 4.8.** Μικροανάλυσεις και χημικός τύπος επίδοτου από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

(%κβ)	Επίδοτο							
	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6_C1-	T6a_C1-	T6a_C1-	T6a_C1-
	2a-1	2a-2	2a-3	5a-4	5a-7	1a-4	1a-5	1a-6
	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO <sub>2</sub>	39,89	39,71	39,14	38,98	39,42	40,33	39,64	36,36
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,29	0,10	0,00	0,72	0,01	0,00	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,66	34,60	32,97	29,80	26,70	34,34	32,80	32,33
FeO	0,86	0,00	1,07	3,53	5,23	0,10	1,34	4,18
MgO	0,00	0,13	1,40	2,42	2,00	0,00	0,86	1,87
MnO	0,00	0,00	0,15	0,00	0,71	0,00	0,00	0,32
CaO	24,42	24,44	24,89	24,55	24,24	24,10	25,06	24,22
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,25	0,19	0,20	0,13	0,57	0,01	0,55
K <sub>2</sub> O	0,32	0,24	0,00	0,16	0,23	0,00	0,01	0,00
Σύνολο	99,81	99,66	99,91	99,64	99,38	99,45	99,72	99,89
Χημικός τύπος με βάση τα 12,5 O								
Si	2,966	2,945	2,893	2,899	2,977	2,992	2,947	2,691
Al	0,034	0,055	0,107	0,101	0,023	0,008	0,053	0,309
T	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,027	0,016	0,006	0,000	0,041	0,001	0,000	0,003
Al	2,917	2,969	2,765	2,512	2,354	2,995	2,821	2,512
Fe <sup>3+</sup>	0,053	0,000	0,066	0,220	0,331	0,006	0,083	0,259
Mg	0,000	0,014	0,154	0,268	0,226	0,000	0,096	0,206
Mn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,010	0,000	0,045	0,000	0,000	0,020
M	2,997	2,999	3,001	3,000	2,997	3,002	3,000	3,000
Ca	1,946	1,942	1,972	1,956	1,962	1,916	1,996	1,921
Na	0,026	0,036	0,027	0,029	0,018	0,083	0,002	0,079
K	0,030	0,022	0,000	0,016	0,022	0,000	0,001	0,000
A	2,002	2,000	1,999	2,001	2,002	1,999	1,999	2,000

Πίνακας 4.8.(συνέχεια πίνακα).

(%κβ)	Επίδοτο							
	T6a_C1-	T6a_C3-	T6a_C3-	T4_C1-	T4_C1-	T4_C1-	T4_C1-	T4_C1-
	1a-7	3a-6	3a-8	1a-1	1a-2	1a-5	1a-6	2a-1
	Gb	Gb	Gb	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	40,28	40,05	39,73	36,95	37,66	38,39	37,98	38,26
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,26	0,29	0,00	0,23	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,93	34,52	34,36	25,21	24,34	26,44	25,29	22,75
FeO	0,00	0,37	0,47	11,04	11,55	9,97	11,35	11,75
MgO	0,00	0,00	0,07	0,15	0,15	0,00	0,00	0,73
MnO	0,00	0,00	0,00	0,79	0,45	0,00	0,00	0,31
CaO	24,56	24,91	25,14	23,74	23,91	23,45	24,07	23,41
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,16	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,07
K <sub>2</sub> O	0,16	0,00	0,00	0,17	0,00	0,21	0,00	0,30
Σύνολο	100,27	100,01	99,77	98,31	98,35	98,75	98,92	98,33
Χημικός τύπος με βάση τα 12,5 O								
Si	2,967	2,965	2,952	2,880	2,941	2,958	2,943	2,988
Al	0,033	0,035	0,048	0,120	0,059	0,042	0,057	0,012
T	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,016	0,017	0,000	0,013	0,044
Al	2,999	2,977	2,961	2,196	2,181	2,359	2,253	2,082
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,023	0,029	0,720	0,754	0,642	0,736	0,768
Mg	0,000	0,000	0,008	0,017	0,018	0,000	0,000	0,085
Mn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,052	0,030	0,000	0,000	0,021
M	2,999	3,000	2,998	3,001	3,000	3,001	3,002	3,000
Ca	1,938	1,977	2,002	1,983	2,000	1,936	1,999	1,959
Na	0,049	0,023	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,011
K	0,015	0,000	0,000	0,017	0,000	0,021	0,000	0,030
A	2,002	2,000	2,002	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000

Πίνακας 4.8. (συνέχεια πίνακα).

(%κβ)	Επίδοτο							
	T4_C1- 2a-2	T4_C1- 2a-4	T4_C1- 2a-5	T4_C1- 3a-1	T4_C1- 3a-2	T4_C1- 3a-3	T4_C1- 5a-1	T4_C1- 5a-2
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	36,97	38,31	38,32	38,61	37,76	38,12	38,23	37,30
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,44	0,58	0,13	0,16	0,03	0,24	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,72	23,64	23,61	24,82	24,33	24,84	22,38	22,61
FeO	11,04	10,25	10,65	9,95	11,69	11,36	12,73	13,92
MgO	0,80	2,11	1,40	0,79	0,05	0,00	0,00	0,00
MnO	0,62	0,25	0,41	0,32	0,86	0,10	0,57	0,38
CaO	24,00	24,00	23,87	23,95	22,88	23,94	23,68	23,95
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,21	0,21	0,12	0,60	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,11	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,31	0,00
Σύνολο	99,11	99,21	99,05	98,71	98,36	98,39	98,14	98,69
Χημικός τύπος με βάση τα 12,5 O								
Si	2,856	2,931	2,950	2,980	2,936	2,971	3,008	2,926
Al	0,144	0,069	0,050	0,020	0,064	0,029	0,000	0,074
T	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,008	3,000
Ti	0,049	0,025	0,034	0,008	0,009	0,002	0,014	0,031
Al	2,107	2,063	2,093	2,238	2,166	2,253	2,075	2,016
Fe <sup>3+</sup>	0,714	0,656	0,686	0,642	0,761	0,741	0,837	0,914
Mg	0,092	0,240	0,160	0,091	0,006	0,000	0,000	0,000
Mn <sup>2+</sup>	0,040	0,016	0,027	0,021	0,057	0,006	0,038	0,025
M	3,002	3,000	3,000	3,000	2,999	3,002	2,964	2,986
Ca	1,987	1,968	1,969	1,980	1,906	1,999	1,996	2,013
Na	0,000	0,032	0,031	0,018	0,091	0,000	0,000	0,000
K	0,011	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,031	0,000
A	1,998	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,027	2,013



Πίνακας 4.8. (συνέχεια πίνακα).

(%κβ)	Επίδοτο						
	T4_C1-	T4_C2-	T4_C2-	T4_C3-	T4_C3-	T4_C3-	T4_C3-
	5a-3	2a-6	2a-7	1a-4	1a-5	1a-9	1a-10
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
SiO <sub>2</sub>	38,38	37,56	38,11	37,90	38,28	37,85	38,30
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,32	0,20	0,39	0,00	0,16	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,38	23,82	22,82	23,99	25,44	24,67	24,34
FeO	12,95	12,39	14,09	12,21	10,81	10,94	11,89
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,40	0,94	0,02	0,46	0,11	0,82	0,46
CaO	24,02	23,52	23,64	23,26	24,12	23,55	22,44
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,27	0,09	0,36	0,00	0,03	0,62
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,24	0,39
Σύνολο	98,71	98,82	99,07	98,67	98,76	98,26	98,44
Χημικός τύπος με βάση τα 12,5 O							
Si	3,007	2,924	2,972	2,949	2,966	2,954	2,972
Al	0,000	0,076	0,028	0,051	0,034	0,046	0,028
T	3,007	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,034	0,019	0,012	0,023	0,000	0,009	0,000
Al	2,067	2,110	2,069	2,149	2,289	2,224	2,198
Fe <sup>3+</sup>	0,849	0,807	0,919	0,794	0,701	0,714	0,772
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn <sup>2+</sup>	0,027	0,062	0,001	0,030	0,007	0,054	0,030
M	2,977	2,998	3,001	2,996	2,997	3,001	3,000
Ca	2,016	1,962	1,975	1,939	2,002	1,970	1,866
Na	0,000	0,040	0,013	0,054	0,000	0,005	0,094
K	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,024	0,039
A	2,016	2,002	1,998	2,003	2,002	1,999	1,999

#### 4.1.9. Τιτανίτης

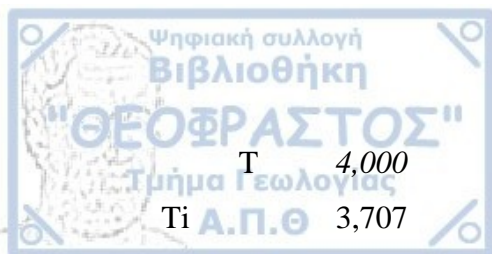
Ο τιτανίτης ανήκει στα νησοπυριτικά ορυκτά και κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα. Είναι ορυκτό που απαντάται συχνά σε πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, καθώς και σε υδροθερμικά κοιτάσματα. Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{CaTiSiO}_5$  (Deer et al 1996). Από τις αναλύσεις εντοπίστηκε τιτανίτης σε μικρή ποσότητα στο γάββρο, οι αναλύσεις του οποίου δίνονται παρακάτω στον πίνακα 4.9.

#### 4.1.10. Απατίτης

Ο απατίτης είναι φωσφορικό ορυκτό που κρυσταλλώνεται στο εξαγωνικό σύστημα. Συναντάται συνήθως στα πυριγενή ως επουσιώδες ορυκτό και στα μεταμορφωμένα πετρώματα σε μικροκρυσταλλική μορφή. Ο χημικός του τύπος είναι  $\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$  (Θεοδωρίκας 2013). Από τις μικροαναλύσεις των τομών εντοπίστηκε σε μικρή ποσότητα μικροκρυσταλλικός απατίτης στην επαφή μεταρυόλιθου-γάββρου (Πίνακας 4.9).

