

**ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ, ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ
ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΤΑ ΑΣΠΡΑ ΧΩΜΑΤΑ
ΒΑ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ**

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ Β. ΓΟΥΝΑΡΗΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Επιβλέπων Καθηγητής

Β. Μέλφος, Επίκουρος Καθηγητής

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017





Περιεχόμενα

ABSTRACT	4
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	5
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΧΑΛΚΟΥ	6
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	9
2.1 ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ.....	13
3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	16
4. ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΧΑΛΚΟΥ	19
5. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	26
6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	29
6.1. Λεπτές Τομές.....	31
6.1.1. Λεπτή Τομή Ach1	31
6.1.2. Λεπτή Τομή Ach2	34
6.1.3. Λεπτή Τομή Ach4	37
6.2. Στιλπνές Τομές	40
6.2.1. Στιλπνή Τομή Ach8A2a.....	40
6.2.2. Στιλπνή Τομή Ach8A2b	42
6.2.3. Στιλπνή Τομή Ach8A2c.....	43
6.2.4. Στιλπνή Τομή Ach8B1a.....	44
6.2.5. Στιλπνή Τομή Ach8B1b	47
6.3. Χημικές Αναλύσεις XRF και ICP - MS.....	49
7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	56
8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	59

ABSTRACT

**Petrographic, mineralogical and geochemical study of the porphyry mineralization
at Aspra Chomata, NE Chalkidiki
by Konstantinos B. Gounaris**

The porphyry (Cu – Au) and base metal (Pb – Zn – Sb) mineralization at Aspra Chomata is found at the Kassandra mining area in NE Chalkidiki. The area belongs at the Rhodope metallogenic province and the mineralization is hosted in an intensively altered porphyry granite intrusion. The porphyry granite intrudes the barren Stratoni granodiorite and the quartz – feldspar – biotite gneiss of the Kerdyllion unit. The porphyry intrusion is correlated to the Tertiary calc – alkaline magmatism due to back – arc extension and continental crust thinning, associated possibly with the subduction of Tethys Ocean. The mineralization is hosted in mainly NE striking veins and stockwork veinlets.

The porphyry granite is composed primarily of quartz, large plagioclase crystals, K - feldspar and biotite. Porphyry samples were affected by potassic alteration which is partially overprinted by phyllic (sericite) alteration. Potassic alteration consists of quartz and biotite while phyllic alteration consists mainly of sericite and chlorite. Chlorite – sericite alteration is also present and consists of chlorite, sericite and carbonates (calcite). Mineralization veins are composed of quartz, K - feldspar and sericite. The porphyry mineralization is exclusively composed of pyrite which was later overprinted by epithermal base metal sphalerite and boulangerite mineralization.

Whole rock XRF chemical analysis of the host porphyry granite is characterized by high Al₂O₃ and low K₂O and CaO concentrations, due to extensive hydrothermal alteration, with notable REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm) concentrations. Chemical analysis by ICP – MS in samples from the mineralization gave similar or even lower K₂O content, as well as very low Al₂O₃ concentrations. These analyses have also shown an abundance of precious (Au, Ag), base (Pb, Zn, Cu, Zn, Sn), REE (La, Ce) and critical (Sb, Be, Ge, Ga, In) metals, as well as As which is also not typically found in porphyry Cu systems. This metal gathering makes Aspra Chomata a very unique system in the Kassandra mining district.



Η Ελλάδα αποτελεί μία από τις πιο ενεργές γεωτεκτονικά χώρες του πλανήτη. Στο πέρασμα του χρόνου οι γεωλογικές αυτές διεργασίες συντέλεσαν στον σχηματισμό σημαντικών μεταλλοφοριών, τόσο ως προς την ποικιλία τους όσο και ως προς την ποσότητα τους. Είναι στη φύση του ανθρώπου να εκμεταλλεύεται τους πόρους του περιβάλλοντος και να τους διαμορφώνει έτσι ώστε να εξυπηρετούν τις ανάγκες του. Και στον ελληνικό χώρο από την αρχαιότητα, ο άνθρωπος επιδόθηκε στην εξόρυξη και αξιοποίηση των ορυκτών αυτών πόρων. Από τα αρχαία μεταλλευτικό κέντρο του Λαυρίου έως τη ΒΑ Χαλκιδική, το Παγγαίο και τη Θάσο, η μεταλλευτική δραστηριότητα ήταν και παρέμεινε έντονη μέχρι και τους πρόσφατους ιστορικούς χρόνους. Δυστυχώς αυτή η τάση δεν συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Η μεταλλευτική δραστηριότητα αποτελεί μία σκιά της πρότερης μορφής της, ενώ η αναζήτηση και η μελέτη επαφίεται στην σκληρή δουλειά λιγοστών επιστημόνων. Στα πλαίσια αυτής της αναζήτησης και μελέτης των ορυκτών πόρων του ελλαδικού χώρου, η συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία επιχειρεί να παρουσιάσει και να ερμηνεύσει την πορφυριτική μεταλλοφορία με σημαντική παρουσία βασικών μετάλλων, του μαγματικού – υδροθερμικού συστήματος στα Άσπρα Χώματα της ΒΑ Χαλκιδικής, στη περιοχή Στρατωνίου.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στον Επίκουρο Καθηγητή κ. Β. Μέλφο, επιβλέποντα της πτυχιακής εργασίας, για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος θέματος, καθώς και για τη σταθερή βοήθεια που μου προσέφερε κατά την εκπόνησή της. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον Διευθυντή του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, Καθηγητή κ. Α. Κορωναίο, για την άδεια χρήσης των πετρογραφικών/ μεταλλογραφικών μικροσκοπίων του Τομέα, τον υποψήφιο διδάκτορα Χρήστο Στεργίου για τη συνεισφορά του στη δειγματοληψία και τη μελέτη υπαίθρου, καθώς και τον μεταπτυχιακό φοιτητή Βαγγέλη Σκούπρα για την εργαστηριακή επεξεργασία των δειγμάτων των χημικών αναλύσεων. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για τη στήριξή τους καθ' όλη τη διάρκεια των προπτυχιακών μου σπουδών.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΧΑΛΚΟΥ

Στη σύγχρονη κοινωνία, παρά την ολοένα και μεγαλύτερη αυξανόμενη ζήτηση μετάλλων και ορυκτών πρώτων υλών από τη βιομηχανία, η διαθεσιμότητά τους βρίσκεται ακόμα υπό αυξανόμενη πίεση. Το γεγονός αυτό καταδεικνύεται άλλωστε και από την Ευρωπαϊκή Επιτροπή για την παροχή ορυκτών πρώτων υλών, με τις αναφορές του 2010 και 2014, των κρίσιμων ορυκτών πόρων και μετάλλων για την Ευρωπαϊκή Ένωση. Ως κρίσιμοι ορυκτοί πόροι και μέταλλα ορίστηκαν είκοσι στοιχεία, όπως Be, Ge και οι σπάνιες γαίες (REE), με κριτήριο την ύπαρξη υποκατάστατων στοιχείων ή ενώσεων, τις χώρες παραγωγής και τον βαθμό ανακύκλυσής τους. Σε αυτό το πλαίσιο, η έρευνα και η μελέτη των κοιτασμάτων και ιδίως των πορφυριτικών συστημάτων Cu, τα οποία έχουν μεγάλο πλήθος εμφανίσεων στον ελλαδικό χώρο και κυρίως στη Βόρεια Ελλάδα, είναι ύψιστης σημασίας. Ακολουθεί μία συνοπτική ανάλυση των πορφυριτικών συστημάτων Cu και εκτενέστερη αναφορά σε επόμενο κεφάλαιο.

Τα πορφυριτικά συστήματα Cu αποτελούν μερικά από τα πιο συνηθισμένου τύπου κοιτάσματα σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα ηπειρωτικής σύγκλισης (Sillitoe, 2010) και συνιστούν μία από τις σημαντικότερες πηγές σε Cu, Mo, Au και Ag. Η ανάπτυξη ενός πορφυριτικού συστήματος διαρκεί από 100.000 χρόνια έως και μερικά εκατομμύρια χρόνια, ενώ γραμμικά συμπλέγματα πορφυριτικών συστημάτων μπορεί να παραμένουν ενεργά για πάνω από 10 εκατομμύρια χρόνια. Οι πορφυριτικές μεταλλοφορίες εντοπίζονται συνήθως υπό τη μορφή συγκεντρικών περιφερειακών ζωνών, με επίκεντρο υποηφιαστειακές μαγματικές διεισδύσεις, όξινης έως ενδιάμεσης σύστασης. Στενά συνδεδεμένες με τις πορφυριτικές μεταλλοφορίες Cu είναι οι μεταλλοφορίες θερμομεταμόρφωσης από επαφή (skarn), οι ανθρακικής αντικατάστασης, οι ιζηματογενών ξενιστών διασποράς Au και οι υπερκείμενες των πορφυριτικών, ενδιάμεσης έως υψηλής θείωσης επιθερμικές μεταλλοφορίες.

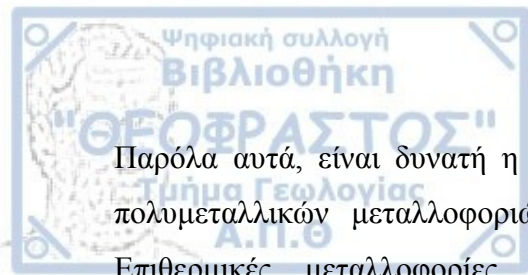
Όπως προαναφέρθηκε οι πορφυριτικές μεταλλοφορίες Cu σχετίζονται με μαγματικές διεισδύσεις, η προέλευση των οποίων εντοπίζεται σε μαγματικούς θαλάμους σε παλαιοβάθη των 5-15 Km, και με τη δράση υδροθερμικών διαλυμάτων. Τα υδροθερμικά αυτά διαλύματα εμπλουτίζονται από το πλούσιο σε οξείδια, θείο και μέταλλα μάγμα. Σταδιακά, με την πτώση της θερμοκρασίας του από τους 700°C στους 250°C, λόγω ψύξης του μάγματος, ξεκινά μία ακολουθία υδροθερμικών γεγονότων, τα οποία δημιουργούν ζώνες εξαλλοίωσης και μεταλλοφορίας, υπό τη μορφή φλεβών και φλεβιδίων τύπου stockwork (Sillitoe, 2010). Υδροθερμικά λατυποπαγή μπορούν να δημιουργηθούν επίσης κατά τη μαγματική διείσδυση.

Μερικά εξ αυτών δύνανται να περιέχουν υψηλού βαθμού μεταλλοφορία. Σε αντίθεση τα φρεατομαγματικά λατυποπαγή, που αποτελούν συστήματα διατρεμών με επιφανειακή ηφαιστειότητα τύπου Maar, είναι φτωχά σε μεταλλοφορία καθώς δημιουργούνται στα τελικά στάδια εξέλιξης των πορφυριτικών συστημάτων.

Κατά τη γένεση των πορφυριτικών συστημάτων, η δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων, με την παρακάτω χρονική ακολουθία, δημιουργεί τέσσερεις βασικές ζώνες εξαλλοιώσεων, οι οποίες μπορεί να καταλαμβάνουν όγκο της τάξεως πολλών κυβικών χιλιομέτρων. Αρχικά, μόλις το ανερχόμενο μάγμα σταθεροποιηθεί, συνήθως δύο φάσεις υδροθερμικών ρευστών (υγρή και αέρια φάση) υψηλής θερμοκρασίας και αλατότητας είναι υπεύθυνες για την ποτασσική εξαλλοίωση και την επικαλύπτουσα πρώιμη προχωρημένη αργίλική. Με την πτώση της θερμοκρασίας κάτω από τους 350°C μία φάση υδροθερμικών διαλυμάτων, μέσης έως και χαμηλής αλατότητας δημιουργεί τη σερικιτική – χλωριτική ζώνη εξαλλοίωσης και τη χλωριτική ζώνη εξαλλοίωσης.

Η ζωνώδης κατανομή των μεταλλικών ορυκτών γύρω από το μαγματικό διεισδυτικό σώμα έχει την εξής δομή. Εσωτερικά, ο πυρήνας του συστήματος είναι είτε στείρος είτε φτωχός σε μεταλλοφορία. Η ποτασσική ζώνη εξαλλοίωσης χαρακτηρίζεται από χαμηλής θείωσης μεταλλοφορία σε χαλκοπυρίτη ± βορνίτη, η οποία σταδιακά, προς τις ανώτερες θέσεις του συστήματος, μεταβαίνει σε υψηλής θείωσης, καταλήγοντας σε μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη ± εναργίτη ± κοβελλίνη στα ρηχά τμήματα των υπερκείμενων αδιαπέρατων λιθικών καλυμμάτων (lithocaps). Η κύρια μεταλλοφορία Cu συναντάται σε χαλαζιακά φλεβίδια καθώς και σε διάσπαρτη μορφή στο εξαλλοιωμένο πέτρωμα μεταξύ τους. Είναι επίσης σημαντικό να αναφερθεί πως συνήθως τα πρώιμης γένεσης χαρακτηριστικά δίνουν τις πλουσιότερες μεταλλοφορίες, καθώς ύστερες υδροθερμικές φάσεις εξαλλοίωσης, επικαλύπτοντας της προγενέστερες, μπορεί να προκαλέσουν τη μερική ή ακόμα και την πλήρη απομάκρυνση στοιχείων όπως ο χαλκός και ο χρυσός.

Πέρα από τις κύριες πορφυριτικές μεταλλοφορίες $Cu \pm Au \pm Mo$, κέντρο των οποίων αποτελούν οι μαγματικές διεισδύσεις, η ύπαρξη γειτονικών διαπερατών ανθρακικών σχηματισμών, μπορεί να φιλοξενήσει μεταλλοφορίες $Cu - Au$, θερμομεταμόρφωσης επαφής (proximal skarns). Σπανιότερα μπορούν να δημιουργηθούν σε παρόμοιους σχηματισμούς απομακρυσμένες μεταλλοφορίες $Zn-Pb$ ή Au θερμομεταμόρφωσης (distal skarns), ενώ πέρα από το μέτωπο της θερμομεταμόρφωσης (skarn front) ενδέχεται να προκύψουν μεταλλοφορίες αντικατάστασης Cu ή $Zn-Pb-Ag \pm Au$ σε ανθρακικά πετρώματα καθώς και μεταλλοφορίες διασποράς Au σε ιζηματογενείς σχηματισμούς (Sillitoe, 2010). Περιφερειακές μεταλλοφορίες σε μη ανθρακικά πετρώματα είναι λιγότερο συνηθισμένες.

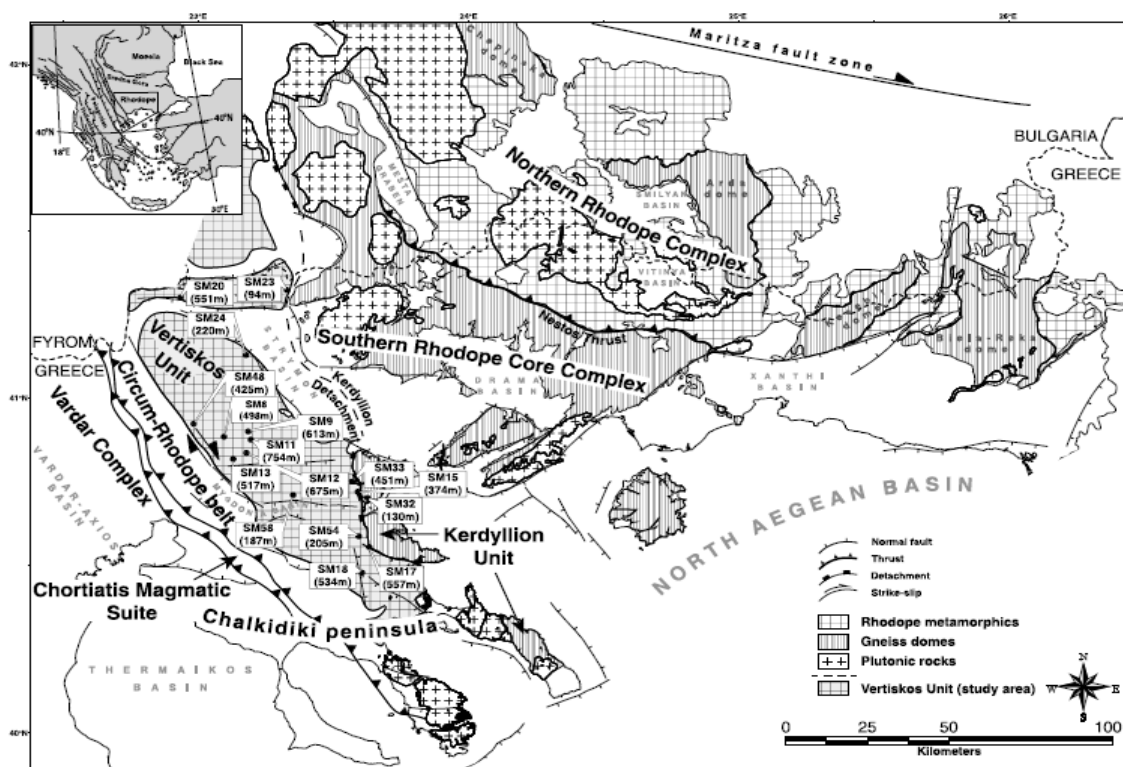


Παρόλα αυτά, είναι δυνατή η ύπαρξη μεταλλοφόρων ή χρυσοφόρων φλεβών καθώς και πολυμεταλλικών μεταλλοφοριών συμπαγών σουλφιδίων από αντικατάσταση (mantos). Επιθερμικές μεταλλοφορίες ενδιάμεσης θείωσης είναι σπάνιες και εντοπίζονται περιφερειακά των αδιαπέρατων λιθικών καλυμμάτων. Αντίθετα, οι επιθερμικές μεταλλοφορίες υψηλής θείωσης έχουν μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης και η γένεσή τους πραγματοποιείται μέσα ή και πάνω από τα αδιαπέρατα λιθικά καλύμματα. Επιφανειακά (στα ανώτερα 500 μέτρα) χαρακτηρίζονται από μεταλλοφορία διασποράς $Au \pm Ag$, ενώ βαθύτερα από μεταλλοφορία συμπαγών σουλφιδίων.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η πορφυριτική μεταλλοφορία που συνοδεύεται από βασικά μέταλλα στα Άσπρα Χώματα εντοπίζεται στη ΒΑ Χαλκιδική 1,5 χιλιόμετρο ΒΑ του Στρατονίου και 5 χιλιόμετρα ανατολικά της Στρατονίκης. Ανήκει στην γεωλογική ενότητα των Κερδυλλίων, η οποία με τη σειρά της αποτελεί τμήμα της μεταμορφικής επαρχίας της Ροδόπης (Kydonakis et al. 2014).

Η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης (Σχ. 2.1) αποτελεί την ενδοχώρα του ελληνικού συστήματος υποβύθισης. Μπορεί να θεωρηθεί ως ένα ΝΔ σύστημα κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων, που μεταμορφώθηκαν στην αμφιβολιτική φάση. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί έχουν επηρεαστεί από τη χρονικά μεταγενέστερη εκτατική τεκτονική που οδήγησε στον σχηματισμό μεγάλων τεκτονικών λεκανών καθώς και από τον συν-συγκρουσιακό (syn-collisional) και μετα-συγκρουσιακό (post-collisional) μαγματισμό.



Σχήμα 2.1: Η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης καθώς και ο επί μέρους διαχωρισμός της.

Πηγή: Kydonakis et al (2014)

Το βόρειο όριο της μεταμορφικής επαρχίας της Ροδόπης αποτελεί το ρήγμα κατά μήκος του Έβρου (Maritza). Πρόκειται για ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Στα ανατολικά η επαρχία εκτείνεται μέχρι την Ηωκαινική τεκτονική λεκάνη της Θράκης, ενώ στα ΝΔ το όριο της είναι η λεκάνη Θερμαϊκού-Αξιού, που αντιστοιχεί με τη ζώνη συρραφής

του Αξιού (Vardar) (Σχ. 2.1). Στα Νότια το όριο της χάνεται κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου.

Σύμφωνα με τις πιο σύγχρονες απόψεις (Kydonakis et al. 2014) ο διαχωρισμός της επαρχίας γίνεται σε τρεις τεκτονικές ενότητες, στο Μεταμορφικό Σύμπλεγμα Βόρειας Ροδόπης (Northern Rhodope Complex), στο Σύμπλεγμα Μεταμορφικού Πυρήνα Νότιας Ροδόπης (Southern Rhodope Core Complex) και στο ΝΔ τμήμα της Ροδόπης, το λεγόμενο Τέμαχος Χαλκιδικής (Chalkidki Block), μέρος του οποίου είναι η Ενότητα Βερτίσκου (Σερβομακεδονική Μάζα) και η Περιοδοποτική Ζώνη (Kydonakis et al. 2016).

Το Μεταμορφικό Σύμπλεγμα Βόρειας Ροδόπης λιθολογικά αποτελείται από ορθογενέσιους, εκλογίτες, αμφιβολίτες, ενώ σε ανώτερα στρώματα ακολουθούν παραγενέσιοι, σχιστόλιθοι καθώς και διάσπαρτοι ορίζοντες μαρμάρων. Μικρές εμφανίσεις υπερβασικών σωμάτων βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένες σε ανώτερες θέσεις του συμπλέγματος (Mposkos and Liati 1993, Liati and Seidel 1996, Turpaud and Reischmann 2010, Janák et al. 2011, Moulas et al. 2013).

Ως προς τις συνθήκες μεταμόρφωσης, παρατηρούνται δύο κύριες φάσεις. Η πρώτη χρονολογείται στο Παλαιοζωικό. Χαρακτηρίζεται ως υπέρ-υψηλής πίεσης (UHP), με πιέσεις και θερμοκρασίες των 3 Gpa και 600 °C αντίστοιχα, όπως συμπεραίνεται από την ύπαρξη εγκλεισμάτων μικρο-διαμαντιών σε μεταπηλίτες (Mposkos and Kostopoulos 2001, Perraki et al. 2006, Schmidt et al. 2010). Η δεύτερη μεταμορφική φάση έλαβε χώρα κατά το Ιουρασικό – Κρητιδικό. Είναι αμφιβολιτικής φάσης και χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες, χαμηλές πιέσεις 0,7 Gpa και 720 °C (Moulas et al. 2013) και «επικαλύπτει» το προγενέστερο μεταμορφικό επεισόδιο.

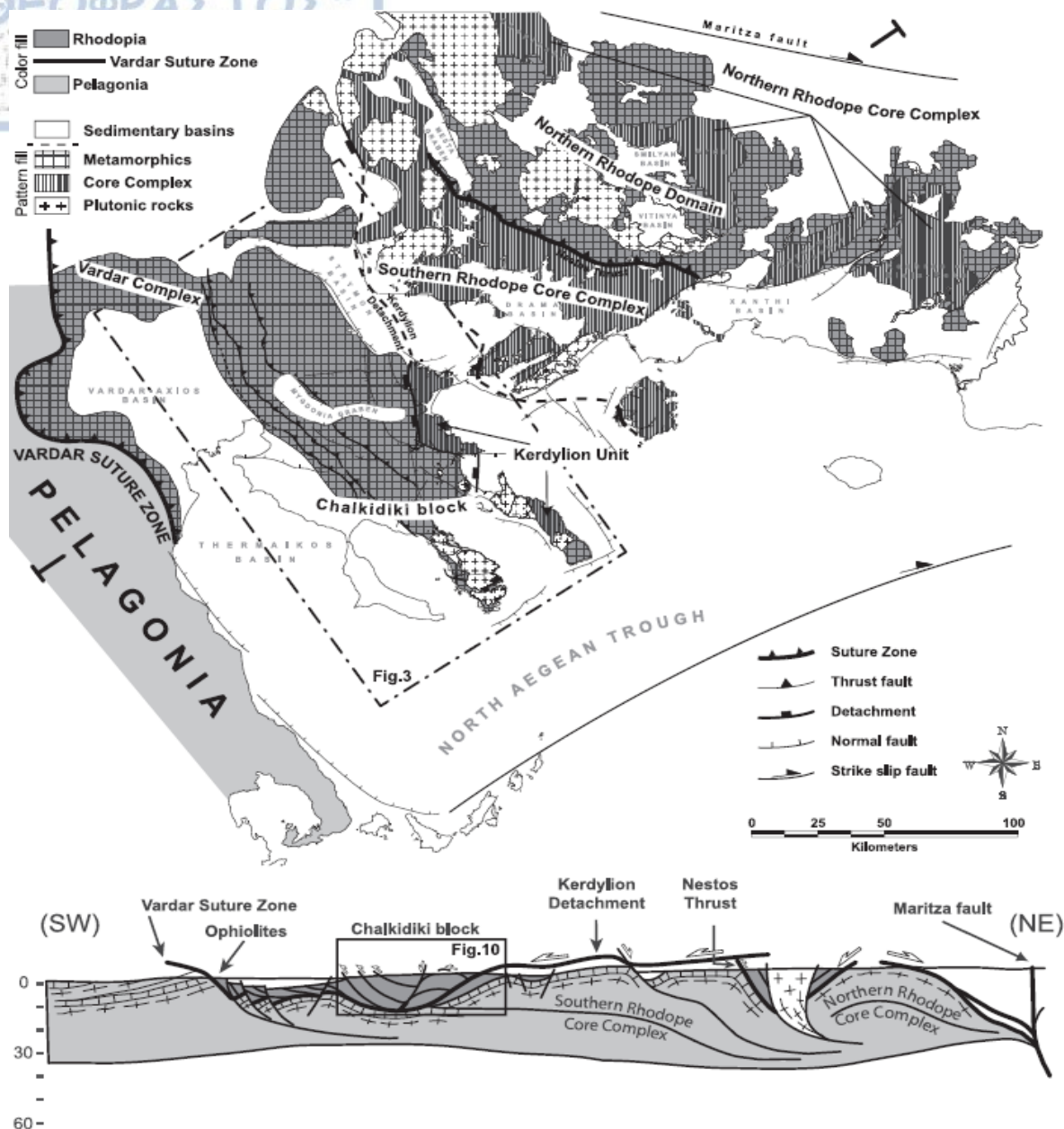
Οι τεκτονικές λεκάνες του Μεταμορφικού Συμπλέγματος Βόρειας Ροδόπης αποτελούνται και από ιζήματα τα οποία προήλθαν από την διάβρωση γειτονικών πλουτωνικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων, ηλικίας Άνω Κρητιδικού - Ολιγοκαίνου. Τα ιζήματα αυτά έχουν χρονολογηθεί από το Μαστρίγιο μέχρι το Παλαιόκαινο, γεγονός που υποδηλώνει την ηλικία δημιουργίας των λεκανών καθώς και την έναρξη της εκτατικής τεκτονικής, η οποία, με τη δράση μικρής κλίσης ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults), οδήγησε στην αποκάλυψη των υποκείμενων γεωλογικών σχηματισμών (Kilias et al. 2013, Kilias et al. 2015, Krohe & Mposkos 2002).

