



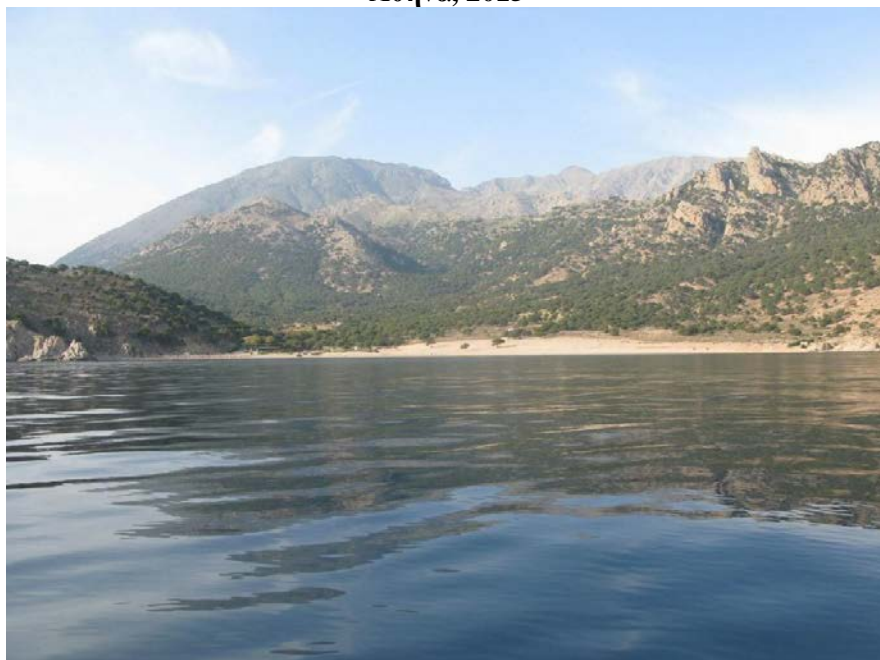
**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

Ο Όξινος Μαγματισμός της Θράκης: Ο Γρανίτης της Σαμοθράκης και η μεταλλοφορία βασικών και πολύτιμων μετάλλων

Διπλωματική Εργασία

Τσαμουρά Ευγενία-Ελισάβετ, Σαμπατακάκης Βασίλειος

Αθήνα, 2015



ΕΠΙΒΛΕΨΗ: ΒΟΥΔΟΥΡΗΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ, ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

Περίληψη

Η εργασία αυτή έχει ως αντικείμενο τη μελέτη του μαγματισμού της Σαμοθράκης και των μεταλλικών ορυκτών που συνδέονται με αυτόν. Επίσης, γίνεται μία σύγκριση με τις μεταλλοφορίες που συνδέονται με όξινο μαγματισμό, που εντοπίζονται στη περιοχή της Θράκης (Μαρώνεια, Κίρκη-Αισύμη-Armutsuk, Κασσιτερές-Κώνος, Άγιος Φίλιππος).

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία εισαγωγή στο αντικείμενο μελέτης και αναφέρονται κάποια στοιχεία για το νησί της Σαμοθράκης.

Το δεύτερο κεφάλαιο περιλαμβάνει στοιχεία και νεώτερες απόψεις σχετικά με την γεωτεκτονική εξέλιξη και διάθρωση των Ελληνίδων. Αναλύονται τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, στα οποία έχουν διαχωριστεί και παραθέτονται οι αντίστοιχοι χάρτες.

Στο τρίτο κεφάλαιο υπάρχουν εκτεταμένα στοιχεία για την ευρύτερη περιοχή μελέτης ως προς την γεωλογία. Αναφερόμαστε στην γεωλογία της Ροδοπικής και Περιροδοπικής ζώνης, καθώς και στην Τριτογενή Ηφαιστειότητα.

Το τέταρτο κεφάλαιο δίνει στοιχεία για τον γρανίτη της Μαρώνειας και τις ρυολιθικές φλέβες (χαλαζιο-αστριούχοι πορφύρες) που εντοπίζονται κυρίως στις περιοχές Κίρκης-Αισύμης, Κασσιτερών-Σαπών και Τάφρου Πετρωτών. Επιπροσθέτως, γίνεται λόγος για τους όξινους τόφφους και τους ρυολίθους που έχουν εξαλλοιωθεί σε ζεόλιθους και βρίσκονται στη λεκάνη των Φερών, στη λεκάνη Λευκίμης-Δαδιάς και στις λεκάνες των Πετρωτών στους νομούς Έβρου και Ροδόπης.

Οι γεωλογικές ενότητες που απαρτίζουν το νησί της Σαμοθράκης παρατίθενται στο πέμπτο κεφάλαιο, καθώς επίσης και μία σύντομη ανασκόπηση των ερευνών που έχουν διεξαχθεί στο νησί.

Εν συνεχεία, στο κεφάλαιο έξι, έχουν τοποθετηθεί ένας πίνακας με ενδεικτικές τιμές χημικών αναλύσεων και τα διαγράμματα με τις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων τόσο από την Σαμοθράκη, όσο και από τις περιοχές της Θράκης που αναφέρθηκαν παραπάνω. Αρχικά, εμφανίζονται τα διαγράμματα μεταβολής των κύριων στοιχείων και ακολουθούν τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων. Από την κατανομή των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων, την κατανομή των σπανίων γαιών (REE) κανονικοποιημένων ως προς χονδρίτη και τον λόγο των ισοτόπων Sr παίρνουμε πληροφορίες για το περιβάλλον σχηματισμού τους και την πιθανή πηγή προέλευσής τους. Τα διαγράμματα συσχέτισης υποδεικνύουν ότι τα βασικά έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα ακολούθησαν διαφορετική εξελικτική πορεία από τους όξινης σύστασης ρυολίθους και γενικά δεν συνδέονται μεταξύ τους.

Το έβδομο κεφάλαιο ασχολείται με τον όξινο μαγματισμό και την μεταλλογένεση στη Σαμοθράκη και τις περιοχές της Θράκης. Στην αρχή του κεφαλαίου αναλύονται τα πορφυρικά και επιθερμικά συστήματα, καθώς και οι ζώνες εξαλλοιώσεων και η μεταλλοφορία που συνδέονται με αυτά. Στο ίδιο κεφάλαιο υπάρχουν αναλυτικά στοιχεία για τη μεταλλοφορία πορφυρικού Cu-Mo-Au στον μικρογρανίτη της Μαρώνειας, την επιθερμική μεταλλοφορία HS-IS της Παγώνης Ράχης και του Αγίου Φιλίππου Κίρκης και για τη μεταλλογένεση και τα υδροθερμικά φαινόμενα στη Σαμοθράκη.

Όσον αφορά τη μελέτη που διεξάχθηκε στο μικροσκόπιο, στο κεφάλαιο επτά υπάρχουν γενικές πληροφορίες των μεταλλικών ορυκτών που εντοπίστηκαν στο μικροσκόπιο. Συνοδεύονται από φωτογραφίες και τις προσωπικές μας παρατηρήσεις από τα τρία δείγματα γαληνίτη που μελετήσαμε. Τα δείγματα αυτά είναι από τις θέσεις: α. Φούρνοι, β. Μαντέμ, γ. Τρόχαλος και στο σύνολό τους αποτελούνται εγκλείσματα σφαλερίτη, κοβελλίνη, χαλκοπυρίτη, σιδηροπυρίτη, τετραεδρίτη που βρίσκονται μέσα στο γαληνίτη. Σε κάποια εντοπίστηκαν δύο βισμούθιουχα εγκλείσματα, ένα θειοάλας του βισμούθιου και ένα σεληνίδιο του βισμούθιου, καθώς επίσης και ένα εγκλείσμα λευκού χρώματος που πιθανόν είναι αυτοφύες βισμούθιο.

Η γεωχημική συσχέτιση του γρανίτη της Σαμοθράκης με άλλα όξινα μαγματικά πετρώματα από την ευρύτερη περιοχή της Θράκης μας έδωσε πληροφορίες τόσο για την προέλευση των όξινων μαγμάτων της περιοχής αυτής, όσο και για τις συνδεόμενες με αυτά μεταλλοφορίες. Τόσο ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης, όσο και οι όξινοι υποηφαιστίτες, αλλά και οι ρυολιθικοί δόμοι λάβας παρουσιάζουν κοινά γεωχημικά χαρακτηριστικά, κάτι που υποδεικνύει κοινή πηγή προέλευσης των μαγμάτων (ηπειρωτικός φλοιός ή λιθοσφαιρικός μανδύας με μετέπειτα μόλυνση από ηπειρωτικό φλοιό).

Abstract

The primary goal of this research is to study the magmatism of Samothrace and the metallic minerals that are associated with it. Furthermore, a comparison is made between the minerals and the acidic magmatism, that are located in the region of Thrace (Maronia, Kirki-Aesimi-Armutsuk, Kassiteres-Konos, Agios Filippos).

The first part is an introduction stating the main goal of this study as well as some facts regarding the island of Samothrace.

The second part includes details and new knowledge on the geotectonic evolution and structure of Hellenides. In this part, we also analyze, separate and list the tectonostratographic fields in the corresponding maps.

In the third part, all the extensive geological information for the study area is presented. We refer to the geology of the Rhodope and Perirhodopiki zone, as well as to the Tertiary Volcanoes.

On the fourth part, we present various data on the granite of Maronia and the rhyolitic veins located mainly in the areas of Kirki-Aisimi, Kassiteron-Sapon and Petroton Trench. In addition, we provide evidence that the acidic tuffs and rhyolites that have been altered into zeolites and are found in the basin of Fera, Lefkimis-Dadia and Petrota in the prefectures of Evros and Rodopi.

The geological units that make up the island of Samothrace are listed in the fifth part along with a brief overview of the research that has been conducted on the island.

Moreover, in the sixth part, there is a table with representative values of the chemical analysis. Also, we present the chemical analysis diagrams of the samples from both Samothrace and the areas of Thrace, that were previously mentioned. In the beginning, the change diagrams of the main elements are displayed, followed by the ones of the trace elements. From the distribution of the main and trace elements, the distribution of rare earth elements (REE) normalized to chondrite and the ratio of Sr isotopes we get information about their formation environment and their possible source. The correlation diagrams indicate that the basal to intermediate volcanic rocks followed a different evolutionary course than the acidic rhyolites and generally they are not related to each other.

The seventh part refers to acid magmatism and metallogeny in Samothrace and the regions of Thrace. At the beginning, the porphyry and epithelial systems are analyzed, as well as the zones of alterations and the mineralization associated with them. In the same part, we exhibit detailed data on the metallurgy of Cu-Mo-Au porphyry in the microgranite of Maronia, the ephemeral metamorphism of HS-IS of Pagoni Rachi and Agios Filippos Kirkis and on the metallogenesis and hydrothermal phenomena in Samothrace.

In the last part, we analyze the results from the work on the lab. We provide general information about the mineral ores. In addition, we present photos and we state our observations from the three samples of galenite that we analyzed. They are from the positions: a. Fornoï, b. Mantem, c. Troxalos and as a whole consist of inclusions of sphalerite, kovellin, chalcopyrite, iron pyrite, tetrahedrite located in the galena. It is also important to state that we found two bismuth inclusions, a bismuth thioallate and a bismuth selenium, as well as a white incision that may be native bismuth.

To conclude, the geochemical correlation of the granite of Samothrace with other acidic magmatic rocks from the wider region of Thrace give us information about the origin of the acidic magmas of this region, as well as the associated ores. The plutonite of Samothrace, the acidic sub-pheasants and the ryolithic lava structures have common geochemical characteristics. This suggests a common source of magmas (continental crust or lithospheric mantle with subsequent infection from the mainland).

Πίνακας Περιεχομένων

Περίληψη.....	2
Abstract	4
Πρόλογος.....	7
1. Εισαγωγή.....	8
2. Γεωτεκτονική Διάρθρωση των Ελληνίδων	10
3. Γεωλογία της Ευρύτερης Περιοχής Μελέτης.....	14
3.1 Η Μάζα της Ροδόπης.....	15
3.2 Η Περιοδοπική Ζώνη	16
3.3 Μαγματισμός Θράκης – Τριτογενείς ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες.....	18
4. Όξινοι υποηφαιστίτες-ηφαιστίτες Θράκης.....	22
4.1. Γρανίτης Μαρώνειας.....	22
4.2. Ρυολιθικές φλέβες (Χαλαζιο-αστριούχοι πορφύρες)	25
4.3. Ρυολιθικές λάβες και πυροκλαστικά	28
5. Γεωλογία της Σαμοθράκης.....	29
5. 1 Σύντομη Ανασκόπηση των Ερευνών στη Σαμοθράκη.....	32
6. Γεωχημεία μαγματιτών Θράκης.....	34
6. 1 Γενικά.....	34
6. 2 Γεωχημεία μαγματικών πετρωμάτων Θράκης	34
6. 3. Αποτελέσματα παρούσας μελέτης.....	36
7. Όξινος Μαγματισμός και Μεταλλογένεση.....	41
7.1 Πορφυρικά Συστήματα.....	41
7.2 Τύποι Φλεβιδίων σε Πορφυρικά Κοιτάσματα.....	44
7.3 Επιθερμικά Συστήματα	45
7.4 Μεταλλοφορία πορφυρικού Cu-Mo-Au στον μικρογρανίτη της Μαρώνειας.....	48
7.5 Επιθερμική Μεταλλοφορία HS-IS Παγώνης Ράχης και Αγίου Φιλίππου Κίρκης	50
7.6 Μεταλλογένεση και υδροθερμικά φαινόμενα στη Σαμοθράκη.....	52
7.7 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις – Μεταλλικά ορυκτά.....	54
8. Συμπεράσματα-Συζήτηση	58
Βιβλιογραφία.....	60

Πρόλογος

Η μελέτη του μαγματισμού τόσο της Θράκης όσο και της Σαμοθράκης, καθώς και η μεταλλογένεση που συνδέεται με αυτόν αποτελούν αντικείμενο μελέτης για πολλούς ερευνητές ανά τον κόσμο, λόγω της μεγάλης σπουδαιότητάς τους τόσο σε οικονομικό όσο και σε θεωρητικό επίπεδο.

Η εργασία αυτή, που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος Αθηνών, αναφέρεται στα μεταλλικά ορυκτά που απαντώνται στη Σαμοθράκη, αλλά και στις μεταλλοφορίες που συνδέονται με όξινο μαγματισμό στην περιοχή της Θράκης.

Για την διεξαγωγή των συμπερασμάτων στηριχθήκαμε σε παρατηρήσεις υπαίθρου, στην εργαστηριακή επεξεργασία των δειγμάτων που συλλέξαμε, την μικροσκοπική τους μελέτη και φωτογράφιση με την χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου. Ακολούθως, μελετήσαμε την χημική σύσταση των δειγμάτων μας με τη κατασκευή κατάλληλων διαγραμμάτων και συγκρίναμε τις τιμές μας με χημικές αναλύσεις που βρήκαμε στις εργασίες που αναφέρονται στην βιβλιογραφία.

Από τη θέση αυτή, θα θέλαμε να εκφράσουμε τις θερμές ευχαριστίες μας, σε όσους μας βοήθησαν με οποιοδήποτε τρόπο να περατώσουμε την διπλωματική μας εργασία.

Οφείλουμε να ευχαριστήσουμε θερμά τον Αναπληρωτή Καθηγητή Βουδούρη Παναγιώτη, ο οποίος επέβλεψε την εργασία αυτή, για την αμέριστη συμπαράσταση, κατανόηση και βοήθεια που επέδειξε σε όλα τα στάδια αυτής της εργασίας, από τις εργασίες που πραγματοποιήθηκαν στην ύπαιθρο, μέχρι την μικροσκοπική μελέτη και φωτογράφιση των δειγμάτων.

Θα θέλαμε επιπλέον να ευχαριστήσουμε θερμά το προσωπικό του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) και ιδιαίτερα τους Παπατρέχα Χρήστο και Οικονόμου Γεώργιο για τις πολύτιμες συμβουλές και τις υποδείξεις τους. Επίσης, πρέπει να προσθέσουμε ότι η κυρία Καλυβιώτη Αικατερίνη, η οποία είναι υπεύθυνη της βιβλιοθήκης του ΙΓΜΕ μας διευκόλυνε στην αναζήτηση πολύτιμης βιβλιογραφίας, ενώ ο κύριος Μπατής Δημήτρης μας προμήθευσε με χάρτες χωρίς τους οποίους θα ήταν δύσκολη η μελέτη που πραγματοποιήθηκε στο ύπαιθρο.

1. Εισαγωγή

Στη Μακεδονία και τη Θράκη εντοπίζονται εμφανίσεις πλουτωνικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης, τα οποία διεισδύουν στις ενότητες της Ροδόπης και της Περιοδοπικής. Τα πετρώματα αυτά έχουν ηλικία γενικά Ηωκαινική έως Μειοκαινική. Η μαγματική αυτή δραστηριότητα συνδέεται με την κίνηση των τεκτονικών πλακών και τον επακόλουθο τεκτονισμό στον Ελληνικό χώρο, και συγκεκριμένα με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική (Παπαδοπούλου, 2003).

Εξέχουσα θέση στην γεωλογική έρευνα κατέχει η μελέτη των μαγματικών πετρωμάτων, αφού από αυτά μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για την γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής, για τη σύσταση του μάγματος, αλλά και για τον τύπο της μεταλλοφορίας που συνδέεται με τις μαγματικές διεισδύσεις. Χαρακτηριστική περίπτωση αποτελεί ο γρανίτης της Σαμοθράκης.

Η κύρια περιοχή μελέτης είναι το νησί της Σαμοθράκης. Το εν λόγω νησί βρίσκεται στο βορειοανατολικό Αιγαίο. Συγκεκριμένα, αποτελεί το βορειοανατολικότερο νησί του Αιγαίου. Εκεί εντοπίζεται το όρος Σάος, η υψηλότερη κορυφή του οποίου ονομάζεται 'Φεγγάρι'. Η κορυφή αυτή βρίσκεται περίπου 1600m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας και είναι η υψηλότερη κορυφή του Αιγαίου (Βλάχου, 2004).

Γνωρίζουμε την γεωλογική δομή της Σαμοθράκης από της έρευνες του R. HOERNES (GEOLOGISCHER BAU DER INSEL SAMOTHRAKE, WIEN 1974). Σύμφωνα με τον HOERNES το νησί, στο μεγαλύτερο μέρος του, συνίσταται από γρανιτικά και κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, ενώ δεν απουσιάζουν και οι οφιόλιθοι. Στο κεντρικό και νότιο τμήμα του νησιού επικρατούν τα γρανιτικά πετρώματα, ενώ στο δυτικό και ανατολικό τμήμα έχουμε σχιστόλιθους. Οι σχιστόλιθοι αυτοί έχουν μεγάλη περιεκτικότητα σε άργιλο και έχουν εντοπιστεί σε αυτούς ενστρώσεις ασβεστολίθων.

Πέρα από τους ανωτέρω πετρολογικούς τύπους, στη νήσο απαντούν βασικά πυριγενή πετρώματα, όπως ο κεροστιλβικός σχιστόλιθος (Βλάχου, 2004). Στις παραλίες του νησιού επικρατούν μεγάλες κροκάλες και αλλουβιακές αποθέσεις προερχόμενες από την τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων του όρους Σάος. Νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα που αποτέθηκαν κυρίως σε θαλάσσιο, αλλά και σε χερσαίο, περιβάλλον καλύπτουν τις ελάχιστες πεδιάδες του νησιού.

Ο χαρακτηρισμός της τοπογραφικής θέσης της Σαμοθράκης ως θέση κλειδί είναι κατανοητός, καθώς το νησί αποτελεί συνδυαστικό κρίκο μεταξύ του ανατολικού και του δυτικού κλάδου της Περιοδοπικής ζώνης. Επιπλέον, οι εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων που αντιπροσωπεύουν τη νεότερη ηφαιστειακή δραστηριότητα προσδίδουν μεγάλη αξία στην γεωλογική κατανόηση της περιοχής (Βλάχου, 2004).

Στα πλαίσια της παρούσης εργασίας έγινε δειγματοληψία σε εμφανίσεις θειούχων μεταλλοφοριών της νήσου Σαμοθράκης και συγκεκριμένα στη θέση «Χαλκοσπηλία»

και συγκρίθηκε με μεταλλοφόρα δείγματα γαληνίτη από την Σαμοθράκη (θέσεις Φούρνος, Μαντέμ και Τρόχαλος) από τη συλλογή του Μουσείου Ορυκτολογίας-Πετρολογίας του Τμήματος Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος του ΕΚΠΑ. Επίσης, μελετήθηκαν χημικές αναλύσεις όξινων μαγματικών πετρωμάτων από την περιοχή της Θράκης που αναλύθηκαν από τον Π. Βουδούρη στο Ινστιτούτο Ορυκτολογίας-Πετρολογίας του Πανεπιστημίου του Αμβούργου, Γερμανία (αδημοσίευτα δεδομένα). Οι χημικές αναλύσεις έγιναν με τη μέθοδο Φθορισμομετρίας ακτίνων Χ (XRF) με συσκευή Philips PW 1220.

Συλλέχθηκαν συνολικά 14 δείγματα πετρωμάτων και μεταλλευμάτων από τη Σαμοθράκη. Κατόπιν έγινε επιλογή 6 δειγμάτων από τα οποία παρασκευάστηκαν λεπτές τομές, καθώς και λεπτές στιλπνές τομές. Οι τομές αυτές μελετήθηκαν σε μικροσκόπιο διερχομένου και ανακλωμένου φωτός LEICA DM 2500 P.

Μέσα από την διπλωματική εργασία παρουσιάζεται ένα μοντέλο που ερμηνεύει τις διαδικασίες γένεσης των μεταλλοφόρων εμφανίσεων που μελετήθηκαν και γίνεται σύγκριση του όξινου μαγματισμού στη Θράκη και της σχέσης του με διάφορους τύπους μεταλλοφίας.

2. Γεωτεκτονική Διάρθρωση των Ελληνίδων

Η ανάλυση των Ελληνίδων σε τεκτονοστρωματογραφικά πεδία οφείλεται στην παλαιογεωγραφική οργάνωση των Ελληνίδων και στην πιθανή σχέση μεταξύ του προαλπικού υποβάθρου και των αλπικών καλυμμάτων (Papanikolaou 1989, 1997). Διακρίνονται εννέα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, τα οποία είναι τα ακόλουθα (Εικ. 1):

- H1 : Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, η οποία συμπεριλαμβάνει προ-αλπικά πετρώματα υποβάθρου και αλπικά καλύμματα.
- H2 : Ωκεανός Πίνδου – Κυκλάδων.
- H3 : Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, η οποία συμπεριλαμβάνει προ-αλπικά πετρώματα υποβάθρου και αλπικά καλύμματα.
- H4 : Ωκεανός Vardar-Αξιού.
- H5 : Πάικο και Αυτόχθονο Λέσβου.
- H6 : Περιοδοπική ζώνη και αλλόχθονο Λέσβου.
- H7 : Μάζα Ροδόπης (Ενότητα Παγγαίου – Αυτόχθονο Ροδόπης).
- H8 : Οφιόλιθοι Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης.
- H9 : Ενότητες Σιδηρόνερου, Κερδυλίων και Βερτίσκου (Αλλόχθονο Ροδόπης).

Τα πεδία H1, H3, H5, H7 και H9 αντιπροσωπεύουν ηπειρωτικά λιθοσφαιρικά θραύσματα που έχουν προέλθει από την Γκοντβάνα, εκτός πιθανόν από το H9, η προέλευση του οποίου παραμένει αβέβαιη. Τα τεκτονο-στρωματογραφικά πεδία H2, H4, H6 και H8 αντιστοιχούν σε τμήματα του ωκεανού της Τηθύος (ίσως και της παλαιο-Τηθύος). Το σημερινό νοτιότατο υπόλειμμα της Τηθύος, που απαντά στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, βρίσκεται σε καθεστώς υποβύθισης στο Ελληνικό Τόξο. Θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως το μελλοντικό ωκεάνιο τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο H0. Η ύπαρξη τριών τεκτονο-μεταμορφικών ζωνών (της εσωτερικής, στη Ροδόπη, της ενδιάμεσης σε Πελαγονική-Κυκλάδες και της εξωτερικής, σε Πελοπόννησο και Κρήτη) κάνει την συνολική δομή πιο πολύπλοκη, καθώς αυτές περιλαμβάνουν διάφορα τμήματα των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων. Η εσωτερική τεκτονο-μεταμορφική ζώνη δομείται από τα πεδία H6, H7, H8 και H9, η ενδιάμεση από τα H1, H2 H3 και H4 και η εξωτερική από τα H1 και H2.

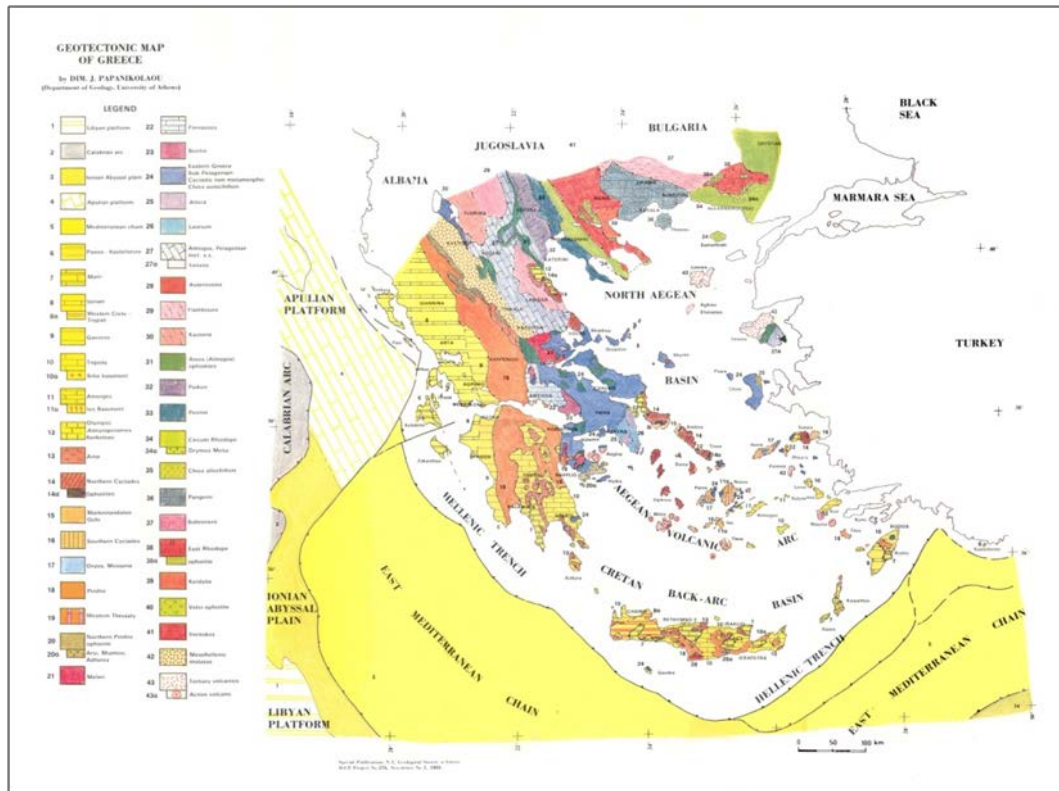
Το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιο-Τηθύος συνέβη κατά το Ανώτερο Τριαδικό. Σε ένα τέτοιο γεγονός οφείλεται η γένεση πλουτωνιτών γρανιτικού τύπου και ηφαιστειακών συμπλεγμάτων οπισθοτόξου (Ανώτερο Λιθανθρακοφόρο-Ανώτερο Τριαδικό). Συνεπώς, μία εκτεταμένη ηφαιστειότητα Τριαδικής ηλικίας μπορεί να αποτελεί ένδειξη μίας ωκεανικής διάνοιξης κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της Γκοντβάνας, ή μίας υποβύθισης προς Νότο της Παλαιο-Τηθύος. Είναι χαρακτηριστικό ότι ο Ανωπαλαιοζωικός φλύσχος της Χίου (Papanikolaou & Sideris, 1983) θεωρήθηκε ότι αντιστοιχεί στο δυτικό άκρο της Παλαιοτηθύος. Οι Βαρίσκιοι γρανίτες θεωρούνται ως διεισδύσεις κατά μήκος του ενεργού ευρωπαϊκού περιθωρίου

της Παλαιοτηθούς. Εκτείνονται από το νοτιότερο γκοντβανικό τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο, που είναι το εξωτερικότερο των Ελληνίδων, το Η1 (η μελλοντική πλατφόρμα της Τρίπολης), έως το εσωτερικότερο τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο Η9 (ενότητα Βερτίσκου), το οποίο ήδη από το Ανώτερο Παλαιοζωικό ανήκει στο ευρωπαϊκό περιθώριο.

