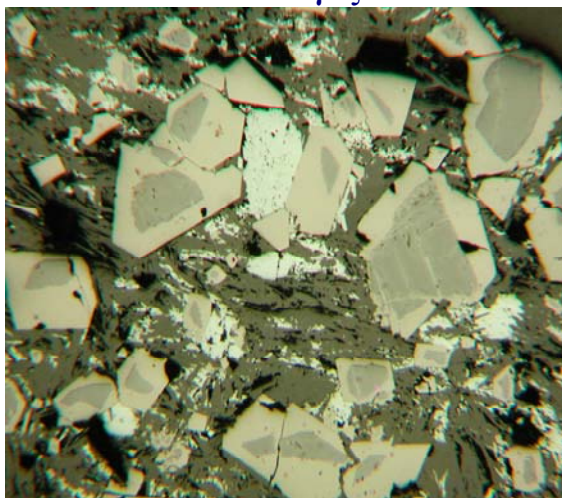


**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ
ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ : Κ. ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ**

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ
ΣΙΔΗΡΟΝΙΚΕΛΙΟΥΧΩΝ ΛΑΤΕΡΙΤΙΚΩΝ
ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΤΟΥ ΒΕΡΜΙΟΥ**

ΜΑΡΙΑ ΤΣΙΤΣΠΑΤΗ
Γεωλόγος



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ : ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ-ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2007**

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ
ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ : Κ. ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ**

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ
ΣΙΔΗΡΟΝΙΚΕΛΙΟΥΧΩΝ ΛΑΤΕΡΙΤΙΚΩΝ
ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΤΟΥ ΒΕΡΜΙΟΥ**

ΜΑΡΙΑ ΤΣΙΤΣΙΠΑΤΗ
Γεωλόγος

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ : ΟΡΥΚΤΟΙ ΠΟΡΟΙ-ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2007**

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων Καθηγητής :

1. Μιχαηλίδης Κλεόπας, Καθηγητής, Τμήμα
Γεωλογίας Α.Π.Θ

Μέλη :

2. Κασώλη-Φουρναράκη Άννα, Καθηγήτρια, Τμήμα
Γεωλογίας Α.Π.Θ
3. Σκλαβούνος Σπύρος, Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Η παρουσίαση και υποστήριξη της παρούσας Διατριβής
Ειδίκευσης έγινε στις 15/10/2007.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	1
2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	2
3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	5
4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ.....	10
4.1 Γενικά.....	10
4.2 Υπερβασικά πετρώματα-σερπεντινωμένοι λερζόλιθοι.....	10
4.3 Τα αδιαφανή ορυκτά των σερπεντινιτών.....	11
4.4 Ασβεστολιθικό κάλυμμα.....	14
5. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ.....	17
5.1 Ολιβίνης.....	17
5.2 Πυρόξενοι.....	17
5.3 Σπινέλλιοι.....	21
5.4 Σερπεντίνης.....	22
5.5 Χλωρίτης.....	24
6. ΛΑΤΕΡΙΤΙΚΗ ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ.....	25
6.1 Γενικά.....	25
6.2 Παράγοντες που επιδρούν στην ένταση της λατεριτικής αποσάθρωσης.....	25
6.3 Παράγοντες που επιδρούν στη μετακίνηση των στοιχείων κατά τη χημική αποσάθρωση.....	27
6.4 Μηχανισμός της λατεριτικής αποσάθρωσης και γένεση του λατερίτη.....	28
6.5 Σύσταση του μανδύα αποσάθρωσης-ανάπτυξη ζωνών.....	29
6.6 Δευτερογενή λατεριτικά κοιτάσματα.....	31
7. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ.....	32
7.1 Λατεριτικά σιδηρονικελιούχα κοιτάσματα της Ελλάδας.....	32
7.2 Λατεριτικές σιδηρονικελιούχες εμφανίσεις του Βερμίου.....	33
7.3 Περιγραφή εμφανίσεων.....	33
7.4 Ορυκτολογική σύσταση, ιστός και υφή του μεταλλεύματος.....	37
8. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ.....	48
9. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ.....	52
9.1 Αμφίβολοι.....	52
9.2 Χλωρίτης.....	57
9.3 Τάλκης.....	57
10. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΣΠΙΝΕΛΛΙΩΝ.....	61
10.1 Γενικά.....	61
10.2 Γραφική παράσταση σπινελλίων.....	62
10.3 Σπινέλλιοι πετρώματος.....	64
10.4 Σπινέλλιοι μεταλλεύματος.....	66
10.5 Ζωνώδεις κρύσταλλοι.....	72
11. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ.....	74
12. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΥΦΗΣ ΤΟΥ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ.....	78
13. ΣΥΓΚΡΙΜΑΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΙΣΟΛΙΘΙΚΗ ΥΦΗ	80
14. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	83
15. ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	84
16. SUMMARY.....	86
17. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	88

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ Fe-Ni-ΟΥΧΩΝ ΛΑΤΕΡΙΤΙΚΩΝ ΕΜΦΑΝΙΣΕΩΝ ΤΟΥ ΒΕΡΜΙΟΥ

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στην εργασία αυτή μελετούνται μερικές από τις δευτερογενείς σιδηρονικελιούχες με χρώμιο λατεριτικές εμφανίσεις της περιοχής Βερμίου του νομού Ημαθίας από ορυκτολογική, γεωχημική και γενικότερα κοιτασματολογική άποψη. Οι εμφανίσεις αυτές παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον ως πιθανή πηγή Fe-Ni, λόγω της υψηλής περιεκτικότητάς τους σε σίδηρο και κυρίως σε νικέλιο.

Σκοπός της μελέτης είναι η ερμηνεία των συνθηκών και του τρόπου γένεσής τους. Η εργασία αυτή περιέλαβε υπαίθρια και εργαστηριακή έρευνα με σκοπό :

- Την πετρογραφική και ορυκτολογική μελέτη των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής.
- Την ορυκτολογική, γεωχημική και κοιτασματολογική μελέτη του μεταλλεύματος των μεταλλοφόρων θέσεων.

Η υπαίθρια έρευνα περιέλαβε τη γεωλογική αναγνώριση της περιοχής και τη συλλογή δειγμάτων μεταλλεύματος, καθώς και δειγμάτων πετρωμάτων, τα οποία αποτελούν το πετρολογικό περιβάλλον των λατεριτικών εμφανίσεων. Η δειγματοληψία στο μετάλλευμα ήταν όσο το δυνατόν πιο πυκνή για την καλύτερη μελέτη της ορυκτολογικής σύστασης, του ιστού και της υφής του μεταλλεύματος, καθώς και για την ανεύρεση της κατανομής της περιεκτικότητάς του σε Ni που ενδιαφέρει από οικονομική άποψη.

Κατά την εργαστηριακή έρευνα εξετάστηκαν στιλπνές και λεπτές τομές μεταλλεύματος και πετρωμάτων με τα πολωτικά μικροσκόπια ανακλώμενου και διερχόμενου φωτός.

Έγινε μεγάλος αριθμός χημικών αναλύσεων των ορυκτών συστατικών του μεταλλεύματος και των υπερβασικών πετρωμάτων, με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Επίσης πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις μεταλλεύματος με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης σε δείγματα για την ανεύρεση της μεταβολής της περιεκτικότητας στα στοιχεία Al, Cr, Mn, Mg, Ni, Fe, Ca.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη, καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και Διευθυντή του Εργαστηρίου Κοιτασματολογίας για την υπόδειξη του θέματος αυτής της εργασίας, για την επιστημονική βοήθεια, το ενδιαφέρον και τις πολύτιμες συμβουλές που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής μου. Ευχαριστώ επίσης τα άλλα δύο μέλη της Τριμελούς Επιτροπής, τη Καθηγήτρια κ. Άννα Κασώλη – Φουρναράκη για τη καθοδήγησή της σε θέματα γεωχημείας, καθώς και τον Καθηγητή κ. Σπύρο Σκλαβούνο για τη βοήθεια του στις αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο. Ακόμη ευχαριστώ τους παρασκευαστές του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας κ. Κ. Μιχαηλίδη και Δ. Κατσίκας για τη κατασκευή των στιλπνών και λεπτών τομών, την κ. Α. Παπαδοπούλου για τη βοήθεια στις μικροφωτογραφίες, καθώς και τον κ. Σ. Οικονομίδη για τη βοήθειά του στην εκτέλεση των μικροαναλύσεων και τη φωτογράφιση στο σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο.

2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Υπάρχουν δύο κύριοι τύποι κοιτασμάτων Ni :

1. τα πρωτογενή, μαγματικής προέλευσης που αποτελούνται από σουλφίδια Fe-Cu-Ni,
2. τα δευτερογενή από αποσάθρωση (λατεριτικά) που αποτελούνται από οξειδία και υδροξειδία Fe και από πυριτικές ενώσεις του Ni.

Και οι δύο τύποι κοιτασμάτων συνδέονται γενετικά με βασικά-υπερβασικά πετρώματα. Μέχρι το 1970 τα πρωτογενή κοιτάσματα έδιναν το 75% της παγκόσμιας παραγωγής Ni. Κατά τα τελευταία όμως χρόνια αυξάνει αλματωδώς η εκμετάλλευση των λατεριτικών κοιτασμάτων Ni, λόγω της μεγαλύτερης ευκολίας εξόρυξης, αλλά και των πολύ μεγαλύτερων αποθεμάτων σε σχέση με τα μαγματογενή. Συνεχώς γίνονται έρευνες για την ανεύρεση νέων μεθόδων απόληψης του Ni από τις πυριτικές του ενώσεις, με τις οποίες βρίσκεται στα λατεριτικά του κοιτάσματα.

Είναι γνωστό ότι τα μητρικά πετρώματα των Fe-Ni-ούχων λατεριτικών κοιτασμάτων είναι οι οφειόλιθοι. Με τον όρο οφειόλιθοι χαρακτηρίζουμε μία ομάδα συγγενών πετρωμάτων : περιδοτίτης (σερπεντινίτης), γάββρος, διαβάσης, σπιλίτης, κτλ που βρίσκονται πάντοτε στενά συνδεδεμένα με ιζήματα βαθιάς θάλασσας(ραδιολαρίτες, κερατόλιθοι, πελαγικές άργιλοι). Στις διάφορες περιοχές είναι δυνατόν να μην συναντιούνται όλα τα μέλη, ορισμένα να είναι πολύ μικρής έκτασης και τέλος τα «ανώτερα» μέλη να απουσιάζουν λόγω διάβρωσης. Η απουσία μελών της οφειολιθικής σειράς πολλές φορές μπορεί επίσης να οφείλεται σε διαμελισμό τους κατά τη τεκτονική τοποθέτηση.

Τα λατεριτικά σιδηρονικελιούχα κοιτάσματα αποτελούν δευτερογενή κοιτάσματα, γιατί είναι το αποτέλεσμα διεργασιών που συνέβησαν μετά τη γένεση των οφειολίθων.

Οι πρώτοι ερευνητές που έχουν ασχοληθεί με τη μελέτη των σιδηρονικελιούχων κοιτασμάτων της Λοκρίδας και της Εύβοιας (π.χ Petrascheck 1954, Siegl 1954, Mousoulou 1958, 1964, Μαράτος 1960, Αναστόπουλος 1960, Spiliadis 1977 από AUGUSTITHIS 1962, ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ 1974) και της περιοχής Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) διέκριναν δύο κύριες γενετικές κατηγορίες λατεριτικών κοιτασμάτων :

α) **Πρωτογενή**, ή αυτόχθονα από αποσάθρωση, όταν δεν έχουν μετακινηθεί από την αρχική τους θέση και βρίσκονται πάνω στα μητρικά τους πετρώματα (οφειόλιθους),

β) **Δευτερογενή**, ετερόχθονα ή ιζηματογενή, όταν έχουν μετακινηθεί από το μητρικό τους πέτρωμα και τώρα βρίσκονται πάνω σε ιζηματογενή πετρώματα.

Ο AUGUSTITHIS (1962) διακρίνει ως τρίτη κατηγορία τα «**ψευδοαυτόχθονα**», όταν έχουν μεταφερθεί, αλλά βρίσκονται πάλι πάνω σε οφειόλιθους και δίνουν την εντύπωση πρωτογενών κοιτασμάτων.

Στους αυτόχθονους λατερίτες, παρατηρείται μία σταδιακή μεταβολή του μητρικού πετρώματος (υπόβαθρο) σε λατερίτη. Επίσης παρατηρείται και μια συγκεκριμένη κατανομή των στοιχείων από την επιφάνεια του λατεριτικού καλύμματος προς τη βάση του και το διασπασμένο μητρικό πέτρωμα, ανάλογα αν πρόκειται για νικελιούχο σιδηρομετάλλευμα ή πυριτικό νικελιούχο μέταλλευμα (Boldt 1967, De Wall 1971, Zeissink 1969 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Αντίθετα, στους ψευδοαυτόχθονους και ετερόχθονους λατερίτες η μικρή ή μεγάλη μεταφορά των υλικών του λατεριτικού καλύμματος και η ιζηματογένεσή τους, προκαλεί είτε μία ομοιόμορφη σε μεγάλο βαθμό κατανομή των στοιχείων στο χώρο του κοιτάσματος, είτε ακανόνιστη (χωρίς νομοτέλεια).

Ιδιαίτερα το Ni στους αυτόχθονες μπορεί να συγκεντρώνεται είτε στα υψηλότερα τμήματα(νικελιούχο σιδηρομετάλλευμα), είτε προς το όριο λατερίτη-διασπασμένου μητρικού πετρώματος (πυριτικό νικελιούχο μετάλλευμα).

Στους ψευδοαυτόχθονους και φυσικά στους ετερόχθονους, συμβαίνει ανακατανομή του Ni, που είναι πολύ ευκίνητο στοιχείο, στην ιζηματογένεση (ΑΛΜΠΑΝΤΑΚΗΣ 1974) ή με την κυκλοφορία διαλυμάτων στο διαγενετικό και μεταδιαγενετικό στάδιο (Petrascheck 1954, Moussoulos 1964 από AUGUSTITHIS 1962, ΜΑΚΣΙΜΟΒΙΤΣ 1978, ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) και έτσι παρατηρείται ανομοιομορφία στη κατανομή του με το βάθος (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Στον ελληνικό χώρο έχουν περιγραφεί περισσότερες από 110 μικρές και μεγάλες εμφανίσεις σιδηρονικελιούχων μεταλλευμάτων, χαρακτηριστικό γνώρισμα των οποίων είναι η συνύπαρξη Ni, Fe, Cr (και Co). Η συγκέντρωση των στοιχείων αυτών συνδέεται άμεσα με τον τρόπο γένεσης των μεταλλευμάτων και οφείλεται στη λατεριτική αποσάθρωση οφειλιθικών πετρωμάτων. Η μέση περιεκτικότητα των ελληνικών σιδηρονικελιούχων μεταλλευμάτων σε Ni είναι σχετικά χαμηλή και κυμαίνεται συνήθως γύρω στο 1%, ενώ σπάνια ξεπερνάει το 1,2%. Η περιεκτικότητα των μεταλλευμάτων σε Fe κυμαίνεται μεταξύ 20 και 79% σε οξείδια και τα υπόλοιπα συστατικά τους είναι κυρίως οξείδια του Al, Si καθώς και 2-3% οξείδια του Mn και Cr (ΑΛΕΒΙΖΟΣ 1997).

Στον ελληνικό χώρο οι πιο αξιόλογες συγκεντρώσεις λατεριτικών σιδηρονικελιούχων κοιτασμάτων που βρίσκονται σε εκμετάλλευση, σήμερα συναντιούνται στις περιοχές Λοκρίδας, Εύβοιας και Ιεροπηγής Καστοριάς (Σχήμα 1, ΖΕΥΓΩΛΗΣ 1996).



Σχήμα 1 : Εξάπλωση των Fe-Ni-ούχων κοιτασμάτων στον Ελλαδικό χώρο (ΖΕΥΓΩΛΗΣ 1996).

Υπάρχουν όμως και άλλες περιοχές με κοιτάσματα ή εμφανίσεις λατεριτών που δεν έχουν αξιοποιηθεί, είτε γιατί δεν έχουν μελετηθεί ακόμα, είτε γιατί δεν παρουσιάζουν, προς το παρόν τουλάχιστον, κανένα οικονομικό ενδιαφέρον, είτε διότι η εξόρυξη τους καθίσταται δύσκολη λόγω της τεκτονικής τους κατάστασης.

Στην περιοχή της Έδεσσας υπάρχουν πολλές εμφανίσεις και κοιτάσματα σιδηρονικελιούχων λατεριτών που δεν έχουν μέχρι σήμερα αξιοποιηθεί (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982). Άλλες τέτοιες περιοχές είναι στη Σκύρο (Siegl 1954 Παπασταματίου, 1961 από AUGUSTITHIS 1962), στη Μυτιλήνη (ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ 1971), πολλές περιοχές στο νομό Ημαθίας (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973). Με τα Ελληνικά κοιτάσματα έχουν ασχοληθεί κατά καιρούς και άλλοι πολλοί ερευνητές όπως οι Petraschech (1954), Siegl (1954), Moussoulos (1958, 1964), Μαράτος (1960), Αναστόπουλος (1960), Μελιδώνης (1960), από AUGUSTITHIS 1962, ΚΑΤΣΙΚΑΤΟΣ κ.ά (1969a, 1969b), ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ (1974), Spiliadis (1977 από AUGUSTITHIS 1962), PHOTIADIS (2004) κ.ά. Κοιτάσματα σιδηρονικελιούχων μεταλλευμάτων έχουν εξακριβωθεί και σε άλλες περιοχές της χώρας όπως, *Γρεβενά, Βέρμιο, Αττική, Κοζάνη κ.α.* Σιδηρονικελιούχος μεταλλοφορία από λατεριτική αποσάθρωση εντοπίστηκε και στο Μεσοζωικό κάλυμμα της Δυτικής Μακεδονίας της Πελαγονικής Ζώνης, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή της Κοζάνης (ΑΝΑΣΤΟΠΟΥΛΟΣ και ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ 1972).

Μεγάλος αριθμός Fe-Ni-ούχων λατεριτικών εμφανίσεων έχει εντοπιστεί στην περιοχή του Βερμίου (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973). Μερικές από αυτές βρίσκονται στην περιοχή της κοινότητας Σφηκιάς του νομού Ημαθίας και αποτέλεσαν το αντικείμενο της έρευνας στην παρούσα εργασία.

Ο MERCIER (1966) δέχεται την ύπαρξη τριών φάσεων δυναμοθερμικού μεταμορφισμού στις εσωτερικές ζώνες της Ελλάδος, εκ των οποίων η πρώτη είναι Ερκύνιας ή προ-Ερκύνιας, η δεύτερη μετα-Ιουρασικής έως προ-Κρητιδικής και η τρίτη μετα-Μαιστριχτίου έως προ-ανω-Ολιγοκαινικής ηλικίας. Επιπρόσθετα δέχεται και την ύπαρξη μίας φάσης ηλικίας μετα-μεσο-Ηωκαινικής, η οποία εκδηλώθηκε τοπικά στη γειτονία μεγάλων τεκτονικών γραμμών.

Η στρωματογραφική ακολουθία των σχηματισμών των ανατολικών περιθωρίων της Πελαγονικής ζώνης έχει ως ακολούθως, από κάτω προς τα άνω :

Α) Κρυσταλλοσχιστώδεις σχηματισμοί : Τα βαθύτερα γνωστά μέλη συνίστανται από οφθαλμογενεύσιους και αστριούχους σχιστολίθους με μικρά σερπεντινικά σώματα. Σε συμφωνία με αυτά βρίσκεται ένα σύστημα γενεσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, αμφιβολιτικών σχιστολίθων, ασβεστιτικών σχιστολίθων και μαρμάρων.

Λόγω έλλειψης παλαιοντολογικών κριτηρίων, ως πιθανή ηλικία για τους ανώτερους τουλάχιστον κρυσταλλοσχιστώδεις σχηματισμούς, εικάζεται η Περμολιθανθακοφόρος.

Ο GODFRIAUX (1968), ως βαθύτερα μέλη της κρυσταλλοσχιστώδους σειράς δέχεται τους γρανίτες της Καστανιάς, οι οποίοι μεταβαίνουν σε συμφωνία προς τα άνω σε σύστημα οφθαλμογενεσίων-αστριούχων σχιστολίθων μέσω μιας σειράς σχιστοποιημένων γρανιτών.

Β) Μεσοζωικό κάλυμμα : Από κάτω προς τα άνω, περιλαμβάνει :

α) μία παχειά σειρά ανθρακικών ιζημάτων που αποτελείται από δολομίτες, δολομιτικά μάρμαρα και μάρμαρα ή ασβεστόλιθους κρυσταλλικούς, με σακχαρώδη υφή, κατά κανόνα λευκούς, και άλλοτε μελανούς ή ερυθρωπούς. Εντός αυτής της σειράς, παρατηρούνται μερικές ενστρώσεις από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και γενεσίους ποικίλου πάχους εκ των οποίων μία που είναι και η πιο χαρακτηριστική, βρίσκεται στη κορυφή της σειράς των οφειολίθων. Στους σχηματισμούς αυτούς φαίνεται η έντονη επίδραση της μεταμόρφωσης, πιθανής ηλικίας από συσχετισμούς με άλλες περιοχές όπου βρέθηκαν απολιθώματα, Τριαδικής έως Ιουρασικής.

β) ορίζοντα οφειολίθων σε συμφωνία με τα επικείμενα της προηγούμενης σειράς. Οι οφειόλιθοι αυτοί αντιπροσωπεύονται από τα κατώτερα μέλη του οφειολιθικού συμπλέγματος (περιδοτίτες που εξαλλοιώνονται σε σερπεντινίτες και γάββρους). Έχουν υποστεί έντονη διάβρωση κατά τη διάρκεια της προ-Κρητιδικής επίκλυσης. Στην περιοχή της Κοζάνης, οι οφειόλιθοι αποτελούν μέλος της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης (ΑΝΑΣΤΟΠΟΥΛΟΣ και ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ 1972). Στην υπό μελέτη περιοχή αντιθέτως, κάτι τέτοιο δεν αποδεικνύεται.

γ) Επικλυσιγενής σειρά σε ασυμφωνία κειμένη επί των οφειολίθων και πιο σπάνια επί των Τριαδικο-Ιουρασικών σχηματισμών, που αρχίζει με κροκαλοπαγές, συνεχίζει με ασβεστόλιθους απολιθωματοφόρους μεσο-ανω-Κρητιδικής ηλικίας και τελειώνει με τη διάπλαση του φλύσχη. Ο φλύσχος αρχίζει με μαργαϊκούς ασβεστόλιθους του Μαιστριχτίου και προς τα άνω η ιζηματογένεσή του εξελίσσεται σε κλαστική πλέον, η οποία χαρακτηρίζεται από ψαμμιτικούς αργιλομαργαϊκούς σχιστόλιθους και χονδρόκοκκους ψαμμίτες.

Κατά τον BRUNN (1956), η επίκλυση σε περιορισμένη έκταση άρχισε από το Άπτιο-Αλβιο, ενώ η κύρια φάση της θαλάσσιας επίκλυσης άρχισε από το Κενομάνιο και ολοκληρώθηκε κατά το Σενώνιο.

Στην κορυφή των οφειολίθων και υπό τους σχηματισμούς της κρητιδικής επίκλυσης, εντοπίζονται φακοί λατεριτικού σιδηρομεταλλεύματος.

Η ζώνη του Αξιού χωρίζεται από Α προς τα Δ σε τρεις υποζώνες (MERCIER (1966) :

- A) Παιονίας
- B) Πάικου
- Γ) Αλμωπίας

Η υπό μελέτη περιοχή της Σφηκιάς ανήκει στο δυτικό άκρο της υποζώνης της Αλμωπίας (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973). Στην υποζώνη της Αλμωπίας δεν εμφανίζεται πλήρως η Τριαδικο-Ιουρασική σειρά. Παρατηρούνται μόνο σποραδικές εμφανίσεις του Ιουρασικού (MERCIER 1966). Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην έντονη τεκτονική λεπίων που χαρακτηρίζει τη ζώνη. Κατά τον Mercier, η αποκόλληση των λεπίων έγινε από τον ορίζοντα των οφειολίθων και για αυτό τα υποκείμενα ιζήματα είναι καλυμμένα και μη ορατά στην επιφάνεια του εδάφους. Τα κατώτερα λοιπόν γνωστά μένη της ζώνης είναι οι οφειόλιθοι ανω-Ιουρασικής ηλικίας. Μετά το σχηματισμό των οφειολίθων επήλθε ανάδυση της ζώνης, όπως και των λοιπών εσωτερικών ζωνών, η οποία διήρκεσε μέχρι και το ανώτερο Άπτιο. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου δεν υπήρξε απόθεση νέου υλικού, αλλά αντιθέτως παρατηρούνται σαφή ίχνη διάβρωσης των οφειολίθων, καθώς και της λατεριτικής αποσάθρωσης αυτών κατά θέσεις. Τεκμήρια αυτής της λατεριτικής αποσάθρωσης αποτελούν τα φακοειδή σώματα λατεριτικών σιδηρομεταλλευμάτων τα οποία συναντώνται στην επαφή μεταξύ των οφειολίθων και των υπερκείμενων επικλυσισγενών σχηματισμών.

Η επίκλυση της θάλασσας, η οποία ήταν προοδευτική, άρχισε από το ανώτερο Άπτιο και ολοκληρώθηκε κατά το Μαιστρίχτιο. Κατά τη διάρκεια του μέσου-ανωτέρου Κρητιδικού, εντός της τάφρου της Αλμωπίας, αποτέθηκαν ιζήματα διαφορετικής υφής και σύστασης. Από θέση σε θέση, οι λιθολογικοί τύποι διαφέρουν και για αυτό δεν θα ήταν δυνατή η συσχέτιση αν έλειπαν τα παλαιοντολογικά κριτήρια. Επί των δυτικών περιθωρίων της τάφρου, κατά το Άπτιο-Άλβιο, αποτέθηκαν κροκαλοπαγή, των οποίων η απόθεση συνεχίστηκε αδιαλείπτως και μέχρι το ανω-Κρητιδικό.

Προς τα ΒΔ, κατά την ίδια περίοδο τα κροκαλοπαγή περιορίζονται σε ολιγάριθμες τράπεζες μικρού πάχους μέσα σε μία παχύτατη ασβεστολιθική σειρά. Προς τα ΝΑ (περιοχή χαμηλών Πιερίων) τα κροκαλοπαγή έχουν περιορισμένο πάχος, και εντοπίζονται μόνο στη βάση παχιάς ασβεστολιθικής σειράς. Κατά το ίδιο χρονικό διάστημα στο περισσότερο εσωτερικό ανατολικό τμήμα της τάφρου συνέβη πυριτική ιζηματογένεση και απόθεση πελαγικών ασβεστιτικών σχιστόλιθων.

Όσοι ασχολήθηκαν τα τελευταία έτη με τη γεωλογία των δυτικών περιθωρίων της ζώνης Αξιού ή αλλιώς της υποζώνης της Αλμωπίας, διακρίνουν με βάση γεωγραφικά και τεκτονικά κυρίως κριτήρια, δύο ενότητες : την ενότητα των δυτικών λεπίων, και την ενότητα των ανατολικών λεπίων Αλμωπίας (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973).

Στην παρούσα μελέτη, θα αναλυθεί η ενότητα των δυτικών λεπίων, μια και η περιοχή μελέτης της Σφηκιάς, ανήκει σε αυτά.

Η ενότητα αυτή ονομάζεται κατά τον MERCIER (1966), ενότητα Βρυτών (περιοχή ΒΑ Βερμίου), κατά τον BRUNN (1959), κάλυμμα Βερμίου (Κεντρικό Βέρμιο) και κατά τον GODFRIAUX (1968), δυτικά λείπια (χαμηλά Πιέρια). Η ενότητα αυτή είναι επιπευμένη σε όλη την έκτασή της επάνω στο φλύσχη της Πελαγονικής ζώνης, ηλικίας Μαιστρίχτιου.

Η απόθεση των ιζημάτων της αρχίζει με τη κρητιδική επίκλυση και τελειώνει κατά το Μαιστρίχτιο με τη διάπλαση του φλύσχη.

Χαρακτηριστικό αυτής, είναι η τεκτονική της δομή, που είναι δομή λεπίων σε όλη την έκτασή της, ενώ αντιθέτως οι λιθολογικοί της χαρακτήρες αλλάζουν ευρέως από τα ΒΔ προς τα ΝΑ, αλλαγές που προφανώς οφείλονται σε παλαιογεωγραφικά αίτια.

Μία απλοποιημένη στρωματογραφική σειρά από κάτω προς τα άνω, έχει ως εξής (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973) :

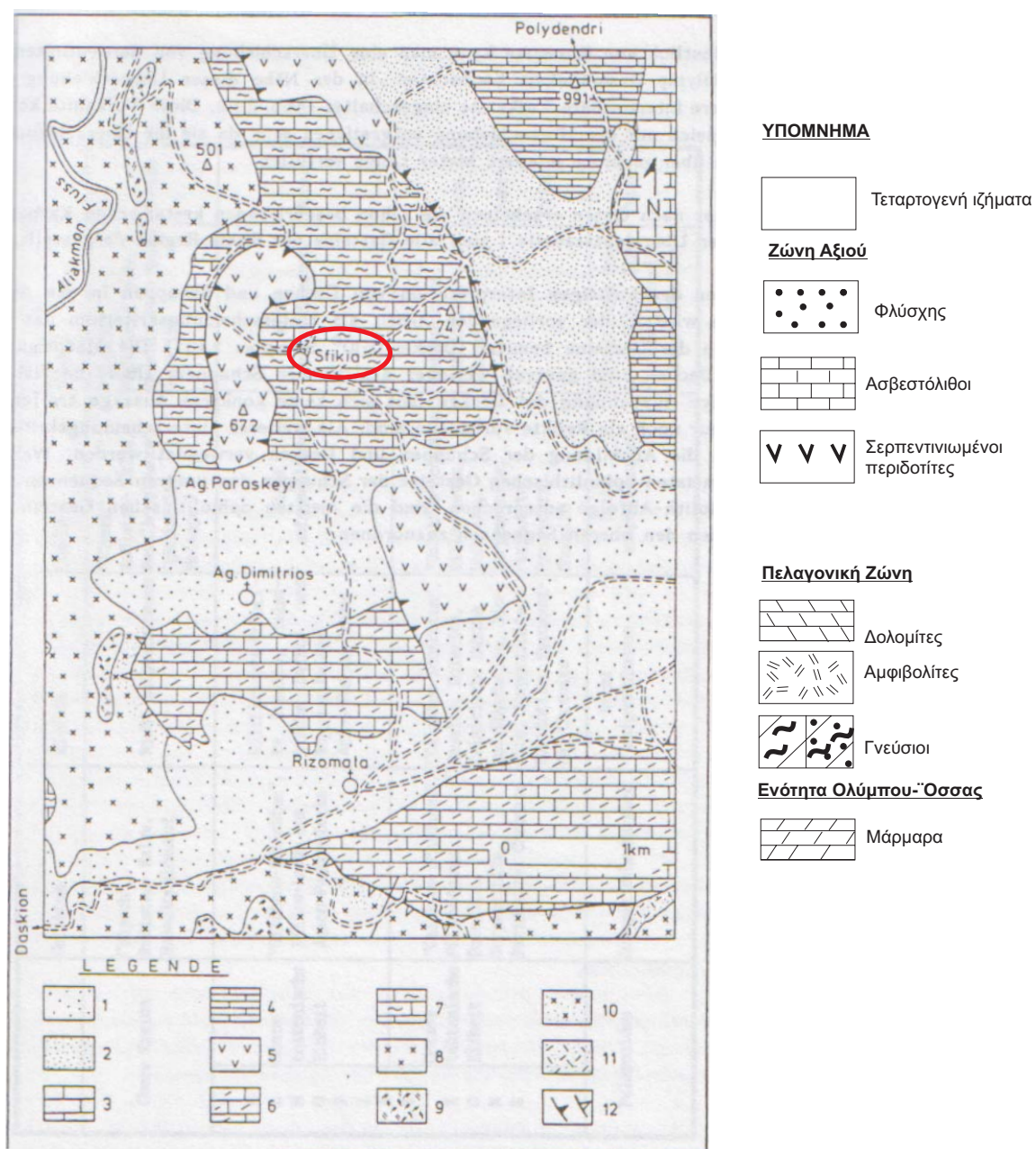
1. Οφειόλιθοι
2. Κροκαλοπαγή: κροκάλες ασβεστολιθικές-οφιολιθικές, με ενστρώσεις ασβεστόλιθων και σχιστόλιθων.
3. Ασβεστόλιθοι ποικίλης σύστασης, υφής και χροιάς με Nerinees, Orbitolines κά. με ενστρώσεις αργιλικών σχιστόλιθων και μαργαϊκών και ψαμμιτικών οριζόντων προς τα πάνω.
4. Ασβεστόλιθοι ανοικτότεφροι, κρυσταλλικοί με πολυάριθμους ρουδιστές.
5. Διάπλαση φλύσχη. Αργιλικόι σχιστόλιθοι, μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, ψαμμίτες.

Ο ορίζοντας των κροκαλοπαγών στο κεντρικό Βέρμιο λαμβάνει σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη, ενώ στο ΒΑ Βέρμιο αντικαθίστανται από εναλλαγές ερυθρών αργιλικών σχιστόλιθων και ερυθρών ασβεστόλιθων μέσα στους οποίους παρατηρούνται ενστρώσεις κροκαλοπαγών μικρού πάχους. Αντιστοίχως, στα χαμηλά Πιέρια, σε μικρού πάχους ορίζοντα κροκαλοπαγούς, επικάθονται πυριτικοί, ερυθροί ασβεστόλιθοι.

Οι ασβεστόλιθοι με Nerinees και Orbitolines απαντούν σε όλη την έκταση της ενότητας. Οι ανώτεροι σχηματισμοί είναι ηλικίας Απτίου-Αλβίου μέχρι Τουρωνίου.

Οι ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι απουσιάζουν από το Κεντρικό Βέρμιο ή δεν έχουν εντοπιστεί εκεί. Αντιθέτως, γνωστή είναι η παρουσία τους στο ΒΑ Βέρμιο προς τα βόρεια και στα Πιέρια προς τα νότια. Η ηλικία τους έχει προσδιοριστεί ως Τουρώνιος-Σενώνιος, ενώ οι μεταβατικοί σχηματισμοί προς το φλύσχη, έχουν χρονολογηθεί ως Μαιστριχτίου ηλικίας.

Συνοψίζοντας, όπως άλλωστε φαίνεται και στο σχήμα 3, η περιοχή της Σφηκιάς αποτελεί ένα οφειολιθικό λέπιο της υποζώνης της Αλμωπίας το οποίο επωθήθηκε πάνω στην Πελαγονική ζώνη. Το χωριό Σφηκιά, καλύπτεται από μάρμαρα και γενέσιους της Πελαγονικής ζώνης.



Σχήμα 3 : Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης περιοχής μελέτης (ASLANIDIS 1989)

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

4.1 Γενικά

Ένα κοίτασμα ή μία εμφάνιση ως μία συγκέντρωση χρήσιμων ορυκτών, έχει στενή σύνδεση με τα πετρώματα που το περιβάλλουν. Επίσης, η θέση, η μορφή, η σύσταση και πολλά άλλα χαρακτηριστικά του βρίσκονται σε στενή σχέση με τους πετρογραφικούς, γεωλογικούς και παλαιογεωγραφικούς χαρακτήρες των σχηματισμών που το περιβάλλουν. Έργο του γεωλόγου δεν είναι μόνο η εξήγηση της δημιουργίας ενός κοιτάσματος αλλά και η ανεύρεση κανόνων που διέπουν τις σχέσεις του με το περιβάλλον, ώστε να είναι δυνατή η αναζήτηση του και σε άλλες θέσεις. Για αυτούς τους λόγους κρίθηκε απαραίτητη η πετρογραφική και ορυκτολογική μελέτη του πετρολογικού περιβάλλοντος των λατεριτικών εμφανίσεων. Αυτή η μελέτη περιλαμβάνει :

- Την πετρογραφία και ορυκτολογία των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής, που πιθανόν να είναι τα ίδια μητρικά πετρώματα των κοιτασμάτων.
- Τη μελέτη των καλυμμάτων της μεσο-ανω-Κρητιδικής επίκλυσης που καλύπτουν τα κοιτάσματα και τα έχουν διατηρήσει μέχρι σήμερα.

Έγινε προσπάθεια να παρθούν δείγματα τόσο σε άμεση επαφή με το μετάλλευμα, όσο και σε απομακρυσμένες θέσεις. Έγιναν λεπτές και στιλπνές τομές για αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των ορυκτών συστατικών, αλλά και για τη μελέτη των επουσιωδών μεταλλικών ορυκτών.

Δόθηκε ιδιαίτερη βαρύτητα στη μελέτη των επουσιωδών ορυκτών χρωμίτη και μαγνητίτη, γιατί πολλές παρατηρήσεις φάνηκαν χρήσιμες στην ερμηνεία της γένεσης των ζωνωδών σπινελίων, που παρατηρούνται στο Fe-Ni-ούχο μετάλλευμα.

4.2 Υπερβασικά πετρώματα

Στην περιοχή μελέτης και σε άμεση σχέση με τους λατερίτες το πέτρωμα που επικρατεί είναι ένας λερζόλιθος, που εμφανίζεται τεκτονισμένος και έντονα σερπεντινωμένος.

Ο λερζόλιθος μακροσκοπικά έχει μαυροπράσινο χρώμα και στις θέσεις των μεγάλων κρυστάλλων των πυροξένων ανοιχτοπράσινο. Η μικροσκοπική εξέταση τομών με διαφορετικό προσανατολισμό, έδειξε ότι τα πετρώματα αυτά είναι σε μεγάλο βαθμό σερπεντινωμένα και στη σύστασή τους συμμετέχουν τα παρακάτω ορυκτά : τα πρωτογενή ολιβίνης, ορθο- και κλινοπυρόξενοι και σπινέλλιοι και τα δευτερογενή σερπεντίνης, μαγνητίτης, τάλκης και χλωρίτης.

Ο όρος σερπεντίνης χρησιμοποιείται γενικότερα ως το όνομα των τριών ορυκτών χρυσοτίλης, λιζαρδίτης και αντιγορίτης. Αυτά τα ορυκτά έχουν βασικά διαφορετική μορφή, αλλά η διάκρισή τους στις πιο πολλές περιπτώσεις γίνεται μόνο με ακτίνες X μέσα σε ειδικούς θαλάμους, αφού προηγουμένως με τη βοήθεια του μικροσκοπίου ξεχωρίσει κάθε μορφολογικός τύπος. Στην περίπτωση της Σφηκιάς, συναντώνται οι παραπάνω μορφές και τοπικά παρατηρείται επικράτηση του αντιγοριτικού σερπεντίνης με τη μορφή μικρών βελονοειδών, φτεροειδών κρυστάλλων. Σε μικρότερο ποσοστό

απαντούν υπολείμματα από πυροξένους και ολιβίνη, καθώς επίσης και κρύσταλλοι χρωμίτη.

Ο ολιβίνης έχει πάθει μία προχωρημένη σερπεντινίωση (φωτ. 1α & 1β) και διατηρείται με τη μορφή διαφορετικού μεγέθους νησίδων μέσα στο σερπεντινικό δίκτυο. Η ταυτόχρονη κατάσβεση γειτονικών νησίδων δείχνει περίπου και τα όρια των αρχικών ολιβινικών κρυστάλλων. Συνήθως όμως παρατηρείται μία κυματοειδής κατάσβεση, ως αποτέλεσμα των τεκτονικών πιέσεων και των πιέσεων που δέχτηκαν οι κρύσταλλοί του κατά τη σερπεντινίωση. Εμφανίζει υψηλά χρώματα πόλωσης.

Οι ορθοπυρόξενοι εμφανίζονται άχρωμοι ή ελαφρά ρόδινοι και παρουσιάζουν χαμηλά (τεφροκύανα-τεφρα-τεφροκίτρινα) χρώματα πόλωσης. Κάποιες φορές παρατηρήθηκαν σε αυτούς πολύ λεπτές ταινίες ή ατραχτοειδή σώματα κλινοπυροξένων σε απόμειξη.

Οι κλινοπυρόξενοι έχουν κάπως αποστρογγυλεμένη μορφή μεγάλων κρυστάλλων ή σχηματίζουν μια λεπτοκοκκώδη μάζα. Είναι άχρωμοι ή υποπράσινοι, χωρίς πλεοχροισμό, με πλάγια κατάσβεση και υψηλά χρώματα πόλωσης. Σε αρκετούς κρυστάλλους διαπιστώθηκε η παρουσία απομεικτικών ταινιών ορθοπυροξένου.

Ο τάλκης παρατηρήθηκε σε λίγες περιπτώσεις να σχηματίζει τοπικές φωλιές ή να βρίσκεται με τη μορφή μεγάλων φύλλων στις θέσεις του τεκτονισμένου ορθοπυροξένου μαζί με σερπεντίνη.

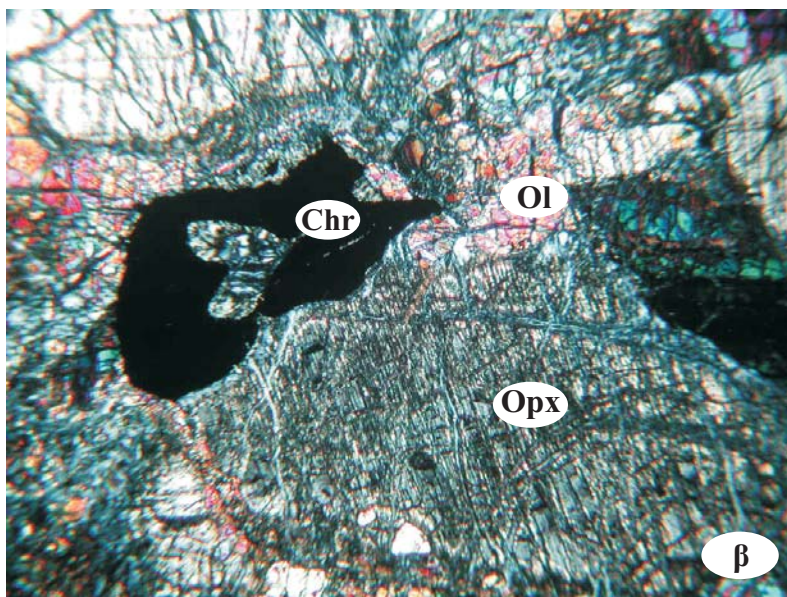
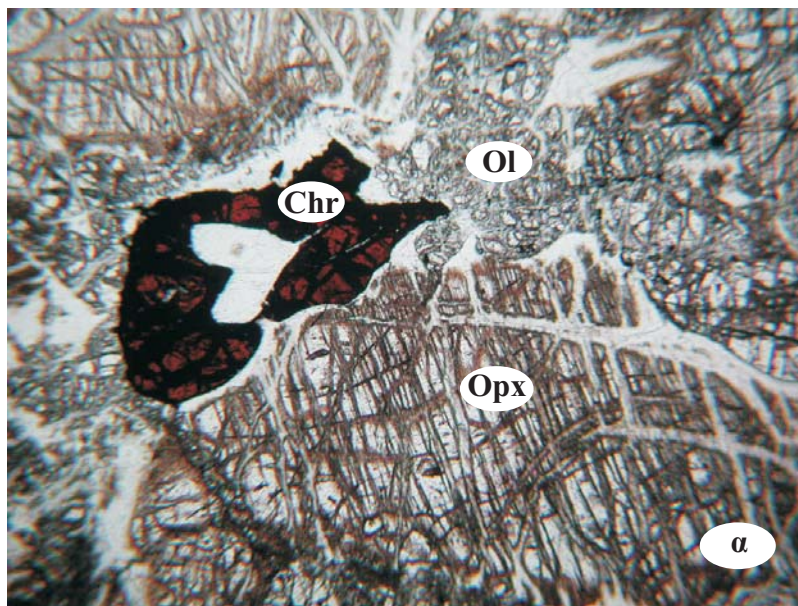
Ο χλωρίτης παρατηρήθηκε στα ίδια δείγματα με τον τάλκη. Παρουσιάζει πλεοχροισμό(χλωροπράσινος-καστανοπράσινος) και ανώμαλα χρώματα πόλωσης (κυανά-καστανά). Αποτελεί το συνδετικό υλικό των θραυσμάτων του ορθοπυροξένου είτε μόνος είτε μαζί με σερπεντίνη.

