



ΜΑΡΓΑΡΙΤΑ ΜΕΛΦΟΥ Φοιτήτρια Γεωλογίας (Α.Ε.Μ. 5148)

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΠΟΤΑΣΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΝΑΤΡΙΟΑΣΒΕΣΤΟΥΧΩΝ ΖΩΝΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗΣ ΑΠΟ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΚΑΙ ΛΑΥΡΙΟ)



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ Λαμπινή Παπαδοπούλου Επίκουρη Καθηγήτρια Α.Π.Θ.

ΣΥΝΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Παναγιώτης Βουδούρης Αναπληρωτής Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2018





ΜΑΡΓΑΡΙΤΑ ΜΕΛΦΟΥ

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΠΟΤΑΣΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΝΑΤΡΙΟΑΣΒΕΣΤΟΥΧΩΝ ΖΩΝΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗΣ ΑΠΟ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΚΑΙ ΛΑΥΡΙΟ)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

Επιβλέποντες Καθηγητές

Λαμπινή Παπαδοπούλου, Επίκουρη Καθηγήτρια Α.Π.Θ. Παναγιώτης Βουδούρης, Αναπληρωτής Καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών

© Μαργαρίτα Μέλφου, 2018 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved. © Μαργαρίτα Μέλφου, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας -Κοιτασματολογίας, 2018 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΠΟΤΑΣΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΝΑΤΡΙΟΑΣΒΕΣΤΟΥΧΩΝ ΖΩΝΩΝ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗΣ ΑΠΟ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΜΑΡΩΝΕΙΑ ΚΑΙ ΛΑΥΡΙΟ) – Διπλωματική Εργασία

© Margarita Melfou, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2018 All rights reserved. MINERALOGY OF POTASSIC-SODIC-CALCIC ALTERATION ZONES OF PORPHYRY

SYSTEMS IN GREECE (MARONIA AND LAVRION) - Bachelor Thesis

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

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

Εικόνα Εξωφύλλου:....



Περίληψη	1
Abstract	2
A. ΓΕΝΙΚΑ	4
1. Εισαγωγή	4
2. Πορφυριτικά συστήματα	6
2.1 Γενικά	6
2.2 Ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης πορφυριτικών συστημάτων	12
2.3 Νατριοασβεστούχα ζώνη (sodic-calcic)	19
3. Γεωλογία των γεωτεκτονικών ενοτήτων που ανήκουν η Μαρώνεια και το	Λαύριο21
3.1 Γενικά	21
3.2 Περιροδοπική ζώνη και μάζα της Ροδόπης - Μαρώνεια	21
Β. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	
4. Μέθοδοι έρευνας	
5. Αποτελέσματα	
5.1 Πορφυριτικό σύστημα Μαρώνειας	
5.1.1 Πλαγιόκλαστο	44
5.1.2 Καλιούχος άστριος	49
5.1.3 Βιοτίτης	
5.1.4 Ακτινόλιθος	57
5.2 Πορφυριτικό σύστημα Πλάκας – Λαύριο	60
5.2.1 Πλαγιόκλαστο	
5.2.2 Καλιούχος άστριος	67
5.2.3 Βιοτίτης	70
5.2.4 Πυρόξενος	76
5.2.5 Αλλανίτης	81
5.2.6 Ακτινόλιθος	
5.2.7 Τιτανίτης	
6. Συζήτηση	
6.1 Γενικά	
6.2 Συζήτηση για τα ορυκτολογικά δεδομένα	
6.2.1 Μαρώνεια	
6.2.2 Λαύριο	

Ψηφιακή συλλογή	
"OFOBPASTOS"	
6.3 Σημασία της ποτασσικής – νατριοασβεστούχας ζώνης	86
7. Συμπερασμάτα	87
8. Βιβλιογραφία	

Περίληψη Ορυκτολογία ποτασσικών και νατριοασβεστούχων ζωνών εξαλλοίωσης από πορφυριτικά κοιτάσματα της Ελλάδας (Μαρώνεια και Λαύριο) Μαργαρίτα Μέλφου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ποτασσική και η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση είναι δύο από τις κύριες ζώνες εξαλλοίωσης των πορφυριτικών συστημάτων και σχετίζονται με την παρουσία K και Na-Ca από τα υδροθερμικά ρευστά, αντίστοιχα. Συγκεκριμένα ο υδροθερμικός βιοτίτης και καλιούχος άστριος χαρακτηρίζουν την ποτασσική ζώνη και ο αλβίτης, ο ακτινόλιθος και ο διοψίδιος τη νατριοασβεστούχα. Είναι γεγονός ότι πολλές φορές χωρικά και χρονικά αυτές οι ζώνες αλληλοεπικαλύπτονται. Έτσι προκύπτει μία υβριδική ζώνη, η ποτασσική-νατριοασβεστούχα. Στην παρούσα διπλωματική εργασία μελετήθηκε η ορυκτολογία της ποτασσικής-νατριοσβεστουχας ζώνης δύο πορφυριτικών συστημάτων της Ελλάδας, της Μαρώνειας και της Πλάκας Λαυρίου.

Το πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo-Re-Au της Μαρώνειας σχετίζεται με την διείσδυση ενός πορφυριτικού μικρογρανίτη μέσα στο πλουτωνίτη της Μαρώνειας στην ευρύτερη μάζα της Ροδόπης, ενώ το πορφυριτικό σύστημα του Λαυρίου σχετίζεται με την διείσδυση του πορφυριτικού γρανοδιορίτη της Πλάκας μέσα στο μεταμορφικό σύμπλεγμα της Αττικοκυκλαδικής μάζας. Στην περίπτωση της Μαρώνειας η κύρια παραγένεση της ποτασσικήςνατριοασβεστούχας εξαλλοίωσης είναι χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + μαγνητίτης + πλαγιόκλαστα (αλβίτης – ανδεσίνης – ολιγόκλαστο και λαβραδορίτης) + ακτινόλιθος + πυρόξενος + ασβεστίτης + επίδοτο + αλλανίτης + τιτανίτης. Χαρακτηριστικές είναι οι Α- και Β-τύπου χαλαζιακές φλέβες μέσα στον μικρογρανίτη. Στη Πλάκα Λαυρίου η χαρακτηριστική παραγένεση της ζώνης αυτής είναι χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + πλαγιόκλαστο (ολιγόλαστο-ανδεσίνης) + ακτινόλιθος + κλινοπυρόξενος (διοψίδιος) + αλλανίτης + τιτανίτης + απατίτης. Η εξαλλοίωση αυτή συνδέεται με ένα πυκνό σύπμλεγμα χαλαζιακών φλεβών. Mineralogy of potassic-sodic-calcic alteration zones of porphyry systems in Greece (Maronia and Lavrion) Margarita Melfou

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

The potassic and sodic-calcic alteration are two of the main alteration zones of porphyry deposits. They are associated with addition of K and Na-Ca from the hydrothermal fluids, respectively. More specifically, hydrothermal biotite and K-feldspar characterize the potassic alteration, while hydrothermal albite, actinolite and diopside characterize the sodic-calcic alteration zone. Quite commonly these two alteration zones overlap each other spatially and temporally, and as a result an hybridic potassic-sodic-calcic zone is formed. This diploma thesis deals with the mineralogy of the potassic-sodic-calcic zones of two porphyry deposits in Greece, in Maronia and in Plaka of Lavrion.

The Cu-Mo-Re-Au porphyry system of Maronia is associated with the intrusion of a porphyritic microgranite in the Maronia pluton at the Rhodope massif. The studied alteration is related with A- and B-type veins. The porphyry system of Lavrion is ascosiated with the intrusion of the Plaka granodiorite at the Attico-Cycladic metamporphic core complex. The studied alteration is associated with a dense system of sheeted quartz veins. The main assemblage of the potassic-sodic-calcic alteration in Maronia is quartz + biotite+ K-feldspar + magnetite + plagioclase (albite – andesine – oligoclase and labradorite) + actinolite + pyroxene + calcite + epidote + allanite + titanite. In Plaka of Lavrion the main assemblage of the potassic-sodic-calcic alteration is quartz + biotite + k-Feldspar + plagioclase (oligoclase – andesine) + actinolite + clinopyroxene (diopside) + allanite + titanite + apatite.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

α Γεωλογίας

Τις θερμές μου ευχαριστίες οφείλω επίσης στον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθήνας κ. Παναγιώτη Βουδούρη, για την ευγενή παραχώρηση μέρους των λεπτών-στιλπνών και στιλπνών τομών για την εκπόνηση της μελέτης καθώς και για το ενδιαφέρον, τις υποδείξεις, τα σχόλια και τη συνολική υποστήριξη σε όλα τα στάδια της έρευνας.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πατέρα μου και Επίκουρο Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κ. Βασίλη Μέλφο, για την παραχώρηση μέρος των λεπτών και λεπτών-στιλπνών τομών για την εκπόνηση της μελέτης καθώς και για το ενδιαφέρον, τις υποδείξεις, τα σχόλια και τη συνολική υποστήριξη σε όλα τα στάδια της έρευνας.



Είναι ευρύτερα αποδεκτό ότι ζούμε σε ένα κόσμο ορυκτών. Όλα σχεδόν τα υλικά που χρησιμοποιούμε και τα βιομηχανικά προϊόντα που παράγουμε έχουν ως βάση μέταλλα και βιομηχανικά ορυκτά. Έχει υπολογιστεί ότι κάθε Ευρωπαίος πολίτης κάθε χρόνο χρειάζεται 16 τόνους ορυκτών, με το 70% από αυτά να εισάγεται από τρίτες χώρες (Wellmer and Becker-Platen 2002).

Τα πορφυριτικά κοιτάσματα έχουν διαδραματίσει πολύ σημαντικό ρόλο στην ιστορία, την επιστήμη και την οικονομία των σύγχρονων κοινωνιών, καθώς είναι η πιο σημαντική πηγή Cu ενώ είναι η σχεδόν μοναδική πηγή Mo (Seedorff et al. 2005). Στη σύγχρονη εποχή αναγνωριστήκαν και εξορύχθηκαν από τα μέσα του 19ου αιώνα (Lipson et al. 2014) και έτσι πλέον αποτελούν την πηγή του ενός τετάρτου του Cu, του μισού Mo, του ενός πέμπτου του Au, το περισσότερο Re καθώς και μικρές ποσότητες από άλλα μέταλλα (Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, and Pb). Είναι αξιοσημείωτο ότι σύμφωνα με τον Seeford et al. (2005) η οικονομική επίδραση των πορφυριτικών κοιτασμάτων στην κοινωνία είναι παρόμοια με αυτή των κοιτασμάτων αλουμινίου, ενώ τα μόνα κοιτάσματα που έχουν μεγαλύτερη επίδραση είναι αυτά του σιδήρου και του ατσαλιού. Σύμφωνα με τον Lipson et al. (2014) τα πορφυριτικά κοιτάσματα σταδιακά θα αποτελέσουν την πιο σημαντική πηγή χρυσού στο μέλλον.

Κατά κανόνα, παρουσιάζουν μία σταθερή ζώνωση των εξαλλοιώσεων που συσχετίζονται με την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών και κατ' επέκταση με την ανάπτυξη της μεταλλοφορίας. Η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση είναι η πρώτη που λαμβάνει χώρα, ακολουθημένη από την ποτασσική, κατά την οποία αποτίθεται το μεγαλύτερο ποσοστό του μεταλλικού δυναμικού του υδροθερμικού ρευστού (Sillitoe 2010).

Η μεγάλη σημασία της ποτασσικής εξαλλοίωσης επιβεβαιώνεται από τους Kesler et al. (2002) που αναφέρουν ότι ο χρυσός αποτίθεται κυρίως κατά τη διάρκεια της ποτασσικής εξαλλοίωσης είτε σε εγκλείσματα 5-100μm μέσα στο βορνίτη, είτε γύρω από τις γωνίες του.

Σύμφωνα με τον Sillitoe (2010) τα πορφυριτικά κοιτάσματα που παρουσιάζουν τις μεγαλύτερες περιεκτικότητες παγκόσμια, είναι αυτά που διατηρούν αναλλοίωτες τις πρόωρες φάσεις της δημιουργία τους, δηλαδή τις ποτασσικές και νατριοασβεστούχες παραγενέσεις.

Η συνεχής βελτίωση των μοντέλων των πορφυριτικών κοιτασμάτων κρίνεται σημαντική διότι συμβάλλει τόσο στη πιο εύστοχη κατανόηση των μεταλλογενετικών διεργασιών στον ανώτερο φλοιό όσο και σε πιο επιτυχημένες αποστολές αναζήτησης κοιτασμάτων. Επιπλέον, η μελέτη της νατριοασβεστούχας και της ποτασσικής εξαλλοίωσης σε διάφορα κοιτάσματα

του κόσμου είναι δυνατό να προσφέρει στοιχεία για την απάντηση ερωτημάτων γύρω από τις διεργασίες δημιουργίας των πορφυριτικών κοιτασμάτων όπως είναι αυτή που αναφέρεται από τον Sillitoe (2010), και σχετίζεται με τη ύπαρξη των νατριούχων ζωνών στο κέντρο των συστημάτων, παρόλο που αναλύσεις ρευστών εγκλεισμάτων σε αυτές δείχνουν τη συμβολή ενός εξωτερικού μη μαγματικού ρευστού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα πορφυριτικά κοιτάσματα της Βόρειας Ελλάδας αποτελούν πιθανούς στόχους για μελλοντική αναζήτηση και ίσως εξόρυξη κρίσιμων μετάλλων όπως είναι Sb, Te, Mo, Re, Ga, In, REE and PGE (Melfos and Voudouris, 2012).

Η παρούσα εργασία στοχεύει στην μελέτη της ορυκτολογίας της ποτασσικής εξαλλοίωσης και της νατριοασβεστούχας δύο πορφυριτικών κοιτασμάτων, της Μαρώνειας και της Πλάκας Λαυρίου, των μεταλλογενετικών περιοχών της Ροδόπης και της Ατιικκοκυκλαδικής αντίστοιχα. Η καλύτερη γνώση των ζωνών αυτών έχει ως αποτέλεσμα την βελτίωση των μοντέλων των εξαλλοιώσεων των δύο αυτών κοιτασμάτων.



Τα πορφυριτικά κοιτάσματα αποτελούν μεγάλες γεωχημικές ανωμαλίες του φλοιού της Γης, σε Fe και S, και σε μικρότερο βαθμό Cu \pm Mo \pm Au (Richards and Hamid Mumin, 2013). Σχηματίζονται από την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών μέσα και γύρω από μικρές υποηφαιστειακές διεισδύσεις ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης που αποτελούν την πηγή του μεταλλοφόρου ρευστού (Pettke et al. 2010). Το όνομα τους οφείλεται στον πορφυριτικό ιστό των φλεβών και των μαγματικών διεισδύσεων που σχετίζονται χωρικά και γενετικά με τις μεταλλοφορίες (Holiday and Cooke, 2007). Όπως προαναφέρθηκε τα κύρια μέταλλα τα οποία τα καθιστούν οικονομικά εκμεταλλεύσιμα είναι κυρίως ο Cu και το Mo, ενώ μπορεί επίσης να περιέχουν σε μικρότερες εκμεταλλεύσιμες περιεκτικότητες Au, Ag, Re, Pd, Te, Se, Bi, Zn και Pb (Berger et al. 2008, Silliote, 2010).

Τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα στα οποία συνήθως δημιουργούνται τα πορφυριτικά κοιτάσματα είναι τα συγκλίνοντα περιθώρια και αποτελούν συνήθως γραμμικές ζώνες, μήκους μερικών χιλιομέτρων (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1. Γραμμικές ζώνες πορφυριτικών κοιτασμάτων σε παγκόσμια κλίμακα (Richards, 2013)

Τυπικά σχετίζονται με μαγματισμό ασβεσταλκαλικής σύστασης που δημιουργείται στις ενεργές ζώνες υποβύθισης των λιθοσφαιρικών πλακών, αλλά και σε ενδοτόξιες και

οπισθοτόξιες λεκάνες κάθως και σε περιοχές που έλαβαν χώρα μαγματικά γεγονότα μετά τη σύγκρουση των πλακών (postcollisional magmatism) (Seedorff et al. 2005, Sillitoe, 2010). Από τη βύθιση προκαλείται ανάτηξη της καταδυόμενης πλάκας στη ζώνη Benioff και το μάγμα που δημιουργείται ανέρχεται στον ηπειρωτικό φλοιό προς την επιφάνεια της Γης. Έτσι σχηματίζονται τα εκτεταμένα μαγματικά πετρώματα που είναι η πηγή των πορφυριτικών διεισδύσεων (Σχήμα 2.2).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.2. Υποβύθιση ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από ηπειρωτική και δημιουργία ασβεσταλκαλικού μαγματισμού (Richards 2011).

Σύμφωνα με τον Sillitoe (2010), γεωχρονολογικές και θερμικές έρευνες έδειξαν ότι η διάρκεια μίας υδροθερμικής δραστηριότητας που σχετίζεται με την πλήρη ανάπτυξη ενός πορφυριτικού συστήματος κυμαίνεται συνήθως από 50.000 μέχρι 500.000 χρόνια, αλλά σε πολλά μεγάλα πορφυριτικά κοιτάσματα αυτή μπορεί να φθάσει έως και μερικά εκατομμύρια χρόνια.

Τα πορφυριτικά συστήματα ανήκουν στην κατηγορία των υδροθερμικών κοιτασμάτων, στα οποία τα μεταλλικά ορυκτά, κυρίως οξείδια και σουλφίδια, αποβάλλονται από υδατικά διαλύματα (ρευστά) σε υψηλές θερμοκρασίες. Έτσι τα σουλφιδία και τα οξείδια, όπως είναι ο σιδηροπυρίτης, ο χαλκοπυρίτης, ο μολυβδαινίτης, ο βορνίτης, ο μαγνητίτης, ο εναργίτης κ.ά., εμφανίζονται τόσο με τη μορφή φλεβών και υδροθερμικών λατυποπαγών (breccia) όσο και με τη μορφή διάσπαρτης μεταλλοφορίας μέσα σε μεγάλου όγκου υδροθερμικά εξαλλοιωμένα πετρώματα (έως και 4 km³) (Seedorff et al. 2005, Berher at al. 2008). Το μέγεθος, η περιεκτικότητα και ο τύπος των μεταλλοφοριών επηρεάζεται και από τη σύσταση του πετρώματος που τις φιλοξενεί.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ανάλογα με τα κύρια μέταλλα που περιέχουν, αναγνωρίζονται τα πορφυριτικά κοιτάσματα Au, Cu, Mo, Cu-Mo, Cu-Au-Mo, W και Sn. Οι τύποι αυτοί χωρίζονται με τη σειρά τους σε υποτύπους με βάση άλλα χαρακτηριστικά όπως είναι η χημική σύσταση του πορφύρη (Σχήμα 2.3) και άλλα (Seedorff et al. 2005). Το σχήμα των πορφυριτικών συστημάτων σε κατακόρυφη τομή είναι ημικυκλικό ως ελλειπτικό (Berger et al. 2008).



Σχήμα 2.3. Οι τύποι πορφυριτικών κοιτασμάτων ανάλογα με τη χημική σύσταση της πορφυριτικής διείσδυσης (Bissig and Bouzari, 2014)

Τα βάθη στα οποία σχηματίζονται τα πορφυριτικά κοιτάσματα είναι μικρότερα από 4 km στο φλοιό της γης ενώ είναι εκτεθειμένα σε συνεχείς τεκτονικές και διαβρωτικές διεργασίες (Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010). Τα πορφυριτικά μαγματικά πετρώματα είναι στενά συνδεδεμένα με υποκείμενους πλουτωνίτες που σχηματίζονται σε βάθη από 5 μέχρι 15 χιλιόμετρα. Οι πλουτωνίτες αυτοί αποτελούν την τροφοδοσία του μάγματος και των ρευστών που δημιουργούν τα πορφυριτικά συστήματα. Είναι γεγονός ότι πορφυριτικές διεισδύσεις μπορούν να απέχουν και πάνω από 3 χιλιόμετρα από τους σχετιζόμενους πλουτωνίτες (Sillitoe, 2010) και μπορεί να έχουν τη μορφή σωλήνων (pipes), φλεβών (dikes), συστημάτων φλεβών (stockworks) (Cooke et al. 2014). Σύμφωνα με τους Berger et al. (2008), η αρχική πηγή των μετάλλων είναι ο μανδύας στην περίπτωση των Cu, Au και PGE's και ο φλοιός στην περίπτωση του Mo και Pb.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κατά την κρυστάλλωση του πλουτωνίτη τα συμβατά στοιχεία ενσωματώνονται νωρίς στους φαινοκρυστάλλους (π.χ. το Ca στο πλαγιόκλαστο), ενώ τα ασύμβατα στοιχεία δεν μπορούν εύκολα να ενσωματωθούν στη δομή των κρυστάλλων και έτσι συγκεντρώνονται στα υπολειμματικά ρευστά. Η γεωχημική συμπεριφορά των μετάλλων, δηλαδή αν συμπεριφέρονται ως συμβατά ή ως ασύμβατα, σχετίζεται με τη σύσταση του μάγματος και των ορυκτών που κρυσταλλώνονται όσο και με την οξειδωτική κατάσταση και την περιεκτικότητα σε πτητικά συστατικά του μάγματος. Τα υδροθερμικά αυτά υπολειμματικά ρευστά διαφεύγουν της κρυστάλλωσης κατά την υποηφαιστειακή διείσδυση, και με την πτώση της θερμοκρασίας αποσυμπιέζονται και κυκλοφορούν τόσο μέσα στον πορφύρη όσο και στα γειτονικά πετρώματα δημιουργώντας τις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και τις μεταλλοφορίες. Οι θερμοκρασίες των ρευστών ποικίλουν από υψηλές, >700° C, μέχρι και μικρότερες από 250° C (Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010, Halley et al. 2015).

Η κατεύθυνση προς την οποία διαφεύγουν τα ρευστά είναι κυρίως κάθετα προς τα πάνω, αλλά μπορεί να διαχυθούν και πλευρικά, όταν αναμιγνύονται με τα μετεωρικά ρευστά, και έπειτα συνεχίζουν την κυκλοφορία μέσα στα πετρώματα προς το επιθερμικό περιβάλλον (<2 km) (Halley et al. 2015). Είναι γεγονός ότι τα μαγματικά ρευστά κυριαρχούν στο κέντρο του συστήματος ενώ τα μη μαγματικά στη περιφέρεια αυτού (Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010).

Οι εξαλλοιώσεις και οι μεταλλοφορίες στα πορφυριτικά συστήματα δημιουργούν μία ζώνωση προς τα έξω μέσω συμπλεγμάτων φλεβιδίων και φλεβών. Σύμφωνα με τους Singer et al. (2005), η μέση έκταση στην οποία επιδρούν οι εξαλλοιώσεις μπορεί να φθάσει έως 7 με 8 km² γύρω από την πορφυριτική διείσδυση. Τα μεταλλοφόρα συστήματα και οι εξαλλοιώσεις σχετίζονται με πολλές γενιές πορφυριτικών διεισδύσεων, ενδιάμεσων έως όξινων (Sillitoe 2010, Cooke et al. 2014). Οι κύριες διαδικασίες μέσω των οποίων δημιουργούνται οι υδροθερμικές εξαλλοιώσεις είναι τέσσερις: η προσθήκη πτητικών, η υδρόλυση, η ανταλλαγή αλκαλίων και η προσθήκη πυριτίου (Seedorff et al. 2005).

Οι ζώνες εξαλλοίωσης που σχετίζονται με τη μεταλλοφορία αναπτύσσονται προς τα πάνω με βάση την παρακάτω σειρά: από τη στείρα ζώνη στο κέντρο, στην νατριοασβεστούχα (sodic-calcic) ζώνη που μεταβαίνει στην ποτασσική η οποία συνήθως παρουσιάζει σημαντική ποσότητα μεταλλεύματος, στην σερικιτική-χλωριτική και στη σερικιτική, και





Σχήμα 2.4. Τυπική ανάπτυξη των ζωνών εξαλλοίωσης ενός πορφυριτικού συστήματος (Cooke et al. 2014).

Οι υδροθερμικές εξαλλοιώσεις σχετίζονται με παραγενέσεις που σχηματίζονται σε παρόμοια γεωχημικά περιβάλλοντα και είναι πολύ σημαντικές γιατί παρέχουν πληροφορίες τόσο για τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, όσο και για τη σύσταση των ρευστών στα οποία οφείλεται η δημιουργία του πορφυριτικού συστήματος. Επιπλέον, αποτελούν την πιο διαδεδομένη τεχνική αναζήτησης αυτού του τύπου των κοιτασμάτων (Seedorff et al. 2005).

Οι μεταλλοφορίες σχηματίζονται από τα υδροθερμικά ρευστά που είναι διττής φάσης και περιλαμβάνει μία φάση διαλύματος με υψηλής αλατότητας (brine) και μία κύρια αέρια φάση χαμηλής πυκνότητας (vapor rich). Τα μέταλλα αποτίθενται τόσο μέσα στη διείσδυση όσο και στα γύρω πετρώματα (Holiday and Cooke, 2007). Τα ρευστά παράγονται είτε απευθείας από την τήξη, είτε πιο τυπικά όταν ένα ρευστό που βρίσκεται σε μία υπερκρίσιμη φάση αποσυμπιέζεται και ψύχεται, με αποτέλεσμα να επαναπροσδιορίζεται η διαλυτότητα του. Ως τώρα οι επιστήμονες πίστευαν ότι ο Cu και ο Au μεταφερόταν από χλωρίδια σε ρευστά πολύ υψηλής αλατότητας και υγρής φάσης. Παρόλα αυτά, νέες έρευνες, πειραματικά δεδομένα και έρευνες σε ρευστά εγκλείσματα έδειξαν ότι τα πτητικά που σχετίζονται με το θείο, δηλαδή τα $H_2S \pm SO_2$, είναι οι κύριες ενώσεις στην αέρια φάση που μεταφέρουν τον Cu και τον Au (Sillitoe 2010). Έτσι στο στάδιο σχηματισμού των πορφυριτικών κοιτασμάτων τόσο τα διαλύματα με πολύ υψηλή αλατότητα (brine), όσο και η αέρια φάση συμβάλλουν στην μεταφορά και την απόθεση των μετάλλων. Άλλωστε σύμφωνα με τον Richards (2011) η αέρια φάση διαδραματίζει πολύ σημαντικό ρόλο στα μεγάλου όγκου κοιτάσματα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα ρηχά μαγματικά συστήματα χαρακτηρίζονται από απότομες αλλαγές στη θερμοκρασία και στην πίεση, και επειδή τα ρευστά είναι χαμηλής πυκνότητας και υψηλής συμπιεστότητας, η διαλυτότητα των μεταλλικών ορυκτών ποικίλει ανάλογα με τις παραμέτρους της πίεσης και της θερμοκρασίας (Hurtig and Williams-Jones, 2015). Έτσι στα πορφυριτικά κοιτάσματα η σχέση του βάθους και της θερμοκρασίας (400-350° C) είναι σημαντική γιατί αντιπροσωπεύει την αλλαγή από πλαστικές σε θραυσιγενείς παραμορφωτικές συνθήκες στα πετρώματα που αναπτύσσονται πάνω από το σύστημα, στις οποίες διευκολύνεται η θραύση και η αποσυμπίεση των ρευστών (Richards, 2011). Επίσης, στο θερμοκρασιακό παράθυρο ανάδρομης διαλυτότητας του πυριτίου (550-350° C) ενισχύεται η διαπερατότητα και το πορώδες των πετρωμάτων και γύρω στους 400° C η ποσότητα του SO₂ στο ρευστό αρχίζει να είναι δυσανάλογη σε σχέση με το H₂S και το H₂SO₄, με αποτέλεσμα να αποτίθενται τα σουλφίδια (χαλκοπυρίτης, σιδηροπυρίτης, μολυβδαινίτης και σπάνια βορνίτης). Η τελευταία αντίδραση έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία πολύ όξινων ρευστών, που οδηγούν στην χαρακτηριστική εξέλιξη των ζωνών εξαλλοίωσης (Richards, 2011).