Το Σύμπλεγμα Μεταμορφικού Πυρήνα Νότιας Ροδόπης είναι ένας μεταμορφικός δόμος που χωρικά τοποθετείται ΝΔ του Συμπλέγματος Βόρειας Ροδόπης. Η επαφή των δύο ενοτήτων εντοπίζεται κατά μήκος του επωθητικού ρήγματος του Νέστου, το οποίο συνιστά μία μωλωνατιωμένη ρηξιγενή ζώνη. Η λιθολογία του συμπλέγματος συνίσταται από

Παλαιοζωικούς ορθογνεύσιους με παρεμβαλλόμενους αμφιβολίτες και στρώσεις μαρμαρυγιακών σχιστολίθων καθώς και μια υπερκείμενη παχιά σειρά μαρμάρων. Οι γνεύσιοι έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες, πρασινοσχιστολιθικής έως και άνω αμφιβολιτικής φάσης και σχετίζονται με την αποκάλυψη του μεταμορφικού δόμου. Η χρονολογία έναρξης αυτής της μεταμόρφωσης τοποθετείται στο Ηώκαινο. Η γεωλογική ενότητα των Κερδυλλίων, στην οποία εντοπίζεται η υπό μελέτη μεταλλοφορία, αποτελεί τμήμα του Συμπλέγματος Μεταμορφικού Πυρήνα Νότιας Ροδόπης (Kydonakis et al. 2014).

Οι διάσπαρτες τεκτονικές λεκάνες του συμπλέγματος αυτού έχουν κοινή διεύθυνση, ΒΔ – ΝΑ. Η δημιουργία τους και πάλι σχετίζεται με την εκτατική τεκτονική και δράση ρηγμάτων αποκόλλησης. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η λεκάνη του Στρυμόνα, η οποία δημιουργήθηκε από τη δράση του ρήγματος του Στρυμόνα. Η εκτατική αυτή τεκτονική χρονολογείται κατά το Μειόκαινο, παρόλο που τοπικά στην λεκάνη της Ξάνθης έχουν παρατηρηθεί υπολείμματα επικλησιγενών νουμουλιτοφόρων ασβεστολίθων, οι οποίοι είναι παλαιότεροι και χρονολογούνται στο μέσο Ηώκαινο (Kilias et al. 2011).

Η επαφή του Συμπλέγματος Μεταμορφικού Πυρήνα Νότιας Ροδόπης με το Τέμαχος Χαλκιδικής και συγκεκριμένα με τη Σερβομακεδονική μάζα, που είναι το ανατολικότερο όριό του, βρίσκεται κατά μήκος του ρήγματος αποκόλλησης των Κερδυλλίων (Σχ. 2.2). Το εν λόγω ρήγμα είναι υπεύθυνο για την αποκάλυψη και επιφανειακή έκθεση του συμπλέγματος μεταμορφικού πυρήνα της Νότιας Ροδόπης. Το Τέμαχος Χαλκιδικής αποτελεί τεκτονικά το υπερκείμενο τέμαχος (hanging wall) του ρήγματος των Κερδυλλίων (Kydonakis et al. 2016).



Σχήμα 2.2 Απεικόνιση του Τεμάχους Χαλκιδικής και η τεκτονική του θέση στη μάζα της Ροδόπης.

Πηγή: Kydonakis et al (2016)

Η γεωτεκτονική εξέλιξη του Τεμάχους Χαλκιδικής χωρίζεται σε τρεις φάσεις. Η πρώτη φάση έλαβε χώρα κατά το Παλαιογενές. Κατ' αυτήν το Τέμαχος Χαλκιδικής συμπεριφέρθηκε ως μια ενιαία συμπαγής μάζα. Χαρακτηρίζεται από μία δεξιόστροφη παραμόρφωση 30° , η οποία επηρεάστηκε από μέτριας έντασης εσωτερικές παραμορφώσεις. Στη δεύτερη φάση που είναι ηλικίας μέσου Μειοκαίνου, οι γεωλογικοί σχηματισμοί επηρεάστηκαν από θραυσσιγενή εκτατική τεκτονική, διευθύνσεως B-N. Η τρίτη και τελευταία φάση σχετίζεται με μαγματικές διεισδύσεις μαγματικών σωμάτων κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (Kydonakis et al. 2016).

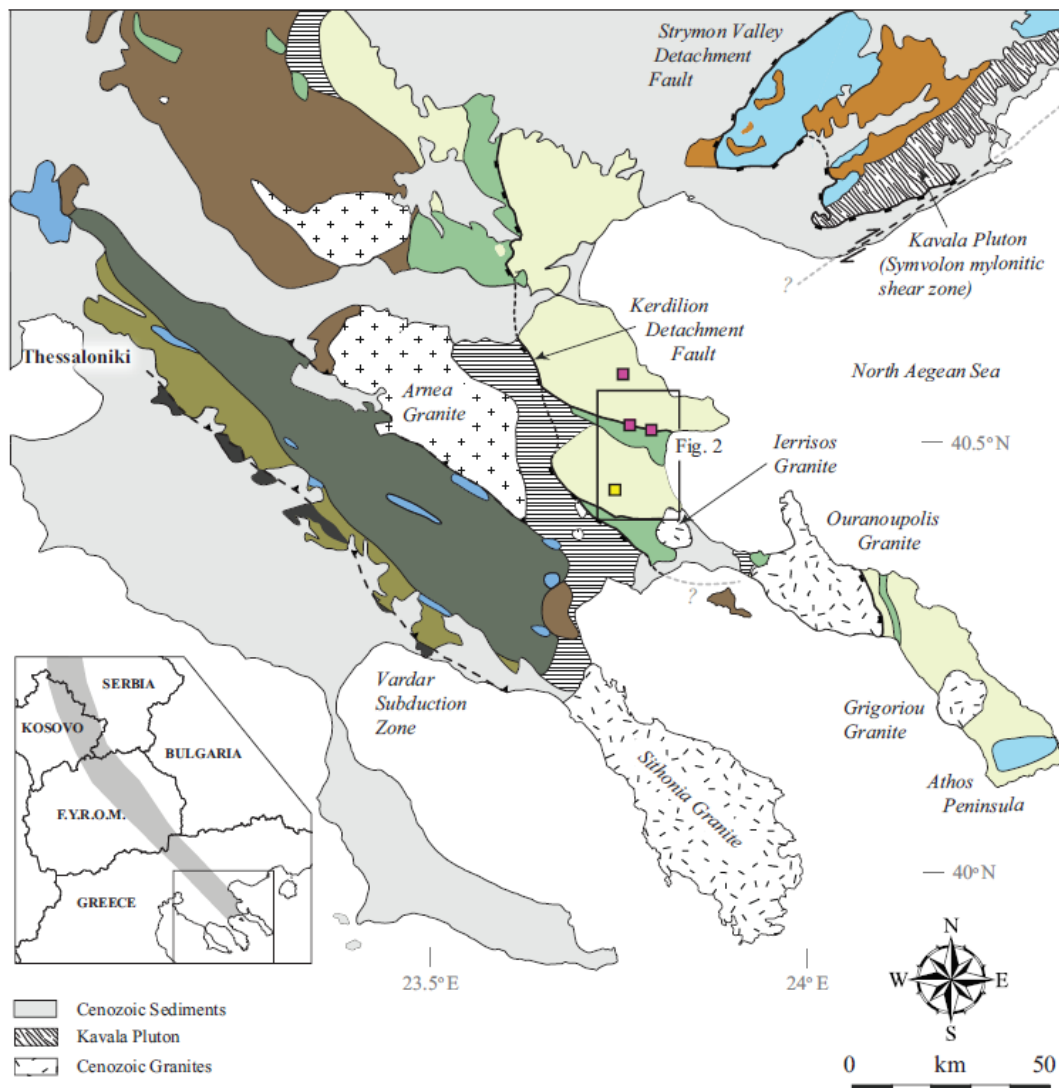
Το ανατολικότερο τμήμα του Τεμάχους Χαλκιδικής, όπως προαναφέρθηκε, είναι η ενότητα του Βερτίσκου (Σερβομακεδονική μάζα). Αποτελείται από μιγματίτες, ορθογενείς, που προέρχονται από μεταμορφωμένα Παλαιοζωικά γρανιτοειδή, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους καθώς και διάσπαρτες στρώσεις μαρμάρων. Στους ανώτερους ορίζοντες της ενότητας παρατηρούνται τεκτονικά τοποθετημένα, μεταμορφωμένα οφειολιθικά πετρώματα.

Το δυτικότερο τμήμα του Τεμάχους Χαλκιδικής αποτελεί η Περιοδοπική ζώνη. Η Περιοδοπική ζώνη αποτελείται από μια μετα-ιζηματογενή ακολουθία ηλικίας Τριαδικού – Ιουρασικού. Θεωρείται το κάλυμμα της ενότητας του Βερτίσκου και η λιθολογία της συνίσταται στη βάση από μετα-ρυόλιθους και μετα-χαλαζίτες και στη συνέχεια από μία ακολουθία σχιστολίθων, φυλλιτών και ανθρακικών πετρωμάτων.

2.1 ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ

Η εκτατική τεκτονική στην μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης οδήγησε στην λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού και στον έντονο μαγματισμό, ο οποίος σχετίζεται με την υποβύθιση του ωκεανού του Βαρδάρη (Αξίου) (Kiliyas et al. 2011), ή ενδεχομένως του ωκεανού της Πίνδου. Η ηλικία των μαγματικών σωμάτων της Μάζας της Ροδόπης, που συνδέεται με αυτό το γεωτεκτονικό περιβάλλον, είναι Καινοζωική, ενώ η σύστασή τους ποικίλλει. Ο μαγματισμός αυτός είναι έντονα συσχετισμένος με τις εκτατικές λεκάνες της Μάζας της Ροδόπης, η δημιουργία των οποίων, όπως προαναφέρθηκε, ελέγχεται από ρηξιγενές δομές αποκόλλησης. Η φύση του μαγματισμού είναι είτε διεισδυτική, με την μορφή πλουτωνικών και υποηφαιστειακών σωμάτων, είτε εκχυτική, με πληθώρα εμφανίσεων ηφαιστειακών σχηματισμών (Innocenti et al. 1984, Pe-Piper and Piper 2002, Christofides et al. 2004, Perugini et al. 2004, Marchev et al. 2005, Ersoy and Palmer 2013, Pipera et al 2013). Οι εμφανίσεις του Τριτογενούς μαγματισμού βρίσκονται διάσπαρτες σε όλη την έκταση της μεταμορφικής επαρχίας της Ροδόπης. Τέτοιοι πλουτωνικοί όγκοι εντοπίζονται στο Παγγαίο, στην Καβάλα, στην Ξάνθη, στην Ιερισσό, στο Στρατώνι, στη Μονή Γρηγορίου Αγίου Όρους, ενώ μερικές από τις ηφαιστειακές τριτογενείς εμφανίσεις, είναι αυτές της Σαμοθράκης και του Διπόταμου–Καλότυχου (Innocenti et al. 1984, Pe-Piper and Piper 2002, Christofides et al. 2004). Ο μαγματισμός κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς συνδέεται με χρονικά καθορισμένα γεωτεκτονικά γεγονότα.

Ο αρχικός μαγματισμός του Άνω Κρητιδικού, που συνδέεται με την υποβύθιση του ωκεανού του Αξίου ακολουθήθηκε από τον μετα-συγκρουσιακό (post-collisional) μαγματισμό κατά το Παλαιόκαινο – Ηώκαινο. Ο μαγματισμός αυτός σχετίζεται με την αποκόλληση του υποβυθιζόμενου ωκεανού από τον ηπειρωτικό φλοιό (slab break-off), που ακολουθείται από ασθενοσφαιρική αναθόλωση, ταχεία εκταφή (exhumation), την πρώτη φάση σχηματισμού μεταμορφικών πυρήνων της μεταμορφικής επαρχίας της Ροδόπης και αδακιτικό (adakite-like) μαγματισμό (Marchev et al. 2013). Την ασθενοσφαιρική αναθόλωση και τη δημιουργία των μεταμορφικών πυρήνων ακολουθεί η κατάρρευση του ορογενούς και εκτατική τεκτονική κατά το τέλος του Ηωκαίνου έως το Μειόκαινο. Ο μετα-συγκρουσιακός μαγματισμός από το τέλος του Ηωκαίνου έως και το Ολιγόκαινο είναι όξινης έως ενδιάμεσης-βασικής σύστασης, ασβεσταλκαλικός, σωσσονιτικός ή υψηλού Κ (ultrapotassic). Τέτοιοι διεισδυτικοί όγκοι εμφανίζονται τόσο στη Ροδόπη όσο και στο Τέμαχος Χαλκιδικής (Σερβομακεδονική Μάζα) (Σχ. 2.3). Πλουτωνικές διεισδύσεις, όπως αυτές της Ξάνθης, Μαρώνειας και Βροντούς, πραγματοποιήθηκαν ταυτόχρονα με τη δράση εκτατικών ρηγμάτων αποκόλλησης στα υποκείμενα τεμάχια αυτών (footwall) (Melfos and Voudouris 2017). Κατά συνέπεια, οι προαναφερθέντες πλουτωνίτες είναι μερικός μολωνιτιομένοι. Στην ενότητα των Κερδυλλίων οι Ολιγοκαινικές διεισδύσεις σχηματίστηκαν συγχρόνως με τη δράση του ρήγματος αποκόλλησης των Κερδυλλίων (Σχ. 2.3) (Brun and Sokoutis 2007, Hahn et al. 2012, Siron et al. 2016). Τέλος, κατά το Μειόκαινο, σε μία δεύτερη φάση εκτατικής τεκτονικής, συντελείται η οριστική εκταφή των μεταμορφικών πυρήνων, ενώ παράλληλα λαμβάνει χώρα σωσσονιτικός-ασβεσταλκαλικός διεισδυτικός μαγματισμός, με τη δημιουργία των μαγματικών διεισδύσεων Παγγαίου και της Καβάλας (Dinter et al. 1995) καθώς και του πορφυριτικού μονζονίτη των Σκουριών (Kroll et al. 2002). Ο τελευταίος σχετίζεται χρονικά με τη δράση του ρήγματος αποκόλλησης του Στρυμόνα (Dinter and Royden 1993, Brun and Sokoutis 2007).



Σχήμα 2.3 Μαγματισμός και γεωλογία του Τεμάχους Χαλκιδικής. Πηγή: Siron et al (2016)

3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

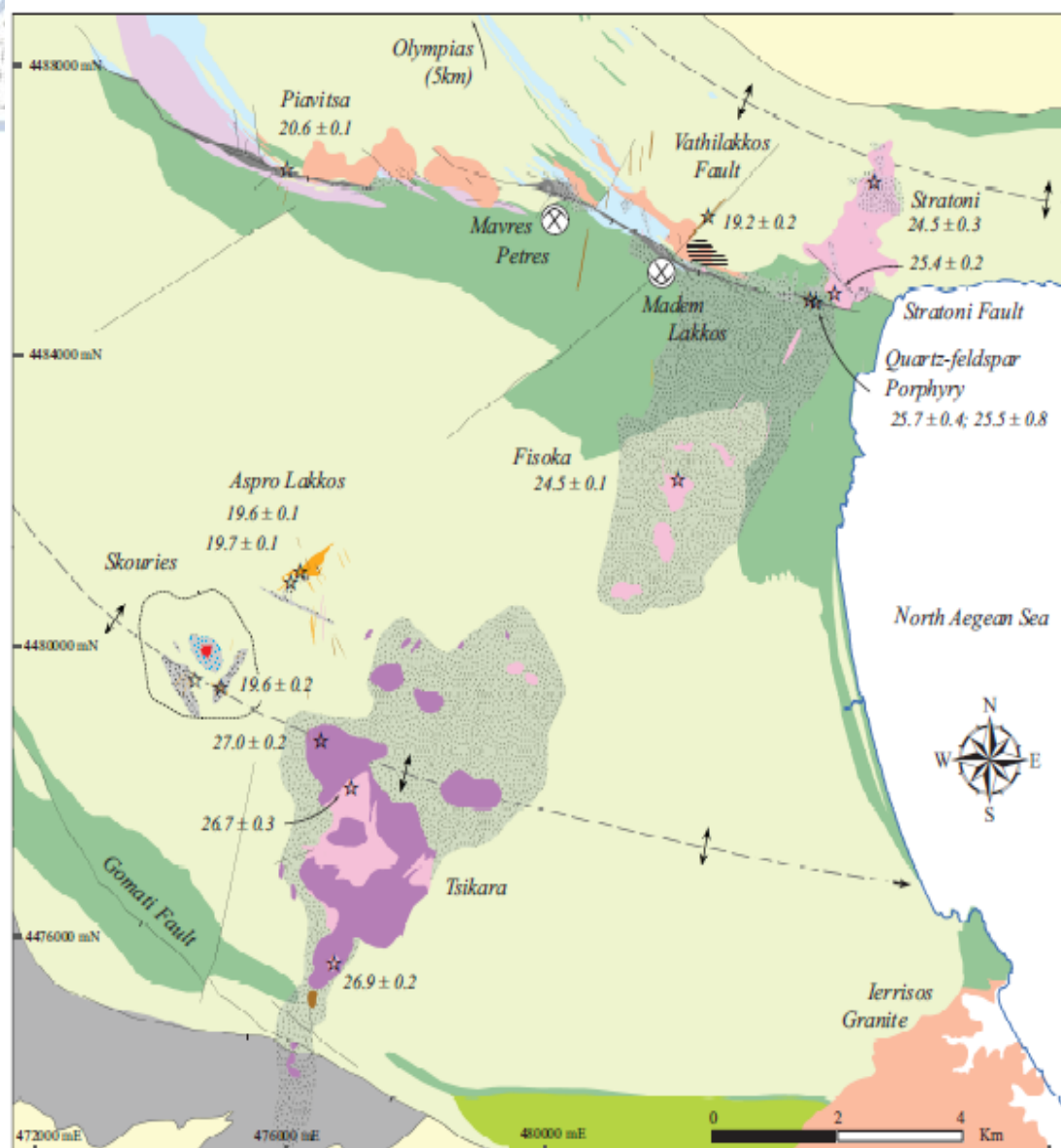
Η υπό μελέτη μεταλλοφορία στα Άσπρα χώματα είναι συνδεδεμένη με μία υποηφαιστειακή μαγματική φάση του πλουτωνίτη του Στρατωνίου. Κύριο γεωλογικό στοιχείο της ευρύτερης περιοχής αποτελεί το ρήγμα Στρατωνίου (Σχήμα 3.1). Πρόκειται για μία ρηξιγενής ζώνη κανονικών ρηγμάτων, διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ και μήκους 12 χιλιομέτρων, από τα δυτικά της Πιάβιτσας μέχρι το χωριό του Στρατωνίου (Siron et al. 2016).

Βόρεια του ρήγματος, δηλαδή στο κάτω τέμαχος (foot wall) του ρήγματος εντοπίζεται η γεωλογική ενότητα των Κερδυλλίων, που ανήκει στην μάζα της Ροδόπης, και στη συγκεκριμένη περιοχή αποτελείται από μιγματιτικούς χαλαζιούχους-αστριούχους βιοτιτικούς γνευσίους, μεγακρυσταλλικούς πλαγιокλαστικούς-μικροκλινικούς γνευσίους, μάρμαρα και αμφιβολίτες. Προς τα νότια, οι γεωλογικοί σχηματισμοί αποτελούν το άνω τέμαχος (hanging wall) του ρήγματος που οριοθετεί τη γεωλογική ενότητα του Βερτίσκου (Kockel et al. 1977). Πρόκειται για μια παχιά σειρά βιοτιτικών ασβεστιτικών γνευσίων με μικρές παρεμβολές σχιστολίθων, ασβεστιτικών σχιστολίθων και μαρμάρων. Οι έρευνες έχουν δείξει κατά τόπους βαθμιαία επαφή μεταξύ των αμφιβολιτών και των ασβεστιτικών βιοτιτικών γνευσίων του άνω τεμάχους του ρήγματος του Στρατωνίου με τους βιοτιτικούς χαλαζιούχους – αστριούχους γνευσίους του κάτω τεμάχους. Μάρμαρα και αμφιβολίτες βρίσκονται εκατέρωθεν του ρήγματος, με τα μάρμαρα να κυριαρχούν όμως στο κάτω τέμαχος (βόρεια) του ρήγματος και τους αμφιβολίτες στο άνω (νότια). Αξιοσημείωτο γεγονός αποτελεί ότι τα μάρμαρα και οι ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι που σχετίζονται με τους γνευσίους του άνω τεμάχους είναι σχηματισμοί συγγενικοί προς την ενότητα των Κερδυλλίων και όχι του Βερτίσκου (Himmerkus et al. 2011). Η ενότητα των Κερδυλλίων λοιπόν τοποθετείται χωρικά βόρεια αλλά και νότια του ρήγματος του Στρατωνίου, παρόλο που μερικές λιθολογικές εναλλαγές μεταξύ των δύο γεωλογικών ενοτήτων παρατηρούνται κατά μήκος του.

Η πρώτη κινηματική του ρήγματος του Στρατωνίου χαρακτηρίζεται από επωθητική συμπίεστική-πλαστική τεκτονική, σε συνθήκες κατώτερης αμφιβολιτικής μεταμορφικής φάσης. Στο κάτω Ολιγόκαινο η κινηματική του ρήγματος μεταβαίνει από συμπίεστική τεκτονική σε εκτατική πλαστική τεκτονική, με δημιουργία μυλωνιτωμένων ζωνών. Στη συνέχεια, στο Άνω Ολιγόκαινο, η εκτατική τεκτονική πραγματοποιείται σε ημι-θραυσιγενείς συνθήκες, με τη δημιουργία κατακλαστικών ζωνών, και αργότερα σε θραυσιγενείς συνθήκες (Siron et al. 2014). Κατά την εξέλιξη της κινηματικής του ρήγματος οι παλαιότερες

τεκτονικές δομές επικαλύπτονται από τις νεότερες. Στην επικάλυψη αυτών των δομών συνέβαλε και η εκτεταμένη μεταλλοφορία σουλφιδίων στο Μαντέμ Λάκκο, σε μια συngenετική παραμόρφωση. Η εν λόγω μεταλλοφορία μετατοπίζεται τοπικά από τη δράση του ρήγματος του Βαθύλακκου. Πρόκειται για ένα οριζόντιας μετατόπισης δεξιόστροφο ρήγμα ΝΑ διεύθυνσης, του οποίου η δράση φαίνεται να συνεχίζει και μετά τον σχηματισμό της μεταλλοφορίας καθώς και μετά την κύρια δράση του ρήγματος Στρατωνίου. Το ρήγμα Στρατωνίου ενεργοποιήθηκε ξανά το Νεογενές, κατά την εκτατική τεκτονική, διεύθυνσης Β-Ν (Pavlidis and Tranos 1999, Jolivet et al. 2013).

Η ευρύτερη περιοχή του Στρατωνίου χαρακτηρίζεται από πληθώρα μαγματικών διεισδύσεων. Η μεγαλύτερη είναι αυτή της Τσικάρας, νότια του Στρατωνίου και ΝΑ των Σκουριών, με έκταση 4,5 Km². Πρόκειται για έναν πλουτωνίτη μονζογαββρικής έως γρανοδιοριτικής σύστασης, ο οποίος διεισδύει σε χαλαζιακούς-αστριούχους βιοτιτικούς γνευσίους και σχιστολίθους, που ανήκουν στην γεωλογική ενότητα των Κερδυλλίων (Frei, 1992). Η Φισώκα αποτελεί ένα σύμπλεγμα διεισδυτικών σωμάτων, ΝΔ του Στρατωνίου, μέσα σε ασβεστιτικούς χαλαζιακούς βιοτιτικούς γνευσίους και αμφιβολίτες, που ανήκουν στην γεωλογική ενότητα των Κερδυλλίων. Το καθένα από τα σώματα έχει έκταση μικρότερη των 0,2 Km² και η σύστασή τους είναι διοριτική έως γρανοδιοριτική (Frei, 1992). Ένα άλλο διεισδυτικό μαγματικό σώμα της περιοχής, μέσα σε χαλαζιακούς-αστριούχους βιοτικούς γνευσίους, αμφιβολίτες και μάρμαρα της ενότητας των Κερδυλλίων, αποτελεί ο γρανοδιορίτης του Στρατωνίου. Βρίσκεται ΒΑ του Στρατωνίου και έχει έκταση 1,5 Km² (Frei, 1992). Στο ανώτερο μορφολογικά τμήμα του γρανοδιορίτη αποκαλύπτεται και μια μικρής έκτασης, πορφυριτική μαγματική διείσδυση, που, όπως προαναφέρθηκε φιλοξενεί την υπό μελέτη μεταλλοφορία. Στις Σκουριές παρατηρούνται τέσσερις πορφυριτικές διεισδύσεις χαλαζιακού μονζονίτη μέσα σε χαλαζιακούς - αστριούχους βιοτιτικούς γνευσίους και σχιστολίθους της ενότητας των Κερδυλλίων (Frei 1992, 1995, Kroll et al. 2002). Τέλος, 1 χιλιόμετρο ΒΑ των Σκουριών βρίσκεται η πορφυριτική διείσδυση του Άσπρου Λάκκου. Πρόκειται για έναν χαλαζιακό μονζονίτη, ο οποίος παρουσιάζει ομοιότητες με τον τελευταίο χρονικά πορφύρη των Σκουριών (Siron et al. 2016).



Metamorphic Basement Rocks	Oligo-Miocene Intrusive Rocks	Map Symbology
Quartz-feldspar granite gneiss	Quartz monzonite porphyry	Normal fault with dip and damage zone, dashed where approx.
Plagioclase-microcline gneiss	Glomerophytic porphyry dikes	Antiform with plunge direction (approx.)
Amphibolite, metagabbro, pyroxenite with serpentinized peridotite and dunite (TVG complex)	Quartz monzonite porphyry (Skouries)	Fault
Quartz-feldspar-biotite gneiss	Granodiorite/granodiorite porphyry	☆ Zircon U-Pb sample location
Marble, locally graphitic	Monzogabbro and monzodiorite	⊗ Active Mine ⊗ Closed Mine
Graphite-bearing quartz-biotite gneiss	Alteration	Demagnetization (pyrite) halo at Skouries defined by unpub. aero-magnetic data
Leucocratic augen gneiss (Vertiskos?)	Quartz-sericite-pyrite (QSP)	
	Amphibole-magnetite-biotite (Skouries)	
	Wollastonite-tremolite-epidote (skam)	

Σχήμα 3.1: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής Στρατωνίου. Πηγή: Siron et al. (2016).

4. ΠΟΡΦΥΡΙΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΧΑΛΚΟΥ

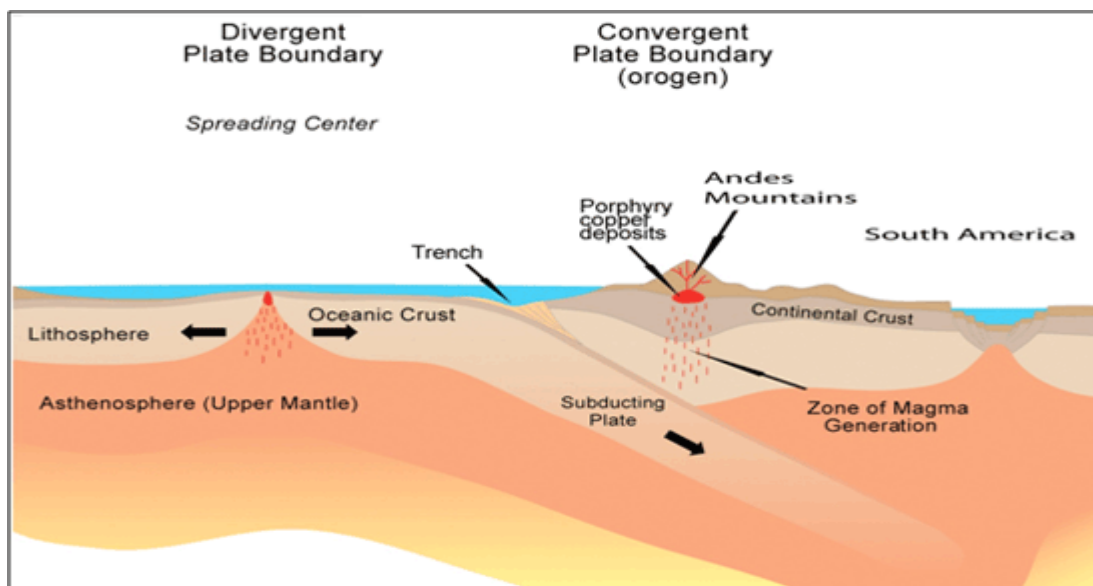
Για την περιγραφή των πορφυριτικών συστημάτων Cu είναι σημαντικό να δοθεί πρωταρχικά ένας ολοκληρωμένος ορισμός. Κατά τον Sillitoe (2010) ως πορφυριτικά συστήματα Cu ορίζονται μεγάλοι όγκοι υδροθερμικά εξαλλιωμένων πετρωμάτων, των οποίων το μέγεθος κυμαίνεται από 10 έως και 100 Km³, και συνδέονται με μεταλλοφορία Cu. Ένα πορφυριτικό σύστημα Cu μπορεί να περιέχει επίσης και άλλους τύπους μεταλλοφορίας, όπως θερμομεταμόρφωσης επαφής (skarn), αντικατάστασης καθώς και διασποράς σε ιζηματογενείς σχηματισμούς. Τέλος, μία μεταλλοφορία των πορφυριτικών συστημάτων Cu μπορεί να συνδέεται με επιθερμικού τύπου μεταλλοφορία ενδιάμεσης ή/και υψηλής θεώσης.

Οι πορφυριτικές μεταλλοφορίες είναι μαγματογενούς προέλευσης και είναι στενά συνδεδεμένες με ασβεσταλκαλικό μαγματισμό σε ηφαιστειακά τόξα. Αυτός ο τύπος μαγματισμού συνδέεται με ζώνες υποβύθισης σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια. Συνεπώς η μεταλλογένεση πορφυριτικών συστημάτων Cu πραγματοποιείται σε ενεργές ζώνες υποβύθισης ωκεάνιου φλοιού κάτω από ηπειρωτικά τεμάχη. Μικρό ποσοστό τέτοιων συστημάτων δημιουργούνται μετά το πέρας της υποβύθισης (post-collisional).

Ένα τυπικό πορφυριτικό κοιτάσμα περιέχει κατά μέσο όρο 0,5–1,5% Cu, <0,01–0,04% Mo ενώ οι περιεκτικότητές του σε Au κυμαίνονται μεταξύ 0,0–1,5 g/t. Εξαιρέση αποτελούν τα πορφυριτικά κοιτάσματα Au, με περιεκτικότητες σε Au από 0,9–1,5 gr/t και σε Cu σε πολύ μικρά ποσοστά, < 0,1 %. Οι μεταλλοφορίες υπό τη μορφή skarn είναι ακόμα πιο πλούσιες τόσο σε Cu όσο και σε Au. Σε αντίθεση τα επιθερμικά κοιτάσματα υψηλής θεώσης, αν και έχουν υψηλές περιεκτικότητες σε Au, (1 – 3 gr/t), τα ποσοστά του Cu είναι ιδιαίτερα χαμηλά σε επίπεδο μη εκμεταλλευσιμότητας. Κύρια αιτία για αυτό είναι η επιφανειακή έκπλυση της μεταλλοφορίας.

Οι εμφανίσεις πορφυριτικών συστημάτων Cu έχουν μερικά κοινά περιοχικά χαρακτηριστικά. Συνήθως εμφανίζονται γραμμικά κατά μήκος ορογενετικών συστημάτων, δημιουργώντας έτσι χαρακτηριστικές ζώνες, των οποίων το μήκος είναι της τάξης των μερικών χιλιάδων χιλιομέτρων. Ένα τυπικό παράδειγμα αποτελούν τα πορφυριτικά συστήματα κατά μήκος των Άνδεων (Σχ. 4.1) (Sillitoe and Perelló, 2009). Παρόλα αυτά, τέτοιου τύπου μεταλλογένεση μπορεί να πραγματοποιηθεί απομονωμένα ή απομακρυσμένα αυτών των ζωνών, αν και τέτοιες εμφανίσεις είναι σπανιότερες (Sillitoe, 2008). Η μεταλλογένεση κοιτασμάτων πορφυριτικού Cu παρουσιάζει και κοινά χαρακτηριστικά ως προς την ηλικία, με σαφώς καθορισμένες μεταλλογενετικές εποχές. Οι χρονικές αυτές

περίοδοι είναι συνδεδεμένες με μεγάλης έκτασης μαγματικά φαινόμενα. Τυπικά η διάρκειά τους κυμαίνεται από 10 έως 20 Μ.α. Μεμονωμένες ζώνες συστημάτων πορφυριτικού Cu συνήθως εμφανίζονται διαιρεμένες τμηματικά και κατά κανόνα όχι αλληλεπικαλυπτόμενες. Η τμηματική διαίρεση των ζωνών οφείλεται στη μετανάστευση του μαγματισμού. Η μετανάστευση αυτή οφείλεται στη μεταβολή κλίσης της υποβυθιζόμενης πλάκας κατά τη διάρκεια των μεταλλογενετικών εποχών και ακολουθεί τις αντίστοιχες μετατοπίσεις των ηφαιστειακών τόξων (Sillitoe and Perelló, 2009).



Σχήμα 4.1: Απλοποιημένη απεικόνιση δημιουργίας πορφυριτικών κοιτασμάτων Cu κατά μήκος των οροσειρών των Άνδεων και η σύνδεσή τους με ζώνες υποβύθισης. Πηγή: <http://www.indicoresources.com/s/CopperPorphyryDeposits.asp>

Τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα δημιουργίας των πορφυριτικών συστημάτων ποικίλουν, από μέτρια εκτατικά, εκτατικά με στοιχεία οριζόντιας μετατόπισης έως και συμπιεστικά. Ισχυρά εκτατικές τεκτονικές συνθήκες δεν συνδέονται με τη δημιουργία πορφυριτικών συστημάτων καθώς χαρακτηρίζονται από bimodal βασαλτικό–ρυολιθικό μαγματισμό. Το μέγεθος των τάσεων που δημιουργούνται σε περιβάλλοντα κατάδυσης εξαρτάται από το αν η υποβύθιση πραγματοποιείται με αυλακοειδή μορφή ή περιστροφή της πλάκας καθώς και από τον βαθμό σύγκλισης ή απόκλισης της πλάκας. Η μεταλλογένεση κοιτασμάτων πορφυριτικού Cu σχετίζεται ιδιαίτερος με συμπιεστική τεκτονική, η οποία συνεπάγεται αύξηση πάχους του ηπειρωτικού φλοιού και ακολουθείται από εκτατική τεκτονική, αναθόλωση και ραγδαία εκταφή και μαγματισμό (Sillitoe 1998). Οι συνθήκες αυτές επιτρέπουν τη δημιουργία μαγματικών θαλάμων μεσαίου έως μικρού βάθους, οι

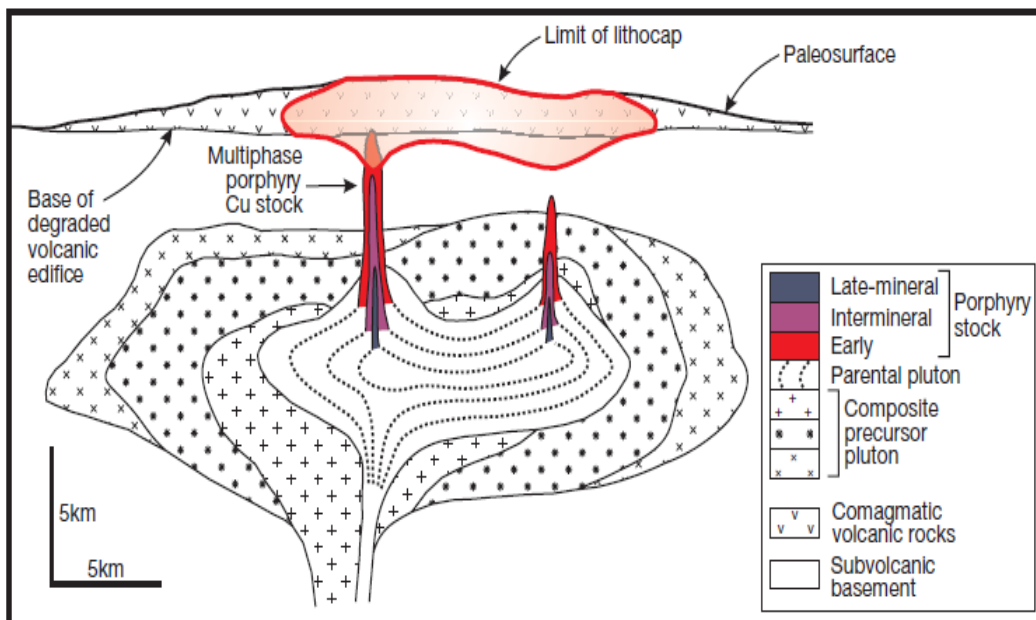
οποίοι, σε αυτό το περιβάλλον, μπορούν να απελευθερώσουν μεγάλες ποσότητες μάγματος και υδροθερμικών ρευστών. Η δράση ρηγμάτων μπορεί να καθορίσει τόσο τη γεωμετρία των συστημάτων όσο και τα συστατικά μέλη τους. Ενδοτοξικές ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες δρουν πριν και κατά τη διάρκεια του μαγματισμού και της μεταλλογένεσης, παίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία των πορφυριτικών συστημάτων Cu. Σημαντικό παράγοντα αποτελούν επίσης και οι «διασταυρώσεις» εγκάρσιων ρηξιγενών δομών, με δομές παράλληλες στην ανάπτυξη του ηφαιστειακού τόξου (Sillitoe and Perelló, 2009).

Τα κοιτάσματα πορφυριτικού Cu φιλοξενούνται σε πληθώρα τύπων πετρωμάτων, από πυριγενή και μεταμορφωμένα έως και ιζηματογενή. Για τη δημιουργία κοιτασμάτων αυτού του τύπου, σημαντική είναι η ύπαρξη ενός σχετικά διαπερατού υπερκείμενου γεωλογικού σχηματισμού. Τέτοιο ρόλο μπορούν να επιτελέσουν μεγάλου πάχους ανθρακικές σειρές, ιδίως όταν εντοπίζονται κοντά στη μαγματική διείσδυση, σε επαφή με άλλα πετρώματα μικρής σχετικά περατότητας. Η δράση αυτών των σχηματισμών προκαλεί υψηλό βαθμό ορυκτογένεσης (Sillitoe, 1997). Σε μερικές περιπτώσεις μικρές πορφυριτικές διεισδύσεις δεν καταφέρνουν να διαπεράσουν αυτά τα μικρής περατότητας στρώματα και δημιουργούν «τυφλά» υψηλής περιεκτικότητας κοιτάσματα. Πολύ συνηθισμένους ξενιστές πορφυριτικού χαλκού αποτελούν τα πλούσια σε Fe πετρώματα (Phillips et al. 1974, Wilkinson et al. 1982). Αυτό οφείλεται κυρίως σε αυξημένη ικανότητα δέσμευσης του Cu που φέρουν τα υδροθερμικά διαλύματα. Διαβάσεις, γάββροι και βασάλτες αποτελούν ενδεικτικά παραδείγματα τέτοιων πετρωμάτων. Άλλου τύπου μεταλλοφορίες, όπως θερμομεταμόρφωσης επαφής (skarn) ή αντικατάστασης, απαιτούν σχηματισμούς με πιο ιδιαίτερα χημικά και μορφολογικά χαρακτηριστικά, όπως ανθρακική σύσταση, λεπτές στρώσεις και αργλική κοκκομετρία. Πυροκλαστικοί ή επικλαστικοί σχηματισμοί αποτελούν συνηθισμένους ιζηματογενείς ξενιστές για επιθερμική υψηλής θείωσης μεταλλοφορία. Η κρυστάλλωση της μεταλλοφορίας σε διαφορετικού τύπου πετρώματα είναι δυνατή, εφόσον έχουν πληθώρα ασυνεχειών και ρηγμάτων, ώστε να εισέλθουν και να κυκλοφορήσουν τα υδροθερμικά διαλύματα.

Οι μαγματικές διεισδύσεις που σχετίζονται με τις πορφυριτικές μεταλλοφορίες χαρακτηρίζονται από πολλαπλές διεισδυτικές φάσεις. Οι διεισδύσεις πραγματοποιούνται υπό τη μορφή φλεβών ή συμπαγών ακανόνιστων σωμάτων με διάμετρο κατά μέσο όρο < 1 Km και βάθη που ξεπερνούν τα 2 Km, ενώ χαρακτηρίζονται από μια επιμήκη ελλειψοειδή γεωμετρία. Διακρίνονται έτσι σε πρώιμους πορφύρες, μεσο-κρυσταλλικούς πορφύρες, τελικούς κρυσταλλικούς πορφύρες και μετα-κρυσταλλικούς πορφύρες (Σχ. 4.2). Οι πρώιμοι πορφύρες χαρακτηρίζονται από τον υψηλότερο βαθμό κρυστάλλωσης, ο οποίος μειώνεται

προς τελικούς και μετά-πορφύρες. Ως προς την γεωχημεία τους, οι πορφυριτικές διεισδύσεις είναι I τύπου. Χημικά ποικίλουν από ασβεσταλκαλικές με ενδιάμεση περιεκτικότητα K έως ασβεσταλκαλικές με υψηλό K (σωσσονιτική σειρά). Πετρογραφικά, η σύστασή τους κυμαίνεται μεταξύ ασβεσταλκαλικού διορίτη, χαλαζιακού διορίτη, γρανοδιορίτη, χαλαζιακού μονζονίτη, αλκαλικού διορίτη, μονζονίτη έως και συηνίτη σε σπάνιες περιπτώσεις. Οι πορφυριτικές μεταλλοφορίες Cu πλούσιες σε Mo συνδέονται με τα λευκοκρατικά μέλη της σειράς, ενώ οι πλούσιες σε Au με τα μαφικά.

Συνηθισμένο χαρακτηριστικό των πορφυριτικών κοιτασμάτων Cu αποτελεί το φρεατομαγματικό διατρεμές (phreatomagmatic breccia). Τα φρεατομαγματικά διατρεμή αποτελούν κατακόρυφους ηφαιστειακούς σωλήνες, η δημιουργία των οποίων πραγματοποιείται από φρεατομαγματική εκρηκτική ηφαιστειακή δράση. Επιφανειακά μπορεί να εκδηλώνονται ως ηφαίστεια τύπου Maar. Οι διαστάσεις τους μπορεί να ξεπερνούν το 1 Km σε διάμετρο και τα 2 Km σε βάθος. Τα διατρεμή δημιουργούνται συνήθως στα τελικά στάδια ενός πορφυριτικού συστήματος Cu. Είτε τέμνουν τη μεταλλοφορία Cu είτε δημιουργούνται παράλληλα με αυτήν σε μεγαλύτερα βάθη, αλλά χρονικά συμπίπτουν με τη δημιουργία επιθερμικών μεταλλοφοριών υψηλής θείωσης σε μικρότερα βάθη.

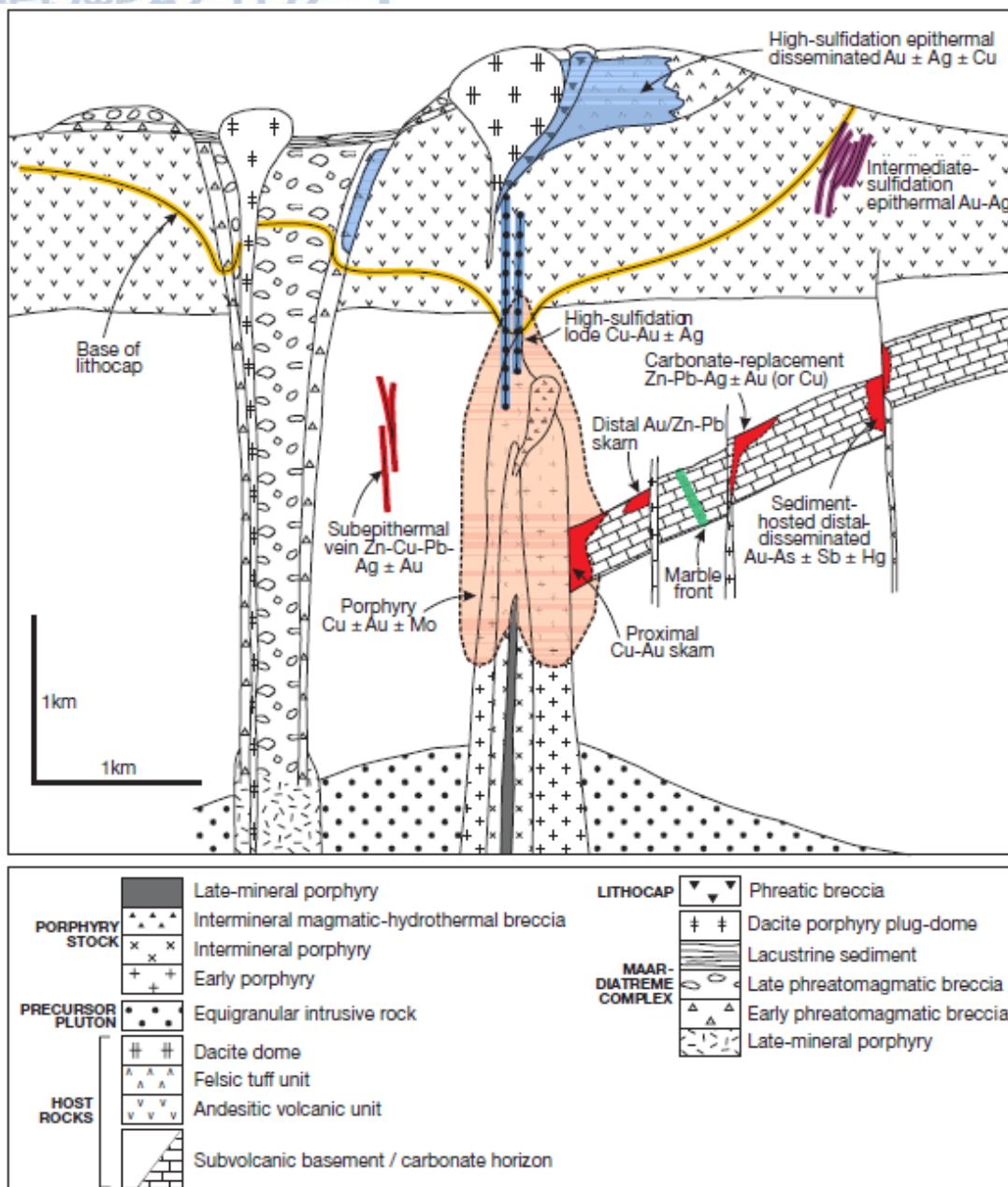


Σχήμα 4.2: Απεικόνιση των πολλαπλών διεισδυτικών φάσεων των μεταλλοφόρων πορφυριτικών συστημάτων Πηγή: Sillitoe (2010)

Σε επαφές με γειτονικούς σχηματισμούς μπορούν να απομονώσουν τοπικά, τμήμα της επιθερμικής μεταλλοφορίας Au. Φρεατομαγματικά λατυποπαγή (breccias) που

δημιουργούνται μέσα σε διατρεμή έχουν ιδιαίτερη υφή. Αποτελούνται από κλάστες διαμέτρου μερικών εκατοστών από πετρώματα του υποβάθρου και τοφφικά συστατικά ανδεσιτικής έως δακιτικής σύστασης. Τα φρεατομαγματικά λατυποπαγή διαφοροποιούνται από τα υδροθερμικά και μαγματικά λατυποπαγή, που συναντώνται σε βαθύτερα τμήματα των πορφυριτικών συστημάτων, καθώς δεν έχουν τοφφικό συγκολλητικό υλικό.

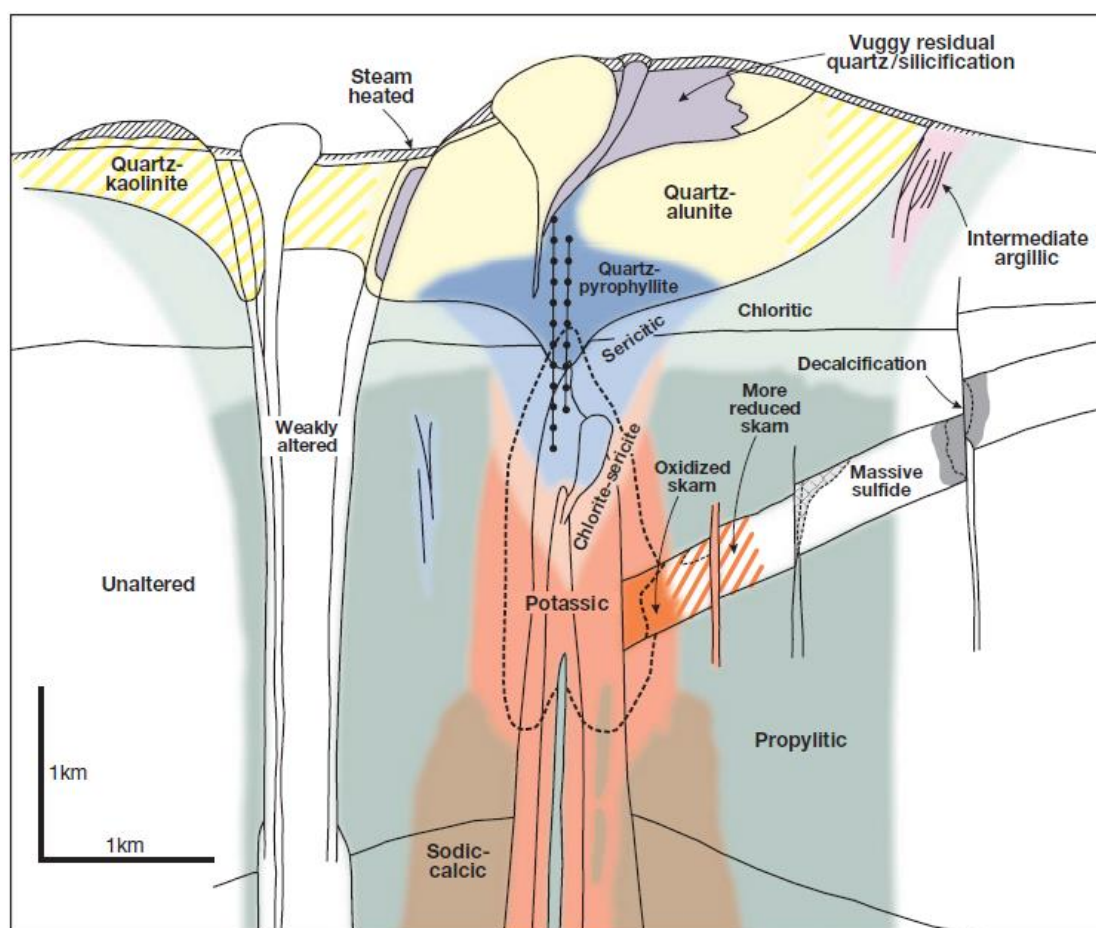
Τα βαθύτερα, κεντρικά τμήματα των πορφυριτικών συστημάτων καταλαμβάνονται από μεταλλοφορίες πορφυριτικού $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$. Ο Cu δεσμεύεται σε ενώσεις θείου (χαλκούχα σουλφίδια), των οποίων οι μορφές σχετίζονται με τη μορφή του πετρώματος ξενιστή, των συστημάτων των διακλάσεων, των διατρεμών και των πορφυριτικών διεισδύσεων, μέσα στις οποίες κρυσταλλώνεται η μεταλλοφορία. Η ύπαρξη υπερκείμενων μη περατών σχηματισμών, σε συνδυασμό με την παρουσία ανθρακικών πετρωμάτων, δημιουργεί μεταλλοφορίες εγγύτατου $\text{Cu} \pm \text{Au}$ και, πιο σπάνια, περιφερειακού Au, με ή χωρίς μεταλλοφορίες τύπου skarn $\text{Zn} - \text{Pb}$. Πιο περιφερειακά, σε τέτοιες συνθήκες δημιουργούνται συμπαγείς μεταλλοφορίες σουλφιδίων από αντικατάσταση στα ανθρακικά πετρώματα, στις οποίες είτε κυριαρχεί ο Cu είτε, συνηθέστερα, εντοπίζονται μεταλλοφορίες Zn , Pb , $\text{Ag} \pm \text{Au}$. Περιφερειακά του συστήματος, μέσα σε ιζηματογενή πετρώματα μπορεί να εντοπιστούν συγκεντρώσεις Au. Σε περίπτωση που τα υδροθερμικά διαλύματα διεισδύσουν ή διαπεράσουν αυτά τα σχετικά μη περατά καλύμματα, σχηματίζονται επιθερμικές μεταλλοφορίες υψηλής θείωσης $\text{Au} \pm \text{Ag}$, Cu . Τις περισσότερες φορές, όμως, τα καλύμματα αυτά είναι στείρα. Μεταλλοφορίες ενδιάμεσης θείωσης χαρακτηρίζονται από την παρουσία Zn , Pb , $\text{Ag} \pm \text{Au} \pm \text{Cu}$ καθώς και ανθρακικών ορυκτών του Mn (Σχ. 4.3). Εντοπίζονται σε απομακρυσμένα τμήματα υπερκείμενα των καλυμμάτων.