**Πίνακας 4.9.** Μικροαναλύσεις και χημικός τύπος τιτανίτη και απατίτη από τα πετρώματα που αναλύθηκαν.

Τιτανίτης			Απατίτης		
(%κβ)	T6_C1-3a-1	T6a-C1-1a-1	(%κβ)	T1-3a-8	T2-4a-6
	Gb	Gb		ZE	ZE
SiO <sub>2</sub>	30,92	30,98	FeO	0,65	1,16
TiO <sub>2</sub>	38,11	37,61	MnO	2,16	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	2,09	MgO	0,47	0,00
FeO	0,75	0,00	CaO	55,44	57,30
MnO	0,00	0,38	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,30	40,50
MgO	0,39	0,00	Σύνολο	99,02	99,37
CaO	27,87	28,54			
Σύνολο	99,70	99,60			
Χημικός τύπος με βάση τα 4 Si			Χημικός τύπος με βάση τα 26 O		
Si	4,000	4,000	P	6,003	6,006



T	4,000	4,000	T	6,003	6,006
Ti	3,707	3,652	Fe <sup>2+</sup>	0,096	0,170
Al	0,254	0,318	Mn	0,321	0,061
Y	3,961	3,970	Mg	0,124	0,000
Fe	0,081	0,000	Ca	10,452	10,754
Mn	0,000	0,041	X	10,993	10,985
Mg	0,076	0,000			
Ca	3,864	3,948			
X	4,021	3,989			

#### 4.2. Γεωχημεία των πετρωμάτων

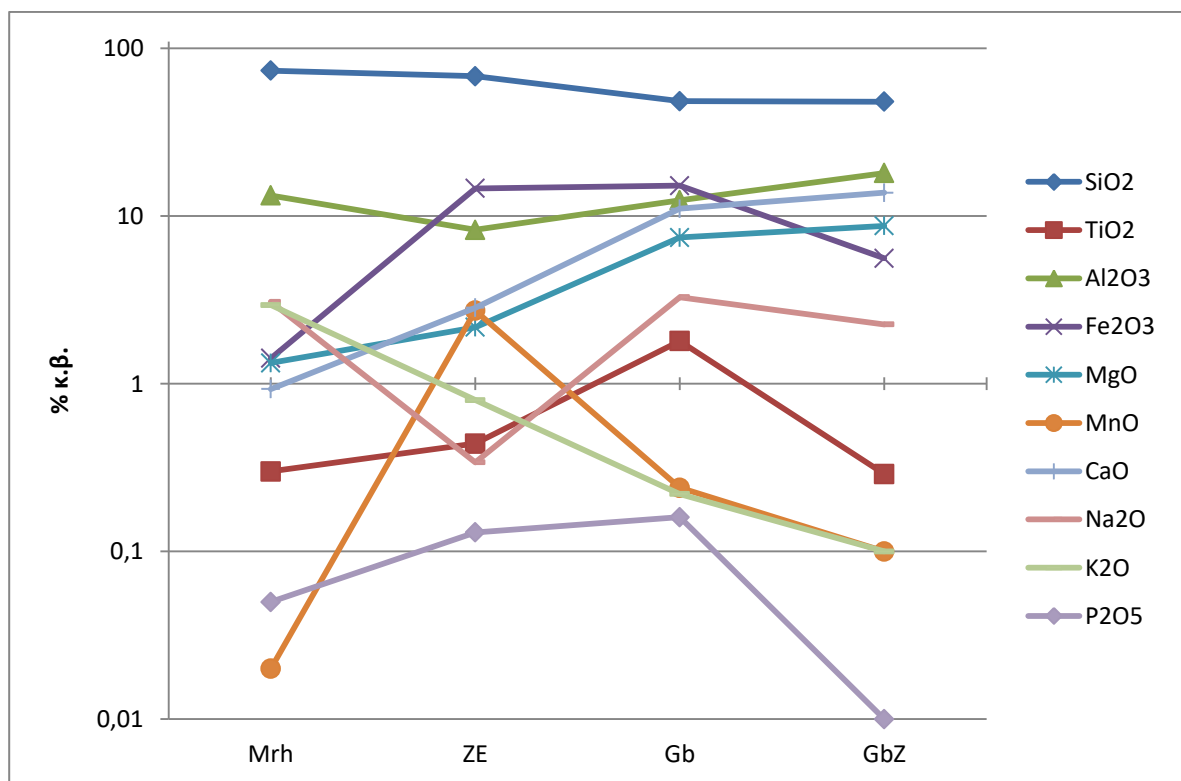
Για τον προσδιορισμό της ολικής σύστασης των πετρωμάτων στη θέση επαφής σε κύρια στοιχεία, πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο φασματοσκοπίας με φθορισμό ακτίνων X (XRF) στη θέση επαφής γάββρου και μεταρυόλιθου (ZE), στο γάββρο (Gb) και στο μεταρυόλιθο (Mth). Κατασκευάστηκαν 3 υαλοποιημένα δισκία (fused beads) από τα δείγματα ORK3, ORK6 και ORK7. Στον πίνακα 4.10 παρουσιάζονται η % κ.β χημική ανάλυση των δειγμάτων, καθώς και ο μέσος όρος των μετρήσεων του γάββρου του Ωραιοκάστρου σύμφωνα με το Ζαχαριάδη (ORKZ, GbZ) (Zachariadis 2007).

Γενικά, στο γάββρο παρατηρούνται διαφορές στο δείγμα κοντά στη θέση επαφής (ORK6) και το μέσο όρο από τα δείγματα του Ζαχαριάδη (ORKZ). Ιδιαίτερη αύξηση σε TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O και P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> παρατηρείται στο ORK6, ενώ στο ORKZ παρατηρείται αύξηση σε Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> και CaO. Συγκεκριμένα στο Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> η διαφορά είναι αισθητή, με το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> στο γάββρο κοντά στην επαφή με τον μεταρυόλιθο, να είναι 12,43% κ.β., σε σχέση με το γάββρο του Ζαχαριάδη που έχει 18,04% κ.β. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

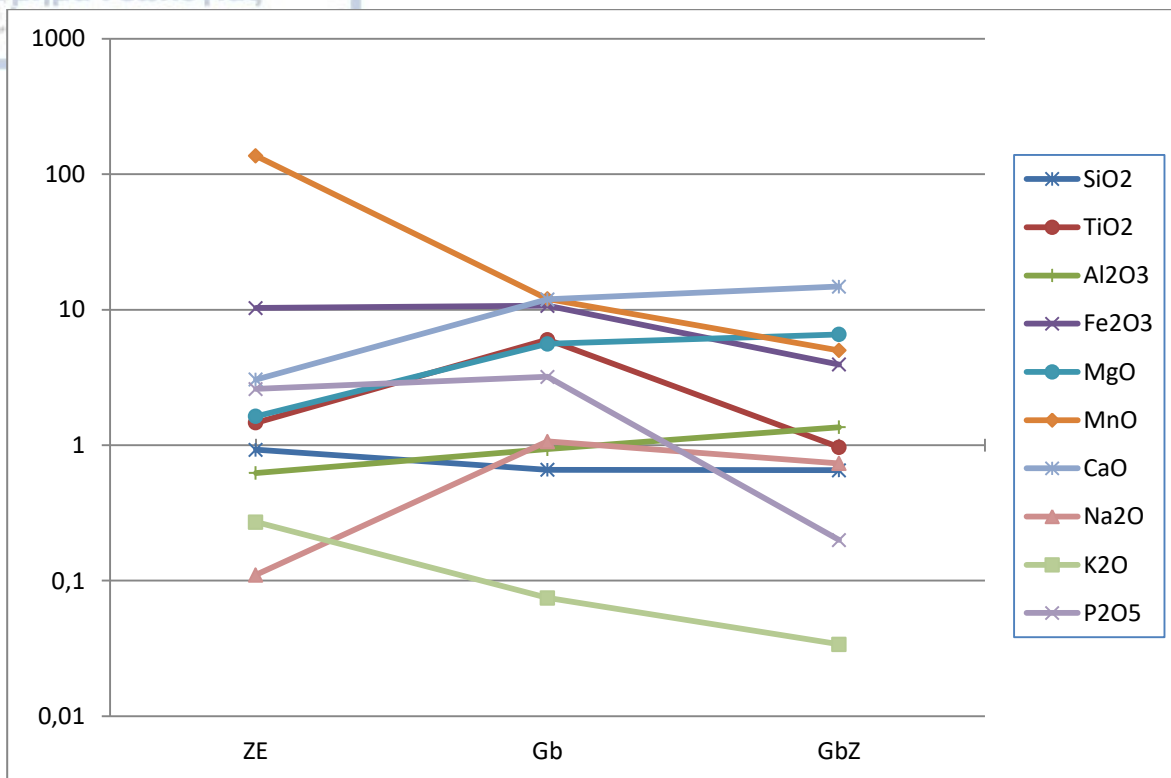
Παρόμοια διαφορά παρατηρείται στη δυτική Ισπανία, όπου εντοπίζεται γάββρος με Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> από 11,57% κ.β. έως 20,38% κ.β., που συνδέεται με αργιλιούχα, χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση, κατά την οποία τα πλαγιόκλαστα αντικαθίστανται μερικώς από αλβίτη,

ζεόλιθο και βεζουβιανίτη (Hébert et al. 2001). Επίσης παρόμοια διαφορά εμφανίζουν και τρεις διαφορετικοί γάββροι στη περιοχή Kalgoorlie της δυτικής Αυστραλίας, οι οποίοι έχουν υποστεί περιοχική μεταμόρφωση και εξαλλοίωση, με το  $Al_2O_3$  να κυμαίνεται από 9,78% έως 19,93% κ.β. (Bateman et al. 2001). Τέλος, στην περιοχή Atud της Αιγύπτου, εντοπίστηκε μερικώς εξαλλοιωμένος μεταγάββρος, με  $Al_2O_3$  που κυμαίνεται από 13,79% κ.β. έως 16,79% κ.β. (Abdelnasser et al. 2016).