Είναι κοινώς αποδεκτό ότι τα πορφυριτικά κοιτάσματα ελέγχονται από τις τεκτονικές διεργασίες, και σύμφωνα με τον Richards (2003) η γένεση ενός τέτοιου συστήματος δεν μπορεί να μελετηθεί χωρίς τη συσχέτιση με τα τεκτονικά και μαγματικά γεγονότα. Ένα τυπικό τεκτονικό πλαίσιο στο οποίο σχηματίζονται είναι κατά μήκος ζώνες ρηγμάτων όπου ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης επαναδραστηριοποιούνται ως κανονικά ρήγματα και έτσι σταδιακά μεταφέρεται η έκταση με τον σχηματισμό τεκτονικών βυθισμάτων (Berger et al. 2008). Έτσι χαρακτηριστικές τεκτονικές συνθήκες δημιουργίας των πορφυριτικών κοιτασμάτων είναι τα transpression ή transtension περιβάλλοντα (Hurtig and William-Jones, 2015).

Επιπρόσθετα είναι γεγονός ότι τα πορφυριτικά κοιτάσματα σχετίζονται χωρικά, και ίσως γενετικά, με πολλά διαφορετικού τύπου κοιτάσματα, όπως είναι τα επιθερμικά υψηλής, ενδιάμεσης και χαμηλής θείωσης, τα skarn και τα κοιτάσματα αντικατάστασης (Berger et al. 2008) (Σχήμα 2.5).



Σχήμα 2.5. Τυπική δημιουργία πορφυριτικού συστήματος και σχέση με άλλους τύπους κοιτασμάτων (Sillitoe 2010).

Τέλος αξίζει να επισημανθεί ότι σύμφωνα με τον Hedenquist (2016), κάθε πορφυριτικό σύστημα είναι διαφορετικό και εξαρτάται από τα πετρώματα που φιλοξενούν την μεταλλοφορία καθώς και από την χημική σύσταση της διείσδυσης. Παρόλ'αυτά εντοπίζονται έντονες ομοιότητες στις παραγενέσεις των διαφορετικών εξαλλοιώσεων και είναι γεγονός ότι παραγενέσεις χαμηλότερων θερμοκρασιών επικαλύπτουν παραγενέσεις υψηλότερων θερμοκρασιών

2.2 Ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης πορφυριτικών συστημάτων

Η ποτασσική εξαλλοίωση αποτελεί τον πυρήνα των πορφυριτικών συστημάτων (Σχήμα 2.6) με τις υψηλότερες περιεκτικότητες σε μεταλλοφορία. Χαρακτηριστικά αναπτύσσεται στο κέντρο του συστήματος και δημιουργείται από υδροθερμικά ρευστά κυρίως μαγματικής προέλευσης (Seedorff et al. 2005, Silitoe 2010). Ένας μεγάλος αριθμός πορφυριτικών κοιτασμάτων, ειδικά αυτά που έχουν σχηματιστεί σε μεγάλα βάθη και αντίστοιχα έχουν εκτεθεί σε έντονη διάβρωση μέχρι μεγάλα βάθη, όπως είναι το El Abra και το Gaby (Gabriela Mistral) στη Βόρεια Χιλή, αποτελούνται κυρίως από τη ζώνη της ποτασσικής εξαλλοίωσης που σταδιακά εξελίσσεται σε προπυλιτική (Sillitoe 2010).



Σχήμα 2.6. Η θέση της ποτασσικής ζώνης σε ένα πορφυριτικό κοίτασμα (Sillitoe, 2010).

Η ποτασσική εξαλλοίωση δημιουργείται όταν το μάγμα αρχίζει να στερεοπείται και η θερμοκρασία του υδροθερμικού ρευστού υψηλής αλατότητας, είτε μίας υγρής φάσης, είτε δύο φάσεων, (αέρια και υγρή), μειώνεται από τους 700°C στους 550°C. Έτσι δημιουργείται η πρώτη απόθεση μετάλλων μέσα και γύρω από την πορφυριτική διείσδυση (Sillitoe 2010).

Τα κύρια ορυκτά εξαλλοίωσης που σχηματίζονται στον πυρήνα των πορφυριτικών κοιτασμάτων είναι ο βιοτίτης και ο καλιούχος άστριος. Άλλα πιθανά ορυκτά που μπορεί να υπάρχουν σε ποτασσικές ζώνες εξαλλοίωσης είναι ο ακτινόλιθος, το επίδοτο, ο σερικίτης, ο ανδαλουσίτης, ο αλβίτης, ανθρακικά ορυκτά, ο τουρμαλίνης, ο μαγνητίτης, το τοπάζιο και ο χλωρίτης. Είναι επίσης γεγονός ότι τα πυριτικά ορυκτά που συμμετέχουν στις ποτασσικές ζώνες είναι συχνά πλούσια σε Al (Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010).

Η μαγματική κεροστίλβη εξαλλοιώνεται σε βιοτίτη, ο οποίος είναι διάσπαρτος και χαρακτηρίζεται από τυχαία προσανατολισμένους κρυστάλλους που συμφύονται με ρουτίλιο, μαγνητίτη και ανυδρίτη. Ο βιοτίτης μπορεί να εμφανίζεται με τη μορφή φλεβών αλλά και συσσωματωμάτων (Σχήμα 2.7).





Το πλαγιόκλαστο εξαλλοιώνεται σε καλιούχο άστριο με παρουσία ασβεστίτη, φθορίτη και ανυδρίτη. Γενικότερα, ο βιοτίτης είναι το κύριο ορυκτό εξαλλοίωσης στις πιο βασικής σύστασης διεισδύσεις και πετρώματα ξενιστές, ενώ ο καλιούχος άστριος αυξάνεται στα πιο όξινα πετρώματα (γρανοδιορίτης έως χαλαζιακός μονζονίτης). Νατριούχα πλαγιόκλαστα μπορεί να συνοδεύουν τα ορυκτά εξαλλοίωσης και στις δύο περιπτώσεις. Είναι πιθανό στην εξέλιξη του υδροθερμικού συστήματος, ο χαλαζίας και ο καλιούχος και νατριούχος άστριος αυξαντου συντών στις τυπικές ποτασσικές παραγενέσεις (Sillitoe 2010).

Η κύρια θειούχα παραγένεση των πορφυριτικών κοιτασμάτων αποτελείται από σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτη (Sillitoe 2010). Στα περισσότερα πορφυριτικά κοιτάσματα η παραγένεση χαλκοπυρίτης ± βορνίτης περιορίζεται στις ποτασσικές ζώνες, ενώ τα βαθύτερα και κεντρικότερα τμήματα του κοιτάσματος χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες συγκεντρώσεις βορνίτη. Σε ορισμένες τέτοιες περιπτώσεις με βορνίτη, η κατάσταση της θείωσης είναι τόσο χαμηλή που σχηματίζονται ορυκτά σαν τον διγενίτη και τον χαλκοπυρίτη και με την αύξηση των θειούχων ορυκτών να μεταβαίνει σε μία άλω σιδηροπυρίτη, που συνήθως σχετίζεται με την εξωτερική προπυλιτική ζώνη. Ο μαγνητοπυρίτης μπορεί να συνοδεύει τον σιδηροπυρίτη ενώ άλλα μεταλλικά ορυκτά που εμφανίζονται σε ποτασσικές ζώνες είναι ο μολυβδαινίτης, ο σιδηροπυρίτης, ο αρσενοπυρίτης, ο δολφραμίτης, ο σεελίτης, ο ιλμενίτης, ο τιτανίτης και το ρουτίλιο (Seedorff et al. 2005, Sillitoe, 2010).

Η ποτασσική εξαλλοίωση επηρεάζει χρονικά τα νεότερα και πιο εσωτερικά τμήματα ενός πορφυριτικού συστήματος. Επιπλέον, τα μαγματικά λατυποπαγή (breccias) που σχηματίζονται νωρίς είναι πολύ πιθανό να σχετίζονται με την ποτασσική εξαλλοίωση και περιέχουν βιοτίτη, μαγνητίτη και χαλκοπυρίτη (Σχήμα 2.8). Έτσι, η ποτασσική εξαλλοίωση είναι εντονότερη στις παλαιότερες πορφυριτικές φάσεις, ενώ φθίνει προς τις νεότερες αφού επικαλύπτεται από χαρακτηριστικές παραγενέσεις της προπυλιτικής εξαλλοίωσης (Sillitoe 2010). Επίσης μπορεί να επηρεάζει αποκλειστικά τις περιοχές γύρω από τις φλέβες αλλά και να εκτείνεται μέχρι και χιλιόμετρα μακριά (Sillitoe 2010).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.8. Υδροθερμικές εξαλλοιώσεις σε υδροθερμικά λατυποπαγή όπου διακρίνεται η ποτασσική παραγένεση (Sillitoe, 2010)

Η ποτασσική εξαλλοίωση και η σχετιζόμενη μεταλλογένεση αναπτύσσονται κάτω από λιθοστατικές συνθήκες και περιλαμβάνουν εκτεταμένη υδραυλική ρωγμάτωση του όλκιμου πετρώματος με ανάπτυξη υψηλών τάσεων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργούνται εκτεταμένες ζώνες με πλέγματα μικροφλεβιδίων (stockwork veining), μια διαδικασία που μπορεί να αυξήσει τον όγκο του πετρώματος. Σε αυτό το στάδιο το ρευστό που μεταφέρει τα μεταλλικά στοιχεία και το μάγμα συνυπάρχουν, αν και οι διαφορετικές τους πυκνότητες δείχνουν ότι διαχωρίζονται (Sillitoe 2010).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στα αρχικά στάδια σχηματισμού ενός πορφυριτικού κοιτάσματος, το μάγμα βρίσκεται στην κορυφή του μαγματικού θαλάμου. Από το μάγμα διαφεύγουν τα ρευστά που βρίσκονται σε υπερκρίσιμη κατάσταση, έχουν χαμηλή έως μέτρια αλατότητα και είναι πλούσια σε πτητικά συστατικά και μέταλλα. Τα ρευστά αυτά κατά την άνοδο τους και την πτώση της θερμοκρασίας υπόκεινται σε διαχωρισμό δύο διαφορετικών ρευστών που συνυπάρχουν. Το ένα ρευστό αποτελείται από μία υδάτινη φάση σε υγρή μορφή και με πολύ υψηλή αλατότητα, και το άλλο ρευστό αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση, με την αέρια φάση συχνά να επικρατεί. Τα ρευστά αυτά δημιουργούν την ποτασσική εξαλλοίωση και τις μεταλλοφορίες Cu \pm Au χαμηλής θείωσης, μέσω ανταλλαγής αλκαλίων κυρίως (Seedorff et al. 2005, Silliote 2010).

Έτσι από το πρωταρχικό ρευστό της μίας φάσης σχηματίζονται οι σχετικά ασυνήθιστες EDM (Early Dark Micaceous) φλέβες, ενώ μετά από τον διαχωρισμό σε δύο ρευστές φάσεις σχηματίζονται οι πιο συνηθισμένες Α- και Β- τύπου χαλαζιακές φλέβες με σουλφίδια, κοκκώδη χαλαζία (Σχήμα 2.9) (Sillitoe 2010).

Επιπλέον άλλες φλέβες που σχετίζονται με την ποτασσική εξαλλοίωση είναι οι φλέβες που αποτίθενται νωρίς χωρίς χαλαζία και σουλφίδια και περιέχουν ακτινόλιθο, μαγνητίτη (M type) και βιοτίτη (EB type) με καλιούχο άστριο (Sillitoe 2010). Συγκεκριμένα, οι φλέβες πλούσιες σε μαγνητίτη εμφανίζονται κυρίως σε ρηχές διεισδύσεις και σε κοιτάσματα πορφυριτικού χαλκού, με πιθανή παρουσία φλεβιδίων Cu-Fe σουλφιδίων που κόβονται από Α τύπου χαλαζιακές φλέβες (Seedorff et al. 2005).

Επιπλέον σύμφωνα με τον Silliote (2010), οι φλέβες ελέγχουν την άνοδο των ρευστών, με μερικό διαχωρισμό του χαλαζία κατά τη διάρκεια της ψύξης σε θερμοκρασίες <550-400°C και πιέσεις <900 bars, γεγονός που ενισχύει την διαπερατότητα των φλεβών χαλαζία Ατύπου, στο πορώδες των οποίων αποτίθενται σουλφίδια Cu-Fe. Η απόθεση των σουλφιδίων σχετίζεται επίσης και με την ταυτόχρονη ανάπτυξη ρηγμάτων και διακλάσεων.

Γενικότερα οι ποτασσικές ζώνες αποτελούν την κύρια ζώνη εκμετάλλευσης αφού περιέχουν τα υψηλότερα ποσοστά μεταλλοφορίας (Sillitoe 2010). Επιπλέον, ψηλές συγκεντρώσεις Zn, Pb, Ag και Mn ανιχνεύονται στα υπερυψηλής αλατότητας ρευστά εγκλείσματα σε χαλαζιακές φλέβες που έχουν δημιουργηθεί κατά τη διάρκεια της ποτασσικής εξαλλοίωσης (Silliote 2010).



Σχήμα 2.9. Σχέση φλεβών στα πορφυριτικά κοιτάσματα (Sillitoe, 2010)

Στα πλούσια σε Αυ πορφυριτικά κοιτάσματα χαλκού, ο Αυ και ο Cu βρίσκονται κυρίως στην κεντρική ποτασσική ζώνη, αφού αυτά τα δυο στοιχεία συνδέονται στενά. Ο Au εμφανίζεται είτε σε μικρούς κόκκους αυτοφυούς χρυσού είτε σε μικροσκοπικοί κόκκοι μέσα στον βορνίτη και σπανιότερα στον χαλκοπυρίτη. Αντίθετα ο Cu και το Mo διαχωρίζονται με αποτέλεσμα να αποτίθενται σε διαφορετικούς χρόνους.

Είναι γενικά αποδεκτό ότι οι φλέβες που περιέχουν ένα μεγάλο ποσοστό μεταλλοφορίας σχετίζονται αρχικά με φλέβες υψηλής θερμοκρασίας με ζαχαρώδη χαλαζία που έχουν επηρεαστεί από την εξαλλοίωση που δημιουργεί υδροθερμικό βιοτίτη και άστριο (ποτασσική εξαλλοίωση) καθώς και με μέσης θερμοκρασίας φλέβες με σιδηροπυρίτη που σχετίζονται με τη σερικιτική εξαλλοίωση. Είναι γεγονός επίσης ότι η σερικιτική εξαλλοίωση καταστρέφει μερικώς ή ολικώς τις ποτασσικές παραγενέσεις (Sillitoe 2010).

Παρόλα αυτά όταν οι θερμοκρασίες είναι πολύ υψηλές, οι πυρήνες των ποτασσικών ζωνών χαρακτηρίζονται κυρίως από χαλαζία και είναι στείρες. Οι υψηλής θερμοκρασίας ποτασσικές παραγενέσεις σε μεγάλα βάθη είναι τυπικά χωρίς σουλφιδία, ενώ σε μικρού βάθους κοιτάσματα (υπό χαμηλότερες πιέσεις) περιέχουν φλεβίδια μαγνητίτη με λίγο χαλαζία, βιοτίτη και ιλμενίτη. Πιο οξειδωτικές συνθήκες εμφανίζονται στις βαθύτερες ποτασσικές παραγενέσεις σε θερμοκρασίες μεταξύ 500 και 700°C, όπως υποδεικνύεται από τον άφθονο μαγνητίτη, τοπικά αιματίτη και την αντικατάσταση ιλμενίτη και τιτανίτη από ρουτίλιο (Seedorff et al. 2005). Γενικότερα σύμφωνα με το Σχήμα 2.10 η ποτασσική εξαλλοίωση σχετίζεται περισσότερο με ρευστά που έχουν όξινο pH και μικρότερη αναλογία KCl/HCl (σε σχέση με τις άλλες ζώνες εξαλλοίωσης). Το περιβάλλον στην ποτασσική εξαλοίωση σχετίζεται με υψηλές τιμές του λόγου $a_{K+/\alpha}a_{H+}$ και σχετικά μικρές τιμές του λόγου a_{Mg2+/a^2}_{H+} και είναι πιθανόν να περιέχει μόνο καλιούχο άστριο, καλιούχο άστριο και βιοτίτη ή μόνο βιοτίτη. Παρόλα αυτά σε υψηλότερες θερμοκρασίες μπορεί να σχηματιστεί κορδιερίτης και σε χαμηλότερες χλωρίτης ως μέρος της ποτασσικής παραγένεσης (Seedorff et al. 2005).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.10. Διάγραμμα της θερμοκρασίας ενάντι του λόγου KCl/HCl. Η ποτασσική ζώνη σχετίζεται με υψηλές θερμοκρασίες και χαμηλές τιμές του λόγου KCl/HCl. Με Κ συμβολίζεται η ποτασσική ζώνη (Seedorff et al. 2005)

Σύμφωνα με πειράματα των Brimhall et al. (1985) η μετατροπή της μαγματικής κεροστίλβης σε βιοτίτη λαμβάνει χώρα σε ένα εύρος θερμοκρασιών, από τους 300°C μέχρι τους 500°C, ενώ οι λόγοι X_F/X_{OH} και X_{Mg}/X_{Fe} ήταν αυξημένοι. Έτσι στην ποτασσική εξαλλοίωση ενσωματώνονται στον υδροθερμικό βιοτίτη Mg^{2+} , SO_4^{2-} και K^+ , ενώ το ρευστό εμπλουτίζεται σε Fe^{2+} και Ca^{2+} .

Σύμφωνα τον Zacharias (2008) παρατηρήθηκαν διαφορές στην χημική σύσταση μεταξύ μαγματικών και υδροθερμικών ορυκτών στο πορφυριτικό κοίτασμα Petráčkova hora στην (Τσέχικη Δημοκρατία). Το ποσοστό του Βα στον καλιούχο άστριο (μειώνεται από 5-0.8% στους μαγματικούς αστρίους, σε 1.2-0% στους υδροθερμικούς. Οι υδροθερμικοί βιοτίτες παρουσιάζουν μείωση του Τί και αύξηση του λόγου Mg/(Mg+Fe²⁺), παρόλα αυτά δεν είναι

δυνατός ο διαχωρισμός των μαγματικών και τον υδροθερμικών βιοτιτών βασιζόμενοι μόνο στην χημική ανάλυση.

2.3 Νατριοασβεστούχα ζώνη (sodic-calcic)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η νατριοασβεστούχα (sodic-calcic) εξαλλοίωση σχηματίζεται σε σχετικά ψηλές θερμοκρασίες (>350°C) μπορεί να χαρακτηριστεί ως η αντίστροφη της ποτασσικής, γιατί σε αυτή ο καλιούχος άστριος αντικαθίσταται από ολιγόκλαστο και τα μαφικά ορυκτά (πυρόξενος και βιοτίτης) από ακτινόλιθο και τιτανίτη ή καταστρέφονται εντελώς. Η νατριούχα (sodic) εξαλλοίωση χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες θερμοκρασίες και από την παρουσία αλβίτη, χλωρίτη και επιδότου (Seedorff et al. 2005).

Η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση συνήθως περιέχει μαγνητίτη και εντοπίζεται σε ένα μεγάλο ποσοστό των πορφυριτικών κοιτασμάτων, συχνά στη μετάβαση των γειτονικών πετρωμάτων με τις μαγματικές διεισδύσεις, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει στη σύγχυση με την προπυλιτική ζώνη. Σε αυτή την περίπτωση ο διαχωρισμός της με την προπυλιτική εξαλλοίωση βασίζεται στο γεγονός ότι στην στην νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση επικρατεί η αντικατάσταση του καλιούχου άστριου από αλβίτη.

Η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση είναι συνήθως στείρα από σουλφίδια και γενικά από μέταλλα. Σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να φιλοξενεί μεταλλοφορία πλούσια σε Au, ενώ είναι δυνατό να υπάρχουν και παραγένεσεις από μία υβριδική ποτασσική-ασβεστούχα (potassic-calcic) εξαλλοίωση (π.χ. Santo Tomas II, Ridgeway and Cotabambas, southern Peru, Sillitoe, 2010). Χωρικά η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση εντοπίζεται βαθιά στο σύστημα σχηματίζοντας αποφύσεις (fingers) που εκτείνονται μέχρι το μεταλλοφόρο σώμα, ακόμα και κάτω από αυτό, και σχηματίζει δομές με την μορφή καμπάνας κάτω από τη ποτασσική ζώνη (Σχήμα 2.10). Παρόλα αυτά σε πολλά κοιτάσματα αναπτύσσεται στο κέντρο των πορφυριτικών συστημάτων (π.χ. Koloula, Solomon Islands and Island Copper, British Columbia, Canada, Sillitoe, 2010). Επίσης είναι πιθανό σε μια κατακόρυφη τομή να υπάρχει στο κέντρο η νατριούχα εξαλλοίωση, περιτριγυρισμένη από την ποτασσική εξαλλοίωση και ακόμα πιο εξωτερικά να αναπτύσσεται η νατριοασβεστούχα ζώνη (Seedorff et al. 2005).

Η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση σχετίζεται με την αντικατάσταση του αστρίου από όξινα πλαγιόκλαστα, δηλαδή από αλβίτη και ολιγόκλαστο, ενώ τα μαφικά ορυκτά αντικαθίστανται από ακτινόλιθο, χλωρίτη, επίδοτο (ζοισίτη, κλινοζοισίτη και ασβεστίτη), γρανάτη, διοψίδιο και τιτανίτη. Συνήθως σχετίζεται με φλέβες ακτινόλιθου και επιδότου με νατριούχες και ασβεστούχες παραγενέσεις καθώς και με Μ τύπου φλέβες με μαγνητίτη και ακτινόλιθο (Sillitoe 2010). Οι θερμοκρασίες που σχηματίζεται η εξαλλοίωση αυτή είναι >350°C από υψηλής αλατότητας ρευστά, (Seedorf et al. 2005).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.10. Η ανάπτυξη των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων όπου διακρίνεται η ανάπτυξη της νατριούχου-ασβεστούχου (Na(Ca)), της ασβεστούχου (calcic) και της νατριούχου (Na) εξαλλοίωσης σε μορφή καμπάνας κάτω από την ποτασσική-ασβεστιτική (K(Ca)) και την ποτασσική (K-silicate) (Seedorff et al. 2008).

Όπως αναφέρουν οι Seedorf et al. (2005) για να αναγνωρισθεί η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση θα πρέπει να υπάρχουν ενδείξεις από την ορυκτολογική σύσταση που να δείχνουν την μετασωματική προσθήκη νατρίου και ασβεστίου. Γενικά τα ορυκτά που εντοπίζονται σε φλέβες που σχετίζονται με την νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση είναι ο μαγνητίτης, η αμφίβολος και το πλαγιόκλαστο, και είναι σε πολλά συστήματα οι πρώτες χρονικά και υψηλότερης θερμοκρασίας φλέβες. Επίσης φλέβες με ακτινόλιθο σχετίζονται με τη νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση (400-450°C) με ολιγόκλαστο και ακτινόλιθο κάτω και περιφερειακά από την ποτασσική εξαλλοίωση, ενώ φλέβες επιδότου σχηματίζονται σε θερμοκρασίες <400°C με τη παρουσία σιδηροπυρίτη και χαλαζία (Seedorf et al. 2005).

Τέλος σύμφωνα με τους Dold and Fontbote (2001) τα ασβεσταλκαλικά πετρώματα που κυριαρχούν στα πορφυριτικά συστήματα, περιέχουν εκτός από πλαγιόκλαστα και αλκαλικούς αστρίους, δηλαδή καλιούχο άστριο και ο αλβίτη.

Γεωλογία των γεωτεκτονικών ενοτήτων που ανήκουν η Μαρώνεια και το Λαύριο Γενικά

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Ελληνίδες, εντάσσονται στο Αλπικό ορογενές και αποτελούν μέρος της οροσειράς που σχηματίστηκε κατά μήκος του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου ανάμεσα στην Αφρική και την Ευρώπη (Jolivet and Brun 2010, Ring et al. 2010, Jolivet et al. 2013). Κατά τη διάρκεια των μετα-ορογενετικών διαδικασιών μετά το κλείσιμο των ωκεανών του Βαρδάρη και της Πίνδου, η δράση μεγάλης κλίμακας ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment) είχε ως αποτέλεσμα τη ανάδυση μεταμορφικών συμπλεγμάτων στην Ροδόπη και στην Αττικο-κυκλαδική (Jolivet et al. 2013). Η ανάδυση αυτή συνοδεύεται από ταυτόχρονη διείσδυση μαγματικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων στα μεταμορφωμένα πετρώματα κατά το Καινοζωικό, εμπλουτισμένα σε μέταλλα, με αποτέλεσμα τη λειτουργία υδροθερμικών συστημάτων και το σχηματισμό πολλών τύπων μεταλλοφοριών όπως intrusion-related κοιτάσματα, μεταλλοφορίες αντικατάστασης σε ανθρακικά πετρώματα, φλεβικές μεταλλοφορίες σε μεταμορφωμένα πετρώματα καθώς και πορφυριτικά και επιθερμικά κοιτάσματα (Melfos and Voudouris 2017).