Σχήμα 4.3: Μορφές μεταλλοφορίας σε πορφυριτικά συστήματα Cu. Πηγή: Sillitoe (2010)

Τα πορφυριτικά συστήματα Cu χαρακτηρίζονται επίσης από εκτεταμένες ζώνες εξαλλοίωσης (Σχ. 4.4), οι οποίες πολλές φορές καλύπτουν εκτάσεις πολλών τετραγωνικών χιλιομέτρων, εξαλλοιώνοντας τόσο τις μαγματικές διεισδύσεις όσο και τους γειτονικούς σχηματισμούς (Sillitoe, 2010). Από τον πυρήνα προς την περιφέρειά τους αυτές οι ζώνες εξαλλοίωσης είναι η νατριούχος-ασβεστούχα (Sodic-Calcic), η ποτασική, η χλωριτική-σερικιτική, η σερικιτική, η προπυλιτική και η αργιλική. Η σερικιτική και η αργιλική έχουν τη μικρότερη ανάπτυξη στα πορφυριτικά συστήματα Cu, καθώς αυτά σχετίζονται με ασβεσταλκαλικό διεισδυτικό μαγματισμό. Η νατριούχος-ασβεστούχα ζώνη αποτελεί τη

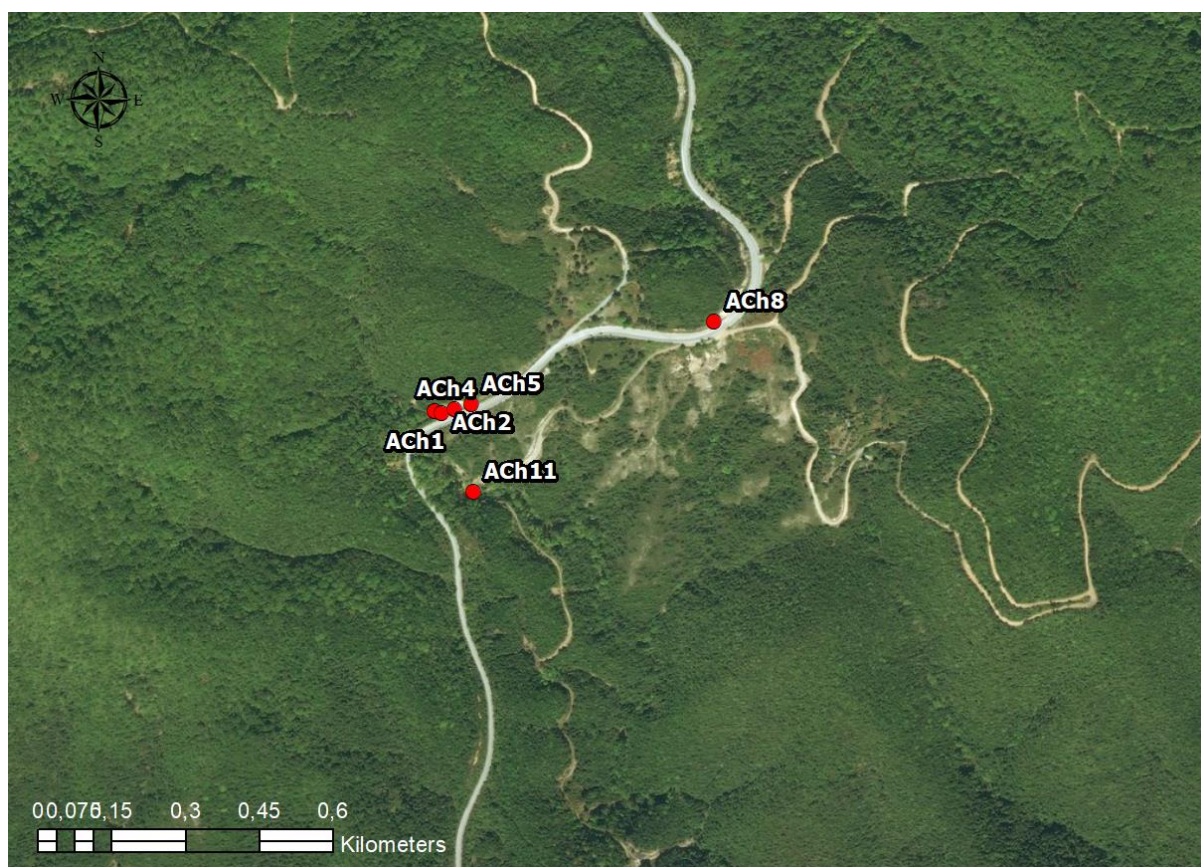
βαθύτερη εξαλλοίωση και χαρακτηριστικό ορυκτό εξαλλοίωσης είναι ο μαγνητίτης. Ακολουθεί η ποτασική, με κύριο ορυκτό εξαλλοίωσης το βιοτίτη μαζί με χαλαζία, ο οποίος σε πιο όξινα μαγματικά πετρώματα συνοδεύεται από αυξημένα ποσοστά Κ-αστρίων. Η μεταλλοφορία στη συγκεκριμένη ζώνη χαρακτηρίζεται από τα ορυκτά του χαλκοπυρίτη και του βορνίτη. Η προπυλτική αναπτύσσεται περιφερειακά των συστημάτων και χαρακτηρίζεται από την παρουσία χλωρίτη, επιδότου, αλβίτη και ανθρακικών ορυκτών. Η χλωριτική-σερικιτική ζώνη χαρακτηρίζεται από την εξαλλοίωση των μαφικών ορυκτών σε χλωρίτη, του πλαγιόκλαστου σε σερικήτη ή και ιλλίτη, του μαγνητίτη σε αιματίτη, με παράλληλη δημιουργία ορυκτών σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτη. Στη σερικιτική ζώνη επικρατούν ο χλωρίτης και ο σερικήτης. Τα ορυκτά του χαλκού στη ζώνη αυτή είναι ο χαλκοπυρίτης, ο χαλκοσίνης, ο κοβελίνης, ο βορνίτης, ο τενναντίτης και ο εναργίτης. Τέλος, τα κυρίαρχα ορυκτά της αργλικής ζώνης εξαλλοίωσης είναι ο καολινίτης και ο χαλαζίας.



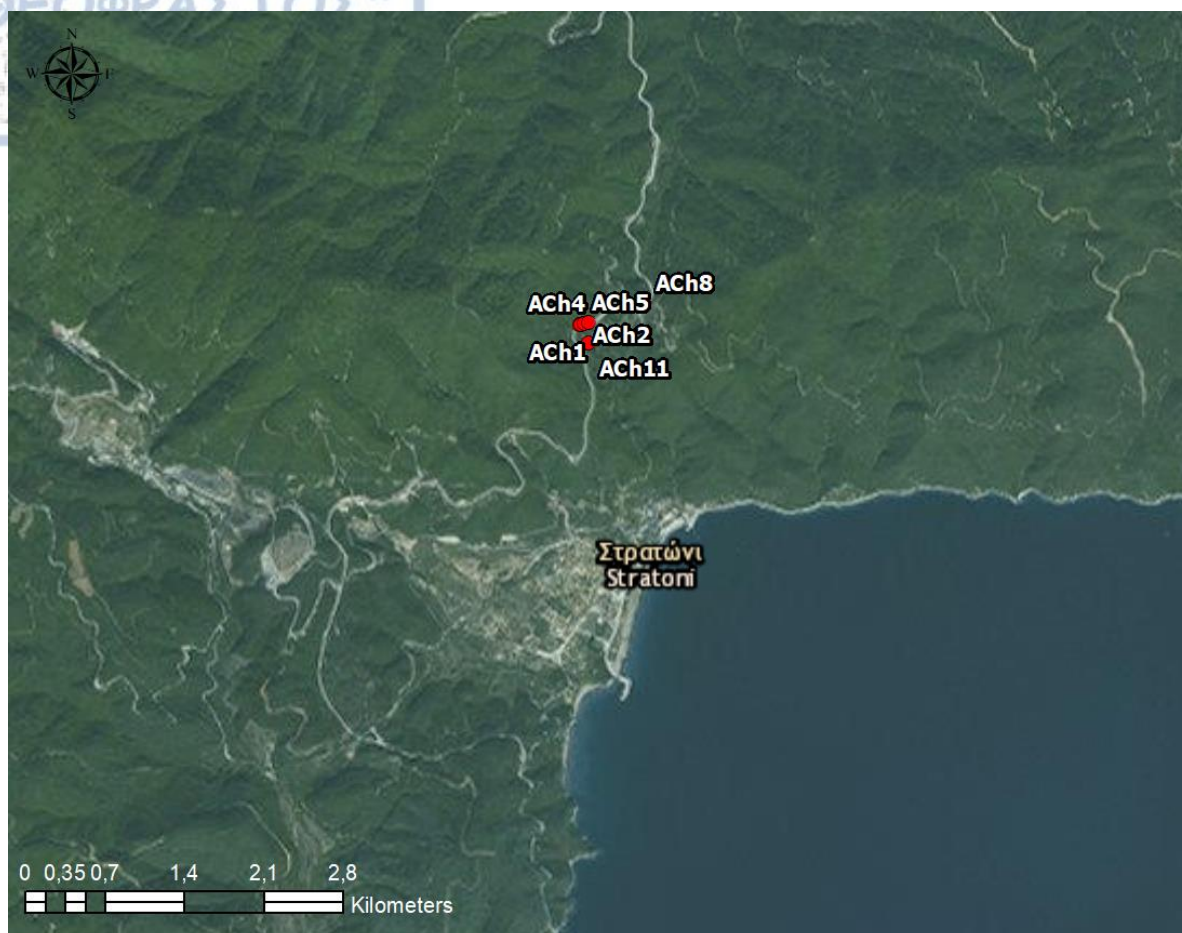
Σχήμα 4.4: Ζώνες εξαλλοίωσης σε πορφυριτικά συστήματα Cu. Πηγή: Sillitoe (2010).

5. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η πτυχιακή αυτή εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η υπαίθρια έρευνα της πτυχιακής εργασίας πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2016 στην περιοχή Άσπρα Χώματα της ΒΑ Χαλκιδικής. Κατά την έρευνα συλλέχτηκαν συνολικά 20 δείγματα από το πέτρωμα ξενιστή και τη μεταλλοφορία. Από αυτά μελετήθηκαν 8 δείγματα (Σχ. 5.1 και 5.2). Τα δείγματα Ach1, Ach2, Ach4 και Ach11 προέρχονται από εξαλλοιωμένο, λευκοκρατικό, υποηφαιστειακό πέτρωμα, με παρουσία ορυκτών εξαλλοίωσης και οξειδώσεων του Cu (μαλαχίτης). Στο δείγμα Ach2 διακρίνονται χαλαζιακές φλέβες οξειδωμένης μεταλλοφορίας D τύπου. Τα δείγματα Ach5, Ach8a2, Ach8b1 και Ach8b2 προέρχονται από χαλαζιακές φλέβες με οξειδωμένη μεταλλοφορία, D τύπου. Κατά τη διάρκεια της υπαίθριας έρευνας πραγματοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις προσανατολισμού και των γεωμετρικών στοιχείων των φλεβών σε δύο θέσεις.



Σχήμα 5.1: Γεωγραφική απεικόνιση των σημείων δειγματοληψίας. Γεωγραφικό Σύστημα Συντεταγμένων: WGS 84, Κλίμακα: 1:13.049.



Σχήμα 5.2: Γεωγραφική απεικόνιση των σημείων δειγματοληψίας. Γεωγραφικό Σύστημα Συντεταγμένων: WGS 84, Κλίμακα: 1:54.371.

Ως προς τις εργαστηριακές μεθόδους (Πιν. 5.1) κατασκευάστηκαν συνολικά 7 παρασκευάσματα από τα οποία 3 λεπτές τομές από τα δείγματα Ach1, Ach2, Ach4 και 5 στιλπνές τομές από τα δείγματα Ach8a2 (3 στιλπνές τομές) και Ach8b1 (2 διπλά στιλβωμένες τομές). Επιπλέον σε 2 δείγματα του πετρώματος (Ach4, Ach11) πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις XRF, ενώ σε 3 δείγματα (Ach2, Ach5, Ach8b2) πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις φασματομετρίας μάζας με επαγωγικό συζευγμένο πλάσμα (ICP – MS).

Πίνακας 5.1: Πίνακας με τις εργαστηριακές μεθόδους έρευνας που επιλέχθηκαν σε δείγματα από την μεταλλοφορία στα Ασπρα Χώματα.

Αριθμός παρασκευασμάτων και αναλύσεων				
Δείγμα	XRF	ICP - MS	Λεπτή Τομή	Στιλπνή Τομή
Ach1			1	
Ach2		1	1	
Ach4	1		1	
Ach5		1		
Ach8a2				3
Ach8b1				2
Ach8b2		1		
Ach11	1			

Η μελέτη των λεπτών τομών, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πολωτικού οπτικού μικροσκοπίου διερχόμενου φωτός (ή πετρογραφικό μικροσκόπιο), ενώ η μελέτη των στιλπνών τομών με μεταλλογραφικό μικροσκόπιο (ή μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός). Οι εργαστηριακές αναλύσεις ICP – MS και XRF πραγματοποιήθηκαν από την εταιρεία MS Analytical στον Καναδά. Η XRF ή αλλιώς φασματοσκοπία με φθορισμό των ακτίνων X είναι μια μέθοδος ανάλυσης πετρωμάτων. Η προαναφερθείσα μέθοδος, που βασίζεται στον νόμο του Bragg ($n\lambda=2d\sin\theta$), υπολογίζει τη σύσταση του δείγματος σε χημικά στοιχεία αλλά όχι τη δομή του. Αυτό επιτυγχάνεται με την πρόσπτωση ακτίνων X στο δείγμα, οι οποίες, με τη σειρά τους, προκαλούν την εκπομπή δευτερογενών ακτίνων X (φθορίζουσες). Τα μήκη κύματος και η ενέργεια των κυμάτων των δευτερογενών ακτίνων X, μετρώνται από ανιχνευτές διασποράς μήκους κύματος και ενεργειακής διασποράς αντίστοιχα, τα αποτελέσματα των οποίων χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση των στοιχείων. Οι συγκεντρώσεις των αναγνωρισθέντων στοιχείων καθορίζονται από την ένταση των ακτίνων X. Η τεχνική φασματομετρίας μάζας με επαγωγικό συζευγμένο πλάσμα (ICP – MS) είναι μία μέθοδος φασματομετρίας μάζας, η οποία είναι ικανή να ανιχνεύει μεταλλικά στοιχεία (και αρκετά μη μεταλλικά) έως και σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις. Η μέθοδος περιλαμβάνει τον ιονισμό του δείγματος με επαγωγικό συζευγμένο πλάσμα και ύστερα τη συλλογή και διαχωρισμό των ιόντων από φασματόμετρο μάζας.

6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Με βάση τη μελέτη υπαίθρου προκύπτει ότι μεταλλοφορία εντοπίζεται στον έντονα υδροθερμικά εξαλλοιωμένο πορφυριτικό γρανίτη, τόσο υπό μορφή διάσπαρτων κόκκων σιδηροπυρίτη, όσο και, κυρίως, υπό μορφή φλεβιδίων τύπου stockwork, και σε χαλαζιακές φλέβες D τύπου (Σχ. 6.1-6.3). Η μεταλλοφορία στις περισσότερες περιπτώσεις είναι οξειδωμένη, ιδιαίτερα στον πορφυριτικό γρανίτη και στις χαλαζιακές φλέβες. Εντούτοις, φλέβες μεγάλου πλάτους (~10 cm) περιέχουν συμπαγή μεταλλοφορία με ελάχιστη οξείδωση.

Οι χαλαζιακές φλέβες παρουσιάζουν σταθερό προσανατολισμό με ΒΑ διεύθυνση, ενώ παρατηρούνται ζεύγη διασταυρούμενων χαλαζιακών φλεβών (Σχ. 6.1). Μετρήσεις των διασταυρούμενων χαλαζιακών φλεβών σε δύο θέσεις έδωσαν στοιχεία $283/90^\circ$ ΒΔ, $256/77^\circ$ ΝΔ και $287/83^\circ$ ΒΔ, $253/86^\circ$ ΝΔ αντίστοιχα. Οι χαλαζιακές φλέβες αποτελούνται από χαλαζία, Κ – άστριο και σερικήτη.



Σχήμα 6.1: Διασταυρούμενες χαλαζιακές φλέβες με οξειδωμένη μεταλλοφορία D τύπου που διεισδύουν στο υποηφαιστειακό σώμα του πορφυριτικού συστήματος στα Άσπρα Χώματα.



Σχήμα 6.2: Χαλαζιακά φλεβίδια τύπου Stockwork με οξειδωμένη μεταλλοφορία στο πορφυριτικό σύστημα στα Άσπρα Χώματα.



Σχήμα 6.3: Διασταυρούμενες χαλαζιακές φλέβες D τύπου με οξειδωμένη μεταλλοφορία, του πορφυριτικού συστήματος στα Άσπρα Χώματα.

Στο παρακάτω κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μικροσκοπικής μελέτης των λεπτών και στιλπνών τομών καθώς και των χημικών αναλύσεων με φασματοσκοπία φθορισμού ακτίνων X (XRF) και φασματομετρίας μάζας με επαγωγικό συζευγμένο πλάσμα (ICP-MS).

6.1. Λεπτές Τομές

6.1.1. Λεπτή Τομή Ach1

Το πέτρωμα του δείγματος Ach1 έχει πορφυριτικό ιστό με ένα υποπράσινο φαιό χρώμα και μέσα σε αυτό διεισδύουν μικροφλεβίδια με μεταλλοφορία (Σχ. 6.4). Αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, K-άστριο, βιοτίτη, σερικήτη, χλωρίτη με σαγενίτη, ασβεστίτη, καολινίτη και μεταλλικά ορυκτά. Έχει πορφυριτικό ιστό και χρώμα τεφρό με μία υποπράσινη χροιά. Ο χαλαζίας σχηματίζει συσσωματώματα από αλλοτριόμορφους ή ιδιόμορφους κρυστάλλους. Αποτελεί το κύριο ορυκτό του πετρώματος σε ποσοστό ~50%, το οποίο οφείλεται στην έντονη πυριτώση του πετρώματος, λόγω της υδροθερμικής εξαλλοίωσης. Συχνά στις μικροδιακλάσεις του χαλαζία αναπτύσσεται σερικήτης από την κυκλοφορία των υδροθερμικών διαλυμάτων (Σχ. 6.5, 6.6). Στο μικροσκόπιο εμφανίζεται αναλλοίωτος, ενώ συχνά είναι και τα φαινόμενα ανακρυστάλλωσης, όπως υποδεικνύεται από τα τριπλά σημεία επαφής, η δημιουργία των οποίων οφείλεται στη σχετικά υψηλή θερμοκρασία των υδροθερμικών διαλυμάτων.

Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται με τη μορφή φαινοκρυστάλλων ως μεγάλοι ιδιόμορφοι κρύσταλλοι με τυπική διδυμία κατά τον αλβιτικό νόμο (Carlsbad). Εμφανίζονται σχεδόν πλήρως εξαλλοιωμένα σε σερικήτη (Σχ. 6.7). Ο καλιούχος άστριος της εν λόγω λεπτής τομής αποτελεί μικρό ποσοστό του δείγματος και έχει εξαλλοιωθεί σε μεγάλο βαθμό σε σερικήτη, και λιγότερο σε καολινίτη.

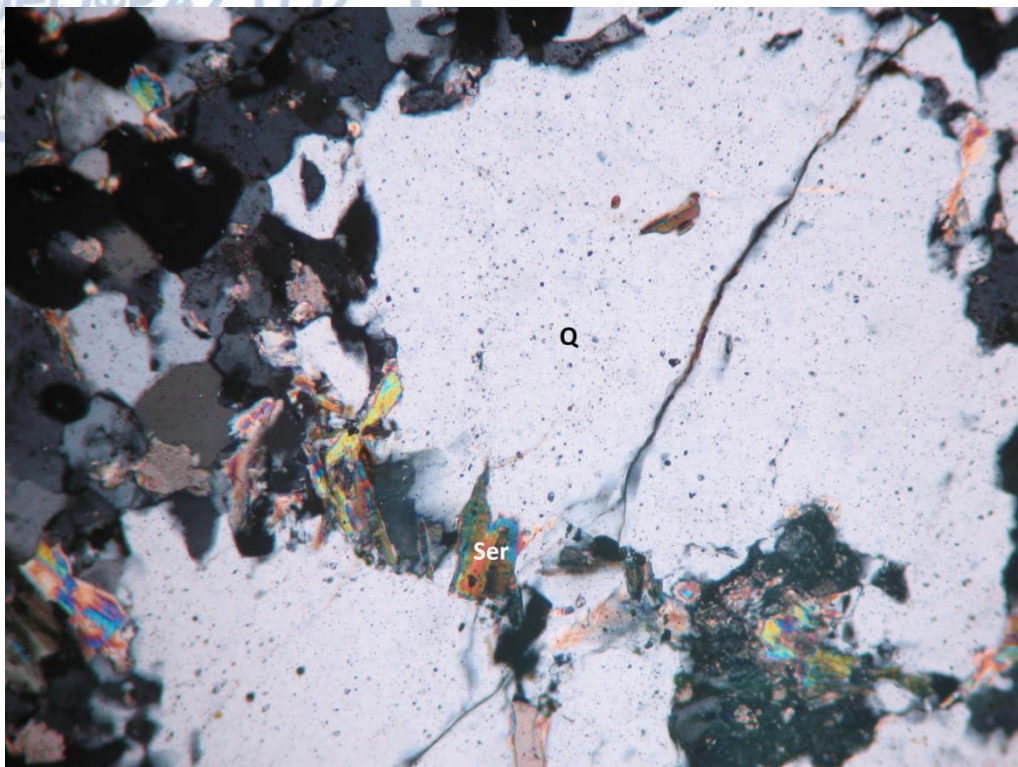
Ο βιοτίτης είναι το μοναδικό φεμικό συστατικό του δείγματος και εντοπίζεται με τη μορφή μεγάλων πρισματικών ιδιόμορφων φαινοκρυστάλλων. Εμφανίζεται πλήρως ή μερικός εξαλλοιωμένος σε χλωρίτη με σαγενίτη και σε μεταλλικά ορυκτά, πιθανώς σιδηροπυρίτη και μαγνητίτη (Σχ. 6.6). Σε ορισμένες περιπτώσεις, μέσα στους υδροθερμικά εξαλλοιωμένους βιοτίτες, κατά μήκος του σχισμού, εντοπίζεται χαλαζίας και σερικήτης. Ο ασβεστίτης είναι

αλλοτριόμορφος, πληρώνει τα κενά ανάμεσα στα υπόλοιπα ορυκτά και αποτελεί ορυκτό υδροθερμικής εξαλλοίωσης.

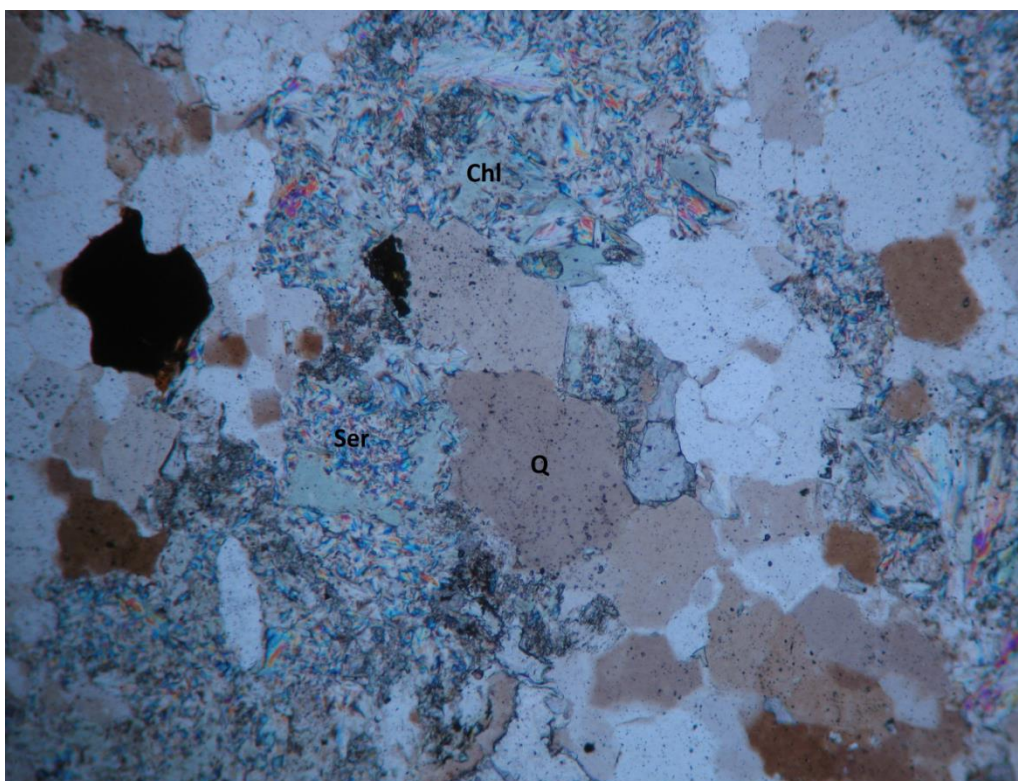
Από την περιγραφή της παραπάνω ορυκτολογικής σύστασης προκύπτει ότι το πέτρωμα με αρχική σύσταση χαλαζία, πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο και βιοτίτη με πορφυριτικό ιστό είναι ένας πορφυριτικός γρανίτης. Επίσης, με βάση τον Sillitoe (2010), προκύπτει ότι ο πορφυριτικός γρανίτης έχει υποστεί την χλωριτική-σερικιτική υδροθερμική εξαλλοίωση, που έχει ως χαρακτηριστικά ορυκτά τον χλωρίτη, τον σερικήτη, καθώς και ανθρακικά ορυκτά που, στην περίπτωση των Άσπρων Χωμάτων, είναι ο ασβεστίτης.



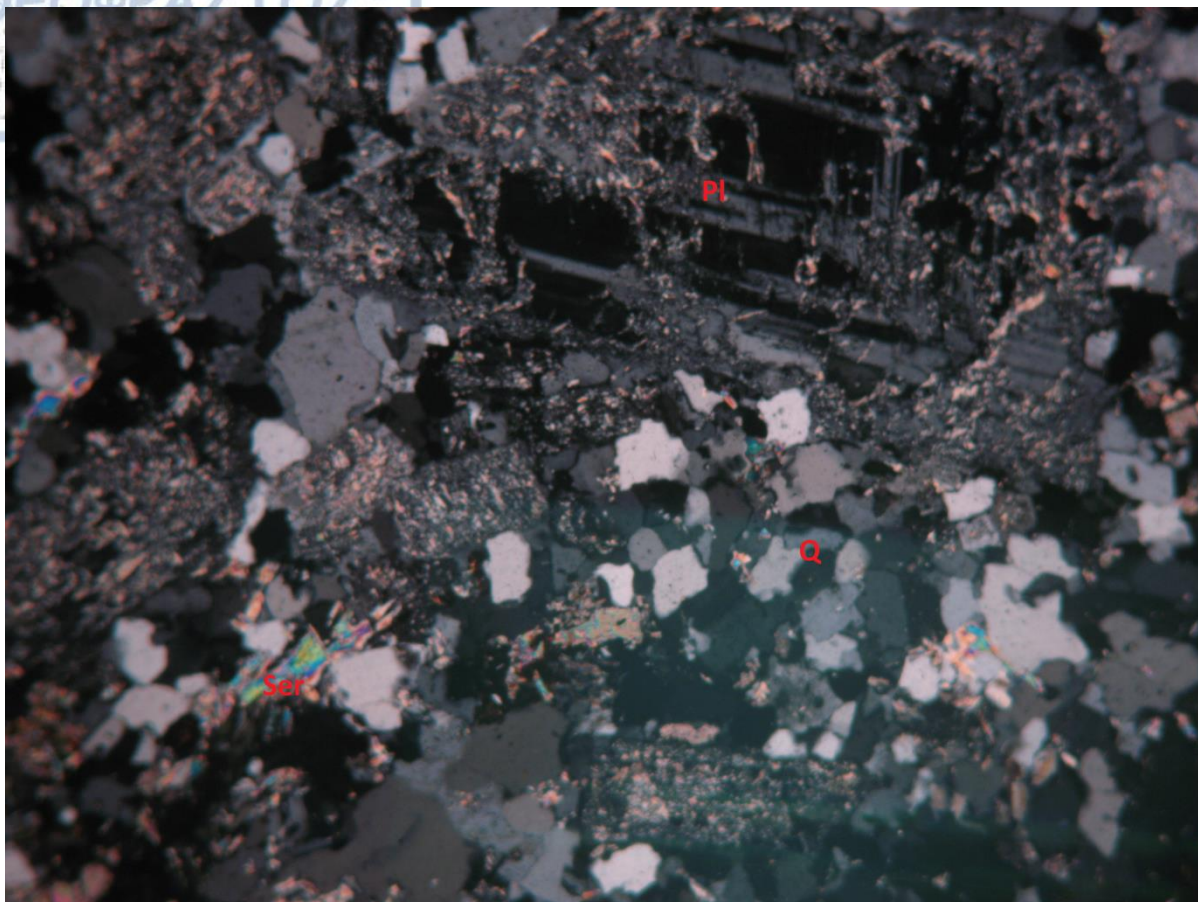
Σχήμα 6.4: Μακροσκοπική εικόνα του δείγματος Ach1. Πορφυριτικός γρανίτης με χλωριτική-σερικιτική υδροθερμική εξαλλοίωση και διακριτά μικροφλεβίδια.



