



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

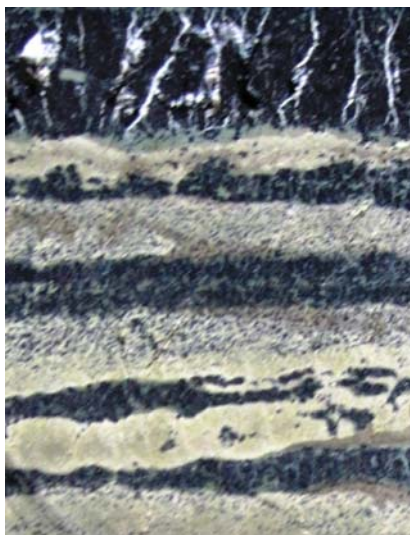
ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ Ι. ΤΖΑΜΟΣ

ΠΤΥΧΙΟΥΧΟΣ M.Sc. ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΥΠΟΤΡΟΦΟΣ Ι.Κ.Υ.

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ, ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ,
ΒΟΥΡΙΝΟΥ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2016

ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ Ι. ΤΖΑΜΟΣ
Πτυχιούχος M.Sc. Γεωλόγος

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ, ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ
ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ, ΒΟΥΡΙΝΟΥ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης:
08/07/2016

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

1. Καθηγητής Ανέστης Φιλιππίδης, Επιβλέπων
2. Καθηγητής Κλεόπας Μιχαηλίδης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
3. Καθηγητής Αντώνιος Κορωναίος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή

1. Καθηγητής Ανέστης Φιλιππίδης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
2. Καθηγητής Κλεόπας Μιχαηλίδης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
3. Καθηγητής Αντώνιος Κορωναίος, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
4. Καθηγητής Μιχαήλ Βαβελίδης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
5. Καθηγητής Κωνσταντίνος Χατζηπαναγιώτου, Πανεπιστήμιο Πατρών
6. Επίκουρος Καθηγητής Βασίλειος Μέλφος, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
7. Επίκουρος Καθηγητής Παναγιώτης Πομώνης, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο 181

© Ευάγγελος Ι. Τζάμος, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ, ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ
ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ, ΒΟΥΡΙΝΟΥ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

ISBN:

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Πᾶσά τε ἐπιστήμη χωριζομένη δικαιοσύνης καὶ τῆς ἄλλης ἀρετῆς πανουργία, οὐ σοφία φαίνεται.
Πλάτων, Μενέξενος, 347a

*Αφιερώνεται στη σύζυγό μου Ελένη, στον υιό μας Αλέξανδρο-Φαρίση και στον
καλύτερό μου φίλο Φαρίση.*

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι οφειόλιθοι αποτελούν ένα από τα σημαντικότερα πεδία έρευνας των γεωεπιστημών. Η σπουδαιότητά τους αναφέρεται τόσο σε ερευνητικό όσο και σε οικονομικό επίπεδο λόγω των κοιτασμάτων που, είτε φιλοξενούν, είτε συνδέονται με αυτούς: μεταλλοφορίες χρωμίτη, πλατινοειδών, σουλφιδίων, βωξίτες, λατερίτες, αμίαντος, τάλκης, μαγνησίτης, άργιλοι είναι τα κύρια και σπουδαιότερα κοιτάσματα που σχετίζονται με οφειόλιθους ανά τον κόσμο. Η παρούσα διατριβή ερευνά την ορυκτολογία, την πετρολογία και την κοιτασματολογία των οφειολίθων Ξερολίβαδου που ανήκουν στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου.

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά όλους όσους με βοήθησαν για την επιτυχή ολοκλήρωση της διδακτορικής μου διατριβής ως ελάχιστο δείγμα ευγνωμοσύνης.

Αρχικά, ευχαριστώ θερμά τον Επιστημονικό Επιβλέποντα της διατριβής, Καθηγητή κ. Ανέστη Φιλίππιδη και τα δύο μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής της διατριβής μου, στον Καθηγητή κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη και στον Καθηγητή κ. Αντώνη Κορωναίο για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος θέματος αλλά, κυρίως, για την επίβλεψη, την καθοδήγηση και την αμέριστη συμπαράστασή τους καθόλη την διάρκεια των σπουδών μου.

Ευχαριστώ θερμά τον κ. Κωνσταντίνο Σταμούλη, ο οποίος εργάστηκε ως επικεφαλής γεωλόγος στην Εταιρία Ελληνικά Σιδηροκράματα (ΕΛ.ΣΙ.) έως την παύση της λειτουργίας των μεταλλείων χρωμίτη του Βούρινου και ο οποίος έκανε τη δειγματοληψία από τις στοές του μεταλλείου Ξερολίβαδου τη διετία 1989-1991 αλλά και βοήθησε και στην εκπόνηση της παρούσας διατριβής τόσο συμβουλευτικά με πολλές συζητήσεις όσο και δίνοντας μου τη δυνατότητα να χρησιμοποιήσω αδημοσίευτα δεδομένα του από την περίοδο λειτουργίας των μεταλλείων.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω και στη Δρ. Άννα Ράσσιου, Γεωλόγο του παραρτήματος Ι.Γ.Μ.Ε. Δυτικής Μακεδονίας για την τεράστια βοήθεια που μου προσέφερε με κάθε δυνατό τρόπο για την επιτυχή περάτωση της διατριβής μου.

Εκφράζω επίσης τις ευχαριστίες μου στον Καθηγητή κ. Μιχαήλ Βαβελίδη ο οποίος διετέλεσε αρχικά μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής.

Την επταμελή εξεταστική επιτροπή στελέχωσαν, εκτός από τα μέλη της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, και οι: Καθηγητής Μιχαήλ Βαβελίδης, Καθηγητής Κωνσταντίνος Χατζηπαναγιώτου, Επίκουρος Καθηγητής Βασίλειος Μέλφος και Επίκουρος Καθηγητής Παναγιώτης Πομώνης, τους οποίους ευχαριστώ θερμά.

Θερμά ευχαριστώ και τα υπόλοιπα μέλη Δ.Ε.Π., καθώς και το υπόλοιπο προσωπικό του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ. που όποτε απευθύνθηκα σε αυτούς, ήταν όλοι εκεί ανεξαιρέτως για να βοηθήσουν.

Θα ήταν παράλειψη εκ μέρους μου να μην ευχαριστήσω και τα μέλη Δ.Ε.Π. και τους διδάκτορες από Πανεπιστήμια της Ελλάδας και του εξωτερικού με τους οποίους συνεργάστηκα στα πλαίσια της παρούσας διατριβής: από το Ε.Κ.Π.Α. τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Αθανάσιο Γκοντελίτσα, τον Δρ. Πλάτωνα Γκαμαλέτσο και τον Δρ. Ευάγγελο Τζιρίτη, από το Πανεπιστήμιο του Μιλάνου (Milano) τον Καθηγητή κ. Giovanni Grieco και τη Δρ. Maria Pedrotti, από το Πανεπιστήμιο του Μούνστερ (Muenster) τον Καθηγητή κ. Stephan Klemme, από το Πανεπιστήμιο Σαν Γιατ-σεν του Γουανγκζού (San Yat-sen, Guangzhou) το Λέκτορα κ. Αργύριο Κασιώτη και από το Α.Π.Θ. το Δρ. Αργύρη Παπαδόπουλο.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω το Ι.Κ.Υ. για την υποτροφία που μου απένειμε για τις μεταπτυχιακές και διδακτορικές σπουδές μου.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω τις πιο βαθιές ευχαριστίες μου στην οικογένεια μου, για την πολύτιμη υποστήριξη που μου προσέφεραν απλόχερα όλα αυτά τα χρόνια της ζωής μου καθώς και στη σύζυγό μου Ελένη Υδριώτη για την αμέριστη συμπαράστασή της καθόλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 ΣΥΝΤΟΜΗ ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΟΝ ΟΡΟ «ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ»	1
1.2 ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ	4
1.3 ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ	7
1.4 ΧΡΩΜΙΤΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	8
1.5 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ	10
1.6 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	13
 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	15
2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ	15
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	20
 3. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ	23
3.1 ΓΕΝΙΚΑ	23
3.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	23
3.3 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	29
3.4 ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	33
3.5 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	40
3.6 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	44
3.7 ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ	48
 4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	59
4.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ	59
4.2 ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	62
4.3 ΙΣΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ	71
4.4 ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΠΥΡΙΤΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ, ΕΠΟΥΣΙΩΔΩΝ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΚΑΙ ΣΟΥΛΦΙΔΙΟΥ	83
4.5 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	99
4.6 ΟΛΙΓΟΣΤΟΙΧΕΙΑ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ	113
4.7 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ	118
 5. ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ	129
5.1 ΓΕΝΙΚΑ	129
5.2 ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΣΠΙΝΕΛΛΙΟΥ-ΟΛΙΒΙΝΗ	130
5.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ fO_2	132

6. ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au	135
7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ	145
7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	145
7.2 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ ΚΑΙ ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ	146
7.3 ΓΕΝΕΤΙΚΗ ΣΥΝΔΕΣΗ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΠΕΡΙΔΟΤΙΤΩΝ-ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ	148
7.4 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ	149
7.5 ΜΟΝΤΕΛΟ ΓΕΝΕΣΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ	152
7.6 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΝΑΡΞΗΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ	153
7.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ	155
8. ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	159
8.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ	159
8.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΟΛΙΒΙΝΗ	170
8.3 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ-ΟΛΙΒΙΝΗ	170
8.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΧΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	180
9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	183
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	187
SUMMARY	193
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	197
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α: ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	225
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ	231
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	241
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ: ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ	251
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε: ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ	285
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΣΤ: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ	291

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΣΥΝΤΟΜΗ ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΟΝ ΟΡΟ «ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ»

Ο όρος «οφειόλιθου», προέρχεται από τις ελληνικές ρίζες «όφεις» και «λίθιοι». αποδόθηκε αρχικά από τον Brogniart (1813) στους σερπεντινίτες παρομοιάζοντάς τους με το χρώμα και τη λάμψη που εμφανίζει το δέρμα των φιδιών. Ο ίδιος αργότερα (1827), θα συμπεριλάβει στους οφειόλιθους και γαββρικά, διαβασικά και ηφαιστειακά πετρώματα.

Αργότερα, οι Lotti (1886) και Suess (1909) αναγνώρισαν τη συνύπαρξη αυτών των πετρωμάτων σε γεωλογικούς σχηματισμούς των Άλπεων και των Απένινων Όρεων.

Ο Steinmann (1905, 1927) διατύπωσε την άποψη πως ο όρος «οφειόλιθιο» πρέπει να αναφέρεται για τα πετρώματα που αναφέρονται ως η «τριάδα του Steinmann»: περιδοτίτες-σερπεντινίτες, γάββροι και διαβάσες-σπηλίτες που σχετίζονται με ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς θάλασσας (ραδιολαρίτες, ασβεστόλιθοι).

Το 1926 ο Benson (από Irvine 1967, Colemann 1977) διατύπωσε την άποψη πως οι περιδοτίτες και οι σερπεντινίτες μέσα σε ιζήματα γεωσυγκλίνου ορογενετικών ζωνών είναι πλουτωνικού χαρακτήρα από διείδυση και τα χαρακτήρισε ως «Αλπικού τύπου».

Τα επόμενα χρόνια πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να ερμηνεύσουν την προέλευση των οφειολίθων. Ο Moores (1982, 2003) αναφέρει πως υπήρξαν τρεις κυρίαρχες σχολές μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του 1960 σχετικά με την ερμηνεία της προέλευσής τους:

1. Η Ευρωπαϊκή σχολή, την οποία εκπροσωπούσαν κυρίως Γάλλοι ερευνητές που εργάστηκαν στο χώρο της Μεσογείου. Ο Juteau (2003) αναφέρει πως σύμφωνα με αυτή τη σχολή, τα οφειολιθικά πετρώματα δημιουργήθηκαν από μεγάλου μεγέθους υποθαλάσσιες εκχύσεις βασικού μάγματος με τη μορφή θύλακα (pouch). Οι εκχύσεις αυτές έλαβαν χώρα κατά μήκος ρηγμάτων σε μεγάλο βάθος κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας και, κάτω από το στρώμα των ψυχόμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων, δημιουργήθηκε η ακολουθία περιδοτιτών και γάββρων κατά τη διάρκεια μαγματικής κρυστάλλωσης.

2. Η Αμερικάνικη σχολή, η οποία εκπροσωπήθηκε από ερευνητές που ακολούθησαν τις ιδέες του Hess (1955). Υποστήριζαν πως στους αλπικού τύπου περιδοτίτες και στα συμπλέγματα περιδοτιτών-γάββρων δεν υπήρχε γενετική σύνδεση των ηφαιστειακών πετρωμάτων με τους περιδοτίτες-γάββρους (Thayer 1963).

3. Η τρίτη σχολή για να ερμηνεύσει την προέλευση των οφειολίθων στηρίχθηκε στη θεωρία της κλασματικής κρυστάλλωσης του Bowen (1927).

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

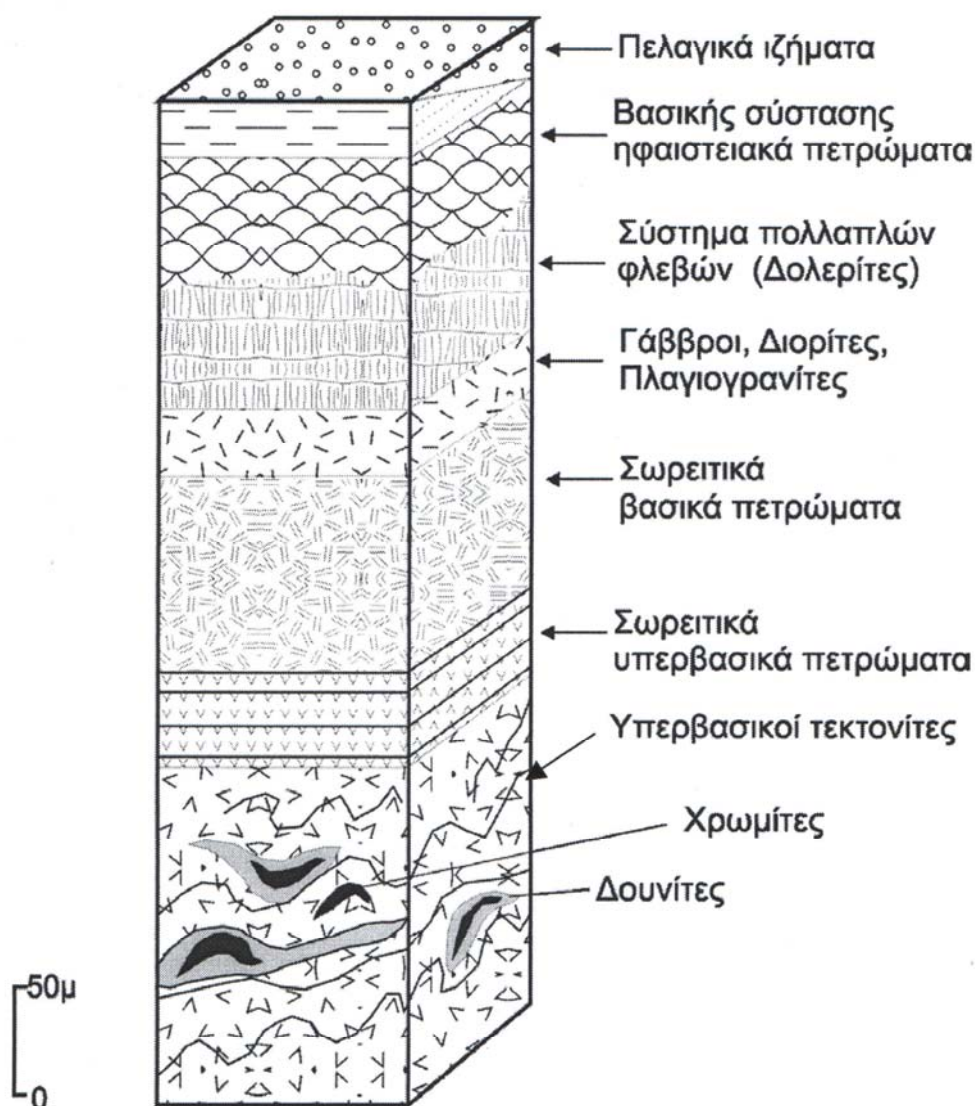
Από τη δεκαετία του 1960 και έπειτα άρχισε να αναπτύσσεται ένα καινούριο μοντέλο για την ερμηνεία της γένεσης των οφειολίθων το οποίο βασίστηκε στη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Η παράλληλη ανάπτυξη της θεωρίας της κλασματικής κρυστάλλωσης (Bowen 1927, Bowen and Tuttle 1949) και οι μελέτες του Brunn (1940, 1960, 1961) στην Ελλάδα, του Wyllie (1967) του Moores (1969a, b) στην Κύπρο και στο Βούρνο και του Reinhardt (1969) στο Ομάν αποτέλεσαν τους προδρόμους για τη σύγκλιση του διεθνούς συνεδρίου «Penrose» της Αμερικανικής Γεωλογικής Εταιρίας (Anonymous 1972). Κατά τη διάρκειά του, δόθηκε μια κοινά αποδεκτή ερμηνεία του όρου «οφειόλιθοι» και αποφασηνίστηκε το πλαίσιο στο οποίο θα χρησιμοποιείται ο όρος. Σύμφωνα λοιπόν με τα αποτελέσματα του συνεδρίου:

- οι οφειόλιθοι αποτελούν ευδιάκριτες ακολουθίες βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων
- ο όρος «οφειόλιθοι» δεν μπορεί να χρησιμοποιείται ως όνομα πετρώματος ή ως λιθολογική ενότητα κατά τη χαρτογράφηση
- σε μία πλήρως αναπτυγμένη οφειολιθική ακολουθία, οι πετρολογικοί τύποι απαντώνται με την ακόλουθη σειρά (από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη):
 - Υπερβασικοί –σερπεντινινομένοι- τεκτονίτες οι οποίοι συνήθως φιλοξενούν λοβόμορφα (podiform) χρωμιτικά σώματα, που κατά κανόνα περιβάλλονται από δουνιτικά πετρώματα
 - Σωρειτικά υπερβασικά πετρώματα
 - Γαββρικά πετρώματα, συνήθως με σωρειτικούς χαρακτήρες
 - Βασικής σύστασης συστήματα (σμήνη) πολλαπλών μικρογαββρικών φλεβών που διασχίζουν τους τεκτονίτες και –κυρίως- τους σωρείτες, ιδιαίτερα δε τα ανώτερα στρώματά τους
 - Βασικής σύστασης ηφαιστειακές σειρές, συχνά με μαξιλαροειδείς δομές (pillow-lavas)
 - Πελαγικές ιζηματογενείς ακολουθίες που υπέρκεινται των μαξιλαροειδών λαβών και συνήθως αποτελούνται από κερατόλιθους, λεπτές διαστρώσεις αργιλικών σχιστών, ασβεστόλιθους και ραδιολαρίτες.

Από διάφορους ερευνητές προτάθηκε πως στη σωρειτική σειρά πρέπει να ενταχθούν και τα οξινότερα μέλη προς τα οποία εξελίσσονται οι γάββροι. Για τα οξινότερα αυτά μέλη προτάθηκε από τους Coleman and Peterman (1975) ο όρος «ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες» (oceanic plagiogranites).

Οι Moores et al. (1980) και Moores (1982) προσέθεσαν στην βάση της ακολουθίας τα οφειολιθικά μίγματα (ophiolitic mélanges) μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής θερμοκρασίας και πρότειναν πως, εκτός των πελαγικών ιζημάτων, ορισμένα οφειολιθικά συμπλέγματα συνδέονται και με ιζήματα νηριτικής φάσης. Με αυτές τις προσθήκες, ολοκληρώθηκε η στρωματογραφική ακολουθία που διαπιστώνεται πλήρης σε αρκετές περιοχές παγκοσμίως (Σχ. 1.1.1).

Σε πολλές περιπτώσεις διαπιστώνεται πως από την πλήρη οφειολιθική ακολουθία που περιγράφηκε παραπάνω απουσιάζουν σχηματισμοί (συνήθως οι ανώτεροι). Αυτό θεωρείται πως είναι αποτέλεσμα διάβρωσης ή/και διαμελισμού της ακολουθίας κατά την τεκτονική τοποθέτησή της, καθώς και η απόθεση νεότερων πετρωμάτων (Magganas 2002).



Σχήμα 1.1.1. Στρωματογραφική στήλη μιας ιδανικής οφειολιθικής ακολουθίας (Moores 1982-τροποποιημένη από Πομώνη 2003).

1.2 ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ

Οι οφειόλιθοι στην Ελλάδα αποτελούν τμήματα των Ελληνίδων οροσειρών και παρουσιάζουν γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Σχηματίζουν μια ανατολική και μια δυτική ζώνη (Σχ. 1.2.1) και παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη ανάπτυξή τους στις ζώνες της Υποπελαγονικής και του Αξιού (Auboin et al. 1970, Μαράτος 1972, Celet et al. 1980).

Οι οφειόλιθοι της δυτικής ζώνης στην Ελλάδα και την Αλβανία, μαζί με τη συνέχισή τους βορειότερα στο Κοσσυφοπέδιο και τη Σερβία και οι Διναρικοί οφειόλιθοι της Βοσνίας και της Κροατίας, συνιστούν όλοι μαζί τους οφειόλιθους της ζώνης Πίνδου στη δυτική Βαλκανική χερσόνησο (Robertson and Karamata 1994, Hoeck et al. 2002, Smith and Rassios 2003, Koller et al. 2006, Dilek et al. 2008).

Οι κυριότερες οφειολιθικές εμφανίσεις της δυτικής ζώνης είναι τα οφειολιθικά συμπλέγματα της Πίνδου (π.χ. Capedri et al. 1980, 1981, 1982, Kostopoulos 1988, Rassios 1991, Jones and Robertson 1991, Jones et al. 1991, Saccani and Photiades 2004, Prichard et al. 2008, Κασιώτης 2008), του Βούρινου (π.χ. Moores 1969a, Rassios et al. 1983a, b, Beccaluva et al. 1984, Baumgartner 1985, Κωνσταντοπούλου 1990, Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990, Rassios and Smith 2000, Κασιώτης 2008), της Όθρυος (π.χ. Smith et al. 1975, Economou and Naldrett 1984, Μιγκίρος 1990, Rassios and Konstantopoulou 1993, Djikstra et al. 2001, Barth et al. 2008, Barth and Gluhak 2009, Κουτσοβίτης 2009) και της Εύβοιας (π.χ. Simantov and Bertrand 1987, Gartzos et al. 1990, Robertson 1990, Robertson 1991, De Bono 1998, Danelian and Robertson 2001).