Η Ελλάδα λοιπόν περιλαμβάνει πολλές μεταλλοφορίες που σχετίζονται με το κλείσιμο του Δυτικού μέρους της Τηθύος και με την επακόλουθη σύγκρουση του με την Ευρασιατική πλάκα, που ξεκίνησε στο Κρητιδικό και συνεχίζει μέχρι σήμερα (Melfos and Voudouris, 2017). Η υποβύθιση αυτή και η προς τα νότια υποχώρηση της πλάκας κάτω από το χώρο του Αιγαίου, εκδηλώνεται με την μετανάστευση του μαγματισμού προς τα νότια (Fytikas et al. 1984).

Στην παρούσα διπλωματική εργασία θα αναπτυχθούν η Περιροδοπική ζώνη σε σχέση με την μάζα της Ροδόπης, καθώς και η Αττικο-Κυκλαδική μάζα, όπου ανήκουν τα πορφυριτικά συστήματα της Μαρώνειας και της Πλάκας Λαυρίου αντίστοιχα.

3.2 Περιροδοπική ζώνη και μάζα της Ροδόπης - Μαρώνεια

Η ευρύτερη περιοχή της Μαρώνειας χαρακτηρίζεται από μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης που βρίσκονται στην Ροδόπη (Kydoankis et al. 2015), μέσα στα οποία διεισδύουν πλουτωνικά και υποηφαιστειακά πετρώματα (Melfos et al. 2002). Σε στενή σχέση με την Περιροδοπική ζώνη στη περιοχή της Θράκης βρίσκεται το Νότιο Μεταμορφικό Σύμπλεγμα της Ροδόπης (Southern Rhodope Core Complex, SRCC).

Η Περιροδοπική ζώνη ξεκινάει γεωγραφικά στη περιοχή της Μακεδονίας στην Βόρεια Ελλάδα και από την χερσόνησο της Σιθωνίας στην Χαλκιδική κάμπτεται προς τα ανατολικά στο Βόρειο Αιγαίο και εμφανίζεται στην περιοχή της Θράκης. Χαρακτηρίζεται από χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα Τριαδικά και Ιουρασικά ιζήματα και ηφαιστειακά ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα που βρίσκονται γύρω και επάνω στα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα των μαζών της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης, στη Βόρεια Ελλάδα (Magganas 1991, Meinhold and Kostopoulos 2013).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το τμήμα της Περιροδοπικής ζώνης που βρίσκεται στην περιοχή της Θράκης (Σχήμα 3.1) αποτελείται από την ενότητα Μάκρης και την ενότητα Δρυμού-Μελίας. Η ενότητα Μάκρης περιέχει μεταϊζηματογενή πετρώματα στα κατώτερα τμήματα και μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα στα ανώτερα στρώματα, που έχουν μεταμορφωθεί στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Η ενότητα Δρυμού-Μελίας αποτελείται από μεταηφαιστειακά και μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μέσα στα οποία συμπεριλαμβάνονται και οι οφιόλιθοι του Έβρου (Magganas et al. 2002, Bonev et al. 2015). Σύμφωνα με τους Meinhold and Kostopoulos (2013) η ενότητα της Μάκρης αποτελεί ένα τεκτονικό melange, μεταμορφωμένο σε υψηλής πίεσης πρασινοσχιστολιθική φάση.



Σχήμα 3.1. Συνοπτική λιθοστρωματογραφία της Περιροδοπικής ζώνης στη Θράκη (Magganas et al. 2002).

Σύμφωνα με του Bonev and Stampfli (2011) η παραμόρφωση στην Περιροδοπική ζώνη της Θράκης σχετίζεται με δύο κύρια τεκτονικά γεγονότα. Αρχικά κατά το Άνω Ιουρασικό η ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ του τόξου Ροδόπης-Έβρου και της ηπειρωτικής Ροδόπης είχε ως αποτέλεσμα την πάχυνση του φλοιού, ενώ αργότερα κατά το Μέσο Ηώκαινο το κλείσιμο του ωκεανού του Βαρδάρη είχε ως αποτέλεσμα την Τριτογενή έκταση μέχρι την ολοκλήρωση της σύγκρουσης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από τα 65 έως τα 53 εκατομμύρια χρόνια άρχισε η κατάρρευση του ορογενούς με αποτέλεσμα την αρχή της δράσης των εκτατικών τάσεων και τη δημιουργία ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults) (Σχήμα 3.2) (Bonev et al. 2006, Brun and Sokoutis 2007, Burg 2012, Bonev et al. 2015, Kydonakis et al. 2015).



Σχήμα 3.2. Τα εκτατικά γεγονότα με το σχηματισμό ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults) λόγω της κατάρρευσης του ορογενούς (Bonev et al. 2015).

Στη περίπτωση της έκτασης του Αιγαίου τα μεταμορφικά συμπλέγματα των Κυκλάδων και του SRCC αναπτύχθηκαν πίσω και μπροστά αντίστοιχα από την ζώνη υποβύθισης του ωκεανού του Βαρδάρη (Vardar Suture Zone), μετά το τέλος της σύγκρουσης των ηπειρωτικών τμημάτων. Τα μεταμορφικά συμπλέγματα αναδύθηκαν κατά τη διάρκεια οπισθοτόξεων εκτάσεων λόγω του roll-back της υποβυθιζόμενης πλάκας στο πίσω μέρος της σφήνας του μανδύα (Σχήμα 3.3) (Kydonakis et al. 2015).



Σχήμα 3.3. Γεωτεκτονικό μοντέλο της υποβύθισης της ωκεάνιας πλάκας κάτω από την ηπειρωτική και την ανάδυση των μεταμορφικών συμπλεγμάτων που σχετίζονται με το rollback της υποβυθιζόμενης πλάκας (Kydonakis et al. 2015).

Έτσι οι θερμικές και μηχανικές συνθήκες που επικράτησαν κατά την ανάπτυξη των μεταμορφικών συμπλεγμάτων σχετίζονται με την ηπειρωτική σύγκρουση σε συνδυασμό με την υποβύθιση. Άλλωστε η νεότερη ηλικία της υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης που έχει καταγραφεί είναι τα 42 My, η οποία και σηματοδοτεί το τέλος της δράσης των ρηγμάτων επώθησης (thrust) (Brun and Sokoutis 2007).

Η Περιροδοπική ζώνη και το SRCC συνδέονται με θερμικά γεγονότα που συνέβησαν μετά την σύγκλιση και σχετίζονται με μαγματική δραστηριότητα (Σχήμα 3.4). Πιθανές αιτίες για αυτόν τον μαγματισμό είναι το roll-back της βυθιζόμενης πλάκας, η κατάρρευση του ορογενούς, η λέπτυνση της λιθόσφαιρας, η αποκόλληση τμημάτων του φλοιού και της λιθόσφαιρας, καθώς και η διάρρηξη της λιθοσφαιρικής πλάκας (Pe-Piper et al. 1998, Ersoy and Palmer 2013). Σίγουρα όμως το μάγμα διείσδυσε σε ρηχά βάθη μέσω των detachment faults, δημιουργώντας πετρώματα βασικής έως όξινης σύστασης και ασβεσταλκαλικά και σωσσονιτικά πλουτωνικά, υποηφαιστεικά και ηφαιστειακά πετρώματα.



Σχήμα 3.4. Τα πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα του SRCC και της Περιροδοπικής ζώνης στη Θράκη (Christofides et al. 2004).

Αυτός ο Τριτογενής μαγματισμός είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μεταλλοφοριών που σχετίζονται με τα υδροθερμικά ρευστά που κυκλοφόρησαν (Melfos et al. 2002, 2008, Voudouris et al. 2009, 2011, 2013a, Melfos and Voudouris 2016, 2017).

Οι Bertrand et al. (2014) θεωρούν ότι ο Τριτογενής μαγματισμός στην Ροδόπη έλαβε χώρα σε δύο γεωτεκτονικά στάδια. Το πρώτο στάδιο χαρακτηρίζεται από μια σύγκλιση μεγάλης κλίμακας η οποία είχε ως αποτέλεσμα την τήξη του μεγαλύτερου ποσοστού του μανδύα που δημιούργησε μαγματικά σώματα που διείσδυσαν στη λιθόσφαιρα. Το δεύτερο στάδιο αποτελείται από μια έντονη μείωση του ρυθμού σύγκλισης (Blundell et al. 2005), η οποία μπορεί να συνδέεται με την μείωση της ταχύτητας υποβύθισης της πλάκας ή/και με την οπισθοχώρηση της τάφρου, γεγονότα τα οποία είχαν ως αποτέλεσμα τα ανώτερα τμήματα της πλάκας να κυριαρχούνται από εκτατικές δυνάμεις και έτσι διευκολύνθηκε η άνοδος του μάγματος μέσα στον φλοιό (Σχήμα 3.5).

Στην Ροδόπη φιλοξενούνται πολλές μεταλλοφορίες Pb-Zn-Ag και Cu-Au-Ag μέσα σε υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα, σε ιζηματογενή πετρώματα ηπειρωτικής προέλευσης και σε πυριγενή πετρώματα (Σχήμα 3.6). Οι μεταλλοφορίες που εντοπίζονται είναι κυρίως πορφυριτικές Cu-Mo-Au καθώς και επιθερμικές Cu-Au-Ag που σχηματίστηκαν σε περιβάλλον που επηρεάστηκε από θερμικά γεγονότα μετά τη σύγκρουση και μετά την υποβύθιση (Σχήμα 3.7) (Marchev et al. 2005, Melfos and Voudouris 2017, Menant et al. 2018).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.5. Ο μαγματισμός που σχετίζεται με την συμπίεση και στη συνέχεια με την έκταση (Bertrand et al. 2014).

Σύμφωνα με τον Richards (2011) πολλές πορφυριτικές και επιθερμικές μεταλλοφορίες που σχετίζονται με το μαγματισμό που ακολούθησε μετά την υποβύθιση στη ζώνη της Νεοτηθύος, χαρακτηρίζονται από εμπλουτισμό σε Au και Te (και PGE). Αυτός ο εμπλουτισμός ίσως αντανακλά την «επανάτηξη» μικρών ποσοτήτων από σουλφίδια που έμειναν βαθειά στη λιθόσφαιρα από το μαγματισμό του τόξου. Έτσι ο προηγούμενος μαγματισμός του τόξου μπορεί να είναι υπεύθυνος για τον εμπλουτισμό σε Re και άλλων ευκίνητων στοιχείων όπως είναι το Te, Pb, As, Sb, Cu, Au και στοιχεία της ομάδας του παλλαδίου, μέσα στη σφήνα του μανδύα, πιθανώς λόγω της απελευθέρωσης των ρευστών από την υποδυόμενη πλάκα και τα σχετιζόμενα ιζήματα (Marchev et al. 2005, Voudouris 2006, Voudouris et al. 2009, 2013a).

Τελικά σύμφωνα με τους Voudouris et al. (2009, 2013b) μία ισχυρή μετασωμάτωση μέσα στη σφήνα του μανδύα δημιουργεί τον μαγματισμό στην Βόρεια Ελλάδα (Pe-Piper et al. 1998, Ersoy and Palmer 2013). Η διεργασία αυτή είναι πιθανόν υπεύθυνη για τον εμπλουτισμό των μαγματικών πετρωμάτων σε Re και Te και στα σχετιζόμενα μαγματικάυδροθερμικά μεταλλογενετικά συστήματα. Έτσι η μερική τήξη ενός προηγούμενου μετασωματικού μανδυακού υλικού δημιουργήθηκε από την τοπική άνοδο του ασθενοσφαιρικού μανδύα και μπορεί να είναι η αιτία του εμπλουτισμού των προαναφερθέντων μετάλλων (Voudouris 2006, Voudouris et al. 2013b).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.6. Μεταλλογενετικός χάρτης της ανατολικής Ροδόπης (Melfos and Voudouris 2012).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"		
Retrograde metamorphism (cooling below 350°C) of gneiss-migmatite domes:		References
Biala reka - Kechros dome (39.66 ± 0.47 to 39.28 ± 0.24 Ma)	+1	2 and 12
Kesebir-Kardamos dome (38.13 ± 0.36 to 36.90 ± 0.36 Ma)	+ +	1 and 12
Sedimentary rock-hosted gold epithermal prospects:		
Stremtsi (37.55 ± 0.44 Ma)	+	13
Rosino (36.46 ± 0.26 Ma)	+	1
Ada Tepe (35.36 ± 0.21 to 34.71 ± 0.16 Ma)	++	9 and 12
Iran Tepe volcanism (34.62 ± 0.46 to 32.97 ± 0.23 Ma)	+ +	11 and 12
Volcanic rock-hosted base metal ± Au ± Ag epithermal prospects (northern part of Eastern Rhodopes, Bulgaria):		
Spahievo: early porphyry (32.82 ± 1.06 to 32.61 ± 0.32 Ma) and late epithermal events (32.13 ± 0.20 to 32.10 ± 0.1 Ma)	<u>+</u> +	15
Madjarovo (32.09 ± 0.21 to 31.12 ± 0.35 Ma)	++	6
Zvezdel (31.93 ± 0.32 to 31.13 ± 0.06 Ma)	+1	10
Rhyolitic dikes, Kesebir-Kardamos dome (31.82 ± 0.20 to 31.27 ± 0.16 Ma)	++	7 and 9
Volcanic rock-hosted Cu - Au epithermal prospects (southern part of Eastern Rhodopes, Greece):		
Sappes-Kassiteres: early porphyry (32.0 ± 0.5 Ma) and late epithermal events (31.9 ± 0.6 to 31.2 ± 0.4 Ma)	* +	14
Thrace magmatism (K-Ar and Rb-Sr dating):		
Kirki-Esimi (31.8 ± 0.6* to 21.92 ± 0.99**)	→ 21.92±0.99	3 and 4
Loutros-Fere-Dadia** (33.40 ± 1.55 to 19.60 ± 0.86 Ma)	19.60 ± 0.86	3
Petrota** (29.89 ± 1.15 to 27.20 ± 1.17 Ma)		3
Maronia* (29.3 ± 0.9 to 28.9 ± 0.9 Ma)	<u></u> 本	4
Metamorphic rock-hosted lead-zinc replacement and vein deposits of the Central Rhodopes		
Madan (31.55 ± 0.46 to 29.95 ± 0.23 Ma)	+ +	5
Laki (29.36 ± 0.34 to 29.19 ± 0.44 Ma)	4	5
Alkaline basaltic dikes ** (27.9 ± 0.8 to 26.1 ± 1.7 Ma)	-+	8
	40 35 30 2	5
	Age (Ma)	

Σχήμα 3.7. Ηλικίες μαγματικών γεγονότων και μεταλλοφοριών στην μάζα της Ροδόπης και στην Περιροδοπική ζώνη (Moritz et al. 2010).

Η Μαρώνεια ανήκει στην ενότητα Μάκρης της Περιροδοπικής ζώνης, αποτελείται από μεταμορφωμένα Μεσοζωικά πετρώματα και χαρακτηρίζεται από τη παρουσία μαρμάρων και σχιστολίθων (Σχήμα 3.8). Η ενότητα της Μάκρης βρίσκεται τεκτονικά επωθημένη πάνω στο κρυσταλλικό υπόβαθρο της Μάζας της Ροδόπης (Papadopoulos 1982). Χωρίζεται στην κατώτερη μεταϊζηματογενή σειρά και την ανώτερη μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά. Η κατώτερη σειρά αποτελείται κυρίως από μετακροκαλοπαγή, μεταγραουβάκες, μεταχαλαζίτες, μάρμαρα και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, ενώ η ανώτερη από πρασινοσχιστόλιθους, χλωριτικούς, ταλκικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους καθώς και χαλαζίτες (Cheliotis 1986, Magganas 1988, Melfos et al. 2002).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη





Το γεωτεκτονικό περιβάλλον με το οποίο σχετίζεται η δημιουργία της, είναι ιζηματογένεση σε παθητικό περιθώριο στο Κάτω Ιουρασικό (Σχήμα 3.9) (Meinhold et al. 2010).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.9. Γεωτεκτονικό περιβάλλον απόθεσης της ενότητας της Μάκρης της Περιροδοπικής ζώνης με την χαρακτηριστική ιζηματογένεση παθητικού περιθωρίου (Meinhold et al. 2010)

Τεκτονικές μελέτες αποδεικνύουν ότι η ενότητα της Μάκρης αρχικά επηρεάστηκε από συμπιεστικές τάσεις και συγκεκριμένα από B ως BΔ επωθήσεις (von Braun 1993, Meinhold et al. 2010). Σε αυτή την άποψη προσθέτουν οι Bonev and Stampfli (2003) ότι οι Μεσοζωικοί σχιστόλιθοι της Ανατολικής Περιροδοπικής στη Βουλγαρία, επηρεάστηκαν από ένα επωθητικό γεγονός, που θα μπορούσε να σχετίζεται με την παραμόρφωση σε ένα περιβάλλον υποβύθισης (accretion). Έτσι φαίνεται ότι η ενότητα της Μάκρης μαζί με τους οφιόλιθους του Έβρου επωθήθηκαν επάνω στη Ροδόπη κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού. Αργότερα όλα τα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης μαζί με το Καινοζωικό (Meinhold et al. 2010).

Μέσα στα μάρμαρα και τους πρασινοσχιστόλιθους της Περιροδοπικής ζώνης διείσδυσε κατά το Ολιγόκαινο ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας κατά μήκος ενός ρήγματος αποκόλλησης (detachment) (Papadopoulou et al. 2004, Melfos and Voudouris 2017). Κατά θέσεις ο πλουτωνίτης αυτός είναι μυλωνιτιωμένος (Papadopoulou et al. 2004). Ο πλουτωνίτης στα ανατολικά και βορειοανατολικά διεισδύει μέσα σε μεταμορφωμένα πετρώματα όπως φυλλίτες, πρασινοσχιστόλιθους και γνεύσιους, ενώ στα βόρεια και δυτικά διεισδύει μέσα στα μάρμαρα της ενότητας της Μάκρης (Σχήμα 3.10).


Σχήμα 3.10. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας (Papadopoulou et al. 2005)

Η σύσταση του ποικίλει και σύμφωνα με τους Papadopoulou (2003), Papadopoulou et al. (2001, 2004, 2005), αποτελείται από γάββρο, μονζογάββρο, χαλαζιακό μονζογάββρο, μονζονίτη και χαλαζιακό μονζονίτη ενώ η ηλικία του είναι από 29.8±1.3 έως 28.4±0.9 Ma με βάση γεωχρονολογήσεις Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιοτίτη (Kyriakopoulos 1987), Rb-Sr σε βιοτίτη (Del Moro et al. 1988), fission tracks σε απατίτη (Biggazi et al. 1989), Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιοτίτη (Papadopoulou 2003) και U-Pb σε ζιρκόνια (Perkins et al. 2018).

3.3 Αττικο-κυκλαδική μάζα - Λαύριο

Η περιοχή του Λαυρίου ανήκει στην Αττικο-κυκλαδική ζώνη των Ελληνίδων του Αλπικού ορογενούς στο ηπειρωτικό περιθώριο του Νότιου Αιγαίου, στο χώρο όπου η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική. Η Αττικο-κυκλαδική ζώνη χαρακτηρίζεται από μεταμορφωμένα πετρώματα ετερογενούς σύστασης και από πολυφασική τεκτονική και μεταμορφική ιστορία, χαρακτηριστική των εσωτερικών ζωνών των ορογενών (Jolivet and Brun 2010, Jolivet et al. 2013, Brun et al. 2016). Οι δύο κύριες ενότητες της Αττικο-κυκλαδικής είναι η Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα και η Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (Σχήμα 3.11) (Papanikolaou 1987, Broecker et al. 2004, Forster and Lister 2005).



Σχήμα 3.11. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Αττικο-κυκλαδικής ζώνης πάνω στον οποίο απεικονίζονται τα Δυτικό Ρήγμα Αποκόλλησης των Κυκλάδων και το Βόρειο Ρήγμα Αποκόλλησης των Κυκλάδων (Scheffer et al. 2016)

Η Κατώτερη τεκτονική ενότητα αποτελείται από ένα κρυσταλλικό υπόβαθρο, προ-Αλπικής ηλικίας και από μεταμορφωμένα πετρώματα Μεσοζωικής ηλικίας. Η Ανώτερη τεκτονική ενότητα αποτελείται τόσο από μη μεταμορφωμένα πετρώματα ηλικίας Περμίου-Μεσοζωικού όσο και από μεταμορφωμένα πετρώματα στη πρασινοσχιστολιθική φάση καθώς και σε μέσες πιέσεις και υψηλές θερμοκρασίες. Επιπλέον στην ενότητα αυτή εμφανίζονται οφιόλιθοι.

Τα τρία κύρια μεταμορφικά επεισόδια που επηρέασαν την Αττικο-κυκλαδική ζώνη είναι αυτό του Ηωκαίνου (~42 Ma) υψηλής πίεσης και γλαυκοφανιτικού βαθμού μεταμόρφωσης, αυτό του Ολιγοκαίνου - Μειοκαίνου (~20-25 Ma) τοπικής μεταμόρφωσης και αυτό του Μειοκαίνου (8-10 Ma) μεταμόρφωσης επαφής που σχετίζεται με τη διείσδυση των πλουτωνιτών (Broecker et al. 2004, Forster and Lister 2005, Spry et al. 2014).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η περιοχή του Λαυρίου αποτελείται από υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) μεταμορφωμένα πετρώματα που χωρίζονται σε δύο ενότητες, στην κατώτερη ενότητα Καμάριζας (Basal unit) και στην ανώτερη ενότητα των κυανοσχιστόλιθων του Λαυρίου (Σχήμα 3.12). Αυτές καλύπτονται από μη μεταμορφωμένες ακολουθίες που ανήκουν στην Πελαγονική ζώνη (Ring et al. 2010, Jolivet et al. 2013; Scheffer et al. 2016). Η Κατώτερη τεκτονική ενότητα στο Λαύριο περιλαμβάνει τη Κατώτερη σειρά μαρμάρων, τους σχιστολίθους Καισαριανής και την Ανώτερη σειρά μαρμάρων. Στη στρωματογραφική στήλη τα πετρώματα αυτά βρίσκονται σε επαφή με κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού. Πάνω σε αυτή τη τεκτονική ενότητα επωθήθηκε κατά το Άνω Κρητιδικό η Ενδιάμεση τεκτονική ενότητα, ένα φυλλιτικό nappe της πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Η Ανώτερη Τεκτονική ενότητα του Λαυρίου συνίζει και οφειολιθικά πετρώματα.

Τα πολυάριθμα ρήγματα αποκόλλησης (detachment) συνδέονται με την κατάρρευση των Ελληνίδων και την ανάδυση μεταμορφικών συμπλεγμάτων όπως το Αττικοκυλαδικό Μεταμορφικό Σύμπλεγμα (Attico-Cycladic Metamorphic Complex, ACMC) (Scheffer et al. 2017). Η εκτατική αυτή παραμόρφωση στη περιοχή του νοτίου Αιγαίου κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου συνοδεύθηκε από διεισδύσεις γραντικών και μονζονιτικών μαγμάτων στον ανώτερο φλοιό. Τα μαγματικά πετρώματα ανήκουν στους Ι τύπου πλουτωνίτες με χαρακτηριστική σύσταση υψηλού καλίου, και η γένεσή τους οφείλεται στη μίξη ενός βασικού μάγματος που προήλθε από το μανδύα με ένα ηπειρωτικής προέλευσης όξινο μάγμα. (Altherr and Siebel, 2002, Skarpelis et al. 2007).

Η οπισθοτόξια έκταση κατά το Μειόκαινο εκφράζεται στη περιοχή του Λαυρίου με το Δυτικό Ρήγμα Αποκόλλησης των Κυκλάδων (West Cycladic Detachment System), το οποίο λειτούργησε σε όλκιμες μέχρι θραυσιγενείς συνθήκες. Το ρήγμα αυτό σχετίζεται με δύο αναδύσεις, μία στο Μέσο Μειόκαινο (16-12 Ma) και μία στο Άνω Μειόκαινο (6-9 Ma). Το νεότερο σχετίζεται και με τον σχηματισμό της μεταλλοφορίας στο Λαύριο (Melfos and Voudouris, 2017) και τα γεγονότα αυτά συνοδεύθηκαν με μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης, σε πρασινοσχιστολιθικές και αμφιβολιτικές φάσεις μεταμόρφωσης.



Σχήμα 3.12. Γεωλογικός χάρτης περιοχής Λαυρίου όπου φαίνεται η θέση του ρήγματος αποκόλλησης σύμφωνα με τους Scheffer et al. (2015).

Στη διάρκεια του Μειοκαίινου το εκτατικό καθεστώς του Αιγαίου είχε ως αποτέλεσμα τη διείσδυση μαγματικών πετρωμάτων στον ανώτερο φλοιό, όπως είναι ο γρανοδιορίτης της Πλάκας (Σχήμα 3.16) που διεισδύει στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα (Voudouris et al. 2008a). Εντούτοις σύμφωνα με αερομαγνητικά δεδομένα από τους Marino and Makri (1975) και Tsokas et al. (1998) δείχνουν ότι σε μεγάλο βάθος υπάρχει ένας εκτεταμένος βαθύλιθος με γρανιτικές-γρανοδιοριτικές αποφύσεις που φαίνονται στην επιφάνεια όπως αυτές στην Πλάκα, στον Λόφο Μιχάλη και στο Κάτω Σούνιο (Σχήμα 3.12).

Η μαγματική δραστηριότητα στο Λαύριο χρονολογείται μεταξύ 9.4±0.3 και 8.34±0.3 Ma (U-Pb σε ζιρκόνια, Skarpelis et al. 2008, Liati et al. 2009). Αντίστοιχα η μεταλλοφορία θεωρείται λίγο νεότερη και χρονολογείται από 7.9±0.6 έως 7.1±0.6 Ma (U-Th/He θερμοχρονολόγηση του γρανοδιορίτη της Πλάκας, Berger et al. 2013).