4.3 Τα αδιαφανή ορυκτά των σερπεντινιτών

Χρωμίτης : Σε όλες τις περιπτώσεις στο διερχόμενο φως παρουσιάζεται ο χρωμίτης με τη μορφή μικρών ή και μεγάλων ακανόνιστων κόκκων με χαρακτηριστική αμοιβαδοειδή / διακρυσταλλική μορφή ή σπάνια με ιδιόμορφο σχήμα (φωτ. 1α & 1β). Συνήθως, οι κόκκοι αυτοί είναι διαφώτιστοι, καστανέρυθροι συχνά κατακλασμένοι. Η κατάκλαση και η δημιουργία των ρωγμών είναι αποτέλεσμα της τεκτονικής παραμόρφωσης και της σερπεντινίωσης. Ενδεχομένως μερικές φορές να περιέχει και μικρά ωειδή σώματα σερπεντίνη (αρχικού ολιβίνης). Αυτά πιστεύεται ότι αποτελούν σταγόνες αρχικού βασαλτικού τήγματος, το οποίο έχει εγκλωβιστεί μέσα στο χρωμίτη κατά τη κρυστάλλωσή του (Jackson 1961, McDonald 1965, Irvine 1975, από τον PANAGIOTOU 1978). Ο χρωμίτης μπορεί να περιβάλλεται τοπικά από μαγνητίτη. Έτσι, σε άλλους χρωμίτες, το περίβλημα έχει μικρό πάχος, σε άλλους μεγάλο και σε άλλους δεν υπάρχει καθόλου.

Επίσης, στο χρωμίτη παρατηρήθηκαν εξαλλοιωμένες θέσεις, οι οποίες παρουσιάζουν ανακλαστικότητα ενδιάμεση εκείνων του χρωμίτη και του μαγνητίτη. Πρόκειται για πλούσιο σε σίδηρο σπινέλλιο που ονομάζεται **σιδηροχρωμίτης**. Έτσι, δημιουργείται ένας διχρωμισμός στο χρωμίτη με σκοτεινότερες θέσεις από αναλλοίωτο χρωμίτη και ανοιχτότερες από σιδηροχρωμίτη (φωτ. 2α & 2β). Τα όρια μεταξύ χρωμίτη και μαγνητίτη είναι πάντοτε σαφή, ενώ μεταξύ χρωμίτη και σιδηροχρωμίτη είναι ακανόνιστα, γεγονός που αποδεικνύει το ότι ο σιδηροχρωμίτης προέρχεται από το χρωμίτη. Αντίθετα τα σαφή όρια χρωμίτη και μαγνητίτη δείχνουν ότι υπήρξε ανάπτυξη του μαγνητίτη γύρω από πυρήνα χρωμίτη.

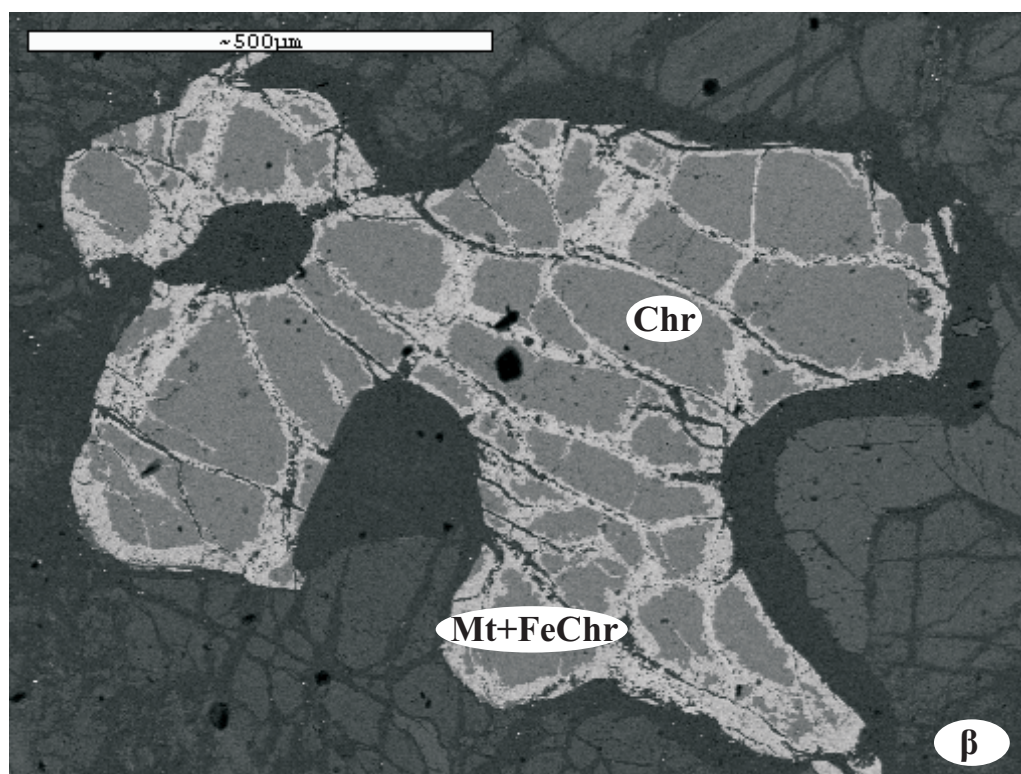
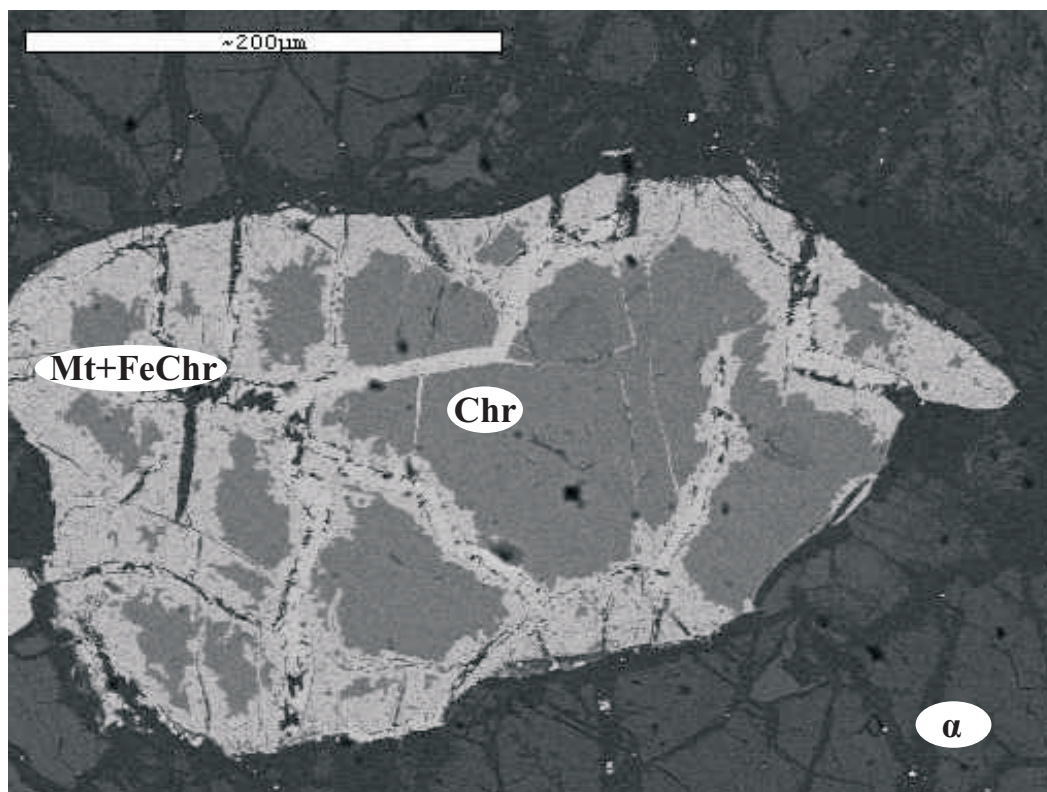
Μαγνητίτης : συναντιέται με τη μορφή δικτύου φλεβιδίων (φωτ. 3α & 3β) ή ακόμα και συσσωματώματα με τη μορφή μικρών ή μεγάλων σωρών. Ο μαγνητίτης τόσο γύρω από πυρήνα χρωμίτη όσο και ως αυτοτελής



Φωτ.1 : Μικροφωτογραφίες από λερζολίθους της θέσης Διχάλωμα. Διερχόμενο φως, 70 x.

α : Αμοιβαδοειδής χρωμίτης (Chr), ορθοπυρόξενος (Opx) και ολιβίνης (Ol) (παράλληλα πολαροειδή).

β : (διασταυρωμένα πολαροειδή)



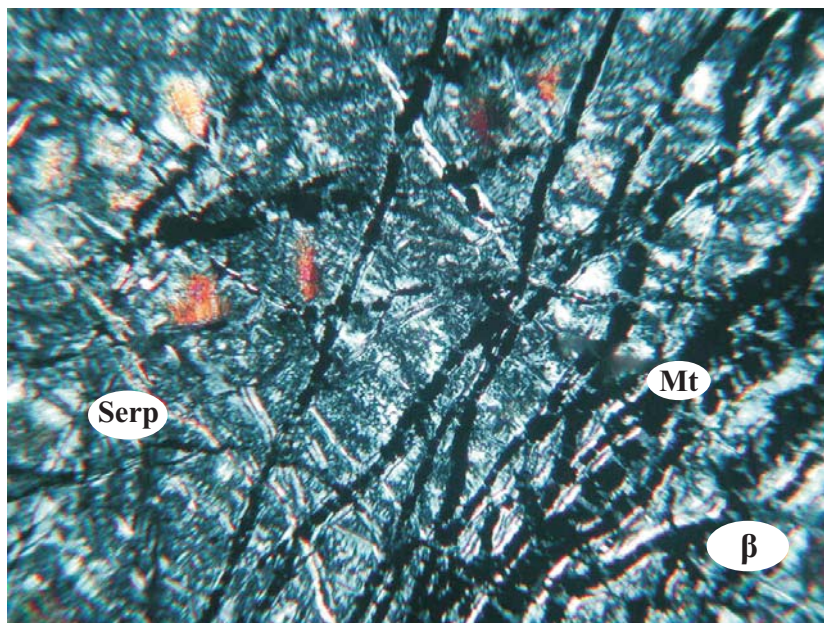
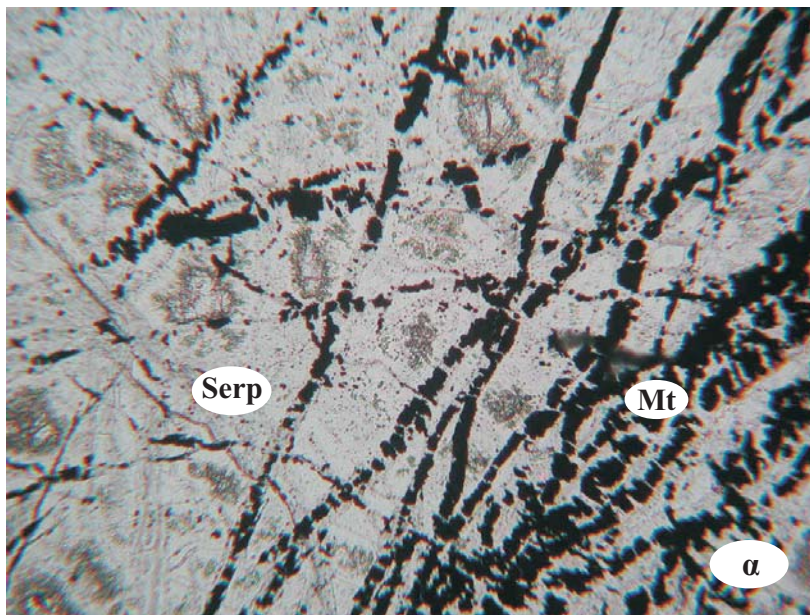
Φωτ. 2 α, β: Μικροφωτογραφίες σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) εξαλλοιωμένου σπινελτίου από τους λερζολίθους της περιοχής Σφηκιάς.
Chr : χρωμίτης, Mt : μαγνητίτης

με ποικίλες μορφές, έχει προκύψει από το σίδηρο που ελευθερώνεται κατά τη σερπεντινίωση των αρχικών πυριτικών ορυκτών ολιβίνη και πυροξένων.

4.4 Ασβεστολιθικό κάλυμμα

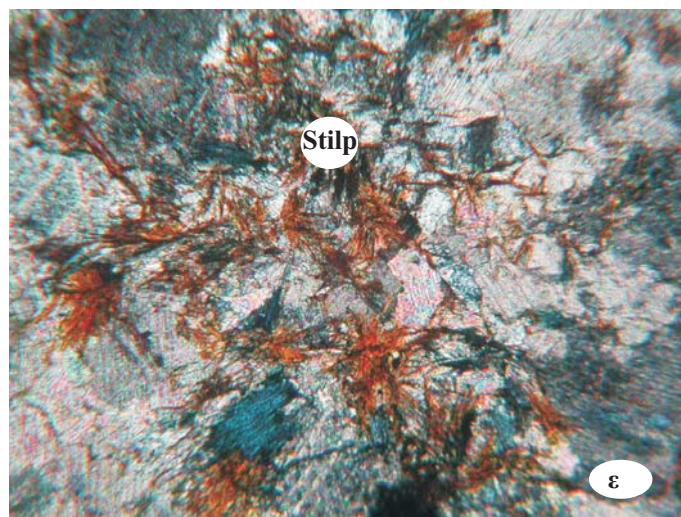
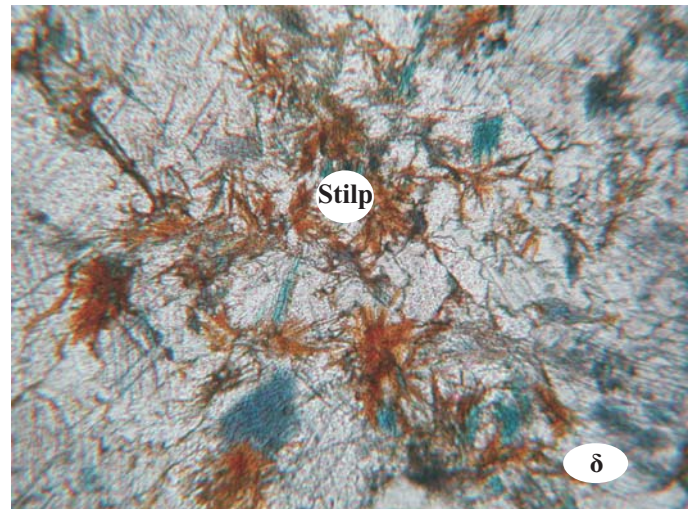
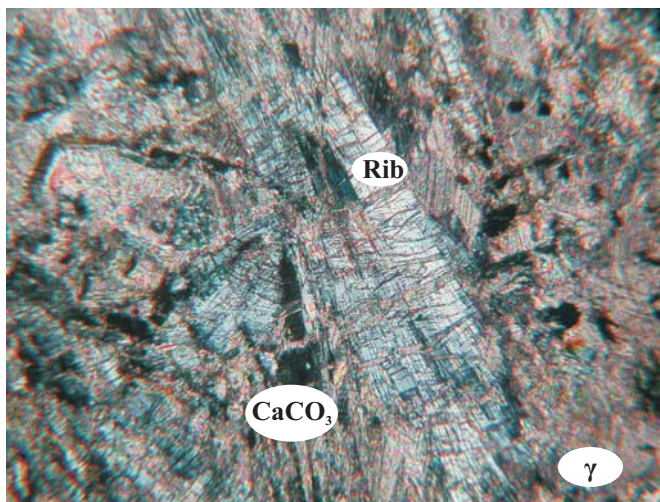
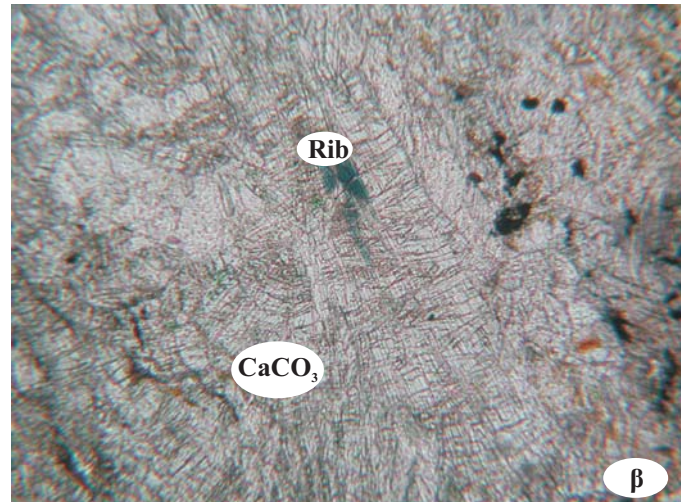
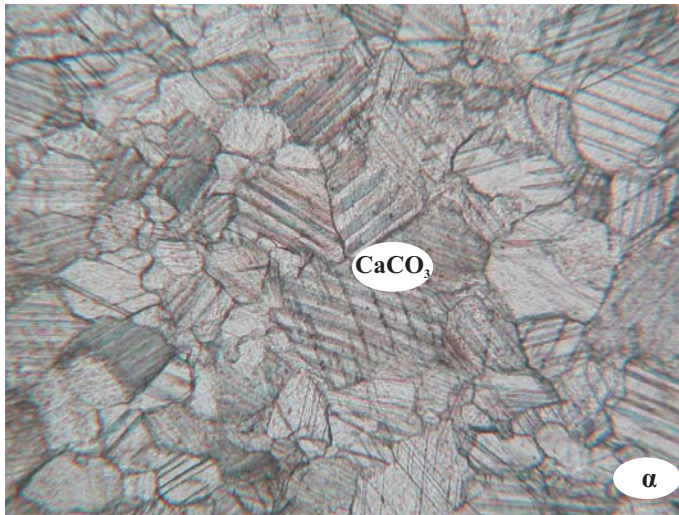
Επάνω στις λατεριτικές εμφανίσεις και σε συμφωνία στρώσης, υπέρκειται το ασβεστολιθικό κάλυμμα, το οποίο αποτέλεσε και το μέσο διατήρησης του λατερίτη κατά τους γεωλογικούς αιώνες. Πρόκειται για τέλεια ανακρυσταλλωμένο σχηματισμό προς λεπτόκοκκο μάρμαρο (φωτ. 4α). Από τη μελέτη στο μικροσκόπιο σε τομές όπου έχουμε την επαφή του μεταλλεύματος με το υπερκείμενο ασβεστολιθικό κάλυμμα παρατηρήθηκε νατριούχος αμφίβολος (ρειβεκίτης) (φωτ. 4β & 4γ). Ο ρειβεκίτης παρουσιάζει πλεοχροισμό με ανοιχτό καστανό-ροδοκαστανό-υποπράσινο χρώμα.

Μέσα στο ανθρακικό κάλυμμα παρατηρήθηκε επίσης στιλπνομέλας χρώματος καστανωπού που παρουσιάζει έντονο πλεοχροισμό με χρυσοκίτρινα-χρυσοκαστανίνα-καστανέρυθρα χρώματα και έχει τη μορφή μικρών φύλλων που σχηματίζουν θυσανωτές δέσμες (φωτ. 4δ & 4ε).



Φωτ.3 : Μικροφωτογραφίες από λερζολίθους της θέσης Διχάλωμα. Διερχόμενο φως, 70 x.

α, β : Φλεβίδια μαγνητίτη (Mt) μέσα σε σερπεντινίτη (Serp) (παράλληλα / διασταυρωμένα πολαιοειδή αντίστοιχα).



Φωτ. 4 : Μικροφωτογραφίες από το ασβεστολιθικό κάλυμμα στην περιοχή της Σφηκιάς (Διερχόμενο φως, 70 x).

α : ανθρακικό κάλυμμα όπου παρατηρείται η χαρακτηριστική πολυδυμία του ασβεστίτη (διασταυρωμένα πολαιοειδή).

β, γ : παρουσία του ρειβεκίτη (Rib) με τη μορφή πρισματικών κρυστάλλων μέσα στο ασβεστολιθικό κάλυμμα (παράλληλα / διασταυρωμένα πολαιοειδή αντίστοιχα).

δ, ε : στιλπνομέλας (Stilp) στο ανθρακικό κάλυμμα (παράλληλα / διασταυρωμένα πολαιοειδή αντίστοιχα).

5. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ

5.1 Ολιβίνης

Οι ολιβίνες σύμφωνα με τους DEER et al. (1996), είναι μία ομάδα ορυκτών που αποτελούν μεικτούς κρυστάλλους μεταξύ των ακραίων μελών φορστερίτη ($\text{Fo}:\text{Mg}_2\text{SiO}_4$) και φαυαλίτη ($\text{Fa}:\text{Fe}_2\text{SiO}_4$). Στους πλούσιους σε Mg ολιβίνες υπάρχει Ni, ενώ μικρές ποσότητες Mn και Ca μπορούν να βρεθούν τόσο στους Mg-ούχους όσο και στους Fe-ούχους.

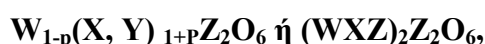
Ο γενικός τύπος των ολιβινών είναι X_2ZO_4 ,

όπου $\text{X}=\text{Mg}$, Fe και σε μικρά ποσοστά Ni, Mn, Ca, Fe^{3+} , Al, Ti και $\text{Z}=\text{Si}$.

Στον Πίνακα 1 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με μικροαναλυτή στον ολιβίνη των λερζολίθων της περιοχής Σφηκιάς καθώς και η κατανομή των ιόντων με βάση τα 4(O). Η τιμή του φορστερίτη κυμαίνεται μεταξύ $\text{Fo} = 89,74\text{-}92,46 \%$. Σύμφωνα με τον ASLANIDIS (1989), για την ευρύτερη περιοχή της Βέροιας ο ολιβίνης στους λερζολίθους έχει τιμή φορστερίτη : $\text{Fo} = 90 \%$, ενώ από το ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) για τον ολιβίνη των λερζολίθων της Έδεσσας δίνονται τιμές φορστερίτη $\text{Fo} = 88,5\text{-}89,2 \%$. Η περιεκτικότητα σε NiO των ολιβινών κυμαίνεται μεταξύ 0,17 και 0,58%. Τιμές μέχρι 0,54% NiO αναφέρει και ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) για τους ολιβίνες των λερζολίθων της περιοχής Έδεσσας.

5.2 Πυρόξενοι

Ο γενικός τύπος των πυροξένων (ορθο- και κλινοπυρόξενοι) σύμφωνα με τον Hess (1949, από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) μπορεί να εκφραστεί ως εξής :



όπου $\text{W}=\text{Ca}$, Na
 $\text{X}=\text{Mg}$, Fe^{2+} , Mn, Ni, Li
 $\text{Z}=\text{Si}$, Al (Ti, Fe^{3+}).

Στη σειρά των πλουσίων σε Mg και Fe πυροξένων, το p είναι περίπου ίσο με τη μονάδα και η περιεκτικότητα σε Y ιόντα είναι συνήθως μικρή, ενώ στη σειρά των φτωχών σε Mg και Fe πυροξένων το p κυμαίνεται από μηδέν (π.χ διοψίδιος, αιγίρινης, ιαδεΐτης) μέχρι 1 (π.χ σποδομένης) (DEER et al. 1996).

Στον Πίνακα 2 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις πυροξένων από τους λερζολίθους της περιοχής Σφηκιάς, η κατανομή ιόντων με βάση 6 (O), καθώς και η ποσοστιαία συμμετοχή σε ακραία μέλη En:ενστατίτη, Fe:φερροσιλίτη και Wo:βολλαστονίτη.

Επίσης, στο Σχήμα 4 έγινε η προβολή των αναλύσεων των πυροξένων στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας των MORIMOTO et al. (1988).

Από τον Πίνακα 2 και το Σχήμα 4 προκύπτει ότι οι ορθοπυρόξενοι έχουν σύσταση ενστατίτη με περιεκτικότητες : En=87,96-92,10 %, Fs=6,84-9,10 %, Wo=1,05-2,93 %.

Πίνακας 1: Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή του ολιβίνη από τους λερζόλιθους της Σφηκιάς.

Δείγμα						
A/A	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,651	41,256	40,673	40,481	40,902	40,703
TiO ₂	0,000	0,000	0,267	0,000	0,075	0,000
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,261	0,000	0,000	0,065	0,024	0,127
FeO	7,179	7,822	6,752	8,923	9,077	9,382
MnO	0,000	0,517	0,246	0,046	0,215	0,148
MgO	50,738	49,649	49,969	49,405	49,189	49,053
NiO	0,170	0,558	0,575	0,563	0,467	0,505
CaO	0,000	0,196	0,759	0,000	0,050	0,048
Na ₂ O	0,000	0,000	0,759	0,518	0,000	0,034
Σύνολο	99,999	99,998	100,000	100,001	99,999	100,000
Αριθμός ιόντων με βάση 4 (O)						
Si	1,010	1,010	1,000	0,993	1,001	0,998
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	1,010	1,010	1,000	0,993	1,001	0,998
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,010	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Fe	0,150	0,160	0,140	0,183	0,186	0,192
Mn	0,000	0,010	0,010	0,001	0,004	0,003
Mg	1,840	1,810	1,820	1,806	1,794	1,793
Ni	0,000	0,010	0,010	0,011	0,009	0,010
Ca	0,000	0,010	0,020	0,000	0,001	0,001
Na	0,000	0,000	0,040	0,025	0,000	0,002
X	2,000	2,000	2,040	2,027	1,996	2,003
Fo	92,46	90,95	91,92	90,25	90,02	89,74

όπου Fo=(Mg*100)/(Mg+Fe²⁺+Mn+Ni).

Οι κλινοπυρόξενοι έχουν σύσταση αυγίτη με περιεκτικότητες : En=49,81-53,82 %, Wo=40,70-47,11 % και Fs=2,60-5,47 %.

Η περιεκτικότητα των πυροξένων σε Al₂O₃ είναι αρκετά υψηλή και κυμαίνεται μεταξύ 0,70 και 3,0 %. Πολύ υψηλότερες περιεκτικότητες σε Al₂O₃ (3,3-8,9 %) έχουν βρεθεί στους πυροξένους των λερζόλιθων της περιοχής Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Επίσης, η περιεκτικότητα σε Cr₂O₃ κυμαίνεται μεταξύ 0,16 και 1,11 % και είναι συγκρίσιμη με εκείνη (0,26-1,16 %) των πυροξένων στους λερζόλιθους της Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Η περιεκτικότητα των πυροξένων σε NiO=0,00-0,35 % είναι συγκριτικά πολύ χαμηλότερη από εκείνη του ολιβίνη που αναφέρθηκε παραπάνω.

Πίνακας 2 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των πυρόξενων των λερζολίθων της περιοχής Σφηκιάς

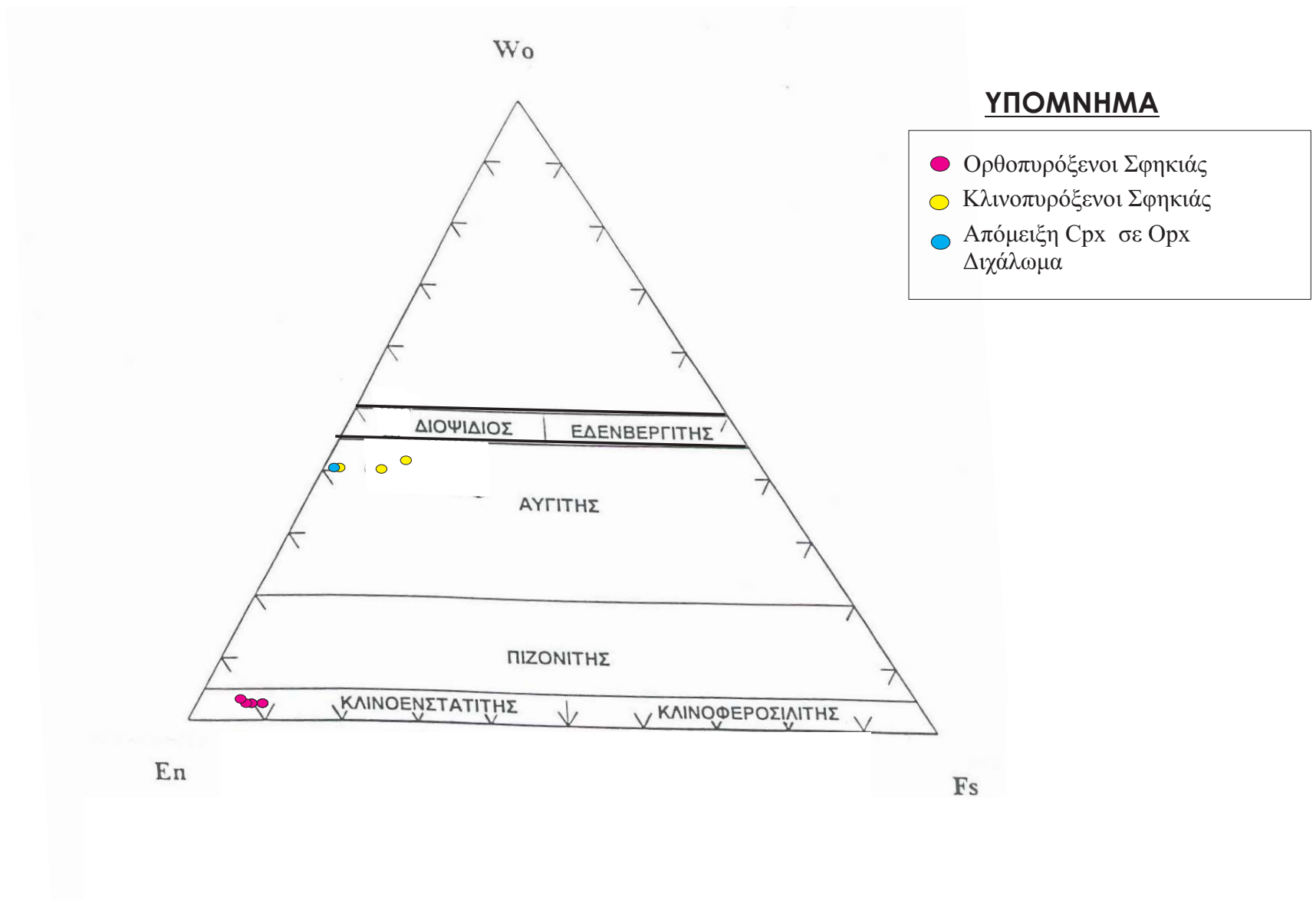
Δείγμα													8 Απόμειξη Cpx σε Opx
A/A	1 Cpx	2 Cpx	9 Cpx	3 Opx	4 Opx	1 Opx	2 Opx	3 Opx	4 Opx	5Opx	6 Opx	7 Opx	
SiO ₂	54,847	54,068	52,698	57,179	57,070	55,831	56,493	55,787	56,458	55,811	55,532	56,474	53,472
TiO ₂	0,010	0,182	0,075	0,000	0,206	0,029	0,000	0,000	0,084	0,009	0,012	0,000	0,005
Al ₂ O ₃	1,844	0,699	2,751	2,126	2,306	2,998	2,387	2,874	2,506	2,586	2,901	2,508	1,196
Cr ₂ O ₃	0,525	0,162	1,106	1,038	0,236	0,791	0,641	0,798	0,776	0,850	0,826	0,881	0,999
FeO	0,999	1,683	1,942	4,487	5,112	5,770	5,922	5,997	5,669	5,957	5,510	5,514	1,445
MnO	0,000	0,000	0,084	0,264	0,058	0,115	0,162	0,299	0,223	0,034	0,023	0,189	0,122
MgO	20,260	19,273	17,696	34,223	34,029	32,640	33,081	32,527	32,983	32,970	33,554	32,981	21,658
NiO	0,000	0,345	0,102	0,088	0,000	0,223	0,021	0,173	0,035	0,144	0,236	0,088	0,000
CaO	21,300	23,328	23,272	0,547	0,697	1,369	0,919	1,505	1,037	1,322	0,873	1,188	20,906
Na ₂ O	0,134	0,182	0,254	0,000	0,236	0,185	0,324	0,000	0,191	0,270	0,453	0,126	0,095
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,083
Σύνολο	99,919	99,922	99,982	99,952	99,950	99,951	99,950	99,960	99,962	99,953	99,951	99,949	99,980
Αριθμός ιόντων με βάση 6 (O)													
Si	1,967	1,962	1,916	1,96	1,96	1,932	1,951	1,934	1,949	1,934	1,921	1,949	1,928
Al	0,033	0,031	0,051	0,04	0,04	0,068	0,049	0,066	0,051	0,066	0,079	0,051	0,051
Z	2,000	1,993	1,967	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,979
Ti	0,000	0,005	0,020	0,000	0,010	0,001	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,045	0,000	0,067	0,050	0,050	0,054	0,048	0,051	0,051	0,040	0,039	0,051	0,000
Cr	0,157	0,005	0,032	0,030	0,010	0,022	0,018	0,022	0,021	0,023	0,023	0,024	0,028
Fe ²⁺	0,110	0,052	0,059	0,130	0,150	0,167	0,171	0,174	0,164	0,173	0,159	0,159	0,044
Mn	0,000	0,000	0,003	0,010	0,000	0,003	0,050	0,009	0,007	0,001	0,001	0,006	0,004
Mg	1,083	1,041	0,959	1,750	1,740	1,684	1,703	1,681	1,697	1,703	1,731	1,697	1,164
Ni	0,000	0,010	0,003	0,000	0,000	0,006	0,001	0,005	0,001	0,004	0,007	0,020	0,000
Ca	0,819	0,908	0,907	0,020	0,030	0,051	0,034	0,056	0,038	0,049	0,032	0,044	0,808
Na	0,010	0,013	0,018	0,000	0,020	0,012	0,022	0,000	0,013	0,018	0,030	0,008	0,007
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004
X	2,224	2,034	2,068	1,990	2,010	2,000	2,047	1,998	2,012	2,011	2,023	2,009	2,059
Ατομική Αναλογία %													
Fs	5,467	2,599	3,065	6,842	7,813	8,780	8,962	9,105	8,636	8,987	8,273	8,368	2,183
En	53,827	52,024	49,818	92,105	90,625	88,538	89,256	87,964	89,363	88,468	90,062	89,316	57,738
Wo	40,706	45,377	47,117	1,053	1,563	2,681	1,782	2,930	2,001	2,545	1,665	2,316	40,079

όπου

En=100*Mg/(Mg+Fe²⁺+Ca)

Fs=100*Fe/(Mg+Fe²⁺+Ca)

Wo=100*Ca(Mg+Fe²⁺+Ca)



Σχήμα 4 : Προβολή των πυροξένων των πετρωμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα σύστασης των MORIMOTO et al. (1988)

5.3 Σπινέλλιοι

Εκτός από τα πυριτικά ορυκτά αναλύθηκε και ένας αριθμός κρυστάλλων σπινελλίων που αποτελούν επουσιώδη ορυκτά στη σύσταση των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης (πίνακας 3). Λεπτομερής μελέτη των σπινελλίων των πετρωμάτων γίνεται στο κεφάλαιο Γραφική παράσταση των σπινελλίων από όπου προκύπτει ότι οι Cr-σπινέλλιοι έχουν $Mg\# = 65,8-69,1\%$ και $Cr\# = 38,5-42,8\%$.

Πίνακας 3 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των σπινελλίων από τους λερζολίθους της περιοχής Σφηκιάς.

Δείγμα α/α						
	1	2	3	4	5 *	6 *
SiO ₂	0,097	0,105	0,118	0,228	0,535	0,116
TiO ₂	0,000	0,428	0,029	0,000	0,170	0,137
Al ₂ O ₃	34,861	33,152	33,163	35,728	2,394	0,063
Cr ₂ O ₃	34,224	35,530	36,964	33,304	26,625	6,442
Fe ₂ O ₃	1,594	1,297	0,691	1,263	38,857	62,087
FeO	13,255	14,044	12,483	13,370	26,887	30,862
MnO	0,000	0,120	0,609	0,059	2,540	0,000
MgO	15,866	15,173	15,697	15,567	1,094	0,116
NiO	0,040	0,038	0,196	0,463	0,887	0,168
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σύνολο	99,938	99,887	99,949	99,983	99,990	99,991
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)						
Si	0,022	0,024	0,027	0,052	0,158	0,036
Ti	0,000	0,075	0,005	0,000	0,038	0,032
Al	9,462	9,091	9,060	9,663	0,835	0,023
Cr	6,229	6,533	6,771	6,040	6,224	1,560
Fe ³⁺	0,276	0,227	0,120	0,218	8,647	14,316
ΣΜ ^{3+,4+}	15,989	15,950	15,984	15,974	15,902	15,966
Fe ²⁺	2,552	2,732	2,419	2,565	6,650	7,909
Mn	0,000	0,024	0,120	0,011	0,636	0,000
Mg	5,444	5,260	5,421	5,322	0,482	0,053
Ni	0,010	0,009	0,049	0,114	0,281	0,055
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ΣΜ ²⁺	8,006	8,025	8,008	8,013	8,049	8,017
Cr/Fe	2,202	2,208	2,666	2,170	0,407	0,707
Mg #	68,081	65,814	69,144	67,477	6,760	0,665
Cr#	39,698	41,815	42,773	38,464	88,177	98,563
Fe ³⁺ #	1,730	1,432	0,755	1,370	55,056	90,042

$Cr\# = Cr * 100 / (Cr + Al)$, $Mg\# = Mg * 100 / (Mg + Fe^{2+})$, $Fe^{3+}\# = Fe^{3+} * 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$

5* : χρωμιούχος μαγνητίτης

6* : σιδηροχρωμίτης

5.4 Σερπεντίνης

Ο σερπεντίνης (χρυσοτίλης, λιζαρδίτης, αντιγορίτης) σύμφωνα με τους DEER et al. (1996) έχει το γενικό τύπο $Mg_3(OH)_4Si_2O_5$. Οι σπουδαιότερες υποκαταστάσεις ιόντων που μπορούν να γίνουν στο γενικό τύπο κατά τους ίδιους ερευνητές είναι : $Al \rightarrow Si$ και $Cr, Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ni \rightarrow Mg$.

Ο σερπεντίνης είναι ένα ορυκτό που προέρχεται από την αλλοίωση σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών όπως ο ολιβίνης και κατά δεύτερο λόγο οι πυρόξενοι. Αυτή η μεταβολή γνωστή ως σερπεντινίωση είναι η αιτία της μετατροπής των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνιτών, περιδοιτών) σε σερπεντινίτες. Η σερπεντινίωση σύμφωνα με τους WENNER and TAYLOR (1974), μπορεί να προκληθεί είτε με τη δράση του νερού οποιασδήποτε προέλευσης (μετεωρικής, υδροθερμικής, ιζηματογενούς) είτε από γενική μεταμόρφωση. Η πρώτη περίπτωση θεωρείται η πιο πιθανή για τη δημιουργία λιζαρδίτη, χρυσοτίλη, ενώ η δεύτερη δίνει αντιγορίτη. Για αυτόν το λόγο αντιγορίτης επικρατεί στα αλπικού τύπου μεταμορφωμένα υπερβασικά πετρώματα (Wicks 1969, από την MOODY 1976 και COLEMAN 1971).

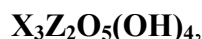
Οι λιζαρδίτης και χρυσοτίλης σχηματίζονται σε θερμοκρασίες μέχρι $350^\circ C$, ενώ ο αντιγορίτης μπορεί να είναι σταθερός μέχρι και λίγο πάνω από $500^\circ C$ (JOHANNES 1968, BARNES and O'NEIL 1969).

Η μεγαλύτερη ποσότητα σιδήρου που περιέχεται στα αρχικά ορυκτά (ολιβίνης, πυρόξενοι) με τη σερπεντινίωση μπαίνει στο σχηματισμό μαγνητίτη (ή αιματίτη) και όχι στο πλέγμα του σερπεντίνης (DEER et al. 1996, WHITTAKER and WICKS 1970, WICKS and WHITTAKER 1977).

Η MOODY (1976), παρατηρεί διαφορές στη σύσταση των τριών ορυκτών του σερπεντίνης και συγκεκριμένα :

1. Στον αντιγορίτη σχετικά πιο υψηλή περιεκτικότητα % σε SiO_2 και πιο χαμηλή σε MgO και H_2O .
2. Στο χρυσοτίλη σχετικά χαμηλή περιεκτικότητα % σε Al_2O_3 .
3. Στο λιζαρδίτη μεγάλη ποσότητα $Fe_2O_3\%$ και σχετικά χαμηλή $FeO\%$.
4. Ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης περιέχουν H_2O^+ σε περίσσεια από τον ιδανικό τύπο.
5. Ο αντιγορίτης έχει την υψηλότερη τιμή $FeO/Fe_2O_3+Al_2O_3+FeO$ και ο λιζαρδίτης τη χαμηλότερη.

Στους λερζόλιθους της περιοχής μελέτης έγιναν αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στα ορυκτά του σερπεντίνης. Στον πίνακα 4 δίνονται τα αποτελέσματα αυτών των αναλύσεων και ο αριθμός ιόντων που υπολογίστηκε με βάση τα 7(O). Ως γενικός τύπος των σερπεντινών θεωρήθηκε ο :



όπου $Z=Si, Al$

$X=Mg, Ni, Fe^{2+}, Mn, Ca, Na, Fe^{3+}, Al, Cr$.

Πίνακας 4 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ορυκτών του σερπεντίνη από την περιοχή Σφηκιάς.

Δείγμα			
A/A	1	2	3
SiO ₂	42,219	41,653	41,930
TiO ₂	0,000	0,025	0,050
Al ₂ O ₃	0,943	0,856	0,510
Cr ₂ O ₃	0,219	0,762	0,740
FeO	2,110	2,270	1,640
MnO	0,000	0,055	0,440
MgO	38,492	38,199	39,300
NiO	0,000	0,022	0,000
CaO	0,134	0,990	0,270
Na ₂ O	0,302	0,368	0,560
K ₂ O	0,023	0,069	0,000
Σύνολο	84,442	85,269	85,440
Αριθμός ιόντων με βάση 7 (O)			
Si	2,025	2,008	2,000
Al IV	0,000	0,000	0,000
Z	2,025	2,008	2,000
Ti	0,000	0,001	0,000
Al VI	0,053	0,049	0,030
Cr	0,008	0,029	0,030
Fe	0,085	0,092	0,065
Mn	0,000	0,002	0,020
Mg	2,752	2,746	2,795
Ni	0,000	0,001	0,000
Ca	0,007	0,005	0,015
Na	0,028	0,034	0,050
K	0,001	0,004	0,000
X	2,934	2,963	3,005

Από τον παραπάνω πίνακα προκύπτει ότι το Al₂O₃ παίρνει τιμές από 0,51 – 0,94 %, ενώ το Cr₂O₃ από 0,22 – 0,76%.

Η περιεκτικότητα των ορυκτών του σερπεντίνη σε NiO είναι πολύ χαμηλή, κοντά στο όριο ανίχνευσης του μικροαναλυτή. Αυτό σημαίνει ότι το Ni που ελευθερώνεται από τον ολιβίνη κατά τη σερπεντινίωση θα πρέπει να μπαίνει σε άλλες ορυκτολογικές φάσεις, όπως πχ ο μαγνητίτης που περιέχει μεταξύ 0,17-2,15% NiO και ο σιδηροχρωμίτης που περιέχει μεταξύ 0,03-1,42% NiO.

5.5 Χλωρίτης

Στην περίπτωση των σερπεντινωμένων λερζολίθων της περιοχής Σφηκιάς, ορισμένοι σπινέλλιοι περιβάλλονται από άχρωμο χλωρίτη με ανώμαλα χρώματα πόλωσης. Έγινε μία χημική ανάλυση χλωρίτη του πετρώματος και έδωσε τις τιμές του πίνακα 5.

Πίνακας 5 : Χημική ανάλυση με μικροαναλυτή του χλωρίτη του πετρώματος της περιοχής Σφηκιάς.