Μικρότερες οφειολιθικές εμφανίσεις στη δυτική ζώνη είναι του Κόζιακα (Ferriere 1982, Capedri et al. 1985, Λέκκας 1988, Pomonis et al. 2002, 2004, Πομώνης 2003, Pomonis 2008), της Αργολίδας (Baumgartner 1985, Hatzipanagiotou 1990, Dostal et al. 1991, Clift and Dixon 1998, Bortolotti et al. 2002, 2003), της Καστοριάς (Mountrakis 1982, 1984, 1986), του Βερμίου (Economou 1983, Economou et al. 1986, Saccani et al. 2008), της Ανατολικής Θεσσαλίας (Migiros and Economou 1988), της Έδεσσας (Μπαντή 2002) και της Οίτης-Καλλίδρομου (Celet 1962, Wigniolle 1977a, 1977b, Mitropoulos et al. 1987, Robertson et al. 1991, Καρίπη 2004, Karipi et al. 2006, 2007).

Οι οφειόλιθοι της ανατολικής ζώνης αναφέρονται και ως «οφειόλιθοι της ζώνης του Βαρδάρη (Vardar Zone)» ή ως «Εσωτερικοί Ελληνικοί οφειόλιθοι (Innermost Hellenic ophiolites)» (Smith 1993).

Η ανατολική ζώνη περιλαμβάνει τους οφειόλιθους της ζώνης Αξιού (Γευγελής, Ωραιοκάστρου, Κεντρικής Χαλκιδικής, Κασσάνδρας, Σιθωνίας) (π.χ. Haenel-Remy and Bebien 1985, 1987, Mussallam and Jung 1986, Mussallam 1991, Zachariadis 2007, Saric et al. 2009).

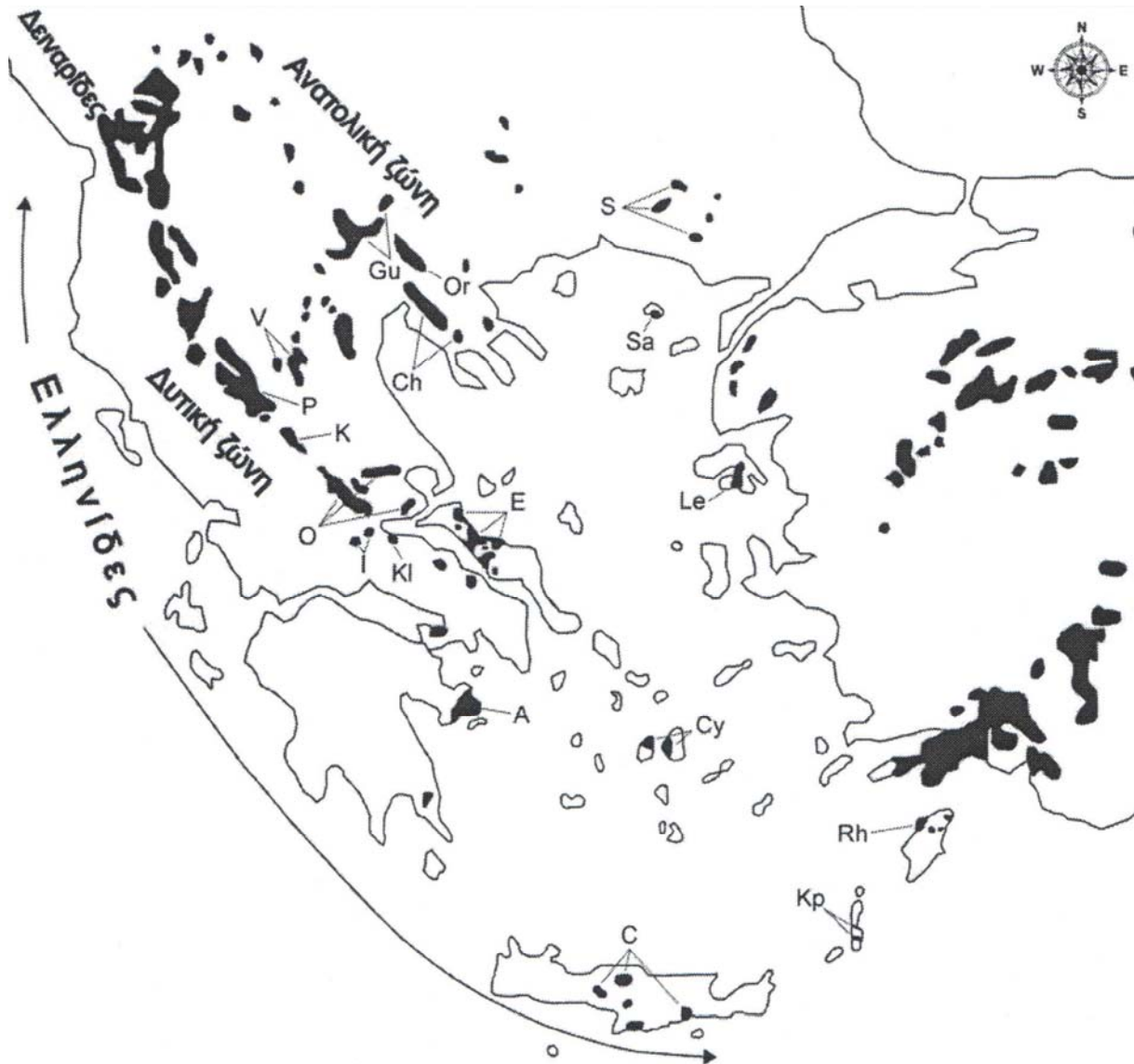
Εκτός της ανατολικής και της δυτικής ζώνης μικρότερες οφειολιθικές εμφανίσεις συναντώνται σε διάφορες περιοχές της Σερβομακεδονικής ζώνης (Dixon and Dimitriadis 1984) και της Ροδοπικής μάζας (Εβρος και Σαμοθράκη) (Μαγγανάς 1988, Magganas et al. 1991, Τσικούρας 1992, Tsikouras and Hatzipanagiotou 1998, Magganas 2002), καθώς και σε διάφορα νησιά του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου, όπως η Λέσβος, η Ρόδος, η Κάρπαθος, η Κρήτη και η Τήνος (Hatzipanagiotou 1988, Βακόνδιος 1997, Migiros et al. 2000, Koepke et al. 2002, Koglin et al. 2009, Κοκκαλιάρη 2015).

Ο προσδιορισμός της απόλυτης ηλικίας (ηλικίας γένεσης) του ωκεάνιου φλοιού πραγματοποιείται με μεθόδους γεωχρονολόγησης στα συστατικά των μαγματικών μελών του. Πολλές φορές, μπορεί να προσδιοριστεί η σχετική ηλικία (ηλικία τεκτονικής τοποθέτησης του ωκεάνιου φλοιού) χρησιμοποιώντας απολιθώματα γειτονικών ιζηματογενών σχηματισμών ή/και χρονολογώντας την οφειολιθική σόλα.

Για τους ελληνικούς οφειόλιθους είναι αποδεκτό πως η τεκτονική τοποθέτησή τους έλαβε χώρα κατά το Ιουρασικό-Κρητιδικό (Brunn, 1956, Spray and Roddick 1980, Robertson and Dixon 1984, Smith and Spray 1984, Jones and Robertson 1991, Pe-Piper and Piper 1991, Robertson 1994, Hatzipanagiotou and Pe-Piper 1995, Robertson and Mountrakis 2006, Rassios and Dilek 2009, Papanikolaou 2009).

Οι οφειόλιθοι της δυτικής ζώνης είναι ίδιας ηλικίας ή λίγο αρχαιότεροι από αυτούς της ανατολικής ζώνης. Συνδέονται με Τριαδικούς-Ιουρασικούς ηφαιστειακούς και ιζηματογενείς σχηματισμούς και mélanges (Smith 1993, Robertson and Karamata 1994, Bortolotti et al. 2005, Dilek et al. 2005, Saccani and Photiades 2005), ενώ οι οφειόλιθοι της ανατολικής ζώνης είναι ηλικίας Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού (Bébién et al. 1986, Mussallam and Jung 1986, Robertson 2002)

Για την περιοχή του Βούρινου οι Liati et al. (2004) με βάση τη μελέτη τους με $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ σε ζιρκόνια από πλαγιογρανίτες και γάββρους έδωσαν ηλικία 172,9 Ma και 168,5 Ma αντίστοιχα, ενώ για την περιοχή της Πίνδου οι ίδιοι (Liati et al. 2004) με βάση τη μελέτη τους με $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ σε ζιρκόνια από γάββρους έδωσαν ηλικία 171 Ma.



Σχήμα 1.2.1. Χάρτης όπου διακρίνονται οι κυριότερες οφειολιθικές εμφανίσεις στον Ελλαδικό χώρο (Πομόνης 2003 και Ρηγόπουλος 2009): A: Αργολίδα, C: Κρήτη, Ch: Χαλκιδική, Cy: Κυκλάδες, E: Εύβοια, Gu: Γευγελή, I: Οίτη, K: Κόζιακας, Kl: Καλλίδρομο, Kr: Κάρπαθος, Le: Λέσβος, O: Όθρυς, Or: Ωραιόκαστρο, P: Πίνδος, Rh: Ρόδος, S: Σουφλί, Sa: Σαμοθράκη, V: Βούρινος.

1.3 ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ

Με τα πετρώματα της σωρευτικής σειράς, καθώς και της σειράς των έκχυτων λαβών, συνδέονται κυρίως δυο χαρακτηριστικές μορφές κοιτασμάτων που δημιουργούνται σε υποωκεάνειο περιβάλλον στον ίδιο χρόνο (ή περίπου στον ίδιο), με τα παραπάνω πετρώματα ξενιστές.

Τα κοιτάσματα αυτά κατατάσσονται στην κατηγορία των πρωτογενών μαγματικών και σύμφωνα με τον Coleman (1977) είναι:

- τα χρωμιτικά κοιτάσματα που συνδέονται με τους σωρευτικούς περιδοτίτες (κυρίως δουνίτες) και ανήκουν στην κατηγορία των υδρομαγματικών κοιτασμάτων και

- τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων Cu-FeS_2 (τύπου Κύπρου) που συνδέονται με την ομάδα των έκχυτων λαβών και ανήκουν στη γενετική κατηγορία των υποθαλάσσιων ηφαιστειοϊζηματογενών κοιτασμάτων.

Σε περιορισμένη έκταση έχουν βρεθεί και συγκεντρώσεις σουλφιδίων στα γαββρικά πετρώματα της σωρευτικής σειράς, καθώς και κοιτάσματα Mn ή Fe στις βασικές λάβες και τα ιζήματα βαθιάς θάλασσας που τις συνοδεύουν.

Αυτά τα κοιτάσματα μαζί με τα πετρώματα ξενιστές από το αρχικό υποωκεάνειο περιβάλλον, τοποθετούνται τεκτονικά στις ορογενετικές ζώνες των ηπειρωτικών περιθωρίων.

Μετά τη δημιουργία μιας οφειολιθικής σειράς, κατά τη διάρκεια της μετακίνησης της στα ηπειρωτικά περιθώρια (ή και αργότερα), δημιουργείται μια ακόμα κατηγορία κοιτασμάτων, τα δευτερογενή.

Σε αυτή την κατηγορία ανήκουν:

- τα κοιτάσματα αμιάντου που δημιουργούνται κάτω από ειδικές συνθήκες σερπεντινίωσης στα περιδοτιτικά πετρώματα,

- τα κοιτάσματα μαγνησίτη (λευκόλιθου) με τη διαδικασία, είτε μιας υδροθερμικής εξαλλοίωσης, είτε μιας επιφανειακής χημικής αποσάθρωσης,

- τα κοιτάσματα λατεριτών και βωξιτών που δημιουργούνται κάτω από τις συνθήκες τροπικής χημικής αποσάθρωσης, όταν η οφειολιθική σειρά, μετά την τοποθέτησή της στα ηπειρωτικά περιθώρια, βρεθεί στην ελεύθερη επιφάνεια της ξηράς, καθώς και

- διάφορα κοιτάσματα βιομηχανικών ορυκτών (π.χ. τάλκης, βερμικουλίτης, καολίνης κ.ά.) που προκύπτουν με ποικίλες διαδικασίες όπως είναι η υδροθερμική εξαλλοίωση, η χημική αποσάθρωση και η μεταμόρφωση).

1.4 ΧΡΩΜΙΤΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Σε πολλές οφειολιθικές εμφανίσεις στην Ελλάδα αναφέρονται μεταλλοφόρα κοιτάσματα χρωμιτών. Ο Βούρινος αποτελεί τον κυριότερο φορέα μεταλλοφορίας χρωμίτη με περισσότερες από 700 εμφανίσεις χρωμίτη να έχουν εντοπιστεί (Ζάχος 1954, Zachos 1964, 1969, Βραχάτης και Γρίβας 1980, Κωνσταντοπούλου 1990), ενώ αξιόλογα κοιτάσματα υπάρχουν στο Δομοκό και την Ερέτρια (Τσαγκλί) στα Φάρσαλα μεγέθους 1,2 εκ. τόννων αμφότερα Αποστολίδης κ.ά. 1983, 1984). Μικρότερα κοιτάσματα έχουν εντοπιστεί στην Κεντρική Χαλκιδική, στην Έδεσσα, στη Ροδόπη, στο Βέρμιο, στα Πιέρια, στην Ανατολική Θεσσαλία, στη Ροδόπη, στην Πίνδο, στο Σουφλί, στην Όθρυ, στη Ρόδο, στην Τήνο κ.α. (π.χ. Rassios et al. 1983a, Economou et al. 1986, 1999, Magganas and Economou 1988, Migiros and Economou 1988, Rassios 1990, Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1991, Michailidis and Soldatos 1995, Βακόνδιος 1997, Garutti et al. 1999, Μπαντή 2002, Κουτσοβίτης 2009).

Σε σύγκριση με τις περισσότερες από 700 εμφανίσεις χρωμίτη του Βούρινου, σχετικά λίγες είναι οικονομικά εκμεταλλεύσιμες. Το μεγαλύτερο κοίτασμα χρωμίτη εμφανίζεται στο Ξερολίβαδο με αποθέματα περίπου 4 εκατομμύρια τόννους (Σταμούλης 1990). Πέρα από το μεταλλείο Ξερολιβάδου -που αποτελεί αντικείμενο της παρούσας διατριβής-, οικονομικά εκμεταλλεύσιμα κοιτάσματα χρωμίτη εμφανίζονται σε διάφορες περιοχές του Βούρινου (Κωνσταντοπούλου 1990, Σταμούλης 1990).

Ειδικότερα, τα κυριότερα κοιτάσματα χρωμίτη του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου βρίσκονται:

- στο Νότιο Βούρινο στις περιοχές Μουτσάρα, Σκούμτσα, Κονιβός, Αετοράχες, Παραχώρηση 25, Κοκκινόδρομος, Ντουμαράχη και Αγριάτσες,
- στο Βόρειο Βούρινο στις περιοχές Ριζό, Κουρσούμια, Κερασίτσα, Βοϊδόλακκας, Αγά Κουρή, Πεύκα και Άγιος Κωνσταντίνος,
- στον Κίσσαβο,
- στη Ροδιανή και
- στη μαγματική σειρά στις περιοχές Τσούκα και Ταξιάρχη.

Στον Πίνακα 1.4.1 παρουσιάζονται οι παραπάνω θέσεις μαζί με κάποια χαρακτηριστικά των κοιτασμάτων (ιστολογικός τύπος, αποθέματα, περιεκτικότητα σε Cr_2O_3).

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πίνακας 1.4.1. Θέσεις και χαρακτηριστικά των κυριότερων κοιτασμάτων χρωμίτη του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου (Κωνσταντοπούλου 1990 και Σταμούλης 1990).

ΘΕΣΗ	ΙΣΤΟΛΟΓΙΚΟΣ ΤΥΠΟΣ	ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ (ΤΟΝΝΟΙ)	Cr ₂ O ₃ (%)
Μουτσάρα	schlieren/συμπαγές	25.000-50.000	30-40
Σκούμτσα	schlieren	50.000	18-20
Κονιβός	schlieren	100.000-200.000	10
Αετοράχες	schlieren	250.000-300.000	16
Παραχώρηση 25	schlieren	100.000	-
Κοκκινόδρομος	schlieren/συμπαγές	<20.000	-
Ντουμαράχη	λεοπαρδάλεως/συμπαγές	<10.000	-
Αγριάτσες	schlieren/διάσπαρτο	<1.000	-
Ριζό	schlieren/συμπαγές	400.000-435.000	14-18
Κουρσούμια	λεοπαρδάλεως/συμπαγές/schlieren	250.000	15
Κερασίτσα	διάσπαρτο	250.000	12
Βοϊδόλακκας	schlieren/συμπαγές	180.000-220.000	18-40
Αγά Κουρή	λεοπαρδάλεως/συμπαγές/schlieren	<20.000	-
Πεύκα	συμπαγές	<10.000	-
Άγιος Κωνσταντίνος	schlieren/συμπαγές	<10.000	-
Κίσσαβος	συμπαγές	<30.000	40
Ροδιανή	συμπαγές	45.000	41
Τσούκα	schlieren/λεοπαρδάλεως	<10.000	-
Ταξιάρχης	schlieren/συμπαγές	<10.000	-

1.5 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ

Οι πρώτες συστηματικές έρευνες στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου πραγματοποιήθηκαν από τους Brunn (1956), Zachos (1964), Aubouin (1965) και Moores (1969a). Οι παραπάνω ερευνητές τεκμηρίωσαν πως το σύμπλεγμα του Βούρινου αποτελεί μία πλήρη οφειολιθική ακολουθία η οποία είναι μεταμορφωμένη και τεκτονικά διαμελισμένη και τοποθετήθηκε με επώθηση επί του Δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής.

Οι Zachos (1969), Moores (1969a) και Jackson et al. (1975) παρομοιάζουν τις χρωμιτικές εμφανίσεις του Βούρινου με αυτές της Χαλκιδικής ως προς το σχήμα και τον τρόπο ανάπτυξής τους. Οι Jackson et al. (1975) επιπλέον αναγνωρίζουν την ύπαρξη σωρειτικών χρωμιτιτών σε μία ενότητα η οποία αποτελείται από δουνίτη, βερλίτη, κλινοπυροξενίτη, βεμπστερίτη και γάββρο.

Οι Vrachatis and Grivas (1980) παρουσιάζουν περισσότερες από 700 χρωμιτικές εμφανίσεις στο Βούρινο με ποικίλα ιστολογικά κ.ά. χαρακτηριστικά.

Οι Ross et al. (1980) ανέλυσαν δομικά τα μανδουκά πετρώματα της ακολουθίας και αναφέρουν πως οι υπερβασικοί σχηματισμοί υπέστησαν πλαστική παραμόρφωση σε συνθήκες πίεσης από 12 έως 30 kbar και σε βάθη 40 έως 100 km και στη συνέχεια μωλυνιτίωση σε πίεση 9 kbar σε βάθος περίπου 30 km.

Οι Noiret et al. (1981) στηριζόμενοι σε γεωχημικά δεδομένα, χαρακτηρίζουν το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου ως τύπου IAT (Island Arc Tholeiites).

Η Economou (1983) αναφέρει τα πρώτα αποτελέσματα αναλύσεων πλατινοειδών στοιχείων (PGE, Platinum Group Elements) στο Βούρινο και προτείνει κοινή προέλευση για τους Al-χρωμιτίτες του Κισσάβου και τους Cr-χρωμιτίτες της Μικροκλεισούρας.

Οι Beccaluva et al. (1984) διακρίνουν δύο διαφορετικές μαγματικές σειρές με χαρακτηριστικά SSZ (Supra Subduction Zone): τη Σειρά Κράπας με χαρακτηριστικά IAT και τη Σειρά Ασπρόκαμπου με χαρακτηριστικά μεταβατικά μεταξύ IAT και BSV (boninite series volcanics). Ταυτόχρονα, ερμηνεύουν τις χαμηλές περιεκτικότητες σε TiO_2 , ως χαρακτηριστικές ενός περιβάλλοντος εμπροσθοτόξειας λεκάνης (fore arc basin).

Σύμφωνα με τους Spray et al. (1984), η ραδιοχρονολόγηση δειγμάτων αμφιβολίτη από τη μεταμορφική σόλα, δείχνει ως ηλικία επώθησης του Βούρινου τα 171 Ma (εκατομμύρια χρόνια).

Ο Augé (1985) αναφέρει για πρώτη φορά πλατινοειδή ορυκτά σε χρωμιτίτες του Βούρινου. Η παραγένεση αποτελείται από κράματα, σουλφίδια και σουλφαρσενίδια των Os, Ir και Ru.

Οι Economou et al. (1986) αναφέρουν έντονη επίδραση της πλαστικής παραμόρφωσης στους χρωμιτίτες και αποδίδουν την επικράτηση μεταλλουργικού τύπου χρωμιτιτών στο Βούρινο και το περιορισμένο εύρος μεταβολής της σύστασης του ζεύγους ορθοπυροξένων-χρωμιτών των χαρτσβουργιτών, σε διεργασίες υψηλού βαθμού μερικής τήξης.

Η τεκτονική έρευνα των Roberts et al. (1988), διαπιστώνει πιο έντονη επίδραση της πλαστικής παραμόρφωσης στο βόρειο μέρος του οφειολιθικού συμπλέγματος.

Οι Rassios and Kostopoulos (1990) ερευνούν τη σύνδεση μεταξύ της ορυκτοχημείας των σπινελίων των χρωμιτιτών και της θέσης τους στη μανδουακή ενότητα. Για το Ξερολίβαδο αναφέρουν υψηλότερες τιμές Cr στους χρωμιτίτες και υψηλότερες τιμές Al στους επουσιώδεις χρωμίτες των δουνιτών, δηλαδή του μητρικού πετρώματος που φιλοξενεί το κοιτάσμα.

Οι Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos (1991) αποδίδουν το μεγαλύτερο εύρος τιμών $Cr\# (=Cr/(Cr+Al))$ των αναλλοίωτων χρωμιτών του μεταλλεύματος στο βόρειο Βούρινο σε σχέση με το νότιο Βούρινο, σε πιο διαφοροποιημένα μάγματα. Επίσης, αναφέρουν πως οι χρωμιτίτες του νότιου Βούρινου εμφανίζουν χαμηλότερους λόγους Pd/Ir και Ru/IPGE, οπότε θεωρούν ότι ο βόρειος Βούρινος βρίσκεται πλησιέστερα προς την πετρολογική Moho.

Η Economou-Eliopoulos (1993) αναφέρει πως τα μεγάλα χρωμιτικά κοιτάσματα του Βούρινου έχουν περιορισμένες μεταβολές στη σύστασή τους σε κύρια στοιχεία, Ni, Cu και PGE, χαμηλούς λόγους Pd/Ir και σπάνια εμφανίζουν εμπλουτισμό σε PGE.