Ο μεταρυόλιθος έχει υψηλή περιεκτικότητα σε  $SiO_2$  και  $Al_2O_3$ , ενώ το  $K_2O$  και το  $Na_2O$  φτάνουν το 2,95 % κ.β. και 3,08 % κ.β., αντίστοιχα. Η επαφή του γάββρου με το μεταρυόλιθο εμφανίζει αύξηση σε  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  και  $P_2O_5$  και μείωση σε  $Al_2O_3$  και  $Na_2O$  σε σχέση με τον μεταρυόλιθο. Η σημαντικότερη διαφορά παρατηρείται στο  $MnO$ , που έχει υψηλή περιεκτικότητα (2,73% κ.β.) στη θέση επαφής σε σχέση με το γάββρο (0,24% κ.β.), το γάββρο του Ζαχαριάδη (0,11% κ.β.) και το μεταρυόλιθο (0,02% κ.β.) (Σχήμα 4.5, Σχήμα 4.6).



Σχήμα 4.5. Διάγραμμα μεταβολής κύριων στοιχείων.



Σχήμα 4.6. Κανονικοποιημένο διάγραμμα μεταβολής κύριων στοιχείων ως προς τον Ρυόλιθο.

Πίνακας 4.10. Χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος από δείγματα του μεταρυσίτου (Mrh), του γάββρου (Gb), της θέσης επαφής του μεταρυσίτου (ZE).

(% κβ)	ORK3	ORK6	ORK7	ORKZ
	Mrh	Gb	ZE	GbZ
SiO <sub>2</sub>	73,64	48,46	68,19	48,08
TiO <sub>2</sub>	0,30	1,80	0,44	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	12,43	8,27	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	15,17	14,62	5,60
MgO	1,33	7,45	2,17	8,75
MnO	0,02	0,24	2,73	0,11
CaO	0,93	11,07	2,84	13,78



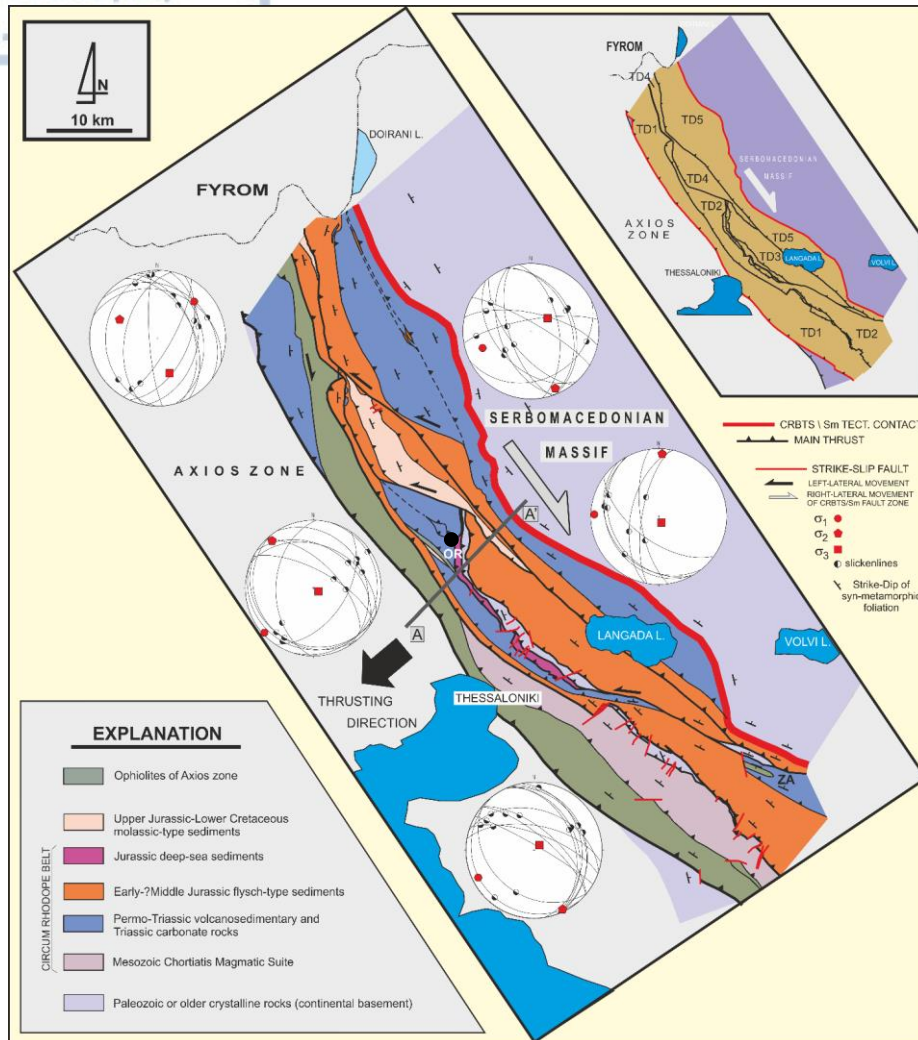
Na <sub>2</sub> O	3,08	3,28	0,34	2,26
K <sub>2</sub> O	2,95	0,22	0,80	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,16	0,13	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,09
NiO	-	-	-	0,02
L.O.I.	-	-	-	3,01
<b>Σύνολο</b>	<b>97,00</b>	<b>100,28</b>	<b>100,53</b>	<b>100,13</b>

Σκοπός της παρούσας μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας ήταν ο προσδιορισμός των επαφών του γάββρου με τα περιβάλλοντα πετρώματα, αν πρόκειται για επαφή διείσδυσης ή για τεκτονική επαφή.

Η περιοχή αποτελείται από μια οφιολιθική σειρά, η οποία βρίσκεται σε επαφή με φυλλίτες και Τριαδικούς ασβεστόλιθους στα ανατολικά και με ψαμμίτες και κροκαλοπογή του Τιθωνίου στα δυτικά (Zachariadis 2007). Κατά την Ασβεστά (1992), στην περιοχή εντοπίζεται η ηφαιστειογενής ομάδα της Περιοδοπικής ζώνης, που αποτελείται από ηφαιστειακά υλικά, τα οποία εμφανίζουν διτυπική ακολουθία και υπερέχουν τα όξινα ηφαιστειακά έναντι των βασικών, ενώ εντοπίζονται και πολύ λίγα ενδιάμεσα υλικά. Τα τελευταία βρίσκονται σε εναλλαγή με ανθρακικά, αργλικά και αργιλοψαμμιτικά ιζήματα. Οι σχηματισμοί αυτοί σχηματίστηκαν κατά το Τριαδικό, όπου έλαβε χώρα ηφαιστειότητα εν μέρει σε υπαέριο και εν μέρει σε υφυδάτιο περιβάλλον, κατά την οποία διαμορφώθηκε ένα παθητικό περιθώριο που ανήκει σε ένα δίκτυο Τριαδικών διαρρήξεων. Όλοι οι σχηματισμοί της ηφαιστειοϊζηματογενούς αυτής ομάδας εμφανίζονται μεταμορφωμένοι στη βιοτιτική ζώνη (κάτω πρασινοσχιστολιθική φάση).

Σύμφωνα με τους Tranos et al. (1999), το πολύπλοκο επωθητικό σύστημα της Περιοδοπικής ζώνης (CRBTS = Circum Rhodope Belt Thrust System) με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ επωθείται πάνω στους οφιόλιθους της ζώνης Αξιού προς τα ΝΔ. Αυτή η transpression παραμόρφωση αποδίδεται στη σύγκλιση των πλακών της Απουλίας και της Ευρασίας ή στον εφελκυσμό που επικράτησε μετά το Ολιγόκαινο. Στην περιοχή μελέτης έχουμε την επώθηση των ανθρακικών πετρωμάτων πάνω σε ιζήματα τύπου φλύσχη (τουρβιδιτικά πετρώματα), τα οποία με τη σειρά τους επωθούνται πάνω στους οφιόλιθους της ζώνης Αξιού (σχ. 5.1).

Κατά την υπαίθρια παρατήρηση, διαπιστώθηκε η επαφή των ασβεστολίθων με τα τουρβιδιτικά πετρώματα, η επαφή των τουρβιδιτών με τα οφιολιθικά πετρώματα καθώς και η επαφή μεταηφαιστειακών πετρωμάτων με τους οφιόλιθους, ενώ δεν παρατηρήθηκε η εμφάνιση φυλλιτών.



**Σχήμα 5.1.** Γεωλογικός και τεκτονικός χάρτης του επωθητικού συστήματος της Πειροδοπικής ζώνης κατά Tranos et al. (1999). Με μαύρο κύκλο σημειώνεται η περιοχή μελέτης.

Η επαφή των τουρβιδιτικών πετρωμάτων με το γάββρο είναι απότομη και σαφής. Κατά θέσεις οι σχηματισμοί εμφανίζονται έντονα σχιστοποιημένοι (Εικ. 5.1). Κατά τη μικροσκοπική παρατήρηση, οι περισσότεροι κρύσταλλοι των ορυκτών εμφανίζονται γωνιώδεις και θρυμματισμένοι υποδεικνύοντας την ύπαρξη κατακλαστικής υφής. Σε ελάχιστες θέσεις εμφανίζονται συγκεντρώσεις ανακρυσταλλωμένου χαλαζία (Εικ. 3.17). Η επαφή επομένως του γάββρου και των τουρβιδιτών είναι τεκτονική.





**Εικόνα 5.1.** Υπαίθρια φωτογραφία των τουρβιδιτικών πετρωμάτων όπου διακρίνεται η έντονη σχιστοποίηση.

Στην επαφή του γάββρου και του μεταρυόλιθου, το πέτρωμα εμφανίζεται σκουρόχρωμο, λεπτόκοκκο και είναι ιδιαίτερα σκληρό.

Μικροσκοπικά, το δείγμα από τη θέση επαφής αποτελείται από χαλαζία, ο οποίος είναι ανακρυσταλλωμένος και λεπτομερή αργιλικά ορυκτά, ενώ στις μικρορωγμές του πετρώματος αναπτύσσονται γρανάτης, χλωρίτης και μαγνητίτης. Όπως προέκυψε από τις μικροαναλύσεις των ορυκτών ο γρανάτης, ο χλωρίτης και ο μαγνητίτης είναι πλούσιοι σε μαγγάνιο (Mn). Ο γρανάτης έχει κυρίως σύσταση σπεςσαρτίνη άνω του 60 mol% και γεωχημικά οι κρύσταλλοι του γρανάτη έχουν MnO από 23,4% έως 36,2% κ.β., ο χλωρίτης από 2,5% έως 7,5% κ.β. και ο μαγνητίτης φτάνει το 7,25% κ.β.

