



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ, ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ
ΠΥΡΙΤΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΣΥΝΟΔΕΥΟΥΝ ΤΗΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΗ
ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΣΤΟ ΤΡΙΑΔΙ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**

ΓΙΑΝΙΑ ΜΙΧΑΗΛΟΒΙΤΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ
Επιβλέπων Καθηγητής
Β. Μέλφος, Επίκουρος Καθηγητής

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2014

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	4
ABSTRACT.....	5
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	6
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	8
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	12
3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΡΙΑΔΙΟΥ	17
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	20
5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	21
5.1 Παρατηρήσεις υπαίθριας έρευνας	21
5.2 Ορυκτολογική σύσταση.....	25
5.3. Γεωχημική σύσταση	32
5.3.1 Διαγράμματα οξειδίων.....	36
5.3.2 Διαγράμματα σπάνιων γαιών (REE).....	38
5.3.3 Διαγράμματα μεταλλικών ιχνοστοιχείων	42
5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	45
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	48
7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	49

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας Πετρολογίας Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Ο σιδηρούχος πυριτικός σχηματισμός συνοδεύει την οφειολιθική ακολουθία στο Τριάδι Θεσσαλονίκης, τμήμα του οφειολιθικού συμπλέγματος της Κεντρικής Χαλκιδικής. Οι πετρολογικοί τύποι οφειολίθων που απαντώνται στην περιοχή είναι δουνίτες, περιδοτίτες, πυροξενίτες και γάββροι. Ο πυριτόλιθος έρχεται σε επαφή με τον υποκείμενο δουνίτη. Ο πυριτικός σχηματισμός είναι μαζώδης, έντονα τεκτονισμένος χωρίς στρώσεις ή μικροστρώματα (laminated texture), καλύπτει μία έκταση 0.4 km² και πάχος 20-50 m, σπάνια 80 m. Από το όριο τους και για περίπου δύο μέτρα μέσα στον πυριτόλιθο και στον δουνίτη εντοπίζονται φλέβες μαγνησίτη και χαλαζία. Το χρώμα το σχηματισμού είναι καστανό λόγω του εμποτισμού με οξείδια σιδήρου κυρίως αιματίτη. Ορυκτολογικά ο σχηματισμός αποτελείται από χαλαζία (70-80%), οξείδια Fe - αιματίτη και γκαιτίτη (20-30%), ασβεστίτη (0-2%), μαγνησίτη (0-2%), χλωρίτη και τάλκη (0-5%), πυρόξενο (<1%) σερπεντίνη (<1%) και χρωμίτη και μαγνητίτη (0-5%). Για τον προσδιορισμό του αποθετικού περιβάλλοντος του πυριτόλιθου σχεδιάστηκαν διαγράμματα οξειδίων (Fe₂O₃, Al₂O₃) και σπανίων γαιών (REE) τα οποία ωστόσο δεν υπέδειξαν κάποιο από τα περιβάλλοντα απόθεσης πιθανώς λόγω των μεγάλων ποσοστών Fe₂O₃. Η απουσία απολιθωμάτων, εκτός ελαχίστων περιπτώσεων, η ηλικία των οφειολίθων (Μέσο- Άνω Ιουρασικό) και τα μεγάλα ποσοστά αιματίτη μέσα στον σχηματισμό του Τριαδίου τον κατατάσσουν στη κατηγορία των αιματιτικών πυριτόλιθων. Οι αιματιτικοί πυριτόλιθοι σε αντίθεση με τα υπόλοιπα πυριτικά ιζήματα δεν έχουν οργανική προέλευση αλλά προέκυψαν από κορεσμένο ή υπερκορεσμένο σε SiO₂ ωκεάνιο νερό ή από την δράση υδροθερμικών διαλυμάτων. Οι πυριτόλιθοι Τριαδίου θεωρούνται ότι σχηματίστηκαν κάτω από υδροθερμικές συνθήκες. Η θεωρία αυτή υποστηρίζεται από τις περιεκτικότητες σε βασικά μέταλλα όπως As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo, από την υδροθερμική εξαλλοίωση των υπερβασικών μαγματικών πετρωμάτων και ιζημάτων. Η σερπεντινίωση που παρατηρείται στον σχηματισμό υποδεικνύει την υδροθερμική εξαλλοίωση του σε χαμηλές θερμοκρασίες (περίπου 150 °C) και ίσως συνδέεται με ένα υδροθερμικό σύστημα μακριά από κάποια σημαντική θερμική πηγή.

ABSTRACT

Mineralogical, petrographic and geochemical study of the silicified sediments related with the ophiolite complex at Triadi of Thessaloniki, N. Greece

The present diploma thesis was carried out at the department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology of the Faculty of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. An extended hematitic chert (jasper) formation accompanies the ophiolitic sequence in Triadi, Thessaloniki, which is part of the central Chalkidiki ophiolitic complex. In this area, the existent petrographic types of the ophiolite are mainly dunite with small occurrences of peridotite, pyroxenite and gabbro. The chert lies at the top of the dunite and is massive, in places strongly tectonized and has no laminated texture. It covers an area of 0.4 km², and has an average thickness of 20-50 m that rarely reaches 80 m. Magnesite and quartz veins can be found in chert and dunite, for approximately 2 m from their contact. The brown colour of the chert is caused from the Fe oxides enrichment. The mineralogical composition is quartz (70-80%), Fe-oxides - hematite and goethite (20-30%), calcite (0-2%), magnesite (0-2%), chlorite and talc (0-5%), pyroxene (<1%), serpentine (<1%), talc (<1%) and chromite and magnetite (0-5%). The determination of the depositional environment of the chert formation was based on plotting Fe₂O₃, Al₂O₃ and REE concentrations, at various geochemical diagrams, however the results did not indicate any specific environment, probably because of the high Fe₂O₃ content. The fossil's absence, the ophiolite's age (Mid- Late Jurassic) and the percentage of hematite classifies the Triadi silicic formation as a hematitic chert (jasper). In contrast with the silicic sediments, hematite cherts do not show an organic source but they have originated from silica saturated or supersaturated seawater and from hydrothermal plumes. The high silica concentrations in seawater during Precambrian and Paleozoic are attributed to the absence of diatoms, microorganisms that absorb silica. In modern times, inorganic silica deposition has been recorded although it is local and cannot be compared with the extensive hematite cherts. This theory is supported from the concentrations of As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo, resulting from the hydrothermal alteration of ultrabasic magmatic rocks and sediments. Serpentinization is observed in the Triadi silicic formation and suggests a low temperature hydrothermal alteration (approximately 150 °C), that may be related with a hydrothermal system in a distance from a thermal source.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του μαθήματος «Διπλωματική Εργασία» του Η' Εξαμήνου, για τον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας και πραγματεύεται τη μελέτη του πυριτικού σχηματισμού που συνοδεύει τα οφειολιθικά πετρώματα στο Τριάδι Θεσσαλονίκης. Η ανάθεση του θέματος έγινε από τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Βασίλειο Μέλφο. Για την μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκαν υπαίθρια έρευνα και δειγματοληψία, έγιναν χημικές αναλύσεις και κατασκευάστηκαν λεπτές και λεπτές στιλπνές τομές από τα δείγματα που συλλέχθηκαν. Μέρος της παρούσας μελέτης χρηματοδοτήθηκε από το Institute for Aegean Prehistory (INSTAP) που εδρεύει στην Philadelphia, U.S.A

Ο όρος οφειόλιθος προσδιορίζει τον ωκεάνιο φλοιό που έχει τοποθετηθεί πάνω σε ένα ηπειρωτικό τέμαχος και περιγράφει την πετρογραφική του στήλη από τα πετρώματα υπερβασικής σύστασης μέχρι και τα ιζήματα που αποτέθηκαν πάνω στον ωκεάνιο πυθμένα. Η τοποθέτηση του ωκεάνιου φλοιού πάνω στον ηπειρωτικό είναι ένα πολύπλοκο τεκτονικό γεγονός που τα επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό, με την μεταμόρφωση και τη παραμόρφωση των πετρωμάτων. Λόγω των μεταβολών αυτών συχνά είναι δύσκολη η ερμηνεία των τεκτονικών διεργασιών στα οποία οφείλεται η τοποθέτηση των οφειολίθων. Στο σημείο αυτό, έρχεται να συμβάλλει η μελέτη των στρωματόμορφων πυριτόλιθων (bedded cherts) και συγκεκριμένα η χημική τους σύσταση με την οποία είναι δυνατόν να προσδιορίσουμε το περιβάλλον και τις συνθήκες που επικρατούσαν κατά την απόθεση τους στον ωκεάνιο πυθμένα. Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί πως η χημική σύσταση ενός τύπου πυριτόλιθου, του αιματιτικού πυριτόλιθου ο οποίος συνδέεται συχνά με κοιτάσματα σουλφιδίων, μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην αναζήτηση τέτοιων τύπων κοιτασμάτων.

Η διεκπεραίωση της εργασίας δεν θα ήταν δυνατή χωρίς την συνεχή καθοδήγηση και υποστήριξη από τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Βασίλειο Μέλφο. Θα ήθελα επίσης, να ευχαριστήσω την Επίκουρη Καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου, στον Τομέα Ορυκτολογίας Πετρολογίας Κοιτασματολογίας, για την βοήθεια κατά την μελέτη στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM), τον Καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Αλμπανάκη για την διευκρίνιση κάποιων ιζηματολογικών εννοιών και διεργασιών και την φοιτήτρια Ε. Πέτικα για την ανταλλαγή απόψεων και ιδεών. Επιπρόσθετα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον

διευθυντή του Τομέα Ορυκτολογίας Πετρολογίας Κοιτασματολογίας, Αναπλ. Καθηγητή κ. Αντώνη Κορωναίο, για την διάθεση του τεχνικού εξοπλισμού και των εργαστηρίων.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένεια μου για την στήριξη κατά την διάρκεια των σπουδών μου, χωρίς την οποία δεν θα είχα καταφέρει να φέρω εις πέρας την παρούσα πτυχιακή εργασία.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή του Τριαδίου με την οποία ασχολείται η παρούσα εργασία έχει αποτελέσει στο παρελθόν τόπο εκμετάλλευσης δύο ορυκτών πρώτων υλών που σχετίζονται με την οφειολιθική ακολουθία. Πρόκειται για τα ορυκτά χρωμίτης και μαγνησίτης. Αν και τα δυο αυτά ορυκτά εντοπίζονται μέσα στο οφειολιθικό σύμπλεγμα η γένεση τους έγινε σε διαφορετικές χρονικές περιόδους. Το κοίτασμα του χρωμίτη είναι ένα ορθομαγματικό κοίτασμα, σχηματίστηκε δηλαδή παράλληλα με την κρυστάλλωση του δουνίτη, μέσα στον οποίο εντοπίζεται, ενώ ο μαγνησίτης δημιουργήθηκε μετέπειτα από την εξαλλοίωση λόγω της δράσης υδροθερμικών ρευστών. Η εκμετάλλευση του χρωμίτη χρονολογείται κατά τις δεκαετίες 1890 και 1900 καθώς και στην διάρκεια του Β' Παγκόσμιου Πολέμου (1941-1943) και πραγματοποιήθηκε με υπόγειες στοές. Η εκμετάλλευση του μαγνησίτη ήταν πολύ περιορισμένη και κράτησε μόλις ένα χρόνο, κατά το έτος 1958. Η εξόρυξή του έγινε από επιφανειακά ορυχεία. Σήμερα ο μαγνησίτης συνεχίζει να εξορύσσεται στη Γερακινή Χαλκιδικής.

Τα πετρώματα της ευρύτερης περιοχής Τριαδίου έγιναν αντικείμενο μελέτης από διάφορους ερευνητές όπως οι Papadakis (1977), Mussallam and Jung (1986), Michailidis (1993), Savvaidis et al. (2000), Μιχαηλίδης κ.ά. (2005), που μελέτησαν την πετρογραφία και γένεση των οφειολίθων καθώς και την ορυκτολογία και γεωχημεία των χρωμιτών και των Cr-χλωριτών. Στην οφειολιθική σειρά που εντοπίζεται στο Τριάδι αναπτύσσεται ένας πυριτικός σχηματισμός που καταλαμβάνει μία σχετικά μεγάλη έκταση και που η παρουσία του δεν έχει αναφερθεί μέχρι σήμερα.

Αντικείμενο της συγκεκριμένης πτυχιακής εργασίας είναι η μελέτη του πυριτικού αυτού σχηματισμού που συνοδεύει το οφειολιθικό σύμπλεγμα στην περιοχή του Τριαδίου Θεσσαλονίκης. Οι πυριτικοί σχηματισμοί είναι γνωστοί και σαν πυριτόλιθοι που περιλαμβάνουν διάφορους πυριτικούς σχηματισμούς. Ωστόσο ανάλογα με την ορυκτολογική και χημική σύστασή τους χρησιμοποιούνται διάφοροι όροι όπως για παράδειγμα κόκκινοι πυριτόλιθοι με διάσπαρτο αιματίτη που ονομάζονται και αιματιτικοί πυριτόλιθοι (jasper) ή νοβακουλίτες που είναι πυριτικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στο Αρκάνσας, τη Οκλαχόμα και στο Τέξας των ΗΠΑ.

Τα πυριτικά ιζήματα χωρίζονται σε στρωματόμορφους (bedded cherts) και στρωματέγκλειστους πυριτόλιθους (nodular cherts) με βάση την μορφολογία τους. Οι στρωματόμορφοι πυριτόλιθοι αποτελούνται από στρώματα πάχους μερικών εκατοστών και αναλόγως με την περιεκτικότητά τους σε οργανικά συστατικά διαιρούνται σε τέσσερις

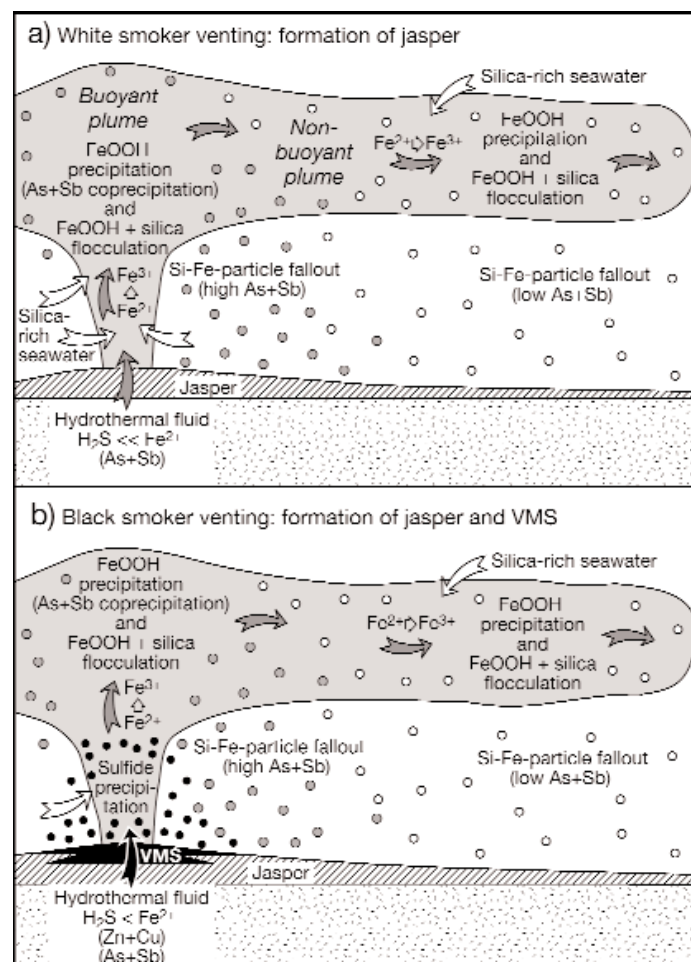
κατηγορίες: πυριτικές αποθέσεις με διατομίτες, πυριτικές αποθέσεις με ραδιολάρια, πυριτικές αποθέσεις spicule και πυριτικές αποθέσεις με πολύ λίγα ή καθόλου οργανικά συστατικά. Συνήθως, τα bedded cherts βρίσκονται μαζί με υποθαλάσσια ηφαιστειακά πετρώματα, πελαγικούς ασβεστόλιθους και τουρβιδίτες. Τα nodular cherts αντίστοιχα συναντούνται κυρίως μέσα σε ασβεστιτικά πετρώματα και πιο σπάνια σε ψαμμίτες, εβαπορίτες κ.ά. (Boggs 1987).

Η κύρια πηγή του πυριτίου στα bedded cherts είναι το νερό των ποταμών, όμως το πυρίτιο μπορεί να προέρχεται και από υπογενή υδροθερμικά διαλύματα που επηρεάζονται από την αλληλεπίδραση του θαλασσινού νερού με τα θερμά ηφαιστειακά πετρώματα στις μεσοωκεάνιες ράχες, από την χαμηλής θερμοκρασίας εξαλλοίωση των βασαλτών και των κλαστικών πυριτικών ιζημάτων στον ωκεάνιο πυθμένα και τέλος από πλούσιους σε πυρίτιο πόρους πελαγικών ιζημάτων (Boggs 1987).

Ένα ερώτημα που προκύπτει είναι ο τρόπος απόθεσης των ιζημάτων αυτών. Η περιεκτικότητα του ωκεάνιου νερού σε πυρίτιο είναι κατά μέσο όρο 1 ppm με αποτέλεσμα αυτό να είναι σε μεγάλο βαθμό υποκορεσμένο σε πυρίτιο. Καθώς η διαλυτότητα του πυριτίου εξαρτάται από την θερμοκρασία και το pH, ακόμα και σε διαλύματα με περιεκτικότητες σε πυρίτιο που υπερβαίνουν την διαλυτότητα του χαλαζία, ενδέχεται να μην κρυσταλλωθεί το ορυκτό. Όπως αναφέρει ο Boggs (1987), με βάση αυτά τα δεδομένα θεωρείται ότι οι μεγάλες εκτεταμένες αποθέσεις των πυριτόλιθων δεν έγιναν με ανόργανες διεργασίες. Ο μηχανισμός απόθεσης των πυριτικών ιζημάτων περιλαμβάνει σε πρώτο στάδιο την δέσμευση του πυριτίου από μικροοργανισμούς όπως μικροπλανκτόν με πυριτικό σκελετό. Στη συνέχεια, μετά τον θάνατο τους, το προστατευτικό κάλυμμα που δεν επέτρεπε στο πυρίτιο να διαλυθεί, καταστρέφεται. Σε αυτή την φάση ο πυριτικός σκελετός διαλύεται. Όταν όμως ο ρυθμός με τον οποίο καθιζάνουν οι πυριτικοί μικροοργανισμοί είναι μεγάλος, αυτοί δεν προλαβαίνουν να διαλυθούν και εισέρχονται στη διαδικασία της διαγένεσης με αποτέλεσμα να ξεκινά ο σχηματισμός του πυριτόλιθου. Οι διαδικασίες σχηματισμού περιλαμβάνουν την μετατροπή από οπάλιο A, την βιογενή μορφή του πυριτίου, σε οπάλιο-CT και τέλος στο σχηματισμό του πυριτόλιθου (Boggs 1987).