Ο Filippidis (1996) μελέτησε την ορυκτοχημική σύσταση των ολιβινών των χρωμιτιτών και των δουνιτών του Κεντρικού τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου. Απέδωσε τις διαφορές της σύστασης στη διαδικασία επανεξισορρόπησης μεταξύ των ορυκτών φάσεων σπινελίου-ολιβίνη.

Οι Garutti and Zaccarini (1997) αναφέρουν ακόμα περισσότερα πλατινοειδή ορυκτά από τον Augé (1985) και μάλιστα αναφέρουν συμμετοχή στην παραγένεση ορυκτών δευτερογενούς προέλευσης.

Ο Filippidis (1997a) μελέτησε τις διαφορές στην ορυκτοχημική σύσταση των σπινελίων των χρωμιτιτών και των δουνιτών του Κεντρικού τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου και απέδωσε τις διαφορές τους στη διαδικασία επανεξισορρόπησης μεταξύ των ορυκτών φάσεων σπινελίου-ολιβίνη και σε αρχικές διαφοροποιήσεις των συνθηκών κρυστάλλωσης στο μαγματικό στάδιο.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι Bizimis et al. (2000) ανέλυσαν ιχνοστοιχεία και σπάνιες γαίες σε πυροξένους του Βούρινου (μεταξύ άλλων SSZ προέλευσης περιδοτιτών) και διαπίστωσαν εμπλουτισμό των κλινοπυροξένων σε ελαφρές και μέσες σπάνιες γαίες (LREE-MREE αντίστοιχα).

Οι Liati et al. (2004) με ραδιοχρονολόγηση ζirkονίων από πλαγιογρανίτες και γάββρους του Βούρινου, δίνουν ηλικίες 172,9 Ma και 168,5 Ma.

Οι γεωχημικές μελέτες των Saccani et al. (2004), Saccani and Photiades (2004) και Beccaluva et al. (2005) αποδίδουν τη γένεση των οφειολίθων του Βούρινου σε γεωτεκτονικό περιβάλλον SSZ.

Οι Kapsiotis et al. (2006) με προηγμένες τεχνικές ανάκτησης βαρέων ορυκτών, συγκέντρωσαν έναν αντιπροσωπευτικό αριθμό κόκκων πλατινοειδών ορυκτών από τους χρωμιτίτες του Βούρινου και αναφέρουν για πρώτη φορά αναλογίες φάσεων στις παραγενέσεις πλατινοειδών.

Οι Saccani et al. (2008) βασιζόμενοι σε γεωλογικά, τεκτονικά, στρωματογραφικά και γεωχημικά δεδομένα, ανέφεραν πως υπάρχουν γεωχημικές ομοιότητες μεταξύ των οφειολίθων του Βούρινου και της Ροδιανής και υποστήριξαν πως οι τελευταίοι είναι η προέκταση προς ανατολικά των πρώτων.

Οι Grammatikopoulos et al. (2011) μελέτησαν την ορυκτοχημεία των σπινελλίων και την περιεκτικότητα των αντίστοιχων χρωμιτιτών σε PGE και συνέδεσαν τις τιμές Cr# των σπινελλίων με την αφθονία (abundance) σε πλατινοειδή στοιχεία.

Οι Grieco and Merlini (2011) και ο Kapsiotis (2014a) μελέτησαν τα φαινόμενα μεταμόρφωσης στους χρωμιτίτες του Βούρινου.

Ο Kapsiotis (2013, 2014a, 2014b, 2016) χρησιμοποιώντας την ορυκτοχημική σύσταση των σπινελλίων και τη γεωχημική μελέτη δειγμάτων χαρτσβουργιτών, υποστηρίζει περαιτέρω πως το περιβάλλον σχηματισμού του Βούρινου προσομοιάζει με νησιωτικό τόξο που σχηματίζεται σε εμπροσθοτόξια λεκάνη σε γεωτεκτονικό περιβάλλον SSZ.

Τέλος, πρέπει να αναφερθεί εδώ πως στην παρούσα διατριβή παρουσιάζονται και χρησιμοποιούνται δεδομένα από προηγούμενες δημοσιεύτες έρευνες:

- του Σταμούλη (1990) που αφορούν τοπογραφικά δεδομένα των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου και

- της Rassios που αφορούν γεωχημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων από υπερβασικά και βασικά πετρώματα του Βούρινου.

1.6 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Αντικείμενο έρευνας της παρούσας διατριβής, όπως αυτό περιγράφεται και στον τίτλο της, είναι η ορυκτολογική, πετρολογική και κοιτασματολογική μελέτη των οφειολίθων του Ξερολιβάδου στο Βούρινο. Το μεταλλείο Ξερολιβάδου βρισκόταν σε λειτουργία μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του 1990 και αποτελεί το μεγαλύτερο γνωστό οφειολιθικό κοίτασμα χρωμίτη στην Βαλκανική χερσόνησο. Μέχρι την παύση της λειτουργίας του, ο Βόρειος και ο Κεντρικός τομέας του μεταλλείου είχαν εξοφληθεί σχεδόν πλήρως, ενώ είχε αρκετά προχωρήσει η εκμετάλλευση του Νότιου τομέα χωρίς όμως να έχει εξοφληθεί. Για το λόγο αυτό άλλωστε, η κύρια αναλυτική δουλειά της παρούσας διατριβής έγινε σε δείγματα τον Νότιου τομέα. Ταυτόχρονα, είχαν ξεκινήσει ερευνητικές γεωτρήσεις για τον εντοπισμό της συνέχειας της μεταλλοφορίας στον Υπερνότιο τομέα του μεταλλείου, με τις εργασίες αυτές να διακόπτονται φυσικά με την παύση της λειτουργίας του μεταλλείου. Η παρούσα έρευνα πιστεύουμε αποτελεί μια λεπτομερέστερη παρουσίαση των χαρακτηριστικών των κοιτασμάτων χρωμίτη στο Ξερολίβαδο, αφού χρησιμοποιήθηκε υλικό από τα υπόγεια έργα εκμετάλλευσης του Νότιου Τομέα για το οποίο δεν υπάρχουν δημοσιευμένα στοιχεία. Συνολικά εξετάστηκαν εκατόν σαράντα (140) δείγματα, στα οποία συμπεριλαμβάνονται πενήντα πέντε (55) δείγματα μεταλλεύματος (χρωμιτίτη). Τα υπόλοιπα 85 δείγματα είναι δείγματα από το υπερβασικό πέτρωμα που φιλοξενεί το κοίτασμα χρωμίτη και τα οποία συλλέχθηκαν σε διαφορετικές αποστάσεις από το μετάλλευμα.

Η καλή και λεπτομερής γνώση του πετρολογικού-γεωχημικού πλαισίου της οφειολιθικής ακολουθίας μέσα στο οποίο φιλοξενούνται τα κοιτάσματα χρωμίτη, είναι μεγάλης σημασίας για την ερμηνεία της γένεσής τους αλλά και για την ανάπτυξη εργαλείων αναζήτησης και εντοπισμού των μεταλλοφόρων σωμάτων σε μια περιοχή. Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής χημικές αναλύσεις δειγμάτων μεταλλεύματος και μητρικού πετρώματος από το μεταλλείο Ξερολιβάδου, τόσο για κύρια στοιχεία όσο και ιχνοστοιχεία. Για σύγκριση με προηγούμενες έρευνες έγιναν αναλύσεις δειγμάτων μεταλλεύματος χρωμίτη ως προς την περιεκτικότητα σε PGE.

Ταυτόχρονα με τις παραπάνω χημικές αναλύσεις, έγινε και χρήση γεωχημικών αναλύσεων (κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία) πετρωμάτων από όλους τους σχηματισμούς της οφειολιθικής ακολουθίας του Βούρινου. Τα γεωχημικά δεδομένα προέρχονται από αριθμό αδημοσίευτων –έως τώρα- δεδομένων τα οποία και επεξεργάστηκαν ώστε να βοηθήσουν στην καλύτερη κατανόηση του πετρολογικού πλαισίου της περιοχής.

Η σχέση χημικής σύστασης του χρωμίτη και του ολιβίνη στα κοιτάσματα χρωμιτών μπορεί να προσφέρει χρήσιμες πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης αυτών των κοιτασμάτων. Οι χρωμίτες του συμπαγούς μεταλλεύματος και οι διάσπαρτοι χρωμίτες του μεταλλεύματος, καθώς και του υπερβασικού πετρώματος που το περιβάλλουν, ερευνήθηκαν λεπτομερειακά με σκοπό την πιθανή διαφοροποίηση στη σύστασή τους σε διάφορα χημικά στοιχεία-τόσο κύρια όσο και ολιγοστοιχεία. Οι διαφοροποιήσεις και η ερμηνεία τους θα μπορούσαν να δώσουν απάντηση στο ερώτημα του ποια γεωλογική διεργασία παίζει το μεγαλύτερο ρόλο στην τελική χημική σύσταση των ορυκτών (κυρίως του χρωμίτη) και θα μπορούσε να μας προσφέρει μεγαλύτερη γνώση για τη γένεση των χρωμιτικών σωμάτων στους οφειολίθους.

Ταυτόχρονα, για πρώτη φορά χρωμιτίτες του Ελλαδικού χώρου (αλλά και από τις πρώτες φορές παγκοσμίως), αναλύθηκαν με τη μέθοδο LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) οι χρωμίτες του μεταλλεύματος του Ξερολιβάδου για την περιεκτικότητά τους ένας αριθμός από ιχνοστοιχεία.

Παράλληλα με το χημισμό του χρωμίτη και του ολιβίνη, μελετήθηκε η ορυκτοχημική σύσταση των υπόλοιπων κύριων και επουσιωδών ορυκτών (π.χ. σερπεντίνης, σουλφίδια, κράματα κ.λπ.).

Η χημική σύσταση του χρωμίτη και του ολιβίνη χρησιμοποιήθηκε επίσης για την εύρεση των θερμοκρασιακών και των γεωβαρομετρικών συνθηκών γένεσης των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης μέσω της εφαρμογής του γεωθερμοβαρομέτρου που μας δίνει το ζεύγος σπινέλλιου-ολιβίνη.

Στην παρούσα διατριβή, σχεδιάστηκε και πραγματοποιήθηκε η κοιτασματολογική αποτύπωση των χρωμιτοφόρων σωμάτων του μεταλλείου καθώς και η αποτύπωση των εξοφλημένων και μη μερών του κοιτάσματος.

Τέλος, ένα νέο στοιχείο της διατριβής αυτής είναι η χρήση της ορυκτοχημείας στον εντοπισμό μεταλλοφόρων σωμάτων χρωμίτη. Αυτό επιχειρείται να γίνει με τη συνδυαστική χρήση σε κατάλληλο λογισμικό των τοπογραφικών στοιχείων και της αποτύπωσης της κατανομής ιχνοστοιχείων σε γεωχημικούς χάρτες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ

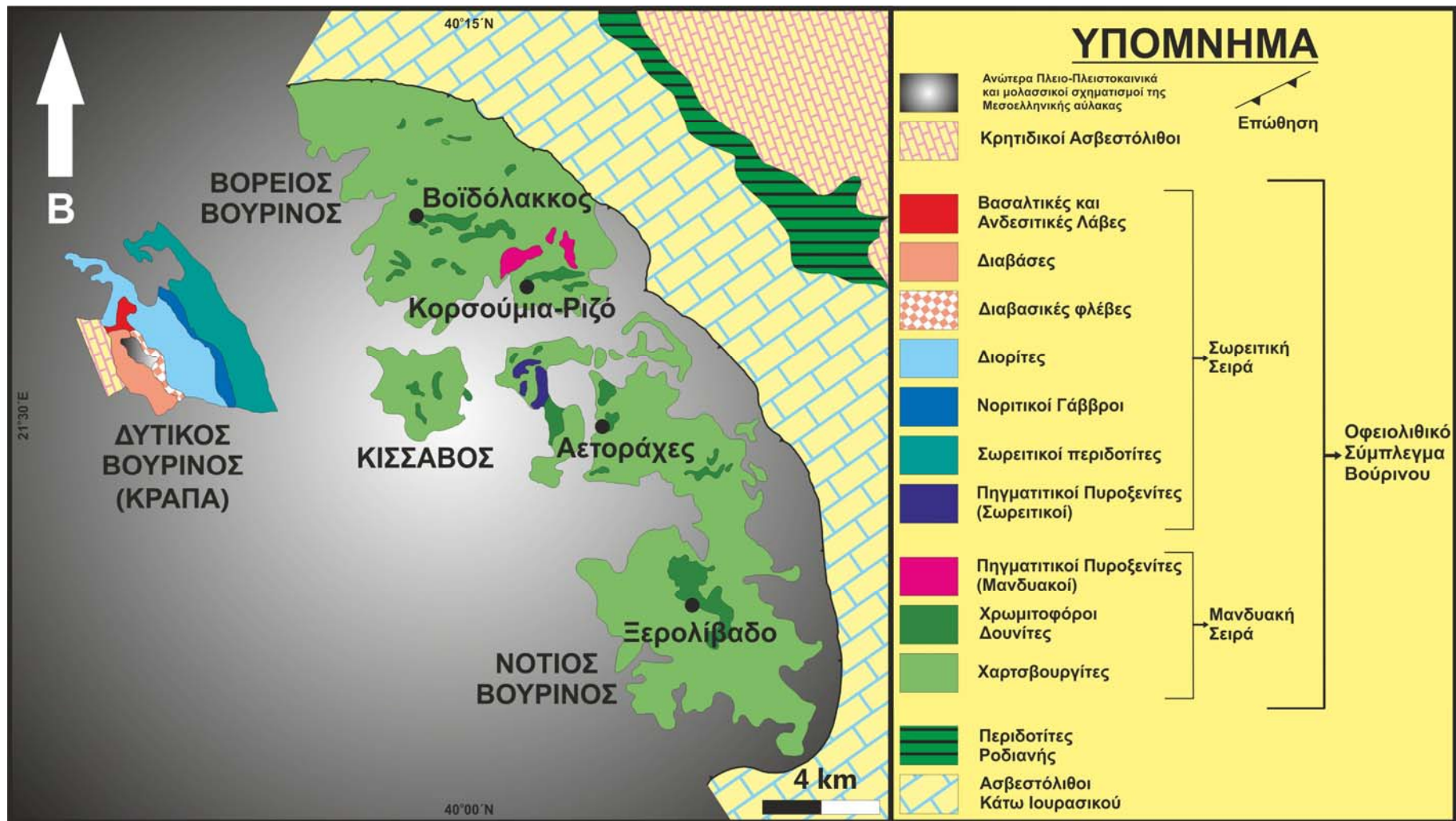
Το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου (Σχ. 2.1.1) αποτελεί μια πλήρη οφιολιθική ακολουθία πετρωμάτων (Anonymous, 1972) του συστήματος της Μεσοζωικής Τηθύος της Ανατολικής Μεσογείου. Καλύπτει έκταση περίπου 450 τ. χλμ., τοποθετείται μεταξύ της Υποπελαγονικής και Πελαγονικής ζώνης και εντάσσεται στη δυτική οφειολιθική λωρίδα.

Σύμφωνα με τους Rassios and Dilek (2009), ο Βούρινος αποτελεί το ανατολικό τέμαχος ενός μεγαλύτερου Ιουρασικού οφειολιθικού σχηματισμού γνωστού ως «Μεσοελληνικού οφειόλιθου», με την Πίνδο να αποτελεί το δυτικό τέμαχος αυτού. Παρότι το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου απέχει πάνω από 30 χιλιόμετρα από αυτό της Πίνδου, δεδομένα από μαγνητικές μετρήσεις και από γεωτρήσεις δείχνουν πως είναι κομμάτια του ίδιου υπερβασικού-βασικού τεμάχους το οποίο είναι συνεχές κάτω από το ιζηματογενές κάλυμα της Μεσοελληνικής Αύλακας (Mesohellenic trough) (Saccani and Photiades 2004, Rassios and Moores 2006, Rassios and Dilek 2009). Επίσης, τόσο στο Βούρινο όσο και στην Πίνδο υπόκεινται οφειολιθικά *mélange* τα οποία επιδεικνύουν λιθολογικές ομοιότητες (Ghikas et al. 2010).

Με βάση τεκτονικά, γεωχημικά και κοιτασματολογικά δεδομένα, θεωρείται ότι οι οφειόλιθοι του Βούρινου, της Πίνδου και της Όθρυος συνδέονται γενετικά και τοποθετήθηκαν προς τα ΒΑ, κατά το Άνω Ιουρασικό, από την ωκεάνια λεκάνη της Πίνδου που βρισκόταν δυτικά της Πελαγονικής (Smith 1979, Rassios et al. 1999, Rassios and Moores 2006, Rassios and Dilek 2009).

Οι λιθολογικοί σχηματισμοί του Βούρινου αποτελούνται κατά κύριο λόγο από μανδυακά πετρώματα (τεκτονίτες), καθώς και από μία διατηρημένη μαγματική ακολουθία και έχουν κλίνει (ή ανατραπεί) προς τα δυτικά, έτσι ώστε η δομική ακολουθία των σχηματισμών από τους ανώτερους προς τους κατώτερους να εμφανίζεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Moores 1969a, Jackson et al. 1975, Rassios et al. 1983b, Smith 1993, Rassios and Moores 2006, Ghikas et al. 2010).

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ



Σχήμα 2.1.1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου (τροποποιημένος από Moores 1969a, Rassios 1981 και Ghikas et al. 2010).

Σύμφωνα με τον Κασιώτη (2008), οι κυριότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί που διακρίνονται στην περιοχή μελέτης είναι (από τους κατώτερους προς τους ανώτερους):

- **Πελαγονικό υπόβαθρο** (Ορθοβίσιο-Δεβόνιο).

Αποτελείται από γνεύσιους και σχιστόλιθους που σχηματίστηκαν κατά την Ερκύνεια μεταμόρφωση σε συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής-αμφιβολιτικής φάσης (Mooges 1969a).

- **Μάρμαρα** (Τριαδικό-Ιουρασικό).

Στους ανώτερους ορίζοντες καλύπτονται από πελαγικούς σχηματισμούς παθητικού περιθωρίου που συνιστούν την ενότητα Αγίου Νικολάου (Naylor and Harle 1976). Η ενότητα συνίσταται από αργίλους, αργιλοψαμμίτες, τόφφους, τουρβιδίτες, κερατόλιθους, φυλλίτες, ολισθοστρώματα και ραδιολαρίτες που έχουν μεταμορφωθεί σε συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής φάσης.

- **Οφειολιθική ακολουθία**.

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα είναι επωθημένο προς τα ΒΑ επάνω στα μάρμαρα και στα μετα-ιζηματογενή πετρώματα του προηγούμενου σχηματισμού. Η επιφάνεια της επώθησης είναι εμφανής σε πολλά σημεία από το βόρειο μέχρι το νοτιοανατολικό τμήμα του οφειολιθικού συμπλέγματος. Η οφειολιθική ακολουθία περιλαμβάνει (από τη βάση και προς τα επάνω):

Οφειολιθικό mélange

Έχει πάχος περίπου 0,8 χλμ. και βρίσκεται σε επαφή με τους υποκείμενους σχηματισμούς του μεταμορφωμένου υποβάθρου (Ross and Zimmerman 1996). Συνίσταται κυρίως από μεταπηλίτες και εξαλλοιωμένους ηφαιστίτες και σε μικρότερο βαθμό από πελαγικούς ασβεστόλιθους και –σπανιότερα- μαφικά πετρώματα, σερπεντινίτες και ραδιολαρίτες (Zimmerman 1972). Εκτίθεται επιφανειακά ασυνεχώς σε όλο το περιθώριο της οφειολιθικής ακολουθίας, με τις κυριότερες εμφανίσεις να είναι στις περιοχές της κοιλάδας του Αγίου Νικολάου, βόρεια της Σκούμτσας, στο Φρούριο και στην κοιλάδα του ποταμού Αλιάκμονα (Ghikas et al. 2010).

Μεταμορφικό πέλμα

Αποτελείται από σερπεντινίτες και αμφιβολιτικούς σχηματισμούς οι οποίοι έχουν χρονολογηθεί από τους Spray and Roddick (1980) στα 171 ± 4 Ma.

Οφειολιθικοί σχηματισμοί

Αναπτύσσονται με τεκτονική επαφή επί των δύο προηγούμενων ενοτήτων.

Η βάση του οφειολιθικού καλύμματος αποτελείται από τους σχηματισμούς της μανδυακής ενότητας δηλαδή χαρτσβουργίτες και δουνίτες με πολύ συχνή μεταλλοφορία

χρωμίτη (Moores 1969a, Moores and Vine 1971, Jackson et al. 1975, Harkins et al. 1980, Rassios et al. 1983b).

Το πάχος των χαρτσβουργιτών είναι ιδιαίτερα μεγάλο (Σχ. 2.1.2) και εντός αυτών εντοπίζονται εμφανίσεις δουνίτη και χρωμιτίτη, που σχηματίζουν σε αρκετές περιπτώσεις ισοκλινείς πτυχές ποικίλης διεύθυνσης (Ayrton 1968, Moores 1969a, Jackson et al. 1975, Harkins et al. 1980, Rassios et al. 1983b).

Οι χαρτσβουργίτες καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο όγκο, όχι μόνο στη μανδυακή σειρά αλλά και σε ολόκληρο το οφειολιθικό σύμπλεγμα (~85%) και παρουσιάζουν ποικίλους βαθμούς σερπεντινίωσης (15% έως 95%) (Κωνσταντοπούλου 1990).

Αυτοί οι σχηματισμοί βρίσκονται σε επαφή με τα πετρώματα της σωρειτικής ενότητας που ακολουθεί και αποτελείται από δουνίτες, γάββρους, νορίτες και βερλίτες (Moores 1969a).

Η σωρειτική ενότητα έχει διαιρεθεί από τη Rassios (1981) στην κατώτερη και ανώτερη σωρειτική ενότητα. Η κατώτερη σωρειτική ενότητα περιλαμβάνει υπερβασικούς σωρείτες, ενώ η ανώτερη αποτελείται κυρίως από τους βασικούς σωρείτες. Κοντά στον οικισμό της Μικροκλεισούρας έχουν εντοπιστεί επίσης πλαγιογρανίτες οι οποίοι εμφανίζονται υπό μορφή φλεβών πάχους 15-20 cm μέσα στους γάββρους (Liati et al. 2004).

Στα ανώτερα επίπεδα της σωρειτικής ενότητας εμφανίζονται συμπαγείς διορίτες με διεισδύσεις πλαγιογρανιτών και σμηνοειδών μπονινιτικών φλεβών, διαβάσεις, δακίτες, και γρανοφύρες (Bortolloti et al. 1969, Beccaluva et al. 1984).

