



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ**

ΑΡΙΣΤΕΙΔΗΣ Γ. ΣΤΑΜΑΤΙΑΔΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ
ΘΕΡΜΟΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ
ΣΙΘΩΝΙΑΣ ΜΕ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ
ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ, ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ, Β. ΕΛΛΑΔΑ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

*ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ'
ΚΛΑΔΟΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ : 'ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ'*

**ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2020**





ΑΡΙΣΤΕΙΔΗΣ Γ. ΣΤΑΜΑΤΙΑΔΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

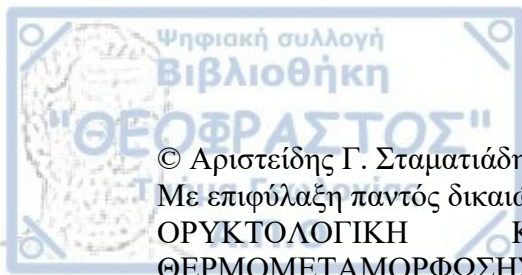
**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ
ΘΕΡΜΟΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ
ΣΙΘΩΝΙΑΣ, ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ ΜΕ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ
ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ, Β. ΕΛΛΑΔΑ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον', Κλάδος Ειδίκευσης 'Πετρολογίας-
Γεωχημείας'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 28/01/2020

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια, Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Επιβλέπουσα
Καθηγητής, Κορωναίος Αντώνιος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Αναπληρωτής Καθηγητής, Σολδάτος Τριαντάφυλλος, Μέλος Τριμελούς
Συμβουλευτικής Επιτροπής



© Αριστείδης Γ. Σταματιάδης, Γεωλόγος, 2020

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ
ΘΕΡΜΟΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΠΑΦΗΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ ΜΕ
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ,
ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ, Β. ΕΛΛΑΔΑ – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*

© Aristeidis G. Stamatiadis, Geologist, 2020

All rights reserved.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF THE CONTACT
METAMORPHISM BETWEEN THE SITHONIA PLUTONITE AND THE
METAMORPHIC ROCKS OF THE CIRCUM-RHODOPE BELT, CHALKIDIKI, N.
GREECE – *Master Thesis*

Citation:

Σταματιάδης Α. Γ., 2020. – Ορυκτολογική και Γεωχημική Μελέτη της Θερμομεταμόρφωσης Επαφής του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας με μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης, Χαλκιδική, Β. Ελλάδα. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 95 σελ.

Stamatiadis A. G., 2020. – Mineralogical and Geochemical Study of the Contact Metamorphism between the Sithonia Plutonite and the Metamorphic Rocks of the Circum-Rhodope Belt, Chalkidiki, N. Greece. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 95 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.



Αφιερώνεται στην οικογένειά μου





ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΖΩΝΩΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΠΑΦΗΣ	3
1.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	4
2 ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	6
2.1 ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗ ΖΩΝΗ	6
2.2 ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ	9
3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	16
4 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΕΠΑΦΗΣ	19
4.1 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	19
4.2 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ	24
4.2.1 Χαλαζίας (Qtz).....	27
4.2.2 Καλιούχος Άστριος (Kfs) - Πλαγιόκλαστο (Pl).....	28
4.2.3 Αμφίβολος (Amp).....	31
4.2.4 Κλινοπυρόξενος (Cpx).....	36
4.2.5 Γρανάτης (Grt).....	40
4.2.6 Βεζουβιανίτης (Ves)	50
4.2.7 Επίδοτο-Αλλανίτης-Κλινοζοϊσίτης (Ep-Aln-Czo).....	60
4.2.8 Λοιπά ορυκτά.....	70
4.3 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	70
5 ΣΥΖΗΤΗΣΗ	72
6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	80
7 ΠΕΡΙΛΗΨΗ	82
8 SUMMARY	84
9 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	86





Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί κατά καιρούς με τη μελέτη του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας, χωρίς, ωστόσο, να γίνεται ευρεία αναφορά στα φαινόμενα θερμικής μεταμόρφωσης που προκάλεσε στα περιβάλλοντα πετρώματα η διείσδυση του πλουτωνικού σώματος.

Σκοπός αυτής της διατριβής είναι η ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη των πετρωμάτων που έχουν υποστεί επίδραση από την παρουσία του πλουτωνικού όγκου, με στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων για τις επικρατούσες συνθήκες υπό τις οποίες το πλουτωνικό σώμα επέδρασε πάνω σ' αυτά.

Στο κεφάλαιο 1 αναφέρονται γενικά στοιχεία των ζωνών επαφής, όπως και της περιοχής μελέτης.

Στο κεφάλαιο 2 γίνεται ευρεία αναφορά στη γεωλογία της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα, περιγράφονται τα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης, στην οποία αντιστοιχεί μέρος των πετρωμάτων της ζώνης επαφής, καθώς και το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας, εφόσον είναι αυτό που προκάλεσε αυτά τα φαινόμενα.

Στο κεφάλαιο 3 παρουσιάζονται οι αναλυτικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή για την μελέτη των πετρωμάτων της ζώνης επαφής.

Το κεφάλαιο 4 περιλαμβάνει την μελέτη των πετρωμάτων της ζώνης επαφής, από πετρολογικής, ορυκτολογικής, ορυκτοχημικής και γεωχημικής πλευράς.

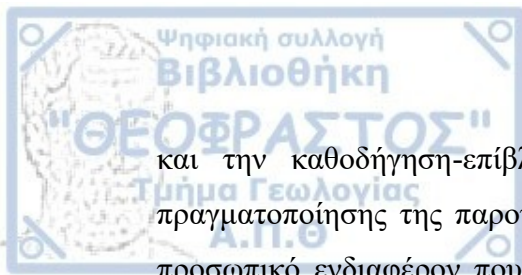
Στο κεφάλαιο 5 γίνεται ερμηνεία των δεδομένων που έχουν εξαχθεί από τη μελέτη της ζώνης επαφής.

Στο κεφάλαιο 6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής.

Η συλλογή των δειγμάτων και η υπαίθρια παρατήρηση έγιναν με τρόπο που να καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του εύρους της ζώνης επαφής, όσο αυτό ήταν δυνατόν από πλευράς προσέγγισης, στις περιοχές της Ελιάς και του Παρθενώνα Χαλκιδικής.

Η εργαστηριακή ανάλυση των δειγμάτων με τις μεθόδους της οπτικής και ηλεκτρονικής μικροσκοπίας, αλλά και της ακτινογράφησης των δειγμάτων έγινε στα εργαστήρια του τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Η πρόταση του θέματος έγινε από τον ομότιμο καθηγητή κ. Χριστοφίδη Γεώργιο, τον οποίο ευχαριστώ θερμά. Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω στην αναπληρώτρια καθηγήτρια κ. Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την ανάθεση του θέματος



και την καθοδήγηση-επίβλεψη που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια της πραγματοποίησης της παρούσας διατριβής, μα κυρίως για την υπομονή της και το προσωπικό ενδιαφέρον που επέδειξε. Τους καθηγητές κ.κ. Κορωναίο Αντώνιο και Σολδάτο Τριαντάφυλλο ευχαριστώ για την συνεργασία μας και τη συμμετοχή τους ως μέλη της τριμελούς επιτροπής, αλλά και για κάθε βοήθεια που μου παρείχαν.

Τον υποψήφιο διδάκτορα και φίλο μου, Κηπουρό Νικόλαο ευχαριστώ θερμά για τις υποδείξεις του όσον αφορά στην κατασκευή και μελέτη των λεπτών-στιλπνών τομών, όπως και τις συζητήσεις περί γεωλογικών θεμάτων. Τη συμφοιτήτριά μου στο Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών Παπασπύρου Μαρία-Άννα ευχαριστώ για τη βοήθειά της στην κατασκευή δειγμάτων για ακτινογραφική ανάλυση και την εξαιρετική συνεργασία μας. Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλονται στη δρ. Πιπερά Κυριακή για τις πολύτιμες συμβουλές της στην κονιοποίηση δειγμάτων και την κατασκευή σκευασμάτων για ακτινογραφική ανάλυση, αλλά και για την άψογη συνεργασία μας. Τη μεταπτυχιακή φοιτήτρια και εξαιρετική φίλη, Ελένη Μιχαηλίδου, ευχαριστώ θερμά για την βοήθειά της στην ανεύρεση βιβλιογραφίας, την ανταλλαγή απόψεων και τις πολύτιμες συμβουλές που μου παρείχε ώστε να είναι δυνατή η ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Ευχαριστίες οφείλονται σε όλους τους μεταπτυχιακούς φοιτητές και υποψήφιους διδάκτορες του Τομέα, για την όποια βοήθεια μου παρείχαν, όπως και για την συνεργασία και τις ευχάριστες στιγμές που ζήσαμε κατά τη διάρκεια της παρουσίας μου στο Π.Μ.Σ.

Το μεγαλύτερο μέρος της ευγνωμοσύνης μου, όμως αξίζει στην οικογένειά μου για την υπομονή και την υποστήριξη, ηθική και υλική, που μου παρέχει σε κάθε βήμα της ζωής μου.

1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΖΩΝΩΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΠΑΦΗΣ

Σύμφωνα με τους Bucher and Grapes (2011), η μεταμόρφωση επαφής είναι μια διεργασία που λαμβάνει χώρα σε πετρώματα που έρχονται σε επαφή με πλουτωνικά ή έκχυτα πυριγενή σώματα. Οποιαδήποτε αλλαγή συμβαίνει στα πετρώματα, προκαλείται κυρίως από τη θερμότητα που μεταδίδεται από τα πυριγενή σώματα κατά την ψύξη τους και από ρευστά που αποβάλλονται από το κρυσταλλούμενο μάγμα. Το ποσό της θερμότητας που διαχέεται στα περιβάλλοντα πετρώματα ελέγχει τη δημιουργία της ζώνης, ή άλω, επαφής (Kornprobst 2002). Το εύρος της ζώνης επαφής εξαρτάται από το μέγεθος του πυριγενούς σώματος (Kornprobst 2002) και κυμαίνεται από μερικά μέτρα έως μερικά χιλιόμετρα (Bucher and Grapes 2011).

Συγκεκριμένα, το εύρος της ζώνης επαφής εξαρτάται από τον όγκο, τη σύσταση και το βάθος της διείσδυσης του πλουτωνικού σώματος, καθώς επίσης και από τις ιδιότητες των περιβαλλόντων πετρωμάτων, ειδικά το περιεχόμενό τους σε ρευστά και την διαπερατότητά τους. Είναι φανερό ότι ένα μεγάλου όγκου πυριγενές σώμα εκλύει περισσότερη θερμότητα από ένα μικρότερου όγκου σώμα. Κατά συνέπεια, μία ζώνη επαφής σχηματίζεται πιο εύκολα κοντά σε μεγάλους πυριγενείς όγκους, ενώ αντίθετα ο σχηματισμός ζωνών επαφής παρακείμενων σε κοίτες ή φλέβες είναι σπάνιος έως απίθανος.

Οι θερμοκρασίες των διαφόρων τύπων μαγμάτων διαφέρουν σημαντικά. Τα βασικής σύστασης μάγματα έχουν μέση θερμοκρασία πάνω από 1000°C, ενώ αντίθετα οι περισσότεροι γρανιτικοί όγκοι σχηματίζονται από πλούσια σε νερό ρευστά σε θερμοκρασίες 650-700°C, και είναι οι πιο κοινοί στον ηπειρωτικό φλοιό.

Το βάθος της διείσδυσης του πυριγενούς σώματος καθορίζει τη θερμική βαθμίδα και τη ροή της θερμότητας διαμέσου της επαφής μαγματικού όγκου και περιβαλλόντων πετρωμάτων. Σε βάθη μεγαλύτερα των 10 km του φλοιού της Γης, τα πετρώματα βρίσκονται ήδη σε υψηλή θερμοκρασία, γι αυτό και είναι δύσκολο να σχηματιστεί θερμική ζώνη επαφής.

Η επίδραση της θερμικής μεταμόρφωσης είναι περισσότερο εμφανής σε μη μεταμορφωμένα ιζηματογενή, ειδικά σε αργιλικούς σχιστόλιθους και ασβεστόλιθους, που βρίσκονται σε επαφή με μεγάλους μαγματικούς όγκους. Αντίθετα, πετρώματα

που έχουν υποστεί μέσου έως υψηλού βαθμού περιοχική μεταμόρφωση προ της μαγματικής διείσδυσης έχουν μειωμένες ενδείξεις επίδρασης από τη θερμική μεταμόρφωση, εξαιτίας του ότι οι προγενέστερες ορυκτολογικές παραγενέσεις καταφέρνουν να διατηρούνται στις συνθήκες της θερμικής μεταμόρφωσης.

Τα πιο τυπικά πετρώματα που σχηματίζονται στις ζώνες θερμομεταμόρφωσης επαφής συνήθως είναι λεπτόκοκκα και χωρίς σχιστότητα και ονομάζονται κερατίτες. Στην ειδική περίπτωση που τα περιβάλλοντα πετρώματα αποτελούνται από ανθρακικά πετρώματα, σχηματίζουν μία παραγένεση αποτελούμενη από ασβεστοπυριτικά ορυκτά, ο τύπος πετρώματος ονομάζεται skarn.

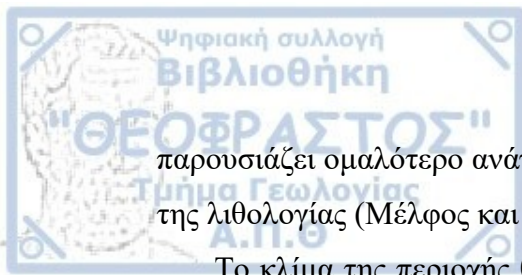
Στην περιοχή μελέτης, το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας είναι ένα ελλειψοειδές σώμα που καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου της Σιθωνίας, περίπου 350 km², σχηματίζοντας στην επαφή του με τα περιβάλλοντα πετρώματα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής, που είναι διακριτά σε μία ζώνη εύρους περίπου 100 m, που διακόπτεται από απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες, που διατρέχουν και το κυρίως σώμα του πλουτωνίτη (Christofides et al. 1990).

Περαιτέρω ανάλυση για τα χαρακτηριστικά της ζώνης επαφής και του πλουτωνίτη θα γίνει στα επόμενα κεφάλαια.

1.2 ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ-ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η χερσόνησος της Σιθωνίας, μαζί με αυτές της Κασσάνδρας και του Άθω, αποτελεί την απόληξη της ευρύτερης χερσονήσου της Χαλκιδικής. Καθώς το μεγάλο εύρος του ισθμού της χερσονήσου, σε σύγκριση με τις άλλες δύο, κάνει δύσκολη την οριοθέτησή της, μπορεί να θεωρηθεί σαν βορειότερο όριο η οριογραμμή των κοινοτήτων Νικήτης και Αγ. Νικολάου (Παπάγγελος 2000).

Η χερσόνησος της Σιθωνίας περιβάλλεται στα δυτικά από τον Τορωναίο κόλπο (ή κόλπος της Κασσάνδρας), ενώ στα ανατολικά από τον Σιγγιτικό κόλπο (ή κόλπος του Αγίου Όρους). Το ανάγλυφο της χερσονήσου χαρακτηρίζεται γενικά ως υψηλό και απότομο (Μέλφος και Παρλατζά 1989), με πολλές ακτές που είναι κατά κύριο λόγο απομονωμένες. Το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου καταλαμβάνει το όρος Ίταμος με μέγιστο υψόμετρο (κορυφή Αστραποκαμμένο) στα 808 m. Γενικά, παρατηρείται ότι η ανατολική πλευρά της χερσονήσου έχει πιο απότομο ανάγλυφο, με στενές και βαθιές κοιλάδες, σε σχέση με αυτό της δυτικής πλευράς, που



παρουσιάζει ομαλότερο ανάγλυφο, γεγονός που ενδεχομένως οφείλεται στην διαφορά της λιθολογίας (Μέλφος και Παρλατζά 1989).

Το κλίμα της περιοχής θεωρείται μεσογειακό, ενώ από πλευράς βλάστησης, στα ορεινά τμήματα επικρατούν τα πευκοδάση, ενώ στα πεδινά κυριαρχεί η χαμηλή θαμνώδης βλάστηση.

2 ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας διεισδύει κατά κύριο λόγο σε πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης (Kauffmann et al. 1976, Kockel et al. 1977, De Wet et al. 1989), ενώ στο ανατολικό τμήμα της χερσονήσου της Σιθωνίας εντοπίζονται πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας, τμήματα των οποίων εγκλείονται στο πλουτωνικό σώμα (D' Amico et al. 1990). Περιορισμένη εμφάνιση πετρωμάτων της ζώνης Παιονίας παρατηρείται στο νοτιοδυτικό τμήμα της χερσονήσου (Tranos et al. 1999), ενώ σύμφωνα με τους Mussallam and Jung (1986) και Bebieen et al. (1987), στο νότιο τμήμα το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα βρίσκεται σε επαφή με οφειολίθους. Παρακάτω περιγράφονται τα χαρακτηριστικά της Περιοδοπικής Ζώνης, στα πετρώματα της οποίας εντοπίστηκαν στοιχεία της θερμικής μεταμόρφωσης και μελετήθηκαν για την παρούσα διατριβή, και του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας.

2.1 ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗ ΖΩΝΗ

Η Περιοδοπική ζώνη τοποθετείται δυτικά της Σερβομακεδονικής Μάζας και εκτείνεται με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ από τα βόρεια σύνορα του ελλαδικού χώρου, στη λίμνη Δοϊράνη, προς τον κορμό της Χαλκιδικής, περιλαμβάνει την χερσόνησο της Σιθωνίας όπου και κάμπτεται, ακολουθώντας διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, καλύπτει το νότιο άκρο της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς το νησί της Σαμοθράκης. Στη Θράκη περιλαμβάνει την περιοχή μεταξύ των ποταμών Λίσσου (Φιλιούρι) και Έβρου (Μαγκανάς 1988), ενώ καταλαμβάνει και μέρος της νότιο-ανατολικής Βουλγαρίας στη θέση Strandza (Boyanov et al. 1963).

Από τους Kauffmann et al. (1976) η Περιοδοπική ζώνη ορίστηκε ότι αποτελεί την εσωτερική ζώνη των Ελληνίδων που αποτελείται από χαμηλού βαθμού Τριαδικά και Ιουρασικά μετα-ιζήματα, κυρίως μετα-κλαστικά και μετα-ανθρακικά, ενώ υπάρχουν και ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί, αλλά και τμήματα από τη ζώνη Παιονίας, όπως ιζήματα βαθιάς θάλασσας με παρεμβολές οφειολιθικών σωμάτων, με όλα τα παραπάνω να επικάθονται στην υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης ενιαία κρυσταλλική μάζα της Ελληνικής Ενδοχώρας (Ροδόπη και Σερβομακεδονική Μάζα),

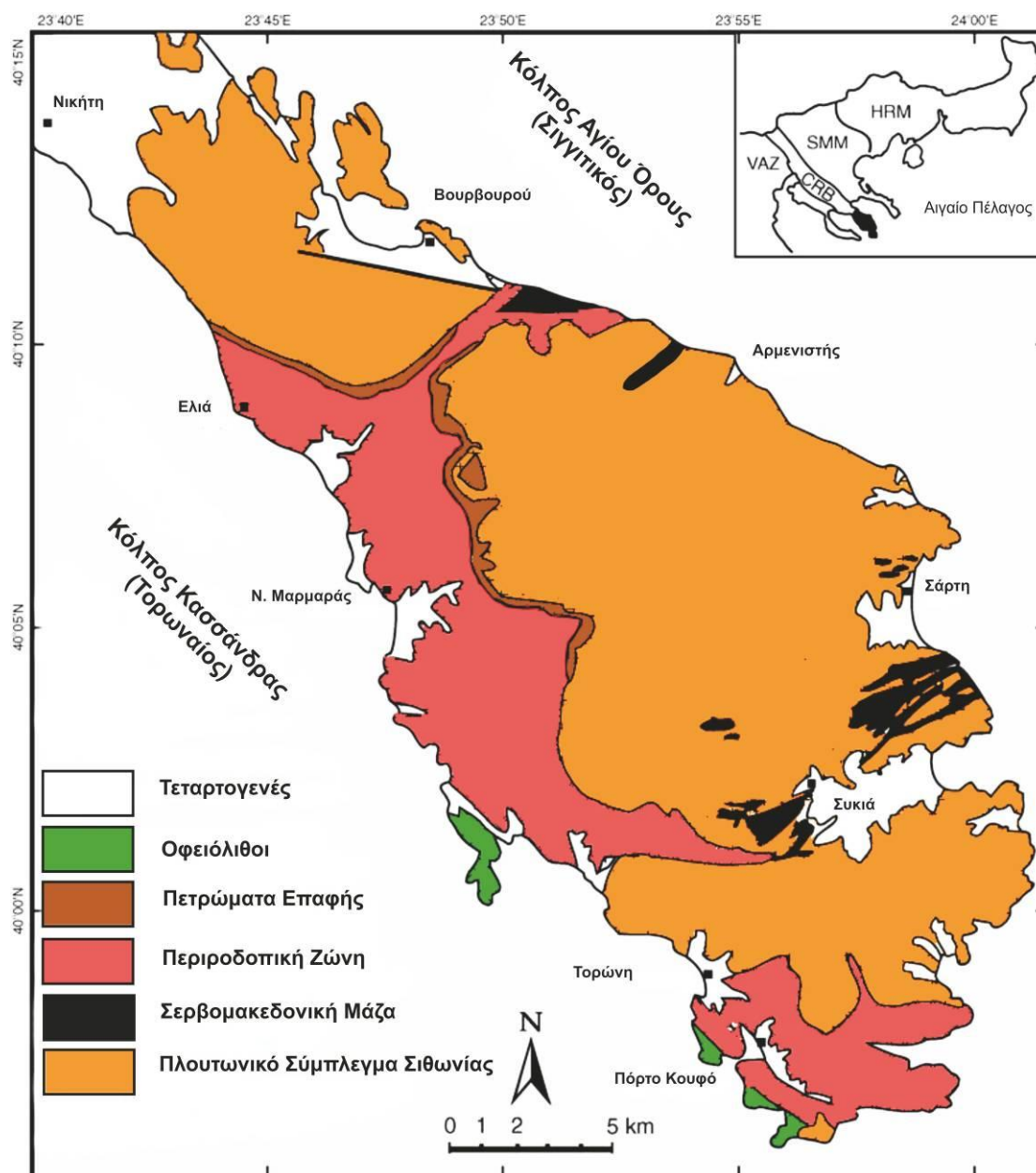
πιστεύοντας ότι αναπαριστά το Μεσοζωικό στρωματογραφικό κάλυμμα του κρυσταλλικού υποβάθρου. Χωρίστηκε σε τρεις επιμέρους ενότητες, που από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι: (α) ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, (β) ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα, και (γ) ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Kauffmann et al. 1976, Kockel et al. 1977).

Ωστόσο, οι Ricou et al. (1998), απορρίπτουν το παραπάνω μοντέλο, υποστηρίζοντας την ύπαρξη δύο διακριτών πρασινισχιστολιθικής φάσης, Μεσοζωικών μετα-ιζηματογενών ακολουθιών, μίας ανατολικής που επικάθεται νότια της Μάζας της Ροδόπης στην περιοχή της Θράκης, και μίας δυτικής ακολουθίας που επικάθεται στη Σερβομακεδονική Μάζα στα δυτικά και σχετίζεται με την ανάπτυξη ολισθοστρωματικού φλύσχη κατά το Κρητιδικό (Meinhold and Kostopoulos 2013). Στα όρια Σερβομακεδονικής Μάζας και Περιοδοπικής Ζώνης εντοπίζονται ανάστροφα ρήγματα ΒΑ διεύθυνσης που έχουν προκαλέσει την τοποθέτηση των πετρωμάτων της τελευταίας πάνω σ' αυτά της Σερβομακεδονικής Μάζας (Tranos et al. 1999), ωστόσο οι περίπλοκες δομές και μεταμορφικές επικαλύψεις του Άνω Μεσοζωικού και του Καινοζωικού προκαλούν διάφορα παλαιοτεκτονικά μοντέλα και ερμηνείες (Ricou et al. 1998, Brown and Robertson 2003, Brown and Robertson 2004, Meinhold et al. 2009).

Στη Σιθωνία (Σχήμα 2.1) εντοπίζονται στα δυτικά και κεντρικά τμήματα της χερσονήσου σχηματισμοί, όπως χαλαζίτες και φυλλίτες (D' Amico et al. 1990), που ανήκουν στην ευρύτερη ενότητα Μελισσοχωρίου («ενότητα Σβούλας» κατά τους Kauffmann et al. 1976, «φλύσχη της Σβούλας» κατά τους Kockel et al. 1977), ηλικίας Κάτω-Μέσου Ιουρασικού (Kockel et al. 1977) ή Άνω Τριαδικού έως αρχές Άνω Ιουρασικού (Dimitriadis and Asvesta 1993). Πιο συγκεκριμένα, οι ακολουθίες που εμφανίζονται είναι σκούροι φυλλίτες (μεταπηλίτες) που μεταβαίνουν σε ασβεστούχους πηλόλιθους και ψαμμίτες (Meinhold and Kostopoulos 2013). Η επικρατούσα λιθολογία που εμφανίζεται στο σχηματισμό Μελισσοχωρίου αποτελείται από συμπαγείς ασβεστούχους ψαμμίτες μεγάλου πλάτους και χαλαζίτες, που ποικίλουν σε χρώμα, ενώ εντοπίζονται και κύβοι σιδηροπυρίτη, που πλέον έχουν μετατραπεί σε αιματίτη (Meinhold and Kostopoulos 2013).

Νοτιότερα, εντοπίζονται μετα-ιζήματα της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη που είναι κυρίως σχιστόλιθοι (ασβεστιτικοί, σερικιτικοί, χλωριτικοί) και φυλλίτες, πρασινισχιστόλιθοι και πρασινίτες της Μαγματικής Σειράς Χορτιάτη (Kockel et al. 1977, Chatzidimitriadis 1980, D' Amico et al. 1990, Tranos et al. 1993). Ασβεστόλιθοι

και περιορισμένης έκτασης οφειόλιθοι της ενότητας Παιονίας εντοπίζονται στο νότιο άκρο της Χερσονήσου (Τρανός 1998).



Σχήμα 2.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007), από Πιπερά (2008).

Τα πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου, καθώς και ολόκληρης της Περιοδοπικής Ζώνης έχουν υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση κατά το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό που σχετίζεται με μία S1 σχιστότητα, που είναι υποπαράλληλη με τη στρωμάτωση (Tranos et al. 1999), ενώ η επικρατούσα S1

σχιστότητα κάμπτεται από ΝΔ κλίσης ασύμμετρες σχεδόν κλειστές F2 πτυχές, που σχετίζονται με μια αξονικού επιπέδου S2 σχιστότητα ρυτίδωσης, και συμμεταμορφικές επωθήσεις κατά τη διάρκεια ενός Άνω Κρητιδικού – Κάτω Τριτογενούς τεκτονομεταμορφικού γεγονότος (Mercier 1968, Vergely 1984, Tranos et al. 1993, Burg et al. 1996).

Επιπρόσθετα, μια περιορισμένη εμφάνιση ασβεστολίθων και μαργών Άνω Ηώκαινου επικάθεται επικλυσιγενώς στα Παλαιοζωικά πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης και έχουν υποστεί όλα τη δράση ενός νεότερου μετα-μεταμορφικού παραμορφωτικού γεγονότος (Vergely 1984, Τρανός 1998).

Τέλος, κατά το Νεογενές μία θραυσιγενής εκτατική παραμόρφωση που σχετίζεται με μεγάλης κλίσης ρήγματα οδήγησε στην εκτενή ανάπτυξη ηπειρωτικών λεκανών, που εμφανίζονται σε πολλές περιοχές της Περιοδοπικής Ζώνης, αλλά και της Σερβομακεδονικής Μάζας (Τρανός 1998).

Στην περιοχή της Σιθωνίας οι Tranos et al. (1993) προσδιόρισαν ένα παραμορφωτικό στάδιο κατά το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο που επηρέασε τόσο τον πλουτωνίτη όσο και τα περιβάλλοντα πετρώματα, το οποίο συγκρίνουν με ένα αντίστοιχο παραμορφωτικό επεισόδιο που συνέβη την ίδια περίοδο στη Μάζα της Ροδόπης (Kilias and Mountrakis 1990).

2.2 ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου και έχει διεισδύσει στα πετρώματα των ζωνών που αναφέρθηκαν προηγουμένως (Christofides et al. 1990). Έχει ακανόνιστη μορφολογία (De Wet et al. 1989), όμως κατά γενική εικόνα παρουσιάζεται ελλειπτικό, αν και μεγάλο μέρος του βρίσκεται κάτω από τη θάλασσα, με το μεγάλο άξονα να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Tranos et al. 1993), ακολουθώντας τη γενική διεύθυνση των ζωνών που βρίσκονται εκατέρωθεν. Δύο σχεδόν παράλληλες στενές τεκτονικές λωρίδες με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ από τα περιβάλλοντα πετρώματα διαιρούν το πλουτωνικό σώμα σε τρία επιμέρους ανομοιόμορφα σώματα. Αυτή η διεύθυνση παίζει σημαντικό ρόλο στην τοποθέτηση των γρανιτικών σωμάτων της κρυσταλλικής Μάζας της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής Μάζας (Kolokotroni and Dixon 1991) αφού θεωρείται αποτέλεσμα της εσωτερικής δομής του γρανιτικού σώματος και γι' αυτό του

προσδίδει συγγένεια με τους γρανιτικούς όγκους της Ουρανούπολης και του Γρηγορίου στη χερσόνησο του Άθω (Tranos et al. 1993).

Η διείσδυση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας προκάλεσε φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής και διατάραξε τον ΒΔ - ΝΑ προσανατολισμό της σχιστότητας και των αξόνων των πτυχών των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Ο ΒΔ - ΝΑ προσανατολισμός της σχιστότητας είναι αποτέλεσμα των τεκτονικών κινήσεων της μεσο-Ιουρασικής περιόδου (Kockel et al. 1977).

Ο ίδιος ο πλουτωνίτης, και κατά συνέπεια τα περιβάλλοντα πετρώματα, έχουν υποστεί μία νεότερη τεκτονική δράση, που αποτυπώνεται στον πλουτωνίτη ως προσανατολισμένες δομές, μικρές πτυχές, ζώνες κατάκλασης και μικρά ρήγματα, με προσανατολισμό άλλοτε ΒΒΑ-ΝΝΔ και άλλοτε ΒΑ-ΝΔ, υποδηλώνοντας ότι αυτά αποτελούν αποτυπώματα μιας Μεσο-Κρητιδικής δραστηριότητας (Chatzidimitriadis et al. 1983). Ιδιαίτερα στα όρια του πλουτωνίτη με τα γειτονικά πετρώματα παρατηρούνται έντονα διατμητικές ζώνες και προσανατολισμένες δομές, όπως καλά οριοθετημένοι κρύσταλλοι μαρμαρυγιών (Sakellariou 1989), που μαρτυρούν ότι η τοποθέτηση του πλουτωνίτη πραγματοποιήθηκε υπό το καθεστώς ισχυρών τεκτονικών διεργασιών (De Wet et al. 1989, D' Amico et al. 1990).

Ωστόσο, σύμφωνα με τον Μαράτο (1973), η πλουτωνική δραστηριότητα στη χερσόνησο της Σιθωνίας έλαβε χώρα μετά την παροξυσμική φάση των αλπικών πτυχώσεων. Οι δομές που παρατηρούνται περισσότερο στα όρια, αλλά και τοπικά σε εσωτερικά σημεία του πλουτωνίτη, σχετίζονται τόσο με την τοποθέτηση του Συμπλέγματος, όσο και με μεταγενέστερες φάσεις παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης που έδρασαν στη Σερβομακεδονική Μάζα, στην Περιοδοπική Ζώνη αλλά και στο Πλουτωνικό Σύμπλεγμα κατά την περίοδο του Άνω Ηωκαίνου έως Ολιγοκαίνου (Sakellariou 1989, D' Amico et al. 1990, Christofides et al. 2007).

Τα παραπάνω συμφωνούν με τις μελέτες χρονολόγησης του πλουτωνίτη, η ηλικία του οποίου θεωρείται Ηωκαινική ($51,32 \pm 0,89$ Ma) σύμφωνα με τους Alagna et al. (2008), ενώ οι Christofides et al. (1990) υπολόγισαν ηλικία $50,4 \pm 0,7$ Ma με τη μέθοδο γεωχρονολόγησης Rb/Sr σε ολικό πέτρωμα σε δείγματα διμαρμαρυγιακού γρανοδιוריτή έως γρανίτη, ενώ με την ίδια μέθοδο άλλοι πετρογραφικοί τύποι έδωσαν μέση ηλικία 46 Ma. Οι παραπάνω ηλικίες επιβεβαιώνονται από την Πιπερά (2008) και τους Pipera et al. (2013) με τη μέθοδο K/Ar, ενώ παράλληλα προσδιορίστηκε και ένα θερμικό γεγονός που επηρέασε το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα

στο όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου (38 Ma) ή και πιο πρόσφατα. Ο Ρωμανίδης (2009) προσδιόρισε το συγκεκριμένο θερμικό γεγονός σε ηλικία όχι μικρότερη των 36,17 Ma, το οποίο έχει σχέση με την κρυστάλλωση των απλιτών-πηγματιτών (Ρωμανίδης κ.ά. 2012).

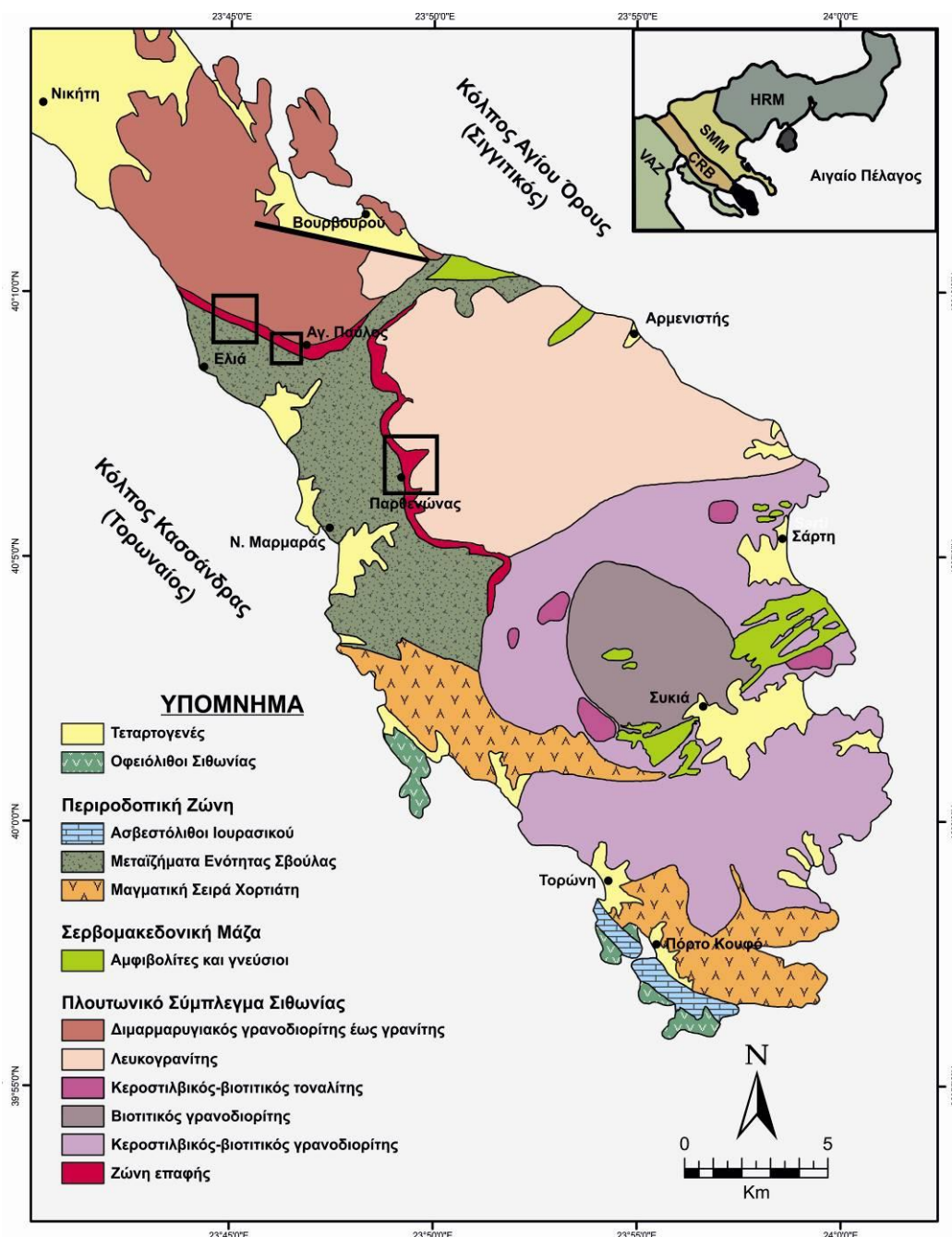
Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα μελετήθηκε εκτενώς πετρολογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά από τους Σαπουντζής κ.ά. (1976, 1979), Soldatos and Sapountzis (1975), Soldatos et al. (1976), Christofides et al. (1990), D' Amico et al. (1990) και Christofides et al. (2007). Το ποσοστό του SiO₂ στο Πλουτωνικό Σύμπλεγμα Σιθωνίας κυμαίνεται από 62% μέχρι 77%, και αντιστοιχεί σε τοναλιτική ως λευκογρανιτική και απλιτική σύσταση, ενώ έχει ασβεσταλκαλικό μεταργιλικό έως υπεραργιλικό χαρακτήρα (De Wet et al. 1989).