Το μαγγάνιο είναι το δέκατο πιο συχνό στοιχείο που εντοπίζεται στο φλοιό της Γης και το δεύτερο πιο συχνό από τα βαρέα μέταλλα μετά τον σίδηρο. Γεωχημικά, συμπεριφέρεται παρόμοια με το μαγνήσιο, το σίδηρο, το νικέλιο και το κοβάλτιο και τείνει να συμμετέχει σε πολλά ορυκτά στα στάδια της αρχικής κρυστάλλωσης ενός μάγματος. Ωστόσο εμφανίζεται σε αφθονία και σε τελικού σταδίου ρευστά σε πολύ διαφοροποιημένα πετρώματα, όπως είναι οι πηγματίτες. Επίσης, είναι πολύ ευκίνητο και μπορεί να εκπλυθεί εύκολα από τα επίγεια και υπόγεια νερά (Post 1999). Κοιτάσματα

μαγγανίου εντοπίζονται κυρίως στον ωκεάνιο φλοιό (Haynes et al. 2016) και ανάλογα με την ορυκτολογία και το τεκτονικό περιβάλλον τα κοιτάσματα μαγγανίου μπορούν να διαχωριστούν σε υδροθερμικά και διαγενετικά κοιτάσματα (Roy 1992, Hein et al. 1997).

Τα υδροθερμικά κοιτάσματα μαγγανίου συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα κυρίως στις ζώνες υποβύθισης (Glasby 1988) και στις μεσωκεάνιες ράχες κατά τη δημιουργία οφειολιθικού συμπλέγματος (Narejo et al. 2019). Κατά την κυκλοφορία των υδροθερμικών διαλυμάτων που δημιουργούνται στο οφειολιθικό σύμπλεγμα, αποσπάται μαγγάνιο και σίδηρος από τα ιζήματα βαθειάς θάλασσας και στη συνέχεια αποτίθενται σε ένα ψυχρότερο περιβάλλον. Μεταλλοφορίες μαγγανίου σε οφειολιθικά συμπλέγματα έχουν εντοπιστεί στο Πακιστάν (Narejo et al. 2019), στο Ιράν (Heshmatbehzadi et al. 2010, Taghizadeh et al. 2012) και στην Τουρκία (Öksüz et al. 2014).

Ο σπεςσαρτίνης ως ορυκτό εντοπίζεται αρκετά συχνά σε γρανιτικούς πηγματίτες (Deer et al. 1996). Οι πηγματίτες σχηματίζονται από τα υπολειμματικά ρευστά του γρανιτικού μάγματος, τα οποία πολλές φορές διεισδύουν στα γειτονικά πετρώματα από τα σημεία των διακλάσεων, εμφανίζονται υπό τη μορφή φλεβών και αποτελούνται κυρίως από αστρίους και χαλαζία. Το μαγγάνιο παραμένει στα υδροθερμικά διαλύματα, καθώς άλλα στοιχεία όπως το μαγνήσιο και ο σίδηρος είναι πιο συμβατά στην κρυστάλλωση βασικών ορυκτών του μάγματος, με αποτέλεσμα ο σπεςσαρτίνης να κρυσταλλώνεται στους πηγματίτες (Maner et al. 2019).

Παρόμοια εικόνα φαίνεται και στο γρανιτικό-πηγματιτικό σύστημα της Kenticha, στην Αιθιοπία, όπου εντοπίζονται παρόμοιας σύστασης κρύσταλλοι γρανάτη, με μέση σύσταση  $Sps_{53-64}Alm_{33-46}Prp_{0-3}Grs_{0-2}Adr_{0-2}$ . Οι γρανάτες εμφανίζουν ζώνωση με μεγαλύτερη περιεκτικότητα σπεςσαρτίνη στον πυρήνα, η οποία σταδιακά μειώνεται προς την περιφέρεια. Η χαμηλή περιεκτικότητα σε MgO και CaO, έχει ως αποτέλεσμα μικρή περιεκτικότητα σε κλάσμα πυρωπού και γροσσουλάριου στο γρανάτη. Οι γρανάτες της Kenticha σχηματίζονται από μάγμα πλούσιο σε  $SiO_2$  και πτητικά στοιχεία, σε συνθήκες χαμηλής πίεσης (Bekele & Sen 2020). Γενικά, οι πλούσιοι σε σπεςσαρτίνη σπεςσαρτινικοί-αλιμανδινικοί γρανάτες σχηματίζονται σε πιέσεις από 1 kbar μέχρι χαμηλότερα των 5 kbar και σε θερμοκρασίες 750°C (Manning 1983).

Ο σπεςσαρτίνης είναι από τους πιο σταθερούς γρανάτες και επιπλέον έχει ένα μεγάλο πεδίο σταθερότητας P-T σε σχέση με άλλους αργιλιούχους γρανάτες (Geiger et al. 1997, Rodehorst et al. 2002, White et al. 2014). Κατά το Geiger et al. (1997) ο σπεςσαρτίνης εμφανίζεται σταθερός σε πιέσεις 1 atm και έχει τη δική του γραμμή liquidus στο σύστημα MnO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>.

Σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης η σταθερότητα του γρανάτη εκτείνεται σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, ενώ στην αμφιβολιτική φάση εκτείνεται σε χαμηλότερες πιέσεις. Η παρουσία μαγγανίου σε μεταϊζηματογενή πετρώματα επηρεάζει σημαντικά την παραγένεση, μια και σταθεροποιεί το γρανάτη. Έχει παρατηρηθεί ότι η παρουσία Mn σε λιγότερο αργλικές συστάσεις, μετακινεί το πεδίο σταθερότητάς του γρανάτη, σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης, περίπου 30°C χαμηλότερα με την προσθήκη 0,1 mol % MnO (White et al. 2014).

Η θερμική διαστολή του σπεςσαρτίνης είναι αντίστοιχη με αυτή του γροσσουλάριου. Όσο αφορά την δομική παραμόρφωση των γρανατών, ο σπεςσαρτίνης έχει την πιο ιδανική δομή, σε όλες τις θερμοκρασίες, από όλους τους αργιλοπυριτικούς γρανάτες. Αυτοί οι δομικοί παράγοντες είναι σε μεγάλο βαθμό υπεύθυνοι για το μεγάλο εύρος σταθερότητας P-T του σπεςσαρτίνης και για την μεγάλη ευκολία σχηματισμού του σε χαμηλές πιέσεις (Rodehorst et al. 2002).

Κατά τη διάρκεια της περιοχικής μεταμόρφωσης, η πρώτη εμφάνιση του σπεςσαρτίνης, ο οποίος πιθανώς περιέχει και κάποιο υδρογранаτούχο μέλος, συμβαίνει περίπου στους 300°C σε συνθήκες πίεσης 1-2 kbar (Theye et al. 1996). Ο Hsu (1968) παρατήρησε τον σχηματισμό του σπεςσαρτίνης εις βάρος Mn-χλωρίτη και χαλαζία στους 488°C και 3 kbar, στους 415°C και 2 kbar και στους 370°C και 0,5 kbar σε συνθήκες χαμηλής πίεσης οξυγόνου.

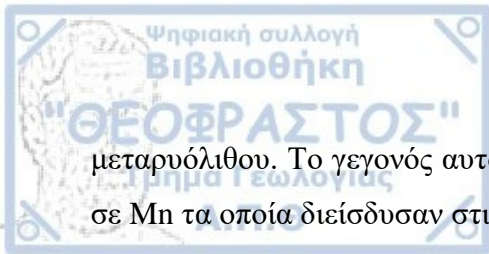
Το μαγγάνιο είναι ευκίνητο στοιχείο και μπορεί να εκπλυθεί εύκολα από τα περιβάλλοντα πετρώματα. Παρόμοιες γεωχημικές ιδιότητες έχει και ο σίδηρος. Όταν το νερό έρχεται σε επαφή με τα περιβάλλοντα πετρώματα, τείνει να εκπλύνει και να απελευθερώνει το μαγγάνιο (Mn<sup>2+</sup>) και το σίδηρο (Fe<sup>2+</sup>) σε αναερόβιες συνθήκες (Casey 2009, Khozyem et al. 2019). Σημαντικό ρόλο στη διάλυση και μετακίνηση του σιδήρου

και του μαγγανίου στον υπόγειο υδροφορέα έχει η αλατότητα, το βάθος του υδροφορέα και ο χρόνος παραμονής του υπόγειου νερού (Usman et al. 2021).

Στην περιοχή Piedmont της Virginia των Η.Π.Α. που διαρέεται από τον ποταμό Roanoke, ο υπόγειος υδροφορέας που διαρρέει τους τοπικούς σχηματισμούς εκπλένει το μαγγάνιο και το μεταφέρει, σε αναερόβιες συνθήκες, μέχρι περιοχή εκφορτίσεως όπου γίνεται η απόθεση οξειδίων του μαγγανίου, κοντά στην επιφάνεια της Γης και σε χαμηλές θερμοκρασίες (Kiracofe et al. 2017). Κατά τον Borchert (1970) το μαγγάνιο και ο σίδηρος μπορούν να διαλυθούν και να μετακινηθούν σε διαλύματα, σε αλκαλικές συνθήκες με υψηλό pH και υψηλό βαθμό οξείδωσης και να αποθέσουν σε λίμνες με κλίμα τούνδρας λειμωνικά και μαγγανιούχα ορυκτά.