Τέλος, εμφανίζονται έκχυτοι ηφαιστίτες συμπαγούς και μαξιλαροειδούς δομής και βασालτικής-ανδεσιτικής σύστασης τοπικά επικαλυπτόμενοι ή ενδιαστρωμένοι με ραδιολαριτικούς κερατόλιθους και ασβεστόλιθους Κιμμερίδιας ηλικίας (Mavrides et al. 1979, Baumgartner 1985).

- **Ασβεστόλιθοι** (Τιθώνιο-Βεριάσιο).

Καλύπτουν ασύμφωνα τους οφειολιθικούς σχηματισμούς και παρουσιάζουν περιορισμένη ανάπτυξη μόνο στην περιοχή του Λυκοπήγαδου (Brunn 1956, Pichon and Lys 1976, Mavrides et al. 1979).

- **Ασβεστόλιθοι** (Κιμμερίδιο-Άλβιο)

Αποτίθενται στη συνέχεια επικλυσιογενώς. Εμφανίζουν υφαλογενείς φάσεις, ενδεικτικές περιβάλλοντος ηπειρωτικής κατωφέρειας πριν από την Άνω Κρητιδική επίκλυση και την απόθεση της μολάσσης (Pichon and Lys 1976).

- **Ασβεστόλιθοι** (Άλβιο-Τουρώνιο και Τουρώνιο-Σενώνιο)

Ακολουθεί η επικλυσιογενής απόθεση των ασβεστολιθικών σειρών Λαγκαδακίων (Άλβιο-Τουρώνιο) και Ζυγόστη (Τουρώνιο-Σενώνιο).

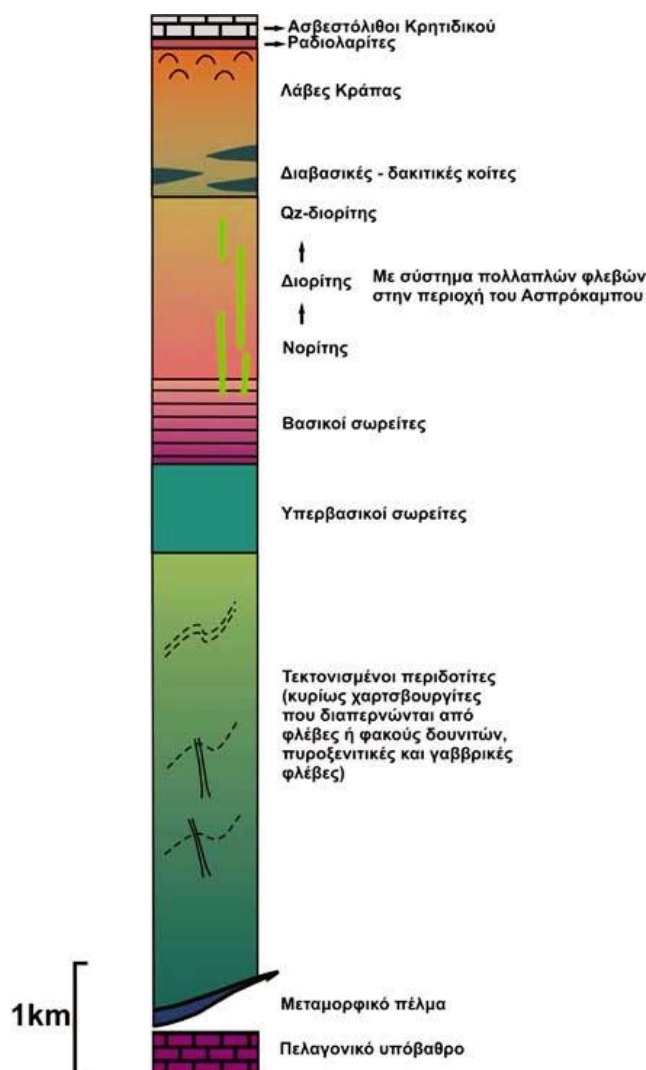
- **Φλύσσης και μεταφλύσσης** (Άνω Μαιστρίχτιο).

Περιλαμβάνουν οφειολιθικά κροκαλοπαγή, σερπεντινίτες, ρουδιστοφόρους ασβεστόλιθους Άνω Κρητιδικού και φλύσση. Εμφανίζονται κατά κύριο λόγο ΒΔ της Ρόδιανης (Chiari et al. 2003).

- **Μολασικοί σχηματισμοί** (Μειόκαινο) της Μεσοελληνικής αύλακας.

Αποτελούνται από λιμναίες, μαργαϊκές και ψαμμιτομαργαϊκές αποθέσεις και καλύπτουν μεγάλο μέρος των οφειολιθικών εμφανίσεων (Chiari et al. 2003, Bortolotti et al. 2004, Rassios and Moores 2006).

- **Χαλαροί ιζηματογενείς Πλειο-Τεταρτογενείς σχηματισμοί** που εμφανίζουν μεγάλη εκταση κυρίως στον ανατολικό Βούρινο.



Σχήμα 2.1.2. Στρωματογραφική διάρθρωση του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου (Moores 1969 και Jackson et al. 1975, τροποποιημένη από Ρηγόπουλος 2009).

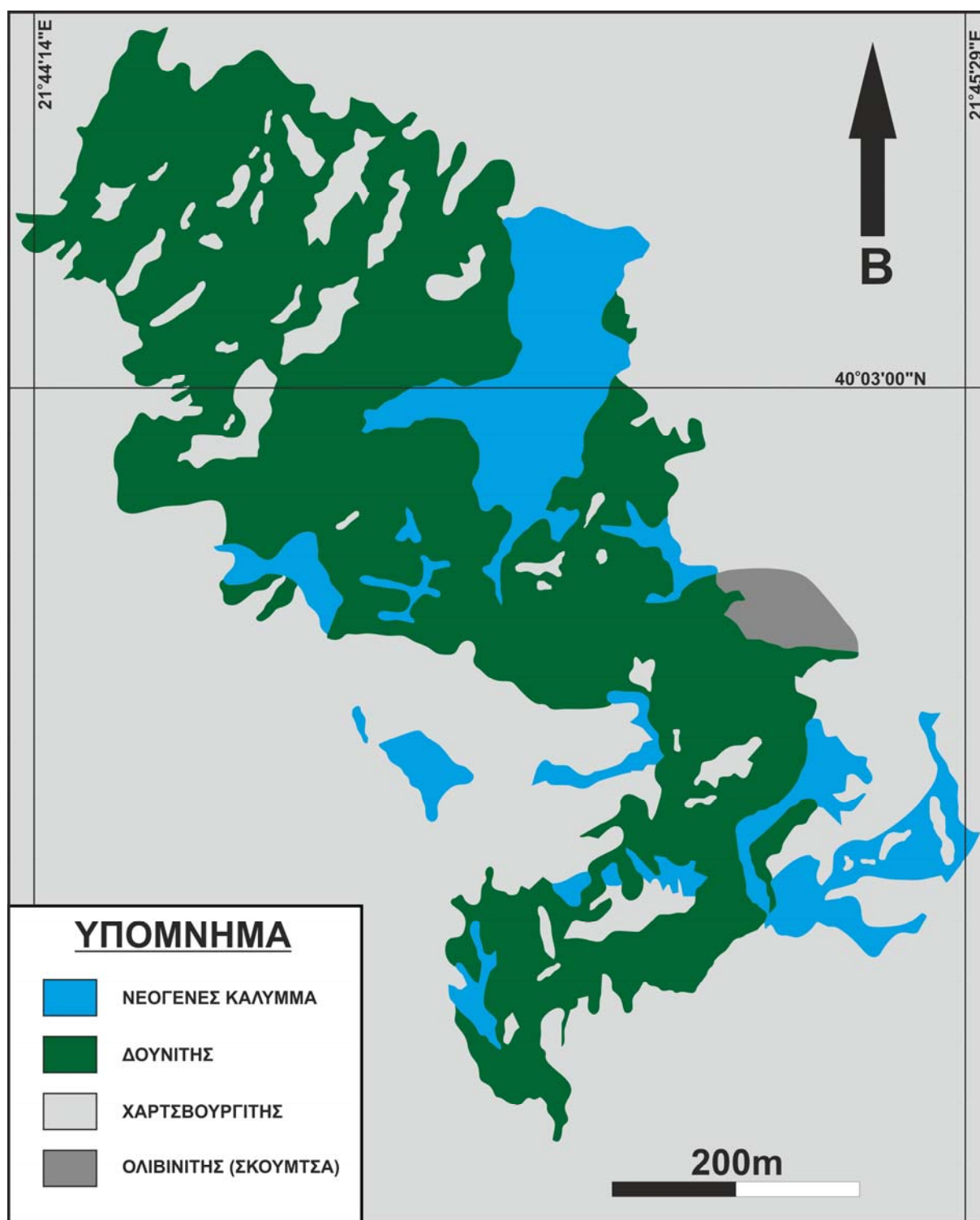
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το μεταλλείο Ξερολίβαδου βρίσκεται στο Νότιο Βούρινο (Όρος Φλάμπουρο). Στην περιοχή του μεταλλείου οι πετρολογικοί σχηματισμοί που επικρατούν είναι οι δουνίτες, οι χαρτσβουργίτες και οι πυροξενίτες, που εμφανίζονται λιγότερο ή περισσότερο σερπεντινωμένοι (Σχ. 2.2.1).

Το δουνιτικό σώμα του Ξερολίβαδου είναι το μεγαλύτερο του Βούρινου και εμφανίζεται επιφανειακά σε έκταση περίπου 3 x 1 χλμ. (Filippidis 1996). Ο δουνίτης περιβάλλεται από τον κύριο σχηματισμό της περιοχής, τον χαρτσβουργίτη, ενώ πυροξενίτης εμφανίζεται με τη μορφή φλεβών πάχους έως 20 εκατοστών που αναπτύσσονται μέσα στους δουνίτες και τους χαρτσβουργίτες και διακόπτουν και τους χρωμιτίτες. Μικρά σώματα χαρτσβουργίτη βρίσκονται σπάνια να εγκλείονται εντός του δουνίτη. Προς τα ΝΑ και μετά το χαρτσβουργίτη, αναπτύσσεται μια ζώνη εναλλαγών δουνίτη-χαρτσβουργίτη. Ο δουνίτης σε αυτή τη ζώνη αναπτύσσεται με τη μορφή φλεβών πάχους από 0,1 έως 1 μ.

Η μεταλλοφορία είναι μορφής ταινιών ή πλακών (schlieren) όπου, μέσα στο χρωμιτίτη, αναπτύσσονται αλληπάλλληλα στρώματα ταινιών χρωμιτίτη (chromitite bands) και σερπεντινίτη (serpentinite bands), ενώ διάσπαρτος χρωμίτης εμφανίζεται επιφανειακά στο ΒΑ τμήμα του μεταλλείου.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ



Σχήμα 2.2.1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης του μεταλλείου Ξερολιβάδου (τροποποιημένο από Βραχάτης κ.ά. 1986 και Kapsiotis 2016).

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Πολλά χαρακτηριστικά και ιδιότητες των κοιτασμάτων (π.χ. θέση, μορφή, σύσταση) εξαρτώνται από τα πετρογραφικά χαρακτηριστικά των σχηματισμών που τα φιλοξενούν και τα περιβάλλουν. Στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη (όπως αυτό του Ξερολίβαδου), η μεταλλοφορία χρωμίτη φιλοξενείται εντός των υπερβασικών πετρωμάτων της οφειολιθικής ακολουθίας. Το υπερβασικό πέτρωμα που φιλοξενεί το κοιτάσμα χρωμίτη του Ξερολίβαδου εμφανίζεται μακροσκοπικά από πολύ έως πλήρως σερπεντινωμένο. Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της πετρογραφικής και γεωχημικής μελέτης των δειγμάτων α) από τα υπερβασικά πετρώματα που φιλοξενούν τη μεταλλοφορία και β) από τα βασικά μέλη της οφειολιθικής σειράς.

3.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Μακροσκοπικά, τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (σερπεντινίτης από πρωτογενή δουνίτη όπως θα αναλυθεί παρακάτω), παρουσιάζουν το τυπικό ελαιοπράσινο χρώμα των σερπεντινιτών (Εικ. 3.2.1). Τόσο δείγματα αυτά, όσο και στα δείγματα του μεταλλεύματος που φιλοξενούν (τα οποία θα περιγραφούν αναλυτικότερα στο κοιτασματολογικό μέρος της παρούσας διατριβής), εμφανίζονται συχνές κατακλάσεις, γεγονός που υποδεικνύει τον ταυτόχρονο επηρεασμό τους από τεκτονικά γεγονότα.

Στην ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων ξενιστών της μεταλλοφορίας, όπως προέκυψε από τη μελέτη στο πολωτικό μικροσκόπιο, συμμετέχουν τα πρωτογενή ορυκτά ολιβίνης και επουσιώδης χρωμίτης μαζί με τα δευτερογενή ορυκτά του σερπεντίνη. Επιπλέον, επουσιώδεις δευτερογενείς φάσεις που αναγνωρίστηκαν είναι ο μαγνητίτης, σουλφίδια και κράματα μετάλλων. Στη συνέχεια περιγράφονται τα ορυκτολογικά συστατικά σε παρατήρηση στο μικροσκόπιο, καθώς και η ποσοστιαία ορυκτολογική σύσταση αριθμού δειγμάτων.



Εικόνα 3.2.1. Φωτογραφία δείγματος σερπεντινίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου. (δείγμα D4-5/717).

ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΗΣ

Η πετρογραφική μελέτη των δειγμάτων της περιοχής μελέτης έδειξε πως ο σερπεντίνης του μεταλλείου Ξερολιβάδου προήλθε από τη σερπεντινίωση του πρωτογενούς ολιβίνη. Αυτό προκύπτει τόσο από τη μορφή του, όσο και από την απουσία άλλων πρωτογενών ορυκτών (πυρόξενοι) ή δευτερογενών υφών (βασίτες) πλην των υπολειμμάτων ολιβίνη. Αυτό το χαρακτηριστικό υποδηλώνει πως το υπερβασικό πέτρωμα που φιλοξενεί τα χρωμικά σώματα ήταν δουνίτης ο οποίος έχει μετατραπεί σε σερπεντινίτη αφού, ο σερπεντίνης είναι το κύριο πυριτικό ορυκτό συστατικό στα δείγματα υπερβασικού πετρώματος.

Ο σερπεντίνης εμφανίζεται σε τυπικές ψευδομορφικές υφές και καλύπτει όπως αναφέρθηκε σχεδόν όλη την έκταση των μικροσκοπικών τομών στα δείγματα υπερβασικού πετρώματος. Ο ιστός των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος είναι κυψελώδης (mesh texture) και σε πολλά σημεία μικρο-κυψελώδης, ενώ το κέντρο των κυψελών αποτελείται κυρίως από σερπεντίνη και σπανιότερα από υπολείμματα του πρωτογενούς ολιβίνη (Εικ. 3.2.2 α και β).

Σε πολλά δείγματα παρατηρήθηκε η παρουσία σερπεντινικών φλεβών χρυσοτίλη (Εικ. 3.2.2 γ και δ). Τα φλεβίδια ποικίλλουν σε μήκος και πάχος και πολλές φορές περιέχουν μαγνητίτη (Εικ. 3.2.2 ε). Εμφανίζονται συχνά τεκτονισμένα με μετατοπισμένα τμήματα και αποσφηνωμένα άκρα. Οι ίνες του χρυσοτίλη διατάσσονται τόσο κάθετα στα τοιχώματα των φλεβών (Εικ. 3.2.2 στ) όσο και οριζόντια και τυχαία ή ακανόνιστα.

ΟΛΙΒΙΝΗΣ

Υπολειμματικός πρωτογενής ολιβίνης εμφανίζεται σχεδόν σε όλα τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος. Ο ολιβίνης έχει υποστεί εκτεταμένη σερπεντινίωση και διατηρείται με τη μορφή διαφορετικού μεγέθους «νησίδων» (relics) μέσα στο σερπεντινικό ιστό (Εικ. 3.2.2 α και β) και αποτελεί, όπως αναφέρθηκε ήδη, το κέντρο των κυψελών του ιστού. Οι «νησίδες» ολιβίνη παρουσιάζονται σε μέγεθος μερικών δεκάτων του χιλιοστού.

ΧΡΩΜΙΤΗΣ

Ο χρωμίτης αποτελεί επουσιώδες ορυκτό στα δείγματα σερπεντινιτών (Εικ. 3.2.2 α έως δ). Στο διερχόμενο φως οι κόκκοι χρωμίτη εμφανίζονται καστανέρυθροι, ενώ στο ανακλώμενο φως (Εικ. 3.2.2 β) εμφανίζουν ένα τεφρό έως τεφρόλευκο χρώμα. Παρουσιάζει ιδιόμορφο (euhedral) ή υπιδιόμορφο (subhedral) σχήμα και βρίσκεται σε περιβάλλον αρχικού ολιβίνης. Οι κόκκοι του είναι διάσπαρτοι και έντονα κατακλασμένοι και ρωγματομένοι αποτυπώνοντας τις έντονες τεκτονικές διεργασίες και τη σερπεντινίωση που έχει υποστεί η οφειολιθική ακολουθία.

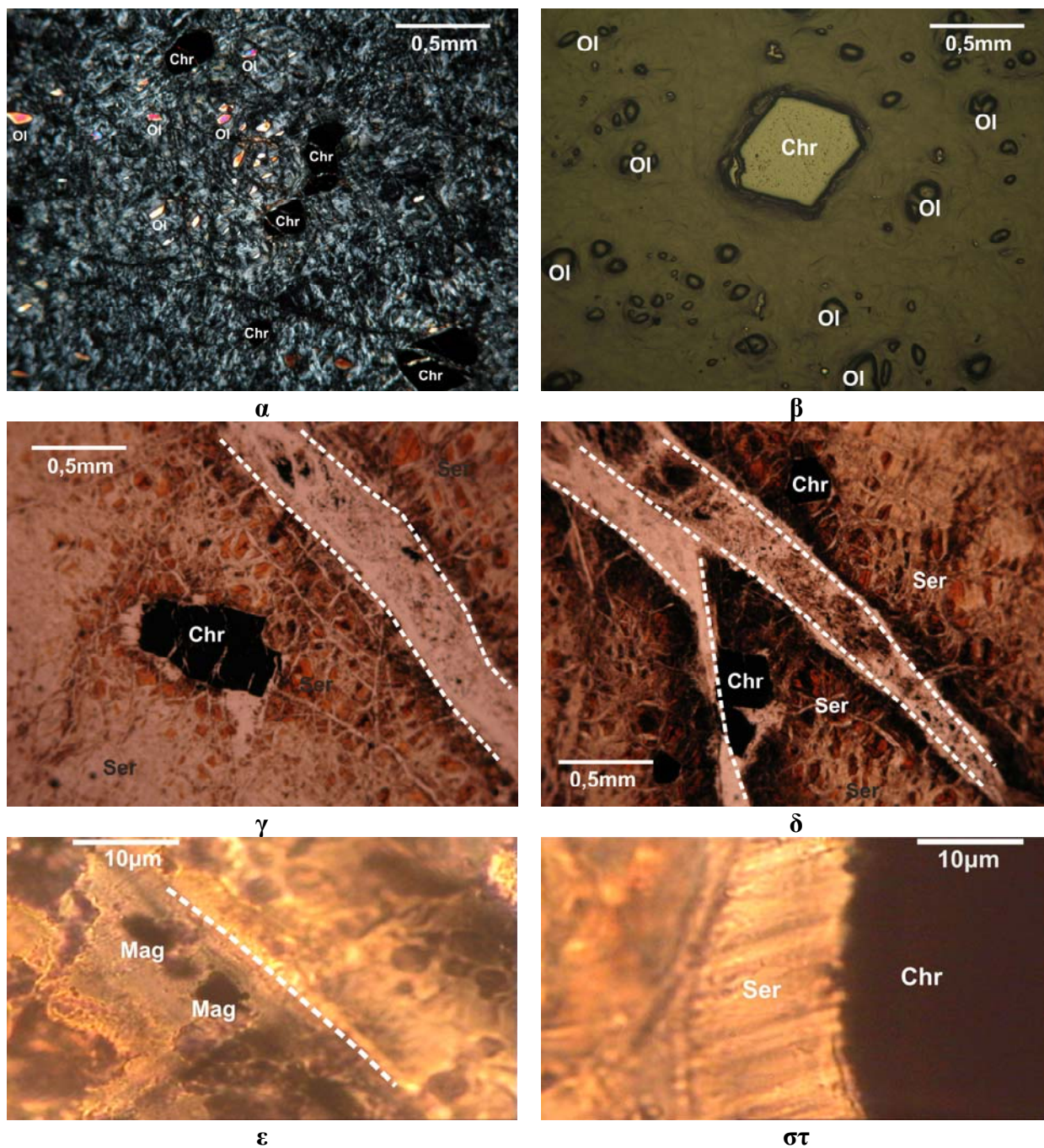
ΑΛΛΑ ΑΛΙΑΦΑΝΗ ΟΡΥΚΤΑ ΤΩΝ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΩΝ

Σε όλα τα δείγματα μέσα στη μάζα του σερπεντίνης, και κυρίως στα όρια και περιμετρικά των νησίδων ολιβίνης, εμφανίζονται κόκκοι μαγνητίτη, σουλφιδίων και κραμάτων μετάλλων. Ο μαγνητίτης εμφανίζεται με τη μορφή από πολύ μικρών κόκκων (σαν «σκόνη») μέχρι αρκετά μεγάλων κρυστάλλων.

Τα σουλφίδια και τα κράματα των μετάλλων βρίσκονται διασκορπισμένα σε μεγέθη που δεν ξεπερνούν τα 20 μm (Εικ. 3.2.3 α έως δ). Ο αβαρουίτης (awaruite) και ο χεζλεγουδίτης (heazlewoodite) βρίσκονται επίσης να αντικαθιστούν τον πρωτογενή πετλανδίτη (Εικ. 3.2.3 α έως γ). Επικρατούν συνήθως αποστρογγυλεμένες ή ακανόνιστες μορφές κόκκων.

ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΑ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Σε ορισμένα δείγματα κατά την παρατήρηση στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, παρατηρήθηκαν εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών μέσα σε κόκκους χρωμίτη (Εικ. 3.2.3 ε και στ). Ορυκτά που παρατηρήθηκαν κατά θέσεις ήταν: πυρόξενοι, αμφίβολοι, ολιβίνης, ουβαροβίτης, σερπεντίνης και χλωρίτης και αποτελούν σταγόνες του αρχικού βασαλτικού τήγματος που εγκλωβίστηκαν στο χρωμίτη κατά την κρυστάλλωσή του (Merlini et al. 2011).



Εικόνα 3.2.2. Μικροσκοπικές φωτογραφίες υπερβασικού πετρώματος (διερχόμενο φως α και γ έως στ, ανακλώμενο φως β).