Ωστόσο η εμφάνιση των διατόμων, των μικροοργανισμών που θεωρείται ότι είναι υπεύθυνα για την δέσμευση του μεγαλύτερου ποσοστού του πυριτίου των ωκεανών, χρονολογείται κατά το Κρητιδικό και μετά (Grenne et al. 2005) επομένως ο σχηματισμός των πυριτικών ιζημάτων πριν από το Κρητιδικό δεν εξηγείται με τον μηχανισμό που περιγράφηκε παραπάνω. Οι Grenne et al. (2003), μελετώντας έναν αιματιτικό πυριτόλιθο του Ορδοβίσσιου ο οποίος συνοδεύει τους οφειολίθους στο Løkken της Νορβηγίας, περιγράφουν κάποιους

πιθανούς μηχανισμούς απόθεσης. Καθώς δεν υπήρχαν πολλοί μικροοργανισμοί που να δέσμευαν το πυρίτιο κατά την διάρκεια του Παλαιοζωικού και του Μεσοζωικού μία πιθανή εκδοχή είναι ότι το ωκεάνιο νερό τότε ήταν κορεσμένο ή υπερκορεσμένο σε πυρίτιο. Η συσσωμάτωση και η καθίζηση του άμορφου πυριτίου οφείλεται στα υδροξείδια του σιδήρου, τα οποία προέρχονται από υδροθερικά διαλύματα. Οι πυριτικές αποθέσεις είχαν αρχικά μία ζελώδη υφή. Για να επιτευχθεί η παραπάνω διαδικασία πρέπει το ωκεάνιο νερό κατά το Παλαιοζωικό και το Μεσοζωικό να είχε πολύ υψηλές συγκεντρώσεις σε πυρίτιο που εκτιμώνται από τους Grenne et al. (2003) περίπου στα 110-120 mg/L. Μία άλλη σημαντική πηγή προέλευσης του πυριτίου είναι τα υδροθερικά αιωρήματα (hydrothermal plumes) που εξέρχονται είτε από υδροθερμικούς πόρους από τον πυθμένα του ωκεανού είτε κυρίως από δομές καμινάδας (chimney structures). Ανάλογα με την σύσταση των διαλυμάτων μπορεί να συμμετέχουν σουλφίδια, και σε αυτήν την περίπτωση τα συστήματα των υδροθερμικών πηγών είναι γνωστά ως black smokers, ή όταν δεν υπάρχουν σουλφίδια τα chimneys ονομάζονται white smokers (Σχ. 1.1).

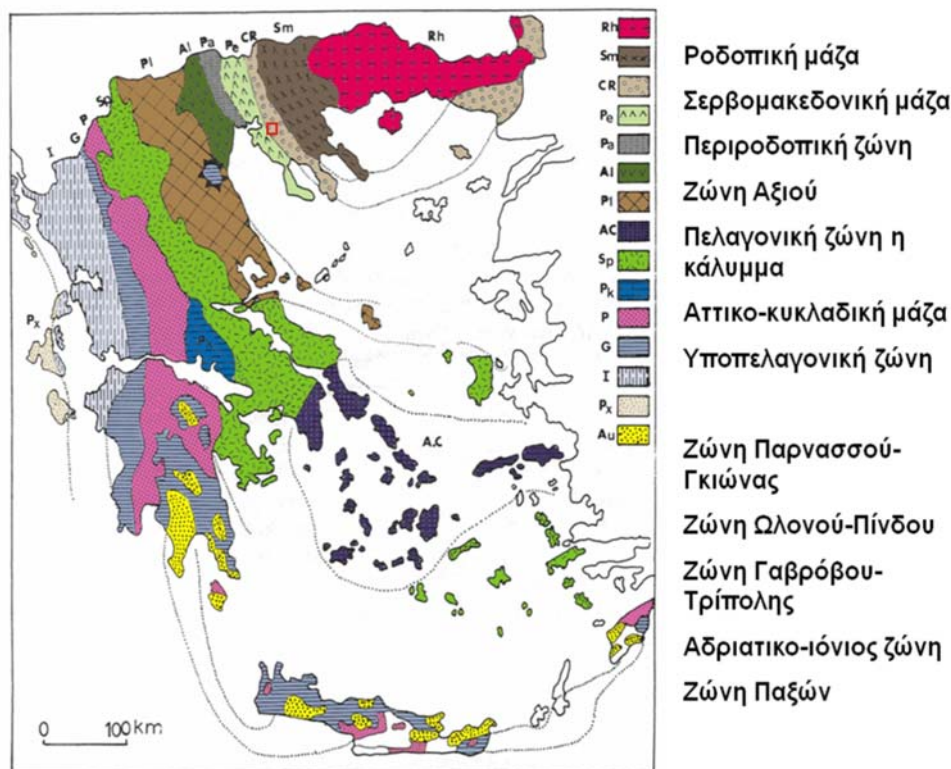


Σχήμα 1.1. Μοντέλο αναπαράστασης υδροθερμικών διαλυμάτων και του σχηματισμού αιματιτικού πυριτόλιθου (Jasper) a) χωρίς σουλφίδια (white smoker type), b) με συμμετοχή σουλφιδίων (black smoker type) (Grenne et al. 2005)

Σύμφωνα με άλλους ερευνητές (Davidson et al. 2001, Halbach et al. 2002) η καθίζηση και ο σχηματισμός αυτών των πυριτικών ιζημάτων σχετίζεται με την δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων πόρων και τον σχηματισμό μεταλλοφόρων καμινάδων (chimney structures), από διαλύματα χαμηλής θερμοκρασίας, μικρότερης από 50 °C. Η άποψη αυτή, θεωρεί ότι οι διεργασίες αυτές, από τις οποίες προέκυψαν οι αιματιτικοί πυριτόλιθοι, είναι ανάλογες με τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σήμερα στον πυθμένα των ωκεανών.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Τα υπό μελέτη πυριτικά ιζήματα της παρούσας εργασίας εντοπίζονται κοντά στο Τριάδι Θεσσαλονίκης και σχετίζονται με την οφειολιθική ενότητα της Κεντρικής Χαλκιδικής.. Η ευρύτερη περιοχή ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη (Σχ. 2.1) η οποία αποτελεί τμήμα των Εσωτερικών Ελληνίδων (Μουντράκης 2010).

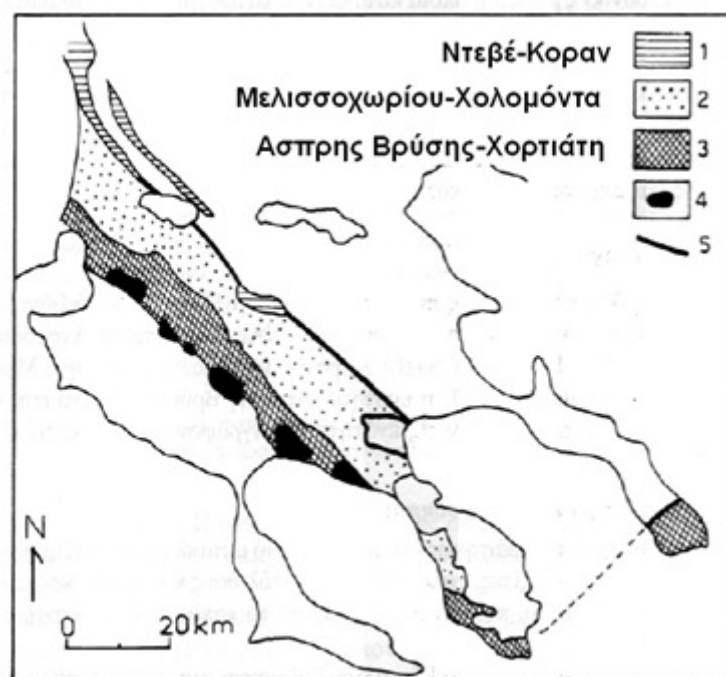


Σχήμα 2.1. Οι γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας και η περιοχή έρευνας που ανήκει στην Περιοδοπική Ζώνη (Μουντράκης 2010).

Τα πετρώματα που μελετήθηκαν βρίσκονται 2 km βορειοδυτικά του Τριάδιου, στο βορειοδυτικό τμήμα της χερσονήσου της Χαλκιδικής. Στην περιοχή αυτή εντοπίζεται μία οφειολιθική σειρά με δουνίτες, γάββρους και πυριτικά πετρώματα τα οποία αποτελούνται κυρίως από μικρόκοκκο ίασπι με καστανό έως καστανοκόκκινο χρώμα λόγω της μεγάλης περιεκτικότητας σε Fe^{3+} . Η ευρύτερη περιοχή ήταν γνωστή κατά το παρελθόν λόγω των υπόγειων μεταλλείων χρωμίτη που υπάρχουν καθώς και των επιφανειακών ορυχείων μαγνησίτη.

Η Περιοδοπική ζώνη (Σχ. 2.2) αναπτύσσεται με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση από τα σύνορα με την ΠΓΔΜ μέχρι τη χερσόνησο της Σιθωνίας όπου παρουσιάζει μία κάμψη και αποκτά ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση. Τμήμα της Περιοδοπικής ζώνης περιλαμβάνει το νότιο άκρο της

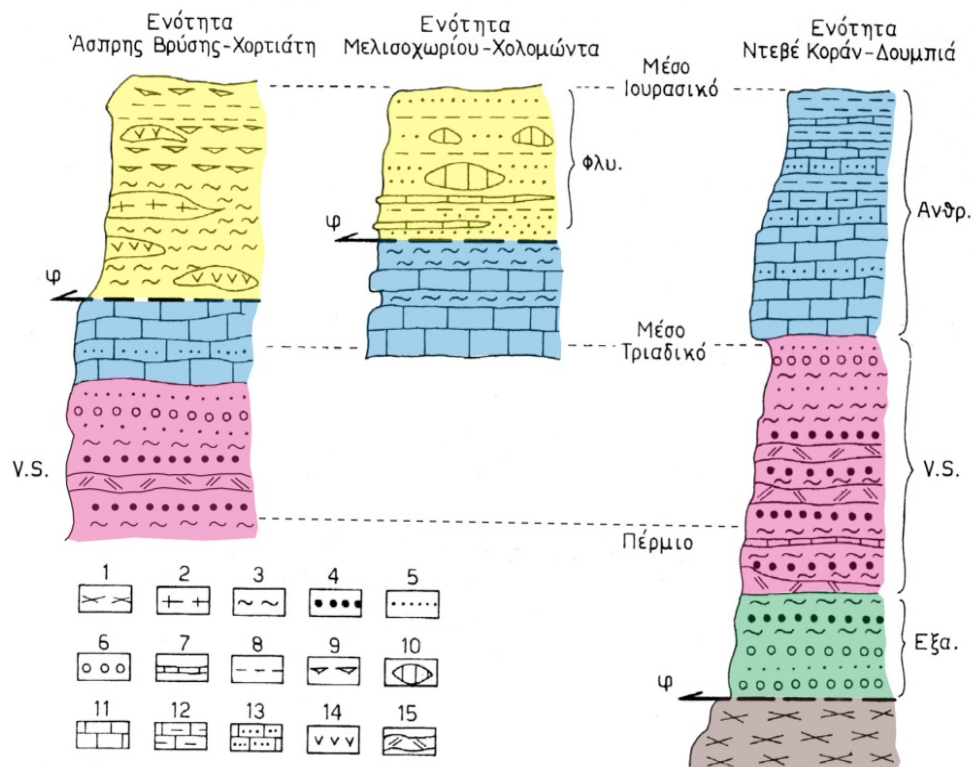
χερσονήσου του Άθω, τη Σαμοθράκη και την περιοχή της Αλεξανδρούπολης στον Ν Έβρου. Το ανατολικό όριο της Περιοδοπικής ζώνης με την Σερβομακεδονική μάζα ελέγχεται από ένα δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα (strike slip) το οποίο συνδέεται με πλάγια, ως προς την ανάπτυξη, ανάστροφα ρήγματα και ζώνες συμπίεσης. Πρόκειται για μία τεκτονική transpression (διάθλιψη) παραμόρφωσης ηλικίας Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου. Στα δυτικά η οριοθέτηση της Περιοδοπικής ζώνης δεν είναι καλά προσδιορισμένη και δεν έχει αποσαφηνιστεί αν η Περιοδοπική ζώνη και η ζώνη Παιονίας αποτελούν μία ενιαία υποενότητα ή όχι (Μουντράκης 2010).



Σχήμα 2.2. Η Περιοδοπική ζώνη στην Κ. Μακεδονία με τις τρεις ενότητες: 1)Ντεβέ-Κοράν 2) Μελισσοχωρίου-Χολομώντα 3) Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη 4) Οφειόλιθοι 5) όριο της ζώνης με τη Σερβομακεδονική Μάζα (Μουντράκης 2010).

Η Περιοδοπική ζώνη διαιρείται σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010) σε τρεις ενότητες: α) Ντεβέ Κοράν, β) Μελισσοχωρίου-Χολομώντα και γ) Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Σχ. 2.3). Η πιο ανατολική ενότητα, η ενότητα Ντεβέ Κοράν, περιλαμβάνει τρεις σχηματισμούς. Ο κατώτερος σχηματισμός ονομάζεται Εξαμήλιο και περιλαμβάνει κλαστικά πετρώματα ηπειρωτικής προέλευσης, όπως μεταψαμμίτες, χαλαζίτες, χαλαζιακού σχιστόλιθου και μετά-κροκαλοπαγή (Μουντράκης 2010). Μέσα σε αυτά τα πετρώματα διεισδύουν όξινα ηφαιστειακά πετρώματα ενώ εντοπίζονται και τόφφοι όξινης σύστασης. Η ηλικία του Εξαμηλίου υπολογίζεται περίπου στο Περμοτριάδικό. Επάνω από το Εξαμήλιο εντοπίζεται η ενότητα Πυργωτού. Πρόκειται για μία ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά, ανάλογης

σύστασης με το Εξαμήλι, με μεγαλύτερη ποσότητα πυροκλαστικών υλικών και ρυολιθικών λαβών. Η διαφορά των δύο σχηματισμών εντοπίζεται στη σύσταση των ηφαιστειακών υλικών, η οποία στο Πυργωτό χαρακτηρίζεται ως διτυπική (bimodal) ηφαιστειότητα, με την παρουσία ρυολίθων, ανδεσιτών, βασαλτών και δολεριτών, υποδηλώνοντας συνθήκες αρχικής ηπειρωτικής διάρρηξης (Ασβέστα 1992, Μουντράκης 2010). Η ηλικία του Πυργωτού ορίζεται ως Περμοτριάδική ή λίγο νεότερη, φτάνοντας έως το Άνω - Μέσο Τριαδικό. Τέλος, πάνω από τον σχηματισμό του Πυργωτού, εντοπίζονται Τριαδικοί ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί είναι νηριτικοί, αν και σε κάποια σημεία έχουν ερυθρό χρώμα δείχνοντας αύξηση του βάθους σχηματισμού, ενώ η ιζηματογένεση ολοκληρώνεται κατά το Κάτω Ιουρασικό με την απόθεση ενός αργιλικού-ψαμμιτικού υλικού.



Σχήμα 2.3. Οι τρεις ενότητες της Περιοδοπικής ζώνης και η τεκονοστρωματογραφική συσχέτιση μεταξύ τους. 1) κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Σερβομακεδονικής 2) πράσινοι γνεύσιοι Θεσ/νίκης και άλλα μετα-πυριγενή πετρώματα της «Μαγματικής σειράς Χορτιάτη» 3) σχιστόλιθοι και φυλλίτες 4) πυροκλαστικά υλικά 5) μεταψαμμίτες, χαλαζίτες 6) μετα-κροκαλοπαγή 7) ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι 8) αργιλικόι σχιστόλιθοι και μάργες 9) κερατόλιθοι 10) ολισθόλιθοι Τριαδικών μαρμάρων 11) ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι, μάρμαρα 12) μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι 13) ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι 14) οφειολιθικά πετρώματα 15) ηφαιστειακά υλικά, φ) τεκτονική επαφή, Εξα) σχηματισμός Εξαμηλίου V.S) ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά Ανθρ) ανθρακική νηριτική σειρά Φλθ) φλύσχης (Μουντράκης 2010).

Δυτικά από την ενότητα Ντεβέ Κοράν αναπτύσσεται η ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα (Σχ. 2.3), καλύπτοντας την μεγαλύτερη έκταση της Περιοδοπικής ζώνης, πλάτους 5-15 km. Η ενότητα αυτή αποτελείται από δύο σχηματισμούς, έναν κατώτερο ανθρακικό σχηματισμό πάχους 400 m και έναν ανώτερο που είναι ο γνωστός ως ο «φλύσξης της Σβούλας». Ο σχηματισμός αυτός είναι ασβεστολιθικός, έχει ηλικία Κάτω-Μέσο Ιουρασικό και περιλαμβάνει ολισθόλιθους από ασβεστόλιθους.

Η ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη που βρίσκεται ακόμα πιο δυτικά παρουσιάζει ανάλογη σύσταση με τις προηγούμενες δύο ενότητες. Ωστόσο, η ιζηματογένεση μεταπίπτει σε ιζήματα πολύ βαθιάς θάλασσας, με μία σχιστοκερατολιθική διάπλαση ηλικίας ανάλογης με τον φλύσξη της ενότητας Μελισσοχωρίου-Χολομώντα. Εδώ εντοπίζονται μαύροι κερατόλιθοι, κόκκινοι αργίλιοι σχιστόλιθοι, μαύροι γραφίτικοι φυλλίτες, μάργες και χαλαζιακοί σχιστόλιθοι (Μουντράκης 2010). Μέσα σε αυτά τα πετρώματα εντοπίζεται η «μαγματική σειρά Χορτιάτη», που αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας και ηφαιστειακά πετρώματα τα οποία μεταμορφώθηκαν στη πρασινοσχιστολιθική φάση.