ΧΛΩΡΙΤΗΣ	
Δείγμα	SF10 Λερζόλιθος
A/A	1
SiO₂	33,600
TiO₂	0,000
Al₂O₃	17,280
Cr₂O₃	0,130
FeO	2,170
MnO	0,140
MgO	33,450
NiO	0,200
CaO	0,000
Na₂O	0,000
K₂O	0,000
Σύνολο	86,97
Αριθμός ιόντων με βάση 14(O)	
Si	3,141
Al^{IV}	0,859
Z	4,000
Ti	0,000
Al^{VI}	1,044
Cr	0,009
Fe	0,171
Mn	0,009
Mg	4,664
Ni	0,013
Ca	0,000
Na	0,000
K	0,000
X	5,910
$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	0,035

6. ΛΑΤΕΡΙΤΙΚΗ ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ

6.1 Γενικά

Ο όρος **λατερίτης** δόθηκε για πρώτη φορά από τον Buchanan 1807 (από τους SIVARAJASINGHAM et al. 1962) για να περιγράψει ένα σιδηρούχο, σκωριώδες, άστρωτο και πορώδες υλικό, με χρώμα που ποικίλλει μεταξύ κιτρινωπού κόκκινου σε σκούρο καστανοκόκκινο που χρησιμοποιούνταν στο Malabar των Ινδιών για οικοδομικούς σκοπούς και χρησιμοποιείται και σήμερα στην οδοποιία σε χώρες της Ν. Αφρικής και Ν. Αμερικής. Αυτό το υλικό που στην αρχή ήταν μαλακό, γινόταν πολύ σκληρό με τη ξήρανση, για αυτό πήρε και το όνομα λατερίτης (από το λατινικό later=πλιθάρι). Αργότερα, διαπιστώθηκε ότι ο λατερίτης είναι προϊόν τροπικής και υποτροπικής αποσάθρωσης διαφορετικών πετρωμάτων.

Ο MAIGNIEN (1966) διακρίνει δύο κατηγορίες λατεριτών ανάλογα με τη χημική σύσταση : τους πλούσιους σε Al και τους πλούσιους σε Fe. Οι πρώτοι έχουν ονομαστεί από πολύ παλιά **βωξίτες** από τον Liebrich (1984, από τη VALETON 1972). Η χημική αποσάθρωση των πετρωμάτων κάτω από συνθήκες θερμού και υγρού κλίματος (τροπικού και υποτροπικού), έντονης βλάστησης, ήπιου μορφολογικού ανάγλυφου, εύκολης εισχώρησης του νερού και χαμηλού υδροφόρου ορίζοντα είναι εξαιρετικά έντονη και ονομάζεται **λατεριτική αποσάθρωση ή λατεριτίωση**, γιατί οδηγεί στο σχηματισμό ενός υπολειμματικού προϊόντος πλούσιου σε Fe, Al, Ti, Cr, Ni, Mn του λατερίτη. Η σύσταση του λατερίτη (ορυκτολογική και γεωχημική) καθορίζεται αποκλειστικά από το είδος του πετρώματος που δέχεται τη λατεριτίωση. Έτσι, ο **λατερίτης**, που είναι το προϊόν της χημικής αποσάθρωσης υπερβασικών πετρωμάτων είναι πλούσιος σε δευτερογενή οξείδια ή / και υδροξείδια του σιδήρου, κλαστικούς κόκκους χρωμίτη -μαγνητίτη και περιέχει αυξημένη ποσότητα νικελίου. Με βάση τη σύσταση αυτή χαρακτηρίζονται συχνά τα κοιτάσματα αυτά ως **λατεριτικά Fe-Ni-ούχα με Cr κοιτάσματα** (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

6.2 Παράγοντες που επιδρούν στην ένταση της λατεριτικής αποσάθρωσης

Τα συστατικά των πυριτικών πετρωμάτων είναι τα SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO, NiO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ και μερικά άλλα σε πολύ μικρές ποσότητες. Αυτά τα συστατικά στη χημική αποσάθρωση με την επίδραση του νερού, του CO₂ και του ελεύθερου οξυγόνου παθαίνουν διαφορετικές χημικές διεργασίες που οι κυριότερες είναι : η υδάτωση, η υδρόλυση, η επίδραση οξέων, η οξείδωση, η αναγωγή, η διάλυση και ο σχηματισμός κολλοειδών διαλυμάτων. Η ένταση της χημικής αποσάθρωσης καθορίζεται από ορισμένους παράγοντες όπως : το κλίμα, η βλάστηση, η γεωμορφολογία και το είδος του πετρώματος. Η αναφορά σε αυτούς έχει σκοπό να τονίσει τις παλαιογεωγραφικές και παλαιοκλιματολογικές συνθήκες που επικρατούσαν στις περιοχές που μελετήθηκαν και που επέτρεψαν το σχηματισμό των λατεριτικών καλυμμάτων (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003).

Α. Κλίμα

α. Βροχόπτωση : στη χημική αποσάθρωση διεργασίες όπως η υδρόλυση, η υδάτωση, η διάλυση εξαρτώνται από την ποσότητα του νερού. Η βροχόπτωση αποτελεί σημαντικό

παράγοντα στην εξέλιξη της χημικής αποσάθρωσης. Από παρατηρήσεις στους σύγχρονους λατερίτες, έγινε παραδεκτό ότι ο σχηματισμός των λατεριτών ευνοείται από μία εναλλαγή υγρής και ξηρής περιόδου.

β. Θερμοκρασία : Για τη θερμοκρασία που απαιτείται για τη λατεριτίωση, δεν υπάρχουν σαφή όρια. Οι πιο πολλοί σύγχρονοι λατερίτες παρατηρούνται σε περιοχές με μέση ετήσια θερμοκρασία 25° C. Υπάρχουν όμως και λατεριτικά καλύμματα σε περιοχές με 18-20 °C ή ακόμα και σε περιοχές με υψόμετρο 2.000 μ και μέση ετήσια θερμοκρασία 16 °C. Είναι πάντως χαρακτηριστικό ότι οι σύγχρονοι λατερίτες συναντιούνται σε κλίματα όπου η βροχερή περίοδος είναι και θερμή (ημιυγρά τροπικά και ισημερινά κλίματα), ενώ αντίθετα στα υποτροπικά κλίματα όπου η βροχερή περίοδος συμπίπτει με την ψυχρή, δεν ευνοείται η λατεριτίωση ακόμα και όταν η θερμοκρασία είναι πάνω από 20 °C. Οι κλιματικές όμως συνθήκες καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τη βλάστηση και την ποσότητα της οργανικής ύλης.

Β. Βλάστηση : η βλάστηση μιας περιοχής αυξάνει την διαπερατότητα των πετρωμάτων και διευκολύνει τη κυκλοφορία των διαλυμάτων, ενώ με το ριζικό σύστημα συγκρατεί τα προϊόντα της αποσάθρωσης. Επίσης, με τα χουμικά οξέα και το CO₂ που ελευθερώνει υποβοηθά τη χημική αποσάθρωση. Όσον αφορά τη λατεριτική αποσάθρωση, άλλοι θεωρούν ότι την ευνοεί το δάσος (Glinka 1927, Pendleton 1943 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) ή τα τροπικά χόρτα (D'Hooore 1954,1963 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) και άλλοι τα όρια δάσους και σαβάννας (SIVARAJASINGHAM et al. 1962).

Γ. Γεωμορφολογία : Η λατεριτική αποσάθρωση ευνοείται σε περιοχές όπου επικρατούν συνθήκες πανεπίπεδου και απουσιάζουν οι ορογενετικές κινήσεις.

Δ. Υδροφόρος Ορίζοντας : Οι λατερίτες δεν αναπτύσσονται σε χαμηλές θέσεις κάτω από το σταθερό υδροφόρο ορίζοντα όπως έλη, βυθούς λίμνης και ποταμών, γιατί απαιτείται δυνατότητα απορροής του νερού για να απομακρυνθούν τα ευκολοδιάλυτα συστατικά και να συγκεντρωθούν τα πιο σταθερά Fe, Al, Mn, Cr, Ti ως υπολειμματικά στο λατερίτη.

Ε. Είδος πετρώματος : Τα διαφορετικά ορυκτά συστατικά των πετρωμάτων διαφέρουν πολύ στην αντίστασή τους στη χημική αποσάθρωση. Λατεριτική αποσάθρωση μπορούν να πάθουν όλα τα πετρώματα, εκείνα όμως που μπορούν να δώσουν λατεριτικά σιδηρονικελιούχα καλύμματα, θα πρέπει να περιέχουν κάποια ποσότητα Fe και Ni. Οι Alexander and Cady (1962, από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, 1982), έδειξαν ότι το πάχος του λατερίτη είναι πολλές φορές συνάρτηση του πόσο πλούσιο σε σίδηρο είναι το μητρικό πέτρωμα.

6.3 Παράγοντες που επιδρούν στη κίνηση των στοιχείων κατά τη χημική αποσάθρωση

Με τις διαφορετικές διεργασίες της χημικής αποσάθρωσης συμβαίνει μία καταστροφή στο πλέγμα των ορυκτών και τα διαφορετικά στοιχεία ελευθερώνονται. Η μετακίνηση αυτών των στοιχείων είναι καθοριστική για τη δημιουργία των λατεριτικών καλυμμάτων και εξαρτάται από το pH, το οξειδοαναγωγικό δυναμικό του περιβάλλοντος (Eh) και το ιοντικό δυναμικό των ιόντων (Lamey 1966, Louhnan 1969 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982). Δεν πρέπει όμως να παραβλεφθεί και η επίδραση της θερμοκρασίας, η συγκέντρωση στο διάλυμα αποσάθρωσης, η παρουσία άλλων ιόντων στο διάλυμα και η παρουσία οργανικών ενώσεων (Jurkovic 1963, Zeissink 1969 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

A. Η τιμή του pH: σύμφωνα με τον Mason (1952 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003) η τιμή του pH στα φυσικά νερά κυμαίνεται μεταξύ 4 και 9. Υπάρχουν όμως τοπικά τουλάχιστον, συνθήκες περιβάλλοντος έξω από αυτά τα φυσικά όρια. Έτσι από την αποσάθρωση αλκαλικών πετρωμάτων με απουσία CO₂ στην ατμόσφαιρα προκύπτουν τιμές pH=10-11 (Krauskopf 1967, Lounghan 1969 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982). Αντίθετα, κάτω από συνθήκες έντονης βλάστησης η υψηλή περιεκτικότητα σε CO₂ και χουμικά οξέα, δημιουργεί τιμές pH κάτω και από 4 (Krauskopf 1967, Lounghan 1969, Gidigas 1976 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

B. Δυναμικό οξειδοαναγωγής Eh : μετριέται σε volts και σύμφωνα με την Carroll (1970 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003) στο περιβάλλον της χημικής αποσάθρωσης κυμαίνεται από -400 mV μέχρι και +600 mV. Ορισμένα στοιχεία μπορούν να υπάρχουν σε περισσότερες από μία καταστάσεις σθένους (π.χ Fe, Mn, Ti), που η κινητικότητά τους είναι πολύ διαφορετική στην αποσάθρωση. Έτσι το Eh που καθορίζει τα φαινόμενα οξείδωσης και αναγωγής, θα παίζει βασικό ρόλο σε αυτήν την κινητικότητα. Οι βασικοί παράγοντες που καθορίζουν το Eh στο περιβάλλον της αποσάθρωσης είναι η διαθεσιμότητα ελευθέρου οξυγόνου και η παρουσία ή όχι οργανικής ύλης (Lounghan 1969 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Γ. Ιοντικό δυναμικό : αριθμητικά εκφράζεται ως ο λόγος Z/r του φορτίου του ιόντος Z προς την ακτίνα r (Pauling 1960 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982). Με βάση το ιοντικό δυναμικό τους τα στοιχεία κατατάχτηκαν σε τρεις ομάδες (Carroll 1970 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) με κοινή συμπεριφορά. Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει στοιχεία με ιοντικό δυναμικό μέχρι και 3 (K⁺, Na⁺, Mn²⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Ni²⁺, Co²⁺ κ.ά) που είναι ευκολοδιάλυτα και που ανεξάρτητα από τη μεταβολή του pH σχηματίζουν γνήσια διαλύματα και απομακρύνονται με τα νερά της διάλυσης. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει στοιχεία με ιοντικό δυναμικό 3-9,5 (Al³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Mn⁴⁺, Cr³⁺ κ.ά). Σύμφωνα με τον Jurkovic (1963 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982), αρχικά σχηματίζουν αρνητικά φορτισμένα υδρολύματα με OH και μπορούν να μεταφερθούν λίγο. Συνήθως όμως υδρολύονται και καταβυθίζονται ως κolloειδή υδροξείδια, ανάλογα με το pH του διαλύματος. Η τρίτη ομάδα περιλαμβάνει τα στοιχεία με ιοντικό δυναμικό πάνω από 12 (P⁵⁺, B³⁺, S⁶⁺, N⁵⁺, κ.ά) που σχηματίζουν διαλυτά σύμπλοκα ανιόντα.

Το Si⁴⁺ με ιοντικό δυναμικό 9,5 συμπεριφέρεται σύμφωνα με τον Routhier (1963 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) ανάλογα με τις κλιματικές συνθήκες.

6.4 Μηχανισμός της λατεριτικής αποσάθρωσης και γένεσης του λατερίτη

Από τις παρατηρήσεις που γίνονται σε σύγχρονους λατερίτες μπορούμε να περιγράψουμε το μηχανισμό της λατεριτικής αποσάθρωσης και τη δημιουργία των λατεριτικών κοιτασμάτων (από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003).

Κάτω από τις συνθήκες που προαναφέρθηκαν και που ευνοούν τη λατεριτική αποσάθρωση, το νερό της βροχής είναι πλούσιο σε οξυγόνο και όξινο ($pH = 5,5-6,5$) και μπορεί να γίνει ακόμα πιο όξινο ($pH = 3,5$) στο έδαφος από το CO_2 και τα χουμικά οξέα της βλάστησης στη ζώνη των ριζών. Έτσι όλα τα στοιχεία με ιοντικό δυναμικό μέχρι και 3 μπαίνουν στο νερό της διάλυσης και κατεβαίνουν σε βαθύτερα σημεία ή απομακρύνονται από την περιοχή.

Η διαλυτότητα του πυριτίου είναι μικρή στις συνθήκες pH της λατεριτικής αποσάθρωσης. Όμως η κινητικότητα του πιο πολύ εξαρτάται από την υδάτωση της περιοχής. Μια περιορισμένη υδάτωση οδηγεί στη νεοσύνθεση αργιλούχων ορυκτών που δεσμεύουν SiO_2 , ενώ έντονη υδάτωση οδηγεί σε παραπέρα διάσπαση και των αργιλούχων ορυκτών, οπότε μετακινείται το SiO_2 . Πειραματικά επίσης βρέθηκε ότι η διαλυτότητα του πυριτίου αυξάνει με την αύξηση της θερμοκρασίας. Κάτω λοιπόν από τις συνθήκες του τροπικού κλίματος (μεγάλη βροχόπτωση, υψηλή θερμοκρασία) το πυρίτιο θα μετακινείται γρήγορα σε ιοντική μορφή και κυρίως σε κολλοειδή μορφή.

Η κινητικότητα του Fe εξαρτάται τόσο από το pH όσο και το Eh του διαλύματος. Ο Fe^{3+} μπορεί να μετακινηθεί μόνο όταν το pH είναι κάτω από 3, ενώ σε $pH=3-8$ καταβυθίζεται εύκολα ως κολλοειδές $Fe(OH)_3$. Πρακτικά λοιπόν ο Fe^{3+} δεν μπορεί να μετακινηθεί, παρά μόνο όταν κάτω από πολύ αναγωγικές συνθήκες μετατραπεί σε Fe^{2+} . Ο Fe^{2+} μετακινείται σε τιμές $pH=5-7$ και κάτω από αναγωγικές συνθήκες που δημιουργούνται από την παρουσία οργανικής ύλης. Η μετακίνηση γίνεται με τη μορφή του $Fe(HCO_3)_2$. Με την αύξηση του Eh μετατρέπεται σε Fe^{3+} που δίνει κολλοειδές $Fe(OH)_3$. Η οξείδωση αυτή γίνεται πιο τέλεια σε αλκαλικό παρά σε όξινο περιβάλλον, γιατί το απαραίτητο Eh ελαττώνεται με την αύξηση του pH .

Το Al^{3+} παραμένει σε διάλυση σε όξινο ($pH < 4$) ή πολύ βασικό ($pH > 9$) περιβάλλον. Στις ενδιάμεσες τιμές, επειδή έχει ιοντικό δυναμικό 6, σχηματίζει κολλοειδές $Al(OH)_3$ που καταβυθίζεται. Αν η καταβύθιση αυτή γίνει συγχρόνως με το πυρίτιο δημιουργείται ένα $Al-Si$ -κολλοειδές που δίνει στη συνέχεια ορυκτά της αργίλου: καολίνη, αλλοϋσίτη, μοντμοριλλονίτη (ανάλογα με το pH) ή γκιψίτη όταν δεν υπάρχει αρκετό πυρίτιο. Κάτω λοιπόν από συνθήκες εύκρατου κλίματος (χαμηλή θερμοκρασία κατά τη βροχερή περίοδο) δεν έχουμε διαχωρισμό των Si και Al και αυτά σχηματίζουν αργιλικά ορυκτά. Αντίθετα, κάτω από συνθήκες τροπικού κλίματος (υψηλή θερμοκρασία και έντονη βροχόπτωση) απομακρύνονται το πυρίτιο και δημιουργούνται από πλούσια σε Al_2O_3 μητρικά πετρώματα, οι βωξίτες.

Το Mn^{2+} όπως και ο Fe^{2+} διαλύεται πολύ εύκολα ως $Mn(HCO_3)_2$ μέχρι τιμές $pH=6$, οπότε οξειδώνεται σε Mn^{4+} και καταβυθίζεται ως κολλοειδές $Mn(OH)_4$. Η οξείδωση του μαγγανίου απαιτεί υψηλότερες τιμές Eh σε σχέση με το σίδηρο.

Το Ni^{2+} σε σχέση με τα Fe^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} παρουσιάζει, σε αραιά όξινα διαλύματα, μεγάλη διαλυτότητα και απομακρύνεται με τη μορφή $Ni(HCO_3)_2$ στα νερά της διαλύσεως προς βαθύτερα σημεία μέχρι να συναντήσει τιμές pH ουδέτερες ή αλκαλικές οπότε αποβάλλεται.

Κάποια ποσότητα νικελίου προσροφάται στα κολλοειδή συστατικά κυρίως του σιδήρου.

Σύμφωνα με τα όσα αναφέραμε παραπάνω για τα κυριότερα στοιχεία, στη ζώνη των ριζών όπου το pH είναι αρκετά όξινο, παραμένουν σε αρκετή ποσότητα Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} και λίγο SiO_2 .

Κάτω από τη ζώνη των ριζών το pH αλλάζει σταδιακά και γίνεται αλκαλικό, γιατί δεν υπάρχει ο χούμος, ενώ η ποσότητα των αλκαλίων και αλκαλικών γαιών που ξεπλύθηκαν από πάνω αυξάνει συνεχώς με το βάθος. Έτσι μέχρι τιμές pH=6 όλα τα κolloειδή υδροξείδια των Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{4+} , Ti^{4+} καταβυθίζονται σε αυτή τη ζώνη που εμπλουτίζεται έτσι στα στοιχεία αυτά.

Σε βαθύτερα σημεία όπου επικρατούν ουδέτερες ή ελαφρά αλκαλικές συνθήκες (βάση του λατερίτη και διασπασμένο μητρικό πέτρωμα) αποβάλλονται σταδιακά τα ευδιάλυτα στοιχεία. Το Ni και Co αρχίζουν να αποβάλλονται από τιμές pH=6,6. Ένα μέρος του Ni προσροφάται στην επιφάνεια των κolloειδών και κυρίως του πυριτίου. Το μεγαλύτερο μέρος όμως του Ni μπαίνει ως υποκαταστάτης του Mg στο πλέγμα των ορυκτών του μητρικού πετρώματος ή στα ορυκτά που προκύπτουν από τη διάσπαση τους (μοντομοριλλονίτης, χλωρίτης, σαπωνίτης) γιατί το Mg παραμένει σε διάλυση μέχρι pH=10. Με αυτόν τον τρόπο σχηματίζονται τα ορυκτά της ομάδας των γαρνιερίτων: νικελιούχος αντιγορίτης, σεπιόλιθος, χλωρίτης, τάλκης κλπ. Το ποιο ορυκτό θα σχηματιστεί εξαρτάται από τη διαθεσιμότητα των στοιχείων Mg, Fe, Al, Si και τη τιμή του pH.

Τα Co^{2+} και Mn^{4+} αποβάλλονται σε μια ενδιάμεση θέση του λατερίτη λόγω του ότι καταβυθίζονται αργότερα από το Fe^{3+} , αλλά γρηγορότερα από το Ni^{2+} .

Όλα τα ανθεκτικά στη χημική αποσάθρωση ορυκτά που βρίσκονται ως επουσιώδη μέσα στο αρχικό πέτρωμα μπορεί να παραμείνουν τελείως αναλλοίωτα (τουλάχιστον για αρκετό διάστημα) και να κληρονομηθούν στο λατεριτικό κάλυμμα, π.χ. χρωμίτης, μαγνητίτης.

6.5 Σύσταση του μανδύα αποσάθρωσης- Ανάπτυξη ζωνών

Τα αρχικά επιφανειακά προϊόντα της αποσάθρωσης είναι ένυδρα οξείδια των Fe, Al, Si, Ti, Mn που όσο περνά ο χρόνος σχηματίζουν σταθερές ενώσεις με μορφή υδροξειδίων και οξειδίων. Ανάλογα με το είδος του στοιχείου που επικρατεί θα χαρακτηρίζεται με το όνομα αυτού και το λατεριτικό κάλυμμα.

Από αρχικά πετρώματα φτωχά σε Al, Mn όπως είναι τα υπερβασικά, μπορούν να σχηματιστούν κοιτάσματα λατεριτικού σιδηρομεταλλεύματος. Συνήθως όμως στα υπερβασικά πετρώματα που έχουν ως κύριο συστατικό Fe-Mg-ούχα ορυκτά όπως ολιβίνη, πυροξένους, σερπεντίνη, υπάρχει στο πλέγμα Ni ως υποκαταστάτης του Mg σε ποσότητες που φτάνουν το 0,25-0,30% (κυρίως στον ολιβίνη). Αυτό το νικέλιο με τη λατεριτική αποσάθρωση έρχεται να εμπλουτίσει ορισμένα τμήματα του μανδύα αποσάθρωσης και με αυτόν τον τρόπο δημιουργούνται τα λεγόμενα «**Fe-Ni-ούχα λατεριτικά κοιτάσματα**». Γενικά σε μία φάση της εξέλιξης της λατεριτικής αποσάθρωσης, μπορούν να αναγνωριστούν, ζώνες διαφορετικής σύστασης και συγκεκριμένα:

- Ζώνη των ριζών των φυτών με κάποια ποσότητα Fe^{3+} που δίνει λειμωνίτη ή/και αιματίτη και αρκετή ποσότητα πυριτίου που δίνει οπάλιο ή χαλαζία ή αν υπάρχει λίγη ποσότητα Al αργιλλοπυριτικές ενώσεις (πολλές φορές ονομάζεται και σιδηρούν κάλυμμα).
- Κάτω από τη ζώνη των ριζών των φυτών τη κύρια ζώνη των άμορφων υδροξειδίων του σιδήρου (με ελάχιστες ποσότητες των άλλων στοιχείων με ιοντικό δυναμικό 3-9,5). Η αφυδάτωση και κρυστάλλωση των κolloειδών μορφών μπορεί να δώσει γένεση σε συγκρίματα ή πisolίθους οξειδίων του σιδήρου. Στη ζώνη αυτή μπορεί να συγκεντρωθεί το νικέλιο αν προσροφηθεί στα κolloειδή υδροξείδια του σιδήρου.

Στα βαθύτερα σημεία της ζώνης αυτής μπορούν να συγκεντρωθούν τα Co^{2+} και Mn^{4+} αν υπάρχουν.

- Την πλούσια σε Ni βάση του λατερίτη με νικελιοπυριτικές ενώσεις.
- Το διασπασμένο μητρικό πέτρωμα πάλι πλούσιο σε Ni.
- Το αναλλοίωτο μητρικό πέτρωμα.

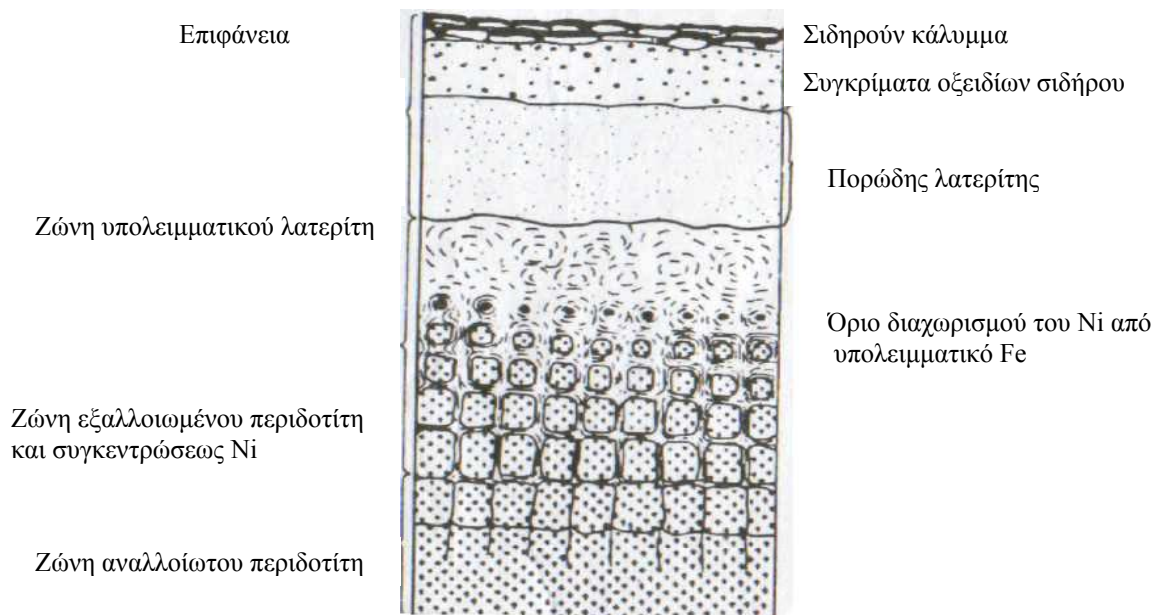
Στο σχήμα 5 δίνεται τομή από ένα σύγχρονο λατερίτη που αναπτύσσεται πάνω σε ένα περιδοτίτη στη Ν. Καληδονία, όπου φαίνεται η διάκριση των ζωνών και η κατανομή των στοιχείων σε κάθε ζώνη του λατερίτη.

Το προϊόν της λατεριτικής αποσάθρωσης σιγά σιγά σκληραίνει και γίνεται συμπαγές. Σύμφωνα με τους SIVARAJASINGHM et al. (1962) αυτό οφείλεται σε δύο διεργασίες :

1. Στην αφυδάτωση των ένυδρων και άμορφων σιδηροϋδροξειδίων. Αυτό γίνεται με το πέρασμα του χρόνου και με τη μεσολάβηση της ξηρής περιόδου.
2. Στην κρυστάλλωση των ορυκτών του σιδήρου γκαιτίτης, αιματίτης σε συσσωματώματα ή δίκτυα.

Ο λατερίτης είναι ουσιαστικά ένα υπολειμματικό υλικό που δημιουργείται :

- α) από συγκέντρωση των υλικών του σε σχέση με τα υπόλοιπα συστατικά που ως ευκολοδιάλυτα έχουν απομακρυνθεί (σχετική συγκέντρωση)
- β) από ακινησία των συστατικών του που μεταφέρθηκαν από ψηλότερες θέσεις σχετική ακινησία) (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003).



Σχήμα 5 :Σχηματική τομή κοιτάσματος Fe-Ni-ούχου λατερίτη στη Νέα Καληδονία (κατά τους Rark and Mac Diarmid 1975, από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.α 2003)

6.6 Δευτερογενή λατεριτικά κοιτάσματα

Η διεργασία της λατεριτίωσης που γίνεται στον ίδιο τόπο (In situ), αν οι συνθήκες παραμένουν αμετάβλητα ευνοϊκές, συνεχίζεται προς τα κάτω και το πάχος του λατερίτη αυξάνει. Η κάθοδος των διαλυμάτων διευκολύνεται από τις διαρρήξεις που παθαίνει το μητρικό πέτρωμα με τη αύξηση του όγκου από την υδάτωση, ενώ το λατεριτικό κάλυμμα προστατεύεται από τη χλωρίδα. Αυτή η περίοδος του σχηματισμού του λατερίτη κάτω από την προστασία της χλωρίδας ονομάστηκε από τον Erhart ως περίοδος **βιοστασίας**. Μετά το σχηματισμό ικανού πάχους λατερίτη για να μπορέσει αυτός να διατηρηθεί στο γεωλογικό χρόνο θα πρέπει να καλυφθεί από έναν νεότερο σχηματισμό π.χ ένα ιζηματογενές πέτρωμα. Έτσι, μπόρεσαν να διατηρηθούν μέχρι σήμερα τα λατεριτικά κοιτάσματα προηγούμενων γεωλογικών περιόδων που συναντάμε σε περιοχές μακριά από τη ζώνη του Ισημερινού και που ονομάζονται «**απολιθωμένοι λατερίτες**».

Αυτοί οι λατερίτες δηλώνουν συνθήκες περιβάλλοντος που ευνοούσαν τη γένεσή τους στις περιοχές αυτές κατά το σχηματισμό τους και για αυτόν το λόγο έχουν και γενικότερο ενδιαφέρον από άποψη παλαιοκλιματική και παλαιογεωγραφική.

Πολλές φορές όμως προτού συμβεί αυτή η κάλυψη, γινόταν μια μεταβολή της βιολογικής ισορροπίας, όπως π.χ. μια αλλαγή στο κλίμα με αποξήρανση της βλάστησης ή μια πυρκαγιά ή ακόμα από μια τεκτονική μετακίνηση προέκυπτε έντονο ανάγλυφο.

Τότε άρχιζε μία νέα περίοδος, η περίοδος της **ρηξιστασίας** κατά την οποία είχαμε μεταφορά των αρχικών υλικών της αποσάθρωσης ή των κοιτασμάτων σε άλλες περιοχές. Σε αυτήν την περίοδο της διαταραχής της βιολογικής ισορροπίας η μεταφορά και απόθεση των λατεριτικών καλυμμάτων σε νέες θέσεις, οδήγησε στο σχηματισμό των **δευτερογενών ή αλλόχθονων λατεριτών** που σήμερα βρίσκονται με τη μορφή στρώματος, κοιτών ή φακοειδών σωμάτων μεταξύ ιζηματογενών πετρωμάτων, κυρίως ανθρακικών ή τη γενικότερη περίπτωση βρίσκονται κάτω από ιζηματογενές πέτρωμα (υπερκείμενο) και έχουν ως υποκείμενο ένα άλλο πέτρωμα και όχι το μητρικό. Η κατανομή των στοιχείων σε αυτούς δεν ακολουθεί καμία νομοτέλεια, σε αντίθεση με τους πρωτογενείς ή αυτόχθονους.

Στην κατηγορία των δευτερογενών λατεριτικών κοιτασμάτων ανήκουν και τα **ψευδοαυτόχθονα** κοιτάσματα, δηλαδή τα κοιτάσματα εκείνα τα οποία έχουν μεταφερθεί, αλλά βρίσκονται πάλι πάνω σε οφειόλιθους και δίνουν την εντύπωση πρωτογενών κοιτασμάτων (AUGUSTITHIS 1962). Σε αυτήν την κατηγορία ανήκουν όπως θα δείξουμε στη συνέχεια και τα κοιτάσματα της περιοχής μελέτης.

7. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

7. 1 Λατεριτικά σιδηρονικελιούχα κοιτάσματα της Ελλάδας

Δευτερογενή προέλευση για τα λατεριτικά κοιτάσματα πάνω σε οφειόλιθους δέχονται οι ΚΑΤΣΙΚΑΤΟΣ κ.ά (1969), ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ (1974), Spiliadis (1977 από AUGUSTITHIS 1962) για τα κοιτάσματα της Εύβοιας, ο ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ (1974) για τα κοιτάσματα της Λοκρίδας, ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) για τα κοιτάσματα της Έδεσσας. Μάλιστα ο ΚΑΤΣΙΚΑΤΟΣ κ.ά (1969) δέχονται ότι τα κοιτάσματα νικελιούχων σιδηρομεταλλευμάτων της Κεντρικής Εύβοιας είναι ετερόχθονα (τόσο τα επικείμενα των οφειόλιθων όσο και των ασβεστόλιθων).

Το κοιτάσμα Ιεροπηγής (SKARPELIS et al. 1993) βρίσκεται Β-ΒΔ του Νομού Καστοριάς και απέχει 25 Km από την πόλη αυτή, πλησίον των συνόρων με την Αλβανία. Πρόκειται για αυτόχθονο λατεριτικό κοιτάσμα που παρουσιάζει την τυπική ανάπτυξη όλων των ζωνών που χαρακτηρίζουν τους λατεριτικούς φλοιούς αποσάθρωσης επί υπερβασικών πετρωμάτων. Βρίσκεται πάνω από σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα και υπόκειται μολασσικών Τεταρτογενών ιζημάτων. Τα κυριότερα νικελιούχα ορυκτά είναι ο σερπεντίτης, ο σμεκτίτης και ο γκαιτίτης ενώ αποτελείται και από αιματίτη, χλωρίτη, νικελιούχο τάλκη, νικελιούχο χλωρίτη, νεπούιτη, χαλαζία, Μn-οξείδια και χρωμιούχο σπινέλλιο.

Τυπικό αλλόχθονο κοιτάσμα αποτελεί το κοιτάσμα Αγ. Ιωάννη Λάρυμνας, το οποίο εμφανίζεται μεταξύ ασβεστόλιθων (ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ 1974 & 1984). Στο κοιτάσμα αυτό παρατηρείται εναλλαγή λεπτότατων στρωματιδίων μάργας και νικελιούχου σιδηρομεταλλεύματος πάχους 0,10-0,30 m. Στο βόρειο τμήμα του κοιτάσματος Αγ. Ιωάννη Λάρυμνας παρατηρείται επίσης εναλλαγή στιφρού σιδηρομεταλλεύματος και ψαμμίτη ή αργίλου. Οι άνω Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι επικάθονται στο νικελιούχο σιδηρομετάλλευμα με παρεμβολή κροκαλοπαγούς ή μάργας, ενώ η μετάβαση του μεταλλεύματος στον Α. Κρητιδικό ασβεστόλιθο είναι βαθμιαία. Τα κοιτάσματα που αναπτύσσονται πάνω σε Ιουρασικούς ασβεστόλιθους έχουν στρωματοειδή μορφή με ακανόνιστο δάπεδο. Η οροφή είναι κανονική (επίπεδη), και υπάρχει συμφωνία στρώσεως μεταξύ μεταλλεύματος και κρητιδικών στρωμάτων. Το κοιτάσμα του Αγ. Ιωάννη Λαρύμνης εμφανίζεται σε μήκος περίπου 4 km.

Πολύ αντιπροσωπευτικό αυτόχθονο κοιτάσμα είναι το κοιτάσμα της Τσούκας-Λοκρίδας (ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ 1974 & 1984) στο οποίο έχουν εντοπιστεί τα παρακάτω ορυκτά : αιματίτης υπό μορφή πισσόλιθων ή συνδετικής ύλης, φακοί, κόνδυλοι ή τεμάχια μικροσκοπικού έως μακροσκοπικού μεγέθους νικελιούχος χλωρίτης που συμμετέχει ως συνδετική ύλη του μεταλλεύματος και δευτερευόντως στους πισσόλιθους, με περιεκτικότητα Ni περίπου 5 % και σε ποσοστό 30 %. Επίσης, εμφανίζονται διάφορα άλλα νικελιούχα ορυκτά όπως ο νεπούιτης, ο νικελιούχος τάλκης, ο νικελιούχος μοντμοριλλονίτης κα.

7. 2 Λατεριτικές σιδηρονικελιούχες εμφανίσεις του Βερμίου

Οι ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ (1973), για την περιοχή του Βερμίου αναφέρουν τις παρακάτω θέσεις όπου έχουν εντοπιστεί λατεριτικά σιδηρονικελιούχα μεταλλεύματα :

- Θέση «Βρύση Γραμμένη». Βρίσκεται πλησίον και δυτικά του δημοσίου οδικού άξονα Νάουσας-Κάτω Βερμίου, και σε απόσταση 3,5 km από το χωριό του Κάτω Βερμίου, λίγο ψηλότερα από την ομώνυμη πηγή.
- Θέση «Μοναχιά Καστανιά» ή «Καρατζούλα χωράφι». Βρίσκεται περίπου 2,5 km ΒΒΑ του χωριού Πολυδένδρι, αριστερά του δημοσίου οδικού άξονα Βέροιας-Πολυδενδρίου και σε απόσταση 200 m από αυτόν.

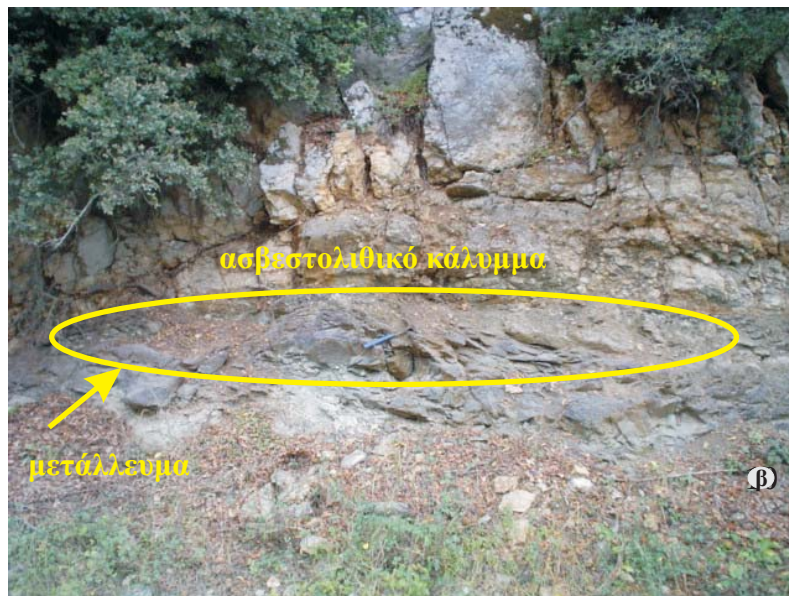
Για το χωριό Σφηκιά, οι ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ (1973), αναφέρουν τις παρακάτω θέσεις :

- Θέση «Κοκόλενας Καρές». Βρίσκεται σε απόσταση 1,5 km νότια του χωριού Σφηκιάς, πλησίον του οδικού άξονα Σφηκιάς-Ριζωμάτων.
- Θέση «Πετρομαχά». Βρίσκεται περίπου 200 m νότια της προηγούμενης θέσης.
- Θέση «Σέλωμα». Βρίσκεται σε απόσταση 3 km ανατολικά του χωριού Ριζώματα, στο δασικό δρόμο προς τον Άγιο Αθανάσιο.
- Θέση «Γερακόπετρα Ι και ΙΙ»
- Θέση «Διχάλωμα» ή «Κωνσταντά»

Οι θέσεις Διχάλωμα και Γερακόπετρα θα αποτελέσουν το αντικείμενο μελέτης της παρούσης διατριβής ειδίκευσης, ως αντιπροσωπευτικές των σιδηρονικελιούχων εμφανίσεων της περιοχής Βερμίου.

7.3. Περιγραφή εμφανίσεων

Το χωριό Σφηκιά βρίσκεται ανατολικά των κλιτύων των Πιέριων Ορέων επί του ποταμού Αλιάκμονα, περίπου 15 km νότια της Βέροιας. Οι εμφανίσεις των Fe-Ni-ούχων λατεριτών, αναπτύσσονται πάνω σε σχιστοποιημένους σερπεντινίτες οι οποίοι καλύπτονται από ασβεστόλιθους, ασβεστιτικούς και αργιλικούς σχιστόλιθους με έκδηλα χαρακτηριστικά επιζωνικής μεταμόρφωσης. Μακροσκοπικά το μέταλλευμα είναι φαιομέλαν, σκληρό και συμπαγές (φωτ. 5). Σε ορισμένες θέσεις, παρουσιάζει πisolιθική υφή, αλλού δε τα συστατικά του δείχνουν σαφή προσανατολισμό, ενώ κατά θέσεις διακρίνεται η απαρχή σχιστοποίησής του. Είναι φανερό η επίδραση των παραγόντων της ασθενούς μεταμόρφωσης επάνω στα μεταλλοφόρα σώματα, κάτι το οποίο είναι αναμενόμενο δεδομένου της επιζωνικής μεταμόρφωσης των υπερκείμενων και υποκείμενων σχηματισμών (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973).



Φωτ. 5 : Μακροσκοπικές εικόνες των μεταλλοφόρων σωμάτων της περιοχής Γερακόπετρας, όπου διακρίνονται κατά περίπτωση το οφιολιθικό υπόβαθρο (α) και το ασβεστολιθικό κάλυμμα (β & γ).

Τα μεταλλοφόρα σώματα εντοπίζονται όπως προαναφέρθηκε στην επαφή υποκείμενων σερπεντινιτών και υπερκείμενων κρυσταλλικών ασβεστόλιθων, και παρουσιάζουν πάχος που δεν υπερβαίνει τα 3 m. Ακριβής εκτίμηση των αποθεμάτων δεν είναι εφικτή, εξαιτίας γεωλογικών συμβάντων (έκταση φιλοξενούντων σχηματισμών, μορφή και έκταση των μεταλλοφόρων σωμάτων), όμως αναμένονται εις λίγες δεκάδες χιλιάδες τόνους.

Δυσμενές κριτήριο αποτελεί και ο έντονος τεκτονισμός που έχουν υποστεί τα μεταλλοφόρα σώματα.

1) Θέση Γερακόπετρα I

Η θέση Γερακόπετρα I βρίσκεται περίπου 500 m από το χωριό Σφηκιά, πάνω σε χαμηλό λόφο δυτικά ενός μικρού ρέματος που κατευθύνεται προς το βορρά. Γεωλογικά, η περιοχή συνίσταται από εξαλλοιωμένους σερπεντινίτες, οι οποίοι είναι σχιστοποιημένοι, από υπερκείμενους δολομιτικούς ασβεστόλιθους έντονα ανακρυσταλλωμένους με τέτοιο τρόπο ώστε να μεταπίπτουν σε μάρμαρα. Το το Fe-Ni-ούχο μετάλλευμα απαντά υπό τη μορφή ακανόνιστων φακοειδών σωμάτων κατά μήκος της επαφής των δύο άνω σχηματισμών. Εμφανίζεται σε δύο θέσεις, κοντά στις ΒΔ και ΝΔ αντίστοιχα κλιτύες ενός χαμηλού λόφου με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Το πρώτο μεταλλοφόρο σώμα (βόρειο) έχει ορατό μήκος 18 m, μέγιστο πάχος 1 m και κλίνει προς τα ΝΑ, το δεύτερο έχει μήκος 16 m και μέγιστο πάχος 3 m, και κλίνει προς τα ΒΔ. Και τα δύο βυθίζονται από παράλληλα ρήγματα διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ.