α. Δείγμα D4-5/717β (Nicols +)

β. Δείγμα D6/741 (Nicols =)

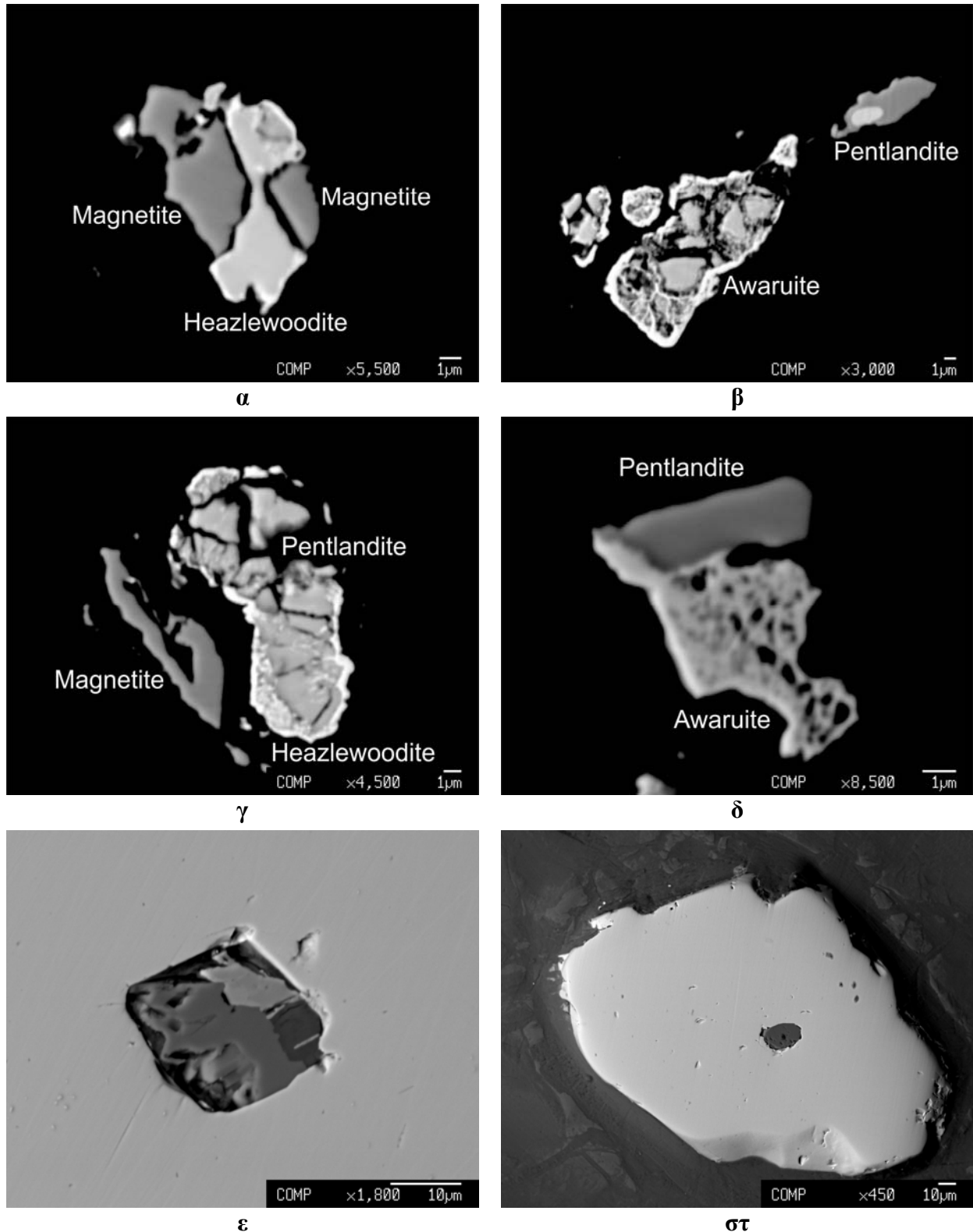
γ. Δείγμα D6/692 (Nicols =)

δ. Δείγμα D6/692 (Nicols =)

ε. Δείγμα D3/717A (Nicols =)

στ. Δείγμα D3/717A (Nicols =)

Chr=Χρωμίτης, Ol= Ολιβίνης, Ser=σερπεντίνης, Mag= Μαγνητίτης, διακεκομμένες γραμμές=φλέβες χρυσोटίλη



Εικόνα 3.2.3. Μικροφωτογραφίες σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) με οπισθοδιασκεδαζόμενη δέσμη ηλεκτρονίων (Back-Scattered electron Image, BSI) από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος D4-5/717 (α), D4/765 (β), D4-5/738 (γ), D4-5/765 (δ), D3-4/754 (ε) και D3/750 (στ).

ε. Έγκλεισμα αμφίβολου+ουβαροβίτη+χλωρίτη μέσα σε χρωμίτη

στ. Έγκλεισμα σερπεντίνη μέσα σε χρωμίτη

ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ

Μετά από εμβαδομέτρηση των λεπτών-στιλπνών τομών από τα πετρώματα βρέθηκε η % κατά όγκο (κ.ό.) ορυκτολογική σύσταση, καθώς και ο βαθμός σερπεντινίωσης των δειγμάτων. Τα αποτελέσματα παρατίθενται στον Πίνακα 3.2.1. Όλα τα δείγματα που εμβαδομετρήθηκαν προέρχονται από το υπερβασικό πέτρωμα του μεταλλείου Ξερολιβάδου που φιλοξενεί τα χρωμικά σώματα.

Η περιεκτικότητά τους σε σερπεντίνη κυμαίνεται από 78,40 έως 97,00 % κ.ό. Στα περισσότερα δείγματα διατηρείται σε μικρά υπολείμματα ο πρωτογενής ολιβίνης. Ο ολιβίνης είναι το μοναδικό πρωτογενές ορυκτό που παρατηρείται (εκτός των εγκλεισμάτων σε χρωμίτη). Η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε ολιβίνη κυμαίνεται μεταξύ 0,00 και 19,60 % κ.ό. Σε όλα τα δείγματα υπάρχει διάσπαρτος χρωμίτης, με την περιεκτικότητα των δειγμάτων σε αυτόν να κυμαίνεται μεταξύ 0,69 και 18,50 % κ.ό. Σε πολύ μικρές ποσότητες (ίχνη) βρίσκονται στα δείγματα κόκκοι χλωρίτη, βρουσίτη, ανθρακικών ορυκτών και σουλφιδίων.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μελέτης της ορυκτολογικής σύστασης των δειγμάτων:

- Ο βαθμός σερπεντινίωσης των δειγμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου (= % κ.ό. περιεκτικότητα σε σερπεντίνη/άθροισμα % κ.ό. περιεκτικότητας των πυριτικών ορυκτών*100) κυμαίνεται μεταξύ 80 και 100 % (Πίν. 3.2.1).

- Συνδυάζοντας τα δεδομένα των ιστολογικών χαρακτηριστικών του σερπεντίνη αλλά και το γεγονός πως ο ολιβίνης είναι σχεδόν (εκτός των εγκλεισμάτων στο χρωμίτη) το μοναδικό πρωτογενές ορυκτό που παρατηρείται σε δυνητική περιεκτικότητα κ.ό. μεγαλύτερη του 99%, ο αρχικός πετρολογικός τύπος του υπερβασικού πετρώματος ήταν δουνίτης (% κ.ό. περιεκτικότητα σε ολιβίνη >90%).

- Τα δείγματα πετρολογικά κατατάσσονται στους σερπεντινίτες (βαθμός σερπεντινίωσης >90 %), εκτός από τα δείγματα D5-6/717, D6/717 και D7/880 που κατατάσσονται ως σερπεντινωμένοι δουνίτες (βαθμός σερπεντινίωσης <90 %).

- Δύο δείγματα (D2/719 και D3/717A) περιέχουν χρωμίτη σε ποσοστό μεγαλύτερο του 12 % κ.ό., το οποίο αποτελεί το ορυκτολογικό όριο για την οικονομική εκμετάλλευση του χρωμίτη (Economou 1996).

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ

Πίνακας 3.2.1. Ορυκτολογική σύσταση (% v/v) και % βαθμός σερπεντινίωσης δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΔΕΙΓΜΑ	ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ (% v/v)				ΒΑΘΜΟΣ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΩΣΗΣ (%)
	Ser	Ol	Chr	ΣΥΝΟΛΟ	
D1/717	92,40	6,20	1,40	100,00	93,71
D2/719	81,50	0,00	18,50	100,00	100,00
D2-3/717A	96,40	0,00	3,60	100,00	100,00
D3/717A	83,00	1,00	16,00	100,00	98,81
D3-4/717A	96,00	0,80	3,20	100,00	99,17
D4/717A	97,00	0,80	2,20	100,00	99,18
D4-5/717A	95,40	0,60	4,00	100,00	99,38
D5/717	94,00	2,60	3,40	100,00	97,31
D5-6/717	81,40	14,80	3,80	100,00	84,62
D6/717	78,40	19,60	2,00	100,00	80,00
D7/880**	86,45	12,69	0,86	100,00	87,20
D7-8/880**	91,87	7,05	1,08	100,00	92,87
D8-9/885**	91,96	7,22	0,81	100,00	92,72
D9-10/885**	91,41	7,90	0,69	100,00	92,05
D10-11/885**	91,99	6,69	1,32	100,00	93,22
D11-12/885**	91,20	7,81	0,99	100,00	92,11
D12-13/885**	91,30	6,88	1,82	100,00	93,00

*Ser=Σερπεντίνης, Ol=Ολιβίνης, Chr= Σπινέλιος

**από Filippidis, 1996

3.3 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα βασικά πετρώματα που εξετάζονται προέρχονται από την ηφαιστειακή-υποηφαιστειακή σειρά της οφειολιθικής ακολουθίας του Βούρινου που παρουσιάζει εξάπλωση στο Δυτικό Βούρινο (περιοχή Κράπας) (βλ. Κεφ. 2). Πρόκειται για μεταηφαιστειακά πετρώματα που εμφανίζονται με διάφορες μορφές: συμπαγείς, φλεβικές και μαξιλαροειδείς (ή προσκεφαλοειδείς) (pillow-lavas). Το χρώμα τους είναι συνήθως τεφρό, τεφροπράσινο, καστανό, καστανοπράσινο και πράσινο ως αποτέλεσμα της ορυκτολογικής τους σύστασης.

Χαρακτηριστικό γνώρισμά τους είναι η μερική διατήρηση των ορυκτολογικών/ιστολογικών χαρακτηριστικών τους, γεγονός που υποδηλώνει πως τα πετρώματα αυτά έχουν δεχθεί χαμηλό βαθμό μεταμόρφωσης. Ο ιστός που διατηρήθηκε (και αντανakλά σε μεγάλο βαθμό τα αρχικά ιστολογικά χαρακτηριστικά) στα υπό μελέτη δείγματα είναι ο οφειτικός (ή βλαστο-οφειτικός αν δεχτούμε πως πρόκειται για μεταμορφικό ιστό). Σε μερικές περιπτώσεις σε παρατήρηση στο μικροσκόπιο τα δείγματα τέμνονται από μικροφλέβες που δείχνουν διαφορετικό χρόνο σχηματισμού από φαινόμενα μετακίνησης υλικού στη ρευστή φάση κατά την μεταμόρφωση.

Σε πολλά δείγματα παρατηρήθηκε μερική διατήρηση φαινοκρυστάλλων των πρωτογενών ορυκτών: πυρόξενοι, πλαγιόκλαστα και μεταλλικά ορυκτά (κυρίως μαγνητίτης και αιματίτης), ενώ σε ορισμένα δείγματα παρατηρήθηκαν και κρύσταλλοι ζirkονίου ως επουσιώδεις ορυκτά. Όπου έχουν διατηρηθεί τα πρωτογενή ορυκτά, είναι δυνατή η παρατήρηση στο μικροσκόπιο της αντικατάστασής τους από τα δευτερογενή.

Δευτερογενή ορυκτά που παρατηρήθηκαν στο μικροσκόπιο είναι: αμφίβολοι, επίδοτο, χλωρίτης, ασβεστίτης, λευκός μαρμαρυγίας (σερικήτης), $\pm$ ζωισίτης, $\pm$ σερπεντίνης, $\pm$ χαλαζίας σε διαφορετικές κάθε φορά αναλογίες και παραγενέσεις.

Περαιτέρω διερεύνηση των χαρακτηριστικών των πετρωμάτων αυτών δεν πραγματοποιήθηκε, αφού θεωρήθηκε πως ξεφεύγει από τους σκοπούς της παρούσας μελέτης. Στη συνέχεια περιγράφονται τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά των μεταβασικών δειγμάτων όπως αυτά παρατηρήθηκαν στο μικροσκόπιο. Σημειώνεται πως όπου δίνεται η % κ.ό. περιεκτικότητα των ορυκτών, αυτή προέρχεται από τη μελέτη της Rassios (1981) σε αυτά τα δείγματα.

3.3.1 ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ ΟΡΥΚΤΑ

ΠΥΡΟΞΕΝΟΙ

Καλά διατηρημένοι φαινοκρύσταλλοι πυροξένων εμφανίζονται σε μερικές περιπτώσεις. Οι κρύσταλλοι αυτοί εμφανίζονται ιδιόμορφοι ως υπιδιόμορφοι και αρκετοί από αυτούς αποτυπώνουν τη σταδιακή αντικατάστασή τους από δευτερογενή ορυκτά (χλωρίτης ή αμφίβολος).

ΠΛΑΓΙΟΚΛΑΣΤΑ

Ιδιόμορφοι (έως υπιδιόμορφοι) επιμηκυσμένοι φαινοκρύσταλλοι πλαγιόκλαστων εμφανίζονται σε όλα τα δείγματα. Έχουν μέγεθος από 0,05 έως και 2 mm και έχουν υποστεί σωσσυριτίωση. Τα προϊόντα της αλλοίωσης είναι αλβίτης, επίδοτο, ζωισίτης και ασβεστίτης. Η περιεκτικότητά τους στα δείγματα κυμαίνεται από 35 έως 75% κ.ό.

ΜΕΤΑΛΛΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ

Ιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι, ακανόνιστοι κρύσταλλοι μαγνητίτη (και αιματίτη, χωρίς να ξεχωρίζουν στο πολωτικό μικροσκόπιο) εμφανίζονται πολύ συχνά σε όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν. Έχουν μέγεθος από 0,05 έως και 0,2 mm και η περιεκτικότητά τους στα δείγματα φτάνει έως 40% κ.ό.

3.3.2 ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗ ΟΡΥΚΤΑ

ΑΛΒΙΤΗΣ

Είναι το συνηθέστερο δευτερογενές ορυκτό που συναντάται στα δείγματα και προέρχεται από τα αρχικά πρωτογενή πλαγιόκλαστα βασικής σύστασης. Οι κρύσταλλοί τους είναι δοκοειδείς ή λεπτοπρισματικοί επιτρέποντας έτσι τη διατήρηση του αρχικού οφειτικού ιστού. Τα μεγέθη τους είναι φυσικά τα αντίστοιχα των φαινοκρυστάλλων πλαγιοκλάστων που αναφέρθηκαν προηγουμένως.

ΛΕΥΚΟΙ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΕΣ (ΣΕΡΙΚΙΤΗΣ)

Αναπτύσσονται σε βάρος των πρωτογενών πλαγιοκλάστων και σχηματίζουν μικρά ακανόνιστα φυλλάρια. Πρόκειται για τη μορφή τους σερίκίτη.

ΑΜΦΙΒΟΛΟΙ

Εμφανίζονται τόσο με ακανόνιστο σχήμα όσο και σε καλά ανεπτυγμένους πρισματικούς κρυστάλλους ως ψευδομόρφωση πυροξένων. Έχουν μεγέθη κρυστάλλων από 0,15 έως 0,40 mm και η περιεκτικότητά τους στα δείγματα κυμαίνεται από 20 έως 40% κ.ό.

ΧΛΩΡΙΤΗΣ

Ο χλωρίτης στα δείγματα παρουσιάζεται με τη μορφή συσσωματωμάτων μικρών φύλλων και αποτελούν ψευδομόρφωση των πυροξένων. Το χρώμα του είναι κιτρινοπράσινο ή εμφανίζεται άχρωμος. Η περιεκτικότητά του στα δείγματα είναι συνήθως περίπου 10% κ.ό. και το μέγεθός των κρυστάλλων του κυμαίνεται από 0,1 έως 0,4 mm.

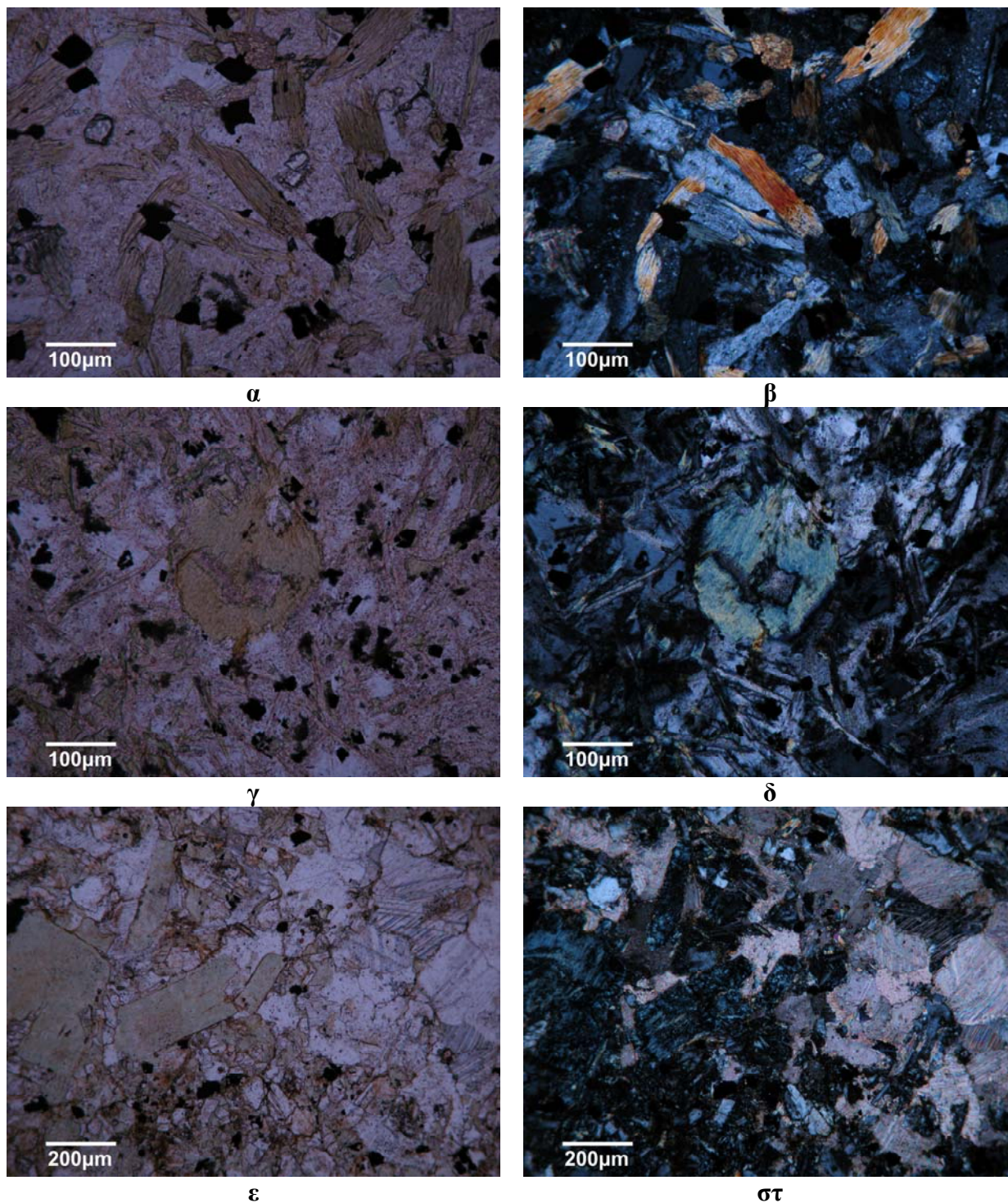
ΕΠΙΔΟΤΟ

Έχει ανοικτό κίτρινο χρώμα ή εμφανίζεται άχρωμο. Εμφανίζεται τόσο σε μεμονωμένους κρυστάλλους (συνήθως υπιδιόμορφους) όσο και σε συσσωματώματα και σε ορισμένα δείγματα εμφανίζεται σε μεγάλα μεγέθη.

ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ

Δημιουργεί ακανόνιστους αλλοτριόμορφους διάσπαρτους κόκκους ή φλεβίδια. Οι κόκκοι έχουν μεγέθη έως 2 mm. Οι κρύσταλλοι ασβεστίτη που συνοδεύουν αλβίτη και

επίδοτο είναι αποτέλεσμα της σωσσυριτίωσης, ενώ τα φλεβίδια ασβεσίτη αποτελούν μια από τις νεότερες φάσεις που έχουν δημιουργηθεί από τη ρευστή φάση ως συνέπεια της αύξησης του λόγου $a\text{CO}_2/a\text{H}_2\text{O}$ (Μπαντή 2002).



Εικόνα 3.3.2. Αντιπροσωπευτικές μικροσκοπικές φωτογραφίες βασικού πετρώματος (διερχόμενο φως). Φωτογραφίες α, γ και ε με Nicols = και φωτογραφίες β, δ και στ οι ίδιες με Nicols +.

3.4 ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ-ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Η πετρολογία αναφέρεται κατά κύριο λόγο στη γεωχημεία των υπερβασικών και βασικών πετρωμάτων της οφειολιθικής σειράς, ενώ το καθαρά πετρογραφικό μέρος για τα πετρώματα ξενιστές των κοιτασμάτων αναλύθηκε στα προηγούμενα υποκεφάλαιο του Κεφαλαίου 3.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη χρήση της γεωχημείας για τον καθορισμό της αρχικής σύστασης του μάγματος που δίνει τα μέλη των σωρειτών και των λαβών στις οφειολιθικές ακολουθίες αλλά και για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας των οφειολίθων (π.χ. Pearce and Cann 1971, 1973, Miyashiro 1973, 1975, Pearce 1975, 1980, 1982, Rocci et al. 1975, Becalluva et al. 1977, 1979, 1980, 1984, Pearce and Norry 1979, Beccaluva and Serri 1988, Τσικούρας 1992, Pearce et al. 2000, Μπαντή 2002, Πομώνης 2003, Zhou et al. 2005, Κασιώτης 2008, Dilek and Morishita 2009, Kapsiotis 2013, 2014a, 2014b, 2016).

Γεωχημικά, για τον προσδιορισμό του αρχικού μάγματος χρησιμοποιούνται χημικά στοιχεία και παράμετροι που θεωρούνται σε μεγάλο βαθμό ανεξάρτητοι από μεταμορφικές ή αποσαθρωτικές διαδικασίες. Η κινητικότητα ορισμένων στοιχείων σε σχέση με την μεταμόρφωση και την αποσάθρωση παρουσιάζεται στον Πίνακα 3.4.1.