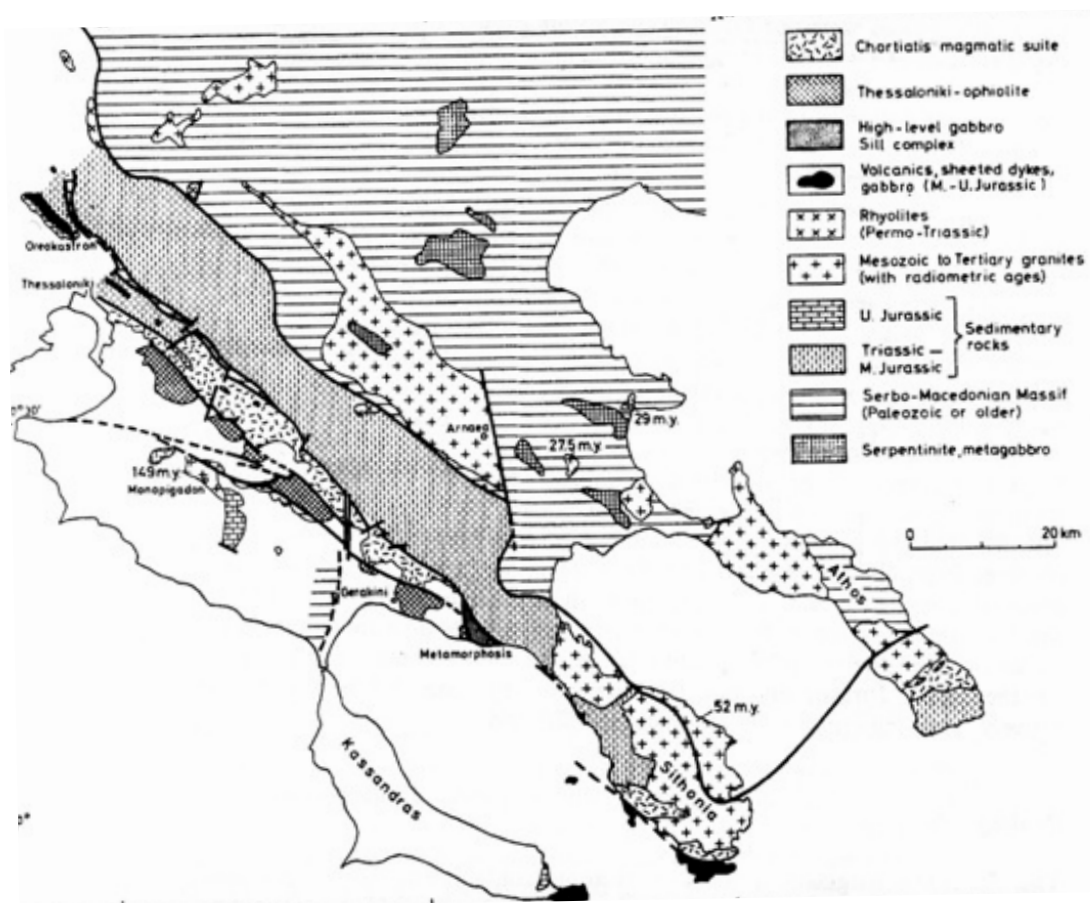
Επάνω από την ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη και σε τεκτονική επαφή εντοπίζονται οφειολιθικά πετρώματα. Οι οφειόλιθοι αυτοί ανήκουν στην εσωτερική ελληνική οφειολιθική ζώνη, η οποία περιλαμβάνει και τα οφειολιθικά συμπλέγματα της Αλμωπίας και της Παιονίας, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Στην Περιοδοπική ζώνη τα οφειολιθικά συμπλέγματα υπάρχουν στις περιοχές Γευγελής, Ωραιοκάστρου, Κεντρικής Χαλκιδικής, Σιθωνίας όπου η διεύθυνση μεταπίπτει σε ΒΑ, προς την Σαμοθράκη και τον Έβρο, ενώ μία μικρή εμφάνιση εντοπίζεται και στη χερσόνησο της Κασσάνδρας (Καλίτση 2003).

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα της Κεντρικής Χαλκιδικής είναι διαμελισμένο και εμφανίζεται κατά διαστήματα σε μία ζώνη μήκους 70 km από την περιοχή της Θεσσαλονίκης έως το χωριό Μεταμόρφωση Χαλκιδικής (Σχ. 2.4) (Meinhold et al. 2009). Οφειολιθικά σώματα παρατηρούνται στο Τριάδι, στα Βασιλικά, στη Βάβδο, στη Γερακινή-Ορμύλια και στη Μεταμόρφωση (Michailidis and Sklavounos 1996). Η επαφή των οφειολιθών με την ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη αποτελείται από ένα ρήγμα επώθησης με κλίση από 20° έως 60° προς τα ΒΑ.

Με βάση γεωφυσικά δεδομένα (Savvaidis et al. 2000) οι οφειόλιθοι της Κεντρικής Χαλκιδικής χωρίζονται σε δύο ζώνες, στην εξωτερική που βρίσκεται στο ΝΔ κομμάτι της ζώνης, με κυμαινόμενο βάθος που φτάνει έως 5 km και γωνία κλίσης 10-15° προς τα ΒΑ και στην εσωτερική ζώνη που βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα και έχει βάθος 1-4 km. Η γωνία κλίσης αυτής της ζώνης διαφοροποιείται από 20-45° στο βορειότερο τμήμα υπολογίζεται στις 10-15° στο νοτιότερο. Η εσωτερική ζώνη συνίσταται κατά κύριο λόγο από περιδοτίτες και έχει

μικρή επιφανειακή εμφάνιση στο βόρειο κομμάτι. Η εξωτερική ζώνη αντιθέτως συσχετίζεται καλά με τις επιφανειακές εμφανίσεις όπως αναφέρουν οι Savvaidis et al. (2000).

Αναφορικά με τη πετρογραφία των οφειολιθικών σωμάτων στη Κεντρική Χαλκιδική υπάρχουν κυρίως πλουτωνικά πετρώματα υπερβασικής και βασικής σύστασης καθώς και διορίτες και πλαγιογρανίτες σε μικρότερο βαθμό. Τα πλουτωνικά πετρώματα χωρίζονται σε δύο υποενότητες, στην κατώτερη υπερβασική και στην ανώτερη βασική. Η κατώτερη υποενότητα αποτελείται από δουνίτη και χαρτσβουργίτη σε εναλλαγές με δουνίτες, ενώ η ανώτερη αποτελείται από γαββρονόριτες και γάββρους. Ανάμεσα στις δύο υποενότητες εντοπίζεται μία μεταβατική ζώνη η οποία περιλαμβάνει γάββρους με ενστρώσεις βεμπστερίτη και ανορθοσίτη (Christodoulou and Michailidis 1990).



Σχήμα 2.4. Γεωλογικός χάρτης της Χαλκιδικής όπου διακρίνεται το διαμελισμένο οφειολιθικό σύμπλεγμα της Κεντρικής Χαλκιδικής (Kockel et al. 1971, Mussallam et al. 1986).

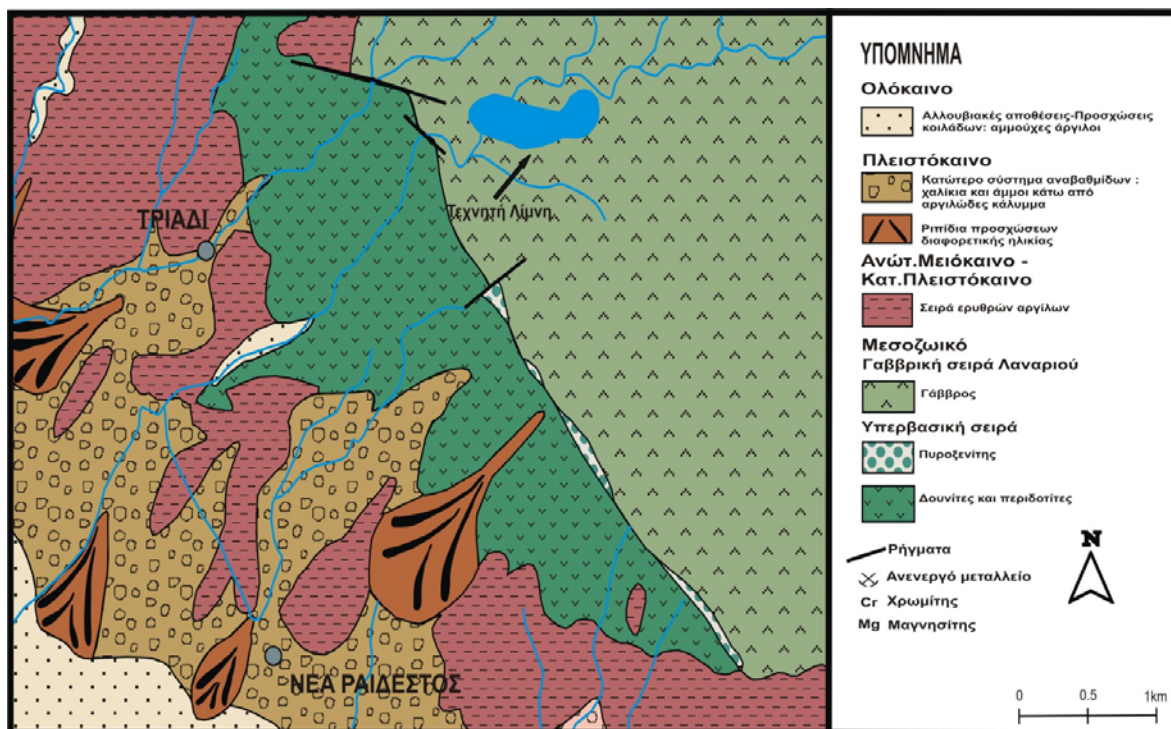
Γεωχρονολογική ισοτοπική μελέτη U-Pb σε ζirkόνια από πλαγιογρανίτη κοντά στη Θεσσαλονίκη, και διορίτες από τις περιοχές Μεταμόρφωσης και Σιθωνίας δείχνουν μία Μέση - Άνω Ιουρασική ηλικία του οφειολιθικού συμπλέγματος (Zachariadis et al. 2006). Όσο αφορά τη μεταμόρφωση των οφειολίθων είναι εμφανής μία πρασινοσχιστολιθική φάση

που συνδέεται με διάτμηση (detachment). Πετρογραφική μελέτη των γάββρων ωστόσο, δείχνει και μία αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης που προηγείται της πρασινοσχιστολιθικής. Είναι πιθανό την μεταμόρφωση αυτή να την υπέστησαν οι οφειόλιθοι μαζί με τους γνεύσιους, τα μάρμαρα και τους αμφιβολίτες καθώς έτσι εξηγείται η παρουσία πηγματιτικών φλεβών με τουρμαλίνη γρανάτη και μικροκλινή μέσα στα οφειολιθικά πετρώματα (Ricou and Godfriaux 1994).

3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΡΙΑΔΙΟΥ

Όπως προαναφέρθηκε στην περιοχή του Τριαδίου εμφανίζεται ένα κομμάτι του οφειολιθικού συμπλέγματος της Κεντρικής Χαλκιδικής. Το σύμπλεγμα αυτό χωρίζεται σε μία ανώτερη ενότητα και σε μία κατώτερη ενότητα με βάση πετρογραφικά και τεκτονικά κριτήρια. Στο Τριάδι εντοπίζεται η κατώτερη ενότητα η οποία με την σειρά της διαιρείται σε δύο υποενότητες την κατώτερη, υπερβασική υποενότητα και την ανώτερη, βασική υποενότητα.

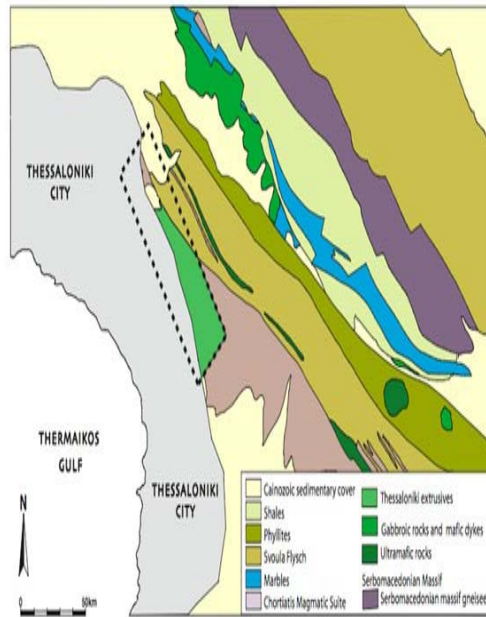
Στη περιοχή Τριαδίου οι πετρογραφικοί τύποι των οφειολίθων είναι κυρίως δουνίτες, με περιορισμένες εμφανίσεις από περιδοτίτες και πυροξενίτες, καθώς και γάββροι (Σχ. 3.1). Ο πυριτικός σχηματισμός, που συνοδεύει τα οφειολιθικά σώματα, αναπτύσσεται επάνω από τον δουνίτη. Ο δουνίτης είναι σερπεντινωμένος και μπορεί να βρεθεί σε εναλλαγές με χαρτσβουργίτη (Sapountzis 1979, Jung et al. 1980, Mussallam et al. 1981, Gauthier 1984, Tarenidis 1984, Jung and Mussallam 1985, Bebien et al. 1987, Christodoulou and Michailidis 1990, Michailidis and Sklavounos 1996, Μιχαηλίδης κ.ά. 2005). Επίσης, μέσα στην υπερβασική υποενότητα φιλοξενείται μεταλλοφορία χρωμίτη μεταλλουργικού τύπου. Ο πιο συνηθισμένος τύπος μεταλλεύματος είναι ο ταινιωτός με εναλλαγές ταινιών χρωμίτη και ολιβίνη (Μιχαηλίδης κ.ά. 2005).



Σχήμα 3.1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Τριαδίου (Kockel et al. 1978, από Μίσσα 2007).

Ο Zachariadis (2007) μελετώντας τους οφειολίθους της Θεσσαλονίκης, οι οποίοι βρίσκονται βορειότερα από το Τριάδι (Σχ. 3.2), πραγματοποίησε γεωχρονολογικές αναλύσεις σε ζirkόνια από διορίτη. Η αναλογία U/Th έδωσε σύμφωνη ηλικία κρυστάλλωσης του διορίτη 169 ± 1 Ma δηλαδή στο Μέσο Ιουρασικό. Γεωχρονολογική εξέταση της μαγματικής σειράς Χορτιάτη, πάλι σε ζirkόνια με την ίδια μέθοδο, έδωσε ηλικία σχηματισμού 159 ± 1 Ma (Άνω Ιουρασικό) γεγονός που δείχνει ότι προηγείται ο σχηματισμός των οφειολίθων. Σύμφωνα με τον Zachariadis (2007) οι οφειόλιθοι σχηματίστηκαν σε ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον νησιώτικου τόξου (island arc) αμέσως επάνω από ζώνη υποβύθισης (suprasubduction zone ophiolite).

Η ηλικία της τοποθέτησης των οφειολίθων παραμένει συζήτηση. Ο Papanikolaou (2009) αναφέρει ότι η τοποθέτηση έγινε μεταξύ του Κάτω και Άνω Ιουρασικού καθώς έχουν βρεθεί, στην Κεντρική Χαλκιδική, πάνω από τους οφειόλιθους ανθρακικά και μολασσικά ιζήματα Ιουρασικής ηλικίας (Kockel et al. 1977). Η τοποθέτηση μπορεί να συνδέεται είτε με την Κιμμερική ορογένεση, που πιθανόν έλαβε χώρα στην Περιοδοπική ζώνη, είτε με την προαλπική τεκτονική που περιλαμβάνει και την τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης Αξιού. Όπως αναφέρει ο Papanikolaou (2009) ο λόγος για τον οποίο δεν μπορούμε να διαχωρίσουμε με ποιο από τα δύο γεγονότα συνδέεται η τοποθέτηση του οφειολιθικού συμπλέγματος της Περιοδοπικής ζώνης έγκειται στο γεγονός ότι όλοι οι Μεσοζωικοί σχηματισμοί έχουν επηρεαστεί από την Αλπική ορογένεση.



Σχήμα 3.2. Γεωλογικός χάρτης της ανατολικής περιοχής της Θεσσαλονίκης. Στο πλαίσιο με τις διακεκομμένες γραμμές εντοπίζεται η περιοχή Τριαδίου με την οφειολιθική εμφάνιση (από Zachariadis 2007).

4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η διπλωματική αυτή εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η υπαίθρια έρευνα καθώς και η συλλογή των δειγμάτων πετρωμάτων από τους πυριτικούς σχηματισμούς στη περιοχή Τριαδίου Θεσσαλονίκης έγιναν τον Απρίλιο του 2014. Συλλέχθηκαν συνολικά 15 δείγματα.

Η εργαστηριακή μελέτη για τον προσδιορισμό της ορυκτολογίας των δειγμάτων περιελάμβανε οπτική μικροσκοπία σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός και σε μεταλλογραφικό μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός τύπου Leitz (Laborlux 11 Pol S) σε συνολικά 14 λεπτές και λεπτές/στιλπνές τομές.

Για τον προσδιορισμό της χημικής σύστασης των οξειδίων (χρωμίτης, μαγνητίτης) έγινε χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (SEM) τύπου JEOL (840A) με αναλυτικό σύστημα EDS Link AN10000 στο εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ. Η παρατήρηση των μεταλλικών ορυκτών στο SEM έγινε με τη βοήθεια εικόνας οπισθοανακλώμενων ηλεκτρονίων (back scattering image). Η διάμετρος της δέσμης ήταν περίπου 1 μm και ο χρόνος μέτρησης 30 sec.

Για τον προσδιορισμό των κύριων στοιχείων, των ιχνοστοιχείων και των Σπανίων Γαιών (REE) πραγματοποιήθηκαν 11 χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος με τη μέθοδο φθορισμού ακτίνων-X (X-ray Fluorescence, XRF) για τα κύρια στοιχεία και επιλεγμένα ιχνοστοιχεία, και με τη μέθοδο Φασματομετρίας Μάζας Επαγωγικά Συζευγμένου Πλάσματος (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry, ICP-MS) για τα ιχνοστοιχεία και τις σπάνιες γαίες (REE), στα ACME laboratories στο Vancouver του Καναδά.

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1 Παρατηρήσεις υπαίθριας έρευνας

Ο πυριτικός σχηματισμός στο Τριάδι Θεσσαλονίκης εντοπίζεται στα ανώτερα στρώματα των πρηνών του ρέματος Τριαδίου. Το ρέμα αυτό ξεκινάει στη δυτική πλευρά του όρους Χορτιάτη και με νοτιοδυτική κατεύθυνση, καταλήγει στην πεδιάδα της Νέας Ρεδαιστού και διαβρώνει όλους τους σχηματισμούς της οφειολιθικής σειράς της περιοχής. Ο πυριτικός σχηματισμός καλύπτει μία έκταση περίπου 0.4 km^2 και έχει πάχος 20-50 m και σπάνια φθάνει έως 80 m (Σχ. 5.1-3). Μακροσκοπικά το χρώμα του πυριτόλιθου είναι καστανό και η απόχρωση του ποικίλει ανάλογα με την ποσότητα του Fe που περιέχει ο σχηματισμός, από ανοικτό έως σκούρο καστανό και καστανοκόκκινο. Οι μεταβολές στο χρώμα μπορεί να είναι ορατές ακόμα και στο ίδιο δείγμα σε απόσταση μερικών εκατοστών. Ο πυριτικός σχηματισμός είναι μαζώδης, έντονα τεκτονισμένος κατά θέσεις, και δεν εντοπίζονται στρώσεις ή μικροστρώματα (laminated texture) ορατές μακροσκοπικά. Επίσης κατά την μικροσκοπική μελέτη δεν παρατηρήθηκαν απολιθώματα, δηλαδή ραδιολάρια.



