

Μιχάλης Φίτρος

Φοιτητής Γεωλογίας

Ιστολογική ανάλυση και ορυκτοχημικά δεδομένα της φλεβικής μεταλλοφορίας “Φιλόνι 80” στην Πλάκα Λαυρεωτικής

1. Εισαγωγή - Ιστορική αναδρομή

Η ΛΑΥΡΕΩΤΙΚΗ ΓΗ αποτελεί έναν τόπο ταυτόσημο με το όνομά του. “Λαύρα” σημαίνει στενό πέρασμα ή στοά, δηλαδή “Λαύρειο” ή “Λαύριο” η περιοχή των στοών. Είναι γνωστή παγκοσμίως για το πλούσιο υπέδαφός της λόγω των κοιτασμάτων αντικατάστασης στο μάρμαρο (carbonate replacement) (Marinos & Petrascheck, 1956), από τα οποία, κατά τους αρχαίους χρόνους εξορυσσόταν ο αργυρούχος γαληνίτης (PbS), ενώ κατά τους νεότερους χρόνους μετάλλευμα γαληνίτη, σφαλερίτη [(Zn, Fe)S], σμιθσονίτη ή «καλαμίνα» (ZnCO₃), καθώς και σιδηρομεταλλεύματα και ακόμα λιγότερο τα χαλκούχα ορυκτά (Κονοφάγος, 1980).

Η ιστορική εξέλιξη των μεταλλευτικών δραστηριοτήτων της Λαυρεωτικής μπορεί να διαχωριστεί σε δύο χρονικές περιόδους: την αρχαία (εικάζεται από 3600 π.Χ. ως τον 1ο αι. μ.Χ.) και κατά τη νεότερη περίοδο (1865-1977) με την ίδρυση της νεότερης πόλης του Λαυρίου καθιστώντας την ως την πρώτη βιομηχανική πόλη στον ελλαδικό χώρο.

2. Σκοπός

Η παρούσα μελέτη αποτελεί τη λεπτομερή μελέτη των ιστολογικών χαρακτηριστικών, της ορυκτολογικής σύστασης και της παραγενετικής ακολουθίας, καθώς και του χημισμού των κυρίων αλλά και των σύνδρομων ορυκτών της φλεβικής μεταλλοφορίας “Φιλόνι 80” της Πλάκας Λαυρεωτικής.

3. Γεωλογικό Πλαίσιο

3.1 Απικοκυκλαδική ζώνη

Η Λαυρεωτική τοποθετείται γεωτεκτονικά στην Απικοκυκλαδική ζώνης η οποία θεωρείται η προς το νότο προέκταση της Πελαγονικής ζώνης. Αποτελεί ένα άθροισμα Αλπικών καλυμμάτων που τοποθετούνται πάνω σε μεταμορφικό υπόβαθρο αγνώστου ηλικίας (Smith et al., 2001), τα οποία τοποθετήθηκαν κατά το Άνω Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Εκτείνεται στο μεγαλύτερο τμήμα της Απικής, τη νότια Εύβοια, όλες τις Κυκλάδες και εξελίσσεται ανατολικά προς τη Μικρά Ασία μέσω της Ικαρίας και Σάμου (Jacobshagen et al., 1978).

Σύμφωνα με τη ταξινόμηση κατά Μουντράκη (2010) και άλλων διακρίνονται οι ακόλουθες τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες από τη βάση προς την οροφή:

- Ενότητα Βάσης (Basal unit): αποτελεί μια χαμηλού βαθμού (21-24 Ma (40Ar/39Ar και Rb/Sr σε φεγγίτες) (Ring and Reischmann 2002) μεταμόρφωσης HP/LT (P= 8-10kbars, T= 350-400°C) μεταμορφωμένη ανθρακική πλατφόρμα και συνίσταται από Τριαδικά ως Κρητιδικά νηριτικά ανθρακικά ιζήματα και εμφανίζεται στη Ν. Εύβοια (Αλμυροπόταμο), στη ΒΑ Απική (Μαραθώνα), την Τήνο, τη Σάμο και την Αμοργό, υπό μορφή τεκτονικών παραθύρων (Boronkay and Doutsos, 1994).
- Ενότητα Χώρας (Chora unit): ενότητα με περιορισμένη εμφάνιση στην Απικοκυκλαδική ζώνη και κυρίως στα νησιά Ίος, Δήλος, Σίκινος, Νάξος και Πάρος-Αντίπαρος (Andriessen et al., 1987). Συνδέεται με τα Συμπλέγματα Μεταμορφικών Πυρήνων των Κυκλάδων (Metamorphic Core Complexes of Cyclades) και αποτελείται από ορθο- και παρα-γνεύσιους Ερκύνιας ηλικίας (300Ma, Okrusch et al., 1978). Έχουν υποστεί τρία μεταμορφικά επεισόδια κατά το Άνω Κρητιδικό (MP/MT), το Κάτω Ηώκαινο (HP/LT) και το Ολιγόκαινο (LP/HT).
- Ενότητα Κυανοσχιστολίθων: θεωρείται ως ένα Μεσοζωικό παθητικό ηπειρωτικό περιθώριο με πρωτολίθους από νηριτικούς ασβεστόλιθους, ψαμμιτικά προς πηλικά ιζήματα και βασικούς ως όξιους ηφαιστείτες. Καταλαμβάνει δε το μεγαλύτερο τμήμα της νότιας Εύβοιας, της Ανατολικής Απικής (Πάρνηθα, Υμπτός, Λαυρεωτική) και των νησιών Κέα, Κύθνος, Σέριφος, Σίφνος, Γυάρος, Άνδρος, Τήνος, Σύρος, Πάρος, Νάξος, Ίος, Σίκινος, Φολέγανδρος, Ικαρία, Φούρνοι και Σάμος, και θεωρείται αντίστοιχη της Ζώνης Πίνδου (Μουντράκης, 2010). Κατά το Ηώκαινο (~45Ma) καταβυθίστηκε και μεταμορφώθηκε με T=450°- 550°C και P=12-18kbars (Schuiling et al., 1987), δημιουργώντας έτσι πετρώματα εκλογιπικής φάσης που συναντούμε στη Σύρο, τη Σίφνο και σε όλα σχεδόν τα νησιά των Κυκλάδων, την Απική και τη Ν. Εύβοια (Μουντράκης, 2010).

- Ανώτερη ενότητα (Upper unit): ενότητα με περιορισμένη εμφάνιση στις περιοχές του Λαυρίου, και τα νησιά Τήνος, Μύκονος, Πάρος, Νάξος, Σέριφος, Ικαρία, Σύρος, Άνδρος, Ίος, Σίφνος, Σάμος και Μήλος. Δομείται από τα απομεινάρια (klippen) μιας οφιολιθικής melange και ενός οφιολιθικού καλύμματος (στην βάση και την οροφή, αντίστοιχα) (Durr, 1986). Αποτελείται από τους Ελληνικούς οφιολίθους, Τριαδικούς-Ιουρασικούς-Κρητιδικούς ασβεστόλιθους και μολλάσσες, καθώς και Ολιγοκαινικά ως Μειοκαινικά ιζήματα (Paranikolaou, 1980).
- Μαγματισμός, Μολλάσσιμη Ιζηματογένεση και Ηφαιστειότητα: μετά την ανάπτυξη του μεταμορφικού επεισοδίου τύπου Barrow και κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου (~18-10Ma) διείδυσαν στο μεταμορφικό πεδίο πλουτώνια σώματα, γρανιτικής-μονζονιτικής σύστασης (Pe-Piper, 2000 Jolivet, 2001), όπως τους γρανοδιορίτες (Λαύριο και Σέριφο), γρανίτες (Τήνος, Μύκονος, Δήλος, Νάξος) και λευκογρανίτες (Ικαρία, Τήνος) (Altherr and Siebel, 2002). Η ψύξη των μαγματικών θαλαμών διήρκεσε ως και τα ~8Ma (Altherr et al., 1982), ενώ το βάθος κρυστάλλωσης υπολογίζεται ~5-10 km (Altherr et al., 1982, 1988). Η διείδυση των γρανιτοειδών συνοδεύεται από φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής, με άλω πάχους ως 3 km (Λαύριο, Baltatzis, 1981 Σέριφος, Salemink, 1985, Νάξος, Jansen and Schuiling, 1976, Τήνος, Melidonis, 1980).

Συγχρόνως με τη δημιουργία ζωνών μεταμόρφωσης επαφής παρατηρούνται συνοδά φαινόμενα μετασωμάτωσης και κοιπασματογένεσης στα πετρώματα ξενιστές (Λαύριο, Marinis and Petrascheck, 1956, Τήνος, Tombros et al., 2007, 2010, Melidonis, 1980, Μύκονος, Tombros et al. 2014, Αντίπαρος, Anastopoulos, 1963, Kevrekidis et al., 2015, Ικαρία, Maratos, 1960 Σέριφος, Salemink 1980, 1985, Νάξος, Papastamatiou, 1951, Σαντορίνη, Skarpelis and Liati, 1980).

Με τη μαγματική δράση του Μειόκαινου, συνδέεται και αλκαλική ηφαιστειότητα, στις Κυκλάδες, π.χ. ανδεσίτες, βασάλτες και ρυόλιθοι (Pe-Piper and Piper, 1989, 2002, Pe-Piper et al., 1995).

3.2 Γεωλογία της Λαυρεωτικής

Η χερσόνησος της Λαυρεωτικής τοποθετείται σε γεωγραφικό πλάτος από 37°30'-38°20' και γεωγραφικό μήκος από 23°30'-24°10', της οποίας το νοτιότερο άκρο της είναι η Λαυρεωτική. Η χερσόνησος της Λαυρεωτικής αποτελεί την συνέχεια προς τον βορρά της Απικοκυκλαδικής ζώνης. Σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία, με τη γεωλογία της Λαυρεωτικής έχουν ασχοληθεί πολλοί ερευνητές με ενδεικτικά (Kordellas, 1869, Marinis and Petrascheck, 1951, 1953, 1956, Papadeas, 2000, 2001, Skarpelis, 2007, Skarpelis et al., 2008, 2010, Baziotis et al., 2009, Bonsall et al., 2011). Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, διακρίνονται δύο τεκτονικές ενότητες στην Λαυρεωτική:

- Η Κατώτερη ενότητα στη Λαυρεωτική, (γνωστή ως “Αυτόχθονη”, “Lower unit”, και αντίστοιχη της “ενότητας Κυανοσχιστολίθων, Blueschist unit” της Απικοκυκλαδικής) (ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού) και αποτελείται από: το “Κατώτερο Μάρμαρο” ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού-Κατώτερου Ιουρασικού, (ii) ένα ενδιάμεσο σχιστολιθικό ορίζοντα “σχιστόλιθους Καισαριανής” που αποτελούνται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους με ενδιαστρώσεις μαρμάρων, καθώς και ορθογνευσίους, όπως Πεντέλη, Υμητός και Ελαιοχώρι Λαυρίου (240 ± 4 Ma)(Liati et al., 2009) και μεταμορφωμένων βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων και (iii) έναν ανώτερο ορίζοντα μαρμάρου “ανώτερο μάρμαρο”, Α. Κρητιδικής ηλικίας. Η μετάβαση από τους σχιστόλιθους προς τα μάρμαρα είναι τεκτονική. Εντός των μαρμάρων παρατηρούνται λεπτότερες ή παχύτερες ενδιαστρώσεις σχιστόλιθων, σιπολινών και ασβεστιτικών σχιστόλιθων, ενώ συχνές είναι οι εμφανίσεις ασβεστοδολομιτικών μαρμάρων. Το πάχος του αυτόχθονου συστήματος θεωρείται > 1000 m (Marinos et al., 1971, Petrascheck, 1977).
- Η Ανώτερη ενότητα (γνωστή ως “Επωθημένο κάλυμμα”, η οποία υπέρκειται του detachment, είναι και αντίστοιχη της “Upper unit” της Απικοκυκλαδικής) συνίσταται από φυλλίτες, αργιλικούς σχιστόλιθους, μετά-πυριτικούς σχιστόλιθους, μετα-βασίτες, μετα-υπερβασικά, χαλαζίτες και φακούς ή ενδιαστρώσεις μαρμάρων και ασβεστόλιθων και εναλλαγές από τράπεζες ή φακούς ασβεστόλιθων, μαρμάρων και μετά-οφιολιθικών πετρωμάτων (πρασινιτών). Είναι Τριαδικής έως Άνω - Κρητιδικής ηλικίας και επωθείται πάνω στην κατώτερη. Στην οροφή της ενότητας παρατηρούνται ασβεστόλιθοι του Α. Κρητιδικού. Έχει συνολικό πάχος > 250 m (Baltatzis, 1996).