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται γεωχημικά δεδομένα σερπεντινιτών-περιδοτιτών (52 δείγματα) και μεταβασικών (35 δείγματα) πετρωμάτων του Βούρινου και η ερμηνεία τους στη γένεση της οφειολιθικής ακολουθίας με τελικό σκοπό την εύρεση του πετρολογικού και γεωδυναμικού πλαισίου μέσα στο οποίο δημιουργήθηκαν τα κοιτάσματα χρωμίτη του Ξερολίβαδου. Για το σκοπό αυτό, στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων πετρωμάτων από την οφειολιθική ακολουθία του Βούρινου, καθώς και τα συμπεράσματα που προκύπτουν. Οι χημικές αναλύσεις που

παρουσιάζονται (βλ. Πίνακες 3.5.1 έως 3.5.3 και 3.6.1, Παράρτημα Β) προέρχονται από αναλύσεις που έγιναν σε εργαστήρια του εξωτερικού για την παρούσα διατριβή, καθώς και από αδημοσίευτα δεδομένα της Dr. Annie Rassios (Γεωλόγος ΕΚΒΑΑ-ΙΓΜΕΜ, παράρτημα Δυτικής Μακεδονίας).

Η κινητικότητα των χημικών στοιχείων στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου μελετήθηκε με τη βοήθεια διαγραμμάτων διαφοροποίησης (Σχ. 3.4.1). Στα διαγράμματα προβάλλονται οι συγκεντρώσεις των στοιχείων ως προς την συγκέντρωση του Zr αφού, το Zr είναι εξαιρετικά δυσκίνητο στοιχείο κατά τις διαδικασίες αποσάθρωσης και μεταμόρφωσης (Cann 1970, Pearce and Cann 1973) και επιπλέον θεωρείται ασυμβίβαστο για τους αβυσσεϊκούς θολειίτες (Erlank and Kable 1976) και τα πετρώματα περιθωριακών λεκανών (Tarney et al. 1977).

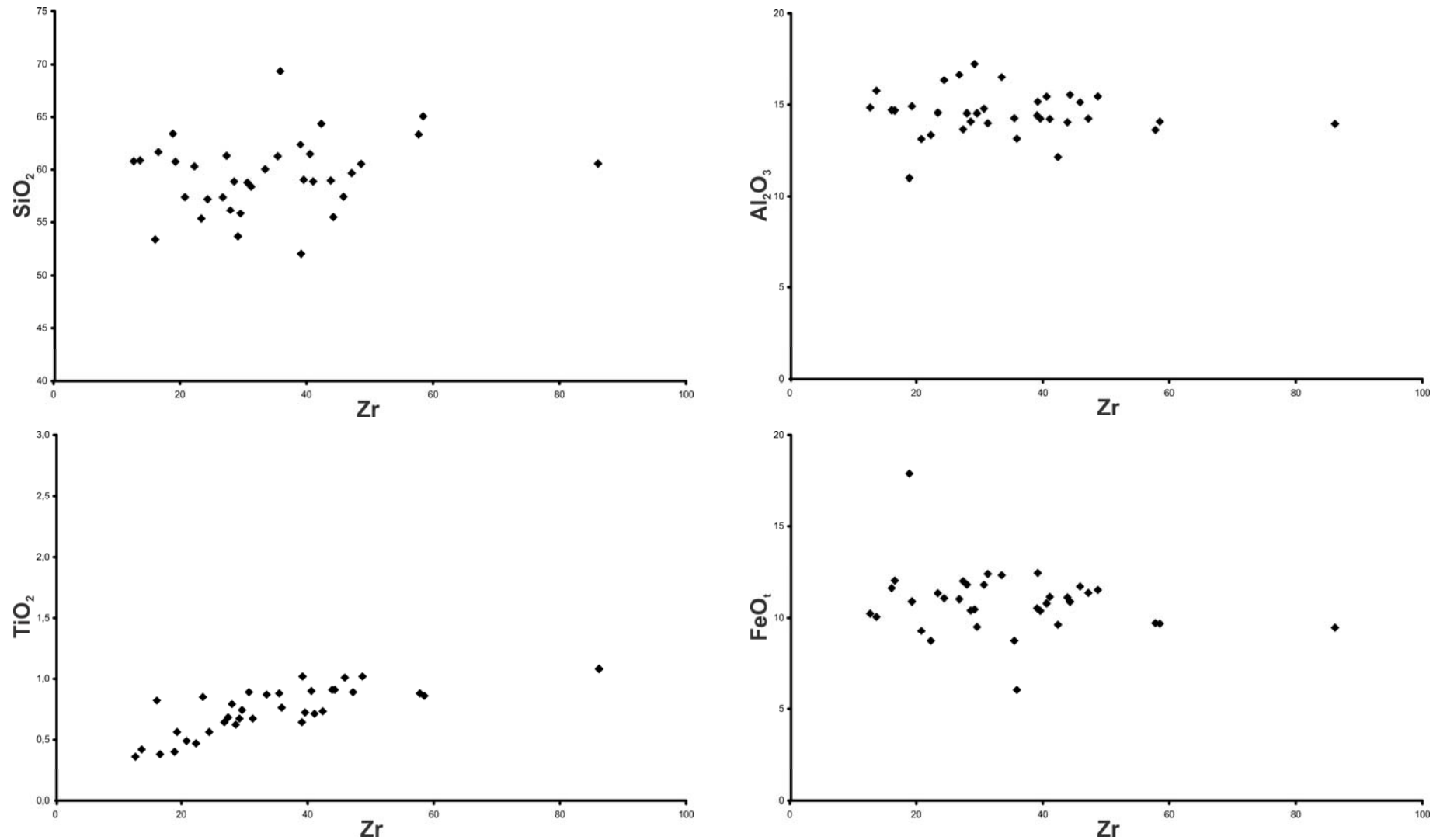
Σύμφωνα με τα διαγράμματα διαφοροποίησης, θετική συσχέτιση με το Zr δείχνουν τα στοιχεία Na, Si, Ti, Nb και Y και αρνητική συσχέτιση με το Zr δείχνουν τα στοιχεία Cr, Mg, Ni και P. Η έλλειψη συσχέτισης των K, Mn, Sr και Rb με το Zr δείχνει πως τα στοιχεία αυτά κινητοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια δευτερογενών διεργασιών (Πομώνης 2003).

Πίνακας 3.4.1. Κινητικότητα στοιχείων κατά την αποσάθρωση (υποθαλάσσια ή χερσαία) και κατά την χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (από Μπαντή 2002 και αναφορές εκεί).

	Αποσάθρωση	Μεταμόρφωση
Κινητικότητα	Κύρια στοιχεία	
Μεγάλη	+H ₂ O, +Fe ³⁺ /Fe ²⁺ , -Ca, -Mg, -K	+H ₂ O, +K, -Ca, -Al
Μέτρια	-Na, Si	+Na, +Si, +(Mg+Fe), -K, ?P
Μικρή ή καθόλου	Al, Ti Fe*	Ti, Fe ³⁺ /Fe ²⁺ , Fe*/Mg
	Ιχνοστοιχεία	
Μεγάλη	+Rb, ?Cs	?Rb
Μέτρια	+Sr, ?La	-Sr, ?La
Μικρή ή καθόλου	Ti, Zr, REE(-La), Y, Cr, Co, Ni, Ta, Hf, Nb, Sc	Ti, Zr, Y, REE(-La), Hf, Nb, Ta, Th, Sc, V

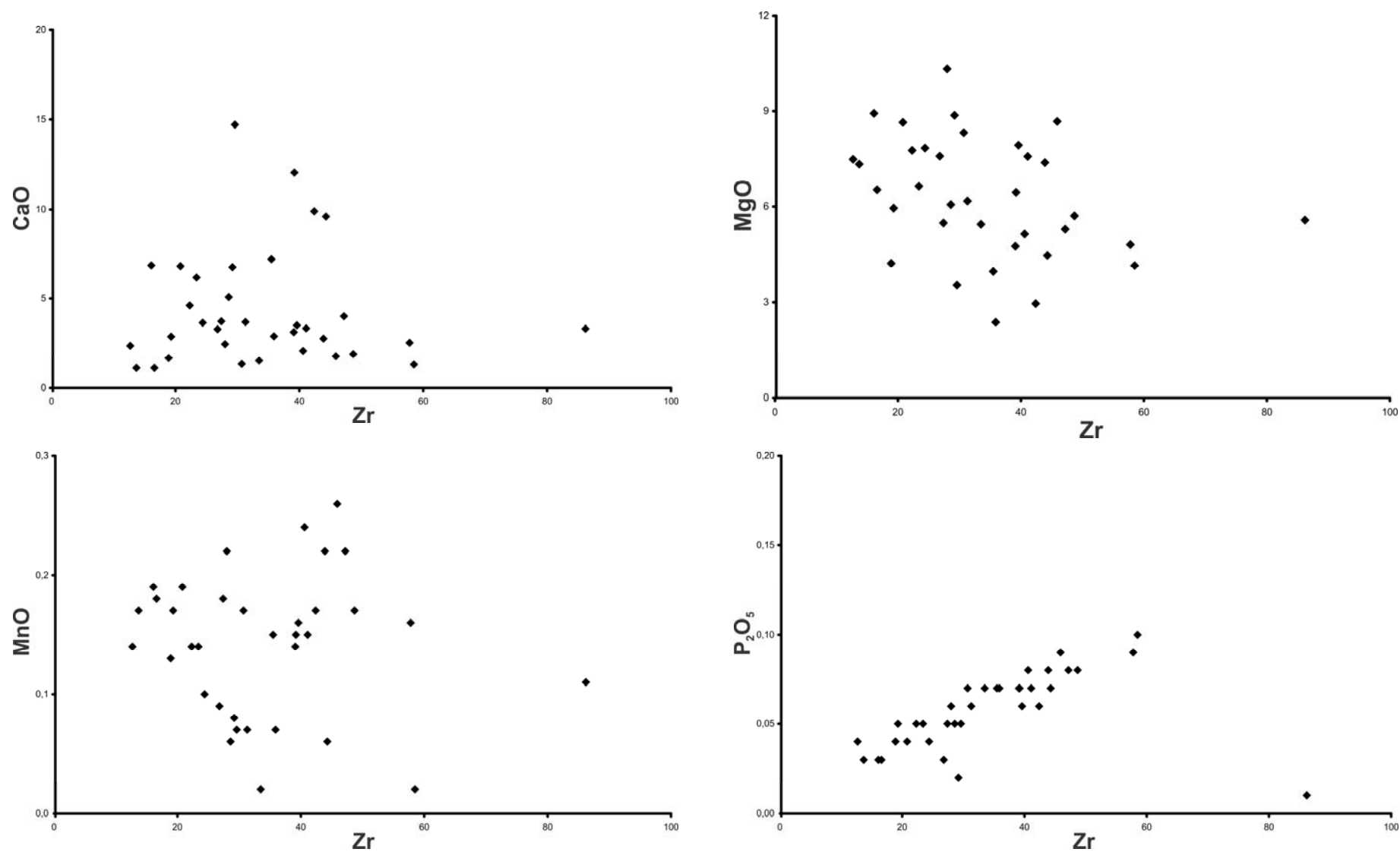
*Fe=ολικός σίδηρος

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



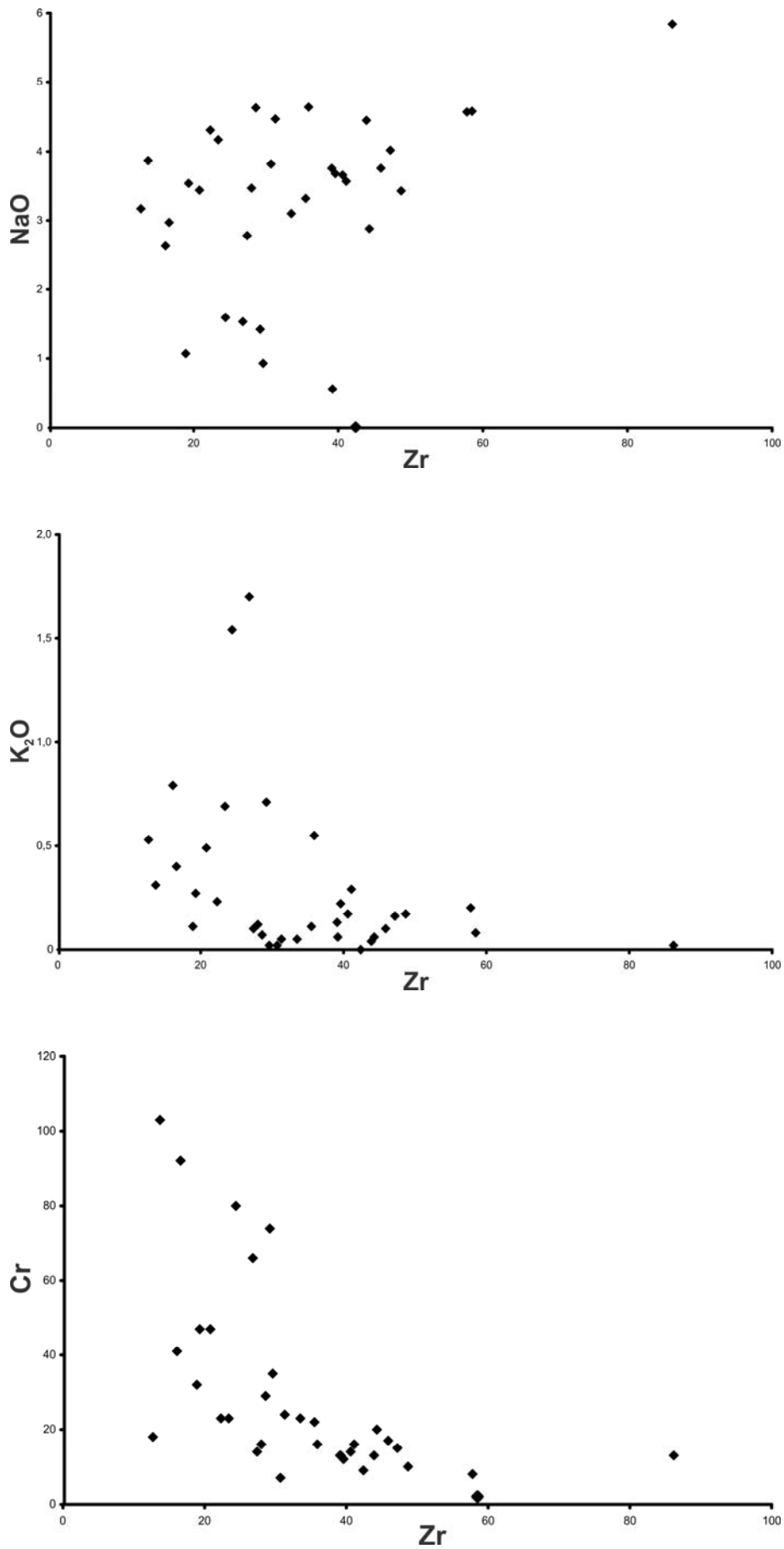
Σχήμα 3.4.1. Προβολή των συγκεντρώσεων χημικών στοιχείων των οφειολιθικών πετρωμάτων του Βούρινου σε διαγράμματα διαφοροποίησης. Οι συγκεντρώσεις δίνονται για τα οξείδια σε % κ.β. και για τα ιχνοστοιχεία σε ppm. Κλειστοί κύκλοι τα δείγματα σερπεντινιτών-περιδοτιτών και κλειστοί ρόμβοι τα δείγματα μεταβασικών πετρωμάτων.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



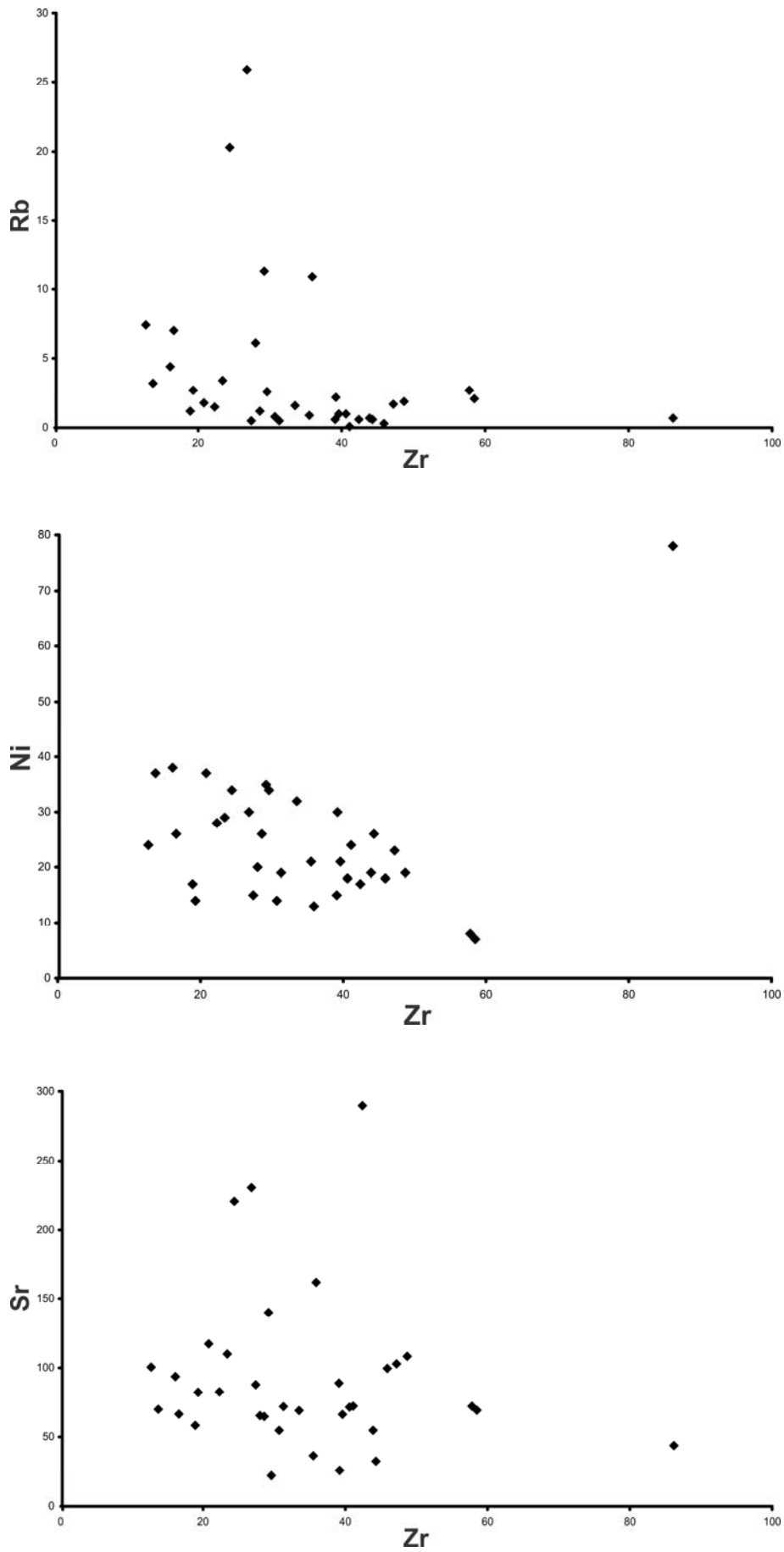
Σχήμα 3.4.1. Συνέχεια.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



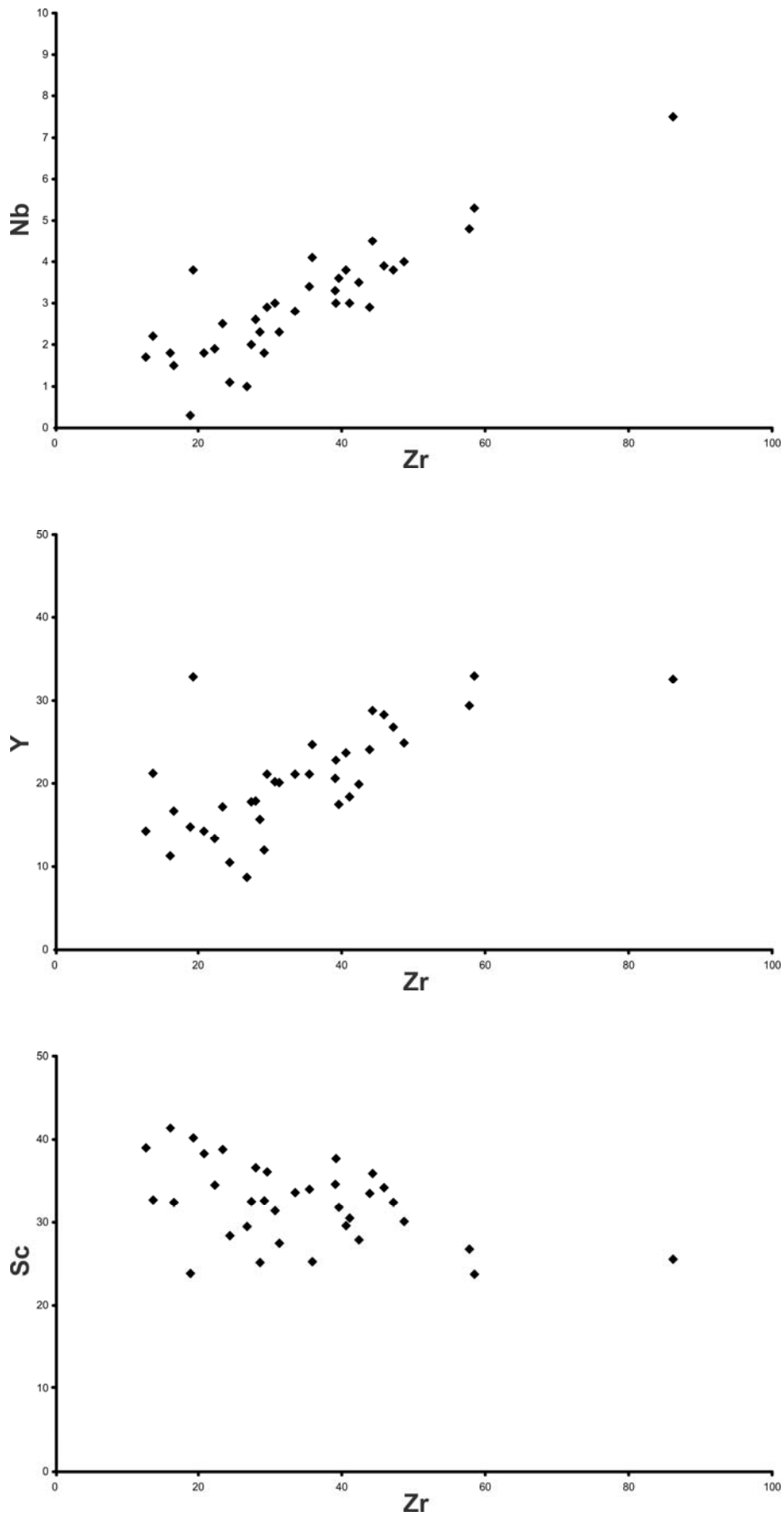
Σχήμα 3.4.1. Συνέχεια.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



Σχήμα 3.4.1. Συνέχεια.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



Σχήμα 3.4.1. Συνέχεια.