Αποτελείται από πέντε κύριους τύπους πετρωμάτων (Σχήμα 2.2) που γεωγραφικά, από το Βορρά προς το Νότο, είναι (συντμήσεις κατά D' Amico et al., 1990): διμαρμαρυγιακός γρανοδιορίτης έως γρανίτης (TMG), λευκογρανίτης, συχνά πορφυροειδής (LG+PLG), βιοτιτικός γρανοδιορίτης (BGd), κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης (HBGd), εντός του οποίου εμφανίζονται και ορισμένα τμήματα με σύσταση κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιοριτικού τοναλίτη (TGd), χωρίς να παρατηρούνται ξεκάθαρα όρια μεταξύ των δύο τύπων.

Απλίτες (A) εμφανίζονται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους του Πλουτωνικού Συμπλέγματος και στα περιβάλλοντα πετρώματα, όπως και πηγματίτες (P), οι οποίοι όμως αφθονούν κατά κύριο λόγο στα γρανιτικής σύστασης σώματα (TMG, LG+PLG) και στα γειτονικά τους πετρώματα (Christofides et al 2007). Ακόμη, γρανοδιοριτικοί πορφύρες (PGd) υπάρχουν σαν μικρές μάζες ή φλεβοειδή σώματα, ενώ σε ορισμένα τύπους παρατηρούνται χαλαζιο-διοριτικά εγκλείσματα (MME).

Ο λευκογρανίτης διεισδύει τόσο στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη (TMG) στα βόρεια, όσο και στον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη (HBGd) στα νότια. Ο λευκογρανίτης εμφανίζεται με διαφορετικούς δομικούς τύπους (πορφυροειδής, αδρόκοκκος έως μεσόκοκκος), πράγμα που δείχνει ότι αποτελείται από διαφορετικές αλληλοτεμνόμενες διεισδύσεις (D' Amico et al. 1990). Οι επαφές μεταξύ λευκογρανίτη και διμαρμαρυγιακού γρανίτη είναι απότομες, πράγμα που δείχνει ότι κατά την διείσδυση του λευκογρανίτη, ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης δρούσε ως ένα ρεολογικά στερεό σώμα, ενώ αντίθετα οι επαφές μεταξύ λευκογρανίτη και κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιορίτη είναι ακανόνιστες και διαφαίνεται ότι ο τελευταίος κατά τη

διείσδυση του λευκογρανίτη ήταν ένα ρεολογικά πλαστικό σώμα. Στο κεντρικό τμήμα του κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιορίτη διεισδύει ένας λεπτόκοκκος βιοτιτικός γρανοδιορίτης με απότομες επαφές. Διάσπαρτα σώματα τοναλίτη μεταβαίνουν βαθμιαία σε κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη, ο οποίος τα περιβάλλει (Christofides et al. 2007).



Σχήμα 2.2. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007). Στα μαύρα πλαίσια επισημαίνονται οι θέσεις δειγματοληψίας.

Ο λευκογρανίτης τοποθετείται στο ανατολικό και κεντρικό τμήμα του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας και, όπως αναφέρθηκε, αποτελείται από ένα πολύπλοκο σύστημα διεισδύσεων και κοιτών που ενώνονται από φλέβες (Christofides et al. 1990). Διεισδύει στο διμαρμαρυγικό γρανίτη και τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη και είναι αδρόκοκκος έως πορφυροειδής, με μεγακρυστάλλους Κ-αστρίων. Φαίνεται να είναι ετερογενής σε σύσταση και αποτελείται από συσσωματώματα από χαλαζία, περθιτικό μικροκλινή και αλβιτικό πλαγιόκλαστο, ενώ εντοπίζονται βιοτίτης και μοσχοβίτης.

Ο διμαρμαρυγικός γρανίτης καλύπτει το βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη. Συχνά, παρουσιάζει λευκογρανιτική σύσταση, αλλά διαφέρει από το λευκογρανίτη που αναφέρθηκε προηγουμένως. Είναι ένα μεσόκοκκο, λευκοκρατικό σώμα, που στο ανατολικό τμήμα του παρουσιάζει ανομοιομορφη κοκκομετρία, με ορυκτολογία παρόμοια με αυτή του λευκογρανίτη.

Ο λευκογρανίτης και ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης διεισδύουν στον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη που καλύπτει το νότιο τμήμα του συμπλέγματος. Ο κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης είναι λευκοκρατικός έως μεσοκρατικός, με μοναδικά φεμικά ορυκτά τον βιοτίτη και την κεροστίλβη, ενώ από σαλικά ορυκτά περιέχει μικροκλινή, ελαφρά ζωνώδες ανδεσιτικό πλαγιόκλαστο και χαλαζία. Σημαντική θεωρείται η παρουσία ιδιόμορφου επιδότου, που θεωρείται ότι είναι μαγματικής προέλευσης (Χριστοφίδης και Ελευθεριάδης 1992).

Ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης παρουσιάζεται σαν ένα ωοειδές σώμα που διεισδύει στον πυρήνα του κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιορίτη. Είναι μεσόκοκκος, ωστόσο πιο λεπτόκοκκος από τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη και, εξαιρουμένης της κεροστίλβης, έχει παρόμοια ορυκτολογική σύσταση με αυτόν.

Τέλος, ο κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιοριτικός τοναλίτης περιορίζεται στο ανατολικό τμήμα του κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιορίτη και γύρω από τον βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Δεν υπάρχουν σαφείς επαφές μεταξύ τους, αν και φαίνεται ότι είναι πιο σκουρόχρωμος από τους άλλους τύπους γρανοδιορίτη, αλλά γενικά έχει ίδια εμφάνιση και ορυκτολογική σύσταση με τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη, στον οποίο φαίνεται να μεταβαίνει βαθμιαία. Είναι είτε πλούσιος σε βιοτίτη, είτε σε κεροστίλβη.

Εγκλείσματα διοριτικής σύστασης εντοπίζονται συχνά σε όλη τη μάζα του πλουτωνίτη, ενώ μικρά γαββρικά-διοριτικά σώματα εντοπίζονται στην περιοχή της Συκιάς.

Όσον αφορά τη γένεση και την εξέλιξη του Πλουτωνικού Συμπλέγματος, σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007), στον κατώτερο φλοιό, αμφιβολιτικής-βασαλτικής σύστασης διείσδυσε ένα βασικό μάγμα μανδυακής προέλευσης με λαμπροφυρική σύσταση, το οποίο προκάλεσε την μερική τήξη του φλοιού, με αποτέλεσμα τη γένεση ενός μάγματος με μέση σύσταση ανάλογη του διμαρμαρυγιακού γρανίτη (TMG). Στη συνέχεια, το κατώτερο μέρος του μάγματος, στην επαφή του με το βασικό μάγμα, «μολύνθηκε» με διαδικασίες μεταφοράς θερμότητας και διάχυσης δίνοντας ένα μάγμα με γεωχημικό χαρακτήρα ανάλογο του λευκογρανίτη (LG).

Το μάγμα με σύσταση διμαρμαρυγιακού γρανίτη ανήλθε, στα 50 εκ. χρόνια, σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού, περίπου σε βάθος 15 km, όπου στερεοποιήθηκε ως διμαρμαρυγιακός γρανίτης και κατέλαβε το βορειότερο μέρος της χερσονήσου της Σιθωνίας.

Η κύρια ομάδα του Πλουτωνικού Συμπλέγματος δημιουργήθηκε με τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης (MFC) και έλαβε χώρα σε δύο στάδια (Christofides et al. 2007). Κατά το πρώτο στάδιο, το βασικό μάγμα κρυσταλλώθηκε χωρίς να υποστεί τη διαδικασία της μίξης, εξαιτίας της θερμικής και ρεολογικής διαφοράς μεταξύ βασικού και όξινου μάγματος. Η κρυστάλλωση του βασικού μάγματος υπερίσχυσε του τεμαχισμού και της διασποράς του μέσα στο οξινότερο μάγμα, δίνοντας μεγαλύτερα σε μέγεθος και λιγότερο διαφοροποιημένα γεωχημικά εγκλείσματα (μονζονιτικά εγκλείσματα). Στη συνέχεια, το βασικό μάγμα διαφοροποιήθηκε με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν μικρότερα σε μέγεθος και περισσότερο διαφοροποιημένα εγκλείσματα, τοναλιτικής σύστασης.

Κατά το δεύτερο στάδιο, οι ρεολογικοί φραγμοί μεταξύ του ήδη διαφοροποιημένου βασικού και του όξινου μάγματος άρχισαν να εξουδετερώνονται, ο βαθμός τεμαχισμού και διασποράς άρχισε να αυξάνεται, και κατά συνέπεια, ο ρόλος της μίξης σε σχέση με την κλασματική κρυστάλλωση. Καθώς η αύξηση της αποδοτικότητας της μίξης σε βάρος της κλασματικής κρυστάλλωσης προχωρούσε, κρυσταλλώθηκαν πετρώματα με σύσταση τοναλίτη, κεροστιλβικού-βιοτιτικού γρανοδιορίτη και βιοτιτικού γρανοδιορίτη, ενώ σε όλες τις κατηγορίες παρατηρούνται λεπτόκοκκα βασικά εγκλείσματα και ορυκτολογικές δομές που δεν βρίσκονται σε ισορροπία.

Η αστάθεια της δυναμικής των ρευστών που δημιουργήθηκαν από την μίξη προκάλεσε την μετανάστευση των μαγμάτων σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού από το

βάθος των 15 km. Με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις, στα 46 εκ. χρόνια κρυσταλλώθηκε ο κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης, τμήματα του οποίου έχουν τοναλιτική σύσταση. Ακολούθησε η κρυστάλλωση του λευκογρανίτη, ενώ τελευταίος κρυσταλλώθηκε ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης. Το τελευταίο μαγματικό γεγονός, έδωσε απλίτες και πηγματίτες, που προέκυψαν από την συρρίκνωση του όγκου των στερεοποιημένων πλουτωνικών σωμάτων, στο επίπεδο της τοποθέτησής τους.

Τα πετρώματα του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας δείχνουν χαρακτηριστικά ενός γεωτεκτονικού καθεστώτος πριν τη σύγκρουση λιθοσφαιρικών πλακών και υποδηλώνουν τη γένεση μάγματος που συνδέεται με κατάδυση λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτό τεκμηριώνεται από το γεγονός ότι τα βασικής σύστασης ακραία μέλη της πετρολογικής εξέλιξης του Πλουτωνικού Συμπλέγματος, δείχνουν τα τυπικά χαρακτηριστικά τηγμάτων που δημιουργήθηκαν από την μετασωματωμένη από ρευστά σφήνα του μανδύα, πλούσια σε ασυμβίβαστα στοιχεία που απελευθερώθηκαν από την καταδύμενη ωκεάνια πλάκα.

3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Για την μελέτη της ζώνης μεταμόρφωσης επαφής του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας πραγματοποιήθηκαν τρεις δειγματοληψίες κατά τον Οκτώβριο του 2011 στην περιοχή της Ελιάς, τον Ιούνιο του 2012 στην περιοχή του Αγίου Παύλου και τον Ιούλιο του 2013 στην περιοχή του Παρθενώνα, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.2.

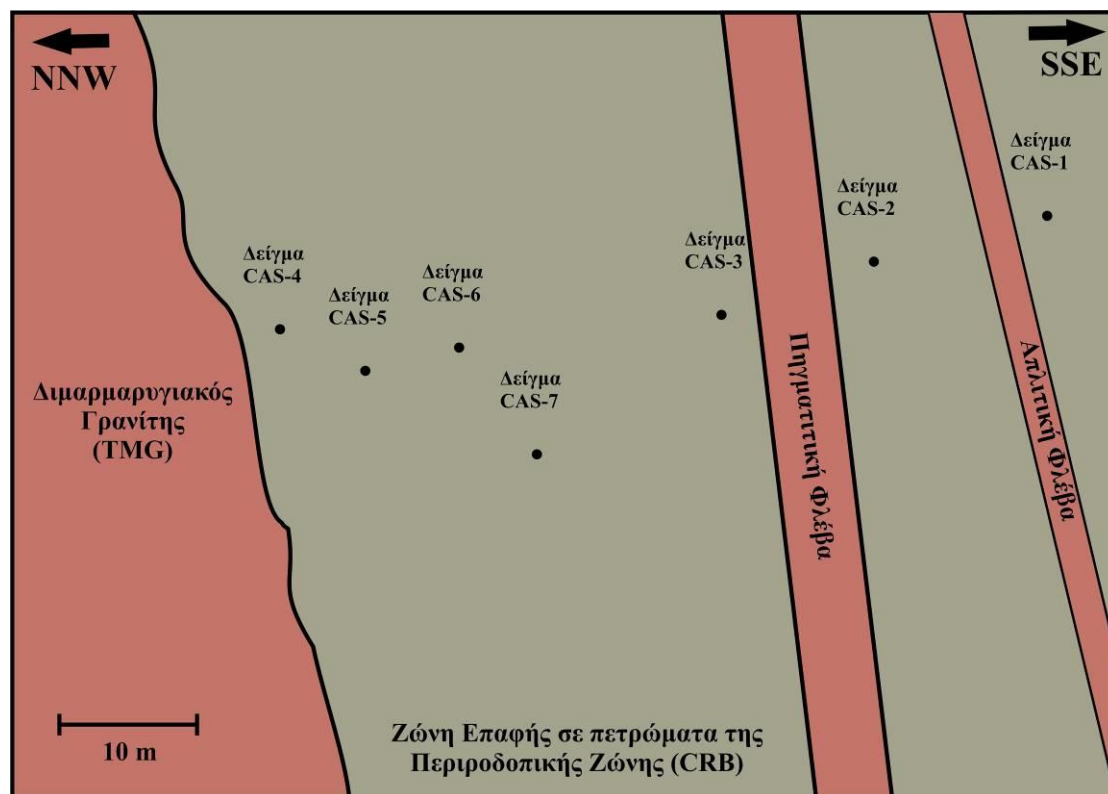
Παρόλο που θεωρήθηκε ότι το εύρος της ζώνης επαφής στην περιοχή της Ελιάς εξασφάλιζε σε μεγάλο βαθμό τα δείγματα που χρειάζονται για την παρούσα μελέτη, θεωρήθηκε σκόπιμο να διερευνηθούν και άλλες θέσεις που ήταν δυνατή η προσέγγιση, γι' αυτό και πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία στις περιοχές του Αγίου Παύλου και του Παρθενώνα, όπου ήταν εμφανή τμήματα της ζώνης επαφής.

Στις περιοχές της Ελιάς και του Αγίου Παύλου η ζώνη επαφής δημιουργείται σε πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης με τον πετρογραφικό τύπο του διμαρμαρυγιακού γρανίτη, ενώ στην περιοχή του Παρθενώνα τα ίδια πετρώματα έρχονται σε επαφή με τον πετρογραφικό τύπο του λευκογρανίτη.

Στην περιοχή της Ελιάς, η δειγματοληψία έγινε με βάση την απόσταση από το πλουτωνικό σώμα, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1 (δείγματα CAS-1 έως CAS-7). Η περιγραφή των δειγμάτων θα γίνει σε επόμενο κεφάλαιο. Από τις άλλες δύο θέσεις η δειγματοληψία έγινε με γνώμονα τη σύγκριση με τα ήδη ληφθέντα δείγματα και τη μελέτη όσων διέφεραν από τα πρώτα, κατ' αρχήν, με βάση τη μακροσκοπική τους παρατήρηση. Προέκυψε ότι στη θέση του Αγ. Παύλου δεν υπήρχαν μακροσκοπικές διαφορές, ενώ από τη θέση του Παρθενώνα λήφθηκαν 2 δείγματα (CAS-P.1 και CAS-P.2) που παρουσίαζαν διαφοροποίηση.

Η μελέτη των δειγμάτων περιλάμβανε οπτική παρατήρηση σε πολωτικό μικροσκόπιο ZEISS Axioscope 40. Συνολικά κατασκευάστηκαν 11 λεπτές-στιλπνές τομές, 9 για την περιοχή της Ελιάς και 2 για την περιοχή του Παρθενώνα.. Η οπτική μελέτη έγινε στα εργαστήρια του τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ. Η επιλογή της κατασκευής λεπτών-στιλπνών τομών αποσκοπεί στο πλεονέκτημα που παρέχει ο συγκεκριμένος τύπος παρασκευάσματος, καθώς συνδυάζει παρατήρηση τόσο μέσω πολωτικού, όσο και ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM).

Η μελέτη των τομών με τη χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης έγινε στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης με χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης JEOL JSM-840A (SEM), με φασματόμετρο ενεργειακής διασποράς INCA 300 (EDS), με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο μέτρησης 80 sec.



Σχήμα 3.1. Σχηματική αναπαράσταση των σημείων δειγματοληψίας σε τομή του δρόμου στη θέση Ελιά.

Η ανάλυση κύριων στοιχείων έγινε με τη μέθοδο φασματοσκοπίας με φθορισμό των ακτίνων X (XRF) στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης, σε φασματοσκόπιο φθορισμού ακτίνων-X τύπου S4 PIONEER Bruker. Για το λόγο αυτό κατασκευάστηκαν υαλοποιημένα δισκία (fused beads) από αναφή σκόνη δείγματος αναμεμειγμένης με μείγμα βορικών ενώσεων του λιθίου (μεταβορικό λίθιο- LiBO_2 , σε ποσοστό 66% και τετραβορικό λίθιο- $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ σε ποσοστό 34%) που έχει τακεί σε ειδική συσκευή σε θερμοκρασίες 1100-1200°C, με στόχο την επίτευξη ομογενοποίησης της σύστασης.

Ακόμη, πραγματοποιήθηκε στα εργαστήρια του τομέα Στερεάς Κατάστασης, του τμήματος Φυσικής, σε κρυστάλλους βεζουβιανίτη, ανάλυση με τη χρήση



φασματοσκόπιου FTIR Spectrum 100 (Perkin-Elmer) στην περιοχή του μεσαίου υπέρυθρου ($4500\text{--}400\text{cm}^{-1}$). Για το σκοπό αυτό, κρύσταλλοι βεζουβιανίτη, μεγέθους περίπου $0,5\text{ cm}$ αποσπάστηκαν από τα δείγματα, κονιοποιήθηκαν, και κατασκευάστηκαν δισκία, με αναλογία $2,5\text{ mg}$ κονιοποιημένων κρυστάλλων βεζουβιανίτη με 250 mg KBr .

4 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΕΠΑΦΗΣ

4.1 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Τα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας είναι εμφανή, όπως προαναφέρθηκε, σε πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης, και πιο συγκεκριμένα σε πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου, κατά τους Meinhold et al. (2009), που αντιστοιχεί στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού Σβούλας των Kauffmann et al. (1976) και του φλύσχη της Σβούλας των Kockel et al. (1977).

Συγκεκριμένα, η ενότητα Μελισσοχωρίου απαρτίζεται από θαλάσσιους τουρβιδίτες και κλαστικές αποθέσεις ηπειρωτικού περιθωρίου (siliclastic shelf deposits). Το κατώτερο τμήμα της ενότητας αποτελείται από δύο φάσεις (Kockel et al. 1977), από τις οποίες στην περιοχή της Σιθωνίας εμφανίζεται μόνο η μία, που περιλαμβάνει σκούρους πηλίτες (μεταπηλίτες) που μεταβαίνουν προς τα ανώτερα σε ασβεστούχους πηλόλιθους και ψαμμίτες (Meinhold and Kostopoulos 2013).

Η επικρατούσα λιθολογία της ενότητας Μελισσοχωρίου αποτελείται από πλακώδεις έως συμπαγείς ασβεστούχους ψαμμίτες και λίγους χαλαζίτες που ποικίλουν σε χρώμα, μεταξύ ανοιχτού γκρίζου έως σκούρου γκρίζου και καστανού. Κύβοι σιδηροπυρίτη, που έχουν μετατραπεί μερικώς ή εξ ολοκλήρου σε αιματίτη, είναι ένα ξεχωριστό χαρακτηριστικό για τη συγκεκριμένη ενότητα (Meinhold and Kostopoulos 2013). Η ηλικία του σχηματισμού προσδιορίζεται στο Κάτω-Μέσο Ιουρασικό (Kockel et al. 1977) ή Άνω Τριαδικό μέχρι αρχές Ανώτερου Ιουρασικού (Dimitriadis and Asvesta 1993).

Η ορυκτολογική σύσταση των ψαμμιτών της ενότητας Μελισσοχωρίου αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο (αλβίτης), μεμονωμένα φύλλα λευκού μαρμαρυγία και ένα λεπτομερές υλικό από λεπτόκοκκο χαλαζία, σερικήτη και ασβεστίτη (Meinhold et al. 2009). Άλλα ορυκτά που εντοπίζονται είναι ζιρκόνιο, ρουτίλιο, απατίτης και σιδηροπυρίτης.

Τα πετρώματα στη μελετηθείσα περιοχή της Ελιάς, όπου τα πετρώματα έρχονται σε επαφή με τον πετρογραφικό τύπου του διμαρμαρυγιακού γρανίτη, αποτελούνται από εναλλαγές μεταψαμμιτών με μεταπηλιτικές ενστρώσεις (Εικόνα 4.1). Τα

μεταψαμμιτικά τμήματα αποτελούνται κυρίως από χαλαζία. Έχουν χρώμα γκριζοκίτρινο έως ρόδινο και ελαφρώς καστανό, ενώ παρουσιάζουν κατά θέσεις πρασινωπή ή ερυθρή χροιά, λόγω της παρουσίας ορυκτών της ομάδας του επιδότου ή οξειδώσεων, αντίστοιχα (Εικόνα 4.2). Παρουσιάζονται είτε συμπαγή, είτε σε στρώση με διεύθυνση BBA-NNΔ μέχρι BA-ND. Οι μεταπηλιτικές ενστρώσεις είναι λεπτόκοκκες και εντοπίζονται τόσο σε μεγακλίμακα, δηλαδή ως συνεχή στρώματα πάχους δεκάδων εκατοστών μεταξύ των μεταψαμμιτών, όσο και σε μικροκλίμακα, ως στρώματα πάχους χιλιοστών εντός των μεταψαμμιτών. Έχουν χρώμα σκούρο γκριζό με πράσινη χροιά, και παρουσιάζουν έντονη σχιστότητα που ακολουθεί την στρώση των μεταψαμμιτών, ενώ ως επικρατέστερα ορυκτολογικά συστατικά περιέχουν χαλαζία, βιοτίτη, ορυκτά της ομάδας του επιδότου και αδιαφανή ορυκτά.

Σε θέσεις μεταξύ των μεταψαμμιτών και των μεταπηλιτικών ενστρώσεων ή εντός των μεταψαμμιτών παρατηρούνται συγκεντρώσεις ορυκτών, υπό μορφή «boudinage» δομών, που αποτελούν προϊόντα της μεταμορφικής διαδικασίας (Εικόνες 4.3, 4.4).

Στις συγκεκριμένες θέσεις, εντός των μεταψαμμιτών εντοπίζονται εκτός του χαλαζία, πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, επίδοτο, αλλανίτης, κλινοζοϊσίτης, απατίτης, ασβεστίτης, γρανάτης, βεζουβιανίτης, τιτανίτης και ζirkόνιο.

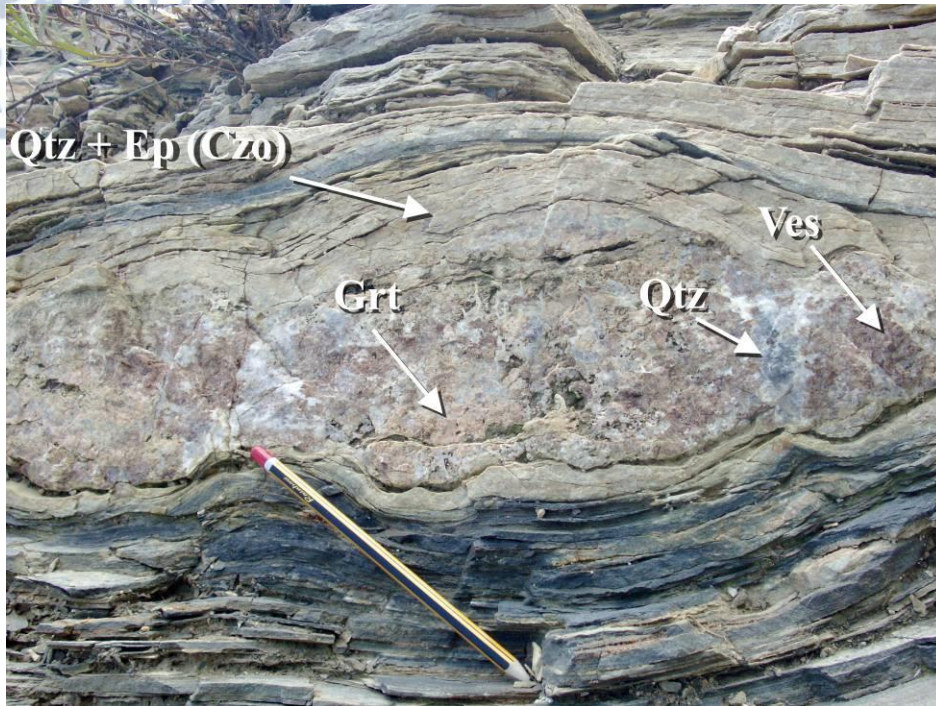
Από την άλλη, στους μεταπηλίτες παρατηρείται κατά θέσεις η ύπαρξη περισσότερο ανεπτυγμένων κρυστάλλων, με μορφή πορφυροβλαστών. Ορυκτά που εντοπίζονται σε αυτές τις θέσεις είναι η αμφίβολος, ο χαλαζίας, το πλαγιόκλαστο, ο κλινοπυρόξενος, το επίδοτο, ο κλινοζοϊσίτης, όπως και μικροποσότητες βιοτίτη, χλωρίτη, τιτανίτη και ασβεστίτη. Τα πιο συνηθισμένα ορυκτά που εμφανίζονται πιο ανεπτυγμένα μέσα στην υπόλοιπη λεπτόκοκκη μάζα των μεταπηλιτών είναι η αμφίβολος και ο κλινοπυρόξενος, ενώ παρατηρούνται και καλά ανεπτυγμένοι κρύσταλλοι επιδότου και κλινοζοϊσίτη.



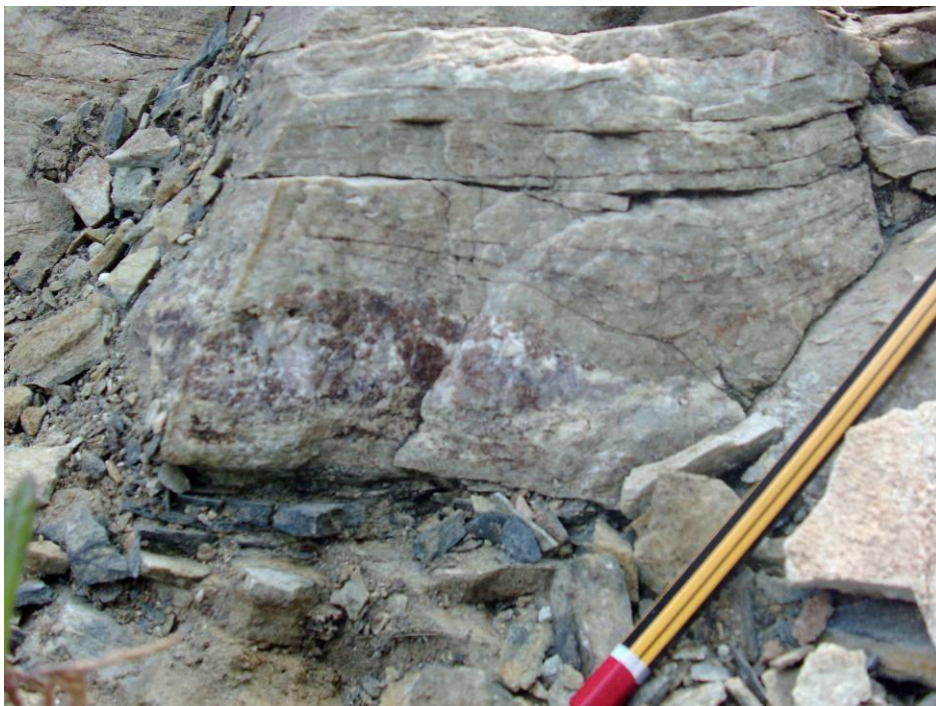
Εικόνα 4.1. Πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου, όπου διακρίνονται εναλλαγές μεταψαμμιτών με αργιλικές ενστρώσεις. Θέση, Ελιά Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.2. Μεταψαμμίτες με συμπαγή δομή και γκριζοκίτρινο χρώμα - αριστερά, μαζί με μεταπηλίτες (σκούρο γκριζοπράσινο χρώμα) - δεξιά. Θέση, Ελιά Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.3. Συγκέντρωση ορυκτών (Qtz=χαλαζίας, Ves=βεζουβιανίτης, Grt=γρανάτης, Ep=επίδοτο, Czo=κλινοζοϊσίτης) μεταξύ μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών. Δείγματα CAS-5 και CAS-5a. Θέση, Ελιά Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.4. Συγκέντρωση μεταμορφικών ορυκτών εντός των μεταψαμμιτών, κοντά σε επαφή με μεταπηλιτική ένσχυση. Δείγμα CAS-6. Θέση, Ελιά Χαλκιδικής.

Σε μία γενικότερη εικόνα, μπορεί να ειπωθεί ότι τα φαινόμενα της μεταμόρφωσης είναι εμφανή στα όρια των μεταψαμμιτών με τις μεταπηλιτικές ενστρώσεις, ή πολύ κοντά σε αυτά, ενώ παρατηρούνται δύο διαφορετικές ορυκτολογικές παραγενέσεις:

Αμφίβολος + Κλινοπυρόξενος + Κλινοζοϊσίτης (Επίδοτο) + Χαλαζίας ± Βιοτίτης ± Πλαγιόκλαστο **(1)**

Κλινοπυρόξενος + Βεζουβιανίτης + Γρανάτης + Χαλαζίας + Κλινοζοϊσίτης (Επίδοτο) + Πλαγιόκλαστο ± Ασβεστίτης **(2)**

Η πρώτη παραγένεση εντοπίζεται σχεδόν αποκλειστικά εντός των μεταπηλιτικών ενστρώσεων, ενώ η δεύτερη, εντοπίζεται στις θέσεις μεταξύ μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών, ή εντός των πρώτων (Εικόνα 4.5).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι περιοχές όπου παρατηρείται κρυστάλλωση τυπικών μεταμορφικών ορυκτών ζωνών επαφής ασβεστοπυριτικών πετρωμάτων, όπως ο βεζουβιανίτης, ο γρανάτης, το επίδοτο, ο κλινοζοϊσίτης και ο ασβεστίτης. Χαρακτηριστικό κυρίως του βεζουβιανίτη και του γρανάτη αποτελεί η ιδιοβλαστική ανάπτυξή τους.

Στην περιοχή του Αγίου Παύλου τα δείγματα που λήφθηκαν, δεν εξετάστηκαν μικροσκοπικά, καθώς η μακροσκοπική εικόνα τους δεν διέφερε σχεδόν καθόλου από τα αντίστοιχα της περιοχής της Ελιάς (Εικόνα 4.6). Η επαφή του πλουτωνίτη με τα πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου φαίνεται να είναι σύμφωνη με τη στρώση των τελευταίων (Εικόνα 4.7), καθώς και οι πηγματιτικές φλέβες που τα διακόπτουν διεισδύουν μεταξύ της σχιστότητας (Εικόνα 4.8).

Όσον αφορά στην περιοχή του Παρθενώνα, όπου η επαφή των πετρωμάτων της Ενότητας Μελισσοχωρίου είναι με τον πετρογραφικό τύπο του λευκογρανίτη, παρατηρήθηκε πως το εύρος των μεταπηλιτών αυξάνει σημαντικά (Εικόνα 4.9). Η επαφή του πλουτωνίτη με τους μεταπηλίτες είναι και εδώ σύμφωνη με τη σχιστότητα των τελευταίων (Εικόνα 4.10). Στην επαφή αυτών των πετρωμάτων παρατηρείται ως επικρατέστερο συστατικό η αμφίβολος, ενώ περιλαμβάνονται και χαλαζίας, κλινοπυρόξενος, τιτανίτης και λίγο πλαγιόκλαστο.

4.2 ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ

Όπως αναφέρθηκε τα ορυκτά συστατικά των μεταμορφικών παραγενέσεων είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, αμφίβολος, κλινοπυρόξενος (διοψίδιος), γρανάτης (γροσσουλάριος), βεζουβιανίτης, επίδοτο-αλλανίτης, κλινοζοϊσίτης, βιοτίτης, ασβεστίτης, τιτανίτης, απατίτης και ζirkόνιο, ενώ παρατηρήθηκαν και κάποιες μεταλλικές φάσεις.

Η μελέτη των ορυκτών έγινε με βάση την οπτική τους παρατήρηση σε πολωτικό μικροσκόπιο, ενώ για τον προσδιορισμό της χημικής τους σύστασης, έγινε χρήση της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας (SEM), ενώ έγινε χρήση της μεθόδου ανάλυσης με φασματοσκοπία FTIR σε κρυστάλλους βεζουβιανίτη. Ακολούθως περιγράφονται ξεχωριστά τα παραπάνω ορυκτά, όπως και τα επιμέρους χαρακτηριστικά τους.



Εικόνα 4.5. Συγκέντρωση μεταμορφικών ορυκτών, όπως γρανάτης και βεζουβιανίτης, εντός μεταψαμμιτών δίνοντας εικόνα μετασώματωσης. Θέση, Άγιος Πάυλος Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.6. Συμπαγής μεταψαμμίτης με ρόδινο χρώμα από την περιοχή του Αγίου Παύλου Χαλκιδικής.



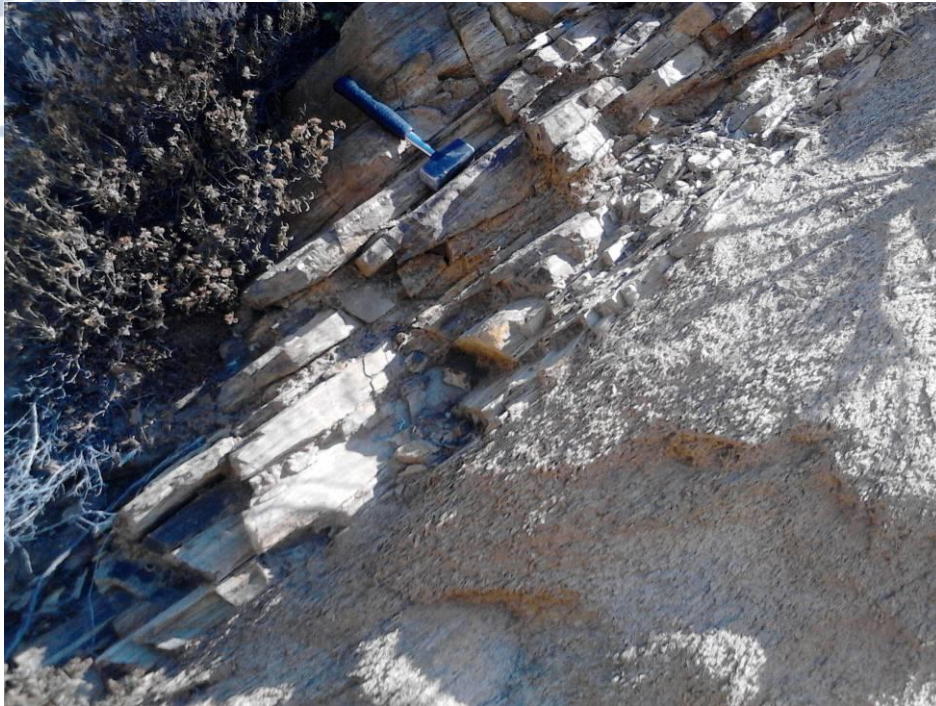
Εικόνα 4.7. Επαφή του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας (διμαρμαρυγιάκος γρανίτης) με τα πετρώματα της Ενότητας Μελισσοχωρίου. Η επαφή είναι σύμφωνη με τη στρώση των τελευταίων. Θέση, Άγιος Παύλος Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.8. Πηνματιτική φλέβα που διεισδύνει μεταξύ των στρώσεων των μεταπηλιτών της Ενότητας Μελισσοχωρίου. Θέση, Άγιος Παύλος Χαλκιδικής.



Εικόνα 4.9. Εμφάνιση μεταπηλιτών της Ενότητας Μελισσοχωρίου, στην περιοχή του Παρθενώνα Χαλκιδικής



Εικόνα 4.10. Επαφή του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας (Λευκογρανίτης) σε συμφωνία με τα πετρώματα της Ενότητας Μελισσοχωρίου. Θέση, Παρθενώνας Χαλκιδικής.

4.2.1 Χαλαζίας (Qtz)

Το πιο διαδεδομένο ορυκτό που εμφανίζεται στα μελετούμενα πετρώματα, καθώς αποτελεί και το κύριο συστατικό του πρωτολίθου. Ωστόσο, κάποιο ποσοστό χαλαζία μπορεί να έχει σχηματιστεί μέσω μεταμορφικών αντιδράσεων.

Οι κρύσταλλοι του χαλαζία ποικίλουν σε μέγεθος, από πολύ λεπτόκοκκο μέχρι 2 mm περίπου. Είναι αλλοτριόμορφος, μεγωνιώδη όρια, συχνά οδοντωτά, πράγμα που δείχνει πιθανή τους ανακρυστάλλωση, ωστόσο δεν λείπουν και κάποιες περιορισμένες εικόνες γρανοβλαστικού ιστού. Συχνά παρατηρείται κυματοειδής κατάσβεση στους κρυστάλλους, γεγονός που μπορεί να οφείλεται στα παραμορφωτικά επεισόδια στα οποία έλαβαν χώρα τόσο κατά την τοποθέτηση του πλουτωνίτη, που πραγματοποιήθηκε υπό το καθεστώς ισχυρών δυνάμεων (Tranos et al. 1993), όσο και στη μετά την τοποθέτηση του Συμπλέγματος περίοδο.