3.3 Μεταλλοφορία

Τα μεταλλοφόρα κοιτάσματα του Λαυρίου είναι τύπου αντικατάστασης στο μάρμαρο (carbonate replacement) και σχηματίστηκαν υπό τη μορφή κοιτών αντικατάστασης, εντός του μαρμάρου ή και στις επαφές μαρμάρου – σχιστολίθων. Διακρίνονται τρεις μεταλλοφόρες επαφές: α) Μεταξύ ανώτερου μαρμάρου – σχιστολίθων Αθήνας (Upper Unit), β) Μεταξύ ανώτερου μαρμάρου και σχιστολίθων Καισαριανής και γ) Μεταξύ κατώτερου μαρμάρου και σχιστολίθου Καισαριανής. Επίσης, παρατηρούνται εμφανίσεις στρωματοειδών ή φλεβοειδών μεταλλευμάτων τύπου skarn, μέσα σε ρωγμές των κερατιών της περιοχής Πλάκας. Χαρακτηριστική είναι και η παρουσία συμπαγών κοιτασμάτων μαγνητίτη, που διασχίζονται από τα μικτά θειούχα μεταλλεύματα και σε βάθος περίπου 2 km (Economou et al., 1981, Tsokas et al., 1998).

Τα μικτά θειούχα μεταλλεύματα αποτελούν τη σημαντικότερη μεταλλοφορία, η οποία ορυκτολογικά συνίσταται από θειούχα όπως αργυρούχος γαληνίτης (PbS), σφαλερίτης (ZnS) και σιδηροπυρίτης (FeS₂), ενώ επουσιωδώς απαντά πλήθος

άλλων θειούχων ορυκτών και θειοαλάτων (Skarpelis et al., 2008). Ακόμη απαντούνται σιδηρομαγνητιούχα μεταλλεύματα. Θεωρείται σημαντική η εμφάνιση των υπεργενετικών ορυκτών κερουσίτη ($PbCO_3$) και σμισθονίτη (ή καλαμίνα $ZnCO_3$).

Τα μεταλλεύματα είναι υδροθερμικής προέλευσης, επιθερμικά και συνδέονται, πιθανώς γενετικά, με τον πλουτωνίτη, απόφυση του οποίου αποτελεί ο γρανοδιορίτης της Πλάκας και «φλεβικό παράγωγο» του είναι οι ευρίτες (Μαρίνος – Petrascheck, 1956). Σε ό,τι αφορά τη διείδυση των ευρπικών φλεβών, αυτή θεωρείται μετατεκτονική (κατά το Τριτογενές), προγενέστερη του γρανοδιορίτη Πλάκας.

Η μεταλλογένεση συντελέστηκε μεταξύ 11.9 και 8.3. Μα σύμφωνα με τις σχετικές ραδιοχρονολογήσεις των πλουτωνίων πετρωμάτων του Λαυρίου, καθώς ελέγχεται από το ρήγμα αποκόλλησης (Liati et. al., 2009).

Ο Leleu το 1969 θεωρεί ότι τα μεταλλεύματα είναι ηφαιστειοϊζηματογενούς προέλευσης και συνδέονται γενετικά με την ηφαιστειακή δραστηριότητα που δημιούργησε τους σχιστολίθους της Καισαριανής. Η μεταλλογένεση συσχετίζεται με φαινόμενα κέρσευσης και διάβρωσης του συστήματος κατώτερου μαρμάρου - σχιστολίθων, τα οποία είχαν ως αποτέλεσμα την καρστικοποίηση των ανθρακικών πετρωμάτων και τη μεταφορά, από υδροθερμικά διαλύματα, μετάλλων που αποτέθηκαν μέσα σε καρσικά έγκοιλα ή ρωγμές. Ωστόσο, και οι δύο παραπάνω απόψεις παρουσιάζουν πολλά αδύνατα σημεία και δεν είναι γενικά αποδεκτές (Skarpelis, 2007).

Κατά θέσεις σημαντική ποσότητα της πρωτογενούς μεταλλοφορίας έχει οξειδωθεί (Skarpelis and Argyraki, 2009). Με διεργασίες έκπλυσης και υπεργενετικού εμπλουτισμού σχηματίστηκε ένας μεγάλος αριθμός δευτερογενών ορυκτών που ξεπερνούν τα 650 ορυκτά και μάλιστα ορυκτά, τα οποία είτε προσδιορίστηκαν πρώτη φορά στην περιοχή είτε εμφανίζονται στην ωραιότερη μορφή τους στον κόσμο (Κατερινόπουλος & Ζησιμοπούλου, 1994, Wendel & Markl, 1999, Baumgartl & Burow, 2002, Mineralien Welt, 2014).

3.4 Γεωλογία περιοχής Πλάκας Λαυρεωτικής

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στον οικισμό Πλάκα, σε απόσταση 6,5 km Β/ΒΔ της πόλης του Λαυρίου. Στην Πλάκα εμφανίζεται μετα-αλπικός πλουτωνίτης γνωστός στην βιβλιογραφία ως “Γρανοδιορίτης της Πλάκας”, ο οποίος διείδυε στην κατώτερη μόνο ενότητα της Λαυρεωτικής (Skarpelis et al., 2008). Η μαγματική αυτή διείδυση γρανοδιοριτικής και υποδεέστερης τοναλιτικής σύστασης, έχει μορφή σωρού σύμφωνα με ραδιοχρονολογήσεις, οι οποίες υπέδειξαν ηλικία Ανω Μειοκαινική (8.27 - 11Ma) (Skarpelis et. al., 2008).

Αποτελεί τμήμα της Δ-ΒΔ απόληξης ενός μεγαλύτερου λακκόλιθου που δημιουργεί τόσο την άλω μεταμόρφωσης (κερατίτης, με τοπική ονομασία πλακίτης,

πάχους > 2000 m) λόγω έντονης μεταμόρφωσης επαφής στους σχιστόλιθους Καισαριανής (Baltatzis, 1981) όσο και μετασωματικά φαινόμενα, που εντοπίζονται τόσο στην περιοχή του Αγίου Κωνσταντίνου-Καμάρizas, όσο και στην Πλάκα. Επίσης, συσχετίζεται με τη γένεση ενός κοιτάσματος skarn μαγνητίτη, καθώς και επιδοίτη στην περιοχή (Economidou et al., 1981).

Ο πλουτωνίτης της περιοχής Πλάκας είναι ένας κερροσιλβικός-βιοιτιτικός, αδρο-κρυσταλλικός γρανοδιορίτης, αν και υπάρχουν και αναφορές για τοναλίτη με πορφυριτικό ιστό (Paradeas, 2001, Skarpelis et. al., 2008). Η ορυκτολογική παραγένεσή του είναι: χαλαζίας, Κ-ασπίους+βιοιτίτης+κεροσιλβίτη+αλλανίτης+πλαγιόκλαστα (ανδρυσίνης, λαβραδόριο)+πιανομαγνητίτης+απαίτης+ζιρκόνιο+σφίνα+κλινοζωϊσίτης.

Μεταλλοφορία στο σώμα του υγιούς γρανοδιορίτη της Πλάκας δεν υπάρχει. Επίσης, ο τύπος εξαλλοίωσης του νότιου τμήματος του σωρού και το σμήνος των χαλαζιακών φλεβών είναι χωρίς μεταλλοφορία (Skarpelis, 2007). Ο ιστός του γρανοδιορίτη είναι πορφυριτικός με ιδιόμορφους ή υπιδιόμορφους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων και βιοίτη και ξενόμορφο αλβίτη.

Σύμφωνα με τον Katsiris (2001) το μαγματικό σώμα στην Πλάκα, το οποίο μέχρι σήμερα χαρακτηρίζεται ως γρανοδιορίτης, αντιπροσωπεύει ένα τοναλίτη, βάσει της εκατοστιαίας συμμετοχής των ορυκτών στο πέτρωμα (χαλαζίας: 40,1-44,0 %, πλαγιόκλαστα: 46,5-50,7 %, βιοιτίτης: 8,7-9,3 %, υπόλοιπα ορυκτά: 0,5-0,9 %).

Ο γρανοδιορίτης της Πλάκας περιβάλλεται από κερατίτες και skarn, δημιουργώντας μια άλλη μεταμόρφωσης ακτίνας 500-800 m όπου αναπτύσσονται τέσσερις επακόλουθες μεταμορφικές ζώνες από εσωτερικά προς εξωτερικά: i) σκαπόλιθου, ii) αυγίτη-διοψιδίου-κεδεβεργίτη, iii) κερροσιλβίτης-ακτινόλιθου και iv) επίδοτου-μοσοχόβιτη (Baltatzis, 1981). Κατά την μετάβαση από τη ζώνη των κερατιτών προς τα πετρώματα της κατώτερης ενότητας συναντούμε εμφανίσεις κοιλιδωτών κερατιτών.

Επιφανειακά καταλαμβάνει μικρή έκταση 0.5 (km²) και οι αποφύσεις του συναντώνται σε αρκετή απόσταση (> 5-10 km). Οι εν λόγω αποφύσεις εμφανίζονται είτε με τη μορφή πορφυριτικών γρανοδιοριτικών φλεβών είτε ως γρανοδιοριτικοί σωροί και προκαλούν φαινόμενα μετασώματωσης.

Στο βόρειο περιθώριο του γρανοδιορίτη, την επαφή αποτελεί μια ζώνη κερατίτη (πάχους 50 m) που διεισδύουν απλικές φλέβες. Άφθονες χαλαζιακές φλέβες διασχίζουν τον γρανοδιορίτη, στο νοτιοανατολικό περιθώριο με διευθύνσεις ΔΒΔ και ΑΒΑ. Ανατολικά και δυτικά της Πλάκας ο γρανοδιορίτης δεν συναντάται στην επιφάνεια. Η τοποθέτησή του γρανοδιορίτη γίνεται μετά την επώθηση της Ανώτερης ενότητας. Ο γρανοδιορίτης σε ορισμένες θέσεις στα περιθώριά του λόγω τεκτονισμού μεταπίπτει σε πορφυριτικό γρανίτη. Οι παραπάνω διεισδύσεις συνοδεύονται από σμήνη διοριτικών και γρανοδιοριτικών φλεβών διεύθυνσης περίπου Α-Δ (Skarpelis et al., 2008).

4. Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε κατά το ερευνητικό στάδιο είναι:

- Πραγματοποίηση υπόγειας δειγματοληψίας της φλεβικής μεταλλοφορίας “Φιλόνι 80” στα μεταλλεία Νο 145 και Νο 80 της Πλάκας Λαυρεωτικής της Γαλλικής Εταιρείας των Μεταλλείων του Λαυρίου. Η λήψη των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε κάθετα και κατά μήκος της φλέβας, λαμβάνοντας υγρή και εξαλλοιωμένα δείγματα. Συνολικά λήφθηκαν περισσότερα από 100 δείγματα για την καλύτερη δυνατή μελέτη της θέσης, καθώς και για την επάρκεια δειγμάτων για τη χρήση των αναλυτικών μεθόδων και την παρασκευή των τομών.
- Παρασκευή λεπτών-σιλιπνών και σιλιπνών τομών των δειγμάτων.
- Εξέταση των τομών σε μεταλλογραφικό και πετρογραφικό μικροσκόπιο Leitz SM-LUX POL ORTHOPLAN (κάμερα Progress με το λογισμικό Progress Capture).
- Η μελέτη του χημισμού πραγματοποιήθηκε σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο με οπισθοσκεδασόμενη εικόνα (back-scattered image) τύπου JEOL-6300 εφοδιασμένο με φασματόμετρα τύπου EDS και WDS. (15KV, 10Na, 20sec, όριο ανιχνευσιμότητας 0.1% και αναλυτικό σφάλμα ανέρχεται στα +/- 0.5%).
- Ο προσδιορισμός των συνοδών και υπεργενετικών ορυκτών πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του περιθλασιόμετρου XRD D8 Advance.
- Ο προσδιορισμός των συστασιακών διαφοροποιήσεων με τη βοήθεια της προσπίπτουσας καθοδοφωταύγειας με τη χρήση του Luniscope (CL RELIOTRON).

5. «Φλέβα 80 – Φιλόνι 80»

Στην περιοχή που εκτείνεται από την κοιλάδα Αδάμν, στην περιοχή της Πλάκας και προς Α διεισδύει η φλεβική μεταλλοφορία πλούσια σε Pb - Ag - As- Sb - Cu, γνωστή ως “Φλέβα 80” ή “Filon 80”. Η φλέβα ανακαλύφθηκε το 1875 στα πλαίσια των κοιτασματολογικών ερευνών της «Γαλλικής Εταιρείας των Μεταλλείων του Λαυρίου».

Το “Φιλόνι 80” ή “Filon 80” έχει γενική διεύθυνση ANA – ΔΒΔ και βυθίζεται προς το νότο. Στην πραγματικότητα είναι μεταβαλλόμενη διεύθυνσης και κλίσης λόγω τεκτονικής. Έχει πάχος μέχρι 2m και μήκος περίπου 1 km και δημιουργήθηκε εντός ρήγματος που τέμνει τους κερατίτες της περιοχής σε καθεστώς εφελκυσμού (Skarpelis, 2007).

Σύμφωνα με τους Wendel et al. (1996, 1999), Skarpelis (2007), Bonsall et al. (2007) και Voudouris et.al, (2008) η παραγένεση περιλαμβάνει πυρροϊνίτη, αρσеноπυρίτη, λολλινγιτίτη, σιδηροπυρίτη, μαρκασίτη, μια σύμφυση Cu-Bi, Bi - λιλλιανίτη, πυραργυρίτη, χαλκοπυρίτη, πλούσιο σε Bi τετραεδρίτη – τενναντίτη, βουρ-

νονίτη, σύνοδα θειοαντιμονίδια, όπως αντιμονίτης, καθώς, επίσης, και γαλννήτη, σφαλερίτη και αυτοφυές As. Συνολικά στο «Φιλόνι 80» έχουν προσδιορισθεί περί τα εκατό (100) διαφορετικά ορυκτά, υπογενετικά και υπεργενετικά, εκ των οποίων ορισμένα σπάνια υπεργενετικά του As, Sb, Zn και Pb.

Περιγράφηκε εκ νέου η παρουσία προυσίτη και συμφύσεων ερυθράς σανδαράχης με αυτοφυές As και στεφανίτη. Προσδιορίστηκε από Skarpelis (2007) αργεντίτης και περσεΐτης που συνδέονται με γαλννήτη. Σύμφωνα με τον Κονοφάγο (1980) και αρχαικό υλικό της υπηρεσίας ερευνών της Γαλλικής Εταιρείας των Μεταλλείων του Λαυρίου (αρχείο Ε. Μαρκουλή) η συνολική παραγωγή αυτής της φλέβας ανήλθε σε 90 Ktn με μέση περιεκτικότητα σε Pb-Zn περί >15 wt% και Ag με τιμές από 500 gr/tn έως 4kg/tn παραγόμενου Pb.

6. Γεωλογικές Παρατηρήσεις

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας μελετήθηκε το ανατολικό άκρο του «Φιλονίου 80», όπως έχει σημειωθεί στον χάρτη εικόνας 9, στις υπόγειες μεταλλευτικές στοές και πιο συγκεκριμένα στις κύριες στοές 80 και 145.

Στη συγκεκριμένη τοποθεσία η διεύθυνσή της ξεκινά Β-Ν και βυθίζεται δυτικά και το μέσο πάχος της είναι περί το 1,5 m. Σταδιακά η διεύθυνση μεταβάλλεται σε Α-Δ και βυθίζεται νότια. Τα χαρακτηριστικά της θέσης μελέτης, σύμφωνα με τα οποία έγινε η επιλογή, είναι:

- η φλέβα σε μεγάλο τμήμα της έχει παραμείνει σχεδόν ανέπαφη από τις μεταλλευτικές δραστηριότητες
- η φλέβα είναι ελάχιστα επηρεασμένη από υπεργενετικούς παράγοντες (οξείδωση θειούχων και θειοαλάτων) σε σχέση με το υπόλοιπο προς τη δύση τμήμα της φλέβας
- αποτελεί τμήμα της ζώνης του φθορίτη της φλέβας, το οποίο δεν έτυχε συστηματικής έρευνας και εκμετάλλευσης
- ύπαρξη χαρακτηριστικών τομών της φλέβας λόγω διάνοιξης των στοών
- δεν έχει πραγματοποιηθεί στο παρελθόν λεπτομερής ιστολογική και ορυκτοχημική μελέτη της συγκεκριμένη θέσης.

6.1 Τρόπος Ανάπτυξης της φλέβας «Φιλόνι 80»

Για την καλύτερη δυνατή μελέτη και την λεπτομερή περιγραφή του τρόπου ανάπτυξης της μεταλλοφορίας στη συγκεκριμένη θέση (SAM 1.) αναγνωρίσαμε και ταξινομήσαμε τις επιμέρους ζώνες του «Φιλόνι 80» σύμφωνα με τα κριτήρια των Passchier & Trouw (1996).

Σύμφωνα με Passchier & Trouw (1996) θεωρούμε αρχικά μια ρωγμή στην οποία αναπτύσσονται κρύσταλλοι ορυκτών που προέρχονται από την απόθεση του

υδροθερμικού ρευστού. Θεωρούμε ότι η φλέβα αναπύχθηκε με ίδιους ρυθμούς, με συνεχή ανάπτυξη σε πλάτος και προς τις δύο πλευρές. Η εξελικτική πορεία δημιουργίας της φλέβας λόγω εφελκυσμού πραγματοποιήθηκε παράλληλα με την κίνηση του υδροθερμικού ρευστού κατά μήκος του ρήγματος. Παρατηρήθηκε ότι η φλέβα έχει πληρωθεί με υλικό από το πέτρωμα ξενιστή, που υποδηλώνουν μηχανισμό θραύσης και επανασφραγίσματος της φλέβας με ταυτόχρονα επεισόδια βρασμού. Επίσης, παρατηρήθηκαν περιθώρια αντιδράσεων με απόθεση μεταλλικών ορυκτών περιμετρικά στις γωνιώδεις, υπογωνιώδεις ως αποστρογγυλωμένες λατύπες του ξενιστή (ασβεστοκερατίτης) και επιφάνειες μεταλλικών και μη ορυκτών που αναπτύσσονται παράλληλα προς την επαφή του ξενιστή (Marani & Wilson, 1994).

Βάσει των προηγούμενων παρατηρήσεων συμπεραίνουμε ότι η ανάπτυξη της φλέβας συντελείται κατά μήκος της επαφής της φλέβας με το περιβάλλον πέτρωμα και στις δύο επαφές και από το κέντρο προς τα τοιχώματα, δηλαδή ζωνώδης – κατά φλοιούς με διαφορετική ορυκτολογία. Ο συγκεκριμένος τύπος ανάπτυξης ορίζεται ως ανάπτυξη-antitaxial, περιθωριακά προσαυξανόμενη ανάπτυξη.

Οι Ramsay (1980) και Cox et al. (1991) εκτιμούν ότι οι antitaxial φλέβες κάθε φορά που συντελείται διάνοιξη και είσοδος του υδροθερμικού ρευστού δημιουργεί κενούς χώρους κατά 10-100 m. Επίσης, εκτιμούν ότι η ζώνη που βρίσκεται κοντύτερα στα τοιχώματα της φλέβας είναι η θέση της παλαιότερης ανάπτυξης. Οι επιμέρους ζώνες-τμήματα της φλέβας είναι τα εξής:

Ζώνη υδροθερμικής εξαλλοίωσης (Alteration zone): η συγκεκριμένη ζώνη βρίσκεται στο εξωτερικό τμήμα της φλέβας, στην επαφή με το περιβάλλον πέτρωμα (ασβεστοκερατίτης). Το πάχος της ποικίλει ως 50 cm. Στην ορυκτολογική του σύσταση κυριαρχούν αργιλικά ορυκτά, όπως καολίνη και ιλλίτη αλλά και οξειδια-υδροξειδία σιδήρου και μαγγανίου. Στις διακλάσεις των πιο ανθεκτικών τμημάτων της αναπτύσσονται υπεργενετικά ορυκτά του As-Ca και Pb όπως φαρμακολίτης ($\text{Ca}(\text{HAsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), πικροφαρμακολίτης ($\text{Ca}, \text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), γουερνιτίτης ($\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_2(\text{AsO}_3\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$), αγγλεσίτης (PbSO_4) και κερουσίτης (PbCO_3).

- Η ζώνη A, σύμφωνα με τα κριτήρια των Sillitoe (1985), Nelson και Giles (1985), Ciobanu and Cook (2004), αναπτύσσεται στην εξωτερική πλευρά της φλέβας. Χαρακτηρίζεται δε από την ύπαρξη λατυποπαγούς ιστού και χαοτικής και συμπαγούς δομής. Το πάχος ποικίλει από 50-100 cm. Εμφανίζει ταινιωτή ανάπτυξη κυρίως κοντά στα περιθώρια. Παρατηρήθηκαν ποικίλου μεγέθους λατύπες προερχόμενες από το περιβάλλον πέτρωμα, καθώς και διάσπαρτοι κρύσταλλοι μεταλλεύματος (κυρίως γαληνίτη, σφαλερίτη και σιδηροπυρίτη) και σύνδρομων ορυκτών, όπως φθορίτης και ασβεσίτης. Το μέταλλευμα προϋπήρχε στη φλέβα πριν από τη δράση του μηχανισμού θραύσης και επανασφραγίσματος της φλέβας που οφείλονται σε ταυτόχρονα επεισόδια βρασμού που οδήγησαν

στη δημιουργία της συγκεκριμένης ζώνης. Με τη χρήση της περιθλασιμετρίας ακτίνων Χ προσδιορίστηκε το συγκολλητικό υλικό με το οποίο συγκολλούνται οι λατύπες, το οποίο είναι πλούσιο σε ασβεσίτη, σιδηρίτη, ανκερίτη, δολομίτη και λιγότερο SiO₂ υπό τη μορφή διάφανου και γαλακτόμορφου χαλαζία αλλά και χαλκηδόνιου. Εντός της συγκεκριμένης ζώνης έχουμε και σημαντική απόθεση σε ζώνες που χαρακτηρίζονται από βοτρυοειδή συσσωματώματα αυτοφυσούς Αρσενικού (As) με Sb 4-10wt% με ζωνώδης γαληνίτη και σφαλερίτη. Σημαντική θεωρούμε την εμφάνιση υπεργενετικών ορυκτών πλουσίων σε As-Ca και Pb (όμοια με ζώνη εξαλλοίωσης) όπου αποτίθενται στα διάκενα κυρίως του ασβεσίτη, διότι το ποσοστό τους κατά θέσεις ξεπερνά το 15%. Η πλειάδα των διακένων υποδηλώνει την αδυναμία του υδροθερμικού ρευστού κατά την επακόλουθη φάση να πληρώσει τα κενά αυτά με νέα ορυκτά. Μια ποσοτική εκτίμηση των ορυκτολογικών συστατικών της ζώνης είναι: 30-35% λατύπες ξενιστή (κερατίτης), 20-25% μεταλλικά ορυκτά, 50-55% συγκολλητικό υλικό και ως 5% υπεργενετικά ορυκτά. Σύμφωνα με τα ανωτέρω καταλήγουμε στο συμπέρασμα πως η Α ζώνη αντιστοιχεί σε μεταλλοφόρο σώμα ή απόθεση με λατυποπαγή ιστό λόγω βρασμού (boiling breccia mineralization).