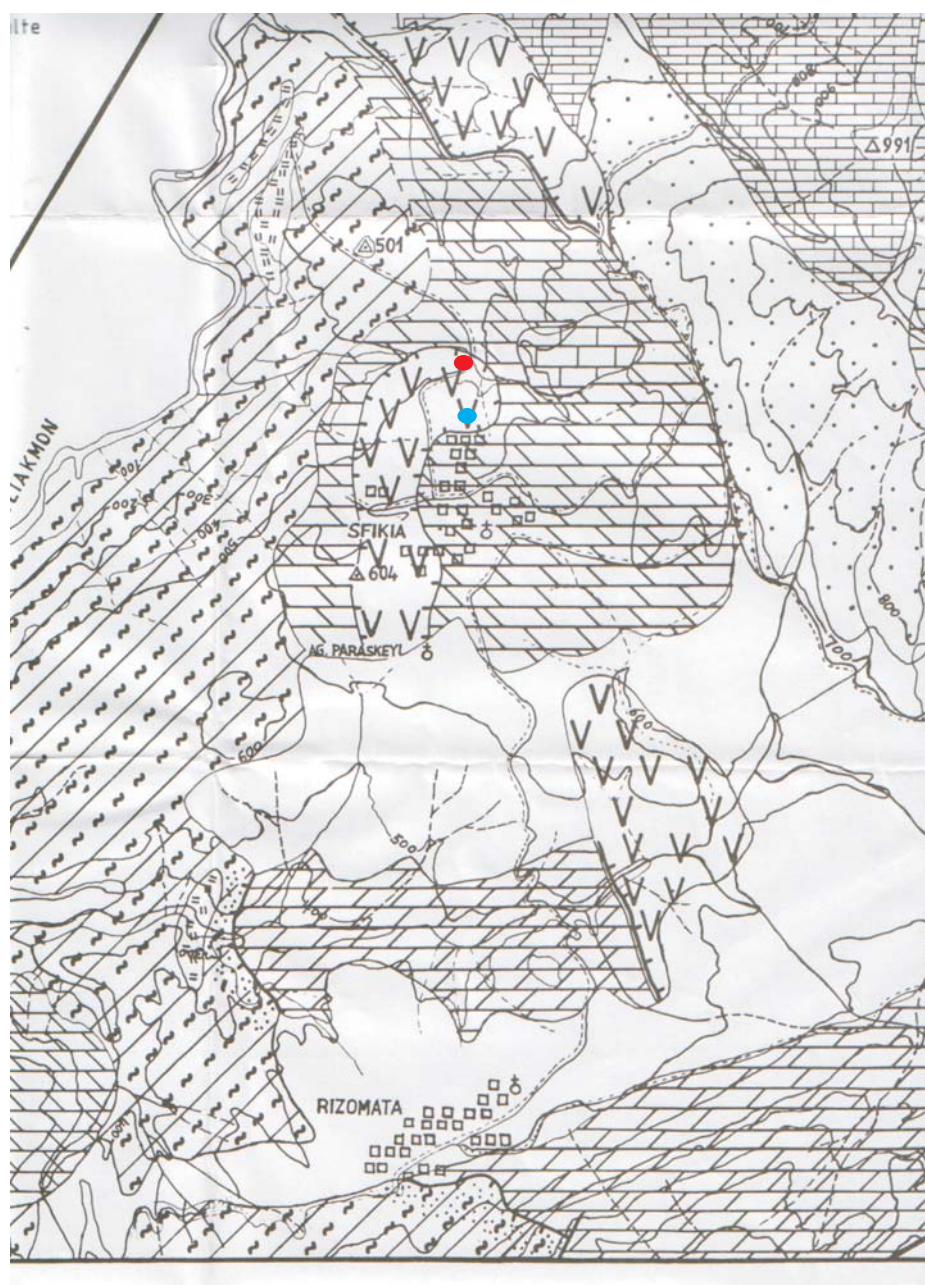
2) Θέση Γερακόπετρα II

Βρίσκεται πλησίον της προηγούμενης εμφάνισης, κατά μήκος της ανατολικής πλευράς του ίδιου αβαθούς ρέματος. Το νότιο άκρο της επιμήκους εμφάνισης φτάνει μέχρι τους βορειότερους οικισμούς του χωριού Σφηκιά. Η μεταλλοφορία εντοπίζεται στην επαφή υποκείμενων σερπεντινιτών και υπερκείμενων ισχυρώς ανακρυσταλλωμένων, δολομιτικών ασβεστόλιθων. Οι σερπεντινίτες είναι αποσαθρωμένοι και ενίοτε σχιστοποιημένοι, παρουσιάζουν δε κατά θέσεις αμιάντωση, πιθανόν εξαιτίας της έντονης τεκτονικής καταπόνησης. Στο βόρειο άκρο της εμφάνισης, παρατηρήθηκε φλέβα χρυσοτιλικού αμιάντου Cross Fiber, πάχους 8 cm.

Η μεταλλοφορία έχει διεύθυνση Β-Ν, και κλίνει ελαφρώς προς τα ανατολικά (10° - 20°). Το μετάλλευμα μακροσκοπικά παρουσιάζει χροιά φαιομέλανα και πισολιθική υφή, είναι σκληρό και συμπαγές. Τόσο η ποιότητα όσο και η σύσταση σε σχέση με την προηγούμενη εμφάνιση είναι οι ίδιες, οπότε από εδώ και στο εξής, θα αναφέρονται ως μία εμφάνιση.

3) Θέση Λιγάλωμα

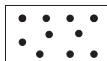
Βρίσκεται περίπου 700 m βόρεια του χωριού Σφηκιά. Τα μεταλλοφόρα σώματα εντοπίζονται στην επαφή υποκείμενων σχιστοποιημένων σερπεντινιτών και υπερκείμενων ημιμεταμορφωμένων αργιλικών σχιστόλιθων και φυλλιτών.



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

 Τεταρτογενή ιζήματα

Ζώνη Αξιού

 Φλύσχης

 Ασβεστόλιθος

 Σερπεντινωμένοι περιδοτίτες

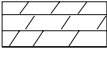
Πελαγονική Ζώνη

 Δολομίτης

 Αμφιβολίτες

 Γνεύσιοι

Ενότητα Ολύμπου-Όσσας

 Μάρμαρα

Μεταλλοφόρες θέσεις

 Διχάλωμα

 Γερακόπετρα

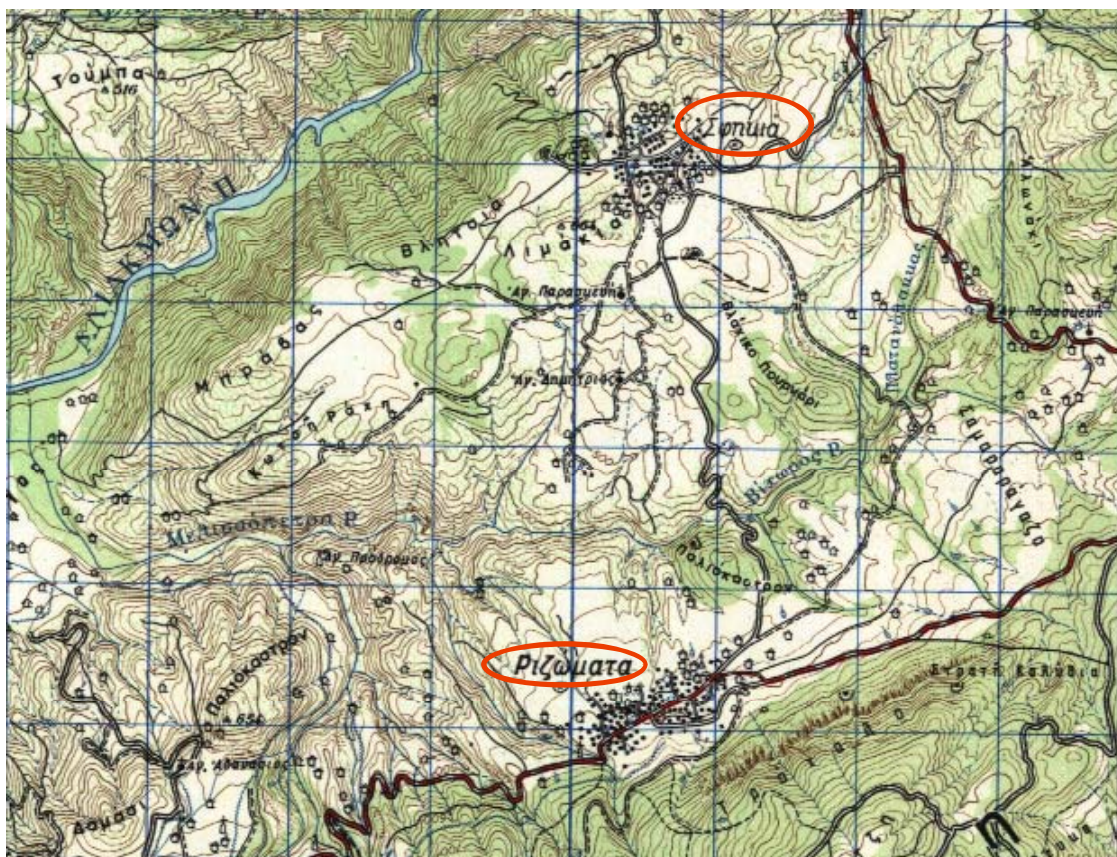
Κλίμακα

 1 km

Σχήμα 6 : Χάρτης περιοχής μελέτης (Aslanidis 1989) όπου σημειώνονται οι θέσεις των λατεριτικών εμφανίσεων.

3. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Σύμφωνα με τους ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ (1973) η υπό μελέτη περιοχή της Σφηκιάς βρίσκεται επί των ανατολικών κλιτύων των Πιέριων Ορέων ως προς τον ποταμό Αλιάκμονα και σε απόσταση 15 km νότια της Βέροιας, ανήκει δηλαδή στο νομό Ημαθίας (Σχήμα 2).



Σχήμα 2 : Γεωγραφική τοποθέτηση της περιοχής μελέτης

Γεωτεκτονικά, ανήκει στο όριο μεταξύ της Πελαγονικής ζώνης και του δυτικού άκρου της υποζώνης της Αλμωπίας (ζώνη Αξιού). Ως γνωστό, η Πελαγονική συγκροτείται από : ένα μεταμορφωμένο υπόβαθρο από κρυσταλλοσχιστώδη και κρυσταλλικά πετρώματα, και από το μεσοζωικό επικάλυμμα που είναι επικείμενο των κρυσταλλοσχιστωδών μελών, και αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα, βασικά και υπερβασικά εκρηξιγενή (ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ και ΚΟΥΒΕΛΟΣ 1973).

Η διάκριση των σχηματισμών σε κρυσταλλοσχιστώδη και ιζηματογενή μέλη δεν πρέπει να μας οδηγήσει σε εσφαλμένη αντίληψη ότι μόνο τα πρώτα έχουν επηρεαστεί από τους παράγοντες της γενικής μεταμόρφωσης. Στον κεντρικό τομέα του μεσοζωικού ιζηματογενούς επικαλύμματος (περιοχή Κοζάνης) δεν διακρίνονται ευχερώς ίχνη γενικής μεταμόρφωσης. Αντιθέτως, στα ανατολικά περιθώρια της ζώνης (περιοχή Ημαθίας) είναι προφανής η επίδραση των παραγόντων της μεταμόρφωσης επί των μελών του ιζηματογενούς επικαλύμματος, επίδραση η οποία φτάνει μέχρι και τα ανώτερα μέλη αυτού (ημιμεταμορφωμένος φλύσχος επί του οδικού άξονα Σφηκιάς – Πολυδένδρου).

Μακροσκοπικά, το μετάλλευμα παρουσιάζεται ως τεφρομελανόχροο και σκληρό. Έχει μικροκοκκώδη υφή. Το μέγιστο ορατό πάχος ανέρχεται στα 3 m και το ορατό μήκος δεν υπερβαίνει τα 9 m. Η ποιότητα του μεταλλεύματος είναι καλύτερη στα χαμηλότερα τμήματα του μεταλλοφόρου σώματος, ενώ προς τα άνω, η μεταλλοφορία μεταπίπτει προοδευτικά, διαμέσου σιδηρομιγών, ερυθρόφαιων σχιστολίθων, σε ανοικτοπράσινους χλωριτικούς σχιστολίθους με μικρές αμυγδαλοειδείς-φακοειδείς συγκεντρώσεις ασβεστίτη. Πάνω από αυτούς τους σχηματισμούς και σε συμφωνία στρώσης, υπάρχουν δολομιτικά λευκότεφρα μάρμαρα. Αποσαθρωμένοι και σχιστοποιημένοι σερπεντινίτες υπόκεινται του μεταλλοφόρου σώματος.

7.4 Ορυκτολογική σύσταση, ιστός και υφή του μεταλλεύματος

α) Θέση Γερακόπετρα

Στην ορυκτολογική σύσταση του μεταλλεύματος συμμετέχουν τα μεταλλικά ορυκτά μαγνητίτης, χρωμίτης, αιματίτης, λειμωνίτης και τα πυριτικά χλωρίτης, τάλκης, ρειβεκίτης και στυλπινομέλας.

Το μετάλλευμα της θέσης αυτής αν το παρατηρήσουμε από τα ανώτερα προς τα κατώτερα τμήματά του, θα δούμε ότι είναι διαβαθμισμένο και παρουσιάζει έντονες διαφορές. Στα ανώτερα τμήματα, παρατηρούνται πisolίθοι μαγνητίτη οι οποίοι έχουν μετατραπεί σε διαφορετικό βαθμό σε αιματίτη, καθώς και θραύσματα χρωμίτη με πολύ λεπτό περίβλημα μαγνητίτη (φωτ. 6α). Όσο προχωράμε προς τα κατώτερα τμήματα του μεταλλεύματος, διαπιστώνεται ότι το μετάλλευμα γίνεται πιο συμπαγές, το περίβλημα του μαγνητίτη αυξάνεται, ο μαγνητίτης αρχίζει να συγκολλά θραύσματα του χρωμίτη και να δημιουργεί ενιαίες μάζες (φωτ. 6β), ενώ στη βάση του πλέον λόγω της έντονης συμπίεσης που έχει υποστεί, παρουσιάζει στρώσεις με το χρωμίτη να σχηματίζει παράλληλους κόκκους με αυτήν (φωτ. 6γ), καθώς επίσης παρατηρείται μειωμένη ποσότητα μεταλλικών ορυκτών, αλλά αυξημένη πυριτικών.

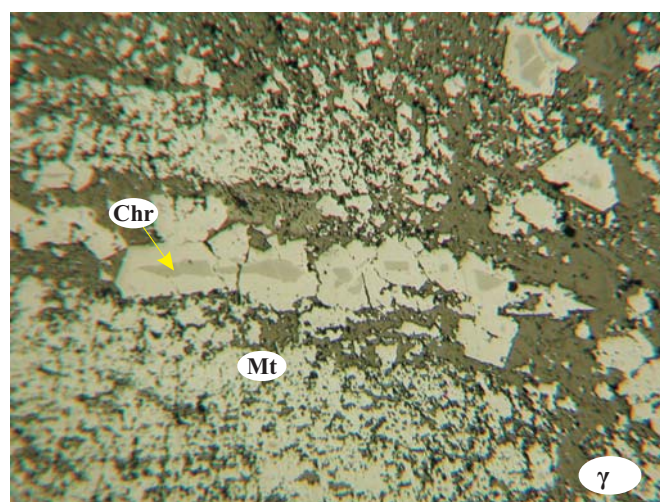
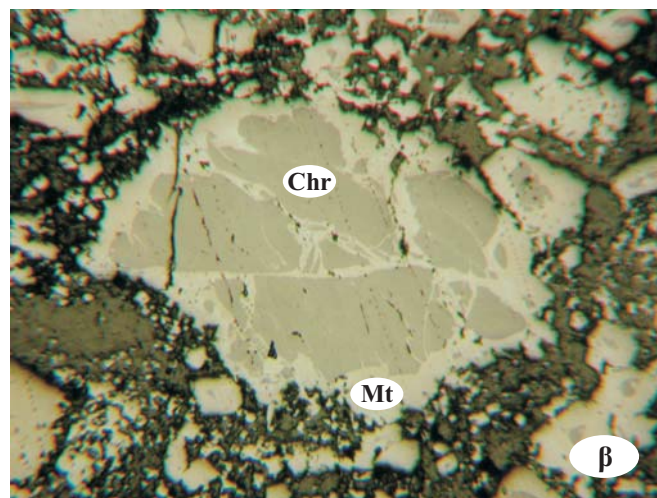
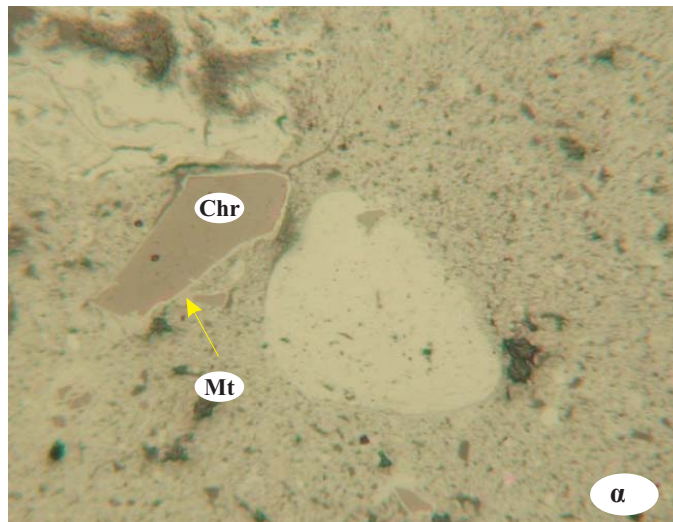
Ο χρωμίτης έχει χρώμα τεφρό και πολύ χαμηλή ανακλαστικότητα. Αποτελεί υπολειμματικό ορυκτό που κληρονομήθηκε στο λατερίτη από το μητρικό πέτρωμα. Το σχήμα του παρουσιάζει πολύ μεγάλη ποικιλία από ιδιόμορφο μέχρι και αλλοτριόμορφο, ανάλογα με το βαθμό κατάκλασης (φωτ. 7α). Είναι δυνατό να έχει λοβοειδή ή ρακοειδή μορφή (φωτ. 7β). Κατά θέσεις, εμφανίζεται έντονα εξαλλοιωμένος και μετατρέπεται σε σιδηροχρωμίτη (φωτ. 7γ) ή δημιουργεί μορφές μετατροπής σε σιδηροχρωμίτη+μαγνητίτη (φωτ. 8α & 8β).

Στη μεταλλοφορία παρατηρείται ως κύριο μεταλλικό ορυκτό μαγνητίτης ο οποίος αναπτύσσεται επιταξικά πάνω στο χρωμίτη (φωτ. 8β & 8γ) και σχηματίζει διαφορετικής μορφής ενιαίες μάζες.

Στο μετάλλευμα της θέσης Γερακόπετρας συμμετέχει και αιματίτης ο οποίος παρουσιάζει πολύ έντονη η ανισοτροπία, και βρίσκεται με τη μορφή συγκριμάτων (φωτ. 8δ & 8ε). Ένα μέρος του σιδήρου μετατρέπεται σε λειμωνίτη, ο οποίος είναι μεταγενέστερος του μαγνητίτη, και έχει τη μορφή φλεβών, οι οποίες τον διαπερνάνε (φωτ. 8ε).

Στη σύστασή του μεταλλεύματος υπάρχει και μίλλερίτης ο οποίος παρουσιάζει φωτεινό κίτρινο χρώμα και υψηλή ανακλαστικότητα με φωτεινά μπλε χρώματα ανισοτροπίας. Φιλοξενείται σε ιδιόμορφους κρυστάλλους μαγνητίτη με τη μορφή μικρών σταγονόμορφων σωμάτων (φωτ. 8ζ).

Επίσης, παρατηρείται και ρειβεκίτης (Na-τριούχος αμφίβολος, χρώματος μπλε-καστανό-υποκίτρινο, με έντονο πλεοχρισμό, όπου με πολωτή και αναλυτή παρουσιάζει χαμηλά γκρίζα χρώματα πόλωσης). (φωτ. 9α & 9β).

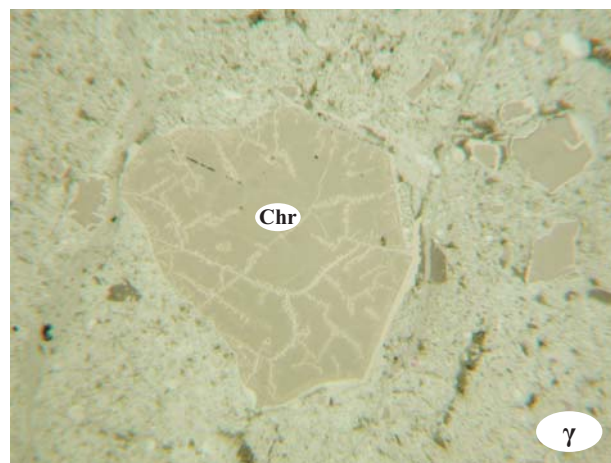
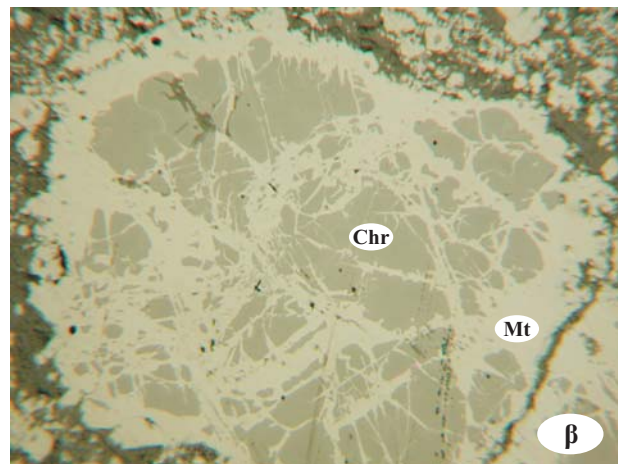
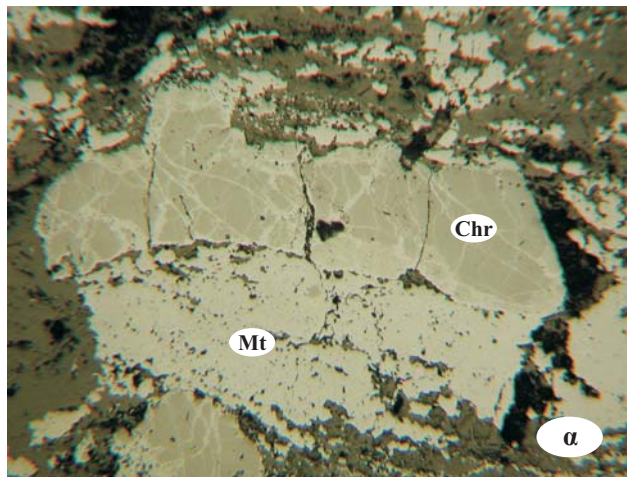


Φωτ. 6 : Μικροφωτογραφίες μεταλλεύματος της θέσης Γερακόπετρας. Ανακλώμενο φως, παράλληλα πολαιοειδή, 70 x.

α : Χρωμίτης (Chr) σχεδόν χωρίς περίβλημα μαγνητίτη (Mt) (κορυφή μεταλλεύματος).

β : Θραύσματα χρωμίτη (Chr) με λοβοειδή περιθώρια μέσα σε μαγνητίτη (Mt) (ενδιάμεσες θέσεις μεταλλεύματος).

γ : Χαρακτηριστική στρώση μεταλλεύματος στη βάση του. Ο μαγνητίτης (Mt) είναι προσανατολισμένος παράλληλα με αυτήν.

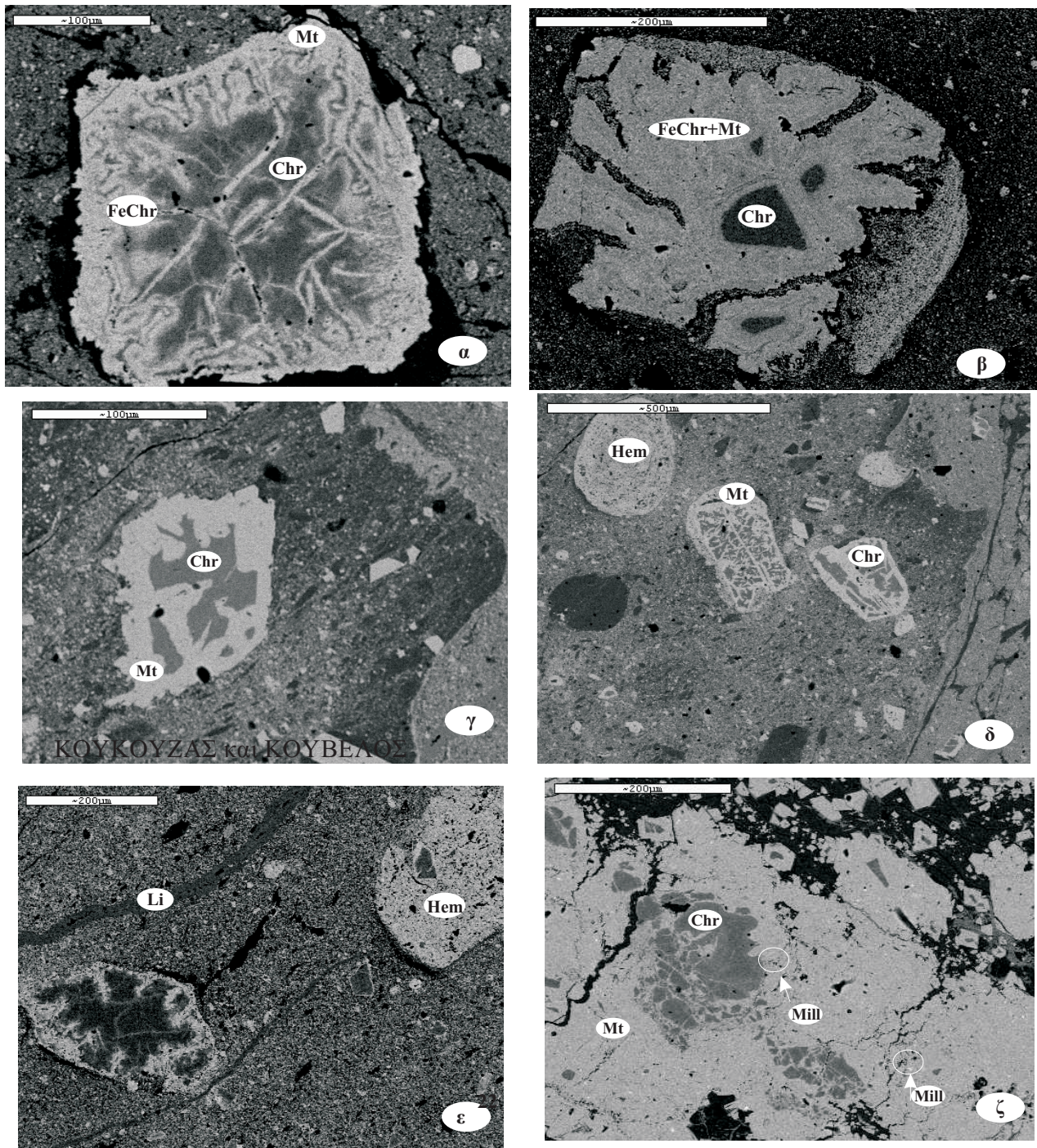


Φωτ.7 :Μικροφωτογραφίες μεταλλεύματος της θέσης Γερακόπετρας. Ανακλώμενο φως, παράλληλα πολαιοειδή,70 x.

α : χρωμίτης (Chr) έντονα κατακλασμένος με τα διάκενα να γεμίζουν από μαγνητίτη(Mt).

β: ρακοειδείς μορφές χρωμίτη (Chr) σε μαγνητίτη (Mt).

γ: χρωμιτικός κόκκος (Chr) με εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη με τη μορφή “ριζοειδών” φλεβιδίων (φωτεινότερο χρώμα), και λεπτό τοπικό περίβλημα μαγνητίτη (Mt).



Φωτ. 8 : Μικροφωτογραφίες με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) του μεταλλεύματος της θέσης Γερακόπετρας.

α : Έντονα εξαλλοιωμένος χρωμίτης (Chr) σε σιδηροχρωμίτη (FeChr)+μαγνητίτη (Mt) σε δενδροειδή ανάπτυξη.

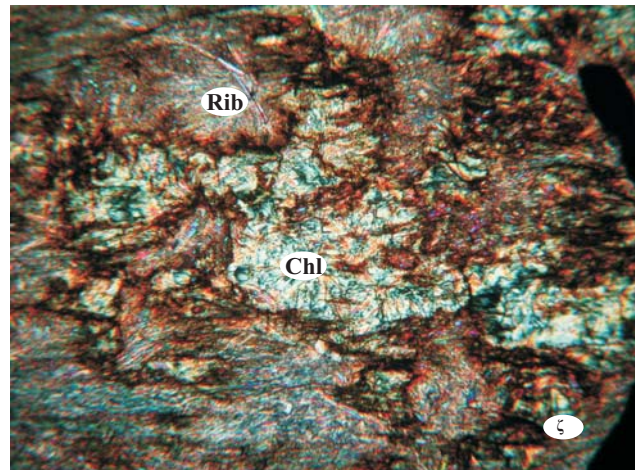
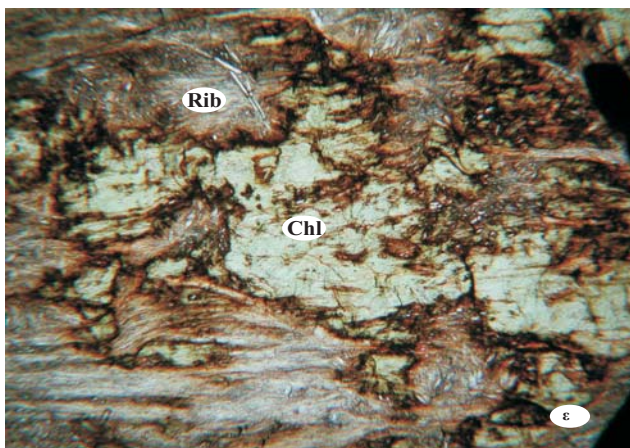
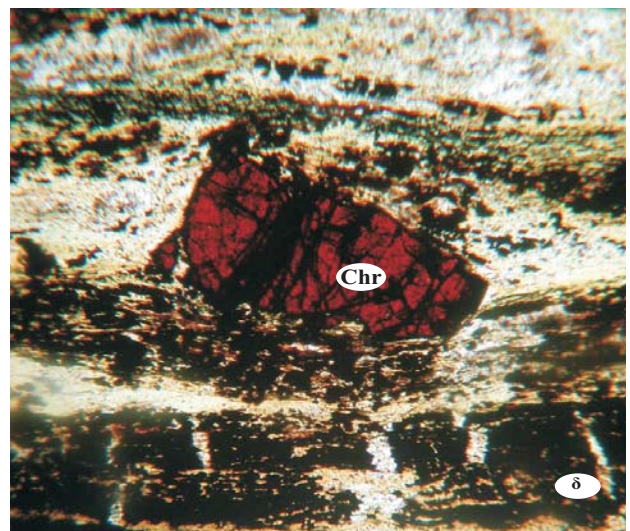
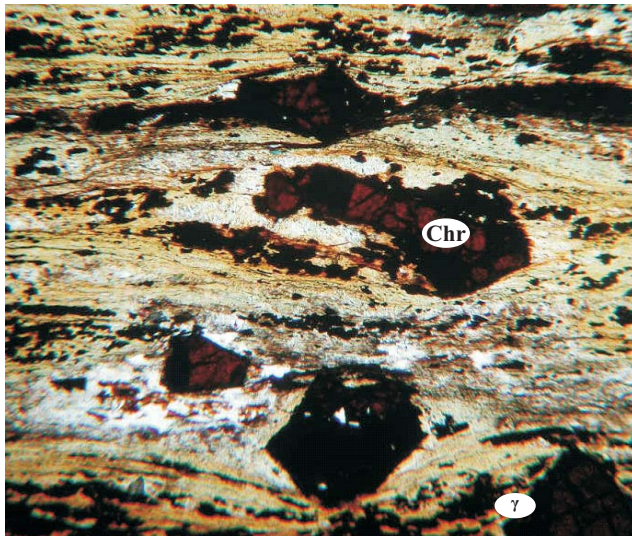
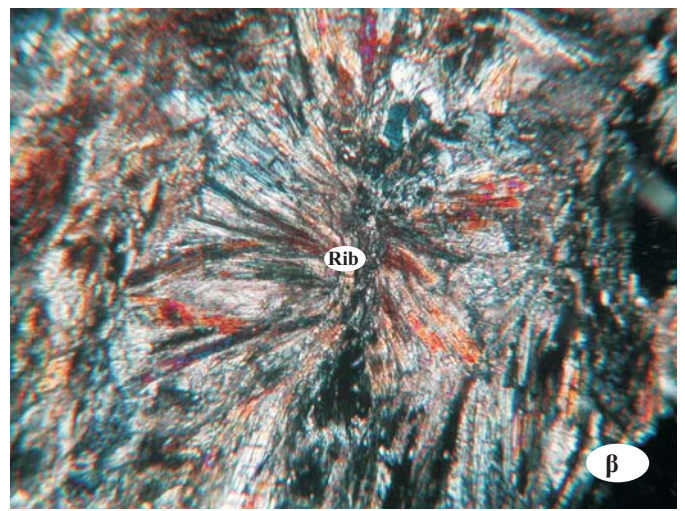
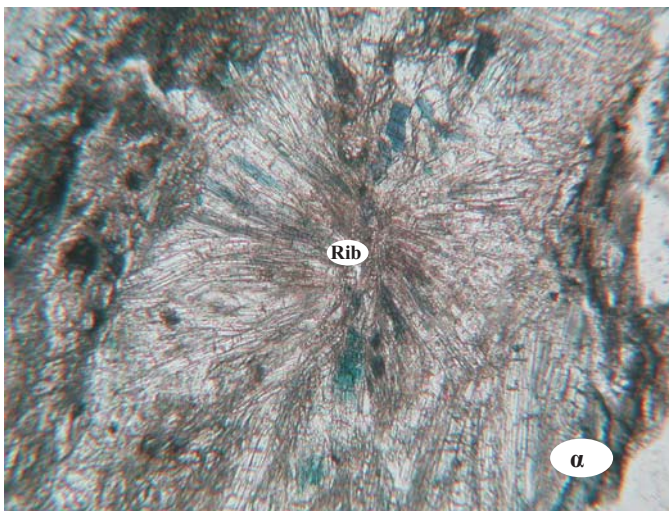
β : Έντονα εξαλλοιωμένος χρωμίτης (Chr) σε σιδηροχρωμίτη (FeChr)+μαγνητίτη (Mt). Παραμένουν μόνο νησίδες του Chr.

γ : Λοβοειδείς μορφές χρωμίτη (Chr) σε μαγνητίτη (Mt).

δ : Ρακοειδείς μορφές χρωμίτη (Chr) εγκλείονται σε μαγνητίτη (Mt), καθώς και σύγκριμα αιματίτη (Hem).

ε : Ρακοειδής μορφή χρωμίτη (Chr) εγκλείεται σε μαγνητίτη (Mt), καθώς και σύγκριμα αιματίτη (Hem) και φλέβα λειμωνίτη (Lim).

ζ : Ακανόνιστες νησίδες χρωμίτη (Chr) μέσα σε μαγνητίτη (Mt) και εγκλείσματα μιλλερίτη (Mill).



Φωτ. 9 : Μικροφωτογραφίες της θέσης Γερακόπετρας. Διερχόμενο φως, 70 x.

α : Ρειβεκίτης (Rib) με ακτινωτή διάταξη (παράλληλα πολαιοειδή).

β : όπως το α (διασταυρωμένα πολαιοειδή).

γ, δ : Κόκκοι χρωμίτη Chr στη βάση του μεταλλεύματος παράλληλοι με τη στρώση του. Διακρίνεται χλωρίτης (Chl) με έντονα κίτρινα χρώματα.

ε : Ρειβεκίτης (Rib) και χλωρίτης (Chl) στη βάση του μεταλλεύματος (παράλληλα πολαιοειδή).

ζ : όπως και το ε (διασταυρωμένα πολαιοειδή).

Προς τη βάση του μεταλλεύματος παρατηρούνται όπως προαναφέρθηκε κόκκοι χρωμίτη παράλληλα με τη στρώση (φωτ.9γ & 9δ), καθώς επίσης παρατηρείται και αύξηση των πυριτικών ορυκτών. Ο χλωρίτης του μεταλλεύματος είναι χλωροπράσινος-μηλοπράσινος και με έντονο πλεοχροισμό. Μπορεί να πληρώνει τα σπασίματα και τα διάκενα του μεταλλεύματος, να έχει τη μορφή φλεβών ή να πληρώνει τους κενούς χώρους. Παρουσιάζει πλεοχροισμό, καθώς και ανώμαλα χρώματα πόλωσης (κυανά-καστανά) (φωτ. 9ε & 9ζ).

Σε μικρές ποσότητες διαπιστώθηκε και τάλκης ο οποίος έχει φυλλώδη μορφή, με πολύ υψηλά χρώματα πόλωσης. Η ύπαρξη του ανιχνεύτηκε με τη βοήθεια χημικών αναλύσεων. Εκτός από το ρειβεκίτη παρατηρείται και ακτινόλιθος.

β) Θέση Διχάλωμα

Στο μετάλλευμα της θέσης Διχάλωμα, συναντιέται επίσης υπολειμματικός χρωμίτης τεφρού χρώματος και πολύ χαμηλής ανακλαστικότητας. Το σχήμα του παρουσιάζει μικρότερη ποικιλία σε σχέση με το χρωμίτη της Γερακόπετρας. Συνήθως σχηματίζει πολύ ιδιόμορφους κρυστάλλους (φωτ. 10α), ή λιγότερο ιδιόμορφους έως ακανόνιστους κόκκους μέσα σε αυτοτελείς κρυστάλλους μαγνητίτη (φωτ.10β). Και στην περίπτωση της θέσης του Διχάλωματος, πάνω στο χρωμίτη αναπτύσσεται επιταξικά ο μαγνητίτης, όπου η επιφάνειά τους είναι σαφής, χωρίς να παρατηρείται ενδιάμεση ζώνη.

Στη σύστασή του μεταλλεύματος υπάρχει και μιλλερίτης ακανόνιστου σχήματος, με φωτεινό κίτρινο χρώμα, υψηλή ανακλαστικότητα με φωτεινά μπλε χρώματα ανισοτροπίας. Παρατηρείται με μορφή μικρών ανεξάρτητων – ακανόνιστων κόκκων (φωτ. 10γ).

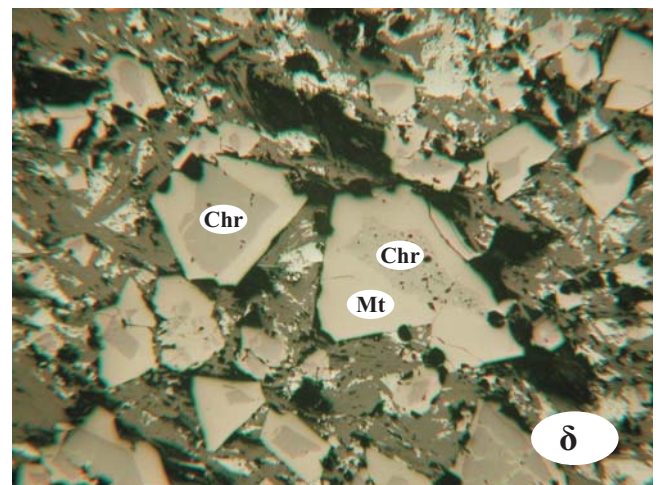
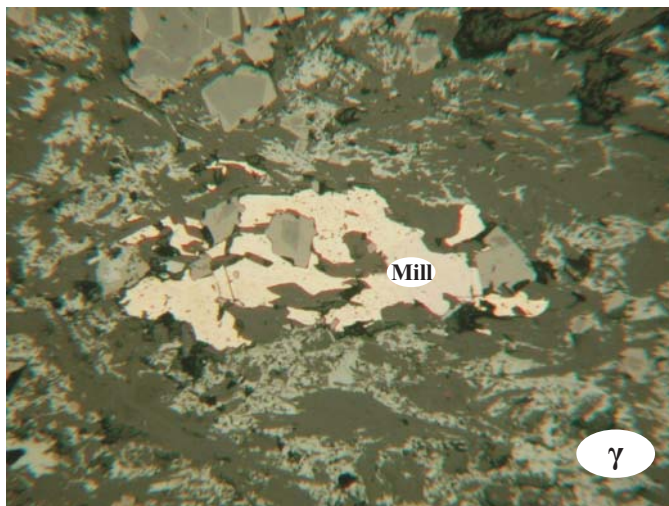
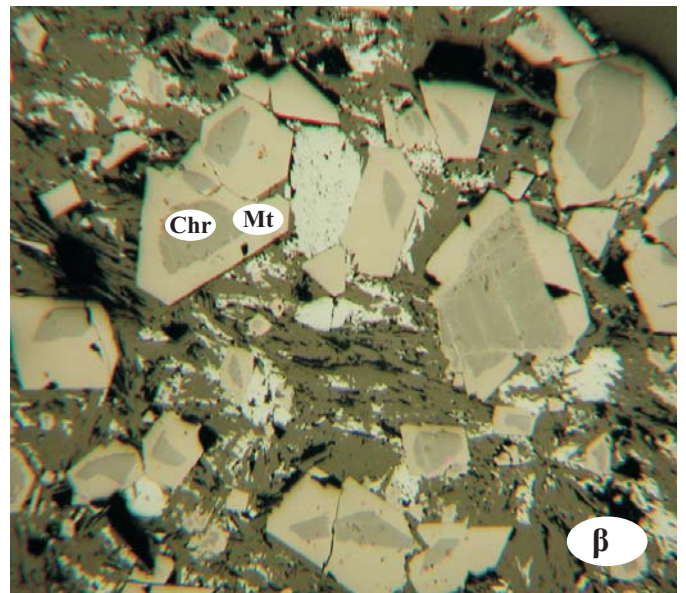
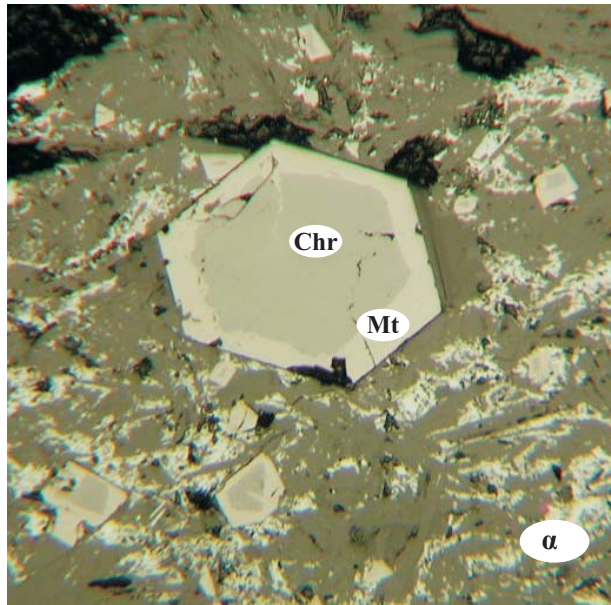
Μερικές φορές, παρατηρήθηκαν γειτονικοί πυρήνες χρωμίτη με διαφορετική ανακλαστικότητα (φωτ. 10δ & 11α).

Επίσης, στο χρωμίτη παρατηρήθηκαν εξαλλοιωμένες θέσεις σε σιδηροχρωμίτη, οι οποίες παρουσιάζουν ανακλαστικότητα ενδιάμεση εκείνων του χρωμίτη και του μαγνητίτη (φωτ. 11β). Έτσι, δημιουργείται ένας διχρωμισμός στο χρωμίτη με σκοτεινότερες θέσεις από αναλλοίωτο χρωμίτη και ανοιχτότερες από σιδηροχρωμίτη. Τα όρια μεταξύ χρωμίτη και μαγνητίτη είναι πάντοτε σαφή, ενώ μεταξύ χρωμίτη και σιδηροχρωμίτη είναι ακανόνιστα, γεγονός που αποδεικνύει το ότι ο σιδηροχρωμίτης προέρχεται από το χρωμίτη. Αντίθετα τα σαφή όρια χρωμίτη και μαγνητίτη δείχνουν ότι υπήρξε ανάπτυξη του μαγνητίτη γύρω από πυρήνα χρωμίτη.

Επίσης, παρατηρείται και αιματίτης, ο οποίος έχει φωτεινό λευκό χρώμα και ισχυρή ανισοτροπία με χρώματα τεφροκαστανά, τεφροκύανα. Σε κάποιες θέσεις παρατηρείται με τη μορφή σανιδόμορφων κρυστάλλων που συχνά μπλέκονται μεταξύ τους και δημιουργούν έναν οφειτικό ιστό (φωτ. 11β & 12α) είτε είναι διάχυτος. Ο αιματίτης μπορεί να προκύψει από το μαγνητίτη με τη μαρτιτίωση (φωτ. 12β). Στην περίπτωση αυτή παρουσιάζει υπολείμματα από τον αρχικό μαγνητίτη.