Σχήμα 6.5: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή και αναλυτή. Ο σερίκίτης (Ser) αναπτύσσεται κατά μήκος των μικροδιακλάσεων του χαλαζία (Q). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



Σχήμα 6.6: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Συσσωματώματα χαλαζία (Q) με σερίκίτη (Ser), ο οποίος επικαλύπτει τους εξαλλοιωμένους σε χλωρίτη βιοτίτες. Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



Σχήμα 6.7: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή και αναλυτή. Πλαγιόκλαστο (Pl) με διδυμία Carlsbad, μερικώς εξαλλοιωμένο σε σερικήτη (ser) και συσσωματώματα υδροθερμικού χαλαζία (Q). Μήκος φωτογραφίας: 2 mm.

6.1.2. Λεπτή Τομή Ach2

Το πέτρωμα του δείγματος Ach2 έχει πορφυριτικό ιστό, είναι έντονα οξειδωμένο, και εντός αυτού διεισδύουν μικροφλεβίδια χαλαζία με μεταλλοφορία (Σχ. 6.8). Πρόκειται για έναν έντονα εξαλλοιωμένο και οξειδωμένο πορφυριτικό γρανίτη με αρχική σύσταση: χαλαζία, Κ-άστριο, πλαγιόκλαστο και βιοτίτη, που έχουν εξαλλοιωθεί σε σιδηροπυρίτη, σερικήτη και σαγενίτη. Το πέτρωμα έχει λευκό χρώμα, λόγω της σερικιτίωσης, που όμως καλύπτεται από το καστανό, λόγω της οξείδωσης. Η εντονότατη παρουσία σερικήτη (σε ποσοστό ~60%) οφείλεται στην καταστροφή των αρχικών ορυκτών εξαιτίας της σχεδόν πλήρους υδροθερμικής εξαλλοίωσης του πλαγιόκλαστου, του αστρίου και του βιοτίτη (Σχ. 6.9, 6.10). Ο σερικήτης παρουσιάζει χαρακτηριστική φυλλώδη και λεπτόκοκκη δομή, ενώ συχνά παρατηρείται σύμφυσή του με μεταλλοφορία, κυρίως σιδηροπυρίτη.

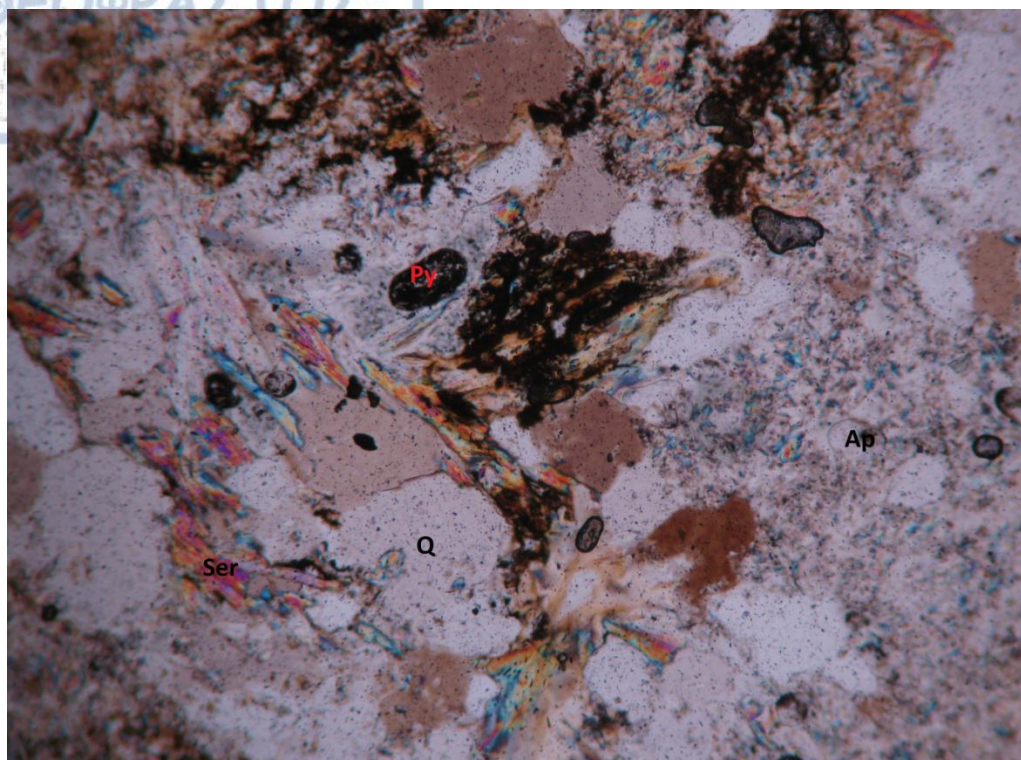
Ο χαλαζίας εμφανίζεται σε συσσωματώματα και διατηρεί τα χαρακτηριστικά του, συγκροτώντας, μαζί με τον σερικήτη, την κύρια μάζα του δείγματος (Σχ. 6.9, 6.10). Συχνά ο σερικήτης εγκλείεται σε κρυστάλλους χαλαζία, λόγω της κυκλοφορίας των υδροθερμικών διαλυμάτων.

Ο βιοτίτης εμφανίζεται με μορφή φαινοκρυστάλλων και αυτός έντονα εξαλλοιωμένος σε σερικήτη και σε μεταλλικά ορυκτά, πιθανώς σιδηροπυρίτη. Διάσπαρτοι και εγκλειόμενοι από συσσωματώματα χαλαζία εντοπίζονται αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι απατίτη, ως επουσιώδη ορυκτά του πετρώματος.

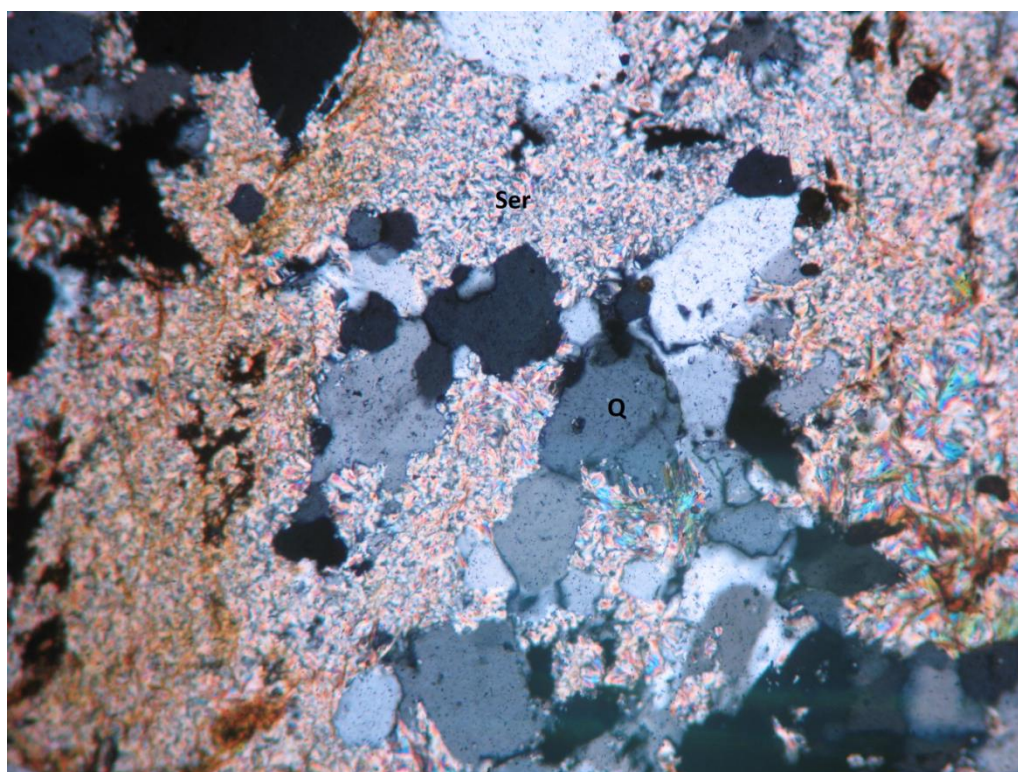
Από την περιγραφή της παραπάνω ορυκτολογικής σύστασης προκύπτει ότι το πέτρωμα με αρχική σύσταση χαλαζία, πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο και βιοτίτη με πορφυριτικό ιστό είναι ένας πορφυριτικός γρανίτης, ο οποίος διαπερνάται από χαλαζιακές φλέβες D τύπου με οξειδωμένη μεταλλοφορία. Επίσης, με βάση τον Sillitoe (2010), προκύπτει ότι ο πορφυριτικός γρανίτης έχει υποστεί την σερικιτική υδροθερμική εξαλλοίωση που έχει χαρακτηριστικά ορυκτό τον σερικήτη.



Σχήμα 6.8: Μακροσκοπική εικόνα του δείγματος Ach2. Πρόκειται για έναν έντονα οξειδωμένο εξαλλοιωμένο πορφυριτικό γρανίτη. Το πέτρωμα διαπερνάται από χαλαζιακές φλέβες D τύπου με οξειδωμένη μεταλλοφορία. Μήκος φωτογραφίας: 10 cm.



Σχήμα 6.9: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Ιδιόμορφοι αδιαφανείς κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη (Py) με συσσωματώματα χαλαζία (Q), σερίκίτη (Ser) και απατίτη (Ap). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



Σχήμα 6.10: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή και αναλυτή. Συσσωματώματα χαλαζία (Q) και λεπτόκοκκος σερίκίτης (Ser) ως προϊόν υδροθερμικής εξαλλοίωσης των αστρίων. Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.

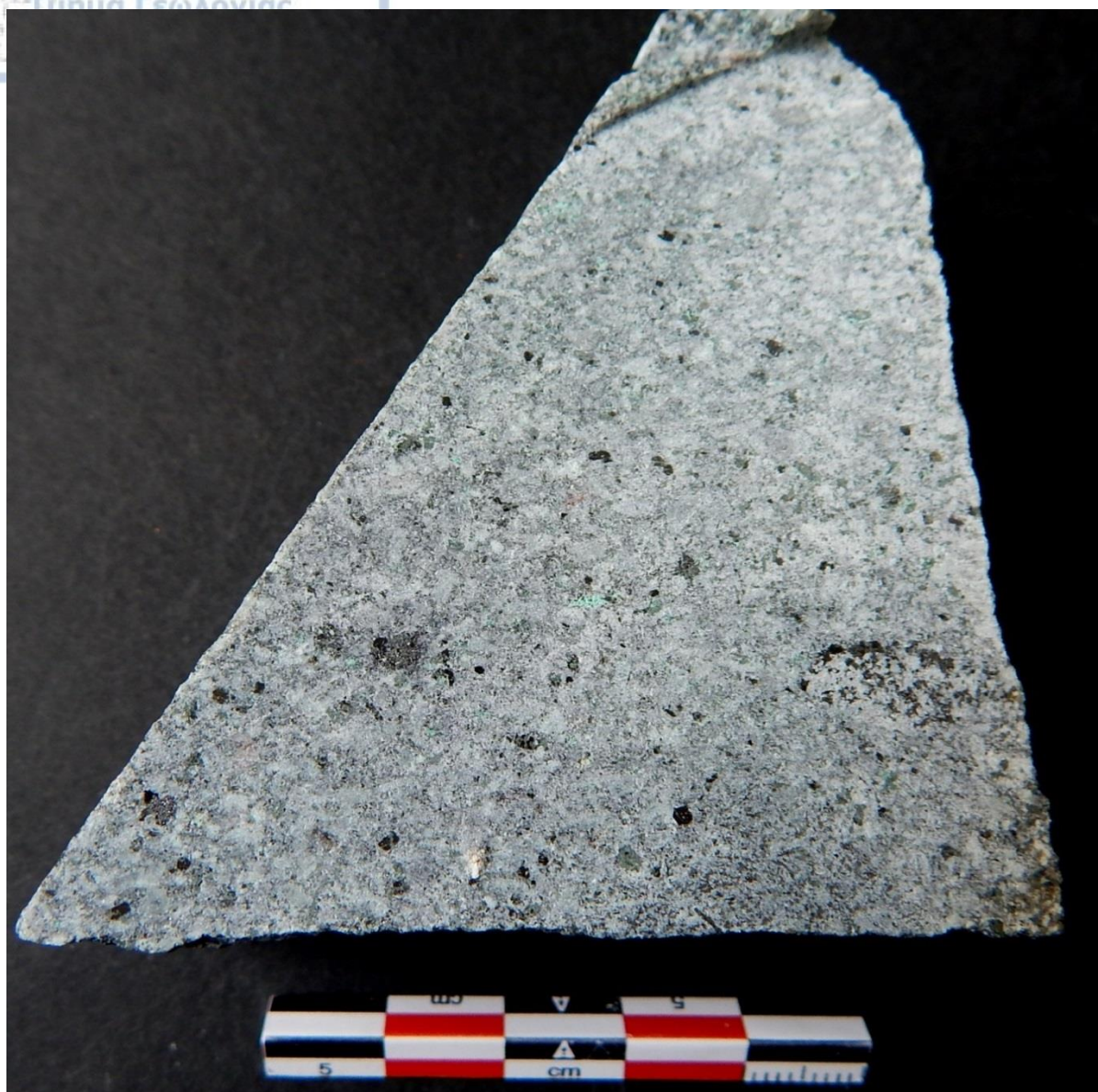
Το πέτρωμα του δείγματος Ach4 έχει πορφυριτικό ιστό με φαιό χρώμα (Σχ. 6.11). Το πέτρωμα είναι ένας πορφυριτικός γρανίτης με αρχική σύσταση χαλαζία, πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο και βιοτίτη. Τα ορυκτά εξαλλοίωσης είναι δευτερογενής βιοτίτης, χλωρίτης με σαγενίτη και σερίκίτης (Σχ. 6.12, 6.13). Σε σπάνιες περιπτώσεις παρατηρείται μακροσκοπικά μαλαχίτης, ως αποτέλεσμα οξείδωσης πρωτογενών ορυκτών του χαλκού (Σχ. 6.11).

Ο χαλαζίας καταλαμβάνει σημαντικό ποσοστό (~50%) του πετρώματος και είναι εν μέρει υδροθερμικός. Μέσα σε ορισμένους κόκκους χαλαζία εντοπίζονται συσσωματώματα σερίκίτη, λόγω της κυκλοφορίας των υδροθερμικών διαλυμάτων.

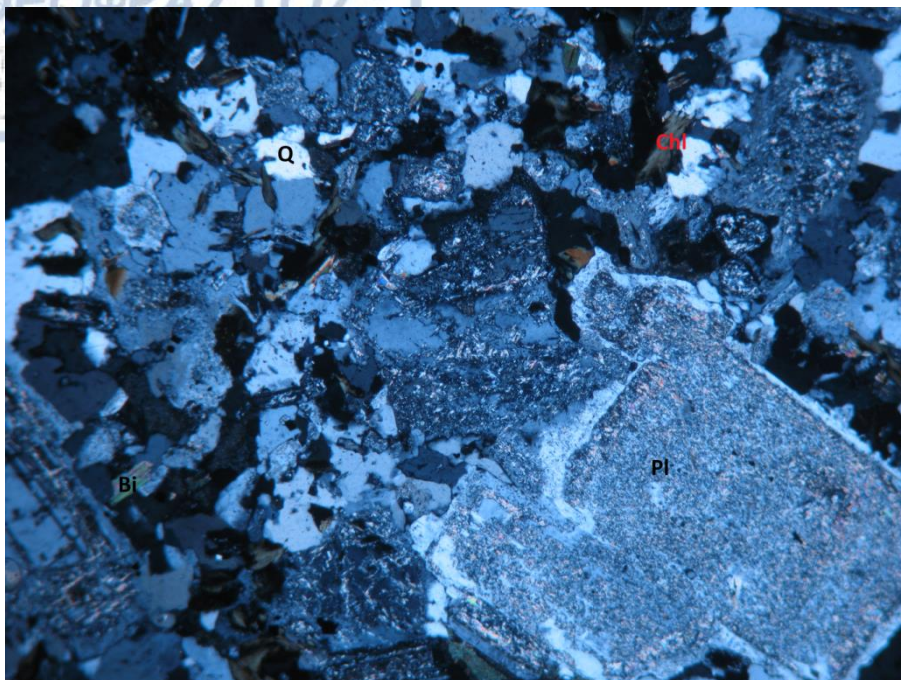
Σε μικρότερο ποσοστό (~25%) συμμετέχει το πλαγιόκλαστο με την μορφή μεγάλων ιδιόμορφων κρυστάλλων με μήκος που φθάνει έως 3 mm και με διακριτή αλβιτική διδυμία Carlsbad. Ορισμένα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν χαρακτηριστική ζώνωση, της οποίας η δημιουργία οφείλεται στην κλασματική κρυστάλλωση του μάγματος και αποτελεί απεικόνιση των σταδίων ανάπτυξης του κρυστάλλου. Τα πλαγιόκλαστα έχουν εξαλλοιωθεί μερικώς και σε ορισμένες περιπτώσεις σχεδόν πλήρως σε σερίκίτη (Σχ. 6.12).

Ο βιοτίτης μέσα στο δείγμα συναντάται σε μεγάλους ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους πρισματικούς κρυστάλλους (Σχ. 6.13) ή σε μικρότερους αλλοτριόμορφους διάσπαρτους καθώς και σε συσσωματώματα υπό τη μορφή φλεβιδίων (Σχ. 6.12). Οι πρώτοι ιδιόμορφοι ευμεγέθεις βιοτίτες αποτελούν μέρος της ορυκτολογικής σύστασης του πετρώματος, ενώ οι μικροί αλλοτριόμορφοι είναι δευτερογενείς υδροθερμικοί, χαρακτηριστικοί της ποτασσικής ζώνης εξαλλοίωσης. Ο βιοτίτης είναι μερικώς έως πλήρως εξαλλοιωμένος σε χλωρίτη με σαγενίτη και σιδηροπυρίτη, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις εγκλείεται σε αυτόν χαλαζίας, επίσης ως προϊόν υδροθερμικής εξαλλοίωσης (Σχ. 6.13). Αλλοτριόμορφος Κ-άστριος (ορθόκλαστο) εμφανίζεται σε μικρό ποσοστό επί του συνολικού δείγματος (~10%), σχεδόν πλήρως εξαλλοιωμένος σε σερίκίτη.

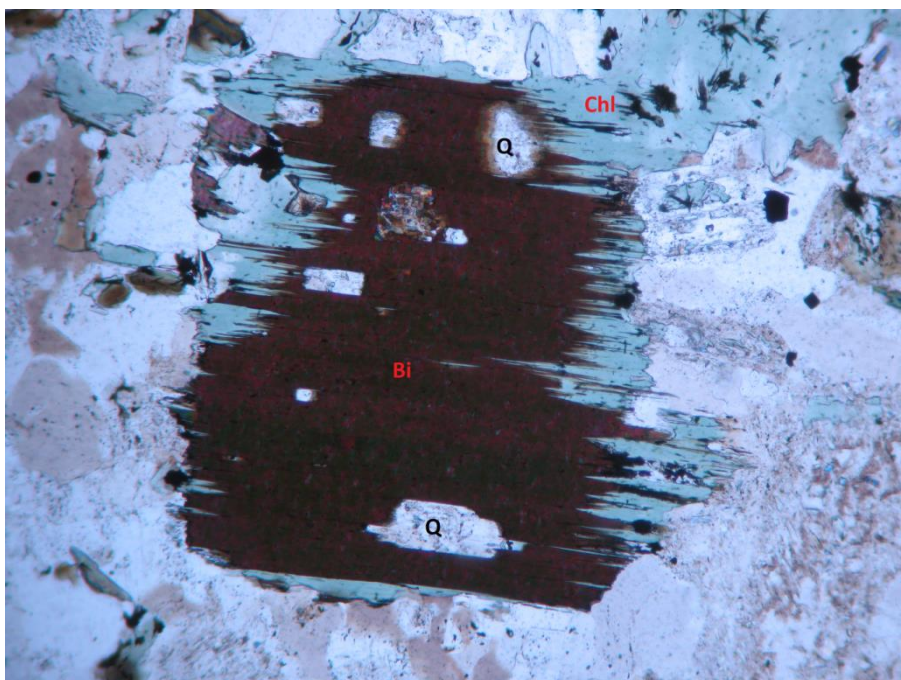
Από την περιγραφή της παραπάνω ορυκτολογικής σύστασης προκύπτει ότι το πέτρωμα με αρχική σύσταση χαλαζία, πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο και βιοτίτη με πορφυριτικό ιστό είναι ένας πορφυριτικός γρανίτης. Επίσης, με βάση τον Sillitoe (2010), προκύπτει ότι ο πορφυριτικός γρανίτης έχει υποστεί την ποτασσική υδροθερμική εξαλλοίωση, η οποία έχει χαρακτηριστικά ορυκτά τον βιοτίτη και τον χαλαζία και επικαλύπτεται από την σερίκιτική υδροθερμική εξαλλοίωση, με χαρακτηριστικά ορυκτά τον σερίκίτη και τον χλωρίτη.



Σχήμα 6.11: Μακροσκοπική εικόνα του δείγματος Ach4. Εξαλλοιωμένος γρανίτης, όπου εμφανίζονται φαινοκρύσταλλοι βιοτίτη καθώς και μαλαχίτης (στο κέντρο).



Σχήμα 6.12: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή και αναλυτή. Πλαγιόκλαστο (Pl), το οποίο έχει εξαλλοιωθεί, σχεδόν πλήρως, σε σερίκίτη (Ser). Διακρίνεται πρισματικός βιοτίτης (Bi) σε σύμφυση με χαλαζία (Q), το οποίο υποδεικνύει ότι ο βιοτίτης είναι δευτερογενής υδροθερμικός. Ο χλωρίτης (Chl) είναι προϊόν της υδροθερμικής εξαλλοίωσης του βιοτίτη (Bi). Μήκος φωτογραφίας: 2 mm.



Σχήμα 6.13: Μικροσκοπική εικόνα πετρογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Ιδιόμορφος φαινοκρύταλλος βιοτίτης (Bi), μερικώς εξαλλοιωμένος σε χλωρίτη (Chl), χαλαζία (Q) και σε αδιαφανή ορυκτά. Μήκος φωτογραφίας: 1 mm

6.2. Στιλπνές Τομές

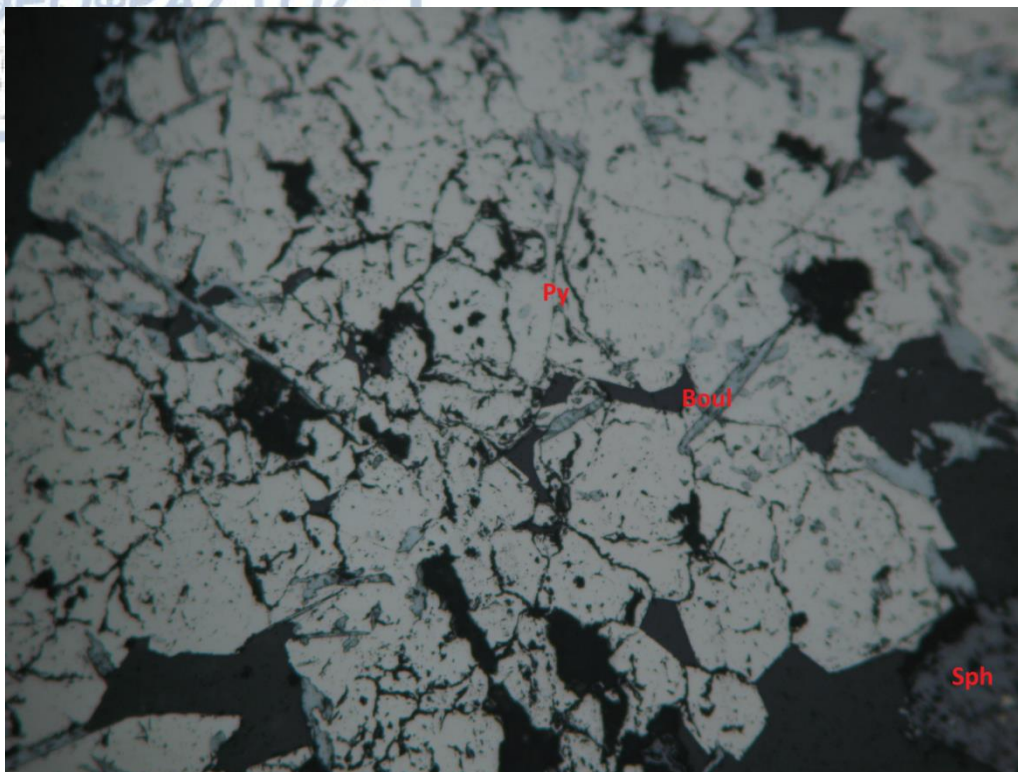
6.2.1. Στιλπνή Τομή Ach8A2a

Το δείγμα Ach8A προέρχεται από χαλαζιακή φλέβα D τύπου, με μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη (Σχ. 6.14). Ο σιδηροπυρίτης αποτελεί το κυριότερο μεταλλικό ορυκτό. Εμφανίζεται υπό τη μορφή υπιδιόμορφων έως αλλοτριόμορφων συσσωματωμάτων καθώς και μεμονωμένων κρυστάλλων μεγέθους $<0,1 - 0,2$ mm (Σχ. 6.15, 6.16). Ο μεταλλοφορία του σιδηροπυρίτη χαρακτηρίζεται από πληθώρα μικροδιακλάσεων και εγκοίλων, πληρωμένων κυρίως με σύνδρομα ορυκτά καθώς και με μεταγενέστερη χρονικά μεταλλοφορία. Η μεταγενέστερη αυτή μεταλλοφορία, η οποία εγκλείει τον σιδηροπυρίτη, εμφανίζεται υπό την μορφή των ορυκτών του σφαλερίτη και του βουλανζερίτη, ορυκτά που απουσιάζουν από τις τυπικές πορφυριτικές μεταλλοφορίες.