- Η ζώνη Β αποτελεί το κυρίως μεταλλοφόρο τμήμα της φλέβας. Χαρακτηριστικό της γνώρισμα αποτελούν οι εναλλαγές ταινιών από έξω προς τα μέσα με σφαλερίτη-γαληνίτη-φθορίτη και αναπτύσσονται παράλληλα με το περιβάλλον πέτρωμα. Το πάχος ποικίλει από 10-50 cm. Παρατηρήθηκαν μακροσκοπικά τουλάχιστον 18 ταινίες των εναλλαγών. Οι ταινίες αυτές παρατηρούνται έντονα τεκτονισμένα όπου τα κενά που δημιουργήθηκαν πληρώθηκαν με υλικό πλούσιο σε ασβεσίτη, σιδηρίτη, δολομίτη, ανκερίτη και λιγότερο SiO₂. Έντονη είναι η ύπαρξη υπεργενετικών ορυκτών του As, Ca και Pb. Τα υπεργενετικά ορυκτά αναπτύσσονται, κυρίως, εξωτερικά στις ζώνες του σφαλερίτη.

Ο φθορίτης παρουσιάζει ποικιλία χρωμάτων, στις εξωτερικές ταινίες είναι πιο γαλακτόχρωμος έως διάφανος, ενώ προς τις εσωτερικές παίρνει ένα γαλαζοπράσινο ως βαθύ μοβ χρωματισμό. Από αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη βοήθεια της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης για τον προσδιορισμό των στοιχείων και ιχνοστοιχείων στα οποία οφείλεται η ποικιλία των χρωμάτων, δεν ανιχνεύθηκε κάποια συστασιακή μεταβολή.

Με τη βοήθεια του μεταλλογραφικού μικροσκοπίου, αλλά και της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης, αναλύθηκε και αναγνωρίστηκε, η ύπαρξη θειοαλάτων αργύρου και αντιμονιδίων εντός των ζωνών του σφαλερίτη, ως εγκλείσματα, και φθορίτη, όπου πληρώνουν κενούς χώρους.

- Η ζώνη C αποτελεί το κεντρικό της φλέβας, δηλαδή το νεότερο τμήμα της. Το μέσο πάχος υπολογίζεται στα 40 cm. Η μεταλλοφορία των θειούχων ορυκτών και θειοαλάτων σχεδόν απουσιάζει. Το τμήμα αυτό χαρακτηρίζεται ως στείρο

άρα μη οικονομικού ενδιαφέροντος. Στην ορυκτολογική παραγένεση κυριαρχούν ασβεσίτης, σιδερίτης, δολομίτης, ανκερίτης. Λόγω της τεκτονικής καταπόνησης οι ρωγμές των κρυστάλλων έχουν πληρωθεί είτε με γαλακτόχρωμο ως διάφανο χαλαζία με μίγματα από οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου και μαγγανίου. Σπανιότερα, παρατηρούνται μικροφλεβίδια με γαλννήτη, σφαλερίτη και φθορίτη δημιουργώντας κενά, τα οποία είναι κάθετα στη διεύθυνση τη ζώνης Β. Επίσης, σπανίως εμφανίζεται μικρός αριθμός λατύπων του περιβάλλοντος πετρώματος αλλά και τεμάχια στις ζώνες Β και Α.

6.2 Ιστολογικές παρατηρήσεις

Η αναγνώριση και η ερμηνεία των ιστολογικών σχέσεων αποτελεί ένα σημαντικό βήμα για την κατανόηση του σχηματισμού και της εξέλιξης της μεταλλοφορίας, καθώς και της σειράς απόθεσης των ορυκτών της παραγενετικής ακολουθίας. Γι' αυτό το λόγο εξετάστηκαν σε μακροσκοπική και μικροσκοπική κλίμακα αντιπροσωπευτικά δείγματα της φλέβας από κάθε ζώνη της. Η ακόλουθη ιστολογική ανάλυση βασίστηκε στην περιγραφή δομών κατά Taylor R. (2009).

- Μακροσκοπική κλίμακα

Στην Α ζώνη παρατηρήθηκαν πρωτογενείς και δευτερογενείς ιστοί των μεταλλικών ορυκτών. Το αυτοφυές As εμφανίζει με χαρακτηριστικές βοτρυοειδείς μορφές με κολλοειδείς ιστούς σε σύμφυση με γαλννήτη, ο οποίος αναπτύσσεται με λεπιδοειδείς κρυστάλλους που αναπτύσσονται κάθετα στην διεπιφάνεια της ζώνωσης.

Οι μορφές αυτές υποδηλώνουν συνθήκες απόθεσης στο επιθερμικό στάδιο. Τα κολλοειδή συσσωματώματα έχουν ποικιλία μεγέθους από μερικά mm ως 30 cm.

Κατά κανόνα εντοπίζεται λατυποπαγής ιστός αποτελούμενος από γωνιώδη ως αποστρογγυλωμένα τεμάχια μεταλλικών ορυκτών, κυρίως γαλννήτη και σφαλερίτη και λιγότερο σιδηροπυρίτη. Τα τεμάχια αυτά είναι ποικίλου μεγέθους από μερικά mm ως και 40 cm. Σε πολλές περιπτώσεις διατηρούν τον πρωτογενή ζωνώδη ιστό τους. Εντός του συγκολλητικού υλικού (ασβεσίτη, σιδερίτη, δολομίτη, ανκερίτη και λιγότερο SiO₂) μεταξύ των λατύπων παρατηρήθηκαν συγκεντρικές ζωνώδεις δομές σφαλερίτη πάχους μερικών mm, καθώς, επίσης και αντίστοιχες ζωνώδεις δομές (κυρίως από γαλννήτη) που περιβάλλουν τα τεμάχια.

Στη Β ζώνη παρατηρήθηκαν, επίσης, οι προαναφερόμενοι ιστοί. Χαρακτηριστική δομή αποτελεί η ζώνωση και η κολλοειδής ανάπτυξη των κρυστάλλων του σφαλερίτη που υπόκεινται κρυστάλλων γαλννήτη με χαρακτηριστικές δομές κτένας (χαλυβδώδους γαλννήτη (steely galena) κρύσταλλοι κάθετοι στη διεπιφάνεια ζώνωσης λόγω παραμόρφωσης).

Επίσης, παρατηρήθηκαν σκελετικής μορφής κρύσταλλοι σφαλερίτη και γαλννήτη. Οι κρύσταλλοι αυτοί δημιουργήθηκαν κατά τη διάλυση των κρυστάλλων

του φθορίτη, στον οποίο περιμετρικά υπήρχε απόθεση των μεταλλικών ορυκτών. Στα κενά που δημιουργήθηκαν, αποτέθηκαν κρύσταλλοι ασβεσίτη και γύψου. Ειδικότερα, δε, στα συγκεκριμένα δείγματα όπου εμφανίζεται ο σκελετικός ιστός, παρατηρήθηκαν πολύ καλά διατηρημένα τα κανάλια (channels) τροφοδοσίας του υδροθερμικού ρευστού.

Οι παραπάνω ιστολογικές σχέσεις δημιουργήθηκαν κατά την πλήρωση κενού χώρου (open space filling) που δημιουργείται μεταξύ των κρυστάλλων του φθορίτη. Το αποτέλεσμα αυτής είναι η δημιουργία συμμετρικών και ρυθμικά επαναλαμβανόμενων εναποθέσεων ταινιών, όπως ακριβώς παρατηρούμε σε όλη τη ζώνη Β. Αυτό οφείλεται στην αλλαγή των φυσικών και χημικών συνθηκών.

Στη C ζώνη παρατηρείται περιορισμένη εμφάνιση ιστού πλήρωσης ανοικτού χώρου, κατά το στάδιο της υπεργενετικής εξαλλοίωσης, από μικροφλεβίδια οξειδίων και υδροξειδίων του σιδήρου και του μαγγανίου και λιγότερο γαληνίτη και σφαλερίτη, στις διακλάσεις της ανθρακικής, κατά κύριο λόγο, παραγένεσης. Σπανίως, δε, εμφανίζεται λατυποπαγή ιστολογία με θραύσματα - τεμάχια μικρού μεγέθους από τις Α και Β ζώνες (εικόνα 14).

- Μικροσκοπική κλίμακα

1. Οι δομές που παρατηρήθηκαν και μελετήθηκαν σε μακροσκοπική κλίμακα, επιβεβαιώνονται και σε μικροσκοπική κλίμακα με τη βοήθεια του μικροσκοπίου (μεταλλογραφικού και ηλεκτρονικού σάρωσης). Οι ιστοί που κυριαρχούν είναι ο λατυποπαγής και πλήρωσης ανοικτού χώρου, αν και επιπρόσθετα παρατηρήθηκαν: Ιστοί Αντικατάστασης, ειδικότερα παρατηρήθηκαν οι εξής αντικαταστάσεις: χαλκοπυρίτη από γαληνίτη, γαληνίτη από θειοάλατα αργύρου, γαληνίτη από σφαλερίτη, θειόλατα αργύρου από σφαλερίτη, σφαλερίτη από σιδηροπυρίτη και αυτοφύες As από υπεργενετικά του As. Χαρακτηριστικό των σχέσεων αντικατάστασης, αποτελεί ότι η εφαιπόμενη επιφάνειά τους είναι ανώμαλη, οδοντωτή και με εγκοιλώσεις. Ιδιαίτερη περίπτωση αποτελεί ο ιστός κυψελίδας με χαρακτηριστική εμφάνιση στις αντικαταστάσεις γαληνίτη από σφαλερίτη, γαληνίτη από θειοάλατα και αυτοφύους As από υπεργενετικά του As.
2. Ιστοί Φαινομενικής Αντικατάστασης. Αναφερόμαστε στους ιστούς, οι οποίοι δημιουργήθηκαν ύστερα από τεκτονική καταπόνηση — όχι απλής αντικατάστασης — μαλακών μεταλλικών (γαληνίτης) μέσα σε σκληρά μεταλλικά (σιδηροπυρίτης και σφαλερίτης) και συνοδά (φθορίτης και ασβεσίτη). Τέτοιου είδους ιστοί είναι: ο μικρολατυποπαγής, ο μικρορωγμών και μικροδιακλάσεων. Η εμφάνιση των συγκεκριμένων ιστών βρίσκεται μεταξύ γαληνίτη, σφαλερίτη και θειολάτων (μικρολατυποπαγούς) αλλά και μεταξύ σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη, γαληνίτη και φθορίτη (μικρορωγμών και μικροδιακλάσεων).

3. Φραμποειδής ή κραμβοειδής ιστός. Ο συγκεκριμένος πρωτογενής ιστός αποτελείται από συσσωματώματα σφαιροειδών - συγκεντρικής ανάπτυξης - σωματιδίων, μεγέθους διαμέτρου από 2-50 cm, που παρατηρούνται στον σιδηροπυρίτη και ειδικότερα στις επιφάνειες που αντικαθιστά τον σφαλερίτη αλλά και στις ρωγμές και διακλάσεις των συνοδών ορυκτών (κυρίως φθορίτη). Πιστεύεται ότι αποτέθηκε σε θερμοκρασίες απόθεσης από 200 °C (Wilkin R.T. and Barnes H.L., 1997).