Σχήμα 5.1 Δορυφορική εικόνα από το Google Earth της περιοχής έρευνας όπου διακρίνονται οι εκτάσεις που καλύπτει ο πυριτικός σχηματισμός Τριαδίου.



Σχήμα 5.2 Ο πυριτικός σχηματισμός που αναπτύσσεται πάνω από τους δουνίτες Τριαδίου, δυτικό πρανές.



Σχήμα 13 Ο πυριτικός σχηματισμός που αναπτύσσεται πάνω από τους δουνίτες Τριαδίου, ανατολικό πρανές.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, ο πυριτικός σχηματισμός αναπτύσσεται πάνω από τα οφειολιθικά πετρώματα της Κεντρικής Χαλκιδικής (Meinhold et al. 2009). Στη περιοχή οι πετρολογικοί τύποι οφειολίθων που συναντώνται είναι κυρίως δουνίτες με μικρή συμμετοχή περιδοτίτη, πυροξενίτη, καθώς και γάββροι. Επάνω από τον δουνίτη αναπτύσσεται ο πυριτικός σχηματισμός με τον οποίο βρίσκεται σε άμεση επαφή, ενώ δεν είναι ορατές οι επαφές με τον γάββρο. Αυτό δείχνει ότι πιθανώς ο δουνίτης αποκαλύφθηκε κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού στον βυθό του ωκεανού του Βαρδάρη (Αξιού), μέσω μεγάλων ρηγμάτων μικρής κλίσης (detachment faults). Αυτό προκύπτει από το γεγονός ότι ακριβώς επάνω από τον δουνίτη επικάθονται τα πυριτικά ιζήματα. Η ζώνη επαφής έχει σχετικά μικρό κατακόρυφο πάχος, έως 1 m, και είναι έντονα εξαλλοιωμένη (Σχ. 5.4).



Σχήμα 24 Ο πυριτικός σχηματισμός (επάνω) σε επαφή με τον έντονα εξαλλοιωμένο δουνίτη Τριαδίου (κάτω) με φλέβες και φλεβίδια μαγνησίτη, δυτικό πρανές.

Σημαντικό είναι ότι κατά μήκος αυτής της ζώνης με την έντονη εξαλλοίωση αλλά και μέσα στον πυριτόλιθο σε πάχος έως 2 m, παρατηρείται πολύ πυκνό δίκτυο φλεβών και φλεβιδίων μαγνησίτη παράλληλα προς την επαφή με τον δουνίτη. Παρατηρούνται επίσης και φλέβες που διασχίζουν κάθετα την επαφή. Το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά έως και αρκετά cm (Σχ. 5.4-6).



Σχήμα 35. Ο πυριτικός σχηματισμός που διαπερνάτε από φλέβες και φλεβίδια μαγνησίτη, ανατολικό πρανές.



Σχήμα 46. Φλέβα μαγνησίτη στον πυριτικό σχηματισμό πολύ κοντά στην επαφή με τον υποκείμενο δουνίτη, ανατολικό πρανές..

Καθώς αυξάνει η απόσταση από την επαφή με τον δουνίτη προς τα επάνω οι φλέβες μέσα στον πυριτόλιθο αραιώνουν και δεν συνεχίζουν. Το φαινόμενο παρατηρείται και στα δύο πρηνή του ρέματος.

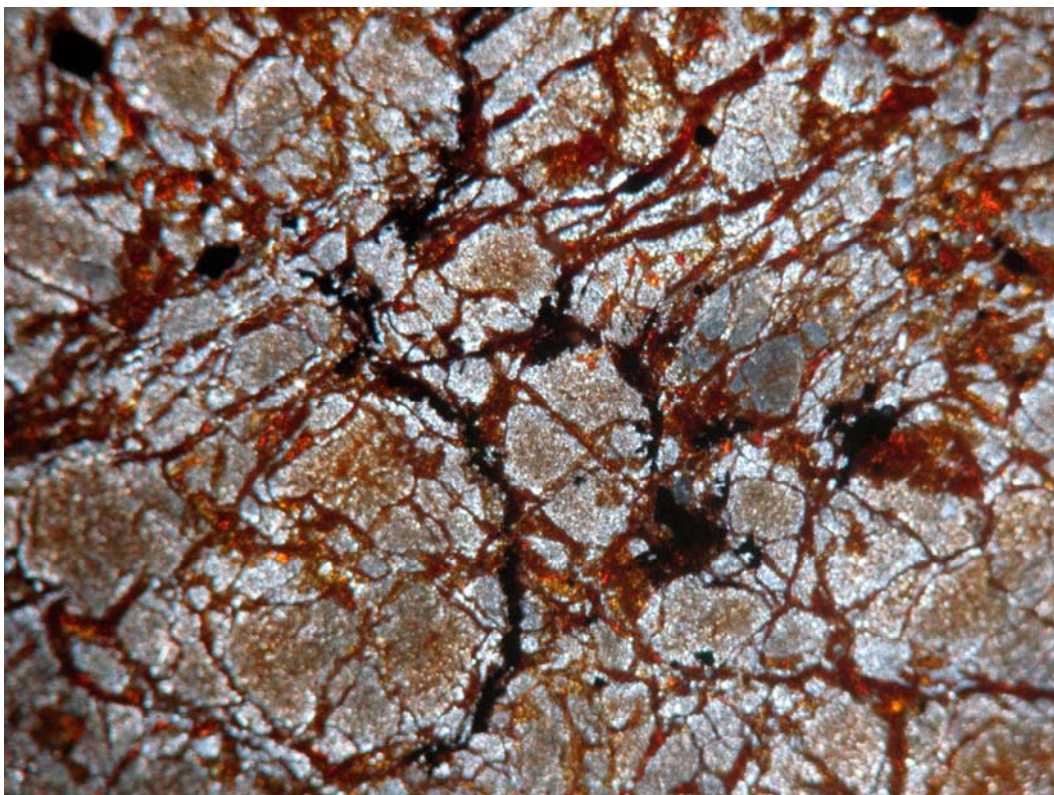
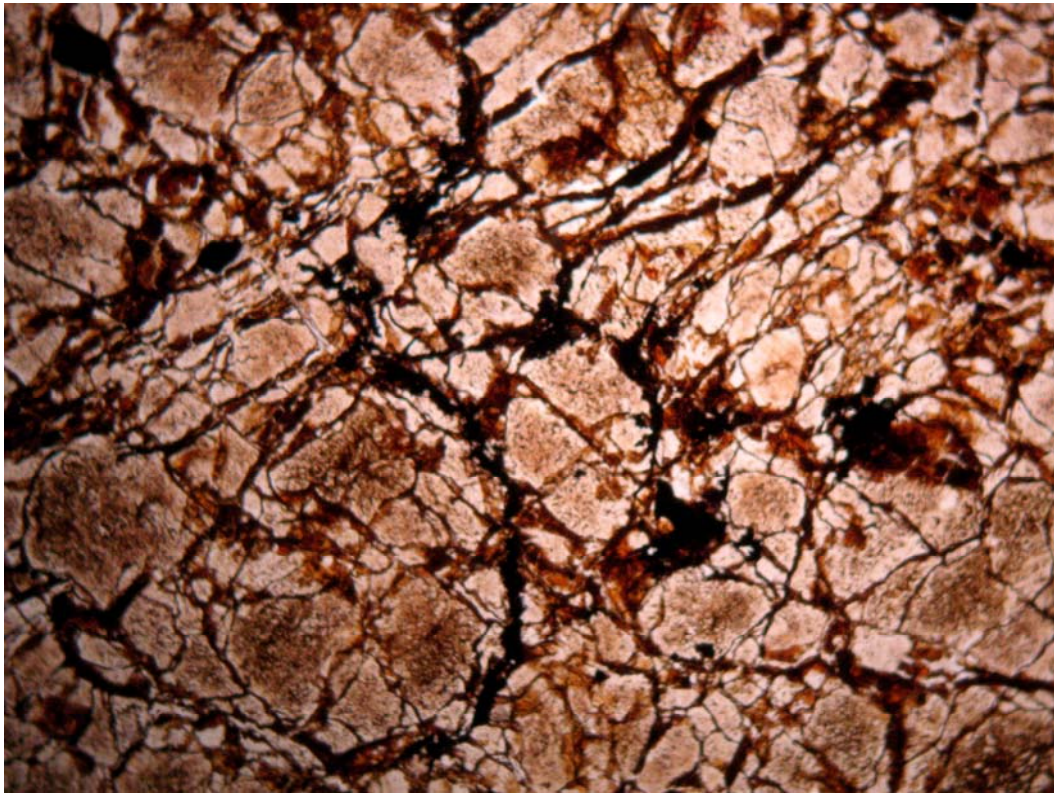
5.2 Ορυκτολογική σύσταση

Η ορυκτολογική σύσταση του σιδηρούχου πυριτικού σχηματισμού στο Τριάδι προσδιορίστηκε με βάση την μικροσκοπική μελέτη των 12 λεπτών τομών και των 2 λεπτών στιλπνών τομών, και αποτελείται από χαλαζία (70-80%), οξείδια Fe – αιματίτη και γκαιτίτη (20-30%), ασβεστίτη (0-2%), μαγνησίτη (0-2%), χλωρίτη και τάλκη (0-5%), πυρόξενο (<1%) σερπεντίνη (<1%) και χρωμίτη και μαγνητίτη (0-5%).

Το κύριο ορυκτό του σχηματισμού είναι ο μικροκρυσταλλικός χαλαζίας. Το χρώμα του στο μικροσκόπιο έχει με πολωτή μία κόκκινη-καστανή χροιά λόγω του εμποτισμού του με οξείδια σιδήρου ενώ με αναλυτή εμφανίζεται με χαμηλά (τεφρά) χρώματα πόλωσης με καστανή χροιά (Σχήμα 5.7). Το μέγεθος των κόκκων χαλαζία φθάνει έως 1 μm , όταν βρίσκεται σε μικροκρυσταλλική μορφή. Τοπικά, όμως εντοπίζονται και φαινόμενα ανακρυστάλλωσης πιθανώς λόγω της διαγένεσης, και σε αυτήν την περίπτωση το μέγεθος των κόκκων φθάνει έως 30 μm .

Χαλαζίας έχει βρεθεί και σε μορφή φλεβών που διαπερνούν τον μικροκρυσταλλικό χαλαζία. Σε αυτήν την περίπτωση ο χαλαζίας είναι πιο αδρόκοκκος (Σχ 5.8), και στις περισσότερες περιπτώσεις δεν έχει το χαρακτηριστικό καστανό-καστανοκόκκινο χρώμα από τα οξείδια σιδήρου. Αυτό σημαίνει ότι πιθανώς να σχηματίστηκαν αργότερα από διαλύματα χωρίς Fe, ίσως κατά τη διαγένεση των πυριτικών ιζημάτων.

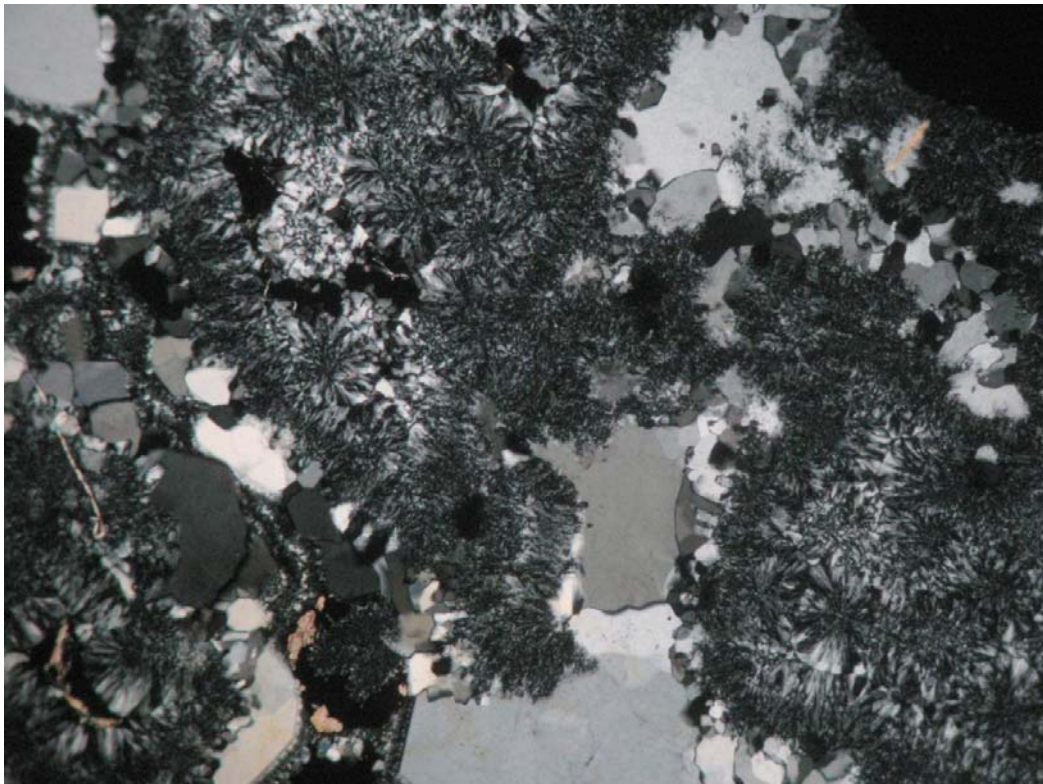
Σε ορισμένες περιπτώσεις εντοπίζονται τμήματα του πυριτόλιθου με λευκό χρώμα με μικροκρυσταλλικό χαλαζία, και στα οποία εντοπίζεται ανακρυσταλλωμένος αδρόκοκκος χαλαζίας αλλά και χαλκηδόνιος με την χαρακτηριστική σφαιροειδή ή σφαιρολιθική υφή (Σχ. 5.9). Το χρώμα του είναι λευκό χωρίς να έχει επηρεαστεί από τον εμποτισμό με οξείδια σιδήρου όπως ο μικροκρυσταλλικός χαλαζίας ενώ έχει τεφρά χρώματα πόλωσης.



Σχήμα 5.7. Μικροκρυσταλλικός χαλαζίας με έντονη κατακλαστική υφή. Ο αιματίτης διεισδύει στα κενά των διακλάσεων ή εμποτίζει τον μικροκρυσταλλικό χαλαζία. Δείγμα Trd 1-2, μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, επάνω: //N, κάτω: +N, μήκος φωτογραφίας 1,3 mm.



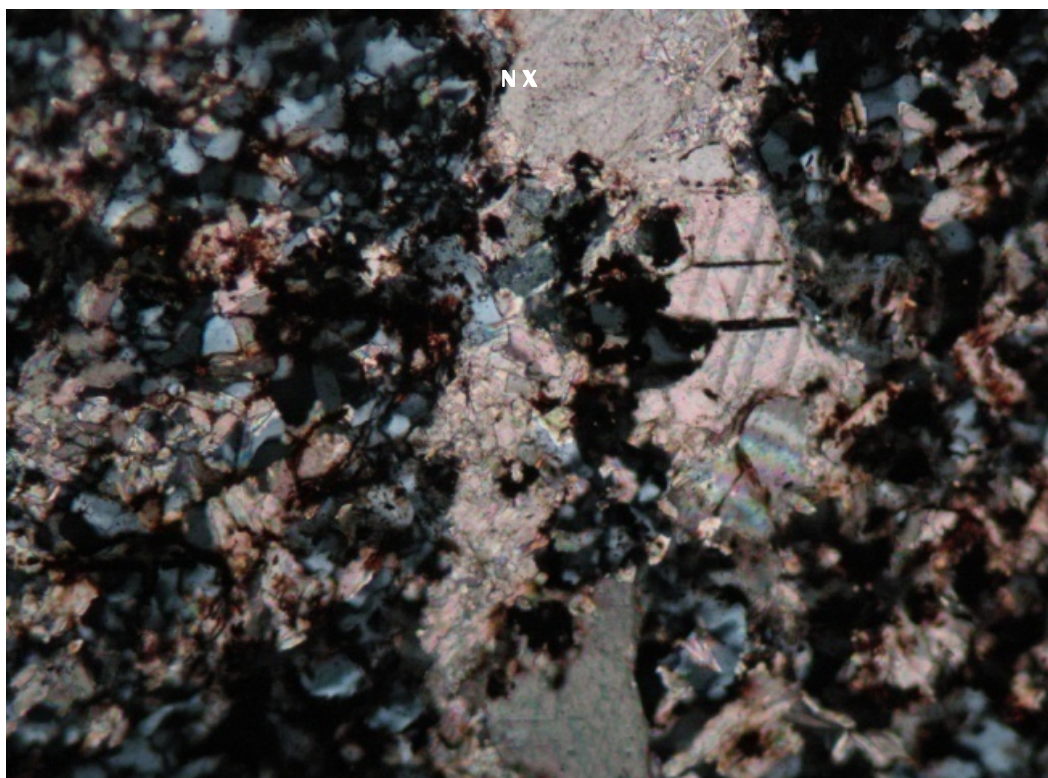
Σχήμα 5.8. Φλέβα με αδρόκοκκο χαλαζία που διαπερνά τον μικροκρυσταλλικό χαλαζία.. Η φλέβα δεν έχει επηρεαστεί από τον εμποτισμό με οξείδια σιδήρου όπως το υπόλοιπο πέτρωμα. Δείγμα Trd 1-3 , μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, επάνω: //N, κάτω: +N, μήκος φωτογραφίας 0.65 mm.