Στο χωριό Mankwadzi στη Γκάνα, γρανάτες σύστασης σπεςσαρτίνη 63,8–79,1 mol% εντοπίζονται σε σιδηρομαγγανιούχους ορίζοντες μέσα σε χαλαζίτες. Το μαγγάνιο που εντοπίζεται στο πέτρωμα πιστεύεται ότι προέρχεται από εξωτερική πηγή αφού το ποσοστό του από 0,03%κ.β. στους χαλαζίτες φτάνει στο 25%κ.β στους μαγγανιούχους ορίζοντες. Η διεϊσδυση του μαγγανίου έλαβε χώρα μετά τον σχηματισμό των χαλαζιτών όπως αποδεικνύεται από την παρουσία μαγγανιούχων ορυκτών σε θέσεις υψηλής διαπερατότητας, όπως είναι τα επίπεδα πτυχών και η αρχική στρώση των χαλαζιτών. Τα υδροθερμικά διαλύματα που μετέφεραν το Mn μπορεί να προέρχονται: α) από ηφαιστειακά υδροθερμικά διαλύματα θερμών πηγών (Hewitt 1966), β) από νερά που κυκλοφορούν σε συστήματα μεσωκεάνιων ράχων και τα οποία εκπλένουν το μαγγάνιο (Jacobsen and Pimentel-Kloe 1988) και γ) από πυρομετασωματικά ρευστά ενός πλουτωνίτη που διεϊσδύει και σχηματίζει, στα κατάλληλα πετρώματα, μαγγανιούχο skarn (Einaudi 1981, Einaudi and Burt 1982). Στη συγκεκριμένη περιοχή της Γκάνας ο εντοπισμός πυροξμαγγίτη και ροδονίτη ενισχύει ως πιθανή πηγή προέλευσης του μαγγανίου τα πυρομετασωματικά ρευστά (Dzigbodi-Adjimah 2004).

Όπως προκύπτει, η ποσότητα του MnO από 0,02%κ.β. στο μεταρυσόλιθο αυξάνει σε 2,72%κ.β. στη ζώνη επαφής, υποδεικνύοντας ότι το Mn προήλθε από κάποια εξωτερική πηγή. Από τις μικροσκοπικές παρατηρήσεις, ο σπεςσαρτινικός γρανάτης, ο Mn-χλωρίτης και ο πλούσιος σε Mn μαγνητίτης εμφανίζονται μέσα σε μικρορωγμές του



μεταρυσίτου. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει τη δημιουργία τους από διαλύματα πλούσια σε Mn τα οποία διείσδυσαν στις προαναφερθείσες θέσεις.

Σύμφωνα με τον Zachariadis (2007), τα οφιολιθικά πετρώματα του Ωραιοκάστρου έχουν υποστεί μεταμόρφωση ως αποτέλεσμα υδροθερμικής κυκλοφορίας ρευστών και περιοχικής μεταμόρφωσης σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Πιθανόν σε αυτό το στάδιο διαλύματα πλούσια σε Mn εισήρθαν στο μεταρυσίτο, μέσω των μικρορωγμών και απέθεσαν τα Mn-ούχα ορυκτά.

Η προέλευση των διαλυμάτων αυτών μπορεί να συνδέεται όχι μόνο με τη μεταμόρφωση που υπέστησαν τα πετρώματα αλλά και με μετεωρικά και υπόγεια νερά που διείσδυσαν στο γάββρο, σε συνθήκες αναερόβιες και χαμηλής θερμοκρασίας, έκπλυναν το μαγγάνιο και το σίδηρο και στη συνέχεια διείσδυσαν στις ρωγμές του μεταρυσίτου, όπου και αποφορτίστηκαν κρυσταλλώνοντας το μαγνητίτη, το χλωρίτη και τον σπεςσαρτίνη.

Σύμφωνα με τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι η επαφή του γάββρου με τον μεταρυσίτο είναι τεκτονική.

- Στην περιοχή του Ωραιοκάστρου, οι ασβεστόλιθοι Τριαδικής ηλικίας επωθούνται πάνω σε τουρβιδιτικά πετρώματα που χαρακτηρίζονται από εναλλαγές μεταψαμμιτών και μεταργιλικών πετρωμάτων, οι οποίοι με τη σειρά τους επωθούνται πάνω σε οφιολιθικά πετρώματα της ζώνης Αξιού, κυρίως μεταβασάλτες και γάββροι.
- Η περιοχή έχει υποστεί μεταμόρφωση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.
- Στην περιοχή του Ωραιοκάστρου μελετήθηκαν οι επαφές μεταξύ γάββρου και τουρβιδιτικών πετρωμάτων, καθώς και μεταξύ γάββρου και μεταφαιστειακών πετρωμάτων, συγκεκριμένα μεταρυόλιθου.
- Η επαφή μεταξύ γάββρου και τουρβιδιτών είναι τεκτονική, όπως προκύπτει από τη μακροσκοπική και μικροσκοπική παρατήρηση.
- Η επαφή μεταξύ γάββρου και μεταρυόλιθου είναι επίσης τεκτονική. Στη συγκεκριμένη θέση το πέτρωμα γίνεται σκουρόχρωμο και σκληρό. Όπως προέκυψε από τη μικροσκοπική μελέτη και τις χημικές αναλύσεις των ορυκτών, στις μικρορωγμές του μεταρυόλιθου έχουν σχηματιστεί γρανάτης συστάσεως σπεσσαρτίνη (MnO 23,4% - 36,2% κ.β.), χλωρίτης (MnO 2,5% έως 7,5% κ.β.) και μαγνητίτης (MnO έως 7,25% κ.β.).
- Τα ορυκτά αυτά πιθανόν σχηματίστηκαν από ρευστά μεταμορφικής προέλευσης κατά την περιοχική μεταμόρφωση των πετρωμάτων, χωρίς να αποκλείεται και ο σχηματισμός τους από μετεωρικά και υπόγεια νερά. Τα ρευστά μετέφεραν το μαγγάνιο από τα οφιολιθικά πετρώματα στις μικρορωγμές του πετρώματος όπου κρυσταλλώθηκαν τα προαναφερθέντα ορυκτά.



Η περιοχή μελέτης ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη. Αποτελείται από οφιολιθικά πετρώματα, κυρίως γάββρους και μεταβασάλτες, πάνω στα οποία επωθούνται μεταφαιστειοκλαστικά πετρώματα. Τα τελευταία αποτελούνται από μεταρυόλιθους και τουρβιδίτες. Οι τουρβιδίτες αποτελούνται από εναλλαγές μεταψαμμιτών και μεταργιλικών πετρωμάτων, πάνω στα οποία επωθούνται ασβεστόλιθοι Τριαδικής ηλικίας. Τα πετρώματα της περιοχής μελέτης έχουν υποστεί περιοχική μεταμόρφωση, πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Επαφές εντοπίστηκαν μεταξύ γάββρου και τουρβιδιτικών πετρωμάτων, καθώς και μεταξύ γάββρου και μεταφαιστειακών πετρωμάτων, και συγκεκριμένα μεταρυόλιθου. Όπως προκύπτει από τις παρατηρήσεις και τις αναλύσεις, οι δύο επαφές είναι τεκτονικές.

Στην επαφή μεταξύ γάββρου και μεταρυόλιθου, το πέτρωμα εμφανίζεται σκουρόχρωμο, λεπτόκοκκο και ιδιαίτερα σκληρό. Ορυκτολογικά αποτελείται κυρίως από χαλαζία, χλωρίτη, μαγνητίτη και γρανάτη, ενώ εντοπίζονται πλαγιόκλαστο και απατίτης. Ο γρανάτης, ο μαγνητίτης και ο χλωρίτης εμφανίζονται πλούσιοι σε μαγγάνιο και έχουν ποσοστό σε MnO από 23,4-36,2 % κ.β., 0-7,25 % κ.β. και 2,5-7,5 % κ.β., αντίστοιχα. Τα ορυκτά αυτά σχηματίζονται στις μικρορωγμές του μεταρυόλιθου πιθανόν από ρευστά μεταμορφικής προέλευσης κατά την περιοχική μεταμόρφωση των πετρωμάτων, χωρίς να αποκλείεται και ο σχηματισμός τους από μετεωρικά και υπόγεια νερά. Ως πηγή του μαγγανίου θεωρούνται τα οφιολιθικά πετρώματα.



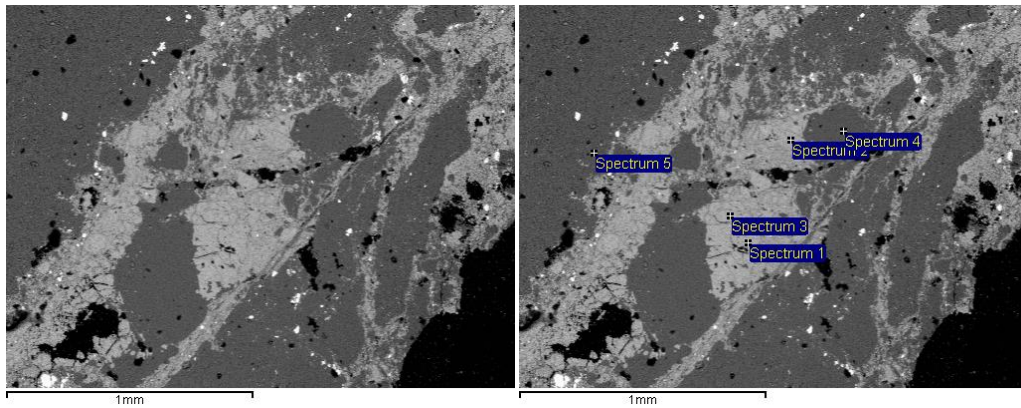
The study area belongs to the Circum Rhodope belt. It consists of ophiolites, mainly gabbros and metabasalts, which are overthrust by metavolcanosedimentary rocks. The latter comprise metarhyolites and turbidites. Turbidites are composed of alternations of metasandstones and metargillaceous rocks, which are overthrust by Triassic limestones. All rocks have been affected by greenschist facies metamorphism.

Contacts have been observed between gabbro and turbidites, as well as between gabbro and metarhyolite. Observations and analyses have led to the conclusion that both contacts are tectonic.