6.3 Ορυκτοχημικά Δεδομένα – Χημισμός Ορυκτών Κύρια ορυκτολογική παραγένεση

Η κύρια ορυκτολογική παραγένεση που ταυτοποιήθηκε στη συγκεκριμένη θέση είναι η εξής:

- χαλκοπυρίτης + γαληνίτης + φραϊμπεργίτης + μιργυρίτης + περσεϊτης - αρσενοπολυβασίτης + σφαλερίτης + σιδηροπυρίτης + αυτοφυές αρσενικό + αντιμονίτης
- τα συνοδά: ασβεσίτης + δολομίτης + σιδεριτης + ανκερίτης + φθορίτης + χαλαζίας (γαλακτόχρωμος και διάφανος) + χαλκηδόνιος + γύψος
- τα υπεργενετικά κερουσίτης + αγγλεσίτης + μιμειτίτης + φαρμακολίτης + πικροφαρμακολίτης + γουερνίτης + ερυθρά σανδαράχη + κίτρινη σανδαράχη + αρσενολίτης + γκαϊτίτης + κοβελλίνης.

7. Συμπεράσματα - Συζήτηση

Η φλεβική μεταλλοφορία “Φλέβα 80” ή “Filon 80”, η οποία είναι πλούσια σε Pb - Ag - As - Sb - Cu, είναι γνωστή από το 1875, όταν και ανακαλύφθηκε από το τμήμα έρευνας της «Γαλλικής Εταιρίας των Μεταλλείων του Λαυρίου». Για την εκμετάλλευσή της φλέβας διανοίχθηκαν συνολικά τέσσερις στοές: Νο 65, Νο 145, Νο 80 και Αδάμι. Η εκμετάλλευσή της ξεκίνησε τη δεκαετία του '30 και συνεχίστηκε ως το 1977, οπότε και τερματίστηκαν οι μεταλλευτικές δραστηριότητες της Γαλλικής εταιρίας. Η παραγωγή της υπολογίζεται στους 90Κtn με συγκεντρώσεις Ag 500 gr ως 4 kg ανα τη παραγόμενου Pb.

Το “Φιλόνι 80” ή “Filon 80” έχει γενική διεύθυνση ANA - ΒΔ και βυθίζεται προς το νότο. Στην πραγματικότητα είναι μεταβαλλόμενης διεύθυνσης και κλίσης λόγω τεκτονικής. Έχει πάχος μέχρι 2 m και μήκος - 1 km. Το «Φιλόνι 80» δημιουργήθηκε εντός ρήγματος που τέμνει τους κερατίτες της περιοχής σε καθεστώ εφελκυσμού (Skarpelis, 2007). Συνολικά, μέχρι στιγμής, στη φλέβα απαντώνται 100 και πλέον διαφορετικά ορυκτά, από τα οποία στη θέση μελέτης προσδιορίστηκαν τα 28.

Η γένεση της φλέβας το πιθανότερο να σχετίζεται με τον πλουτωνίτη, γρανοδιορίτη, της Πλάκας, ο οποίος βρίσκεται σε απόσταση 1,5 km από την φλέβα, καθώς ο πλουτωνίτης αυτός αποτελεί την πηγή τροφοδοσίας του υδροθερμικού ρευστού που δημιούργησε την πολυμεταλλική αυτή μεταλλοφορία (Marinos and Petracheck, 1956, Skarpelis, 2007, Skarpelis et al., 2008, Bonsall et al., 2011).

Η ανάπτυξη της φλέβας ορίζεται ως περιθωριακά προσαυξανόμενη, δηλαδή antitaxial, καθώς αναπτύσσεται κατά μήκος της φλέβας με το περιβάλλον πέτρωμα και από το κέντρο προς τα τοιχώματα. Η φλέβα διακρίνεται σε τέσσερις ζώνες. Από το περιβάλλον πέτρωμα προς το εσωτερικό της φλέβας έχουμε:

1. ζώνη εξαλλοίωσης του περιβάλλοντος πετρώματος (κερατίτης) λόγω της διείσδυσης του υδροθερμικού ρευστού,
2. τη ζώνη Α με τη χαρακτηριστική μεταλλοφορία λατυποπαγούς βρασμού (boiling breccia mineralization),
3. τη ζώνη Β – κύριο μεταλλοφόρο σώμα – με κύριο χαρακτηριστικό την ταινιωτή μεταλλοφορία με εναλλαγές των ταινιών ανα τρεις, σφαλερίτη – γαληνίτη – φθορίτη,

τη ζώνη C με τον χαρακτηριστικό λατυποπαγή ιστό και θεωρείται στείρα.

- Πηγή του Ag αποτελούν το πλήθος των θειοαλάτων του Ag (φραιϊμπεργίτης, μιργυρίτης, περσεϊτης – πολυβασίτης), τα οποία τα συναντούμε στη Β ζώνη, στις ταινίες του σφαλερίτη, αλλά και να πληρώνουν κενούς χώρους με γαληνίτη και σφαλερίτη στο φθορίτη. Δεδομένου ότι οι μικροαναλύσεις στο γαληνίτη δεν έδειξαν συμμετοχή του Ag σε αυτόν, συμπεραίνουμε ότι ο σφαλερίτης αποτελεί την κυριότερη πηγή Ag για τη θέση μελέτης.
- Πηγή του As αποτελούν το αυτοφύες As, καθώς και τα υπεργενετικά ορυκτά του As, όπως η ερυθρά και κίτρινη σανδαράχη, καθώς και ο αρσενολίτης. Τα συναντούμε στη ζώνη Α με γαληνίτη, σφαλερίτη και σιδηρίτη. Το αυτοφύες As δημιουργεί βοτρυοειδή συσσωματώματα αρκετών cm όπου αντικαθίσταται από τα υπεργενετικά του As, δημιουργώντας ιστούς κυψελίδας. Οι ορυκτοχημικές αναλύσεις έδειξαν ποσοστό συμμετοχής Sb στη σύσταση του As της τάξεως του 4-10 wt%.
- Το θειοάλας του Ag φραιϊμπεργίτης, κατά την ορυκτοχημική του ανάλυση (Πίνακας 1) διαπιστώθηκε ότι δεν υπάρχει As στη σύστασή του στο όριο ανιχνευσιμότητας του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης. Το γεγονός αυτό ερμηνεύεται από το πλήθος των υπεργενετικών ορυκτών του As, όπως φαρμακολίτης και πικροφαρμακολίτης, τα οποία επικάθονται στον ταινιωτό σφαλερίτη της ζώνης Β όπου εκεί προσδιορίστηκε και το συγκεκριμένο θειοάλας. Επομένως, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι οι υπεργενετικές διεργασίες έκπλυναν το As από το θειοάλας.

- Κατά την ορυκτοχημική ανάλυση του θειοάλατος μιαργυρίτη, διαπιστώθηκε σημαντική συμμετοχή Zn, με τιμές 4-15 wt%, στη σύστασή του, το οποίο χρήζει περαιτέρω διερεύνησης - μελέτης (Πίνακας 1).
- Κατά την ορυκτοχημική ανάλυση των ταινιών του σφαλερίτη της ζώνης Β, προσδιορίστηκαν ταινίες με διαφορετικές συγκεντρώσεις στοιχείων στη σύστασή του. Προσδιορίστηκαν ταινίες, δηλαδή, πλούσιες σε Fe, Cd, Cu, Sb και ελεύθερο στοιχεία, δηλαδή Βουρτζίτη.
- Κατά την ορυκτοχημική ανάλυση των σύνδρομων ορυκτών, προσδιορίστηκαν τέσσερα διαφορετικά ανθρακικά ορυκτά, τα οποία αποτελούν το συγκολλητικό υλικό στη ζώνη Α. Ο οπικός προσδιορισμός τους πραγματοποιήθηκε με τη χρήση της μεθόδου της καθοδοφωταύγειας. Επίσης, κατά τις μικροαναλύσεις σε διαφορετικού χρώματος φθορίτες δεν προσδιορίστηκε κάποια συστασιακή διαφορά. Με τη χρήση, όμως, της καθοδοφωταύγειας προσδιορίστηκαν διαφορετικές ομόκεντρες ζώνες που ακολουθούν την κυβική ανάπτυξη των κρυστάλλων. Χρήζει περαιτέρω έρευνας.

Κατά τη μελέτη της ιστολογίας της παραγενετικής ακολουθίας προσδιορίστηκε η ακόλουθη σειρά απόθεσης των ορυκτών:

- Χαλκοπυρίτης→γαλνιτίτης→θειοάλατα Ag→σφαλερίτης→σιδηροπυρίτης→αυτοφυές As→αντιμονίτης – πασικονενίτης
- διάφανος χαλαζίας→φθορίτης→ανθρακικά ορυκτά – γύψος – χαλκηδόσιος
- τελευταία αποτίθενται τα υπεργενετικά ορυκτά.

Σύμφωνα με την εμφάνιση των ορυκτών της παραγενετικής ακολουθίας και με τις ιστολογικές παρατηρήσεις προσδιορίσαμε το πιθανό θερμοκρασιακό πλαίσιο απόθεσης των ορυκτών της παραγενετικής ακολουθίας.

Η παρουσία μιαργυρίτη, ο οποίος κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές σύστημα, μας βοηθά στον προσδιορισμό μιας ανώτατης τιμής θερμοκρασίας απόθεσης της φλέβας στους 380°C, σύμφωνα με την αντίδραση AgSbS_2 (miargyrite)→ AgSbS_2 (high miargyrite) (Keighim and Honca, 1969). Επίσης, κατά Hall (1967) ο περσεΐτης - πολυβασίτης έχει θερμοκρασίες απόθεσης $365 \pm 5^\circ\text{C}$, κατά Bonsall et al. (2011) ο φθορίτης 158 – 221°C και ο σφαλερίτης 178-282°C. Τέλος, τα υπεργενετικά προσδιορίζονται σε θερμοκρασιακό πλαίσιο < 100°C.

Σύμφωνα, λοιπόν, με τις παραπάνω παρατηρήσεις δημιουργήσαμε πίνακα όπου προσδιορίσαμε το πλαίσιο απόθεσης των ορυκτών (Πίνακας 2).

Συμπερασματικά, σύμφωνα με τα παραπάνω στοιχεία και με τις μέχρι τώρα βιβλιογραφικές αναφορές, κατατάσσουμε τη φλέβα «Φιλόνι 80» στις «world class» φλεβικές μεταλλοφορίες της κατηγορίας. Αποτελεί εν ολίγης ένα μνημείο γεωλογικής – κοιτασματολογικής αξίας, το οποίο θα πρέπει να διασωθεί και αξιοποιηθεί προς όφελος της επιστήμης και της τοπικής κοινωνίας.

Μελλοντικές δράσεις προς αυτήν την κατεύθυνση είναι:

- Αναστίλωση των στοών μέχρι τη φλέβα, καθώς και ανάδειξη και αξιοποίησή της
- Περαιτέρω έρευνα της φλέβας (ρευστά εγκλείσματα, τεκτονική ανάλυση, ιστοτοπικές αναλύσεις, Raman κ.ά. με δείγματα από δειγματοληψία ανα 20 m).

ABSTRACT

The area of Lavreotiki is known for its rich ore deposits, which had been exploited during ancient times, until the 1st century AD and during the later period (1865-1977), simultaneously with the increase of Industrial Revolution in Greece. The current thesis has been focused multi-metallic vein mineralization “Filloni 80” or “Fillon 80”, which is characterized as one of a kind. The research concludes samples from the underground mines of Plaka and in specific, from the eastern end of the vein.