Το κύριο χαρακτηριστικό του μεταλλεύματος της θέσης αυτής είναι η αυξημένη παρουσία ρειβεκίτη σε πρισματικούς έως ινώδεις κρυστάλλους που δημιουργούν διαφορετικούς προσανατολισμούς και αποκτούν δεματοειδή μορφή ή μορφή θυσάνων. (φωτ. 13α & 13β).

Από τη σύγκριση των δύο μεταλλευμάτων προκύπτει ότι στη θέση Γερακόπετρα το μετάλλευμα παρουσιάζει χαρακτηριστική στρωμάτωση στη βάση του, κάτι το οποίο δε συναντιέται στη θέση Διχάλωμα. Επίσης, στη θέση Γερακόπετρα συναντώνται μεγάλες



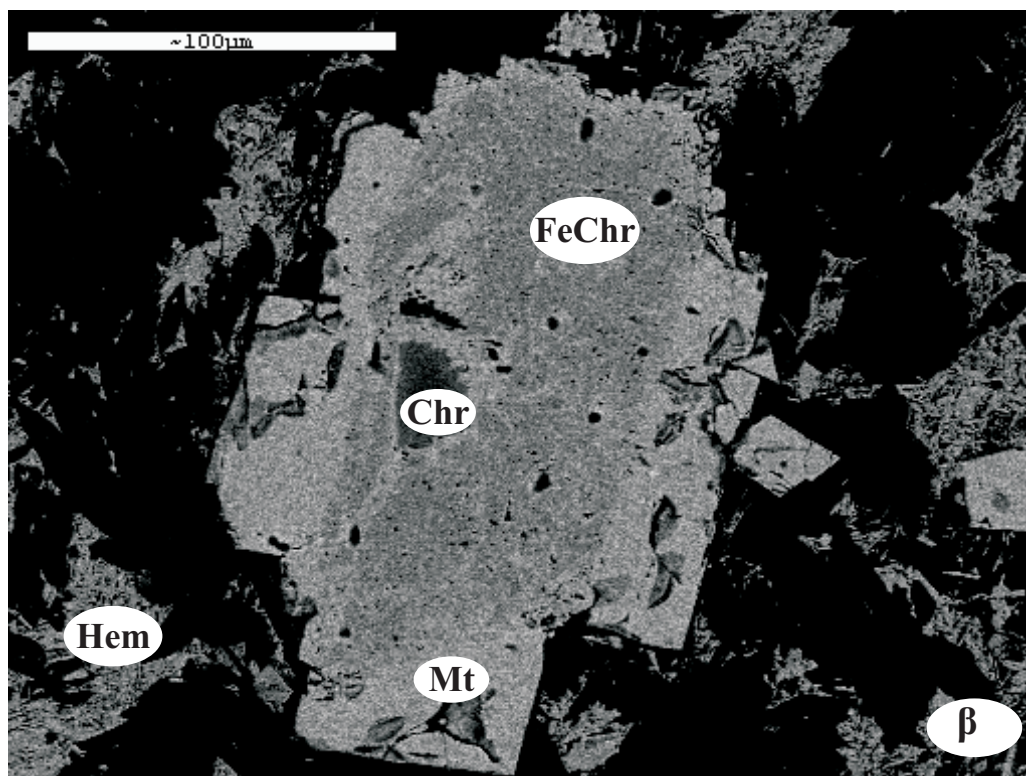
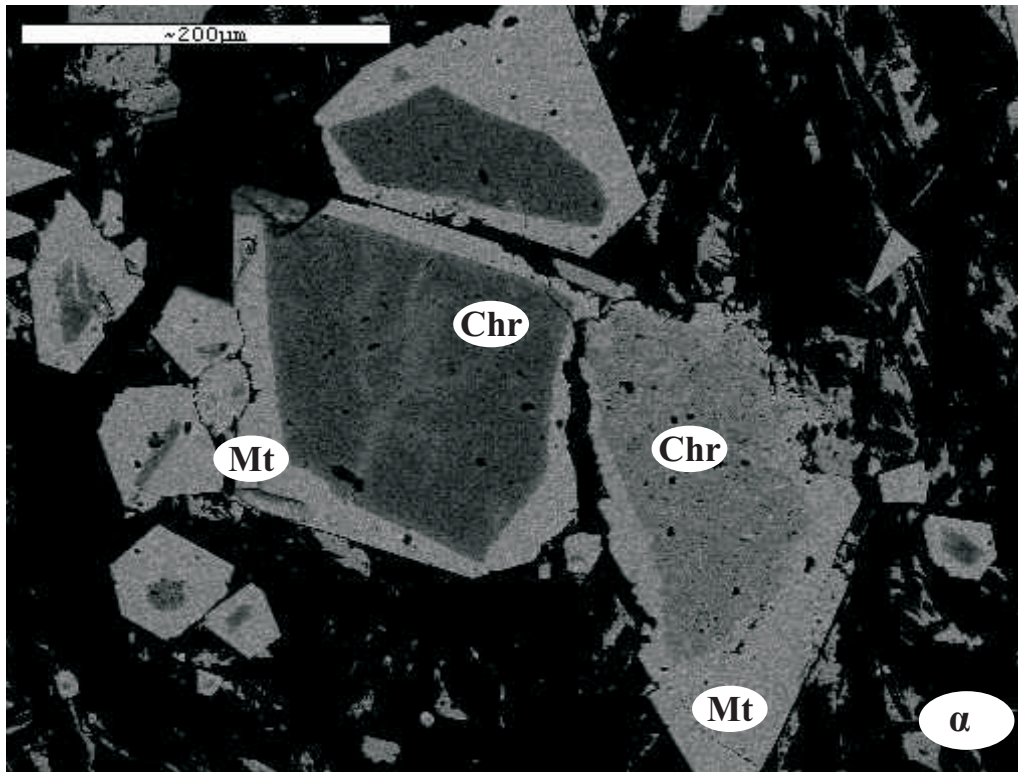
Φωτ. 10 : Μικροφωτογραφίες μεταλλεύματος της θέσης Διχάλωμα. Ανακλώμενο φως, παράλληλα πολαροειδή, 70X.

α : Ιδιόμορφοι ζωνώδεις κρύσταλλοι χρωμίτη+μαγνητίτη (Chr+Mt).

β : Λιγότερο ιδιόμορφοι ζωνώδεις κρύσταλλοι χρωμίτη+μαγνητίτη (Chr+Mt) και αιματίτης (Hem).

γ : Μιλλερίτης (Mill) σε ακανόνιστη μορφή.

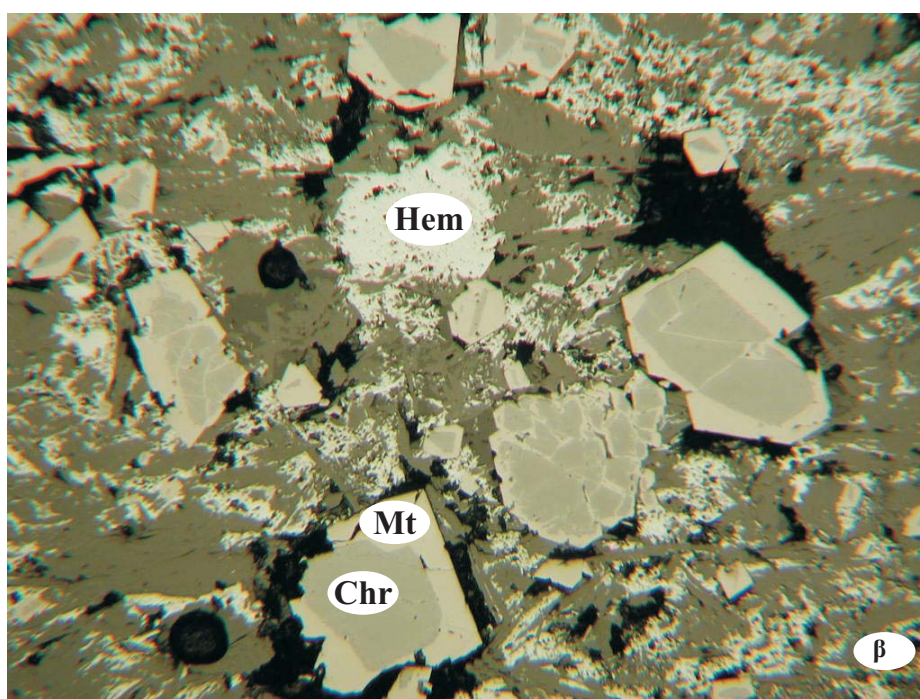
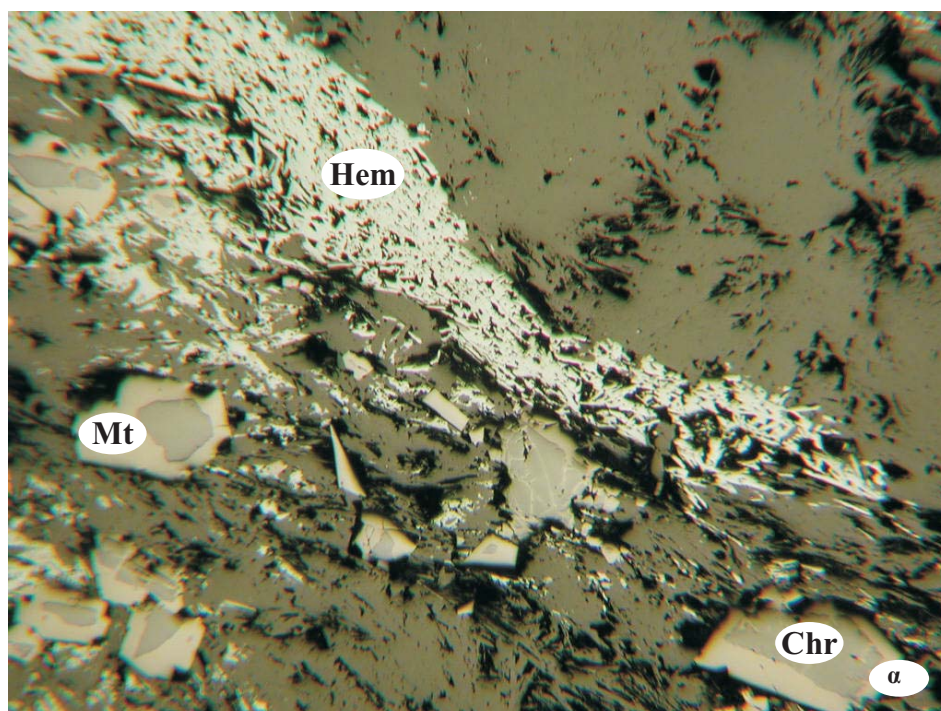
δ : Γειτονικοί πυρήνες χρωμίτη (Chr) με διαφορετική ανακλαστικότητα, εγκλείονται σε μαγνητίτη (Mt).



Φωτ. 11 : Μικροφωτογραφίες σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) κρυστάλλων χρωμίτη της θέσης Διχάλωμα.

α : Γειτονικοί κρύσταλλοι χρωμίτη (Chr) που παρουσιάζουν διαφορετική φωτεινότητα.

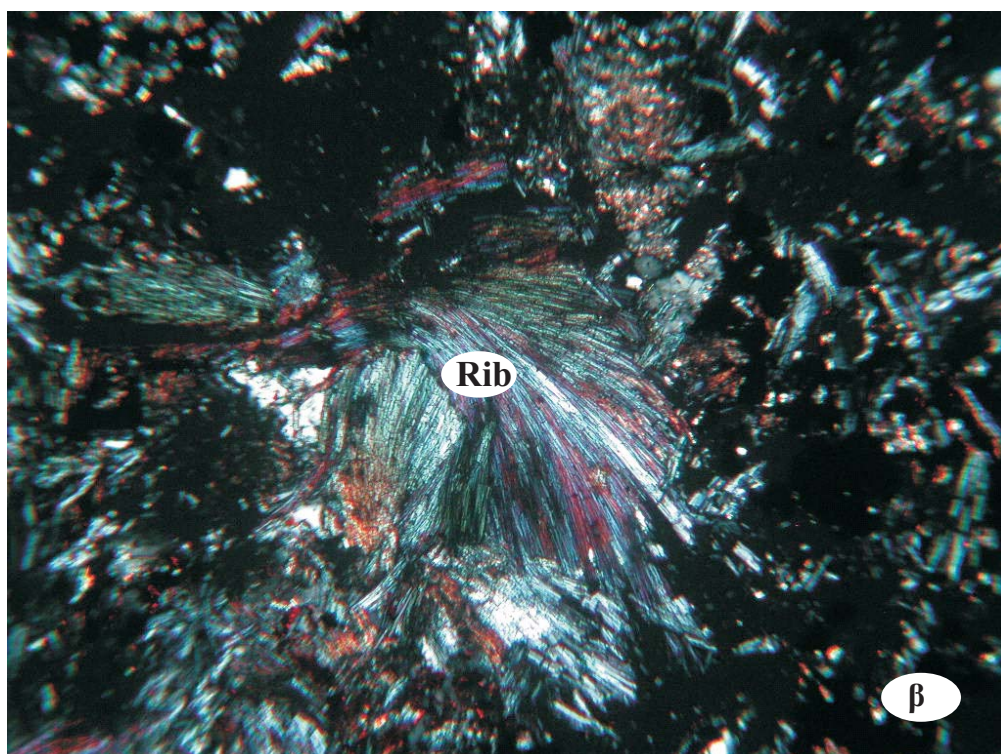
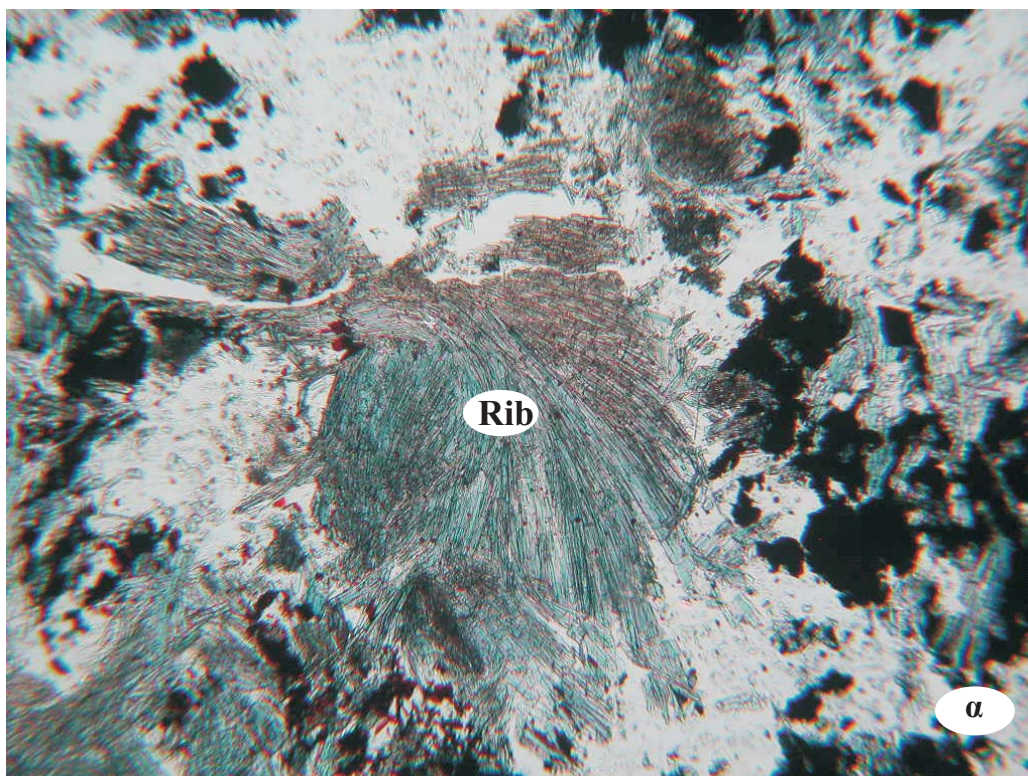
β : Κρύσταλλος χρωμίτη (Chr) που μετατρέπεται σε σιδηροχρωμίτη (FeChr), μαγνητίτης (Mt), και ινώδη συσσωματώματα αιματίτη (Hem).



Φωτ. 12 : Μικροφωτογραφίες μεταλλεύματος της θέσης Διχάλωμα. Ανακλώμενο φως, παράλληλα πολαροειδή, 70X.

α : Σανιδόμορφοι κρύσταλλοι αιματίτη (Hem) που δημιουργούν έναν πλεγματοειδή ιστό.

β : Διαφορετικού μεγέθους κρύσταλλοι χρωμίτη (Chr) πάνω στους οποίους αναπτύσσεται επιταξικά ο μαγνητίτης (Mt), καθώς και αιματίτης (Hem) σε ενιαίες μάζες ή διάχυτος.



Φωτ. 13 : Μικροφωτογραφίες μεταλλεύματος της θέσης Διχάλωμα όπου επικρατεί ο ρειβεκίτης (Rib).
Διερχόμενο φως, 70 x.

α : Ρειβεκίτης (Rib) με τη μορφή θυσάνων μαζί με ακανόνιστους κόκκους χρωμίτη (Chr)
(παράλληλα πολαιοειδή).

β : όπως και το α (διασταυρώμενα πολαιοειδή).

ενιαίες μάζες πυρήνων χρωμίτη και γύρω γύρω μαγνητίτη, γεγονός που οφείλεται στη μεγάλη ποσότητα σιδήρου που υπάρχει. Τέτοιες ενιαίες μάζες δε υπάρχουν στο μέταλλευμα της θέσης Διχάλωμα. Επίσης στη θέση Γερακόπετρα ο μιλλερίτης συναντιέται σε μικρά εγκλείσματα μόνο, ενώ στη θέση Διχάλωμα αυτός σχηματίζει αυτοτελείς και μεγάλους κόκκους (φωτ. 10γ).

8. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

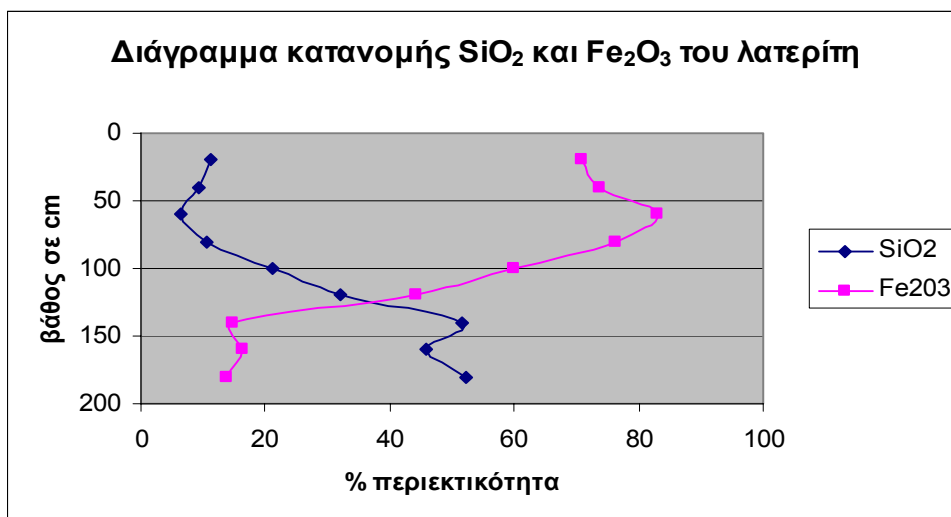
Από το μετάλλευμα της θέσης Γερακόπετρας της περιοχής μελέτης, πραγματοποιήθηκε αντιπροσωπευτική δειγματοληψία από την επιφάνεια προς τη βάση, ανά 20 cm περίπου, και έγιναν αναλύσεις με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης των στοιχείων Si, Al, Fe, Cr, Mg, Ca και Ni, τα οποία δίνονται με τη μορφή οξειδίων στον πίνακα 6. Με βάση τον πίνακα αυτό, έγιναν τα διαγράμματα κατανομής των στοιχείων (σχήματα 3-6).

Πίνακας 6 : Χημικές αναλύσεις του μεταλλεύματος της περιοχής Γερακόπετρας, από αντιπροσωπευτικά δείγματα που λήφθηκαν ανά 20 cm από την επιφάνεια (1G1) μέχρι και τη βάση του λατερίτη (1G9).

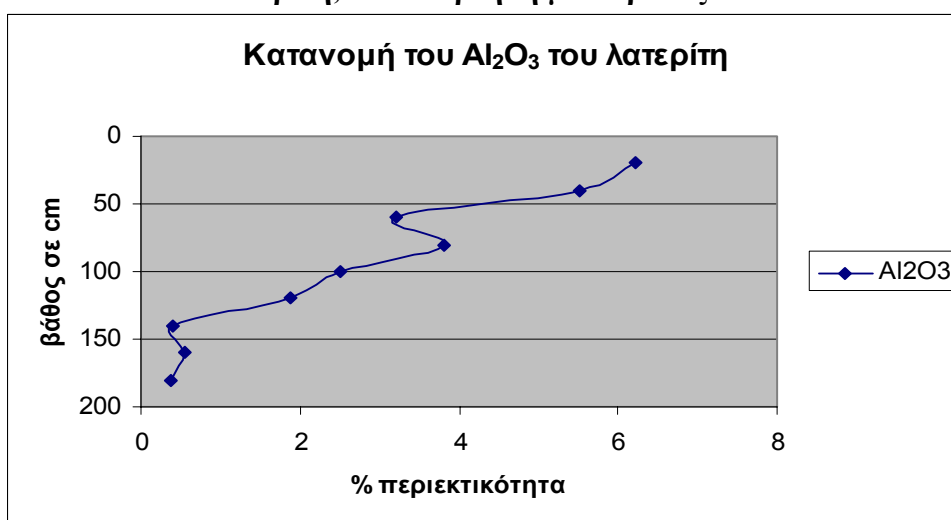
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO
Συμπανές μετάλλευμα	1G1 (20 cm)	11,19	70,75	6,23	3,65	1,06	3,12	1,08	0,12
	1G2 (40 cm)	9,45	73,70	5,51	3,11	0,61	3,29	1,40	0,11
	1G3 (60 cm)	6,28	82,99	3,20	1,95	0,57	2,64	2,40	0,29
	1G4 (80 cm)	10,70	76,40	3,80	3,25	1,26	3,15	2,90	0,38
	1G5 (100 cm)	21,08	59,89	2,52	8,06	2,27	3,24	4,30	0,33
	1G6 (120 cm)	32,10	44,13	1,89	10,10	6,35	1,75	3,17	0,22
Βάση λατερίτη	1G7 (140 cm)	51,62	14,74	0,40	19,36	7,67	0,67	1,63	0,03
	1G8 (160 cm)	45,72	16,39	0,54	12,71	15,82	0,92	2,01	0,03
	1G9 (180 cm)	52,40	13,93	0,38	19,09	8,12	0,67	1,62	0,03

Από το Σχήμα 7, διαπιστώνεται ότι το SiO₂ έχει χαμηλές τιμές περιεκτικότητας στην επιφάνεια του λατερίτη, ενώ όσο προχωράμε βαθύτερα προς τη βάση του λατερίτη, η περιεκτικότητά του αυξάνεται, διότι αραιώνει η περιεκτικότητα των μεταλλικών ορυκτών και αυξάνεται η περιεκτικότητα των πυριτικών. Το SiO₂ οφείλεται στη συγκέντρωση των πυριτικών ορυκτών. Τα μεταλλικά ορυκτά, δηλαδή χρωμίτης, μαγνητίτης, αιματίτης, όσο πιο αραιή συγκέντρωση έχουν, τόσο πιο πολύ αυξάνει το SiO₂. Συνεπώς, η εικόνα κατανομής του SiO₂ αποτυπώνει την ποσότητα των σύνδρομων πυριτικών ορυκτών, μια και τα μεταλλικά ορυκτά δεν περιέχουν Si. Το αντίθετο συμβαίνει για το Fe₂O₃, οποίος στην επιφάνεια του μεταλλεύματος έχει υψηλές τιμές, ενώ στη βάση μικρές.

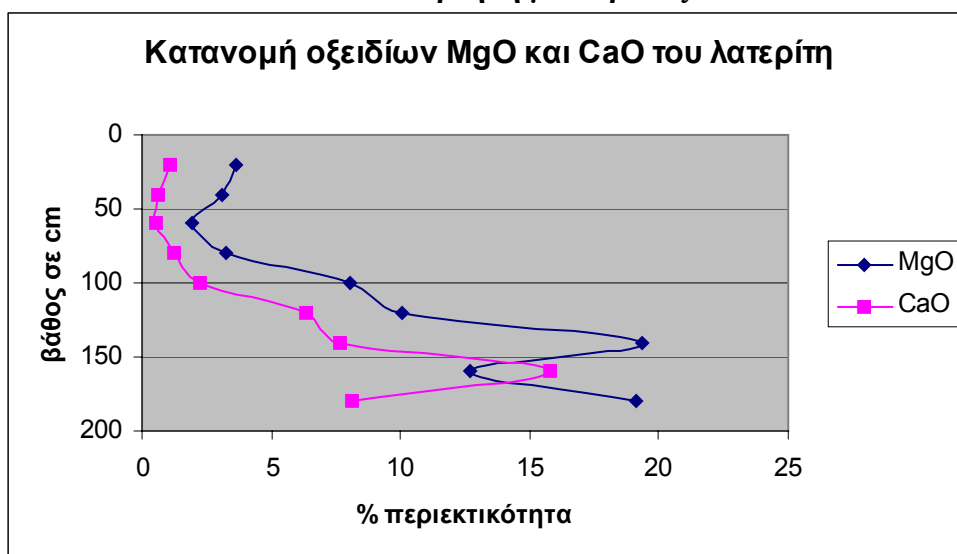
Από το Σχήμα 8, το Al₂O₃ παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές στην επιφάνεια, οι οποίες σταδιακά ελαττώνονται προς τη βάση του λατερίτη και στο υποκείμενο διασπασμένο πέτρωμα. Στις ενδιάμεσες θέσεις παρουσιάζει αυξομειώσεις που καθορίζονται από τη συγκέντρωση των αργιλλοπυριτικών. Οι ψηλότερες τιμές Al₂O₃ στην επιφάνεια, οφείλονται στη μεγαλύτερη συμμετοχή των αργιλλοπυριτικών ορυκτών όπως ο χλωρίτης σε σχέση με τα μεταλλικά ορυκτά που επικρατούν σε βαθύτερες θέσεις, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι πρόκειται για αυτόχθονο κοίτασμα. Το Al₂O₃ δεν μπορεί να αποτυπώσει την εικόνα των μη μεταλλικών ορυκτών όπως το SiO₂, διότι υπάρχει και μέσα στο χρωμίτη.



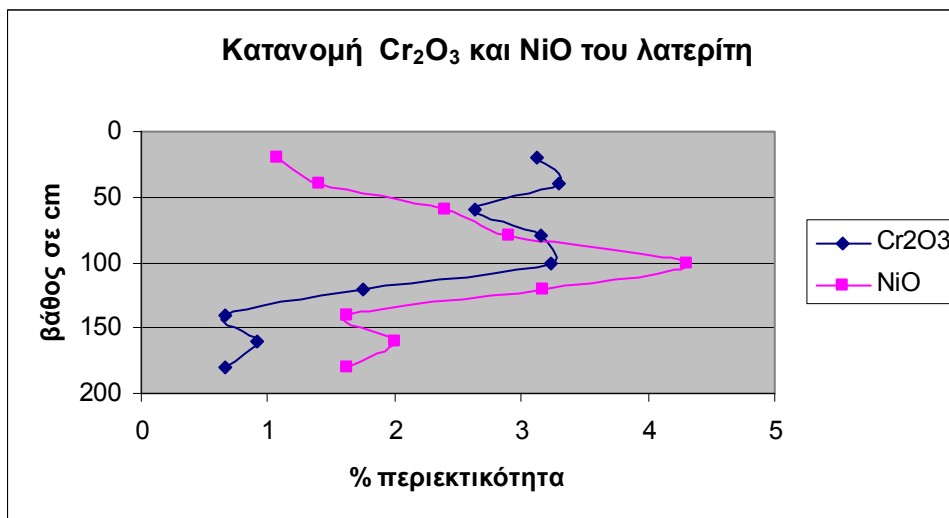
Σχήμα 7 : Διάγραμμα κατανομής της περιεκτικότητας των SiO_2 και Fe_2O_3 του λατερίτη, σε συνάρτηση με το βάθος.



Σχήμα 8 : Διάγραμμα κατανομής της περιεκτικότητας του Al_2O_3 του λατερίτη, σε συνάρτηση με το βάθος.



Σχήμα 9 : Διάγραμμα κατανομής της περιεκτικότητας των MgO και CaO του λατερίτη, σε συνάρτηση με το βάθος.



Σχήμα 10: Διάγραμμα κατανομής της περιεκτικότητας των οξειδίων Cr₂O₃ και NiO λατερίτη, σε συνάρτηση με το βάθος.

Από το Σχήμα 9, διαπιστώνεται ότι οι περιεκτικότητες των MgO και CaO του λατερίτη, παρουσιάζουν περίπου παρόμοια συμπεριφορά. Και τα δύο, παρουσιάζουν χαμηλές τιμές στην επιφάνεια του λατερίτη, οι οποίες αυξάνονται όσο προχωράμε προς το υποκείμενο πέτρωμα. Το MgO έχει συνεχώς υψηλότερες τιμές από το CaO. Λίγο πριν τη βάση του μεταλλεύματος το MgO μειώνεται, αλλά αμέσως αποκτά την υψηλότερη τιμή του. Το CaO μειώνεται στο ίδιο βάθος όπως και το MgO, με τη διαφορά όμως ότι δεν αποκτά ξανά την υψηλή τιμή που είχε.

Η κατανομή των στοιχείων αυτών αποτυπώνει τη τοπική αύξηση των μαγνησιούχων ορυκτών (τάλκης, σερπεντίνης, χλωρίτης) και των ασβεστιούχων (ασβεστίτης, ακτινολίθος) προς τη βάση του λατερίτη (βλέπε φωτ. 9γ με 9ζ).

Από το Σχήμα 10, το Cr₂O₃ που οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στο χρωμίτη του μεταλλεύματος, παρουσιάζει υψηλές τιμές στην επιφάνεια όπου η ποσότητα των μεταλλικών ορυκτών είναι μεγάλη, και προς τη μέση του λατερίτη και κατόπιν, όσο προχωράμε προς τη βάση του ελαττώνεται. Όπου έχει υψηλές τιμές αυτό οφείλεται στον μεγάλο αριθμό κρυστάλλων χρωμίτη. Το NiO αυξάνει σταδιακά μέχρι ένα μέγιστο στη μέση του μεταλλεύματος και στη συνέχεια ελαττώνεται στο υποκείμενο πέτρωμα. Στο σημείο όπου συναντιέται η μέγιστη περιεκτικότητα μπορεί να οφείλεται σε μία συγκεκριμένη ζώνη με πολλά πυριτικά ορυκτά, που έχουν αυξημένες τιμές νικελίου. Αυτό συμβαίνει διότι φορέας του NiO είναι διαφορετικά ορυκτά (μαγνητίτης, τάλκης, χλωρίτης, ρειβεκίτης) όπου περιέχονται σε πολύ διαφορετικές τιμές. Η κατά χώρους συγκέντρωση αυτών των ορυκτών και η σχετική αναλογία καθορίζουν την περιεκτικότητα σε Ni των δειγμάτων που αναλύθηκαν. Τα ορυκτά φορείς του Ni έχουν σχηματιστεί κατά τη μεταμόρφωση του κοιτάσματος και κατά συνέπεια αυτή έπαιξε μεγάλο ρόλο στην ανακατανομή του NiO. Πριν από τη μεταμόρφωση, το NiO θα βρισκόταν σε άλλα αργιλλοπυριτικά ορυκτά και στα ένυδρα οξείδια του σιδήρου, κυρίως σε κολλοειδή μορφή.

Η παραπάνω γεωχημική συμπεριφορά των στοιχείων και κυρίως του NiO, δίνει την εντύπωση ότι πρόκειται για αυτόχθονο λατερίτη, όπου η κατανομή του NiO είναι αποτέλεσμα των τιμών pH που επικρατούσαν στους διαφορετικούς ορίζοντες του λατερίτη κατά τη γένεσή του. Όμως, αυτό δεν είναι και το μόνο σίγουρο κριτήριο για το χαρακτηρισμό του λατερίτη ως αυτόχθονου διότι οι υψηλές τιμές του NiO όσο κινούμαστε προς τη βάση του μεταλλεύματος μπορούν να αποδοθούν και στη μεγαλύτερη συγκέντρωση του μαγνητίτη, όπου είναι σημαντικός φορέας του NiO.

Επίσης, οι υψηλότερες τιμές Al_2O_3 στην επιφάνεια, οφείλονται όπως προαναφέρθηκε στη μεγαλύτερη συμμετοχή των αργιλλοπυριτικών ορυκτών (χλωρίτης, στιλπνομέλας) σε σχέση με τα ορυκτά που επικρατούν σε βαθύτερες θέσεις.

Το Cr_2O_3 που οφείλεται ουσιαστικά στο ορυκτό χρωμίτης, θα έπρεπε αν ήταν αυτόχθονος λατερίτης να παρουσιάζει μέγιστη τιμή μόνο στη επιφάνεια, όπου ο χρωμίτης παραμένει ως ανθεκτικό ορυκτό.

Ο Fe_2O_3 ακολουθεί περίπου την ίδια γεωχημική συμπεριφορά με το Cr_2O_3 , γεγονός που σημαίνει ότι οι τιμές του καθορίζονται ουσιαστικά από τη συγκέντρωση του μαγνητίτη και χρωμίτη στους διαφορετικούς ορίζοντες του κοιτάσματος.

Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να τονιστεί ότι η περιεκτικότητα ολικού δείγματος σε NiO κυμαίνεται μεταξύ 1,08 και 4,30 % με μέση τιμή 2,26 %, που είναι αρκετά υψηλή.

Στην περιοχή της Έδεσσας η περιεκτικότητα των λατεριτών σε NiO είναι πολύ χαμηλότερη και δεν ξεπερνά το 1,8 % (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

9. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Τα κυριότερα πυριτικά ορυκτά φορείς του Νι που συναντώνται σε ποσότητα στο μετάλλευμα της περιοχής μελέτης είναι οι αμφίβολοι, ο χλωρίτης και ο τάλκης.

9.1 Αμφίβολοι

Οι αμφίβολοι είναι από τα πιο συνηθισμένα ορυκτά στη σύσταση των πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Οι τυπικές αμφίβολοι των μεταμορφωμένων πετρωμάτων μπορούν να ταξινομηθούν σε τρεις κατηγορίες : α) τις μαγνησιο-σιδηρούχες, φτωχές σε ασβέστιο και αλκάλεια που περιλαμβάνουν τις σειρές ανθοφυλλίτης-γκεδρίτης (ρομβικές αμφίβολοι) και κουμιγκτονίτης (μονοκλινείς), β) τις ασβεσταμφιβόλους με περιεκτικότητα σε αλκάλεια που ποικίλει και περιλαμβάνουν τις κεροστίλβες και τη σειρά ακτινόλιθου-τρεμολίτη και γ) τις νατριούχες αμφιβόλους, φτωχές σε ασβέστιο, της σειράς γλαυκοφανής-κροσσίτης-ρειβεκίτης.

Σύμφωνα με τους DEER et al. (1996) το βασικό χαρακτηριστικό της δομής όλων των αμφιβόλων είναι η παρουσία των τετραέδρων (Si, Al)O₄ που ενώνονται για το σχηματισμό αλύσεων, διπλών ως προς το πλάτος από εκείνες των πυροξένων με σύσταση (Si₄O₁₁)_n. Οι αλύσεις διαχωρίζονται μεταξύ τους και συνδέονται πλευρικά με κατιόντα, ενώ υπάρχουν και σε μερικές θέσεις ιόντα υδροξυλίων.

Η δομή των αμφιβόλων επιτρέπει μεγάλες ιοντικές αντικαταστάσεις και έτσι τα ορυκτά της ομάδας παρουσιάζονται με μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση.

Ο πιο απλός τύπος των κλινο-αμφιβόλων είναι του τρεμολίτη : Ca₂Mg₅Si₈O₂₂(OH)₂ που περιέχει τέσσερις βασικούς τύπους κατιονικών θέσεων :



Είναι γενικά παραδεκτό ότι στις αμφιβόλους οι θέσεις X(M₄) κατέχονται συνήθως από άτομα Ca, Na και οι θέσεις Y(M₁, M₂, M₃) από τα μικρότερα κατιόντα Mg, Fe²⁺, Fe³⁺ και Al, παρόλο που οι τελευταίες έρευνες έδειξαν ότι οι παραπάνω διαπιστώσεις καμία φορά δεν ισχύουν. Σε πολλές περιπτώσεις το Si μπορεί να αντικατασταθεί από Al με περιορισμό σε αυτήν την αντικατάσταση το πολύ μέχρι 2 άτομα για κάθε μονάδα ημικυψελίδας. Οι θέσεις A, που στο τρεμολίτη είναι κενές, καταλαμβάνονται εξολοκλήρου ή κατά ένα μέρος από άτομα Na και K.

Στην περιοχή μελέτης διαπιστώθηκε η παρουσία δύο τύπων αμφιβόλων σε μεγάλη ποσότητα μέσα στο μετάλλευμα. Έχουν τη μορφή πρισματικών μέχρι ινωδών κρυστάλλων και σχηματίζουν τοπικούς σωρούς ή φωλιές ή θυσανωτές δέσμες. Παρουσιάζουν πολύ ζωνρό πλεοχροισμό με βαθύ κυανό-κίτρινο-κυανοϊώδες χρώμα (ρειβεκίτης) ή υποπράσινο-πράσινο (ακτινόλιθος).

Η πιο πρόσφατη μελέτη ταξινόμησης των αμφιβόλων που έγινε από τους LEAKE et al. (1997), βασίζεται στη κρυσταλλοχημεία και γίνεται με βάση τα χημικά ποσοστά μίας πρότυπης αμφιβόλου που έχουν υπολογιστεί σε 24 (O, OH, F, Cl) ή σε 23 (O) όταν δεν έχει προσδιοριστεί το H₂O (π.χ αναλύσεις με μικροαναλυτή) ή έχει γίνει λάθος προσδιορισμός του.

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις αμφιβόλων από το μετάλλευμα της περιοχής μελέτης δίνονται στους Πίνακες 7 και 8.

Η στοιχειομετρική κατανομή υπολογίστηκε με βάση 23 (O) και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο :

Πίνακας 7 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με μικροαναλυτή των νατριούχων αμφιβόλων του μεταλλεύματος της περιοχής Σφηκιάς

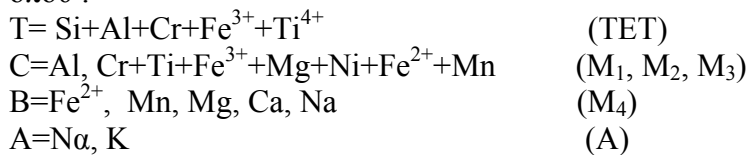
Δείγμα Α/Α	Διχάλωμα									Γερακόπετρα		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54,876	54,520	54,83	53,21	54,15	53,84	53,74	53,77	53,67	54,03	54,270	52,910
TiO ₂	0,249	0,000	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,07	0,05	0,00	0,000	0,040
Al ₂ O ₃	1,168	1,215	1,94	1,70	1,41	1,81	1,37	1,22	1,53	0,49	0,380	0,090
FeO	12,550	9,559	8,05	13,63	9,00	13,33	10,43	10,45	13,07	11,79	9,540	14,870
Fe ₂ O ₃	9,709	9,274	11,00	8,89	10,06	8,61	9,50	9,65	8,50	11,72	10,550	13,24
MnO	0,043	0,402	0,77	0,19	0,27	0,16	0,47	0,34	0,26	0,76	0,270	0,360
MgO	7,762	9,798	9,23	7,96	9,02	7,94	9,03	9,96	8,70	8,68	10,950	6,180
CaO	0,789	1,606	1,09	0,67	0,64	0,70	1,06	1,42	1,07	1,11	0,640	1,430
Na ₂ O	7,232	7,289	7,00	8,45	8,03	8,15	8,04	7,90	8,21	7,32	8,700	6,400
K ₂ O	0,000	0,131	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,10	0,120	0,170
Cr ₂ O ₃	0,000	0,100	0,14	0,34	0,39	0,25	0,10	0,13	0,04	0,00	0,000	0,080
NiO	1,622	2,119	1,97	0,93	3,02	1,18	2,15	1,08	0,86	0,00	0,580	0,220
Σύνολο	96,000	96,013	96,010	96,005	96,000	96,001	96,000	96,002	96,000	96,001	96,000	95,990
Αριθμός ιόντων με βάση 23 (O)												
Si	8,110	8,015	7,996	7,943	7,984	8,003	7,960	7,928	7,975	7,996	7,969	7,967
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,004	0,057	0,016	0,000	0,04	0,072	0,025	0,004	0,031	0,017
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016
T(TET)	8,110	8,015	8,000	8,000	8,000	8,003	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,203	0,210	0,328	0,243	0,230	0,317	0,200	0,140	0,244	0,081	0,034	0,000
Ti	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,012	0,007	0,006	0,000	0,000	0,004
Fe ³⁺	1,200	1,140	1,341	1,109	1,240	1,071	1,159	1,190	1,057	1,450	1,296	1,651
Cr	0,000	0,012	0,017	0,040	0,046	0,030	0,011	0,015	0,005	0,000	0,000	0,009
Mg	1,710	2,147	2,006	1,770	1,983	1,760	1,994	2,190	1,928	1,914	2,397	1,387
Fe ²⁺	1,551	1,175	0,982	1,701	1,109	1,657	1,309	1,288	1,625	1,459	1,171	1,875
Mn	0,005	0,05	0,095	0,024	0,033	0,020	0,059	0,042	0,033	0,096	0,034	0,046
Ni	0,193	0,250	0,231	0,112	0,358	0,141	0,256	0,128	0,103	0,000	0,068	0,027
C(M₁-M₃)	4,890	4,984	5,000	4,999	4,999	4,998	5,000	5,000	5,001	5,000	5,000	4,999
Ca	0,125	0,253	0,170	0,106	0,101	0,112	0,168	0,224	0,171	0,177	0,101	0,231
Na	1,875	1,747	1,830	1,894	1,899	1,888	1,832	1,776	1,829	1,823	1,899	1,769
B(M₄)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,197	0,330	0,149	0,551	0,396	0,459	0,478	0,484	0,535	0,277	0,578	0,101
K	0,000	0,024	0,000	0,007	0,003	0,002	0,000	0,005	0,030	0,019	0,022	0,033
A	0,197	0,354	0,149	0,558	0,399	0,461	0,478	0,489	0,565	0,296	0,600	0,134
Mg/ (Mg+Fe²⁺)	0,524	0,646	0,671	0,510	0,641	0,515	0,604	0,630	0,543	0,567	0,672	0,425

Πίνακας 8 : Χημικές αναλύσεις με μικροαναλυτή των ασβεστούχων αμφιβόλων του μεταλλεύματος της περιοχής Γερακόπετρας

Δείγμα Α/Α	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	56,675	55,296	54,667	56,035	54,277	56,353	54,784	53,283	55,283	47,841	53,688	54,027	53,704
TiO ₂	0,000	0,000	0,052	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,283	0,168	0,115	0,089	0,222	0,435	0,260	0,000	0,267	0,518	0,298	0,363	0,000
FeO	5,921	10,261	11,284	11,149	13,885	10,878	10,970	20,960	8,294	20,801	15,595	13,439	6,175
MnO	0,000	0,521	0,662	0,741	0,552	0,539	0,501	0,930	0,217	0,427	0,425	0,612	0,000
MgO	20,039	17,141	16,441	15,679	14,453	14,101	15,825	12,077	18,240	12,915	13,773	14,187	22,420
CaO	12,737	10,496	10,458	10,196	12,096	12,478	11,852	6,582	12,792	8,963	11,730	11,841	13,571
Na ₂ O	0,000	0,703	0,739	0,546	0,249	0,289	0,265	1,969	0,415	0,894	0,459	0,469	0,630
K ₂ O	0,000	0,097	0,151	0,111	0,051	0,116	0,009	0,000	0,000	0,715	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,104	0,115	0,150	0,147	0,000	0,157	0,244	0,000	0,000	0,589	0,384	0,152	0,000
NiO	0,489	1,449	1,529	1,455	0,301	1,001	1,639	0,549	0,840	2,337	0,646	0,909	0,000
Σύνολο	96,248	96,247	96,248	96,148	96,150	96,347	96,349	96,350	96,348	96,000	96,998	95,999	96,500
Αριθμός ιόντων με βάση 23 (Ο)													
Si	7,983	7,871	7,836	7,972	7,977	7,816	7,935	7,693	7,934	7,083	7,935	7,962	7,918
Al ^{IV}	0,017	0,129	0,164	0,028	0,023	0,184	0,065	0,000	0,066	0,090	0,052	0,038	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,307	0,000	0,827	0,013	0,000	0,082
T(TET)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,030	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,025	0,000
Ti	0,000	0,000	0,006	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,036	0,702	0,691	0,673	0,103	0,361	0,287	1,720	0,017	1,735	0,174	0,122	0,159
Cr	0,012	0,013	0,017	0,017	0,000	0,017	0,028	0,000	0,000	0,069	0,045	0,018	0,000
Mg	4,206	3,638	3,513	3,385	3,167	2,915	3,415	2,599	3,902	2,851	3,035	3,117	4,402
Fe ²⁺	0,661	0,419	0,517	0,664	1,603	1,532	1,017	0,503	0,958	0,014	1,617	1,534	0,439
Mn	0,000	0,063	0,080	0,091	1,603	0,063	0,061	0,114	0,026	0,054	0,053	0,076	0,000
Ni	0,055	0,166	0,176	0,170	0,036	0,112	0,191	0,064	0,097	0,270	0,077	0,108	0,000
C(M₁-M₃)	5,000	5,001	5,000	5,000	6,534	5,000	4,999	5,000	5,001	4,993	5,001	5,000	5,000
Ca	1,921	1,601	1,606	1,582	1,905	1,854	1,838	1,018	1,967	1,422	1,857	1,870	1,915
Na	0,079	0,194	0,205	0,153	0,071	0,078	0,074	0,551	0,033	0,257	0,132	0,130	0,085
B(M₄)	2,000	1,795	1,811	1,735	1,976	1,932	1,912	1,569	2,000	1,679	1,989	2,000	2,000
Na	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,083	0,000	0,000	0,004	0,008
K	0,000	0,018	0,028	0,020	0,010	0,021	0,002	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
A	0,018	0,018	0,028	0,020	0,010	0,021	0,002	0,000	0,083	0,013	0,000	0,004	0,008
Mg/ (Mg+Fe²⁺)	0,864	0,897	0,872	0,836	0,664	0,655	0,771	0,838	0,803	0,995	0,652	0,670	0,909



όπου :



Ο υπολογισμός των τιμών Fe^{2+} και Fe^{3+} από τον ολικό σίδηρο που δίνουν οι αναλύσεις με μικροαναλυτή έγινε με βάση τη μέθοδο που δίνει άθροισμα κατιόντων εκτός από τα Ca, Na και K ίσον προς 13 (13eCNK).