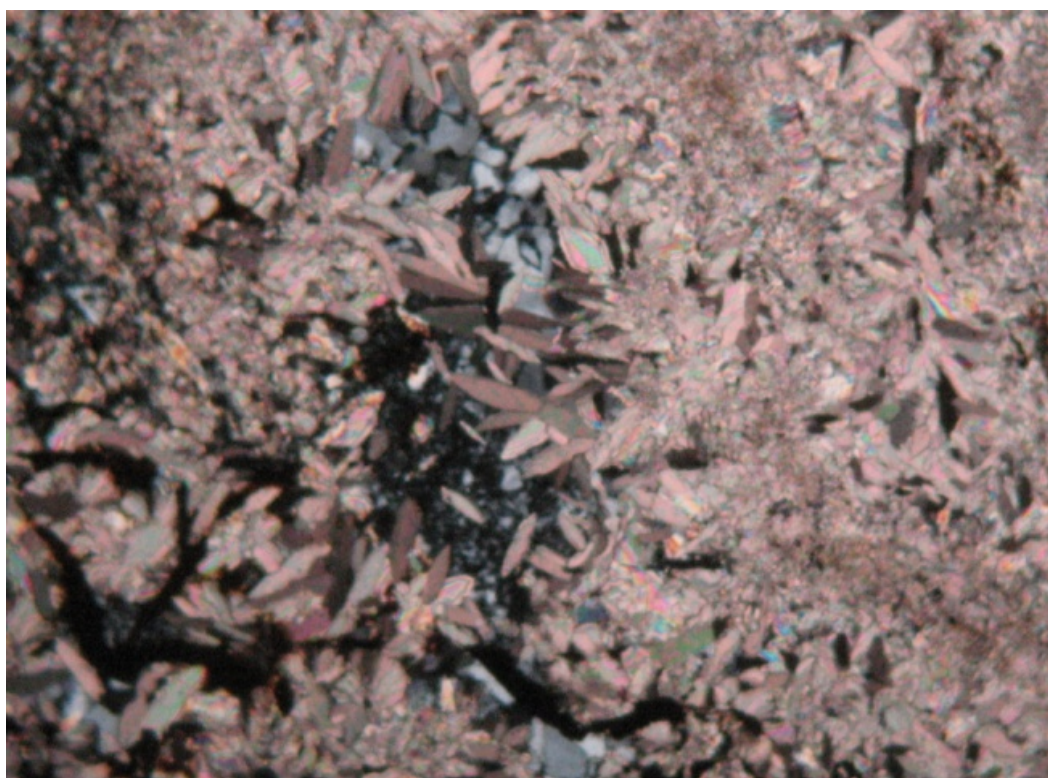
Σχήμα 5.9. Λευκός πυριτόλιθος που αποτελείται από μικροκρυσταλλικό χαλαζία, αδρόκοκκο χαλαζία και σφαιρόλιθοι χαλκηδόνιου. Δείγμα Trd 1-5, μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, επάνω: //N, κάτω: +N, μήκος φωτογραφίας 2.6 mm.

Τα οξείδια Fe αποτελούνται κυρίως από αιματίτη και πολύ σπανιότερα από γκαιτίτη. Η σχεδόν καθολική παρουσία του αιματίτη δίνει το χαρακτηριστικό καστανό-καστανοκόκκινο χρώμα στον πυριτικό σχηματισμό ο οποίος για το λόγο αυτό χαρακτηρίζεται ως αιματιτικός πυριτικός σχηματισμός (jasper). Ο αιματίτης είτε διεισδύει στα κενά των διακλάσεων του πυριτικού σχηματισμού ή πιο συχνά εμποτίζει τον μικροκρυσταλλικό χαλαζία (Σχ. 5.7).

Σε δείγματα του πυριτικού σχηματισμού που βρίσκονται κοντά στην επαφή με τον δουνίτη εκτός από τον χαλαζία εντοπίζονται σε σχετικά υψηλή συγκέντρωση ασβεστίτης και μαγνησίτης κυρίως σε φλέβες ή σε πληρώσεις πόρων (Σχ. 5.10, 5.11). Ο ασβεστίτης (Σχ. 5.10) εμφανίζει σχισμό και την χαρακτηριστική διδυμία, με πολωτή έχει μεταβαλλόμενο ανάγλυφο και λευκό χρώμα. Με διασταυρωμένα Nicols ο ασβεστίτης έχει πολύ υψηλά, σχεδόν λευκά τέταρτης τάξης και άνω χρώματα πόλωσης. Ο μαγνησίτης (Σχ. 5.11) εμφανίζεται με παρόμοια χαρακτηριστικά με τον ασβεστίτη, χωρίς τις διδυμίες και τον σχισμό. Έχει ωστόσο και αυτός μεταβαλλόμενο ανάγλυφο και υψηλά χρώματα πόλωσης.



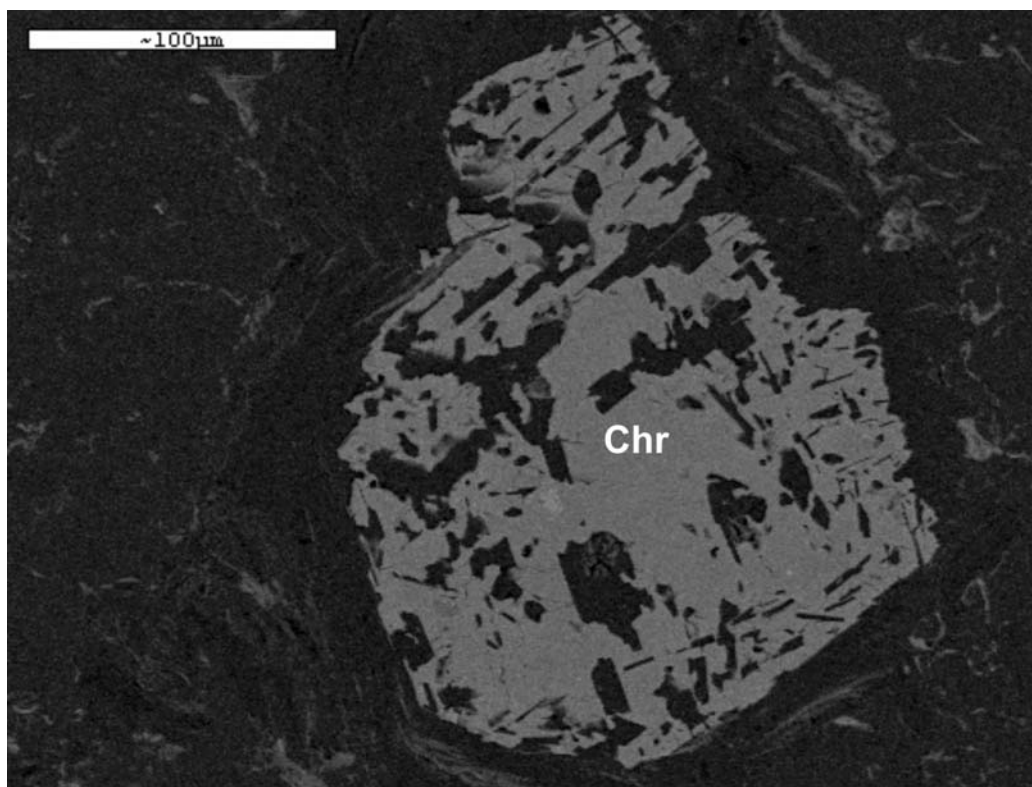
Σχήμα 5.10. Φλέβα ασβεστίτη μέσα σε μικροκρυσταλλικό χαλαζία.. Δείγμα Trd Trd 5-1, μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, +N, μήκος φωτογραφίας 0.65 mm.



Σχήμα 5.11. Μαγνησίτης και σβεστίτης σε σύμφυση με μικροκρυσταλλικό χαλαζία. Δείγμα Trd 5-3, μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός, +N, μήκος φωτογραφίας 1.3mm.

Το δείγμα Trd 5-3 που προέρχεται από τη ζώνη επαφής με τον δουνίτη, αποτελείται σχεδόν εξολοκλήρου από τα δύο ασβεστίτη και μαγνησίτη (Σχ. 5.11).

Άλλα ορυκτά που βρίσκονται κοντά στην επαφή με τον δουνίτη είναι ο πυρόξενος σε πολύ μικρή ποσότητα και ο οποίος αλλοιώνεται σε τάλκη, καθώς επίσης και ο χλωρίτης και ο σερπεντίνης. Ο σερπεντίνης σχηματίζεται σε επαφή και επάνω από τον αιματίτη κάτι που δείχνει ότι ο σχηματισμός του λαμβάνει χώρα στον πυθμένα του ωκεανού του Αξιού (Βαρδάρη). Δύο μεταλλικά ορυκτά που εντοπίζονται επίσης σχετικά συχνά είναι ο χρωμίτης και ο μαγνητίτης (Σχ. 5.12, 5.13). Και τα δύο αυτά ορυκτά θεωρούνται ότι αποτελούν κλαστικούς κόκκους μέσα στο πυριτικό ίζημα από τους δουνίτες. Ειδικά ο χρωμίτης πιθανώς να προέρχεται από τα υποκείμενα οφειολιθικά πετρώματα μέσα στα οποία έχουν βρεθεί σημαντικές ποσότητες χρωμίτη. Οι κρύσταλλοι είναι ιδιόμορφοι, σπασμένοι και σε σημαντικό βαθμό αποστρογγυλεμένοι. Σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις εντοπίζονται εγκλείσματα χλωρίτη που πιθανώς παγιδεύτηκαν πρωτογενώς κατά την κρυστάλλωση των χρωμιτών.



Σχήμα 5.12. Χρωμίτης (Chr) με εγκλείσματα χλωρίτη, μέσα στο πυριτικό ίζημα στην περιοχή Τριαδίου. Εικόνα από το SEM..



Σχήμα 5.13. Μαγνητίτης (Mt) με μαρτιτίωση δηλαδή μετατροπή σε αιματίτη (Ht). Δείγμα Tr 1, μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός, //N, μήκος φωτογραφίας 0.65 mm.

Μικροαναλύσεις που έγιναν στους κόκκους χρωμίτη του πυριτικού σχηματισμού έδειξαν ότι το Cr_2O_3 κυμαίνεται από 61.18 έως 64.47 wt%, το Al_2O_3 από 3.42 έως 4.43 wt% και το MgO από 1.27 έως 4.91 wt% (Πίν. 5.1). Οι αναλύσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με μικροαναλύσεις που έγιναν από τον Michailidis (1993) σε χρωμίτες από τα χρωμιτικά κοιτάσματα που εντοπίζονται μέσα στους δουνίτες Τριαδίου. Από αυτό προκύπτει ότι οι χρωμίτες που εντοπίζονται στους πυριτικούς σχηματισμούς προέρχονται από την διάβρωση των υποκείμενων χρωμιτικών εμφανίσεων στους δουνίτες Τριαδίου.

Ένα ακόμη στοιχείο που συνηγορεί στο γεγονός ότι οι χρωμίτες προέρχονται από τα οφειολιθικά πετρώματα είναι τα εγκλείσματα χλωρίτη που εντοπίστηκαν και από τον Michailidis (1993) στα υποκείμενα κοιτάσματα χρωμίτη. Συγκεκριμένα οι μικροαναλύσεις στα εγκλείσματα χλωρίτη από τους χρωμίτες στους πυριτικούς σχηματισμούς περιέχουν Cr_2O_3 από 2.44 έως 5.10 wt% που δείχνει την παρουσία Cr-χλωρίτη, ποικιλίας κεμερερίτη. Κεμερερίτης εντοπίστηκε ως εγκλείσμα και από τον Michailidis (1993) στους αντίστοιχους χρωμίτες της υποκείμενης σειράς των δουνιτών Τριαδίου.

Πίνακας. 5.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χρωμιτών από τον πυριτικό σχηματισμό στο Τριάδι Θεσσαλονίκης.

Δείγμα	Tr 1-1	Tr 1-2	Tr 1-3	Tr 1-4
a/a				
SiO ₂	bdl	bdl	bdl	0.84
TiO ₂	bdl	bdl	0.92	bdl
Al ₂ O ₃	3.91	4.16	4.43	3.42
Cr ₂ O ₃	64.47	61.18	61.83	63.01
Fe ₂ O ₃	2.11	2.69	1.11	0.76
FeO	25.42	30.79	29.22	27.69
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	4.91	1.27	2.50	3.28
NiO	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl
Σύνολο	100.82	100.09	100.00	99.00
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)				
Si	0.000	0.000	0.000	0.241
Ti	0.000	0.000	0.198	0.000
Al	1.290	1.419	1.493	1.159
Cr	14.266	13.996	13.973	14.316
Fe ³⁺	0.444	0.585	0.238	0.163
ΣΜ ^{3+,4+}	16.000	16.000	15.901	15.879
Fe ²⁺	5.952	7.452	6.984	6.655
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.048	0.548	1.065	1.405
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣΜ ²⁺	8.000	8.000	8.049	8.060

Ο μαγνητίτης βρίσκεται επίσης μέσα στο μικροκρυσταλλικό χαλαζία. Έχει ιδιόμορφο σχήμα και ξεχωρίζει από τον χρωμίτη γιατί έχει πιο καστανωπή χροιά. Σε αρκετούς κρυστάλλους παρατηρήθηκε μαρτιτίωση του μαγνητίτη, δηλαδή μετατροπή του μαγνητίτη σε αιματίτη, αποτέλεσμα οξείδωσης (Σχ. 5.13).

5.3. Γεωχημική σύσταση

Ο καθορισμός του αποθετικού περιβάλλοντος των πυριτικών σχηματισμών είναι μείζονος σημασίας καθώς από τη μελέτη τους προκύπτουν πληροφορίες για τη δημιουργία των ιζηματογενών λεκανών και των ορογενών. Ωστόσο η δομή και η υφή των πυριτικών σχηματισμών επηρεάζεται ή και καταστρέφεται εύκολα από την μεταποθετική

ανακρυστάλλωση με αποτέλεσμα η μελέτη και ερμηνεία των δεδομένων να παρουσιάζει δυσκολίες. Για αυτό το λόγο αναπτύχθηκαν, με βάση τη χημική σύσταση σύγχρονων ιζημάτων, κριτήρια για τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος απόθεσης (Murray 1994). Τα περιβάλλοντα στα οποία είναι πιθανή η απόθεση πυριτικών ιζημάτων είναι οι μεσοωκεάνιες ράχες, τα ηπειρωτικά περιθώρια και τα πελαγικά περιβάλλοντα.

Σύμφωνα με τον Murray (1994) η χημική σύσταση των ωκεάνιων ιζημάτων εξαρτάται από τη σύσταση των υπαρχόντων σωματιδίων των ιζημάτων, από τα χημικά στοιχεία του θαλάσσιου νερού που απορροφούνται πάνω στην επιφάνεια των σωματιδίων και από τη διαγενετική κλασματοποίηση που συμβαίνει στα στάδια της ταφής και λιθοποίησης. Από τους τρεις αυτούς παράγοντες οι αλλαγές λόγω διαγένεσης θεωρείται ότι επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τη σύσταση των πυριτόλιθων καθώς η προσθήκη του διαλυμένου SiO_2 ελέγχει την περιεκτικότητα των υπόλοιπων στοιχείων στο σχηματισμό. Αναφορικά, μια αύξηση 10% στο ποσοστό του SiO_2 κατά την πυριτίωση, συνεπάγεται διπλασιασμό της προσθήκης του στο σχηματισμό και παράλληλα με υποδιπλασιασμό των υπόλοιπων στοιχείων. Οι τελικές περιεκτικότητες σε SiO_2 κυμαίνονται συχνά και πάνω από 95 wt.% χωρίς να υπολογίζονται τα πτητικά (H_2O).

Οι μεταβολές στη χημική σύσταση των πυριτόλιθων κατά τη διαγένεση επηρεάζουν τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος απόθεσης του σχηματισμού. Ωστόσο υπάρχουν κάποια ιχνοστοιχεία τα οποία δεν έχουν μεγάλη κινητικότητα κατά τη διαδικασία της διαγένεσης και δεν επηρεάζονται από τις διεργασίες της. Τα στοιχεία αυτά είναι τα Al, Ti, Fe και οι σπάνιες γαίες (REE). Με βάση τις περιεκτικότητες των στοιχείων αυτών έχουν κατασκευαστεί διαγράμματα με τα οποία προσδιορίζεται το αποθετικό περιβάλλον των πυριτικών ιζημάτων (Murray 1994). Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού του αποθετικού περιβάλλοντος του πυριτικού σχηματισμού στο Τριάδι Θεσσαλονίκης με βάση τις χημικές αναλύσεις και τα αντίστοιχα γεωχημικά διαγράμματα.

Στο Πίνακα 5.2 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις των έντεκα δειγμάτων στα κύρια στοιχεία, σε ιχνοστοιχεία και σε σπάνιες γαίες (REE).

Πίνακας 5.2. Χημικές αναλύσεις των δειγμάτων από τον πυριτικό σιδηρούχο σχηματισμό στο Τριάδι Θεσσαλονίκης.

wt%	Trd 1-1	Trd 1-2	Trd 1-3	Trd 1-5	Trd 2-1	Trd 3-1
SiO ₂	93.31	89.80	75.65	97.23	91.90	92.32
Al ₂ O ₃	0.38	0.17	0.22	0.02	0.20	0.25
Fe ₂ O ₃	4.20	6.99	7.47	0.78	5.19	4.84
MnO	0.09	0.13	0.10	bdl	0.05	0.05
MgO	0.16	0.21	10.40	0.11	0.36	0.30
CaO	0.08	0.04	0.39	0.21	0.10	0.09
Na ₂ O	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl
TiO ₂	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.19	0.56	0.25	0.01	0.28	0.21
LOI	1.40	1.90	5.00	1.60	1.80	1.90
Σύν	99.86	99.81	99.55	100.00	99.91	99.98
ppm						
Ba	37	11	14	bdl	5	4
Sc	2	3	5	bdl	2	2
Mo	1.8	0.8	1.1	1.4	1.2	1.5
Cu	8.1	5.6	4.3	3.5	6.9	31.1
Pb	14.7	3.8	4.5	6.1	4.3	8.4
Zn	39	24	29	20	20	34
Ni	724	1348	1746	23	853	384
As	14.1	29.8	16.1	0.7	12.5	8.1
Sb	0.6	0.8	0.1	bdl	0.5	0.8
Co	53.9	108.4	95.5	5.0	43.1	36.4
Ga	bdl	0.6	bdl	bdl	bdl	bdl
V	103	283	61	bdl	89	103
W	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.7
Nb	1.3	0.6	0.9	0.4	0.4	bdl
Rb	1.1	0.2	0.9	bdl	bdl	bdl
Sr	5.5	2.4	5.0	1.1	1.1	1.8
Y	1.2	0.9	0.3	0.3	0.4	0.6
Zr	2.7	0.2	3.8	2.3	1.5	0.6
Nb	1.3	0.6	0.9	0.4	0.4	bdl
Sn	bdl	bdl	bdl	bdl	1	bdl
La	1.0	bdl	0.6	0.4	0.1	0.3
Ce	1.1	bdl	0.3	bdl	0.1	bdl
Pr	0.18	bdl	0.05	bdl	bdl	bdl
Nd	1.1	bdl	0.4	bdl	bdl	bdl
Sm	0.12	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Eu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Gd	0.18	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Tb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Dy	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.19
Ho	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Er	0.06	0.03	0.03	bdl	bdl	0.03
Tm	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Yb	0.21	bdl	bdl	bdl	0.16	bdl
Lu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Hf	0.1	bdl	bdl	bdl	0.2	bdl
Th	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
U	0.2	0.3	0.5	1.9	bdl	bdl
ΣREE	4.05	0.03	1.38	0.40	0.56	0.52
(La/Ce) _n	2.0	-	4.3	-	2.2	-
Ce/Ce*	0.5	-	0.3	0.0	0.9	0.0