4.2.2 Καλιούχος Άστριος (Kfs) - Πλαγιόκλαστο (Pl)

Οι άστριοι αποτελούν την πιο διαδεδομένη ομάδα ορυκτών στη φύση και εντοπίζονται ως συστατικό στα περισσότερα πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, αλλά και σε πολλά ιζηματογενή, με τη μορφή αυθιγενών ορυκτών ή ως διάσπαρτοι κόκκοι (Χριστοφίδης και Σολδάτος 2013). Η δομή τους αποτελείται από τετράεδρα SiO_4 και AlO_4 που σχηματίζουν ένα τρισδιάστατο πλέγμα, ενώ στα διάκενα που δημιουργούνται συμπληρώνονται από κατιόντα K, Na, Ca και Ba. Κάθε τετρασθενές κατιόν πυριτίου περιβάλλεται από τέσσερα δισθενή ανιόντα οξυγόνου, καθένα από τα οποία «μοιράζεται» μεταξύ δύο ιόντων πυριτίου (ή αργιλίου).

Ο γενικός δομικός τύπος των αστρίων μπορεί να εκφραστεί ως:



με τη θέση M να καλύπτεται από K^+ , Na^+ , Ca^{2+} και Ba^{2+} , ενώ η θέση T καλύπτεται από τετραεδρικά κατιόντα Si^{4+} και Al^{3+} .

Για κάθε τέσσερα κατιόντα Si υπάρχει μόνο ένα διάκενο που καλύπτεται από K, Na, Ca ή Ba. Η αντικατάσταση ενός κατιόντος Si^{4+} από Al^{3+} προκαλεί απώλεια θετικού φορτίου που εξισορροπείται με την εισαγωγή ενός αλκλίου (K ή Na). Με αυτόν τον τρόπο προκύπτουν οι αλκαλιούχοι άστριοι, με σύσταση που κυμαίνεται από KAlSi_3O_8 (ορθόκλαστο, σανίδινο, μικροκλινής και αδουλαίος) μέχρι $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (αλβίτης).

Στην περίπτωση που δύο από τα τέσσερα κατιόντα Si αντικατασταθούν από Al, τότε η αποκατάσταση της ιοντικής ισορροπίας γίνεται με την εισαγωγή σπάνιων γαιών (Ca ή Ba) με αποτέλεσμα τη δημιουργία του Ca-ούχου μέλους των αστρίων ανορθίτη ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), ή σπανιότερα του Ba-ούχου μέλους, κελσιανού ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Στην πλειοψηφία τους οι άστριοι μπορούν να κατηγοριοποιηθούν χημικά ως μέλη του τριαδικού συστήματος $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (αλβίτης, Ab)– KAlSi_3O_8 (ορθόκλαστο, Or)– $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (ανορθίτης, An). Μεταξύ των ακραίων μελών $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ και KAlSi_3O_8 υπάρχει μία συνεχής σειρά μελών ισόμορφης παράμειξης που ονομάζονται αλκαλιούχοι άστριοι, ενώ η συνεχής σειρά μελών ισόμορφης παράμειξης μεταξύ των ακραίων συστάσεων $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ και $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ονομάζονται πλαγιόκλαστα.

Πίνακας 4.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις καλιούχων αστρίων (Kfs) και πλαγιокλάστων (Pl) (%κ.β.) από τη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας. Η κάθε ανάλυση αποτελεί τον μέσο όρο τριών έως πέντε επιμέρους αναλύσεων.

Δείγμα	CAS-2		CAS-3		CAS-3		CAS-5	CAS-5a
	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	54,82	54,27	63,94	63,70	51,68	54,44	56,03	56,18
Al ₂ O ₃	28,40	28,83	18,38	18,46	30,87	28,84	27,48	27,14
FeO	0,03	0,15	0,20	0,14	0,23	0,32	0,31	0,06
CaO	10,81	11,31	0,08	0,15	13,72	11,37	9,86	9,18
Na ₂ O	5,05	5,01	0,26	0,44	3,70	4,99	5,66	5,58
K ₂ O	0,32	0,18	15,85	15,61	0,08	0,18	0,39	0,80
BaO	0,37	0,31	1,56	1,17	0,23	0,21	0,26	0,97
Σύνολο	99,80	100,06	100,27	99,67	100,51	100,35	99,99	99,91

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 οξυγόνα

Si	2,48	2,46	2,98	2,98	2,34	2,45	2,53	2,55
Al	1,52	1,54	1,01	1,02	1,65	1,53	1,46	1,45
Fe³⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Z	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	3,99	4,00	4,00
Ca	0,52	0,55	0,00	0,01	0,67	0,55	0,48	0,45
Na	0,44	0,44	0,02	0,04	0,32	0,44	0,49	0,49
K	0,02	0,01	0,94	0,93	0,00	0,01	0,02	0,05
Ba	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
X	0,98	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	1,01
Or (K+Ba)	2,31	0,98	97,3	95,2	0,56	1,30	2,68	6,3
Ab (Na)	44,72	44,02	2,3	4,0	32,58	43,69	49,60	49,1
An (Ca+Mn+Mg)	52,97	55,00	0,4	0,8	66,87	55,01	47,72	44,6

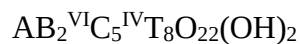
Το μεγαλύτερο ποσοστό πλαγιокλάστου εντοπίζεται στο δείγμα CAS-3, όπου και παρατηρείται η πιο βασική σύσταση. Στην παραγένεση (1) βρίσκεται σε επαφή με αμφίβολο και κλινοζοϊσίτη, ενώ παρατηρούνται και σκωληκόμορφα εγκλείσματα εντός του κλινοζοϊσίτη. Στην παραγένεση (2) βρίσκεται σε επαφή με τον

κλινοζοϊσίτη, τον βεζουβιανίτη και τον κλινοπυρόξενο. Ενδεχομένως το μεγαλύτερο ποσοστό πλαγιокλάστου που εντοπίζεται στα υπό μελέτη πετρώματα να είναι μεταμορφικής προέλευσης, γεγονός που δικαιολογεί τη μεγάλη συμμετοχή του ανορθιτικού μέλους.

4.2.3 Αμφίβολος (Amp)

Οι αμφίβολοι χαρακτηρίζονται ως ινοπυριτικά ορυκτά διπλής αλυσίδας και αποτελούν ίσως την πιο πολύπλοκη ομάδα πυριτικών ορυκτών από πλευράς χημικής σύστασης (Χριστοφίδης και Σολδάτος 2013). Κύρια δομική μονάδα είναι η διπλή πυριτική αλυσίδα, που αποτελείται από τετράεδρα SiO_4 που συγκροτούν διπλές αλυσίδες κατά μήκος των οποίων, διαδοχικά τετράεδρα μοιράζονται δύο και τρία οξυγόνα αντίστοιχα, ώστε να προκύπτει αναλογία $\text{Si}:\text{O}=4:11$. Ως χημική μονάδα της ατέρμονης αλυσίδας ορίζεται το κλάσμα $(\text{Si}_8\text{O}_{22})^{12-}$.

Ο γενικός δομικός τύπος των αμφιβόλων εκφράζεται από τον τύπο (Leake et al. 1997):



Η κατανομή των ιόντων στις διάφορες θέσεις έχει ως εξής:

A = Na^+ , K^+ , στις A θέσεις, με πλήρωση μιας θέσης ανά μονάδα κυψελίδας.

B = Ca^{2+} , Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , στις M4 θέσεις, με πλήρωση δύο θέσεων ανά μονάδα κυψελίδας.

C = Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , στις M1, M2 και M3 θέσεις, με πλήρωση πέντε θέσεων ανά μονάδα κυψελίδας.

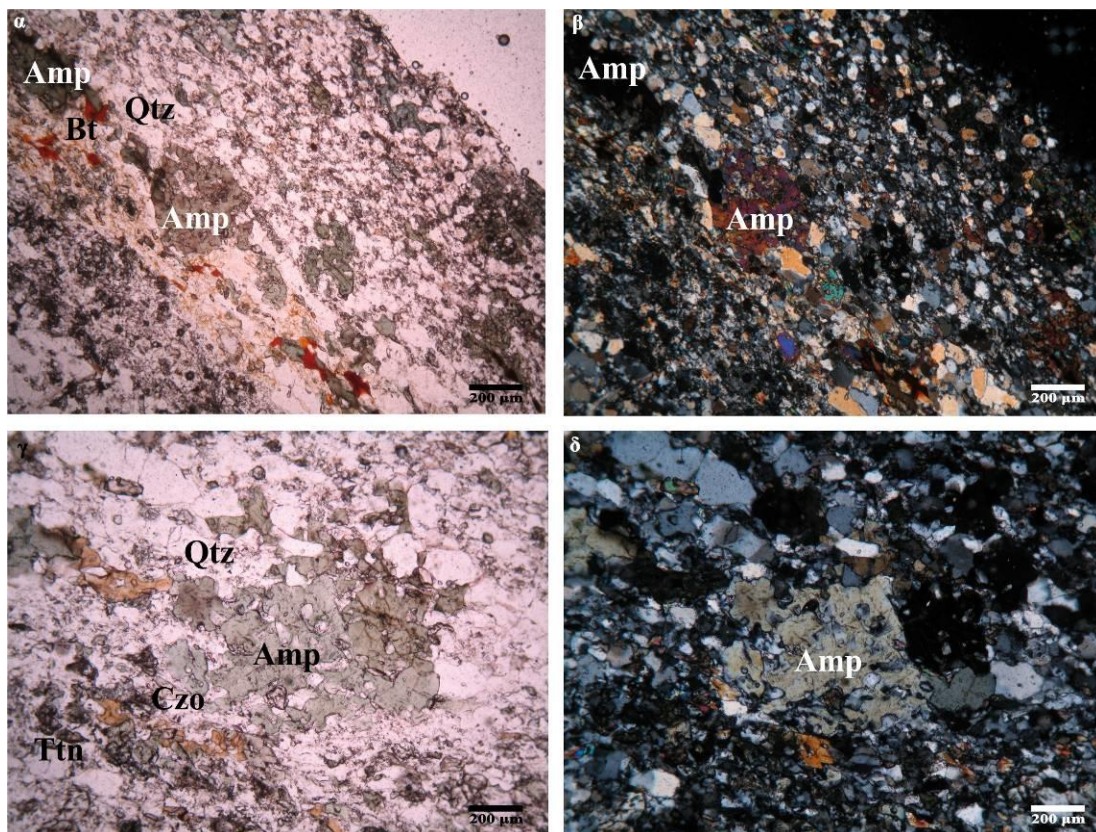
T = Si^{4+} , Al^{3+} , στις τετραεδρικές T θέσεις, με πλήρωση οκτώ θέσεων ανά μονάδα κυψελίδας.

OH = OH, F, Cl, O, ως ανιόντα για την πλήρωση δύο θέσεων ανά μονάδα κυψελίδας.

Να σημειωθεί ότι οι θέσεις A μπορεί να παραμένουν κενές ή να συμπληρώνονται μερικώς. Η κύρια ταξινόμηση γίνεται με βάση το είδος των κατιόντων που τοποθετούνται στις B (M4) θέσεις. Έτσι προκύπτουν τέσσερις ομάδες αμφιβόλων:

- Mg-Fe-Mn-Li-ούχοι αμφίβολοι, με $(Ca+Na)_B < 1,00$ και $(Mg, Fe, Mn, Li) \geq 1,00$.
- Ca-ούχοι αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B > 1,00$ και $0,50 < Na_B < 1,50$. Στην ομάδα αυτή συνήθως $Ca_B \geq 1,50$.
- Na-Ca-ούχοι αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ και $0,50 < Na_B < 1,50$.
- Na-ούχοι αμφίβολοι, όπου $Na_B \geq 1,50$.

Η αμφίβολος της ζώνης επαφής εντοπίζεται σε παραγενέσεις εντός των μεταπηλιτικών ενστρώσεων και βρίσκεται συχνά με βιοτίτη. Το μέγεθός της ποικίλει, το σχήμα της είναι συνήθως επίμηκες και ξενοβλαστικό, ενώ το χρώμα με το οποίο εμφανίζεται κυμαίνεται από άχρωμο μέχρι πράσινο (Εικόνα 4.11). Τα χρώματα πόλωσης είναι αρκετά χαμηλά, μέχρι ερυθρά πρώτης τάξης, και συχνά επικαλύπτονται από το χρώμα του ορυκτού.



Εικόνα 4.11. Φωτογραφίες αμφιβόλων (Amp) από μικροσκόπιο με βιοτίτη (Bt) και χαλαζία (Qtz), με πολωτή (α), με πολωτή και αναλυτή (β), και με κλινοζοϊσίτη (Czo), τιτανίτη (Ttn) και χαλαζία, με πολωτή (γ), με πολωτή και αναλυτή (δ). Δείγμα CAS-1.

Από την χημική ανάλυση (Πίνακας 4.2) προκύπτει ότι κατατάσσεται στην κατηγορία των ασβεστιούχων αμφιβόλων. Σύμφωνα με τη ταξινόμηση των Leake et al. (1997) έχει μέση σύσταση που αντιστοιχεί σε αυτή του σιδηροεδενίτη (Σχήμα 4.2), ενώ κάποιες αναλύσεις διαφέρουν και προβάλλονται στα πεδία της σιδηροκεροσίλβης και της μαγνησιοκεροσίλβης (αναλύσεις 4.1 και 8.8 αντίστοιχα).

Πίνακας 4.2 Μικροαναλύσεις αμφιβόλων (%κ.β) από τη ζώνη μεταμόρφωσης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας. (c) = πυρήνας, (r) = περιφέρεια.

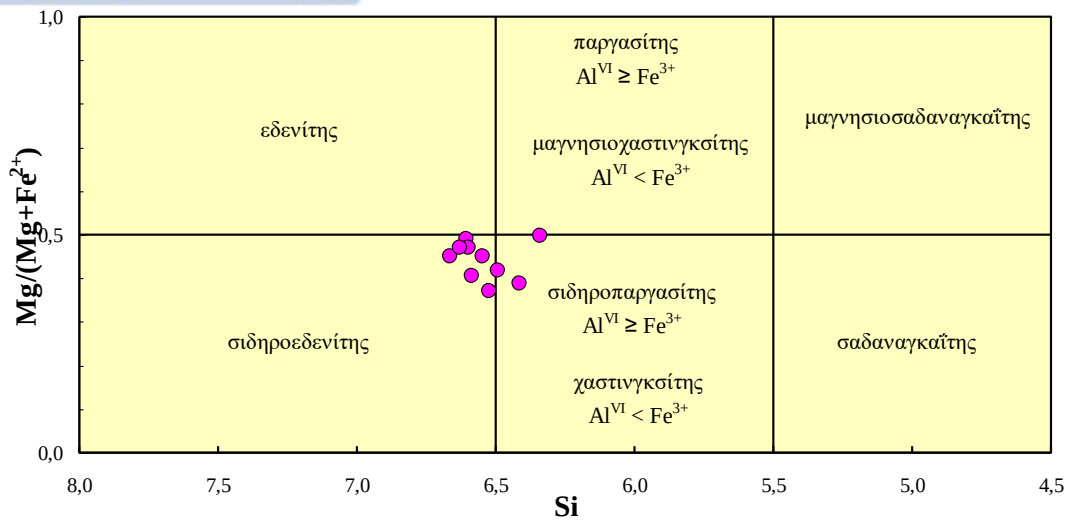
	CAS-3											
	2.1 (r)	2.2	2.3 (c)	3.1	3.2	3.3	4.1	4.2	8.1	8.2	8.3	8.8
SiO ₂	43,13	42,66	43,82	43,90	43,35	44,32	45,01	44,33	42,01	42,66	41,91	45,56
TiO ₂	0,35	0,07	0,30	0,12	0,32		0,50	0,22	0,55	0,02	0,34	0,16
Al ₂ O ₃	11,23	11,80	10,60	11,08	11,01	11,25	11,04	11,43	11,45	12,46	12,70	8,58
FeO	20,46	20,80	19,13	19,61	20,50	19,49	18,25	19,04	19,93	21,08	20,33	16,83
MnO	0,28			0,16		0,48	0,06		0,12	0,45	0,29	0,32
MgO	7,49	7,72	9,19	8,71	8,44	8,34	8,90	8,82	9,11	6,56	7,14	13,11
CaO	12,19	12,05	12,37	12,26	11,92	11,89	12,06	12,28	12,14	11,90	12,06	12,88
Na ₂ O	0,90	1,19	0,97	1,09	1,07	0,93	0,37	0,86	1,30	0,66	1,08	0,41
K ₂ O	1,73	1,87	1,55	1,30	1,95	1,77	1,70	1,58	1,91	2,04	2,44	0,48
Σύνολο	97,76	98,16	97,93	98,23	98,56	98,47	97,89	98,56	98,52	97,83	98,29	98,33

Κατανομή ιόντων με βάση τα 23 οξυγόνα

Si	6,59	6,49	6,61	6,60	6,55	6,66	6,74	6,63	6,34	6,52	6,41	6,61
Al ^{IV}	1,41	1,51	1,39	1,40	1,45	1,34	1,26	1,37	1,66	1,48	1,59	1,40
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01
Al ^{VI}	0,61	0,61	0,49	0,56	0,51	0,66	0,69	0,64	0,38	0,77	0,70	0,07
Ti	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04		0,06	0,03	0,06	0,00	0,04	0,02
Fe ³⁺	0,13	0,20	0,26	0,27	0,26	0,16	0,10	0,16	0,45	0,16	0,04	1,09
Mg	1,70	1,75	2,07	1,95	1,90	1,87	1,99	1,97	2,05	1,50	1,63	2,83
Fe ²⁺	2,49	2,43	2,15	2,19	2,30	2,29	2,17	2,20	2,06	2,54	2,57	0,96
Mn	0,03			0,01		0,02				0,04	0,03	0,04
C	5,00	5,00	5,00	4,99	5,01	5,00	5,01	5,00	5,00	5,01	5,01	5,01
Fe ²⁺		0,02	0,00		0,03		0,02	0,02	0,00			
Mn	0,00			0,01		0,04	0,01		0,02	0,02	0,01	
Ca	2,00	1,97	2,00	1,98	1,93	1,92	1,94	1,97	1,96	1,95	1,98	2,00
Na	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	
B	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,01	2,01	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,26	0,33	0,28	0,30	0,28	0,23	0,07	0,23	0,36	0,17	0,31	0,11
K	0,34	0,36	0,30	0,25	0,38	0,34	0,32	0,30	0,37	0,40	0,48	0,09
A	0,60	0,69	0,58	0,55	0,66	0,57	0,39	0,53	0,73	0,57	0,79	0,20
Mg/ (Mg + Fe ²⁺)	0,41	0,42	0,49	0,47	0,45	0,45	0,48	0,47	0,50	0,37	0,39	0,75
FeO	19,47	19,20	17,09	17,43	18,45	18,25	17,48	17,73	16,35	19,84	20,06	7,87
Fe ₂ O ₃	1,10	1,78	2,27	2,43	2,28	1,38	0,85	1,45	3,98	1,38	0,30	9,95

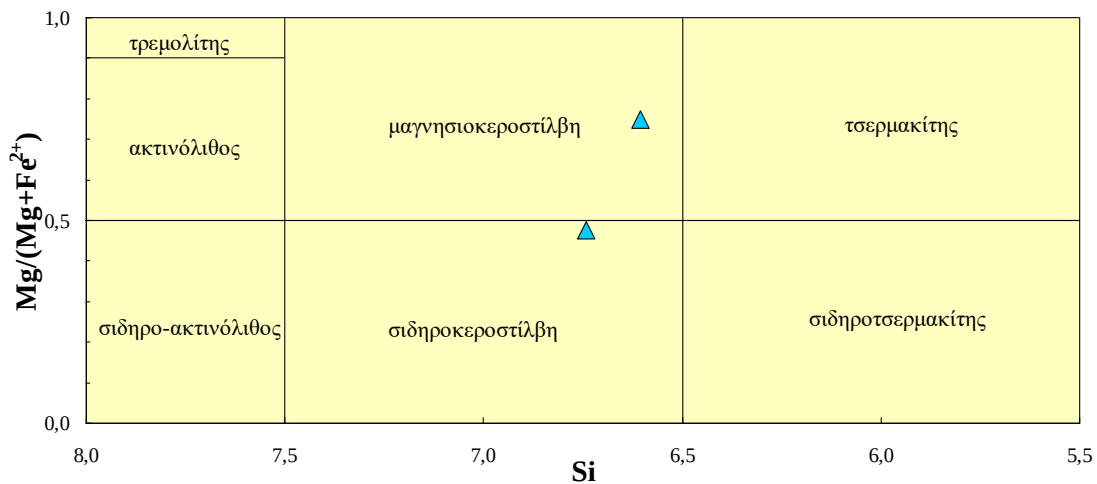
ασβεστιούχες αμφίβολοι

A. $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A \geq 0.50$, $Ti < 0.50$



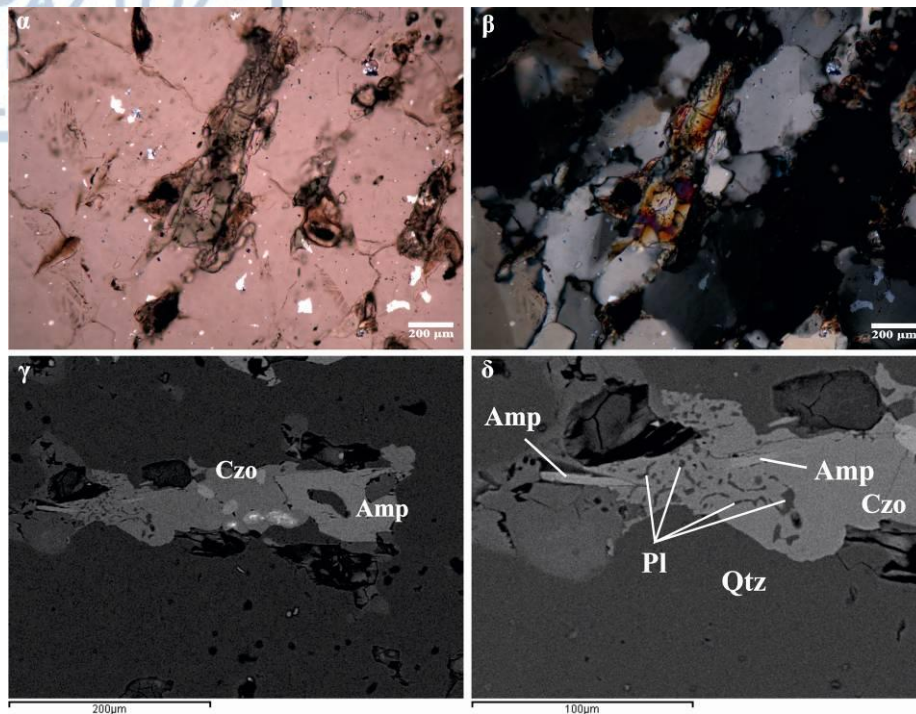
ασβεστιούχες αμφίβολοι

C. $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_B \leq 0.50$, $Ca_A < 0.50$

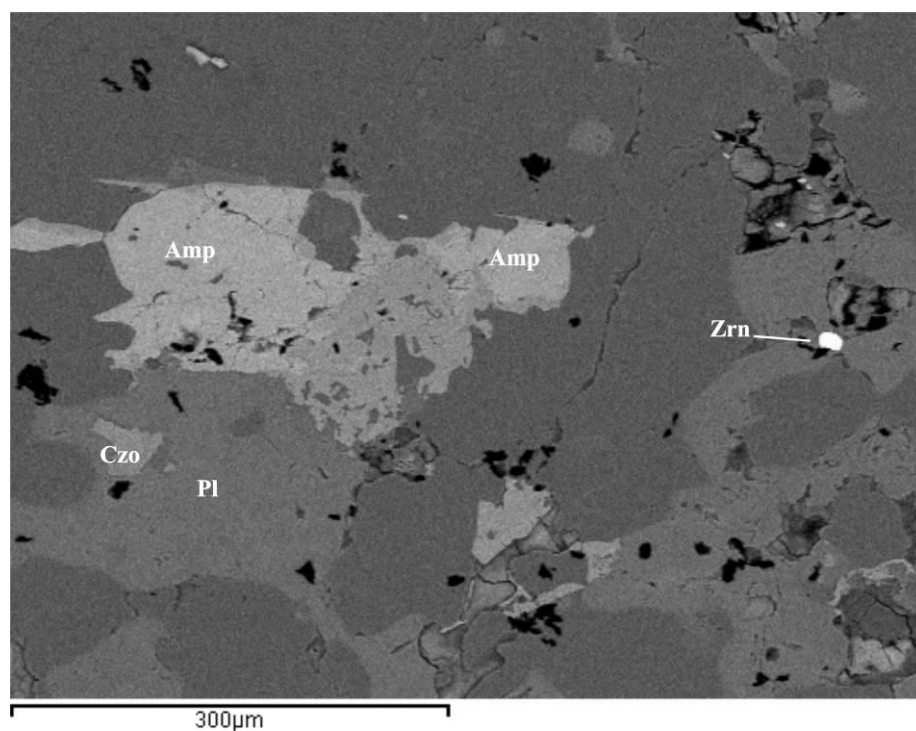


Σχήμα 4.2. Διαγράμματα ταξινόμησης των αμφιβόλων της ζώνης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας, κατά Leake et al. (1997).

Πολλές φορές εμφανίζεται να βρίσκεται σε επαφή με κλινοζοϊσίτη (Εικόνα 4.12), ενώ συνήθως συνοδεύεται από άλλα ασβεστιούχα ορυκτά όπως κλινοζοϊσίτης, τιτανίτης, κ.ά. (Εικόνα 4.13).



Εικόνα 4.12. Σκωληκόμορφο πλαγιόκλαστο (Pl) μαζί με αμφίβολο (Amp) και κλινοζοϊσίτη (Czo). (α) Μικροσκοπική εικόνα με πολωτή. (β) Μικροσκοπική εικόνα με πολωτή κι αναλυτή. (γ) και (δ) Εικόνες οπιθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (SEM). Δείγμα CAS-3.



Εικόνα 4.13. Αμφίβολος (Amp) μαζί με κλινοζοϊσίτη (Czo), πλαγιόκλαστο (Pl) και ζirkόνιο (Zrn). Εικόνα οπιθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (SEM). Δείγμα CAS-3.

4.2.4 Κλινοπυρόξενος (Cpx)

Οι πυρόξενοι είναι ινοπυριτικά ορυκτά απλής αλυσίδας που αποτελούνται από ατέρμονες αλυσίδες SiO_3 παράλληλες προς τον κρυσταλλογραφικό άξονα c. Κάθε τετράεδρο SiO_4 μοιράζεται δύο άτομα οξυγόνου με τα γειτονικά του τετράεδρα, τη στιγμή που τα δύο μη κοινά άτομα οξυγόνου σχηματίζουν δεσμούς με άλλα άτομα.

Σύμφωνα με τους Morimoto et al. (1988) ο γενικός δομικός τύπος των πυροξένων είναι $\text{M}_2\text{M}_1\text{T}_2\text{O}_6$, όπου στις M2 θέσεις συμμετέχουν κατιόντα με εξαπλή ή οκταπλή διάταξη, ενώ στις M1 θέσεις συμμετέχουν κατιόντα με εξαπλή διάταξη. Η θέση T συμπληρώνεται από κατιόντα με τετραεδρική διάταξη (Χριστοφίδης και Σολδάτος 2013). Τα στοιχεία που συμμετέχουν στη χημική σύσταση των πυροξένων, ώστε να ικανοποιηθεί ο παραπάνω δομικός τύπος θα πρέπει να ακολουθούν τον εξής θεωρητικό κανόνα (Morimoto et al. 1988):

- Στη θέση T τοποθετούνται κατά προτεραιότητα, μέχρι να προκύψει άθροισμα 2,000 ιόντα Si^{4+} , Al^{3+} και εφόσον χρειαστεί Fe^{3+} .
- Στη θέση M1 τοποθετούνται το υπολειπόμενο ποσοστό Al^{3+} και Fe^{3+} , ώστε να προκύψει άθροισμα 1,000. Σε περίπτωση που αυτό δεν συμβαίνει, συμμετέχουν ιόντα Ti^{4+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Zr^{4+} , Sc^{3+} , Zn^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} και Mn^{2+} μέχρι να συμπληρωθεί η θέση.
- Στη θέση M2 τοποθετείται όλο το ποσοστό Mg^{2+} , Fe^{2+} και Mn^{2+} που δεν συμμετέχει στη M1 θέση. Επιπρόσθετα, τοποθετούνται ιόντα Ca^{2+} , Na^{2+} και σπανιότερα Li^{+} μέχρι το άθροισμα της θέσης να γίνει 1,000 ή να προσεγγίσει αυτή την τιμή.

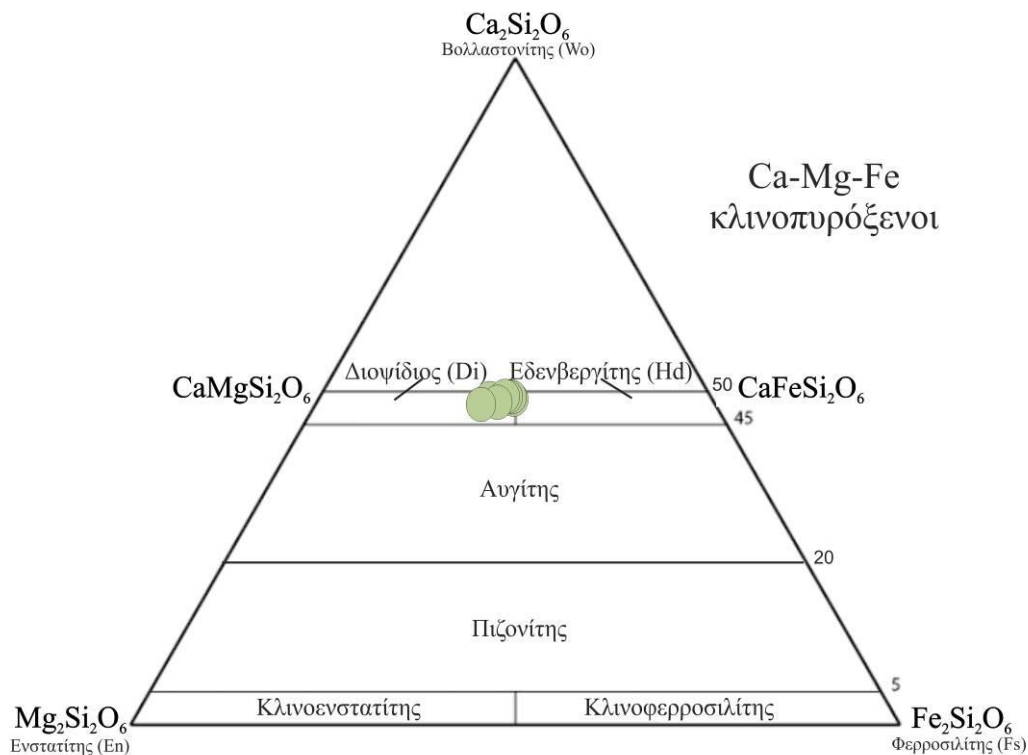
Οι πυρόξενοι διαχωρίζονται σε τέσσερις κύριες χημικές ομάδες: Ca-Mg-Fe-ούχοι πυρόξενοι, Ca-Na-ούχοι πυρόξενοι, Na-ούχοι πυρόξενοι και «άλλοι» πυρόξενοι (Morimoto et al. 1988).

Μία άλλη κατηγοριοποίηση της ομάδας των πυροξένων γίνεται με βάση την κρυσταλλογραφία τους, όπου χρησιμοποιούνται οι όροι ορθοπυρόξενος (Opx), για αυτούς που κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα, και κλινοπυρόξενος (Cpx), για αυτούς που κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές (Χριστοφίδης και Σολδάτος 2013).

Οι Ca-Mg-Fe-ούχοι πυρόξενοι είναι αυτοί που αποτελούν την πιο διαδεδομένη κατηγορία πυροξένων που συναντάται στη φύση, καθώς σχηματίζουν ευρείας

κλίμακας στερεά διαλύματα που καλύπτουν το τετράπλευρο του τριαδικού συστήματος $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo) – $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) – $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs).

Ο κλινοπυρόξενος, όπως προαναφέρθηκε, αποτελεί κυρίως μέρος της παραγένεσης (2) και εμφανίζεται σχεδόν πάντα με γρανάτη, βεζουβιανίτη, επίδοτο, κλινοζοϊσίτη και χαλαζία, μερικές φορές και με πλαγιόκλαστο (Εικόνα 4.14). Ωστόσο, κρύσταλλοι κλινοπυρόξενου εντοπίζονται και στις παραγενέσεις που βρίσκονται εντός των μεταπηλιτικών ενστρώσεων. Το σχήμα του ποικίλει από ξενοβλαστικό μέχρι ιδιοβλαστικό, ενώ τα χρώματα πόλωσης φτάνουν τα υψηλά. Από τις μικροαναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν προκύπτει ότι οι περισσότεροι κρύσταλλοι έχουν σύσταση διοψιδίου (Πίνακας 4.3). Η μέση σύστασή του είναι $[\text{En}_{27,9}\text{Fs}_{22,8}\text{Wo}_{49,4}]$ που προβάλλεται πολύ κοντά στο όριο των πεδίων του διοψιδίου και του εδενβεργίτη, με σαφή τάση προς το πρώτο (Σχήμα 4.3).



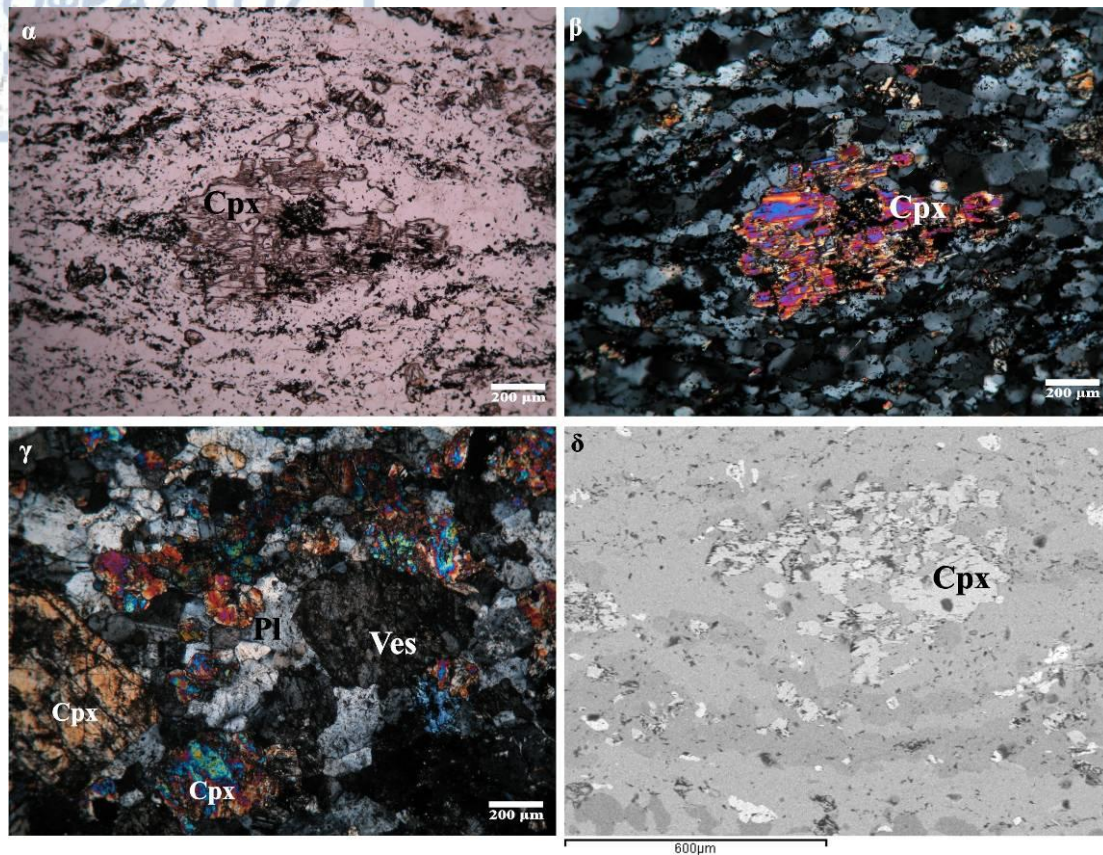
Σχήμα 4.3. Προβολή των συστάσεων των κλινοπυροξένων της ζώνης μεταμόρφωσης στο σύστημα En-Fs-Wo, κατά τους Morimoto et al. (1988).

Πίνακας 4.3. Αντιπροσωπευτικές μικροανλύσεις κλινοπυροξένων (% κ.β.) από τη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας. Η κάθε ανάλυση αποτελεί μέσο όρο τουλάχιστον τριών αναλύσεων από κάθε κρύσταλλο.