Η διαδικασία που ακολουθείται για τον προσδιορισμό του τύπου δομής είναι :

1. Συμπληρώνεται η θέση T (TET) μέχρι 8,00 χρησιμοποιώντας κατά σειρά το Si, Al, Cr, Fe^{3+} και τέλος το Ti.
2. Συμπληρώνεται η θέση C (M_1-M_3) μέχρι 5,00 χρησιμοποιώντας το επιπλέον Al, Cr, Ti, Fe^{3+} από το (T) και στη συνέχεια το Mg, Ni, Fe^{2+} και Mn.
3. Συμπληρώνεται η B (M_4) θέση μέχρι 2,00 χρησιμοποιώντας όλο το Ca και μέρος του Na. Το σύνολο για τη θέση A πρέπει να είναι μεταξύ 0,00 και 1,00.
4. Το υπόλοιπο Na και το σύνολο του K μπαίνουν στη θέση A.

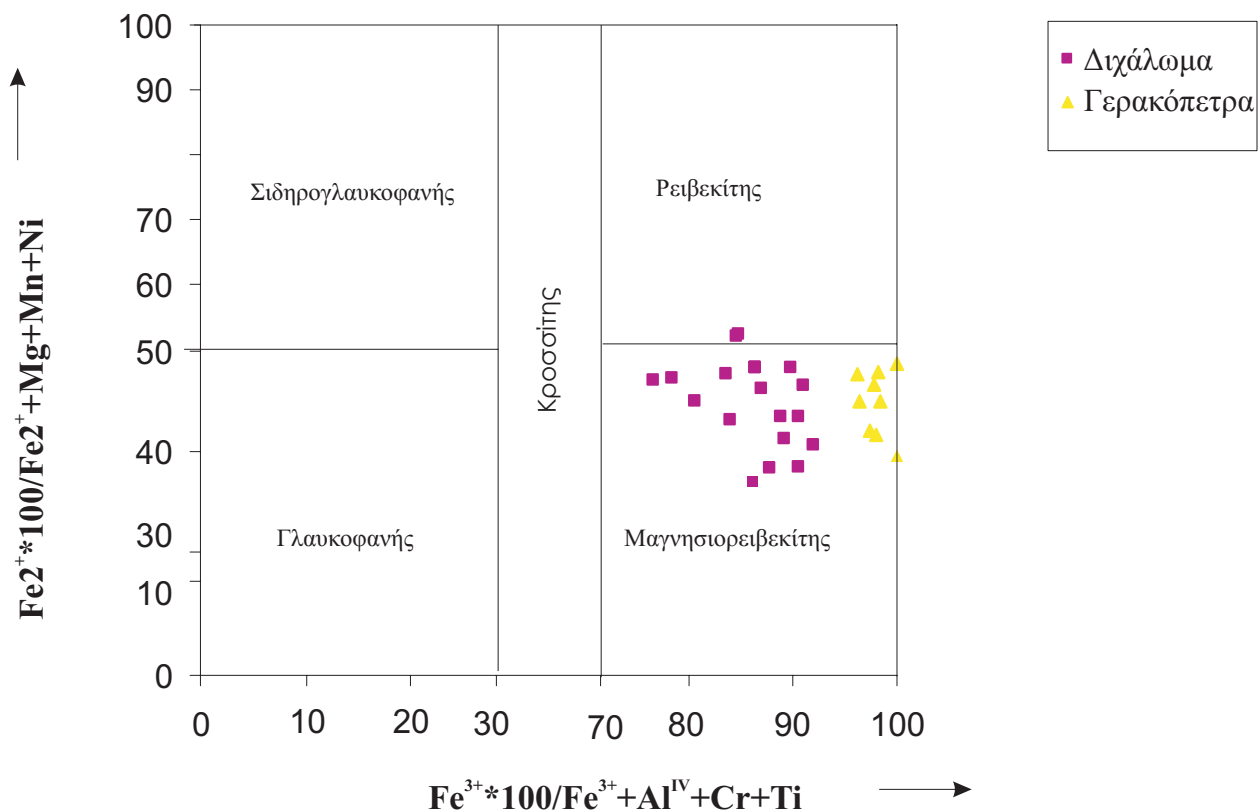
Για τις νατριούχες αμφιβόλους (πίνακας 7), η προβολή αυτών στο διάγραμμα συστάσεως του Miyashiro (1957, από τον ΜΙΧΑΗΛΙΔΗ 1982), έδειξε ότι πρόκειται για μαग्νησιορειβεκίτες (σχήμα 11), όπως συμβαίνει και στην περίπτωση της περιοχής του Μεσημερίου του νομού Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Για τις ασβεστούχες αμφιβόλους της θέσης Γερακόπετρας (πίνακας 8) χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα των LEAKE et al. (1997) (σχήμα 12), από όπου προκύπτει ότι έχουν σύσταση ακτινόλιθου και τρεμολίτη.

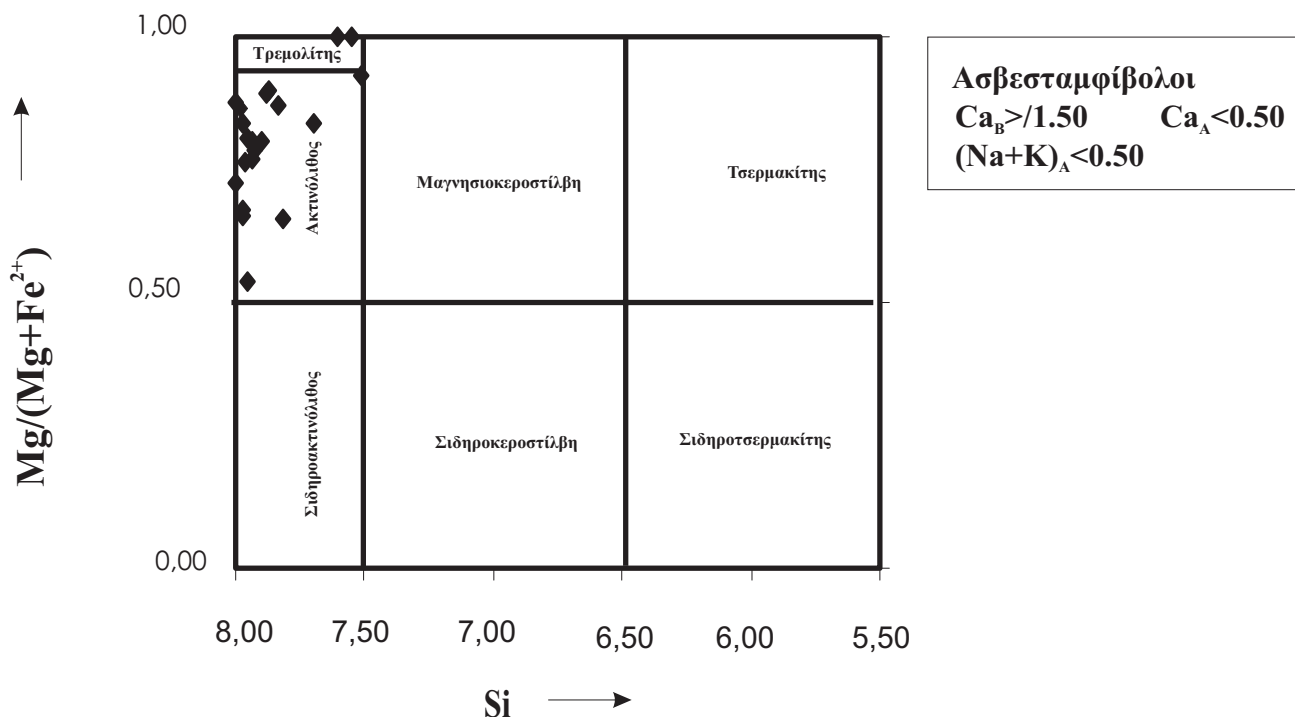
Οι αμφίβολοι της θέσης Διχάλωμα είναι όλοι μαग्νησιορειβεκίτες, ενώ στη θέση Γερακόπετρα συνυπάρχουν μαग्νησιορειβεκίτη με ακτινόλιθο-τρεμολίτη.

Για τις νατριούχες αμφιβόλους της θέσης Διχάλωμα η περιεκτικότητα σε NiO κυμαίνεται μεταξύ 0,86-3,02 % ενώ της θέσης Γερακόπετρας κυμαίνεται μεταξύ 0,00-0,58 %. Συγκριτικά λοιπόν οι μαग्νησιορειβεκίτες στη θέση Διχάλωμα είναι πλουσιότεροι σε Ni σε σχέση με εκείνους της θέσης Γερακόπετρα. Για τις ασβεστούχες αμφιβόλους της θέσης Γερακόπετρας η αντίστοιχη περιεκτικότητα κυμαίνεται μεταξύ 0,00-2,34 %. Συγκριτικά με την περιοχή της Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982), οι αμφίβολοι παρουσιάζουν πολύ χαμηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3 (0,00-0,52 %), γεγονός που χαρακτηρίζει τις νατριούχες αμφιβόλους ρειβεκίτη, ριχτερίτη, αρφεσθονίτη (DEER et al. 1996).

ΥΠΟΜΝΗΜΑ



Σχήμα 11 : Προβολή των νατριούχων αμφιβόλων του μεταλλεύματος στο διάγραμμα σύστασης των Miyashiro (1957) από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982).



Σχήμα 12 : Ταξινόμηση των ασβεστούχων αμφιβόλων του μεταλλεύματος της περιοχής της Γερακόπετρας σύμφωνα με τους LEAKE et al. (1997).

9.2 Χλωρίτης

Σύμφωνα με την FOSTER (1962), και τους DEER et al. (1996) οι χλωρίτες είναι ένυδρα φυλλοπυριτικά ορυκτά του Al και Mg ή/και του Fe^{2+} . Αρκετοί από αυτούς περιέχουν Fe^{3+} και μερικοί Mn ή Cr, Ni, Ti κά. Παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση, πράγμα που οδήγησε στη χρήση πολλών ονομάτων για το χαρακτηρισμό των διαφορετικών χημικών συστάσεων. Ο Pauling (1930, από την FOSTER 1962), έδειξε ότι στη σύστασή τους κατά τον άξονα C υπάρχουν δύο επίπεδα από τετράεδρα Si, Al-O και δύο οκταεδρικά επίπεδα παρόμοια με το βρουκίτη. Το ένα οκταεδρικό επίπεδο βρίσκεται μεταξύ δύο τετραεδρικών και αποτελούν μαζί μία ενότητα : το επίπεδο του τάλκη, ενώ το άλλο οκταεδρικό επίπεδο το επίπεδο του βρουκίτη. Ο Pauling έδωσε για τους χλωρίτες ως γενικό τύπο δομής τον :



X=Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni, Mn, Cr, Al, Ti (οκταεδρικά κατιόντα)

Y=Si, Al (τετραεδρικά κατιόντα)

m=6 ή λίγο μικρότερο αλλά όχι μεγαλύτερο

Στους χλωρίτες υπάρχουν δύο κύριοι τύποι ιοντικών υποκαταστάσεων : $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ στη θέση X και $\text{Al} \rightarrow \text{Si}$ στη Y θέση, που συνεπάγεται και την R^{3+} (τρισθενές κατιόν) $\rightarrow \text{Al}$ ή R^{2+} (δισθενές κατιόν) στη X θέση. Ειδικά για τους σιδηρούχους χλωρίτες είναι πιο σημαντικές οι υποκαταστάσεις $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$, $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}$ ή R^{2+} και $\text{Al} \rightarrow \text{R}^{2+}$ (FOSTER, 1962).

Ο χλωρίτης παρατηρήθηκε στο μετάλλευμα και των δύο περιοχών. Στον πίνακα 9 δίνονται αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις χλωριτών από αυτές, καθώς και η κατανομή των ιόντων με βάση 14 άτομα οξυγόνου. Στο σχήμα 13 έχουν προβληθεί οι αναλύσεις των χλωριτών στο διάγραμμα ονοματολογίας του HEY (1954). Οι χλωρίτες της περιοχής Διχαλώματος, έχουν σύσταση διαβαντίτη ή μπρουνσβιγκίτη, της περιοχής της Γερακόπετρας ποικίλλει από ταλκοχλωρίτη, διαβαντίτη, μπρουνσβιγκίτη και πυκνοχλωρίτη.

Η περιεκτικότητα των χλωριτών της περιοχής μελέτης σε NiO είναι 2,62-6,78 %. Συγκριτικά με τους χλωρίτες της περιοχής της Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982), η περιεκτικότητά τους σε NiO που κυμαίνεται μεταξύ 1,96-6,15% είναι αρκετά όμοια.

9.3 Τάλκης

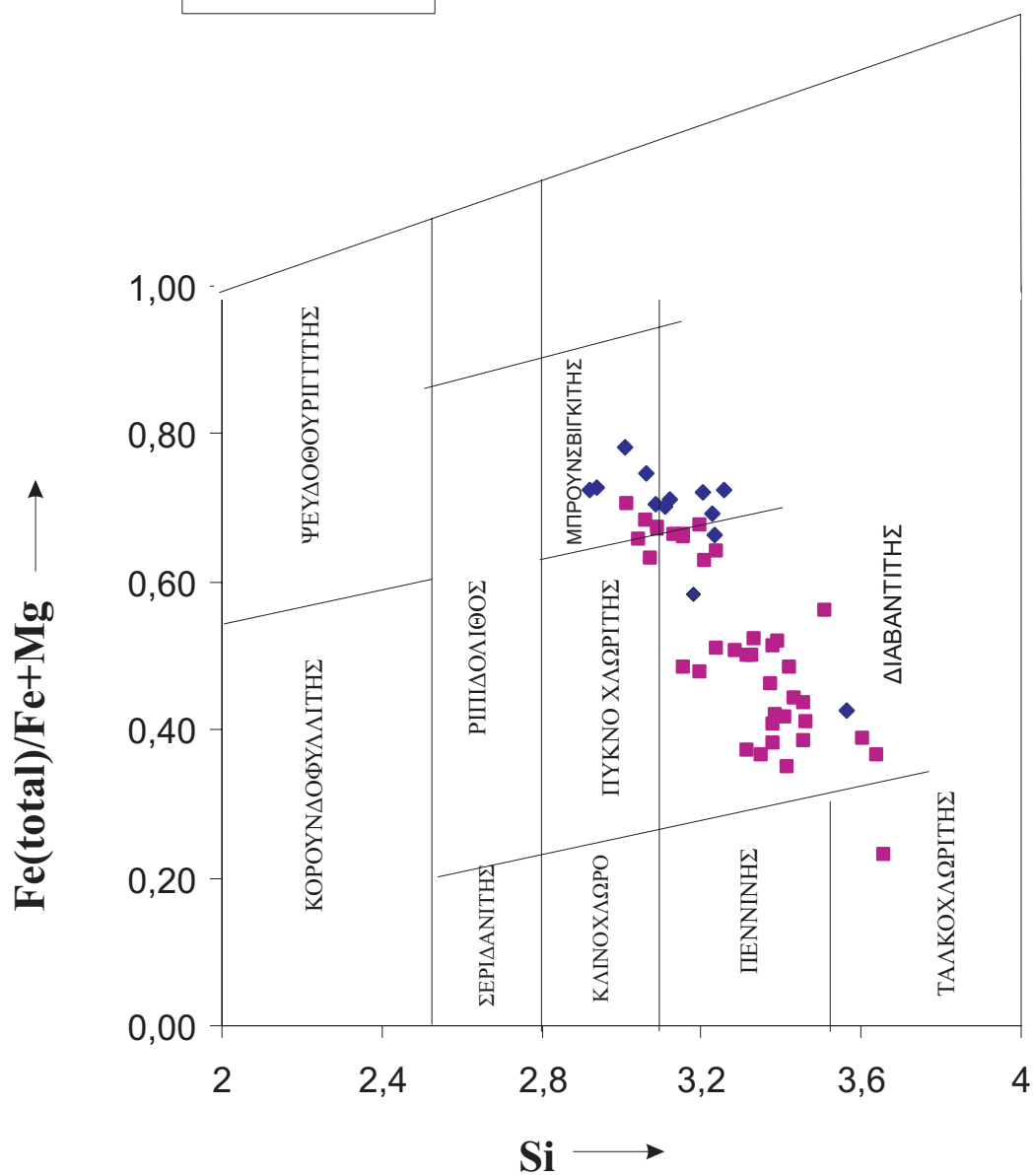
Οι DEER et al. (1996) αναφέρουν ότι ο τάλκης είναι ένα φυλλόμορφο πυριτικό με πολύ μικρή μεταβολή στη χημική του σύσταση και έχει το χημικό τύπο $\text{Mg}_6(\text{OH})_4\text{Si}_8\text{O}_{20}$. Μερικές φορές μικρές ποσότητες Al και Ti μπορούν να μπαίνουν στη θέση του Si και μικρές επίσης ποσότητες Fe, Mn, Ni, Al στη θέση του Mg. Οι ελάχιστες ποσότητες Ca και των αλκαλίων που παρατηρούνται σε χημικές αναλύσεις μπορεί να μπαίνουν στη θέση του Mg. Συνήθως όμως βρίσκονται ως ενδιάμεσα ιόντα μεταξύ των φύλλων ή ως προσμείξεις.

Πίνακας 9 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χλωριτών της περιοχής μελέτης

Δείγμα Α/Α	Διχάλωμα								Γερακόπετρα					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	33,832	28,376	28,155	28,106	26,955	27,148	27,102	26,375	30,757	29,887	30,227	26,700	27,360	27,070
TiO ₂	0,000	0,211	0,288	0,027	0,090	0,007	0,161	0,180	0,148	0,118	0,206	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	13,332	12,452	12,545	14,243	14,650	13,915	14,043	14,385	10,417	10,944	11,378	13,700	13,360	13,870
Cr ₂ O ₃	0,000	0,189	0,208	0,795	0,201	0,037	0,000	0,573	0,386	0,405	0,059	1,320	0,200	0,320
FeO	17,544	31,812	32,189	31,633	33,040	33,899	33,120	33,906	25,940	25,827	24,964	30,260	30,170	30,320
MnO	0,108	0,345	0,403	0,534	0,450	0,598	0,623	0,763	0,469	0,539	0,532	0,790	0,790	0,800
MgO	14,290	9,004	8,064	6,863	7,790	7,729	7,873	6,494	13,392	13,168	14,018	7,940	8,560	9,960
NiO	6,779	2,781	3,105	3,010	2,710	2,622	2,935	2,966	3,904	4,441	4,559	5,160	5,140	4,130
CaO	0,000	0,721	0,673	0,676	0,183	0,224	0,266	0,341	0,225	0,172	0,285	0,620	0,630	0,110
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,076	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,228	0,560	0,258	0,060	0,121	0,128	0,168	1,227	0,556	0,202	0,300	0,270	0,080
Σύνολο	85,887	86,120	86,190	86,220	86,130	86,300	86,250	86,150	86,865	86,057	86,430	86,790	86,480	86,660
Αριθμός ιόντων με βάση 14 (O)														
Si	3,579	3,235	3,23	3,202	3,087	3,122	3,111	3,06	3,395	3,332	3,325	3,064	3,135	3,071
Al ^{IV}	0,421	0,765	0,77	0,798	0,913	0,878	0,889	0,94	0,605	0,668	0,675	0,936	0,865	0,929
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ti	0,000	0,018	0,025	0,003	0,008	0,000	0,014	0,015	0,013	0,010	0,017	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,241	0,908	0,927	1,114	1,065	1,008	1,011	1,027	0,750	0,770	0,801	0,917	0,940	0,926
Cr	0,000	0,017	0,020	0,071	0,018	0,003	0,000	0,053	0,034	0,036	0,006	0,120	0,018	0,029
Fe	1,553	3,034	3,088	3,014	3,165	3,259	3,179	3,290	2,394	2,408	2,296	2,905	2,891	2,880
Mn	0,008	0,037	0,039	0,052	0,043	0,059	0,060	0,076	0,043	0,050	0,049	0,076	0,077	0,077
Mg	2,253	1,530	1,379	1,165	1,330	1,324	1,347	1,123	2,204	2,188	2,300	1,356	1,460	1,684
Ni	0,578	0,255	0,287	0,276	0,249	0,242	0,272	0,277	0,347	0,398	0,403	0,476	0,474	0,377
Ca	0,000	0,088	0,083	0,083	0,022	0,028	0,032	0,042	0,027	0,021	0,034	0,077	0,076	0,014
Na	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,037	0,083	0,038	0,008	0,018	0,018	0,025	0,172	0,078	0,028	0,044	0,040	0,012
X	5,633	5,924	5,931	5,833	5,908	5,941	5,933	5,928	5,984	5,959	5,934	5,971	5,976	5,999
Fe														
Fe+Mg	0,408	0,665	0,691	0,721	0,704	0,711	0,702	0,746	0,521	0,524	0,500	0,682	0,664	0,631

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- ◆ Διχάλωμα
- Γερακόπετρα



Σχήμα 13 : Ταξινόμηση και ονοματολογία κατά HEY (1954) των χλωριτών του μεταλλεύματος της περιοχής Σφηκιάς

Έγινε μικρός αριθμός χημικών αναλύσεων με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή που δίνονται στον πίνακα 10, καθώς και η κατανομή των ιόντων με βάση 22 άτομα οξυγόνου. Η περιεκτικότητα σε NiO κυμαίνεται μεταξύ 0,80-1,19 %, ενώ της περιοχής Έδεσσας κυμαίνεται μεταξύ 0,20-0,69% (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

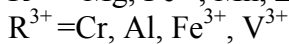
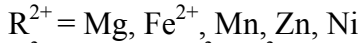
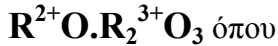
Πίνακας 10 : Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή του τάλκη

Δείγμα A/A	Τάλκης				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,857	62,330	62,235	61,184	61,960
TiO ₂	0,000	0,030	0,034	0,000	0,080
Al ₂ O ₃	0,113	0,000	0,360	0,000	0,370
Cr ₂ O ₃	0,020	0,200	0,113	0,000	0,030
FeO	5,338	4,890	5,322	6,382	5,660
MnO	0,027	0,000	0,140	0,000	0,140
MgO	26,485	26,700	27,257	26,157	26,550
NiO	0,963	0,800	0,883	1,194	1,160
CaO	0,012	0,000	0,000	0,070	0,030
Na ₂ O	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000
Σύνολο	94,815	94,970	96,368	94,987	95,980
Si Al ^{IV}	Αριθμός ιόντων με βάση 22 (O)				
	8,068	8,09	7,997	8,025	8,013
	0	0	0,003	0	0
Z	8,068	8,090	8,000	8,025	8,013
Ti	0,000	0,003	0,003	0,000	0,008
Al ^{VI}	0,061	0,000	0,052	0,000	0,057
Cr	0,002	0,020	0,011	0,000	0,003
Fe	0,581	0,531	0,572	0,699	0,613
Mn	0,003	0,000	0,016	0,000	0,016
Mg	5,150	5,165	5,220	5,115	5,118
Ni	0,101	0,083	0,091	0,126	0,121
Ca	0,002	0,000	0,000	0,009	0,005
Na	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
K	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
X	5,900	5,805	5,971	5,949	5,941

10. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΣΠΙΝΕΛΛΙΩΝ

10.1 Γενικά

Σύμφωνα με τους STEVENS (1944), IRVINE (1965), DEER et al. (1996) η ομάδα των σπινελλίων περιλαμβάνει όλα τα ισότροπα ορυκτά με το γενικό τύπο:



Υπάρχουν 11 ακραία μέλη που οι Palache et al. (1944 από τους DEER et al. 1996) τα διέκριναν στις τρεις παρακάτω σειρές, ανάλογα με το ποιο από τα τρία τρισθενή στοιχεία Al, Fe, Cr υπάρχει:

- Σειρά σπινελλίου : αργιλιούχοι σπινέλλιοι (Al) (σπινέλλιος : $\text{MgO Al}_2\text{O}_3$, ερκυνίτης ή σιδηροσπινέλλιος : $\text{FeO Al}_2\text{O}_3$, γαλαξίτης : $\text{MnO Al}_2\text{O}_3$, γκανίτης : $\text{ZnO Al}_2\text{O}_3$)
- Σειρά μαγνητίτη ή σιδηρούχοι σπινέλλιοι (Fe^{3+}) (μαγνησιοφερρίτης : $\text{MgO Fe}_2\text{O}_3$, ιακοβσίτης : $\text{MnO Fe}_2\text{O}_3$, φραγκλινίτης : $\text{ZnO Fe}_2\text{O}_3$, τρεβορίτης : $\text{NiO Fe}_2\text{O}_3$)
- Σειρά χρωμίτη ή χρωμιούχοι σπινέλλιοι (Cr) (μαγνησιοχρωμίτης ή πικροχρωμίτης : $\text{MgO Cr}_2\text{O}_3$, χρωμίτης ή σιδηρούχος χρωμίτης $\text{FeO Cr}_2\text{O}_3$).

Στη φύση σπάνια συναντώνται καθαρά μέλη (σπινέλλιος, μαγνητίτης, τρεβορίτης), αλλά συνήθως μεικτοί κρύσταλλοι πολλών ακραίων μελών. Εξάλλου, έχει παρασκευαστεί συνθετικά μεγάλος αριθμός σπινελλίων με πρόσθετα δισθενή και τρισθενή κατιόντα.

Στη συνέχεια ο όρος «χρωμίτης» θα χρησιμοποιείται σύμφωνα με την άποψη του THAYER (1970) για να δηλώνει όλους τους χρωμιούχους σπινελλίους που περιέχουν πάνω από 15 % Cr_2O_3 και έχουν κρυσταλλωθεί ως πρωτογενή ορυκτά.

Οι χρωμίτες μπορεί να έχουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση ως αποτέλεσμα της υποκατάστασης του Mg από Fe^{2+} και του Cr από Al και Fe^{3+} . Έτσι μπορούν να γραφούν με το γενικό χημικό τύπο : $(\text{Mg, Fe}^{2+})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe}^{3+})_2\text{O}_3$.

Στους χρωμίτες του μεταλλεύματος των περιοχών που μελετήθηκαν υπάρχει μερικές φορές σε σημαντική ποσότητα μαγγάνιο, ώστε να μπορούμε να τους δώσουμε το γενικό χημικό τύπο $(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe}^{3+})_2\text{O}_3$.

Η δομή των σπινελλίων ερευνήθηκε για πρώτη φορά από τους Bragg (1915) και Nishikawa (1915, από τους DEER et al. 1996), οι οποίοι έδειξαν ότι στη μοναδική κυψελίδα υπάρχουν 32 οξυγόνα και 24 κατιόντα. Από τα κατιόντα τα 8 κατέχουν τετραεδρικές θέσεις A και τα 16 οκταεδρικές θέσεις B, ώστε να προκύπτει ο γενικός τύπος $R_8^{2+} R_{16}^{3+} O_{32}$, ή $8(R^{2+}O R_2^{3+}O_3)$. Ανάλογα με τη κατανομή των κατιόντων στις A και B θέσεις οι σπινέλλιοι διακρίνονται (Barth and Posnjak 1932, από τους DEER et al. 1996) σε κανονικούς και ανάστροφους :

Κανονικοί : 8 R^{2+} σε A θέσεις, 16 R^{3+} σε B θέσεις

Ανάστροφοι : 8 R^{3+} σε A θέσεις, 8 R^{3+} και 8 R^{2+} σε B θέσεις, όπου R^{2+} και R^{3+} τα δισθενή και τρισθενή κατιόντα αντίστοιχα, τα οποία αναφέρθηκαν πιο πάνω.

Η κατανομή των ιόντων σε πολλούς σπινελλίους έχει προσδιοριστεί με μεγάλη ακρίβεια με τη φασματοσκοπία Mosbauer. Έτσι, για το σιδηροχρωμίτη βρέθηκε

κανονική και για το μαγνητίτη ανάστροφη κατανομή, ώστε να γραφεί ως $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+} \text{Fe}^{3+}) \text{O}_4$. Επίσης, οι Corliss and Hastings (1962) και Henderson and Suddaby (1971, από τον ΜΙΧΑΗΛΙΔΗ 1982) αναφέρουν κανονική κατανομή για το μαγγανιούχο χρωμίτη (MnCr_2O_4).

Από το στοιχειομετρικό τύπο ($\text{R}^{2+}\text{O} \cdot \text{R}_2^{3+}\text{O}_3$) προκύπτει ότι σε κάθε σπινέλλιο ο λόγος $\text{R}_2\text{O}_3:\text{RO}$ (μοριακές αναλογίες) είναι ίσος με τη μονάδα. Με βάση αυτή τη στοιχειομετρική αναλογία έγινε ο υπολογισμός του Fe_2O_3 από τον ολικό FeO που δίνει η ανάλυση με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Στη συνέχεια υπολογίστηκε ο αριθμός των ιόντων με βάση τα 32(O). Οι παραπάνω υπολογισμοί έγιναν με τη χρήση ειδικού προγράμματος (SPIN). Σε πολλές περιπτώσεις αναλύσεων ο λόγος $\text{R}_2\text{O}_3:\text{RO}$ δεν είναι η μονάδα. Όπως αναφέρεται στη βιβλιογραφία, η μη στοιχειομετρική αναλογία και η ελαφρά περίσσεια R_2O_3 σε βάρος του R αποδίδεται στην εξαλλοίωση των χρωμιτών που προκαλεί δομική αποδιοργάνωση, ενώ η περίσσεια RO οφείλεται στην παρουσία πολύ μικρής ποσότητας περικλάστου (MgO), ολιβίνη ή υγρών εγκλεισμάτων (από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗ 1982).

10.2 Γραφική παράσταση Σπινελλίων

Για τη γραφική παράσταση των σπινελλίων χρησιμοποιούνται διαφορετικά διαγράμματα. Το πιο συνηθισμένο είναι το τριγωνικό πρίσμα συστάσεως του STEVENS (1944) (σχήμα 14) όπου κάθε κορυφή του πρίσματος αντιστοιχεί σε ένα από τα παρακάτω 6 κύρια μέλη της ομάδας των σπινελλίων :

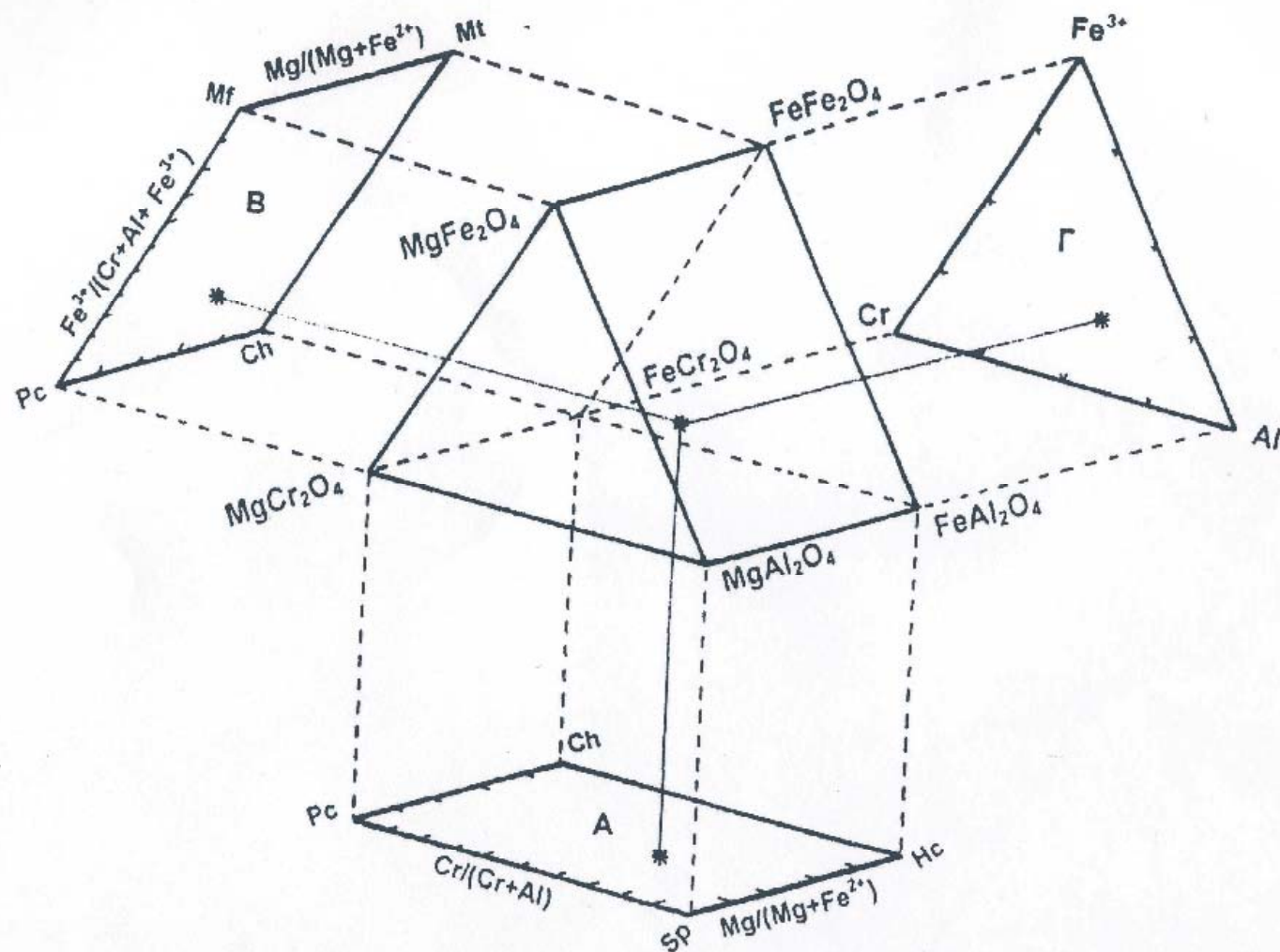
$\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$: χρωμίτης Chr
 $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$: ερκυνίτης Hc
 $\text{Fe}^{2+} \text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$: μαγνητίτης Mt
 MgCr_2O_4 : πικροχρωμίτης Pc
 MgAl_2O_4 : σπινέλλιος Sp
 $\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$: μαγνησιοφερρίτης Mf

Το μήκος της ακμής του πρίσματος δίνει τις σχετικές αναλογίες FeO και MgO , ενώ οι εγκάρσιες τριγωνικές τομές τις σχετικές αναλογίες των Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 .

Η προβολή και η σύγκριση των αποτελεσμάτων μπορεί να γίνει πιο απλά σε δύο πλευρές (ορθογώνια) του πρίσματος A: Pc-Ch-Hc-Sp και B: Pc-Mf-Mt-Ch, που πρακτικά μπορούν να δοθούν ως οι προβολές των αναλογιών των κατιόντων:

$\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ προς $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ και $\text{Fe}^{3+}/\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ προς $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ αντίστοιχα.

Σε όλα τα διαγράμματα το πλάτος του ορθογωνίου (ύψος πρίσματος) είναι το μισό του μήκους (πλευρά τριγώνου), ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση ως άτομο προς άτομο των μεταβολών των R^{2+} και R^{3+} , σύμφωνα με τον τύπο των σπινελλίων $\text{R}^{2+} \text{R}_2^{3+}\text{O}_4$. Η τριγωνική προβολή δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών στοιχείων. Κάθε κορυφή του τριγώνου αντιπροσωπεύει 16 τρισθενή κατιόντα. Αν φέρουμε τις διαγωνίους το τρίγωνο χωρίζεται σε 6 περιοχές (βλέπε τριγωνικό σχήμα προβολής σπινελλίων κατά Stevens σχήμα 14) που αντιπροσωπεύουν τους τύπους συστάσεως που αναγράφονται. Οι σπινέλλιοι που προβάλλονται στα δύο τρίγωνα, όπου το Cr_2O_3 είναι το κύριο συστατικό των $\text{R}_2^{3+}\text{O}_3$, χαρακτηρίζονται ως χρωμίτες. Ανάλογα, εάν το κύριο συστατικό είναι το Al_2O_3 χαρακτηρίζονται ως σπινέλλιοι και όπου είναι το Fe_2O_3 ως μαγνητίτες.



Σχήμα 14 : Το τριγωνικό πρίσμα σύστασης χρωμίτων κατά το STEVENS (1944). Τα ορθογώνια A(Pc-Ch-Hc-Sp) και B(Pc-Mf-Mt-Ch) δίνουν τους λόγους Cr/Cr+Al προς Mg/Mg+Fe²⁺ και Fe³⁺/Cr+Al+Fe³⁺ προς Mg/Mg+Fe²⁺ αντίστοιχα. Το τρίγωνο Γ δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών κατιόντων (Fe³⁺-Cr-Al).

Παραπέρα ο Stevens, ανάλογα με το πιο από τα άλλα στοιχεία επικρατεί, έδωσε την παρακάτω ονοματολογία που δίνεται και στο τριγωνικό διάγραμμα:

- 1). Χρωμίτης : $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_3$
 - A. Αργιλίουχος χρωμίτης: $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_3$ (aluminian chromite)
 - B. σιδηρούχος χρωμίτης : $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_3$ (ferrian chromite)
- 2). Μαγνητίτης : $(\text{Fe, Mg})\text{O}(\text{Fe, Cr, Al})_2\text{O}_3$
 - A. χρωμιούχος μαγνητίτης : $(\text{Fe, Mg})\text{O}(\text{Fe, Cr, Al})_2\text{O}_3$ (chromian magnetite)
 - B. αργιλίουχος μαγνητίτης: $(\text{Fe, Mg})\text{O}(\text{Fe, Cr, Al})_2\text{O}_3$ (aluminian magnetite)
- 3). Σπινέλλιος : $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Al, Cr, Fe})_2\text{O}_3$
 - A. χρωμιούχος σπινέλλιος : $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Al, Cr, Fe})_2\text{O}_3$ (chromian spinel)
 - B. σιδηρούχος σπινέλλιος : $(\text{Mg, Fe})\text{O}(\text{Al, Cr, Fe})_2\text{O}_3$ (ferrian spinel)

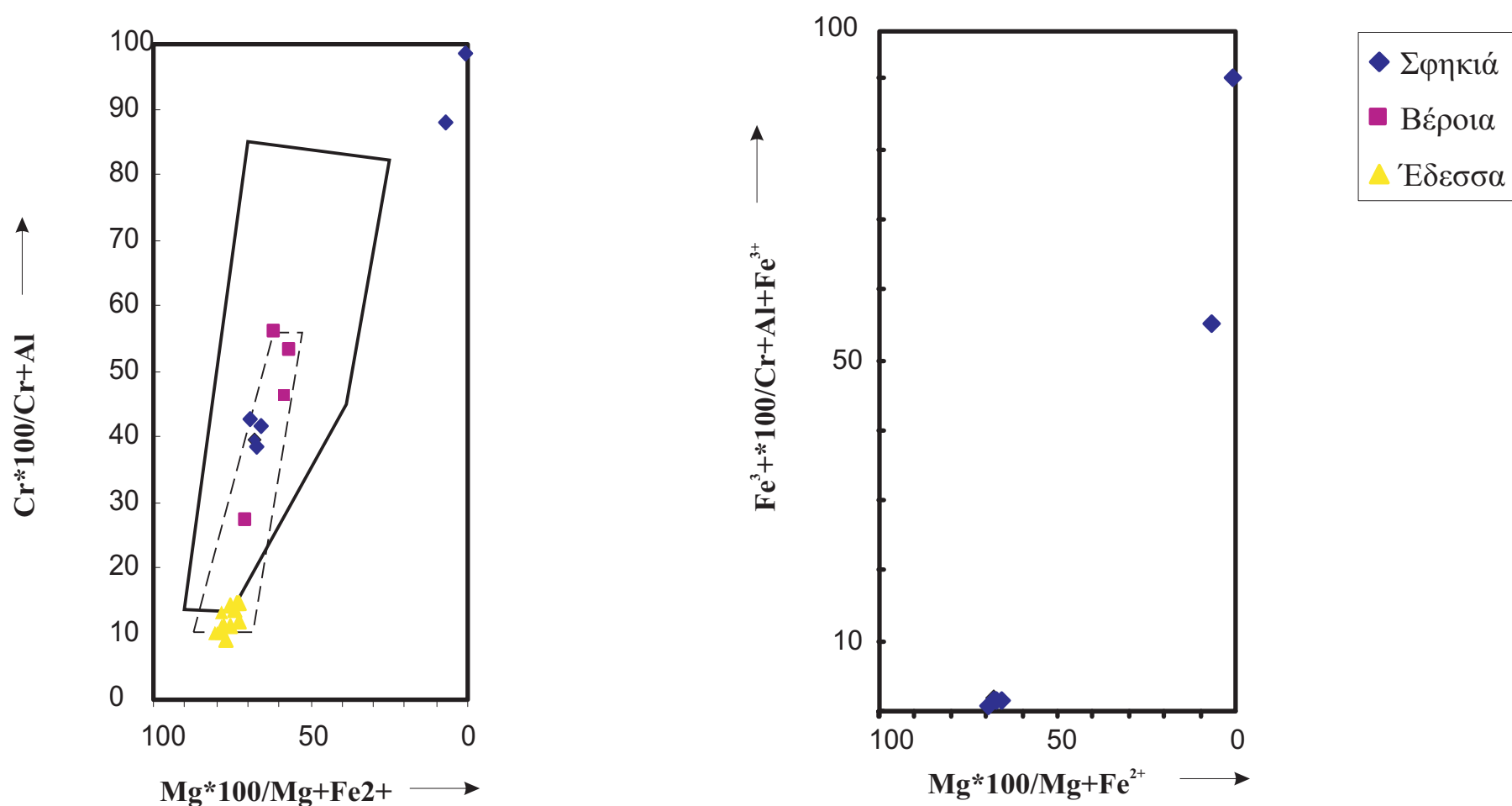
Γενικά στους παραπάνω τύπους τα στοιχεία σε κάθε ομάδα είναι γραμμένα κατά ελαττωμένη συγκέντρωση.