3.5 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Η πετρογραφική έρευνα των σερπεντινιτών του μεταλλείου Ξερολίβαδου μας δίνει σαφείς ενδείξεις ότι τα πετρώματα αυτά προέρχονται από αρχικούς δουνίτες οι οποίοι έχουν υποστεί μεταμόρφωση. Για τους σκοπούς της παρούσας διατριβής, 5 δείγματα σερπεντινιτών (δουνιτών) αναλύθηκαν για την περιεκτικότητά τους σε κύρια οξείδια και ιχνοστοιχεία από το μεταλλείο Ξερολίβαδου. Ταυτόχρονα, παραθέτονται οι χημικές αναλύσεις για συνολικά 47 δείγματα περιδοτιτών από το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου: 10 δείγματα από την περιοχή του Χρωμίου, 12 από την περιοχή του Ριζού, 5 από την περιοχή του Κονιβού και 20 από την περιοχή του Βοϊδόλακκου. Οι περιδοτίτες αποτελούν τα κατώτερα τμήματα του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου. Αντιπροσωπεύουν τμήματα του ανώτερου μανδύα, ο οποίος έχει υποστεί μερική τήξη και ανακρυστάλλωση. Λόγω της διαφυγής του μάγματος που σχηματίστηκε κατά τη μερική τήξη, ο ανώτερος μανδύας έχει αποπλυθεί ή εκχυμωθεί σε ορισμένα χημικά στοιχεία, ενώ έχει εμπλουτιστεί σε κάποια άλλα κι έτσι συχνά χρησιμοποιείται οι όροι εκχυμωμένος (depleted) και υπολειμματικός (residual) μανδύας (mantle) αντίστοιχα.

Οι διάφοροι λιθολογικοί τύποι που συνιστούν την οφειολιθική ακολουθία του Βούρινου έχουν υποστεί έντονες μεταμορφικές διεργασίες και παραμορφωτικά γεγονότα. Όσον αφορά τα υπερβασικά μέλη της ακολουθίας, αυτά έχουν υποστεί σε μεγάλο βαθμό σερπεντινίωση. Ο αρχικός πετρολογικός τύπος τους μπορεί να προσδιοριστεί με τη βοήθεια στοιχείων και παραμέτρων που προκύπτουν από το χημισμό των σερπεντινιτών. Για την ταξινόμησή τους, έγινε χρήση των δυνητικών ορυκτολογικών συστάσεων με τη μέθοδο CIPW norm σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων. Για το σκοπό αυτό έγινε επαναυπολογισμός των αποτελεσμάτων των χημικών αναλύσεων στο 100% (δηλαδή ελεύθερες απώλειες πύρωσης) και με παράγοντα οξείδωσης που εκφράζεται από το λόγο $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,25$ (Kuno 1967, Le Maitre 1976, Hughes and Hussey 1979, Wilkinson 1986, Wilkinson and Le Maitre 1987, Μπαντή 2002). Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των σερπεντινιτών-περιδοτιτών από τις διάφορες περιοχές του Βούρινου παρουσιάζονται στους Πίνακες 3.5.1 έως 3.5.3, ενώ στον Πίνακα 3.5.4 παρουσιάζονται συνοπτικά οι μέσοι όροι, οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές των αναλύσεων αυτών.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ

Πίνακας 3.5.4. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε κύρια οξείδια και ιχνοστοιχεία των σερπεντινιτών-περιδοτιτών από τις διάφορες περιοχές του Βούρινου.

ΠΕΡΙΟΧΗ	Βοϊδόλακκος (20 αναλύσεις)			Κονιβός (5 αναλύσεις)			Χρώμιο (10 αναλύσεις)			Ριζό (12 αναλύσεις)			Ξερολίβαδο (5 αναλύσεις)		
	MIN	Μ.Ο.	MAX	MIN	Μ.Ο.	MAX	MIN	Μ.Ο.	MAX	MIN	Μ.Ο.	MAX	MIN	Μ.Ο.	MAX
SiO ₂	43,47	44,85	46,01	41,71	44,02	44,92	40,64	41,50	42,78	38,51	41,71	42,78	36,05	37,09	38,10
TiO ₂	0,003	0,005	0,009	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,028	0,080
Al ₂ O ₃	0,00	0,11	0,27	0,38	0,49	0,57	0,19	0,38	0,57	0,38	0,40	0,57	0,02	0,12	0,31
Fe ₂ O ₃				8,00	8,32	8,58	8,29	8,45	8,72	8,00	8,22	8,29	5,75	7,00	8,33
FeO	8,21	9,06	9,93												
MnO	0,12	0,13	0,15	0,13	0,13	0,14	0,09	0,10	0,12	0,12	0,12	0,13	0,08	0,10	0,11
MgO	42,53	44,63	46,66	43,11	43,93	44,76	43,52	45,47	46,42	43,11	44,83	46,42	46,50	47,90	49,84
CaO	0,29	0,50	1,16	0,56	0,64	0,98	0,56	0,97	1,32	0,28	0,50	0,84	0,11	0,15	0,18
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01										0,02	0,03	0,04
A.Π.*				1,16	1,72	2,80	1,21	2,07	3,09	2,14	2,99	3,91	1,29	5,46	9,93
ΣΥΝΟΛΟ	99,19	99,29	99,39	98,98	99,30	99,60	97,94	98,98	99,52	97,75	98,81	99,45	94,78	97,88	99,76
Sc	8,80	11,82	14,54												
Ti	12,9	28,9	65,0												
V	22,3	30,3	36,9												
Cr	1883	2625	3210	3216	3709	5269	2190	4311	10879	2805	6375	10879	37,5	58,8	80,0
Ni	2116	2495	2753										1711	14574	35785
Co	107,7	117,7	127,0										3142	3245	3371
Cu	3,4	12,1	72,7										75,6	105,3	127,3
Zn	40,6	44,1	46,7										19,6	20,8	22,1
Ga	0,31	0,50	0,67										17,6	18,4	18,9
Rb	0,02	0,12	0,24										6,20	10,82	15,20
Sr	0,54	1,10	1,81										11,90	22,58	30,80
Y	0,015	0,084	0,189										1,20	1,38	1,50
Zr	0,066	0,209	0,576										10,000	36,120	58,900
Nb	0,002	0,023	0,071										0,000	14,060	27,700
Ba													12,200	18,560	24,200
Pb													29,6	44,5	80,2
Th													0,2	0,9	1,5
U													2,5	3,6	4,6
													0,6	0,6	0,6
La													2,3	3,8	8,7
Ce													11,5	11,7	12,2

*Α.Π.=Απώλεια πύρωσης

Η περιεκτικότητα σε Cr στα δείγματα των υπερβασικών πετρωμάτων είναι ανάλογη σχεδόν αποκλειστικά με την παρουσία σε αυτά σπινελίων. Αφαιρώντας τα πολύ πλούσια σε Cr (>5000 ppm) δείγματα που αναλύθηκαν, η μέση περιεκτικότητα των υπερβασικών πετρωμάτων του Βούρινου σε Cr βρέθηκε 2712 ppm. Οι δουνίτες εμφανίζουν μέση περιεκτικότητα 1847 ppm και οι χαρτσβουργίτες 2782 ppm. Συγκριτικά παραθέτονται οι εξής μέσες περιεκτικότητες σε Cr για υπερβασικά πετρώματα του Ελλαδικού χώρου:

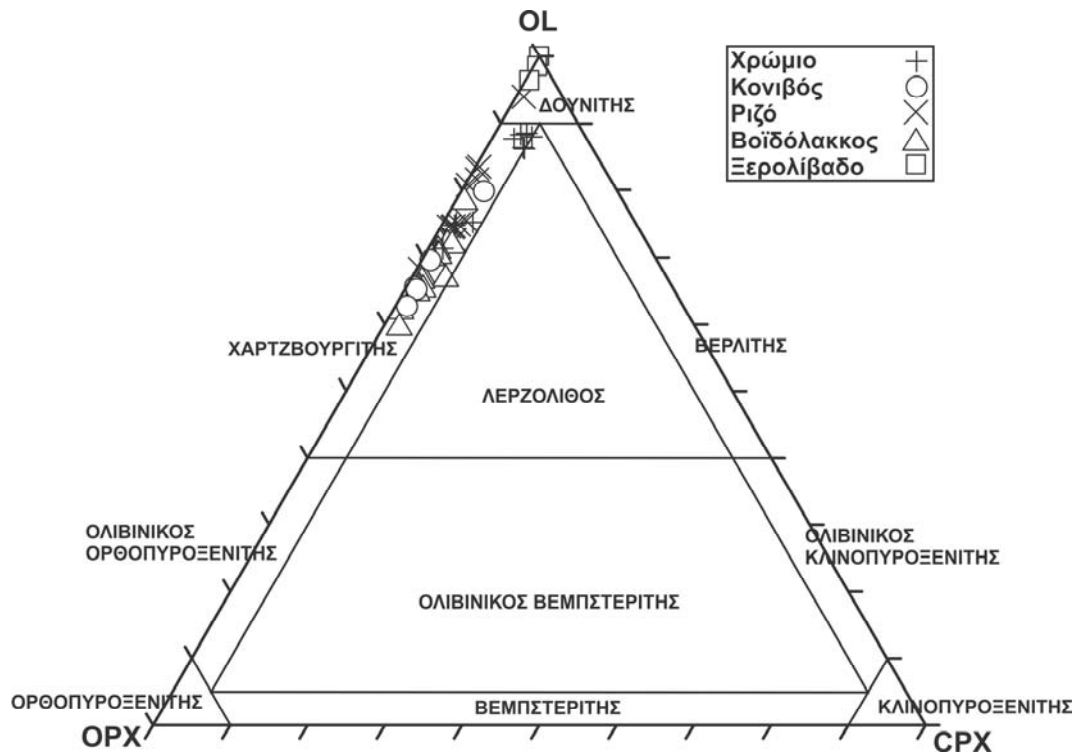
- Υπερβασικά Βούρινου: 2200 ppm (Stueber and Goles 1967)
- Σερπεντινωμένοι δουνίτες Πίνδου, 1930 ppm (Montigny et al. 1973)
- Υπερβασικά Βερμίου, Ολύμπου, Έδεσσας, Σκύρου, 2416 ppm (Οικονόμου 1979)
- Υπερβασικά Έδεσσας, 2587,5 ppm (Μιχαηλίδης 1982)
- Δουνίτες οφειολιθικής σειράς Χαλκιδικής, 2570 ppm (Christodoulou and Michailidis 1990)
- Υπερβασικά Ν. Ρόδων Χαλκιδικής, 3048 ppm (Michailidis et al. 1995)

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η σχετικά υψηλή μέση περιεκτικότητα σε Ni (3244,6 ppm) των δειγμάτων σερπεντινίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου. Η τιμή αυτή αποδίδεται στην παρουσία στα δείγματα Ni-σουλφιδίων (βλ. Κεφ. 4).

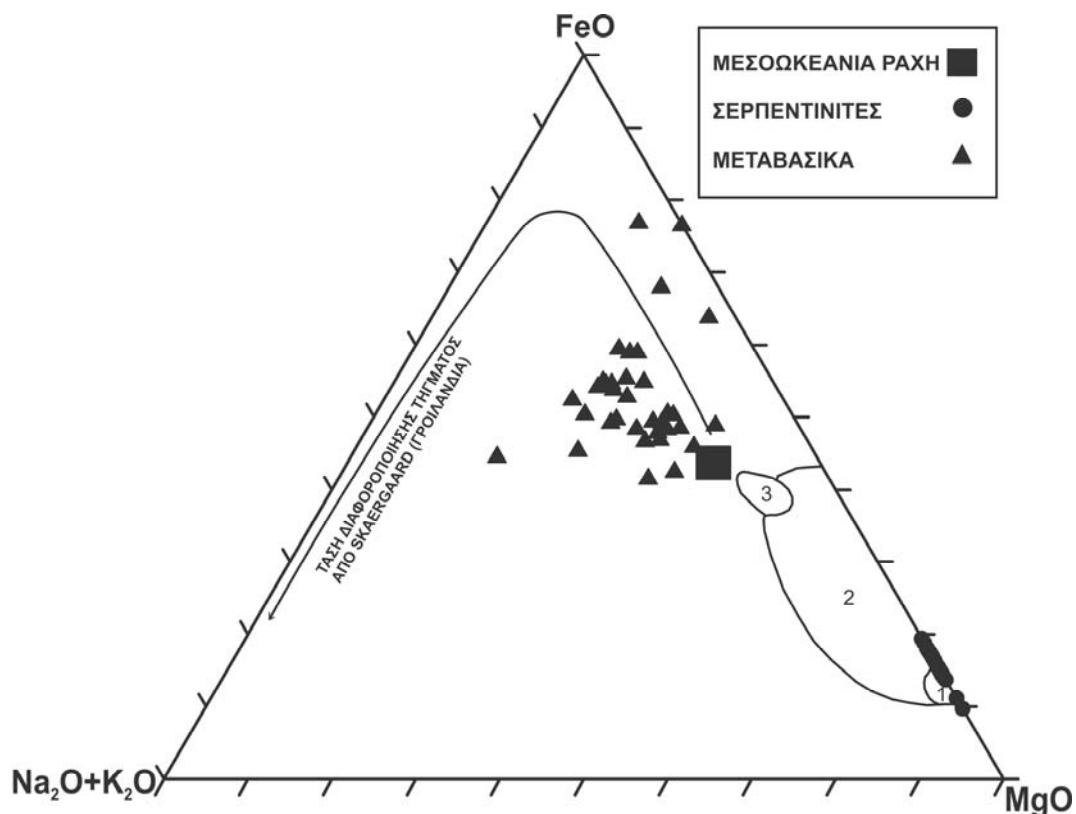
Από την προβολή των παραμέτρων ol-hy-di που προέκυψαν από τον υπολογισμό της CIPW norm στο διάγραμμα του Coleman (1977), οι σερπεντινίτες του Ξερολιβάδου προβάλλονται στα πεδία των δουνιτών, όπως έδειξε και η πετρογραφική μελέτη των δειγμάτων, ενώ όλα τα δείγματα από τις υπόλοιπες τοποθεσίες –πλην ενός δείγματος από την περιοχή του Ριζού– προβάλλονται στο πεδίο των χαρτσβουργιτών (Σχ. 3.5.1). Η προβολή των δειγμάτων αυτών στο πεδίο των χαρτσβουργιτών επιβεβαιώνεται από τον μέσο όρο του λόγου $MgO/(MgO+FeO)$ ο οποίος είναι 0,84 αφού, σύμφωνα με τον Coleman (1977), σε αναλλοίωτους πρωτόλιθους, η τιμή αυτή είναι λίγο πιο κάτω από 0,85 για τους χαρτσβουργίτες.

Στο τριγωνικό διάγραμμα A-F-M (Σχ. 3.5.2) οι αναλυμένοι σερπεντινίτες-περιδοίτες προβάλλονται στο πεδίο των μεταμορφικών περιδοιτών και των βασικών και υπερβασικών σωρειτικών πετρωμάτων των οφειολίθων.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



Σχήμα 3.5.1. Προβολή της δυνητικής σύστασης των σερπεντινιτών-περιδοτιτών του Βούρινου στο τριγωνικό διάγραμμα OL (ολιβίνης)-OPX (ορθοπυρόξενος)-CPX (κλινοπυρόξενος) (από Coleman 1977).



Σχήμα 3.5.2. Προβολή των σερπεντινιτών-περιδοτιτών και των μεταβασικών πετρωμάτων του Βούρινου στο τριγωνικό διάγραμμα A-F-M. Δίνονται τα πεδία σύστασης των μεταμορφικών περιδοτιτών (1), βασικών και υπερβασικών σωρευτικών πετρωμάτων οφειολίθων (2) και κοματιτών (3), η μέση σύσταση βασαλτών από μεσοωκεάνια ράχη και η τάση διαφοροποίησης θολεΐτικού τήγματος (από Coleman 1977).

3.6 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα βασικά μέλη της οφειολιθικής ακολουθίας του Βούρινου έχουν επίσης δεχτεί μεταμαγματικές διεργασίες οι οποίες έχουν ως συνέπεια μεταβολές στην αρχική χημική τους σύσταση. Γενικά, τα βασικά μέλη των οφειολίθων παρουσιάζουν μια αύξηση σε H_2O , SiO_2 και αλκάλεια και απώλεια σε CaO (και πιθανόν σε MgO και FeO) από την αντίδραση με το θαλασσινό νερό σε ωκεάνιο περιβάλλον (Gass and Smewing 1973, Spooner and Fyfe 1973) ή σε μεταγενέστερο στάδιο με το μετεωρικό νερό ή ακόμα και αλλαγές που οφείλονται σε χερσαία αποσάθρωση.

Οι αναλύσεις των μεταδιαβασικών πετρωμάτων παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.6.1 και προέρχονται από αδημοσίευτα δεδομένα της Dr. Annie Rassios, από την περιοχή της Κράπας-Βατόλακκου, ενώ στον Πίνακα 3.6.2 παρουσιάζονται συνοπτικά οι μέσοι όροι, οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές των αναλύσεων αυτών.

Στον Πίνακα 3.6.3 παρουσιάζονται οι μέσες περιεκτικότητες οξειδίων (% κ.β.) και ιχνοστοιχείων (ppm) από την παρούσα διατριβή και από οφειολιθικές ακολουθίες που βρέθηκαν στην βιβλιογραφία. Από τα δεδομένα που παρουσιάζονται προκύπτουν ομοιότητες μεταξύ της περιοχής μελέτης και των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Έδεσσας και του Τροόδους της Κύπρου. Οι διαφορές που προκύπτουν ανάμεσα στο Βούρινο και στις υπόλοιπες περιοχές στις περιεκτικότητες ορισμένων ιχνοστοιχείων, οφείλεται πως ο μέσος όρος για τις περιεκτικότητες για τα ηφαιστειακά του Βούρινου σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία υπολογίστηκε από αρκετά οξινότερα πετρώματα σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές.

Η μέση % κ.β. περιεκτικότητα (σε άνυδρη βάση) των μεταδιαβασικών πετρωμάτων του Βούρινου σε Na_2O είναι 3,25%, γεγονός που φανερώνει αποτύπωση πιθανών μεταμαγματικών φαινομένων επίδρασης αφού, σύμφωνα με τον Coleman (1977), περιεκτικότητες Na_2O μεταξύ 2 και 2,5% μπορούν να θεωρηθούν μαγματικές ενώ, μεταξύ 3 και 5% αποδίδονται σε μεταμαγματικές διεργασίες. Αντίστοιχα, τιμές περιεκτικότητας σε K_2O από 0,1 έως 0,3% θεωρούνται πρωτογενείς, ενώ τιμές έως 2% ως αποτέλεσμα K-μετασωμάτωσης. Η μέση περιεκτικότητα των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης είναι 0,3%, γεγονός που δεν μπορεί να επιβεβαιώσει καθαρά κανένα ενδεχόμενο.

Από την προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα A-F-M (Σχ. 3.5.2) προκύπτει ότι τα περισσότερα δείγματα ακολουθούν μια τάση αύξησης του FeO ανάλογη με την τάση διαφοροποίησης του θολειτικού τήγματος από το Skaergaard (Γροιλανδία).

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ

Πίνακας 3.6.2. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε κύρια οξείδια και ιχνοστοιχεία των μεταδιαβασικών πετρωμάτων από την περιοχή της Κράπας-Βατόλακκου του Βούρινου.

	ΑΡΙΘΜΟΣ ΑΝΑΛΥΣΕΩΝ	MIN	Μ.Ο.	MAX
SiO ₂	35	51,27	57,95	70,19
TiO ₂	35	0,35	0,72	1,04
Al ₂ O ₃	35	11,01	14,15	17,27
Fe ₂ O ₃	35	6,63	11,43	19,38
MnO	35	0,02	0,14	0,24
MgO	35	2,41	6,12	9,74
CaO	35	1,07	4,25	14,89
Na ₂ O	35	0,01	3,15	5,62
K ₂ O	35	0,00	0,30	1,69
P ₂ O ₅	35	0,01	0,06	0,09
ΣΥΝΟΛΟ	35	93,98	98,26	101,90
Sc	35	23,8	32,2	41,4
Ti	35	2206	4474	6618
V	35	113	306	575
Cr	35	2	29	103
Ni	35	7	25	78
Co	35	14	32	61
Cu	35	1	140	1729
Zn	35	23	81	171
Ga	35	7,8	13,8	23,6
Rb	35	0,1	3,8	25,9
Sr	35	22,0	91,6	289,8
Y	35	8,7	20,5	33,0
Zr	35	12,7	34,3	86,2
Nb	35	0,3	3,0	7,5
Ba	35	0,1	29,5	115,4
Hf	7	0,52	1,15	1,90
Ta	7	0,04	0,07	0,09
Pb	7	1,28	2,13	3,49
Th	7	0,23	0,32	0,51
U	7	0,13	0,24	0,51
La	7	1,39	2,00	2,89
Ce	7	3,28	5,00	7,65
Pr	7	0,52	0,85	1,34
Nd	7	2,32	4,40	6,97
Sm	7	1,02	1,66	2,43
Eu	7	0,19	0,50	0,88
Gd	7	1,38	2,46	3,54
Tb	7	0,29	0,49	0,72
Dy	7	1,94	3,42	4,97
Ho	7	0,46	0,77	1,09
Er	7	1,36	2,41	3,47
Tm	7	0,25	0,40	0,55
Yb	7	1,55	2,44	3,46
Lu	7	0,23	0,37	0,55

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ

Πίνακας 3.6.3. Μέση σύσταση (αναγωγή σε άνυδρη βάση και στο 100%) βασικών ηφαιστειακών πετρωμάτων από διαφορετικές οφειλιθικές σειρές (δεδομένα από Μπαντή 2002 και αναφορές εκεί).