Σύμφωνα με τους Pe-Piper and Piper (2002), Skarpelis et al. (2008), Bonsall et al. (2011) και Berger et al. (2013) τα μαγματικά πετρώματα στο Λαύριο είναι υπεραργιλικά έως μεταργιλικά και ταξινομούνται στους γρανίτες Ι και S τύπου.

Η μεταλλευτική περιοχή του Λαυρίου καλύπτει μία έκταση περίπου 150 km², βρίσκεται 50 χιλιόμετρα νοτιοανατολικά της Αθήνας στην Αττική και είναι γνωστή για την αρχαία εκμετάλλευση του πλούσιου σε μόλυβδο και άργυρο μεταλλεύματος. Τα πρώτα μεταλλεία λειτουργούσαν στην περιοχή κατά τους προϊστορικούς χρόνους στην Καμαρίζα, με το μεγαλύτερο μέρος της εντατικής περιόδου εξόρυξης να λαμβάνει χώρα κατά την Κλασική περίοδο (6^{ος} έως 4^{ος} αι. π.Χ.) (Κονοφάγος, 1980). Σύμφωνα με τους αρχαίους συγγραφείς (π.χ. Αισχύλος, Ηρόδοτος, Ξενοφών, Στράβωνας), τα μεταλλεία του Λαυρίου συνέβαλαν σημαντικά στην ηγεμονία της αρχαίας Αθήνας. Μετά την πτώση της Αθήνας, τα μεταλλεία σταμάτησαν να λειτουργούν έως τον 19^ο αιώνα που ξανάνοιξαν. Η εκμετάλλευση των μεταλλευμάτων συνεχίστηκε μέχρι τη δεκαετία του 1970, όταν εγκαταλείφθηκαν ξανά οι επιχειρήσεις εκμετάλλευσης των μεταλλείων,

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην περιοχή του Λαυρίου εντοπίστηκαν πέντε διαφορετικοί τύποι μεταλλοφοριών, όπως πορφυριτικού τύπου, λατυποπαγούς (breccia) τύπου μεταμόρφωσης επαφής (skarn), μετασωμάτωσης Pb-Zn σε ανθρακικά πετρώματα και φλεβικού τύπου (Voudouris 2005, Voudouris et al. 2008a, b, Bonsall et al. 2011). Οι μεταλλοφορίες αυτές είναι εμπλουτισμένες σε μόλυβδο, ψευδάργυρο, άργυρο και χρυσό. Η εκτεταμένη οξείδωση και ανακατανομή των στοιχείων του πρωτογενούς μεταλλεύματος οδήγησε στον σχηματισμό μίας εκτεταμένης ζώνης δευτερογενών ορυκτών στην ζώνη οξείδωσης και εμπλουτισμού (Marinos and Petrascheck, 1956, Voudouris et al. 2008a, b, Zaimis, 2010).

Τα ισότοπα οξυγόνου έδειξαν ότι τα μαγματικά ρευστά σχετίζονται με τη μεταφορά και την απόθεση των μετάλλων. Οι Voudouris et al. (2008a, 2008b) και Bonsall et al. (2011) ισχυρίζονται ότι η μαγματική εμπλοκή συνδέεται με την διείσδυση είτε του γρανοδιοριτη της Πλάκας είτε των όξινων και βασικών φλεβών που διεισδύουν στο μεταμορφικό σύμπλεγμα κατά τη διάρκεια της δραστηριοποίησης του ρήγματος αποκόλλησης κατά το Μειόκαινο. Δεδομένα ρευστών εγκλεισμάτων και ισοτόπων αποδεικνύουν ότι τα μαγματικά ρευστά στη συνέχεια αναμίχτηκαν με μετεωρικό ή/και θαλασσινό νερό (Scheffer et al. 2017).

Σχετικά με την προέλευση των μετάλλων οι Scheffer et al. (2017) προτείνουν ότι οι πολυφασικές μεταλλοφορίες Pb-Zn-Fe-Cu-Ag της περιοχής του Λαυρίου σχετίζονται ίσως με τη συγκέντρωση των μετάλλων στα προϋπάρχοντα στρώματα πριν από τη υποβύθιση. Στη συνέχεια η δραστηριοποίηση μικρής γωνίας ζωνών διάτμησης, που λειτούργησαν από όλκιμες μέχρι θραυσιγενείς συνθήκες, είχε ως αποτέλεσμα την επανακινητοποίηση των μεταλλοφοριών αυτών και την απόθεση τους (Scheffer et al. 2017).

Η επανακινητοποίηση των προϋπαρχόντων μεταλλοφοριών σχετίζεται με τη δραστηριοποίηση μικρής γωνίας ρηγμάτων αποκόλλησης, με τη διείσδυση του γρανοδιορίτη

της Πλάκας, καθώς και με τη μείξη των μαγματικών και των μετεωρικών ρευστών που οδήγησαν στη δημιουργία των διαφόρων τύπων μεταλλοφοριών (Σχήμα 3.13) (Scheffer et al. 2017).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το πορφυριτικό σύστημα σχηματίστηκε πολύ κοντά χρονικά με τη μεταλλοφορία αντικατάστασης στα ανθρακικά πετρώματα, καθώς από την ερμηνεία των ρευστών εγκλεισμάτων φαίνεται ότι πολύ γρήγορα οι λιθοστατικές συνθήκες άλλαξαν σε υδροστατικές. Μια ερμηνεία που προτάθηκε για αυτή την εξέλιξη είναι η γρήγορη αποσυμπίεση ενός υπερσυμπιεσμένου υδροθερμικού συστήματος. Επίσης αυτό το πορφυριτικό σύστημα συνδέεται πιθανώς με το skarn σύστημα (Bonsall et a. 2011).



Σχήμα 3.13 Η διαφυγή των υδροθερμικών ρευστών από τον γρανοδιορίτη είχαν ως αποτέλεσμα την απόθεση του πορφυριτικού συστήματος και της μεταλλοφορίας μετασωμάτωσης, σε συνθήκες από όλκκιμες μέχρι θραυσιγενής (Scheffer et al. 2017)

Έτσι το μοντέλο γένεσης που προτάθηκε από τους Bonsall et al. (2011) εμπεριέχει τη δημιουργία ενός πορφυριτικού συστήματος από ένα ζεστό, μαγματικό, υψηλής αλατότητας ρευστό που εμφανίζει σημάδια βρασμού που στη συνέχεια αναμίχτηκε με ένα ψυχρότερο, μικρότερης αλατότητας ρευστό με αποτέλεσμα να σχηματιστούν οι μεταλλοφορίες αντικατάστασης και οι φλέβες. Το ψυχρότερο ρευστό είναι πιθανό να περιέχει ένα μεγάλο ποσοστό μετεωρικού ρευστού.

Β. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ4. Μέθοδοι έρευνας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Από την περιοχή της Μαρώνειας κατασκευάστηκαν 3 λεπτές-στιλπνές τομές στο ΙΓΜΕ της Αθήνας, από δείγματα της ποτασσικής-νατριοασβεστούχας ζώνης εξαλλοίωσης στον πορφυρυτικό μικρογρανίτη που συλλάχθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας. Επιπλέον μελετήθηκαν 26 λεπτές τομές και 6 λεπτές-στιλπνές τομές από παλαιότερη έρευνα του Επίκουρου Καθηγητή Βασίλη Μέλφου στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας. Από την περιοχή του Λαυρίου μελετήθηκαν 9 λεπτές-στιλπνές τομές και 3 στιλπνές τομές που παραχωρήθηκαν από τον Αναπληρωτή Καθηγητή Παναγιώτη Βουδούρη του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Η εργαστηριακή έρευνα περιελάμβανε την μικροσκοπική και ορυκτοχημική μελέτη των ορυκτών εξαλλοίωσης και των μεταλλικών που εντοπίστηκαν. Συνολικά μελετήθηκαν 44 δείγματα στο πολωτικό μικροσκόπιο δειρχόμενου φωτός και 12 δείγματα στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η μελέτη έγινε σε οπτικό μικροσκόπιο τύπου τύπου Leitz Laborlux 11 Pol S.

Για τον προσδιορισμό της χημικής σύστασης των ορυκτών εξαλλοίωσης έγινε χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (Scanning Electron Microscope, S.E.M.) τύπου JEOL JSM-840A συνδεδεμένο με φασματόμετρο ενεργειακής διασποράς (Energy Dispersive Spectrometer, E.D.S.) τύπου OXFORD INCA 300, στο εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ. Η παρατήρηση των ορυκτών στο SEM έγινε με τη βοήθεια εικόνας οπισθοανακλώμενων ηλεκτρονίων (back scattering image). Ως πρότυπο χρησιμοποιήθηκε δείγμα καθαρού Co. Οι συνθήκες ανάλυσης ήταν οι παρακάτω: τάση λειτουργίας: 20 kV, ρεύμα δέσμης: 0.4 mA, χρόνος ανάλυσης: 80 sec, διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων: ~ 1 μm.

Τα δείγματα για να αναλυθούν πρέπει να έχουν τέλεια αγωγιμότητα και για αυτό επικαλύπτονται με άνθρακα. Η επικάλυψη γίνεται με εξάχνωση σε συνθήκες κενού ενός αγώγιμου υλικού, δηλαδή του άνθρακα, από μία διάταξη βολταϊκού τόξου. Το πάχος της επικάλυψης με άνθρακα δεν πρέπει να ξεπερνά τα 200 Å, ώστε να επιτευχθεί η ιδανική αγωγιμότητα, χωρίς όμως να επηρεαστεί η ευαισθησία του οργάνου. Η επανθράκωση έγινε με JEOL-4X εξαχνωτή κενού.



Στο νότιο όριο του πλουτωνίτη της Μαρώνειας διεισδύει ένας πορφυριτικός μικρογρανίτης που συνδέεται με το πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo-Re-Au της Μαρώνειας στον λόφο Κτίσματα (Μαλ Τεπέ) (Σχήμα 5.1) (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Ο μικρογρανίτης καλύπτει μια έκταση 0,26 km² (Σχήμα 5.2). Σύμφωνα με τους Melfos and Voudouris (2017) και τα σχόλια του Matias Sanchez (2013) ο πορφυριτικός μικρογρανίτης της Μαρώνειας διείσδυσε στο κάτω τέμαχος (footwall) ενός ρήγματος αποκόλλησης (detachement fault), το οποίο σχετίζεται με την ανάδυση των μεταμορφικών συμπλεγμάτων στην Ροδόπη. Έτσι οι τρεις ζώνες ρηγμάτων που αναφέρονται στους Melfos et al. (2002) και σχετίζονται με την τοποθέτηση του μικρογρανίτη (διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ, ΒΑ-ΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ) είναι πολύ πιθανό να αποτελούν supra-detachment ρήγματα.

Ένα από αυτά τα ρήγματα, στο ΝΑ τμήμα του πορφυριτικού συστήματος (Σχήμα 5.2), με διεύθυνση BBΔ-NNA έχει δημιουργήσει μία εκτεταμένη ζώνη διάτμησης (shear zone) που έχει επηρεάσει τόσο τον πλουτωνίτη όσο και τον πορφυριτικό μικρογρανίτη, δημιουργώντας και στα δύο πετρώματα και ειδικά στον πλουτωνίτη μία έντονη πλαστική παραμόρφωση. Το ρήγμα αυτό (Σχήμα 5.2) προφανώς ελέγχει την τοποθέτηση του μικρογρανίτη καθώς και την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών στα οποία οφείλεται η δημιουργία της ποτασικής-νατριοασβεστούχας ζώνης εξαλλοίωσης με τον σχηματισμό υδροθερμικού βιοτίτη και ακτονόλιθου, καθώς και η ανάπτυξη χαλαζιακών φλεβών (Σχήμα 5.4).



38





Σχήμα 5.2. Γεωλογικός χάρτης του πορφυριτικού συστήματος της Μαρώνειας (από Melfos et al. (2002), με τροποποιήσεις με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας).

Επιπλέον λόγω της έντονης κυκλοφορίας των υδροθερμικών ρευστών μέσα από αυτήν την ζώνη διάτμησης διείσδυσαν περιφερειακά του μικρογρανίτη στο νοτιοανατολικό του όριο πολλές μικρογρανιτικές και απλιτικές φλέβες μέσα στον πλουτωνίτη της Μαρώνειας (Melfos et al. 2002).

Τα κύρια ορυκτά του μικρογρανίτη που έχουν τη μορφή φαινοκρυστάλλων είναι ο χαλαζίας, ο καλιούχος άστριος και το πλαγιόκλαστο. Οι φαινοκρύσταλλοι αυτοί βρίσκονται μέσα σε μία λεπτόκοκκη μάζα από χαλαζία, καλιούχο άστριου και πλαγιοκλάστο. Επίσης σε ίχνη εντοπίζεται ζιρκόνιο (Melfos et al. 2002).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα σουλφίδια του πορφυριτικού συστήματος της Μαρώνειας είναι ο σιδηροπυρίτης, ο χαλκοπυρίτης, ο κουβανίτης, ο μαγνητοπυρίτης, ο πετλανδίτης, ο μολυβδαινίτης, ο σφαλερίτης, ο γαληνίτης και ο βισμουθινίτης. Επιπλέον αναγνωρίσθηκαν θειοάλατα όπως ο τετραεδρίτης, ο τενναντίτης, ο ζινκενίτης, ο χαλκοσιβίτης, ο φαματινίτης, ο βουρνονίτης και ο βουλανζερίτης ενώ από οξείδια κυριαρχεί ο μαγνητίτης (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Η παρουσία ορυκτών όπως ο φαματινίτης, ο τενναντίτης και ο πυροφυλλίτης δείχνουν ότι η πορφυριτική μεταλλοφορία της Μαρώνειας έχει επικαλυφθεί από ένα επιθερμικό στάδιο υψηλής θείωσης που στη συνέχεια διαβρώθηκε (Melfos et al. 2002, Melfos and Voudouris 2017).

Σε επιφανειακά δείγματα οι χημικές αναλύσεις έδειξαν περιεκτικότητες έως και 7600 ppm Mo, 5460 ppm Cu και 1 ppm Au (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Επίσης από μικροαναλύσεις διαπιστώθηκε ότι ο μολυβδαινίτης έχει εξαιρετικά υψηλά ποσοστά Re μέχρι και 2.88% (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002, Voudouris et al. 2013a).

Οι Μέλφος (1995) και Melfos et al. (2002) αναγνώρισαν στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας τρεις κύριες ζώνες εξαλλοίωσης, την αργιλική, την φυλλιτική και την προπυλιτική, όλες επηρεασμένες από πυριτίωση. Στην παρούσα διπλωματική εργασία θα αναπτυχθεί η παρουσία δύο ακόμη εξαλλοιώσεων, της ποτασσικής και της νατριοούχουασβεστούχου ζώνης που δεν έχουν αναφερθεί και αναγνωριστεί πιο πριν (Σχήμα 5.3).

Στην Μαρώνεια, η ποτασσική ζώνη χαρακτηρίζεται από την παραγένεση χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος (ορθόκλαστο) + πλαγιόκλαστο (αλβίτης) + μαγνητίτης + τιτανίτης + απατίτης, ενώ η νατριοασβεστούχος ζώνη από χαλαζία + ακτινόλιθο + πλαγιόκλαστο (αλβίτης – ολιγόκλαστο – ανδεσίνης - λαβραδόριο) + μαγνητίτης + πυρόξενος + ασβεστίτης + ακτινόλιθος + επίδοτο-αλλανίτης + τιτανίτης. Εντούτοις παρατηρείται μία επικάλυψη αυτώ των δύο εξαλλοιώσεων με αποτέλεσμα να μην είναι διακριτές σαν ξεχωριστές ζώνες.

Και οι δύο εξαλλοιώσεις σχετίζονται με την παρουσία της ζώνης διάτμησης τόσο μέσα στον πλουτωνίτη όσο και στον πορφυριτικό μικρογρανίτη και εντοπίζονται μαζί. Στην περίπτωση αυτή φαίνονται μακροσκοπικά ο υδροθερμικός βιοτίτης και ο υδροθερμικός ακτινόλιθος (Σχήμα 5.4, 5.7), ενώ τον μικρογρανίτη τον διαπερνούν Α και Β τύπου χαλαζιακές φλέβες (Σχήμα 5.5). Επιπλέον η ποτασσική ζώνη αναπτύσσεται μόνο στον μικρογρανίτη, περιορισμένα στο νοτιοδυτικό του όριο και πιο εκτεταμένα στον νοτιοανατολικό όριο όπου συνδέεται με την παρουσία Α και Β τύπου χαλαζιακές φλέβες (Σχήμα 5.6, 5.8). Σε αυτήν την περίπτωση ο υδροθερμικός βιοτίτης διακρίνεται και μακροσκοπικά ενώ είναι εμφανής η επικάλυψη της ποτασσικής εξαλλοίωσης από την σερικιτική με την δημιουργία σερικίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 5.3. Χάρτης με τις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις του πορφυριτικού συστήματος της Μαρώνειας, από Melfos et al. (2002), με τροποποιήσεις με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας.



Σχήμα 5.4. Στην εικόνα φαίνεται ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας που έχει υποστεί έντονη πλαστική παραμορφωση επηρεασμένος από την ζώνη διάτμησης (shear) και την ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη. Τον πλουτωνίτη τον διαπερνούν χαλαζιακές φλέβες που σχετίζονται με την ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη (MAP 95/2), καθώς και φλέβες του πορφυριτικού μικρογανίτη παράλληλα με την σχιστότητα.



Σχήμα 5.5. Χαλαζιακές φλέβες με υδροθερμικό βιοτίτη και μαγνητίτη που διεσδύουν στον πλουτωνίτη της Μαρώνειας και σχετίζονται με την ανάπτυξη της ποτασσικής ζώνης (MAP 172/2)



Σχήμα 5.6. Α και Β τύπου χαλαζιακές φλέβες στείρες από μεταλλοφορία, που διεισδύουν μέσα στον πορφυριτικό μικρογρανίτη που έχει υποστεί πλαστική παραμόρφωση λόγω του ρήγματος διάτμησης.



Σχήμα 5.7. Υδροθερμικός βιοτίτης σε χαλαζία που σχετίζεται με την ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης στο ΝΔ όριο του πορφυριτικού μικρογρανίτη.



Σχήμα 5.8 Α και Β τύπου χαλαζιακές φλέβες στείρες από μεταλλοφορία, που διεισδύουν μέσα στον πορφυριτικό μικρογρανίτη που έχει υποστεί πλαστική παραμόρφωση λόγω του ρήγματος διάτμησης, και σχετίζονται με την ανάπτυξη της ποτασσικής εξαλλοίωσης.

Παρακάτω θα αναπτυχθεί η παρουσία των ορυκτών εξαλλοίωσης στις δύο αυτές ζώνες, την ποτασσική και τη νατριοούχο-ασβεστούχο ζώνη και η χηιμική τους σύσταση όπως προέκυψε από τις μικροανλύσεις.

5.1.1 Πλαγιόκλαστο

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα υδροθερμικά πλαγιόκλαστα στον μικρογρανίτη της Μαρώνειας εμφανίζονται κυρίως με τη μορφή φλεβών. Επίσης όπως και στον γρανοδιορίτη της Πλάκας, βρίσκονται στα περιθώρια των μαγματικών πλαγιοκλάστων, και αναπτύσσονται πάνω από αυτά (overgrowth). Με βάση τις μικροαναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το Na₂O κυμαίνεται από 3,34% έως 10,67%, κατά μέσο όρο 6,04% (Πίνακας 5.1). Επίσης το CaO κυμαίνεται από 1,58% έως 13,79%, κατά μέσο όρο 9,27% και το BaO από 0% έως 0,79%, κατά μέσο όρο 0,29%. Στον πίνακα 5.2 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των υδροθερμικών πλαγιοκλάστων από την Μαρώνεια

Πίνακας 5.1. Συνοπτική χημική σύσταση των υδροθερμικών πλαγιοκλάστων της Μαρώνειας, μικροαναλύσεις στο SEM. Min: ελάχιστο, max: μέγιστο, avg: μέσος όρος.

	min	max	avg
SiO ₂	57.04	62.00	59.73
Al ₂ O ₃	22.91	27.23	25.05
FeO	0.01	1.26	0.44
CaO	5.38	9.35	6.98
Na₂O	6.32	8.38	7.48
K₂O	0.03	0.46	0.23
BaO	0.06	1.75	0.43
Total	99.16	100.39	100.05
Structu	Iral formu	ıla (8 O)	
Si	2.55	2.75	2.67
AI	1.21	1.44	1.32
Fe ³⁺	0.00	0.05	0.01
Ті	0.00	0.00	0.00
Z	4.00	4.00	4.00
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.45	0.33
Na	0.55	0.73	0.65
Κ	0.00	0.03	0.01
Ва	0.00	0.03	0.00
Х	1.00	1.00	1.00
Or (K)	0.00	2.64	1.20
Ab (Na)	54.93	73.21	64.91
An (Ca+Mn+Mg)	25.80	44.88	33.46
Cn (Ba)	0.00	3.10	0.43



Πίνακας 5.2. Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τα υδροθερμικά πλαγιόκλαστα στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας.

Sample							MA	8B						
-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	55.89	57.24	55.86	54.22	52.58	52.38	54.00	56.18	56.98	56.95	56.78	52.95	52.01	57.02
Al ₂ O ₃	27.77	26.97	27.35	28.30	30.01	30.28	28.90	27.72	27.15	27.29	26.95	29.71	30.19	26.93
FeO	0.45	0.28	0.43	0.28	0.61	bdl	0.50	0.22	0.34	bdl	0.63	bdl	0.10	0.49
CaO	10.02	9.07	9.45	10.77	12.70	12.95	11.65	9.99	9.26	9.42	9.33	12.24	12.65	9.24
Na₂O	5.67	6.28	5.80	5.14	4.28	3.97	4.82	5.65	6.08	5.87	5.95	4.33	4.19	6.27
K₂O	0.43	0.28	0.34	0.27	0.12	0.29	0.14	0.48	0.47	0.56	0.49	0.21	bdl	0.18
BaO	bdl	0.08	0.69	0.18	bdl	bdl	0.17	bdl	0.11	0.17	0.06	0.64	0.38	bdl
Total	100.23	100.18	99.92	99.16	100.31	99.87	100.18	100.24	100.39	100.26	100.19	100.09	99.52	100.14
					Stru	ctural fo	rmula (8	0)						
Si	2.513	2.565	2.527	2.470	2.379	2.378	2.440	2.523	2.553	2.554	2.550	2.405	2.374	2.558
Al	1.472	1.424	1.458	1.520	1.600	1.620	1.539	1.467	1.434	1.443	1.427	1.591	1.624	1.423
Fe ³⁺	0.017	0.010	0.016	0.011	0.023	0.000	0.019	0.008	0.013	0.000	0.024	0.000	0.004	0.019
Z	4.001	4.000	4.001	4.001	4.002	3.999	3.998	3.999	4.000	3.997	4.001	3.996	4.001	3.999
Ca	0.483	0.435	0.458	0.526	0.616	0.630	0.564	0.481	0.445	0.453	0.449	0.596	0.619	0.444
Na	0.494	0.545	0.509	0.454	0.375	0.349	0.422	0.492	0.528	0.510	0.519	0.381	0.371	0.545
K	0.025	0.016	0.020	0.015	0.007	0.017	0.008	0.028	0.027	0.032	0.028	0.012	0.000	0.010
Ва	0.000	0.001	0.012	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.003	0.001	0.011	0.007	0.000
X	1.001	0.998	0.999	0.999	0.998	0.996	0.998	1.000	1.002	0.998	0.996	1.001	0.996	1.000
Or (K)	2.5	1.6	2.0	1.5	0.7	1.7	0.8	2.8	2.7	3.2	2.8	1.2	0.0	1.0
Ab (Na)	49.3	54.7	50.9	45.5	37.6	35.1	42.4	49.2	52.7	51.1	52.0	38.1	37.2	54.5
An (Ca+Mn+Mg)	48.2	43.6	45.8	52.7	61.7	63.3	56.6	48.1	44.4	45.3	45.1	59.5	62.1	44.4
Cn (Ba)	0.0	0.1	1.2	0.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2	0.3	0.1	1.1	0.7	0.0



Πίνακας 5.2. (συνέχεια).

Sample							MA	8B						
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	56.32	57.09	50.65	54.24	54.65	52.54	53.41	54.82	55.96	55.93	53.53	55.20	57.46	52.79
Al ₂ O ₃	27.29	27.21	30.79	29.02	27.83	29.80	29.66	28.44	27.77	27.43	29.26	28.15	26.70	30.01
FeO	0.01	0.00	0.24	0.14	0.47	0.25	bdl	0.30	0.33	0.32	0.15	0.30	0.43	0.30
CaO	9.40	9.30	13.79	11.68	10.64	12.62	12.24	10.92	10.19	9.62	11.72	10.61	8.69	12.55
Na ₂ O	5.90	6.09	3.34	4.78	5.07	4.30	4.28	5.28	5.60	5.81	4.61	5.22	6.42	4.27
K ₂ O	0.35	0.43	0.20	0.32	0.41	0.07	0.51	0.16	0.37	0.24	0.21	0.43	0.45	0.29
BaO	0.44	bdl	0.67	bdl	0.50	0.02	bdl	0.07	bdl	0.65	0.51	0.09	bdl	bdl
Total	99.71	100.12	99.69	100.19	99.57	99.62	100.10	100.00	100.23	100.01	99.99	100.01	100.16	100.21
					Stru	ctural fo	ormula (8	0)						
Si	2.544	2.560	2.323	2.447	2.486	2.390	2.416	2.474	2.515	2.526	2.428	2.491	2.576	2.389
AI	1.453	1.438	1.664	1.543	1.492	1.598	1.581	1.513	1.471	1.460	1.565	1.497	1.410	1.601
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.009	0.005	0.018	0.010	0.000	0.011	0.012	0.012	0.006	0.011	0.016	0.011
Z	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	4.002	4.001
Са	3.998	3.997	3.996	3.996	3.996	3.998	3.997	3.999	3.998	3.999	3.999	3.999	0.417	0.608
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.558	0.375
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.017
Ва	0.455	0.447	0.678	0.565	0.519	0.615	0.593	0.528	0.491	0.466	0.570	0.513	0.000	0.000
Χ	0.517	0.530	0.297	0.418	0.447	0.380	0.376	0.462	0.488	0.509	0.406	0.457	1.001	1.000
Or (K)	2.0	2.5	1.2	1.9	2.4	0.4	2.9	0.9	2.1	1.4	1.2	2.5	2.6	1.7
Ab (Na)	51.7	52.9	29.8	41.7	44.8	38.0	37.6	46.2	48.8	50.9	40.7	45.8	55.7	37.5
An (Ca+Mn+Mg)	45.5	44.6	67.9	56.4	52.0	61.6	59.4	52.8	49.0	46.6	57.2	51.5	41.7	60.8
Cn (Ba)	0.8	0.0	1.2	0.0	0.9	0.0	0.0	0.1	0.0	1.1	0.9	0.2	0.0	0.0



Πίνακας 5.2. (συνέχεια).