Όσον αφορά την ιστορία των Ελληνίδων, υπάρχει μία ασάφεια πριν το Τριαδικό, λόγω του ότι δεν υφίστανται αμεταμόρφωτοι Παλαιοζωικοί ή/και Προκάμβριοι σχηματισμοί. Επιπροσθέτως, η επίκλυση του Τριαδικού πάνω σε ένα Βαρίσκιο ή Προκάμβριο υποβάθρο του χώρου περίξ της Τηθούς δεν είναι γενικά ορατή. Αυτό πιθανότατα συμβαίνει επειδή η επιφάνεια αυτή λειτούργησε σαν αποκόλληση κατά την Αλπική φάση παραμόρφωσης. Εξαιτίας των αλπικών επικαλύψεων, της ύπαρξης εκτεταμένου Ανωπαλαιοζωικού όξινου μαγματισμού (συνήθως γρανίτες του Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου) και της ενδεχόμενης μεταμόρφωσης η παν-Αφρικανική προέλευση των πετρωμάτων του προαλπικού υποβάθρου την Ελληνίδων, τα οποία αποτελούν τη βάση των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων, είναι αρκετά δυσδιάκριτη. Αυτό το γεγονός καθιστά δύσκολη την παραδοχή είτε ενός Προκάμβριου φλοιού στον οποίο έχουν διεισδύσει Βαρίσκιοι πλουτωνίτες και ο οποίος στη συνέχεια έχει παραμορφωθεί στα πλαίσια έντονων τεκτονο-μεταμορφικών γεγονότων του αλπικού κύκλου ή μίας Βαρίσκιας ή Προκάμβριας ηλικίας για το φλοιό του Αιγαίου. Πρόσφατα ραδιοχρονολογικά δεδομένα που έδωσαν βαρίσκιας ηλικίες για εκτεταμένους γρανιτικούς πλουτωνίτες μέσα στα προαλπικά ηπειρωτικά πεδία του Αιγαίου, υποδεικνύουν την ύπαρξη βαρίσκιας ορογένεσης στον Ελλαδικό χώρο (Seidel et al. 1982, Schermer et al. 1989, Reischmann 1998).

Κατά το Ανώτερο Τριαδικό-Μέσο Μειόκαινο η περιοχή των Ελληνίδων εξελίσσεται σταδιακά και διαδοχικά, μέσα από μία αλληλουχία υποβυθίσεων ωκεάνιων λεκανών και συγκρούσεων ηπειρωτικών πεδίων μικρής κλίμακας. Τα κύρια ορογενετικά επεισόδια που είναι γνωστά στο Ανώτερο Τριαδικό-Λιάσιο (Κιμμέρια ορογένεση), στο Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό (Παλαιο-Αλπική ορογένεση) και στο Ηώκαινο-Μειόκαινο (κύρια Αλπική ορογένεση), σχετίζονται με προσκόλληση των πεδίων στο νότιο Ευρωπαϊκό περιθώριο.

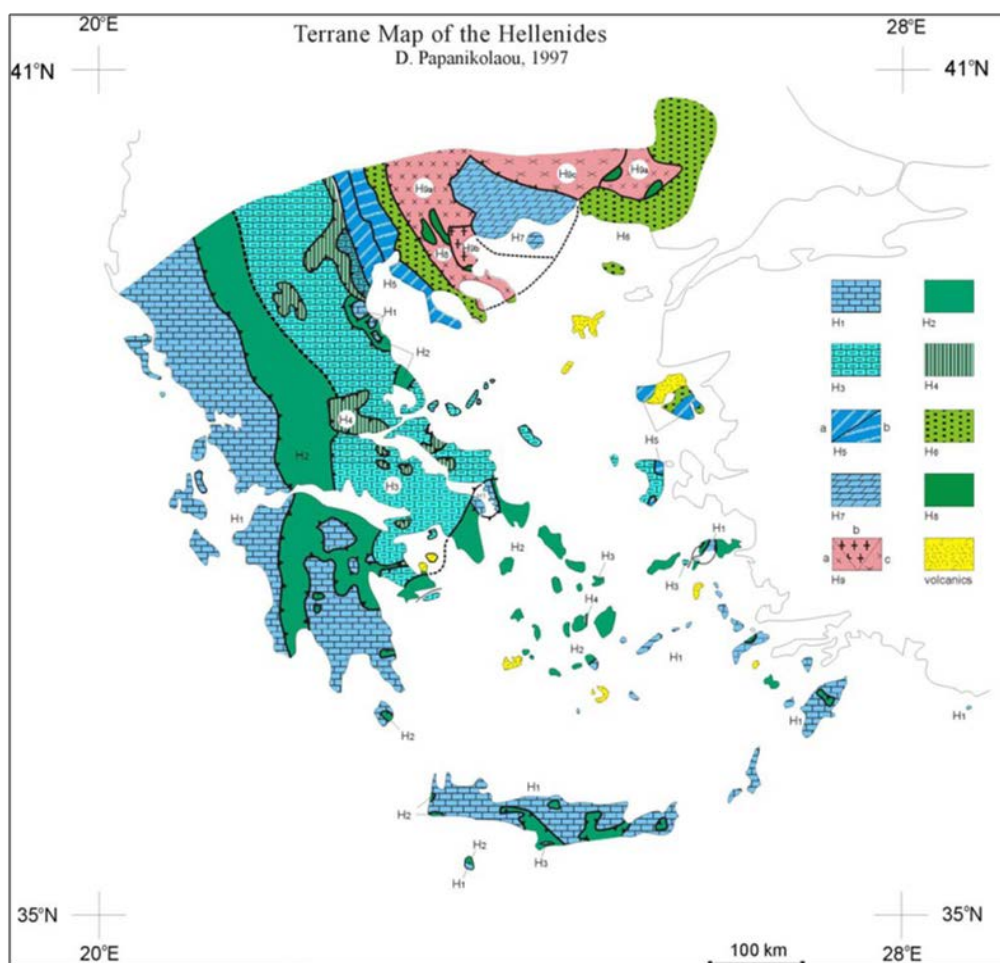
Στα επιμέρους διαδοχικά ορογενετικά τόξα των Ελληνίδων υπήρχε συμπίεση (εμπροσθοτάφροι) σύγχρονα με τον εφελκυσμό (οπισθοτάφροι-ηφαιστειακά τόξα). Όλες οι συμπίεστικές και εφελκυστικές δομές των προηγούμενων ορογενετικών τόξων επικαλύπτονται από την τελευταία φάση εφελκυσμού που επηρέασε το Αιγαίο. Η τελευταία αυτή φάση εφελκυσμού στο Αιγαίο είχε ως αποτέλεσμα την εμφάνιση συμπλεγμάτων μεταμορφικών πυρήνων (υψηλής πίεσης/ χαμηλής θερμοκρασίας), προϊόντα μεγάλων ρηγμάτων αποκόλλησης (Lister et al., 1984, Kiliass et al., 2002).



Εικόνα 1: Οι γεωτεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων (Ραπανικόλαου, 1989).

Σύμφωνα με τις νεότερες απόψεις (Reischmann & Kostopoulos, 2007) ο σχηματισμός των Ελληνίδων πιθανόν οφείλεται σε μία συσσώρευση τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων, όπως τόξων και μικροηπείρων. Τα παλαιότερα πετρώματα ηλικίας 700 Ma αποτελούν το τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο της Φλώρινας, το οποίο ανήκει στην Πελαγονική ζώνη. Δύο οφιολιθικές ουλές, η ζώνη του Αξιού και της Πίνδου, οριοθετούν την ζώνη αυτή. Η Πελαγονική αποτελούσε έναν ηπειρωτικό πυρήνα, ο οποίος συγκρούστηκε με το νότιο περιθώριο της Ευρώπης, πριν 300 Ma, στο Αν. Λιθανθρακοφόρο. Τα Πυργαδικία είναι το δεύτερο παλαιότερο τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο, ηλικίας 550-590 Ma, το οποίο περιβάλλεται από τις οφιολιθικές ουλές Αξιού και Βόλβης-Άθου. Στην βόρεια προέκταση του τεκτ. πεδίου των Πυργαδικίων βρίσκεται ο Βερτίσκος, ηλικίας 425-445 Ma. Νέο ηπειρωτικό περιθώριο αναπτύσσεται στα 300 Ma και συνοδεύεται από αντίστοιχης ηλικίας μαγματική δράση τόσο στην Πελαγονική όσο και στην Αττικο-Κυκλαδική και στο τεκτ. πεδίο της Θράκης που αποτελεί το κατώτερο τμήμα της Ροδοπικής μάζας. Οι προαναφερθείσες μάζες αποτελούσαν τμήμα του νοτίου περιθωρίου της Ευρώπης και στην συνέχεια διασπάστηκαν για να δώσουν γένεση στις οφιολιθικές ζώνες Αξιού και Βόλβης-Άθου. Διάφορα τεκτ. πεδία, όπως εκείνο της Ροδόπης (το ανώτερο τμήμα της μάζας της Ροδόπης, συμπεριλαμβανομένων των Κερδυλίων), συσσωρεύτηκαν στα 150-160 Ma μετά το κλείσιμο της οφιολιθικής

ουλής του Νέστου. Η διαδικασία συσσώρευσης των τεκτ. πεδίων έλαβε χώρα στο τέλος του Ιουρασικού.

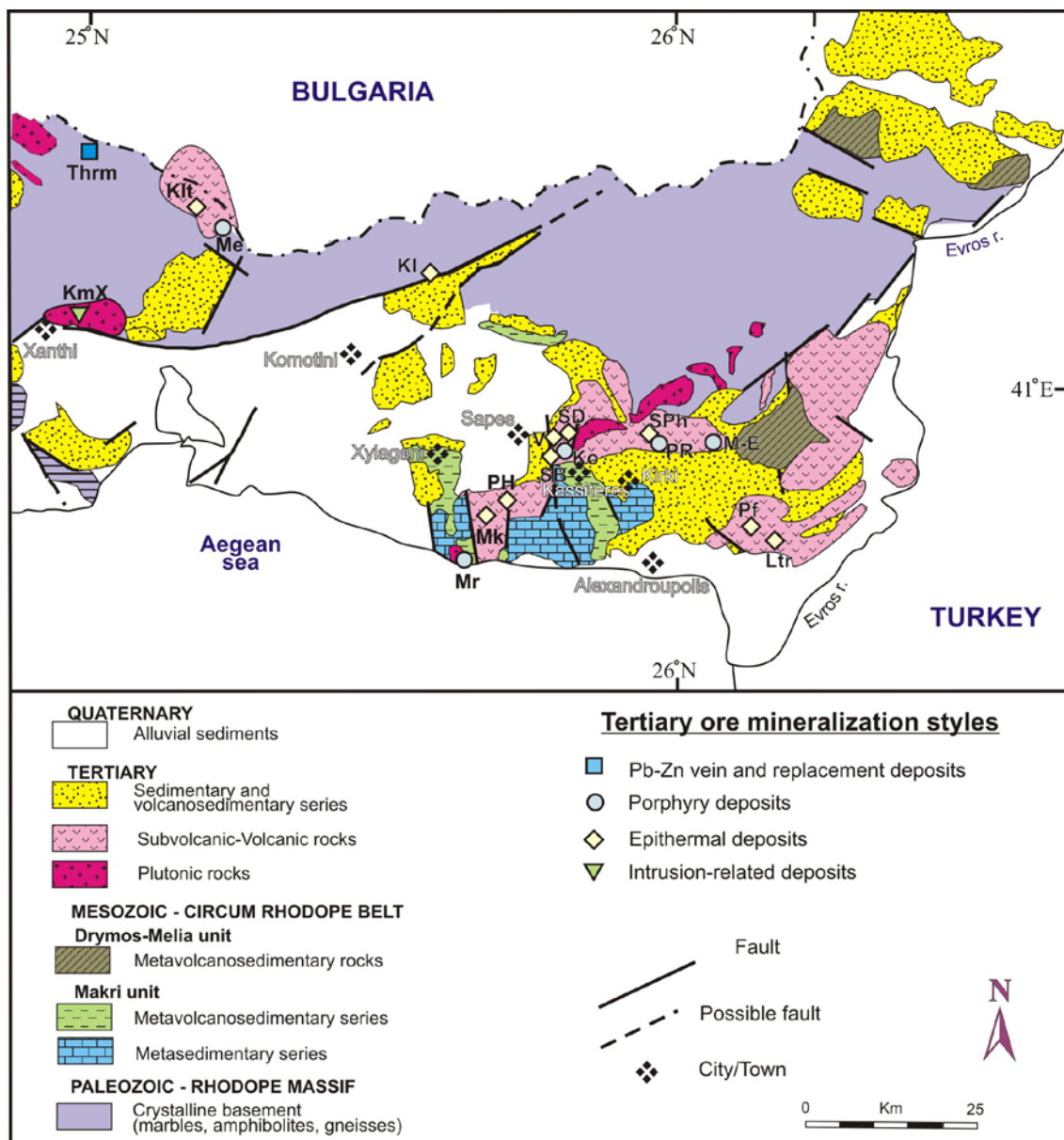


Εικόνα 2: Χάρτης των τ. πεδίων των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1997). H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, H2: Ωκεανός Πίνδου – Κυκλάδων, H3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, H4: Ωκεανός Αξιού, H5: Πάικου, H5a: Ενότητα Πάικου, Αυτόχθονο Λέσβου και Αλλόχθονο Χίου, H5b: Εν. Παιονίας, H6: Περιοδοστική Ζώνη και Οφιόλιθοι Λέσβου, H7: Αυτόχθονο Ροδόπης (Εν. Παγγαίου), H8: Οφιόλιθοι Βόλβης- Αν. Ροδόπης, H9: Αλλόχθονο Ροδόπης (και Σερβομακεδονική). H9a: Εν. Βερτίσκου και Εν. Ανατολικής Ροδόπης, H9b: Εν. Κερδυλίων, H9c: Εν. Σιδηρόνερου.

3. Γεωλογία της Ευρύτερης Περιοχής Μελέτης

Το γεωτεκτονικό πλαίσιο της περιοχής μελέτης αποτελούν τρεις κύριες ενότητες (Εικ. 3):

- A. Τα υπερυψηλής-υψηλής πίεσης μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδοπικής μάζας.
- B. Τα Μεσοζωικής ηλικίας μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιροδοπικής ζώνης.
- C. Οι ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες Τριτογενούς ηλικίας.



Εικόνα 3 : Απλοποιημένος χάρτης της Ροδοπικής μεταλλογενετικής επαρχίας στο Τριτογενές (Ολιγόκαινο-Μειόκαινο) (από Melfos & Voudouris 2012). Thrm: Θέρμες, KmX:

Κιμέραι/Ξάνθη, Κlt: Καλότυχο, Με: Μελίταινα, Μr: Μαρόνεια, Κο: Κώνος/Σάπες, ΣB: Αγία Βαρβάρα/Κασσιτερές, SD: Άγιος Δημήτριος/Σάπες, V: Viper/Σάπες, ΡH: Λόφος Περάματος, Μk: Μαυροκορυφή, ΡR: Παγώνη Ράχη/Κίρκη, SPh: Άγιος Φίλιππος/Κίρκη, Ρf: Πεύκα, Ltr: Λουτρός, Κl: Καλλοντήρι, Μ-Ε: Μύλοι/Αισύμη.

3.1 Η Μάζα της Ροδόπης

Η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης αποτελεί περιοχή ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ του Παγγαίου στα νότια και των Βαλκανίων στα βόρεια. Σήμερα Παλαιοζωικοί και Μεσοζωικοί πρωτόλιθοι, ηπειρωτικής και ωκεάνιας προέλευσης, εμφανίζονται εκατέρωθεν της ζώνης σύγκρουσης. Οι πρωτόλιθοι αυτοί έχουν υποστεί Αλπική παραμόρφωση και μεταμόρφωση σε καθεστώς ζώνης υποβύθισης. Από πετρογραφική άποψη η εικόνα που εμφανίζεται είναι εκείνη ενός κεντρικού, και τεκτονικά υποκειμένου, μεταμορφικού πυρήνα που κυριαρχείται από μάρμαρα και ενός τεκτονικά ανώτερου, και περιβάλλοντος συμπλέγματος γνευσίων. Αναλυτικότερα η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης αποτελείται κυρίως από παρα-, ορθογνεύσιους και σχιστόλιθους που έχουν μεταμορφωθεί στην αμφιβολιτική φάση, αμφιβολίτες (που εγκλείουν συχνά εκλογιτικά σώματα), μιγματίτες και μάρμαρα. Παλαιότερα η επαρχία της Ροδόπης είχε θεωρηθεί σαν ένα σταθερό ηπειρωτικό τέμαχος, στερεοποιημένο ήδη κατά το Προκάμβριο έως το Παλαιοζωικό. Σύμφωνα με πρόσφατες πετρογραφικές και τεκτονικές μελέτες η Ροδοπική επαρχία αποτελεί ένα σύμπλεγμα από Αλπικά συμμεταμορφικά καλύμματα νότιο-νοτιοδυτικής συσσώρευσης, τα οποία χαρακτηρίζονται από σύγχρονο και επακόλουθο εφελκυσμό σε ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο (Papanikolaou & Panagopoulos, 1981).

Η Ροδόπη αποτελείται από δύο τεκτονικές ενότητες σύμφωνα με τους Papanikolaou & Panagopoulos, (1981), Papanikolaou (1984, 1988). Αυτές είναι:

1. Η ενότητα του Παγγαίου, η οποία είναι η κατώτερη και χαρακτηρίζεται από μία παχιά ανθρακική πλατφόρμα πάνω σε υπόβαθρο από γνεύσιους.
2. Η ενότητα Σιδηρόνερου, η οποία είναι η ανώτερη και περιλαμβάνει διάφορους λιθολογικούς τύπους, όπως γνεύσιους, αμφιβολίτες, λεπτυνίτες, ενδιαστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες.

Η ενότητα Παγγαίου, η οποία είναι η σχετικά αυτόχθονη της εσωτερικής τεκτονο-μεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων, εμφανίζεται με μορφή τεράστιου τεκτονικού παράθυρου κάτω από την ενότητα Σιδηρόνερου στα βόρεια και βορειοανατολικά, τις ενότητες Κερδυλίων και Βερτίσκου στα δυτικά και την Περιροδοπική στα νότια και νοτιοανατολικά.

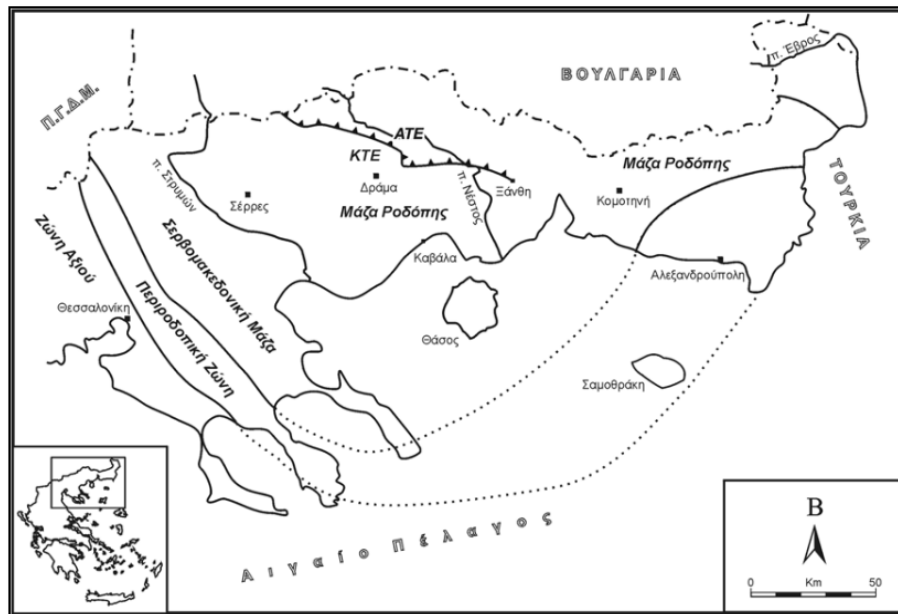
Η εν. Σιδηρόνερου υπέρκειται τεκτονικά της εν. Παγγαίου, μέσω μιας σύνθετης τεκτονικής επαφής που μπορεί να παρακολουθηθεί από το όρος Pirin στην ΝΔ Βουλγαρία, έως την Ξάνθη (Papanikolaou & Panagopoulos, 1981, Papanikolaou 1984, 1988). Αποτελείται από αμφιβολίτες, μαρμαρυγικούς σχιστόλιθους, γρανουλίτες, γνεύσιους και μιγματίτες, οι οποίοι συνδέονται με τον ανατηκτικό γρανίτη Σκαλωτής-Ελάτειας. Χαρακτηριστικό αυτής της ενότητας είναι η ανεστραμμένη μεταμορφική ζώνωση. Μπορούμε να παρατηρήσουμε μεταμορφωμένα

υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα να έχουν τοποθετηθεί πάνω από τα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης της ενότητας Παγγαίου.

Η Ροδοπική επαρχία υποδιαιρέθηκε από τους Mroskos & Krohe (2001) σε συγκεκριμένες ενότητες στη βάση υπολογισθέντων μεταμορφικών συμβάντων (P-T) και ηλικίες εκταφής για διάφορα μεταμορφικά πετρώματα. Έτσι, η ενότητα Κύμης είναι η ανώτερη τεκτονική ενότητα και έχει την παλαιότερη ηλικία εκταφής (65-48 Ma). Η ενότητα αυτή ακολουθείται από τις ενότητες του Σιδηρόνερο (κεντρική Ροδόπη) και Κέχρου (ανατολική Ροδόπη) (42-30 Ma) και στη συνέχεια από την ενότητα Παγγαίου (26-8 Ma) που αποτελεί και τον μεταμορφικό πυρήνα της Ροδόπης. Σε ότι αφορά τα μεταμορφικά συμβάντα (P-T) η κύρια διαφορά μεταξύ των τεκτονικά κατώτερων ενοτήτων (Παγγαίο, κάτω Σιδηρόνερο [Σειρά αλβιτικών-Γνευσίων], και Κέχρου) και των υπερκείμενων ενοτήτων (Ανω Σιδηρόνερο, Κύμη) είναι ότι στις πρώτες οι θερμοκρασίες ήταν μικρότερες από 550°C, ενώ στις υπερκείμενες ενότητες οι πρόδρομες θερμοκρασίες μεταμόρφωσης ήταν ανώτερες των 550°C. Οι μέγιστες πιέσεις κυμαίνονται από 1,2Gpa για το Παγγαίο, 1,4Gpa για τον Κέχρο, και 1,9Gpa για το Σιδηρόνερο (1,6Gpa για την Κύμη). Σύμφωνα με τις τελευταίες έρευνες υποδεικνύεται ότι η αλπική μεταμόρφωση έφτασε σε πιέσεις άνω των 3,6Gpa σε 800°C (παρουσία διαμαντιού και κοεσίτη σε γρανάτες, Mroskos & Kostopoulos, 2001).

3.2 Η Περιοδοπική Ζώνη

Στην Ελλάδα η Περιοδοπική Ζώνη εκτείνεται από τα ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα προς τα ΝΑ ως μία στενή λωρίδα στη λίμνη Λαγκαδά. Συνεχίζει μέχρι τη χερσόνησο της Σιθωνίας στη Χαλκιδική και στη συνέχεια κάμπτεται προς τα ΒΑ. Περνάει από τη χερσόνησο του Άθω με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς την περιοχή του Έβρου και τη Σαμοθράκη (Παπαδοπούλου 2003). Η Ζώνη αυτή εκτείνεται και στη ΝΑ Βουλγαρία, προς Βορρά, συμπεριλαμβάνοντας την ενότητα Strandza, καθώς και σχηματισμούς φυλλιτών και διαβασών (Boyanov 1963). Στη Θράκη έρχεται σε επαφή με τη μάζα της Ροδόπης, ενώ στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας βρίσκεται σε επαφή με τη ζώνη του Αξιού προς τα δυτικά και με τη Σερβομακεδονική μάζα στα ανατολικά (Παπαδοπούλου 2003).



Εικόνα 4: Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων στην περιοχή της ΒΑ Ελλάδας. ΚΤΕ= Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα, ΑΤΕ= Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (Παπαδοπούλου 2003).