Δείγμα	CAS-1			CAS-3	CAS-4	CAS-5	CAS-5a	CAS-6a	CAS-P.1				
	κρυστ. 1	κρυστ. 2	κρυστ.3						κρυστ. 1	κρυστ. 2	κρυστ.3	κρυστ. 4	κρυστ. 5
SiO ₂	51,75	51,74	51,69	51,26	51,85	52,14	51,29	51,90	52,40	52,32	50,46	52,32	52,10
TiO ₂	0,21	0,11	0,45	0,12	0,16		0,16	0,12	0,56	0,29	0,49	0,17	
Al ₂ O ₃	0,42	0,89	0,66	1,21	1,11	0,28	0,38	0,43	1,19	1,22	0,82	0,28	0,56
FeO	15,01	13,21	13,16	14,38	13,02	14,54	14,20	12,88	12,11	13,61	14,68	12,38	12,15
MnO	0,31	0,24	0,22	0,16	0,28	0,08	0,38	0,26	0,06	0,32	0,57	0,51	0,17
MgO	8,81	9,81	9,88	8,86	9,79	9,16	9,79	10,57	10,26	8,70	9,56	10,36	10,89
CaO	23,65	23,81	23,54	23,45	23,50	23,98	23,85	23,61	21,77	22,62	22,99	23,62	23,58
Na ₂ O	0,11	0,19	0,38	0,28	0,48	0,20	0,23	0,32	1,00	0,92	0,43	0,34	0,30
K ₂ O	0,06	0,06		0,12	0,13		0,14	0,14	0,32	0,15	0,21	0,19	0,06
Cr ₂ O ₃	0,11	0,38	0,17	0,15	0,22		0,25	0,10	0,31	0,34	0,16	0,22	0,93
Σύνολο	100,44	100,44	100,15	99,99	100,54	100,38	100,67	100,33	99,98	100,49	100,37	100,39	100,74

Κατανομή ιόντων με βάση τα 6 οξυγόνα

Si	1,99	1,99	1,97	1,97	1,98	2,00	1,96	1,97	1,99	1,99	1,93	1,99	1,97
Al	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03
Fe ³⁺					0,00		0,02	0,01			0,04	0,00	0,01
T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,01	2,00	2,01
Al	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05			
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,05	0,05	0,03	0,01	0,08	0,03	0,03
Ti	0,00		0,01	0,00	0,00		0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Mg	0,51	0,51	0,56	0,51	0,56	0,52	0,56	0,60	0,58	0,49	0,55	0,59	0,61
Fe ²⁺	0,48	0,47	0,40	0,45	0,39	0,46	0,38	0,34	0,33	0,42	0,35	0,36	0,33
Mn	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,01	0,01		0,01	0,00	0,01	
M1	1,00	0,99	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00		0,00	0,01	0,03				0,02
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01		0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Ca	0,98	0,98	0,96	0,97	0,96	0,99	0,98	0,96	0,88	0,92	0,94	0,96	0,95
Na	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,07	0,03	0,03	0,02
K	0,00	0,00		0,00	0,00		0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
M2	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00
En	25,61	25,67	28,80	26,16	28,69	26,50	27,94	30,26	31,30	26,50	27,60	30,00	31,30
Fs	24,99	24,56	21,89	24,05	21,80	23,65	23,11	21,13	20,90	23,80	24,70	20,90	19,90
Wo	49,40	49,77	49,31	49,78	49,50	49,85	48,94	48,61	47,80	49,60	47,70	49,10	48,80
Fe ₂ O ₃	0,03	0,12	0,78	0,35	0,92	0,24	2,60	2,07	0,89	0,38	4,04	1,19	1,33
FeO	14,98	14,67	12,46	14,07	12,20	14,32	11,86	11,02	11,31	13,27	11,05	11,31	10,96



Εικόνα 4.14. Μικροσκοπικές φωτογραφίες κλινοπυροξένου (Cpx), με πολωτή (α) και με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-1. Μικροσκοπική εικόνα κλινοπυροξένων μαζί με βεζουβιανίτη (Ves) και πλαγιόκλαστο (Pl) (γ), με πολωτή κι αναλυτή. Δείγμα CAS-6a. (δ) Εικόνα οπισθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (SEM) κλινοπυροξένου. Δείγμα CAS-1.

Η ύπαρξη του διοψίδιου δεν παρατηρείται στα πετρώματα του πρωτολίθου, όπως επίσης δεν δικαιολογείται και η ανάπτυξη του κατά την περιοχική μεταμόρφωση την οποία υπέστησαν τα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης στο Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό, η οποία περιορίστηκε στην χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση. Πιθανότατα, η ανάπτυξη του διοψίδιου να οφείλεται σε αντιδράσεις κατά την θερμική μεταμόρφωση.

4.2.5 Γρανάτης (Grt)

Οι γρανάτες είναι μία ομάδα νησοπυριτικών ορυκτών που κρυσταλλώνονται στο κυβικό σύστημα και εντοπίζονται σε ένα ευρύ πεδίο από γεωλογικά περιβάλλοντα (Deer et al. 1997). Ο γενικός τους χημικός τύπος, σε άνυδρη μορφή, μπορεί να αποτυπωθεί ως $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$, όπου X, Y, Z αντιστοιχούν σε θέσεις κατιόντων, ενώ ο συμβολισμός ϕ αντιστοιχεί σε θέση ανιόντων (Hawthorne 1981). Η κρυσταλλική τους δομή μπορεί να φιλοξενήσει αρκετά διαφορετικά στοιχεία, γι' αυτό και η σύστασή τους εκφράζεται σε ποσοστιαίες αναλογίες των ακραίων μελών τους (Hawthorne 2002). Ωστόσο, τα 15 ακραία μέλη των γρανατών που εντοπίζονται στη φύση δεν αρκούν για να εκφραστεί πλήρως η χημική τους σύσταση (Mandarino and Back 2004).

Στη χημική σύσταση των γρανατών συμμετέχουν τα ακόλουθα στοιχεία (κατά σειρά αύξοντος ατομικού αριθμού) : H, O, F, Na, Mg, Al, Si, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Y, Zr και Sn, ενώ σε πολύ μικρότερες ποσότητες εντοπίζονται : Li, P, S, Cl, K, Ni, Zn, As, Sr, Nb, Te, Ba, REE, Hf, W και Th (Amthauer et al. 1979, Chakhmouradian et al. 2008, Deer et al. 1997, Galuskina et al. 2005).

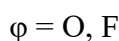
Τα κύρια στοιχεία εμφανίζουν τη συνήθη κατάσταση σθένους, με ορισμένες εξαιρέσεις. Πιο συγκεκριμένα, εκτός των V, Mn, Fe και Ti που μπορεί να εμφανίζονται σε δύο ή περισσότερες διαφορετικές καταστάσεις σθένους, τα υπόλοιπα στοιχεία εμφανίζονται στην εξής κατάσταση : H^+ , O^{2-} , F^- , Na^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Ca^{2+} , Sc^{3+} , Cr^{3+} , Y^{3+} , Zr^{4+} και Sn^{4+} . Το V εμφανίζεται ως V^{3+} και V^{5+} , το Mn ως Mn^{2+} και Mn^{3+} , ο Fe ως Fe^{2+} και Fe^{3+} , ενώ το Ti με τα σθένη Ti^{3+} και Ti^{4+} .

Όσον αφορά στην κρυσταλλική δομή των γρανατών, σύμφωνα με το γενικό χημικό τους τύπο $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$ αποτελείται από μία δωδεκαεδρική θέση { }, μία οκταεδρική [], και μία τετραεδρική (), οι οποίες συμπληρώνονται με κατιόντα, ενώ η ϕ θέση αντιστοιχεί σε ανιόν. Οι αντικαταστάσεις που μπορεί να συμβούν σε ένυδρους γρανάτες γίνονται με βάση το μηχανισμό $(O_4H_4)^{4-} = (SiO_4)^{4-}$. Μπορεί, ωστόσο να θεωρηθεί ότι συμβαίνει η εξής αντικατάσταση $H_4^{4+} = Si^{4+}$. Κατά την αντικατάσταση αυτή παρουσιάζεται τετραγωνική συμμετρία, με μεγάλη, όμως, σχέση με την κυβική συμμετρία των γρανατών. Άλλη μία αντικατάσταση που μπορεί να συμβεί είναι αυτή του O από F στη θέση ϕ . Για την εξισορρόπηση του φορτίου είναι απαραίτητο να μείνει κενή η τετραεδρική θέση.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, οι θέσεις στο πλέγμα των γρανατών συμπληρώνονται από τα εξής στοιχεία :



(Z) = Al, Si, Fe^{3+} , η ενυδρο-γρανατική αντικατάσταση : H_4^{4+} , και τα κενά που οφείλονται στο περιεχόμενο σε F



Κατ' επέκταση, σύμφωνα με τον Lockock (2008), ο υπολογισμός της σύστασης των γρανατών μπορεί να εξαχθεί λαμβάνοντας υπόψη, εκτός από τα 15 φυσικά μέλη, άλλα 14 υποθετικά (Πίνακας 4.4).

Πίνακας 4.4. Τα 29 ακραία μέλη (15 φυσικά και 14 υποθετικά) σύμφωνα με τα οποία γίνεται ο προσδιορισμός της σύστασης των γρανατών, κατά τον Locock (2008). Τα 14 υποθετικά μέλη επισημαίνονται με πλάγια γραφή.

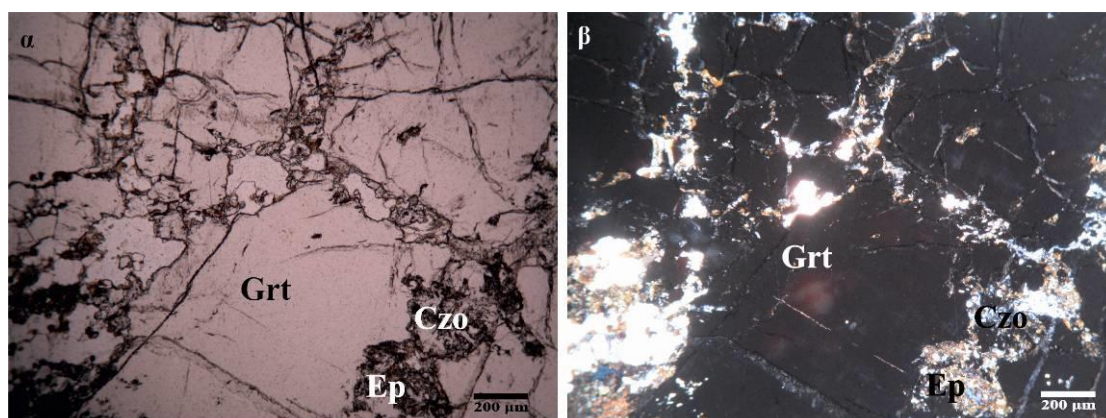
Ακραίο Μέλος	Χημικός Τύπος	Ακραίο Μέλος	Χημικός Τύπος
Henritermierite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Mn}_2](\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$	Majorite	$\{\text{Mg}_3\}[\text{SiMg}](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Blythite	$\{\text{Mn}_3\}[\text{Mn}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$	Sc garnet	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Sc}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Katoite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Al}_2](\text{OH})_{12}$	Goldmanite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{V}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
FCa garnet	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Al}_2](\text{O}_3\text{F})_{12}$	Yamatoite	$\{\text{Mn}_3\}[\text{V}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
FMn garnet	$\{\text{Mn}_3\}[\text{Al}_2](\text{O}_3\text{F})_{12}$	Uvarovite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Cr}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Yttrogarnet	$\{\text{Y}_3\}[\text{Al}_2](\text{Al}_3)\text{O}_{12}$	Knorringite	$\{\text{Mg}_3\}[\text{Cr}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Kimzeyite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Zr}_2](\text{SiAl}_2)\text{O}_{12}$	Spessartine	$\{\text{Mn}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Kimzeyite-Fe	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Zr}_2](\text{SiFe}_2)\text{O}_{12}$	Pyrope	$\{\text{Mg}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Tin garnet	$\{\text{Ca}_3\}[\text{SnFe}](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$	Almandine	$\{\text{Fe}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Schorlomite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Ti}_2](\text{SiFe}_2)\text{O}_{12}$	Grossular	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Al}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Schorlomite-Al	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Ti}_2](\text{SiAl}_2)\text{O}_{12}$	Andradite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{Fe}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Morimotoite	$\{\text{Ca}_3\}[\text{TiFe}](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$	Calderite	$\{\text{Mn}_3\}[\text{Fe}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
NaTi garnet	$\{\text{Na}_2\text{Ca}\}[\text{Ti}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$	Skiagite	$\{\text{Fe}_3\}[\text{Fe}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Morimotoite-Mg	$\{\text{Ca}_3\}[\text{TiMg}](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$	Khoharite	$\{\text{Mg}_3\}[\text{Fe}_2](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$
Morimotoite-Fe	$\{\text{Fe}_3\}[\text{TiFe}](\text{Si}_3)\text{O}_{12}$		

Ο γρανάτης αποτελεί ίσως το πιο σύνηθες ορυκτό στις παραγενέσεις που παρατηρούνται στις θέσεις μεταξύ των μεταψαμμιτικών και μεταπηλινικών στρωμάτων. Παρουσιάζεται άλλοτε ιδιοβλαστικός και άλλοτε ξενοβλαστικός, ενώ δεν παρατηρείται ανισοτροπία στους κρυστάλλους που μελετήθηκαν. Το μέγεθός του δεν ξεπερνά τα 2mm (Εικόνες 4.15, 4.16, 4.17). Οπτικά δεν παρουσιάζει κάποια

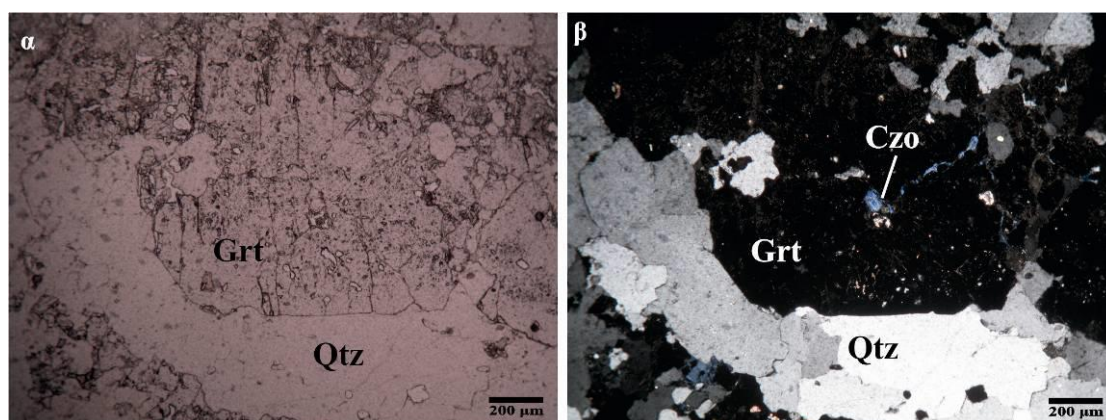
ζώνωση, ενώ και χημικά προκύπτει η ίδια παρατήρηση (Εικόνα 4.18). Βρίσκεται μαζί με χαλαζία, ασβεστίτη, επίδοτο-κλινοζοϊσίτη, διοψίδιο, ενώ όταν παρατηρείται μαζί με βεζουβιανίτη φαίνεται να αντικαθίσταται από αυτόν.

Ο υπολογισμός του δομικού τύπου έγινε με βάση 12 άτομα οξυγόνου. Η σύστασή του σύμφωνα με τον Locock (2008) αντιστοιχεί σε αυτή του γροσσουλάριου σε ποσοστό 67,68-92,15%, ενώ υπάρχει και κάποιο ποσοστό ανδραδίτη που κυμαίνεται μεταξύ 5,44-23,82%. Από τα υπόλοιπα μέλη της σειράς των γρανατών, με σημαντικό ποσοστό έως 7,84% εμφανίζεται ο αλμανδίνης, ενώ τα υπόλοιπα μέλη συμμετέχουν με ποσοστό που δεν ξεπερνάει το 2% (Πίνακας 4.5).

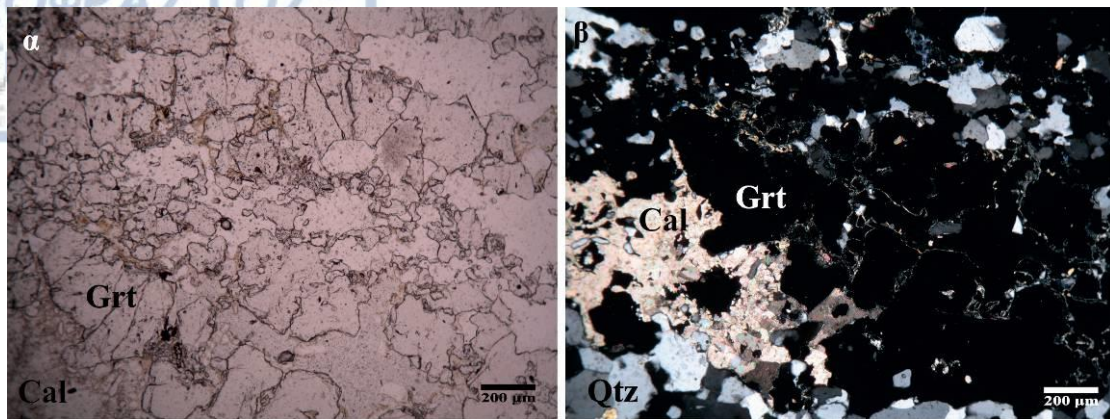
Τέλος, υπάρχουν αναφορές για την παρουσία υδρογρανάτη - υδρογροσσουλάριου (προσωπ. αναφορά από κ. Χριστοφίδη), η παρουσία του οποίου όμως δεν επιβεβαιώθηκε σε κάποιο από τα δείγματα της μελετηθείσας περιοχής.



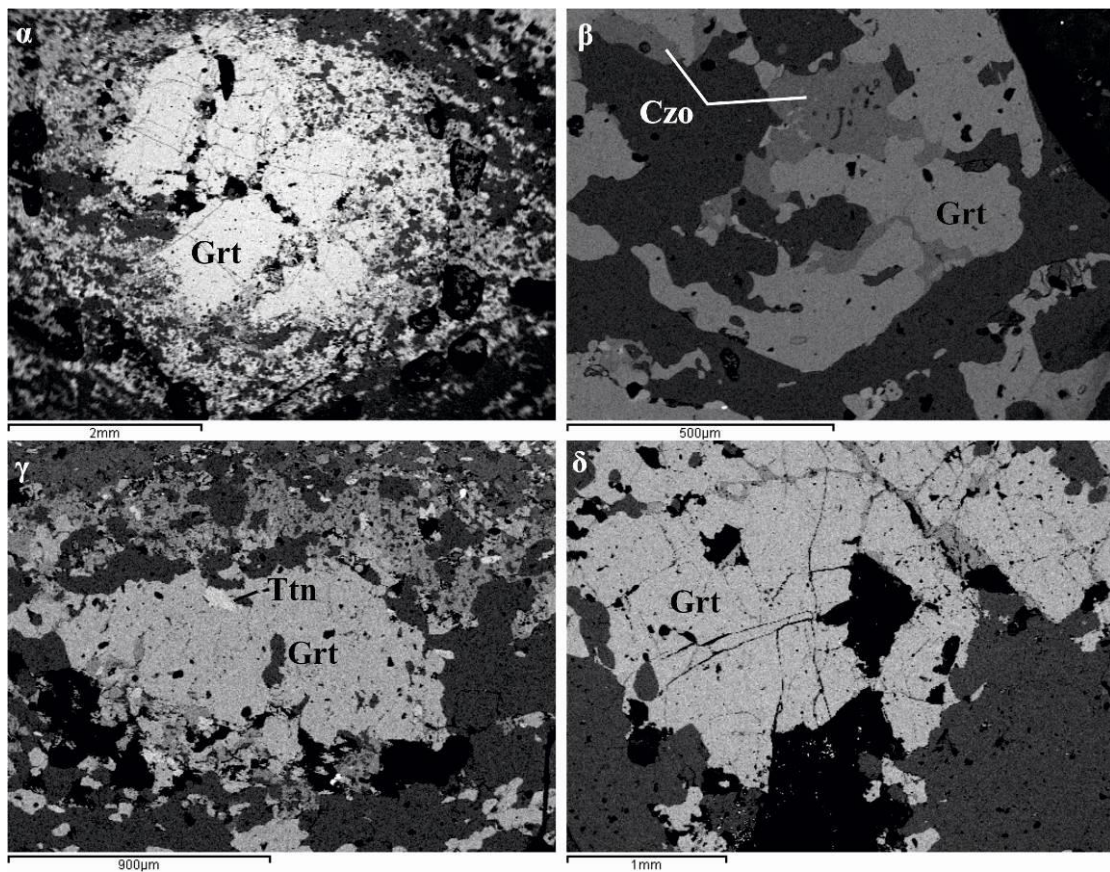
Εικόνα 4.15. Μικροσκοπικές εικόνες γρανάτη, με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-1. Grt=γρανάτης, Czo=κλινοζοϊσίτης, Ep=επίδοτο.



Εικόνα 4.16. Μικροσκοπικές εικόνες γρανάτη (Grt), μαζί με κλινοζοϊσίτη (Czo) και χαλαζία (Qtz), με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-6a.



Εικόνα 4.17. Μικροσκοπικές εικόνες γρανάτη (Grt), μαζί με ασβεστίτη (Cal), χαλαζία (Qtz) και κλινοζοϊσίτη (Czo). Εικόνα με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-5.



Εικόνα 4.18. Εικόνες οπισθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (SEM) από γρανάτες (Grt) της ζώνης επαφής. (α) Δείγμα CAS-1. (β) Δείγμα CAS-4. (γ) Δείγμα CAS-5. (δ) Δείγμα CAS-7. Czo=κλινοζοϊσίτης, Ttn=τιτανίτης.

Πίνακας 4.5. Μικροαναλύσεις γρανατών από τη ζώνη μεταμόρφωσης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας. (c) = πυρήνας, (r) = περιφέρεια.
Χημικός τύπος κατά Locock (2008).

CAS 1																		
	9.1 (c)	9.2	9.3	9.4	9.5	9.6	9.7	9.8	9.9	9.10	9.11	9.12	9.13 (r)	10.1	10.2	10.3	10.4	10.5 (r)
SiO ₂	39,00	39,31	38,82	38,67	39,12	39,17	38,96	39,48	38,93	38,92	39,16	39,53	39,36	39,42	39,04	39,15	38,77	38,9
TiO ₂	0,67	0,32	0,92	1,12	0,67	0,94	0,75	0,89	0,78	0,61	0,60	0,38	0,49	0,49	0,62	0,45	0,69	0,64
Al ₂ O ₃	19,37	19,16	19,27	19,43	19,20	19,63	18,65	19,08	19,55	18,88	19,48	19,34	18,91	18,89	18,87	18,97	18,76	19,46
Cr ₂ O ₃							0,24	0,11	0,13	0,19		0,07			0,04	0,16		0,10
FeO / FeO _{tot}	5,79	4,55	4,74	4,60	5,52	4,40	4,98	4,86	5,20	4,91	5,48	4,89	5,13	5,13	5,16	5,69	5,32	5,18
MnO	0,11	0,44	0,24		0,26	0,07	0,13	0,33	0,20	0,07	0,24		0,22	0,22	0,51	0,29	0,41	0,27
MgO	0,14	0,01	0,28		0,17	0,04	0,12		0,18	0,12	0,20	0,30	0,09	0,09		0,33	0,07	0,04
CaO	34,98	36,18	35,99	36,48	35,54	35,87	36,41	34,99	35,16	36,24	34,95	35,67	35,77	35,73	36,18	35,04	36,32	35,64
Na ₂ O		0,18		0,02	0,02	0,09	0,03	0,25		0,18	0,05	0,12	0,18	0,18				
Σύνολο	100,06	100,14	100,26	100,32	100,50	100,21	100,27	99,99	100,13	100,13	100,17	100,29	100,16	100,16	100,42	100,10	100,34	100,26
Επανυπολογισμός (%κ.β.)																		
Τελικό FeO	2,05	0,00	0,41	0,41	1,19	1,16	0,12	1,67	1,68	0,00	1,74	0,81	0,46	0,58	0,38	1,44	0,00	1,10
Τελικό Fe ₂ O ₃	4,15	5,05	4,81	4,65	4,80	3,60	5,40	3,55	3,91	5,46	4,15	4,53	5,19	5,05	5,31	4,72	5,91	4,54
Τελικό MnO	0,11	0,11	0,24	0,00	0,26	0,07	0,13	0,33	0,20	0,00	0,24	0,00	0,22	0,22	0,51	0,29	0,31	0,27
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
Σύνολο	100,47	100,68	100,74	100,78	100,98	100,56	100,81	100,35	100,52	100,69	100,58	100,74	100,68	100,66	100,95	100,57	100,94	100,71
Ακραία Μέλη																		
Μπλοθίτης		0,23																0,33
Σχορλομίτης-Al	1,38	0,87	2,63	3,21	1,62	1,37	1,87		1,88	1,75	1,11	0,33	0,49	0,25	1,68	0,89	1,97	1,83
Μορμοτοΐτης	1,07		0,02		0,30	1,29	0,07	1,98	0,71		0,44				0,19	0,82		
NaTi γρανάτης		0,05			0,15	0,67	0,23	1,55			0,37	0,74	0,93	1,16				
Ουβαροβίτης							0,71	0,34	0,40	0,58		0,21			0,12	0,49		0,31
Σπεςσαρτίνης														0,48	1,09	0,63	0,33	0,59
Πυρωπό	0,24		0,51		0,55	0,15	0,29	0,70	0,43		0,52		0,48	0,34		1,26	0,28	0,15
Αλμανδίνης	0,54	0,04	1,05		0,65	0,15	0,46		0,69	0,46	0,76	1,11	0,34	1,23	0,73	2,78		2,33
Γροσσουλάριος	4,00		0,86	0,87	2,42	2,04	0,23	2,88	3,32		3,55	1,72	0,97	82,27	80,99	79,60	80,83	82,03
Ανδραδίτης	80,86	84,78	81,18	82,81	80,59	84,06	80,70	82,06	81,38	81,84	81,37	83,14	82,37	14,04	15,19	13,54	15,83	12,61
Υπόλοιπο	0,00	1,66	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	1,22	0,00	0,20	0,55	0,23	0,00	0,00	0,43	0,15
Σύνολο	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00

Πίνακας 4.5 (Συνέχεια)



	CAS 1								CAS 4									
	11.1(c)	11.2	11.3	11.4	11.5	11.6	11.7	11.8 (r)	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	2.1	2.2
SiO ₂	38,27	38,97	38,84	38,48	38,53	38,47	38,22	38,72	39,02	39,40	39,66	39,14	39,48	39,49	39,37	39,19	39,19	39,25
TiO ₂	0,87	0,56	0,87	1,32	1,03	0,74	1,16	1,31	0,20	0,36	0,71	0,85	0,00	0,94	1,45	1,25	0,21	0,48
Al ₂ O ₃	17,43	17,31	17,38	16,54	16,88	16,84	16,94	15,99	19,11	19,25	20,32	19,39	19,48	18,84	19,52	19,03	19,15	18,47
Cr ₂ O ₃	0,03	0,11		0,05					0,36	0,21	0,01	0,08	0,15	0,18			0,24	0,17
FeO / FeO _{tot}	10,07	8,83	7,75	7,45	7,35	8,14	8,11	7,76	4,67	4,01	2,45	3,82	4,21	4,06	3,15	4,09	4,35	5,12
MnO	0,32	0,17	0,25		0,30	0,22	0,22	0,69		0,07	0,36	0,05	0,10			0,31	0,94	0,08
MgO	0,12			0,17			0,09		0,04	0,04	0,01	0,27	0,24	0,25			0,29	0,11
CaO	33,06	33,94	34,83	35,31	36,21	35,47	35,31	35,25	36,44	36,80	36,67	36,46	36,58	36,55	36,61	36,17	35,72	36,56
Na ₂ O		0,13	0,05	0,39		0,04		0,15	0,11						0,26	0,27		
Σύνολο	100,17	100,02	99,97	99,71	100,30	99,92	100,05	99,87	99,95	100,14	100,19	100,06	100,24	100,31	100,36	100,31	100,09	100,24
Επανυπολογισμός (%κ.β.)																		
Τελικό FeO	3,65	2,85	2,12	0,00	0,30	0,80	1,13	0,95	0,00	0,14	0,70	0,32	0,00	0,80	0,29	0,06	0,00	0,25
Τελικό Fe ₂ O ₃	7,13	6,65	6,26	8,28	7,83	8,15	7,76	7,57	5,20	4,30	1,94	3,89	4,68	3,62	3,17	4,48	4,83	5,41
Τελικό MnO	0,32	0,17	0,25	0,00	0,30	0,22	0,22	0,69	0,00	0,07	0,36	0,05	0,00	0,00	0,00	0,31	0,76	0,08
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
Σύνολο	100,88	100,70	100,60	100,56	101,08	100,72	100,83	100,63	100,48	100,57	100,38	100,46	100,73	100,67	100,66	100,77	100,60	100,78
Ακραία Μέλη																		
Μπλουθίτης																		
Σχορλομίτης-Al	2,52	0,17	0,74	2,14	2,38	1,97	2,99	0,60	0,57	0,52	0,07	1,47		0,23	1,17	1,47	0,58	
Μοριμοτοΐτης	0,02	1,01	2,83		1,19		0,76	4,21		0,87	3,91	1,89		4,93	1,86	0,20	0,61	0,77
NaTi γρανάτης		0,96	0,37	1,69		0,16		1,09							1,88	2,01		1,21
Mg-Μοριμοτοΐτης																		
Ουβαροβίτης	0,09	0,33		0,15					1,08	0,63	0,03	0,25	0,44	0,53			0,73	0,51
Σπασσαρτίνης	0,70	0,37	0,54		0,64	0,48	0,47	1,50		0,16	0,76	0,11				0,67	1,06	0,17
Πυρωπό	0,46			0,67			0,34		0,15	0,12	0,04	1,02	0,91	0,95			1,08	0,42
Αλμανδίνης	7,84	5,77	3,60		0,25	1,72	2,17	0,64			0,18	0,04		0,05		0,06		0,12
Γροσσουλάριος	67,68	72,16	73,82	72,12	72,97	72,20	70,81	69,98	83,85	85,28	89,50	84,10	85,35	82,98	85,77	82,82	82,57	81,30
Ανδραδίτης	20,69	19,24	18,10	21,95	22,57	23,28	22,45	21,98	13,46	12,29	5,51	11,12	12,89	10,33	9,02	12,77	13,07	15,49
Υπόλοιπο	0,00	0,00	0,00	1,29	0,00	0,19	0,00	0,00	0,89	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,30	0,00	0,30	0,00
Σύνολο	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99

Πίνακας 4.5 (Συνέχεια)



	CAS 4																	
	2.3	2.4	2.5	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5	3.6	3.7	3.8	4.1	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6	5.1
SiO ₂	38,77	39,18	39,38	39,05	39,77	39,34	39,62	39,42	39,41	39,13	39,08	39,45	38,55	39,33	39,27	38,96	38,75	39,16
TiO ₂	0,01	0,53	0,60	0,25	0,59	0,49	0,34	0,53	0,11	0,22	0,49	0,72	0,68	0,19	0,61	0,34	0,66	0,16
Al ₂ O ₃	19,22	18,59	18,84	18,23	18,99	19,15	19,39	19,01	19,38	18,51	18,32	18,88	19,40	19,71	18,43	18,80	19,12	17,83
Cr ₂ O ₃	0,00	0,15	0,06	0,09	0,04	0,04		0,21	0,21	0,08	0,01	0,04			0,10		0,30	0,15
FeO / FeO _{tot}	5,43	5,02	4,50	5,65	3,95	4,31	4,02	4,29	4,19	5,58	5,52	4,34	4,76	4,08	5,00	5,43	4,38	6,22
MnO	0,45		0,10	0,44	0,27	0,18		0,16	0,20	0,13	0,35	0,26	0,32	0,13	0,28	0,21	0,30	
MgO		0,13	0,16	0,05	0,11	0,52		0,29	0,21	0,12	0,09	0,35	0,12	0,05	0,11	0,41	0,25	0,09
CaO	36,53	36,37	36,51	35,83	36,26	35,38	36,96	36,11	36,40	36,23	36,21	36,24	36,36	36,75	35,80	35,92	36,03	36,40
Na ₂ O		0,18		0,08	0,10	0,36		0,13		0,19					0,31		0,01	0,11
Σύνολο	100,41	100,15	100,15	99,67	100,08	99,77	100,33	100,15	100,11	100,19	100,07	100,28	100,19	100,24	99,91	100,07	99,80	100,12
Επανυπολογισμός (%κ.β.)																		
Τελικό FeO	0,00	0,00	0,47	0,12	0,68	0,00	0,32	0,05	0,02	0,00	0,26	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Τελικό Fe ₂ O ₃	6,03	5,58	4,48	6,14	3,63	4,79	4,11	4,71	4,64	6,20	5,84	4,26	5,29	4,53	5,55	6,03	4,87	6,92
Τελικό MnO	0,00	0,00	0,10	0,44	0,27	0,00	0,00	0,16	0,20	0,00	0,35	0,26	0,00	0,02	0,02	0,14	0,27	0,00
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,36	0,12	0,28	0,08	0,03	0,00
Σύνολο	101,05	100,72	100,60	100,28	100,44	100,28	100,75	100,63	100,58	100,82	100,66	100,70	100,76	100,70	100,49	100,68	100,30	100,83
Ακραία Μέλη																		
<i>Μπλουίτης</i>																		
<i>Σχορλομίτης-Al</i>	0,03	1,22	0,39	0,54		0,79	0,08	0,53	0,33	0,63	0,97	0,38	1,94	0,05	0,04	0,25	0,09	
<i>Μοριμοτοΐτης</i>			2,65		3,36		1,78	0,01			0,87	3,21		0,53	0,50	0,97	1,91	0,47
<i>NaTi γρανάτης</i>		0,31		0,19		0,62		0,97							1,26			
<i>Mg-Μοριμοτοΐτης</i>												0,14						
<i>Ουβαροβίτης</i>		0,45	0,18	0,27	0,12	0,12		0,64	0,62	0,24	0,03	0,12			0,31		0,91	0,46
<i>Σπασσαρτίνης</i>			0,22	0,95	0,57			0,35	0,42		0,75	0,57				0,05	0,50	
<i>Πυρωπό</i>		0,44	0,61	0,19	0,43	1,98		1,10	0,78	0,46	0,34	1,25	0,46	0,19	0,42	1,55	0,95	0,35
<i>Αλμανδίνης</i>			0,11	0,26	0,18		0,08	0,11	0,05		0,27							
<i>Γροσσουλάριος</i>	82,90	81,54	83,04	80,30	83,77	82,84	86,34	82,86	84,79	81,02	80,02	82,18	82,80	86,60	81,78	80,82	82,14	78,95
<i>Ανδραδίτης</i>	15,09	15,35	12,80	16,79	10,37	11,90	11,72	13,44	12,86	16,38	16,76	12,15	13,70	12,23	14,36	15,78	13,13	19,19
<i>Υπόλοιπο</i>	1,98	0,69	0,00	0,51	1,20	1,76	0,00	0,00	0,15	1,26	0,00	0,00	1,10	0,40	1,34	0,59	0,37	0,59
Σύνολο	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,01

Πίνακας 4.5 (Συνέχεια)



	CAS 4						CAS 5a								CAS 6a			
	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	1.1	1.2	1.3	1.4
SiO ₂	39,52	39,34	38,88	39,51	39,47	39,39	39,26	39,66	39,09	39,57	39,57	39,28	38,78	39,83	38,90	39,08	39,52	39,32
TiO ₂	0,21	0,24	0,07	0,31	0,11	0,71	0,39	0,37	0,74	0,68	0,35	0,33	0,53	0,06	0,89	1,16	1,10	0,68
Al ₂ O ₃	19,69	19,70	19,43	19,60	19,88	19,10	19,94	19,95	20,27	19,92	20,03	19,53	18,89	20,42	19,80	19,33	19,05	19,58
Cr ₂ O ₃	0,13	0,25	0,19	0,17		0,08			0,15		0,29		0,02	0,30				
FeO / FeO _{tot}	3,66	3,66	4,70	3,61	3,62	4,15	3,49	3,64	2,79	2,97	3,25	4,18	5,00	2,83	3,01	3,85	3,26	3,39
MnO	0,38	0,05	0,51	0,29	0,16	0,36	0,65	0,29	0,50	0,62	0,21	0,37	0,02		0,23		0,21	
MgO	0,06		0,13	0,04	0,16		0,09	0,21		0,40	0,25	0,09	0,08	0,08	0,13	0,09		0,14
CaO	36,55	36,93	36,44	36,46	36,24	36,31	36,14	36,01	36,30	35,62	35,34	36,59	36,30	36,32	36,06	36,68	35,62	36,29
Na ₂ O				0,14	0,19	0,18	0,11	0,37	0,08	0,07	0,58		0,16	0,35		0,08	0,55	0,14
Σύνολο	100,20	100,17	100,35	100,13	99,83	100,28	100,07	100,50	99,92	99,85	99,87	100,37	99,78	100,19	99,02	100,27	99,31	99,54

Επανυπολογισμός (%κ.β.)