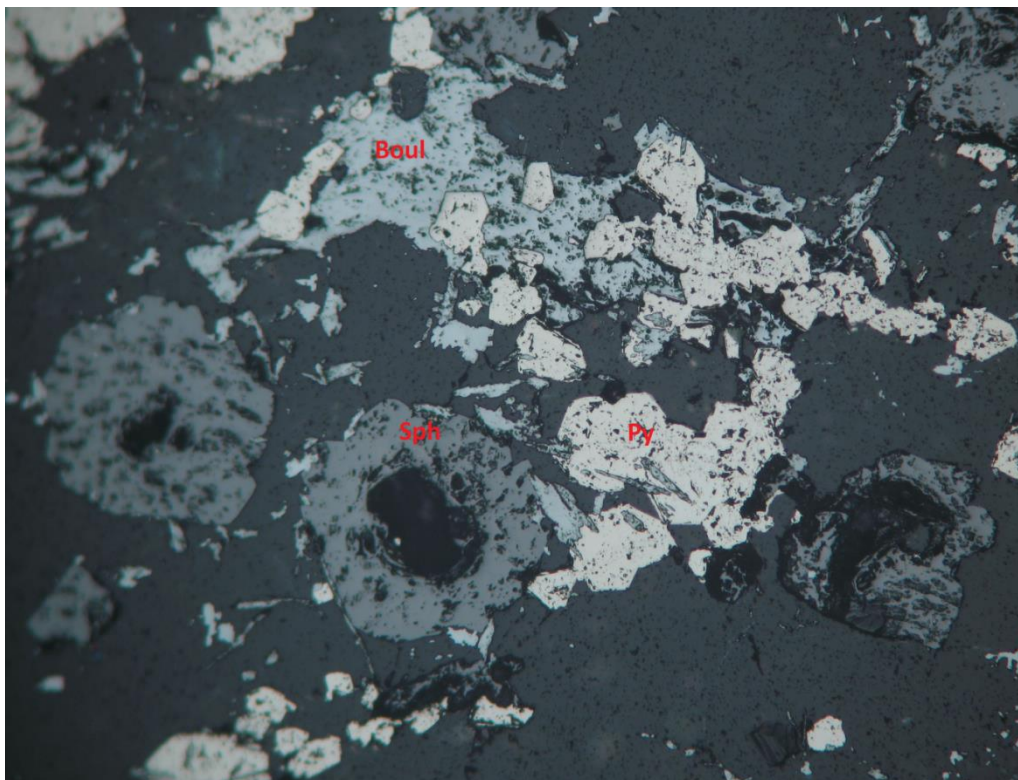
Ο σφαλερίτης σχηματίζει αλλοτριόμορφους κρυστάλλους μεγέθους $0,2-0,3$ mm, συμπαγείς μάζες καθώς και απομείξεις με βουλανζερίτη (Σχ. 6.16). Ο βουλανζερίτης σχηματίζει τους τυπικούς για αυτόν βελονοειδείς κρυστάλλους μεγέθους $0,1-0,4$ mm (Σχ. 6.15), και ινώδεις συμπαγείς μάζες, ενώ, σε ορισμένες περιπτώσεις, παρατηρείται να διεισδύει σε μικροδιακλάσεις και έγκοιλα του σιδηροπυρίτη. Φαίνεται, επομένως, ότι σχηματίστηκε μετά τον σιδηροπυρίτη. Ο σφαλερίτης βρίσκεται στην τομή σε μεγαλύτερο ποσοστό από τον βουλανζερίτη.



Σχήμα 6.14: Μακροσκοπική εικόνα του δείγματος Ach8A. Οξειδωμένη χαλαζιακή φλέβα D τύπου με μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη. Μήκος φωτογραφίας: 10 cm.



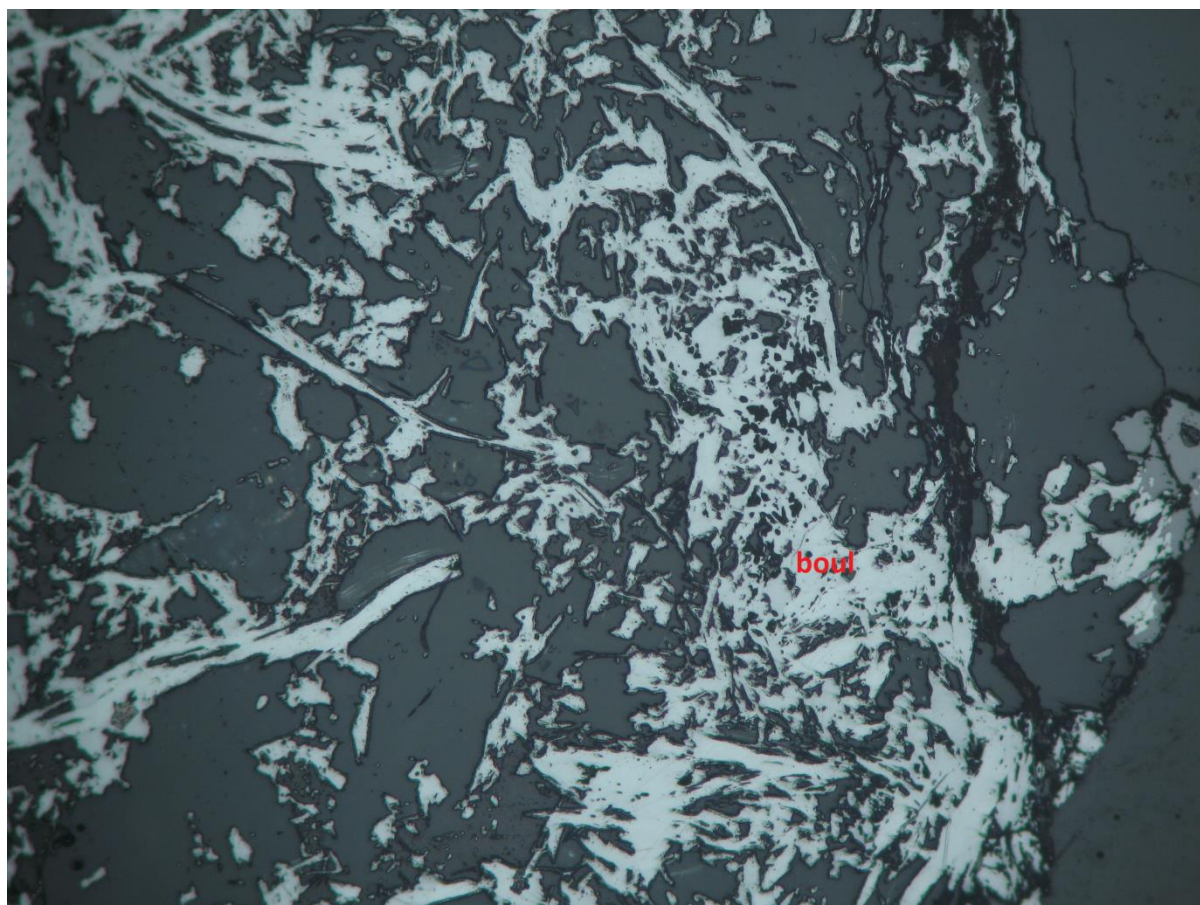
Σχήμα 6.15: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Συνσωματώματα σιδηροπυρίτη (py), με βελονοειδείς κρυστάλλους βουλανζερίτη (boul) μέσα στον σιδηροπυρίτη και σφαλερίτης (sph). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



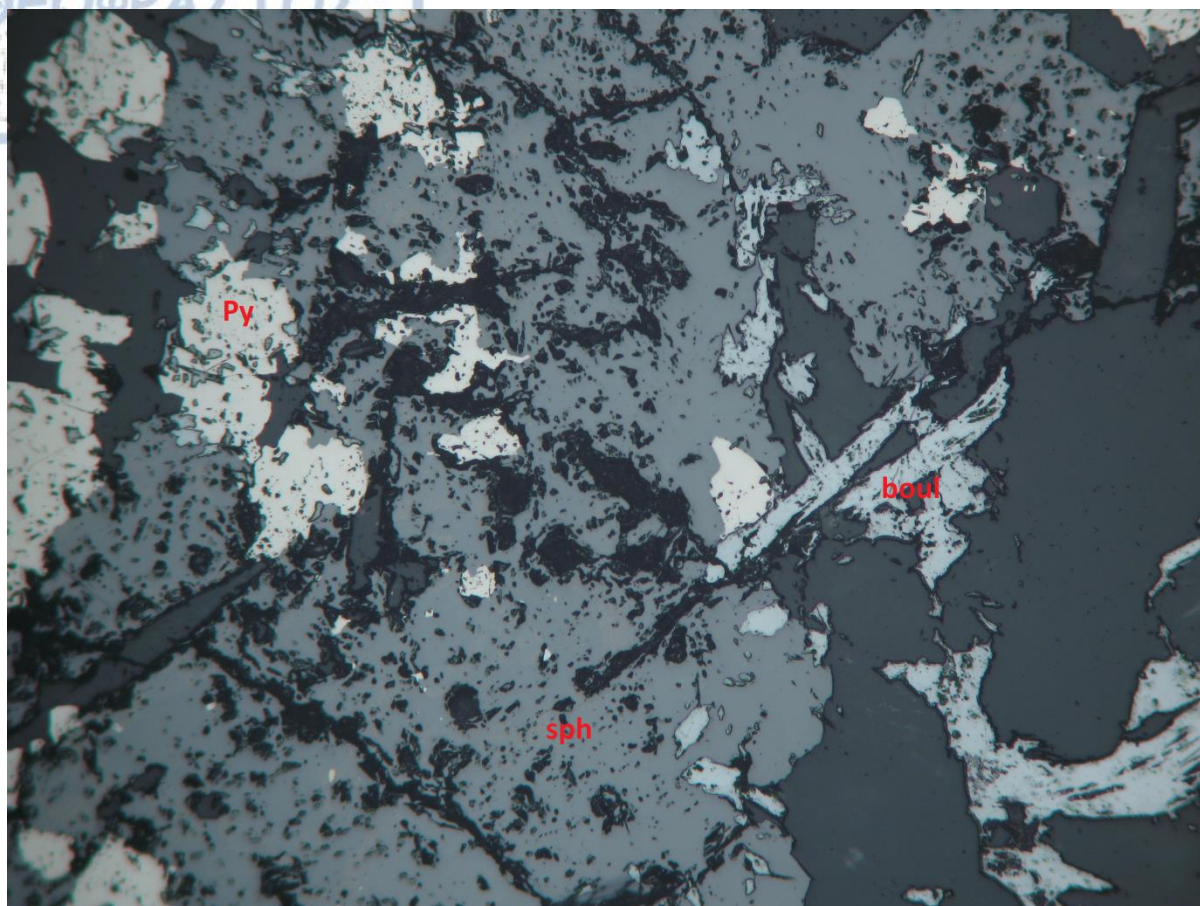
Σχήμα 6.16: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Βουλανζερίτης (boul) και σφαλερίτης (sph), που αναπτύσσονται γύρω από τον σιδηροπυρίτη. Μήκος φωτογραφίας: 2 mm.

6.2.2. Στυλπνή Τομή Ach8A2b

Σε αυτήν την τομή κυριαρχεί ο σφαλερίτης και ο βουλανζερίτης, ενώ ο σιδηροπυρίτης και ο αρσеноπυρίτης καταλαμβάνουν μικρότερη έκταση (Σχ. 6.17, 6.18). Ο σφαλερίτης σχηματίζει συμπαγείς μάζες και απομείξεις με τον βουλανζερίτη, με τα δύο ορυκτά να εγκλείουν και πάλι τον σιδηροπυρίτη (Σχ. 6.18). Ο βουλανζερίτης, σε αντίθεση με την προαναφερθείσα τομή, εντοπίζεται σε μεγάλη έκταση, υπό τη μορφή μεγάλου μεγέθους βελονοειδών κρυστάλλων, μήκους 0,2-0,7 mm (Σχ. 6.17) καθώς και σε ινώδεις συμπαγείς μάζες. Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται υπιδιόμορφος με μέγεθος 0,2-0,3 mm αλλά, κυρίως, σε αλλοτριόμορφα συσσωματώματα. Μεμονωμένος κρύσταλλος αρσеноπυρίτη μεγέθους 0,3 mm παρατηρήθηκε να εγκλείεται από σύνδρομα ορυκτά.



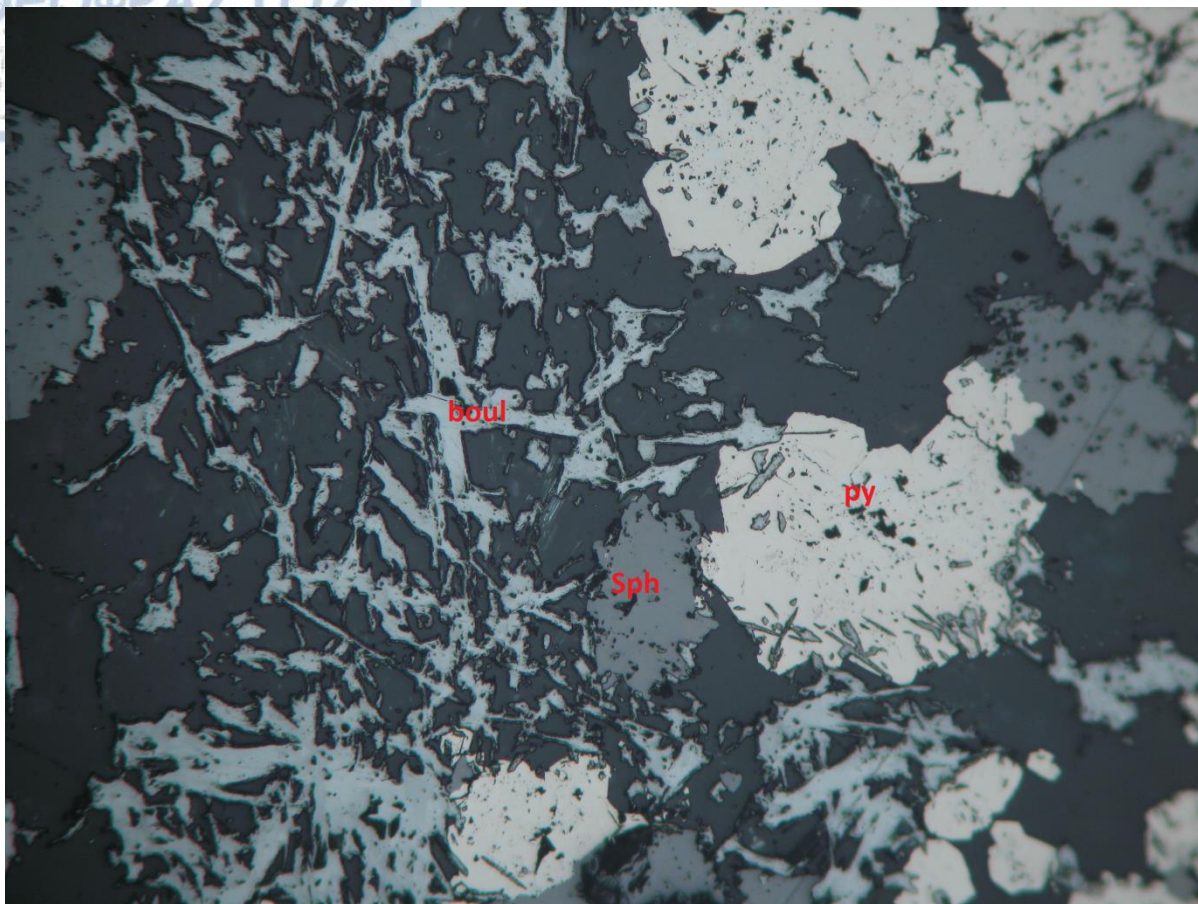
Σχήμα 6.17: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Βελονοειδείς κρύσταλλοι και ινώδεις συμπαγείς μάζες βουλανζερίτη (boul). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



Σχήμα 6.18: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη (py) εγκλείονται από σφαλερίτη (sph) και βουλανζερίτη (boul). Μήκος φωτογραφίας: 2 mm.

6.2.3. Στιλπνή Τομή Ach8A2c

Η ορυκτολογική σύσταση αποτελείται από σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη (Σχ. 6.19). Οι εμφανίσεις σιδηροπυρίτη και σε αυτή την τομή είναι εκτεταμένες, υπό τη μορφή υπιδιόμορφων κρυστάλλων μεγέθους 0,1–0,3 mm ή συσσωματωμάτων. Ο βουλανζερίτης και ο σφαλερίτης εγκλείουν τον σιδηροπυρίτη, ενώ ο βουλανζερίτης εμφανίζεται και μέσα στις μικροδιακλάσεις του σιδηροπυρίτη. Ο βουλανζερίτης σχηματίζει βελονοειδείς κρυστάλλους (Σχ. 6.19) όπως και συμπαγείς ινώδεις μάζες, ενώ ο σφαλερίτης άμορφες μάζες και συμφύσεις με τον βουλανζερίτη.



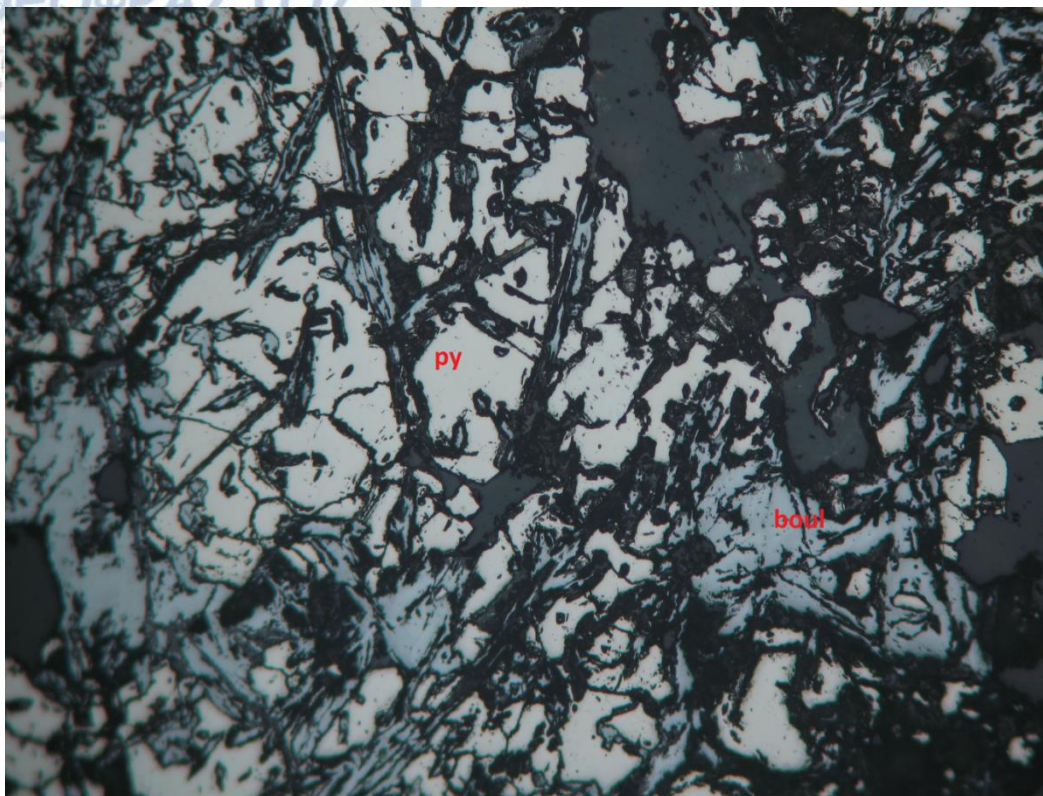
Σχήμα 6.19: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Συσσωματώματα σιδηροπυρίτη (py) με βελονοειδείς κρυστάλλους βουλανζερίτη (boul) και σφαλερίτη (sph). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.

6.2.4. Στιλπνή Τομή Ach8B1a

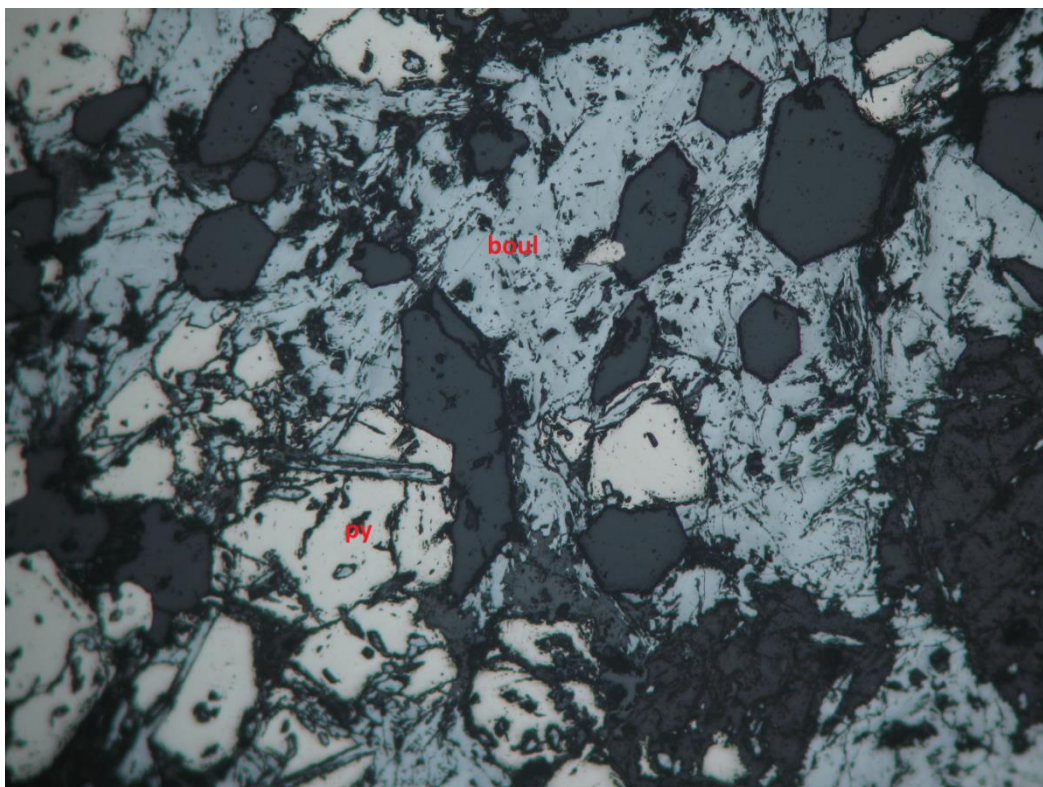
Το δείγμα Ach8B προέρχεται από χαλαζιακή φλέβα που περιέχει συμπαγή χαλαζιακή φλέβα D τύπου με μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη (Σχ. 6.20). Και σε αυτήν την στιλπνή τομή η ορυκτολογική σύσταση αποτελείται από σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη (Σχ. 6.21, 6.22). Ο βουλανζερίτης επικρατεί έναντι του σφαλερίτη και μαζί με τον σιδηροπυρίτη αποτελούν τα κύρια μεταλλικά ορυκτά της τομής. Ο σιδηροπυρίτης σχηματίζει συσσωματώματα αλλοτριόμορφων κόκκων, ενώ εμφανίζεται και υπό μορφή υπιδιόμορφων κρυστάλλων μεγέθους 0,1–0,2 mm. Ο σφαλερίτης εντοπίζεται με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Ο βουλανζερίτης σχηματίζει κυρίως συμπαγείς μάζες ινωδών κρυστάλλων (Σχ. 6.21, 6.22). Ο σχηματισμός του σφαλερίτη και του βουλανζερίτη είναι μεταγενέστερος του σιδηροπυρίτη, αφού παρατηρείται να εγκλείονται μέσα σε αυτόν.



Σχήμα 6.20: Μακροσκοπική εικόνα του δείγματος Ach8B που προέρχεται από μεταλλοφόρα χαλαζιακή φλέβα D τύπου. Η μεταλλοφορία στον χαλαζία είναι συμπαγής.