Ο Kauffman et al. (1976) καθιέρωσε την Περιοδοπική ζώνη ως την εσωτερικότερη ζώνη των Ελληνίδων στη γεωτεκτονική διαίρεση της Ελλάδας. Άνω-Παλαιοζωικοί και Μεσοζωικοί που περιλαμβάνει η ζώνη αυτή, βρίσκονται στα περιθώρια της μάζας της Ροδόπης (Jaganon 1938, Korpp 1969, Boyanov 1963, Kockel et al. 1971, Boyanov & Trifonova 1978, Kauffman et al. 1976, Ivanov 1981, Παπαδόπουλος 1980, 1982). Σήμερα η επαφή της Περιοδοπικής με τη μάζα της Ροδόπης και τη Σερβομακεδονική θεωρείται τεκτονική (Kockel et al. 1971, Παπαδόπουλος 1980, 1982). Συγκεκριμένα, η μάζα της Σερβομακεδονικής επωθείται στην Περιοδοπική, ενώ η Περιοδοπική επωθείται στη μάζα της Ροδόπης (Papanikolaou 1984). Η Περιοδοπική, με πιθανό τόπο προέλευσης τη ΒΔ Ανατολία, επωθήθηκε στα Ν, Δ και Α περιθώρια της Ροδοπικής μάζας (von Braun 1993). Η τεκτονική δομή της αποτελείται από Μεσοζωικά και Τριτογενή μεταμορφικά τεκτονικά λείπια με κύρια διεύθυνση ΝΔ. Σύμφωνα με τον Tranos et al. (1999) Μεσοζωικά και Τριτογενή μεταμορφικά τεκτονικά λείπια με κύρια διεύθυνση ΝΔ αποτελούν την τεκτονική δομή της Περιοδοπικής Ζώνης. Τεκτονικά λείπια με διεύθυνση ΒΑ επικρατούν κοντά στο όριο της Περιοδοπικής με τη Σερβομακεδονική προκαλώντας επώθηση της πρώτης στη δεύτερη (Παπαδοπούλου 2003).

Η άποψη ότι η Περιοδοπική Ζώνη αποτελεί στρωματογραφικό κάλυμμα της Ροδοπικής μάζας απορρίπτεται από τον Ricou et al. (1998), καθώς υποστηρίζουν ότι ανήκει σε δύο πρασινοσχιστολιθικές ζώνες που διακρίνονται μεταξύ τους. Οι παραπάνω συγγραφείς θεωρούν τους Ιουρασικούς τουρβιδίτες της Περιοδοπικής ως Κρητιδικό ολισθοστρωματικό φλύσχη (Παπαδοπούλου 2003).

Σύμφωνα με τον Παπανικολάου (1986) οφιολιθικά πετρώματα και επιμέρους υποενότητες επιπτευμένες με κοινά λιθοοψικά χαρακτηριστικά, ηλικίες Αν. Πέρμιο έως Κατ. Κρητιδικό και μέτριο έως μικρό βαθμό μεταμόρφωσης αποτελούν την

Περιοδοπική μάζα. Όσον αφορά τις ηλικίες έχουν επισημανθεί: το Άν. Πέρμιο, το Άν. Τριαδικό, το Ιουρασικό (με μορφή φλυσχηκή). Πρόκειται για μεταμορφωμένους σχηματισμούς που αποτελούνται από κλαστικές ακολουθίες, κυρίως Ιουρασικής ηλικίας, ενώ εντοπίζονται δολομίτες και μάρμαρα του Τριαδικού. Οι παραπάνω σχηματισμοί είναι αναμειγμένα με οφιολιθικά πετρώματα άγνωστης προελεύσεως.

Ο Παπαδόπουλος (1982) υποδιαιρεί τα μεσοζωϊκά πετρώματα της Περιοδοπικής, που είναι επωθημένα πάνω στη Ροδοπική μάζα, στην ενότητα της Μάκρης και την ενότητα Δρυμού-Μελίας.

Μία κατώτερη μετα-ιζηματογενή ακολουθία και μία ανώτερη ηφαιστειο-ιζηματογενή δομούν την ενότητα της Μάκρης (Παπαδόπουλος 1982). Η βάση της ιζηματογενούς ακολουθίας αποτελείται από μετα-κροκαλοπαγή και μεταγραουβάκες που καλύπτονται από ανθρακικά πετρώματα (δολομίτες, μάρμαρα, ασβεστόλιθοι, ασβεστολιθικοί σχιστόλιθοι με πλευρικές μεταβάσεις σε κροκαλοπαγή και χαλαζίτες). Πρασινοσχιστόλιθοι, χαλαζίτες και σερπεντινίτες εντοπίζονται στη μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή ακολουθία. Δολεριτικές και διαβασικές φλέβες του Κάτω-Κρητιδικού, που συνοδεύονται από γαββροδιορίτες, γάββρους και μαξιλαροειδείς λάβες, διαπερνούν τους πρασινοσχιστόλιθους. Πρόσφατα προσδιορίστηκαν από τους Ioannidis et al. (2001) οι αρχικές συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης για την ενότητα της Μάκρης. Στην ενότητα αυτή έχει δοθεί Τριαδική έως Άνω-Ιουρασική ηλικία (Kopp 1969).

Η ενότητα Δρυμού-Μελίας αποτελείται από μία ιζηματογενή ακολουθία από αργιλικούς σχιστόλιθους, χαλαζίτες, μάργες, κροκαλοπαγή και γραουβάκες, που καλύπτουν μετα-ηφαιστίτες (κυρίως μαξιλαροειδείς λάβες και μεταπυροκλαστικά). Η ενότητα τοποθετείται στο Άνω-Ιουρασικό έως Κάτω-Κρητιδικό (Papadopoulos, 1982).

Τα μεταβασικά και μεταυπερβασικά πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης σύμφωνα με τον Magganas (2002) αποτελούν τμήματα ενός οφιολιθικού συμπλέγματος, το οποίο ήδη από το Ιουρασικό βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια. Το περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκαν οι πρωτόλιθοι των μεταηφαιστειτών είναι περιβάλλον νησιώτικου τόξου πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα της Παλαιοτηθύος, κοντά στο περιθώριο της Ροδόπης. Στο Ανώτερο Κρητιδικό κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης τα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης υπέστησαν πτύχωση και μεταμόρφωση και επωθήθηκαν πάνω στη μάζα της Ροδόπης.

3.3 Μαγματισμός Θράκης – Τριτογενείς ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες

Έντονος μαγματισμός, ο οποίος χαρακτηρίζεται από τοποθέτηση και απόθεση τόσο ηφαιστειακών όσο και υποηφαιστειακών και πλουτωνίων σωμάτων εντός πετρωμάτων του υποβάθρου αλλά και εντός ηφαιστειοϊζηματογενών λεκανών, εκδηλώθηκε κατά το Τριτογενές στη Ροδόπη, αλλά και στην ευρύτερη περιοχή του

Βόρειου Αιγαίου. Στο χώρο της Μακεδονίας και της Θράκης υπάρχουν άφθονες εμφανίσεις γρανιτοειδών Τριτογενούς ηλικίας. Στη μάζα της Ροδόπης οι γρανιτικές εμφανίσεις διεισδύουν στα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Ροδόπης. Οι πλουτωνίτες είναι κυρίως γρανίτες, γρανοδιορίτες, μονζονίτες και σε μικρότερο ποσοστό διορίτες και γάββροι (Sideris 1975, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis 1990, Christofides 1996, Christofides et al. 1998). Οι κυριότεροι πλουτωνικοί όγκοι της Ελληνικής Ροδόπης από την ανατολή προς τη δύση βρίσκονται στις: Λεπτοκαρυά-Κίρκη, Σαμοθράκη, Μαρώνεια, Ξάνθη, Παρανέστι, Ελατιά-Σκαλωτή, Καβάλα και Βροντού.

Οι περιοχές Φερρών-Σουφλίου-Δαδιάς, Σαπών-Αισύμης-Κίρκης, Πετρωτών-Μαρώνειας και Σαμοθράκης στους νομούς Ροδόπης και Έβρου, καθώς και οι περιοχές Καλότυχου και Κοτυλίου-Διπόταμου βόρεια τη Ξάνθης, περιλαμβάνουν τις σημαντικότερες εμφανίσεις ηφαιστειτών. Διαδικασίες υποβύθισης και της επακόλουθης ηπειρωτικής σύγκρουσης της Ροδοπικής και της Πελαγονικής μάζας, οδήγησαν στο σχηματισμό του μαγματικού τόξου που αναπτύχθηκε στην βορειοανατολική Ελλάδα κατά την διάρκεια του Τριτογενούς (Fytikas et al. 1984; Innocenti et al. 1994). Μία πρόιμη Αλπική ωκεάνια-ηπειρωτική υποβύθιση/σύγκρουση, η αύξηση του πάχους του φλοιού και ο μετα-αλπικός εφελκυσμός, ο οποίος οδήγησε σε εφελκυστικές λεκάνες τύπου οπισθοτάφρου, συνθέτουν την εξέλιξη της περιοχής (Krohe & Mroskos, 2001). Σύμφωνα με τις τελευταίες μελέτες στην περιοχή της Ροδόπης, η θραύση της υποβυθιζόμενης πλάκας και/ή απολέπνωση πλάκας μετά από εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς είχε ως αποτέλεσμα τον εκτεταμένο ορογενετικό μετα-συγκρουσιακό μαγματισμό κατά την διάρκεια του Ολιγόκαινου μέχρι το Κατ. Μειόκαινο (Παπαδοπούλου, 2003). Ο Τριτογενής μαγματισμός στην Δυτική Θράκη χαρακτηρίζεται από την παρουσία βασικών έως ενδιάμεσων μαγμάτων μανδουακής προέλευσης με υψηλό K, σωσσονιτική έως υπερ-καλιούχο (λαμπροφυρική) συγγένεια, μαζί με ασβεσταλκαλικά τήγματα (Sideris 1973, Christofides et al. 1998, 2004). Ασβεσταλκαλικές όξινες διεισδύσεις, που θεωρούνται ότι είναι προϊόντα ανάτηξης φλοιού από αμφιβολιτικούς-γνευσιακούς πρωτόλιθους, συνοδεύουν τα ενδιάμεσα μάγματα (Pecskay et al. 2003).

Στις περιοχές Σαπών-Κασσιτερών, Κίρκης και Μαρώνειας, μονζοδιοριτικές/διοριτικές διεισδύσεις με υψηλού K ασβεσταλκαλικής συγγένειας και υποαλκαλικό έως αλκαλικό χαρακτήρα τοποθετήθηκαν στα 32-38 εκ. χρόνια. Διείσδυση υψηλού πυριτίου πορφυρικών ρυολίθων, τόσο εντός των ηφαιστειακών πετρωμάτων και των πετρωμάτων του υποβάθρου όσο και εντός των μονζοδιοριτικών/διοριτικών διεισδύσεων, κυρίως κατά μήκος ρηγμάτων διεύθυνσης Β-N και ΒΔ-ΝΑ, έλαβε χώρα περίπου στα 27 εκ. χρόνια (Peczkay et al. 2003).

Αναλυτικότερα, τα πετρώματα της Ροδοπικής μάζας και της Περιροδοπικής ζώνης βρίσκονται σε τεκτονική επαφή ή καλύπτονται ασύμφωνα από τις ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες Τριτογενούς ηλικίας (Innocenti et al., 1984). Επαναδραστηριοποιημένα ρήγματα του υποβάθρου διεύθυνσης Α-Δ, ΒΑ-ΝΔ και Β-N ελέγχουν την ιζηματογένεση και το μαγματισμό στις Τριτογενείς λεκάνες. Κατά την

διάρκεια του Μέσου Ηωκαίνου (Λουτήσιο) ξεκινά ο σχηματισμός των Τριτογενών λεκανών στη Θράκη, στο ανατολικό τμήμα της Ροδόπης (περιοχή Αλεξανδρούπολης) ή του Άνω Ηωκαίνου στο κεντρικό τμήμα (Ξάνθη). Τα γεωλογικά και τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά κάθε λεκάνης, καθώς και ο τύπος των ηφαιστειακών που τις συνοδεύει, ποικίλλουν. Παρ' όλα αυτά η εξέλιξη των λεκανών σε γενικές γραμμές είναι η εξής:

Στο Λουτήσιο ξεκίνησε μία αρχική ιζηματογένεση που χαρακτηρίζεται από την απόθεση μίας βασικής κλαστικής ακολουθίας, η οποία αποτελείται από κροκαλοπαγή και ψαμμίτες. Τα πετρώματα αυτής της κλαστικής ακολουθίας καλύπτονται από μία αργιλική-μαργαϊκή ακολουθία, αποτελούμενη από μάργες σε εναλλαγή με ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, και ενδιαστρώσεις λιγνιτικών οριζόντων στα ανώτερα στρώματα. Κατά την διάρκεια του Πριαμπόνιου σχηματίστηκαν ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές ως αποτέλεσμα της συνιζηματογενούς ηφαιστειακής δράσης. Οι σειρές αυτές αποτελούνται από αποθέσεις ψαμμιτών, μαργών, πηλιτών και από ενδιαστρώσεις ηφαιστιτών (λάβες, πυροκλαστικά, τόφφοι).

Στο Ολιγόκαινο τοποθετείται η κύρια φάση της μαγματικής δραστηριότητας, η οποία για τις περιοχές Έβρου-Ροδόπης έχει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:

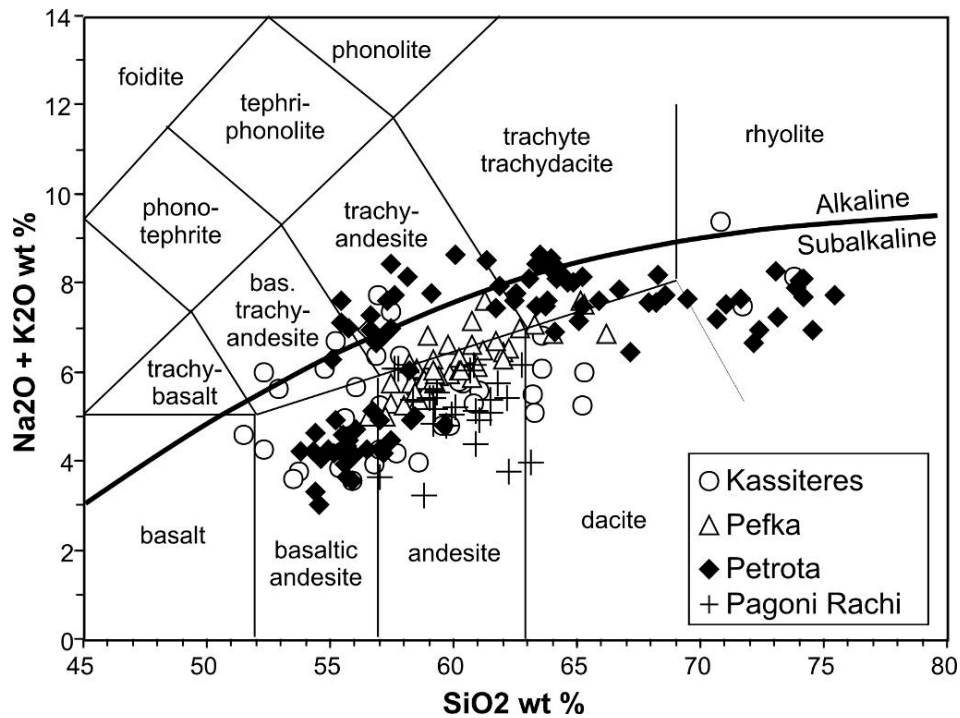
Εκτεταμένες αποθέσεις τόφφων, ηφαιστειακών λατυποπαγών, δόμοι λάβας και ροές, αλλά και καλύμματα πυρομβρίτη αποτελούν τις ηφαιστειακές σειρές στην περιοχή της Μαρώνειας/Κομοτηνής.

Ροές και δόμοι λάβας με μικρότερη συμμετοχή ηφαιστειακών λατυποπαγών επικρατούν στη λεκάνη Κίρκης-Αισύμης. Συχνά εντοπίζονται φλέβες όξινης σύστασης να διαπερνούν παλαιότερους σχηματισμούς.

Στη λεκάνη Φερρών-Σουφλίου-Δαδιάς επικρατούν ροές και δόμοι λάβας στο νότιο τμήμα της και αποθέσεις πυροκλαστικών στο βόρειο τμήμα. Άφθονοι είναι οι ιγκνιμπρίτες στην περιοχή νότια της Δαδιάς, ενώ εντοπίζονται κάποια μικρά σώματα ανδεδιτικής σύστασης που πιθανόν είναι Πριαμπόνιας ηλικίας.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της Θράκης κατατάσσονται στους πλούσιους σε Κ-ασβεσταλκαλικούς έως σωσονιτικούς ηφαιστίτες με βάση τα ορυκτολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά τους και, σύμφωνα με τον Innocenti et al., 1984, περιλαμβάνουν όλους τους πετρολογικούς τύπους μεταξύ βασαλτικών ανδεδιτών και ρυολίθων.

Στο διάγραμμα της Εικ. 5 φαίνεται η κατανομή ηφαιστειακών πετρωμάτων της ευρύτερης περιοχής Έβρου – Ροδόπης με βάση τις αναλογίες $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$.



Εικόνα 5: Προβολή ηφαιστειακών πετρωμάτων Έβρου – Ροδόπης στο διάγραμμα $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (Από Arikas & Voudouris 1998, Voudouris 2006). Από ραδιοχρονολογήσεις που έχουν γίνει με τη μέθοδο K/Ar σε ηφαιστειίτες για τις περιοχές Μαρώνειας, Σουφλίου και Κίρκης διαπιστώθηκαν Κάτω – Μέσο Ολιγοκαινικές ηλικίες (33,1-23,6 Ma, Innocenti et al., 1984). Ωστόσο, η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή του Έβρου συνεχίζει μέχρι 19Ma (Αν. Μειόκαινο), (Christofides et al. 1998, 2004; Pecskey et al. 2003).

4. Όξινοι υποηφαιστίτες-ηφαιστίτες Θράκης

4.1. Γρανίτης Μαρώνειας

Η Παπαδοπούλου Χ. Λαμπρινή (2003) αναγνώρισε τρεις κύριες πετρογραφικές ομάδες στον πλουτωνίτη της Μαρώνειας με βάση τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά, τη χημική ταξινόμηση, και τον τρόπο εμφάνισής τους στο ύπαιθρο. Αυτές είναι:

1. Μία όξινη ομάδα, η οποία χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη απλιτικών φλεβών, γρανίτη και πορφυρικού μικρογρανίτη.
2. Μία ενδιάμεση ομάδα. Η ομάδα αυτή αποτελείται από πορφυρικό μικρομονζονίτη, ο οποίος εμφανίζεται στην ανατολική επαφή του πλουτωνίτη με το μεταμορφωμένο υπόβαθρο με μορφή φλεβών. Χαρακτηριστικό της ενδιάμεσης ομάδας είναι και η ύπαρξη του μονζονίτη που μεταβαίνει σε χαλαζιακό μονζονίτη, καθώς και η ύπαρξη μονζογάββρου που μεταβαίνει σε χαλαζιακό μονζογάββρο. Και στις δύο περιπτώσεις έχουμε αύξηση του ποσοστού του χαλαζία (Παπαδοπούλου, 2003).
3. Η βασική ομάδα, στην οποία συναντώνται γάββρος και ένα μεσόκοκκο πέτρωμα σκούρου χρώματος.

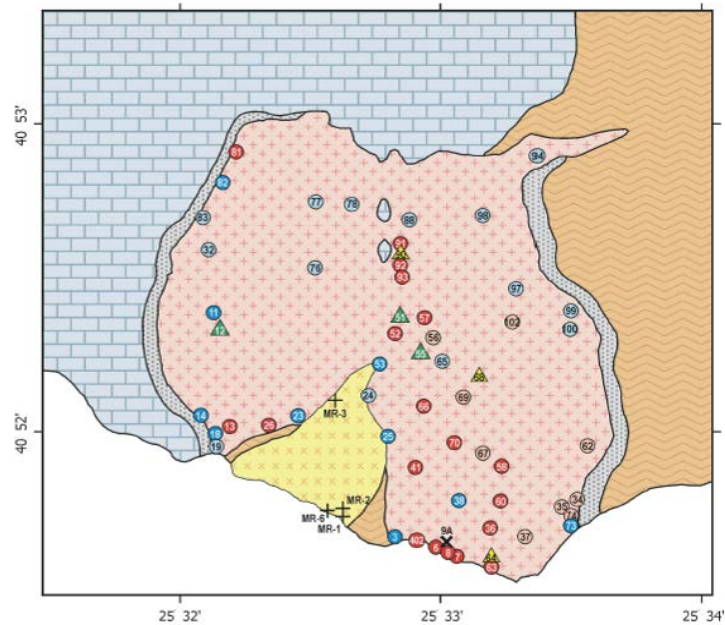
Ασαφείς είναι πολλές φορές οι γεωλογικές σχέσεις μεταξύ των πετρογραφικών τύπων που προαναφέρθηκαν. Στο κεντρικό τμήμα του πλουτωνίτη εντοπίζονται μικρές εμφανίσεις γάββρου, οι γεωλογικές σχέσεις των οποίων με την ενδιάμεση πετρογραφική ομάδα δεν μπορούν να προσδιορισθούν. Στο νότιο τμήμα του πλουτωνίτη παρατηρούνται διεισδύσεις του πορφυρικού μικρογρανίτη, τόσο μέσα στον πλουτωνικό όγκο, όσο και μέσα στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της περιοχής. Στα πετρώματα της ενδιάμεσης πετρογραφικής ομάδας υπάρχουν διεισδύσεις του γρανίτη, αλλά και των απλιτικών φλεβών (Παπαδοπούλου, 2003).

Για την καλύτερη κατανόηση του πλουτωνίτη της Μαρώνειας ακολουθεί ο πετρογραφικός χάρτης αυτού, όπως σχεδιάστηκε από την Παπαδοπούλου (2003) με την χρήση και τροποποίηση του πετρογραφικού χάρτη του Σίδηρη (1975).

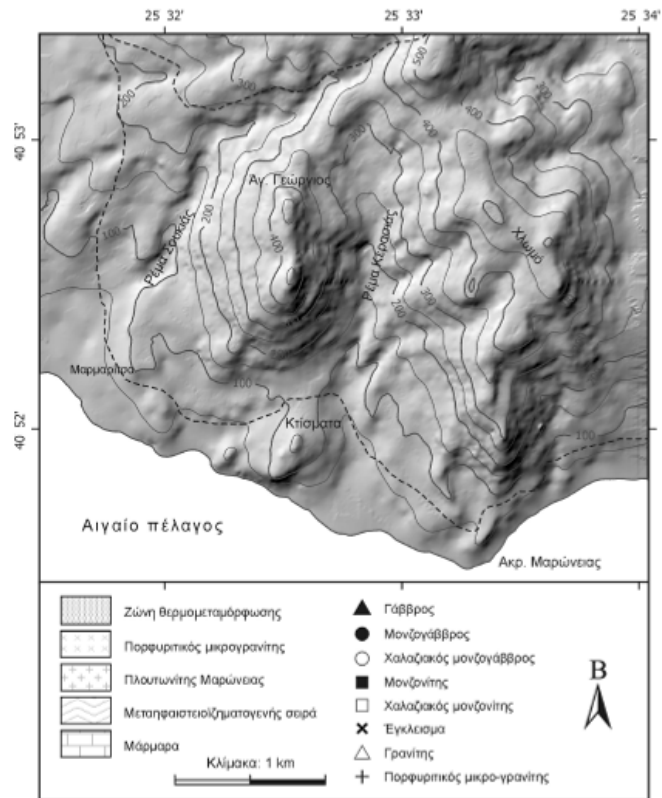
Ο πλουτωνίτης καταλαμβάνει μία έκταση περίπου 6 km², και όπως μπορούμε να δούμε στον χάρτη (Εικ. 6) και στην εικόνα 7, στο νότιο τμήμα διεισδύει ένα μικρό σώμα (0,3 km²) πορφυρικού μικρογρανίτη. Ανατολικά και βορειοανατολικά σχηματίζει έντονα φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης (κερατίτες) με τα πετρώματα της μεταηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης, με τα οποία συνορεύει. Το βόρειο και το δυτικό τμήμα του πλουτωνίτη σχηματίζει μία ζώνη μεταμόρφωσης εξ επαφής (skarn) αρκετού εύρους, καθώς διεισδύει στα ανθρακικά πετρώματα (μάρμαρα) της μεταϊζηματογενούς σειράς της ίδιας ενότητας που υπόκειται αυτού (Παπαδοπούλου, 2003).

Ο πορφυρικός μικρογρανίτης της Μαρώνειας βρίσκεται 30 km ΝΑ της Κομοτηνής στη Θράκη (ΒΑ Ελλάδα) στη μεταλλογενετική επαρχία της Ροδόπης.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας Μάκρης διαπερνούνται από τον Ολιγοκαινικό πλουτωνίτη της Μαρώνειας, ο οποίος είναι γαββρικής-μονζογαββρικής-μονζονιτικής σύστασης, και τον νεώτερο πορφυρικό μικρογρανίτη, ο οποίος φιλοξενεί την μεταλλοφορία Cu-Mo.



Εικόνα 6: Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, όπως σχεδιάστηκε από την Παπαδοπούλου (2003) με την χρήση και τροποποίηση του πετρογραφικού χάρτη του Σίδερη (1975).



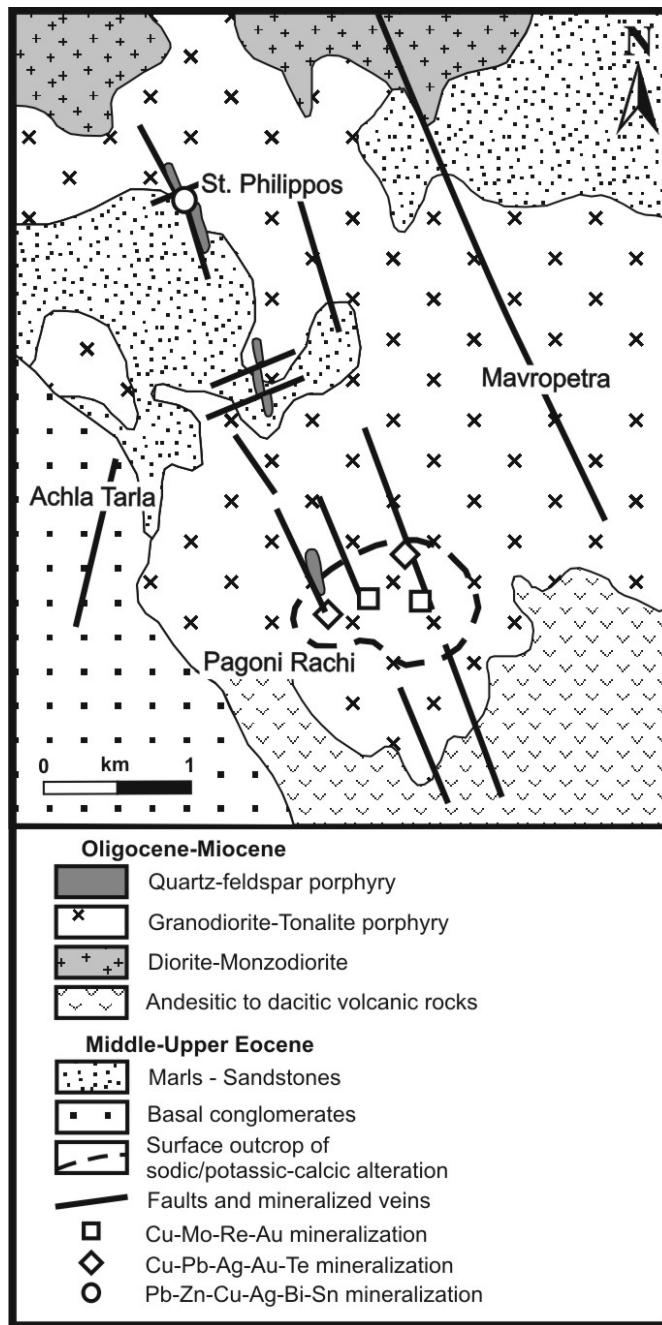
Εικόνα 7: Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Μαρώνας (Παπαδοπούλου, 2003).