Sample							MA	8B							
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	53.79	52.45	61.92	57.55	56.44	57.57	52.81	53.05	52.88	52.23	54.86	54.08	53.20	53.83	62.01
	29.05	29.59	23.41	26.52	27.64	26.43	30.00	29.01	29.43	30.27	27.78	28.63	29.05	28.81	23.60
FeO	0.15	0.57	0.10	0.52	bdl	0.26	0.23	0.63	0.24	0.23	0.61	0.37	0.65	0.28	bdl
CaO	11.85	12.43	4.85	8.57	9.81	8.72	12.71	11.61	12.19	13.20	10.17	11.34	11.71	11.36	5.22
Na₂O	4.60	4.08	8.48	6.50	5.81	6.09	4.30	4.48	4.18	3.81	5.47	4.85	4.48	4.80	8.37
K₂O	0.24	0.55	0.41	0.41	0.27	0.77	0.15	0.42	0.52	0.38	0.32	0.34	0.59	0.46	0.39
BaO	0.15	0.06	0.67	bdl	0.18	0.24	bdl	0.56	0.22	bdl	0.36	bdl	bdl	bdl	0.23
Total	99.82	99.73	99.83	100.07	100.15	100.09	100.18	99.78	99.66	100.13	99.58	99.61	99.68	99.54	99.82
					Stru	uctural fo	rmula (8 C	D)							
Si	2.438	2.390	2.763	2.581	2.535	2.587	2.389	2.419	2.409	2.369	2.491	2.454	2.420	2.446	2.759
AI	1.552	1.589	1.231	1.402	1.463	1.400	1.600	1.559	1.580	1.619	1.487	1.531	1.558	1.543	1.237
Fe ³⁺	0.006	0.022	0.004	0.020	0.000	0.010	0.009	0.024	0.009	0.009	0.023	0.014	0.025	0.011	0.000
Ζ	3.996	4.001	3.998	4.002	3.998	3.997	3.998	4.002	3.998	3.997	4.002	3.999	4.003	4.000	3.997
Ca	0.576	0.607	0.232	0.412	0.472	0.420	0.616	0.567	0.595	0.642	0.495	0.551	0.571	0.553	0.249
Na	0.404	0.361	0.734	0.565	0.506	0.531	0.377	0.396	0.369	0.335	0.482	0.427	0.396	0.423	0.722
K	0.014	0.032	0.023	0.024	0.015	0.044	0.009	0.025	0.030	0.022	0.019	0.020	0.034	0.026	0.022
Ва	0.003	0.001	0.012	0.000	0.003	0.004	0.000	0.010	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.004
Χ	0.996	1.000	1.001	1.001	0.996	0.999	1.002	0.998	0.998	0.999	1.002	0.998	1.000	1.002	0.997
Or (K)	1.4	3.2	2.3	2.4	1.6	4.4	0.9	2.5	3.0	2.2	1.9	2.0	3.4	2.6	2.2
Ab (Na)	40.6	36.1	73.3	56.5	50.8	53.1	37.6	39.7	36.9	33.6	48.1	42.8	39.5	42.2	72.4
An (Ca+Mn+Mg)	57.8	60.7	23.2	41.1	47.4	42.0	61.5	56.8	59.6	64.2	49.4	55.2	57.1	55.2	25.0
Cn (Ba)	0.3	0.1	1.2	0.0	0.3	0.4	0.0	1.0	0.4	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.4



Πίνακας 5.2. (συνέχεια).

Sample	MA 11															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53.79	52.45	61.92	57.55	56.44	57.57	52.81	53.05	52.88	52.23	54.86	54.08	53.20	53.83	62.01	63.15
Al ₂ O ₃	29.05	29.59	23.41	26.52	27.64	26.43	30.00	29.01	29.43	30.27	27.78	28.63	29.05	28.81	23.60	23.18
FeO	0.15	0.57	0.10	0.52	bdl	0.26	0.23	0.63	0.24	0.23	0.61	0.37	0.65	0.28	bdl	0.08
CaO	11.85	12.43	4.85	8.57	9.81	8.72	12.71	11.61	12.19	13.20	10.17	11.34	11.71	11.36	5.22	4.36
Na₂O	4.60	4.08	8.48	6.50	5.81	6.09	4.30	4.48	4.18	3.81	5.47	4.85	4.48	4.80	8.37	9.03
K₂O	0.24	0.55	0.41	0.41	0.27	0.77	0.15	0.42	0.52	0.38	0.32	0.34	0.59	0.46	0.39	0.34
BaO	0.15	0.06	0.67	bdl	0.18	0.24	bdl	0.56	0.22	bdl	0.36	bdl	bdl	bdl	0.23	bdl
Total	99.82	99.73	99.83	100.07	100.15	100.09	100.18	99.78	99.66	100.13	99.58	99.61	99.68	99.54	99.82	100.14
					Stru	ctural for	mula (8 0)								
Si	2.438	2.390	2.763	2.581	2.535	2.587	2.389	2.419	2.409	2.369	2.491	2.454	2.420	2.446	2.759	2.791
Al	1.552	1.589	1.231	1.402	1.463	1.400	1.600	1.559	1.580	1.619	1.487	1.531	1.558	1.543	1.237	1.207
Fe ³⁺	0.006	0.022	0.004	0.020	0.000	0.010	0.009	0.024	0.009	0.009	0.023	0.014	0.025	0.011	0.000	0.003
Z	3.996	4.001	3.998	4.002	3.998	3.997	3.998	4.002	3.998	3.997	4.002	3.999	4.003	4.000	3.997	4.001
Ca	0.576	0.607	0.232	0.412	0.472	0.420	0.616	0.567	0.595	0.642	0.495	0.551	0.571	0.553	0.249	0.207
Na	0.404	0.361	0.734	0.565	0.506	0.531	0.377	0.396	0.369	0.335	0.482	0.427	0.396	0.423	0.722	0.774
К	0.014	0.032	0.023	0.024	0.015	0.044	0.009	0.025	0.030	0.022	0.019	0.020	0.034	0.026	0.022	0.019
Ва	0.003	0.001	0.012	0.000	0.003	0.004	0.000	0.010	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Χ	0.996	1.000	1.001	1.001	0.996	0.999	1.002	0.998	0.998	0.999	1.002	0.998	1.000	1.002	0.997	0.999
Or (K)	1.4	3.2	2.3	2.4	1.6	4.4	0.9	2.5	3.0	2.2	1.9	2.0	3.4	2.6	2.2	1.9
Ab (Na)	40.6	36.1	73.3	56.5	50.8	53.1	37.6	39.7	36.9	33.6	48.1	42.8	39.5	42.2	72.4	77.4
An (Ca+Mn+Mg)	57.8	60.7	23.2	41.1	47.4	42.0	61.5	56.8	59.6	64.2	49.4	55.2	57.1	55.2	25.0	20.7
Cn (Ba)	0.3	0.1	1.2	0.0	0.3	0.4	0.0	1.0	0.4	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.9 η προβολή των υδροθερμικών πλαγιοκλάστων της Μαρώνειας και τα ποσοστά αλβίτη και ανορθίτη παρουσίαζουν μεγάλη διακύμανση. Έτσι αναγνωρίζονται πλαγιόκλαστα σύστασης αλβίτη, ολιγοκλαστου, ανδεσίνη, λαβραδορίτη και βυτβωνίτη και συγκερκιμένα τα ποσοστά του αλβίτη κυμαίνονται από 29,75% μέχρι 91,08%. Οι ποτασσικές και νατριοασβεστούχες ζώνες χαρακτηρίζονται κυρίως από όξινα πλαγιόκλαστα.



Σχήμα 5.9. Ονοματολογία υδροθερμικών αστρίων του πορφυριτικού συστήματος της Μαρώνειας

5.1.2 Καλιούχος άστριος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι υδροθερμικοί καλιούχοι άστριοι βρίσκονται και χαρακτηρίζουν την ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης. Στην Μαρώνεια συνήθως αναπτύσσονται στην περιφέρεια μαγματικών αστρίων ή μέσα σε φλέβες με βιοτίτη. Έτσι είναι γεγονός ότι συνοδεύονται από υδροθερμικό βιοτίτη και υδροθερμικά πλαγιόκλαστα. Με βάση τις μικροαναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το Na₂O κυμαίνεται από 0,23% έως 2,10%, κατά μέσο όρο 1%. και το BaO από 0% έως 3,13%, κατά μέσο όρο 1,89% (Πίνακα 5.3). Στον πίνακα 5.3 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των υδροθερμικών καλιούχων αστρίων από την Μαρώνεια.

Πίνακας 5.3 Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς Κ-αστρίους στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας.

Sample		MA 8B			MA 11				
	1	2	3	1	2	3	min	max	avg
SiO ₂	62.44	62.81	63.04	64.83	64.85	62.65	62.44	64.85	63.44
Al ₂ O ₃	18.79	18.87	18.45	18.10	17.93	18.60	17.93	18.87	18.46
FeO	0.23	0.24	0.55	0.21	0.42	0.36	0.21	0.55	0.34
CaO	0.26	bdl	bdl	0.05	0.00	0.21	bdl	0.26	0.10
Na₂O	1.11	2.10	0.90	0.65	1.02	0.23	0.23	2.10	1.00
K ₂ O	13.84	12.53	14.61	15.91	15.17	15.42	12.53	15.91	14.58
BaO	2.85	3.13	2.50	bdl	0.42	2.45	bdl	3.13	1.89
Total	99.51	99.68	100.06	99.75	99.82	99.91	99.51	100.06	99.79
			Struc	tural form	ula (8 O)				
Si	2.944	2.947	2.957	3.002	3.003	2.950	2.94	3.00	2.97
AI	1.044	1.043	1.020	0.988	0.978	1.032	0.98	1.04	1.02
Fe ³⁺	0.009	0.009	0.022	0.008	0.016	0.014	0.01	0.02	0.01
Z	3.997	3.999	3.998	3.998	3.998	3.997	4.00	4.00	4.00
Ca	0.013	0.000	0.000	0.003	0.000	0.010	0.00	0.01	0.00
Na	0.101	0.191	0.082	0.058	0.092	0.021	0.02	0.19	0.09
К	0.832	0.750	0.874	0.940	0.896	0.926	0.75	0.94	0.87
Ва	0.053	0.058	0.046	0.000	0.008	0.045	0.00	0.06	0.03
>	0.999	0.998	1.002	1.001	0.996	1.002	1.00	1.00	1.00
Or (K)	83.3	75.1	87.3	93.9	90.0	92.4	75.13	93.95	87.01
Ab (Na)	10.1	19.1	8.1	5.8	9.2	2.1	2.05	19.11	9.08
An (Ca+Mn+Mg)	1.3	0.0	0.0	0.3	0.0	1.0	0.00	1.29	0.43
Cn (Ba)	5.3	5.8	4.6	0.0	0.8	4.5	0.00	5.76	3.48

5.1.3 Βιοτίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο υδροθερμικός βιοτίτης αναγνωρίζεται στην ποτασσική ζώνη του πορφυριτικού συστήματος της Μαρώνειας. Εμφανίζεται κυρίως ως συσσωματώματα μικρό φυλλαρίων μέσα στον πορφυριτικό μικρογρανίτη, ή σε φλέβες με χαλαζία, ορθόκλαστο και πλαγιόκλαστο (Σχήμα 5.10, 5.11). Στενή είναι η σύνδεση του με απλιτικές φλέβες και μετατρέπεται σε χλωρίτη μαζί με σαγιενίτη και μαγνητίτη.

Η ονοματολογία των βιοτίτων της Μαρώνειας που προκύπτει από την προβολή των αναλύσεων στο διάγραμμα κατά Deer et al. (1962) φαίνεται στο Σχήμα 5.12 και προκύπτει ότι υπάρχουν όλοι οι τύποι βιοτίτη, δηλαδή φλογοπίτης, αννίτης, σιδδηροφυλλίτης και εστονίτης, με την πλειοψηφία αυτών να είναι φλογοπίτης. Επίσης ειναι αισθητό ότι δημιουργούνται δύο κύριες ομάδες με την ίδια τάση στη σύσταση των βιοτιτών (Σχήμα 5.12).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το TiO₂ κυμαίνεται από 2,64% έως 6,80%, κατά μέσο όρο 4,50% (Πίν 5.4). Επίσης το MgO κυμαίνεται από 13,65% έως 18,85%, κατά μέσο όρο 16,06%, το Na₂O από 0,00% έως 0,81%, κατά μέσο όρο 0,27% και το Cl από 0,01% έως 0,38%, κατά μέσο όρο 0,17%. Στον πίνακα 5.5 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των βιοτιτών από την Μαρώνεια.



Σχήμα 5.10. Ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη σε χαλαζιακές φλέβες με συνοδεία καλιούχων αστρίων (ορθόκλαστο και πλαγιόκλαστο) στην ποτασσική εξαλλοίωση στη ζώνη διάτμησης. Ο βιοτίτης αναπτύσσεται σε συσωματώματα και εξαλλοιώνεται σε χλωρίτη μέσα (Μήκος εικόνας: 2mm)



Σχήμα 5.11. Χαλαζιακή φλέβα με καλιούχους αστρίους και υδροθερμικό βιοτίτη και υδροθερμικό ακτινόλιθο στην ποτασσική-ωαντριασβεστούχα εξαλλοίωση στη ζώνη διάτμησης στον πλουτωνίτη. Ο βιοτίτης είναι μεταγενέστερος του ακτινόλιθου και αναπτύσσεται πάνω σε αυτόν (Μήκος εικόνας: 2mm).



Σχήμα 5.12. Προβολή των χημικών αναλύσεων των δειγμάτων βιοτίτη στο διάγραμμα κατά Deer et al. (1962)

52



Πίνακας	5.4.	Συνοπτική	χημική	σύσταση	$\tau \omega v$	υδροθερμικών	βιοτιτών	Μαρώνειας,
μικροανα	λύσεια	ς στο SEM. 1	Min: ελάχ	(ιστο, max:	μέγια	στο, avg: μέσος ό	ρος.	

		min	max	avg
SiO ₂		36.27	40.60	38.56
TiO ₂		2.64	6.80	4.49
AI_2O_3		13.24	15.80	14.53
FeO		8.88	17.21	12.04
MnO		0.07	0.77	0.35
MgO		13.65	18.85	16.08
CaO		0.01	0.49	0.18
Na₂O		0.00	0.66	0.26
K₂O		8.05	10.29	9.27
Cr_2O_3		0.01	1.07	0.31
CI		0.01	0.38	0.17
F		1.31	2.47	1.92
Total		94.74	97.64	96.17
	Stru	ctural Forn	nula (22 O)	
Si		5.911	5.083	5.515
AI IV		2.089	2.331	2.449
	Ζ	8.000	7.414	7.964
AI VI		0.455	0.000	0.000
Ti		0.324	0.640	0.483
Fe2		1.210	1.802	1.441
Mn		0.009	0.082	0.043
Mg		3.316	3.518	3.429
Cr		0.001	0.105	0.035
	Y	5.315	6.147	5.431
Ca		0.002	0.066	0.027
Na		0.000	0.161	0.073
K		1.675	1.644	1.692
	X	1.676	1.871	1.792



Πίνακας 5.5. Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τον υδροθερμικά βιοτίτη στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας.

Sample								MA	A 8B						
		1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂		39.04	38.58	38.26	38.29	38.44	38.50	39.18	38.96	39.19	40.17	38.00	38.12	37.44	38.85
TiO ₂		4.45	5.72	5.65	6.01	5.90	5.84	5.95	5.25	5.90	4.66	5.94	6.48	5.49	6.10
Al ₂ O ₃		13.78	14.15	14.24	15.43	15.17	14.49	14.29	14.52	14.83	14.74	15.10	14.57	14.43	14.40
FeO		10.60	11.18	10.84	10.13	9.99	10.51	9.94	9.69	9.82	8.88	10.36	11.09	12.13	10.68
MnO		bdl	bdl	0.26	bdl	0.15	0.20	bdl	0.39	0.14	0.28	bdl	bdl	0.23	0.07
MgO		17.31	16.64	16.32	16.87	16.64	16.39	17.43	17.25	16.85	17.53	17.32	16.76	16.20	16.84
CaO		0.46	0.31	bdl	0.17	0.12	0.44	bdl	0.18	0.01	bdl	bdl	0.08	bdl	0.03
Na₂O		0.36	0.19	0.47	0.59	0.27	bdl	0.36	0.39	0.32	0.20	0.19	0.01	0.48	0.06
K₂O		9.30	8.68	9.42	8.94	9.53	9.57	8.74	9.47	8.73	9.29	8.81	8.58	8.84	9.47
Cr ₂ O ₃		1.07	0.56	0.71	0.90	0.45	0.92	0.42	0.44	0.86	0.37	0.75	0.01	0.10	0.04
CI		0.09	0.21	0.16	0.18	0.07	0.11	0.01	0.01	bdl	bdl	bdl	0.11	0.15	0.05
Total		96.44	96.23	96.33	97.51	96.74	96.97	96.32	96.55	96.65	96.10	96.48	95.81	95.49	96.58
							Structura	l formula (2	22 O)						
Si		5.654	5.589	5.565	5.463	5.530	5.552	5.622	5.610	5.605	5.748	5.471	5.529	5.510	5.599
		2.346	2.411	2.435	2.537	2.470	2.448	2.378	2.390	2.395	2.252	2.529	2.471	2.490	2.401
	Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
		0.006	0.006	0.006	0.058	0.102	0.015	0.040	0.075	0.104	0.233	0.033	0.020	0.013	0.046
Ti		0.484	0.623	0.618	0.645	0.638	0.633	0.642	0.569	0.634	0.501	0.643	0.707	0.607	0.662
Fe ²⁺		1.283	1.355	1.318	1.208	1.202	1.267	1.193	1.167	1.175	1.063	1.247	1.345	1.493	1.287
Mn		0.000	0.000	0.032	0.000	0.018	0.025	0.000	0.047	0.017	0.034	0.000	0.000	0.028	0.008
Mg		3.737	3.595	3.540	3.588	3.569	3.524	3.729	3.702	3.593	3.739	3.717	3.624	3.554	3.618
Cr		0.122	0.064	0.082	0.101	0.051	0.105	0.048	0.051	0.098	0.042	0.085	0.001	0.012	0.004
	Y	5.633	5.643	5.596	5.601	5.581	5.570	5.652	5.611	5.621	5.612	5.726	5.696	5.707	5.625
Ca		0.072	0.048	0.000	0.026	0.019	0.068	0.000	0.028	0.001	0.000	0.000	0.013	0.000	0.004
Na		0.101	0.054	0.131	0.164	0.076	0.000	0.100	0.108	0.088	0.054	0.054	0.003	0.137	0.016
K		1.718	1.605	1.748	1.627	1.750	1.760	1.601	1.739	1.593	1.696	1.618	1.588	1.660	1.741
	Х	1.891	1.707	1.880	1.817	1.844	1.828	1.700	1.875	1.682	1.750	1.672	1.604	1.797	1.761



Πίνακας 5.5. (συνέχεια).

Sample					MA 8	В						MA 11			
		8	9	10	11	12	13	14	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂		36.27	38.71	37.11	37.37	36.81	36.84	38.37	38.61	38.27	40.19	40.60	39.92	38.92	39.79
TiO ₂		6.80	6.43	6.29	6.06	6.72	6.29	6.66	3.02	4.60	3.49	3.24	3.10	3.17	3.20
Al ₂ O ₃		15.31	14.33	14.80	14.42	15.47	15.42	15.26	13.84	13.24	14.09	13.85	13.79	13.92	14.23
FeO		11.47	10.83	9.69	10.52	10.13	10.18	9.47	16.62	15.78	13.03	12.44	12.64	13.60	12.75
MnO		0.21	bdl	0.37	0.24	bdl	0.26	bdl	0.18	0.46	0.57	0.40	0.54	0.40	0.17
MgO		15.49	16.46	16.32	16.44	16.73	17.03	16.64	14.03	13.65	15.47	15.52	16.02	15.55	16.22
CaO		0.13	0.06	bdl	0.10	0.42	0.16	bdl	bdl	0.16	0.10	bdl	0.21	0.29	0.03
Na₂O		0.37	0.20	0.39	0.16	0.42	0.52	0.03	0.43	bdl	bdl	bdl	bdl	0.26	0.66
K₂O		9.01	8.75	9.47	9.62	8.42	8.81	9.00	9.58	10.29	10.15	10.03	9.63	9.53	9.13
Cr ₂ O ₃		0.04	bdl	0.20	bdl	0.18	0.17	0.24	bdl	0.06	bdl	bdl	0.22	0.08	0.09
CI		0.23	bdl	0.34	0.15	0.20	0.25	0.19	0.11	0.07	0.09	bdl	0.21	0.24	0.26
Total		95.32	95.77	94.98	95.09	95.49	95.94	95.87	96.43	96.58	97.18	96.08	96.28	95.96	96.53
							Structura	I formula	(22 O)						
Si		5.349	5.608	5.460	5.503	5.359	5.359	5.529	5.746	5.702	5.831	5.921	5.831	5.744	5.783
		2.651	2.392	2.540	2.497	2.641	2.641	2.471	2.254	2.298	2.169	2.079	2.169	2.256	2.217
	Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
		0.011	0.054	0.026	0.007	0.015	0.003	0.120	0.173	0.027	0.241	0.303	0.206	0.166	0.221
Ti		0.754	0.701	0.696	0.671	0.735	0.689	0.722	0.338	0.515	0.380	0.356	0.340	0.352	0.350
Fe ²⁺		1.414	1.312	1.192	1.296	1.233	1.238	1.141	2.068	1.966	1.581	1.518	1.544	1.679	1.550
Mn		0.026	0.000	0.046	0.030	0.000	0.032	0.000	0.022	0.058	0.070	0.049	0.067	0.050	0.021
Mg		3.405	3.555	3.579	3.609	3.632	3.692	3.574	3.114	3.031	3.345	3.374	3.489	3.421	3.515
Cr		0.005	0.000	0.023	0.000	0.021	0.020	0.028	0.000	0.007	0.000	0.000	0.025	0.010	0.011
	Υ	5.614	5.622	5.562	5.613	5.636	5.673	5.585	5.716	5.604	5.618	5.600	5.672	5.678	5.667
Ca		0.020	0.010	0.000	0.016	0.065	0.025	0.000	0.000	0.025	0.016	0.000	0.033	0.045	0.004
Na		0.105	0.056	0.110	0.046	0.117	0.147	0.008	0.124	0.000	0.000	0.000	0.000	0.074	0.187
К		1.695	1.617	1.778	1.807	1.563	1.636	1.655	1.819	1.956	1.879	1.866	1.794	1.795	1.693
	Х	1.821	1.683	1.889	1.869	1.746	1.807	1.662	1.943	1.982	1.896	1.866	1.827	1.914	1.885



Πίνακας 5.5. (συνέχεια).