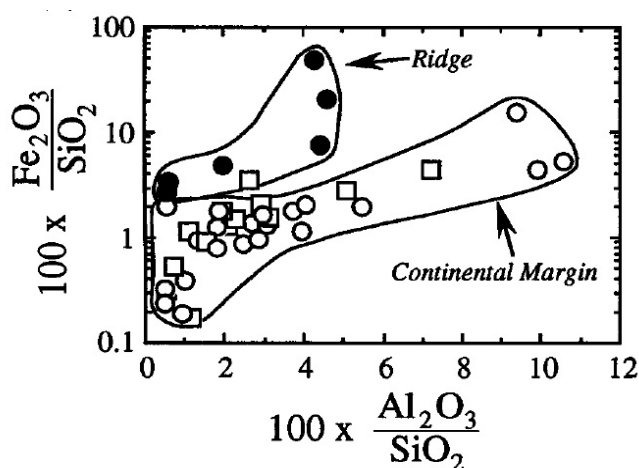
Πίνακας 5.2. (συνέχεια).

wt%	Trd 3-2	Trd 4-1	Trd 4-2	Trd 5-1	Trd 5-2
SiO ₂	89.39	91.15	92.00	84.15	85.07
Al ₂ O ₃	0.24	0.18	0.20	0.13	0.32
Fe ₂ O ₃	7.51	5.74	5.24	5.37	7.78
MnO	0.05	0.06	0.08	0.08	0.14
MgO	0.34	0.23	0.33	2.37	1.48
CaO	0.05	0.05	0.08	2.67	1.21
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.02		0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0.21	0.30	0.22	0.34	0.52
LOI	2.10	2.10	1.80	4.80	3.20
Σύν	99.92	99.83	99.95	99.94	99.77
ppm					
Ba	4	8	14	14	21
Sc	3	3	2	2	3
Mo	2.2	1.1	1.8	0.8	0.7
Cu	18.1	21.5	28.3	12.0	8.5
Pb	8.6	3.9	4.3	2.3	3.2
Zn	29	21	15	15	22
Ni	533	1002	608	687	1490
As	13.3	15.8	6.5	5.9	7.3
Sb	0.8	1.2	0.6	0.4	0.2
Co	44.8	56.5	54.7	64.5	135.1
Ga	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
V	175	113	37	22	38
W	3.3	bdl	bdl	bdl	bdl
Nb	0.4	0.5	0.6	0.3	0.4
Rb	0.2	0.2	1.0	0.2	1.1
Sr	1.9	1.2	1.6	8.3	4.7
Y	0.5	0.8	0.5	0.5	0.9
Zr	0.5	0.8	1.0	0.7	3.5
Nb	0.4	0.5	0.6	0.3	0.4
Sn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
La	bdl	0.5	0.4	0.6	0.5
Ce	bdl	0.2	0.7	0.2	0.9
Pr	bdl	0.05	0.05	0.04	0.11
Nd	bdl	0.3	bdl	0.4	0.6
Sm	bdl	0.06	bdl	bdl	bdl
Eu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Gd	bdl	0.10	bdl	bdl	bdl
Tb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Dy	0.10	0.07	0.18	bdl	0.13
Ho	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Er	0.05	0.07	bdl	bdl	bdl
Tm	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Yb	0.08	0.09	bdl	bdl	0.11
Lu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Hf	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1
Th	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
U	0.8	bdl	bdl	bdl	0.4
ΣREE	0.23	1.44	1.33	1.24	2.45
(La/Ce) _n	-	5.4	1.2	6.5	1.2
Ce/Ce*	-	0.2	1.6	0.2	0.7

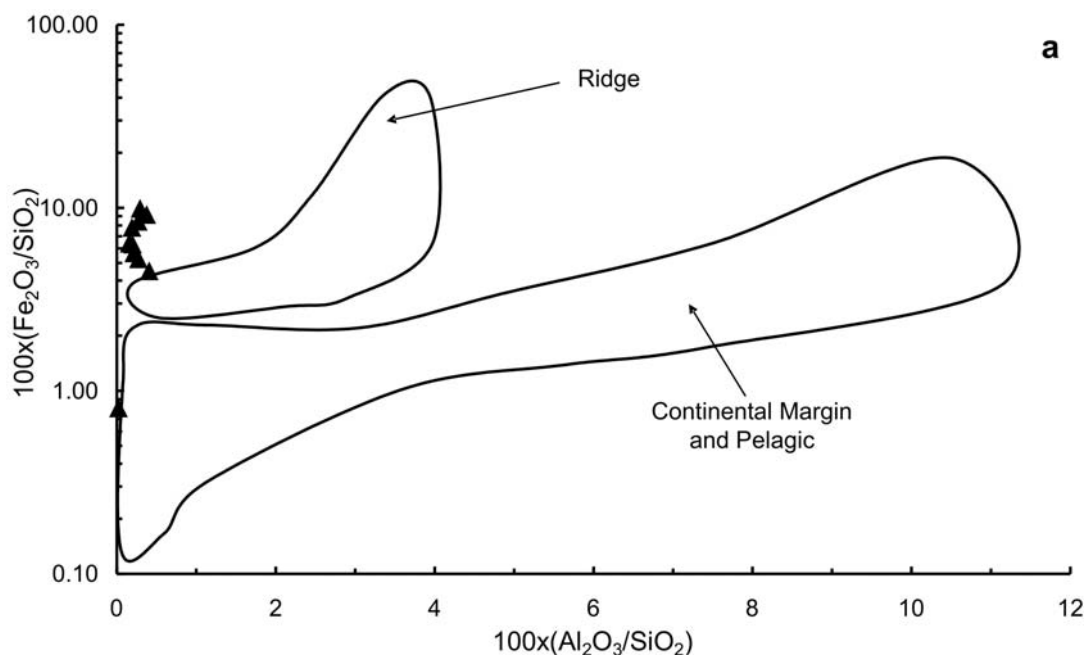
5.3.1 Διαγράμματα οξειδίων

Τα διαγράμματα οξειδίων στηρίζονται στις περιεκτικότητες σε οξείδια στοιχείων όπως το Fe_2O_3 και το Al_2O_3 τα οποία είναι δυσκίνητα κατά τις διαγενετικές διεργασίες και επομένως η περιεκτικότητα τους στο σχηματισμό δεν παρουσιάζει έντονες μεταβολές. Στη παρούσα εργασία θα χρησιμοποιηθούν τα οξείδια σιδήρου και αργιλίου.

Σύμφωνα με μία από τις βασικές αρχές για τον προσδιορισμό του αποθετικού περιβάλλοντος των πυριτικών σχηματισμών, το αργίλιο συνδέεται στενά με ηπειρωτικά περιβάλλοντα ενώ ο σίδηρος θεωρείται ότι έχει υδροθερμική προέλευση σε μεσοωκεάνιες ράχες. Επομένως υψηλές περιεκτικότητες σε Fe_2O_3 και χαμηλές σε Al_2O_3 υποδηλώνουν απόθεση σε περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης. Στο διάγραμμα του σχήματος 5.14 ο Murray (1994) χρησιμοποίησε τις περιεκτικότητες Fe_2O_3 και Al_2O_3 κανονικοποιημένες ως προς το ποσοστό του SiO_2 . Η κανονικοποίηση ως προς SiO_2 γίνεται ώστε να μειωθεί η επίδραση των διαγενετικών διεργασιών. Στον οριζόντιο άξονα του διαγράμματος προβάλλονται οι περιεκτικότητες σε αργίλιο ($100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) και στον κατακόρυφο άξονα οι περιεκτικότητες σε σίδηρο ($100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$). Στο διάγραμμα αυτό ο Murray διαχώρισε τα πυριτικά ιζήματα που σχηματίζονται σε περιβάλλον ηπειρωτικού περιθωρίου από αυτά που σχηματίζονται σε ωκεάνια ράχη. Η προβολή των αναλύσεων από τους πυριτόλιθους στο Τριάδι στο διάγραμμα του σχήματος 5.15 φαίνεται να μην συμπίπτει με κάποιο από τα πεδία στο διάγραμμα του Murray.



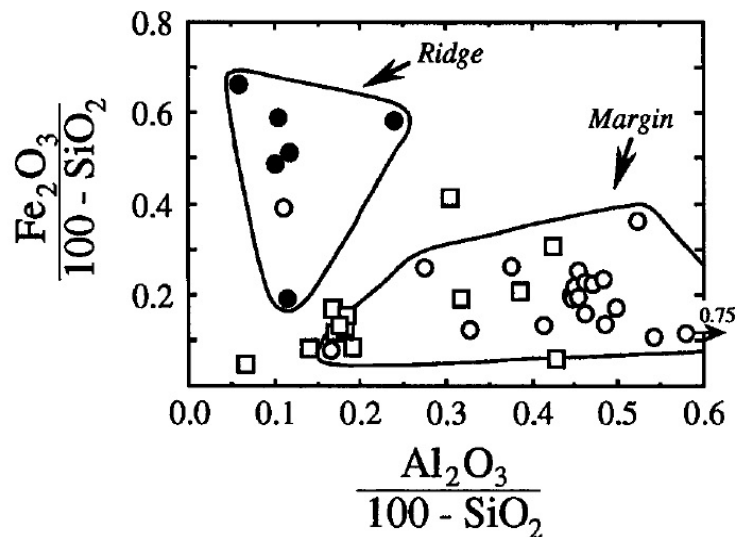
Σχήμα 5.14. Διάγραμμα με τις περιεκτικότητες Fe_2O_3 και Al_2O_3 κανονικοποιημένες ως προς το SiO_2 , όπου διαχωρίζονται τα πυριτικά ιζήματα που σχηματίζονται σε περιβάλλον ηπειρωτικού περιθωρίου από αυτά που σχηματίζονται σε ωκεάνια ράχη (Murray 1994).



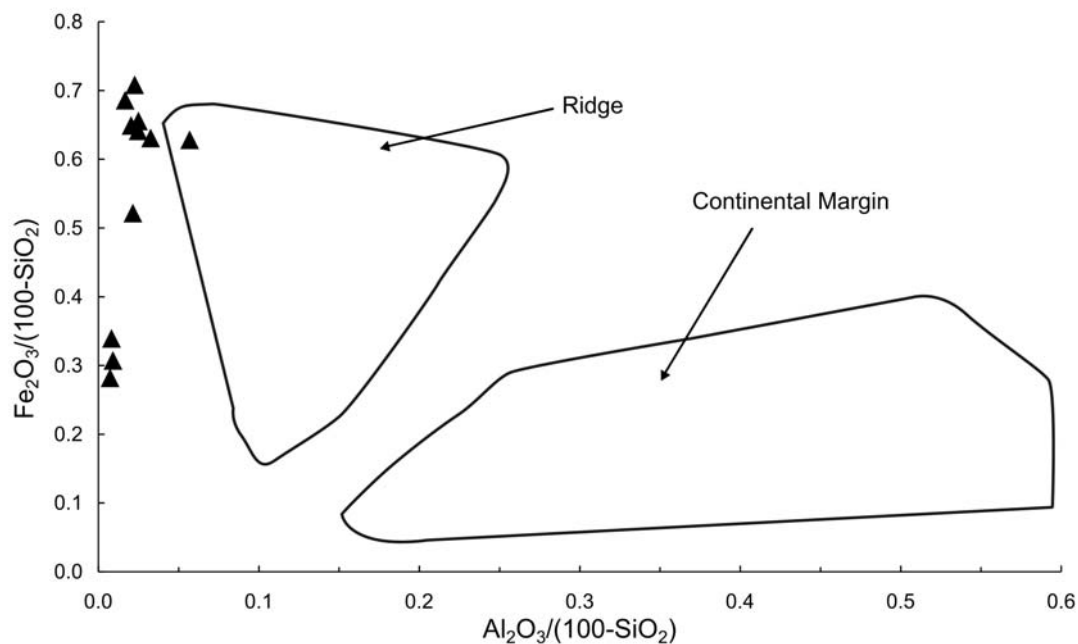
Σχήμα 5.15. Διάγραμμα με τις περιεκτικότητες Fe_2O_3 και Al_2O_3 κανονικοποιημένες ως προς το SiO_2 από τα πυριτικά ιζήματα στο Τριάδι και τα πεδία ηπειρωτικού περιθωρίου και ωκεάνιας ράχης (Murray 1994)

Ωστόσο πρέπει να σημειωθεί ότι η κανονικοποίηση ως προς το ποσοστό SiO_2 δεν είναι καθοριστική στο διαχωρισμό του περιβάλλοντος απόθεσης καθώς παρατηρήθηκε ότι οι αναλογίες $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ και $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ στις μεσοωκεάνιες ράχες και στα ηπειρωτικά περιθώρια έχουν ίδιες τιμές. Επίσης δεν εμφανίζεται ξεχωριστό πεδίο για τα πελαγικά περιβάλλοντα απόθεσης. Για τους λόγους αυτούς έχει προταθεί η κανονικοποίηση ως προς το μη πυριτικό περιεχόμενο των σχηματισμών (Σχ. 5.16). Με τον τρόπο αυτό διορθώνεται το πρόβλημα διαχωρισμού μεταξύ μεσοωκεάνιας ράχης και του ηπειρωτικού περιθωρίου, όμως συνεχίζει να μην διαχωρίζεται το πελαγικό περιβάλλον απόθεσης.

Στο διάγραμμα του σχήματος 5.16 (Murray 1994) τα ποσοστά των οξειδίων σιδήρου και αργιλίου διαιρούνται με το ποσοστό του μη πυριτικού περιεχομένου ($100 - \text{SiO}_2$). Στο αντίστοιχο διάγραμμα (Σχ. 5.17) οι πυριτόλιθοι του Τριαδίου προβάλλονται έξω από τα πεδία μεσοωκεάνιας ράχης με ηπειρωτικό περιθώριο που προσδιορίζει ο Murray. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι δεν είναι δυνατός ο προσδιορισμός του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος με βάση τα κύρια στοιχεία, πιθανώς λόγω της υψηλής περιεκτικότητας σε Fe_2O_3 , αλλά και εξαιτίας της πιθανής υδροθερμικής προέλευσης.



Σχήμα 5.16. Διάγραμμα με τις περιεκτικότητες Fe_2O_3 και Al_2O_3 κανονικοποιημένες ως προς το μη πυριτικό περιεχόμενο, όπου διαχωρίζονται τα πεδία μεσοωκεάνιας ράχης με ηπειρωτικό περιθώριο (Murray 1994).



Σχήμα 5.17. Διάγραμμα με τις περιεκτικότητες Fe_2O_3 και Al_2O_3 κανονικοποιημένες ως προς το μη πυριτικό περιεχόμενο, από τα πυριτικά ιζήματα στο Τριάδι και τα πεδία ηπειρωτικού περιθωρίου και ωκεάνιας ράχης (Murray 1994).

5.3.2 Διαγράμματα σπάνιων γαιών (REE)

Ο προσδιορισμός του αποθετικού περιβάλλοντος με την χρήση των διαγραμμάτων σπάνιων γαιών έχει μελετηθεί τα τελευταία χρόνια παρουσιάζοντας σημαντικά

πλεονεκτήματα. Οι σπάνιες γαίες (REE) στους ωκεανούς έχουν ηπειρωτική προέλευση και η τροφοδοσία τους γίνεται μέσω των ποταμών (Murray et al. 1990). Ο κύριος τρόπος μεταφοράς των REE από το νερό στα ωκεάνια ιζήματα γίνεται με την απορρόφηση των στοιχείων πάνω στην επιφάνεια των κόκκων τους. Για τον λόγο αυτό στα λεπτόκοκκα ιζήματα καταγράφεται η χημική σύσταση του νερού στη περιοχή όπου αυτά αποτίθεται (Murray et al. 1990).

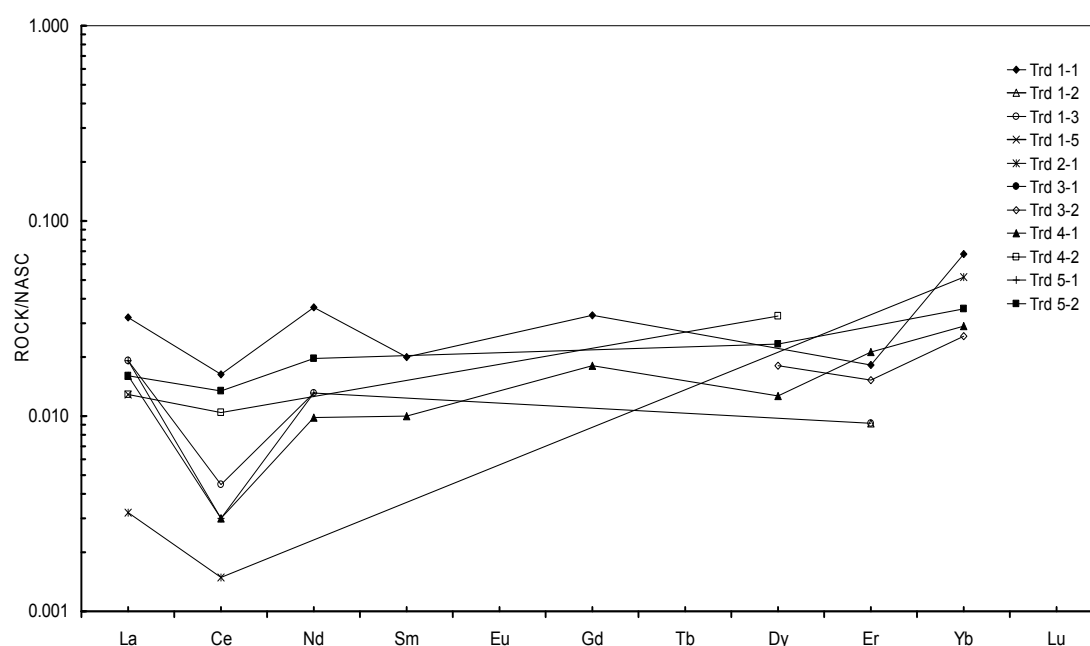
Τα πλεονεκτήματα της μελέτης των REE οφείλονται στις ομοιότητες που εμφανίζουν τα στοιχεία αυτής της ομάδας. Η ομάδα των σπάνιων γαιών παρουσιάζει μικρό χρόνο παραμονής, συγκριτικά με τα διαλυμένα ιόντα των κύριων στοιχείων, στο νερό των ωκεανών, περίπου 400 χρόνια σύμφωνα με τον Goldberg et al. (1963). Τα περισσότερα στοιχεία αυτής της ομάδας είναι ακόρεστα και βρίσκονται στο νερό, με τριπλό σθένος (3^+) και εμφανίζουν το φαινόμενο της συστολής των λανθανίδων. Λόγω των παραπάνω κοινών χαρακτηριστικών τα φαινόμενα κλασματοποίησης στις σπάνιες γαίες δεν είναι έντονα με αποτέλεσμα η σχετική συγκέντρωση ενός στοιχείου συγκριτικά με τα γειτονικά του να μην παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις στις διάφορες ιζηματογενείς φάσεις και στο νερό (Piper 1974). Δηλαδή παρά τις διαφορές στην απόλυτη συγκέντρωση των στοιχείων, τα διαγράμματα των σπάνιων γαιών θα έπρεπε να έχουν όμοια μορφή σε όλες τις ιζηματογενείς φάσεις καθώς και στο νερό των ωκεανών και των ποταμών.