Εικόνα 8: Πορφυρικός Μικρογρανίτης της Μαρώνας και μονζογάββρος.

4.2. Ρυολιθικές φλέβες (Χαλαζιο-αστριούχοι πορφύρες)

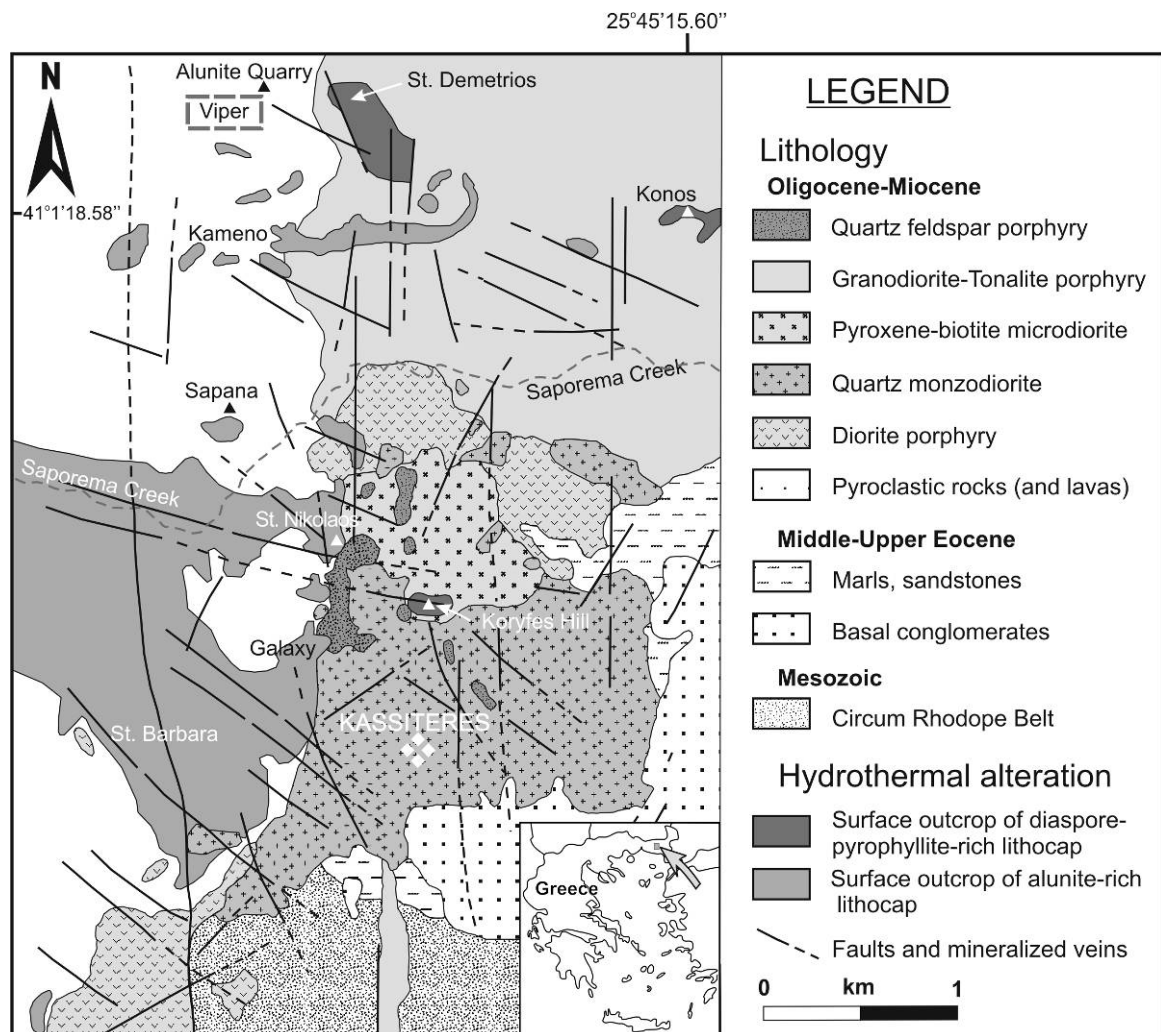
Οι ρυολιθικές φλέβες στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ροδόπης απαντούν κυρίως στις περιοχές Κίρκης-Αισύμης, Κασσιτερών-Σαπών και Τάφρου Πετρωτών. Έχουν πορφυριτικό ιστό και αποτελούνται από φαινοκρυστάλλους χαλαζία και σανιδίνου. Από τα φεμικά επικρατεί ο βιοτίτης και σπάνια εμφανίζεται η κεροστίλβη. Η περιοχή Κίρκης-Αισύμης αποτελείται από ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς Τριτογενούς ηλικίας, καθώς επίσης και από υποηφαιστειακές φλέβες και φλεβίδια ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης. Υποηφαιστειακά πετρώματα με αμφίβολο και βιοτίτη ανδεσιτικής έως δακτιτικής σύστασης είναι διαδεδομένα και συνδέονται στενά με μονζοδιοριτικά έως γρανοδιοριτικά φλεβίδια (Arikas, 1979a, 1985). Όλες οι παραπάνω λιθολογίες διαπερνούνται από ρυολιθικές φλέβες, οι οποίες έχουν παρεισφρήσει κατά μήκος Β-Ν ρηγμάτων (Εικόνα 9). Η περιοχή Armutluk (περίπου 8km βόρεια του χωριού της Κίρκης) καλύπτεται κυρίως από βασαλτικούς ανδεσίτες (Urban, 1990). Οι υποηφαιστειακοί δακτιτικοί ανδεσίτες είναι εξαιρετικής σημασίας επειδή συνδέονται με Cu-Mo μεταλλοφορίες πορφυρικού τύπου (Arikas, 1979b, 1981). Φλέβες πλούσιες σε βασικά μέταλλα είναι άφθονες σε αυτή την περιοχή, ενώ το σημαντικότερο απόθεμα είναι αυτό που βρίσκεται στην περιοχή του Αγίου Φιλίππου (Arikas K., Voudouris P., 1998).



Εικόνα 9: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Παγώνιας Ράχης και του Αγίου Φιλίππου. Τροποποιήθηκε μετά τον Arikas, 1981(Ανάκτηση από Voudouris Panagiotis, Papavasiliou Costas, Melfos Vasilios, 2005).

Αντίστοιχη είναι και η γεωλογία της περιοχής Κασσιτερών/Σαπών (Εικόνα 10). Οι Κασσιτερές βρίσκονται κοντά στις Σάπες, περίπου 30km ΒΔ από την πόλη της Αλεξανδρούπολης. Γεωλογικά, η περιοχή αποτελείται κυρίως από ηφαιστειακά πετρώματα και διεισδύσεις ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης. Στο βόρειο και το δυτικό τμήμα της περιοχής εντοπίζεται μία ηφαιστειακή σειρά σημαντικού πάχους που αποτελείται από δόμους λάβας, ροές και πυροκλαστικά πετρώματα. Στην συνέχεια, τα ηφαιστειακά πετρώματα διαπεράστηκαν από υποηφαιστειακά διοριτικά,

μονζοδιοριτικά σώματα, οι διαστάσεις των οποίων μεταβάλλονται και σε μερικές περιπτώσεις ξεπερνούν τα 2km. Τρεις τύποι υποηφαιστειακών πετρωμάτων έχουν αναγνωριστεί στην περιοχή: ένας χαλαζιακός μονζοδιορίτης, ένας πυροξενικός-βιοτιτικός διορίτης και ένας πυροξενικός πορφυρικός διορίτης. Ρυολιθικές φλέβες (χαλαζιο-αστριούχοι πορφύρες) διεισδύουν στον μονζοδιορίτη, το διορίτη και τα ηφαιστειακά πετρώματα. Τα μαγματικά πετρώματα δείχνουν μία ασβεσταλκαλική έως υψηλού-K ασβεσταλκαλική συσχέτιση. Η στενή χωρική σχέση των ρωών λάβας, των δόμων και των πυροκλαστικών με τα διεισδύοντα σώματα παρόμοιων γεωχημικών και πετρογραφικών χαρακτηριστικών δείχνει ότι η περιοχή των Κασσιτερών ήταν ένα ηφαιστειακό κέντρο, πιθανόν ένα μονό ή σύνθετο στρωματοηφαίστειο. Επιθερμικές φλέβες πλούσιες σε βασικά και πολύτιμα μέταλλα (Cu 0,43 g/t, Pb 0,7 g/t, Zn 1,23 g/t και Au 11 g/t) δημιουργούνται στα Τριτογενή μαγματικά πετρώματα (Voudouris et al., 1990, 1991, 1992; Voudouris, 1993). Η γειτονική περιοχή του Κώνου έχει παρόμοια γεωλογική δομή με αυτή των Κασσιτερών (Arikas K., Voudouris P., 1998).



Εικόνα 10: Γεωλογικός Χάρτης Κασσιτερών-Σαπών (από Voudouris, 2014).

4.3. Ρυολιθικές λάβες και πυροκλαστικά

Όξινοι τόφφοι και ρυόλιθοι Ολιγοκαινικής ηλικίας εξαλλοιωμένοι σε ζεολίθους απαντούν στη λεκάνη των Φερών (τόφφοι Αγ. Κωνσταντίνου, Αετοχωρίου, ρυόλιθοι Λουτρών; Εικόνα 11), στη λεκάνη Λευκίμης – Δαδιάς και στις λεκάνες των Πετρωτών στους νομούς Έβρου και Ροδόπης (Agikas & Voudouris 1998). Η όξινη Ολιγοκαινική ηφαιστειότητα εκφράζεται με τόφφους (λεπτομερείς-αδρομερείς), τοφφικά λατυποπαγή και ρυολίθους (Μιχαήλ κ.α. 1984). Οι όξινοι τόφφοι σε άλλες θέσεις παρουσιάζονται εξαλλοιωμένοι σε ζεολίθους (κλινοπιλόλιθο και/ή μορντενίτη), και σε άλλες θέσεις εμφανίζουν ελαφρή εξαλλοίωση σε σμηκτίτη και χριστοβαλίτη. Απαντά επίσης καλιούχος άστριος, ορθόκλαστο, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, χαλαζίας. Οι ρυόλιθοι έχουν συνήθως περλιτική ή ρευστική υφή και παρουσιάζονται κατά θέσεις εξαλλοιωμένοι σε ζεολίθους (κλινοπιλόλιθο ή μορντενίτη), каоλινίτη, σμηκτίτη (Skarpelis et al 1993). Η ζεολιθική εξαλλοίωση απαντά κύρια στα περιθώρια της λεκάνης, όπου οι ζεόλιθοι είναι προϊόν εξαλλοίωσης ηφαιστειακού γυαλιού.



Εικόνα 5: Ρυολιθικός Δόμος στο Λουτρό Αλεξανδρούπολης.

5. Γεωλογία της Σαμοθράκης

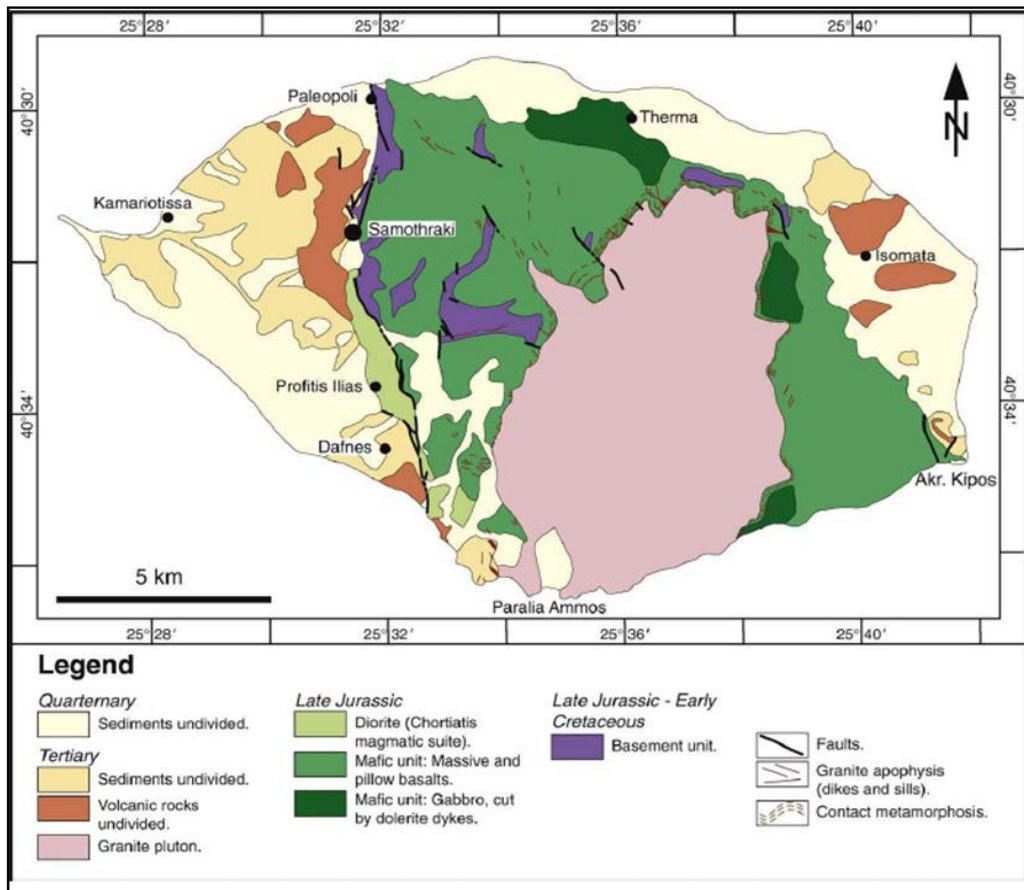
Όπως αναφέρθηκε και στην εισαγωγή (σελ. 4) η περιοχή μελέτης είναι το νησί της Σαμοθράκης, το οποίο βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα του Αιγαίου Πελάγους και ανήκει γεωτεκτονικά στην Περιοδοπική ζώνη (Kauffmann et al., 1976).

Είναι γνωστό ότι τόσο η μάζα της Ροδόπης όσο και η Περιοδοπική ζώνη επηρεάστηκαν από έναν έντονο μαγματισμό Τριτογενούς ηλικίας (Βλάχου, 2004). Τμήμα αυτού του μαγματισμού είναι ασβεσταλκαλική (calc- alkaline) πλουτώνια δραστηριότητα, η οποία ξεκίνησε κατά την διάρκεια του Ηωκαίνου στο Βορρά και διήρκησε μέχρι το Μειόκαινο μεταναστεύοντας σταδιακά προς το Νότο (στο Β Αιγαίο) (Papadakis, 1965; Meyer, 1968; Marakis, 1968; Sklavounos, 1981; Kyriakopoulos, 1987). Στην Σαμοθράκη ο μαγματισμός αυτός εντοπίζεται από την ύπαρξη τόσο ηφαιστειακών, όσο και πλουτώνιων πετρωμάτων. Τα δεύτερα αντιπροσωπεύονται από τον γρανίτη της Σαμοθράκης (Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., 1990).

Ακολουθεί μία σύντομη περιγραφή των πέντε κύριων ενοτήτων (από την παλαιότερη προς τη νεώτερη), στις οποίες διακρίνονται τα πετρώματα του νησιού (Δάβη 1963α, Τσικούρας 1992).

- ❖ Ενότητα υποβάθρου, η οποία αποτελείται από πετρώματα ασθενώς μεταμορφωμένα, κυρίως φυλλίτες και 'κερατολίθους'. Ο Kauffmann et al. (1976) θεωρεί ότι τα πετρώματα που σχηματίζουν την ενότητα του υποβάθρου, αν και παλαιότερα, ισοδυναμούν με την ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη. Νεώτερες μελέτες δείχνουν ότι υπάρχουν κοινά χαρακτηριστικά της ενότητας του υποβάθρου με την ενότητα της Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη, αλλά και με την ενότητα Μάκρης, η οποία εντοπίζεται στο Α τμήμα της Περιοδοπικής ζώνης (Τσικούρας, 1992). Οι λιθολογίες που εντοπίζονται είναι αργιλικόι σχιστόλιθοι και χαλαζιακές, ανθρακικές και σχιστολιθικές κροκάλες, ενώ σιπολινομάρμαρα, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, κόκκινοι σχιστόλιθοι με αιματίτη, χαλαζίτες, μετακερατόλιθοι, διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι, μεταηφαιστειακά και ελαιοπράσινα μεταπυροκλαστικά πετρώματα βρέθηκαν ως παρεμβαλλόμενοι ορίζοντες (Δάβη, 1963α). Η σειρά αυτή είναι Ανωϊουρασικής- Κάτωκρητιδικής ηλικίας, κάτι που προκύπτει από απολιθώματα που βρέθηκαν σε αυτή (Heimann, 1967).
- ❖ Οφιόλιθοι. Αποτελούνται από μη σωρευτικά και σωρευτικά γαββρικά πετρώματα, διαβάσεις, βασάλτες και διορίτες. Συχνά δολεριτικές φλέβες διαπερνούν τα πετρώματα αυτά. Κατακλαστικές και μεταμορφικές διεργασίες ποικίλου βαθμού, οι οποίες μειώνονται από τα ανατολικά προς τα δυτικά, επηρέασαν την σειρά των οφιολίθων (Τσικούρας 1992). Στις δολεριτικές φλέβες έγιναν ραδιοχρονολογήσεις με την μέθοδο K-Ar, οι οποίες έδωσαν ηλικίες 154 ± 7 και 155 ± 7 εκ. έτη (Tsikouras et al. 1990).

- ❖ Κλαστικές σειρές ,και συγκεκριμένα Μέσω- Άνω Ηώκαινικά ιζηματογενή πετρώματα (κυρίως ψαμμίτες, αργιλικόι σχίστες και πιο σπάνια παρεμβολές ανδεδιτικόν τόφων) καλύπτουν ασύμφωνα την οφιολιθική σειρά (Βλάχου, 2004).
- ❖ Μαγματικά πετρώματα Καινοζωικής ηλικίας. Πρόκειται για έναν πλουτωνικό όγκο, γνωστό ως «γρανίτης της Σαμοθράκης», που βρίσκεται στο κεντρικό αι ανατολικό τμήμα του νησιού. Ο γρανίτης αυτός διείσδυσε μέσα στους οφιολίθους στο Μειόκαινο προκαλώντας θερμική μεταμόρφωση εξ' επαφής στα περιβάλλοντα πετρώματα (κυρίως μεταμορφωμένο υπόβαθρο και οφιολίθοι). Τοπικά μεταβαίνει σε χαλαζιακό μονζονίτη. Περιφερειακά του γρανίτη εντοπίζονται ηφαιστειακά πετρώματα, με σύσταση βασαλτική έως ρυολιθική, μέσα στις ενότητες που προαναφέρθηκαν (Βλάχου, 2004).
- ❖ Ιζηματογενείς σχηματισμοί Νεογενούς και Τεταρτογενούς ηλικίας, οι οποίοι είναι πετρώματα ιζηματογενούς προελεύσεως και νεογενούς ηλικίας (Βλάχου, 2004). Κροκαλοπαγή, ασβεστόλιθοι, ψαμμίτες, μάργες αποτελούν αυτή την ενότητα και εμφανίζουν πλευρικές μεταβάσεις μεταξύ τους (ορατό πάχος έως 150m). Οι λιθολογίες αυτές απαντούν κυρίως στο δυτικό τμήμα του νησιού.
- ❖ Αποθέσεις Τεταρτογενούς ηλικίας που αποτελούνται από άμμους, ερυθρές γαίες, πλευρικά κορήμματα και πηλούς και καλύπτουν το νησί περιμετρικά (Βλάχου, 2004).



Εικόνα 62: Απλοποιημένος Γεωλογικός Χάρτης της Σαμοθράκης (after Heimann et al., 1972). Ανάκτηση από Koglin Nikola, Kostropoulos Dimitrios, Reischmann Thomas (2009).



Εικόνα 73: Γρανιτικές φλέβες που διαπερνούν τα οφιολιθικά πετρώματα.



Εικόνα 84: Περιφερειακή Ζώνη του γρανίτη της Σαμοθράκης.

5. 1 Σύντομη Ανασκόπηση των Ερευνών στη Σαμοθράκη

- Ο πρώτος γεωλογικός χάρτης της νήσου σε κλίμακα 1:100.000 με μία γεωλογική περιγραφή από τον Hoernes (1874) και μία αρχική περιγραφή ορισμένων πετρολογικών ομάδων από τον Niedzwiedzki (1875).
- Έκθεση του Αρώνη (1951) με αντικείμενο τις θειούχες εμφανίσεις της Σαμοθράκης.
- Μελέτη των επικλυσιγενών ασβεστολίθων από παλαιοντολογική και στρωματογραφική άποψη από τον Χριστοδούλου (1955/56).
- Ο Paraskenorouλος (1956) πρώτος παρουσίασε χημικές αναλύσεις των ηφαιστειακών πετρωμάτων του νησιού.
- Μελέτη των ορκτολογικών, πετρολογικών και γεωχημικών πετρωμάτων των πέντε γεωλογικών ενοτήτων που αναφέρθηκαν παραπάνω και παρουσίαση γεωλογικού χάρτη σε κλίμακα 1:50.000 από την Δάβη (1963α).
- Στρωματογραφική και παλαιοντολογική μελέτη των Πλειοκαινικών σχηματισμών από την Δάβη (1963β).
- Προσδιορισμός της ηλικίας της ενότητας του υποβάθρου, και κατ' επέκταση της ηλικίας της 'διείσδυσης' των οφιολίθων (Ανω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό), με βάση απολιθώματα εξακοραλίων σε μεταπηλιτικά πετρώματα της ίδιας ενότητας από τον Heimann (1967).

(Οι πληροφορίες για την ανασκόπηση των ερευνών προέρχονται από το διδακτορικό της Βλάχου, 2004).

Γενικότερα ο γρανίτης της Σαμοθράκης είναι μία μετα-αργιλλούχος ασβεσταλκαλική διείδυση Μειοκαινικής ηλικίας. Εντοπίστηκαν σε αυτόν τέσσερις τύποι πετρωμάτων:

1. Hb-Bi πορφυριτικός μικρο-χαλαζιακός- μονζονίτης
2. Bi-Hb- πορφυριτικός χαλαζιακός-μονζονίτης
3. Bi-Hb-πορφυρικός γρανίτης
4. Bi-γρανίτης

Τα κύρια συστατικά των ορυκτών περιλαμβάνουν χαλαζία, K-ούχο άστριο, κερροσίλβη και βιοτίτη (Christofides et al. 1990).

Σύμφωνα με τους Christofides et al. (2000) ο πλουτωνίτης της Σαμοθράκης τοποθετήθηκε σε ένα βάθος 4-5 km και σύγχρονα με τα υπερκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα που έχουν ραδιοχρονολογηθεί, όπως και πλουτωνίτης, στα 18.5 ± 0.2 έως 18.1 ± 0.2 Ma (Rb-Sr σε βιοτίτη και ολικό πέτρωμα). Η τοποθέτηση του πλουτωνίτη ήταν κάτω από εφελκυστικές συνθήκες και σύγχρονα με την κίνηση του Detachment του Στρυμώνα μέσω του οποίου τοποθετήθηκε και ο γρανίτης της Καβάλας (Dinter and Royden 1993).

6. Γεωχημεία μαγματιτών Θράκης

6.1 Γενικά

Στη γεωχημεία των πετρωμάτων τα κύρια στοιχεία που χρησιμοποιούνται εκφράζονται με τη μορφή οξειδίων. Τα δεδομένα που λαμβάνουμε από τα κύρια στοιχεία χρησιμεύουν στη δημιουργία διαγραμμάτων μεταβολής, στην ταξινόμηση των πετρωμάτων, καθώς και στη σύγκριση με πετρώματα, των οποίων οι συνθήκες σχηματισμού είναι γνωστές (έχουν προσδιοριστεί πειραματικά). Ακόμα, σημαντικές είναι οι πληροφορίες που δίνουν τα κύρια στοιχεία σε συνδυασμό με την μελέτη των ιχνοστοιχείων για το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των πυριγενών πετρωμάτων (Παπαδοπούλου, 2003).

Ένας απλός τρόπος παρουσίασης των χημικών μεταβολών και των τάσεων που εμφανίζει μία σειρά πετρωμάτων είναι τα διαγράμματα μεταβολής. Η χημική μεταβολή των πετρωμάτων οφείλεται στις διαδικασίες διαχωρισμού με μερική τήξη ή κλασματική κρυστάλλωση μεταξύ τήγματος και κρυστάλλων. Όταν ένα συγκεκριμένο ορυκτό απομακρύνεται από το τήγμα είναι δυνατόν να μεταβληθεί η χημική σύσταση του τήγματος. Το ίδιο συμβαίνει και όταν κάποιο υλικό προστίθεται σε αυτό. Τα διαγράμματα μεταβολής παρουσιάζουν με εύχρηστο τρόπο τα αναλυτικά δεδομένα και δίνουν πληροφορίες για τη χημική εξέλιξη των μαγματικών τηγμάτων. Η πορεία των τάσεων στα διαγράμματα μεταβολής βοηθά στη διεξαγωγή συμπερασμάτων για την ορυκτολογική παραγένεση, η οποία είναι υπεύθυνη για τη διαδικασία διαφοροποίησης του μάγματος, και τη διαδικασία εξέλιξης (Παπαδοπούλου, 2003).

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων γίνεται κατά ομάδες. Συστηματικές αλλαγές στη συμπεριφορά κάποιων ή όλων των ιχνοστοιχείων ή αποκλίσεις από τη γεωχημική συμπεριφορά μίας ομάδας πιθανόν αποτελούν ένδειξη μίας πετρογενετικής διαδικασίας (Παπαδοπούλου, 2003). Όταν ο μανδύας της γης τήκεται, τα ιχνοστοιχεία μπορεί να παραμείνουν στην ορυκτή (στερεή) φάση ή να εισέρθουν στην υγρή φάση. Συμβαστικά (compatible) χαρακτηρίζονται τα στοιχεία που προτιμούν την ορυκτή φάση, ενώ αυτά που προτιμούν την υγρή φάση καλούνται ασυμβαστικά (incompatible). Γενικά, η συμπεριφορά των ιχνοστοιχείων ποικίλλει σε μανδουακά τήγματα διαφορετικής σύστασης (Παπαδοπούλου, 2003).