Τα διαγράμματα προβολής των χρωμιτών χρησιμοποιούνται βασικά για πρωτογενείς αναλλοίωτους χρωμίτες. Η χρήση των διαγραμμάτων σε αυτή τη μελέτη και στους χρωμίτες των λατεριτικών κοιτασμάτων αποσκοπεί στο να δείξει ότι σε πολλές περιπτώσεις υπάρχει σαφής διαχωρισμός μεταξύ πρωτογενών χρωμιτών και των χρωμιτών που μελετήθηκαν, όπως επίσης και ότι εξακολουθούν να αναγνωρίζονται στους δεύτερους πολλά χαρακτηριστικά των πρωτογενών αναλλοίωτων χρωμιτών από αλπικού τύπου συμπλέγματα.

10.3 Σπινέλλιοι πετρώματος

Από τις χημικές αναλύσεις που έγιναν με μικροαναλυτή στους σπινελλίους των λερζολίθων της περιοχής Σφηκιάς, (πίνακας 3) έγινε η προβολή τους στα πρισματικά διαγράμματα του STEVENS (1944) (σχήμα 15). Από τις αναλύσεις προκύπτει ότι ο λόγος $\text{Mg} \cdot 100 / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ παίρνει τιμές μεταξύ 65,81-69,14%, ενώ ο λόγος $\text{Cr} \cdot 100 / \text{Cr} + \text{Al}$ από 38,46-42,77% (σχήμα 15). Από το ίδιο σχήμα προκύπτει επίσης ότι η προβολή των σπινελλίων των λερζολίθων της περιοχής μελέτης πάνω στα πρισματικά διαγράμματα του Stevens πέφτει μέσα στο πεδίο σύστασης των χρωμιτών από ξενολίθους και περιδοτίτες αβυσσειακού τύπου κατά τους IRVINE and FINDLAY (1972). Στο ίδιο διάγραμμα παρατηρείται και η αντίστοιχη προβολή των σπινελλίων των πετρωμάτων για την περιοχή της Βέροιας (ASLANIDIS 1989) και για την περιοχή της Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982). Επίσης από το δεύτερο διάγραμμα του σχήματος 15, συμπεραίνεται ότι τα πετρώματα της περιοχής της Σφηκιάς σχηματίστηκαν σε συνθήκες βάθους και οι σπινέλλιοι είναι αναλλοίωτοι και έχουν χαμηλές τιμές Fe^{3+} . Για την περιοχή της Έδεσσας, από ανάλογα διαγράμματα προβολής σπινελλίων, ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) αναφέρει πάλι ότι οι σπινέλλιοι βρίσκονται σε συνθήκες βάθους και δεν έχουν οξειδωθεί.

ΥΠΟΜΝΗΜΑ



Σχήμα 15: Προβολή των σπινελίων των λερζολίθων της περιοχής μελέτης πάνω στα πρισματικά διαγράμματα του STEVENS (1944). Δίνεται επίσης η προβολή των σπινελίων των πετρωμάτων της περιοχής Βέροιας (ASLANIDIS, 1989) και Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, 1982).

———— Πεδίο σύστασης των αλπικού τύπου χρωμιτών
 - - - - - Πεδίο σύστασης των χρωμιτών από ξενολίθους και περιδοτίτες αβυσσειακού τύπου κατά τους IRVINE and FINDLAY (1972)

Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) με βάση χημικές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στους σπινέλλιους των λερζολίθων της περιοχής Μεσημερίου της Έδεσσας, αναφέρει ότι η τιμή του $Chr\#$ κυμαίνεται μεταξύ 9,28-14,66%, και για το $Mg\#$ 72,63-80,34%. Από τη σύγκριση των σπινελίων των λερζολίθων από τις διαφορετικές περιοχές (Σχήμα 15) προκύπτει ότι εκείνοι της περιοχής Έδεσσας είναι περισσότερο πλούσιοι σε Al_2O_3 και συνεπώς τα αντίστοιχα πετρώματα ξενιστές είναι τα λιγότερα εκπλυμένα από διαδικασία μερικής τήξης (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

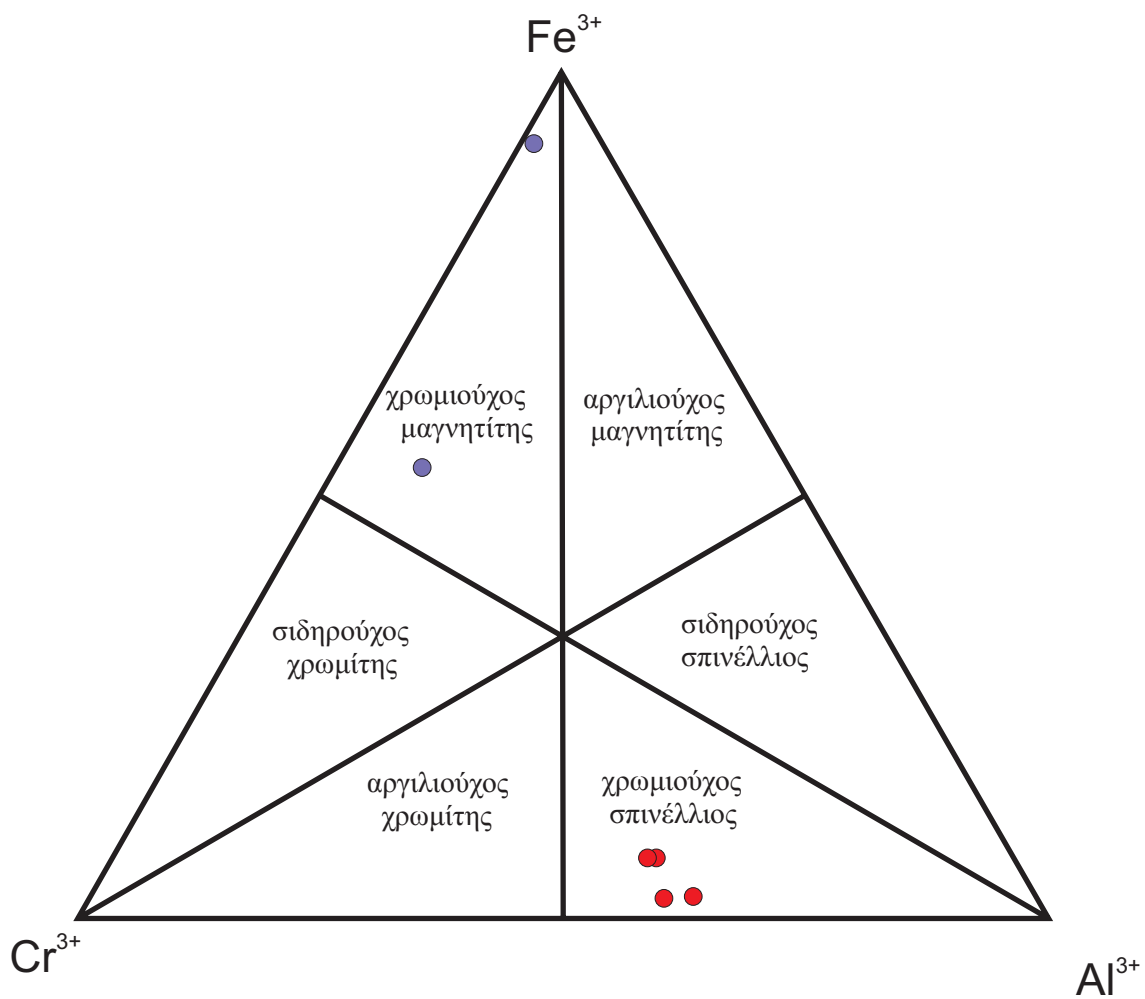
Στους σπινέλλιους του πετρώματος της περιοχής Σφηκιάς η περιεκτικότητα σε NiO κυμαίνεται μεταξύ 0,04-0,89 %. Η περιεκτικότητα των ορυκτών του σερπεντίνη σε NiO είναι πολύ χαμηλή που σημαίνει ότι το Ni που ελευθερώνεται από τον ολιβίνη κατά τη σερπεντινίωση θα πρέπει να μπαίνει σε άλλες ορυκτολογικές φάσεις, όπως πχ ο μαγνητίτης που περιέχει μεταξύ 0,17-2,15% NiO και ο σιδηροχρωμίτης που περιέχει μεταξύ 0,03-1,42% NiO .

Επίσης από το διάγραμμα του σχήματος 16 προκύπτει ότι οι αναλλοίωτοι σπινέλλιοι των λερζολίθων της περιοχής μελέτης, χαρακτηρίζονται ως χρωμιούχοι σπινέλλιοι και οι εξαλλοιωμένες ζώνες ως χρωμιούχοι μαγνητίτες.

10.4 Σπινέλλιοι μεταλλεύματος

Με βάση τις αναλύσεις στους σπινέλλιους του μεταλλεύματος της περιοχής Σφηκιάς (πίνακας 11) έγινε η προβολή τους στα πρισματικά διαγράμματα του STEVENS (1944) (σχήματα 17 & 18) όπου δίνονται και τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης των χρωμιτών από Αλπικού και Στρωματόμορφου τύπου κοιτάσματα (THAYER 1970). Από το Σχήμα 17 προκύπτει ότι οι χρωμίτες του λατεριτικού μεταλλεύματος της περιοχής Σφηκιάς παρόλο που προβάλλονται στο αλληλοεπικαλυπτόμενο πεδίο των Αλπικού και Στρωματόμορφου τύπου, εντούτοις παρουσιάζουν μία αρνητική σχέση μεταξύ των παραμέτρων $Chr\#$ και $Mg\#$, όπως συμβαίνει με τα Αλπικού τύπου, για αυτό και χαρακτηρίζονται ως Αλπικού τύπου. Από την προβολή των μεγεθών $Chr\#$ προς $Mg\#$ παρατηρείται ότι έχουμε περιορισμένο πεδίο τιμών. Το μεγαλύτερο μέρος των τιμών βρίσκεται μέσα στο πεδίο τιμών για τους Αλπικού τύπου χρωμίτες. Οι σιδηροχρωμίτες προβάλλονται εκτός του πεδίου αυτού. Από το σχήμα 18 προκύπτει ότι οι χρωμίτες και οι σιδηροχρωμίτες και των δύο θέσεων προβάλλονται στο πεδίο των αργιλούχων χρωμιτών. Στους πίνακες 12 και 13 δίνονται τα όρια κύμανσης του $Chr\#$, του $Mg\#$ και του $Fe^{3+}\#$ του μεταλλεύματος στις περιοχές Διχάλωμα και Γερακόπετρα, καθώς επίσης και η περιεκτικότητά του σε NiO και MnO στον χρωμίτη, σιδηροχρωμίτη και μαγνητίτη.

Οι χρωμίτες του λατεριτικού μεταλλεύματος από χημική άποψη προβάλλονται στο πεδίο σύστασης των αργιλούχων χρωμιτών. Οι τιμές των παραμέτρων $Cr\#$ και $Mg\#$ μεταβάλλονται μεταξύ 55,9-80,8 %, και 35,0-59,6% αντίστοιχα και προβάλλονται στο πεδίο των Αλπικού-τύπου χρωμιτών.



Σχήμα 16: Προβολή των σπινελίων των λερζολίθων της περιοχής Σφηκιάς στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας του Stevens

Πίνακας 11 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των σπινελίων του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης

Δείγμα α/α	Γερακόπετρα									
	1 chr	2 chr	3 chr	4 chr	5 chr	6 Mt	7 Mt	8 Mt	9 Fechr	10 Fechr
SiO ₂	0,380	0,000	0,071	0,206	0,000	0,654	0,301	0,191	0,179	0,229
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,068	0,050	0,000	0,000	0,141	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	10,820	23,858	11,723	16,690	11,258	0,201	18,696	15,843	1,779	2,448
Cr ₂ O ₃	57,840	45,107	56,498	52,852	59,944	2,598	50,647	53,594	57,486	55,193
Fe ₂ O ₃	1,390	2,000	1,292	1,244	0,000	65,388	1,311	0,640	9,476	10,943
FeO	21,299	15,374	21,824	16,790	21,046	29,277	17,196	19,528	26,348	25,475
MnO	0,020	0,763	1,698	0,914	0,000	0,443	0,000	0,141	2,018	3,244
MgO	8,140	12,707	6,596	11,056	7,703	0,000	11,457	9,619	2,127	2,169
NiO	0,170	0,191	0,143	0,062	0,000	1,440	0,241	0,121	0,487	0,299
CaO	0,000	0,000	0,156	0,117	0,000	0,000	0,151	0,181	0,099	0,000
Σύνολο	100,059	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)										
Si	0,101	0,000	0,019	0,053	0,000	0,200	0,076	0,049	0,052	0,066
Ti	0,000	0,000	0,000	0,013	0,010	0,000	0,000	0,027	0,000	0,000
Al	3,396	6,893	3,712	5,015	3,535	0,072	5,552	4,822	0,611	0,838
Cr	12,174	8,739	11,998	10,649	12,621	0,626	10,086	10,938	13,234	12,671
Fe ³⁺	0,278	0,369	0,261	0,239	0,000	15,002	0,248	0,124	2,077	2,392
ΣM ^{3+,4+}	15,949	16,000	15,991	15,967	16,166	15,900	15,962	15,962	15,974	15,967
Fe ²⁺	4,743	3,151	4,903	3,579	4,688	7,465	3,622	4,216	6,417	6,187
Mn	0,005	0,158	0,386	0,197	0,000	0,114	0,000	0,031	0,498	0,798
Mg	3,230	4,641	2,641	4,199	3,058	0,000	4,301	3,701	0,923	0,939
Ni	0,048	0,050	0,041	0,017	0,000	0,470	0,065	0,033	0,152	0,093
Ca	0,000	0,000	0,034	0,024	0,000	0,000	0,031	0,038	0,023	0,000
ΣM ²⁺	8,025	8,000	8,005	8,016	7,746	8,050	8,019	8,019	8,013	8,017
Cr/Fe	2,425	2,483	2,323	2,790	2,692	0,028	2,605	2,520	1,558	1,477
Mg #	40,512	59,561	35,005	53,990	39,477	0,000	54,281	46,745	12,576	13,174
Cr#	78,188	55,904	76,370	67,985	78,120	89,638	64,495	69,403	95,588	93,797
Fe ³⁺ #	1,757	2,305	1,635	1,500	0,000	95,551	1,564	0,783	13,043	15,041

Cr # =Cr*100/Cr+Al

Mg#=Mg*100/Mg+Fe2+

Fe³⁺# =Fe3+*100/Cr+Al+Fe3+

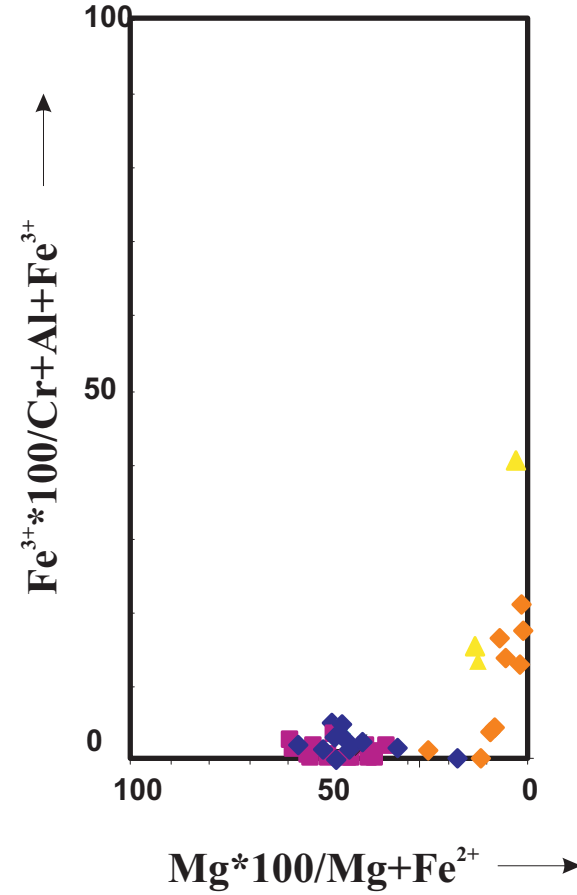
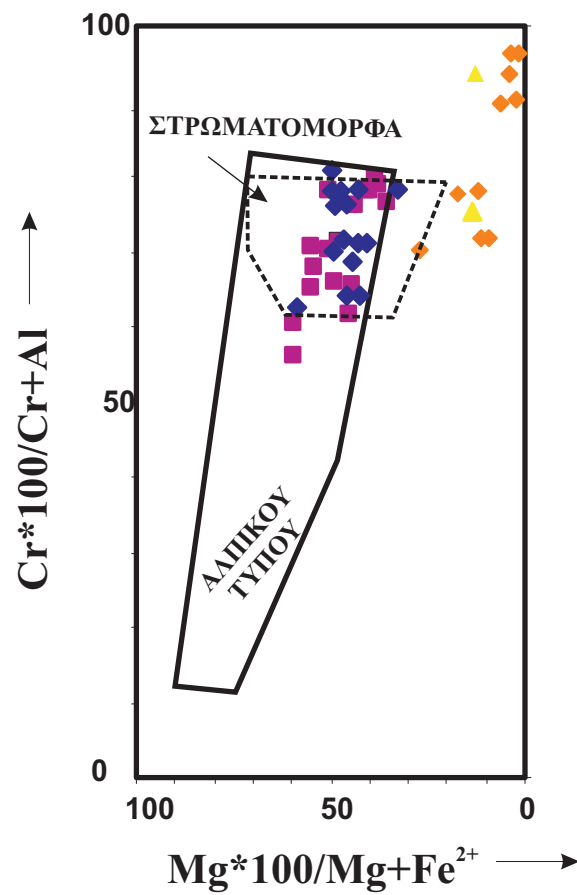
Πίνακας 11 : Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των σπινελίων του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης

Δείγμα α/α	Διχάλωμα															
	1 chr	2 chr	3 Chr	4 Chr	5 Chr	6 Chr	7 Mt	8 Mt	9 Mt	10 Mt	11 Mt	12 Fechr	13 Fechr	14 Fechr	15 Fechr	16 Fechr
SiO ₂	0,540	0,126	0,231	0,111	0,383	0,020	0,254	0,629	0,322	0,453	0,000	0,000	0,815	0,359	0,826	0,658
TiO ₂	0,079	0,147	0,070	0,181	0,000	0,020	0,041	0,335	0,020	0,282	0,040	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	10,761	9,294	18,851	15,241	10,350	15,029	0,112	0,000	0,242	0,342	0,000	10,958	12,924	2,419	13,090	10,498
Cr ₂ O ₃	57,084	58,171	49,869	54,044	58,317	53,510	1,476	3,509	3,798	3,868	6,307	57,330	49,353	55,195	49,985	56,094
Fe ₂ O ₃	2,844	3,799	0,602	0,398	1,418	1,750	67,053	64,447	64,437	63,784	62,870	0,000	3,707	9,851	2,593	0,000
FeO	17,931	17,725	20,976	19,591	20,191	20,296	30,280	28,681	30,521	30,114	28,908	25,546	26,264	27,922	27,645	27,678
MnO	0,609	1,069	0,181	1,771	0,746	0,000	0,000	0,178	0,000	0,081	0,000	2,712	3,680	3,526	3,727	2,855
MgO	9,995	9,660	8,977	8,541	8,191	8,800	0,000	0,000	0,000	0,060	0,000	3,072	1,814	0,594	1,838	2,055
NiO	0,157	0,010	0,242	0,121	0,071	0,573	0,784	2,221	0,655	0,876	1,854	0,070	1,447	0,031	0,072	0,162
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,333	0,000	0,000	0,000	0,000	0,141	0,020	0,310	0,000	0,082	0,227	0,000
Σύνολο	100,000	100,000	100,00	100,00	100,00	100,00	100,000	100,000	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Αριθμός ιόντων με βάση 32 (O)																
Si	0,142	0,033	0,059	0,029	0,102	0,005	0,078	0,191	0,099	0,138	0,000	0,000	0,224	0,105	0,227	0,183
Ti	0,016	0,029	0,014	0,036	0,000	0,004	0,009	0,077	0,005	0,065	0,009	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Al	3,336	2,914	5,687	4,685	3,257	4,618	0,040	0,000	0,087	0,123	0,000	3,566	4,184	0,838	4,247	3,438
Cr	11,865	12,231	10,088	11,140	12,305	11,025	0,358	0,844	0,919	0,933	1,524	12,511	10,714	12,819	10,875	12,318
Fe ³⁺	0,563	0,760	0,116	0,078	0,285	0,343	15,471	14,754	14,839	14,640	14,462	0,000	0,766	2,178	0,537	0,000
ΣM ^{3+,4+}	15,921	15,969	15,964	15,968	15,949	15,996	15,956	15,866	15,948	15,899	15,995	16,077	15,888	15,945	15,886	15,939
Fe ²⁺	3,943	3,943	4,489	4,272	4,507	4,424	7,764	7,297	7,811	7,681	7,390	5,897	6,032	6,861	6,363	6,430
Mn	0,136	0,241	0,039	0,391	0,169	0,000	0,000	0,046	0,000	0,021	0,000	0,634	0,856	0,877	0,869	0,672
Mg	3,917	3,829	3,424	3,319	3,258	3,418	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	1,264	0,743	0,260	0,754	0,851
Ni	0,044	0,003	0,066	0,034	0,020	0,160	0,257	0,724	0,215	0,286	0,607	0,021	0,426	0,010	0,021	0,048
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,005	0,069	0,000	0,019	0,050	0,000
ΣM ²⁺	8,03936	8,016	8,018	8,016	8,026	8,002	8,022	8,067	8,026	8,051	8,002	7,885	8,056	8,027	8,057	8,001
Cr/Fe	2,633	2,601	2,191	2,561	2,568	2,313	0,015	0,038	0,041	0,042	0,070	2,121	1,576	1,418	1,576	1,916
100xMg (Mg+Fe ²⁺)	49,832	49,269	43,268	43,722	41,960	43,586	0,000	0,000	0,000	0,356	0,000	17,648	10,961	3,655	10,590	11,685
100xCr (Cr+Al)	78,057	80,759	63,951	70,395	79,072	70,480	89,837	100,000	91,330	88,336	100,00	77,819	71,915	93,865	71,915	78,180
100xFe ³⁺ /R ³	3,570	4,781	0,729	0,491	1,798	2,147	97,491	94,589	93,650	93,274	90,466	0,000	4,891	13,753	3,430	0,000

Cr # =Cr*100/Cr+Al

Mg#=Mg*100/Mg+Fe2+

Fe³⁺# =Fe3+*100/Cr+Al+Fe3+



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

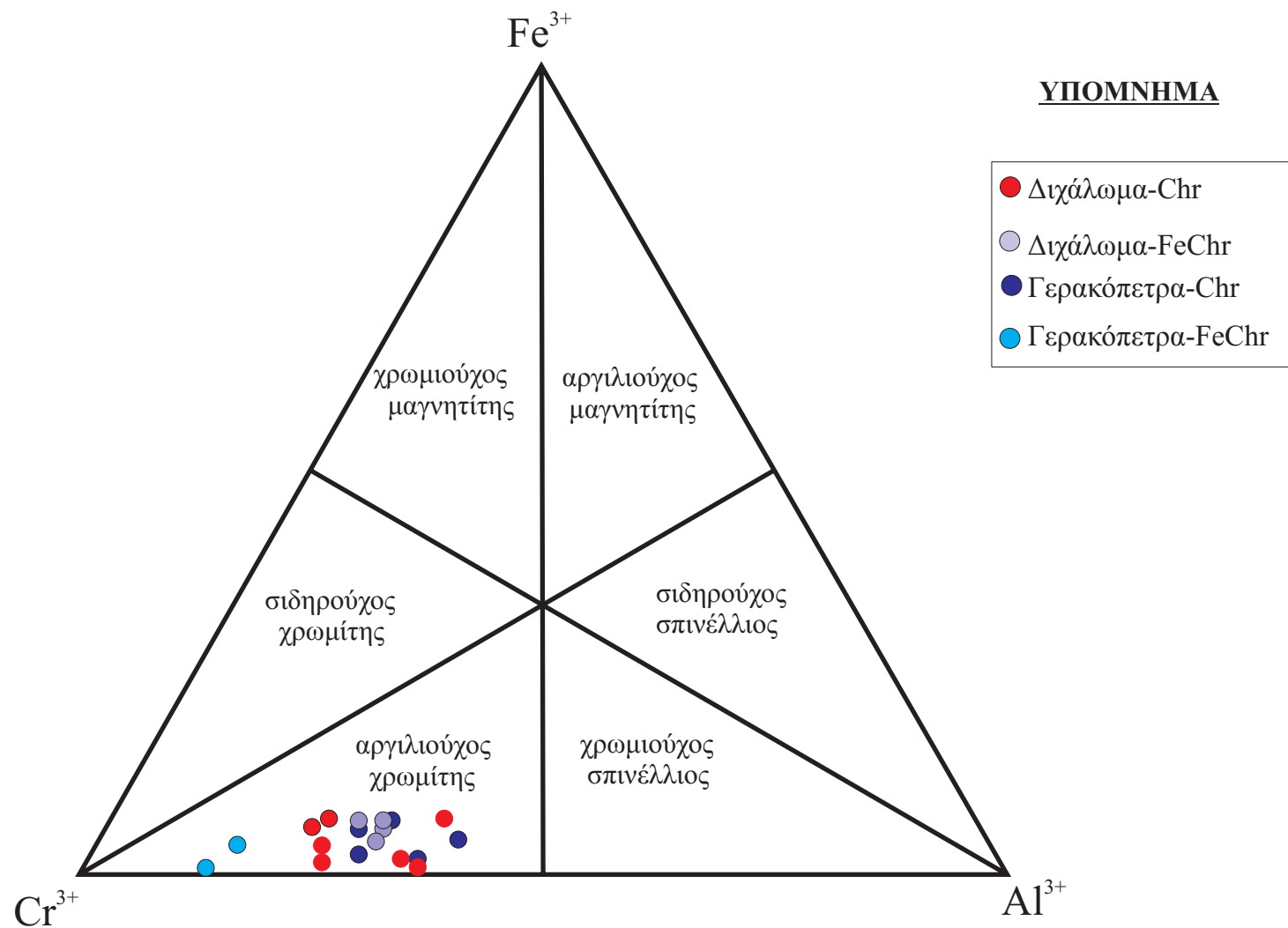
- ◆ Διχάλωμα-Chr
- ◆ Διχάλωμα-FeChr
- Γερακόπετρα-Chr
- ▲ Γερακόπετρα-FeChr

Σχήμα 17 : Προβολή των σπινελίων του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης πάνω στα πρισματικά διαγράμματα του STEVENS (1944).

———— Πεδίο Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμιτών

----- Πεδίο Στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων χρωμιτών

Βιβλιοθήκη "Ευφράσιος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 18 : Προβολή των σπινελίων του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας του Stevens

Πίνακας 12 : Όρια κύμανσης του Chr#, του Mg# και του Fe³⁺# του μεταλλεύματος στις περιοχές Διχάλωμα και Γερακόπετρα.

Όρια κύμανσης %		
	Διχάλωμα	Γερακόπετρα
Chr #	63,95-80,76	55,90-78,18
Mg#	41,96-49,83	35,00-59,56
Fe ³⁺ #	0,00-4,78	0,00-2,30

Πίνακας 13 : Περιεκτικότητα NiO και MnO στον χρωμίτη, σιδηροχρωμίτη και μαγνητίτη ζωνωδών κρυστάλλων του μεταλλεύματος της περιοχής Σφηκιάς.

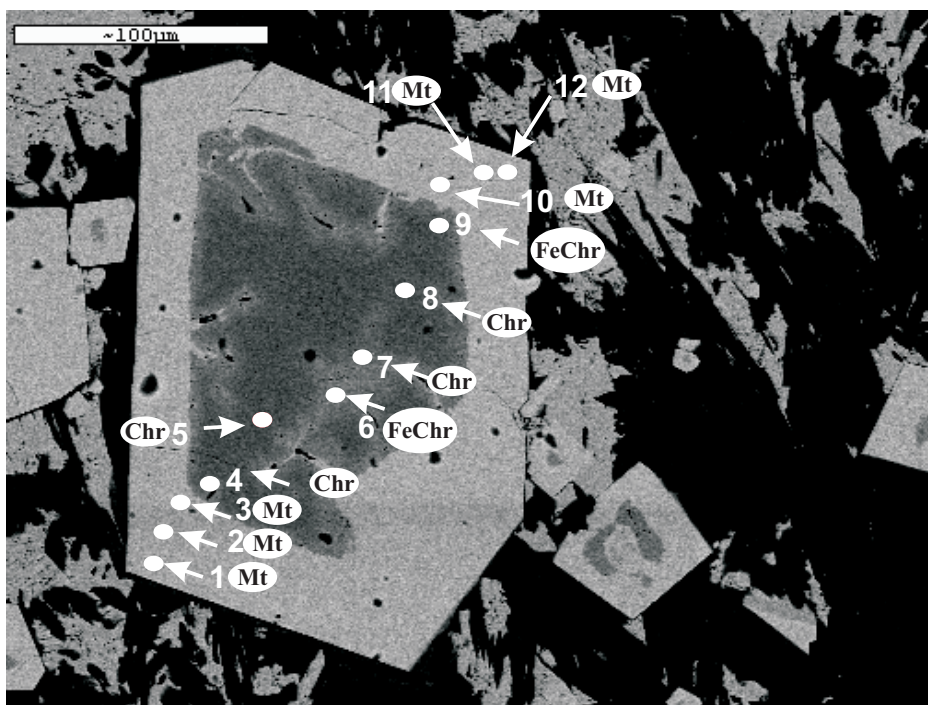
	Όρια κύμανσης %					
	Γερακόπετρα			Διχάλωμα		
	Χρωμίτης	Σιδηροχρωμίτης	Μαγνητίτης	Χρωμίτης	Σιδηροχρωμίτης	Μαγνητίτης
NiO	0,00-0,19	0,30-0,49	0,12-1,44	0,01-0,57	0,03-1,48	0,66-2,22
MnO	0,00-1,70	2,02-3,24	0,00-0,44	0,00-2,71	2,86-3,72	0,00-0,18

Από τον Πίνακα 13 φαίνεται χαρακτηριστικά ότι στους ζωνώδεις κρυστάλλους σπινελλίων του μεταλλεύματος ο μαγνητίτης παρουσιάζει τις υψηλότερες περιεκτικότητες σε NiO, αλλά υψηλότερες τιμές NiO παρουσιάζει και ο σιδηροχρωμίτης σε σχέση με τον αναλλοίωτο χρωμίτη. Σε ότι αφορά το MnO οι υψηλότερες τιμές παρατηρούνται στο σιδηροχρωμίτη.

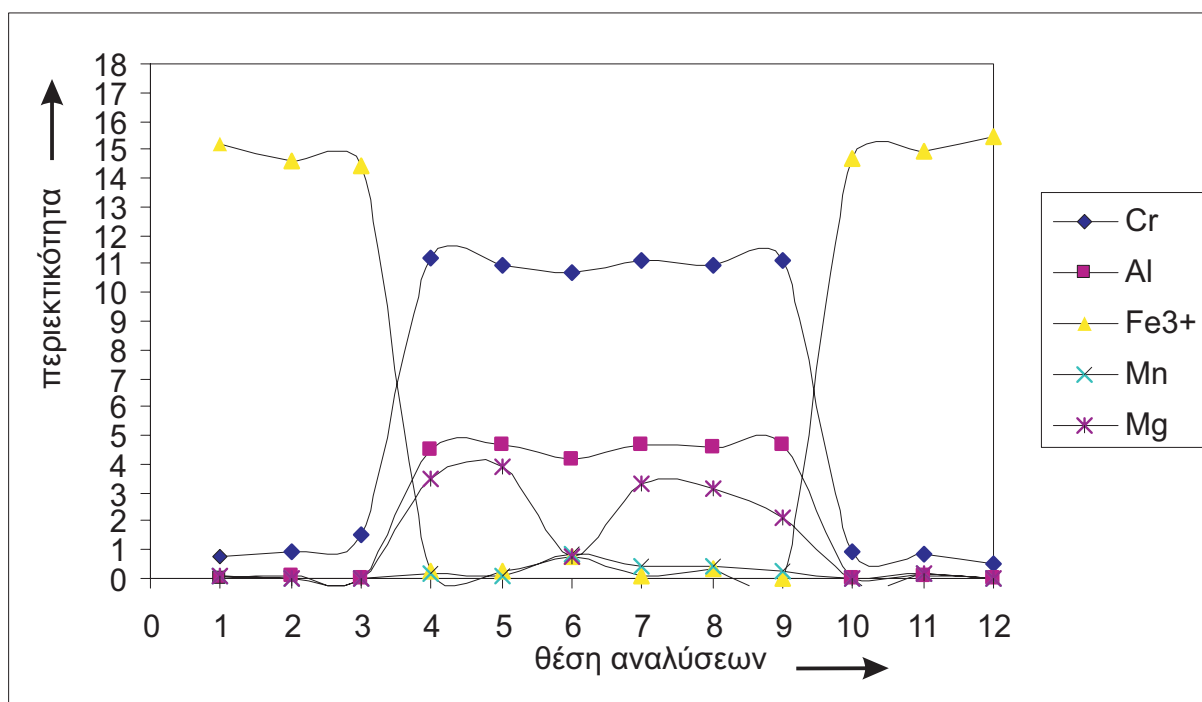
10.5 Ζωνώδεις σπινέλλιοι

Τα φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη σπινελλίων, τόσο στα πετρώματα, όσο και στο μέταλλευμα σε συνδυασμό με την επιταξική ανάπτυξη του μαγνητίτη σε αυτούς οδηγεί στη δημιουργία χαρακτηριστικών μορφών ζωνωδών κρυστάλλων.

Σε τομή της θέσης Διχάλωμα της περιοχής μελέτης Σφηκιάς, πραγματοποιήθηκε σε ζωνώδη κρύσταλλο χρωμίτη+σιδηροχρωμίτη+μαγνητίτη (σχήμα 19α), σάρωση κατά μήκος του κρυστάλλου με τη βοήθεια του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM). Από τις τιμές των κατιόντων που προέκυψαν, πραγματοποιήθηκε το διάγραμμα του σχήματος 19β, όπου δείχνει ανάλογα με τη θέση την περιεκτικότητα του κάθε κατιόντος. Από τη σύγκριση τιμών, προκύπτει ότι το Mn είναι αυξημένο όταν η ανάλυση γίνεται στο σιδηροχρωμίτη. Τα άλλα κατιόντα, Cr, Mg, Fe και Al παρουσιάζουν χαμηλές τιμές όταν η ανάλυση γίνεται στον Mt και αυξημένες όταν γίνεται στο Chr και το FeChr. Το Cr παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές, ακολουθεί το Al, μετά το Mg και τέλος το Mn όταν η σάρωση γίνεται στο Chr και το FeChr.



(α)



(β)

Σχήμα 19 : Μικροφωτογραφία με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) ζωνώδους κρυστάλλου χρωμίτη+σιδηροχρωμίτη+μαγνητίτη (α) και κατανομή της περιεκτικότητας των κατιόντων (β) με βάση τα σημεία ανάλυσης (1-12) που δίνονται στη φωτογραφία.

11. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ

Τα λατεριτικά κοιτάσματα διακρίνονται ως γνωστό σε δύο κύριες κατηγορίες :

1. σε πρωτογενή ή αυτόχθονα ή από αποσάθρωση, όταν δεν έχουν μετακινηθεί από την αρχική τους θέση και βρίσκονται επάνω στα μητρικά πετρώματα (οφειόλιθους).
2. σε δευτερογενή ή ετερόχθονα ή ιζηματογενή, όταν έχουν μεταφερθεί από το μητρικό τους πέτρωμα και τώρα βρίσκονται είτε πάνω σε ιζηματογενή είτε πάνω σε οφειόλιθους (ψευδοαυτόχθονα). Οι λατεριτικές εμφανίσεις της περιοχής Σφηκιάς ανήκουν στη τελευταία κατηγορία.

Οι εμφανίσεις αυτές χαρακτηρίζονται ως ψευδοαυτόχθονες, όπως είναι και τα κοιτάσματα της Σκύρου και της Έδεσσας (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) και όλες ανήκουν στην ζώνη του Αξιού. Μετά τη τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης Αξιού σε μία φάση της Κάτω Κρητιδικής ανάδυσης, κάτω από κατάλληλες συνθήκες που ευνοούν τη λατεριτική αποσάθρωση, σχηματίστηκαν λατεριτικά καλύμματα. Μετά το σχηματισμό τους και πριν ή συγχρόνως με τη Μέσο-Άνω Κρητιδική επίκλυση, τα λατεριτικά καλύμματα καταστράφηκαν με τη διάβρωση και τα υλικά τους μεταφέρθηκαν με τη βοήθεια των νερών. Η απόθεση έγινε :

1. Τοπικά, σε μικρή απόσταση από την αρχική θέση με τη μορφή μηχανικού, χερσαίου ιζήματος πάνω στους οφειόλιθους.
2. Σε μεγαλύτερη έκταση και απόσταση ως μηχανικό-χημικό ίζημα σε παράκτιες θέσεις, το πολύ μεταξύ των ζωνών του ψαμμίτη και της αργίλου, είτε πάνω σε οφειόλιθους, είτε πάνω σε ιζηματογενείς σχηματισμούς.

Τα λατεριτικά κοιτάσματα της περιοχής Σφηκιάς παρουσιάζουν αρκετά όμοιο χαρακτήρα με αυτά της περιοχής της Έδεσσας. Τα κοιτάσματα αυτά παρότι μοιάζουν να είναι πρωτογενή, στην πραγματικότητα πρόκειται για αλλόχθονα κοιτάσματα, τα οποία έχουν υποστεί και δυναμομεταμόρφωση με αποτέλεσμα να αλλοιωθεί η αρχική ορυκτολογική σύσταση, καθώς και ο ιστός και η υφή του μεταλλεύματος. Η ανακρυστάλλωση των αρχικών υλικών είχε ως αποτέλεσμα το Ni, που κατά κύριο λόγο μας ενδιαφέρει, να συναντιέται σε διαφορετικές φάσεις, οι οποίες δεν είναι όλες πρωταρχικές κατά το σχηματισμό του λατερίτη. Μάλιστα, η περιοχή χαρακτηρίζεται και από έντονη τεκτονική με φαινόμενα κυρίως λεπιώσεων, που είχε ως αποτέλεσμα τη μετατόπιση των μεταλλοφόρων σωμάτων και τη διακοπή της συνέχειάς τους.

Τις απόψεις του δευτερογενούς ή αλλόχθονου χαρακτήρα των λατεριτικών εμφανίσεων ενισχύουν οι παρακάτω παρατηρήσεις :

- Το μέταλλευμα παρουσιάζει χαρακτηριστική στρωμάτωση, κυρίως στην περιοχή της Γερακόπετρας. Πολλές φορές εναλλάσσονται θέσεις μεταλλικών με πυριτικά ορυκτά .
- Υπάρχει παντελής έλλειψη μεταβατικής ζώνης, αλλά αντίθετα σαφούς διαχωριστικής επιφάνειας μεταξύ του υπόβαθρου και του μεταλλεύματος, σε αντίθεση με τη μεταβατική και σαφή ζώνη στους αυτόχθονους, πρωτογενείς λατερίτες. Στους αυτόχθονες λατερίτες δηλαδή, παρατηρείται μία σταδιακή μεταβολή του μητρικού πετρώματος (υπόβαθρο) σε λατερίτη, καθώς επίσης παρατηρείται και μία συγκεκριμένη κατανομή των στοιχείων από την επιφάνεια του λατεριτικού καλύμματος προς τη βάση του και το διασπασμένο μητρικό

πέτρωμα, ανάλογα με το αν πρόκειται για νικελιούχο σιδηρομετάλλευμα ή πυριτικό νικελιούχο μέταλλευμα. Αντίθετα, στην περιοχή της Σφηκιάς όπου πρόκειται για ψευδοαυτόχθονο λατερίτη, η μικρή ή μεγάλη μεταφορά του λατεριτικού καλύμματος, καθώς και η ιζηματογένεσή του, προκάλεσε μία ανομοιομορφία (χωρίς νομοτέλεια). Ιδιαίτερα το Ni που στους αυτόχθονους λατερίτες συγκεντρώνεται προς το όριο λατερίτη-διασπασμένου μητρικού πετρώματος, στους ετερόχθονες και ψευδοαυτόχθονους παρατηρείται σχετική ομοιομορφία με το βάθος. Στην παρούσα περίπτωση, υπάρχει έλλειψη νομοτέλειας στο Ni το οποίο εξαρτάται αποκλειστικά από τις τοπικές συγκεντρώσεις των ορυκτών φορέων του στοιχείου. Το Ni αυξάνει σταδιακά μέχρι ένα μέγιστο στη βάση του κυρίως λατερίτη και στη συνέχεια ελαττώνεται στο υποκείμενο πέτρωμα. Στο σημείο όπου συναντιέται η μέγιστη περιεκτικότητα μπορεί να οφείλεται σε μία συγκεκριμένη ζώνη με πολλά πυριτικά ορυκτά, που έχουν αυξημένες τιμές νικελίου. Αυτό συμβαίνει διότι φορέας του Ni είναι διαφορετικά ορυκτά (μαγνητίτης, χλωρίτης, ρειβεκίτης, τάλκης) όπου περιέχονται σε πολύ διαφορετικές τιμές. Η κατά χώρους συγκέντρωση αυτών των ορυκτών και η σχετική αναλογία καθορίζουν την περιεκτικότητα σε Ni των δειγμάτων που αναλύθηκαν. Τα ορυκτά φορείς του Ni έχουν σχηματιστεί κατά τη μεταμόρφωση του κοιτάσματος και κατά συνέπεια αυτή έπαιξε μεγάλο ρόλο στην ανακατανομή του Ni. Πριν από τη μεταμόρφωση, το Ni θα βρισκόταν σε άλλα αργιλοπυριτικά ορυκτά και στα ένυδρα οξείδια του σιδήρου, κυρίως σε κολλοειδή μορφή. Η παραπάνω γεωχημική συμπεριφορά των στοιχείων και κυρίως του Ni, δίνει την εντύπωση ότι πρόκειται για αυτόχθονο λατερίτη, όπου η κατανομή του Ni είναι αποτέλεσμα των τιμών pH που επικρατούσαν στους διαφορετικούς ορίζοντες του λατερίτη κατά τη γένεσή του. Όμως, αυτό δεν είναι και το μόνο σίγουρο κριτήριο για το χαρακτηρισμό του λατερίτη ως αυτόχθονου διότι οι υψηλές τιμές του Ni όσο κινούμαστε προς τη βάση του μεταλλεύματος μπορούν να αποδοθούν και στη μεγαλύτερη συγκέντρωση του μαγνητίτη, όπου είναι σημαντικός φορέας του Ni.

- Παρότι το υπόβαθρο αποτελείται από υπερβασικό πέτρωμα, αυτό δεν είναι το μητρικό, συμπέρασμα που προκύπτει συγκρίνοντας τους σπινελλίους του υπόβαθρου με τους σπινελλίους του μεταλλεύματος οι οποίοι έχουν διαφορετική σύσταση. Όσον αφορά τους σπινελλίους των περιδοτιτών, η τιμή του $\text{Chr}\#$ και του $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται μεταξύ 38,46-42,77 % και 65,81-69,14% αντίστοιχα (όπου $\text{Chr}\# = \text{Chr} \cdot 100 / (\text{Chr} + \text{Al})$, και όπου $\text{Mg}\# = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$), %, ενώ στο μέταλλευμα στη θέση Διχάλωμα η τιμή του $\text{Chr}\#$ στους χρωμίτες κυμαίνεται μεταξύ 63,95-80,76 %, ενώ στη Γερακόπετρα μεταξύ 55,90-78,18 %
- Τέλος, η παρουσία στον ίδιο χώρο χρωμιτών με μεγάλη διαφορά στη χημική σύσταση, που πιθανόν να οφείλεται σε μεταφορά από διαφορετικά λατεριτικά καλύμματα.