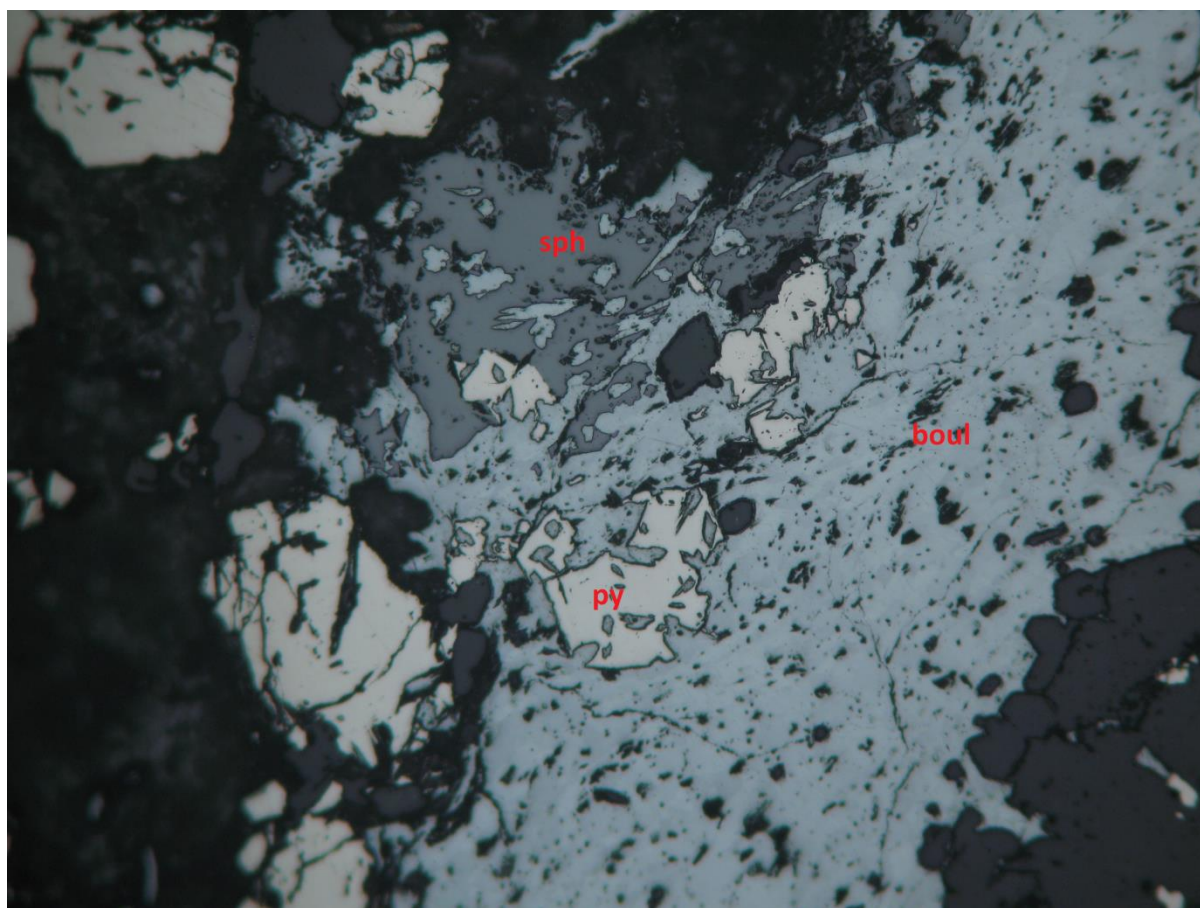
Σχήμα 6.21: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Συσσωματώματα σιδηροπυρίτη (py) και ινώδεις συμπαγείς μάζες βουλανζερίτη (boul). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



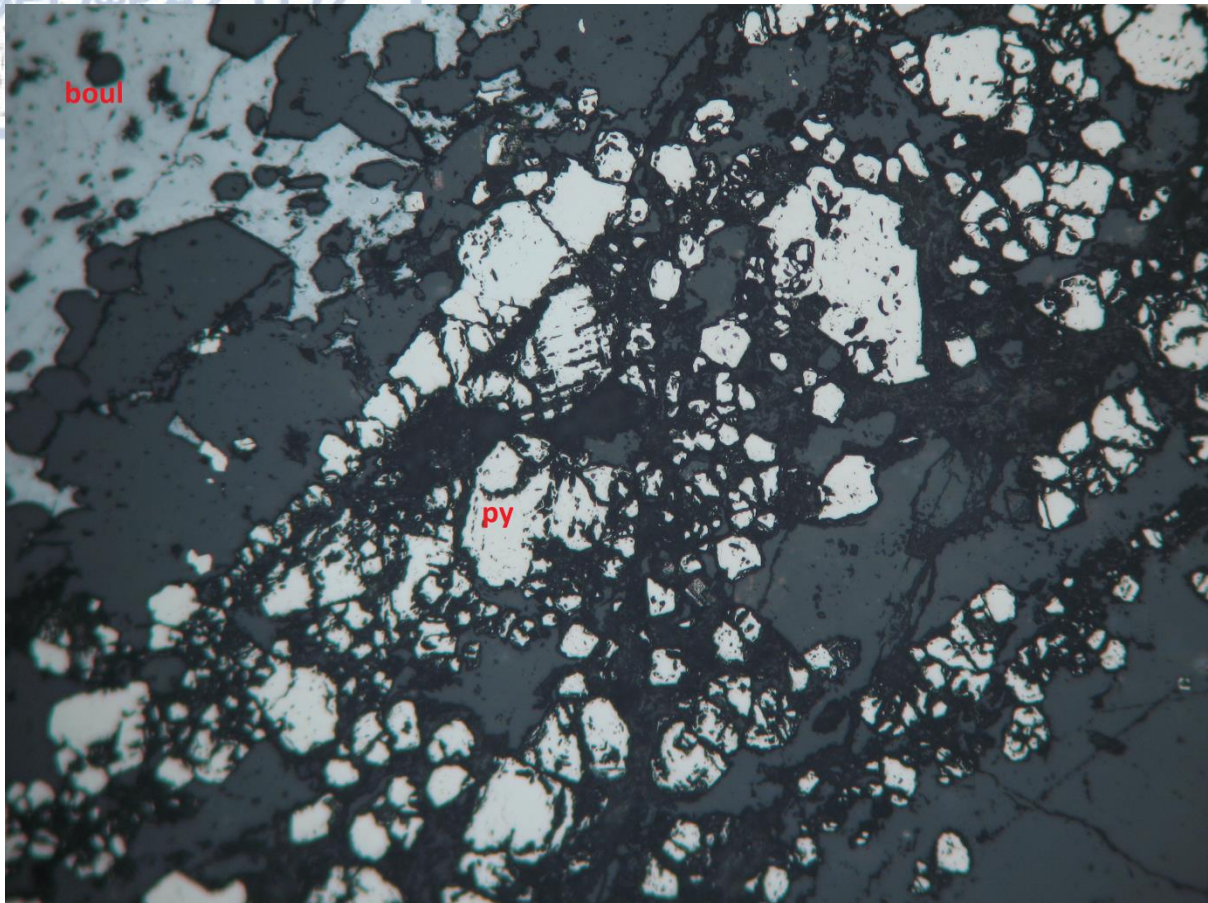
Σχήμα 6.22: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Συσσωματώματα σιδηροπυρίτη (py) και ινώδεις συμπαγείς μάζες βουλανζερίτη (boul). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.

6.2.5. Στιλπνή Τομή Ach8B1b

Η ορυκτολογική σύσταση της στιλπνής αυτής τομής αποτελείται επίσης από σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και βουλανζερίτη (Σχ. 6.23, 6.24). Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται υπό τη μορφή ιδιόμορφων και υπιδιόμορφων κρυστάλλων καθώς και συσσωματωμάτων με αλλοτριόμορφους κόκκους, μεγέθους έως 0,35 mm. Ο βουλανζερίτης και ο σφαλερίτης αναπτύσσονται γύρω από τον σιδηροπυρίτη, ο οποίος εντοπίζεται σε περιορισμένη σχετικά έκταση (Σχ. 6.23, 6.24). Ο βουλανζερίτης σχηματίζει ινώδεις συμπαγείς μάζες και συμφύεται με τον σφαλερίτη.



Σχήμα 6.23: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Βουλανζερίτης (boul) και σφαλερίτης (sph) εγκλείουν ιδιόμορφο και υπιδιόμορφο σιδηροπυρίτη (py). Μήκος φωτογραφίας: 1 mm.



Σχήμα 6.24: Μικροσκοπική εικόνα μεταλλογραφικού μικροσκοπίου με πολωτή. Υπιδιόμορφοι και αλλοτριόμορφοι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη (py) καθώς και συμπαγείς ινώδεις μάζες βουλανζερίτη (boul). Μήκος φωτογραφίας: 2 mm.

6.3. Χημικές Αναλύσεις XRF και ICP - MS

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων XRF (Πίν. 6.1) ο πορφυριτικός γρανίτης (Ach2, Ach4, Ach11) χαρακτηρίζεται από σχετικά υψηλές περιεκτικότητες σε Al_2O_3 , οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 13,17 και 16,19 %, καθώς και από χαμηλές περιεκτικότητες σε K_2O και CaO , οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 3,36 και 3,7 % και 0,06 και 1,88 % αντίστοιχα. Οι ανώμαλες αυτές περιεκτικότητες οφείλονται στην έντονη υδροθερμική εξαλλοίωση. Σημαντικές είναι επίσης και οι περιεκτικότητες του πορφυριτικού γρανίτη σε σπάνιες γαίες (REE). Ενδεικτικά οι περιεκτικότητες του La κυμαίνονται μεταξύ 24,3 και 37,9 ppm, ενώ του Ce μεταξύ 43,2 και 68,2 ppm. Επίσης σχετικά ψηλές είναι και οι περιεκτικότητες του Nd, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 19,9 και 25,6 ppm.

Οι μεταλλοφόρες χαλαζιακές φλέβες D τύπου (Ach5, Ach8B2) χαρακτηρίζονται από χαμηλά ποσοστά σε Al_2O_3 , K_2O και CaO , με τις περιεκτικότητές τους να κυμαίνονται μεταξύ 0,15 και 0,93 %, 0,02 και 0,21 % και έως 0,04 %, αντίστοιχα (Πίν. 6.1). Σε αφθονία βρίσκονται τα πολύτιμα (Au, Ag), τα βασικά (Pb, Zn, Cu, Zn, Sn), τα κρίσιμα (Sb, Ga, In) μέταλλα καθώς και οι σπάνιες γαίες (La, Ce). Ειδικότερα οι περιεκτικότητες του Au κυμαίνονται από 3,072 έως 13,060 ppm, ενώ του Ag μεταξύ 105 και 225 ppm. Ο Pb κυμαίνεται μεταξύ 2,09 και 6,28 % και ο Zn μεταξύ 404 ppm και 16,06 %. Ενδεικτικά, ως προς τα κρίσιμα μέταλλα, οι περιεκτικότητες του Sb κυμαίνονται μεταξύ 0,25 και >1 %, του Ga μεταξύ 8,11 και 11,64 ppm, ενώ του In ανέρχονται έως 4,956 ppm. Από τις σπάνιες γαίες σημαντικές περιεκτικότητες εμφανίζει το Ce έως 14,02 ppm. Πολλά από τα παραπάνω μέταλλα (Pb, Zn, Sb, Zn, Ag) όπως και το As, του οποίου οι περιεκτικότητες κυμαίνονται μεταξύ 3,36 και 6,57 %, είναι μη τυπικά στοιχεία σε πορφυριτικά συστήματα. Αξίζει να αναφερθεί πως χαμηλότερες αλλά σημαντικές περιεκτικότητες των προαναφερθέντων μετάλλων παρατηρούνται στο δείγμα Ach2, το οποίο προέρχεται από έντονα εξαλλοιωμένο πορφυριτικό γρανίτη, μέσα στον οποίο διεισδύουν χαλαζιακές φλέβες D τύπου.

Εξετάσθηκε επίσης η γεωχημική συγγένεια και η συσχέτιση των στοιχείων Ag–Au, Au–As, Au–Pb, Pb–Zn, Au–Cu και Au–Zn, αν και ο αριθμός των χημικών αναλύσεων δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων. Οι περιεκτικότητες των δειγμάτων σε Au παρουσιάζουν μικρή θετική γραμμική συσχέτιση με τις περιεκτικότητες του Ag (Σχ. 6.25). Συνεπώς, ίσως υπάρχει μία ασθενής γεωχημική συγγένεια μεταξύ τους. Ο Au παρουσιάζει επίσης μικρή θετική γραμμική συσχέτιση με το As (Σχ. 6.26) και άρα υφίσταται ασθενής γεωχημική συγγένεια μεταξύ αυτών των δύο στοιχείων. Ο Pb με τον Zn παρουσιάζει ισχυρή θετική γραμμική συσχέτιση (Σχ. 6.27) και κατά συνέπεια τα δύο αυτά στοιχεία έχουν στενή

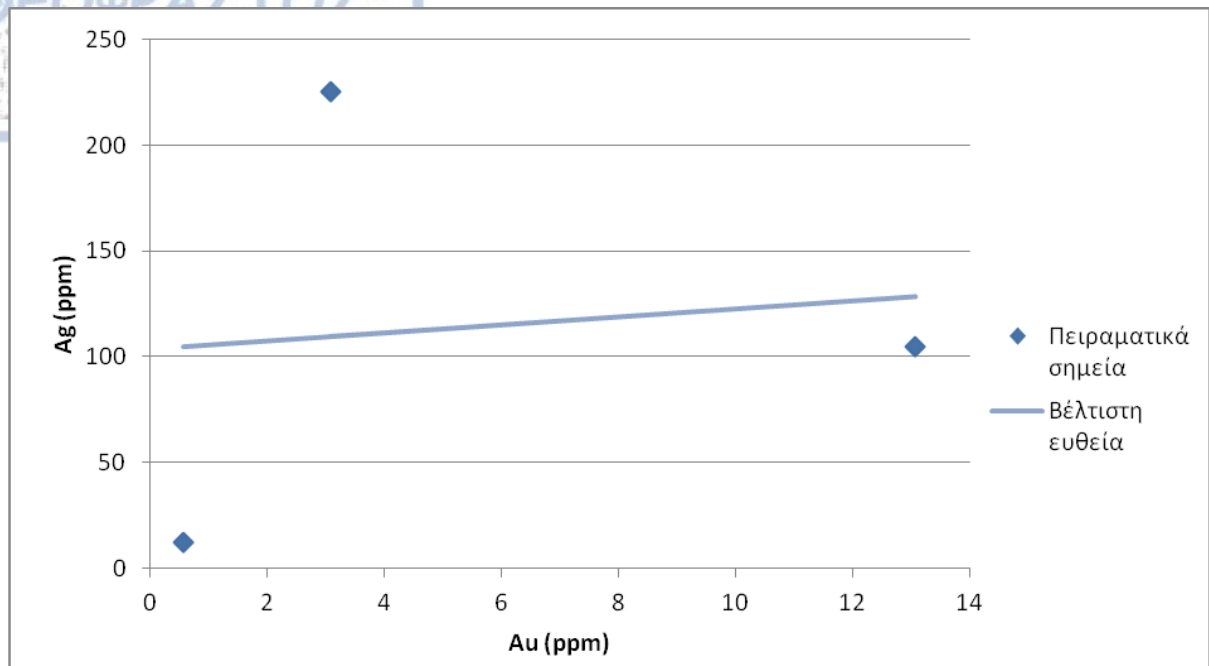
γεωχημική συγγένεια. Αντίθετα ο Au με τον Pb παρουσιάζουν ασθενή αρνητική γραμμική συσχέτιση (Σχ. 6.28), άρα δεν υπάρχει γεωχημική συγγένεια μεταξύ τους. Ο Au με τον Cu παρουσιάζουν θετική γραμμική συσχέτιση (Σχ. 6.29) και κατά συνέπεια έχουν γεωχημική συγγένεια. Ο Au με τον Zn δεν φαίνεται να έχουν γεωχημική συγγένεια καθώς παρουσιάζουν ισχυρή αρνητική συσχέτιση (Σχ. 6.30). Τέλος, ως προς την κατανομή των σπανίων γαιών, οι ελαφριές σπάνιες γαίες (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) παρουσιάζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις από ότι οι βαριές σπάνιες γαίες (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu), (Σχ. 6.31).

Πίνακας 6.1: Χημικές αναλύσεις πέντε δειγμάτων από το πορφυριτικό σύστημα Cu Άσπρα Χώματα. XRF (Ach4, Ach11) ICP-MS (Ach2, Ach 5, Ach 8B2). Bdl: Bellow detection limit. n.a: not analyzed.

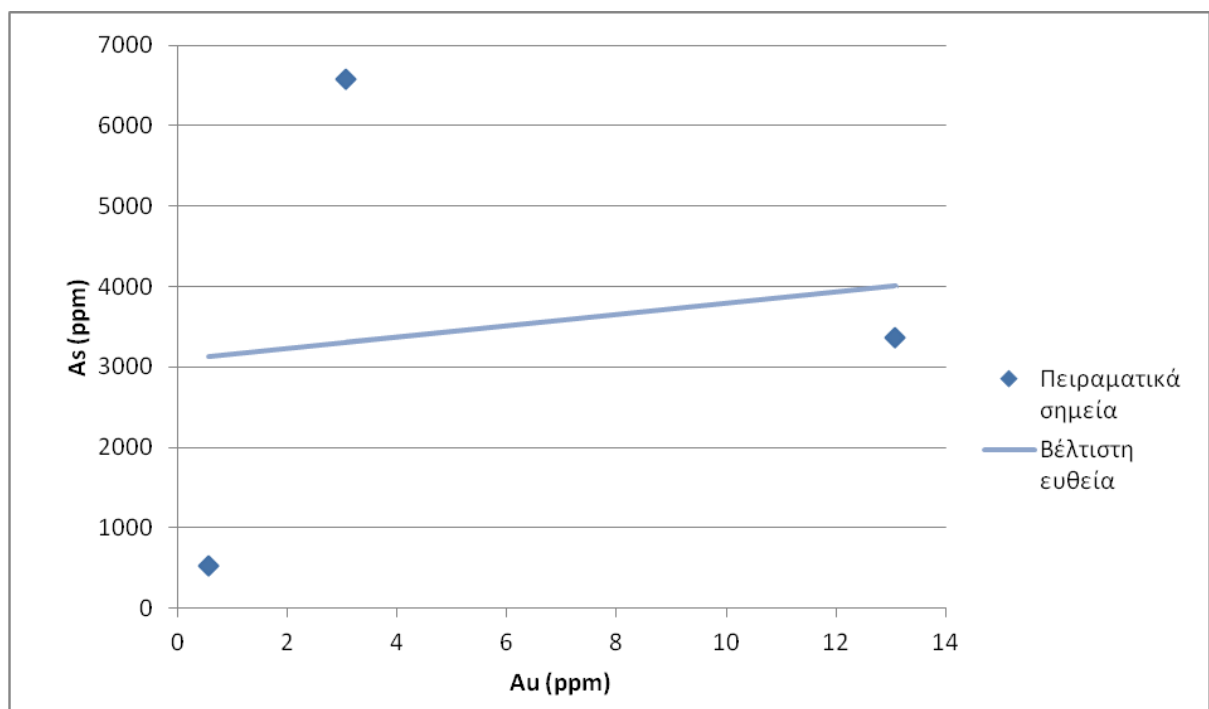
	Ach 4	Ach 11	Ach 2	Ach 5	Ach 8B2
wt %					
SiO ₂	65,21	68,29	n.a.	n.a.	n.a.
TiO ₂	0,50	0,41	0,20	0,02	bdl
Al ₂ O ₃	16,19	15,48	13,17	0,93	0,15
Fe ₂ O ₃	4,53	3,58	7,86	4,78	10,59
MnO	0,04	0,04	0,10	0,02	0,08
MgO	2,69	1,55	0,70	0,03	Bdl
CaO	1,88	1,54	0,06	0,04	Bdl
Na ₂ O	3,16	3,23	0,19	0,05	0,01
K ₂ O	3,36	3,7	3,40	0,21	0,02
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,14	0,44	0,05
LOI	3,33	2,42	n.a.	n.a.	n.a.
Tot	101,05	100,38	-	-	-
ppm					
Au	n.a	n.a	0,567	13,060	3,072
Ag	n.a	n.a	12,26	105	225
As	n.a	n.a	530,7	3359,1	6572,3
Ba	865	1885	1254	94	bdl
Be	n.a	n.a	1,69	0,61	0,29
Bi	n.a	n.a	17,88	1,17	0,35
Cd	n.a	n.a	1,15	67,23	>1000
Co	n.a	n.a	74,1	220,6	90,6
Cr	222	313	7	7	1
Cs	4,22	3,03	8,58	0,94	0,12
Cu	n.a	n.a	565,6	1712,0	2701,5
Ga	17,9	16,6	14,36	8,11	11,64
Ge	n.a	n.a	0,54	0,26	0,11
Hf	4,3	4,2	0,4	bdl	bdl
In	n.a	n.a	0,089	4,956	0,149
Li	n.a	n.a	14,7	24,2	7,9
Mo	n.a	n.a	68,25	174,51	1,63

Πίνακας 6.1: συνέχεια

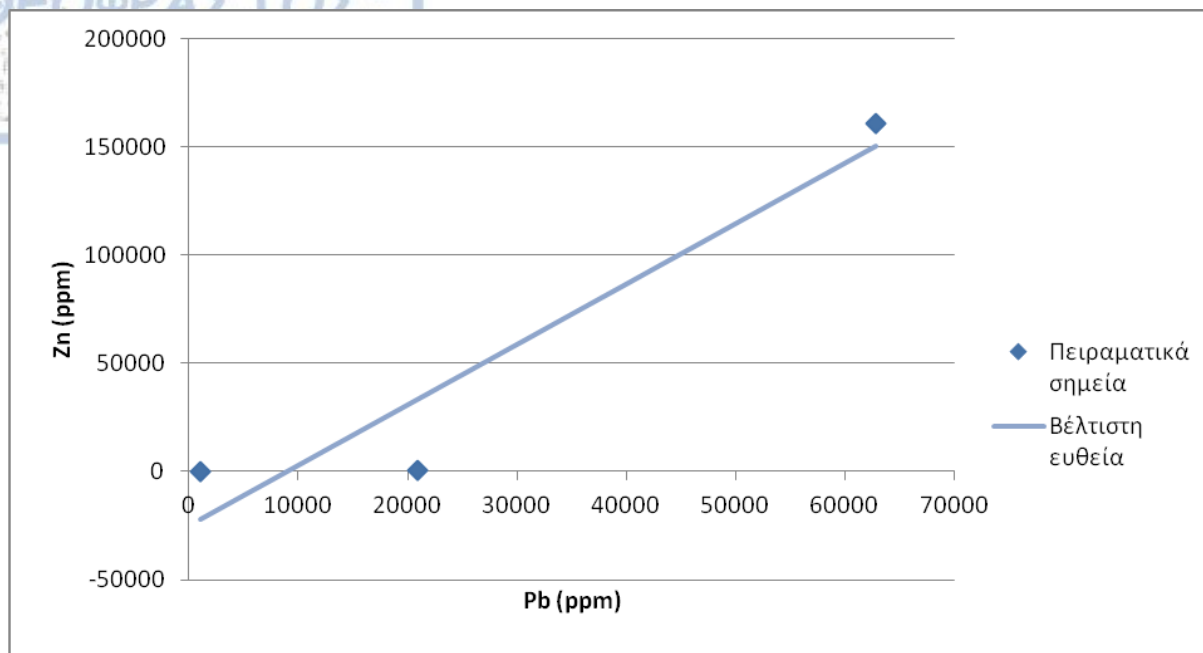
Nb	9,6	8,9	5,1	0,4	0,1
Ni	n.a	n.a	2,5	3,1	0,7
Pb	n.a	n.a	1096	20850	62849
Rb	161,4	169,5	233,9	9,8	1,4
Re	n.a	n.a	0,016	0,032	0,017
S	n.a	n.a	7500	6400	>10000
Sb	n.a	n.a	242,1	2848,4	>10000
Sc	n.a	n.a	6,0	0,8	0,5
Se	n.a	n.a	5	46	1
Sn	bdl	bdl	9,2	47,4	40,5
Sr	585,6	483,3	29,8	57,9	8,1
Ta	1,1	1,1	0,91	0,68	0,29
Te	n.a	n.a	0,27	0,46	0,41
Th	25,31	32,38	22,6	1,7	1,9
Tl	n.a	n.a	3,42	0,59	80,31
U	8,64	8,89	3,8	22,6	1,0
V	115	89	60	8	4
W	3	4	482,1	1411,2	1028,7
Y	19,8	16,4	4,1	2,5	1,6
Zn	n.a	n.a	159	404	160557
Zr	157	150	4,3	0,8	bdl
La	37,9	28,8	24,3	9,3	1,7
Ce	68,20	52,00	43,20	14,02	1,93
Pr	7,01	5,52	n.a	n.a	n.a
Nd	25,6	19,9	n.a	n.a	n.a
Sm	4,66	4,18	n.a	n.a	n.a
Eu	1,14	1,18	n.a	n.a	n.a
Gd	3,98	3,22	n.a	n.a	n.a
Tb	0,55	0,47	n.a	n.a	n.a
Dy	3,08	2,64	n.a	n.a	n.a
Ho	0,68	0,56	n.a	n.a	n.a
Er	2,08	1,76	n.a	n.a	n.a
Tm	0,32	0,28	n.a	n.a	n.a
Yb	2,03	1,92	n.a	n.a	n.a
Lu	0,35	0,33	n.a	n.a	n.a
TC	0,01	<0.01			
TS	<0.01	0,06			



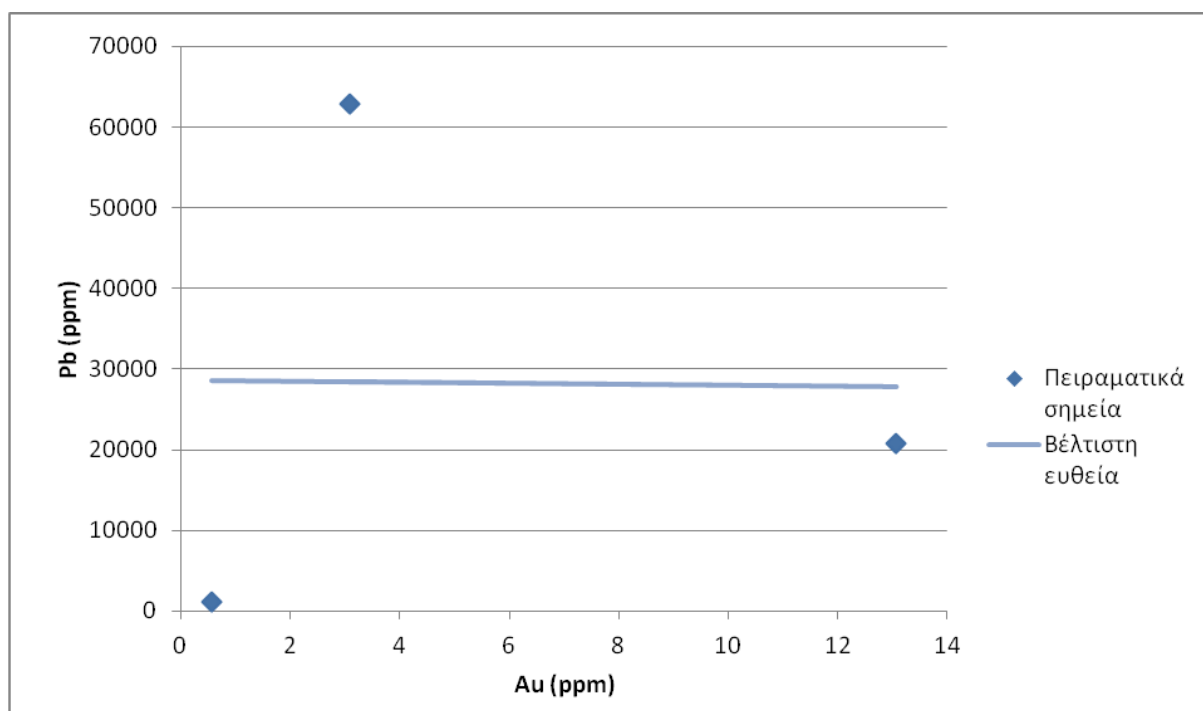
Σχήμα 6.25: Γραμμική συσχέτιση του Au με τον Ag.



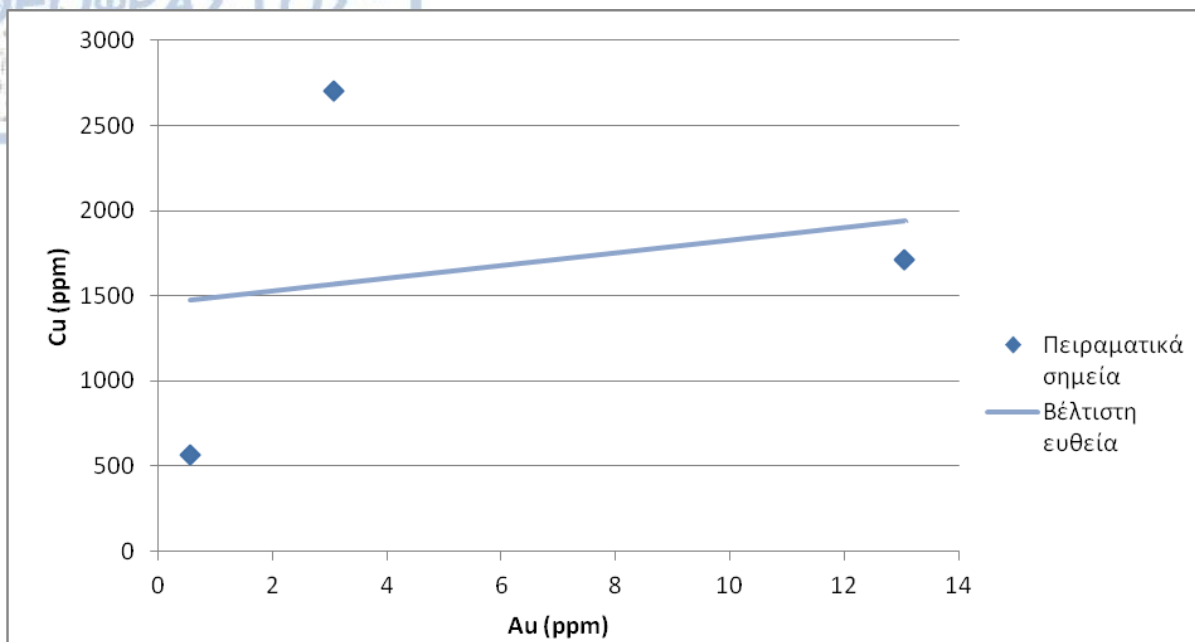
Σχήμα 6.26: Γραμμική συσχέτιση του Au με το As.