The histological and chemical analyses of minerals have been carried out in the laboratory of the “Mineral Resources and Rocks” sector, Department of Geology, University of Patras, Greece, using the methods of analysis: SEM-EDX (scanning electron microscope - Energy Dispersive X-Ray Analysis), XRD (X-ray diffraction) and Cathodoluminescence.

While researching the sequence of minerals’ paragenesis, there have been identified sulfades of Ag, which have not been found inside galena, but inside sphalerite crystals and moreover, hypergenetic rare minerals of As.

Furthermore, it turned out that the plenty of Ag sulfades makes the sphalerite concentration the main source of Ag of the studied area. In conclusion, the noticeable fact is that this vein mineralization, in combination with the underground mines should be considered as international geological and mining sites, thus the necessity of rescue - enhancement and sustainable utilization for the benefit of both society and science is urgent.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Διεθνής

- Altherr, R., and 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*, v. 143, p. 397-415.
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Friedrichsen, H., Matthews, A., and Hansen B.T., 1988, O-Sr Isotopic variations in the Miocene granitoids from the Aegean: Evidence for an origin

- by combined assimilation and fractional crystallization: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 100, p. 528-541.
- Altherr, R., Kreuzer, H., Lenz, H., Wendt, I., Harre, W., and Durr, S., 1994, Further evidence for a late Cretaceous low pressure-high temperature terrane in the Cyclades, Greece: *Chemical Erde*, v. 54, p. 319-328.
- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W. and Hohndorf A., 1982, A late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonia, Greece): *Geologisches Jahrbuch*, v. 23, p. 97-164.
- Andriessen, PAM., Banga, G. & Hedebea, E.H. (1987). Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. *Geologie en Mijnbouw*. 66, 3 14.
- Ardaillon, E., 1897, *Les mines du Laurium dans l'Antiquité*, Paris, 120 p.
- Arikas, K., Pape, M., Serelis, K., and Tsagalidis, A., 2001, Mineralogical and petrological studies of the metabasic rocks (prasinities) of Lavreotiki and the geotectonical environment of their formation: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 34, p. 901-910.
- Avigad, D., and Garfunkel, Z., 1989, Low angle faults underneath and above a Blueschist Belt-Tinos Island, Cyclades, Greece: *Terra Nova*, v. 2, p. 182 -187.
- Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L., and Azanon, J.M., 1997, Back arc extension and denudation of Mediterranean Eclogites: *Tectonics*, v. 16, p. 924-941.
- Baltatzis, E., 1981, Contact metamorphism of a calc-silicate hornfels from Plaka area, Laurium, Greece: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, v.11, p. 481-488.
- Baltatzis, E., 1996, Blueschist-to-greenschist transition and the P-T path of prasinities from the Lavrion area, Greece: *Mineralogical Magazine*, v. 60, p. 551-561.
- Baziotis I; Proyer, A; Mposkos, E; Marsellos, A; Leontakianakos, G., 2009, Amphibole zonation as a tool for tracing metamorphic histories: examples from Lavrion and Penteli metamorphic core complexes
- Bonsall A., Spry P, G., Voudouris P. C. , Tombros S., St. Seymour K.St.and Melfos V. , 2007, The Geochemistry of Carbonate-Replacement Pb-Zn-Ag Mineralization in the Lavrion District, Attica, Greece: Fluid Inclusion, Stable Isotope, and Rare Earth Element Studies
- Boronkay, K., and Doutsos, T. 1994, Transpression and transtension within different structural Levels in the central Aegean region: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p.1555-1573.
- Ciobanu, C.L., and Cook, N.J., 2004, Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania: *Ore Geology Reviews*, v. 24, pp. 315-370
- Dórr, S., 1986. Das Attisch-kykladische Kristallin. In: *Geologie von Griechenland*. Jacobshagen, V. (ed.), Borntraeger, Berlin, 116-149.
- Economou, M., and Sideris, C., 1978, A mineralized brecciated granodiorite porphyry in the Laurium mines, Greece: *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, v. 128, p. 209-218.
- Economou, M., Skounakis, S., and Papathanassiou, C., 1981, Magnetite deposits of skarn type from the Plaka area of Laurium, Greece: *Chemie der Erde*, v. 40, p. 241-252.
- Heliotis, G., 1991, Lithogeochemical research of Pigadi area, Plaka, Laurium:
- Higgins, M.D., 1999, Gold; silver and lead; copper and tin; iron; minerals; marbles and other decorative stones; geology; earthquakes: *Encyclopaedia of Greece and the Hellenic Tradition*: Speake, G. (ed), London, Dearbourne-Fitzroy, 267-286 p.
- Jacobshagen, V., Duerr, F., Kockel, K., Kopp, K.O., Kowalczyk, G., Berckhemer, H. and Buttner, D., 1978 Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: H. Cloos,

- D. Roeder. and K. Schmidt (eds), Alps, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 537-564
- Jansen, J.B.H., and Schuiling, R.D., 1976, Metamorphism of Naxos; Petrology and geothermal gradients: *American Journal of Science*, v. 276, p. 1225-1253.
- Jolivet, L., 2001, A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 187, p. 95-104.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S., and Patriat, M., 1994, 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the Present, insights from the ductile crust: *Bulletin Societal Geologie de France*, v. 165, p.195-209.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffi, B., Burov, E., and Acard, F., 2003, Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens: *American Journal of Science*, v. 303, p. 353-409.
- Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg C., Hebert R., and Philippot P., 2004, Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea: In: *Gneiss, Domes in Orogeny*, Whitney, D.L., Teyssier, C., and Siddoway C.S., (eds), Geological Society of America Special Paper, v. 380, p. 185-210.
- Katerinopoulos, A., and Zisimopoulou, E., 1994, The Laurium mines minerals: S.G.M. (eds), Athens, 304 p.
- Katsivrias, N., 1990, Relicts of an unknown isotopic zone of the eastern Hellenides in Lavreotiki: P.A.A., Unpublished Internal Essay, v. 65, p. 96-106.
- Katsivrias, N., Solakius, N., and Salaj, J., 1991, The age of the Agios Konstantinos limestone at Lavrion, Southeastern Attica, Greece: *Geologica Carpathica*, v. 42, p. 303-309.
- Katsiris, G., 2001, Mineralogical, tectonic and petrological characteristics of the magmatic infiltration in the region of Lavreotiki: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 30, p. 14-30.
- Kevrekidis E., Seymour K. St., Tombros S., Zhai D., Liu J., Zouzas D. (2015) The Agios Georgios epithermal argentiferous Galena ore deposit, Antiparos Island, Cyclades, Aegean Back-Arc, Hellas
- Kiskyras, D., 1961, The pyrrhotite of Laurium in association with the one in Serifos Island: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 4, p. 139-155.
- Kokkoros, P., 1955, Observations on the minerals of Lavreotiki: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 2, p. 13-17.
- Koukouvelas I.K. and Kokkalas S., 2003, Emplacement of the Miocene west Naxos pluton (Aegean Sea, Greece): a structural study
- Leleu, M., 1950, Donees nouvelles sur la paleogeographie et les rapports des series metalliferes du Laurium (Attique, Grace): *Comptes rendus hebdomadaires seances academie, Seer, D.*, (eds.), *Sciences Naturelles*, 262 p.
- Leleu, M., 1966, Les gisements plombo-zinciferes du Laurium: *Science Terre*, v. 11, p. 293-333.
- Leleu, M., 1969, Essai d'interpretation thermodynamique en metallogenie: Les mineralisations karstiques du Laurium: *Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*, v. 4, p. 1-62.
- Leleu, M., and Goni, J., 1974, Sur la formation biogeochimique de stalactites de galene: *Mineralium Deposita*, v. 9, p. 27-32.

- Leleu, M., and Neumann, M., 1969, L'age des formations cristallines de l'Attique, du paleozoïque au Mesozoïque: Comptes Rendus Academie Geologiques Sciences de Paris, v. 2688, p. 1361-1363.
- Leleu, M., Morikis, A., and Picot, P., 1973, Sur les mineralizations de type skarn au Laurium (Greece): Mineralium Deposita, v. 8, p. 259-263.
- Lepsius, R., 1893, Geologie von Attika: Berlin, 196 p.
- Liati A., Skarpelis N., Fanning M., 2012. Late Permian-Early Triassic igneous activity in the Attic Cycladic Belt (Attica): New geochronological data and geodynamic implications
- Lozios, S., 1993, Tectonic analysis of the metamorphics of NE Attica (Greece): Unpublished PhD, Univ. of Athens 299 p.
- Mapani, B.S.E. & Wilson, C.J.L., 1994. Structural evolution and gold mineralization in the Scotchmans Fault Zone, Magdala Gold Mine, Stawell, western Victoria, Australia. Economic Geology, 89, 566-583.
- Marakis, G., 1968, Observations on the age of sulfur metallogenesis at Cyclades: Annales Geologiques des Pays Helleniques, v. 19, p. 645-700.
- Marakis, G., 1970, Remarks on the age of sulfide mineralization in the Cyclades area: Annales Geologiques de Pays Helleniques, v. 19, p. 695-700.
- Maratos, G., 1960, Report on the deposits of the Cu-bearing at Therma, Ikaria: I.G.M.E., v. 8, p. 50.
- Marinos, G., and Petrascheck, W.E., 1951, Preliminary results on Laurium ore deposits: I.G.M.E., Unpublished Internal Essay, v. 2, p.1-136.
- Marinos, G., and Petrascheck, W.E., 1956, Laurium: I.G.M.E., Published Internal Essay, v. 4, p.1-247.
- Meixner, H., and Paar, W., 1982, New Observations on ore formation and weathering of the Kamariza deposit, Laurium, SE Attica (Greece): In: Amstutz, G.C., Goresy, A.E., Frenzel, G., Kluth, C., Moh, G., Wauschkuhn, A., and Zimmermann, R.A. (eds), Ore Genesis; The State of the Art. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, NewYork, 760-767.
- Melidonis, N.G., 1980, The geological structure and mineral deposits of Tinos Island (Cyclades, Greece): A preliminary study: I.G.M.E., v. 13, p. 1-80.
- Mineralogische klassiker und raritäten für sammler: Lapis, v. 24, p. 20-24.
- Mineralogische klassiker und raritäten für sammler: Lapis, v. 24, p. 20-24.
- Okrusch, M., Seidel, E., and Davis, E.N., 1978, The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos (Cyclades Greece): Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen, v. 132, p. 284-308.
- Pantelias, S., and Xristakos, G., 1985, Geostatistics on the Plaka mines, Laurium: I.G.M.E., Unpublished Internal Essay, v. 272, 63 p.
- Papadeas, G.D., 2000, Metallogenesis and mineralization of Lavrion and stratigraphic correlations of northern and southern Attica: T.E.E, Mineral Wealth, v. 3, p. 1-12.
- Papadeas, G.D., 2001, Explanatory study of the geological map of Attica: Stratigraphic correlation between northern and southern Attica and the ore genesis and mineralization of Lavrion area: I.G.M.E., Published Internal Essay, v. 80, 95 p.
- Papanikolaou, D., 1980, Contribution to the geology of Aegean Sea. The Island of Paros: Annales Geologiques des Pays Helleniques, v. 30, p. 65-96.
- Papastamatiou, J., 1951, Emery of Naxos: I.G.M.E., v. 2, p. 37-64.