Τελικό FeO	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,24	0,00	0,25
Τελικό Fe ₂ O ₃	3,94	4,06	5,23	4,01	4,02	4,60	3,88	4,05	3,07	2,60	3,62	4,65	5,56	3,15	2,62	4,01	3,62	3,49
Τελικό MnO	0,38	0,00	0,00	0,12	0,00	0,36	0,34	0,00	0,50	0,62	0,00	0,23	0,00	0,00	0,23	0,00	0,04	0,00
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,00	0,06	0,56	0,19	0,17	0,00	0,33	0,31	0,00	0,00	0,24	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00
Σύνολο	100,60	100,58	100,92	100,54	100,24	100,74	100,48	100,93	100,23	100,13	100,28	100,85	100,34	100,51	99,28	100,68	99,69	99,88

Ακραία Μέλη																		
Μπλοθίτης				0,26			0,73					0,44						
Σχορλομίτης-Al	0,34	0,68	0,20	0,36	0,32	0,68	1,12	0,85	1,74		0,58	0,95	1,52	0,06	1,02	1,90	0,09	0,35
Μορμοτοΐτης	0,49									2,91					3,09	1,51		1,14
NaTi γρανάτης				0,53		1,33		0,19	0,36	0,49	0,43			0,11		0,61	3,16	1,01
Mg-Μορμοτοΐτης																0,10		
Μαγιορίτης										0,14					0,13			
Ουβαροβίτης	0,40	0,75	0,57	0,50		0,25			0,46		0,87		0,06	0,89				
Σπессαρτίτης	0,82					0,77			1,08	1,32		0,06			0,49			
Πυρωπό	0,23		0,49	0,16	0,58		0,33	0,80		1,33	0,93	0,32	0,30	0,31	0,51	0,32		0,52
Αλμανδίνη	0,08					0,02			0,06	0,37					0,36			0,15
Γροσσουλάριος	86,42	86,96	83,57	86,94	87,75	83,85	87,44	86,76	87,75	86,01	87,62	85,39	82,29	90,20	86,98	84,13	85,57	86,83
Ανδραδίτης	11,22	11,40	13,51	10,64	10,01	13,08	9,22	9,08	8,28	7,41	6,11	12,59	14,93	6,46	7,56	11,44	10,36	9,99
Υπόλοιπο	0,00	0,21	1,67	0,62	1,33	0,03	1,16	2,32	0,28	0,00	3,47	0,26	0,90	1,96	0,00	0,00	0,81	0,00
Σύνολο	100,00	100,00	100,01	100,01	99,99	100,01	100,00	100,00	100,01	99,98	100,01	100,01	100,00	99,99	100,01	100,01	99,99	99,99

Πίνακας 4.5 (Συνέχεια)



	CAS 6a											CAS 6b						
	1.5	1.6	1.7	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8	1.1	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8
SiO ₂	38,97	39,14	39,37	39,04	39,61	39,28	39,53	39,48	39,64	39,47	38,75	39,35	39,06	38,90	38,73	38,15	38,00	38,59
TiO ₂	0,27	0,51	0,43	0,36	0,82	0,48	1,18	1,18	0,71	0,08	0,27	0,14	0,28	0,12	0,29	0,53	0,33	0,37
Al ₂ O ₃	19,24	20,07	19,86	19,53	18,80	19,77	19,34	19,31	19,72	19,69	20,42	18,31	18,96	19,16	16,89	19,71	18,09	18,49
Cr ₂ O ₃												0,29	0,36		0,06		0,27	
FeO / FeO _{tot}	4,55	3,15	3,22	4,37	4,45	3,83	3,45	3,45	3,19	3,71	3,50	5,30	4,91	5,21	7,97	5,25	6,90	6,14
MnO	0,15	0,14		0,11		0,27	0,35	0,35				0,39					0,02	0,24
MgO			0,28		0,14				0,07		0,08	0,20		0,09		0,37	0,25	0,05
CaO	36,34	36,38	36,48	36,81	36,46	36,72	36,35	36,30	36,50	36,83	36,55	36,24	36,49	36,30	36,14	35,92	36,28	35,90
Na ₂ O	0,07	0,13		0,04	0,18	0,00	0,19	0,19	0,24	0,05		0,02	0,27	0,04	0,31	0,32		0,35
Σύνολο	99,59	99,52	99,64	100,26	100,46	100,35	100,39	100,26	100,07	99,83	99,75	100,24	100,33	99,82	100,39	100,25	100,14	100,13
Επανυπολογισμός (%κ.β.)																		
Τελικό FeO	0,00	0,00	0,24	0,00	0,33	0,08	0,51	0,51	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Τελικό Fe ₂ O ₃	5,05	3,50	3,31	4,86	4,58	4,17	3,27	3,26	3,49	4,12	3,89	5,89	5,45	5,79	8,86	5,83	7,67	6,82
Τελικό MnO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,27	0,35	0,35	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,16	0,08	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,26
Σύνολο	100,11	99,87	99,97	100,76	100,92	100,77	100,71	100,57	100,42	100,23	100,16	100,84	100,87	100,41	101,28	100,83	100,92	100,82
Ακραία Μέλη																		
Μπλουίτης		0,14										0,28						
Σχορλομίτης-Al	0,76	1,11		1,02	0,12	1,37	0,42	0,42	0,07	0,21	0,76	0,37	0,80	0,35	0,84	1,51	0,96	1,06
Μορμοτοΐτης			0,42		1,86		3,06	3,06	0,34									
NaTi γρανάτης		0,36			1,29		1,40	1,40	1,73	0,01		0,04						
Mg-Μορμοτοΐτης			0,11						0,10							0,10		
Μαγιорίτης										0,14					0,13			
Ουβαροβίτης												0,87	1,08		0,18		0,82	
Σπασσαρτίνης	0,49									0,57	0,75	0,37						
Πυρωπό	0,51	0,32	1,04	0,52			1,02		0,53			0,74		0,34		1,40	0,96	0,19
Αλμανδίνης	0,36			0,15					0,07	0,17	0,06							
Γροσσουλάριος	86,98	84,13	87,47	86,83	85,15	88,86	87,47	85,06	83,08	86,03	85,01	80,57	82,54	83,80	73,59	80,59	75,41	79,36
Ανδραδίτης	7,56	11,44	9,46	9,99	13,11	8,77	9,46	13,19	13,04	11,85	9,30	16,60	14,29	14,50	23,82	13,64	19,17	17,08
Υπόλοιπο	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,75	0,00	0,72	0,00	0,01	0,00	0,15	1,29	1,01	1,57	2,86	2,69	2,31
Σύνολο	100,01	100,01	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00

Πίνακας 4.5 (Συνέχεια)



	CAS 6b			CAS 7											
	1.9	1.10	1.11	1.1(c)	1.2	1.3	1.4(r)	2.1(c)	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8(r)
SiO ₂	37,81	38,38	39,35	39,29	39,47	39,33	39,63	39,33	39,41	38,62	39,27	38,55	39,06	39,18	38,05
TiO ₂	0,62	0,50	0,14	0,36	0,94	0,70	0,26	0,86	0,59	0,60	0,52	0,45	0,53	0,96	1,09
Al ₂ O ₃	19,04	19,40	18,31	19,51	18,93	19,88	19,63	18,62	19,26	19,37	19,82	19,89	19,79	18,97	19,76
Cr ₂ O ₃		0,01	0,29	0,07	0,19	0,09		0,06	0,12	0,22	0,00	0,05			0,40
FeO / FeO _{tot}	6,07	5,30	5,30	4,09	3,94	3,25	3,76	4,45	3,84	4,45	3,74	4,42	4,08	4,27	4,12
MnO	0,09	0,15	0,39	0,23		0,21	0,27	0,11	0,21	0,12	0,44	0,09			0,31
MgO			0,20		0,17	0,23	0,12	0,11	0,27		0,14	0,42	0,26	0,02	0,37
CaO	36,38	36,22	36,24	36,51	36,68	36,44	36,28	36,29	36,12	36,55	36,18	35,77	36,53	36,63	35,75
Na ₂ O	0,19	0,29	0,02				0,19	0,05	0,13	0,11	0,16	0,28		0,10	
Σύνολο	100,20	100,25	100,24	100,06	100,32	100,13	100,14	99,88	99,95	100,04	100,27	99,92	100,25	100,13	99,85
Επανυπολογισμός (%κ.β.)															
Τελικό FeO	0,00	0,00	0,00	0,29	0,74	0,36	0,00	0,76	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00
Τελικό Fe ₂ O ₃	6,75	5,89	5,89	4,23	3,55	3,22	4,18	4,10	4,15	4,95	4,15	4,91	4,53	4,45	4,58
Τελικό MnO	0,00	0,00	0,30	0,23	0,00	0,21	0,05	0,11	0,21	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02
Τελικό Mn ₂ O ₃	0,10	0,17	0,10	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,14	0,37	0,10	0,00	0,00	0,31
Σύνολο	100,90	100,86	100,84	100,48	100,66	100,45	100,57	100,30	100,35	100,55	100,70	100,41	100,70	100,59	100,33
Ακραία Μέλη															
<i>Μπλουθίτης</i>							0,12				0,22				0,05
<i>Σχορλομίτης-Al</i>	1,78	1,43	0,37	0,82	0,34	1,06	0,10	0,07	0,39	1,71	1,49	1,28	1,51	1,19	3,13
<i>Μοριμοτοΐτης</i>				0,39	4,70	1,84		4,02	0,66					1,60	
<i>NaTi γρανάτης</i>			0,04				0,63	0,37	0,92					0,75	
<i>Mg-Μοριμοτοΐτης</i>									0,06						
<i>Ουβαροβίτης</i>		0,03	0,87	0,21	0,56	0,28		0,18	0,35	0,65		0,15			1,20
<i>Σπεςσαρτίνης</i>			0,37	0,50		0,46		0,24	0,45						
<i>Πυρωπό</i>			0,74		0,63	0,85	0,47	0,42	1,01		0,51	1,58	0,96	0,08	1,39
<i>Αλμανδίνης</i>				0,48	0,01	0,14		0,28						0,03	
<i>Γροσσουλάριος</i>	79,06	82,07	80,57	85,51	83,62	86,20	86,93	82,65	84,30	83,48	86,29	83,16	85,08	83,62	82,19
<i>Ανδραδίτης</i>	16,18	14,37	16,60	12,08	10,14	9,18	10,77	11,76	11,86	13,13	9,93	12,00	11,98	12,72	10,72
<i>Υπόλοιπο</i>	2,98	2,10	0,15	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00	1,04	1,56	1,83	0,47	0,00	1,30
Σύνολο	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	99,98

4.2.6 Βεζουβιανίτης (Ves)

Ο βεζουβιανίτης (ομάδα ορυκτών) έχει αποτελέσει αντικείμενο ερευνών τις τελευταίες δεκαετίες, λόγω της πολυπλοκότητας της σύστασης και της δομής του (Giuseppetti and Mazzi 1983, Valley et al. 1985, Hoisch 1985, Fitzgerald et al. 1986, 1987, Fitzgerald et al. 1992, Groat et al. 1992). Εντοπίζεται στις παραγενέσεις μεταμορφωμένων πετρωμάτων με μεγάλο εύρος συνθηκών, από ζεολιθικής φάσης μέχρι γρανουλιτικής φάσης (Gnos and Armbruster 2006). Μπορεί να βρεθεί σε ροδιγκίτες, σε ζώνες θερμομεταμόρφωσης επαφής και skarn, σε περιοχικής μεταμόρφωσης ασβεστοπυριτικά πετρώματα, αλλά δεν υπάρχουν αναφορές για γλαυκοφανιτικής ή εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης πετρώματα.

Κατά τους Galuskin et al. (2005) η ομάδα των ορυκτών του βεζουβιανίτη μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελείται από 4 κύρια ακραία μέλη:

- Βεζουβιανίτης (Vesuvianite), που είναι το πλούσιο σε Mg και OH μέλος (Werner 1795)
- Βιλουίτης (Wiluite), που είναι το πλούσιο σε B μέλος (Groat et al. 1998)
- Μαγγανιοβεζουβιανίτης (Manganvesuvianite), που είναι το πλούσιο σε Mn μέλος (Armbruster et al. 2002)
- Φθοριοβεζουβιανίτης (Fluorvesuvianite), που είναι το πλούσιο σε F μέλος (Britvin et al. 2003).

Η δομή του βεζουβιανίτη παρουσιάζει ομοιότητες με αυτή του γροσσουλάριου (Belassone et al. 2011), ενώ πολύ συχνά τα δύο ορυκτά συνυπάρχουν (Deer et al. 1982, Ohkawa et al. 1994). Έχει χαρακτηριστεί ως νησοπυριτικό ή ορθοπυριτικό (Deer et al. 1997), ως σωροπυριτικό με μεικτές ομάδες SiO_4 και Si_2O_7 (Strunz and Nickel 2001), αλλά και ως όρθο- διορθοπυριτικό (Paluszkievicz and Zabiński 1995, Galuskin et al. 2007a, 2007b).

Η χημική του σύσταση, όπως περιγράφεται από τους Hoisch (1985) και Valley et al. (1985), περιλαμβάνει πολλά στοιχεία, όπως Ca, Al, Mg, Si, O, OH, αλλά και πολλά άλλα στοιχεία ως προϊόντα αντικατάστασης Be, B, F, Cl, Na, Ti, Cr, Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cu, Zn, Sn, Ce, και REE (Ito and Arem 1970, Himmelberg and Miller 1980, Galuskin et al. 2005).

Σύμφωνα με τους Gnos and Armbruster (2006) ο χημικός τύπος των ορυκτών της ομάδας του βεζουβιανίτη μπορεί να συνοψισθεί ως εξής:
 $X_{18}X'Y_{12}Y'T_5Z_{10}^DZ_8O_{68}(W)_{11}$, όπου:

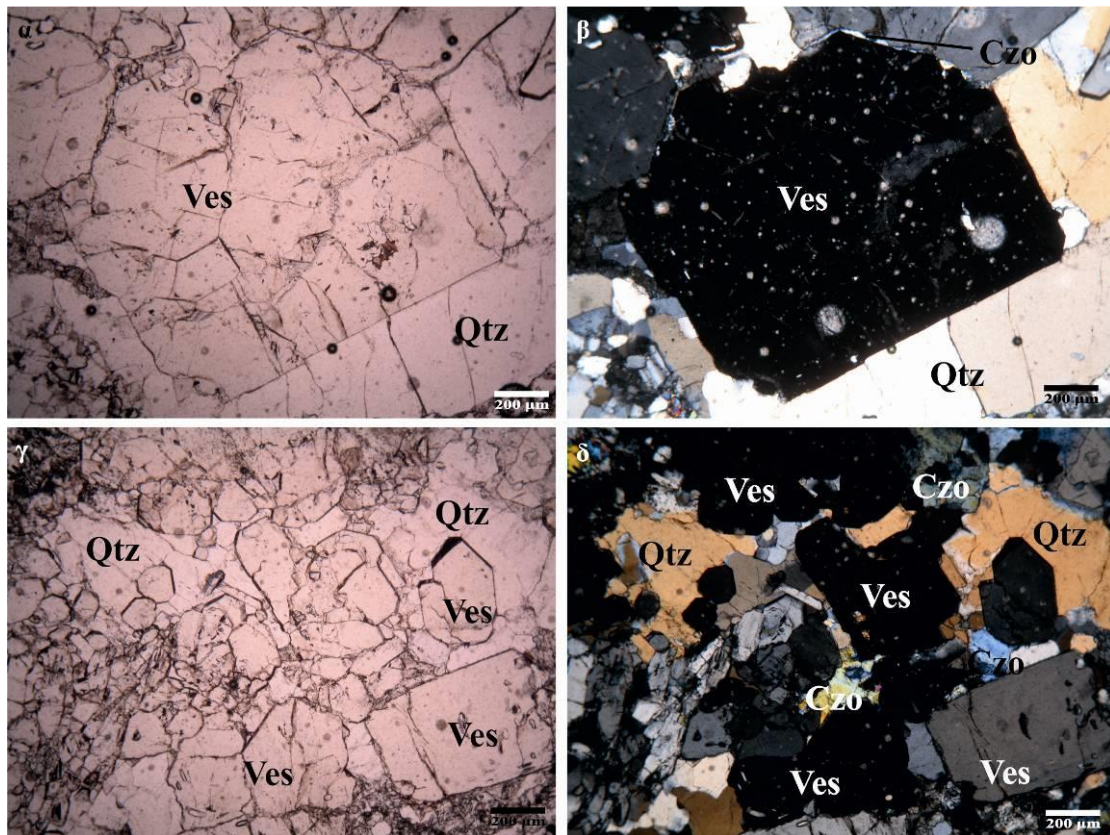
- Οι X και X' θέσεις καταλαμβάνονται από κατιόντα Ca (REE, U, Th, Pb, Bi, Pb, Sb, K, Ba, Sr), είτε παραμένουν κενές (□)
- Οι Y και Y' θέσεις καταλαμβάνονται από κατιόντα Al, Mg, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , Ti (Zn, Cr, Cu^{2+})
- Οι T θέσεις καταλαμβάνονται από κατιόντα B (Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Mg) είτε παραμένουν κενές (□)
- Οι Z θέσεις καταλαμβάνονται από κατιόντα Si, H₄. Οι δείκτες 'O' και 'D' αντιπροσωπεύουν τα ορθο- και διορθο- πυριτικά μέλη, αντίστοιχα
- Οι W θέσεις καταλαμβάνονται από ανιόντα OH, F, O (Cl). Στην περίπτωση της μη ύπαρξης κατιόντων στις T θέσεις, οι W θέσεις καταλαμβάνονται από 10 άτομα ανά δομική μονάδα, ενώ η συμμετοχή του B στις T θέσεις οδηγεί σε 11 W θέσεις ανά δομική μονάδα.

Ακολουθώντας τα παραπάνω, οι Elmi et al.(2011) δίνουν έναν πιο απλοποιημένο τύπο, ο οποίος είναι $X_{18}X'Y_{12}Y'T_5Z_{18}O_{68}(W)_{10}$. Ο βεζουβιανίτης βρίσκεται στη φύση με τρεις κρυσταλλογραφικές συμμετρίες: P4nc, P4/n και P4/nnc που αντιστοιχούν σε πολύ χαμηλού βαθμού, σε πρασινοσχιστολιθικής φάσης και υψηλού βαθμού αμφιβολιτικής φάσης βεζουβιανίτες, αντίστοιχα (Gnos & Armbruster 2006).

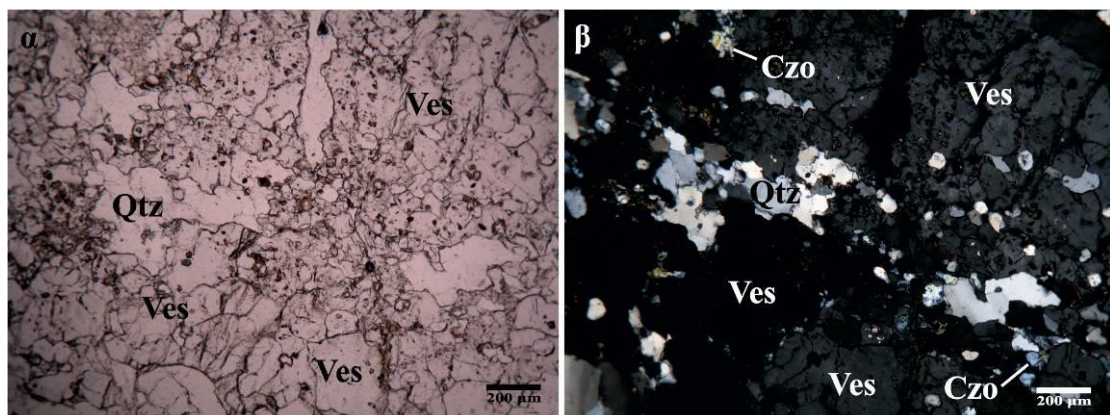
Επιπρόσθετα, διακρίνονται σε αυτούς που σχηματίζονται σε θερμοκρασίες <300°C, χαρακτηριζόμενοι ως "low vesuvianites", και είναι κυρίως P4/n συμμετρίας, και σε αυτούς που σχηματίζονται σε θερμοκρασίες άνω των 500°C, χαρακτηρίζονται ως "high vesuvianites" και είναι κυρίως P4/nnc συμμετρίας (Elmi et al. 2011).

Ο βεζουβιανίτης αποτελεί, ίσως, το πιο αξιοσημείωτο ορυκτό στις παραγενέσεις που εμφανίζονται στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Μακροσκοπικά έχει χρώμα σκούρο κόκκινο έως καστανοκόκκινο, ενώ παρουσιάζεται τόσο σε ιδιοβλαστικούς κρυστάλλους, όσο και σε ξενοβλαστικούς (Σχήμα 4.23). Κάτω από το μικροσκόπιο εμφανίζει υψηλό ανάγλυφο και πολύ χαμηλά χρώματα πόλωσης, μέχρι γκρίζα πρώτης τάξης, πράγμα που δυσκολεύει ορισμένες φορές τη διάκρισή του από τον γρανάτη, ενώ οπτικά είναι μονάξονας αρνητικός. Συνήθως, στις παραγενέσεις που εμφανίζεται συνοδεύεται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, κλινοπυρόξενο και επίδοτο-κλινοζοϊσίτη (Εικόνες 4.19 – 4.25), όπως και με γρανάτη (γροσσουλάριο), τον οποίο φαίνεται να αντικαθιστά. Σε ορισμένες τομές εμφανίζεται με ζώνωση

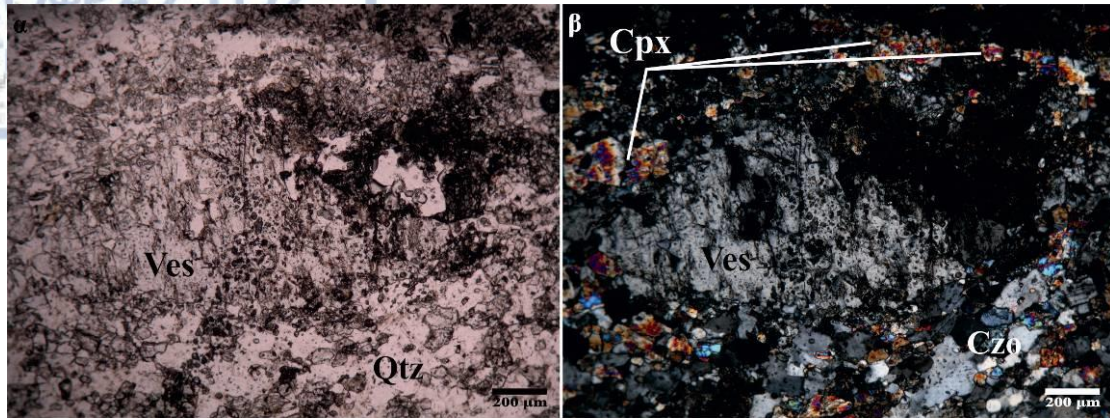
(Εικόνα 4.26), αν και από την εξέταση με σαρωτικό μικροσκόπιο (SEM) δεν προκύπτει κάποια χημική διαφορά από την περιφέρεια στο κέντρο του κρυστάλλου.



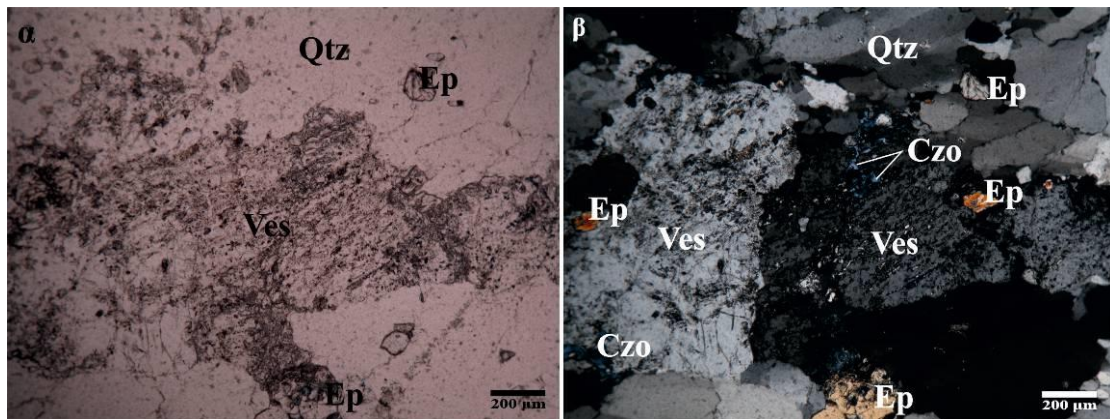
Εικόνα 4.19. Ιδιοβλαστικοί κρύσταλλοι βεζουβιανίτη (Ves), μαζί με χαλαζία (Qtz) και κλινοζοϊσίτη (Czo). Εικόνες μόνο με πολωτή (α) και (γ), με πολωτή κι αναλυτή (β) και (δ). Δείγμα CAS-5a.



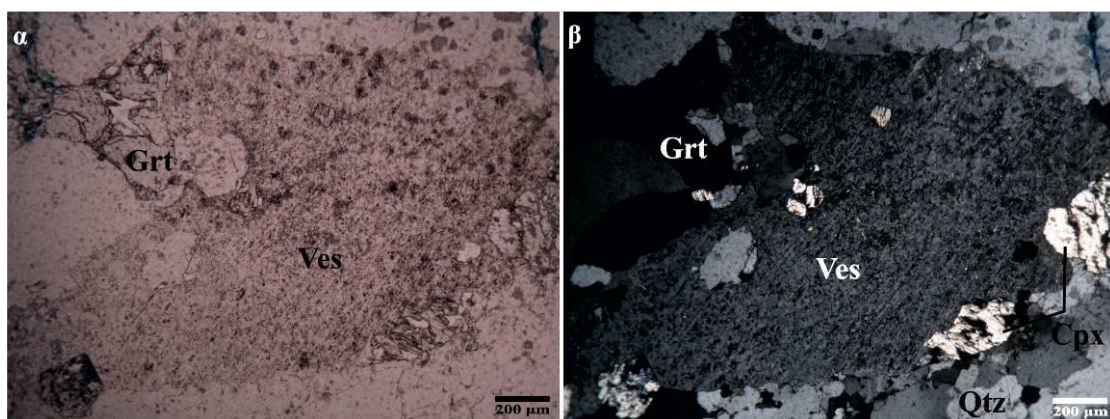
Εικόνα 4.20. Ξενοβλαστικοί κρύσταλλοι βεζουβιανίτη (Ves) με χαλαζία (Qtz) και κλινοζοϊσίτη (Czo). Εικόνα (α) μόνο με πολωτή, (β) με πολωτή κι αναλυτή. Δείγμα CAS-1.



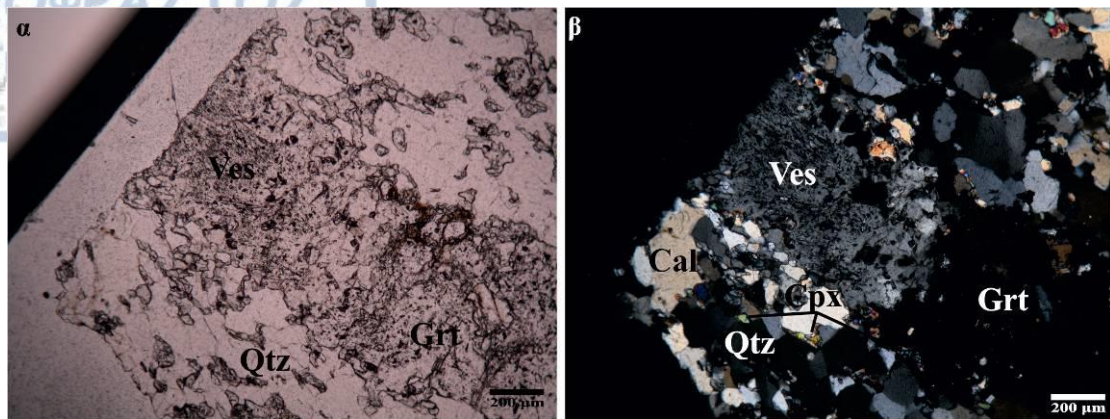
Εικόνα 4.21. Ξενοβλαστικός κρύσταλλος βεζουβιανίτη (Ves), σε παραγένεση με χαλαζία (Qtz), κλινοπυρόξενο (Cpx) και κλινοζοϊσίτη (Czo). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-5a.



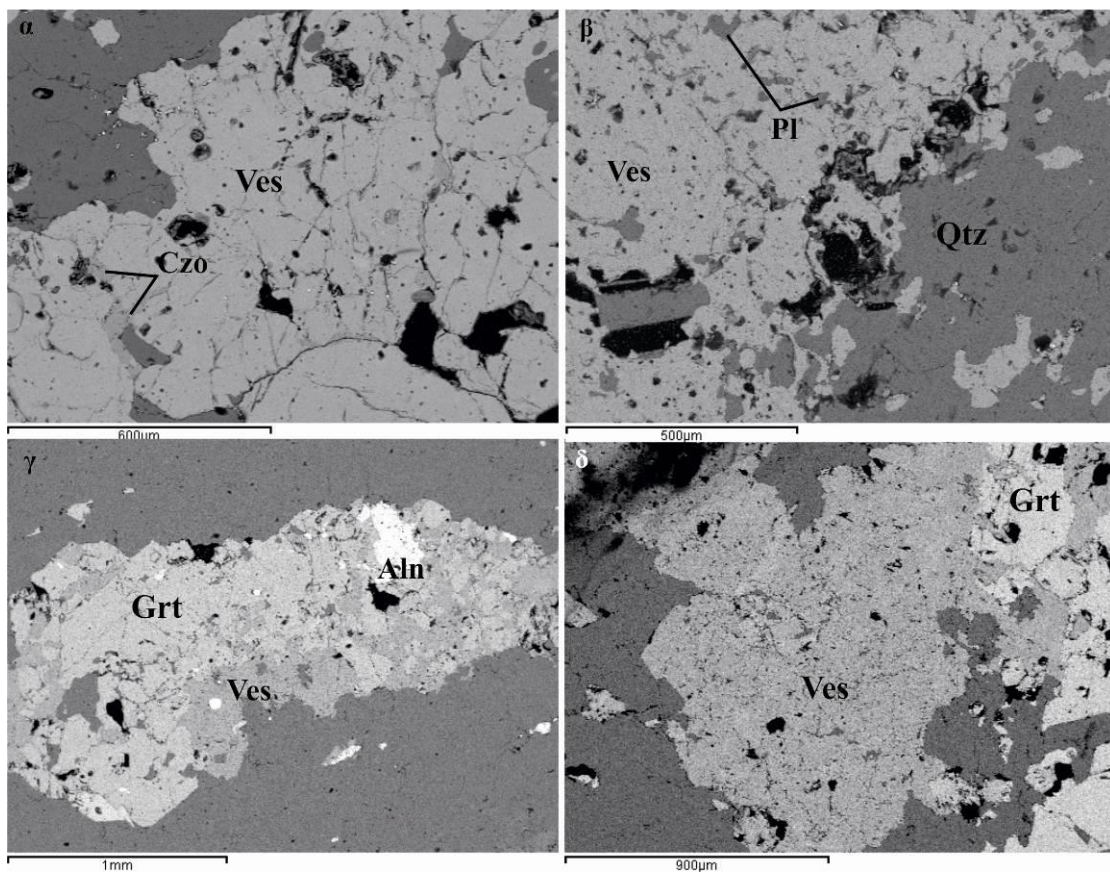
Εικόνα 4.22. Ξενοβλαστικοί κρύσταλλοι βεζουβιανίτη (Ves), μαζί με χαλαζία (Qtz), κλινοζοϊσίτη (Czo) και επίδοτο (Ep). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-6a.



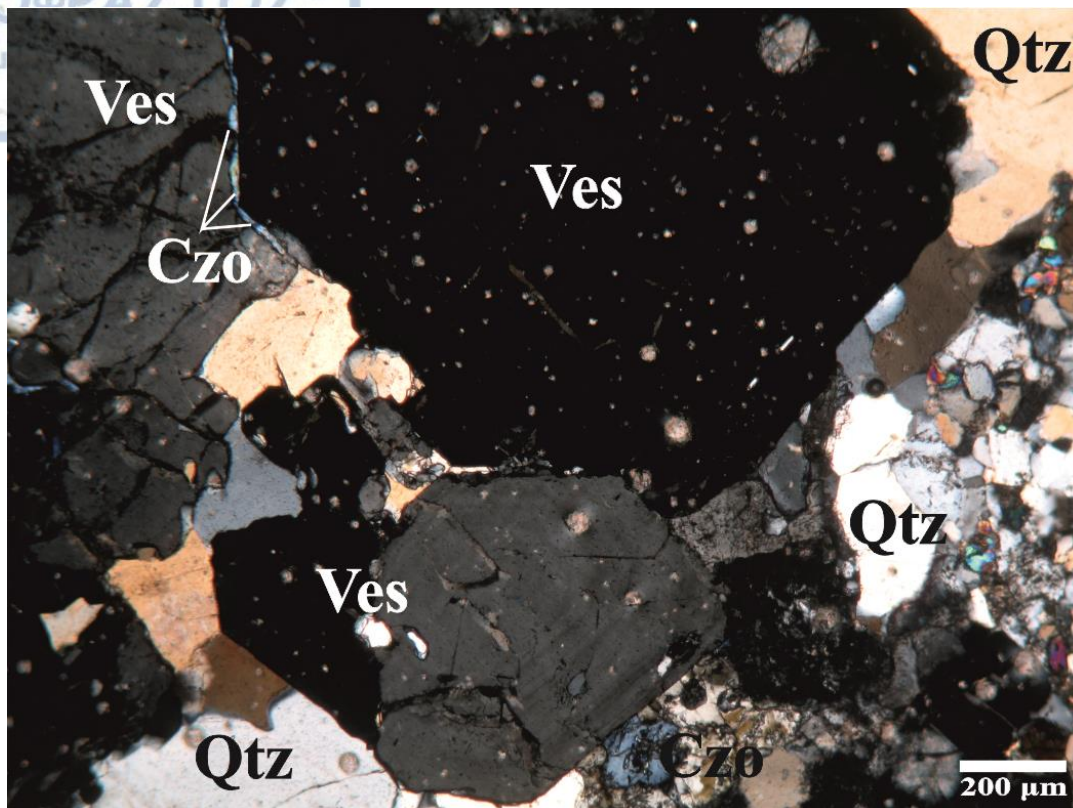
Εικόνα 4.23. Ξενοβλαστικός κρύσταλλος βεζουβιανίτη (Ves), σε παραγένεση με γρανάτη (Grt), κλινοπυρόξενο (Cpx) και χαλαζία (Qtz). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-6a.



Εικόνα 4.24. Ξενοβλαστικοί κρύσταλλοι βεζουβιανίτη (Ves), σε παραγένεση με γρανάτη (Grt), χαλαζία (Qtz), κλινοπυρόξενο (Cpx) και ασβεστίτη (Cal). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-5a.

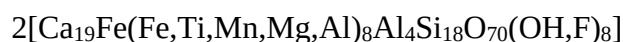


Εικόνα 4.25. Εικόνες οπισθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (SEM) : (α) βεζουβιανίτη (Ves) με κλινοζοϊσίτη (Czo). (Δείγμα CAS-1) (β) βεζουβιανίτη με πλαγιόκλαστο (Pl). (Δείγμα CAS-5a). (γ) βεζουβιανίτη με γρανάτη (Grt) και αλλανίτη (Aln). (Δείγμα CAS-6a). (δ) βεζουβιανίτη με γρανάτη. (Δείγμα CAS-6a).



Εικόνα 4.26. Υπιδιοβλαστικοί κρύσταλλοι βεζουβιανίτη (Ves), στον οποίο παρατηρείται ζώνωση, σε παραγένεση με κλινοζοϊσίτη (Czo) και χαλαζία (Qtz). Εικόνα με πολωτή κι αναλυτή. Δείγμα CAS-5a.

Η χημική ανάλυση του βεζουβιανίτη δεν διαφέρει σε μεγάλο βαθμό από αυτή του γροσσουλάριου, με τη διαφορά ότι ο βεζουβιανίτης περιέχει στο πλέγμα του OH^- στις τετραεδρικές του θέσεις. Ο δομικός τύπος βρέθηκε με βάση τα 50 κατιόντα ανά ατομική μονάδα, κατά τους Rucklidge et al. (1975) και Deer et al. (1982), σύμφωνα με τις παρατηρήσεις των Groat et al. (1992) για τους μη βοριούχους βεζουβιανίτες, και συνοψίζεται από τον τύπο:



Από τις μικροανλύσεις προκύπτει ότι το ποσοστό του Fe που περιέχεται στη σύστασή του κυμαίνεται από 2,58% έως 5,18% κ.β., πράγμα που, σε συνδυασμό με το χαμηλό ποσοστό MgO, μέχρι 1,81% κ.β., τον χαρακτηρίζει ως πλούσιο σε Fe βεζουβιανίτη (Πίνακας 4.6). Το ποσοστό του CaO κυμαίνεται από 35,03% έως

37,24% κ.β., ενώ το αντίστοιχο του Al_2O_3 από 15,69% μέχρι 20,14% κ.β. Το TiO_2 δεν υπερβαίνει το 1,05% κ.β., ενώ το ποσοστό του MnO δεν ξεπερνά το 0,67% κ.β.

Σύμφωνα με τη μελέτη των Fitzgerald et al. (1992), που αποτελεί συνέχεια αυτής του Manning (1977), μπορεί να γίνει διάκριση τεσσάρων τύπων βεζουβιανιτών, βασιζόμενοι στην χημεία και το χρώμα τους.

Η πρώτη κατηγορία (Type 1) αποτελείται από σκούρους έως ανοιχτούς πράσινους, λευκούς ή ροζ κρυστάλλους, με περίπου 2 άτομα Mg να περιλαμβάνονται στο χημικό τους τύπο, έχουν χαμηλό ποσοστό Ti, ενώ το ποσοστό Fe έχει μεγάλο εύρος.

Στη δεύτερη κατηγορία (Type 2) περιλαμβάνονται κρύσταλλοι βεζουβιανίτη που χαρακτηρίζονται από υψηλό ποσοστό Mg, >2,5 άτομα ανά δομική μονάδα, και χαμηλό ποσοστό Ti. Έχουν συνήθως χρώμα κίτρινο-καστανό ή κίτρινο-πράσινο.

Στην τρίτη κατηγορία περιλαμβάνονται βεζουβιανίτες με σχετικά υψηλό ποσοστό Ti^{4+} , από 0,5 μέχρι 1,5 άτομα ανά δομική μονάδα, και Fe, κυρίως δισθενή. Το χρώμα τους είναι κίτρινο, καστανό, κόκκινο-καστανό ή μαύρο.

Τέλος, η τέταρτη κατηγορία περιλαμβάνει μαγγανιούχους ή χαλκούχους βεζουβιανίτες, με χρώμα κόκκινο-καστανό, μωβ, μπλε ή πράσινο.

Σε σύγκριση με τη μελέτη των Fitzgerald et al. (1992), ο βεζουβιανίτης της ζώνης επαφής, βάσει χρώματος και σύστασης, φαίνεται να αντιστοιχεί σε αυτή της τρίτης κατηγορίας.