Το στοιχείο δημήτριο (Ce), παρόλο που ανήκει στην ομάδα των λανθανίδων, δεν εμφανίζει την ίδια συμπεριφορά. Το Ce βρίσκεται με τρισθενή μορφή στα ηπειρωτικά πετρώματα και άρα και στο νερό των ποταμών κατά την μεταφορά του. Στο θαλασσινό νερό ωστόσο, οξειδώνεται και αποκτά τετρασθενή μορφή. Ως τετρασθενές, το Ce είναι αδιάλυτο και δεν συμπεριφέρεται όμοια με τα υπόλοιπα στοιχεία των REE σχηματίζοντας μία ανωμαλία στα αραχνοδιαγράμματα σπάνιων γαιών (Piper 1974). Είναι πιθανό το Ce^{+4} να δεσμεύεται στους κόνδylους μαγγανίου οι οποίοι έχουν θετική ανωμαλία Ce.

Μεγαλύτερες τιμές ανωμαλίας Ce εντοπίζονται στα νερά κοντά σε μεσοωκεάνιες ράχες καθώς το δημήτριο απορροφάται από τα υδροθερμικής προέλευσης υδροξείδια σιδήρου και μαγγανίου (Yamamoto 1998). Ο Richard W. Murray και οι συνεργάτες του (Murray et al. 1990) μελετώντας μία ιζηματογενή ακολουθία στα παράκτια της Καλιφόρνιας προσδιόρισαν κάποιες ενδεικτικές τιμές για την ανωμαλία Ce, για το κάθε αποθετικό περιβάλλον. Πιο αναλυτικά η κανονικοποιημένη τιμή του Ce στις μεσοωκεάνιες ράχες είναι περίπου 0,29, στα πελαγικά περιβάλλοντα είναι περίπου 0,55 και στα ηπειρωτικά περιθώρια από 0,90 έως 1,30 περίπου.

Οι αναλύσεις των έντεκα δειγμάτων από τον πυριτικό σχηματισμό Τριαδίου προβλήθηκαν στο αραχνοδιάγραμμα σπάνιων γαιών (Σχ. 5.18), κανονικοποιημένα ως προς το NASC. Η ανωμαλία Ce υπολογίστηκε με βάση τη σχέση

$$\frac{Ce}{Ce^*} = \frac{2 \times Ce}{La + Pr}$$



Σχήμα 1.18. Διάγραμμα σπάνιων γαιών στο οποίο προβάλλεται η περιεκτικότητα κάθε δείγματος από τον πυριτικό σχηματισμό Τριαδίου σε σπάνιες γαίες. Οι καμπύλες που προκύπτουν εμφανίζουν μία ανωμαλία Ce.

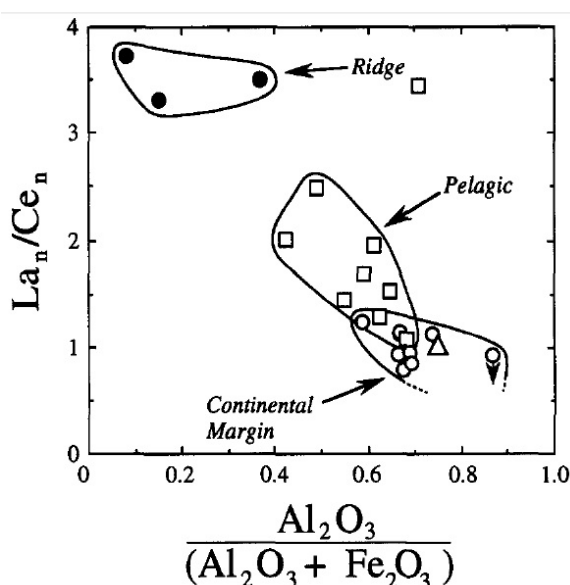
Οι περιεκτικότητες για τα στοιχεία Ce, La και Pr καθώς και η ανωμαλία του Ce παρουσιάζονται στον πίνακα 5.2. Οι τιμές της ανωμαλίας Ce θα μπορούσαν να κατατάξουν τον πυριτικό σχηματισμό του Τριαδίου σε μία από τις δύο κατηγορίες αποθετικού περιβάλλοντος, είτε σε μεσοωκεάνια ράχη είτε σε πελαγικό περιβάλλον. Εντούτοις δεν υπάρχει κάποια ομοιομορφία στις τιμές αυτές κάτι που δείχνει ότι υπάρχει σημαντική διαφοροποίηση σε σχέση με τα απλά αποθετικά μοντέλα ιζηματογένεσης όπως περιγράφονται με βάση την ανωμαλία Ce. Αυτό συμβαίνει λόγω του γεγονότος ότι ένα υδροθερμικό σύστημα συμμετέχει ενεργά στον σχηματισμό των πυριτικών σχηματισμών του Τριαδίου.

Παράλληλα ο λόγος των κανονικοποιημένων τιμών του λανθάνιου (La) και του δημήτριου (Ce) μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί ως κριτήριο διαχωρισμού του αποθετικού ιζηματογενούς περιβάλλοντος. Ίση αναλογία La προς Ce ($La_n/Ce_n = 1$) δείχνει απόθεση του ιζήματος σε περιβάλλον ηπειρωτικού περιθωρίου. Στις μεσοωκεάνιες ράχες η μεγάλη μείωση

της περιεκτικότητας σε Ce οδηγεί σε τιμές του λόγου La_n/Ce_n ίσες με 3,5. Ενδιάμεσες τιμές αντιστοιχούν σε ιζήματα πελαγικού περιβάλλοντος (Murray 1994).

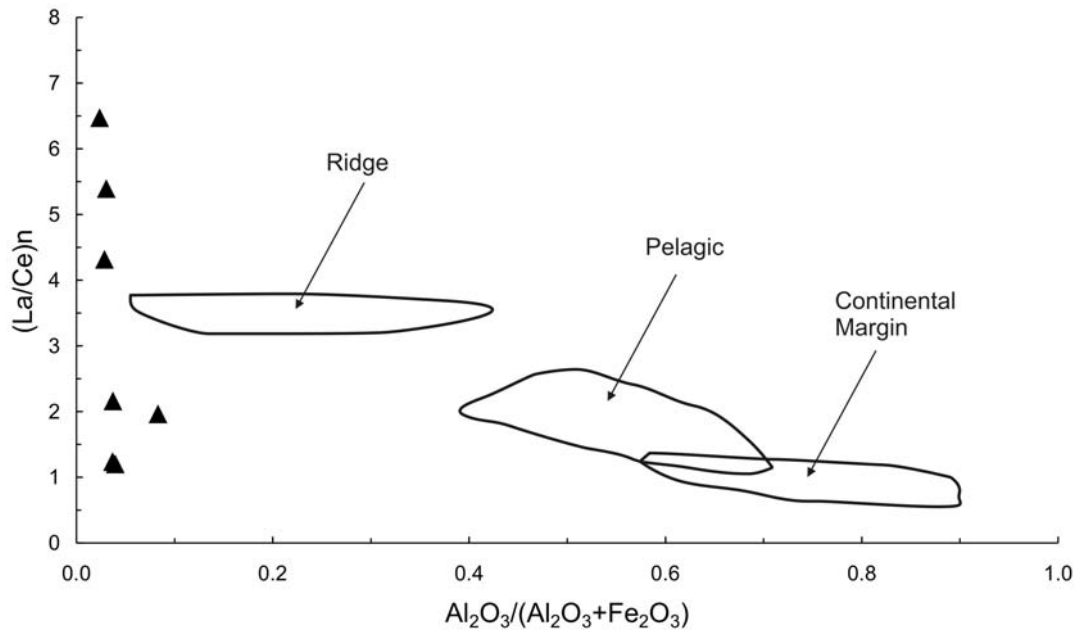
Ο λόγος La_n/Ce_n , από τα έντεκα δείγματα πυριτόλιθου της περιοχής Τριαδίου, κυμαίνεται από 1.20 έως 6.47 (Πίν. 5.2) κάτι που επίσης δείχνει ότι οι τιμές αυτές δεν μπορούν να αποσαφηνίσουν με ακρίβεια το ιζηματογενές περιβάλλον απόθεσης των πυριτικών σχηματισμών.

Τέλος, από το συνδυαστικό διάγραμμα La_n/Ce_n και οξειδίων (Al_2O_3 , Fe_2O_3) γίνεται ακόμη πιο ο διακριτός διαχωρισμός των τριών αποθετικών περιβάλλοντων (μεσοωκεάνια ράχη, πελαγικά ιζήματα, ηπειρωτικό περιθώριο) όπως φαίνεται στο διάγραμμα του σχήματος 5.19 (Murray 1994).



Σχήμα 5.19. Διάγραμμα La_n/Ce_n και οξειδίων (Al_2O_3 , Fe_2O_3) του Murray (1994) για τον διαχωρισμό των τριών αποθετικών περιβάλλοντων (μεσοωκεάνια ράχη, πελαγικά ιζήματα, ηπειρωτικό περιθώριο).

Η προβολή ωστόσο των αναλύσεων από τους πυριτόλιθους Τριαδίου στο αντίστοιχο διάγραμμα (Σχ. 5.20) δείχνει ότι τα δείγματα που αναλύθηκαν δεν προβάλλονται σε κάποιο από τα πεδία που έχουν οριστεί στο διάγραμμα του σχήματος 5.19.



Σχήμα 5.20. Διάγραμμα La_n/Ce_n και οξειδίων (Al_2O_3 , Fe_2O_3) του Murray (1994) για τον διαχωρισμό των τριών αποθετικών περιβάλλοντων (μεσοωκεάνια ράχη, πελαγικά ιζήματα, ηπειρωτικό περιθώριο) από τα πυριτικά ιζήματα στο Τριάδι.

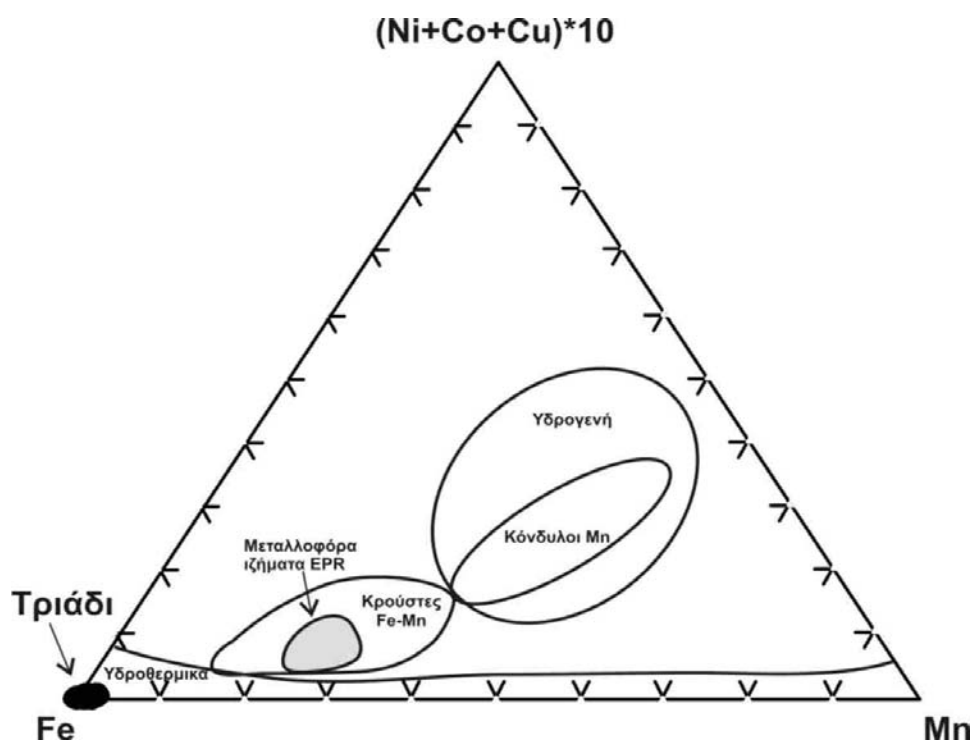
Εκτός από τα αραχνοδιαγράμματα των REE η συνολική περιεκτικότητα ενός ιζήματος σε σπάνιες γαίες (ΣREE) μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως κριτήριο για τον προσδιορισμό του αποθετικού περιβάλλοντος. Χαμηλές τιμές ΣREE υποδεικνύουν περιβάλλον κοντά σε ηπειρωτικό περιθώριο επειδή ο ρυθμός ιζηματογένεσης είναι μεγάλος και τα ιζήματα δεν προλαβαίνουν να απορροφήσουν μεγάλες ποσότητες στοιχείων πριν καλυφθούν. Αντιθέτως υψηλότερες τιμές ΣREE σχετίζονται με αποθετικά περιβάλλοντα αργού ρυθμού ιζηματογένεσης. Οι τιμές ΣREE (Πίν. 5.2) στον πυριτικό σχηματισμό Τριαδίου κυμαίνονται από 0.03 έως 4.05 ppm, δεν έχουν κάποια ομοιομορφία και έτσι δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον χαρακτηρισμό του αποθετικού περιβάλλοντος.

5.3.3 Διαγράμματα μεταλλικών ιχνοστοιχείων

Από τις χημικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν στους του Τριαδίου προκύπτει ότι ορισμένα μεταλλικά στοιχεία και συγκεκριμένα τα As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo, ανιχνεύθηκαν σε όλα σχεδόν τα δείγματα (Πίν. 5.2). Τα στοιχεία αυτά εντοπίζονται συνήθως σε υδροθερμικά συστήματα και είναι χαρακτηριστικά στις μεταλλοφορίες που συνδέονται με ωκεάνιο περιβάλλον. Το As κυμαίνεται από 0.7 έως 29.8 wt%, το Sb από κάτω από το όριο

ανιχνευσιμότητας έως 0.8 wt%, το Co από 5.0 έως 108.4 wt%, το Ni από 23 έως 1746 wt%, ο Pb από 3.8 έως 14.7 wt%, ο Zn από 20 έως 39 wt%, ο Cu από 3.5 έως 31.1 wt% και το Mo από 0.8 έως 1.8 wt%.

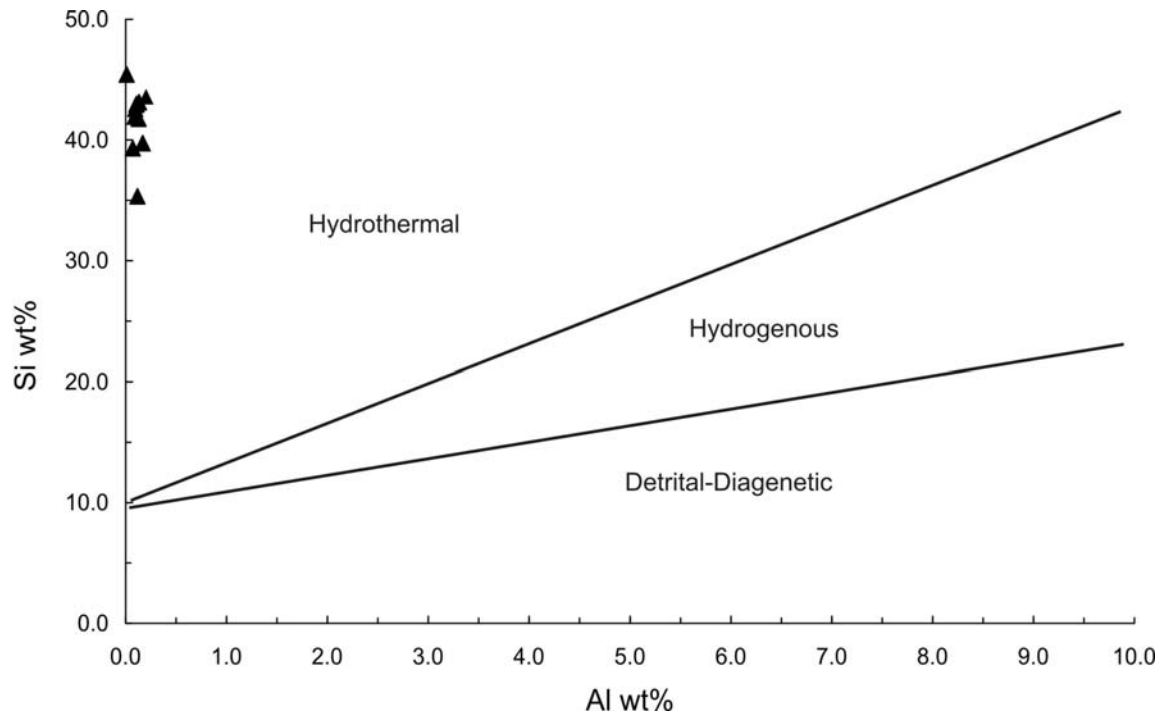
Από την προβολή των αναλύσεων στο τριγωνικό διάγραμμα (Ni-Co-Cu) - Fe- Mn (Σχ. 5.21) από Bonnatti et al. (1972), φαίνεται ότι τα πυριτικά πετρώματα στο Τριάδι έχουν χαμηλότερες συγκεντρώσεις στα ιχνοστοιχεία Cu, Co, Ni σε σχέση με ιζήματα υδρογενούς προέλευσης, τα οποία σχηματίζονται σε μοντέρνα ωκεάνια περιβάλλοντα, καθώς και με τους κονδύλους μαγγανίου που δημιουργούνται από αργή καθίζηση του Mn από το θαλασσινό νερό. Ωστόσο, οι συγκεντρώσεις των ιχνοστοιχείων αυτών είναι παρόμοιες με αποθέσεις υδροθερμικής προέλευσης πλούσιες σε Fe, όπως φαίνεται και από τις αναλύσεις των δειγμάτων στο Τριάδι (Πίν. 5.2).



Σχήμα 5.21. Προβολή των συστάσεων των σιδηρούχων πυριτικών σχηματισμών του Τριαδίου Θεσσαλονίκης στο διάγραμμα (Ni+Co+Cu)*10-Fe-Mn. Τα πεδία των υποθαλάσσιων Fe-Mn-ούχων αποθέσεων δίνονται για σύγκριση: υδροθερμικές αποθέσεις και υδρογενή ιζήματα (Bonnatti et al. 1972), σιδηρομαγγανιούχες κρούστες και κόνδυλοι μαγγανίου (Toth 1980), μεταλλοφόρα ιζήματα περιοχής East Pacific Rise (EPR) (Corliss and Dymond 1975). Προσαρμοσμένο από Skarpelis et al (1992).

Από την προβολή των αναλύσεων στο διάγραμμα Si προς Al (Σχ. 5.22) που προτάθηκε από τον Peters (1988), φαίνεται ότι ο λόγος Si/Al είναι σχετικά υψηλός και επιβεβαιώνεται η υδροθερμική προέλευση των Fe-ούχων πυριτολίθων του Τριαδίου. Οι υψηλές τιμές του

λόγου Si/Al, αντανακλούν την υψηλή διαλυτότητα του Si σε υψηλής θερμοκρασίας υδατικά συστήματα και τη σχετική μη-κινητικότητα του Al.