Sample		MA 11													
		8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂		38.62	38.67	39.47	39.21	39.52	40.05	37.52	38.54	37.87	38.47	36.32	40.39	38.69	40.59
TiO ₂		3.67	3.90	2.64	3.56	3.78	3.58	4.69	3.25	3.78	3.11	3.71	3.22	3.93	3.43
Al ₂ O ₃		14.65	13.61	14.14	15.08	15.38	15.07	13.95	14.22	13.95	14.16	14.45	14.23	13.37	14.70
FeO		13.42	13.74	14.43	13.95	13.16	12.86	14.77	13.72	16.00	15.14	17.21	13.26	13.67	12.13
MnO		0.11	0.37	0.59	0.34	0.64	bdl	bdl	0.37	0.23	bdl	0.28	bdl	0.31	0.16
MgO		15.72	15.23	15.32	15.23	14.70	14.85	14.07	14.22	14.44	14.27	14.29	15.68	14.99	15.43
CaO		0.20	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	0.49	bdl	0.04	0.05	0.45	0.05	0.06	bdl
Na₂O		0.10	0.17	0.23	0.04	0.10	0.12	0.41	0.02	0.15	bdl	0.25	0.24	0.18	0.57
K₂O		10.02	9.48	9.56	9.92	9.61	9.00	9.40	10.06	9.74	10.03	9.46	9.51	9.61	9.30
Cr ₂ O ₃		bdl	bdl	0.16	0.02	bdl	0.18	0.01	0.24	0.23	bdl	0.11	bdl	bdl	bdl
CI		0.06	0.33	0.02	0.29	0.12	0.17	0.22	0.10	0.38	0.13	0.15	0.23	0.15	0.18
Total		96.57	95.52	96.56	97.64	97.01	95.88	95.53	94.74	96.80	95.35	96.69	96.81	94.95	96.50
							Structura	l formula	(22 O)						
Si		5.658	5.737	5.795	5.686	5.731	5.825	5.608	5.772	5.623	5.752	5.446	5.854	5.772	5.865
		2.342	2.263	2.205	2.314	2.269	2.175	2.392	2.228	2.377	2.248	2.554	2.146	2.228	2.135
	Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
		0.187	0.117	0.241	0.262	0.360	0.410	0.065	0.282	0.063	0.247	0.000	0.285	0.124	0.369
Ti		0.405	0.435	0.292	0.388	0.412	0.392	0.527	0.366	0.422	0.349	0.419	0.351	0.441	0.373
Fe ²⁺		1.644	1.705	1.771	1.692	1.596	1.565	1.846	1.718	1.986	1.893	2.158	1.607	1.706	1.466
Mn		0.014	0.047	0.074	0.042	0.079	0.000	0.000	0.047	0.028	0.000	0.036	0.000	0.040	0.020
Mg		3.434	3.369	3.354	3.292	3.178	3.221	3.135	3.175	3.197	3.182	3.194	3.389	3.333	3.323
Cr		0.000	0.000	0.019	0.002	0.000	0.021	0.001	0.029	0.028	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000
	Y	5.683	5.673	5.750	5.678	5.625	5.608	5.574	5.616	5.724	5.671	5.819	5.631	5.644	5.551
Ca		0.032	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.079	0.000	0.006	0.007	0.073	0.007	0.009	0.000
Na		0.029	0.048	0.065	0.011	0.027	0.034	0.119	0.005	0.043	0.000	0.074	0.067	0.051	0.160
К		1.872	1.795	1.791	1.836	1.778	1.670	1.792	1.923	1.844	1.914	1.810	1.758	1.829	1.714
	Х	1.933	1.845	1.856	1.847	1.805	1.704	1.990	1.928	1.893	1.921	1.956	1.833	1.888	1.874

Πίνακας 5.5. (συνέχεια).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Sample	MA 11	S	/		MR-1			
A A	8	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39.73	37.80	37.34	38.74	38.89	38.19	37.23	37.16
TiO ₂	4.22	2.70	2.83	3.00	2.87	3.83	3.72	2.85
Al ₂ O ₃	13.33	15.11	15.51	14.64	15.29	14.70	15.05	15.80
FeO	12.22	10.69	9.84	9.99	10.11	11.74	12.55	12.61
MnO	0.48	0.49	0.28	0.61	0.38	0.54	0.77	0.56
MgO	15.60	18.42	18.85	18.22	17.72	16.45	16.42	16.16
CaO	0.13	bdl	bdl	0.08	bdl	0.25	0.17	0.21
Na₂O		0.35	0.03	0.26	0.30	0.20	0.20	0.30
K₂O	9.52	8.23	8.71	9.09	8.58	9.76	8.05	8.24
Cr ₂ O ₃		bdl	0.24	bdl	0.04	0.35	bdl	0.17
CI	0.30	bdl	bdl	bdl	0.24	0.19	0.18	0.14
Total	95.53	96.06	96.09	96.17	95.72	96.21	96.34	96.11
			Structu	ıral formula	(22 O)			
Si	5.838	5.457	5.381	5.590	5.614	5.594	5.420	5.422
	2.162	2.543	2.619	2.410	2.386	2.406	2.580	2.578
	Z 8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
	0.146	0.029	0.014	0.079	0.215	0.131	0.002	0.139
Ti	0.467	0.293	0.306	0.326	0.312	0.422	0.408	0.312
Fe ²⁺	1.502	1.290	1.185	1.205	1.220	1.438	1.528	1.538
Mn	0.060	0.060	0.034	0.075	0.046	0.066	0.095	0.069
Mg	3.417	3.965	4.049	3.920	3.813	3.592	3.563	3.516
Cr	0.000	0.000	0.027	0.000	0.005	0.041	0.000	0.019
	Y 5.591	5.637	5.615	5.604	5.611	5.691	5.595	5.594
Ca	0.021	0.000	0.000	0.013	0.000	0.039	0.027	0.032
Na	0.000	0.097	0.008	0.072	0.085	0.058	0.056	0.084
K	1.784	1.516	1.602	1.673	1.580	1.823	1.496	1.534
	X 5.838	5.457	5.381	5.590	5.614	5.594	5.420	5.422

5.1.4 Ακτινόλιθος

Ο ακτινόλιθος εντοπίζεται στην νατριοασβεστούχα ζώνη, σχηματίζει λεπιδοειδής πρασινωπούς κρυστάλλους με υψηλά χρώματα πόλωσης και συνοδεύεται από βιοτίτη, χλωρίτη και υδροθερμικούς αστρίους (Σχήμα 5.13, 5.14). Από το Σχήμα 5.15 προκύπτει η ονοματολογία του και με βάση τις μικροαναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το CaO κυμαίνεται από 12,41% έως 13,8%, κατά μέσο όρο 13,11%, το MgO από 19,68% μέχρι 19,82%, κατά μέσο όρο 19,75% και το FeO από 6,65% έως 7,84%, κατά μέσο όρο 7,25%. Στον πίνακα 5.6 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των ακτνολίθων από τη Μαρώνεια.



Σχήμα 5.13. Υδροθεμρικός ακτινόλιθος με λεπιδοειδή υφή που έχει αντικατασταθει από υδροθερμικό βιοτίτη και χλωρίτη. Ο χαλαζίας και οι καλιούχοι αστρίοι συμπληρώνουν τα κενά γύρω από τον ακτινόλιθο (MAR8B) (Μήκος εικόνων: 2mm)



Σχήμα 5.14. Φλέβα με υδροθερμικούς καλιούχους αστρίους και πλαγιόκλαστα με συσσωματώατα βιοτίτη και ακτινόλιθου (MA8B) (Μήκος εικόνων: 2mm)



Σχήμα 5.15. Διάγραμμα προσδιορισμού ορυκτολογίας των ακτινολίθων της Μαρώνειας

Πίνακας 5.6. Χχημική σύσταση των υδροθερμικών ακτινολίθων Μαρώνεια, μικροαναλύσεις στο SEM.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Sample	MAOD		21/0
Sample		•	avy
	1	Z	
SiO2	56.96	57.12	57.04
TiO2	0.11	0.7	0.41
AI2O3	2.16	1.87	2.02
FeO	6.65	7.84	7.25
MnO	0.49	0.17	0.33
MgO	19.68	19.82	19.75
CaO	12.41	13.8	13.11
Na2O	0.48	0.19	0.34
K2O	bdl	0.2	0.10
Cr2O3	bdl	0.17	0.17
CI	0.11	0.02	0.07
Total	98.33	98.38	98.36
Si	7.835	7.717	7.78
AI IV	0.165	0.283	0.22
Т	8.000	8.000	8.00
AI VI	0.185	0.015	0.10
Ті	0.011	0.071	0.04
Fe3	0.061	0.026	0.04
Cr	0.000	0.018	0.01
Mg	4.036	3.992	4.01
Fe2	0.704	0.860	0.78
Mn	0.002	0.018	0.01
С	5.000	5.000	5.00
Mg	0.000	0.000	0.00
Fe2	0.000	0.000	0.00
Mn	0.055	0.001	0.03
Ca	1.829	1.998	1.91
Na	0.116	0.001	0.06
В	2.000	2.000	2.00
Na	0.012	0.048	0.03
К	0.000	0.034	0.02
Α	0.012	0.083	0.05

5.2 Πορφυριτικό σύστημα Πλάκας – Λαύριο

Ο γρανοδιορίτης της Πλάκας βρίσκεται σε απόσταση 6,5 χιλιομέτρων από το Λαύριο πολύ κοντά στο ομώνυμο χωριό της Πλάκας. Η επιφανειακή του έκταση είναι περιορισμένη με μήκος 900 m περίπου από B προς N και 430 m από A προς Δ (Σχ 5.16, 5.17). Χαρακτηρίζεται από πορφυριτικό ιστό και μακροσκοπικά το χρώμα του είναι λευκότεφρο με μικρού μεγέθους κρυστάλλους και αναμεσά στους φιανοκρυστάλλους. Η ορυκτολογική σύσταση φρέσκων δειγμάτων του γρανοδιορίτη έδειξαν ότι αυτός αποτελείται από

πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, βιοτίτη και χαλαζία, ενώ σε μικρή ποσότητα συμμετέχουν τα ορυκτά απατίτης, μαγνητίτης και ζιρκόνιο (Skarpelis et al. 2008, Voudouris et al. 2008a).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με τον γρανοδιορίτη της Πλάκας σχετίζεται ένα εκτεταμένο πολυμεταλλικό μεταλλοφόρο σύστημα που περιλαμβάνει πέντε διαφορετικούς τύπους μεταλλοφορίας, όπως πορφυριτικού τύπου, λατυποπαγούς (breccia) τύπου μεταμόρφωσης επαφής (skarn), μετασωμάτωσης Pb-Zn σε ανθρακικά πετρώματα και φλεβικού τύπου (Voudouris et al. 2008a).

Το πορφυριτικό σύστημα στην περιοχή της Πλάκας διακρίνεται έντονα με το πυκνό σύστημα χαλαζιακών φλεβών (Σχήμα 5.17) που κόβουν τον γρανοδιορίτη (Voudouris et al. 2008a). Οι Liati et al. (2009) αναφέρουν ότι η ανάπτυξη των φλεβών έχουν διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, γεγονός που υποδεικνύει μια έκταση διεύθυνσης σχεδόν Β-Ν. Οι χαλαζιακές αυτές φλέβες αποτελούνται κυρίως από χαλαζία και σερικίτη, ενώ η μεταλλοφορία κυρίως από σιδηροπυρίτη, μολυβδαινίτη, χαλκοπυρίτη, μαγνητοπυρίτη και λίγο σεελίτη. Τα σύνδρομα ορυκτά αποτελούνται από χαλαζία, υδροθερμικό βιοτίτη, καλιούχο άστριο και σερικίτη. Από τους Voudouris et al. (2008a) αναγνωρίσθηκαν τρεις ζώνες εξαλλοίωσης: η προπυλιτική, η σερικιτική και τοπικά η πυριτίωση. Οι Melfos and Voudouris (2017) αναφέρουν επιπλέον την παρουσία τόσο της νατριούχας όσο και της ποτασσικής εξαλλοίωσης. Η ορυκτολογική σύσταση αυτών των εξαλλοιώσεων αποτελούν το αντικείμενο της παρούσας διπλωματική εργασίας.

Η κυκλοφορία του υδροθερμικού συστήματος που σχετίζεται με τον γρανοδιορίτη συνοδεύθηκε από την απόθεση σουλφιδίων κατά τη διάρκεια της δημιουργίας λατυποπαγών σε αυτό (Voudouris et al. 2008α). Αρχικά σε υψηλές θερμοκρασίες, 270-360° C, και συνθήκες βρασμού αποτέθηκε ο μολυβδαινίτης, όπως αποδεικνύουν ρευστά εγκλείσματα από τους Voudouris et al. (2008), σε πιέσεις από 50 μέχρι 200 bars, σε αντίστοιχα βάθη περίπου στο 1 km. Η μίξη δύο ρευστών, ενός ψηλότερης και ενός χαμηλότερης αλατότητας, οδήγησε στη δημιουργία ενός μέσης αλατότητας ρευστού (14–18 wt% NaCl equiv.), χαμηλής θερμοκρασίας (190-220°C), είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της μεταλλοφόρας φλέβας Φιλόνι 80.

Τα ορυκτά που χαρακτηρίζουν την ποτασσική και την νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση είναι ο καλιούχος άστριος (ορθόκλαστο), το πλαγιόκλαστο (ολιγόκλαστο-ανδεσίνης), ο πυρόξενος (διοψίδιος), ο ακτινόλιθος, ο αλλανίτης, ο τιτανίτης και ο απατίτης. Έτσι σχετικά με την ορυκτολογία της ποτασσικής και της νατριοασβεστούχας ζώνης στο Λαύριο αναγνωρίσθηκαν κυρίως δύο παραγενέσεις. Η παραγένεση που σχετίζεται με την ποτασσική εξαλλοίωση είναι χαλαζίας + καλιούχος άστριος (ορθόκλαστο) + βιοτίτης + πλαγιόκλαστο (ολιγόκλαστο-ανδεσίνης) + απατίτης + τιτανίτης ενώ για τη νατριοασβεστούχα ζώνη χαλαζίας + πλαγιόκλαστο + κλινοπυρόξενος (διοψίδιος) + ακτινόλιθος + τιτανίτης. Παρόλα αυτά οι δύο αυτές ζώνες συνυπάρχουν τις περισσότερες φορές αφού η μία έχει αναπτυχθεί πάνω στην άλλη (overprint)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 5.16. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Πλάκας όπου διακρίνεται η μαγματική διείσδυση του πορφυριτικού γρανοδιορίτη (Skarpelis et al. 2008).



Σχήμα 5.17. Γεωλογική τομή με διεύθυνση BBΔ-NNA που δείχνει την τοποθέτηση του γρανοδιορίτη της Πλάκας και των μαγματικών φλεβών στα πετρώματα της Ενότητας Βάσης (Skarpelis et al. 2008)

5.2.1 Πλαγιόκλαστο

Τα υδροθερμικά πλαγιόκλαστα εντοπίζονται με τη μορφή φλεβών μέσα στον γρανοδιορίτη της Πλάκας, και δύσκολα αναγνωρίζονται στο μικροσκόπιο αφού η εικόνα τους είναι παρόμοια με τα μαγματικά πλαγιόκλαστα. Επιπλέον τα υδροθερμικά πλαγιόκλαστα βρίσκονται στα περιθώρια των μαγματικών πλαγιοκλάστων, και αναπτύσσονται επάνω από αυτά (overgrowth). Με βάση τις μικροαναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το Na2O κυμαίνεται από 6,32% έως 8,38%, κατά μέσο όρο 7,48% (Πίν 5.7). Επίσης το CaO κυμαίνεται από 5,38% έως 9,35%, κατά μέσο όρο 0,06%, και το BaO από 0,06% έως 1,75%, κατά μέσο όρο 0,43%. Στον πίνακα 5.8 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των πλαγιοκλάστων από το Λαύριο.

Οι ποτασικές-νατριούχες ζώνες όπως προαναφέρθηκε χαρακτηρίζονται από όξινα πλαγιόκλαστα, δηλαδή πλαγιόκλαστα με μεγαλύτερα ποσοστά σε νατριούχο αλβίτη. Από τις μικροαναλύσεις των πλαγιοκλάστων στο Λαύριο αναγνωρίστηκαν πλαγιόκλαστα σύστασης ολιγοκλάστου-ανδεσίνη, που έχουν σύσταση 90-70% Ab και 70-50% Ab αντίστοιχα (Σχήμα 5.18). Τα πλαγιόκλαστα συνήθως συνοδεύονται από βιοτίτη και ορθόκλαστο (5.19).



Σχήμα 5.18. Ονοματολογία των υδροθερμικών αστρίων του πορφυριτικού συστήματος της Πλάκας



64

Σχήμα 5.19. Χαλαζιακή φλέβα με ανάπτυξη υδροθερμικών πλαγιοκλάστων σύστασης ανδεσίνη και ολιγοκλάστου. Επίσης αναγνωρίζεται τιτανίτης και αλλανίτης (PL4) (Μήκος εικόνας: 2mm)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας	5.7	Συνοπτική	χημική	σύσταση	$\tau\omega\nu$	υδροθερμικών	πλαγιοκλάστων	Λαυρίου,		
μικροαναλύσεις στο SEM. Min: ελάχιστο, max: μέγιστο, avg: μέσος όρος.										

	min	max	avg							
SiO2	57.04	62.00	59.73							
AI2O3	22.91	27.23	25.05							
FeO	0.01	1.26	0.44							
CaO	5.38	9.35	6.98							
Na2O	6.32	8.38	7.48							
K2O	0.03	0.46	0.23							
BaO	0.06	1.75	0.43							
Total	99.16	100.39	100.05							
Structural formula (8 O)										
Si	2.55	2.75	2.67							
AI	1.21	1.44	1.32							
Fe3	0.00	0.05	0.01							
Ti	0.00	0.00	0.00							
Ζ	4.00	4.00	4.00							
Mn	0.00	0.00	0.00							
Mg	0.00	0.00	0.00							
Ca	0.26	0.45	0.33							
Na	0.55	0.73	0.65							
К	0.00	0.03	0.01							
Ва	0.00	0.03	0.00							
ΧΧ	1.00	1.00	1.00							
Or (K)	0.00	2.64	1.20							
Ab (Na)	54.93	73.21	64.91							
An (Ca+Mn+Mg)	25.80	44.88	33.46							
Cn (Ba)	0.00	3.10	0.43							



Πίνακας 5.8 Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς Κ-αστρίους στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας Λαυρίου.

Sample	PL 4													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	62.00	58.05	57.65	61.08	60.99	61.11	61.79	60.08	59.61	57.23	57.04	58.22	61.63	59.79
AI2O3	23.95	26.16	25.48	22.91	24.32	24.25	23.88	25.35	25.21	27.23	27.20	26.00	23.72	25.07
FeO	bdl	0.30	0.59	1.26	0.40	0.27	0.22	bdl	0.60	bdl	0.24	0.55	0.01	0.41
CaO	5.42	7.96	7.43	5.38	6.21	5.97	5.67	6.94	7.42	9.05	9.35	8.22	5.44	7.20
Na2O	8.34	6.77	6.84	8.38	7.96	8.27	8.28	7.67	7.25	6.32	6.33	6.64	8.33	7.40
K2O	0.37	0.24	0.18	0.14	0.18	bdl	0.27	0.14	0.30	0.15	0.03	0.46	0.22	0.27
BaO	0.15	0.69	1.75	bdl	0.24	bdl	0.07	0.06	bdl	0.26	bdl	bdl	0.17	bdl
Total	100.23	100.18	99.92	99.16	100.31	99.87	100.18	100.24	100.39	100.26	100.19	100.09	99.52	100.14
Structural formula (8 O)														
Si	2.748	2.605	2.613	2.742	2.710	2.719	2.740	2.671	2.654	2.563	2.554	2.607	2.749	2.665
AI	1.251	1.384	1.361	1.212	1.273	1.271	1.248	1.328	1.323	1.437	1.436	1.372	1.247	1.317
Fe3	0.000	0.011	0.022	0.047	0.015	0.010	0.008	0.000	0.022	0.000	0.009	0.021	0.000	0.015
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	3.998	4.000	3.997	4.001	3.998	4.000	3.997	3.999	3.999	4.000	3.999	4.000	3.997	3.998
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.257	0.383	0.361	0.259	0.296	0.285	0.270	0.331	0.354	0.434	0.449	0.394	0.260	0.344
Na	0.717	0.589	0.601	0.730	0.685	0.713	0.712	0.661	0.626	0.549	0.549	0.576	0.721	0.640
K	0.021	0.014	0.010	0.008	0.010	0.000	0.015	0.008	0.017	0.009	0.002	0.026	0.012	0.015
Ва	0.003	0.012	0.031	0.000	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000
X	0.997	0.998	1.003	0.997	0.996	0.998	0.998	1.001	0.997	0.997	1.000	0.997	0.996	0.998
Or (K)	2.1	1.4	1.0	0.8	1.1	0.0	1.5	0.8	1.7	0.9	0.2	2.6	1.3	1.5
Ab (Na)	71.9	59.0	59.9	73.2	68.8	71.5	71.4	66.1	62.8	55.1	54.9	57.8	72.3	64.1
An (Ca+Mn+Mg)	25.8	38.4	36.0	26.0	29.7	28.5	27.0	33.1	35.5	43.6	44.9	39.6	26.1	34.4
Cn (Ba)	0.3	1.2	3.1	0.0	0.4	0.0	0.1	0.1	0.0	0.5	0.0	0.0	0.3	0.0


Οι υδροθερμικοί καλιούχοι άστριοι στο Λαύριο βρίσκονται σε αφθονία στην ποτασσικήνατριούχο ζώνη. Συνήθως αναπτύσσονται στην περιφέρεια των μαγματικών καλιούχων αστρίων που λόγω της επίδρασης των υδροθερμικών ρευστών ανακρυσταλλώθηκαν. Επίσης οι υδροθερμικοί καλιούχοι άστριοι εντοπίζονται με την μορφή μικροφλεβιδίων. Συνήθως συνοδεύονται από υδροθερμικό βιοτίτη και υδροθερμικά πλαγιόκλαστα (5.20).

Με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το Na2O κυμαίνεται από 0,44% έως 1,17%, κατά μέσο όρο 0,72%. και το BaO από 0,01% έως 1,29%, κατά μέσο όρο 0,58% (Πίν 5.9). Στον πίνακα 5.10 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των υδροθερμικών καλιούχων αστρίων από το Λαύριο.



Σχήμα 5.20. Φλεβα με υδροθερμικούς καλιούχους αστρίους που συνδέεται με την ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη (PL5b) (Μήκος εικόνας: 2mm)

Πίνακας 5.9 Συνοπτική χημική σύσταση των υδροθερμικών καλιούχων αστρίων Λαυρίου, μικροαναλύσεις στο SEM. Min: ελάχιστο, max: μέγιστο, avg: μέσος όρος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- 88

	min	max	avg
SiO2	64.29	65.14	64.66
AI2O3	17.82	18.59	18.31
FeO	bdl	0.78	0.24
CaO	bdl	0.43	0.14
Na2O	0.44	1.17	0.72
K2O	14.71	16.34	15.57
BaO	0.01	1.29	0.58
Total	99.60	100.49	100.04
Structu	Iral formula	a (8 O)	
Si	2.98	3.01	2.99
AI	0.98	1.01	1.00
Fe3	0.00	0.03	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00
Ζ	3.99	4.00	4.00
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Са	0.00	0.02	0.01
Na	0.04	0.10	0.06
К	0.87	0.96	0.92
Ва	0.00	0.02	0.01
Χ	1.00	1.00	1.00
Or (K)	86.93	96.04	92.04
Ab (Na)	3.95	10.51	6.49
An (Ca+Mn+Mg)	0.00	2.15	0.62
Cn (Ba)	0.00	2.36	0.86



Πίνακας 5.10. Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς Κ-αστρίους στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας Λαυρίου.

Sample					PL5b								PL4				
Anal.Nr		1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2		64.42	64.58	64.56	64.38	65.02	64.51	64.54	64.55	65.14	64.99	65.02	64.48	64.29	64.61	64.54	64.95
AI2O3		18.15	18.25	18.38	18.31	18.32	18.15	18.53	18.42	18.50	18.59	17.96	18.31	17.82	18.41	18.57	18.37
FeO		0.00	bdl	0.29	0.21	0.14	0.27	0.07	0.61	bdl	bdl	0.35	0.15	0.78	0.06	bdl	bdl
CaO		0.23	bdl	0.38	0.00	bdl	bdl	0.01	0.43	0.29	0.16	bdl	0.11	0.01	0.08	0.26	0.03
Na2O		0.60	0.73	1.08	0.50	0.69	0.79	0.60	1.17	0.62	0.75	0.44	0.68	0.88	0.67	0.76	0.60
K2O		15.35	15.61	14.71	15.71	15.68	15.47	15.80	14.73	15.90	15.69	16.34	15.50	15.20	15.83	15.58	15.97
BaO		1.07	0.44	0.83	1.29	0.63	0.55	0.81	0.20	bdl	bdl	0.01	0.66	0.83	0.12	0.09	bdl
Total		99.81	99.60	100.23	100.40	100.49	99.74	100.36	100.11	100.44	100.18	100.11	99.89	99.81	99.78	99.79	99.92
							Stru	ctural for	mula (8 0)							
Si		2.997	2.999	2.983	2.987	2.997	2.995	2.986	2.976	2.995	2.992	3.005	2.991	2.991	2.992	2.986	3.000
AI		0.995	0.999	1.001	1.001	0.996	0.993	1.010	1.001	1.002	1.009	0.978	1.001	0.977	1.005	1.013	1.000
Fe3		0.000	0.000	0.011	0.008	0.005	0.010	0.003	0.024	0.000	0.000	0.013	0.006	0.030	0.002	0.000	0.000
Ti		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Ζ	3.992	3.998	3.995	3.997	3.998	3.999	3.999	4.001	3.997	4.001	3.997	3.999	3.999	4.000	3.999	4.001
Mn		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca		0.011	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.014	0.008	0.000	0.005	0.000	0.004	0.013	0.001
Na		0.054	0.066	0.096	0.045	0.062	0.071	0.054	0.105	0.055	0.067	0.040	0.062	0.079	0.060	0.068	0.054
K		0.911	0.925	0.867	0.930	0.922	0.916	0.933	0.867	0.932	0.922	0.964	0.917	0.902	0.935	0.919	0.941
Ва		0.020	0.008	0.015	0.024	0.011	0.010	0.015	0.004	0.000	0.000	0.000	0.012	0.015	0.002	0.002	0.000
	Χ	0.996	0.999	0.997	0.999	0.996	0.998	1.001	0.996	1.001	0.997	1.003	0.996	0.997	1.002	1.002	0.996
Or (K)		91.5	92.6	86.9	93.1	92.6	91.9	93.1	87.0	93.1	92.5	96.0	92.1	90.5	93.4	91.8	94.5
Ab (Na)		5.4	6.6	9.7	4.5	6.2	7.1	5.4	10.5	5.5	6.7	3.9	6.2	7.9	6.0	6.8	5.4
An (Ca+Mn+N	lg)	1.2	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	1.4	0.8	0.0	0.5	0.0	0.4	1.3	0.1
Cn (Ba)		2.0	0.8	1.5	2.4	1.2	1.0	1.5	0.4	0.0	0.0	0.0	1.2	1.5	0.2	0.2	0.0

Ο υδροθερμικός βιοτίτης βρίσκεται σε αφθονία στην ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης, είναι ιδιόμορφος και κατά τόπους σχηματίζει πυκνά συσσωματώματα (Σχ 5.21, 5.22, 5.23). Πολλές φορές επίσης εμφανίζεται μέσα σε απλιτικές φλέβες και είναι πλεοχρωικός. Ο βιοτίτης συνοδεύεται από μαγνητίτη ιδίως στην περιφέρεια και έχει υποστεί μερική χλωριτίωση (Σχ. 5.21). Σε πολλά δείγματα ο βιοτίτης μετατρέπεται σε χλωρίτη, ενώ σε άλλα εγκλείει απατίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

5.2.3 Βιοτίτης

Γεωλογίας

Η ονοματολογία του βιοτίτη που προκύπτει από την προβολή των αναλύσεων στο διάγραμμα ονοματολογίας των βιοτίτων κατά Deer et al. (1962) είναι ίδια για όλα τα δείγματα που μετρήθηκαν, και συμπίπτει με το μέλος του Αννίτη, με ευδιάκριτες μικρές αλλαγές όμως στη σύσταση των διαφορετικών δειγμάτων όπως φαίνεται στον Σχήμα 5.24. Με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το TiO₂ κυμαίνεται από 3,42% έως 5,40%, κατά μέσο όρο 4,39% (Πίν 5.11). Επίσης το MgO κυμαίνεται από 12,13% έως 14,10%, κατά μέσο όρο 13,04%, το Na₂O από 0,01% έως 0,69%, κατά μέσο όρο 0,24% και το Cl από 0,18% έως 0,57%, κατά μέσο όρο 0,34%. Στον πίνακα 5.12 Δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των βιοτιτών από το Λαύριο.