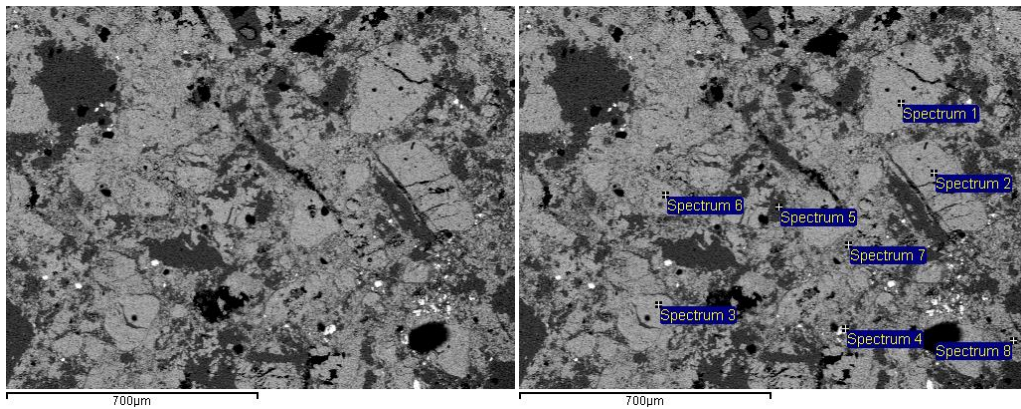
At the contact between gabbro and metarhyolite, the rock becomes dark-coloured, fine-grained and very hard. Mineralogically, it consists mainly of quartz, chlorite, magnetite and garnet, with few plagioclase and apatite crystals. Garnet, magnetite and chlorite appear to be rich in manganese and have a percentage of MnO from 23.4-36.2 % wt, 0.00-7.25 % wt and 2.50-7.50 % wt, respectively. These minerals are formed in the microcracks of the metarhyolite possibly by fluids of metamorphic origin during the regional metamorphism of the rocks, without excluding their formation from meteoric and groundwater. The ophiolitic suite is considered to be the Mn source.



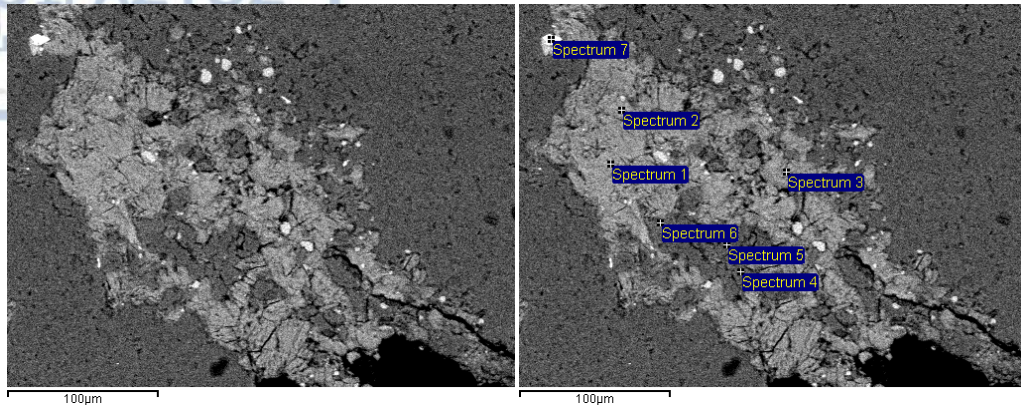
Παρακάτω δίνονται φωτογραφίες από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM).



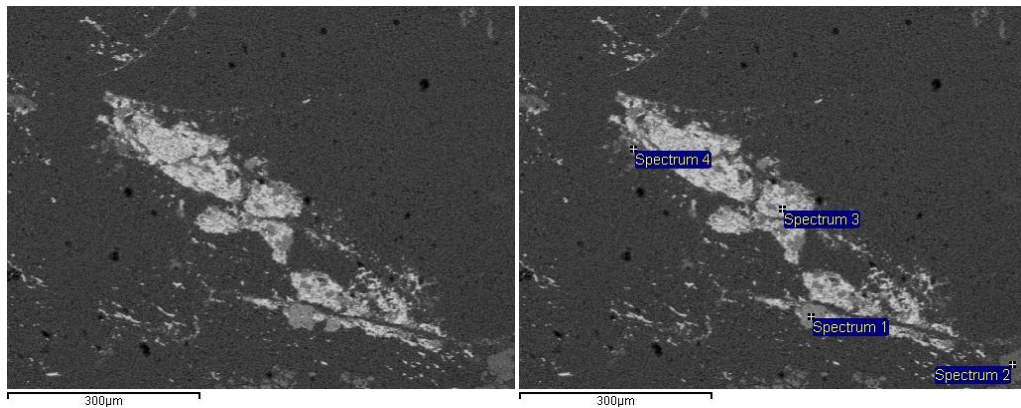
**Εικόνα 9.1.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία από τη θέση επαφής. Στην εικόνα εντοπίζεται ο ανακρυσταλλωμένος χαλαζίας (S4, S5) και ο γρανάτης (S1, S2, S3).



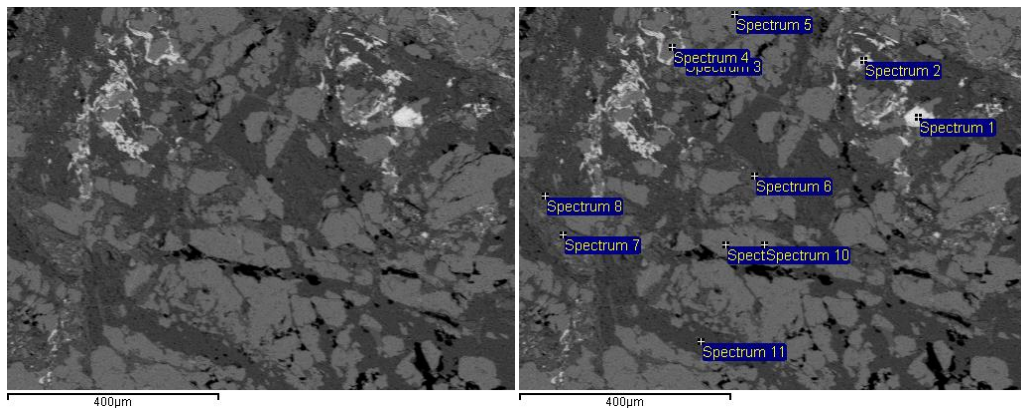
**Εικόνα 9.2.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία της θέσης επαφής. Στην εικόνα εντοπίζεται ο χαλαζίας (S5), ο απατίτης (S8), ο μαγνητίτης (S4) και ο γρανάτης (S1, S2, S3, S6, S7).



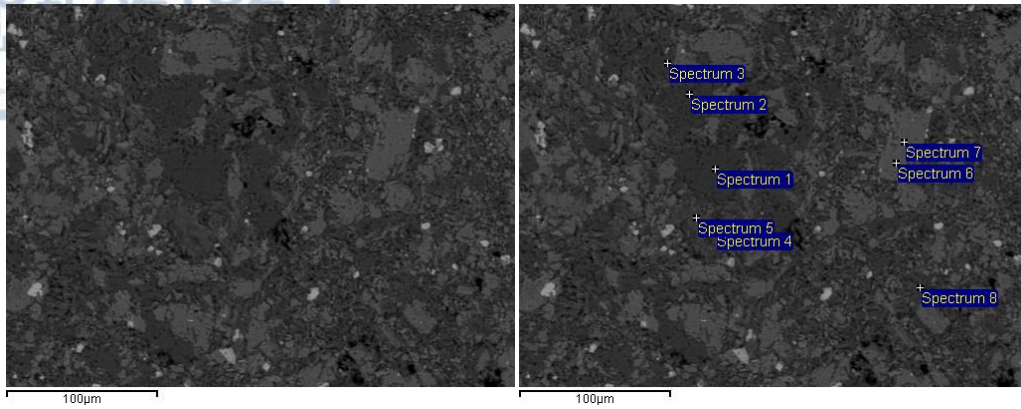
**Εικόνα 9.3.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία της θέσης επαφής. Στην εικόνα εντοπίζεται ο χαλαζίας (S4, S6), ο αλβίτης (S5), ο μαγνητίτης (S7) και ο χλωρίτης (S1, S2, S3).



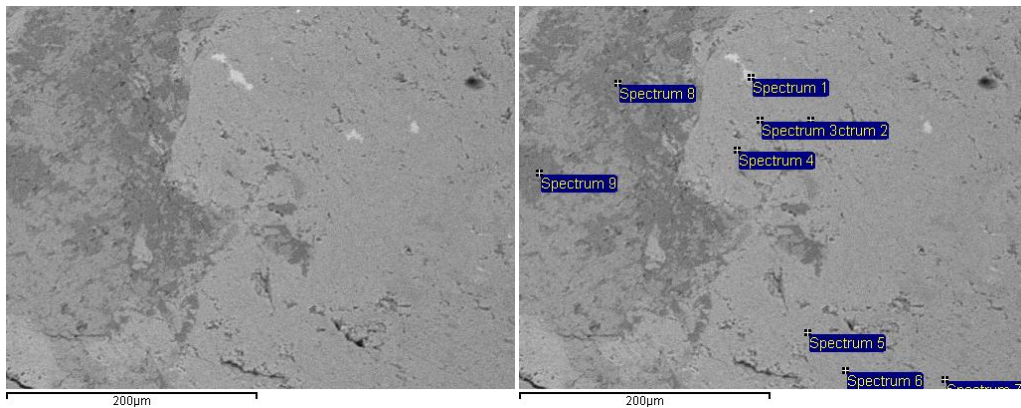
**Εικόνα 9.4.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία της θέσης επαφής. Στην εικόνα εντοπίζεται ο γρανάτης (S1, S2), ο μαγνητίτης (S3) και ο χλωρίτης (S4).



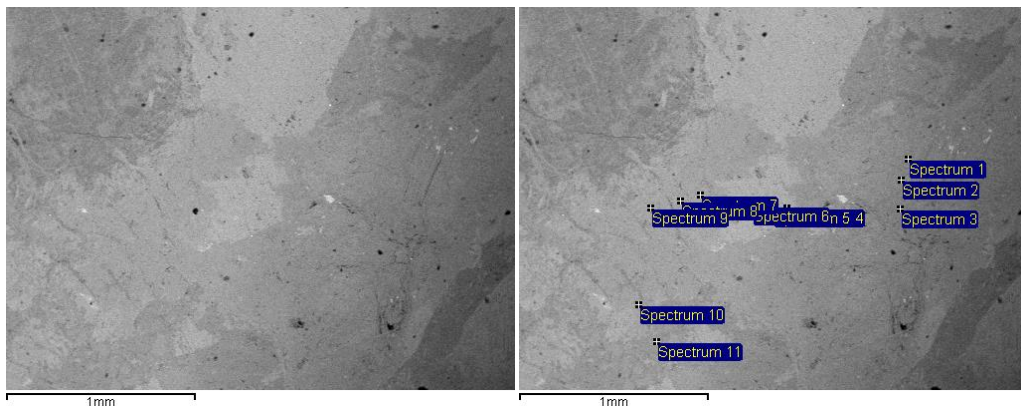
**Εικόνα 9.5.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία του βασάλτη. Στην εικόνα εντοπίζεται ο μαγνητίτης (S1, S2, S3), το επίδοτο (S4, S5, S9, S10) και ο χλωρίτης (S6, S7, S8).