Σχήμα 5.22. Προβολή των συστάσεων των σιδηρούχων πυριτικών σχηματισμών του Τριαδίου Θεσσαλονίκης στο διάγραμμα Si-Al με τα πεδία των υδροθερμικών, υδρογενών και κλαστικών-διαγενετικών αποθέσεων (από Peters 1988).

5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Ο πυριτικός σχηματισμός που συνοδεύει την οφειολιθική ενότητα στο Τριάδι Θεσσαλονίκης καλύπτει μία έκταση περίπου 0.4km^2 , έχει μέσο πάχος 50m και εντοπίζεται στα δύο πρηνή του ρέματος που καταλήγει στο γήπεδο του Τριαδίου. Βρίσκεται στρωματογραφικά πάνω από τον δουνίτη. Ορυκτολογικά αποτελείται από μικροκρυσταλλικό χαλαζία και σε μικρότερο βαθμό από χαλκηδόνιο. Βρέθηκαν επίσης κάποιοι κρύσταλλοι χρωμίτη οι οποίοι πιθανώς να προέρχονται από το υποκείμενο πέτρωμα. Το χρώμα του σχηματισμού μικροσκοπικά είναι κόκκινο καθώς έχει εμποτιστεί με οξείδια σιδήρου. Μέσα στον πυριτόλιθο, κοντά στο όριο με τον υποκείμενο δουνίτη, εντοπίζονται πολλές φλέβες μαγνησίτη και χαλαζία. Οι φλέβες, το πάχος των οποίων κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά έως και αρκετά εκατοστά του μέτρου, είναι κυρίως παράλληλες αλλά και κάθετες στην στρώση του σχηματισμού. Οι φλέβες που παρατηρήθηκαν στην μικροσκοπική ανάλυση αποτελούνται από χαλαζία, χαλκηδόνιο, μαγνησίτη/ασβεστίτη και μαγνητίτη και δεν φαίνεται να έχουν εμποτιστεί με οξείδια σιδήρου όπως το υπόλοιπο πέτρωμα. Επομένως ο εμποτισμός με τα οξείδια είναι προγενέστερος από τις φλέβες, και ενδέχεται να έγινε παράλληλα με την απόθεση του σχηματισμού από ρευστά εμπλουτισμένα με Fe_2O_3 . Ο μαγνητίτης εμφανίζει το φαινόμενο της μαρτιτίωσης (μετατροπή μαγνητίτη σε αιματίτη). Η μικροσκοπική εξέταση αλλά και οι χημικές αναλύσεις δεν μπορούν να καθορίσουν ποιο από τα δύο ανθρακικά ορυκτά κυριαρχεί στην ορυκτολογική σύσταση.

Οι χημικές αναλύσεις των δειγμάτων χρησιμοποιήθηκαν στην κατασκευή διαγραμμάτων οξειδίων και σπάνιων γαιών για τον προσδιορισμό του αποθετικού περιβάλλοντος του σχηματισμού. Ωστόσο λόγω των μεγάλων ποσοστών σε οξείδιο σιδήρου δεν είναι δυνατή η ερμηνεία των δεδομένων. Με τα διαγράμματα σπάνιων γαιών υπολογίστηκε η ανωμαλία δημητρίου (Ce/Ce^*), ο λόγος λανθανίου προς δημήτριο (La_n/Ce_n) και η συνολική περιεκτικότητα σε σπάνιες γαίες (ΣREE). Τα αποτελέσματα των τριών αυτών παραμέτρων δεν συμπίπτουν σε ένα περιβάλλον απόθεσης με τις τιμές ΣREE να δείχνουν ηπειρωτικό περιθώριο, τον λόγο La_n/Ce_n πελαγικό περιβάλλον απόθεσης και τέλος, την ανωμαλία δημητρίου να βρίσκεται ανάμεσα στις τιμές του πελαγικού περιβάλλοντος και της μεσοωκεάνιας ράχης.

Με βάση τα μικροσκοπικά δεδομένα μπορούμε να πούμε ότι ο σχηματισμός αυτός αποτέθηκε σε συνθήκες ιζηματογένεσης στον ωκεανό του Αξιού (Βαρδάρη) πιθανώς κατά το Μέσο – Άνω Ιουρασικό. Ίσως την περίοδο αυτή να πραγματοποιήθηκε η απόθεση αυτού του σχηματισμού στο ίδιο περιβάλλον με την «μαγματική σειρά Χορτιάτη» που αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας και ηφαιστειακά πετρώματα. Εντούτοις για να βγουν πιο ασφαλή συμπεράσματα σχετικά με την ηλικία του σιδηρούχου πυριτικού σχηματισμού στο Τριάδι απαιτείται πιο εκτεταμένη υπαίθρια έρευνα που δεν εντάσσεται στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Από τα γεωχημικά αποτελέσματα σε συνδυασμό με τις υπαίθριες και πετρογραφικές παρατηρήσεις προκύπτει ότι τα σιδηρούχα πυριτικά ιζήματα στο Τριάδι Θεσσαλονίκης, είναι υδροθερμικής προέλευσης. Η δημιουργία των πετρωμάτων αυτών μπορεί να συσχετιστεί με ιζηματογένεση σε μια ωκεάνια λεκάνη κοντά στις παρυφές μιας ράχης διάνοιξης σε αρκετά μεγάλο βάθος. Η υπόθεση αυτή ενισχύεται από την υπαίθρια παρατήρηση ότι οι Fe-ούχοι πυριτόλιθοι του Τριαδίου καλύπτουν εξολοκλήρου τους δουνίτες οι οποίοι είναι έντονα εξαλλοιωμένοι στην επαφή τους με τα πυριτικά ιζήματα. Είναι επιπλέον γνωστό ότι τα οξειδία σιδήρου, τα οποία είναι περισσότερο ασταθή στο θαλάσσιο περιβάλλον, καθιζάνουν κοντά στο υδροθερμικό σύστημα, αλλά σε μία απόσταση από το κέντρο διάνοιξης και την έξοδο των υδροθερμικών διαλυμάτων.

Το υδροθερμικό σύστημα εμπλουτιζόταν συνεχώς σε βασικά μέταλλα, όπως As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo, από την υδροθερμική εξαλλοίωση των υπερβασικών μαγματικών πετρωμάτων και ιζημάτων. Σε ένα τέτοιο περιβάλλον θα πρέπει να σχηματιζόταν θειούχες μεταλλοφορίες τύπου Κύπρου πλούσιες σε Fe-Cu ή τύπου Black smokers πλούσιες σε Pb-Zn, σε άμεση επαφή με τα μαγματικά πετρώματα στην ωκεάνια διάρρηξη σε ένα αναγωγικό περιβάλλον. Εντούτοις παρόμοιες μεταλλοφόρες εμφανίσεις δεν είναι γνωστές στην περιοχή. Ένα τμήμα του Fe απομακρυνόταν από την κύρια μαγματική περιοχή και στα περιθώρια της λεκάνης γινόταν καθίζηση οξειδίων Fe μαζί με τα πυριτικά ιζήματα σε ένα περιβάλλον οξειδωτικό. Ο σίδηρος καθίζανε σαν οξείδιο υπό μορφή αιματίτη δημιουργώντας με τον τρόπο αυτό το πυριτικό σχηματισμό επάνω από τους δουνίτες.

Ο σερπεντινίτης που εντοπίζεται να επικάθεται επάνω σε αιματίτη, σε δείγμα πυριτόλιθου κοντά στην επαφή με τον δουνίτη, δείχνει ότι ένα συνεχόμενο θερμικό γεγονός και ροή διαλυμάτων στον πυθμένα του ωκεανού του Αξιού που είχε αποκαλυφθεί, προκαλούσαν φαινόμενα υδροθερμικής εξαλλοίωσης όχι μόνο στον δουνίτη αλλά και στον ίδιο τον πυριτικό σχηματισμό. Η σερπεντινίωση είναι ένα φαινόμενο που φθάνει έως τους 500 °C και έχει υπολογιστεί ότι οι κατώτερες δυνατές θερμοκρασίες είναι 150 °C (π.χ.

Iberian Margin, Schwarzenbach et al. 2013). Αυτές οι χαμηλές θερμοκρασίες σχετίζονται πιθανώς με ένα υδροθερμικό σύστημα μακριά από κάποια σημαντική θερμική πηγή, και σε αυτό οφείλεται η σερπεντινίωση, η κυκλοφορία και καθίζηση του σιδήρου καθώς και η παρουσία μεταλλικών ιχνοστοιχείων όπως As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- Ο πυριτικός σχηματισμός του Τριαδίου που συνοδεύει την οφειολιθική ακολουθία καλύπτει μία έκταση περίπου 0.4 km^2 , έχει μέσο πάχος 50 m και βρίσκεται στρωματογραφικά πάνω από τον δουνίτη.
- Η ορυκτολογική σύσταση του αποτελείται από χαλαζία (70-80%), οξειδία Fe – αιματίτη και γκαιτίτη (20-30%), ασβεστίτη (0-2%), μαγνησίτη (0-2%), χλωρίτη και τάλκη (0-5%), πυρόξενο (<1%) σερπεντίνη (<1%) και χρωμίτη και μαγνητίτη (0-5%).. Ο χρωμίτης πιθανώς προέρχεται ως κλαστικός κόκκος από το υποκείμενο πέτρωμα. Το χρώμα του σχηματισμού είναι κόκκινο λόγω του εμποτισμού με οξείδια σιδήρου κατά την απόθεση του.
- Κοντά στο όριο με τον υποκείμενο δουνίτη εντοπίζονται πολλές φλέβες μαγνησίτη και χαλαζία, παράλληλες αλλά και κάθετες στην στρώση του σχηματισμού, πάχους από μερικά χιλιοστά έως και αρκετά εκατοστά.
- Υπολογίστηκαν η ανωμαλία δημητρίου (Ce/Ce^*), ο λόγος λανθανίου προς δημήτριο (La_n/Ce_n) και η συνολική περιεκτικότητα σε σπάνιες γαίες (ΣREE) και σε συνδυασμό με τα διαγράμματα οξειδίων και σπανίων γαιών (REE) προκύπτει ότι ο πυριτικός σχηματισμός δεν σχετίζεται με κάποιο από τα ιζηματογενή περιβάλλοντα απόθεσης.
- Η απόθεση ίσως έγινε κατά το Μέσο - Άνω Ιουρασικό και ενδέχεται το γεωτεκτονικό περιβάλλον να συμπίπτει με αυτό της «μαγματικής σειράς Χορτιάτη».
- Τα γεωχημικά αποτελέσματα σε συνδυασμό με τις υπαίθριες και πετρογραφικές παρατηρήσεις και την ορυκτολογική μελέτη υποδεικνύουν ότι πρόκειται για ένα υδροθερμικό σύστημα μακριά από κάποια σημαντική θερμική πηγή, που οδήγησε στον σχηματισμό του αιματιτικού πυριτόλιθου, και σε αυτό οφείλεται η σερπεντινίωση, η κυκλοφορία και καθίζηση του σιδήρου καθώς και η παρουσία μεταλλικών ιχνοστοιχείων όπως As, Sb, Co, Ni, Pb, Zn, Cu και Mo.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Bebien, J., Baroz, J., Capedri, S., Venturelli, G., (1987). Magmatisme basique associees a l' ouverture d' un basin marginal dans les Hellenides internes au Jurassie. *Ofioliti*, 12: 53-70.

Boggs, S., (1987). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Macmillan Publishing Company New York, 90-97.

Bonatti E., Kraemer T., and Rydell H. (1972). Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits,” in *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor: International Decade on Ocean Exploration*. In: D. Horn, ed., National Science Foundation, Washington, DC, USA, 149-166.

Christodoulou C. and Michailidis K., 1990. Petrology of the plutonic suites from the Chalkidiki ophiolites, Northern Greece. Implications for parental magma characteristics and tectonic provenance. *Ofioliti*, 15(1): 17-44.

Davidson, G.J., Stolz, J.A., and Eggins, S.M., (2001). Geochemical anatomy of silica iron exhalites: Evidence for hydrothermal oxyanion cycling in response to vent fluid redox and thermal evolution (Mt. Windsor subprovince, Australia): *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 96, p. 1201–1226.

Gauthier, A., (1984). La ceinture ophiolitique de Chalcidique (Grece du Nord): Etude d'un cas de variations longitudinales. petrologiques et structurales. Doctorat 3e cycle. Univ. Nancy. 291 p.

Goldberg, E. D., Koide, M., Schmitt, R. A., & Smith, R. H. (1963). Rare Earth distributions in the marine environment. *Journal of Geophysical Research*, 68(14), 4209-4217.

Grenne, T., Slack, J., (2003) Paleozoic and Mesozoic silica-rich seawater: Evidence from hematitic chert (jasper) deposits. *Geological Society of America*, v.31; no. 4; 319-322.

Grenne, T.,(2005). Geochemistry of Jasper Beds from the Ordovician Løkken Ophiolite, Norway: Origin of Proximal and Distal Siliceous Exhalites. *Economic Geology*, v. 100, p. 1511-1527.

Halbach, M., Halbach, P., and Lueders, V., (2002). Sulfide-impregnated and pure silica precipitates of hydrothermal origin from the central Indian Ocean: *Chemical Geology*, v. 182, p. 357–375.

Jung, G., Musallam, K., Burgath, K., Kockel, F., Mohr, M., Raschka, H., (1980). Ultramafic and related rocks of Chalkidiki. *Proc. Internat. Symp. Metals in Mafic and Ultramafic Complexes*, 3, Inst. Geol. Mining Research, Athens, Greece, 24-42.

Jung, G., Mussallam, K., (1985). The Sithonia ophiolite: a fossil oceanic crust. *Ofioliti*, 10: 329-342.

Kauffmann, G., Kockel, F., & Mollat, H, (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 225-230.

Kockel F., Mollat H., Αντωνιάδης Π., Παπαδόπουλος Π. (1978). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Θέρμη, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.

Kockel, F., Mollat H., Walther HW., (1971). *Geologie des Serbomazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgiechenland)*: *Geol Jb* 89: 529-551.

Kockel, F., Mollat, H., Walther, H.W., 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1/100 000 (Nord Griechenland). Bund. Fur Geowiss. V. Rohstoffe. Hannover. 110 p.

Meinhold, G., Kostopoulos D., Reischmann T., Frei D., BouDagher-Fadel M, (2009). Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. Elsevier, 277, 199-225.

Michailidis K.M. & Sclavounos S.A. (1996). Chromite ores in the Gerakini-Ormylia ophiolites, Chalkidiki peninsula Northern Greece. Chem. Erde, 56: 97-115.

Michailidis, K., (1993). Ferritechrochroite – Chromian Chlorite (Kaemmererite) Association in the Podiform Chromite ores of the Chalkidiki Ophiolites in Macedonia, Northern Greece, special volume in honor of the Professor Athanasio G. Panago.

Murray, R., (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. Sedimentary Geology 90, 213-232

Murray, R., Buchholtz ten Brink, M., Jones, D., ... (1990). Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, v. 18, 268-271.

Mussallam, K., Jung, D., (1986). Petrology and Geotectonic Significance of Salic Rocks Preceding Ophiolites in the Eastern Vardar Zone, Greece. Tschermaks Min Petr Mitt (1986) 35: 217-242.

Mussallam, K., Jung, D., Burgath, K., (1981). Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki complex (Northeastern Greece). Tscherm. Min. Petr. Mitt. 29: 75-101.

Papadakis, A. (1977). Formation, geology and geochemistry of chromite deposits of Triadion, Thessaloniki (Greece). Sci. Annals. Fac. Phys. Math. Univ. Thessaloniki, 17, 299-322.

Papanikolaou, D., (2009). Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. Lithos 108, 262–280.

Peters T. (1988). Geochemistry of manganese-bearing cherts associated with Alpine ophiolites and the Hawasina formations in Oman. Marine Geology, 84, 229-238.

Piper, D., (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. Chemical Geology 14, 285-304

Ricou, L.-E., Godfriaux, I., (1994). The Thessaloniki Klippe: A nappe of Vertiskos Origin Emplaced upon the Mesozoic Flyschs of the Vardar Basin, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας τομ. XXX/1, 69-78.

Sapountzis, E., (1979). The Thessaloniki gabbros. J. Petrol. 20: 37-70.

Savvaidis A., Tsokas G., Papazachos B., Kondopoulou D, (2000). A geophysical study of the Ophiolite Complex and the Sedimentary Basins in the Northwest Part of the Chalkidiki Peninsula (N. Greece). Surveys in Geophysics, 21, 567–595.

Schwarzenbach, E. M., Frueh-Green, G. L., Bernasconi, S. M., Alt, J. C., & Plas, A. (2013). Serpentinization and carbon sequestration: A study of two ancient peridotite-hosted hydrothermal systems. Chemical Geology, 351, 115-133.

Tarenidis, D., (1984). Contribution à l'étude géochimique d'une série ophiolitique (Chalkidiki. Greece): Développement de méthodes d'analyse et distribution des éléments en

traces dans differentes phases minerales. Implications petrogenetiques. Doctorat de 3e cycle, Univ. Paris. VI: 164p.

Toth J.R. (1980). Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. Geological Society of America Bulletin, 91, 44-54.

Yamamoto, K., (1998). A possible mechanism of rhythmic alternation of bedded cherts revealed by their chemical composition. J. Earth Planet Sci. Nagoya Univ., 45, 29-39.

Zachariadis, P., (2007). Ophiolites of the eastern Vardar Zone, N. Greece. Υποβλήθηκε στο Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.

Zachariadis, P., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Himmerkus, F., Matukov, D., Sergeev, S., (2006). U-Pb ion-microprobe zircon dating of subduction - related magmatism from northern Greece: The ages of the Guevgueli, Thessaloniki and Chalkidiki igneous complexes. Geophysical Research Abstracts 8, 05560.

Ασβεστά Α., (1992). Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ, 4396.

Καλίτση, Α., (2003). Ορυκτολογική και Γεωχημική Μελέτη των Χρωμιτοφόρων Εμφάνισων της Περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας Ανατολικής Χαλκιδικής. Υποβλήθηκε στο τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Θεσσαλονίκη.

Μίσσας, Σ., (2007). Ορυκτολογική και Γεωχημική Έρευνα των Ιζημάτων και Υδάτων των Ρεμάτων Της Περιοχής Τριαδίου Θεσσαλονίκης και Διερεύνηση Περιβαλλοντικών Επιπτώσεων. Αδημοσίευτη διδακτορική εργασία. Υποβλήθηκε στο τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Θεσσαλονίκη.

Μιχαηλίδης Κ., Tarkian Μ. και Μπαντή Α., 2005. Γεωχημεία των στοιχείων της ομάδας του λευκοχρύσου και χρυσού (PGES+Au) στους χρωμιτίτες του οφιολιθικού συμπλέγματος της Δ. Χαλκιδικής, Ελλάδα. 2ο Συνέδριο της επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, σελ.239-248

Μουντράκης, Δ., (2010). Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, 62-71.