Σχήμα 5.21. Ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη σε συσσωματώματα συνδεδεμένος με φλεβίδια που διακόπτουν τον γρανοδιορίτη της Πλάκας (PL2) (Μήκος εικόνας: 2mm)

70



Σχήμα 5.22. Υδροθερμικός βιοτίτης που έχει αναπτυχθεί εις βάρος ενός προυπάρχοντος καλιούχου αστρίου (Εικόνα από ηλεκτρονικό μικροσκόπιο) (PL5c)



Σχήμα 5.23. Υδροθερμικός βιοτίτης συνδεδεμένος με φλεβίδια που διέρχοντται μέσα από τον γρανοδιορίτη της Πλάκας (PL4bi) (Μήκος εικόνας: 2mm)



Σχήμα 5.24. Προβολή των χημικών αναλύσεων των δειγμάτων βιοτίτη στο διάγραμμα ονοματολογίας των βιοτιτών κατά Deer et al. (1962)

Πίνακας 5.11. Συνοπτική χημική σύσταση των υδροθερμικών βιοτιτών Λαυρίου, μικροαναλύσεις στο SEM. Min: ελάχιστο, max: μέγιστο, avg: μέσος όρος.

	min	max	avg								
SiO2	37.41	39.84	38.43								
TiO2	3.42	5.40	4.39								
AI2O3	12.59	14.67	13.43								
FeO	15.55	19.13	17.11								
MnO	0.02	0.49	0.19								
MgO	12.13	14.10	13.04								
CaO	bdl	0.58	0.28								
Na2O	0.01	0.69	0.24								
K2O	8.09	10.18	8.99								
Cr2O3	0.01	0.57	0.15								
CI	0.18	0.57	0.34								
Total	95.48	97.38	96.42								
Stru	Structural formula (22 O)										
Si	5.542	5.909	5.726								
AI IV	2.091	2.458	2.270								
Z	7.938	8.000	7.996								
AI VI	0.000	0.189	0.088								
Ті	0.382	0.602	0.492								
Fe2	1.927	2.407	2.132								
Mn	0.000	0.062	0.018								
Mg	2.691	3.116	2.897								
Cr	0.000	0.067	0.008								
Y	5.522	5.721	5.634								
Na	0.000	0.200	0.061								
К	1.529	1.947	1.709								
Χ	1.668	2.015	1.811								
Mg/(Mg+Fe2)	0.538	0.618	0.576								
Fe/(Fe+Mg)	0.382	0.462	0.424								



Πίνακας 5.12. Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς βιοτίτες στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας Λαυρίου

Sample						PL 5b				PL 1					
		1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂		38.28	38.12	38.48	38.95	38.56	38.34	37.41	38.75	38.08	37.97	37.46	37.71	38.71	37.71
TiO ₂		5.08	5.17	5.07	4.41	4.36	5.40	5.01	4.48	4.79	4.80	4.76	4.63	4.28	4.49
Al ₂ O ₃		12.59	13.24	13.55	13.42	13.53	13.44	14.33	12.93	13.15	13.41	14.67	12.70	13.86	13.49
FeO		16.62	16.98	17.13	17.52	16.60	16.18	15.55	16.48	17.87	17.38	17.48	17.17	17.12	18.21
MnO		0.22	0.12	bdl	0.19	0.35	0.19	0.49	0.13	0.28	0.07	0.05	0.29	bdl	0.21
MgO		13.41	12.74	12.13	12.57	13.51	13.47	14.10	13.34	12.46	12.53	13.05	13.34	13.06	12.49
CaO		0.36	0.23	0.46	0.19	0.58	0.55	0.43	0.00	0.28	0.06	0.12	0.02	bdl	0.20
Na₂O		0.08	0.48	0.28	0.24	bdl	bdl	0.05	0.29	bdl	0.34	0.52	0.07	0.14	0.05
K ₂ O		8.55	8.47	8.77	8.26	8.49	8.43	8.83	8.81	9.35	9.17	8.96	9.95	9.83	9.73
Cr ₂ O ₃		0.21	bdl	0.24	0.10	bdl	0.01	bdl	bdl	0.25	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CI		0.42	0.23	0.27	0.39	0.35	0.18	0.18	0.29	0.30	0.48	0.26	0.30	0.28	0.57
Total		95.82	95.77	96.38	96.25	96.34	96.19	96.38	95.48	96.81	96.21	97.32	96.17	97.28	97.16
							Struc	ctural form	ula (22 C))					
Si		5.727	5.704	5.727	5.790	5.722	5.681	5.546	5.799	5.692	5.691	5.542	5.682	5.724	5.643
		2.219	2.296	2.273	2.210	2.278	2.319	2.454	2.201	2.308	2.309	2.458	2.255	2.276	2.357
	Ζ	7.946	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.938	8.000	8.000
		0.000	0.039	0.104	0.143	0.088	0.028	0.048	0.079	0.009	0.060	0.101	0.000	0.140	0.023
Ti		0.571	0.581	0.568	0.493	0.486	0.602	0.558	0.504	0.539	0.541	0.529	0.524	0.476	0.505
Fe ²⁺		2.079	2.125	2.132	2.179	2.060	2.005	1.927	2.062	2.233	2.179	2.163	2.163	2.117	2.279
Mn		0.028	0.015	0.000	0.024	0.044	0.024	0.062	0.016	0.035	0.009	0.006	0.037	0.000	0.027
Mg		2.990	2.843	2.691	2.786	2.989	2.976	3.116	2.975	2.775	2.800	2.879	2.997	2.878	2.787
Cr		0.025	0.000	0.028	0.012	0.000	0.001	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Y	5.694	5.604	5.522	5.636	5.668	5.637	5.712	5.638	5.621	5.589	5.678	5.721	5.610	5.621
Na		0.024	0.138	0.080	0.070	0.000	0.000	0.015	0.083	0.000	0.099	0.149	0.019	0.041	0.014
K		1.632	1.617	1.665	1.567	1.608	1.594	1.669	1.681	1.784	1.753	1.692	1.912	1.853	1.858
	Χ	1.714	1.792	1.819	1.668	1.700	1.681	1.753	1.765	1.828	1.861	1.859	1.935	1.895	1.904
Mg/(Mg+Fe	2)	0.590	0.572	0.558	0.561	0.592	0.597	0.618	0.591	0.554	0.562	0.571	0.581	0.576	0.550
Fe/(Fe+Mg)		0.41	0.43	0.44	0.44	0.41	0.40	0.38	0.41	0.45	0.44	0.43	0.42	0.42	0.45



Πίνακας 5.12. Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς βιοτίτες στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας Λαυρίου.

Sample		PL 10a				PL	.11			PL5c					
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37.90	37.81	38.34	39.27	38.39	38.31	39.02	38.98	38.61	38.35	38.43	38.78	39.16	38.84	39.84
TiO ₂	4.06	4.05	3.85	4.11	4.17	4.48	3.78	4.28	4.16	4.76	3.92	3.85	3.42	4.27	3.43
Al ₂ O ₃	12.98	13.03	12.85	13.71	13.99	13.83	13.76	13.39	13.55	13.88	13.59	12.72	13.03	13.89	13.02
FeO	19.13	18.78	19.00	16.30	17.08	16.79	16.61	16.40	16.46	16.37	17.61	16.80	16.65	17.05	16.75
MnO	bdl	0.05	0.07	bdl	bdl	0.14	0.26	bdl	0.09	0.41	0.02	0.12	0.19	bdl	0.14
MgO	12.60	12.43	12.41	13.48	12.99	13.06	13.23	13.82	13.76	12.85	12.86	13.46	12.96	12.90	13.24
CaO	bdl	bdl	0.07	0.36	0.56	0.36	0.35	0.33	0.31	0.18	0.36	0.15	0.56	0.17	0.13
Na₂O	0.06	0.36	0.19	0.03	0.01	0.23	0.25	0.30	0.27	0.32	0.25	0.23	0.27	0.69	0.14
K₂O	9.69	9.88	10.18	8.57	8.87	8.52	8.78	9.25	8.98	9.02	8.69	9.00	8.67	8.09	8.96
Cr ₂ O ₃	0.04	bdl	bdl	0.07	0.01	bdl	bdl	0.17	bdl	0.03	0.14	0.06	0.57	bdl	0.16
CI	0.36	0.38	0.42	0.35	0.28	0.46	0.33	0.23	0.38	0.32	0.50	0.32	0.33	0.31	0.49
Total	96.82	96.77	97.38	96.25	96.34	96.19	96.38	97.15	96.57	96.48	96.38	95.48	95.81	96.21	96.32
						Structu	ural formul	a (22 O)							
Si	5.702	5.697	5.748	5.800	5.709	5.700	5.785	5.742	5.723	5.696	5.733	5.823	5.851	5.756	5.909
AI ^{IV}	2.298	2.303	2.252	2.200	2.291	2.300	2.215	2.258	2.277	2.304	2.267	2.177	2.149	2.244	2.091
	Z 8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
	0.003	0.012	0.019	0.187	0.160	0.124	0.189	0.067	0.090	0.125	0.123	0.074	0.145	0.183	0.185
Ti	0.460	0.459	0.434	0.456	0.466	0.501	0.422	0.474	0.463	0.532	0.440	0.434	0.385	0.476	0.382
Fe ²⁺	2.407	2.367	2.383	2.014	2.124	2.089	2.059	2.021	2.040	2.032	2.197	2.110	2.080	2.113	2.077
Mn	0.000	0.006	0.009	0.000	0.000	0.018	0.033	0.000	0.012	0.051	0.002	0.015	0.024	0.000	0.018
Mg	2.827	2.792	2.773	2.968	2.880	2.896	2.925	3.035	3.041	2.845	2.861	3.014	2.886	2.851	2.928
Cr	0.005	0.000	0.000	0.008	0.001	0.000	0.000	0.020	0.000	0.003	0.017	0.007	0.067	0.000	0.019
	Y 5.701	5.636	5.617	5.633	5.632	5.629	5.627	5.617	5.645	5.588	5.640	5.653	5.587	5.624	5.610
Na	0.017	0.104	0.056	0.008	0.003	0.067	0.072	0.086	0.078	0.093	0.072	0.067	0.077	0.200	0.042
K	1.860	1.900	1.947	1.615	1.683	1.618	1.660	1.739	1.697	1.708	1.655	1.724	1.653	1.529	1.695
	X 1.877	2.004	2.015	1.680	1.774	1.743	1.789	1.877	1.825	1.830	1.784	1.816	1.819	1.756	1.758
Mg/(Mg+Fe	2) 0.540	0.541	0.538	0.596	0.575	0.581	0.587	0.600	0.598	0.583	0.566	0.588	0.581	0.574	0.585
Fe/(Fe+Mg)	0.46	0.46	0.46	0.40	0.42	0.42	0.41	0.40	0.40	0.42	0.43	0.41	0.42	0.43	0.42



5.2.4 Πυρόξενος

Ο υδροθερμικός πυρόξενος βρίσκεται σε αφθονία στην νατριοασβεστούχα ζώνη εξαλλοίωσης, και βρίσκεται σε φλέβες που διεισδύουν στα πρωτογενή ορυκτά του γρανίτη της Πλάκας (Σχήμα 5.25, 5.26). Εμφανίζεται σε κοκκώδη συσσωματώματα ή υποδιομόρφους κρυστάλλους με ορθογώνιες τομές και τεταρταγωνικές ή οκταγωνικές διατομές. Συνοδεύεται από αστρίους, τιτανίτη και αλλανίτη. Οι πυρόξενοι στο Λαύριο αναγνωρίσθηκαν κυρίως σε ένα δείγμα με πολύ χαρακτηριστικές φλέβες που διεισδύουν σε ζωνώδη μαγματικά πλαγιόκλαστα.

Η ορυκτοχημεία των υδροθερμικών πυροξένων δίνεται στον πίνακα 5.13. Η ονοματολογία των πυρόξεων προκύπτει από την προβολή των αναλύσεων αυτών στο διάγραμμα του Σχήματος 5.27, με αποτέλεσμα να προκύπτει ότι η πλειοψηφία των πυρόξενων που μετρήθηκαν εντάσσονται στην ομάδα των ασβεστιούχων κλινοπυρόξενων και είναι διοψίδιοι, ενώ δύο από τις αναλύσεις προβάλλονται στην περιοχή του αυγίτη.

Με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το TiO₂ κυμαίνεται από 0% έως 0,62%, κατά μέσο όρο 0,23% και το MgO από 11,92% έως 15,19, κατά μέσο όρο 12,97 (Πίν 5.13). Επίσης το CaO κυμαίνεται από 21,16% έως 24,49%, κατά μέσο όρο 23,56%, και το Na₂O από 0,11% έως 0,47%, κατά μέσο όρο 0,22%. Στον πίνακα 5.14 δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των πυροξένων από το Λαύριο.



Σχήμα 5.25. Φλέβα υδροθερμικού πυρόξενου με αλλανίτη που διέρχεται από ζωνώδες πλαγιόκλαστο του γρανοδιορίτη της Πλάκας (PL10a) (Μήκος εικόνας: 2mm)



Σχήμα 5.26. Φλέβα υδροθερμικού πυροξένου και αλλανίτη που διεισδύει σε ζωνώδες μαγματικό πλαγιόκλαστο (PL10b) (Μήκος εικόνας: 2mm)



Σχήμα 5.27. Ονοματολογία πυροξένων στο πορφυριτικό σύστημα Λαυρίου από το παραπάνω τριγωνικό διάγραμμα

Πίνακας 5.13 Συνοπτική χημική σύσταση των υδροθερμικών πυροξένων Λαυρίου, μικροαναλύσεις στο SEM. 6

μηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

A.II.0

	min	max	avg
SiO2	51.95	53.12	52.70
TiO2	0.02	0.62	0.25
AI2O3	0.30	1.42	0.83
FeO	8.03	9.82	9.19
MnO	0.09	0.58	0.36
MgO	11.92	13.02	12.62
CaO	22.84	24.49	23.94
Na2O	0.11	0.47	0.22
K2O	0.04	0.15	0.09
Total	99.72	100.21	99.99
St	ructural fo	ormula (6 O)
Si	1.95	2.00	1.98
AI	0.00	0.03	0.02
Fe3	0.00	0.02	0.00
Τ	2.00	2.00	2.00
AI	0.00	0.04	0.02
Fe3	0.00	0.06	0.01
Ті	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.73	0.71
Fe2	0.22	0.29	0.26
Mn	0.00	0.01	0.00
M1	1.00	1.00	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.00	0.05	0.01
Mn	0.00	0.02	0.01
Ca	0.92	0.99	0.96
Na	0.00	0.03	0.01
К	0.00	0.01	0.00
M2	1.00	1.00	1.00
En	34.29	37.19	35.89
Fs	13.16	16.15	15.15
Wo	47.70	50.47	48.96



Πίνακας 5.14 Χημικές αναλύσεις και χημικός τύπος από τους υδροθερμικούς πυρόξενους στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας Λαυρίου.

Sampl	е				PL1	0a					PL	_1	
		1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4
SiO2		52.80	52.61	51.95	53.12	52.77	52.75	53.05	52.82	52.30	52.99	52.41	52.77
TiO2		0.33	bdl	0.22	bdl	bdl	0.02	bdl	0.24	0.14	0.16	0.29	0.62
AI2O3		1.39	0.32	0.58	0.51	0.69	0.30	0.71	0.45	1.42	1.19	1.18	1.28
FeO		9.82	8.98	9.69	9.47	9.53	9.30	9.53	9.40	9.44	8.03	8.80	8.31
MnO		0.09	0.41	0.34	0.17	0.52	0.39	0.45	0.49	bdl	0.16	0.58	bdl
MgO		12.44	12.72	12.67	12.20	12.68	13.02	12.64	12.81	11.92	12.71	12.67	12.93
CaO		22.84	24.44	24.14	24.16	23.72	24.13	23.61	23.82	24.41	24.49	23.68	23.89
Na2O		0.47	0.13	0.20	0.25	0.14	bdl	0.11	bdl	0.12	0.27	0.23	0.30
K2O		bdl	0.10	0.15	0.06	bdl	0.15	0.06	0.04	0.06	bdl	bdl	0.10
Total		100.18	99.72	99.93	99.95	100.03	100.05	100.15	100.07	99.80	99.99	99.83	100.21
					:	Structural	formula (6	6 O)					
Si		1.976	1.978	1.951	1.997	1.981	1.978	1.990	1.984	1.970	1.980	1.967	1.968
AI		0.024	0.014	0.026	0.003	0.019	0.013	0.010	0.016	0.030	0.020	0.033	0.032
Fe3		0.000	0.008	0.024	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Т	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
AI		0.037	0.000	0.000	0.019	0.011	0.000	0.021	0.004	0.033	0.032	0.019	0.024
Fe3		0.003	0.036	0.058	0.005	0.018	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.001
Ti		0.009	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.004	0.004	0.008	0.017
Cr		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg		0.694	0.713	0.710	0.684	0.709	0.728	0.706	0.717	0.669	0.708	0.709	0.719
Fe2		0.257	0.239	0.222	0.292	0.261	0.244	0.272	0.272	0.293	0.251	0.250	0.240
Mn		0.000	0.012	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
	M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2		0.047	0.000	0.000	0.001	0.020	0.011	0.026	0.024	0.004	0.000	0.013	0.019
Mn		0.003	0.001	0.007	0.005	0.017	0.012	0.014	0.016	0.000	0.000	0.018	0.000
Ca		0.916	0.985	0.971	0.973	0.954	0.969	0.949	0.959	0.985	0.980	0.952	0.954
Na		0.034	0.009	0.014	0.018	0.010	0.000	0.008	0.000	0.008	0.019	0.016	0.022
ĸ		0.000	0.005	0.007	0.003	0.000	0.007	0.003	0.002	0.003	0.000	0.000	0.005
	M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
En		36.2	35.8	35.6	34.9	35.8	36.4	35.9	36.1	34.3	36.4	36.2	37.2
FS		16.2	14.8	15.8	15.5	16.0	15.2	15.9	15.6	15.2	13.2	15.1	13.4
Wo		47.7	49.4	48.7	49.7	48.2	48.4	48.2	48.3	50.5	50.4	48.7	49.4

Ο αλλανίτης αναγνωρίσθηκε στην νατριούχο-ασβεστούχο εξαλλλοίωση υου πορφυριτικού συστήματος της Πλάκας και συχνά συμφύεται με τον πυρόξενο. Το εύρος των μετρήσεων που μετρήθηκαν στους αλλανίτες τους Λαυρίου παρουσιάζεται στον πίνακα . Με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική τους σύσταση δείχνει ότι το TiO₂ κυμαίνεται από 0,07% έως 0,28%, κατά μέσο όρο 0,18%, το MgO από 0,11% έως 0,24%, κατά μέσο όρο 0,18% και το CaO από 17,21% έως 18,95%, κατά μέσο όρο 2,49% έως 3,31%, κατά μέσο όρο 18,08% (Πίν 5.15). Επίσης το La₂O₃ κυμαίνεται από 2,49% έως 3,31%, κατά μέσο όρο 2,90%, το Ce₂O₃ από 4,57% έως 6,19%, κατά μέσο όρο 5,38%, το Nd₂O₃ από 1,13% έως 2,04%, κατά μέσο όρο 1,59%, το Y₂O₃ από 0,44% έως 0,89%, κατά μέσο όρο 0,67%, και το ThO₂ από 0,02% έως 0,56%, κατά μέσο όρο 0,29%. Στον πίνακα 5.15 Δίνονται όλες οι μικροαναλύσεις των αλλανιτών από το Λαύριο.

Sample	PL10a					
	1	2				
SiO2	34.19	35.01				
TiO2	0.28	0.07				
AI2O3	18.77	19.48				
FeO*	14.91	15.15				
MgO	0.24	0.11				
MnO	bdl	0.22				
CaO	17.21	18.95				
La2O3	3.31	2.49				
Ce2O3	6.19	4.57				
Nd2O3	2.04	1.13				
Y2O3	0.89	0.44				
ThO2	0.02	0.56				
Total	98.06	98.18				
Struc	tural formula	a				
Si	2.957	2.957				
AI	0.043	0.043				
T	3.000	3.000				
Ti	0.018	0.005				
AI	1.870	1.896				
Fe2	1.078	1.071				
Mg	0.031	0.014				
Mn2	0.000	0.015				
М	2.997	3.001				
Ca	1.595	1.715				
La	0.105	0.078				
Ce	0.196	0.141				
Nd	0.063	0.034				
Y	0.041	0.020				
Th		0.011				
Δ	2 000	1 999				

Πίνακας 5.15. Χημική σύσταση των αλλανιτών Λαυρίου (μικροαναλύσεις SEM).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

5.2.5 Αλλανίτης



Ο ακτινόλιθος αναγνωρίσθηκε κυρίως στην νατριοασβεστούχα ζώνη και σχηματίζει λεπιδοειδής μέχρι ινώδεις κρυστάλλους. Βρίσκεται κύριως σε φλέβες και σχετίζεται με τον αλλανίτη και τον τιτανίτη.

5.2.7 Τιτανίτης

Ο τιτανίτης εντοπίζεται στην ποτασσική-νατριούχο και στη νατριούχο-ασβεστούχο ζώνη με τη μορφή ιδιόμορφων μέχρι αλλοτριόμορφων κρυστάλλων με χαρακτηριστικά σφηνοειδή και ρομβοειδή σχήματα. Ο τιτανίτης συμφύεται τόσο με τον βιοτίτη και με τον καλιούχο άστριο όσο και με τους πυρόξενους σε φλέβες και συσσωματώματα. Στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας αναλύθηκε ένας κρύσταλλος τιτανίτη, του οποίου η σύσταση παρουσιάζεται στο πίνακα. Έτσι με βάση τις μικροναλύσεις στο SEM η χημική του σύσταση είναι 38,28% TiO₂, 26,55% CaO και 0,05% Na₂O (Πίν 5.16.).

Πίνακας 5.16. Συνοπτική χημική σύσταση του υδροθερμικού τιτανίτη Λαυρίου, μικροαναλύσεις στο SEM.

Sample		PL4
		1
SiO2		31.10
TiO2		38.28
AI2O3		1.90
FeO		1.67
MnO		bdl
MgO		bdl
CaO		26.55
Na2O		0.05
V2O5		0.23
K2O		0.03
Total		99.81
Structural form	nula (4	Si)
Si		4.000
Ті		3.702
Al		0.288
	Y	3.989
Fe		0.180
Mn		0.000
Mg		0.000
Са		3.659
Na		0.012
К		0.005
	X	3.856

Στην παρούσα διπλωματική εργασία μελετήθηκε η ορυκτολογία των ποτασσικών και νατριοασβεστούχων ζωνών εξαλλοίωσης δύο πορφυριτικών συστημάτων του Ελληνικού χώρου, της Μαρώνειας και του Λαυρίου. Η ποτασσική εξαλλοίωση σχετίζεται κυρίως με την ανάπτυξη υδροθερμικού βιοτίτη και υδροθερμικού καλιούχου αστρίου, ενώ ως δευτερεύοντα ορυκτά μπορεί να βρίσκονται ο ακτινόλιθος, το επίδοτο, ο σερικίτης, ο ανδαλουσίτης, ο αλβίτης, ανθρακικά ορυκτά, ο τουρμαλίνης, ο μαγνητίτης, το τοπάζιο και ο χλωρίτης. Η νατριοασβεστούχα εξαλλοίωση σχετίζεται με τον σχηματισμό υδροθερμικών όξινων πλαγιοκλάστων (αλβίτη και ολιγόκλαστου), ακτινολίθου, χλωρίτη, επιδότου, γρανάτη, διοψίδιου και τιτανίτη (Seedorff et al. 2005, Sillitoe 2010). Στα στάδια δημιουργία της ποτασσικής και νατριοασβεστούχας εξαλλοίωσης σχηματίζονται οι Α- και Β-τύπου χαλαζιακές φλέβες με σουλφίδια, κοκκώδη χαλαζία (Sillitoe 2010).

Το πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo-Re-Au της Μαρώνειας σχετίζεται με τη διείσδυση ενός πορφυριτικού μικρογρανίτη μέσα στον πλουτωνίτη της Μαρώνειας και στα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Το πορφυριτικό σύστημα του Λαυρίου σχετίζεται με ένα πυκνό σύστημα χαλαζιακών φλεβών που διεισδύουν στον γρανοδιορίτη της Πλάκας και στα πετρώματα της Αττικο-κυκλαδικής μάζας (Voudouris et al. 2006, Voudouris et al. 2008a). Τόσο η μάζα της Ροδόπης όσο και η Αττικο-κυκλαδική μάζα αποτελούν τα δύο εκτεταμένα μεταμορφικά συμπλέγματα που συνδέονται με σημαντικό αριθμό μεταλλοφοριών και μεταξύ αυτών εντοπίζονται σημαντικά πορφυριτικά συστήματα (Melfos and Voudouris 2017).

Στα δύο αυτά συστήματα μελετήθηκαν οι παραγενέσεις της ποτασσικής και της νατριοασβεστούχας εξαλλοίωσης με χαρακτηριστικό ότι η μία επικαλύπτει την άλλη. Έτσι για τα δύο αυτά συστήματα η εξαλλοίωση προσδιορίζεται ως ποτασσική-νατριοασβεστούχα (potassic-sodic/calcic).

6.2 Συζήτηση για τα ορυκτολογικά δεδομένα

6.2.1 Μαρώνεια

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

εωλογίας

6. Συζήτηση

6.1 Γενικά

Στο σύστημα της Μαρώνειας η χαρακτηριστική παραγένεση που παρατηρήθηκε για την ποτασσική-νατριοασβεστούχα ζώνη είναι χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + πλαγιόκλαστα (αλβίτης – ανδεσίνης – ολιγόκλαστο και λαβραδορίτης) + ακτινόλιθος + μαγνητίτης + πυρόξενος + ασβεστίτης + επίδοτο + αλλανίτης + τιτανίτης.

Στην Μαρώνεια, αναγνωρίσθηκαν τέσσερις ομάδες πετρωμάτων που σχετίζονται με την ανάπτυξη της ποτασσικής-νατριοασβεστούχας ζώνης κυρίως στο νοτιοανατολικό τμήμα του πορφυριτικού συστήματος (Σχήμα 5.3). Τα πετρώματα αυτά είναι απλιτικές φλέβες στον μονζοδιορίτη και στους στους σχιστόλιθους, διεισδύσεις του πορφυριτικού μικρογρανίτη στην ζώνη διάτμησης στον μονζοδιορίτη που έχει υποστεί πλαστική παραμόρφωση, ο μικρογρανίτης στην ζώνη διάτμησης που επίσης έχει υποστεί πλαστική παραμόρφωση και ο μικρογρανίτης τόσο στο ανατολικό όριο όσο και στο νοτιοδυτικό (Σχήμα 5.3).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Χαρακτηριστική είναι η σύσταση των υδροθερμικών πλαγιοκλάστων που αναλύθηκαν στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας που κυμαίνεται τόσο από όξινη-νατριούχα (αλβίτης και ολιγόκλαστο) μέχρι ενδιάμεση-ασβεστούχα (ανδεσίνης και λαβραδορίτης) σύσταση. Έτσι φαίνεται ότι σε κάποιες περιπτώσεις αυξάνεται το Ca στο πλέγμα των πλαγοκλάστων που αποτελούν ισόμορφη παράμειξη μεταξύ του αλβίτη (Na) και του ανορθίτη (Ca). Αυτό επιβεβαιώνει την αύξηση του Ca της ζώνης αυτής μέσω των ρευστών που προκάλεσαν την νατριοασβεστούχα ζώνη εξαλλοίωσης.