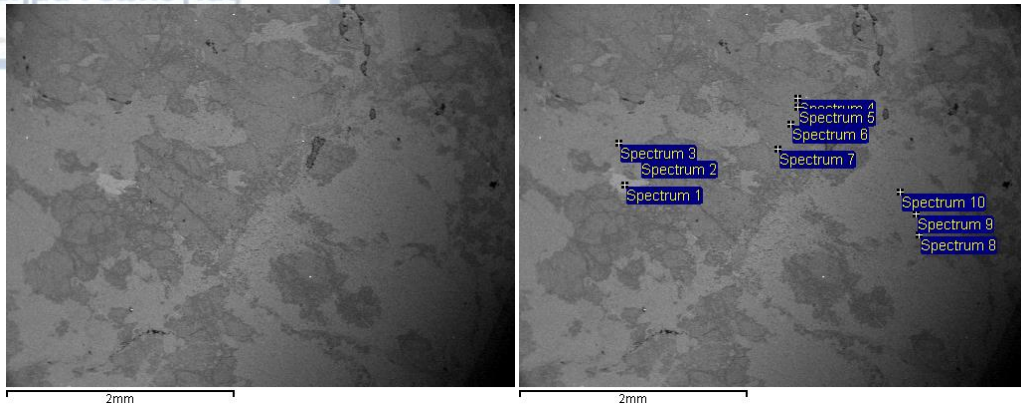
**Εικόνα 9.6.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία του βασάλτη. Στην εικόνα εντοπίζεται ο αλβίτης (S1, S2), το επίδοτο (S6, S7) και ο χλωρίτης (S3, S4, S5).



**Εικόνα 9.7.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία του γάβρου. Στην εικόνα εντοπίζεται ο άστριος (S8, S9), οι αμφίβολοι (S2, S3, S4, S5, S6, S7) και ο τιτανίτης (S1).



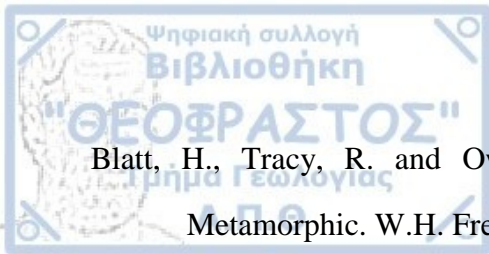
**Εικόνα 9.8.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία του γάβρου. Στην εικόνα εντοπίζεται ο πυρόξενος (S4, S5, S6), οι αμφίβολοι (S1, S7, S8, S9, S10) και ο χλωρίτης (S2, S3, S11).



**Εικόνα 9.9.** Οπισθοσκεδαζόμενη μικροφωτογραφία του γάβρρου. Στην εικόνα εντοπίζεται ο τιτανίτης (S1), οι αμφίβολοι (S2, S3,S8,S9, S10) και το επίδοτο (S4, S5, S6, S7).



- Abdelnasser, A. and Kumral, M., 2016. Mineral chemistry and geochemical behavior of hydrothermal alterations associated with mafic intrusive-related Au deposits at the Atud area, Central Eastern Desert, Egypt. *Ore Geology Reviews*, 77, 1-24.
- Amthauer, G., McIver, J. R. and Viljoen, E. A., 1979.  $^{57}\text{Fe}$  and  $^{119}\text{Sn}$  Moessbauer studies of natural tin-bearing garnets. *Physics and Chemistry of Minerals*, 4(3), 235-244.
- Anonymous, 1972. Penrose field conference on Ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y. and Pasero, M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18(5), 551-567.
- Arndt N., 2011. Greenschist Facies. In: Gargaud M. et al. (eds) *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Bateman, R., Costa, S., Swe, T. and Lambert, D., 2001. Archaean mafic magmatism in the Kalgoorlie area of the Yilgarn Craton, Western Australia: a geochemical and Nd isotopic study of the petrogenetic and tectonic evolution of a greenstone belt. *Precambrian Research*, 108, 75-112.
- Bekele, B. and Sen, A., 2020. The mineral chemistry of gahnite, garnet and columbite-group minerals (CFM): Implications for genesis and evolution of the Kenticha Rare-element granite-pegmatite, Adola, Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 162, 103691.
- Bertrand, J., Ferrière, j. and Stais, A., 1994. Données pétrographiques et géochronologiques sur des laves des domaines vardariene de Peonias et d'Almopias (Hellénides orientales). *Bull. Geol. Soc. Gr.*, 30, 213-222.



Blatt, H., Tracy, R. and Owens, B., 2006. Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic. W.H. Freeman and Company, 3<sup>rd</sup> Edition, 530p.

Borchert, H., 1970. On the ore-deposition and geochemistry of manganese. Mineralium Deposita, 5(3), 300-314.

Bonev, N., Magganas, A. and Klain, L., 2010. Regional geology and correlation of the eastern Circum-Rhodope Belt, Bulgaria-Greece. Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Proceedings XIX Congress Carpathian-Balkan Geological Association, Special Volume 100, 157-164.

Bonev, N. and Stampfli, G., 2011. Alpine tectonic evolution of a Jurassic subduction-accretionary complex: Deformation, kinematics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age constraints on the Mesozoic low-grade schists of the Circum-Rhodope belt in the eastern Rhodope- Thrace region, Bulgaria-Greece. Journal of Geodynamics, 52 (2), 143-167.

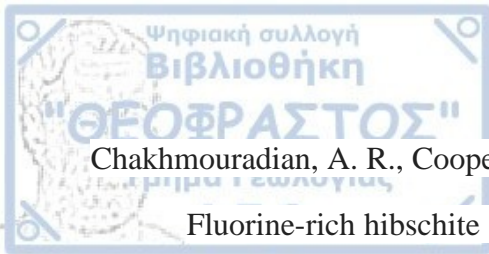
Boyanov, I., Mavroudchiev, B. and Vaptsarov, I., 1963. On the structural and formational peculiarities of part of the eastern Rhodopes. Bull. Geol. Inst., 12, 125-186

Boyanov, I. and Trifonova, 1978. New data on the age of the Phyllitoid complex from the eastern Rhodope. Bull. Geol. Inst. Bulgarian Ac. Sci., 12, 125-178.

Brown, E.H., 1967. The Greenschist Facies in part of Easter Otago, New Zealand. Contr. Mineral. and Petrol., 14, 259-292.

Brown, S. and Robertson, A., 2004. Evidence for the Neotethys ocean rooted in the Vardar zone: evidence from Voras Mountains, NW Greece. Tectonophysics, 381, 143-173.

Casey, T.J., 2009. Iron and manganese in water occurrence, drinking water standards, treatment options. Aquavarra research publications, Water Engineering Papers, Paper 3.



Chakhmouradian, A. R., Cooper, M. A., Medici, L., Hawthorne, F. C. and Adar, F., 2008.

Fluorine-rich hibschite from silicocarbonatite, Afrikanda complex, Russia: crystal chemistry and conditions of crystallization. *The Canadian Mineralogist*, 46(4), 1033-1042.

Cloutier J., Piercey, S. & Huntington, J., 2021. Mineralogy, Mineral Chemistry and SWIR Spectral Reflectance of Chlorite and white Mica. *Minerals*, 11, 471.

Coleman, R.G., 1977. *Ophiolite*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 229p.

Dana, E.S., 1949. *A textbook of mineralogy*. 4<sup>th</sup> edition, New York: John Wiley & Sons, 485p.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. *An introduction to the Rock Forming Minerals: Second Edition*. Longman Limited, Essex, England, 696p.

Dzigbodi-Adjimah, K., 2004. The mineralogy and petrography of the ferruginous manganese rocks at Mankwadzi, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 38, 293-315.

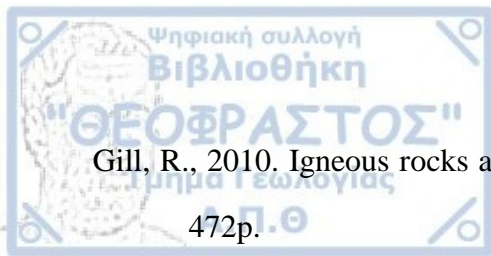
Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Econ. Geol.*, 77, 745-754.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., 317-391.

Fromme, J., 1901. Minerale aus dem Radautale, u.a. Pyknochlorit, eine neue Chloritart. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 22(1), 62-73.

Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., Dzierzanowski, P., Armbruster, T. And Kozanecki, M., 2005. A natural scandian garnet. *American Mineralogist*, 90(10), 1688-1692.

Geiger, C.A. and Armbruster T., 1997.  $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$  spessartine and  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$  grossular garnet: Structural dynamic and thermodynamic properties. *American Mineralogist*, 82, 740-747.



Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes: a practical guide. Oxford: Wiley-Blackwell, 472p.

Glasby, G.P., 1988. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model of genesis. *Ore Geol. Rev.*, 4, 145-153.

Hart, G., 1927. The Nomenclature of Silica. *American Mineralogist*, 12 (11), 383-395.

Hatch, F.W., Wells, A.K. and Wells, M.K., 1987. *Petrology of igneous rocks*. Billing & Sons Limited, Guildford and Worcester, 469p.

Hawthorne, F.C., 1981. Some systematics of the garnet structure. *Journal of Solid State Chemistry*, 37, 157–164.

Hawthorne, F.C., 2002. The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex minerals. *Canadian Mineralogist*, 40, 699–710.

Haynes, W.M., Lide, D.R. and Bruno, T.J., 2016. *CRC Handbook of Chemistry and Physics: A Ready-reference book of Chemical and Physical data*. CRC Press, 97<sup>th</sup> Edition, 2643p.

Hébert, R., Gueddari, K., LaFléche, M.R., Beslier, M.-O. and Gardien, V., 2001. Petrology and geochemistry of exhumed peridotites and gabbros at non-volcanic margins: ODP Leg 173 West Iberia ocean-continent transition zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 187, 161-189.