6.2 Γεωχημεία μαγματικών πετρωμάτων Θράκης

Ο χημισμός των μαγματικών πετρωμάτων της Θράκης έχει αποτελέσει αντικείμενο εκτεταμένων μελετών από διάφορους συγγραφείς (Eleftheriadis, 1990; Innocenti et al., 1984; Papavasiliou & Sideris, 1984; Vlachou et al., 2001; Παπαδοπούλου 2003): Η κατανομή κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων, η κατανομή των στοιχείων σπανίων γαιών (REE) κανονικοποιημένων ως προς χονδρίτη, και ο λόγος ισοτόπων του Sr

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), δίνουν πληροφορίες για το περιβάλλον σχηματισμού τους και την πιθανή πηγή προέλευσής τους. Σε γενικές γραμμές μπορεί να ειπωθεί ότι τα βασικά έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά (βασαλτικοί ανδεσίτες, ανδεσίτες, δακίτες, καθώς και τα σωσσονιτικά αντίστοιχά τους) έχουν διαφορετικό γεωχημικό χαρακτήρα από τους όξινης σύστασης ρυολίθους, αν και κοινό χαρακτηριστικό τους είναι ο εμπλουτισμός σε λιθόφιλα (LIL) στοιχεία. Όπως υποδεικνύουν τα διαγράμματα συσχέτισης, οι σχέσεις ισοτόπων του Sr και η κατανομή των σπανίων γαιών φαίνεται ότι οι δύο ομάδες πετρωμάτων ακολούθησαν διαφορετικές εξελικτικές πορείες και γενικά δεν συνδέονται μεταξύ τους:

1) τα διαγράμματα συσχέτισης κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων ως προς το SiO_2 για τα βασικά έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά, υποδεικνύουν ελάττωση του TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , P_2O_5 , MgO , CaO , Sr, V με αύξηση του SiO_2 και αντίστοιχη αύξηση του K_2O , Rb, Zr, Ba. Η τάση αυτή ερμηνεύεται με εξέλιξη των βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακών μέσω διαδικασιών κλασματικής κρυστάλλωσης. Αντίθετα οι ρυόλιθοι δεν ακολουθούν τις παραπάνω τάσεις, παρουσιάζουν ξεχωριστή ομάδα και συνεπώς δεν προέρχονται από τα βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά μέσω διαδικασιών κλασματικής κρυστάλλωσης.

2) Σε ότι αφορά τις σπάνιες γαίες οι ρυόλιθοι έχουν μικρότερη συνολική περιεκτικότητα σε στοιχεία σπανίων γαιών (REE) και ένα ελαφρύ εμπλουτισμό σε στοιχεία βαριών σπανίων γαιών σε σχέση με τα βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης πετρώματα.

3) Η διαφοροποίηση των δύο σειρών είναι ευκρινής στις αναλογίες ισοτόπων του Sr: Οι τιμές $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ για τα βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά κυμαίνονται μεταξύ 0,705 και 0,706, ενώ για τους ρυολίθους περί τα 0,709.

Οι αρχικές αναλογίες των ισοτόπων του Sr στα βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης ηφαιστειακά, υποδεικνύουν συμμετοχή του μανδύα στην πετρογένεση αυτών των πετρωμάτων. Οι σχετικά αυξημένες συγκεντρώσεις σε λιθόφιλα στοιχεία σε συνδυασμό με τις τιμές των ισοτόπων του Sr, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η πιο πιθανή πηγή προέλευσης αυτών των πετρωμάτων ήταν ένας ανώτερος μανδύας ήδη εμπλουτισμένος σε λιθόφιλα στοιχεία.

Σε αντίθεση οι ρυολιθικές σειρές παρουσιάζουν υψηλότερες περιεκτικότητες σε πυρίτιο και σε μη συμβατά (incompatible) στοιχεία. Τα ανωτέρω σε συνδυασμό με τις υψηλότερες αρχικές αναλογίες ισοτόπων του Sr υποδεικνύουν προέλευση με έντονη συμμετοχή του ηπειρωτικού φλοιού. Η άποψη που προτείνεται είναι ότι οι ρυόλιθοι θα μπορούσαν να έχουν προέλθει από ένα μητρικό μάγμα που σχηματίστηκε από ανάτηξη του ηπειρωτικού φλοιού.

6. 3. Αποτελέσματα παρούσας μελέτης

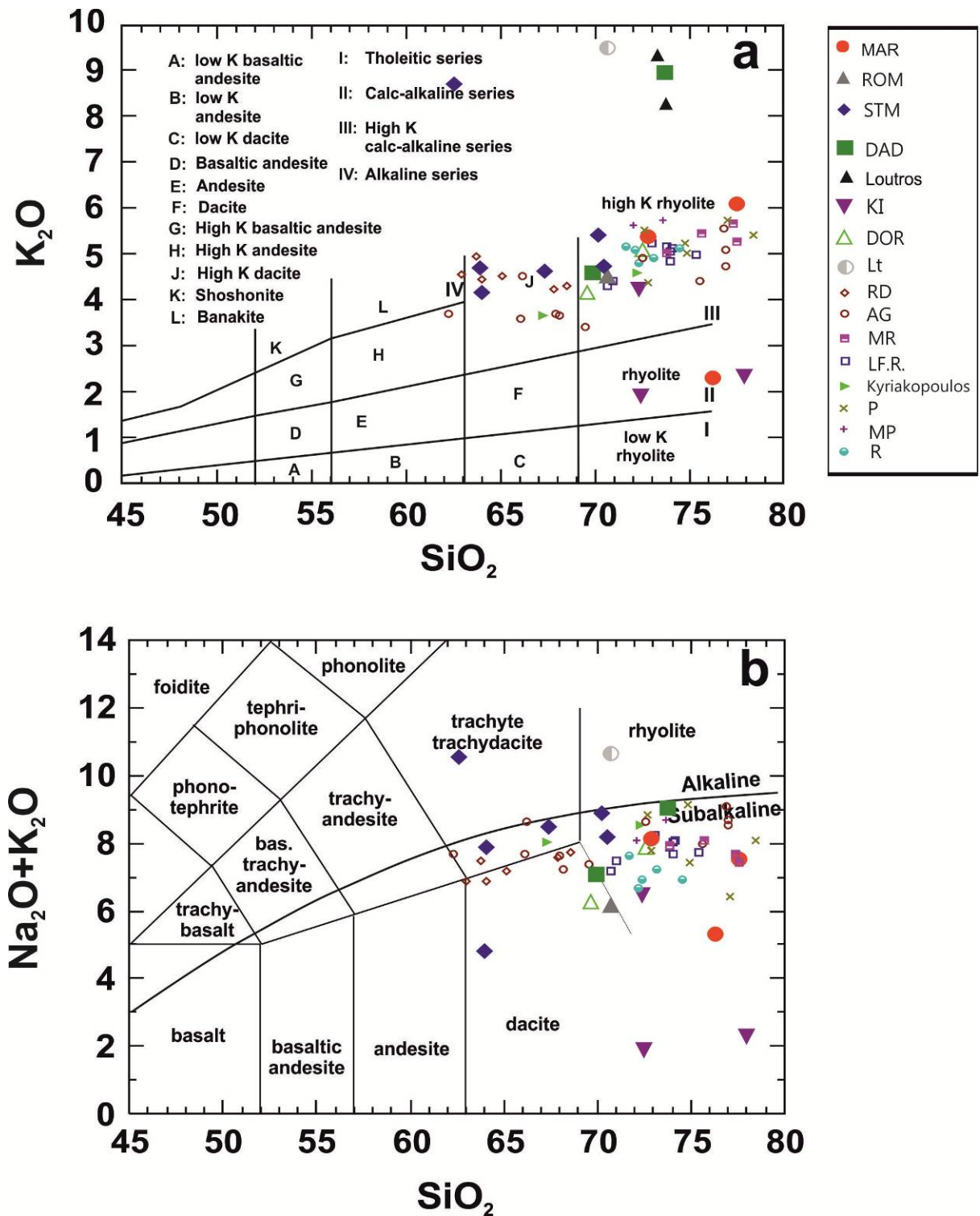
Στον πίνακα 1 παρουσιάζονται ενδεικτικές τιμές χημικών αναλύσεων από όξινα ηποηφαιστειακά, ηφαιστειακά και πλουτώνια πετρώματα της Θράκης. Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων προβάλλονται στα διαγράμματα ταξινόμησης στην εικόνα 15 καθώς και στα διαγράμματα συσχέτισης (Εικόνες 16 έως 17). Στα διαγράμματα αυτά γίνεται επιπλέον συσχέτιση με τον χημισμό άλλων μαγματικών Θράκης από την βιβλιογραφία.

Με βάση τις χημικές αναλύσεις με τις οποίες κατασκευάσαμε το διαγράμμα SiO₂-K₂O (Εικόνα 15) παρατηρούμε ότι το μεγαλύτερο πλήθος των δειγμάτων συγκεντρώνεται στην περιοχή high-K rhyolite και λιγότερα στην περιοχή high-K dacite. Τα δείγματά μας στο εν λόγω διάγραμμα ακολουθούν την τάση των δειγμάτων που έχουν αναφερθεί από άλλους ερευνητές. Στο διάγραμμα SiO₂- (Na₂O + K₂O) (Εικόνα 15), η πλειοψηφία των αναλύσεων πλοτάρεται στην περιοχή subalkaline μαζί με τις αναλύσεις της Σαμοθράκης.

Πίνακας 1. Επιλεγμένες χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων από όξινους μαγματίτες της Θράκης (αδημοσ. δεδομένα Π. Βουδούρης) (STM= Σαμοθράκη, Lt=Λουτρός, DAD=Λαδιά, DOR=Δορίσκος, ROM= Πετρωτά Ροδόπης, MAR=Μαρώνεια, KI=Άγιος Φίλιππος Κίρκης.

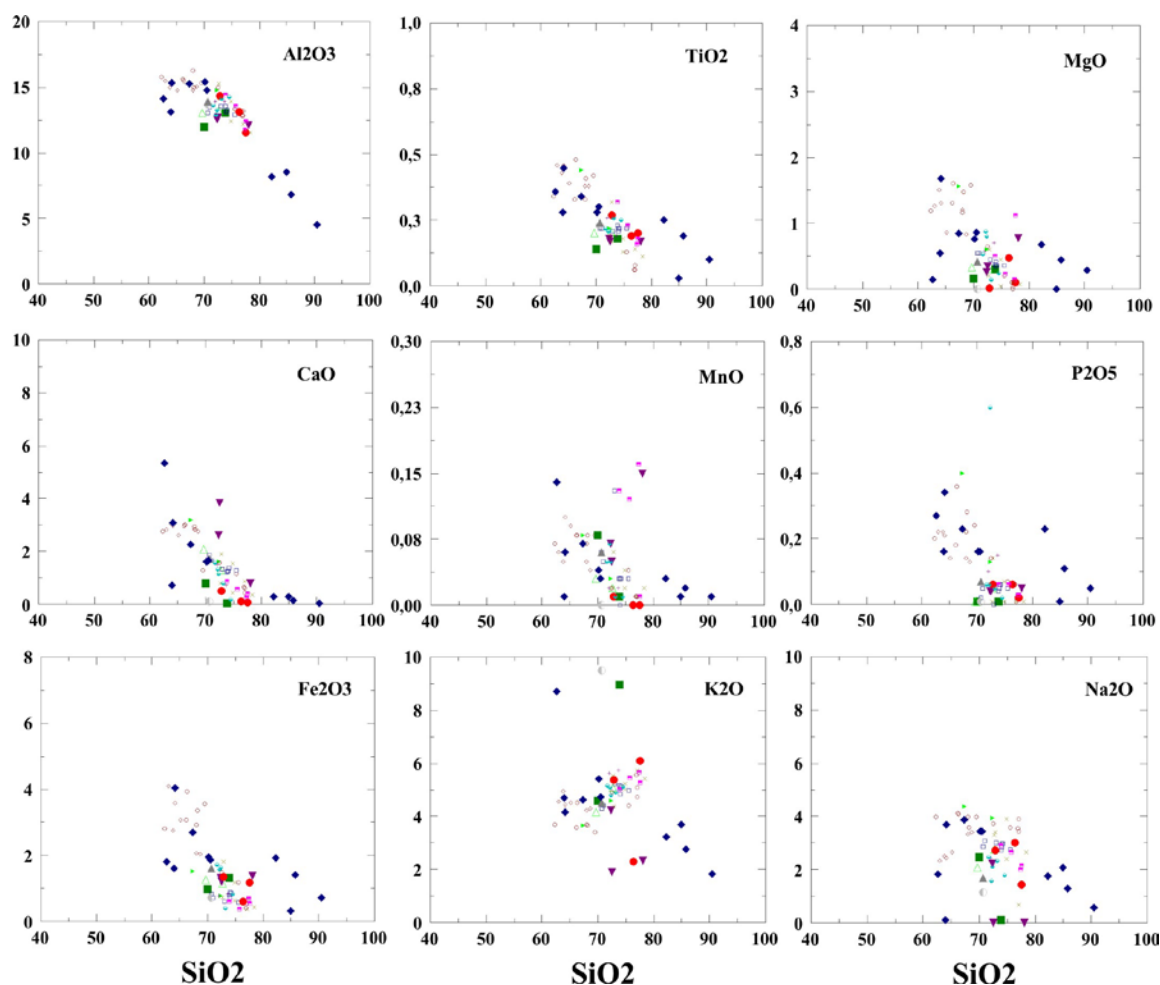
		STM2	STM15	Lt1	DAD1	DOR1	ROM1	MAR-1	KI3
SiO ₂	%	64.07	90.39	70.73	73.77	69.62	70.67	76.29	77.97
Al ₂ O ₃	%	15.31	4.52	13.71	13.06	13.08	13.94	13.09	12.11
Fe ₂ O ₃	%	4.05	0.72	0.71	1.31	1.28	1.61	0.61	1.37
MnO	%	0.06	0.01	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.15
MgO	%	1.68	0.29	0.00	0.30	0.33	0.42	0.47	0.77
CaO	%	3.07	0.06	0.10	0.04	2.07	1.72	0.12	0.78
Na ₂ O	%	3.71	0.59	1.14	0.10	2.09	1.68	3.00	0.00
K ₂ O	%	4.17	1.83	9.51	8.95	4.17	4.51	2.30	2.32
TiO ₂	%	0.45	0.10	0.23	0.18	0.20	0.24	0.19	0.17
P ₂ O ₅	%	0.34	0.05	0.01	0.01	0.01	0.07	0.06	0.05
SO ₃	%	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.07	0.00	0.20
H ₂ O ⁺	%	2.23	0.86	1.94	1.98	6.66	4.07	1.77	4.38
Su HE	%	99.14	99.42	98.26	99.71	99.54	99.06	97.90	100.27
Ba	ppm	1485	538	6023	693	384	493	143	554
Ce	ppm	310	32	57	65	64	72	29	57
Co	ppm	27	48	30	21	24	22	36	35
Cr	ppm	9	2	3	3	2	3	7	1
Cu	ppm	45	94	0	18	0	27	35	1
Ga	ppm	25	3	20	15	17	17	11	8
La	ppm	314	20	21	31	35	37	22	43
Nb	ppm	3	9	16	15	7	13	10	14
Nd	ppm	70	13	47	32	28	24	10	15
Ni	ppm	13	0	3	5	1	4	6	5
Pb	ppm	40	86	90	15	10	26	0	14

Rb	ppm	194	88	325	325	175	208	154	171
Sc	ppm	0	3	3	10	1	4	0	6
Sr	ppm	790	55	130	64	370	150	50	10
Th	ppm	31	4	18	10	21	18	23	11
U	ppm	13	3	9	5	4	10	4	8
V	ppm	82	16	32	14	26	24	19	19
Y	ppm	21	10	13	17	19	18	11	19
Zn	ppm	36	37	15	125	19	30	6	422
Zr	ppm	248	68	121	101	107	114	94	80

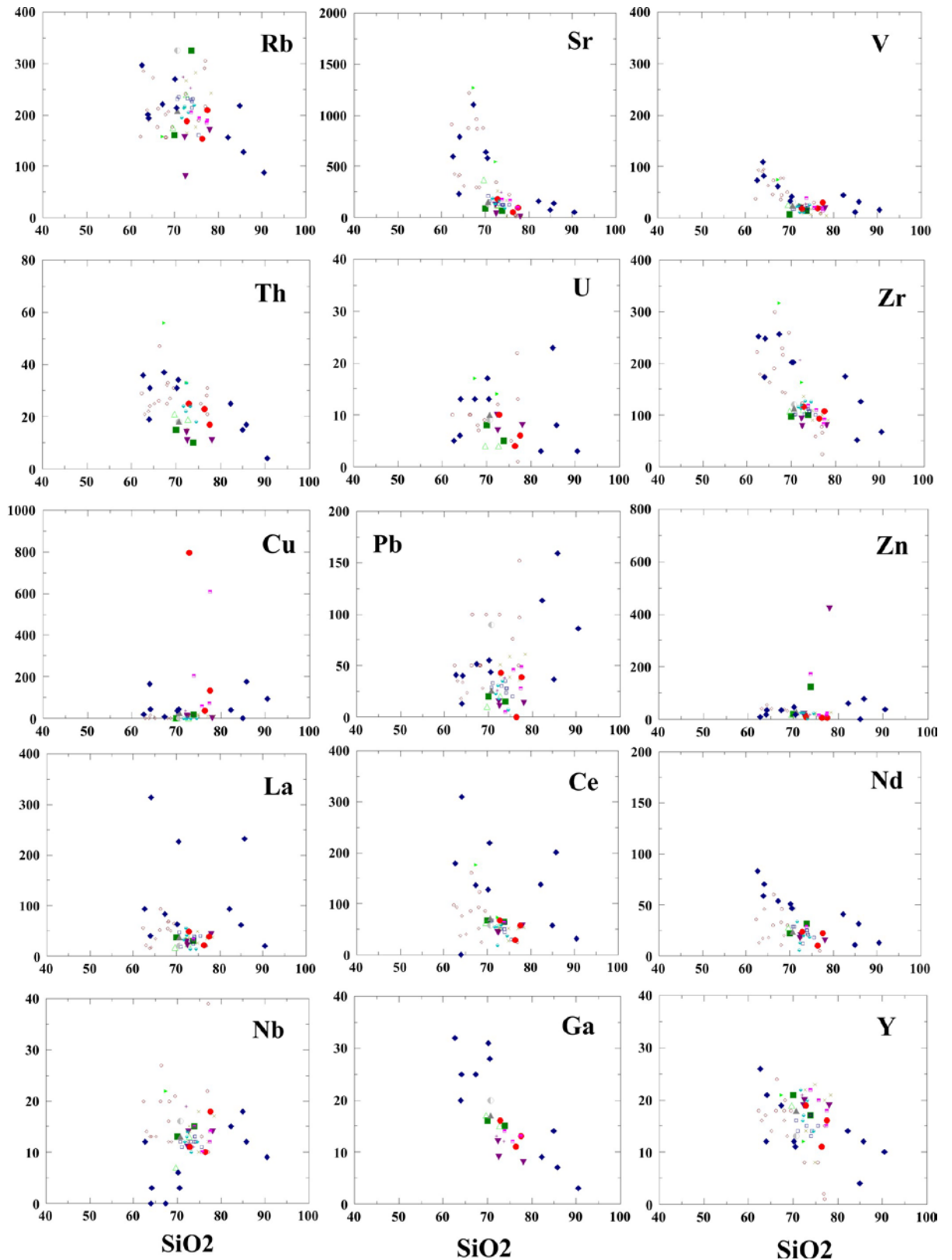


Εικόνα 15: Διαγράμματα ταξινόμησης μαγματικών πετρωμάτων Θράκης (α) SiO_2 vs K_2O (απο Peccerillo & Taylor 1976) και (β) SiO_2 vs (Na_2O+K_2O) με βάση τα πεδία απο Le Bas et al. (1986) και Irvine and Baragar (1971). MAR-Μαρώνεια, Lt-Λουτρός, KI-Κίρκη, DOR-Δορίσκος, DAD-Δαδιά, ROM-Πετρωτά Ροδόπης, STM-Σαμοθράκη, MP και MR -Πλουτωνίτης Μαρώνειας (Παπαδοπούλου, 2003), AG και S (Seymour et al., 1996), P-Πετρωτά Έβρου (Barbieri M. et. al., 2001), Κυριακόπουλος- Ηφαιστειακά Ροδόπης (Κυριακόπουλος, 1987), RD- Ρυολιθικοί γνιμβρίτες στα Πετρωτά (Arikas K., Voudouris P., 1998), LF.R.-Ρυόλιθοι στα Λουτρά & Φέρρες (Arikas K., Voudouris P., 1998), R- Ρυολιθικά πυροκλαστικά πετρώματα στα Πετρωτά (Arikas K., Voudouris P., 1998).

Στα διαγράμματα συσχέτισης που μελετώνται τα κύρια στοιχεία σε σχέση με το SiO_2 (Εικόνα 16), παρατηρούμε ότι το πλήθος των δειγμάτων με περιεκτικότητα του SiO_2 που κυμαίνεται μεταξύ 60-80 πλοτάρεται με μία συγκεκριμένη τάση (φθίνουσα, από τα βασικά στα όξινα), η οποία δείχνει τη μαγματική διαφοροποίηση. Μπορούμε εύκολα να διακρίνουμε τα δείγματα που έχουν υποστεί εξαλλοίωση από τη Σαμοθράκη, καθώς πλοτάρονται σε τιμές SiO_2 μεγαλύτερες του 80. Στα διαγράμματα συσχέτισης της εικόνας 17 παρατηρούμε ότι όπως και τα κύρια στοιχεία, έτσι και τα ιχνοστοιχεία ακολουθούν στην πλειοψηφία τους την τάση των δειγμάτων που έχουν αναφερθεί από προηγούμενους ερευνητές. Εξαιρέση αποτελούν τα εξαλλοιωμένα δείγματα που έχουν τιμές SiO_2 μεγαλύτερες του 80.



Εικόνα 16: Προβολή των κύριων στοιχείων υπό μορφή οξειδίων ως προς το SiO_2 των πετρωμάτων της Σαμοθράκης, της Μαρώνας, της Κίρκης, του Λουτρού, της Λαδιάς και του Δορίσκου. Ο συμβολισμός είναι όπως στην Εικόνα 15.



Εικόνα 17: Προβολή των ιχνοστοιχείων ως προς το SiO₂ των πετρωμάτων της Σαμοθράκης, της Μαρόνειας, της Κίρκης, του Λουτρού, της Λαδιάς και του Δορίσκου. Ο συμβολισμός όπως στην Εικόνα 15.

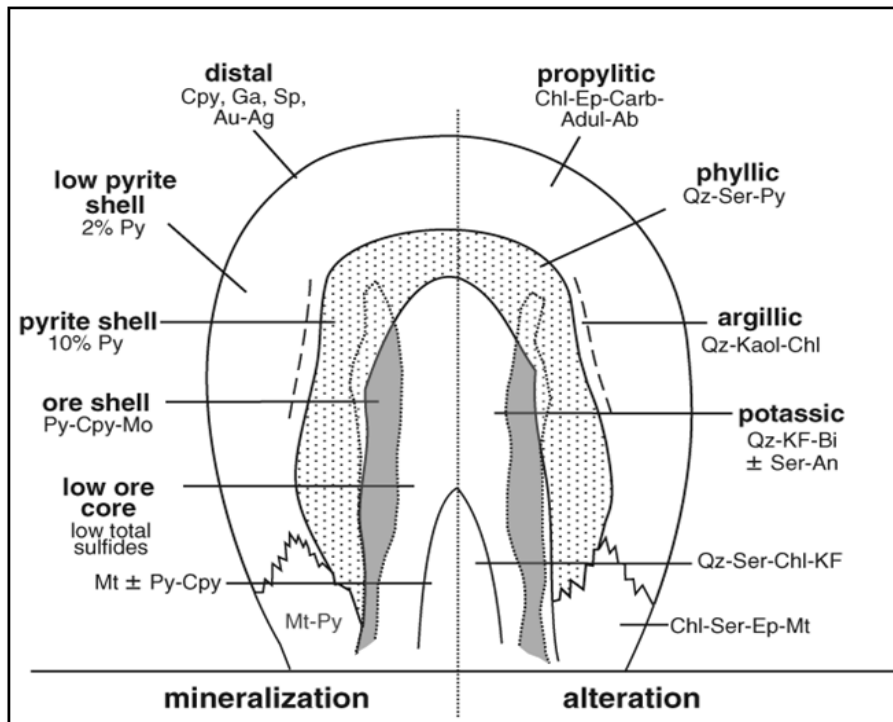
7. Όξινος Μαγματισμός και Μεταλλογένεση

7.1 Πορφυρικά Συστήματα

Τα κοιτάσματα πορφυρικού τύπου είναι ιδιαίτερα σημαντικά καθώς χαρακτηρίζονται από μεταλλοφορίες χαλκού, μολυβδαινίου και χρυσού. Ο όρος «πορφυρικά» αναφέρεται σε μεταλλοφορίες διάσπαρτου τύπου συνδεδεμένες γενετικά με πολλαπλές διεισδύσεις ενδιάμεσων έως όξινων πορφυριτών. Έχει αντικαταστήσει τον όρο «διάσπαρτη μεταλλοφορία», ο οποίος προέκυπτε από τον τρόπο ανάπτυξης των μεταλλικών ορυκτών στα φιλοξενούντα πετρώματα. Το μεγάλο μέγεθος χαρακτηρίζει τα κοιτάσματα αυτού του τύπου, ενώ για να ενταχθεί μία μεταλλοφορία σε αυτά πρέπει να έχει αποθέματα τουλάχιστον 20 εκατομμυρίων τόνων με ελάχιστη περιεκτικότητα σε χαλκό 0,1%.

Στο παρελθόν υποστηριζόταν η άποψη ότι τα κοιτάσματα πορφυρικού τύπου, και συνεπώς οι μεταλλοφορίες που συνδέονται με αυτά, απαντούν σε νησιώτικα τόξα και ηπειρωτικά περιθώρια. Δύο επιπλέον περιπτώσεις γένεσης πορφυρικού τύπου μεταλλοφοριών, σε περιβάλλον λιθοσφαιρικού εφελκυσμού και περιβάλλον αποκόλλησης λιθοσφαιρικού μανδύα (Εικ. 5), περιγράφονται σε πρόσφατες μελέτες των Richards (2009, 2011).

Τα πορφυρικά κοιτάσματα, σε παγκόσμια κλίμακα, είναι κυρίως Μεσοζωικής και Καινοζωικής ηλικίας, λόγω της διάβρωσης παλαιότερων κοιτασμάτων ή λόγω της μεταμόρφωσης/παραμόρφωσης των παλαιότερων που καθιστούν δύσκολη την αναγνώρισή τους.