Οι υδροθερμικοί καλιούχοι άστριοι της Μαρώνειας έχουν σύσταση ορθόκλαστου και παρουσιάζουν αυξημένο Ba και Na που αντίστοιχα φθάνουν σε περιεκτικότητες μέχρι 3,13% και 2,10%. Η παρουσία αυτών των δύο στοιχείων επίσης δείχνει την δράση των υροθερμικών διαλυμάτων που ήταν εμπλουτισμένα σε Ba και Na.

Η πλειοψηφία των βιοτιτών στο σύστημα της Μαρώνειας συμπίπτει με τη σύσταση του φλογοπίτη γεγονός που σημαίνει ότι έχουν αυξημένο Mg στο πλέγμα τους. Επιπλέον φαίνεται ότι η σύστασή τους χωρίζεται σε δύο κύριες ομάδες όπως φαίνεται και στο διάγραμμα σύστασης του βιοτίτη στο Σχήμα 5.12.

Τα περισσότερα δείγματα της Μαρώνειας συνοδεύονται από μαγνητίτη, ένα ορυκτό που είναι συνηθισμένο στην ποτασσική και στην νατριοασβστούχα παραγένεση.

Αξίζει να σημειωθεί ότι στους Melfos et al. (2002) στην περιγραφή της σερικιτικής ζώνης, που αναπτύσσεται μέσα στο σώμα του μικρογρανίτη, αναφέρουν ότι ο βιοτίτης εξαλλοιώνεται σε ζοισίτη. Στη περιγραφή όμως της ορυκτολογικής σύστασης του μικρογρανίτη ο βιοτίτης αναφέρεται ως σπάνιος. Αντίθετα η παρούσα μελέτη έδειξε ότι ο βιοτίτης βρίσκεται σε μεγάλες ποσότητες σε τμήματα του συστήματος που προηγούμενα θεωρήθηκαν ως σερικιτική ζώνη. Στην πραγματικότητα πρόκειται για ζώνες που αρχικά επηρεάστηκαν από την ποτασσική εξαλλοίωση και στην συνέχεια επικαλύφθηκαν από την σερικιτική εξαλλοίωση από υδροθερμικά διαλύματα με μεγάλη οξύτητα (Σχήμα 5.3).

Επιπλέον στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας εντοπίστηκαν Α και Β τύπου φλέβες με υδροθερμικό άστριο και βιοτίτη που συμπίπτουν με τις φλέβες που αποτίθενται

στα αρχικά στάδια δράσης του πορφυριτικού συστήματος και σχετίζονται με την ανάπτυξη της ποτασσικής και της νατριοασβεστούχας εξαλλοίωσης (Seedorff et al. 2005).

Έτσι, σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις και με βάση τους Seedorff et al. (2005) και Sillitoe (2010) η παραγένεση που παρατηρήθηκε στη Μαρώνεια ανήκει στην ποτασσικήνατριοασβεστούχα ζώνη εξαλλοίωσης που αναπτύσσεται κυρίως στην εκτεταμένη ζώνη διάτμησης που λειτούργησε ως δίοδος των θερμών υδροθερμικών ρευστών πλούσιων στην αέρια φάση και επηρέασε και τις δύο μαγματικές διεισδύσεις. Παρόμοια εξαλλοίωση της νατριούχας/ποτασσικής-ασβεστιτικής ζώνης παρατηρήθηκε από τους Voudouris et al. (2009, 2013) στο σύστημα της Παγώνης Ράχης στο οποίο η σερικιτική ζώνη επικαλύπτει την ποτασσική-νατριοασβεστούχα ζώνη εξαλλοίωσης και οι Α και Β τύπου φλέβες επαναδραστηριοποιούνται από D τύπου φλέβες.

6.2.2 Λαύριο

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο πορφυριτικό σύστημα του Λαυρίου στην Πλάκα, η χαρακτηριστική παραγένεση που παρατηρήθηκε για τη ποτασσική-νατριοασβεστούχα ζώνη είναι χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + πλαγιόκλαστο (ολιγόλαστο-ανδεσίνης) + ακτινόλιθος + κλινοπυρόξενος (διοψίδιος) + αλλανίτης + τιτανίτης + απατίτης.

Τα υδροθερμικά πλαγιόκλαστα στο Λαύριο είναι όξινης-νατριούχου και ενδιάμεσηςνατριο-ασβεστούχου σύστασης (αλβίτης-ανδεσίνης) κάτι που δείχνει την παρουσία κυρίως του Να και λιγότερο του Ca στα υδροθερμικά διαλύματα. Επίσης το BaO στον υδροθερμικό καλιούχο άστριο κυμαίνεται από 0,01% έως 1,29% και είναι αποτέλεσμα της παρουσίας του στα ρευστά που σχημάτισαν την ποτασσική εξαλλοίωση. Επιπλέον χαρακτηριστικές της νατριοασβεστούχας ζώνης είναι οι φλέβες διοψίδιου (κλινοπυρόξενου) και αλλανίτη που διεισδύουν στα μαγματικά ορυκτά του Λαυρίου. Αυτά τα δύο ορυκτά έχουν αυξημένα ποσοστά Ca και που μαζί με την παρουσία του Να στους αστρίους δείχνουν την ανάπτυξη της νατριασβεστούχας ζώνης.

Ο υδροθερμικός βιοτίτης της Πλάκας είναι το κύριο ορυκτό της ποτασσικής εξαλλοίωσης και σύμφωνα με το διάγραμμα ονοματολογίας των βιοτιτών κατά Deer et al. (1962) συμπίπτει με το ακραίο μέλος του αννίτη, και έχει αυξημένο Fe, πιθανώς λόγω του εμπλουτισμού τους στα υδροθερμικά διαλύματα.

Με βάση τους Seedrof et al. (2005) και Sillitoe (2010) η παραγένεση που παρατηρήθηκε στο πορφυριτικό σύστημα της Πλάκας είναι χαρακτηριστική στην ποτασσικήνατριοασβεστούχα ζώνη με χαρακτηριστικά ορυκτά όπως ο βιοτίτης, ο καλιούχος άστριος, ο ακτινόλιθος, ο διοψίδιος και ο αλλανίτης.

6.3 Σημασία της ποτασσικής – νατριοασβεστούχας ζώνης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η παρουσία της ποτασσικής-νατριοασβεστούχας εξαλλοίωσης στα πορφυριτικά συστήματα της Μαρώνειας και του Λαυρίου που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι σημαντική στην αναζήτηση των κοιτασμάτων αυτού του τύπου γιατί βελτιώνει τα γενετικά μοντέλα σχηματισμού τους καθώς προσφέρει επιπλέον στοιχεία για τη κατανόηση των πορφυριτικών συστημάτων στην Ελλάδα. Με βάση την γενική παραδοχή ότι στην ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης αποτίθενται τα σημαντικότερα ποσοστά της μεταλλοφορίας (Sillitoe 2010) κρίνεται σημαντική η περεταίρω διερεύνηση των ζωνών αυτών.

Συμπερασματικά, δύο κύριες ζώνες εξαλλοίωσης των πορφυριτικών συστήματων είναι η ποτασσική και η νατριοασβεστούχα. Η προσθήκη Κ στο σύστημα, κατά τα στάδια δημιουργίας της ποτασσικής έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία υδροθερμικού βιοτίτη και καλιούχου αστρίου, ενώ η προσθήκη Na-Ca κατά τη δημιουργία της νατριοασβεστούχας ζώνης έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία αλβίτη, ακτινόλιθου και διοψίδιου. Πολλές φορές ο διαχωρισμός αυτών των ζωνών δεν είναι δυνατός με αποτέλεσμα να προκύπτει μια υβριδική ζώνη, η ποτασσική-νατριοασβεστούχα. Στο πορφυριτικό σύστημα της Μαρώνειας παρατηρήθηκε η ποτασσική-νατριοασβεστούχα ζώνη με κύρια ορυκτά της παραγένεσης να αποτελούν ο χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + πλαγιόκλαστα (αλβίτης – ανδεσίνης – ολιγόκλαστο και λαβραδορίτης) + ακτινόλιθος + μαγνητίτης+ πυρόξενος+ ασβεστίτης + επίδοτο + αλλανίτης + τιτανίτης. Στο πορφυριτικό σύστημα Πλάκας Λαυρίου αναγνωρίσθηκε η χαρακτηριστική παραγένεση της ποτασσικής-νατριοασβεστούχας ζώνης με τα ορυκτά χαλαζίας + βιοτίτης + καλιούχος άστριος + πλαγιόκλαστο (ολιγόλαστο-ανδεσίνης) + ακτινόλιθος + κλινοπυρόξενος (διοψίδιο) + αλλανίτης + τιτανίτης + απατίτης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

7. Συμπερασμάτα

Altherr, R., & Siebel, W. (2002). I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(4), 397-415.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

8. Βιβλιογραφία

- Berger, A., Schneider, D. A., Grasemann, B., & Stockli, D. (2013). Footwall mineralization during late Miocene extension along the west Cycladic detachment system, Lavrion, Greece. Terra Nova, 25(3), 181-191.
- Berger, B. R., Ayuso, R. A., Wynn, J. C., & Seal, R. R. (2008). Preliminary model of porphyry copper deposits. US geological survey open-file report, 1321, 55.
- Bertrand, G., Cassard, D., Arvanitidis, N., Stanley, G., the EuroGeoSurvey Mineral Resources Expert Group (2016). Map of critical raw material deposits in Europe. Energy Procedia, 97, 44-50.
- Bertrand, G., Guillou-Frottier, L., and Loiselet, C. (2014). Distribution of porphyry copper deposits along the western Tethyan and Andean subduction zones: Insights from a paleotectonic approach. Ore Geology Reviews, 60, 174-190.
- Biggazzi G, Del Moro A, Innocenti F, Kyriakopoulos K, Manetti P, Papadopoulos P, Norelli P, Magganas A (1989) The magmatic intrusive complex of Petrota, West Thrace: age and geodynamic significance. Geol Rhodopica 1:290-297.
- Blundell, D., Arndt, N., Cobbold, P. R., and Heinrich, C. (2005). 9: Processes of tectonism, magmatism and mineralization: Lessons from Europe. Ore Geology Reviews, 27(1), 333-349.
- Bonev, N. G., & Stampfli, G. M. (2003). New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): geodynamic implications. Comptes Rendus Geoscience, 335(8), 691-699.
- Bonev, N., Burg, J. P., & Ivanov, Z. (2006). Mesozoic–Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome—the Kesebir–Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria– Greece). International Journal of Earth Sciences, 95(2), 318-340.
- Bonev, N., Marchev, P., Moritz, R., & Collings, D. (2015). Jurassic subduction zone tectonics of the Rhodope Massif in the Thrace region (NE Greece) as revealed by new U–Pb and 40 Ar/39 Ar geochronology of the Evros ophiolite and high-grade basement rocks. Gondwana Research, 27(2), 760-775.

Bonsall, T. A., Spry, P. G., Voudouris, P. C., Tombros, S., Seymour, K. S., & Melfos, V. (2011). The geochemistry of carbonate-replacement Pb-Zn-Ag mineralization in the Lavrion district, Attica, Greece: Fluid inclusion, stable isotope, and rare earth element studies. Economic Geology, 106(4), 619-651.

- Bröcker, M., Bieling, D., Hacker, B., & Gans, P. (2004). High- Si phengite records the time of greenschist facies overprinting: implications for models suggesting mega- detachments in the Aegean Sea. Journal of Metamorphic Geology, 22(5), 427-442.
- Brun, J. P., and Sokoutis, D. (2007). Kinematics of the southern Rhodope core complex (North Greece). International Journal of Earth Sciences, 96(6), 1079-1099.
- Brun, J. P., Faccenna, C., Gueydan, F., Sokoutis, D., Philippon, M., Kydonakis, K., & Gorini, C. (2016). The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. Canadian journal of earth sciences, 53(11), 1142-1157.
- Burg J.P. (2012). Rhodope: from Mesozoic convergence to Cenozoic extension. Review of petro-structural data in the geochronological frame. Journal of Virtual Explorer 42, paper 1, 44 p.
- Cheliotis, I. (1986). Geology, mineralization and rock geochemistry of a volcanicsedimentary formation in the Xylagani-Maronia area, NE Greece. Unpublished MSc thesis, University of Leicester, UK.
- Cheliotis, I. (1986). Geology, mineralization and rock geochemistry of a volcanicsedimentary formation in the Xylagani-Maronia area, NE Greece. Unpublished MSc thesis, University of Leicester, UK.
- Christofides G., Pecskay Z., Eleftheriadis G., Soldatos T. and Koroneos A. (2004). The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, northeastern Greece): petrology and K/Ar geochronology. Geologica Carpathica-Bratislava, 55, 397-410.
- Cooke, D. R., Hollings, P., Wilkinson, J. J., & Tosdal, R. M. (2014). Geochemistry of porphyry deposits.
- Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P. and Papadopoulos, P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. N. Jb. Min. Abh., 159, 113-135.

Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P., & Papadopoulos, P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 159(2), 113-115.

- Ersoy, E. Y., and Palmer, M. R. (2013). Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. Lithos, 180, 5-24.
- Forster, M. A., & Lister, G. S. (2005). Several distinct tectono-metamorphic slices in the Cycladic eclogite–blueschist belt, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 150(5), 523-545.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Mazzuoli, R., & Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. Geological Society, London, Special Publications, 17(1), 687-699.
- Halley, S., Dilles, J. H., & Tosdal, R. M. (2015). Footprints: hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits. Society of Economic Geologists Newsletter, 100, 12-17.
- Holliday, J. R., & Cooke, D. R. (2007). Advances in geological models and exploration methods for copper±gold porphyry deposits. In Proceedings of exploration (Vol. 7, pp. 791-809).
- Hurtig, N. C., & Williams-Jones, A. E. (2015). Porphyry-epithermal Au-Ag-Mo ore formation by vapor-like fluids: New insights from geochemical modeling. Geology, 43(7), 587-590.
- Jolivet, L., & Brun, J. P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. International Journal of Earth Sciences, 99(1), 109-138.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L., Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics, 597, 1-33.
- Kydonakis, K., Brun, J. P., and Sokoutis, D. (2015). North Aegean core complexes, the gravity spreading of a thrust wedge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(1), 595-616.

Kyriakopoulos K (1987) A geochronological, geochemical and mineralogical study of some Tertiary plutonic rocks of the Rhodope Massif and their isotopic characteristics. PhD Thesis, University of Athens, Greece (in Greek).

- Kyriakopoulos, K. (1987). A geochronological, geochemical and mineralogical study of some Tertiary plutonic rocks of the Rhodope massif and their isotopic characteristics. University of Athens.
- Liati, A., Skarpelis, N., & Pe-Piper, G. (2009). Late Miocene magmatic activity in the Attic-Cycladic Belt of the Aegean (Lavrion, SE Attica, Greece): implications for the geodynamic evolution and timing of ore deposition. Geological Magazine, 146(5), 732-742.
- Magganas, A. C. (1988). Mineralogical, petrological and geochemical study of metabasic and metaultrabasic rocks of the Circum-Rhodope belt in Thrace. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Athens, Greece.
- Magganas, A. C. (2002). Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. Lithos, 65(1-2), 165-182.
- Magganas, A., Sideris, C., & Kokkinakis, A. (1991). Marginal basin—volcanic arc origin of metabasic rocks of the Circum-Rhodope Belt, Thrace, Greece. Mineralogy and Petrology, 44(3-4), 235-252.
- Marchev, P., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C., Ovtcharova, M., von Quadt, A., and Raicheva, R. (2005). 2: Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. Ore Geology Reviews, 27(1), 53-89.
- Marinos, G., & Makris, J. (1975). Geological and geophysical considerations of new mining possibilities in Laurium, Greece. Ann Geol Pays Hellen, 27, 1-10.
- Meinhold, G., & Kostopoulos, D. K. (2013). The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: age, provenance, and tectonic setting. Tectonophysics, 595, 55-68.
- Meinhold, G., Reischmann, T., Kostopoulos, D., Frei, D., & Larionov, A. N. (2010). Mineral chemical and geochronological constraints on the age and provenance of the eastern Circum-Rhodope Belt low-grade metasedimentary rocks, NE Greece. Sedimentary Geology, 229(4), 207-223.

Melfos, V., & Voudouris, P. (2016). Fluid evolution in Tertiary magmatic-hydrothermal ore systems at the Rhodope metallogenic province, NE Greece. A review. Geologia Croatica, 69(1), 157-167.

- Melfos, V., & Voudouris, P. (2017). Cenozoic metallogeny of Greece and potential for precious, critical and rare metals exploration. Ore Geology Reviews, 89, 1030-1057.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G., & Seidel, E. (2002). Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. Mineralium Deposita, 37(6-7), 648-668.
- Melfos, V., Voudouris, P., Vavelidis, M., Spry, P.G. (2008). Microthermometric results and formation conditions of a new intrusion-related Bi-Te-Pb-Sb±Au deposit in the Kavala pluton, Greece. Proceedings of the XIII All-Russian conference on thermobarogeochemistry in conjunction with IV APIFIS symposium, Moscow, 2, 165-168.
- Menant, A., Jolivet, L., Tuduri, J., Loiselet, C., Bertrand, G., & Guillou-Frottier, L. (2018).
 3D subduction dynamics: A first-order parameter of the transition from copper-to goldrich deposits in the eastern Mediterranean region. Ore Geology Reviews, 94, 118-135.
- Moritz, R., Marton, I., Ortelli, M., Marchev, P., Βουδούρης, Π., Bonev, N., ... & Cosca, M. (2010). A review of age constraints of epithermal precious and base metal deposits of the Tertiary Eastern Rhodopes: coincidence with Late Eocene-Early Oligocene tectonic plate reorganization along the Tethys. Επιστημονική Επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας (ΑΠΘ), 100, 351-358.
- Papadopoulos, P. (1982). Geological map of Greece, Maronia sheet, scale 1: 50.000. IGME, Athens.
- Papadopoulou L. 2003. Mineral phase equilibria, crystallization conditions and evolution of the Maronia pluton, Thrace, Greece. Ph.D. thesis, University of Thessaloniki, 342 p (in Greek with English abstract).
- Papadopoulou, L., Christofides, G., Koroneos, A., Bröcker, M., Soldatos, T., and Eleftheriadis, G. (2004). Evolution and origin of the Maronia pluton, Thrace, Greece: Proceedings of the 10th International Congress, Bulletin of the Geological Society of Greece, 36, 568–577.

Papanikolaou, D. J. (1987). Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). In Chemical transport in metasomatic processes (pp. 429-450). Springer, Dordrecht.

- Pe-Piper (1998). The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. Geological Magazine, 135(03), 331-348.
- Pe-Piper, G., & Piper, D. J. (2002). The igneous rocks of Greece.

- Perkins R.J., Cooper F.J., Condon D.J., Tattitch B. and Naden J. (2018). Post-collisional Cenozoic extension in the northern Aegean: The high-K to shoshonitic intrusive rocks of the Maronia Magmatic Corridor, northeastern Greece. Lithosphere (in press).
- Pettke, T., Oberli, F., & Heinrich, C. A. (2010). The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions. Earth and Planetary Science Letters, 296(3-4), 267-277.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98(8), 1515-1533.
- Richards, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews, 40(1), 1-26.
- Richards, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews, 40(1), 1-26.
- Richards, J. P., & Mumin, A. H. (2013). Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. Geology, 41(7), 767-770.
- Ring, U., Glodny, J., Will, T., Thomson, S., (2010). The Hellenic subduction system: highpressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 38, 45–76.
- Scheffer, C., Tarantola, A., Vanderhaeghe, O., Voudouris, P., Rigaudier, T., Photiades, A., ...
 & Alloucherie, A. (2017). The Lavrion Pb-Zn-Fe-Cu-Ag detachment-related district (Attica, Greece): Structural control on hydrothermal flow and element transfer-deposition. Tectonophysics, 717, 607-627.
- Scheffer, C., Vanderhaeghe, O., Lanari, P., Tarantola, A., Ponthus, L., Photiades, A., France,L. (2016). Syn- to post-orogenic exhumation of metamorphic nappes: structure and

thermobarometry of the western Attic-Cycladic metamorphic complex (Lavrion, Greece). J. Geodyn. 96, 174–193.

- Scheffer, C., Vanderhaeghe, O., Lanari, P., Tarantola, A., Ponthus, L., Photiades, A., & France, L. (2016). Syn-to post-orogenic exhumation of metamorphic nappes: Structure and thermobarometry of the western Attic-Cycladic metamorphic complex (Lavrion, Greece). Journal of geodynamics, 96, 174-193.
- Scheffer, C., Vanderhaeghe, O., Tarantola, A., Lanari, P., Ponthus, L., France, L., & Photiades, A. (2015, April). Tectonic evolution of the western boundary of the Attico-Cycladic complex (Lavrio, Greece). In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17).
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., ... & Barton, M. D. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100th anniversary volume, 29, 251-298.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. Economic geology, 105(1), 3-41.
- Singer, D. A., Berger, V. I., Menzie, W. D., & Berger, B. R. (2005). Porphyry copper deposit density. Economic Geology, 100(3), 491-514.
- Skarpelis, N. (2007). The Lavrion deposit (SE Attica, Greece): geology, mineralogy and minor elements chemistry. Neues Jahrbuch f
 ür Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 183(3), 227-249.
- Skarpelis, N., Tsikouras, B., & Pe-Piper, G. (2008). The Miocene igneous rocks in the Basal Unit of Lavrion (SE Attica, Greece): petrology and geodynamic implications. Geological Magazine, 145(1), 1-15.
- Spry, P. G., Mathur, R. D., Bonsall, T. A., Voudouris, P. C., & Melfos, V. (2014). Re–Os isotope evidence for mixed source components in carbonate-replacement Pb–Zn–Ag deposits in the Lavrion district, Attica, Greece. Mineralogy and Petrology, 108(4), 503-513.
- Tsokas, G. N., Stampolidis, A., Angelopoulos, A. D., & Kilias, S. (1998). Analysis of potential field anomalies in Lavrion mining area, Greece. Geophysics, 63(6), 1965-1970.
- von Braun, E. (1993). The Rhodope question viewed from eastern Greece. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 406-418.

Voudouris P. (2006). A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece, Mineralogy and Petrology 87: 241-275.

- Voudouris P. (2013b). Oligocene-Miocene porphyry Cu-Mo-Au-Re and epithermal Au-Ag-Te deposits in northern Greece: characteristics and genetic relationships. In: Miškovic A. and Hart C. (eds) Western Tethyan Metallogeny Project, 1st Technical Meeting Report, Izmir, Turkey, 163-182.
- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Kartal T., Schleicher H., Moritz R., Ortelli M. (2013). The Pagoni Rachi/Kirki Cu-Mo±Re±Au deposit, Northern Greece: Mineralogical and fluid inclusion constrains on the evolution of a telescoped porphyry-epithermal system. Canadian Mineralogist, 51, 411-442.
- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Moritz R., Papavassiliou C., Falalakis G. (2011). Mineralogy and geochemical environment of formation of the Perama Hill highsulfidation epithermal Au-Ag-Te-Se deposit, Petrota Graben, NE Greece. Mineralogy and Petrology, 103, 79-100.
- Voudouris P.C., Melfos V., Spry P.G., Bindi L., Kartal T., Arikas K., Moritz R., Ortelli M. (2009). Rhenium-rich molybdenite and rheniite (ReS2) in the Pagoni Rachi-Kirki Mo-Cu-Te-Ag-Au deposit, Northern Greece: Implications for the rhenium geochemistry of porphyry style Cu-Mo and Mo mineralization. Canadian Mineralogist, 47, 1013-1036.
- Voudouris, P. C., Melfos, V., Spry, P. G., Bindi, L., Kartal, T., Arikas, K., ... and Ortelli, M. (2009). Rhenium-rich molybdenite and rheniite in the Pagoni Rachi Mo–Cu–Te–Ag–Au prospect, northern Greece: implications for the Re geochemistry of porphyry-style Cu–Mo and Mo mineralization. The Canadian Mineralogist, 47(5), 1013-1036.
- Voudouris, P. C., Melfos, V., Spry, P. G., Kartal, T., Schleicher, H., Moritz, R., and Ortelli, M. (2013a). The Pagoni Rachi/Kirki Cu-Mo±Re±Au deposit, Northern Greece: Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of a telescoped porphyryepithermal system. The Canadian Mineralogist, 51(2), 253-284.
- Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P. G., Bonsall, T. A., Tarkian, M., & Solomos, C. (2008b). Carbonate-replacement Pb–Zn–Ag±Au mineralization in the Kamariza area, Lavrion, Greece: Mineralogy and thermochemical conditions of formation. Mineralogy and Petrology, 94(1-2), 85.
- Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P. G., Bonsall, T., Tarkian, M., & Economou-Eliopoulos, M. (2008a). Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka



- Κονοφάγος Κ. (1980) Το Αρχαίο Λαύριο και η Ελληνική Τεχνική Παραγωγής Αργύρου. Εκδοτική Ελλάδος Α.Ε., Αθήνα, 459 σελ.
- Μελφος, Β. (1995). Ερευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιροδοπική ζώνη της Θράκης (Doctoral dissertation, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Γεωλογίας).
- Παπαδοπούλου, Λ., Χριστοφίδης, Γ., Κορωναίος, Α. Α., Brocker, Μ., Σολδάτος, Τ., & Ελευθεριάδης, Γ. (2004). Evolution and origin of the Maronia pluton, Thrace, Greece. Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 36(1), 568-577.
- Χριστοφίδης, Γ., Σολδάτος, Τ., (2011) Οπτική ορυκτολογία Στοιχεία Οπτικής Κρυσταλλογραφίας - Πετρογενετικά Ορυκτά. Εκδόσεις Γιαχούδη, 273 σ.