Η παραδοχή της δευτερογενούς προέλευσης των λατεριτικών κοιτασμάτων δημιουργεί ένα πρόσθετο πρόβλημα σχετικά με τη χημική συμπεριφορά του σιδήρου από τα λατεριτικά καλύμματα. Στις διαφορετικές ενώσεις ο σίδηρος μπορεί να συναντηθεί είτε με τη μία είτε και με τις δύο καταστάσεις σθένους του. Η σταθερή όμως μορφή του στην επιφάνεια της γης και φυσικά στα λατεριτικά καλύμματα είναι του τρισθενούς σιδήρου και είναι αδιάλυτη στις σημερινές συνθήκες επιφάνειας και δημιουργεί τα καστανωπά, κίτρινα ή ερυθρωπά χρώματα στα ιζήματα.

Κατά την αποκομιδή των λατεριτικών καλυμμάτων οι συνθήκες ήταν κατάλληλες για να γίνει δυνατή η μεταφορά του σιδήρου και συγκεκριμένα:

- Τα νερά της βροχής να είχαν χαμηλές τιμές pH. Τέτοιες τιμές μπορούν να δημιουργηθούν όταν το CO₂ βρίσκεται σε μεγάλη συγκέντρωση στο διάλυμα, δηλαδή αν είχαμε πλουσιότερη ατμόσφαιρα σε CO₂ εκείνη την εποχή ή έντονη βλάστηση, ώστε από τη διάσπαση των νεκρών φυτών να εμπλουτίζεται το περιβάλλον σε CO₂. Σύμφωνα με τους Strakhon (1967), Dietz and Holden (1970) και Bardossy (1973) (από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982), η περιοχή της Ευρώπης και όλης της Μεσογείου από το Κάτω Κρητιδικό, βρισκόταν κάτω από υγρό και υποτροπικό κλίμα. Αυτό το κλίμα ήταν κατάλληλο για την ανάπτυξη έντονης βλάστησης. Έτσι, κάτω από αυτές τις συνθήκες σχηματίστηκαν πολλά λατεριτικά κοιτάσματα στο κόσμο.
- Το ανάγλυφο ήταν ομαλό, ώστε η μηχανική αποκομιδή των υλικών να είναι μικρής έντασης και να διευκολύνεται όπως και στη λατεριτίωση η διάλυση των συστατικών του λατερίτη. Τέτοιες συνθήκες πραγματοποιούνται όταν οι ηπειρογενετικές κινήσεις είτε λείπουν είτε είναι πολύ βραδείες, όπως συμβαίνει στα πανεπίεδα. Τέτοιες λοιπόν συνθήκες πιστεύεται ότι υπήρχαν και στις περιοχές που σχηματίστηκαν τα ιζηματογενή λατεριτικά κοιτάσματα της περιοχής μελέτης. Θα πρέπει όμως τουλάχιστον τοπικά να είχαν δημιουργηθεί μικρές διαφορές στο ανάγλυφο ώστε να ήταν δυνατή η μηχανική μεταφορά που έπαιξε το κύριο ρόλο στη συγκέντρωση των βαριών ορυκτών χρωμίτη-μαγνητίτη και μαγνητίτη.

Ο σίδηρος, που με οποιοδήποτε τρόπο μετακινείται από τα λατεριτικά καλύμματα, όταν φτάσει στη λεκάνη αποθέσεώς του μπορεί να αποβληθεί με τους παρακάτω τρόπους :

1. Με οξείδωση του Fe²⁺ σε Fe³⁺, που είναι αδιάλυτος, κάτω από οξειδωτικές συνθήκες, όπως συμβαίνει σε νερά που αερίζονται και είναι ελεύθερα από οργανική ύλη.
2. Από οξείδωση και καταστροφή της οργανικής ύλης που διατηρούσε το σίδηρο σε διάλυση
3. Από υδρόλυση των σύμπλοκων κolloειδών και ελευθέρωση του Fe(OH)₃ που καταβυθίζεται (Strakhon, 1967 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).
4. Από την παρουσία ηλεκτρολυτών που κροκιδώνουν και καταβυθίζουν τα κolloειδή του σιδήρου (D'Hoore 1954, από τον Maignien 1966, Strakhon 1967 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).
5. Με προσρόφηση των δισθενών μορφών του σιδήρου (μόνων ή με οργανικά σύμπλοκα) σε τρισθενείς μορφές ή σε αργιλούχα υλικά, όπως καολίνη (SIVARAJASINGHAM et al., 1962).
6. Όταν η συγκέντρωση του διαλύματος είναι υψηλή ή εξατμίζεται ο διαλύτης, όπως γίνεται σε κάθε χημικό ίζημα.
7. Με την ανάμειξη διαφορετικών κolloειδών (Strakhon 1967, από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Συνήθως δεν δρα ένας μόνος παράγοντας για την ακινησία του σιδήρου, αλλά περισσότεροι μαζί. Ανάλογα με τις φυσικοχημικές συνθήκες μπορεί να σχηματιστεί οξείδιο του σιδήρου όταν ο αερισμός των νερών είναι έντονος, σιδηρίτης ή πυριτική ένωση (χαμοσίτης) σε ελαφρά αναγωγικό νερό ή σουλφίδιο του σιδήρου (σιδηροπυρίτης, μαρκασίτης σε πολύ αναγωγικό περιβάλλον με άφθονο θείο) (Krauskopf, 1967 από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Από τη σύγκριση των δύο μεταλλευμάτων προκύπτει ότι στη θέση Γερακόπετρα το μεταλλευμα παρουσιάζει χαρακτηριστική στρωμάτωση στη βάση του, κάτι το οποίο δε συναντιέται στη θέση Διχάλωμα. Επίσης, στη θέση Γερακόπετρα συναντώνται

μεγάλες ενιαίες μάζες πυρήνων χρωμίτη και γύρω γύρω μαγνητίτη, γεγονός που οφείλεται στη μεγάλη ποσότητα σιδήρου που υπάρχει. Τέτοιες ενιαίες μάζες δε υπάρχουν στο μετάλλευμα της θέσης Διχάλωμα. Επίσης στη θέση Γερακόπετρα ο μιλλερίτης συναντιέται σε μικρά εγκλείσματα μόνο, ενώ στη θέση Διχάλωμα αυτός σχηματίζει αυτοτελείς και μεγάλους κρυστάλλους.

Οι διαφορές αυτές οφείλονται στις διαφορετικές συνθήκες περιβάλλοντος στις οποίες βρέθηκαν τα δύο μεταλλεύματα. Στη θέση Διχάλωμα, η έντονη παρουσία του ρειβεκίτη φανερώνει θαλάσσιο και αναγωγικό περιβάλλον, ο σχηματισμός του οποίου απαιτεί μεγάλη ποσότητα νατρίου, σιδήρου και πυριτίου. Αντίθετα, στη θέση Γερακόπετρα, οι συνθήκες θα πρέπει να ήταν ηπιότερες, γιατί ο ρειβεκίτης είναι σε μικρότερη περιεκτικότητα και εντοπίζεται μόνο στη βάση του λατερίτη.

12. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΥΦΗΣ ΤΟΥ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Η σημερινή ορυκτολογική σύσταση και ο ιστός του μεταλλεύματος είναι αποτέλεσμα μίας χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης που επηρέασε την περιοχή κατά την Αλπική ορογένεση.

Εκτός από το χρωμίτη που ακολούθησε από την αρχή όλες τις φάσεις εξέλιξης των κοιτασμάτων μέχρι τη σημερινή τους μορφή, όλα τα άλλα ορυκτά πήραν τη τελική τους μορφή με τη μεταμόρφωση. Τα ορυκτά του σιδήρου (μαγνητίτης, αιματίτης, γκαιτίτης) έχουν ως βασικό αρχικό υλικό το $\text{Fe}(\text{OH})_3$, που αποτελεί την πρώτη σταθερή μορφή που θα προκύψει στο λατεριτικό ή ιζηματογενές περιβάλλον.

Σύμφωνα με την Alexander 1959 (από ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982) τα κολλοειδή του σιδήρου δίνουν με την αποβολή τους στο υγρό μέσο αρχικά άμορφο $\text{Fe}(\text{OH})_3$, το οποίο στη συνέχεια με την ξήρανση, την παλαίωση και τη κρυστάλλωση δίνει αιματίτη. Κάτω όμως από αναγωγικές συνθήκες, πχ λιμνάζοντα νερά με οργανική ύλη, μπορεί να σχηματιστεί μαγνητίτης σε πολύ μικρούς κρυστάλλους ή σύμφωνα με τους Langmuir et al., (1971, από τον LANGMUIR 1971) ή λειμωνίτης αντί του αιματίτη.

Οι ενώσεις του Fe^{3+} μπορούν να κρυσταλλωθούν :

A) Απευθείας από το διάλυμα, με την οξείδωση του Fe^{2+} , με την υδρόλυση ενώσεων Fe^{3+} και την οξείδωση οργανικών συμπλόκων Fe^{3+} .

B) Από κάθε άμορφη κατάσταση. Οι παράγοντες που κατευθύνουν τη κρυστάλλωση είναι : pH, Eh, συγκέντρωση διαλύματος, άλλα ιόντα, θερμοκρασία, παλαίωση των κολλοειδών (LANGMUIR 1971, VALETON 1972).

Ο αιματίτης του μεταλλεύματος των περιοχών που μελετήθηκαν (εκτός από αυτόν που προέρχεται από τη μαρτιτίωση του μαγνητίτη), αποτελεί το προϊόν της αφυδάτωσης και κρυστάλλωσης των άμορφων υδροξειδίων του σιδήρου που έχουν καταβυθιστεί όπως έχουμε αναφέρει. Μπορεί επίσης να έχει προκύψει από λεπτοκρυσταλλικό γκαιτίτη, ο οποίος σχηματίστηκε σε χαμηλή θερμοκρασία και πίεση, απευθείας από σιδηρούχο διάλυμα, αλλά είναι ασταθής σε σχέση με τον αιματίτη. (LANGMUIR 1971).

Για την προέλευση του μαγνητίτη η σημερινή μορφή του είναι αποτέλεσμα της ανακρυστάλλωσης κατά τη μεταμόρφωση. Πριν από τη μεταμόρφωση ο μαγνητίτης που υπήρχε στα κοιτάσματα προερχόταν από την :

- Μηχανική ιζηματογένεση. Αυτός ο μαγνητίτης αυτοτελής ή ως περίβλημα σε χρωμίτη επέζησε σαν ανθεκτικό ορυκτό της λατεριτικής αποσάθρωσης και προέρχεται από τα μητρικά πετρώματα (σερπεντινίτες), είτε μπορεί να σχηματίστηκε κατά τη λατεριτίωση.
- Ιζηματογένεση-διαγένεση κάτω από κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες μαζί με άλλες ενώσεις του σιδήρου (ένυδρα οξείδια, αιματίτης, πυριτικές ενώσεις).

Ο μαγνητίτης σχηματίζεται στην ακτή μέχρι τη ζώνη της αργίλου και ο αιματίτης στα ιασπιλιτικά σιδηρούχα κοιτάσματα βαθύτερης θάλασσας. Αυτό οφείλεται στο ότι η οργανική ύλη αυξάνει από τη ζώνη της άμμου προς τη ζώνη της αργίλου, ενώ στη συνέχεια στη πελαγική ζώνη των χημικών ιζημάτων ελαττώνεται. Όταν επικρατούσαν αναγωγικές συνθήκες περιβάλλοντος σχηματιζόταν μαγνητίτης, ενώ όταν οι συνθήκες

ήταν οξειδωτικές σχηματίστηκε αιματίτης. Στην παρούσα περίπτωση πιστεύεται ότι συνέβη κάτι ανάλογο. Κάτω από αναγωγικές συνθήκες που δημιουργήθηκαν σε λιμνάζοντα νερά σχηματίστηκε μαγνητίτης. Στις ίδιες θέσεις κατέληξαν σαν βαριά ορυκτά ο χρωμίτης-μαγνητίτης και ο μαγνητίτης που προϋπήρχαν. Αργότερα και σαν αποτέλεσμα οξειδωτικών συνθηκών σχηματίστηκε ο αιματίτης. Η μεγάλη συμμετοχή του χρωμίτη στα μεταλλεύματα οπωσδήποτε είναι πρωτογενές ορυκτό, γεγονός που σημαίνει ότι με τη μεταφορά έγινε ένας μηχανικός εμπλουτισμός στα βαριά ορυκτά χρωμίτης, χρωμίτης-μαγνητίτης σε θέσεις με μικρότερη κίνηση του νερού, όπως είναι τα βυθίσματα ή οι ελώδεις περιοχές. Αυτός ο εμπλουτισμός μπορεί να μην έγινε αποκλειστικά σε μία φάση μόνο. Μετά το σχηματισμό του λατεριτικού καλύμματος, μια σταδιακή και πολλαπλή μεταφορά των υλικών διαβρώσεως από ψηλότερα σε χαμηλότερα σημεία, μπορεί να προκάλεσε έναν παραπέρα πιο έντονο εμπλουτισμό από το συνηθισμένο. Έτσι εξηγείται η μεγάλη συμμετοχή των μεταλλικών ορυκτών μαγνητίτη και χρωμίτη στα λατεριτικά κοιτάσματα.

Η χαρακτηριστική ανάπτυξη πορφυροβλαστών μαγνητίτη αποτελεί κριτήριο για την παραδοχή της αναμόρφωσης του λατεριτικού μεταλλεύματος ως αποτέλεσμα κάποιου ή κάποιων μεταμορφικών επεισοδίων που δέχτηκε η περιοχή μελέτης.

Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) χρησιμοποιώντας τις παραγενέσεις των πυριτικών ορυκτών του μεταλλεύματος, που είναι όμοιες με την περιοχή Σφηκιάς, αναφέρει ότι αυτές αποτυπώνουν συνθήκες μεταμόρφωσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης (Winkler 1967) ή χαμηλού βαθμού (Winkler 1974), όπου είναι σταθερός ο χλωρίτης και όχι πάνω από 450°-470° C όπου παύει να είναι σταθερός ο στυλπνομέλας. Οι συνθήκες πίεσης θα πρέπει να ήταν χαμηλές γιατί μόνο έτσι ευνοείται ο σχηματισμός των νατριούχων αμφιβόλων.

Ο MERCIER (1966) δέχεται δύο φάσεις γενικής δυναμομεταμόρφωσης που έπληξαν τη ζώνη του Αξιού κατά την Αλπική ορογένεση:

A. Πριν από το Ανώτερο Μαιστρίχτιο

B. Μετά το Ανώτερο Μαιστρίχτιο και πριν από το Κατώτερο Ολιγόκαινο, πιθανόν κατά το Πριαμπόνιο.

Η δεύτερη φάση γίνεται αποδεκτό ότι επηρέασε τα χαρακτηριστικά των λατεριτικών εμφανίσεων που μελετώνται.

13. ΣΥΓΚΡΙΜΑΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΙΣΟΛΙΘΙΚΗ ΥΦΗ

Με τον όρο συγκριματική υφή εννοούμε το αποτέλεσμα που δημιουργείται από τη τάση που έχουν οι ενώσεις του σιδήρου και κυρίως τα υδροξειδία του να συγκεντρώνονται είτε μόνα είτε με αργλικό υλικό γύρω από κάποιο πυρήνα και να σχηματίζουν κονδύλους. Σύμφωνα με τον MAIGNIEN (1966), τα συγκρίματα δημιουργούνται :

- Από στερεοποίηση και καθίζηση των υδροξειδίων του σιδήρου γύρω από κάποιο πυρήνα.
- Από στερεοποίηση των υδροξειδίων του σιδήρου που έχουν αποχωριστεί από ένα πιο αργιλούχο περιβάλλον.
- Από εμποτισμό με σίδηρο αργιλούχων υλικών.
- Οι Townsend et al. (1969, από τον GIDIGASU 1972) αναφέρουν ότι τα συγκρίματα δημιουργούνται με την απόθεση ηλεκτροθετικού κολλοειδούς σιδήρου πάνω στα ηλεκτραρνητικά μερίδια της αργίλου. Στη συνέχεια με την παλαίωση και την αφυδάτωση αυξάνει η κρυσταλλικότητα και η συνέχεια των ορυκτών του σιδήρου πάνω στα μερίδια της αργίλου. Ο Schade (1910, από τους SIVARAJASINGHAM et al. 1962) έδειξε πειραματικά ότι «συγκριματικά σώματα» σχηματίζονται όταν μία ουσία περνά από τη κατάσταση γαλακτώματος στη στερεά. Επίσης η ALEXANDER (1959-1960), με βάση τους χαρακτήρες, σχήμα και σύσταση θεωρεί ότι στα συγκρίματα το σιδηροξείδιο αποβλήθηκε από το διάλυμα της αποσαθρώσεως αρχικά ως κολλοειδές άμορφο υλικό (λειμωνίτης) που αργότερα ξεράθηκε και κρυσταλλώθηκε σε αιματίτη.

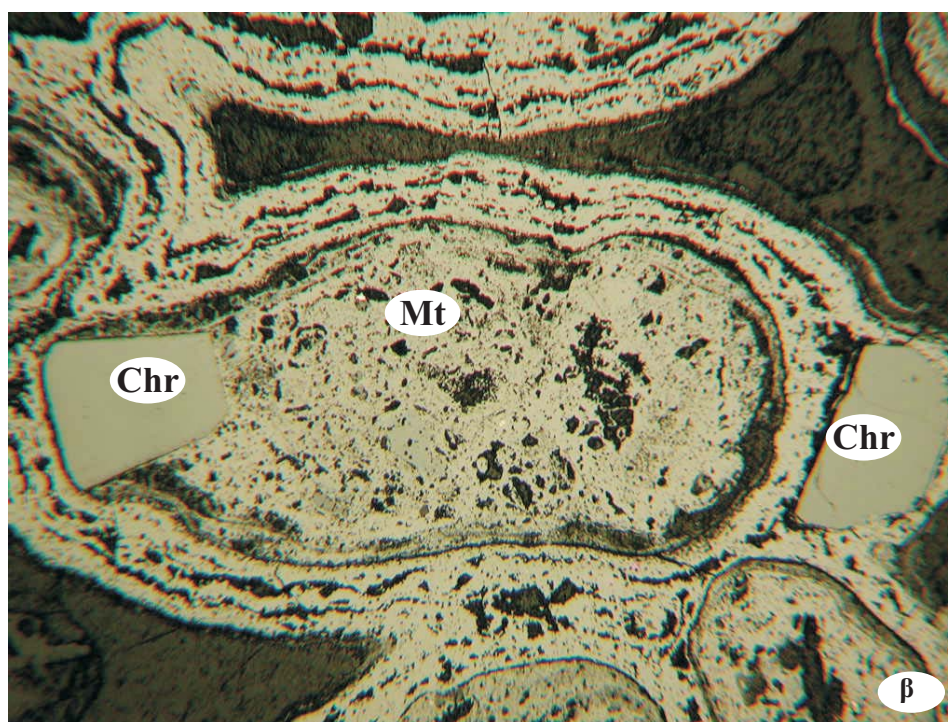
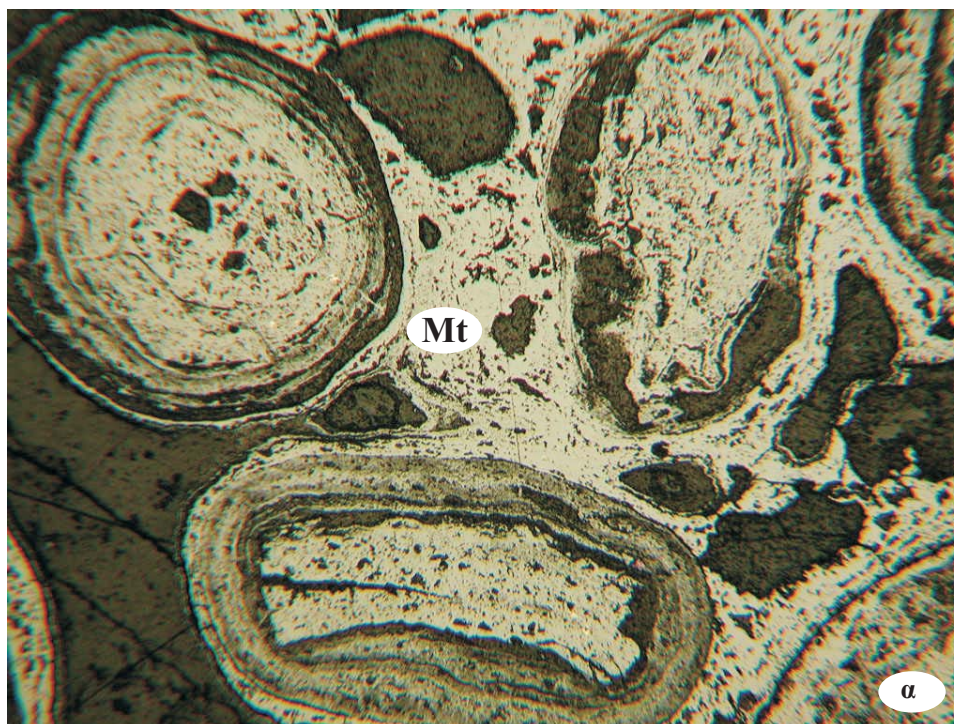
Πιστεύεται λοιπόν ότι η συγκριματική υφή που παρατηρήθηκε στο μετάλλευμα έχει δημιουργηθεί κατά την ιζηματογένεση-διαγένεση του κοιτάσματος. Στις ελάχιστες περιπτώσεις που τα συγκρίματα αποτελούνται μόνο από αιματίτη, αρχικά αποβλήθηκε κολλοειδές $\text{Fe}(\text{OH})_3$, το οποίο αποχωρίστηκε από το αργλικό περιβάλλον με τη δράση δυνάμεων επιφανείας (μοριακές τάσεις) και στη συνέχεια με την παλαίωση και κρυστάλλωση έδωσε αιματίτη. Στις πιο πολλές όμως περιπτώσεις τα συγκρίματα είναι μεικτής συστάσεως αιματίτης+αργλικό υλικό, πράγμα που σημαίνει ότι και αρχικά το κολλοειδές $\text{Fe}(\text{OH})_3$ είχε ποτίσει ή είχε προσροφηθεί πάνω σε αργλικό υλικό, προτού κρυσταλλωθεί σε αιματίτη.

Τα συγκρίματα συνήθως έχουν ατραχτοειδές σχήμα με το μεγάλο άξονα παράλληλο στη στρωμάτωση του μεταλλεύματος, αποτέλεσμα της διαγενετικής διεργασίας, αλλά και της συμπίεσης κατά τις τεκτονικές επιδράσεις.

Στην περιοχή Σφηκιάς και σε εδαφικό κάλυμμα βρέθηκαν δείγματα απολυμένα λατερίτη με χαρακτηριστική πισολιθική υφή (φωτ.14α), που περιέχουν και εγκλείσματα χρωμίτη (φωτ. 14β).

Για τη γένεση των πισολίθων απαιτείται ρηχή θάλασσα με νερά που να αναταράσσονται ώστε να διατηρηθούν σε αιώρηση μέχρι ορισμένο μέγεθος, οπότε βυθίζονται από το βάρος τους. Σύμφωνα με τον STRAKHON (1967), τα ωολιθικά κοιτάσματα είναι τυπικοί σχηματισμοί αβαθών νερών και τοποθετούνται στη ζώνη μεταξύ της ακτής και της θέσης απόθεσης της ιλύος αργίλου.

Από πειράματα που έγιναν διαπιστώθηκε ότι για να σχηματιστούν τα ωολιθικά κοιτάσματα ο σίδηρος ήταν «ανθεκτικός» στη καταβύθιση σε πλατιά όρια τιμών pH-Eh, είτε αυτός βρισκόταν σε κολλοειδή μορφή $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (Shapiro 1964), είτε ως Fe^{2+} -οργανικό σύμπλοκο (Theis and Singer 1972 από τον KIMBERLEY 1979).



Φωτ. 14: Μορφές πηολιθικού μεταλλεύματος στην περιοχή της Σφηκιάς. Ανακλώμενο φως, παράλληλα πολαιοειδή, 70x

α: πηολιθικό μετάλλευμα στην περιοχή της Σφηκιάς

β : πηολιθικό μετάλλευμα με εγκλείσματα χρωμίτη (Chr), στους πηολίθους.

Η καταβύθιση του κολλοειδούς ευνοείται από τη αύξηση της συγκέντρωσης ηλεκτρολυτών στο διάλυμα με την προσθήκη αλάτων, ειδικά δισθενών ή ανωτέρου σθένους. Θα πρέπει λοιπόν τα κολλοειδή διαλύματα του σιδήρου μόλις φτάσουν στο θαλασσινό περιβάλλον να διευκολύνονται στη καταβύθισή τους από τους ηλεκτρολύτες. Ο Bucher (1918, από τους SIVARAJASINGHAM et al. 1962) ήταν ο πρώτος που έδειξε πειραματικά ότι η πισολιθική υφή μπορεί να δημιουργηθεί από κρυστάλλωση κολλοειδούς κατάστασης, αφού χρησιμοποίησε ως υλικό σιδηροχλωρίδιο.

Ειδικά για την περίπτωση των λατεριτών υπάρχει και η αντίληψη ότι οι πισόλιθοι και ωόλιθοι μπορούν να σχηματιστούν και στο τόπο της λατεριτικής αποσάθρωσης. Έτσι ο Fox (1927, από τον JONES 1958) αναφέρει ότι η ωολιθική και πισολιθική υφή μπορούν να δημιουργηθούν στους λατερίτες και βωξίτες με μία διεργασία η οποία έχει ως αποτέλεσμα την απευθείας καταβύθιση υδροξειδίων Fe ή Al σε συγκεντρικές ζώνες γύρω από κάποιο πυρήνα.

14. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

1. Δειγματοληψία : η δειγματοληψία έγινε κατά τους μήνες Ιούνιο μέχρι τέλος Αυγούστου του 2006.

2. Παρασκευή και μελέτη λεπτών και στιλπνών τομών : η παρασκευή των λεπτών και στιλπνών τομών έγινε στα Εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας (Ο.Π.Κ). Η μελέτη των λεπτών τομών πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ο.Π.Κ σε πολωτικό μικροσκόπιο Leitz HM-POL και των στιλπνών τομών σε πολωτικό μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός (μεταλλογραφικό) τύπου Leitz SM LUX POL. Οι μικροφωτογραφίες ελήφθησαν από σύστημα μικροσκοπίου τύπου Leitz Orthoplan και ψηφιακής μηχανής τύπου Nikon Coolpix E 940.

3. Χημικές αναλύσεις μεταλλεύματος : Οι χημικές αναλύσεις δειγμάτων μεταλλεύματος έγιναν με τη μέθοδο Φασματομετρίας ατομικής απορρόφησης (Atomic absorbtion spectrometry : A.A.S) στα χημικά εργαστήρια του Ι.Γ.Μ.Ε με φασματοφωτόμετρο τύπου PERKIN ELMER-2100.

4. Χημικές αναλύσεις ορυκτών με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή: Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών των πετρωμάτων και των ορυκτών στο λατεριτικό μετάλλευμα έγιναν σε επανθρακωμένες στιλπνές τομές δειγμάτων στο Διατμηματικό εργαστήριο Ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (Scanning electron microscope : SEM) τύπου JEOL JSM-840 εφοδιασμένο με φασματόμετρο EDS OXFORD ISIS 300. Οι συνθήκες λειτουργίας ήταν : 15KV τάση επιτάχυνσης, 3 nA ρεύμα δείγματος σε πρότυπο κοβάλτιο, διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων 1 μm και χρόνος μέτρησης 100 sec. Το λογισμικό σύστημα επεξεργασίας ήταν ZAF-4/FLS της OXFORD. Για τη ρύθμιση (calibration) του συστήματος ανάλυσης EDS χρησιμοποιήθηκαν ως πρότυπα φυσικά ή συνθετικά ορυκτά και καθαρά μέταλλα.

Σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε η εικόνα οπισθοδιασκεδάζουσας δέσμης ηλεκτρονίων (backscattered, electron image : BSI), που στηρίζεται στη διαφορά ατομικού αριθμού των στοιχείων, για την καλύτερη διάκριση μεταξύ των διαφορετικών ορυκτολογικών φάσεων ή μικροδιαφορών στη σύσταση της ίδιας φάσης.

Στο SEM πάρθηκαν επίσης και οι μικροφωτογραφίες της εργασίας αυτής με σύστημα παρατήρησης BSI, ιδιαίτερα στις περιπτώσεις των ζωνωδών κρυστάλλων των σπινελίων.

15. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή μελετούνται οι δευτερογενείς-μεταμορφωμένες Fe-Ni-ούχες λατεριτικές εμφανίσεις της περιοχής Σφηκιάς του Βερμίου Όρους από ορυκτολογική και γεωχημική άποψη. Η περιοχή μελέτης ανήκει γεωτεκτονικά στο όριο της υποζώνης της Αλμωπίας και της Πελαγονικής ζώνης.

Οι λατεριτικές εμφανίσεις έχουν τη μορφή στρώματος ή φακών, βρίσκονται πάνω σε οφειόλιθους και καλύπτονται σε συμφωνία από επικλυσιογενείς ιζηματογενείς σχηματισμούς (ασβεστόλιθους, αργιλικούς σχιστόλιθους).

Οι οφειόλιθοι είναι έντονα σερπεντινωμένοι λερζόλιθοι όπου η σύστασή τους περιλαμβάνει υπολείμματα των πρωτογενών πυριτικών ορυκτών (ολιβίνης, ορθο-, κλινο-πυρόξενοι), Cr-σπινέλλιους, μαγνητίτη και ορυκτά σερπεντίνη. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, έδειξαν ότι ο ολιβίνης των λερζολιθών έχει σύσταση $Fe=89,7-92,5\%$, οι ορθοπυρόξενοι είναι ενστατίτες ($En=88-92,1\%$, $Fs=6,8-9,1\%$, $Wo=1-2,9\%$), οι κλινοπυρόξενοι είναι ανγίτες ($En=49,8-53,8\%$, $Wo=40,7-47,1\%$, $Fs=2,6-5,5\%$) και οι Cr-σπινέλλιοι έχουν $Mg\# = 65,8-69,1\%$ και $Cr\# = 38,5-42,8\%$.

Δύο διαφορετικού τύπου μεταλλοφόρες θέσεις στις τοποθεσίες Γερακόπετρα και Διχάλωμα βόρεια του χωριού Σφηκιά μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία.

Στην ορυκτολογική σύσταση του μεταλλεύματος και των δύο θέσεων συμμετέχουν τα μεταλλικά ορυκτά μαγνητίτης, χρωμίτης, αιματίτης, μιλλερίτης, $\pm$ λειμωνίτης και τα Ni-ούχα πυριτικά χλωρίτης, αμφίβολοι, τάλκης, $\pm$ στιλπνομέλας.

Στη θέση Γερακόπετρα το μέταλλευμα σε σύγκριση με εκείνο της θέσης Διχάλωμα παρουσιάζει σαφή στρωμάτωση, διαβάθμιση του ιστού και της υφής από τα ανώτερα σημεία προς τη βάση του μεταλλοφόρου σώματος και αυξημένη ποσότητα μαγνητίτη που περιβάλλει χρωμιτικούς πυρήνες ή δημιουργεί αυτοτελείς κρυστάλλους.

Οι χρωμίτες του λατεριτικού μεταλλεύματος από χημική άποψη προβάλλονται στο πεδίο σύστασης των αργιλιούχων χρωμιτών. Οι τιμές των παραμέτρων $Cr\#$ και $Mg\#$ μεταβάλλονται μεταξύ $55,9-80,8\%$, και $35,0-59,6\%$ αντίστοιχα και προβάλλονται στο πεδίο των Αλπικού-τύπου χρωμιτών.

Ο μαγνητίτης παρουσιάζει υψηλές περιεκτικότητες σε NiO (μέχρι $2,22\%$). Οι περιεκτικότητες των πυριτικών ορυκτών του λατεριτικού μεταλλεύματος σε NiO είναι $2,62-6,78\%$ για το χλωρίτη, για τους αμφιβόλους $0,00-3,02\%$ και $0,80-1,19\%$ για το τάλκη.

Η μελέτη της κατανομής των στοιχείων Si, Al, Cr, Fe, Mg, Ca, Ni και Co σε λατεριτική εμφάνιση της περιοχής Γερακόπετρας έδειξε ότι αυτή καθορίζεται από τη τοπική συγκέντρωση των ορυκτών στα οποία είναι τα κύρια συστατικά ή ο μοναδικός φορέας τους.

Τα γεωλογικά, ιστολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά των λατεριτικών εμφανίσεων της περιοχής μελέτης δηλώνουν μία δευτερογενή προέλευση. Τα υλικά αρχικού λατεριτικού μανδύα διαβρώθηκαν μεταφέρθηκαν και αποτέθηκαν στη σημερινή θέση ως ένα μηχανικό-χημικό ίζημα.

Η σημερινή ορυκτολογική σύσταση και ο ιστός του μεταλλεύματος είναι αποτέλεσμα μίας χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης που επηρέασε την περιοχή κατά την Αλπική ορογένεση.

16. SUMMARY

In the present work the mineralogy and geochemistry of the secondary-metamorphosed Fe-Ni lateritic ore occurrences of the Sfikia area, Vermion mountain are studied.

The investigated area belongs geotectonically to the boundary of the Almopia subzone and the Pelagonian zone.

The lateritic ore occurrences form layered or lensoidal bodies on ophiolitic rocks and they are conformably covered by transgressive sedimentary formations (limestones, shales).

The ophiolitic rocks are highly serpentinized lherzolites consisting of relics of primary silicates (olivine, ortho-, clino-pyroxene), Cr-spinels, magnetite, and serpentine minerals.

Electron microprobe analyses on the lherzolite minerals showed that olivine has Fo=89.7-92.5%, orthopyroxenes are enstatites (En=88-92.1%, Fs=6.8-9.1%, Wo=1-2.9%), clinopyroxenes are augites (En=49.8-53.8%, Wo=40.7-47.1%, Fs=2.6-5.5%) and Cr-spinels have Mg#=65.8-69.1% and Cr#=38.5-42.8%.

Two different mineralized sites namely Gerakopetra and Dixaloma to the north of Sfikia village have been investigated in the present work.

The main constituents of the ore in both areas are the metallic minerals magnetite, chromite, hematite, millerite, $\pm$ goethite and the Ni-bearing silicates, chlorite, amphiboles, talc, $\pm$ stilpnomelane.

The Gerakopetra ore occurrences, compared to those of Dixaloma area, present a clear bedding, a gradational texture from the upper parts to the base of the ore body and an increased amount of magnetite, which surrounds chromite cores or forms identical crystals.

From the chemical point of view the chromites of the lateritic ore fall in the aluminian chromite range. Their Cr# and Mg# ratios range between 55.9-80.8% and 35.0-59.6% respectively, and they fall in the Alpine-type chromite field.

Magnetite has high NiO contents (up to 2.22%).

The NiO contents of the lateritic ore silicate minerals are:

2.62-6.78% for the chlorite, 0.00-3.02 for the amphiboles and 0.80-1.19% for the talc.

The study of the distribution of Si, Al, Cr, Fe, Mg, Ca, Ni and Co in the Gerakopetra lateritic ore occurrence reveals that it is relative to the local concentration of the minerals in which they are the major constituent or the unique element bearing.

The geological, textural and geochemical characteristics of the study area lateritic ore occurrences denote a secondary formation. The constituents of an initial lateric crust have been eroded, transported and deposited to the present place as a clastic-chemical sediment.

The final mineralogical composition and the texture of the ore is the result of a low-grade metamorphism, which affected the area during the Alpine orogeny.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- **ΑΛΕΒΙΖΟΖ Γ. (1997):** Ορυκτολογία, Γεωχημεία και Γένεση Ιζηματογενών Νικελιούχων Σιδηρομεταλλευμάτων Λοκρίδας, Κ. Ελλάδα. Διδακτορική Διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά, 397 σελ.
- **ALEXANDER F. E. (1959-1960):** Observations on tropical weathering: A study of the movement of iron, aluminium and silicon in the weathering rocks at Singapore. *Q. J Geol.Soc.Lond*, **115**, 123-142.
- **ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ Ν (1974):** Τα νικελιούχα σιδηρομεταλλεύματα Λοκρίδας και Εύβοιας. Διδακτορική διατριβή, Αθήνα, 41 σελ.
- **ΑΛΜΠΙΑΝΤΑΚΗΣ Ν (1984):** «Νικελιούχα Ορυκτά στα κοιτάσματα της ζώνης Ανατολικής Ελλάδας», *Ορυκτός Πλούτος*, **31**, 9-32.
- **ΑΝΑΣΤΟΠΟΥΛΟΣ Ι., ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ Κ. (1972):** Γεωλογική και κοιτασματολογική μελέτη νοτίου τμήματος λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαΐδος.-ΙΓΕΥ, Γεωλ. και Γεωφ. Μελέτες, Ι6, τ.Ι., Ι-189.
- **ASLANIDIS P. (1989):** Ophiolith-Geochemie und Tektonik der Westlichen Axios-Zone N. Griechenland, 91 p.
- **AUGUSTITHIS S. S. (1962):** Mineralogical and geochemical changes in diagenetic and post-diagenetic phases of the Ni-Cr-Iron oolitic deposit of Larymna/Locris, Greece. *Chem. Der Erde*. **22**, 5-17.
- **BARNES J. and O'NEIL J. R. (1969):** The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 1947-1960.
- **BRUNN J.H (1956):** Contribution a l'etude geologique de Pinde septentrional et d'une partie de la Macedoine occidentale (These, Univ. Paris). *Ann. Geol. Des Pays Hellen.* **7**, 1-358.
- **BRUNN J. (1959):** Zone du Vardar et zone pelagonienne en Grece. (Note preliminaire). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, **6**, p. 138.
- **COLEMAN R. G. (1971a):** Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* **76**, 1212-1222.
- **COLEMAN R. G. (1971b):** Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 897-918.

- **DEER W., HOWIE R. and ZUSSMAN J. (1996):** An introduction to the rock-forming minerals, 2nd Edition, Longman, England, 696 p.
- **ΖΕΥΓΩΛΗΣ ΕΜ. (1996) :** Η ΓΜΜ ΑΕ ΛΑΡΚΟ Ανάπτυξη και προοπτικές, *Ορυκτός Πλούτος*, **99**, 39-50.
- **FOSTER M. D. (1962):** Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U.S Geol. Survey, Profess. Paper*, **414-A**, 1-33.
- **GIDIGASU M. D. (1972):** Mode of formation and geotechnical characteristics of laterite materials of Ghana in relation to soil forming factors. *In: Engineering Geology*, Elsevier, New York, 79-151.
- **GODFRIAUX I. (1968):** Etude geologique de la region d'Olympe (Grece).- *Ann. Geol. Pays Hell.*, **19**, 1-281,
- **HEY M. H. (1954):** A new review of the chlorites, *Mineral. Mag.*, **30**, 277-292.
- **IRVINE T. N. (1965):** Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1: Theory. *Canad. Jour. Earth. Sci.*, **2**, 648-672.
- **IRVINE T. N. and FINDLAY T. C. (1972):** Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. *Publ. Earth Phys. Branch. Dept. Energ. Mines. Resour*, **42**, 97-140.
- **JOHANNES W. (1968):** Experimental investigation of the reaction $\text{Fo} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{serpentine} + \text{brucite}$. *Contr. Mineral. Petrol.*, **19**, 309-315.
- **JONES H. A. (1958):** The oolitic ironstones of the Agbaia plateau, Kabba province. *Rec. Geol. Surv. Nigeria*, 20-43.
- **ΚΑΤΣΙΚΑΤΟΣ Γ., ΦΥΤΙΚΑΣ Μ. και ΚΟΥΚΗΣ Γ. (1969):** Τα σιδηρονικελιούχα κοιτάσματα του βορειανατολικού τμήματος της Κεντρικής Εύβοιας (περιοχή Αττάλης). *Γεωλ. Αναγν. Έκθ. 44. Ι.Γ.Ε.Υ. (ΙΓΜΕ)*, Αθήνα.
- **KIMBERLEY M. M. (1979):** Origin of oolitic iron formation. *Journ. Sed. Petrol.*, **49**, 111-131.
- **ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ Ν. και ΚΟΥΒΕΛΟΣ Κ. (1973):** Έρευνα επί του ορυκτού πλούτου νομού Ημαθίας. *ΙΓΜΕ*, No. 6, Αθήνα, 207 σελ.
- **LANGMUIR D. (1971):** Particle size effect on the reaction $\text{goethite} = \text{hematite} + \text{water}$. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 147-156.
- **LEAKE B.E., WOOLLEY, A.R., and 20 others (1997):** Nomenclature of Amphiboles : report of the Subcommittee on Amhiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names. *Min. Mag.*, **61 (2)**, 295-312.

- **MAIGNIEN R. (1966):** Review of research on laterites. *Nat. Resour. Res.* IV Unesco, Paris.
- **MAKSIMOVIC Z. (1978):** Nickel in karstic environment : In bauxites and in karstiv nickel deposits. *Bull. B.R.M.G* (2), **II, 3**, 173-183, Orleans.
- **MERCIER J. (1966):** *Etude geologique des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale* (Greece.- le These fac. Sc. Univ. Paris, 573 p.
- **ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ Κ. (1982):** Κοιτασματολογική μελέτη των σιδηρονικελιούχων με χρώμιο λατεριτών της περιοχής Έδεσσας, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 363 σελ.
- **ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ Κ., ΒΑΒΕΛΙΔΗΣ Μ., ΦΙΛΙΠΠΙΔΗΣ Α. (2003):** Σημειώσεις Κοιτασματολογίας Βιομηχανικών Ορυκτών και Πετρωμάτων, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 197 σελ.
- **MOODY J. B. (1976):** Serpentinization: a review. *Lithos*, **9**, 125-138.
- **MORIMOTO N., FABRIES J., FERGUSON AK., GINZBURG I.V., ROSS M., SEIFERT F.A., ZOSSMAN J., AOKI K. & GOTIARDI G. (1988):** Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineral*, **73**, 1123-1133.
- **PANAGIOTOU A. (1978):** The mineralogy and chemistry of the podiforms chromite deposits in the serpentinites of the Limassol Forest, Cyprus. *Mineral. Deposita*, **13**, 259-274.
- **PHOTIADES A. (2004):** Geological mapping revision of the Vermion Mountain (Internal Hellenides, Greece), Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14-20 April 2004, **1**, 161-164 p.
- **SIVARAJASINGHAM S., ALEXANDER L. T., CADY J. C and CLINE M. g. (1962):** Laterite. *Adv. Agron.*, **14**, 1-60. Cornell Univ. Ithaca.
- **SKARPELIS N. LASKOU M. and ALEVISOS G. (1993):** Mineralogy and Geomistry of the Nickeliferous Lateritic Iron-ores of Kastoria, N. W. Greece. *Chem. Erde*, **53**, 331-339.
- **STEVENS R. E. (1944):** Composition of some chromites of the Western hemisphere. *Amer. Mineral.*, **29**, 1-34.
- **STRAKHOV N. M. (1967):** *Principles of Lithogenesis*. Vol. I, II, III. Plenum. New York.
- **THAYER T. P. (1970):** Chromite segretations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa: Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. Spec. Publ., **1**, 380-390.
- **VALETON I. (1972):** *Bauxites*. Elsevier. New York, 226 p.

- **WENNER D. B and TAYLOR H. P. (1974):** D/H and 10-16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geoch. Cosm. Acta*, **38**, 1255-1286.
- **WHITTAKER J. W. and WICKS F. J. (1970):** Chemical differences among the serpentine “polymorphs”: a discussion. *Amer. Mineral.* 55, 1025-1047.
- **WICKS F. J and WHITTAKER, J. W. (1977):** Serpentine textures and serpentinization. *Canad. Mineral.*, **15**, 459-488.
- **ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Ε. (1971):** Περί των κοιτασμάτων νικελιούχου λατερίτου της θέσεως Προφήτης Ηλίας Πολυχνίτου Μυτιλήνης. *Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.* **8**, 60-69.