Εικόνα 98: Κατανομή της μεταλλοφορίας και ζώνωση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων στο μοντέλο πορφυρικού τύπου κατά Lowell-Guilbert (1970).

Πληρώσεις ρωγμών, διασπορές και χαλαζιακά φλεβίδια με ποικίλα ποσά σιδηροπυρίτη, βορνίτη, μολυβδαινίτη και χαλκοπυρίτη συνιστούν τη μορφή ανάπτυξης της υπογενετικής μεταλλοφορίας. Έχει υπολογιστεί ότι οι ρωγμές του φιλοξενούντος πετρώματος ελέγχουν τον κύριο όγκο της μεταλλοφορίας (πάνω από το 90% των θειούχων), δηλαδή το μέταλλευμα βρίσκεται κοντά σε φλεβίδια ή μέσα σε αυτά.

Η κατανομή της μεταλλοφορίας στο χώρο εμφανίζει ζώνωση, η οποία συνδέεται με τη ζώνωση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων των διεισδύσεων, όπως φαίνεται στην εικόνα 18.

Η μεταλλοφορία εμφανίζει την ακόλουθη ζώνωση:

Η εξωτερική ζώνη (περιφερειακή ζώνη) περιβάλλει τη ζώνη του μεταλλεύματος. Περιέχει σιδηροπυρίτη σε ποσοστό πάνω από 10-15%, μικρότερα ποσά μολυβδαινίτη και χαλκοπυρίτη.

Ακολουθεί μία ζώνη μεταλλοφορίας που είναι εμπλουτισμένη σε μολυβδαινίτη και χαλκοπυρίτη, ενώ ο σιδηροπυρίτης αυξάνεται εξωτερικά. Αυτή η ζώνη περιβάλλει τον πυρήνα.

Ασθενής μεταλλοφορία χαρακτηρίζει τον πυρήνα, ο οποίος μπορεί να είναι και στείρος. Σε αυτόν εντοπίζονται μικρά ποσά μολυβδαινίτη και χαλκοπυρίτη, ενώ ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται σε ποσοστό μικρότερο από 2%.

Αντίστοιχα οι υδροθερμικές ζώνες εξαλλοίωσης, με τις οποίες συνδέεται χωρικά η μεταλλοφορία, είναι οι εξής:

Καλιούχος ζώνη (potassic zone)

Όταν αναπτύσσεται (δεν αναπτύσσεται πάντα) χαρακτηρίζεται από: υδροθερμικό βιοτίτη και καλιούχο άστριο ή καλιούχο άστριο-βιοτίτη-χλωρίτη ή καλιούχο άστριο – χλωρίτη. Σε αυτή τη ζώνη πιθανόν αναπτύσσεται σε σημαντικά ποσά ανυδρίτης. Βιοτίτης χαρακτηρίζει την K-ούχο εξαλλοίωση σε ασβεστο-αλκαλικά μαγματικά-ηφαιστειακά τόξα, ενώ η εξαλλοίωση αυτή κυριαρχείται από καλιούχο άστριο σε περιοχές ηπειρωτικών διαρρήξεων (rifting) , όπου έχουμε πιο όξινες/πυριτικές διεισδύσεις. Δευτερογενής χαλαζίας και πλαγιόκλαστο χαρακτηρίζει και τα δύο περιβάλλοντα. Στις περισσότερες ζώνες καλιούχου εξαλλοίωσης αναφέρεται μαγνητίτης, ο οποίος αποτελεί ένδειξη οξειδωτικών συνθηκών. Επιπροσθέτως, έχει αναφερθεί κλινοπυρόξενος.

Κερατιτική υφή αποτελεί χαρακτηριστικό της αρχικής καλιούχου εξαλλοίωσης, ενώ σύμφωνα με ορυκτολογικές και ισοτοπικές μελέτες μαγματικά-υδροθερμικά διαλύματα σχηματίζουν τον υδροθερμικό βιοτίτη, είτε φλεβικό είτε διάσπαρτο, που είναι πλουσιότερος σε μαγνήσιο από τον πρωτογενή μαγματικό βιοτίτη.

Η ερμηνεία της διαφοροποίησης αυτής, τόσο ως προς την σύσταση όσο και ως προς τη μορφή της εξαλλοίωσης, είναι ότι υπήρξε βαθμιαία αλλαγή του περιβάλλοντος σχηματισμού. Αρχικά είχαμε ένα περιβάλλον με μεταμόρφωση επαφής, δηλαδή μεταφορά θερμότητας από το τήγμα δια μέσου αγωγιμότητας, που μετατράπηκε σε μεταγενέστερο στάδιο σε ένα περιβάλλον όπου έχουμε απελευθέρωση από το τήγμα υδροθερμικών μαγματικών διαλυμάτων και την κυκλοφορία τους.

Φυλλοπυριτική ζώνη (phyllic zone)

Το ορυκτολογικό άθροισμα χαλαζίας-σερικήτης-σιδηροπυρίτης την χαρακτηρίζει, ενώ σε μικρότερα ποσά συνήθως έχουμε ιλλίτη, ρουτίλιο, χλωρίτη. Πυρίτιο απελευθερώνεται από τις αντιδράσεις σχηματισμού των ορυκτών αυτής της ζώνης, κάτι που έχει σαν αποτέλεσμα να επικρατεί χαλαζίας, τόσο με την μορφή διασπορών όσο και φλεβών. Πιθανόν να απαντά μαγνητίτης σε σιδηροπυρίτη με τη μορφή εγκλείσματος. Η φυλλοπυριτική ζώνη μεταβαίνει στη καλιούχο σταδιακά σε απόσταση μερικών δεκάδων μέτρων.

Αργιλική ζώνη (argillic zone)

Αργιλικά ορυκτά επικρατούν σε αυτή τη ζώνη, όπως μαρτυρά και η ονομασία της. Καολινίτης εμφανίζεται κοντά στο μεταλλοφόρο σώμα, ενώ μοντμοριλονίτης μακρύτερα απ' αυτό. Πιθανόν να υπάρχει μαγνητίτης.

Προπυλιτική ζώνη (propylitic zone)

Χλωρίτης, επίδοτο, ακτινόλιθος, σιδηροπυρίτης, ασβεστίτης και μαγνητίτης επικρατούν σε αυτή τη ζώνη, η οποία αναπτύσσεται πάντοτε. Διαδοχικά ψυχρότερες

συνθήκες αντιπροσωπεύονται από τις ζώνες εξαλλοίωσης που είναι μακριά από τον πυρήνα και χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη μαγνητοπυρίτη και/ή σιδηροπυρίτη.

Στο όριο μεταξύ καλιούχου και φυλλοπυριτικής ζώνης ή κοντά σε αυτό αναπτύσσονται οι υψηλότερες συγκεντρώσεις μετάλλων στα πορφυρικά κοιτάσματα. Οι Lowell & Guilbert (1970), αφού μελέτησαν το κοιτάσμα Kalamazoo (Αριζόνα, Η.Π.Α), πρότειναν το σχήμα της ζώνωσης εξαλλοιώσεων στα κοιτάσματα πορφυρικού τύπου, γνωστό ως μοντέλο εξαλλοιώσεων πορφυρικών μεταλλοφοριών Lowell-Guilbert..

7.2 Τύποι Φλεβιδίων σε Πορφυρικά Κοιτάσματα

Η ταξινόμηση των χαλαζιακών φλεβιδίων, με τα οποία συνδέεται η μεταλλοφορία στα κοιτάσματα πορφυρικού τύπου, γίνεται σύμφωνα με την ορολογία των Gustafson και Hunt και Dilles και Einaudi. Επομένως, έχουμε τους A-B-C και D τύπους φλεβών, οι οποίοι συνοψίζονται από τους Seedorff et al. (2002).

Σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης των φλεβών που προαναφέρθηκε:

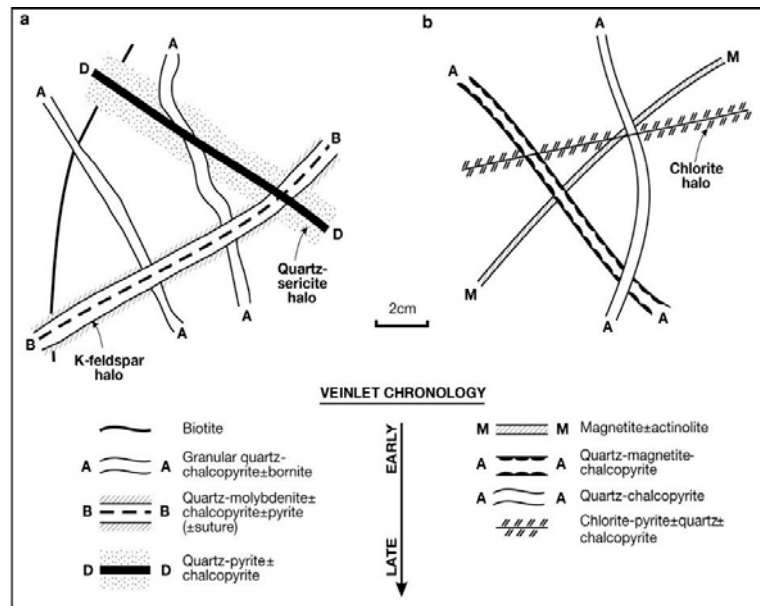
Αρχικά δημιουργούνται οι φλέβες A τύπου, οι οποίες έχουν ανεπτυγμένη την καλιούχο ζώνη εξαλλοίωσης στα πορφυρικά κοιτάσματα. Αποτελούνται από καλιούχο άστριο, χαλαζία και σουλφίδια, ενώ μπορεί να αναπτυχθεί και ανυδρίτης.

Το εσωτερικό του πετρώματος, αλλά και κατά μήκος των περιθωρίων των αποθεμάτων, εντοπίζονται οι φλέβες B τύπου. Αυτές διαμορφώνονται μετά τις φλέβες A τύπου και αποτελούνται από χαλαζία και σουλφίδια (συμπεριλαμβάνεται ο μολυβδαινίτης ± ανυδρίτης). Γενικά δεν παρουσιάζεται άλως εξαλλοίωσης.

Χαλαζίας ± βιοτίτης ± επίδοτο ± χλωρίτης ± βορνίτης, σιδηροπυρίτης ± χαλκοπυρίτης ± μολυβδαινίτης περιέχονται στις φλέβες C τύπου.

Οι τελευταίες φλέβες που σχηματίζονται, με αργό ρυθμό, είναι τύπου D και βρίσκονται κάτω από τεκτονικό έλεγχο. Γύρω από τις φλέβες δημιουργείται άλως εξαλλοίωσης, καθώς ο βιοτίτης και ο K-ούχος άστριος αντικαθίσταται από τον σερικήτη.

Σε κάποιες περιοχές όπως οι Park, Utah, Premier και Copper Island, στην βρετανική Κολομβία έχουν περιγραφεί φλέβες τύπου M. Sodic ή calcic εξαλλοίωση, σε κάποια (τοναλίτη-γραιοδιορίτη) πορφυρικά αποθέματα Cu- Au- Mo, συνδέονται χωρικά με τις φλέβες αυτού του τύπου, στις οποίες κυριαρχούν πλαγιόκλαστα, ακτινόλιθος και μαγνητίτης. Καλιούχος εξαλλοίωση (potassic alteration) μπορεί να σχετίζεται επίσης με τις φλέβες μαγνητίτη.



Εικόνα 109: Στην εικόνα απεικονίζονται οι πολλαπλές φάσεις ενός stockwork πορφυρικού χαλκού. Αυτές τοποθετήθηκαν πριν, κατά την διάρκεια, αλλά και μετά τα στάδια ανάπτυξης των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων και της μεταλλοφορίας Cu-Au-Mo. Ακόμα απεικονίζονται οι πολύπλοκες σχέσεις διασταύρωσης των διαφόρων τύπων φλεβών και φλεβιδίων, στα οποία περιέχεται το μέταλλευμα. Στο τελευταίο στάδιο (late mineral porphyry) παρατηρείται προπυλιτική εξαλλοίωση, ενώ τα φλεβίδια απουσιάζουν. Τροποποιήθηκε από Sillitoe (2000).

7.3 Επιθερμικά Συστήματα

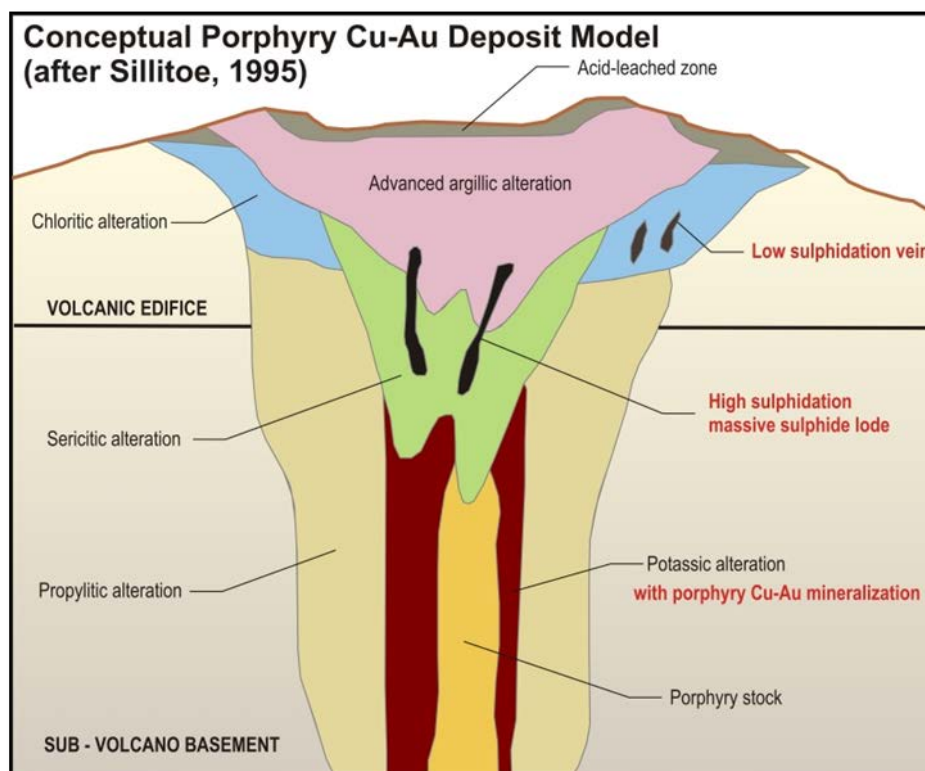
Η ονομασία αυτών των συστημάτων οφείλεται στην ταξινόμηση του Lindgren, καθώς πιστευόταν ότι ο σχηματισμός τους γίνεται σε πλαίσια χαμηλών θερμοκρασιών των υδροθερμικών διαλυμάτων (100-200 °C). Σήμερα είναι γνωστό ότι ορισμένα τμήματα των επιθερμικών συστημάτων μπορούν να σχηματίζονται σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 300 °C, σε βάθη από την επιφάνεια έως και πάνω από 1km. Οι μεταλλοφορίες που συνδέονται με τα κοιτάσματα επιθερμικού τύπου χαρακτηρίζονται από χρυσό, ενώ μπορεί να υπάρχουν οικονομικές συγκεντρώσεις αργύρου, αλλά και Cu, Pb, Zn, As, Sb, Te, Hg κλπ. Η ταξινόμηση των μεταλλοφοριών βασικών και πολύτιμων μετάλλων επιθερμικού τύπου γίνεται σε δύο μεγάλες κατηγορίες:

1. Χαμηλής θείωσης ή αδουλάριου-σερικήτη ή χαλαζία-σερικήτη.
2. Υψηλής θείωσης ή όξινου θειϊκού τύπου ή αλουνίτη-καολινίτη.

Οι Hedenquist et al. (2000) και Sillitoe and Hedenquist (2003) πρότειναν μία υποκατηγορία ενδιάμεσης θείωσης, η οποία εμφανίζει ενδιάμεσα χαρακτηριστικά μεταξύ των δύο τύπων που αναφέρθηκαν.

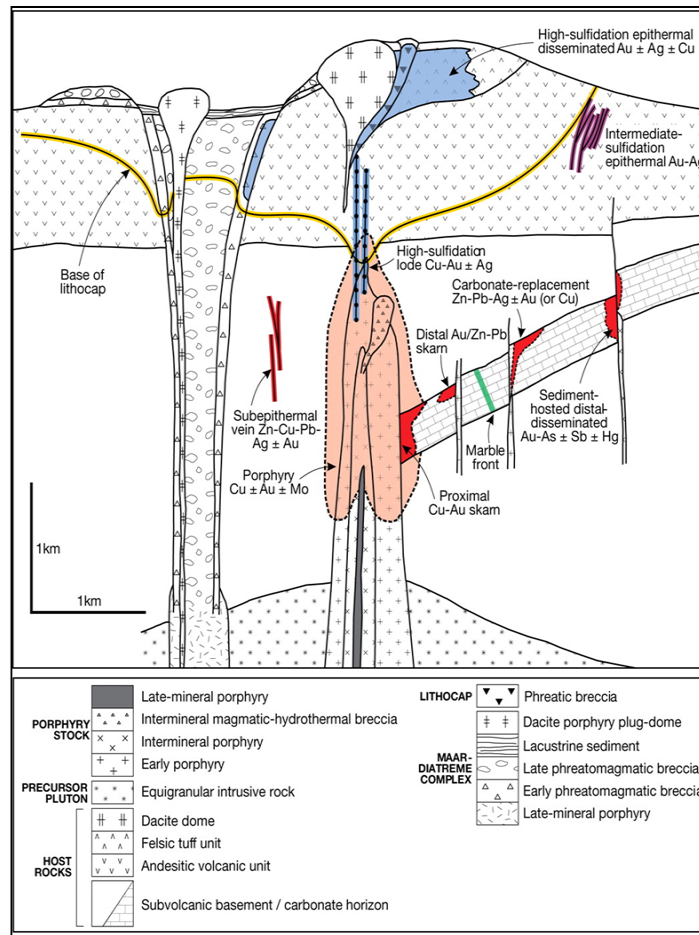
Ο σχηματισμός των κοιτασμάτων χαμηλής θείωσης πιστεύεται ότι οφείλεται σε σχεδόν ουδέτερα διαλύματα και γίνεται με τρόπο παραπλήσιο αυτού των σημερινών επιφανειακών γεωθερμικών συστημάτων. Τα κοιτάσματα υψηλής θείωσης οφείλουν τον σχηματισμό τους σε πολύ όξινα (pH<2), οξειδωτικά διαλύματα, τα οποία είναι

πλούσια σε θειικά και μαγματικής προέλευσης. Οι Barton και McKinsty εφάρμοσαν τους όρους «κατάσταση θείωσης» (sulfidation state) ή «περιεκτικότητα σε θείο» (sulfur content) για να δηλώσουν τις σχετικές τιμές χημικού δυναμικού του θείου, οι οποίες απαιτούνται από τις διάφορες θειούχες παραγενέσεις.



Εικόνα 20: Πορφυρικό-Επιθερμικό σύστημα και η κατανομή των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων σε αυτό (<http://www.mirasolresources.com/projects/chileprojects.html>).

Οι μεταλλοφορίες επιθερμικού τύπου είναι, ως επί το πλείστον, Τριτογενούς ή Τεταρτογενούς ηλικίας και σπανιότερα Μεσοζωικής ή Παλαιοζωικής ηλικίας, καθώς ο γρήγορος ρυθμός ανύψωσης των χερσαίων περιοχών, στις οποίες σχηματίζονται, έχει ως αποτέλεσμα τη διάβρωσή τους (είτε στο σύνολό τους είτε τμηματικά). Τα περιβάλλοντα σχηματισμού των μεταλλοφοριών αυτών είναι συμπιεστικά, αλλά και εφελκυστικά περιβάλλοντα υπεράνω ζωνών υποβύθισης σε ηπειρωτικά περιθώρια και σε νησιώτικα τόξα (Hedenquist et al. 2000, Sillitoe and Hedenquist 2003). Χαρακτηριστικό των περιοχών αυτών είναι η τοποθέτηση μάγματος σε μικρά βάθη με σχηματισμό ηφαιστειακών και υπο-ηφαιστειακών σχηματισμών, δηλαδή σωροί, φλέβες και breccias, υπεράνω πλουτωνιτών.

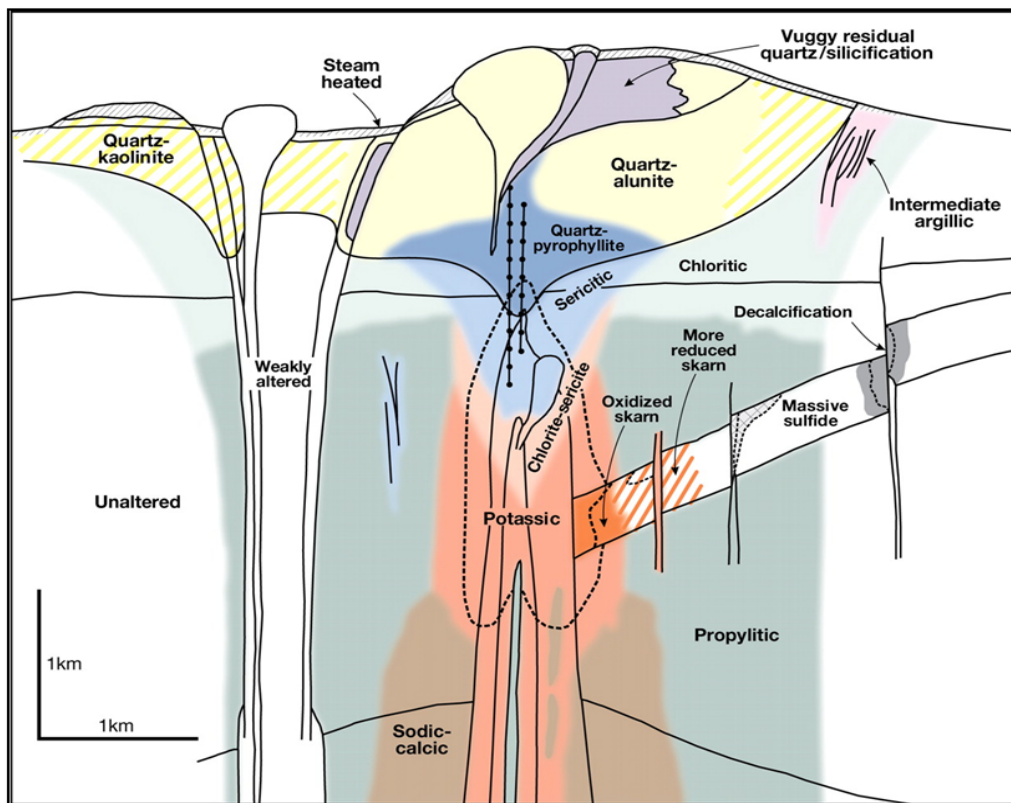


Εικόνα 11: Τηλεσκοπικό Σύστημα Πορφυρικού Χαλκού και η 'Ανατομία' του (Sillitoe 1995b, 1999b, 2000).

Σύμφωνα με τους Sillitoe and Hedenquist (2003) οι μεταλλοφορίες που συνδέονται με υψηλής και ενδιάμεσης κατάστασης θείωσης επιθερμικά συστήματα σχετίζονται στο χώρο, αλλά και γενετικά με κοντινές πορφυρικές διεισδύσεις που υπόκεινται αυτών. Οι πορφυρικές αυτές διεισδύσεις μπορεί να φιλοξενούν μεταλλοφορίες Cu-Mo (+Au). Επομένως, μία επιθερμική μεταλλοφορία υψηλής θείωσης μπορεί να είναι άρρηκτα συνδεδεμένη και αλληλεξαρτώμενη από μία μεταλλοφορία επιθερμικού τύπου (Εικ. 20-22). Αντίθετα, οι μεταλλοφορίες που συνδέονται με χαμηλής κατάστασης θείωσης επιθερμικά συστήματα εντοπίζονται σε σχετικά μεγάλη απόσταση από τις υποκείμενες μαγματικές διεισδύσεις και αντιστοιχούν στα ανώτερα τμήματα των γεωθερμικών συστημάτων έως και επιφανειακές θερμές πηγές (hot springs).

Στην εικόνα 21 μπορούμε να δούμε την χωρική σχέση ενός κοιτάσματος πορφυρικού τύπου (Cu-Au-Mo) που έχει τοποθετηθεί κεντρικά και φιλοξενείται από ένα σύνθετο μαγματικό πορφυρικό σώμα και γειτονικά πετρώματα. Αναλυτικότερα παρατηρούμε:

1. Περιφερειακά Κοιτάσματα, συμπαγών θειούχων μεταλλευμάτων από αντικατάσταση ανθρακικών πετρωμάτων, κοιτάσματα τύπου skarn, υπο-επιθερμικές φλέβες σε μη ανθρακικά πετρώματα, μακρινά διάσπαρτα κοιτάσματα σε ιζήματα.
2. Υπερκείμενα Κοιτάσματα, τα οποία είναι υψηλής και ενδιάμεσης κατάστασης θείωσης, επιθερμικού τύπου. Φιλοξενούνται σε πετρώματα που έχουν υποστεί προχωρημένη αργιλική εξαλλοίωση, τα οποία σχηματίζουν ένα κάλυμμα. Συγκεκριμένα, σχηματίζονται μέσα ή πλευρικά της ζώνης εξαλλοίωσης (Lithocap) (Sillitoe 1995b, 1999b, 2000).



Εικόνα 22: Τηλεσκοπικό σύστημα πορφυρικού χαλκού και σχηματική απεικόνιση των διαφόρων ζωνών εξαλλοίωσης σε αυτό (από Sillitoe 1999b, 2000).

7.4 Μεταλλοφορία πορφυρικού Cu-Mo-Au στον μικρογρανίτη της Μαρόνειας

Έχουν αναγνωριστεί τρεις ζώνες υδροθερμικής εξαλλοίωσης στον πορφυρικό μικρογρανίτη (Melfos et al. 2002): μία αργιλική ζώνη, μία φυλλιτική ζώνη και μία προφυλλιτική ζώνη που εκτείνεται μέσα στα περιβάλλοντα πετρώματα. Επιπλέον, εντοπίστηκαν τρεις ζώνες υψηλής πυριτίωσης στο ΒΑ και ΝΑ και στα Ν τμήματα του μικρογρανίτη. Μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη- πυρίτη- μολυβδαινίτη απαντά κυρίως στις ζώνες που έχουν υποστεί πυριτίωση, και συνδέεται με περιοχές με φυλλιτική και προφυλλιτική εξαλλοίωση. Η μεταλλοφορία αυτή εμφανίζεται με μορφή διασπορών,

φλεβών και απομονωμένων σωμάτων. Επιφανειακά δείγματα των εξαλλοιωμένων πετρωμάτων περιέχουν περίπου 7600 ppm Mo, 5460 ppm Cu και 1 ppm Au. Γεωχημικά δεδομένα από τον πυρήνα υποδεικνύουν την ύπαρξη ενός ορίζοντα με πάχος 10 m, ο οποίος περιέχει περίπου 12 ppm Au, 17 ppm Ag και 2.00% Cu.