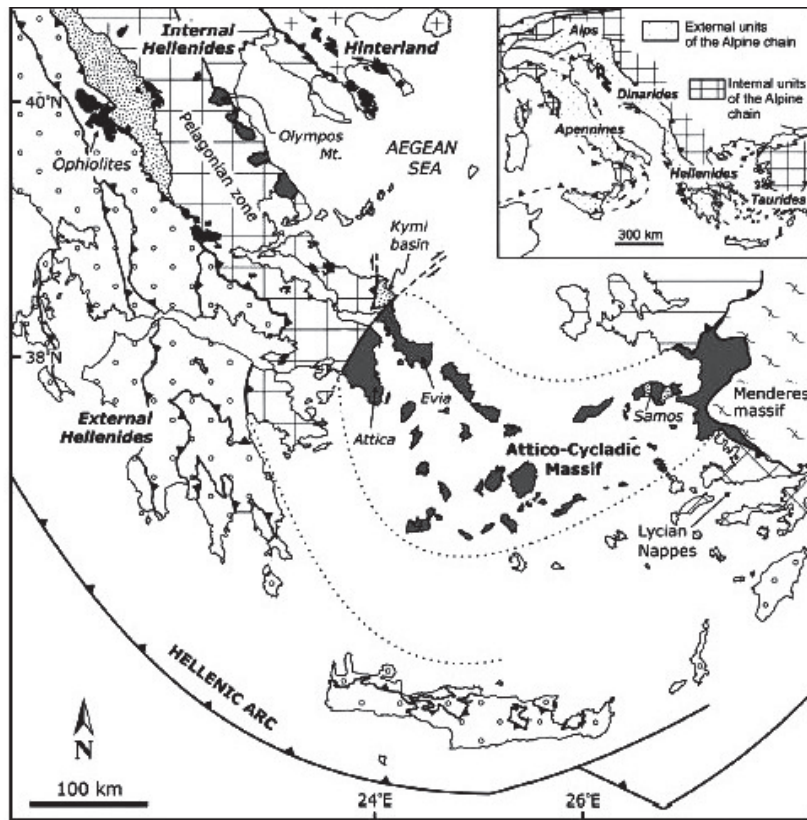
- Papastavrou, S., 1978, The results of mineral exploration in Laurion for the location of mixed sulphides mineralization: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 7, p. 52-88.
- Papastavrou, S., Theophilopoulos, D., Tzanikian, Z., Vergos, S., Zagkoroglou, K., Karandasis, S., and Mavridou-Kanaki, F., 1987, Results of the research in the Lavrion area for tracking the mixed sulfide mineralization: I.G.M.E., Unpublished Internal Essay, v. 281, 124 p.
- Paraskevidis, H., and Choriantopoulou, P., 1978, The Aegaleos Mountain and the Athens schists: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 7, p. 88-123.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 1996, *Microtectonics* Springer-Verlag, 289 pp.
- Pe-Piper, G., 2000, Origin of S-type granites coeval and I-type granites in the Hellenic subduction system, Miocene of Naxos, Greece: *European Journal of Mineralogy*, v. 12, p. 859-875.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 1989, Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean sea region: *Tectonophysics*, v. 169, p. 113-134.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 2002, *The igneous rocks of Greece*: Borntraeger, Stuttgart, 645 p.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Kotopouli, G.N., and Panagos, A.G., 1995, Neogene volcanoes of Chios, Greece: The relative importance of subduction and back-arc extension: In: *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*: Smellie, J.L., (ed), *Geological Society Special Publication*, v. 81, p. 213-231.
- Photiades, A., and Carras, N., 2001, Stratigraphy and geological structure of the Lavrion Ring, U., and Reischmann, T., 2002, The weak and superfast Cretan detachment, Greece: Exhumation at subduction rates in extruding wedges: *Journal of Geological Society of London*, v. 159, p. 225-228.
- Salemink, J., 1985, On the geology and petrology of Serifos Island, (Cyclades, Greece): *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, v. 33, p. 342-365.
- Sassano G. P. and Schrijver K., 1989, Framboidal Pyrite: Early Diagenetic, Late Diagenetic and Hydrothermal Occurrences, Cambrian-Ordovician, Quebec; *Amer. J. Sci.* 289 167-179
- Schliestedt, M., Altherr, R. and Matthews, A., 1987, Evolution of the Cycladic Crystalline Complex: Petrology, isotope geochemistry and geochronology: In: Helgeson, H.C. (ed): *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 76-94.
- Schuiling, R.D., Kreulen, R., and Salemink, J., 1987, Metamorphic events in the Cyclades and their associated fluids: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, v. 5, p. 451-466.
- Schuiling, R.D., Kreulen, R., and Salemink, J., 1987, Metamorphic events in the Cyclades and their associated fluids: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, v. 5, p. 451-466.
- Seymour, St. K., Mastrakas, N., Tombros, S., Williams-Jones, A., Spry, P.G., and Zouzias, D., 2007, Scheelite skarn mineralization related to Tinos pluton, Cyclades, Aegean Sea, Hellas: Submitted and accepted to *Canadian Mineralogist*.
- Skarpelis, N. and Argyraki, A., 2009, Geology and Origin of Supergene Ore at the Lavrion Pb-Ag-Zn Deposit, Attica, Greece, p. 1- 14.
- Skarpelis, N., 2002, Geodynamics and evolution of the Miocene mineralization in the Cycladic-Pelagonian Belt, Hellenides: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 35, 2191-2206.
- Skarpelis, N., 2004, Geology and origin of supergene iron and zinc ores at Lavrion, Attica (Greece): Abstracts, 10th International Congress of the Geological Society of Greece, p. 590-591.

- Skarpelis, N., 2004, Mineralogy and minor elements chemistry of the carbonate hosted replacement-type sulfide mineralization of Lavrion: Abstracts, 10th International Congress of the Geological Society of Greece, p. 215-218.
- Skarpelis, N., 2007, The Lavrion deposit (SE Attica, Greece): Geology, mineralogy and minor elements chemistry: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, v. 183, p. 227-249.
- Skarpelis, N., and Liati, A., 1990, The prevolcanic basement of Thera at Athinios: Metamorphism, plutonism and mineralization: In: Hardy D.A. (ed): *Thera and the Aegean World III*, The Thera Foundation, London, v. 2, p. 172-182.
- Skarpelis, N., Tsikouras, V., and Pe-Piper, G., 2008, The Miocene igneous rocks in the Basal Unit of Lavrion (SE Attica, Greece): Petrology and geodynamic implications: *Geological Magazine*, v. 101, p. 1-15.
- Solomos, C., Voudouris, P., and Katerinopoulos, A., 2004, Mineralogical study of bismuth-gold-antimony mineralization at the area of Kamariza, Lavrion: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 26, p. 388-396.
- Spanos, D. 2009, Geodynamic evolution of Attika: Unpublished PhD, Univ. of Patras, Greece
- Tombros F.S., and Seymour, K., 2001a, Calculation of the physicochemical parameters fS_2 , fO_2 , $1CO_2$, fTe_2 , aS_2 , aO_2 and pH in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos-Lardiades Bay area, Tinos Island, Cyclades: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 34, 1039-1048.
- Tombros F.S., and Seymour, K., 2001b, Calculation of the physicochemical parameters ES, EC, aH_2S , I and of the metal ion content in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos-Lardiades Bay area, Tinos Island, Cyclades: *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. 34, 1031-1037.
- Tombros F.S., and Seymour, K., 2002, Calculation of the physicochemical parameters and metal ion content in the hydrothermal fluid that has precipitated Au-Ag-Te ores in Panormos-Lardiades Bay area, Tinos Island, Cyclades: Abstract in v. 63, *Geological Association of Canada - Mineralogy Association of Canada, Joint Annual Meeting, Saskatoon*, p. 1123.
- Tombros F.S., and St. Seymour K., 2004a, Panormos Bay Au-Ag-Te epithermal mineralization, Tinos Island: A unique case of epithermal precious metal telluride deposit: 10th International Congress of the Geological Society of Greece, Thessalonica, 15-17 April.
- Tombros F.S., Seymour, K., and Spry, P.G., 2004c, Description and conditions of formation of new unnamed Ag-Cu and Ag-Cu-Au sulfotellurides in epithermal polymetallic Ag-Au-Te mineralization, Tinos Island, Hellas: *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, v. 179, p. 295-391.
- Tombros F.S., St. Seymour K., Spry P. G., and Williams-Jones A, 2004b, The mineralogy and geochemistry of granite-related low-sulfidation epithermal Au-Ag- Te mineralization: The Panormos Bay example, Tinos Island, Greece: 32nd International Geological Congress, Firenze, “G14.07 Telluride and selenide minerals related to gold- and platinum-group element deposits” .
- Tombros, F.S., 2001, The Au-Ag-Te polymetallic mineralization of Tinos Island, Cyclades, Aegean: Unpublished PhD, Univ. of Patras, 450 p.
- Tombros, F.S., and St. Seymour, K., 2003, Evolution of alteration zones accompany the Panormos Bay Au-Ag-Te mineralization. An approach based on the aK^+/aH^+ , aNa^+/aH^+ , $aCa^{++}/(aH^+)^2$ και $aMg^{++}/(aH^+)^2$ ratios: *Mineral Wealth*, v. 129, p. 9-24.

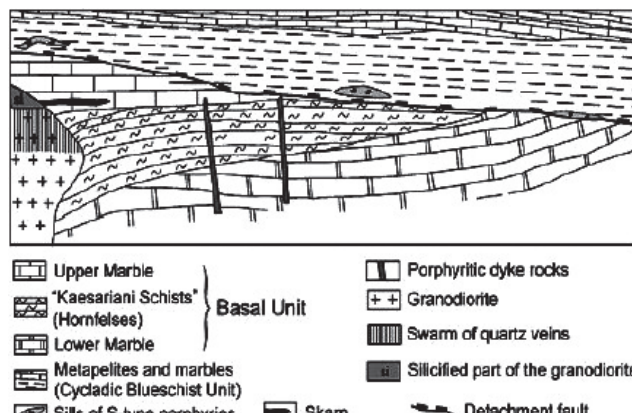
- Tombros, F.S., Seymour, K., Spry, P., and Williams-Jones, A., 2005, Description and conditions of formation of new unnamed Zn-rich greenockite in epithermal polymetallic Ag-Au-Te mineralization, Tinos Island, Hellas: *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, v. 182, p. 1-9.
- Tombros, F.S., Seymour, K., Williams-Jones, A. and Spry, P.G., 2007, Epithermal Ag- Au-Te polymetallic mineralization at Tinos Island, Aegean Sea, Cyclades: (Submitted to *Economic Geology*, under revision).
- Tsikouras, V., Pe-Piper, G., and Skarpelis, N., 2006, Petrology of the Miocene igneous rocks of Lavrion area (SE Attica, Greece): *Necam, Milos, Abstracts*, "International magmatism of the Central Aegean and adjacent areas: Petrology, tectonics, geodynamics, mineral resources and environment, Milos, p. 14.
- Tsokas, G., Stampolidis, A., Angelopoulos, A., and Kiliass, S., 1998, Analysis of potential field anomalies in Lavrion mining area, Greece: *Geophysics*, v. 63, p. 1965-1970
- Voudouris, P., 2005, Gold and silver mineralization of the Lavrion deposit, Attika, Greece: In: *Mineral Deposit Research, Meeting the Global Challenge, Proceedings of the 8th Biennial SGA meeting, Beijing, China*, 9-57 p. 1089-1092.
- Voudouris, P., and Economou-Eliopoulos, M., 2003, Mineralogy and chemistry of Cu-rich ores from the Kamariza carbonate-hosted deposit (Lavrion), Greece: In: *Eliopoulos (ed), Mineral Exploration and Sustainable Development, Millpress, Rotterdam*, p. 499-502.
- Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P.G., Bonsall, T., Tarkian, M., and Economou- Eliopoulos, M., 2007, Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece: *Mineralogy and Petrology*, under review.
- Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P.G., Bonsall, T., Tarkian, M., and Economou- Eliopoulos, M., 2008, Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece: *Mineralogy and Petrology*, under review.
- Wendel, W., and Markl, G., 1996, Eine antimonit-paragenese und weitere neufunde aus Laurion, Griechenland: *Lapis*, v. 21, p. 40-41.
- Wendel, W., and Markl, G., 1999b, Lavrion: Mineralogische klassiker und rar itaten fur sammler: *Lapis* v. 24, p. 34-52.
- Wendel, W., and Rieck, B., 1999, Lavrion: Die komplette Mineralliste: *Lapis*, v. 24, 61-67.
- Wendel, W., and Markl, G., 1999a, Lavrion, von adamin bis wulfenit: *Verzungen im Revier Plaka: Lapis*, v. 24, p. 53-58.
- Wendel, W., Holzen, K., and Rieck, B., 1999, Silber, Arsen und Antimon: *Verzungen im Revier Plaka: Lapis*, v. 24, p. 53-58.
- Xypolias P., Spanos D., Chatzaras V., Kokkalas S. and Koukouvelas I., 2010, Vorticity of flow in ductile thrust zones: examples from the Attico-Cycladic Massif (Internal Hellenides, Greece), *The Geological Society of London*

Ελληνική

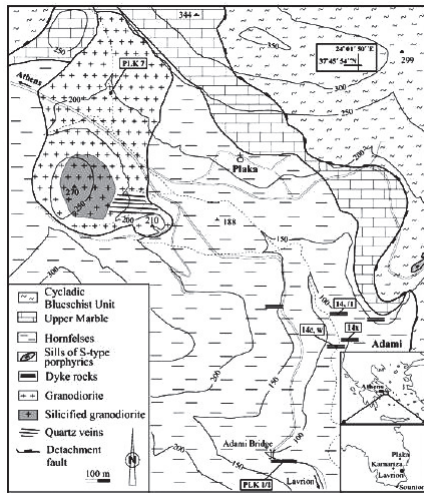
- Κονοφάγος Η. Κ., 1980, *Το αρχαίο Λαύριο και η ελληνική τεχνική παραγωγής του αργύρου*, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις ΕΜΠ.
- Μουντράκης, Μ. Δ., 2010, *Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας*, University Studio Press.