Hein, J.R., Kochinsky, A., Halback, P., Manheim, F.T., Bau, M., Kang, J.K. and Lubick, N., 1997. Iron and Manganese oxide mineralization in the Pacific. *Geological Society Special Publications*, 119, 123-138.

Heshmatbehzadi, K. and Shahabpour, J. (2010) Metallogeny of manganese and ferromanganese ores in Baft ophiolitic melange, Kerman, Iran. *Aust. J. Earth. Sci.*, 4, 302– 313.





Hewitt, D.F., 1966. Stratified deposits of oxides and carbonates of manganese. *Econ. Geol.*, 61, 431-461.

Hsu, L.C., 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.

Hyndman, D.W., 1985. *Petrology of igneous and metamorphic rock*. McGraw-Hill College, 2<sup>nd</sup> Edition, 786p.

Ivanov, R., 1981. The deep-seated Central Rhodope Nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. *Geol. Balc.*, 11.3, 47-66.

Jacobsen, S.B. and Pimentel-Kloe, M.R., 1988. A Nd isotope study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: the source of REE and Fe in Archaean oceans. *Earth Planet. Sci.*, 87, 29-44.

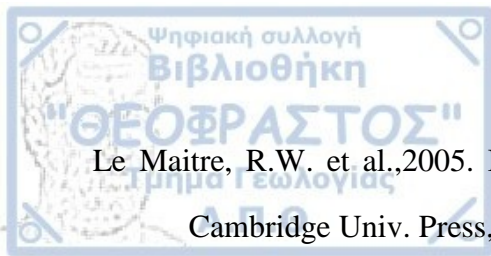
Kauffmann, G., Kockel, F. and Mollat, H., 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Sov. Geol. France*, 18, 225-230.

Khozyem, H., Hamdan, A., Tantawy, A.A., Emam, A. and Elbadry, E., 2019. Distribution and origin of iron and manganese in groundwater: case study, Balat-Teneida area, El-Dakhla Basin, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 12, 523.

Kiracofe, Z.A., Henika, W.S., and Schreiber, M.E., 2017. Assessing the Geological Sources of Manganese in the Roanoke River Watershed, Virginia. *Environmental & Engineering Geoscience*, 23(1), 43-64.

Kockel, F., Mollat, H. and Walther, H.W., 1971. *Geologie des Servomazedonischen Massivs und seines Mesozoischen Rahmens*. *Geol. Jahrb.*, 83, 7, 575-602.

Kossmat, F., 1924. *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die kriegsSchauplätze 1914-18*. *Geol. dergestellt*, H. 12, 198, S. Berlin.



Le Maitre, R.W. et al., 2005. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge Univ. Press, 2<sup>nd</sup> edition, 254p.

Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresh, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. *Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. *Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.

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. *Computers & Geosciences*, 34(12), 1769-1780.

Mandarino, J. A. and Back, M. E., 2004. *Fleischer's glossary of mineral species 2004*. Tucson: Mineralogical Record, 1436p.

Maner, J., London, D. and Icenhower, J., 2019. Enrichment of manganese to spessartine saturation in granite-pegmatite systems. *American Mineralogist*, 104 (11), 1625-1637.

Manning, D.A.C., 1983. Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 47, 353–358.

Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Frei, D. and BouDagher-Fadel, M.K., 2009. Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, Northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277, 199-225.

Meinhold, G. and Kostopoulos, D., 2013. The Circum-Rhodope belt, Northern Greece: Age, provenance and tectonic setting. *Tectonophysics*, 595-596, 55-68.



Mercier, J., 1966. Etude géologique des zones internes des Héliénides en Macedoine central. Contribution à l'étude du metamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Héliénides. Ann. Geol. Pays Hell., 20, 1-753.

Mercier, J., 1966. Mouvement orogéniques, épirogéniques et magmatisme d'âge jurassique supérieur-éocène dans les zones internes des Héliénides (Macedoine Grèce). Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn. (2), VIII, fasc. 4, 265-278.

Mercier, J., Vergély, P. and Bébien, J., 1975. Les ophiolites helléniques «obductées» au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne?. Comptes Rendus des Sommaires de la Société Géologique de France, 17, 108–111.

Michard, A., Goffé, B., Liati, A. and Mountrakis, D., 1994. Découverte du faciès schiste bleu dans les nappes du circum Rhodope: un élément d'une ceinture HP/BT éohellénique en Grèce septentrionale. C.R. Acad. Paris, 318, 1535-1542.

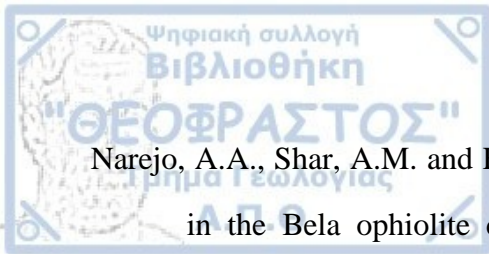
Middlemost, E., 1975. The basalt clan. Earth-Science Reviews, 11 (4), 337-364.

Mills, S. J., Hatert, F., Nickel, E. H. and Ferraris, G., 2009. The standardisation of mineral group hierarchies: application to recent nomenclature proposals. European Journal of Mineralogy, 21(5), 1073-1080.

Mogessie, A., Tessadri, R., and Veltman, C.B., 1990. EMP-AMPH A Hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association. Computers & Geosciences, 16 (3), 309-313.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, J. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73(9-10), 1123-1133.

Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. Canad. Mineral., 27, 143-156.



Narejo, A.A., Shar, A.M. and Fatima, N., 2019. Geochemistry and origin of Mn deposits in the Bela ophiolite complex, Balochistan, Pakistan. *J. Petrol. Explor. Prod. Technol.*, 9, 2543–2554.

Öksüz, N. and Okuyucu, N., 2014. Mineralogy, Geochemistry and Origin of Buyukmahal Manganese Mineralization in the Artova Ophiolitic Complex, Yozgat, Turkey. *Journal of Chemistry*, vol. 2014, 11p.

Osswald, K., 1938. *Geologische Geschichte von Griechische-Nordmakedonien*. Υπόμνημα Γεωλογικής Υπηρεσίας Ελλάδος, 3.

Post, J.E., 1999. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 96, 3447-3454.

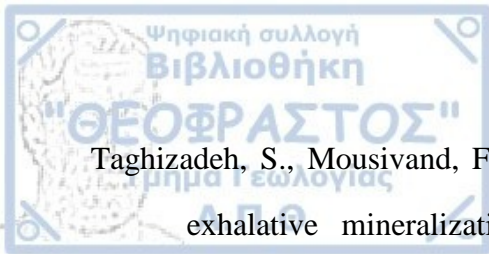
Rittmann, A., 1973. *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 264p.

Rodehorst, U., Geiger, C.A. and Armbruster, T., 2002. The crystal structures of grossular and spessartine between 100 and 600K and the crystal chemistry. *American Mineralogist*, 87, 542-549.

Roy, S., 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Economic Geology*, 87, 1218-1236.

Stais, A. and Ferrière, j., 1991. Nouvelles données sur la paléogéographie Mésozoïque du domain Vardarien: les bassins d'Almopias et de Péonias (Macedoine, Hellénides internes septentrionales). *Bull. Geol. Soc. Gr.*, 26(1), 491-507.

Stais, A., 1994. *Evolution géodynamique des bassins Mésozoïques Vardariens (domaines de Peonias et d'Almopias), Hellenides orientales*. PhD thesis. University of Lille, 247 p.



Taghizadeh, S., Mousivand, F. and Ghasemi, H., 2012. Zakeri Mn deposit, example of exhalative mineralization in the southwest Sabzevar. 31th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Theye, T., Schreyer, W. and Fransolet, A.M., 1996. Low-Temperature, Low-Pressure Metamorphism of Mn-rich Rocks in Lienne Syncline, Venn-Stavelot Massif (Belgian Ardennes), and the Role of Carpholite. *Journal of Petrology*, 37(3), 767-783.

Tranos, M., Kiliyas, A. and 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.

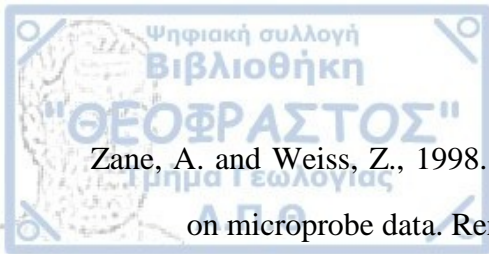
Usman, U.A., Yusoff, I., Raoov, M., Alias, Y., Hodgkinson, J. and Abdullah, N., 2021. An integrated toolkit using multiple methods for determining the potential sources of iron and manganese in groundwater: a case study from the lower Kelantan River Basin, Malaysia. *Environ. Earth Sci.*, 80, 461.

White, R.W., Powell, R. and Johnson, T., 2014. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a-x relations for manganese-bearing minerals. *J. Metamorphic Geol.*, 32, 809-828.

Wiewióra, A. and Weiss, Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner.*, 25, 83–92.

Williams, H., Turner, F.J. and Gilber, C.M., 1982. *Petrography. An Introduction to the study of rocks in thin sections.* Freeman and Company, San Francisco, Second Edition, 625p.

Zachariadis, P., 2007. Ophiolite of the eastern Vardar Zone, N. Greece. PhD thesis. Johannes-Gutenberg Universitat, Mainz, 221p.



Zane, A. and Weiss, Z., 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. Rend. Lincei Sci. Fis. Nat., 9, 51–56

### Ελληνική Βιβλιογραφία

Ασβεστά, Α., 1992. Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδ. Διατ. Α.Π.Θ, 439σ.

Κατσικάτσος, Γ., 1992. Γεωλογία της Ελλάδας. Αθήνα, 451σ.

Μαγγανάς, Α., 1988. Ορυκτολογική, πετρολογική και γεωχημική μελέτη των Μετα-βασικών και Μετα-υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής Ζώνης στην Θράκη. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 200σ.

Μουντράκης, Δ., 2010. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 374σ.

Θεοδωρίκας Σ., 2013. Ορυκτολογία-Πετρολογία (4<sup>η</sup> έκδοση). Γραφικές Τέχνες «Μέλισσα», 926σ.