Η αργιλική και η φυλλιτική ζώνη εξαλλοίωσης χαρακτηρίζονται από σχετικά μικρές περιεκτικότητες σε REE (κατά μέσο όρο 88 και 95 ppm αντίστοιχα) και αρνητικές ανωμαλίες Eu, συγκριτικά με πετρώματα στην προπυλιτική ζώνη εξαλλοίωσης όπου οι περιεκτικότητες σε REE είναι υψηλότερες (κατά μέσο όρο 177 ppm) και υπάρχουν θετικές ανωμαλίες Eu.

Τα ορυκτά που συνδέονται με τη μεταλλοφορία αποτελούνται από σουλφίδια (πυρίτης, χαλκοπυρίτης, κουβανίτης, μαγνητοπυρίτης, πεντλανδίτης, μολυβδαινίτης, σφαλερίτης, γαληνίτης και βισμουθινίτης), θειοάλατα (τετραεδρίτης, τεναντίτης, zinkenite, chalcostibite, famatinite, bournonite, boulangerite, meneghinite) και οξείδια (μαγνητίτης). Οι μολυβδαινίτες παρουσιάζουν ασυνήθιστα υψηλές και μεταβαλλόμενες περιεκτικότητες σε ρήνιο, από 0.12 μέχρι 4.21 wt % (Melfos et al. 2002).



Εικόνα 123: Φλεβίδια Α- και Β-τύπου του πορφυρικού συστήματος της Μαρόνειας.

7.5 Επιθερμική Μεταλλοφορία HS-IS Παγώνης Ράχης και Αγίου Φιλίππου Κίρκης

Μετά από έρευνες στην Παγώνη Ράχη, Δυτική Θράκη, εντοπίστηκαν φλέβες με χαλαζία, βασικά μέταλλα και τελλουρίδια στο πορφυρικό κοίτασμα Cu-Mo (Voudouris et al. 2009, 2013). Η ανάπτυξη των φλεβών αυτών ελέγχεται από τους ίδιους παράγοντες, που σχετίζονται με τη δομή τους, οι οποίοι ελέγχουν επίσης την πολυμεταλλική μεταλλοφορία που συνδέεται με το πορφυρικό σύστημα του Αγίου Φιλίππου. Νέες ορυκτολογικές έρευνες δείχνουν την ύπαρξη ενός Ag-θειοάλατος με Cu (pearceite), καθώς και μία φάση που παρουσιάζει ομοιότητες με το watanabeite, τα οποία είναι οι κύριοι μεταφορείς του αργύρου στο μέταλλευμα (Voudouris et al. 2005).

Η περιοχή μεταξύ των Σαππών και της Αισύμης στη βόρειο Ελλάδα περιέχει πολλές μεταλλοφορίες βασικών και πολύτιμων μετάλλων και συμπεριλαμβάνει το υψηλής θείωσης πολυμεταλλικό απόθεμα του Αγίου Φιλίππου (Moëlo et al., 1985; Michael et al., 1989, Vavelidis et al., 1989, Michailidis et al., 1989; Dimou, 1993; Skarpelis, 1999; Voudouris et al. 2005, 2013), τα υψηλής θείωσης κοιτάσματα του Viper- Αγίου Δημητρίου (Bridges et al., 1997; Shaw and Constantinides, 2001; Michael 2004; Voudouris 2006), καθώς επίσης και δύο εμφανίσεις πορφυρικού Cu ± Mo στην Παγώνη Ράχη και τις Κασσιτερές (Arikas and Voudouris, 1998). Υπάρχει χωρική σύνδεση μεταξύ του συστήματος του Αγίου Φιλίππου και της Παγώνης Ράχης, ενώ η δεύτερη χαρακτηρίζεται από εμπλουτισμό σε τελλουρίδια, ιδιαίτερα στις φλέβες που σχηματίστηκαν στα τελευταία στάδια (Voudouris and Arikas, 2003).

Το κοίτασμα Cu-Mo ± Re ± Au στην Παγώνη Ράχη είναι ένα τηλεσκοπικό πορφυρικό-επιθερμικό σύστημα, το οποίο περιέχει μολυβδαινίτη με πάνω από 4,7 wt % Re και ρινίτη (ReS₂). Το σύστημα αυτό συνδέεται με μία ασβεσταλκαλική (calc-alkaline) πορφυρική φλέβα Ολιγοκαινικής ηλικίας. Οι τύποι της εξαλλοίωσης και οι σχέσεις των φλεβών δείχνουν ότι η μεταλλοφορία μπορεί να διαιρεθεί σε τέσσερα παραγενετικά στάδια, τα οποία από το νεότερο στο παλαιότερο είναι (Voudouris et al., 2013):

1. Ποτασσική (sodic/ potassic-calcic) εξαλλοίωση με χαλαζία και μαγνητίτη, με μορφή φλεβών A- και M- τύπου, και απομακρυσμένη προπυλιτική εξαλλοίωση.
2. Ποτασσική (sodic/potassic) εξαλλοίωση με φλέβες B- τύπου που αποτελούνται από χαλαζία, πυρίτη, χαλκοπυρίτη, μολυβδαινίτη.
3. Σερικιτική εξαλλοίωση με μετάβαση από το πορφυρικό σύστημα στο επιθερμικό, όπου έχουμε φλέβες D-τύπου με πυρίτη-χαλκοπυρίτη, μολυβδαινίτη.
4. Αργιλική εξαλλοίωση με χαλαζιακές, ασβεστιτικές E-τύπου φλέβες πλούσιες σε πολύτιμα και βασικά μέταλλα, οι οποίες συνδέονται με το επιθερμικό σύστημα.

Η μεταλλοφορία του Αγίου Φιλίππου φιλοξενείται σε Ηωκαινικά ιζήματα και συνδέεται χωρικά με τον ρυολιθικό πορφύρη (rhyolite porphyry) που είναι εκτεθειμένος στο βόρειο τμήμα της περιοχής εξόρυξης.

Το κοίτασμα του Αγίου Φιλίππου περιέχει μία ασυνήθιστη μεταλλοφορία, η οποία αποτελείται από πολλά θειοάλατα Pb- As- Cu- Bi- Sn, κάποια από τα οποία

αναφέρονται για πρώτη φορά παγκοσμίως (Moëlo et al., 1985). Το κοίτασμα είναι γνωστό για την μεγάλη περιεκτικότητά του σε άργυρο, η οποία είναι πάνω από 2200 ppm (Skarpelis, 1999). Σύμφωνα με την μελέτη και έρευνα που διεξήγαγαν οι Voudouris et al. (2005) η παραγενετική ακολουθία του Αγίου Φιλίππου περιλαμβάνει αρχική απόθεση σιδηροπυρίτη που ακολουθείται από σφαλερίτη και χαλκοπυρίτη και μετά μία συγκέντρωση πλούσια σε Cu που περιλαμβάνει ιορδανίτη, γαληνίτη, τενναντίτη, Ag- θειοάλατα, εναργίτη και υπογενετικό κοβελλίτη. Η μεταλλοφορία συνδέεται με αλουνίτη, δικίτη και βαρίτη, κάτι που συμφωνεί με τις παρατηρήσεις του Skarpelis (1999), ο οποίος τόνισε την παρουσία πυροφυλλίτη, woodhouseite και αλουνίτη στη ζώνη του μεταλλεύματος. Μεταγενέστερες φλέβες ασβεστίτη και ροδοχρωσίτη στερούνται μεταλλεύματος.



Εικόνα 134: Ανοιχτό λατομείο στον Άγιο Φίλιππο.



Εικόνα 145: Φλέβες τενναντίτη και εναργίτη (μεταλλοφορία ενδιάμεση έως υψηλής κατάσταση θείωσης) διαπερνούν ψαμμίτες στον Άγιο Φίλιππο.

Ο ρυολιθικός πορφύρης, ο οποίος βρίσκεται κοντά στο μέταλλευμα (< 1m), έχει υποστεί σερικιτική εξαλλοίωση. Στο νότιο τμήμα οι φλέβες γίνονται πλουσιότερες σε γαληνίτη, σφαλερίτη, χαλκοπυρίτη, χαλαζία και ανθρακικά άλατα, ενώ σε απόσταση περίπου 3 km από την περιοχή της εξόρυξης εντοπίζονται φλέβες Α- και Β- τύπου στο πορφυρικό σύστημα της Παγώνιας Ράχης.

Το κοιτάσμα του Αγίου Φιλίππου, που αναπτύσσεται στην περιφέρεια του πορφυρικού κοιτάσματος της Παγώνιας Ράχης, είναι ένα τυπικό σύστημα με φλέβες συνδεδεμένες με το πορφυρικό σύστημα και έχει πολλές ομοιότητες με αποθέσεις πολυμεταλλικών φλεβών σε άλλες περιοχές, όπως Butte (Montana), Rosario vein και Chuquicamata (Chile) (Einaudi et al., 2003).

Μερικές από τις σημαντικότερες διαφωνίες σχετικά με τα γένεση των μεταλλευμάτων στην Ανατολική Ροδόπη περιλαμβάνουν χρονολογική σχέση με τα επιθερμικά κοιτάσματα μεταξύ του βόρειου τμήματος της Βουλγαρίας, όπου η φύση του μαγματισμού είναι από σωσσονιτική έως υψηλού-Κ ασβεσταλκαλική και τα επιθερμικά κοιτάσματα χαρακτηρίζονται από Pb και Zn, και του νοτίου τμήματος στην Ελλάδα, όπου ο μαγματισμός είναι ασβεσταλκαλικής σύστασης και τα επιθερμικά κοιτάσματα χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη Cu και Au. Περαιτέρω διαφωνίες σχετικά με την φύση των ιζηματογενών πετρωμάτων που φιλοξενούν τον επιθερμικό χρυσό που βρίσκεται στην Βουλγαρία και σχετίζεται με το ρήγμα εφελκυστικής αποκόλλησης που επιτρέπει τον σχηματισμό γνευσιακών μιγματιτικών δόμων.

7.6 Μεταλλογένεση και υδροθερμικά φαινόμενα στη Σαμοθράκη

Εμφανίσεις θειούχων ενώσεων χαλκού, μολύβδου και σιδήρου έχουν εντοπισθεί στο νησί της Σαμοθράκης ήδη από τον Höpner. Στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού, συγκεκριμένα στη θέση Κατάρτι, αλλά και στο νότιο τμήμα του νησιού, στη θέση Φούρνοι, , υπάρχουν εμφανίσεις λειμωνίτη. Γαληνίτης εντός του διαβάση και του γρανίτη εντοπίζεται στις θέσεις Τρόχαλος, Πέτσι, Αχλαδιές και Κιτάδα (Δάβη, 1963). Αναλυτικότερα:

Κοιτάσματα γαληνίτη μέσα σε γρανιτικές αποφύσεις, οι οποίες έρχονται σε επαφή με τους οφιολίθους, βρίσκονται στη θέση Τρόχαλος.

Οι οφιόλιθοι (διαβάσης) ενίοτε διασχίζονται από χαλαζιακές φλέβες με γαληνίτη, που απαντούν στην θέση Πέτσι (Δάβη, 1963). Επιπλέον, στην περιοχή αυτή εντοπίζονται πολυάριθμοι σχηματισμοί χαλαζία και επιδότου φλεβοειδούς μορφής να διασχίζονται βασικά πετρώματα. Οι σχηματισμοί αυτοί δεν μεταλλοφορούν.

Στην θέση Αχλαδιές, η οποία βρίσκεται βορειοανατολικά της Παλαιάπολης σε υψόμετρο περίπου 300m, οι συνθήκες εμφάνισης του γαληνίτη είναι ανάλογες αυτών στην θέση Πέτσι.

Μικρή ποσότητα γαληνίτη μέσα σε γρανίτη πλούσιου σε κεροσίλβη και βιοτίτη εμφανίζεται στην θέση Κιτάδα (Δάβη, 1963).



Εικόνα 156: Φλέβες χαλαζία που τέμνουν τον γρανίτη στη θέση Χαλκοσπηλία. Διακρίνονται οι οξειδώσεις του χαλκοπυρίτη υπό μορφή μαλαχίτη.

Εξαιτίας της τοπικής διαφοροποίησης από την δράση των υδροθερμικών ρευστών, σχηματίστηκε χλωρίτης στον γρανίτη. Επιπροσθέτως σχηματίστηκε κεροσίτλη ως αποτέλεσμα της αφομοίωσης των εξωμαγματικών συστατικών, ενώ γενικότερα το πέτρωμα έχει υποστεί πυριτώση. Παρ' όλα αυτά αυτό που χαρακτηρίζει τον γρανίτη της Σαμοθράκης είναι η ύπαρξη του μικροκλινή αντί του ορθοκλάστου, ενώ εκείνος απουσιάζει από την υπόλοιπη γρανιτική μάζα. Αυτό πιθανόν οφείλεται στην δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων, τα οποία προσέδωσαν νερό σε συνθήκες χαμηλότερης θερμοκρασίας, προκαλώντας με αυτό τον τρόπο τη μεταβολή του ορθοκλάστου σε μικροκλινή (Δάβη, 1963).

Στη θέση Χαλκοσπηλία στα νότια του νησιού, απαντά μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη-σιδηροπυρίτη υπό μορφή χαλαζιακών φλεβών που τέμνουν την περιφερειακή φάση του γρανίτη της Σαμοθράκης (Εικόνα 26). Τα χαλαζιακά φλεβίδια παρουσιάζουν σιγμοειδή μορφή (Εικόνα 27), και ομοιάζουν με Α-τύπου φλεβίδια σε συστήματα πορφυρικού τύπου. Πιστεύεται ότι έχουν σχηματισθεί κάτω από πλαστικές συνθήκες κατά τα τελευταία στάδια κρυστάλλωσης του μάγματος.



Εικόνα 167: Χαλαζιακά φλεβίδια σιγμοειδούς μορφής τέμνουν τον γρανίτη και συνοδεύονται από μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη στη θέση Χαλκοσπηλιά Σαμοθράκης.

7.7 Μικροσκοπικές παρατηρήσεις – Μεταλλικά ορυκτά

Τα μεταλλικά ορυκτά που εντοπίστηκαν στα δείγματα γαληνίτη που μελετήθηκαν από τις θέσεις Φούρνος, Μεταλλείο Μαντέμ και Τρόχαλος καθώς και στην Χαλκοσπηλιά της Σαμοθράκης είναι τα παρακάτω:

Γαληνίτης

Είναι το κυριότερο μέταλλευμα του μολύβδου και έχει χημικό τύπο PbS (θειούχος μολύβδος). Ο γαληνίτης εμφανίζεται γενικά με υπιδιόμορφους κρυστάλλους σε εγκλείσματα μέσα στο σιδηροπυρίτη. Απαντά σε ποικίλλα περιβάλλοντα, όπως είναι οι αποθέσεις μεταμόρφωσης επαφής και οι υδροθερμικές φλέβες.

Σιδηροπυρίτης

Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται με μορφή ιδιόμορφων ή υπιδιόμορφων κρυστάλλων μεγέθους λίγων mm και αποτελεί επουσιώδες ορυκτό σε πυριγενή πετρώματα και υδροθερμικές φλέβες μαζί με μικτά θειούχα. Εντοπίζεται επίσης σε κοιτάσματα που προέρχονται από μεταμόρφωση επαφής και σε ιζηματογενείς αποθέσεις.

Σφαλερίτης

Πρόκειται για ένα ορυκτό του ψευδαργύρου, το οποίο εμφανίζεται με μορφή υπιδιόμορφων ή αλλοτριόμορφων κόκκων μεγέθους μικρότερου του 1 mm.

Χαλκοπυρίτης

Εντοπίζεται σε φλέβες με μικτά θειούχα ορυκτά, αλλά και σε γρανιτικές και διοριτικές διεσδώσεις. Είναι ευρέως διαδεδομένος ανά τον κόσμο και αποτελεί το κυριότερο μέταλλευμα χαλκού.

Θειοάλατα του Βισμούθιου

Οι χημικοί δημιούργησαν τον όρο “θειοάλας” τον 21^ο αιώνα, σε αναλογία με τα πολύπλοκα άλατα του Οξυγόνου, όπως τα φωσφορικά άλατα (Möelo et al., 2008). Μελέτες της κρυσταλλοδομής και των δεσμών που αναπτύσσονται στα άλατα αυτά του Οξυγόνου δείχνουν ότι αυτά αντιστοιχούν στον συνδυασμό ενός απλού κατιόντος με ένα πολύπλοκο ανιόν (MeO_m)ⁿ⁻. Στην περίπτωση των θειοαλάτων τον ρόλο του Οξυγόνου αναλαμβάνει το Θείο (S) ώστε να σχηματισθούν με ανάλογο τρόπο παρόμοια πολύπλοκα ανιόντα. Ο χημισμός των θειοαλάτων καθορίζεται από ένα πλαίσιο συνθηκών, οι οποίες αντιστοιχούν σε υδροθερμική δραστηριότητα. Τα θειοάλατα του Αντιμονίου (Sb^{3+}), του Αρσενικού (As^{3+}) και του Βισμούθιου (Bi^{3+}) είναι τα πιο κοινά στη φύση (Τσάλας, 2013).

Τετραεδρίτης

Είναι θειούχο ορυκτό του χαλκού και του αντιμονίου. Το όνομά του οφείλεται στο σχήμα των κρυστάλλων του. Είναι τυπικό ορυκτό υδροθερμικών φλεβών ή και αποθέσεων με μεταμόρφωση επαφής χαμηλών έως μέσων θερμοκρασιών. Συνδέεται με χαλαζία, σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, γαληνίτη.

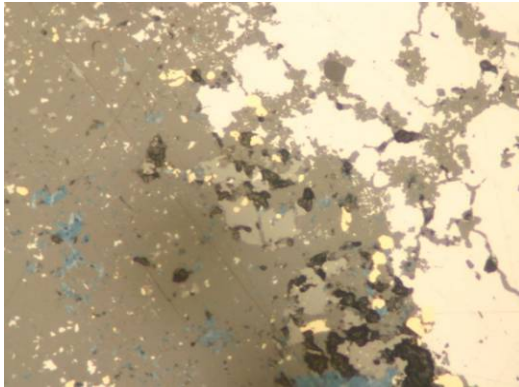
Κοβελλίτης

Είναι θειούχο ορυκτό του δισθενούς χαλκού. Εντοπίζεται πολύ σπάνια ως πρωτογενές ορυκτό υδροθερμικής προέλευσης και συνηθέστερα εντοπίζεται ως δευτερογενές ορυκτό στην ζώνη οξείδωσης θειούχων ορυκτών του χαλκού.

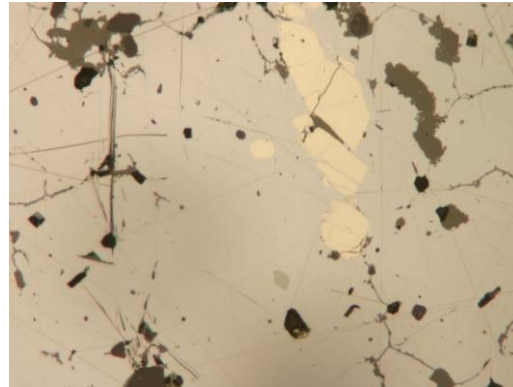
Τελλουρίδια και Σεληνίδια του Βισμούθιου

Ορυκτά του Βισμούθιου με Τελλούριο και Σελήνιο (που μαζί με το Θείο καλούνται χαλκογενίδια του Βισμούθιου) εντοπίζονται σε ένα ευρύ πεδίο μαγματικών, υδροθερμικών και μεταμορφωσιγενών πολυμεταλλικών κοιτασμάτων Cu-Au. Διαχωρίζονται με βάση την ταξινόμηση του Cook et al. (2007) σε τέσσερις κατηγορίες: 1. Ορυκτά του υποσυστήματος Bi_2Te_3 - Bi_2Se_3 - Bi_2S_3 (ισόμορφη σειρά του τελλουροβισμούθιτη), 2. Ορυκτά του υποσυστήματος Bi-Te, 3. Ορυκτά του υποσυστήματος Bi_4Te_3 - Bi_4Se_3 - Bi_4S_3 (ισόμορφη σειρά του γιοσεΐτη) και 4. Ορυκτά του υποσυστήματος BiTe-BiSe-BiS (ισόμορφη σειρά του τσουμοΐτη).

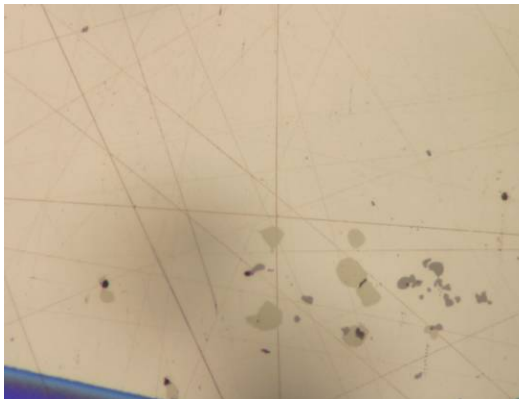
(a)



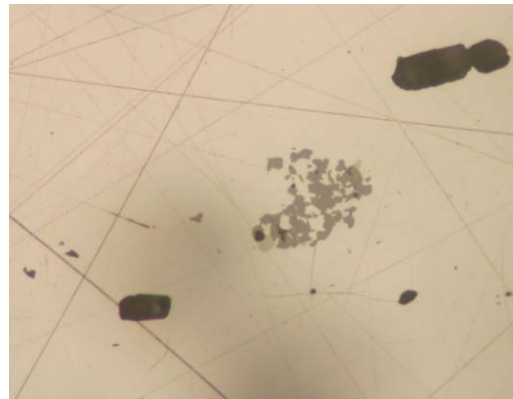
(b)



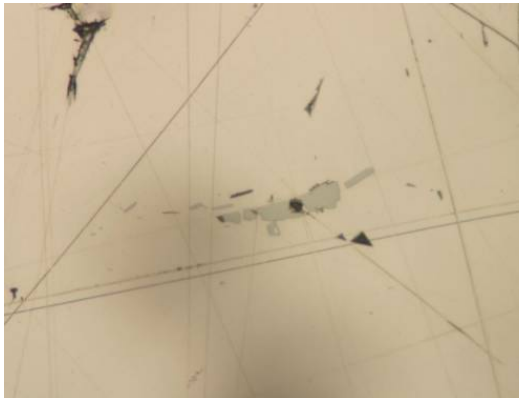
(c)



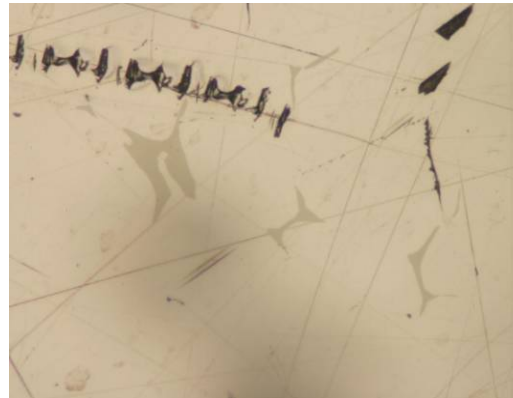
(d)



(e)

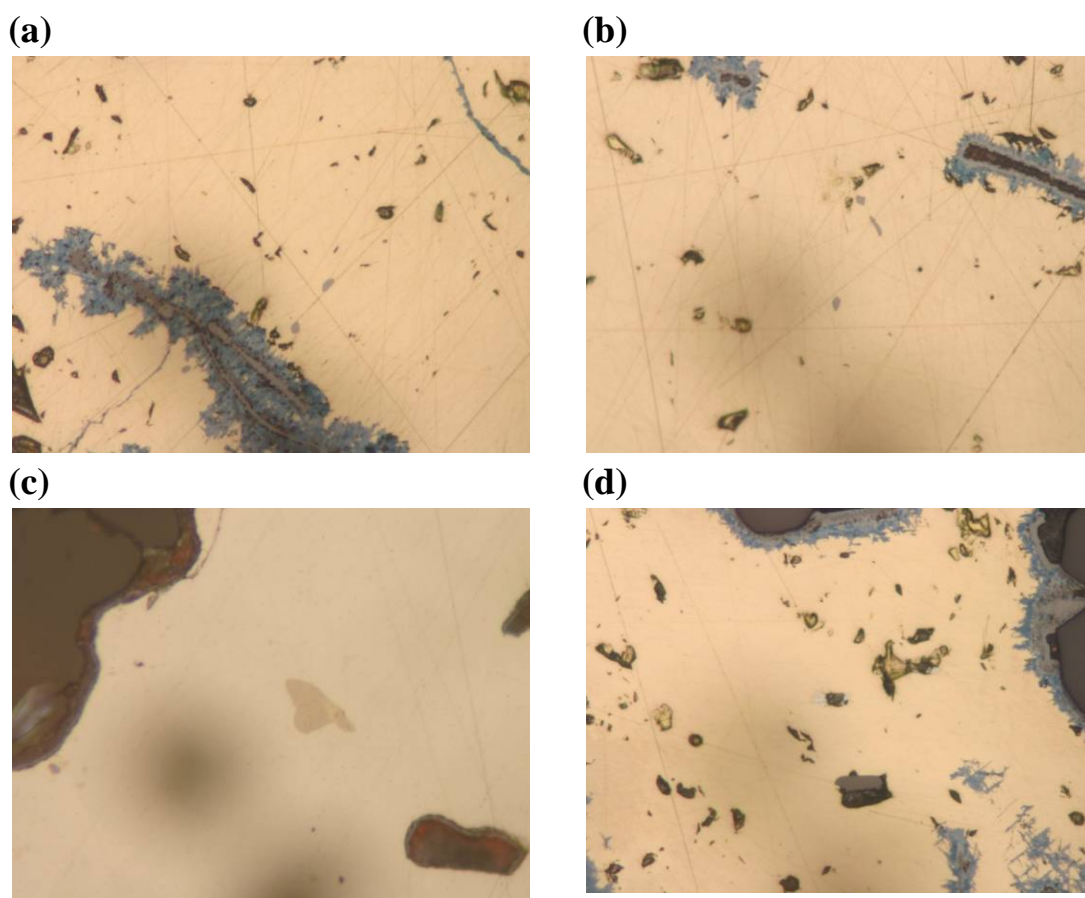


(f)



Εικόνα 178: Μικροφωτογραφίες ανακλώμενου φωτός που παρουσιάζουν μεταλλική παραγένεση από δείγματα πλούσια σε γαληνίτη από τις θέσεις Φούρνος (Sm1) και Τρόχαλός (Sm3). (a) Εγκλείσματα σφαλερίτη, κοβελλίτη και χαλκοπυρίτη μέσα σε γαληνίτη (sm1a_2_1 X 20); (b) Εγκλείσματα τετραεδρίτη, σιδηροπυρίτη μέσα σε γαληνίτη (sm1b_1_1 X 10); (c) Εγκλείσματα σφαλερίτη, τετραεδρίτη μέσα σε γαληνίτη (sm1b_1_2 X 20); (d) Εγκλείσματα σφαλερίτη, τετραεδρίτη μέσα σε γαληνίτη (sm1b_3_1 X 20); (e) Δύο βισμούθιοχα εγκλείσματα, τα οποία μπορεί να είναι θειοάλατα ή τελλουρίδια του βισμούθιου ή σεληνίδια του βισμούθιου. Το έγκλεισμα που φαίνεται με άσπρο χρώμα πιθανόν είναι αυτοφύες βισμούθιο (sm3_2_1 X 20); (f) Εγκλείσματα τετραεδρίτη σε γαληνίτη (sm3_1_1 X 20).