Επιπρόσθετα, από τη μελέτη του φάσματος διαπερατότητας του βεζουβιανίτη με τη μέθοδο FTIR στο φάσμα μεσαίου υπερύθρου ($4500\text{-}400\text{cm}^{-1}$), στην περιοχή των δονήσεων έκτασης του δεσμού O-H (Σχήμα 4.4) προκύπτουν οι εξής παρατηρήσεις: α) η εμφάνιση μιας ευρείας κορυφής στα 3200 cm^{-1} , β) η ύπαρξη κορυφής στα 3460 cm^{-1} , που καταδεικνύει την παρουσία μορίων H_2O (Galuskin et al. 2003), γ) η ανάδειξη μιας ισχυρής κορυφής στα 3562cm^{-1} καθώς και δ) η απουσία άλλης ισχυρής κορυφής σε κυματάριθμους υψηλότερους από τα 3600 cm^{-1} . Τα παραπάνω χαρακτηριστικά επιβεβαιώνουν ότι πρόκειται για υψηλού βαθμού συμμετρίας (P4/nnc) βεζουβιανίτη (Paluszkiwicz & Żabiński 1995).

Πίνακας 4.6. Μικροανλύσεις βεζουβιανιτών από τη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας.

Δείγμα	CAS-1									
	1.1 (r)	1.2	1.3 (c)	1.4 (r)	1.5	1.6(c)	1.8	3.11 (r)	3.12	3.13 (c)
SiO ₂	36,84	36,84	36,65	36,74	36,42	36,91	37,14	36,68	36,74	37,08
TiO ₂	0,48	0,16	0,17	0,41	0,34	0,43	0,84	0,59	0,57	0,41
Al ₂ O ₃	16,45	16,38	16,61	16,14	16,46	16,11	16,45	17,56	17,28	17,60
FeO _(total)	4,88	4,51	4,49	5,05	5,18	4,90	4,56	4,20	4,62	4,24
MnO	0,31	0,14	0,17	0,18	0,28	0,39	0,23	0,41	0,17	0,25
MgO	1,37	1,63	1,53	1,27	1,18	1,75	1,63	0,94	1,14	1,00
CaO	36,28	36,39	36,29	36,26	36,10	36,69	36,31	35,92	35,96	35,61
Na ₂ O		0,08	0,07	0,19	0,24	0,07			0,11	0,42
K ₂ O					0,07		0,04	0,08		
Σύνολο	96,61	96,13	95,98	96,24	96,27	97,25	97,20	96,38	96,59	96,61

Κατανομή ιόντων με βάση τα 50 κατίοντα

Si	18,08	18,11	18,04	18,09	17,92	17,97	18,11	18,04	18,01	18,11
Z	18,08	18,11	18,04	18,09	17,92	17,97	18,11	18,04	18,01	18,11
Ti	0,18	0,06	0,06	0,15	0,13	0,16	0,31	0,22	0,21	0,15
Al	9,52	9,49	9,64	9,37	9,54	9,25	9,45	10,18	9,98	10,13
Fe ²⁺	2,00	1,85	1,85	2,08	2,13	2,00	1,86	1,73	1,89	1,73
Mn	0,13	0,06	0,07	0,07	0,12	0,16	0,10	0,17	0,07	0,10
Mg	1,01	1,19	1,13	0,93	0,87	1,27	1,19	0,69	0,84	0,73
Y	12,84	12,65	12,75	12,60	12,79	12,84	12,91	12,99	12,99	12,84
Ca	19,08	19,16	19,15	19,13	19,03	19,14	18,97	18,93	18,89	18,63
Na		0,08	0,07	0,18	0,23	0,07			0,11	0,40
K					0,05		0,03	0,05		
X	19,08	19,24	19,22	19,31	19,31	19,21	19,00	18,98	19,00	19,03

Πίνακας 4.6. (Συνέχεια)



Δείγμα	CAS-1														
	5.1 (r)	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8 (c)	6.4	8.1 (c)	8.2	8.3	8.4	8.5	8.6 (r)
SiO ₂	36,88	37,21	37,34	37,54	37,05	37,34	37,28	37,16	36,97	36,84	37,30	37,06	36,90	36,93	37,13
TiO ₂	0,74	0,81	0,64	0,71	0,82	0,81	0,91	0,79	1,05	0,25	0,58	0,19		0,14	0,31
Al ₂ O ₃	16,75	16,56	16,61	17,00	16,87	16,88	16,72	16,63	15,69	17,12	17,29	16,65	16,65	16,82	16,26
FeO _(total)	4,66	4,81	4,84	4,58	4,83	4,12	4,36	4,33	5,10	3,82	4,48	4,13	3,84	4,15	4,57
MnO		0,05	0,08	0,14	0,12	0,22	0,23	0,06	0,05	0,23		0,09	0,42		
MgO	1,37	1,12	1,35	1,48	1,22	1,51	1,21	1,52	1,54	1,54	1,01	1,48	1,46	1,45	1,81
CaO	36,63	36,64	37,07	36,60	36,51	36,29	36,74	36,22	36,29	36,83	36,29	36,85	37,24	36,72	37,16
Na ₂ O	0,26	0,25	0,02		0,11	0,20	0,03	0,23	0,28	0,19	0,39	0,18		0,31	0,03
K ₂ O		0,12	0,06	0,06		0,06			0,20		0,05	0,22	0,01	0,04	0,04
Σύνολο	97,29	97,57	98,01	98,11	97,53	97,43	97,48	96,94	97,17	96,82	97,39	96,85	96,52	96,56	97,31

Κατανομή ιόντων με βάση τα 50 κατιόντα

Si	17,93	18,07	18,06	18,12	18,01	18,11	18,14	18,12	18,03	17,93	18,10	18,05	18,06	18,02	18,03
Z	17,93	18,07	18,06	18,12	18,01	18,11	18,14	18,12	18,03	17,93	18,10	18,05	18,06	18,02	18,03
Ti	0,27	0,30	0,23	0,26	0,30	0,30	0,33	0,29	0,39	0,09	0,21	0,07		0,05	0,11
Al	9,60	9,48	9,47	9,67	9,67	9,65	9,59	9,56	9,02	9,82	9,89	9,55	9,60	9,67	9,31
Fe ²⁺	1,90	1,95	1,96	1,85	1,96	1,67	1,78	1,77	2,08	1,56	1,82	1,68	1,57	1,69	1,86
Mn		0,02	0,03	0,06	0,05	0,09	0,10	0,03	0,02	0,10		0,04	0,17		
Mg	0,99	0,81	0,98	1,07	0,89	1,09	0,88	1,10	1,12	1,12	0,73	1,07	1,07	1,06	1,31
Y	12,76	12,56	12,67	12,91	12,87	12,80	12,68	12,75	12,63	12,69	12,65	12,41	12,41	12,47	12,59
Ca	19,08	19,06	19,21	18,93	19,02	18,86	19,16	18,92	18,96	19,21	18,86	19,23	19,52	19,20	19,33
Na	0,24	0,24	0,02		0,11	0,19	0,03	0,22	0,26	0,18	0,37	0,17		0,29	0,03
K		0,08	0,04	0,04		0,04			0,12		0,03	0,14	0,01	0,03	0,03
X	19,32	19,38	19,27	18,97	19,13	19,09	19,19	19,14	19,34	19,39	19,26	19,54	19,53	19,52	19,39

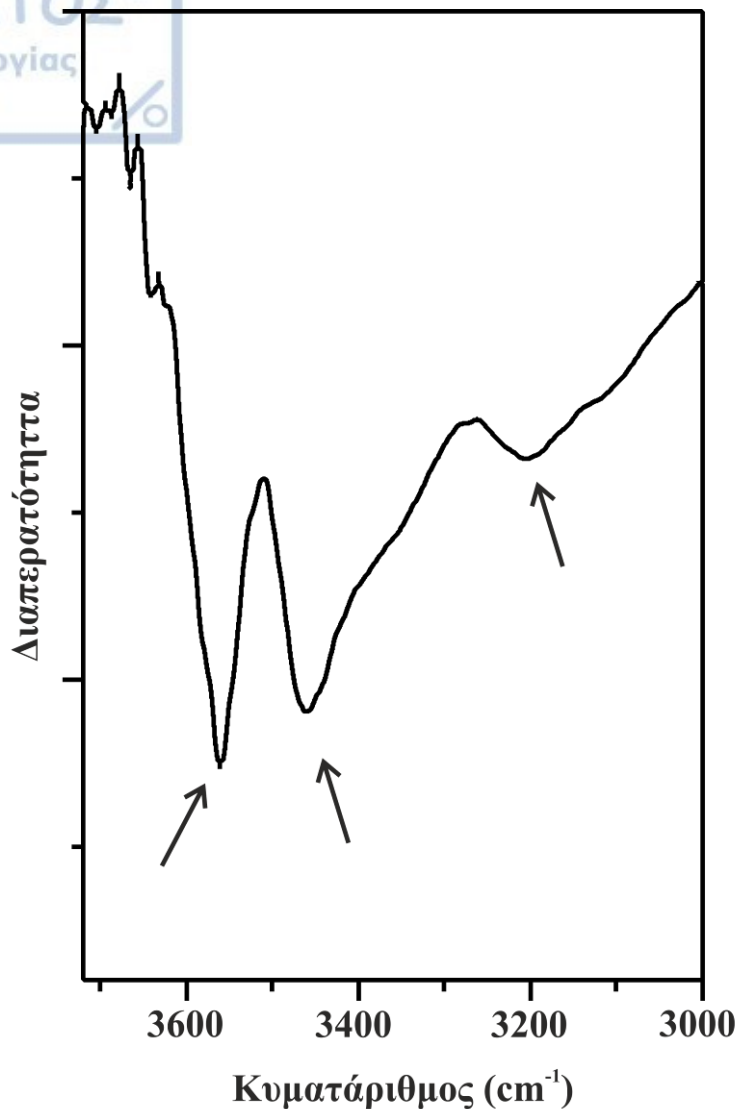
Πίνακας 4.6. (Συνέχεια)



Δείγμα	CAS-5a								CAS-6a								
	4.1	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6	4.7	5.7	1.3	5.3	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7
SiO ₂	37,04	36,66	36,86	37,09	36,70	36,81	37,57	36,77	37,38	38,30	36,58	36,24	36,89	37,00	36,47	36,98	36,85
TiO ₂	0,42	0,39	0,97	0,25	0,68	0,24	0,19	0,06	1,00	0,60	0,66	0,40	0,32	0,30	0,27	0,49	0,16
Al ₂ O ₃	19,05	17,98	18,23	19,34	18,69	19,44	19,16	20,14	19,34	20,86	18,51	18,90	18,66	18,39	18,66	18,73	19,05
FeO _(total)	3,28	4,53	4,04	3,23	3,77	3,17	3,11	2,79	3,24	2,58	4,58	4,33	4,98	4,59	4,94	4,13	4,12
MnO	0,14	0,23	0,36	0,04	0,18	0,32	0,16		0,20	0,20	0,39		0,25		0,49	0,22	0,67
MgO		0,17	0,06	0,24	0,10		0,54	0,08				0,03			0,03	0,10	0,00
CaO	36,60	36,80	36,48	36,05	36,21	36,37	35,03	35,62	32,23	28,36	35,96	36,26	36,07	36,72	35,69	36,55	36,30
Na ₂ O	0,08	0,03		0,22	0,25	0,31	1,21	0,35	2,53	5,15	0,11	0,12	0,04		0,21		
K ₂ O	0,14			0,15	0,18	0,10	0,02	0,11	0,15	0,29	0,18	0,02	0,09	0,02			0,03
Σύνολο	96,75	96,79	97,00	96,61	96,76	96,76	96,99	95,92	96,07	96,34	96,97	96,30	97,30	97,02	96,76	97,20	97,18

Κατανομή ιόντων με βάση τα 50 κατιόντα

Si	18,12	17,99	18,08	18,11	17,95	17,95	18,11	18,03	18,07	18,00	17,93	17,84	18,03	18,12	17,89	18,06	18,00
Z	18,12	17,99	18,08	18,11	17,95	17,95	18,11	18,03	18,07	18,00	17,93	17,84	18,03	18,12	17,89	18,06	18,00
Ti	0,16	0,14	0,36	0,09	0,25	0,09	0,07	0,02	0,36	0,21	0,24	0,15	0,12	0,11	0,10	0,18	0,06
Al	10,98	10,40	10,54	11,13	10,78	11,18	10,89	11,64	11,02	11,55	10,69	10,96	10,75	10,61	10,79	10,79	10,97
Fe ²⁺	1,34	1,86	1,66	1,32	1,54	1,29	1,25	1,15	1,31	1,01	1,88	1,78	2,04	1,88	2,03	1,69	1,68
Mn	0,06	0,10	0,15	0,02	0,08	0,13	0,06		0,08	0,08	0,16		0,10		0,20	0,09	0,28
Mg		0,12	0,05	0,18	0,07		0,39	0,06				0,02			0,02	0,07	
Y	12,54	12,62	12,76	12,74	12,72	12,69	12,66	12,87	12,77	12,85	12,97	12,91	13,01	12,60	13,14	12,82	12,99
Ca	19,18	19,35	19,17	18,86	18,98	19,01	18,09	18,71	16,69	14,28	18,89	19,12	18,88	19,27	18,76	19,13	19,00
Na	0,08	0,03		0,21	0,24	0,29	1,13	0,33	2,37	4,70	0,10	0,12	0,04		0,20		
K	0,09			0,09	0,11	0,06	0,01	0,07	0,09	0,17	0,11	0,01	0,06	0,01			0,02
X	19,35	19,38	19,17	19,16	19,33	19,36	19,23	19,11	19,15	19,15	19,10	19,25	18,98	19,28	18,96	19,13	19,02



Σχήμα 4.4. Διάγραμμα φάσματος διαπερατότητας του βεζουβιανίτη στην περιοχή των δονήσεων έκτασης του δεσμού O-H.

4.2.7 Επίδοτο-Αλλανίτης-Κλινοζοϊσίτης (Ep-Aln-Czo)

Ο όρος «επίδοτο» χρησιμοποιήθηκε πρώτη φορά από τον Haüy (1801) για να περιγράψει ορυκτό, μονοκλινικούς συμμετρίας, με ιδανικό χημικό τύπο $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$ (Armbruster et al. 2006). Ωστόσο, σήμερα ο όρος χρησιμοποιείται για να περιγράψει όχι μόνο ένα ορυκτό, αλλά μία ομάδα ορυκτών με το γενικό χημικό τύπο $\text{A}_2\text{M}_3[\text{T}_2\text{O}_7][\text{TO}_4](\text{O},\text{F})(\text{OH},\text{O})$.

Η μονοκλινή κρυσταλλική δομή των ορυκτών της ομάδας του επιδότου συγκροτείται από δομικές μονάδες T_2O_7 (που συνήθως είναι Si_2O_7) και TO_4 (συνήθως SiO_4) και συνδέονται από δύο ειδών αλυσίδες, παράλληλες με τον άξονα b, και οι οποίες αποτελούνται από οκτάεδρα με κοινές πλευρές (Armbruster et al. 2006). Στη μία αλυσίδα περιλαμβάνονται M_2 οκτάεδρα, που μοιράζονται τη μία πλευρά, ενώ η άλλη αλυσίδα σχηματίζεται από M_1 και M_3 οκτάεδρα, που συνδέονται με διαφορετικές πλευρές κατά μήκος της. Τα M οκτάεδρα καταλαμβάνονται κυρίως από τρισθενή ιόντα όπως Al , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} . Δισθενή ιόντα, όπως Mg , Fe^{2+} , Mn^{2+} , μπορούν να συμμετέχουν στις M θέσεις με αντικαταστάσεις ιόντων.

Η συγκεκριμένη δομή οδηγεί στο σχηματισμό δύο τύπων κενών, της μικρότερου μεγέθους A_1 , που καταλαμβάνεται από ιόντα Ca και Mn^{2+} , και της μεγαλύτερου μεγέθους A_2 , που συνήθως καταλαμβάνεται από Ca , Sr , Pb και REE (Armbruster et al. 2006).

Ο ζοϊσίτης θεωρείται πολύμορφο του κλινοζοϊσίτη $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$, ρομβικής συμμετρίας. Εναλλακτικά, ζοϊσίτης και κλινοζοϊσίτης μπορούν να θεωρηθούν ως πολύτυπες μορφές (Ito 1950, Merlino 1990).

Με βάση την ταξινόμηση των Armbruster et al. (2006), τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου μπορούν να διακριθούν στις εξής υποομάδες:

- Την υποομάδα του κλινοζοϊσίτη, τα μέλη της οποίας προκύπτουν από ομοσθενείς υποκαταστάσεις του ορυκτού κλινοζοϊσίτη $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$.
- Την υποομάδα του αλλανίτη, τα μέλη της οποίας αποτελούν πλούσια σε REE ορυκτά, με τυπικότερο όλων τον αλλανίτη. Τα ορυκτά αυτής της υποομάδας προκύπτουν από τον κλινοζοϊσίτη με ομοσθενείς υποκαταστάσεις και μία διττή ετεροσθενή υποκατάσταση, η οποία περιγράφεται από τον τύπο:

$$A^2(REE)^{3+} + M^3M^{2+} \rightarrow A^2Ca^{2+} + M^3M^{3+}.$$
- Την υποομάδα του δολλασεΐτη, που αποτελείται από ορυκτά πλούσια σε REE με τυπικότερο ορυκτό τον δολλασεΐτη. Τα μέλη αυτής της ομάδας προκύπτουν από τον κλινοζοϊσίτη, με ομοσθενείς υποκαταστάσεις και δύο διττές ετεροσθενείς υποκαταστάσεις, που περιγράφονται από τους τύπους:

$$A^2(REE)^{3+} + M^3M^{2+} \rightarrow A^2Ca^{2+} + M^3M^{3+} \text{ και}$$

$$M^1M^{2+} + O^4F^- \rightarrow M^1M^{3+} + O^4O^{-2}.$$

Ωστόσο, σύμφωνα με την ταξινόμηση των Mills et al. (2009), ορίζονται τρεις ομάδες, αυτές του επιδότου, του αλλανίτη και του δολλασεΐτη, που αποτελούν την υπερομάδα του επιδότου.

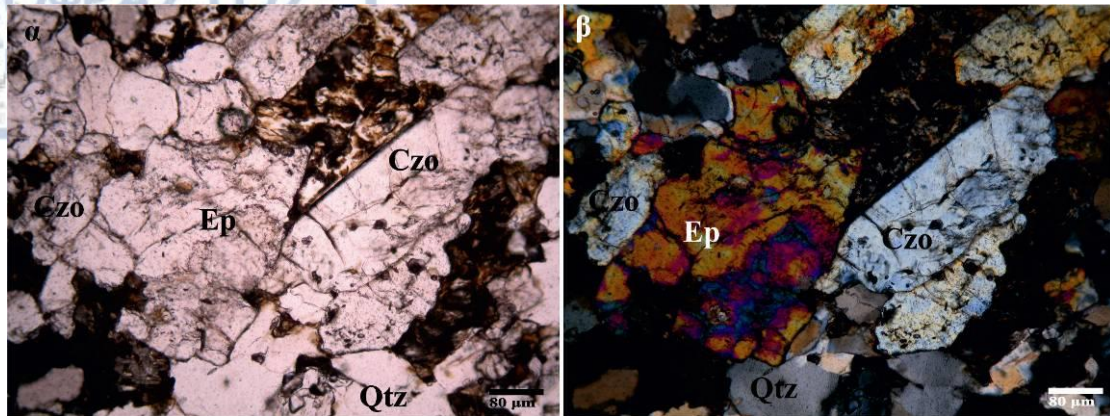
Ορυκτά της ομάδας του επιδότου – επίδοτο, αλλανίτης, κλινοζοΐσιτης – εμφανίζονται σε όλα τα δείγματα. Το επίδοτο, μακροσκοπικά, δεν διακρίνεται με γυμνό μάτι, ωστόσο στα δείγματα των μεταψαμμιτών φαίνεται να προσδίδει μία πρασινωπή χροιά. Οι κρύσταλλοι του επιδότου είναι συνήθως ξενοβλαστικοί και εμφανίζουν τα τυπικά υψηλά χρώματα πόλωσης. Είναι, ίσως, μετά τον χαλαζία, το πιο διαδεδομένο ορυκτό στα πετρώματα της ζώνης επαφής.

Ο αλλανίτης εντοπίζεται ως «πυρήνας» μέσα σε κρυστάλλους επιδότου, ενώ η εμφάνισή του είναι σπάνια. Έχει ελαφρά καστανό χρώμα, ενώ η παρουσία του γίνεται αντιληπτή, κυρίως με τη χρήση της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας.

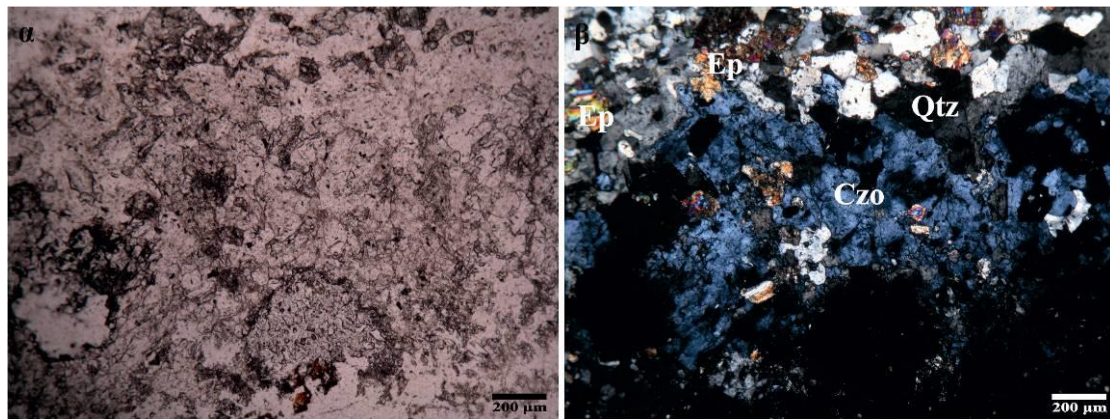
Η διάκριση μεταξύ ζοΐσιτη-κλινοζοΐσιτη οπτικά ήταν δύσκολη, αφού το κύριο διαγνωστικό στοιχείο μεταξύ των δύο, που είναι η κατασβεστική γωνία δεν ήταν δυνατόν να μετρηθεί, κυρίως λόγω της απουσίας σχισμού και της μορφής των κρυστάλλων που παρουσιάζονται ξενοβλαστικοί. Ωστόσο, σε όσες περιπτώσεις ήταν πραγματοποιήσιμη η διάκρισή τους, παρατηρήθηκε ότι οι κρύσταλλοι αντιστοιχούν σε κλινοζοΐσιτη, με κυανά-ανώμαλα χρώματα πόλωσης. Συνήθως, βρίσκεται μαζί με κλινοπυρόξενο, πλαγιόκλαστο, χαλαζία, γρανάτη και βεζουβιανίτη (Εικόνες 4.27 – 4.31).

Χημικά, ο αλλανίτης ξεχωρίζει από τα υπόλοιπα ορυκτά της ομάδας, καθώς στο πλέγμα του περιέχει στοιχεία σπάνιων γαιών, όπως Ce, La, Nd, Y και Th (Πίνακας 4.7). Ειδικά το ποσοστό του Ce_2O_3 είναι περίπου 4,5-5% κ.β. ενώ μπορεί να φτάσει μέχρι και 10,34% κ.β. Από τα υπόλοιπα στοιχεία, το La_2O_3 φτάνει το 5,64% κ.β., ενώ τα υπόλοιπα στοιχεία δεν ξεπερνούν το 1% κ.β.

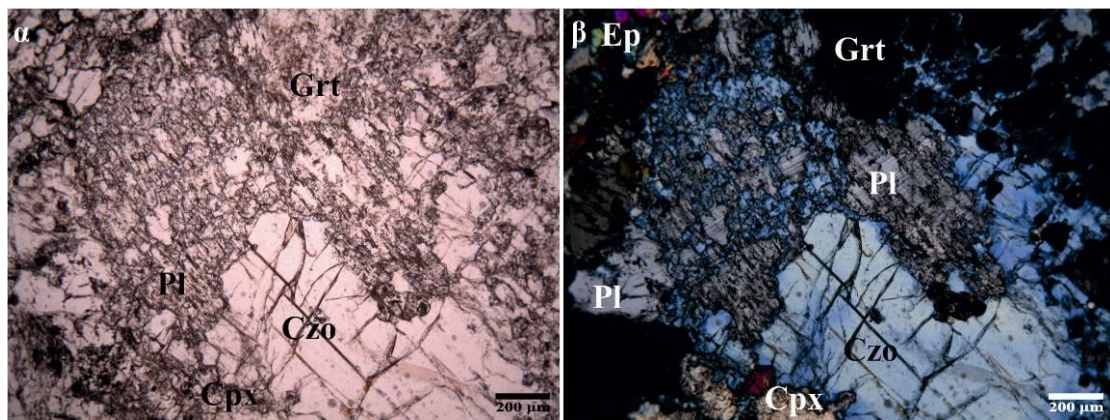
Για τα υπόλοιπα ορυκτά της ομάδας του επιδότου δεν ήταν δυνατή μία χημική διάκριση μεταξύ τους, καθώς αποτελούν μία ισόμορφη παράμειξη μεταξύ επιδότου-κλινοζοΐσιτη, που παρουσιάζει μία «χημική συνέχεια». Στις περιπτώσεις που, ήδη χαρακτηρισμένοι κρύσταλλοι ορυκτών ως επίδοτο ή κλινοζοΐσιτης μελετήθηκαν με τη χρήση της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας, η χημική τους ανάλυση έδειξε πως στο επίδοτο υπάρχει ελαφρώς μεγαλύτερο ποσοστό σε FeO_{tot} που φτάνει μέχρι 10,33% κ.β., ενώ στον κλινοζοΐσιτη είναι κάπως αυξημένο το ποσοστό του Al_2O_3 , που φτάνει μέχρι 32,20% κ.β. (Πίνακας 4.8).



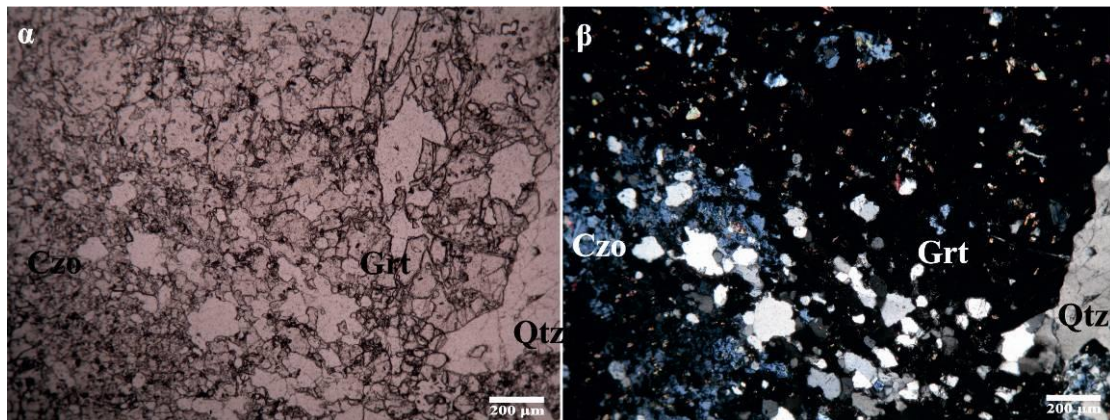
Εικόνα 4.27. Υπιδιοβλαστικοί κρύσταλλοι επιδότου (Ep) (υψηλά χρώματα πόλωσης) και κλινοζοϊσίτη (Czo) (ανώμαλα κυανά χρώματα πόλωσης). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-1. Qtz=χαλαζίας.



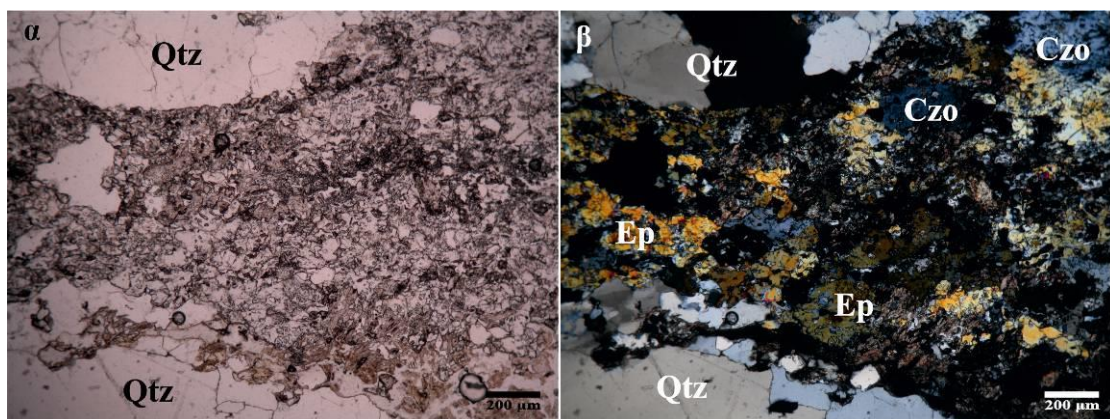
Εικόνα 4.28. Ξενοβλαστικοί κρύσταλλοι κλινοζοϊσίτη (Czo) με επίδοτο (Ep) και χαλαζία (Qtz). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-5a.



Εικόνα 4.29. Κλινοζοϊσίτης (Czo) σε επαφή με πλαγιόκλαστο (Pl), γρανάτη (Grt) και επίδοτο (Ep). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-5a.



Εικόνα 4.30. Κλινοζοϊσίτης (Czo) σε επαφή με γρανάτη (Grt), ενώ εντοπίζεται και εντός του γρανάτη με τη μορφή εγκλεισμάτων. Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-6b.



Εικόνα 4.31. Κλινοζοϊσίτης (Czo) (ανώμαλα κυανά χρώματα πόλωσης) με επίδοτο (Ep) (υψηλά χρώματα πόλωσης) και χαλαζία (Qtz). Εικόνα μόνο με πολωτή (α), με πολωτή κι αναλυτή (β). Δείγμα CAS-7.

Πίνακας 4.7. Μικροανάλυσεις αλλανίτη και ζωνώδους επιδότου-αλλανίτη από τη ζώνη θερμομεταμόρφωσης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας.

(c) = πυρήνας, (r) = περιφέρεια.

Δείγμα	CAS-1																CAS 4	CAS-6a
	3.1(r)	3.2	3.3(c)	3.7(r)	3.8	3.9	3.10(r)	4.1 (r)	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6 (c)	4.7 (r)	17.1	17.2	5.11	6.8
SiO ₂	35,33	34,94	34,72	36,93	38,27	37,44	35,29	38,46	38,70	38,65	36,21	36,45	35,15	38,09	33,09	36,75	34,13	32,75
TiO ₂	0,25		0,17		0,33			0,06	0,11	0,26	0,31	0,18		0,53	0,01		0,56	0,58
Al ₂ O ₃	23,96	24,14	24,94	29,63	28,66	28,98	23,70	29,11	28,67	28,41	26,77	26,64	25,64	27,70	20,63	23,85	24,79	25,62
FeO	9,05	9,35	9,20	6,21	6,14	6,43	9,51	5,71	5,83	5,94	6,94	6,88	7,96	6,66	10,40	9,85	7,86	8,10
MgO	0,04	0,18		0,42		0,02	0,18		0,06	0,05	0,02	0,13	0,17		0,17	0,33	0,19	0,24
MnO	0,17		0,14	0,01				0,03	0,09		0,09	0,03		0,14	0,78		0,08	0,07
CaO	17,76	17,57	18,47	24,26	22,99	23,35	17,97	23,32	23,93	23,65	19,51	20,34	19,04	22,96	14,26	19,94	17,75	17,35
Na ₂ O	0,08	0,14	0,10	0,06	0,28	0,16	0,16	0,13		0,01	0,27	0,10		0,01		0,17	0,1	
K ₂ O	0,08	0,05		0,06		0,01	0,14		0,04	0,2							0,01	0,07
La ₂ O ₃	3,66	3,98	3,58		0,70		3,52	0,01		0,24	2,42	2,46	3,28	0,94	5,68	0,61	3,56	4,55
Ce ₂ O ₃	6,82	5,94	5,24		0,29	0,38	6,27		0,02	0,73	6,03	3,94	5,25	0,87	10,83	2,78	6,69	6,91
Nd ₂ O ₃	1,64	2,45	1,95		0,09	0,97	1,23	0,47	0,34	0,03		0,67	1,62	0,43	2,24	0,67	1,88	0,94
Y ₂ O ₃					0,26			0,2			0,27	0,21				1,63		0,4
ThO ₂	0,43	0,87	0,76		0,13		0,32				0,16	0,09	0,10	0,07	0,96	2,59	1,3	0,74
Σύνολο	99,27	99,61	99,27	97,58	98,14	97,74	98,29	97,50	97,79	98,17	99,00	98,12	98,21	98,40	99,05	99,17	98,90	98,32

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 κατιόντα

Si	2,97	2,93	2,89	2,85	2,97	2,91	2,96	2,98	2,99	2,99	2,94	2,96	2,92	2,98	2,96	2,99	2,89	2,78
Al	0,04	0,07	0,11	0,16	0,03	0,09	0,04	0,02	0,01	0,01	0,06	0,05	0,08	0,02	0,04	0,01	0,12	0,22
T	3,01	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00
Ti	0,02		0,01		0,02			0,00	0,01	0,02	0,02	0,01		0,03	0,00		0,04	0,04
Al	2,34	2,32	2,34	2,54	2,59	2,57	2,31	2,64	2,61	2,58	2,50	2,50	2,43	2,53	2,14	2,28	2,36	2,35
Fe ²⁺	0,64	0,66	0,64	0,40	0,40	0,42	0,67	0,37	0,38	0,39	0,47	0,47	0,55	0,44	0,78	0,67	0,56	0,58
Mg	0,01	0,02		0,05		0,00	0,02		0,01	0,01	0,00	0,02	0,02		0,02	0,04	0,02	0,03
Mn ²⁺	0,01		0,01	0,00				0,00	0,01		0,01	0,00		0,01	0,06		0,01	0,01
M	3,02	3,00	3,00	2,99	3,01	2,99	3,00	3,01	3,02	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	2,99	2,99	3,01
Ca	1,60	1,58	1,65	2,00	1,91	1,95	1,62	1,94	1,98	1,96	1,70	1,77	1,69	1,92	1,37	1,74	1,61	1,58
Na	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,02		0,00	0,04	0,02		0,00		0,03	0,02	
K	0,01	0,02	0,02	0,01		0,00	0,02		0,00	0,02							0,00	0,01
La	0,11	0,12	0,11		0,02		0,11			0,01	0,07	0,07	0,10	0,03	0,19	0,02	0,11	0,14
Ce	0,21	0,18	0,16		0,01	0,01	0,19		0,00	0,02	0,18	0,12	0,16	0,03	0,36	0,08	0,21	0,22
Nd	0,05	0,07	0,06		0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00		0,02	0,05	0,01	0,07	0,02	0,06	0,03
Y					0,01			0,01			0,01	0,01				0,07		0,02
Th	0,01	0,02	0,01		0,00		0,01				0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,03	0,01
A	2,00	2,01	2,02	2,02	1,99	2,01	2,02	1,98	1,99	2,01	2,00	2,01	2,00	1,99	2,01	2,01	2,04	2,01

Πίνακας 4.8. Μικροαναλύσεις επιδότου-κλινοζοϊσίτη από τη ζώνη θερμομεταμόρφωσης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας.