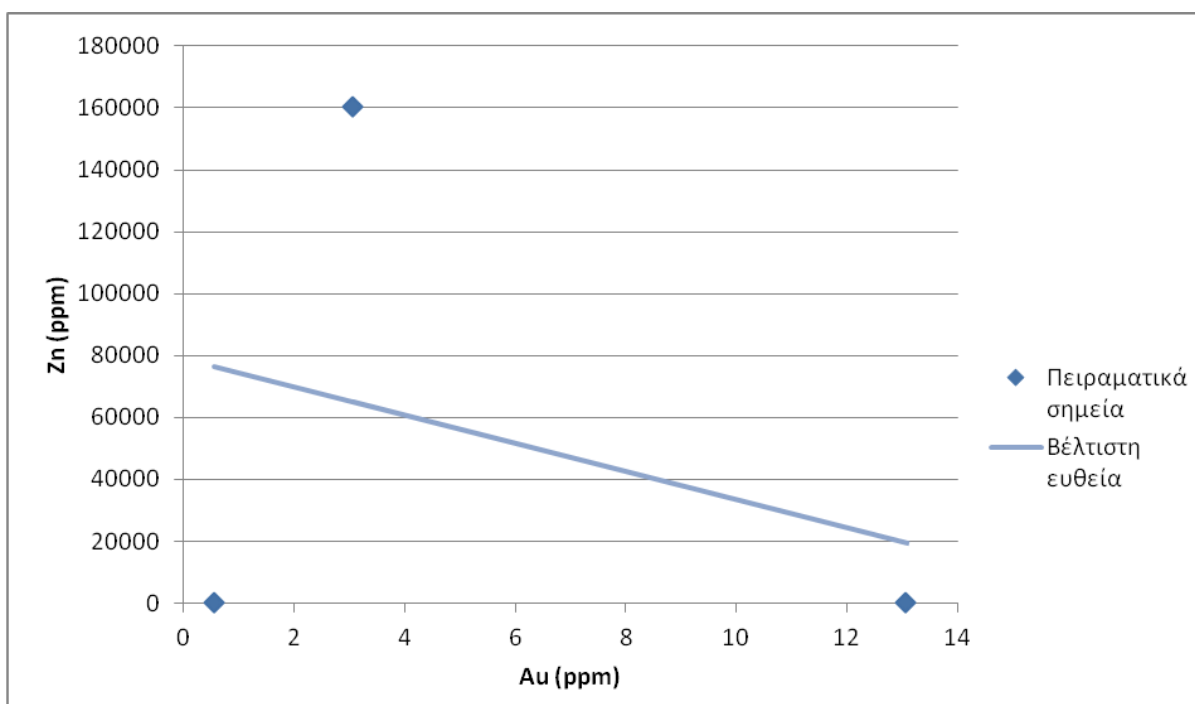
Σχήμα 6.27: Γραμμική συσχέτιση του Pb με τον Zn.



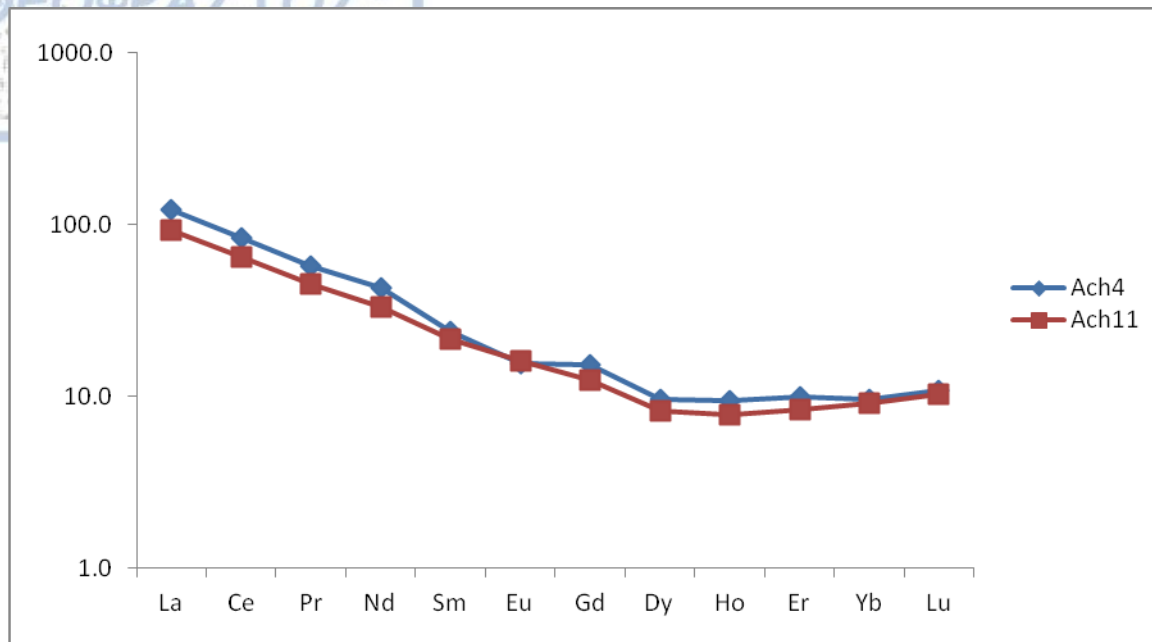
Σχήμα 6.28: Γραμμική συσχέτιση του Au με τον Pb.



Σχήμα 6.29: Γραμμική συσχέτιση του Au με τον Cu.



Σχήμα 6.30: Γραμμική συσχέτιση μεταξύ του Au και του Zn.



Σχήμα 6.31: Κατανομή των σπάνιων γαιών στον πορφυρίτικο γρανίτη στα Άσπρα Χώματα. Οι τιμές έχουν εξομαλυνθεί με βάση χονδρίτη, κατά Taylor and McLennan (1985).

7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα αποτελέσματα της μικροσκοπικής παρατήρησης και των χημικών αναλύσεων τόσο της μεταλλοφορίας όσο και του πετρώματος ξενιστή στα Άσπρα Χώματα εξάγεται το συμπέρασμα ότι πρόκειται για μία πορφυριτική μεταλλοφορία Cu–Au, που συνοδεύεται από μεταλλοφορία βασικών μετάλλων Pb–Zn–Sb.

Το μητρικό πέτρωμα και ξενιστής της μεταλλοφορίας είναι ένας έντονα εξαλλοιωμένος πορφυριτικός γρανίτης, ο οποίος διεισδύει στον γρανοδιορίτη του Στρατωνίου καθώς και στους χαλαζιακούς–αστριούχους–βιοτιτικούς γνευσίους της ενότητας Κερδυλλίων. Η πρωτογενής ορυκτολογική του σύσταση αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, K–άστριο και βιοτίτη. Ο πορφυριτικός γρανίτης έχει υποστεί τρεις φάσεις υδροθερμικής εξαλλοίωσης, την ποτασσική, που έχει επηρεαστεί από την χλωριτική–σερικιτική εξαλλοίωση και τέλος την σερικιτική.

Η πρώτη φάση υδροθερμικής εξαλλοίωσης είναι η ποτασσική, που έχει επηρεάσει όλο το πέτρωμα, με κύρια ορυκτά εξαλλοίωσης τον υδροθερμικό βιοτίτη και τον χαλαζία. Η ποτασσική επικαλύπτεται μερικώς από την χλωριτική–σερικιτική εξαλλοίωση, με ορυκτά εξαλλοίωσης τον σερικήτη, τον καολινίτη και τον χλωρίτη με σαγενίτη. Η χλωριτική–σερικιτική εξαλλοίωση χαρακτηρίζεται από έντονη μετατροπή του βιοτίτη σε χλωρίτη και των αστρίων σε σερικήτη. Η ύπαρξη επίσης αλλοτριόμορφων κόκκων ασβεστίτη στο πέτρωμα, ως προϊόν υδροθερμικής εξαλλοίωσης, αποτελεί χαρακτηριστικό της χλωριτικής–σερικιτικής εξαλλοίωσης όπως περιγράφει ο Sillitoe (2010). Τέλος, η σερικιτική εξαλλοίωση εκτείνεται σε ολόκληρο το πέτρωμα και επικαλύπτει τις υπόλοιπες ζώνες εξαλλοίωσης. Η σερικιτίωση ίσως να συνδέεται με τα τελευταία όξινα υδροθερμικά διαλύματα που έδωσαν και τις χαλαζιακές μεταλλοφόρες φλέβες.

Η χημική σύσταση σχετικά αναλλοίωτων δειγμάτων από τον πορφυριτικό γρανίτη δείχνει έναν πολύ μικρό εμπλουτισμό σε Al_2O_3 , Fe_2O_3 και MgO , που επιβεβαιώνει την επίδραση της υδροθερμικής εξαλλοίωσης του πετρώματος, ενώ έντονο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι συγκεντρώσεις σπανίων γαιών (REE), όπως το La (έως 37,9 ppm) και το Ce (έως 68,2 ppm).

Η πορφυριτικού τύπου μεταλλοφορία αποτελείται αποκλειστικά από σιδηροπυρίτη και επικαλύπτεται μερικώς από μεταγενέστερη επιθερμική μεταλλοφορία βασικών μετάλλων, σφαλερίτη, βουλανζερίτη και ίχνη αρσеноπυρίτη. Οι χαλαζιακές φλέβες D τύπου με την οξειδωμένη μεταλλοφορία χαρακτηρίζονται από χαμηλές περιεκτικότητες σε K_2O , CaO καθώς και Al_2O_3 . Η αφθονία τους σε πολύτιμα (Au, Ag), βασικά (Pb, Zn, Cu, Zn, Sn)

και κρίσιμα (Sb, Ga, In) μέταλλα, σε σπάνιες γαίες (La, Ce) όπως και σε μέταλλα (As) μη τυπικών των πορφυριτικών συστημάτων καθιστά το σύστημα μοναδικό στην ευρύτερη μεταλλευτική επαρχία των «Μεταλλείων Κασσάνδρας» στην ΒΑ Χαλκιδική. Παρόμοιες μεταλλοφορίες έχουν μελετηθεί και αλλού στην Ελλάδα, όπως στην Μαρώνεια (Melfos et al. 2002), στην Παγώνη Ράχη Κίρκης (Voudouris et al. 2013), στον Φακό Λήμνου (Fornadel et al. (2012) και στο Λαύριο (Voudouris et al. 2008). Αντίστοιχες πορφυριτικές μεταλλοφορίες με επικάλυψη από βασικά μέταλλα εντοπίζονται στο Morococha district, Peru (Catchpole et al. 2015), στο Chuquicamata και στο Escondida, Chile (Padilla Garza et al. 2001, Faunes et al. 2005), στη Victoria και στο Lepanto, Philippines (Hedenquist et al. 1998, 2001) και στο Butte, USA (Meyer et al. 1968).

Κατά τους Gilg and Frei (1994) και Siron et al. (2016), η διείσδυση του πορφυριτικού γρανίτη στα Άσπρα Χώματα αποτελεί μέλος της δεύτερης μαγματικής φάσης της μεταλλευτικής επαρχίας στην περιοχή των «Μεταλλείων Κασσάνδρας». Η πρώτη συνίσταται από την κύρια μαγματική διείσδυση του γρανοδιορίτη του Στρατωνίου. Η δεύτερη μαγματική φάση χαρακτηρίζεται από συμπλέγματα υδροθερμικά εξαλλοιωμένων πορφυριτικών διεισδύσεων και φλεβών, γρανοδιοριτικής έως χαλαζιακής διοριτικής σύστασης και ΒΑ προσανατολισμού, στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ Φισώκας και Άσπρων Χωμάτων (Gilg and Frei, 1994).

Οι πορφυριτικές διεισδύσεις στις περιοχές Φισώκας, Κουλοχερίου και Άσπρων Χωμάτων φιλοξενούν πορφυριτικού τύπου μεταλλοφορίες Cu. Ο γρανοδιορίτης του Στρατωνίου χρονολογήθηκε στα $30,5 \pm 1,4$ Ma (Papadakis, 1971), ενώ ο πορφυριτικός διορίτης των Άσπρων Χωμάτων στα $27,9 \pm 1,2$ Ma και ο πορφυριτικός διορίτης Κουλοχερίου στα $26,9 \pm 2,0$ Ma (Gilg and Frei, 1994). Ως προς την χρονολόγηση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, αναλύσεις των Gilg and Frei (1994) σε υδροθερμικό λατυποπαγές, κοντά στην περιοχή των Άσπρων Χωμάτων, τοποθετούν την φυλλιτική εξαλλοίωση στα $25,0 \pm 0,6$ Ma. Διαπιστώνουμε λοιπόν συνεχή εξέλιξη κατά το Ολιγόκαινο, από τα 30,5 έως τα 26,9 Ma, που περιλαμβάνει τον μαγματισμό και τη λειτουργία του υδροθερμικού συστήματος στα Άσπρα Χώματα, δηλαδή την αιτία του σχηματισμού της μεταλλοφορίας η οποία μελετήθηκε στην παρούσα εργασία.

Συνεπώς τα νέα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας στο μαγματικό-υδροθερμικό σύστημα στην περιοχή των Άσπρων Χωμάτων συμβαδίζουν με την υπάρχουσα βιβλιογραφία, αλλά παρουσιάζουν μία πληρέστερη και πιο σύνθετη εικόνα. Η πορφυριτική διείσδυση με την οποία συνδέεται η μεταλλοφορία είναι όξινης σύστασης (γρανιτικής), σε αντίθεση με τις περισσότερες μέχρι τώρα μελετημένες πορφυριτικές διεισδύσεις της

δεύτερης μαγματικής φάσης της μεταλλευτικής επαρχίας των «Μεταλλείων της Κασσάνδρας», που είναι ενδιάμεσης σύστασης. Επίσης τα αποτελέσματα της μελέτης αποδεικνύει την ύπαρξη πολλαπλών υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, με την παρουσία της ποτασσικής, της χλωριτικής-σερικιτικής και της σερικιτικής εξαλλοίωσης.

Η μεταλλοφορία αποκλίνει από την τυπική εικόνα ενός τυπικού πορφυριτικού συστήματος Cu καθώς και από τις τοπικές πορφυριτικές μεταλλοφορίες σιδηροπυρίτη-χαλκοπυρίτη-τετραεδρίτη-γαληνίτη (Gilg, 1993). Πρόκειται λοιπόν για ένα πορφυριτικό σύστημα χαλκού, με υψηλές περιεκτικότητες σε Au (έως 13,6 ppm) και με παρουσία βασικών μετάλλων (Pb, Zn, Sb, As), τύπου πολυμεταλλικής μεταλλοφορίας Κορδιλιέρας (Cordilleran polymetallic mineralization), παρόμοια με αυτή της επαρχίας Morococha στο κεντρικό Περού (Catchpole et al, 2015). Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο, οι πολυμεταλλικές μεταλλοφορίες τύπου Κορδιλιέρας Zn-Pb-Ag-Cu δημιουργούνται από τη σταδιακή ψύξη και εξέλιξη, πλουσίων σε μέταλλα, πορφυριτικού τύπου υδροθερμικών ρευστών, επικαλύπτοντας τις προϋπάρχουσες πορφυριτικού τύπου μεταλλοφορίες. Τέτοιου τύπου μεταλλοφορίες είναι μεταγενέστερες άλλων τύπων μεταλλοφοριών συσχετιζόμενων με τα πορφυριτικά συστήματα, όπως αυτών της θερμομεταμόρφωσης από επαφή (skarn). Όπως και στο παραπάνω μοντέλο έτσι και στο εν λόγω σύστημα, στα Άσπρα Χώματα, η πορφυριτικού τύπου μεταλλοφορία Cu-Au επικαλύπτεται από βασικά μέταλλα Pb-Zn-Sb.

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Brun, J. P., & Sokoutis, D. (2007). Kinematics of the southern Rhodope core complex (North Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 96(6), 1079-1099.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Bendezi, A., Ovtcharova, M., Spikings, R., Stein, H., & Fontboté, L. (2015). Timing of porphyry (Cu-Mo) and base metal (Zn-Pb-Ag-Cu) mineralisation in a magmatic-hydrothermal system—Morococha district, Peru. *Mineralium Deposita*, 50(8), 895-922.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Putlitz, B., Seo, J. H., & Fontboté, L. (2015). Zoned base metal mineralization in a porphyry system: origin and evolution of mineralizing fluids in the Morococha District, Peru. *Economic Geology*, 110(1), 39-71.
- Christofides, G., Pecskey, Z., Eleftheriadis, G., Soldatos, T., & Koroneos, A. (2004). The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, northeastern Greece): petrology and K/Ar geochronology. *Geologica Carpathica-Bratislava*, 55(5), 397-410.
- Dinter, D. A., & Royden, L. (1993). Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21(1), 45-48.
- Dinter, D. A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S., & Royden, L. (1995). U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, 14(4), 886-908.
- Ersoy, E. Y., & 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.
- Faunes A, Hintze F, Siña A, Véliz H, Vivanco H (2005) Chuquicamata, core of a planetary scale Cu–Mo anomaly. In: Porter TM (ed) *Super porphyry copper & gold deposits: a global perspective*, vol 1. PGC Publishing, Adelaide, p 280.
- Fornadel A.P., Voudouris P., Paul G.S., Melfos V. (2012). Mineralogical, stable isotope, and fluid inclusion studies of spatially related porphyry Cu and epithermal Au-Te mineralization, Fakos Peninsula, Limnos Island, Greece. *Mineralogy and Petrology*, 105, 85-111.
- Frei, R. (1992). Isotope (Pb, Rb-Sr, S, O, C, U-Pb) geochemical investigations on Tertiary intrusives and related mineralizations in the Serbomacedonian Pb-Zn, Sb+ Cu-Mo

- metallo-genetic province in northern Greece. Unpublished Doctoral dissertation, Zürich, Switzerland, ETH Zürich. 231 p..
- Frei, R. (1995). Evolution of mineralizing fluid in the porphyry copper system of the Skouries Deposit, Northeast Chalkidiki (Greece); evidence from combined Pb-Sr and stable isotope data. *Economic Geology*, 90(4), 746-762.
- Gilg, H. A. (1993). Geochronology (K-Ar), fluid inclusion, and stable isotope (C, H, O) studies of skarn, porphyry copper, and carbonate-hosted Pb-Zn (Ag, Au) replacement deposits in the Kassandra mining district (Eastern Chalkidiki, Greece). Unpublished Doctoral dissertation, Zürich, Switzerland, ETH Zürich. 152 p.
- Gilg, H. A., & Frei, R. (1994). Chronology of magmatism and mineralization in the Kassandra mining area, Greece: The potentials and limitations of dating hydrothermal illites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(9), 2107-2122.
- Hahn, A., Naden, J., Treloar, P. J., Kilias, S. P., Rankin, A. H., & Forward, P. (2012). A new time frame for the mineralisation in the Kassandra mine district, N Greece: deposit formation during metamorphic core complex exhumation. *Journal of Earth Sciences*, 96, 1079-1099.
- Hedenquist JW, Arribas AJ, Reynolds TJ (1998) Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ Geol* 93:373–404
- Hedenquist JW, Claveria RJR, Villafuerte GP (2001) Types of sulfide rich epithermal deposits, and their affiliation to porphyry systems: Lepanto-Victoria-Far Southeast deposits, Philippines, as examples. Paper presented at the Pro-Explo 2001, Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, Lima.
- Himmerkus, F., Zachariadis, P., Reischmann, T., & Kostopoulos, D. (2012). The basement of the Mount Athos peninsula, northern Greece: insights from geochemistry and zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*, 101(6), 1467-1485.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, G., Rita, F., & Villari, L. (1984). Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece. *Bulletin of Volcanology*, 47(1), 25-37.
- Janák, M., Froitzheim, N., Georgiev, N., Nagel, T. J., & Sarov, S. (2011). P–T evolution of kyanite eclogite from the Pirin Mountains (SW Bulgaria): implications for the Rhodope UHP Metamorphic Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3), 317-332.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ... & Philippon, M. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1-33.

Kilias, A. D., Vamvaka, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Gkarlaouni, C. H., & Karakostas, B. (2015). The Mesohellenic Trough and the paleogene Thrace basin on the Rhodope massif, their structural evolution and geotectonic significance in the Hellenides. *J. Geol. and Geosc*, 4(2), 198.

Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., & Gkarlaouni, C. (2013). The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A Tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 595, 90-105.

Kilias, A., Fallakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A. and Gkarlaouni Ch. Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace basin: Rhodope Province (NE Greece): in *New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence*, (ed) U. Schattner, InTech, open access Publisher, Chapter 9, 241 -268, 2011.

Kockel, F. (1977). Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete 1: 100 000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

Krohe, A., & Mposkos, E. (2002). Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 204(1), 151-178.

Kroll, T., Müller, D., Seifert, T., Herzig, P. M., & Schneider, A. (2002). Petrology and geochemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu-Au deposit, Chalkidiki, Greece. *Mineralium Deposita*, 37(1), 137-144.

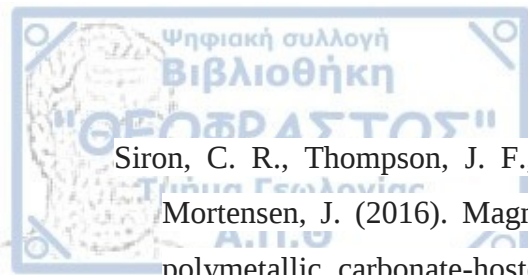
Kydonakis, K., Brun, J. P., Poujol, M., Monié, P., & Chatzitheodoridis, E. (2016). Inferences on the Mesozoic evolution of the North Aegean from the isotopic record of the Chalkidiki block. *Tectonophysics*, 682, 65-84.

Kydonakis, K., Gallagher, K., Brun, J. P., Jolivet, M., Gueydan, F., & Kostopoulos, D. (2014). Upper Cretaceous exhumation of the western Rhodope Metamorphic Province (Chalkidiki Peninsula, northern Greece). *Tectonics*, 33(6), 1113-1132.

Liati, A., & Seidel, E. (1996). Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 293-307.

- Marchev, P., Georgiev, S., Raicheva, R., Peytcheva, I., von Quadt, A., Ovtcharova, M., & Bonev, N. (2013). Adakitic magmatism in post-collisional setting: an example from the Early–Middle Eocene Magmatic Belt in Southern Bulgaria and Northern Greece. *Lithos*, 180, 159-180.
- Marchev, P., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C., & Ovtcharova, M. (2004). Von Quadt, a, Raicheva, R (2005) Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. *Ore Geology Reviews*, 27, 53-89.
- 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, 648-668.
- Melfos, V., & Voudouris, P. (2017). Cenozoic metallogeny of Greece and potential for precious, critical and rare metals exploration. *Ore Geology Reviews*.
- Meyer C, Shea E, Goddard C, Staff (1968) Ore deposits at Butte, Montana. In: Ridge JD (ed) Ore deposits of the United States 1933-1967, vol 2. American Institute of Minerals, Metals, and Petroleum Engineers, New York, 1373–1416.
- Moulas, E., Kostopoulos, D., Connolly, J. A., & Burg, J. P. (2013). PT estimates and timing of the sapphirine-bearing metamorphic overprint in kyanite eclogites from Central Rhodope, northern Greece. *Petrology*, 21(5), 507-521.
- Mposkos, E. D., & Kostopoulos, D. K. (2001). Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4), 497-506.
- Mposkos, E. D., & Liati, A. (1993). Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, Northern Greece. *The Canadian Mineralogist*, 31(2), 401-424.
- Nagel, T. J., Schmidt, S., Janák, M., Froitzheim, N., Jahn-Awe, S., & Georgiev, N. (2011). The exposed base of a collapsing wedge: the nestos shear zone (Rhodope Metamorphic Province, Greece). *Tectonics*, 30(4), TC4009.
- Padilla Garza RA, Titley SR, Pimentel F (2001) Geology of the Escondida porphyry copper deposit, Antofagasta region, Chile. *Econ Geol* 96:307–324.
- Papadakis, A. (1971). On the age of granitic intrusions near Stratonion, Chalkidiki (Greece). *Annales Geologie Pays Helleniques*, 23, 297-300.

- Pavlidis, S. B., Zouros, N. C., Zhongjing, F., Shaoping, C., Tranos, M. D., & Chatzipetros, A. A. (1999). Geometry, kinematics and morphotectonics of the Yanqing–Huailai active faults (northern China). *Tectonophysics*, 308(1), 99-118.
- Pe-Piper, G., & Piper, D. J. (2002). The igneous rocks of Greece.
- Perelló, J., Sillitoe, R. H., Brockway, H., Posso, H., & Mpodozis, C. (2009, November). Contiguous porphyry Cu–Mo and Cu–Au mineralization at Los Pelambres, central Chile. In *Proceedings XII Congreso Geológico Chileno*, p. S11-026.
- Perraki, M., Proyer, A., Mposkos, E., Kaindl, R., & Hoinkes, G. (2006). Raman microspectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3), 672-685.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A., & Soldatos, T. (2004). Mantle- derived and crustal melts dichotomy in northern Greece: spatiotemporal and geodynamic implications. *Geological Journal*, 39(1), 63-80.
- Phillips, C. H., Smith, T. W., & Harrison, E. D. (1998). Alteration, metal zoning, and ore controls in the Bingham Canyon porphyry copper deposit. Utah: Society of Economic Geologists Guidebook Series, 29, 133-145.
- Pipera, K., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., & Christofides, G. (2013). Origin of the High-K Tertiary magmatism in Northern Greece: Implications for mantle geochemistry and geotectonic setting. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(1), 416-426.
- Schmidt, S., Nagel, T. J., & Froitzheim, N. (2010). A new occurrence of microdiamond-bearing metamorphic rocks, SW Rhodopes, Greece. *European Journal of Mineralogy*, 22(2), 189-198.
- Sillitoe, R. H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper- gold and epithermal gold deposits in the circum- Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3), 373-388.
- Sillitoe, R. H. (2008). Special paper: major gold deposits and belts of the north and south American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology*, 103(4), 663-687.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R. H., & Thompson, J. F. (1998). Intrusion–Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono- Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. *Resource Geology*, 48(4), 237-250.



- Siron, C. R., Thompson, J. F., Baker, T., Friedman, R., Tsitsanis, P., Russell, S., ... & Mortensen, J. (2016). Magmatic and metallogenic framework of Au-Cu porphyry and polymetallic carbonate-hosted replacement deposits of the Kassandra mining district, Northern Greece. Society of Economic Geologists, Special Publication, 19, 29-55.
- Siron, C. R., Thompson, J. F., Rhys, D., Baker, T., Russell, S., Tsitsanis, P., & Randall, S. (2014,). Structural framework of the Stratoni fault corridor, Kassandra mining district, Northern Greece. In GSA Annual Meeting, Vancouver, British Columbia.
- Turpaud, P., & Reischmann, T. (2010). Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP occurrences and suture identification in the Central Rhodope, northern Greece. International Journal of Earth Sciences, 99(3), 567-591.
- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Bonsall T., Tarkian M., Economou-Eliopoulos M. (2008). Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece. Mineralogy and Petrology, 93, 79-110.
- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Kartal T., Schleicher H., Moritz R., Orтели 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.
- Wilkinson, G., Stone, F. G. A., & Abel, E. W. (1982). Comprehensive organometallic chemistry. Pergamon Press.