Εικόνα 1. Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων όπου διακρίνεται η Αττικοκυκλαδική ζώνη (Xyrolias et al. 2010).

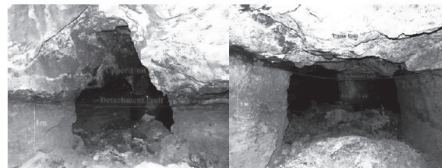


Εικόνα 2. Γεωλογική Τομή της Λαυρεωτικής (Skarpelis et al., 2008)



Εικόνα 3. Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής Πλάκας, Λακωνικής (Skarpeilis et al., 2008)

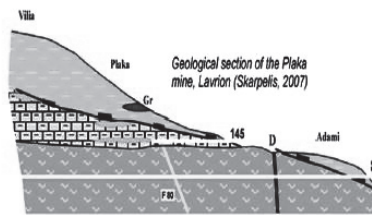
Φωτογραφικό κλιμά της γεωλογίας της Λακωνικής στην περιοχή Πλάκας



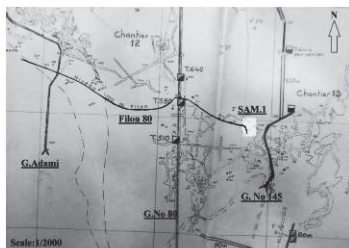
Εικόνας 4.5. Η μεταλλευτική στοά No.145 επί του ρήματος αποκόλλησης μεταξύ των δύο ενότητων της Λακωνικής.



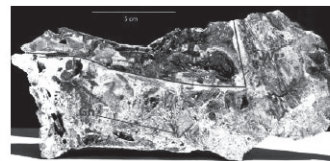
Εικόνας 0.7. Το ρήγμα αποκόλλησης (κίτρινη γραμμή) της ανώτερης ενότητας (Upper Unit) στην κατώτερη (Lower Unit) στον ορεινό όγκο της Πλάκας - Αθήνας, από ΝΔ (αριστερά) και Ανατολικά (δεξιά)



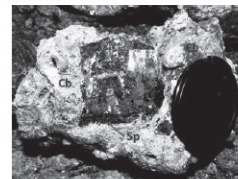
Εικόνα 8. Γεωλογική τομή (B-N) από Βίλια έως Αδάμι των ενότητων της Λακωνικής (Skarpeilis, 2007). Διακρίνονται (κίτρινο χρώμα) τα μεταλλοφόρα σώματα θειούχων Pb-Ag-Zn από αντικατάσταση μαρμάρων (στρωματέργλειστη μεταλλοφορία), η πλούσια σε Ag φλεβική μεταλλοφορία (F80 – φιλόνι 80) και ένα από τα φλεβικά πορφυρικά σώματα (D). Η λευκή οριζόντια γραμμή απεικονίζει τη θέση της Στοάς 80, η οποία τέμνει την Ανώτερη Ενότητα, τη ζώνη αποκόλλησης και τους κερατίτες



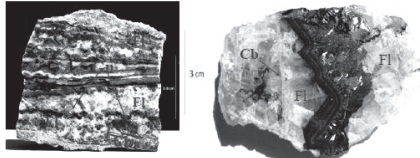
Εικόνα 9. Μεταλλευτικός χάρτης της «Γαλιτικής» Εταιρείας των Μεταλλείων του Λακωνίου στις 8.1.1972, όπου με μαύρο χρώμα συμβολίζεται η τοπογραφία της ολέθρας σε σχέση με τις τρεις κυριότερες μεταλλευτικές στοές του μεταλλευτικού τομέα της Πλάκας, Αδάμι (G.Adami), Νο80 (G.No80) & Νο 145 (G.No 145). Με το SAM.1 συμβολίζεται η υπόγεμα περιοχή μελέτης. (Αρχείο Ε. Μαρκοπούλη)



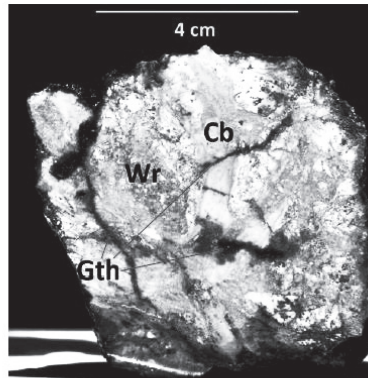
Εικόνα 10. Χαρακτηριστικό δείγμα από την Α ζώνη, όπου παρατηρούμε τον λατυποπαγή ιστό καθώς και την σύμψηση γαληνίτη (Gn), Ασ και σφιδερίτη (Sd), καθώς και τις λατάδες (Wz)



Εικόνα 11. Χαρακτηριστικό δείγματα από τη ζώνη Α όπου παρατηρούμε λατίτη μεταλλεύματος (γαληνίτη Gn - σφαιλερίτη Sp) συγκολλημένο με ανθρακικά ορυκτά (Cb).

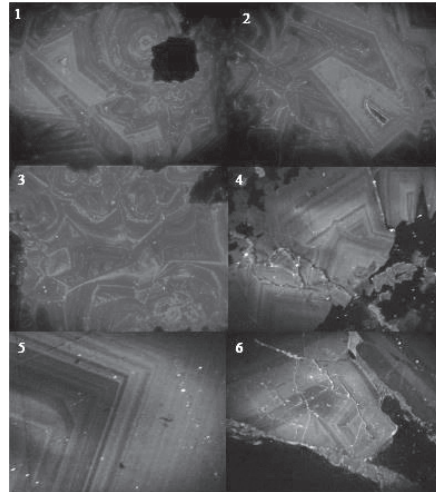
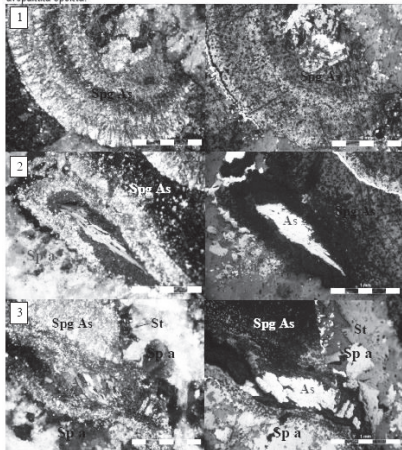


Εικόνας 12 και 13 Χαρακτηριστικά δείγματα από τη ζώνη Β, όπου παρατηρούμε τον κολλοειδή ιστό του σφαιερίτη (Sp) με κτενωσή δομή Γαλιήνη (Gth) να κληρώνει ανομοιογενή, χαλκός, ελασίτη και ανθρακικά ορυκτά (Cb) να κληρώνουν κενά στο σφαιρίτη.



Εικόνα 14. Δείγμα από τη ζώνη C όπου παρατηρούμε τον λατινοπαγή ιστό με θραύσματα του ξενιστή (Wr) συγκολλημένα με ανθρακικά ορυκτά (Cb) και φλεβίδες Γκαλιτή (Gth).

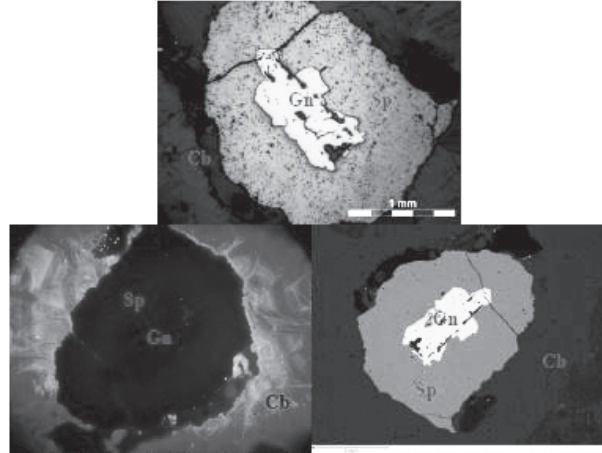
1. Χαρακτηριστικά ζεύγη εικόνας 1, 2, 3, 4, 5 και 6 διακρίνονται τα κολλοειδή συσσωματώματα του σιδηρούς σφαιερίτη (As) να αντικαθίσταται από υπερρενικά του As (Spgr As) σε ποιο κωνελίδια (bosonak). Στις εικόνες 2, 3 και 4 παρατηρούμε και θραύσματα σφαιερίτη (Sp a) ο οποίος έχει χρωμολό ως καθόλου Fe (λόγω των έντονων εσωτερικών ανακρίσεων) και είναι συγκολλημένα με ανθρακικά ορυκτά.



Συστασιακές διαφοροποιήσεις στους κρυστάλλους των ανθρακικών ορυκτών της Α ζώνης (κόκκινου χρώματος) – Οι πιο ανοιχτόχρωμες κόκκινες περιοχές αντιστοιχούν στον σφαιερίτη. Οι πιο σκουρόχρωμες αντιστοιχούν είτε σε δολομίτη είτε σε ασβεστίτη πλούσιο σε Fe και Mg (1, 2, 3 εικόνες).

Συστασιακές διαφοροποιήσεις στους κρυστάλλους του σφαιρίτη καθώς, επίσης, την απόθεση ασβεστίτη στις ραγιές του σφαιρίτη – Β ζώνη. Συμφωνά με την υπάρχουσα βιβλιογραφία δεν έγινε προσδιορισμός των στοιχείων που οφείλονται οι διαφοροποιήσεις στον σφαιρίτη (4, 5, 6 εικόνες).

- Τόιοι κρύσταλλοι σε τρία είδη μικροσκοπιών - μεταλλογραφικό(πάνω), καθοδοφωταύγειας (αριστερά) και ηλεκτρονικό σάρωσης (δεξιά) με σκοπό τον προσδιορισμό των συστασιακών διαφοροποιήσεων των ζωνών του σφαλερίτη.



Κολλοειδή συσσωμάτωμα σφαλερίτη που περιλαμβάνει κρύσταλλο γαληνίτη. Στη κάτω αριστερή εικόνα με τη χρήση της καθοδοφωταύγειας προσδιορίστηκαν ζώνες του σφαλερίτη με διαφορετική σύσταση. Gn: Γαληνίτης, Sp: Σφαλερίτης, Cb: Ανθρακικά ορυκτά