Δείγμα	CAS-1											CAS-3						
	3.4 (r)	3.5	3.6 (c)	6.5	8.7	8.8	10.7	10.8	10.9	16.5	17.4	3.4	3.5	3.6	4.3	4.4	5.6	8.6
SiO ₂	38,52	39,26	39,16	38,69	38,31	38,52	39,22	38,79	38,91	38,90	38,94	38,53	38,80	38,90	38,06	38,90	38,79	38,89
TiO ₂	0,16	0,21	0,24	0,14		0,02	0,39	0,53	0,37			0,34	0,09			0,05		0,47
Al ₂ O ₃	29,57	28,95	28,31	28,62	28,14	28,20	28,38	28,85	28,33	27,99	27,61	26,90	28,04	28,01	29,11	28,28	27,81	30,74
FeO	6,15	5,96	6,29	6,63	6,97	7,68	6,32	5,62	6,28	7,53	7,61	8,21	6,97	7,49	7,36	6,97	7,21	3,38
MgO			0,06			0,14	0,08			0,09	0,26	0,08	0,23				0,17	0,01
MnO	0,08		0,12		0,30		0,06			0,28		0,28	0,10		0,10	0,44		0,40
CaO	24,21	24,37	24,15	23,47	23,64	22,52	24,19	24,29	24,21	24,09	24,21	24,20	24,42	24,37	24,42	23,63	24,27	24,40
Na ₂ O		0,01	0,18	0,36	0,19	0,90	0,08			0,14	0,11					0,31		0,06
K ₂ O				0,16	0,04	0,30	0,12		0,06			0,07				0,15		0,05
Σύνολο	98,69	98,76	98,51	98,07	97,59	98,28	98,84	98,08	98,16	99,02	98,74	98,61	98,65	98,77	99,05	98,73	98,25	98,40

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 κατιόντα

Si	2,95	3,00	3,00	2,97	2,97	2,94	3,00	2,99	3,00	2,97	2,98	2,97	2,98	2,98	2,91	2,98	2,99	2,96
Al	0,06			0,03	0,03	0,06	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,02	0,01	0,04
T	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01		0,00	0,02	0,03	0,02			0,02	0,01			0,00		0,03
Al	2,61	2,61	2,56	2,57	2,54	2,49	2,56	2,60	2,57	2,50	2,48	2,42	2,51	2,52	2,53	2,53	2,51	2,72
Fe ³⁺	0,39	0,38	0,40	0,43	0,45	0,49	0,40	0,36	0,41	0,48	0,49	0,53	0,45	0,48	0,47	0,45	0,47	0,22
Mg			0,01			0,02	0,01			0,01	0,03	0,01	0,03				0,02	0,00
Mn ²⁺	0,01		0,01		0,02		0,00			0,02		0,02	0,01		0,01	0,03		0,03
M	3,02	3,00	2,99	3,01	3,01	3,00	2,99	2,99	3,00	3,01	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00
Ca	1,98	2,00	1,98	1,93	1,96	1,84	1,98	2,00	2,00	1,97	1,99	2,00	2,01	2,00	2,00	1,94	2,00	1,99
Na		0,00	0,03	0,05	0,03	0,13	0,01			0,02	0,02					0,05		0,01
K				0,02	0,00	0,03	0,01		0,01			0,01				0,02		0,01
A	1,98	2,00	2,01	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,01	1,99	2,01	2,01	2,01	2,00	2,00	2,01	2,00	2,01

Πίνακας 4.8. (Συνέχεια)

Δείγμα	CAS-3								CAS-4									CAS-5
	8.7	8.9	9.1	9.2	10.3	10.4	10.5	10.6	1.1	1.2	1.3	3.9	3.10	3.11	5.8	5.9	5.10	3.1
SiO ₂	38,31	39,24	39,10	39,09	39,08	38,70	39,53	38,51	38,43	38,80	38,94	39,10	39,79	38,11	39,32	39,14	39,29	39,24
TiO ₂	0,12		0,12	0,02	0,20				0,51	0,44	0,22			0,06	0,12	1,13	0,11	0,81
Al ₂ O ₃	28,80	28,79	28,76	28,81	28,15	27,44	31,06	28,61	29,13	29,23	29,69	31,96	32,19	31,53	30,07	29,11	29,35	29,99
FeO	6,37	6,03	5,96	6,40	6,82	8,04	3,05	6,84	5,63	5,06	5,18	2,38	1,78	1,27	4,93	4,37	4,87	4,08
MgO		0,38		0,11			0,22	0,13	0,07				0,18	0,23	0,19		0,29	
MnO	0,14	0,13	0,38		0,21		0,14		0,08	0,10		0,07		0,22		0,22	0,07	
CaO	23,96	24,38	23,90	24,20	23,82	24,18	21,83	24,12	24,25	24,12	23,99	23,94	24,73	23,59	23,88	24,26	24,24	24,28
Na ₂ O	0,22	0,02	0,11	0,06	0,28		0,19				0,1	0,16		0,16	0,31	0,05	0,02	
K ₂ O		0,03	0,2	0,1	0,12	0,02	1,96	0,06	0,07	0,19	0,13	0,25		0,01	0,19		0,19	0,20
Σύνολο	97,92	99,00	98,53	98,79	98,68	98,38	97,98	98,27	98,17	97,94	98,25	97,86	98,67	95,18	99,01	98,28	98,43	98,53

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 κατιόντα

Si	2,95	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	2,96	2,95	2,99	2,98	2,98	3,00	2,97	2,98	3,00	3,00	3,00
Al	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02		0,04	0,05	0,02	0,02	0,02		0,03	0,02			0,01
T	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01
Ti	0,01		0,01	0,00	0,01				0,03	0,03	0,01			0,00	0,01	0,07	0,01	0,05
Al	2,56	2,57	2,59	2,58	2,53	2,48	2,78	2,55	2,59	2,64	2,66	2,84	2,86	2,87	2,66	2,63	2,64	2,69
Fe ²⁺	0,41	0,38	0,38	0,41	0,44	0,52	0,19	0,44	0,36	0,33	0,33	0,15	0,11	0,08	0,31	0,28	0,31	0,26
Mg		0,04		0,01			0,03	0,02	0,01				0,02	0,03	0,02		0,03	
Mn ²⁺	0,01	0,01	0,03		0,01		0,01		0,01	0,01		0,00		0,02		0,01	0,01	
M	2,99	3,00	3,01	3,00	2,99	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	2,99	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00
Ca	1,98	1,99	1,96	1,98	1,95	2,00	1,78	1,99	2,00	1,99	1,97	1,95	2,00	1,97	1,94	2,00	1,98	1,99
Na	0,033	0,00	0,02	0,01	0,04		0,03				0,02	0,02		0,02	0,05	0,01	0,00	
K		0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,19	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02		0,00	0,02		0,02	0,02
A	1,98	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,01	2,00	1,99	2,00	1,99	2,01	2,01	2,01	2,01

Πίνακας 4.8. (Συνέχεια)

Δείγμα	CAS-5					CAS-5a					CAS-6							
	3.2	3.3	3.4	3.5	3.6	2.1	2.2	2.4	2.5	2.6	1.8	6.9	6.10	7.1	7.2	7.3	7.4	7.5
SiO ₂	38,97	38,53	38,47	38,80	39,17	39,04	37,91	38,70	38,78	39,08	38,82	38,27	38,98	39,00	38,83	39,40	39,37	39,23
TiO ₂	0,73			0,28	0,19		0,16					0,14	0,18		0,01	0,20	0,14	
Al ₂ O ₃	29,04	30,73	27,99	29,62	29,60	28,60	28,63	27,72	28,23	28,77	31,51	29,19	31,67	32,77	32,18	31,23	32,84	31,61
FeO	5,44	3,88	6,26	5,61	5,03	6,30	7,15	7,33	7,07	6,24	3,76	6,31	3,60	2,23	2,75	3,03	2,04	2,47
MgO		0,08			0,05	0,09	0,22	0,18	0,16	0,07		0,06	0,16	0,18	0,14	0,69		0,17
MnO			0,24		0,07	0,24	0,56	0,25	0,14					0,43				0,37
CaO	24,20	24,32	23,79	24,37	24,44	24,31	23,58	24,18	23,64	24,17	24,11	24,09	24,65	24,06	24,56	23,65	24,60	24,01
Na ₂ O							0,44		0,33	0,05	0,26	0,03	0,06	0,35		0,49		0,18
K ₂ O	0,02		0,09			0,04	0,11	0,07	0,15	0,09		0,13		0,20	0,07	0,34	0,20	0,25
Σύνολο	98,40	97,54	96,84	98,68	98,55	98,62	98,76	98,43	98,50	98,47	98,46	98,22	99,30	99,22	98,54	99,03	99,19	98,29

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 κατιόντα

Si	2,99	2,96	3,00	2,96	2,99	2,99	2,89	2,98	2,97	2,99	2,95	2,94	2,94	2,92	2,94	2,96	2,96	2,97
Al	0,01	0,04		0,04	0,01	0,01	0,11	0,02	0,03	0,01	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,05	0,04	0,03
T	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00
Ti	0,04			0,02	0,01		0,01					0,01	0,01		0,00	0,01	0,01	
Al	2,62	2,74	2,58	2,63	2,66	2,57	2,47	2,49	2,52	2,59	2,76	2,58	2,75	2,81	2,81	2,72	2,87	2,80
Fe ³⁺	0,35	0,25	0,41	0,36	0,32	0,40	0,46	0,47	0,45	0,40	0,24	0,41	0,23	0,14	0,17	0,19	0,13	0,16
Mg		0,01			0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01		0,01	0,02	0,02	0,02	0,08		0,02
Mn ²⁺			0,02		0,01	0,02	0,04	0,02	0,01					0,03				0,02
M	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00
Ca	1,99	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	1,93	1,99	1,94	1,98	1,96	1,98	1,99	1,93	1,99	1,90	1,98	1,95
Na							0,07		0,05	0,01	0,04	0,01	0,01	0,05		0,07		0,03
K	0,00		0,01			0,00	0,01	0,01	0,02	0,01		0,01		0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
A	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Πίνακας 4.8. (Συνέχεια)

Δείγμα	CAS-6			CAS-6b	CAS-7								
	7.6	7.9	7.10	1.2	2.11	2.12	2.13	3.4	3.5	3.6	3.8	3.9	3.10
SiO ₂	38,95	37,80	37,70	37,60	39,60	39,16	39,38	37,94	37,90	38,89	38,80	38,79	38,60
TiO ₂	0,03	0,01			0,38	0,23		0,15	0,21	0,42	0,41	0,02	0,19
Al ₂ O ₃	31,47	29,55	29,87	20,45	29,98	32,43	32,45	27,68	28,31	26,76	27,33	27,03	27,58
FeO	2,99	5,02	4,87	4,40	4,87	2,24	2,50	9,09	8,39	8,10	8,10	8,24	8,20
MgO	0,21	0,32	0,12	0,15		0,15	0,24		0,05	0,16	0,27	0,14	0,28
MnO	0,22	0,16			0,03	0,14		0,26		0,53		0,70	0,16
CaO	24,37	23,81	24,07	36,49	24,54	24,48	24,92	24,44	24,37	24,00	24,29	24,30	24,23
Na ₂ O		0,02			0,07	0,07							0,13
K ₂ O	0,19	0,15		0,18		0,17				0,21	0,05	0,10	
Σύνολο	98,43	96,84	96,63	99,27	99,47	99,07	99,49	99,56	99,23	99,07	99,25	99,32	99,37

Κατανομή ιόντων με βάση τα 8 κατιόντα

Si	2,96	2,93	2,93	2,87	3,00	2,95	2,95	2,90	2,90	2,99	2,97	2,97	2,94
Al	0,04	0,07	0,07	0,13	0,00	0,06	0,05	0,10	0,10	0,01	0,03	0,03	0,06
T	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	0,00	0,00			0,02	0,01		0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
Al	2,77	2,63	2,67	1,70	2,67	2,82	2,82	2,39	2,45	2,41	2,43	2,41	2,42
Fe ³⁺	0,19	0,33	0,32	0,28	0,31	0,14	0,16	0,58	0,54	0,52	0,52	0,53	0,52
Mg	0,02	0,04	0,01	0,02		0,02	0,03		0,01	0,02	0,03	0,02	0,03
Mn ²⁺	0,01	0,01			0,00	0,01		0,02		0,03		0,05	0,01
M	2,99	3,01	3,00	2,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,00	3,00	3,01	2,99
Ca	1,98	1,98	2,00	2,98	1,99	1,97	2,00	2,00	2,00	1,97	1,99	1,99	1,98
Na					0,01	0,01							0,02
K	0,02	0,02		0,02		0,02				0,02	0,01	0,01	
A	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00

4.2.8 Λοιπά ορυκτά

Ο βιοτίτης (Bt) είναι ένα ορυκτό που εμφανίζεται σε περιορισμένο βαθμό και σχεδόν αποκλειστικά μαζί με αμφίβολο μέσα σε μεταπηλιτικές ενστρώσεις, ενώ περιορισμένη είναι η εμφάνιση χλωρίτη (Chl), πιθανόν ως προϊόν αλλοίωσης του βιοτίτη.

Ο ασβεστίτης (Cal) εμφανίζεται μικροκρυσταλλικός και σε μαζώδη συσσωματώματα, σε θέσεις όπου φαίνεται να έχουν κρυσταλλωθεί από τη μεταφορά μέσω κάποιου ρευστού. Πολύ συχνά βρίσκεται σε επαφή με (γρανάτη) γροσσουλάριο.

Ο τιτανίτης (Ttn) εντοπίζεται στα περισσότερα δείγματα και είναι υπιδιοβλαστικός έως ξеноβλαστικός. Το μέγεθος των κρυστάλλων είναι πολύ μικρό και παρατηρείται πολύ δύσκολα με τη χρήση του πολωτικού μικροσκοπίου. Από τις μικροαναλύσεις προκύπτει ότι το ποσοστό TiO_2 φτάνει μέχρι 38,17% κ.β., ενώ το ποσοστό CaO έως 29,31% κ.β.

Απατίτης (Ap) εντοπίζεται σε πολύ μικρές ποσότητες στο δείγμα CAS-3, ενώ το ζirkόνιο (Zrn) βρίσκεται στα περισσότερα δείγματα με το ποσοστό του HfO_2 να φτάνει το 2,77% κ.β.

4.3 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

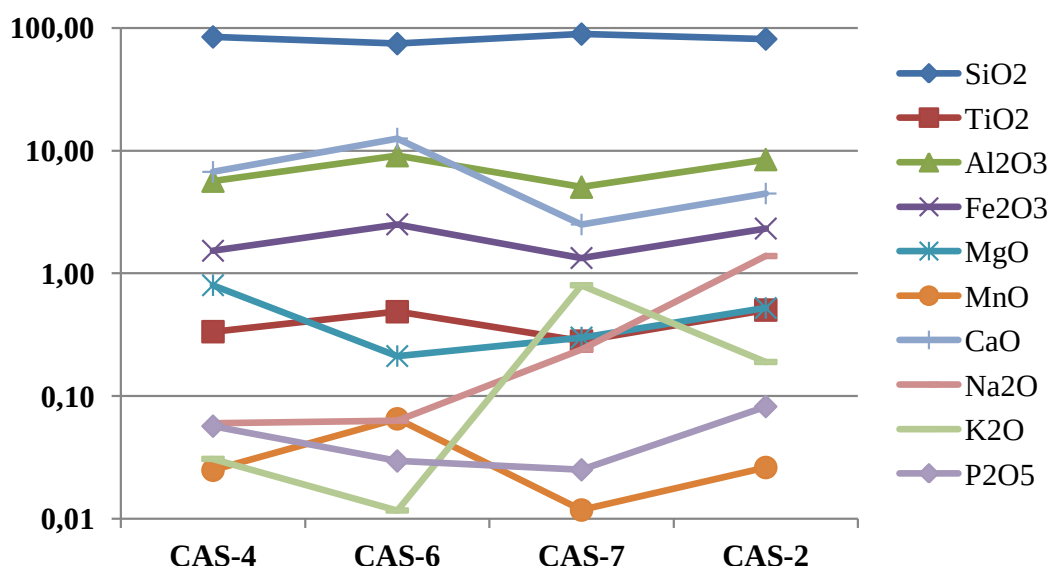
Για τον προσδιορισμό της ολικής σύστασης των πετρωμάτων της ζώνης επαφής σε κύρια στοιχεία, πραγματοποιήθηκε ανάλυση με τη μέθοδο φασματοσκοπίας με φθορισμό ακτίνων X (XRF). Κατασκευάστηκαν 4 υαλοποιημένα δισκία (fused beads) από τα δείγματα CAS-2, CAS-4, CAS-6 και CAS-7. Η επιλογή των δειγμάτων έγινε με βάση τη θέση τους στη ζώνη επαφής, για την όσο το δυνατόν πιο αντιπροσωπευτική κατανομή τους. Στον πίνακα 4.9 παρουσιάζονται η % κ.β χημική ανάλυση των δειγμάτων.

Γενικά, παρατηρείται υψηλή περιεκτικότητα σε SiO_2 , ενώ δεν εντοπίζεται κάποια αξιοσημείωτη μεταβολή στα οξείδια σε συνάρτηση με τη θέση τους στη ζώνη, παρά μόνο μία αύξηση της περιεκτικότητας των CaO και Al_2O_3 με ταυτόχρονη μείωση του ποσοστού SiO_2 , στο δείγμα CAS-6. Αξίζει να σημειωθεί ότι το δείγμα CAS-6

περιλαμβάνει σε μεγάλο βαθμό ορυκτά, όπως γρανάτης, βεζουβιανίτης και κλινοζοϊσίτης που έχουν υψηλό ποσοστό περιεκτικότητας σε CaO. Από την άλλη στα δείγματα CAS-7 και CAS-2 βλέπουμε αύξηση στα ποσοστά K₂O και Na₂O, συγκριτικά με τα υπόλοιπα, γεγονός που ίσως οφείλεται στο περιεχόμενο τους σε καλιούχο άστροιο (Σχήμα 4.5).

Πίνακας 4.9. Χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος από δείγματα της ζώνης επαφής του πλουτωνίτη Σιθωνίας. Η σειρά παρουσίασης των δειγμάτων βασίζεται στην θέση τους στο χώρο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1.

	CAS-4	CAS-6	CAS-7	CAS-2
SiO ₂	84,37	74,34	88,98	81,07
TiO ₂	0,33	0,49	0,28	0,50
Al ₂ O ₃	5,64	9,10	5,04	8,46
Fe ₂ O ₃	1,53	2,51	1,33	2,32
MgO	0,80	0,21	0,30	0,52
MnO	0,02	0,07	0,01	0,03
CaO	6,71	12,55	2,50	4,47
Na ₂ O	0,06	0,06	0,24	1,38
K ₂ O	0,03	0,01	0,80	0,19
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,03	0,08
Σύνολο	99,56	99,36	99,52	99,02



Σχήμα 4.5. Διάγραμμα μεταβολής κύριων στοιχείων της ζώνης επαφής.

Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας τις τελευταίες δεκαετίες, χωρίς ωστόσο να έχει δοθεί μεγάλη έκταση στην επίδραση που είχε στα περιβάλλοντα πετρώματα, η οποία δεν είναι εμφανής σε όλη την έκταση της επαφής τους.

Οι πετρογραφικοί τύποι του Πλουτωνικού Συμπλέγματος που έρχονται σε επαφή με τα περιβάλλοντα πετρώματα και προκαλούν φαινόμενα μεταμόρφωσης είναι αυτοί του διμαρμαρυγικού γρανίτη στην περιοχή της Ελιάς και του Αγ. Παύλου και του λευκογρανίτη στην περιοχή του Παρθενώνα. Οι δύο αυτοί πετρογραφικοί τύποι έχουν σχηματιστεί σε διαφορετικά στάδια κρυσταλλώσεως του αρχικού μάγματος. Ο διμαρμαρυγικός γρανίτης θεωρείται πως είναι το πρώτο προϊόν του αρχικού μάγματος, ενώ η κρυστάλλωση του λευκογρανίτη πραγματοποιήθηκε σε μεταγενέστερο στάδιο και σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού (Christofides et al. 2007).

Η λιθολογία των πετρωμάτων που έρχονται σε επαφή με τον γρανιτικό όγκο έχει κάποιες διαφορές στις μελετηθείσες περιοχές, αν και όλα εντάσσονται στην ενότητα Μελισσοχωρίου. Στις περιοχές της Ελιάς και του Αγ. Παύλου, τα πετρώματα που εντοπίζονται είναι εναλλαγές ασβεστούχων μεταψαμμιτών και μεταπηλίων, ενώ στον Παρθενώνα οι μεταψαμμίτες έχουν μικρότερο πάχος και σταδιακά μεταβαίνουν προς συμπαγείς μεταπηλίτες. Τα παραπάνω πετρώματα εμφανίζονται να έχουν υποστεί μια χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση κατά το Μεσοζωικό στην πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης (Kauffman et al. 1976, Kockel et al. 1977), πριν την επίδραση της μαγματικής διείσδυσης.

Είναι κατανοητό πως η σύσταση των πρωτολίθων της μελετηθείσας περιοχής το καθιστά ένα πολύπλοκο σύστημα, καθώς αποτελείται από πυριτικά, αργιλικά και ασβεστιτικά ορυκτά που παίρνουν μέρος στις αντιδράσεις σχηματισμού των τελικών μεταμορφικών παραγενέσεων.

Η πολυπλοκότητα της ορυκτολογικής και χημικής σύστασης των πρωτολίθων προσεγγίζει αυτή των μαργών γι' αυτό και η μελέτη των συγκεκριμένων πετρωμάτων έγινε στο σύστημα αυτό. Πιο συγκεκριμένα, οι αμεταμόρφωτες μάργες αποτελούνται κυρίως από παραγενέσεις που περιέχουν αργιλικά και ανθρακικά ορυκτά, χαλαζία και αστρίους σε ποσοστά που ποικίλουν (Bucher and Grapes 2011). Από την άλλη, σε μεταμορφωμένες μάργες (μεταμάργες), είναι συνήθης η παρουσία ορυκτών που

εντοπίζονται σε μεταπηλίτες και μετα-ανθρακικά πετρώματα, όπως επίσης και από Ca-Al-ούχα πυριτικά ορυκτά, όπως Ca-πυρόξενοι, Ca-αμφίβολοι, ορυκτά της ομάδας του επιδότου (Ep-Zo-Czo), λοσονίτης, μαργαρίτης, σκαπόλιθος, βεζουβιανίτης, και πολλά άλλα. Οι περισσότερες πιθανές ορυκτολογικές παραγενέσεις προκύπτουν με βάση την πολύπλοκη χημική σύσταση των Ca-ούχων μεταπηλιτών που αντιστοιχεί στο σύστημα: $K_2O-Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$.

Κατ' επέκταση, οι ασβεστούχοι μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι είναι το πιθανότερο αντίστοιχο παράδειγμα των μετα-μαργών. Τα χαμηλού βαθμού πηλιτικά τμήματα αποτελούνται από χαλαζία, μαρμαρυγίες και χλωρίτη, ενώ τα ανθρακικά τμήματα απλώς από ασβεστίτη. Με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης τα φυλλοπυριτικά ορυκτά των πηλιτών αντιδρούν με τον ασβεστίτη με αποτέλεσμα τον σχηματισμό μεγάλου εύρους ασβεστοπυριτικών ορυκτών, όπως αυτά που περιγράφηκαν προηγουμένως (Bucher and Grapes 2011).

Έτσι, με βάση το παραπάνω σύστημα τα υπό μελέτη πετρώματα θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως ασβεστοπυριτικοί κερατίτες (calc-silicate hornfelses), ένας όρος που χρησιμοποιείται για μεταμόρφωση επαφής σε μάργες (Bucher and Grapes 2011).

Ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό που συναντάται στην περιοχή μελέτης είναι το περιορισμένο εύρος της εμφάνισης των φαινομένων μεταμόρφωσης επαφής, σε απόσταση έως 100μ. στην περιοχή της Ελιάς, ενώ στις άλλες δύο περιοχές είναι ακόμη πιο περιορισμένο. Οι τυπικές ασβεστοπυριτικές παραγενέσεις των ζωνών επαφής παρατηρούνται ωστόσο σε συγκεκριμένες θέσεις.

Συγκεκριμένα, οι μελετηθείσες παραγενέσεις παρατηρούνται σε συγκεντρώσεις είτε εντός των μεταψαμμιτικών, είτε μεταξύ μεταψαμμιτικών και μεταπηλιτικών ενστρώσεων. Ωστόσο, ακόμη και εντός των πετρωμάτων εντοπίζονται μεταμορφικά ορυκτά, σε θέσεις παράλληλες με τη σχιστότητα των πετρωμάτων και όχι πάντα σε επαφή μεταξύ τους.

Η δομή των μεταμορφικών παραγενέσεων, οι οποίες φαίνονται να σχηματίζονται με τη μορφή «boudinage», μεταξύ των τουρβιδιτικών εναλλαγών είναι χαρακτηριστική για τις περιοχές της Ελιάς και του Αγ. Παύλου, γεγονός που δεν παρατηρείται στον Παρθενώνα.

Το περιορισμένο εύρος της ζώνης επαφής και η εμφάνιση ασβεστοπυριτικών ορυκτών στις καθορισμένες θέσεις συνηγορούν στην ύπαρξη τουλάχιστον δύο μηχανισμών μεταμόρφωσης. Η επίδραση της θερμότητας του μαγματικού όγκου προκαλεί την αύξηση του μεγέθους των κρυστάλλων χαλαζία και τη δημιουργία

γρανοβλαστικού ιστού στα περιβάλλοντα πετρώματα. Από την άλλη, η παρουσία των ασβεστοπυριτικών ορυκτών προϋποθέτει τη δράση ρευστών διαλυμάτων.

Η μεταμόρφωση ορίζεται ως μία διαδικασία που λαμβάνει χώρα κατ' ουσία σε στερεή κατάσταση, στην πραγματικότητα τα πετρώματα που υπόκεινται στην διαδικασία αυτή μπορεί να περιέχουν μικρές ποσότητες υδατικών ρευστών, ή πυριτικού τήγματος, ή ακόμη και των δύο μεταξύ των κρυστάλλων των ορυκτών (Miyashiro 1994).

Πολλές φορές μπορεί να υπάρχουν ενδείξεις που να βοηθούν στον προσδιορισμό πιθανής ροής ρευστών φάσεων στα μεταμορφωμένα πετρώματα, κάποιες από τις οποίες είναι:

- Πρωτογενή ρευστά εγκλείσματα
- Φλέβες
- Αντικατάσταση άνυδρων ορυκτών από ένυδρα (αντιδράσεις ενυδάτωσης)
- Ενδείξεις ανταλλαγής ισοτόπων μεταξύ ορυκτών και ρευστών
- Ρευστά θερμών πηγών
- Μερική διάλυση, ορίζοντες σε διάλυση και ανάπτυξη φύλλωσης (slaty cleavage) και σχιστότητας ρυτίδωσης (crenulation cleavage), και
- Μεγάλες αλλαγές στην ορυκτολογική σύσταση ανθρακικών πετρωμάτων.

Η επίδραση υδατικών ρευστών είναι περισσότερο εμφανής σε ασβεστοπυριτικά ορυκτά, τα οποία υπόκεινται σε αντιδράσεις διαφυγής διοξειδίου του άνθρακα (decarbonization reactions) και επηρεάζονται από προσθήκη επιπλέον ποσότητας H_2O , σε αντίθεση με τα μεταπηλινικά πετρώματα που υπόκεινται σε αντιδράσεις αφυδάτωσης οι οποίες επισκιάζουν τις επιπτώσεις από την προσθήκη ρευστών πλούσιων σε H_2O (Vernon and Clarke 2008).

Αν και σε ορισμένα ασβεστοπυριτικά πετρώματα υπάρχουν ενδείξεις εξωτερικά προερχόμενων ρευστών, η ομαλή μεταβολή των ορυκτολογικών παραγενέσεων, η οποία δημιουργεί διακριτές μεταμορφικές ζώνες που κατανέμονται γύρω από τη μαγματική διείσδυση, δείχνει ότι η ορυκτολογική σύσταση σε συνδυασμό με την πίεση και τη θερμοκρασία, είναι αυτή που ελέγχει τη σύσταση των ρευστών (Yardley 1989). Οι τοπικές ανταλλαγές μέσω διάχυσης μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων είναι ένας πιθανός τρόπος αντίδρασης των ρευστών των πόρων με τα πετρώματα, σε αντίθεση με μία ευρεία διέλευση ρευστών (Yardley 1989).

Τα ασβεστοπυριτικά πετρώματα καταδεικνύουν με τον καλύτερο τρόπο τη δράση των ρευστών, αφού πολύ εύκολα μπορούν να αντιδράσουν με αυτά, παράγοντας νέες ορυκτολογικές παραγενέσεις (Vernon and Clarke 2008). Στα μετα-ανθρακικά πετρώματα, εξαιτίας της μη ισορροπίας τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα, η διέλευση υδατικών ρευστών τείνει να διευκολύνει αντιδράσεις, ειδικά στα όρια των ανθρακικών με τα περιβάλλοντα πετρώματα (Vidale 1969, Hewitt 1973, Vidale and Hewitt 1973, Joesten 1974a, 1974b, Thompson 1975, Yardley et al. 1991, Ague 2002, 2003). Έτσι, μοναδικές ορυκτολογικές παραγενέσεις που περιλαμβάνουν ορυκτά όπως βεζουβιανίτης, βολλαστονίτης, γροσσουλάριος και χαλαζίας με ζοϊσίτη, εμφανίζονται σε ανθρακικά πετρώματα που έχουν διηθηθεί από ρευστά (Cartwright and Oliver 1992), πράγμα που βοηθά στη χαρτογράφηση της διέλευσης των ρευστών (Cartwright et al. 1995).

Η περίπτωση της ζώνης επαφής του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας, πιθανόν να παρουσιάζει αρκετά από τα στοιχεία που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Οι παραγενέσεις που εμφανίζονται εντός των πετρωμάτων στις περιοχές της Ελιάς και του Αγ. Παύλου, περιλαμβάνουν ασβεστοπυριτικά ορυκτά, όπως βεζουβιανίτης, γρανάτης (γροσσουλάριος), κλινοζοϊσίτης, ενώ και τα υπόλοιπα ορυκτά των παραγενέσεων, όπως οι αμφίβολοι και οι πυρόξενοι, έχουν υψηλό ποσοστό CaO , καταδεικνύοντας πως για τον σχηματισμό τους συνέβησαν αντιδράσεις που προϋποθέτουν τη συμμετοχή ασβεστιτικών πετρωμάτων. Το γεγονός ότι κατά την παρούσα μελέτη, στα πετρώματα της ζώνης επαφής δεν εντοπίστηκαν μαζώδεις ασβεστιτικές συγκεντρώσεις, είτε ως φακοειδή σώματα, είτε ως ολισθόλιθοι, είτε ακόμη και ως ορυκτολογικό περιεχόμενο, όπως περιγράφουν οι Meinhold and Kostopoulos (2013) για τα περιβάλλοντα πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου, ίσως να ενισχύει την άποψη της διάλυσης τετοιων φακοειδών σωμάτων και απόθεσης του ασβεστιτικού περιεχομένου τους στις ίδιες θέσεις, κατά την διέλευση των ρευστών φάσεων.

Επιπρόσθετα, όπως περιγράφηκε, η θέση των παραγενέσεων με ασβεστοπυριτικό περιεχόμενο εντοπίζεται μεταξύ των μεταψαμμιτικών και των μεταπηλιτικών ενστρώσεων, είτε εντός των πρώτων, υπό τη μορφή «boudinage» δομών. Η εμφάνιση των παραγενέσεων αυτών στις συγκεκριμένες θέσεις θα μπορούσε να ερμηνευθεί με τη θεωρία της διέλευσης ρευστών φάσεων, οι οποίες οδηγήθηκαν σε αυτά τα σημεία και αντέδρασαν με τα πετρώματα που συνάντησαν, σχηματίζοντας τις μεταμορφικές παραγενέσεις. Το ασβεστιτικό περιεχόμενο που απαιτείται θα μπορούσε είτε να έχει

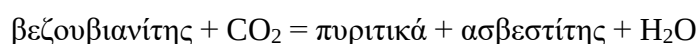
διαλυθεί επιτόπου από τα ρευστά που διαπέρασαν τα πετρώματα, είτε να έχει μεταφερθεί μέσω των ρευστών από άλλες θέσεις, όπου λόγω μη ισορροπίας διαλύθηκε και αποτέθηκε στις θέσεις αυτές, αφού βρέθηκε στις κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες. Μετα-ανθρακικά και μεταπηλινικά πετρώματα έχουν διαφορετικές φυσικές ιδιότητες, έτσι ώστε οι επιφάνειες επαφής μεταξύ τους να είναι οι καταλληλότερες θέσεις, όντας μηχανικά ασθενείς και σχετίζονται με αυξανόμενη πίεση ρευστών κατά τη διάρκεια αντιδράσεων (Walther 1996).

Από την άλλη, στην περιοχή του Παρθενώνα σημαντικότερη θεωρείται η παρουσία της αμφιβόλου και του κλινοπυροξένου, καθώς λείπουν τα ασβεστοπυριτικά ορυκτά από τις παραγενέσεις των πετρωμάτων που μελετήθηκαν. Ο κλινοπυρόξενος και η αμφίβολος που περιέχονται σε αυτούς τους μεταπηλίτες φαίνεται να προκύπτουν με τη διαδικασία της νεοορυκτογένεσης. Τα δύο ορυκτά βρέθηκε ότι είναι παρόμοιας σύστασης με τα αντίστοιχα που εντοπίζονται στις άλλες δύο περιοχές. Χαρακτηριστικό είναι ότι ο κλινοπυρόξενος και η αμφίβολος δεν βρίσκονται σε επαφή μεταξύ τους αλλά αναπτύσσονται σε ξεχωριστές θέσεις, παράλληλα στην αρχική σχιστότητα του πετρώματος. Ο κλινοπυρόξενος εμφανίζεται τόσο στις ενστρώσεις των μεταπηλινικών πετρωμάτων όσο και στις θέσεις σχηματισμού των ασβεστοπυριτικών ορυκτών, γρανάτη και βεζουβιανίτη, που κατά κύριο λόγο βρίσκονται εντός των μεταψαμμιτικών ενστρώσεων.

Λαμβάνοντας υπόψη τις ορυκτολογικές παραγενέσεις που μελετήθηκαν στα πετρώματα της ζώνης επαφής, και ειδικότερα την παραγένεση [διοψίδιος + βεζουβιανίτης + γροσσουλάριος + χαλαζίας + κλινοζοϊσίτης (επίδοτο) ± πλαγιόκλαστο ± ασβεστίτης], μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για τις συνθήκες σχηματισμού τους, και κατά επέκταση της ζώνης επαφής, γενικότερα.

Σημαντική θεωρείται η παρουσία του βεζουβιανίτη, ο οποίος από τη μελέτη του διαγράμματος του φάσματος διαπερατότητας προκύπτει ότι κατατάσσεται στους υψηλής βαθμού συμμετρίας βεζουβιανίτες (Paluszkievicz and Żabiński 1995). Η ύπαρξη υπιδιοβλαστικών κρυστάλλων, με πολύ καλά ανεπτυγμένες έδρες σε ορισμένες περιπτώσεις, συμβάλλουν σε αυτή την παρατήρηση. Σύμφωνα με τους Chatterjee (1962) και Braitsch and Chatterjee (1963), οι υψηλής συμμετρίας βεζουβιανίτες σχηματίζονται σε θερμοκρασίες ~500°C. Από την άλλη, παραγενέσεις στις οποίες συμμετέχει ο βεζουβιανίτης, συνήθως συνοδεύονται από ρευστές φάσεις πλούσιες σε H₂O (Valley et al. 1985) και CO₂ (Gnos and Armbruster 2006).

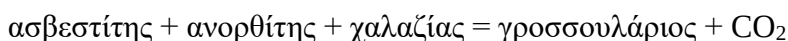
Η συνύπαρξη βεζουβιανίτη και χαλαζία συναντάται σε ασβεστοπυριτικά πετρώματα αμφιβολιτικής έως και γρανουλιτικής φάσης (780 ± 30 °C στα 8 ± 1 kbars, Valley and Essene 1979, 750 °C στα 6 kbars, Bogoch et al. 1997, 650 ± 15 °C στα 6 ± 0.5 kbars, Trommsdorff 1968). Σε γενικές γραμμές, είναι αποδεκτό ότι το πεδίο σταθερότητας του βεζουβιανίτη τοποθετείται σε θερμοκρασίες άνω των 480 °C (Timon et al. 2007). Οι Valley et al. (1985) σημειώνουν ότι η αντίδραση:



εμφανίζεται σε θερμοκρασίες $T < 600$ °C και πιέσεις $P = 1-4$ kbars, παρουσία ρευστών πλούσιων σε H_2O ($X_{\text{CO}_2} < 0.2$). Ωστόσο, η αντίδραση σχηματισμού του βεζουβιανίτη:

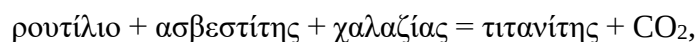


παρατηρείται σε συνθήκες ισορροπίας με πολύ φτωχή, σχεδόν ανύπαρκτη σε CO_2 , ρευστή φάση, ανεξαρτήτως της θερμοκρασίας σχηματισμού του (Nabelek and Morgan 2012). Οι Ito and Arem (1970) αναφέρουν ότι το πεδίο σταθερότητας της ταυτόχρονης παρουσίας γροσσουλάριου και βεζουβιανίτη προσδιορίζεται σε μέτριες πιέσεις ($P = 1,5$ kbars) και θερμοκρασίες $450-650$ °C. Οι Gordon and Greenwood (1971) αναφέρουν ότι ο γροσσουλάριος είναι σταθερός σε θερμοκρασίες $600-700$ °C, και πιέσεις < 2 kbars, παρουσία ρευστών πλούσιων σε H_2O . Κάτω από αυτές τις συνθήκες ο γροσσουλάριος μπορεί να σχηματίζεται σύμφωνα με την αντίδραση:



Άλλη μια παρατήρηση που συνηγορεί στην παρουσία ρευστών είναι η αντικατάσταση του γρανάτη από βεζουβιανίτη.

Κατά τους Hunt and Kerrick (1977) η αντίδραση σχηματισμού του τιτανίτη:



συμβαίνει σε θερμοκρασίες 500 °C, σε πιέσεις 2 kbars και με μέση αναλογία $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{O}$.

Από την άλλη, η παρουσία κλινοζοϊσίτη στο σύνολο των πετρωμάτων προϋποθέτει εξαιρετικά χαμηλή τιμή X_{CO_2} (Thomson 1971, Storre and Nitsch 1972). Σύμφωνα με τον Ague (2002) οι παραγενέσεις που περιέχουν πυρόξενο είναι σταθερές σε θερμοκρασίες > 575 °C και με σχετικά χαμηλή τιμή X_{CO_2} .

Η εισαγωγή H_2O στο σύστημα σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 600 °C σταθεροποιεί την αμφίβολο, αλλά και τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου (Rios et al. 2008). Η αμφίβολος είναι πιθανόν να προκύπτει από την αντίδραση:



σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 600 °C.

Η απουσία του βολλαστονίτη από τις μελετηθείσες παραγενέσεις καταδεικνύει πως η θερμοκρασία σχηματισμού των παραγενέσεων δεν ξεπέρασε τους 600°C , που αποτελεί την κατώτερη τιμή θερμοκρασίας για το πεδίο σταθερότητας παραγενέσεων που περιλαμβάνουν βολλαστονίτη (Timon et al. 2007), ενώ σύμφωνα με τους Grammatikopoulos and Clark (2005) η ρευστή φάση X_{CO_2} θα πρέπει να είναι ανώτερη από την τιμή 0,15.

Κατά τους Rios et al. (2001), η απουσία βολλαστονίτη σε ασβεστοπυριτικά πετρώματα μπορεί να οφείλεται στο ότι αυτά απαιτούν έναν πρωτόλιθο πλουσιότερο σε ασβεστίτη είτε σε απώλεια Mg κατά τη διάρκεια της μετασώματωσης. Η διέλευση υδροθερμικών ρευστών πλούσιων σε πυριτικό περιεχόμενο, είναι πιθανό να καταναλώνει όλο το ασβεστιτικό συστατικό των περιβαλλόντων πετρωμάτων, αποτρέποντας τον σχηματισμό βολλαστονίτη.

Ακόμη, είναι γνωστό ότι ζώνες επαφής που σχετίζονται με γρανιτικούς όγκους σπάνια φθάνουν σε θερμοκρασίες 700°C (Hover-Granath et al. 1983), με τις συνηθέστερες που αναφέρονται να κυμαίνονται μεταξύ 450°C και 550°C σε πιέσεις 2 kbars (Bucher and Grapes 2011).