Οι μικροσκοπικές παρατηρήσεις έδειξαν ότι οι γαληνίτες περιέχουν στο σύνολό τους εγκλείσματα σφαλερίτη, κοβελίνη, χαλκοπυρίτη, σιδηροπυρίτη και τετραεδρίτη. Επιπροσθέτως, εντοπίστηκαν δύο βισμούθια εγκλείσματα, ένα θειοάλας του βισμούθιου και ένα σεληνίδιο του βισμούθιου, καθώς επίσης και ένα εγκλείσμα λευκού χρώματος που πιθανόν είναι αυτοφύες βισμούθιο (Εικ. 28ε). Στα δείγματα χαλκοπυρίτη από την θέση της Χαλκοσπηλιάς, εντοπίστηκαν εγκλείσματα σφαλερίτη και πιθανόν κασσιτερούχου ορυκτού (Εικ. 29α). Τέλος, στην περιοχή της Χαλκοσπηλιάς εντοπίσαμε βισμούθια εγκλείσματα μέσα σε χαλκοπυρίτη στα δείγματά μας (Εικ. 29d).



Εικόνα 189: Μικροφωτογραφίες ανακλώμενου φωτός που παρουσιάζουν μεταλλική παραγένεση από δείγματα πλούσια σε χαλκοπυρίτη από τη θέση Χαλκοσπηλιά (E1, E2). (a) Εγκλείσματα σφαλερίτη ή κασσιτερούχων σε χαλκοπυρίτη (E1_1 X 20); (b) Εγκλείσματα σφαλερίτη ή κασσιτερούχων σε χαλκοπυρίτη (E1_2 X 20); (c) εγκλείσματα μαγνητοπυρίτη και χαλκοπυρίτη σε σιδηροπυρίτη (E2_1 X 20); (d) Βισμούθια εγκλείσματα σε χαλκοπυρίτη (E2_2 X 20).

8. Συμπεράσματα-Συζήτηση

Η Σαμοθράκη ανήκει στην Ροδοπική-Περιοδοπική Ζώνη η οποία χαρακτηρίζεται από συμπλέγματα μεταμορφικού πυρήνα που περιέχουν μεταλλοφορίες βασικών και πολυτίμων μετάλλων τύπου intrusion-related, skarn, αντικατάστασης ανθρακικών και πορφυρικού-επιθερμικού τύπου (Arikas and Voudouris 1998; Melfos et al. 2002; Michael 2004; Voudouris 2006; Fornadel et al. 2011; Voudouris et al. 2010). Οι μεταλλικές αποθέσεις συνδέονται χωρικά με υποηφαιστίτες ή πλουτωνίτες, η τοποθέτηση των οποίων έλαβε χώρα σε εφελκυστικό καθεστώς όταν τα συμπλέγματα μεταμορφικού πυρήνα αναδύθηκαν κοντά στην επιφάνεια λόγω της οπισθοχώρησης της ζώνης υποβύθισης των Ελληνίδων.

Η μελέτη νέων εμφανίσεων μεταλλικών ορυκτών στη νήσο Σαμοθράκη, δίνει νέες πληροφορίες για την προέλευση των θειούχων ορυκτολογικών παραγενέσεων της περιοχής αυτής. Επίσης, δίνει τη δυνατότητα μιας άμεσης σύγκρισης με τις εμφανίσεις της ευρύτερης περιοχής της Θράκης.

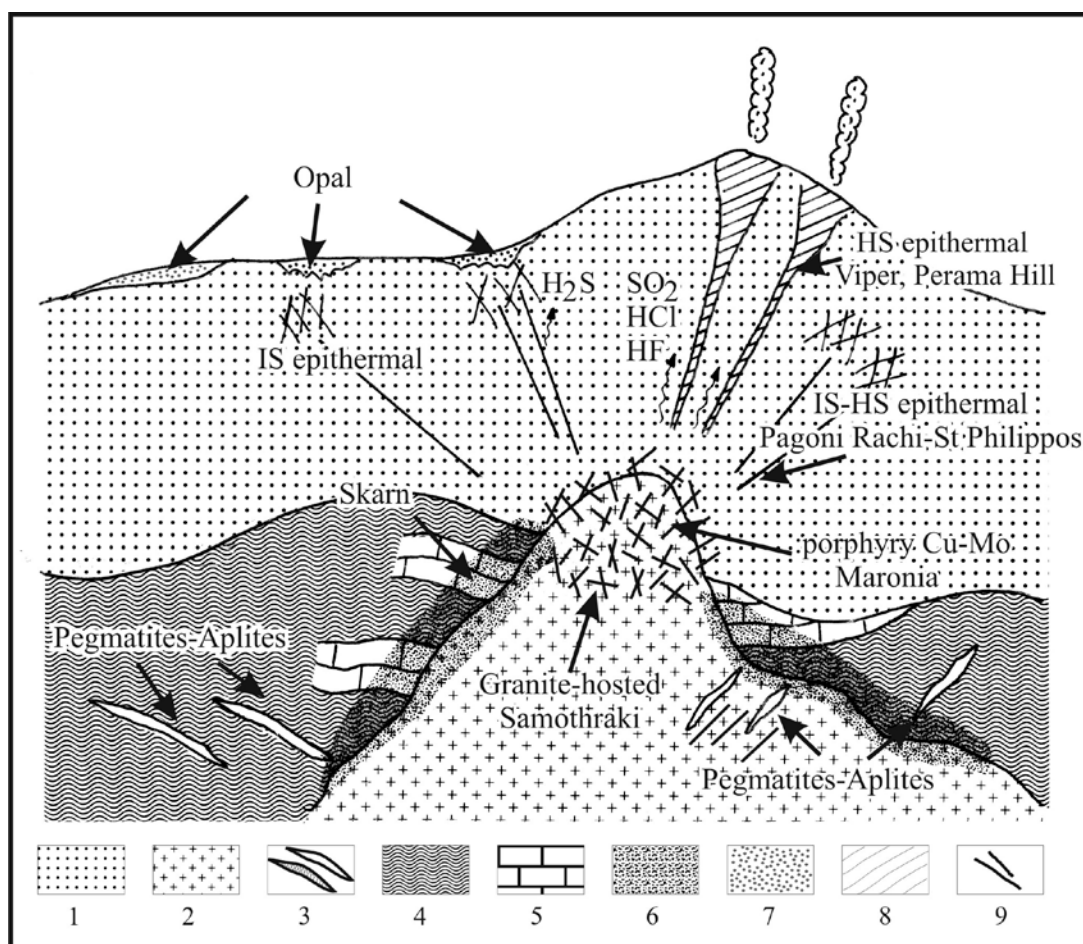
Οι μεταλλοφορίες που μελετήθηκαν συνδέονται γενετικά με την διείσδυση του γρανίτη της Σαμοθράκης, αλλά και φλεβικών του αποφύσεων. Η παραγένεση μεικτών θειούχων που μελετήθηκε τόσο εντός των οφιολιθικών πετρωμάτων, όσο και στον γρανοδιορίτη είναι αποτέλεσμα κυκλοφορίας ρευστών που προήλθαν από το γρανιτικό σώμα. Η ορυκτολογική παραγένεση που εντοπίστηκε στα πλαίσια της παρούσας μελέτης (σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, γαληνίτης, μαγνητοπυρίτης, σφαλερίτης, καθώς και Ag-ούχος τετραεδρίτης), σε συνδυασμό με την παρουσία βισμούθιούχων και πιθανόν κασσιτερούχων ορυκτών υποδεικνύει ότι οι μεταλλοφορίες της Σαμοθράκης έχουν μαγματική προέλευση.

Η τοποθέτηση του γρανίτη της Σαμοθράκης ήταν σύγχρονη με την Μειοκαινική διατμησιγενή τεκτονική που έλαβε χώρα στον ευρύτερο χώρο της Ροδόπης αλλά και της περιοχής των Κυκλάδων κατά την διάρκεια του Ολιγόκαινου-Μειόκαινου. Η ορυκτολογική μεταλλική παραγένεση παρουσιάζει ομοιότητες με εκείνες του γρανοδιορίτη των Κιμμερίων, της Καβάλας (Fornadel et al. 2011) αλλά και τμήματος των επιθερμικών μεταλλοφοριών της Θράκης (πχ. Άγιος Φίλιππος, κλπ) και υποδεικνύει γενικά αναγωγικά υδροθερμικά ρευστά σε συνθήκες χαμηλής έως ενδιάμεσης μερικής πίεσης του θείου.

Οι ακριβείς συνθήκες θερμοκρασίας-πίεσης απόθεσης των μεταλλοφοριών της Σαμοθράκης, αποτελεί αντικείμενο μελλοντικής μελέτης. Παρόλα αυτά πιστεύεται ότι η μεταλλοφορία της Χαλκοσπηλιάς ομοιάζει με πορφυρικού τύπου μεταλλοφορίες και είναι εμπλουτισμένη σε χαλκοπυρίτη και χαλαζία, ενώ οι φλέβες γαληνίτη στις θέσεις Φούρνοι, Τροχαλό και Μαντέμ αποτελούν περιφερειακές αποθέσεις της μεταλλοφορίας χαλκού.

Η γεωχημική συσχέτιση του γρανίτη της Σαμοθράκης με άλλα όξινα μαγματικά πετρώματα (πχ. υποηφαιστειακά και ηφαιστειακά) από την ευρύτερη περιοχή της Θράκης δίνει πληροφορίες για την προέλευση των όξινων μαγμάτων της περιοχής αυτής αλλά και με αυτά συνδεδεμένων μεταλλοφοριών (Εικόνα 30). Τόσο ο

πλουτωνίτης της Σαμοθράκης όσο και οι όξινοι υποηφαιστίτες (πχ. μικρογρανίτης Μαρώνειας, ρυολιθικές φλέβες Κασσιτερών και Κίρκης) αλλά και οι ρυολιθικοί δόμοι λάβας παρουσιάζουν κοινά γεωχημικά χαρακτηριστικά, γεγονός που υποδεικνύει κοινή πηγή προέλευσης την μαγμάτων αυτών (ηπειρωτικός φλοιός ή λιθοσφαιρικός μανδύας με μετέπειτα μόλυνση από ηπειρωτικό φλοιό). Συγκρίνοντας τη μεταλλοφορία του γρανίτη της Σαμοθράκης (χαλαζιακές φλέβες εντός του γρανίτη; intrusion-hosted veins) με εκείνες των γειτονικών περιοχών στους νομούς Έβρου και Ροδόπης (πχ. Μαρώνεια και Σάπες-Κίρκη) καταλήγουμε στα ακόλουθα συμπεράσματα σε ότι αφορά τη μεταλλογενετική ζώνωση σε σχέση με το βάθος τοποθέτησης ενός όξινου μάγματος, αλλά και την πλευρική ζώνωση γύρω από ένα κέντρο Cu-(Mo?) (Εικόνα 30): Η Χαλκοσπηλιά παρουσιάζει ομοιότητες με την μεταλλοφορία πορφυρικού Cu-Mo της Μαρώνειας, ενώ οι φλέβες γαληνίτη της Σαμοθράκης με εκείνες του Αγίου Φιλίππου. Στην Σαμοθράκη δεν εντοπίστηκαν μεταλλοφορίες υψηλής θείωσης (High-sulfidation) όπως εκείνες του Περάματος και του Viper, λόγω του βάθους απόθεσης.



Εικόνα 30: Σχηματικό μοντέλο που παρουσιάζει τα περιβάλλοντα μεταλλογένεσης σε μεταμορφωμένα πετρώματα και στα Τριτογενή μαγματικά πετρώματα της Θράκης. 1. ηφαιστειακά, 2. γρανιτικές διεισδύσεις, 3. πηγματίτες, 4. μεταμορφωμένο υπόβαθρο (γενύσιοι, σχιστόλιθοι, κλπ), 5. υπόβαθρο (μάρμαρα), 6. skarn, 7. πυριτικά sinter, 8. υπολειματική πυριτίωση, 9. χαλαζιακές φλέβες. IS= Intermediate sulfidation, HS=High sulfidation.

Βιβλιογραφία

- Arikas, K. «A porphyry Mo-Cu occurrence near Kirki (western Thrace, Greece)». *N. Jb. Miner. Abh.* **1979**, 137, 74–82.
- Arikas K., Voudouris P., «Hydrothermal alterations and mineralizations of magmatic rocks in the southeastern Rhodope massif», *Acta Vulcanologica, Article, January 1998*, 10, 353-365.
- Barbieri M., Castorina F., Masi U., Garbarino C., Nicoletti M., Kassoli A.-Fournaraki, Filippidis A., and Mignardi S., «Geochemical and Isotopic Evidence for the Origin of Rhyolites from Petrota (Northern Thrace, Greece) and Geodynamic Significance», *Urban & Fischer Verlag, Chem. Erde 61* (2001), 13-29.
- Βλάχου Μαρία, «Τριτογενής Ηφαιστειότητα της Σαμοθράκης και Συνδεδεμένα με αυτήν Βιομηχανικά Ορυκτά (Ζεόλιθοι, Κ-άστριοι)», Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη, **2004**, σελ. 4-47.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., «PRELIMINARY RESULTS ON THE MAGMATIC EVOLUTION OF THE ISLAND OF SAMOTHRAKI GRANITE (N. Greece)», *GEOLOGICA PHODOPICA, volume 2*, **1990**.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., Soldatos, T., Koroneos, A., Bröcker, M., «The evolution of the Samothraki granitic pluton (N. Aegean sea, Greece): geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modeling». In: Panayides I., Xenophontos, C., Malpas, J. (Eds.), *Proceedings of the Third International Conference of the Geology of the Eastern Mediterranean*, **2000**.
- Christofides Georgios, Pécskay Zoltán, Eleftheriadis Georgios, Soldatos Triantafyllos and Koroneos Antonios, «THE TERTIARY EVROS VOLCANIC ROCKS (THRACE, NORTHEASTERN GREECE): PETROLOGY AND K/Ar GEOCHRONOLOGY», *GEOLOGICA CARPATHICA*, 55,5, BRATISLAVA, OCTOBER **2004**, 397-409.
- Christofides, G.; Soldatos, T.; Eleftheriadis, G.; Koroneos, A. «Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks», *Acta Volcanol.* **1998**, 10, 305–318.
- Christofides, G.; Soldatos, T.; Koroneos, A. «Geochemistry and evolution of the Fanos granite, N. Greece», *Mineral. Petrol.* **1990**, 43, 49–63.
- Christofides, G, Eleftheriadis, G., Esson, J., Soldatos, T., Koroneos, A., and Brocker, M., 2000. The evolution of the Samothraki granitic pluton, N-Aegean Sea, Greece; geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modelling, In I. Panayides, e. Xenophontos, and J. Malpas (eds), *Proceedings of the Third International Conference on the Geology of Eastern Mediterranean*, 193-209.

- Δάβη Ν. Ελευθερία, «ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ» (*Davis E.-Der geologische Bau der Insel Samothraki*), *ANNALES GÉOLOGIQUES DES PAYS HELLÉNIQUES*, *Publiés Par le Prof. MAXIME K. MITZOPOULOS*, Αθήνα, **1963**.
- Del Moro, A.; Innocenti, F.; Kyriakopoulos, C.; Manetti, P.; Papadopoulos, P. «Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data», *N. Jb. Miner. Abh.* **1988**, *159*, 113–135.
- Dinter, D.A., and Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in north-eastern Greece, Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex, *Geology*, *21*,45-48.
- Eleftheriadis, G., Pe-Piper, G., Christofides, G, Soldatos, T., and Esson, I., 1994. K-Ar dating of the Samothraki volcanic rocks, Thrace, North-Eastern Aegean (Greece), *Bull. Geol. Soc. Greece*, *XXX/1*, 205-212.
- Fornadel AP, Spry PG, Melfos V, Vavelidis M, Voudouris P. (2011) Is the Palea Kavala Bi-Te-Pb-Sb±Au district, northeastern Greece, a reduced intrusion-related system? *Ore Geology Reviews* *39*: 119-133.
- Innocenti, F.; Kolios, N.; Manetti, O.; Mazzuoli, R.; Peccerillo, G.; Rita, F.; Villari, L. «Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece», *Bull. Vulcanol.* **1984**, *47*, 25–37.
- Irvine TN, Baragar WRW (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* *8*: 523–548.
- Jones E. Catrin, Tarney John, Baker H. James and Geroudi Fani, «Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? », *Tectonophysics* *210* (1992) 295-314, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Katirtzoglou, C., «The Metallogenesis of the Tertiary Sulfide Mineralization of the Essymi Region, Evros County», *Ph.D. Thesis, University of Athens, Athens, Greece*, **1986**.
- Koglin Nikola, Kostopoulos Dimitrios, Reischmann Thomas, «Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints», *Article in TECTONOPHYSICS*, *JULY 2009*.
- Κυριακόπουλος Γ. Κ., «Γεωχρονολογική- Γεωχημική- Ορυκτολογική Μελέτη Τριτογενών Πλουτώνιων Πετρωμάτων της Μάζας της Ροδόπης και Ισοτοπικοί Χαρακτήρες αυτών», *Διδακτορική Διατριβή*, Αθήνα **1987**.

- Lang R. James, Baker Timothy, «Intrusion-related gold systems: the present level of understanding», *Mineralium Deposita* (2001) 36: 477-489.
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27: 745–750.
- Lentz R. Danid, «Intrusion-Related Gold Deposits: Analysis Of Geological, Petrochemical and Geotectonic Constraints», University of New Brunswick Fredericton, NB Canada.
- Marchev Peter, Kaiser-Rohrmeier Majka, Heinrich Christoph, Ovtcharova Maria, Albrecht von Quadt, Raicheva Raya, «2: Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece». *Ore Geology Reviews* 27 (2005), 53-89.
- Μαυρογόνατος Γ. Κ., «Η παραγένεση Βισμουθιούχων Θειοαλάτων, Τελλουριδίων και Πολύτιμων Μετάλλων από την περιοχή Στανού Χαλκιδικής», Αθήνα, **2010**, 60-68.
- Melfos V., Voudouris P. (2012) Geological, mineralogical and geochemical aspects for critical and rare metals in Greece. *Minerals* 2: 300-317.
- Melfos, V.; Vavelidis, M.; Christofides, G.; Seidel, E., «Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece». *Miner. Depos.* **2002**, 37, 648–668.
- Moritz, R.; Márton, I.; Ortelli, M.; Marchev, P.; Voudouris, P.; Bonev, N.; Spikings, R.; Cosca, M. «A Review of Age Constraints of Epithermal Precious and Base Metal Deposits of the Tertiary Eastern Rhodopes: Coincidence with Late Eocene-Early Oligocene Tectonic Plate Reorganization along the Tethys». In *Scientific Annals of the School of Geology AUTH*, Proceedings of the 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 23–26 September **2010**; pp. 351–358.
- Muntean, J.L.; Einaudi, M.T. «Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, Northern Chile», *Econ. Geol.* **2001**, 96, 743–772.
- Ortelli, M. «Tertiary Porphyry and Epithermal Association of the Sapes/Kassiteres District, Eastern Rhodopes, Greece». *Master's Thesis, University of Geneva, Geneva, Switzerland, October 2009*.
- Ortelli, M.; Moritz, R.; Voudouris, P.; Spangenberg, J. Tertiary porphyry and epithermal association of the Sapes-Kassiteres district, eastern Rhodopes, Greece. In *Smart Science for Exploration and Mining*, Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia, 17–20 August 2009; Williams,

- P.J., Ed.; *Economic Geology Research Unit, James Cook University: Douglas, Australia*, **2009**; pp. 536–538.
- Papadopoulou, L.; Christofides, G.; Koroneos, A.; Bröcker, M.; Soldatos, T.; Eleftheriadis, G., «Evolution and origin of the Maronia pluton, Thrace, Greece», *Bull. Geol. Soc. Greece* **2004**, *36*, 568–577.
- Παπαδοπούλου Χ. Λαμπρινή, Γεωλόγος, «ΙΣΟΡΡΟΠΙΑ ΟΡΥΚΤΩΝ ΦΑΣΕΩΝ, ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ, ΘΡΑΚΗ», *Θεσσαλονίκη* **2003**.
- Papanikolaou D, Panagopoulos A, (1981). «On the structural style of southern Rhodope» . *Geol. Balc.* *11*, 13-22.
- Papanikolaou D, (1984). «The three metamorphic belts of the Hellenides : A review and a kinematic interpretation». *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, *17*, 551-561.
- Papanikolaou D, (1988). «Precambrian in the Hellenides (Pelagonian, Cyclades, Peloponnesus-Crete. In “Precambrian in younger fold belts”». Zoubek et al. (ed.) *Willey and Sons Ltd*, 821-840.
- Papanikolaou D, (1989). «Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanan fragments?» *Geol. Soc. Greece Spec. Publ.*, *1*, 63-90.
- Papanikolaou D, (1997). «The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides». *Ann. Geol. Soc. Hellen.*, *37*, 495-514.
- Peccerillo A, Taylor S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *58*: 63-81.
- Richards, J.P. «Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere», *Geology* **2009**, *37*, 247–250.
- Richards, J.P. «Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins», *Ore Geol. Rev.* **2011**, *40*, 1–26.
- Ring, U.; Glodny, J.; Will, T.; Thomson, S., «The Hellenic subduction system: high-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension», *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **2010**, *38*, 45–76.
- Seedorff, E., Dilles, J.H.; Proffett, J.M.; Einaudi, M.T.; Zurcher, L.; Stavast, W.J.A.; Johnson, D.A.; Barton, M.D. «Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features». *Econ. Geol.* **2005**, *100*, 251–298.
- Seymour K. St., Tsikouras V., Kotopoui K., Hatzipanayiotou K. and Pe-Piper G., «A window to the operation of microplate tectonics in the Tethys Ocean: the

- geochemistry of the Samothrace granite, Aegean Sea», *Mineralogy and Petrology* (1996) 56: 251-272.
- Sillitoe H. Richard and Hedenquist W. Jeffrey, «Linkages between Volcanotectonic Settings, Ores-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits», *Society of Economic Geologists, Special Publication 10, 2003, Chapter 18*, p. 315-343.
- Singer, D.A.; Berger, V.I.; Moring, B.B. «*Porphyry Copper Deposits of the World: Database and Grade and Tonnage Models*;» Open-File Report 2008-1155; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2008. Available online: <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/> (accessed on 6 June 2008).
- Skarpelis, N.; Tsikouras, B.; Pe-Piper, G. The Miocene igneous rocks in the Basal Unit of Lavrion (SE Attica, Greece): Petrology and geodynamic implications. *Geol. Mag.* **2008**, *145*, 1–15.
- Strashimirov, S.; Petrunov, R.; Kanazirski, M. Porphyry-copper mineralization in the central Srednogorie zone, Bulgaria. *Miner. Depos.* **2002**, *37*, 587–598.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., «Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces», *Mineralium Deposita* (1999) 34: 323-334.
- Tsikouras, B., «The ophiolites of the island of Samothrace». Unpubl. PhD Thesis, University of Patras, Greece, **1992**.
- ΤΖΟΥΒΕΛΕΚΗ ΣΤΑΜΑΤΙΝΑ, ΤΣΟΛΑΚΙΔΗΣ ΙΩΑΝΝΗΣ, «ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΠΟΡΦΥΡΙΚΟΥ Cu-Mo ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΑΠΩΝ ΚΑΙ Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΡΗΝΙΟ (Re)», Αθήνα, **2014**, 5-26.
- Τσάλας Η., « Η παραγένεση Βισμούθιούχων Θειοαλάτων και Θειούχων Ορυκτών στο Σκάρν της νήσου Κω: Ορυκτοχημεία και Συνθήκες Γένεσης», Αθήνα, **2013**, 55-61.
- Voudouris Panagiotis, Papavasiliou Costas, Melfos Vasilios, «Silver mineralogy of St. Philippos deposit (NE Greece) and its relationship to a Te-bearing porphyry-Cu-Mo mineralization, IGCP Project 486, 2005 Field Workshop, Kiten, Bulgaria, 14-19 September **2005**.
- Voudouris, P., «Comparative mineralogical study of Tertiary Te-rich epithermal and porphyry systems in northeastern Greece». *Mineral. Petrol.* **2006**, *87*, 241–275.
- Voudouris, P.; Melfos, V., «Aluminum-phosphate-sulfate (APS) minerals in the sericitic-advanced argillic alteration zone of the Melitena porphyry-epithermal

Mo-Cu-±Au±Re prospect, western Thrace, Greece». *N. Jb. Mineral. Abh.* **2012**, 190, 11–27.

Voudouris P. Hydrothermal corundum, topaz, diaspore and alunite supergroup minerals in the advanced argillic alteration lithocap of the Kassiteres-Sapes porphyry-epithermal system, western Thrace, Greece. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 2014, 191/2, 117-136.

Voudouris, P.; Alfieris, D., «New porphyry-Cu±Mo occurrences in northeastern Aegean/Greece: Ore mineralogy and transition to epithermal environment. In *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*», Proceedings of the 8th Biennial SGA Meeting, Beijing, China, 18–21 August 2005; Mao, J., Bierlein, F.P., Eds.; Springer: Berlin, Germany, 2005, pp. 473–476.

Voudouris P, Melfos V, Spry PG, Bindi L, Kartal T, Arikas K, Moritz R, Ortelli M (2009) Rhenium-rich molybdenite and rheniite (ReS₂) in the Pagoni Rach-Kirki Mo-Cu-Te-Ag-Au deposit northern Greece: implications for the rhenium geochemistry of porphyry-style Cu-Mo and Mo mineralization. *Canadian Mineralogist* 47: 1013-1036.

Voudouris P., Melfos V., Moritz R., Spry P.G., Ortelli M., Kartal T. (2010) Molybdenite occurrences in Greece: mineralogy, geochemistry and depositional environment. *Proceed. 14th CBGA Congress, Thessaloniki/Greece, Special Volume 100*: 369-378

Voudouris, P.C.; Melfos, V.; Spry, P.G.; Kartal, T.; Schleicher, H.; Moritz, R.; Ortelli, M. «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». *Can. Mineral.* **2013**, 51, 411–442.

Ηλεκτρονικές Πηγές:

www.mindat.org