Κατ' επέκταση, οι παρατηρούμενες μεταμορφικές παραγενέσεις μπορούν να σχηματιστούν σε ένα εύρος θερμοκρασιών $500\text{-}600^{\circ}\text{C}$ και πιέσεις περίπου 2 ± 0.5 kbars. Κυρίαρχο ρόλο στη δημιουργία αυτών των παραγενέσεων θεωρείται ότι έπαιξε η παρουσία υδροθερμικών ρευστών, διαμέσου των οποίων μεταφέρθηκε η θερμότητα που παρείχε ο πλουτωνικός όγκος. Επιπρόσθετα, η δράση αυτών των ρευστών που βοήθησε στο σχηματισμό νέων ορυκτών, δεν περιορίστηκε μόνο στη μεταφορά του θερμικού περιεχομένου, αλλά θεωρείται ότι αυτά συμμετείχαν στις αντιδράσεις, προσφέροντας στοιχεία που βρισκόταν διαλυμένα μέσα σε αυτά. Σύμφωνα με αυτά, η σύσταση των ρευστών θα πρέπει να ήταν πλούσια σε H_2O ($\text{X}_{\text{H}_2\text{O}} > 0,8$) και σχετικά φτωχή σε CO_2 ($0,15 < \text{X}_{\text{CO}_2} < 0,20$).

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας, κρυσταλλώθηκε σε δύο στάδια (Christofides et al. 2007). Ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης κρυσταλλώθηκε σε βάθος 15 km που αντιστοιχεί σε πίεση περίπου 4,5 kbars. Συμπερασματικά, αυτή μπορεί να θεωρηθεί και ως η ανώτερη τιμή πίεσης στην οποία μπορεί να βρέθηκαν τα υπό μελέτη πετρώματα.

Σύμφωνα με τον Kerrick (1991), οι πιέσεις στις ζώνες επαφής είναι συνάρτηση του βάθους τοποθέτησης του πλουτωνίτη. Οι καλύτερα ανεπτυγμένες ζώνες επαφής εντοπίζονται κοντά σε πλουτωνίτες που έχουν κρυσταλλωθεί σε μικρό βάθος και

συνήθως σχηματίζονται σε αμεταμόρφωτα πετρώματα ή πετρώματα που έχουν υποστεί πρωτότερα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (πρασινοσχιστολιθικής φάσης). Αντίθετα, πλουτωνίτες που κρυσταλλώνονται σε μεγαλύτερα βάθη, διεισδύουν σε υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα και οι ζώνες που δημιουργούν δεν είναι τόσο καλά ανεπτυγμένες, συγκριτικά με τις ζώνες που δημιουργούνται σε μικρότερο βάθος.

Κατά τους Bucher and Grapes (2011), σε βάθη μεγαλύτερα των 10 km είναι σπάνιος ο σχηματισμός ζωνών επαφής, καθώς τα περιβάλλοντα πετρώματα βρίσκονται ήδη σε υψηλές θερμοκρασίες. Σύμφωνα με τα παραπάνω, προκύπτει πως η μη καλά ανεπτυγμένη ζώνη επαφής οφείλεται στο βάθος διείσδυσης του γρανιτικού όγκου, με τις μεταμορφικές παραγενέσεις να παρουσιάζονται σε συγκεκριμένες θέσεις, γεγονός που δηλώνει τη διέλευση και τη δράση υδροθερμικών ρευστών ως κύριο μηχανισμό της μεταμορφικής διαδικασίας. Έτσι, λείπουν οι τυπικές εικόνες που συναντώνται σε ζώνες μεταμόρφωσης επαφής, όπως για παράδειγμα στις περιπτώσεις των κερατιτών και των σχηματισμών skarn, όπου παρατηρείται βαθμιαία μεταβολή των παραγενέσεων από τον πλουτωνίτη προς τον πρωτόλιθο.

Τέλος, αξίζει να αναφερθεί πως σύμφωνα με τους Kockel et al. (1977) οι ορυκτολογικές παραγενέσεις της ζώνης επαφής κυμαίνονται από το πεδίο της αλβιτικής-επιδοτιτικής φάσης έως κεροστιλβικής-κερατιτικής φάσης, που αντιστοιχούν σε θερμοκρασίες 500-540°C.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα διατριβή έχει ως σκοπό τη μελέτη της ζώνης θερμομεταμόρφωσης επαφής που προκάλεσε η διείσδυση του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας σε πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης, στην περιοχή της Σιθωνίας. Η περιοχή μελέτης τοποθετείται στο βορειοδυτικό τμήμα της χερσονήσου της Σιθωνίας, στις περιοχές της Ελιάς, του Αγ. Παύλου και του Παρθενώνα, όπου είναι εμφανή τα φαινόμενα της θερμομεταμόρφωσης επαφής.

Τα πετρώματα στα οποία διεισδύει το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα είναι εναλλαγές ασβεστιτικών μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών, που ανήκουν στην ενότητα Μελισσοχωρίου (παλιότερα γνωστός ως φλύσχης της Σβούλας), τα οποία είχαν προηγουμένως υποστεί μία χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση, στην πρασχινοσχιστολιθική φάση. Η εναλλαγή των μεταψαμμιτικών και μεταπηλιτικών σχηματισμών παρατηρείται τόσο σε μεγακλίμακα, όσο και σε μικροκλίμακα.

Τα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής έχουν περιορισμένη εμφάνιση και δημιουργούνται σε ένα εύρος 100 m από την επαφή τους με τον πλουτωνικό όγκο, ενώ πηγματιτικές και απλιτικές φλέβες διατρέχουν τόσο το γρανιτικό σώμα, όσο και τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Από την μακροσκοπική παρατήρηση της ζώνης επαφής προκύπτει ότι στα ήδη μεταμορφωμένα πετρώματα δημιουργούνται θέσεις στις οποίες σχηματίζονται παραγενέσεις που οφείλονται στη δράση του πλουτωνίτη. Πιο συγκεκριμένα, μεταξύ των στρωμάτων μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών, είτε εντός των πρώτων, εμφανίζονται υπό τη μορφή «boudinage» δομών, παραγενέσεις που χαρακτηρίζονται ως ασβεστοπυριτικές. Στις θέσεις αυτές φαίνεται πως το περιεχόμενο εκτοπίζει την προϋπάρχουσα σχιστότητα των πετρωμάτων, δημιουργώντας χώρο για το σχηματισμό των νέων παραγενέσεων.

Δύο είναι οι κυριότερες παραγενέσεις που εντοπίζονται στα πετρώματα της ζώνης επαφής και οφείλονται στη δράση του πλουτωνίτη:

1. Αμφίβολος + Διοψίδιος + Κλινοζοϊσίτης (Επίδοτο) + Χαλαζίας ± Βιοτίτης ± Πλαγιόκλαστο
2. Διοψίδιος + Βεζουβιανίτης + Γροσσουλάριος + Χαλαζίας + Κλινοζοϊσίτης (Επίδοτο) ± Πλαγιόκλαστο ± Ασβεστίτης

Η πρώτη εντοπίζεται κυρίως εντός των μεταπηλιτικών ενστρώσεων, ενώ η δεύτερη παρατηρείται στους μεταψαμμιτικούς σχηματισμούς.

Η ύπαρξη ασβεστοपुरιτικών παραγενέσεων σε συνδυασμό με τη μορφή που εμφανίζονται αυτές στο χώρο, μας οδηγούν στο συμπέρασμα της μεταφοράς του θερμικού περιεχομένου από τον πλουτωνικό όγκο προς τα περιβάλλοντα πετρώματα διαμέσου ρευστών, καθώς το βάθος τοποθέτησης του πλουτωνίτη συνεπάγεται ότι τα παρακείμενα πετρώματα είχαν ήδη υψηλή θερμοκρασία.

Τέτοια υδροθερμικά ρευστά μπορεί να έχουν προέλθει από το κρυσταλλούμενο μάγμα, αλλά μπορεί να υπήρχαν στα περιβάλλοντα πετρώματα. Σε κάθε περίπτωση, η κυκλοφορία αυτών των ρευστών πιθανώς αποτέλεσε τον κύριο μηχανισμό για το σχηματισμό των ασβεστοपुरιτικών παραγενέσεων. Βάσει των παρατηρήσεων προκύπτει πως ένας τέτοιος μηχανισμός διάλυσης του ασβεστιτικού περιεχομένου και σχηματισμού νέων ορυκτών στις ίδιες θέσεις, ή σε πολύ κοντινές θέσεις είναι αυτός που ευθύνεται για τη δημιουργία των ασβεστοपुरιτικών ορυκτών.

Ένα χαρακτηριστικό των παραγενέσεων είναι η απουσία βολλαστονίτη, ορυκτό που συνήθως συνοδεύει ασβεστοपुरιτικά πετρώματα με βεζουβιανίτη και γροσσουλάριο. Τούτο είναι μία ένδειξη για το είδος των ρευστών, καθώς η τιμή του X_{CO_2} σε αυτά πρέπει να είναι μικρότερη του 0,15 για τον σχηματισμό βολλαστονίτη, αλλά και μικρότερη του 0,20, που αντιστοιχεί στο σχηματισμό του βεζουβιανίτη. Από την άλλη η ορυκτολογία της ζώνης επαφής προϋποθέτει ρευστή φάση πλούσια σε H_2O ($X_{H_2O} > 0,8$).

Όσον αφορά τις θερμοκρασίες σχηματισμού των μεταμορφικών παραγενέσεων, θα ήταν αποδεκτό ένα εύρος 500-600°C, βασιζόμενοι στις συνθήκες σχηματισμού των ορυκτών, και κυρίως των παραγενέσεων που περιέχουν βεζουβιανίτη-γροσσουλάριο-κλινοζοϊσίτη-χαλαζία. Οι πιέσεις σχηματισμού των συγκεκριμένων παραγενέσεων προσδιορίζονται στα $2 \pm 0,5$ kbars, ωστόσο με βάση και τη βιβλιογραφία για τις συνθήκες σχηματισμού του Πλουτωνικού Συμπλέγματος, θεωρείται πως δεν ξεπέρασαν την τιμή των 4,5 kbars.

Καταλήγοντας, από την παρούσα μελέτη εξάγεται το συμπέρασμα πως οι προσδιοριζόμενες συνθήκες σχηματισμού της ζώνης επαφής συμφωνούν με τις μελέτες που αφορούν στο Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας.

Στην ευρύτερη περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, η έντονη μαγματική δραστηριότητα που έλαβε χώρα κατά την περίοδο του Τριτογενούς, διαπιστώνεται από την παρουσία πυριγενών πετρωμάτων που εντοπίζονται στη Μάζα της Ροδόπης, στη Σερβομακεδονική Μάζα και στην Περιοδοπική Ζώνη.

Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας εντάσσεται σε αυτή τη φάση μαγματισμού και διεισδύει σε πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας και της Περιοδοπικής Ζώνης προκαλώντας φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής.

Ο πλουτωνικός όγκος διεισδύει σε μεταϊζημάτα της ενότητας Μελισσοχωρίου δημιουργώντας φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής που είναι εμφανή σε μία ζώνη εύρους μέχρι 100 μέτρα από την επαφή τους στις περιοχές της Ελιάς, του Αγ. Παύλου και του Παρθενώνα. Τα πετρώματα της ενότητας Μελισσοχωρίου αποτελούνται από εναλλαγές ασβεστούχων μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών που αντιπροσωπεύουν έναν παλαιότερο τουρβιδιτικό σχηματισμό (φλύσχης της Σβούλας), ο οποίος έχει υποστεί μια χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση κατά το Μεσοζωικό.

Οι μεταμορφικές παραγενέσεις εντοπίζονται σε θέσεις είτε μεταξύ μεταψαμμιτών και μεταπηλιτών, είτε εντός των πρώτων και αποτελούνται από χαλαζία, κλινοζοϊσίτη, επίδοτο, γρανάτη, πυρόξενο, αμφίβολο, βεζουβιανίτη, ασβεσίτη, τιτανίτη και πλαγιόκλαστο, ενώ σε μικροποσότητες υπάρχουν ζιρκόνιο, Κ-άστριος, απατίτης, χλωρίτης, βιοτίτης, αλλανίτης και μεταλλικά ορυκτά. Οι γρανάτες έχουν κατά κύριο λόγο σύσταση γροσσουλάριου, ενώ δεν παρατηρείται διαφορά στη σύσταση από τον πυρήνα προς την περιφέρεια. Ο βεζουβιανίτης έχει συχνά υπιδιοβλαστικό σχήμα και βρίσκεται σχεδόν πάντα μαζί με γρανάτη. Οι πυρόξενοι έχουν σύσταση διοψίδιου, ενώ οι αμφίβολοι έχουν σύσταση σιδηροεδενίτη. Τα πλαγιόκλαστα έχουν σύσταση που κυμαίνεται από ανδεσίνη μέχρι βυτωβνίτη. Ορυκτά της ομάδας του επιδότου, όπως επίδοτο και κλινοζοϊσίτης εντοπίζονται σε όλες τις θέσεις της εμφάνισης μαζί με χαλαζία.

Από τη μελέτη των δειγμάτων παρατηρήθηκαν δύο παραγενέσεις:

- Amp + Di + Czo (Ep) + Qtz ± Bi ± Pl
- Di + Grt + Ves + Qtz + Czo (Ep) ± Cc ± Pl

Η απουσία τυπικής ζώνης επαφής και η παρουσία των μεταμορφικών παραγενέσεων σε θέσεις παράλληλες με τη σχιστότητα του περιβάλλοντος

πετρώματος αποτελούν χαρακτηριστικά της συγκεκριμένης θερμικής μεταμόρφωσης. Η απουσία μιας διακριτής ζώνης επαφής οφείλεται στο μεγάλο βάθος διείσδυσης του πλουτωνικού σώματος. Από την άλλη, η εμφάνιση των μεταμορφικών παραγενέσεων στις προαναφερθείσες θέσεις συνηγορεί στο σχηματισμό τους από υδροθερμικά ρευστά που πιθανότατα προήλθαν από το μαγματικό όγκο. Αυτά τα ρευστά μετέφεραν κυρίως τη θερμότητα από τον πλουτωνίτη και μπόρεσαν να κινηθούν μέσω της σχιστότητας και των επαφών των περιβαλλόντων πετρωμάτων σε ανώτερες θέσεις στο φλοιό. Κατά την πορεία τους διέλυσαν προϋπάρχοντα ορυκτά, κυρίως ασβεστίτη, και σχημάτισαν τα ασβεστοπυριτικά ορυκτά που παρατηρούνται υπό μορφή «boudinage».

Οι συνθήκες σχηματισμού των παραγενέσεων προσδιορίζονται μεταξύ 500-600°C, σε πιέσεις περίπου $2 \pm 0,5$ kbars, και σίγουρα όχι μεγαλύτερες από $\sim 4,5$ kbars, με παρουσία ρευστής φάσης πλούσιας σε H_2O και φτωχής σε CO_2 ($X_{H_2O} > 0,8$ και $0,15 < X_{CO_2} < 0,20$).

8 SUMMARY

In northern Greece, the extensive magmatic activity during the Tertiary is represented by the presence of igneous rocks at the Rhodope Massif, the Serbo-Macedonian Massif and the Circum-Rhodope Belt.

The Sithonia Plutonic Complex belongs to this magmatic phase and intrudes the rocks of the Serbo-Macedonian Massif and the Circum-Rhodope Belt, causing contact metamorphism phenomena.

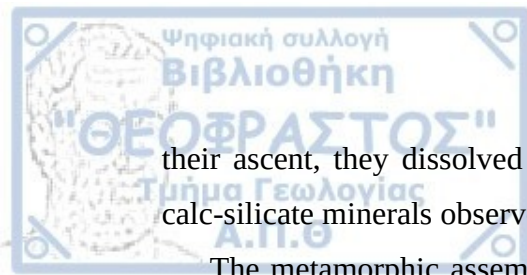
The plutonic body intrudes the meta-sediments of the Melissochori Formation causing thermal metamorphism phenomena to the surrounding rocks observable up to a distance of 100 meters from the intrusion, at the areas of Elia, Ag. Pavlos and Parthenonas. The Melissochori Formation consists of a sequence of calcareous metapsammites and metapelites, which represent a former turbidity flow deposit (Svoula flysch) undergone a low grade metamorphic event during the Mesozoic.

The metamorphic mineral assemblages are located in sites between metapsammites and metapelites or inside the former and consist of quartz, clinozoisite, epidote, garnet, pyroxene, amphibole, vesuvianite, calcite, titanite and plagioclase, while zircon, K-feldspar, apatite, chlorite, biotite, allanite and opaque minerals are also present. Garnet is characterized as grossular; no chemical zonation was recognized. Vesuvianite is usually present in hypidioblastic crystals and is often associated with garnet. Pyroxene composition corresponds to diopside, while amphibole composition to ferroedenite. Plagioclase has a composition ranging from andesine to bytownite. Minerals of the epidote-group, such as epidote and clinozoisite, are present in all studied rocks, as well as quartz.

Two main assemblages were observed:

- Amp + Di + Czo (Ep) + Qtz ± Bi ± Pl
- Di + Grt + Ves + Qtz + Czo (Ep) ± Cc ± Pl

Characteristic of the thermal metamorphism under study are a) the absence of a typical contact aureole due to the large depth of the plutonic intrusion and b) the presence of metamorphic assemblages parallel to the schistosity of the surrounding rocks which points to their formation from hydrothermal fluids originated possibly from the magmatic body. These fluids were able to transfer the magma heat through the surrounding rocks' schistosity and contacts to the upper levels of the crust. During



their ascent, they dissolved preexisting minerals, especially calcite, and formed the calc-silicate minerals observed in the “boudinage” structures.

The metamorphic assemblages are considered to have formed at temperatures of 500-600°C and at pressures about 2 ± 0.5 kbars, and definitely not above 4.5 kbars, in the presence of H₂O-rich and CO₂-poor fluids ($X_{H_2O} > 0.8$ and $0.15 < X_{CO_2} < 0.20$).

Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Ague, J. J. 2002. Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawaug Schist, Connecticut, USA. «*Contributions to Mineralogy and Petrology*», 143(1), 38-55.
- Ague, J. J. 2003. Fluid infiltration and transport of major, minor, and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawaug Schist, Connecticut, USA. «*American Journal of Science*», 303(9), 753-816.
- Alagna, K. E., Petrelli, M., Perugini, D. and Poli, G. 2008. Micro-analytical zircon and monazite U-Pb isotope dating by laser ablation-inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. «*Geostandards and Geoanalytical research*», 32(1), 103-120.
- Amthauer, G., McIver, J. R. and Viljoen, E. A. 1979. ^{57}Fe and ^{119}Sn Moessbauer studies of natural tin-bearing garnets. «*Physics and Chemistry of Minerals*», 4(3), 235-244.
- 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.
- Armbruster, T., Gnos, E., Dixon, R., Gutzmer, J., Hejny, C., Döbelin, N. and Medenbach, O. 2002. Manganvesuvianite and tweddillite, two new Mn^{3+} -silicate minerals from the Kalahari manganese fields, South Africa. «*Mineralogical Magazine*», 66(1), 137-150.
- Bébien, J., Dubois, R. and Gauthier, A. 1986. Example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). «*Geology*», 14, 1016–1019.
- Belassone, G., Talla, D., Beran, A., Mormone, A., Altomare, A., Moliterni, A., Mondillo, N., Saviano, M. and Petti, C. 2011. Vesuvianite from Somma-Vesuvius volcano (southern Italy): chemical, X-ray diffraction and single-crystal polarized FTIR investigations. «*Periodico di Mineralogia*», 80(3), 369-384.

- Bogoch, R., Kumarapeli, S. and Matthews, A. 1997. High-pressure K-feldspar-vesuvianite bearing assemblage in the central metasedimentary belt of the Grenville Province, Saint Jovite area, Quebec. «*Canadian Mineralogist*», 35, 1269-1275.
- 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.
- Braitsch, O. and Chatterjee, N. D. 1963. Metamorphe Mineralreaktionen in vesuvianführenden Paragenesen. «*Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*», 9(4), 353-373.
- Britvin, S.N., Antonov, A.A., Krivovichev, S.V., Armbruster, T., Burns, P.C. and Chukanov, N.V. (2003). Fluorvesuvianite, $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{13}[\text{SiO}_4]_{10}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{O}(\text{F}, \text{OH})_9$, a new mineral species from Pitkäranta, Karelia, Russia: Description and crystal structure. «*Canadian Mineralogist*», 41, 1371-1380.
- Brown, S.A.M. and Robertson, A.H.F. 2003. Sedimentary geology as a key to understand the tectonic evolution of the Mesozoic-Early Tertiary Paikon Massif, Vardar suture zone, N Greece. «*Sedimentary Geology*», 160, 179-212.
- Brown, S.A.M. and Robertson, A.H.F. 2004. Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece. «*Tectonophysics*», 381, 143-173.
- Bucher, K. and Grapes, R. 2011. «*Petrogenesis of metamorphic rocks*». Springer Science and Business Media.
- Burg, J. P., Ricou, L. E., Ivano, Z., Godfriaux, I., Dimov, D. and Klain, L. 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. «*Terra Nova*», 8(1), 6-15.
- Cartwright, I. and Oliver, N. H. S. 1992. Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite, Australia. «*Journal of the Geological Society of London*», 149, 693-696.
- Cartwright, I., Buick, I. S., Weaver, T. R., Vry, J. K. and Oliver, N. H. S. 1995. Patterns of fluid flow in Proterozoic calc-silicates: fluid channelling and variations in fluid fluxes and intrinsic permeabilities. «*Australian Journal of Earth Sciences*», 42, 259-265.

- 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.
- Chatterjee, N.D. 1962. Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the Western Alps. «*Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*», 8, 432-439
- Chatzidimitriadis, E. 1980. Die geologische Untersuchung der Gebiete Valti bei Kilkis und Aswestochori bei Thessaliniki, Nordgriechenland (ein petrologisch-tektonischer Vergleich). In :«*Proc. Acad. Athens*», 54, 458-488.
- Chatzidimitriadis, E., Douweas, N. and Kelepertsis, A. 1983. Geologische Untersuchung des Sithonia granodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden Zonen/Nordgriechenland. «*Proc. Acad. Athens*», 58, 212-231.
- Christofides, G., D' Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G. and Kyriakopoulos, C. 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). «*European Journal of Mineralogy*», 79-88.
- Christofides, G., Perugini, D., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., Eleftheriadis, G., Del Moro, A. and Neiva, A. M. 2007. Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: an example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). «*Lithos*», 95(3-4), 243-266.
- D'Amico, C., Christofides, G., Eleftheriades, G., Bargossi, G. M., Campana, R. and Soldatos, T. 1990. The Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece). «*Mineralogica et Petrographica Acta*», 33, 143-177.
- De Wet, A.P., Miller, J.A., Bickle, M.J. and Chapman, H.J. 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. «*Tectonophysics*», 161, 65-79.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1982. «*Rock-forming minerals: orthosilicates*», Volume 1A. Geological Society of London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1997. «*Rock-forming minerals: orthosilicates*», Volume 1A (reprinted). Geological Society of London.
- Dimitriadis, S and Asvesta, A. 1993. Sedimentation and magmatism related to the Triassic rifting and later events in the Vardar-Axios zone. «*Bull. Geol. Soc. Greece*», 28(2), 149-168.

- Elmi, C., Brigatti, M.F., Pasquali, L., Montecchi, M., Laurora, A., Malferarri, D. and Nannarone, S. 2011. High-temperature vesuvianite: crystal chemistry and surface considerations. *«Physics and Chemistry of Minerals»*, 38(6), 459-468.
- Fitzgerald, S., Leavens, P. B. and Nelen, J. A. 1992. Chemical Variation in Vesuvianite. *«Mineralogy and Petrology»*, 46, 163-178.
- Fitzgerald, S., Leavens, P. B., Rheingold, A. L. and Nelen, J. A. 1987. Crystal structure of a REE-bearing vesuvianite from San Benito County, California. *«American Mineralogist»*, 72(5-6), 625-628.
- Fitzgerald, S., Rheingold, A. L. and Leavens, P. B. 1986. Crystal structure of a Cu-bearing vesuvianite. *«American Mineralogist»*, 71(7-8), 1011-1014.
- Galuskin, E., Galuskina, I. and Dzierżanowski, P. 2005. Chlorine in Vesuvianites. *«Mineralogia Polonica»*, 36, 51-61.
- Galuskin, E.V., Galuskina, I.O., Stadnicka, K., Armbruster, T. and Kozanecki, M. 2007a. The crystal structure of Si-deficient, OH-substituted, boron-bearing vesuvianite from the Wiluy River, Sakha-Yakutia, Russia. *«Canadian Mineralogist»*, 45(2), 239-248.
- Galuskin, E.V., Janeczek, J., Kozanecki, M., Sitarz, M., Jastrzębski, W., Wrzalik, R. and Stadnicka, K. 2007b. Single-crystal Raman investigation of vesuvianite in the OH region. *«Vibrational spectroscopy»*, 44, 36-41.
- Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., Dzierżanowski, P., Armbruster, T. and Kozanecki, M. 2005. A natural scandian garnet. *«American Mineralogist»*, 90(10), 1688-1692.
- Giuseppetti, G. and Mazzi, F. 1983. The crystal structure of a vesuvianite with P4/n symmetry. *«Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen»*, 31(3-4), 277-288.
- Gnos, E. and Armbruster, T. 2006. Relationship among metamorphic grade, vesuvianite "rod polytypism", and vesuvianite composition. *«American Mineralogist»*, 91, 862-870.
- Gordon, T. and Greenwood, H. 1971. The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures. *«American Mineralogist»*, 56, 1674-1688.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H. 2005. Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). *«Mineralogy and Petrology»*, 85(3-4), 141-161.

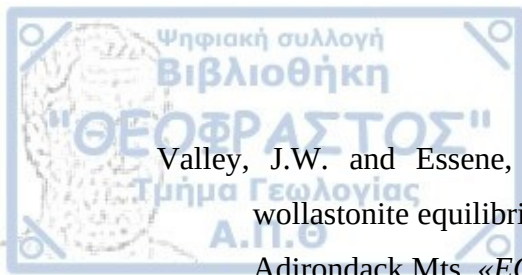


- Groat, L.A., Hawthorne, F.C. and Ercit, T.S. 1992. The chemistry of vesuvianite. «*Canadian Mineralogist*», 30, 19-48.
- Groat, L.A., Hawthorne, F.C., Ercit, T.S. and Grice, J.D. 1998. Wiluite $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_{13}(\text{B}, \text{Al}, \square)_5\text{Si}_{18}\text{O}_{68}(\text{O}, \text{OH})_{10}$, a new mineral species isostructural with vesuvianite, from the Sakha Republic, Russian Federation. «*Canadian Mineralogist*», 36, 1301–1304.
- Haüy, R. J. 1801. «*Traité de minéralogie*» (Vol. 1). chez Louis.
- 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.
- Hewitt, D. A. 1973. The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut. «*American Journal of Science*», 273-A, 444-469.
- Himmelberg, G.R. and Miller, T.P. 1980. Uranium- and thorium-rich vesuvianite from the Seward Peninsula, Alaska. «*American Mineralogist*», 65, 1020-1025.
- Hoisch, T.D. 1985. The solid solution chemistry of vesuvianite. «*Contributions to mineralogy and Petrology*», 89, 205-214.
- Hover-Granath, V. C., Papike, J. J. and Labotka, T. C. 1983. The Notch Peak contact metamorphic aureole, Utah: Petrology of the Big Horse limestone member of the Orr Formation. «*Geological Society of America Bulletin*», 94(7), 889-906.
- Hunt, J. A. and Kerrick, D. M. 1977. The stability of sphene; experimental redetermination and geologic implications. «*Geochimica et Cosmochimica Acta*», 41(2), 279-288.
- Ito, J. and Arem J. E. 1970. Idocrase: Synthesis, phase relations and crystal chemistry. «*American Mineralogist*», 55, 880-912.
- Ito, T. I. 1950. X-ray studies on polymorphism: being a collection of papers concerning submicroscopic twinning in crystals with appendices. Maruzen.
- Joesten, R. 1974a. Local equilibrium and metasomatic growth of zoned calc-silicate nodules from contact aureole, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. «*American Journal of Science*», 274, 876-901.
- Joesten, R. 1974b. Pseudomorphic replacement of melilite by idocrase in a zoned calc-silicate skarn. Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. «*American Mineralogist*», 59, 694-699.

- 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). «*Bulletin de la Société géologique de France*», 7(2), 225-230.
- Kerrick, D. M. 1991. Overview of Contact Metamorphism. In: "Contact Metamorphism" D. M. Kerrick (Ed.). «*Mineral. Soc. of America*», Washington DC, «*Reviews in Mineralogy*», 26, 1-12.
- Kilias, A. and Mountrakis, D. 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. «*Geologica Rhodopica*», 2, 100-116.
- Kockel, F., Mollat, H. and Walther, H. 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Kolokotroni, C. and Dixon, J.E. 1991. The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, NE Greece. Proc. 5th Congr., Geol. Soc. Greece, Thessaloniki 1991. «*Bull. Geol. Soc. Greece*», 25(1), 469-483.
- Kornprobst, J. 2002. «*Metamorphic rocks and their geodynamic significance: a petrological handbook, (Vol. 12)*». Springer Science & Business Media.
- 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.
- Meinhold, G. and Kostopoulos, D. 2013. The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting. «*Tectonophysics*», 595-596, 55-68.
- 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.
- Mercier, J.L. 1968. Etude geologique des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale (Greece). Contribution a l' etude du metamorphisme et de l' evolution magmatique des zones internes des Hellenides. «*Ann. géol. Pays Hell.*», 20, 1-792.
- Merlino, S. 1990. OD structures in mineralogy. «*Period. Mineral.*», 59, 69-92.
- 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.
- Miyashiro, A. 1994. «*Metamorphic petrology*». CRC Press.
- 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.
- Mussallam, K. and Jung, D. 1986. Geologie und Bau des Sithonia-Ophioliths (Chalkidiki, NE-Griechenland): Anmerkungen zur Bildung ozeanischer Krusten. «*Geologische Rundschau*», 75, 383-409.
- Nabelek, P. I. and Morgan, S. S. 2012. Metamorphism and fluid flow in the contact aureole of the Eureka Valley-Joshua Flat-Beer Creek pluton, California. «*Geological Society of America Bulletin*», 124(1-2), 228-239.
- Ohkawa, M., Yoshiasa, A. and Takeno, S. 1994. Structural investigation of high and low-symmetry vesuvianite. «*Mineralogical Journal*», 17, 1-20.
- Paluszkiwicz, C. and Żabiński, W. 1995. H-bonding in vesuvianite, a complex ortho-disilicate. «*Vibrational Spectroscopy*», 8(2), 315-318.
- Pipera, K., Koroneos, A., Soldatos, T., Pécskay, Z. and Christofides, G. 2013. K/Ar mineral geochronology of the northern part of the Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece): implications for its thermal history and geodynamic interpretation. «*Geologica Carpathica*», 64(2), 133-140.
- Ricou, L. E., Burg, J. P., Godfriaux, I. and Ivanov, Z. 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. «*Geodinamica Acta*», 11(6), 285-309.
- Ríos, C. A., Castellanos, O. M., Gómez, S. I. and Ávila, G. A. 2008. Petrogenesis of the metacarbonate and related rocks of the Silgará Formation, Central

- Santander Massif, Colombian Andes: An overview of a "reaction calcic exoskarn". «*Earth Sciences Research Journal*», 12(1), 72-106.
- Rucklidge, J.C., Kocman, V., Whitlow, S.H. and Gabe, E.J. 1975. The crystal structures of three Canadian vesuvianites. «*Canadian Mineralogist*», 13, 15-21.
- Sakellariou, D. 1989. Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der Nordoestlichen Chalkidiki, N. Griechenland-Deformation und Metamorphose. Diss. Mainz. Univ., Geol. Monographs N. 2, Dept. of Geology, Univ. Athens
- Soldatos, K. and Sapountzis, S. E. 1975. Myrmekite of the Sithonia granodiorite. «*Sci. Ann., Fac. Phys. & Mathem.*», Univ. Thessaloniki, 15, 391-407.
- Soldatos, K., Sapountzis, S. E., Christofides, G. and Eleftheriadis, G. 1976. Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). I. «*Mineralogy. Ann. Geol. Pays Hellén*», 28, 62-98.
- Storre, B. and Nitsch, K. H. 1972. Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. «*Contributions to Mineralogy and Petrology*», 35(1), 1-10.
- Strunz, H. and Nickel, E.H. 2001. Strunz Mineralogical Tables. E. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller, Stuttgart.
- Thompson, A. 1971. P_{CO_2} in low grade metamorphism; Zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. «*Contributions to Mineralogy and Petrology*», 33, 145-161.
- Timon, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernández, A. and Crespo, J.L. 2007. Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain). «*Mineralogy and Petrology*», 90, 109-140.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A. and Mountrakis, M. D. 1993. Emplacement and deformation of the Sithonia granitoid pluton (Macedonia, Greece). «*Bull. Geol. Soc. Greece*», 28, 195-211.
- Tranos, M. D., Kiliass, A. A. and Mountrakis, M. D. 1999. Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. «*Proc. 8th Cong., Geol. Soc. Greece, Patras 1992. Bull. Geol. Soc. Greece*», 33, 5-16.
- Trommsdorff, V. 1968. Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). «*Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*», 48, 655-666.



- Valley, J.W. and Essene, E.J. 1979. Vesuvianite, akermanite, monticellite and wollastonite equilibria and high X H₂O/CO₂ at Cascade slide, Mt Marcy Quad, Adirondack Mts. «*EOS*», 60, 423.
- Valley, J.W., Peacor, D.R., Bowman, J.R., Essene, E.J. and Allard, M.J. 1985. Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications for phase equilibria in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–CO₂. «*Journal of Metamorphic Geology*», 3, 137–153.
- Vergély, P. 1984. Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires): conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. *Doctoral dissertation*.
- Vernon, R.H. and Clarke, G.L. 2008. «*Principles of Metamorphic Petrology*». Cambridge University Press
- Vidale, R. A. and Hewitt, D. A. 1973. “Mobile” components in the formation of calc-silicate bands. «*American Mineralogist*», 58, 991-997.
- Vidale, R. A. 1969. Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. «*American Journal of Science*», 267, 857-874.
- Walther, J. 1996. Fluid production and isograd reactions at contacts of carbonate-rich and carbonate poor layers during progressive metamorphism. «*Journal of Metamorphic Geology*», 14, 351–360.
- Werner, A.G. 1795. *Über Vesuvian*. Klaproth's Beiträge, Berlin, 1, 34.
- Yardley, B. W. D. 1989. «*An Introduction to Metamorphic Petrology*». Essex: Longman.
- Yardley, B. W. D., Bottrell, S. H. and Cliff, R. A. 1991. Evidence for a regional-scale fluid loss event during mid-crustal metamorphism. «*Nature*», 349, 151-154.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Μαγκανάς, Α. 1988. Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. *Διδακτορική Διατριβή*. Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Μαράτος, Γ. 1973. «*Γεωλογία τη Ελλάδας*». Τομ. Ι, Αθήνα, σ. 189

Μέλφος, Β. και Παρλαντζά, Ι. Ε. 1989. Παράκτια γεωλογικά και γεωμορφολογικά φαινόμενα στη Σιθωνία Χαλκιδικής. «*Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*», 23(1), 395-407.

Παπάγγελος, Ι. 2000. Η Σιθωνία κατά τους βυζαντινούς χρόνους: ιστορία-μνημεία-τοπογραφία, *Διδακτορική Διατριβή*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Φιλοσοφική Σχολή. Τμήμα Ιστορίας και Αρχαιολογίας.

Πιπερά, Κ. 2008. Χρονολόγηση πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη της Σιθωνίας με K-Ar σε ορυκτά. *Διατριβή Ειδίκευσης*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Τμήμα Γεωλογίας.

Ρωμανίδης, Γ. 2009. Ραδιοχρονολόγηση (K-Ar σε ορυκτά) και θερμοχρονομετρία του νοτίου τμήματος του πλουτωνίτη της Σιθωνίας Χαλκιδικής. *Διατριβή Ειδίκευσης*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Τμήμα Γεωλογίας.

Ρωμανίδης, Γ., Χριστοφίδης, Γ., Κορωνάιος, Α., Pécskay Z. και Σολδάτος, Τ. 2012. Ραδιοχρονολόγηση K/Ar και θερμοχρονομετρία του νοτίου τμήματος του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας (Χαλκιδική, Β. Ελλάδα). «*Επιστημονική Επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας*», 101, 111-118.

Σαπουντζής, Η., Σολδάτος, Κ., Ελευθεριάδης, Γ. και Χριστοφίδης, Γ. 1976. Συμβολή εις την μελέτη του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. II. Πετρογραφία-Πετρογένεση. «*Ann. Geol. Pays. Hellen.*», 28, 98-134.

Σαπουντζής, Η., Σολδάτος, Κ., Χριστοφίδης, Γ. και Ελευθεριάδης, Γ. 1979. Συμβολή εις την μελέτην του πλουτωνίτη της Σιθωνίας. «*Ann. Geol. Pays Hellen.*», 30(1), 421-430.

Τρανός, Μ. 1998. Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της κεντρικής Μακεδονίας και του βόρειου Αιγαίου. *Διδακτορική Διατριβή*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Τμήμα Γεωλογίας.

Χριστοφίδης, Γ. και Ελευθεριάδης, Γ. 1992. Μαγματικό επίδοτο από τους πλουτωνίτες της Σιθωνίας και Ουρανούπολης (Χαλκιδική). «*Ann. Geol. Pays Hellen.*», 35, 389-400.

Χριστοφίδης, Γ. και Σολδάτος, Τ. 2013. «*Οπτική Ορυκτολογία, Στοιχεία Οπτικής Κρυσταλλογραφίας - Πετρογενετικά Ορυκτά*». Εκδόσεις Γιαχούδη.