ΠΕΡΙΟΧΗ	Βούρινος- Παρούσα εργασία	MARIANA-Δ. Ειρηνικός	Τρόδος-Κύπρος	Πίνδος	Έδεσσα
SiO ₂	59,50	50,80	54,51	50,73	55,07
TiO ₂	0,74	0,96	0,61	1,24	0,84
Al ₂ O ₃	14,54	16,43	14,41	18,84	13,98
Fe ₂ O _{3t}	10,85	9,27	9,53	9,18	11,54
MnO	0,14	0,13	0,15	0,15	0,19
MgO	6,30	8,03	9,01	4,98	6,67
CaO	4,32	11,43	8,73	9,22	7,52
Na ₂ O	3,25	2,43	2,26	4,42	3,73
K ₂ O	0,30	0,42	0,57	1,18	0,35
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,22	0,06	0,11
ΣΥΝΟΛΟ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΑ ΣΕ ppm					
Sc	32	-	37	264	42
V	306	260	268	-	287
Cr	29	250	238	68	167
Ni	25	122	59	39	61
Cu	140	100	64	47	61
Zn	81	62	-	54	77
Rb	4	2 έως 10	19	15	5
Sr	92	155	88	138	91
Y	21	16	22	-	22
Zr	34	68	44	-	53
Nb	3	2,5	1	-	1,7
Ba	29	37	-	81	30

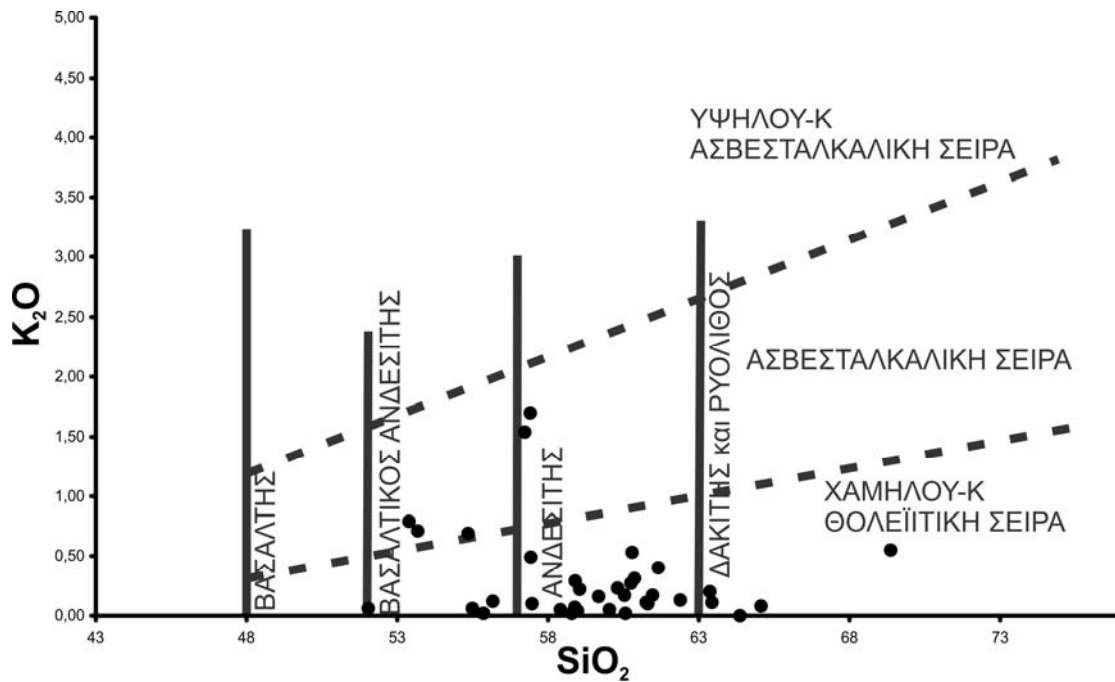
*.-=δεν υπάρχουν δεδομένα

Τα μεταδιαβασικά πετρώματα ταξινομήθηκαν με βάση το διάγραμμα K₂O-SiO₂ (Σχ. 3.6.1). Τα περισσότερα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο σύστασης ανδεσίτη, κάποια στη σύσταση βασαλτικού ανδεσίτη και λίγα στη σύσταση δακίτη-ρυόλιθου. Τα τελευταία λόγω της αναγωγής τους σε άνυδρη βάση και στο 100% εμφανίζονται ιδιαίτερα πλούσια σε SiO₂. Επίσης, σύμφωνα με το ίδιο διάγραμμα, τα περισσότερα από τα δείγματα χαρακτηρίζονται από χαμηλό K.

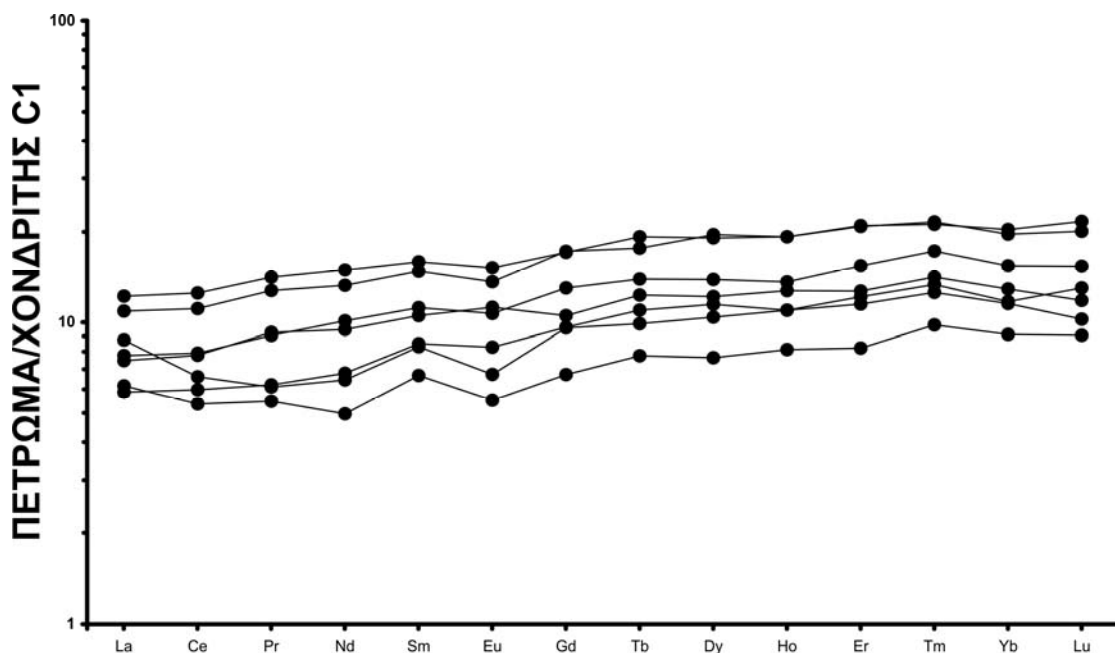
Οι συγκεντρώσεις των στοιχείων των σπάνιων γαιών (REE) είναι πολύ χρήσιμες στην έρευνα των πετρογενετικών διεργασιών των μαγματικών πετρωμάτων λόγω της χημικής τους ομοιότητας. Για τη σύγκριση των συγκεντρώσεων των σπάνιων γαιών, είναι απαραίτητη η απαλοιφή του φαινομένου Oddo-Harkins, δηλαδή οι υψηλότερες συγκεντρώσεις στοιχείων με άρτιους ατομικούς αριθμούς (Τσικούρας 1992). Για το λόγο αυτό, οι μετρήσεις κανονικοποιούνται ως προς τις μέσες τιμές των χονδριτικών μετεωριτών (Nakamura 1974).

Από την προβολή των κανονικοποιημένων τιμών των σπάνιων γαιών των αναλυμένων μεταδιαβασικών πετρωμάτων ως προς τις μέσες τιμές των χονδριτικών μετεωριτών (Σχ. 3.6.2), παρατηρούμε ότι τα γραφήματα εμφανίζονται ομαλά χωρίς ιδιαίτερες διαφοροποιήσεις μεταξύ των LREE και HREE: οι συγκεντρώσεις των HREE είναι ελαφρά υψηλότερες από αυτές των LREE, χωρίς όμως αξιοσημείωτες διαφορές μεταξύ τους. Γενικά, οι

συγκεντρώσεις των REE εμφανίζονται από 5 έως 20 φορές υψηλότερες από τις τιμές του χονδρίτη, ένδειξη της αρκετά εκτεταμένης διαφοροποίησης που έχουν υποστεί (Wilson 1989, Τσικούρας 1992), ενώ ο λόγος $(Ce/Yb)_N$ κυμαίνεται μεταξύ 1,84 και 2,29. Ο σχετικός εμπλουτισμός των HREE ως προς τις LREE προσομοιάζει σε πετρογενετικό μοντέλο όπου συσσωρευμένα τήγματα (accumulated melts) παράγονται από τη μερική τήξη 10 έως 20% σπινελιούχου λερζόλιθου με προσθήκη φλοιού σε ποσοστό 0,1% (Zachariadis 2007).



Σχήμα 3.6.1. Ταξινόμηση-ονοματολογία των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης (Le Maitre et al. 1989).



Σχήμα 3.6.2. Προβολή των συστάσεων των REE των μεταδιαβασικών πετρωμάτων του Βούρινου. Τιμές κανονικοποίησης κατά Sun and McDonough (1989).

3.7 ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ

Για τη συμβολή στη διερεύνηση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας των οφειολίθων του Βούρινου χρησιμοποιήθηκε μία σειρά από διαγράμματα τα οποία δίνονται στη συνέχεια. Τα διαγράμματα αυτά χρησιμοποιούν χημικές παραμέτρους ηφαιστειακών πετρωμάτων, αφού αυτά εμφανίζονται σε όλους τους τύπους γεωτεκτονικών περιβαλλόντων. Για αυτό το λόγο, στα διακριτικά διαγράμματα που χρησιμοποιούνται προβάλλονται στο παρόν κεφάλαιο μόνο οι αναλύσεις των μεταδιαβασικών πετρωμάτων.

Για τη σχέση βασαλτικών τύπων μάγματος και γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, διακρίνουμε 3 κύρια περιβάλλοντα (Pearce 1982):

A. Βασάλτες μεσοωκεάνειων ράχων (MORB ή OFB) που σχηματίζονται στα όρια πλακών που απομακρύνονται, σε ωκεάνειο περιβάλλον.

B. Βασάλτες που σχηματίζονται στο εσωτερικό των πλακών (WPB) και χωρίζονται σε ηπειρωτικούς (CIB) και ωκεάνειους (OIB).

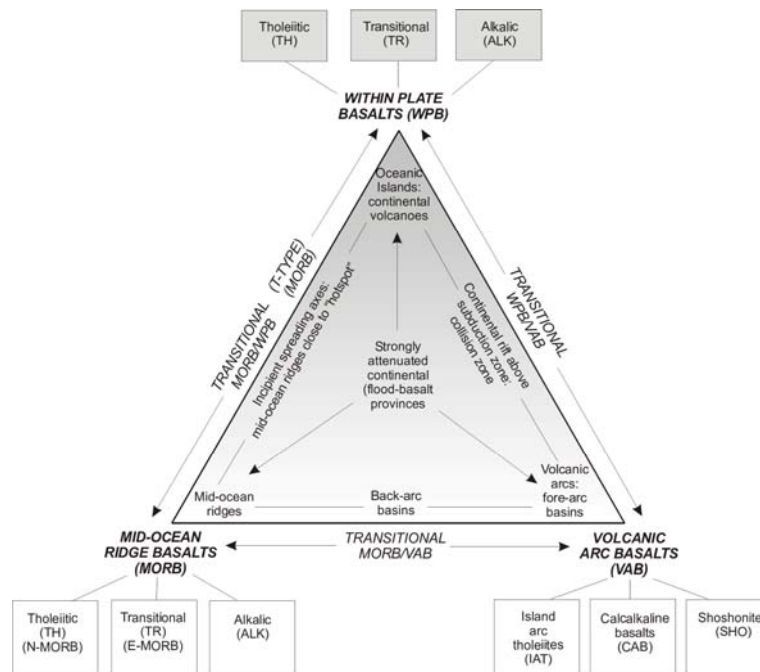
Γ. Βασάλτες ηφαιστειακών τόξων (VAB), που σχηματίζονται στα όρια πλακών που συγκλίνουν. Σε ένα τέτοιο περιβάλλον, η γένεση των βασαλτών συνδέεται είτε με περιθωριακή λεκάνη πίσω από το ηφαιστειακό τόξο (οπισθοτόξια λεκάνη, back-arc basin, μεταβατικός τύπος MORB/VAB), είτε με περιθωριακή λεκάνη μπροστά από το ηφαιστειακό τόξο (εμπροσθοτόξια λεκάνη, fore arc basin, τύπος VAB) (Karig 1971, Coleman, 1984). Οι VAB βασάλτες διακρίνονται περαιτέρω σε θολειίτες νησιωτικών τόξων (IAT), ασβεσταλκαλικούς βασάλτες (CAB) και σωσσωνίτες (SHO).

Μια λεπτομερέστερη απεικόνιση των γεωτεκτονικών περιβαλλόντων γένεσης βασαλτών, δίνεται στο διάγραμμα (Σχ. 3.7.1) του Pearce (1982).

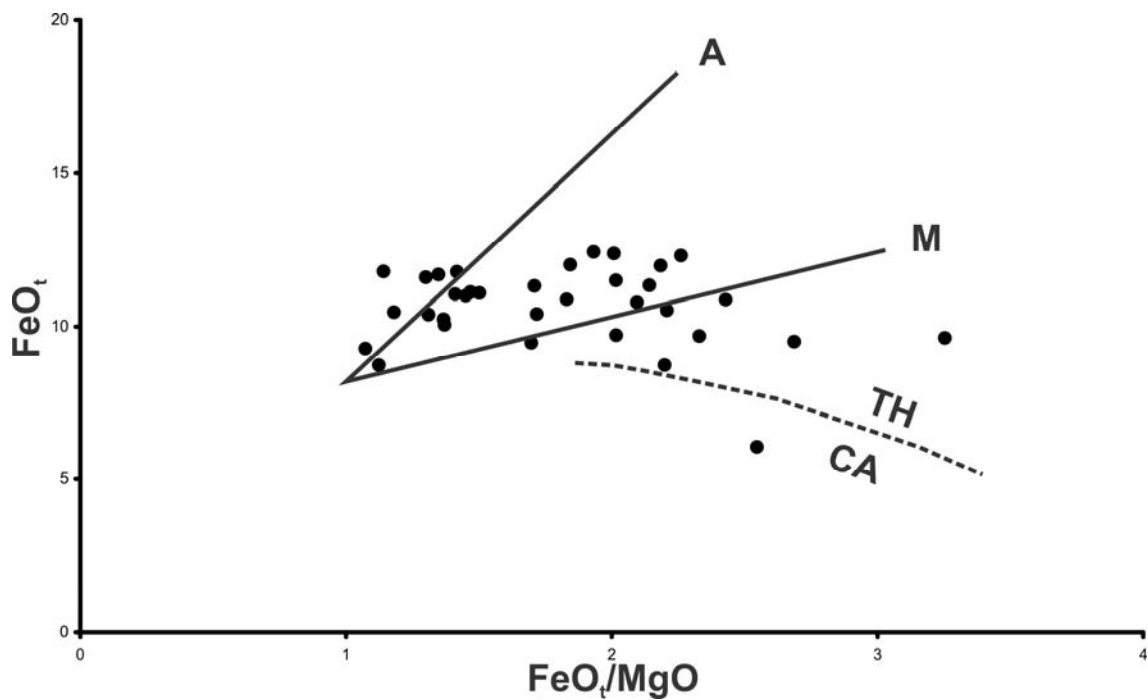
Από την προβολή των αναλύσεων στο διάγραμμα FeO_t προς FeO_t/MgO (Miyashiro 1975), προκύπτει μία τάση που πλησιάζει προς τους θολειίτες νησιωτικού τόξου (Σχ. 3.7.2).

Στο Σχήμα 3.7.3 προβάλλονται οι αναλύσεις στο διάγραμμα TiO_2 προς FeO_t/MgO (Miyashiro 1973), όπου έχουν οριοθετηθεί τα πεδία υψηλού, χαμηλού και πολύ χαμηλού TiO_2 καθώς και το πεδίο σύστασης λαβών από την ίδια με την παρούσα διατριβή περιοχή από τους Bebie et al. (1980). Από το διάγραμμα προκύπτει πως το σύνολο το μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζονται από χαμηλό (κυρίως) και πολύ χαμηλό TiO_2 .

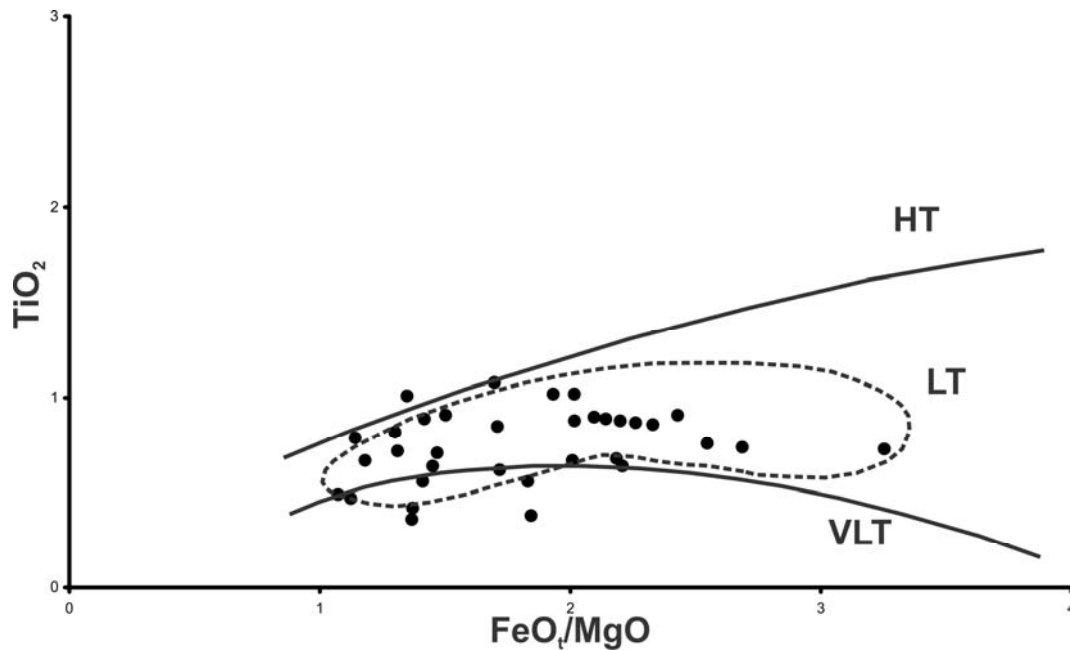
ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ



Σχήμα 3.7.1. Διάγραμμα ταξινόμησης βασαλτών σε σχέση με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους (Pearce 1982).



Σχήμα 3.7.2. Προβολή των αναλύσεων των μεταδιαβασών της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα FeO_t (% κ.β.) προς FeO_t/MgO . Διακεκομμένη γραμμή=διακριτικό όριο μεταξύ πεδίου θολεϊτικών (TH) και ασβεσταλκαλικών (CA) σειρών. Συνεχόμενες γραμμές=τάσεις διαφοροποίησης για αβυσσειακούς θολεΐτες (A) και θολεΐτες νησιωτικών τόξων (M) (Miyashiro 1975).



Σχήμα 3.7.3. Προβολή των αναλύσεων των μεταδιαβασών της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα TiO_2 (% κ.β.) προς FeO/MgO (Miyashiro 1973). Διακεκομμένη γραμμή=πεδίο σύστασης λαβών στην περιοχή μελέτης από Bebieen et al. (1980). Συνεχόμενες γραμμές=διακριτικό όριο μεταξύ πεδίων υψηλού (HT), χαμηλού (LT) και πολύ χαμηλού (VLT) TiO_2 από Bebieen et al. (1980).

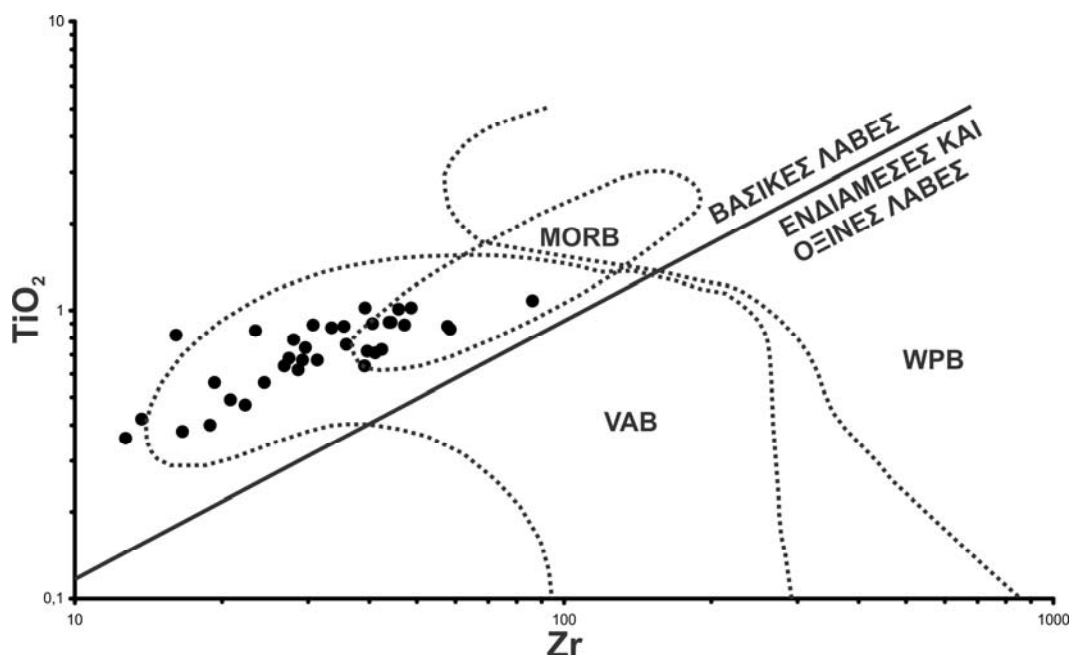
Σύμφωνα με τον Pearce (1980, 1982), οι αναλύσεις των βασικών πετρωμάτων που έχουν δεχθεί έντονα μεταμορφικά-παραμορφικά γεγονότα πρέπει να ελέγχονται προσεκτικά ώστε να αποκλείονται οι ενδιάμεσοι και όξινοι τύποι πετρωμάτων από την προβολή τους στα διακριτικά διαγράμματα που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος. Για τον σκοπό αυτό, τα μεταβασικά δείγματα της περιοχής μελέτης προβλήθηκαν στο διάγραμμα $\text{TiO}_2\text{-Zr}$ (Σχ. 3.7.4) του Pearce (1982) στο οποίο διακρίνονται τα πεδία σύστασης των MORB, WPB και VAB, καθώς και η γραμμή διαχωρισμού μεταξύ των βασικών και των ενδιάμεσων-όξινων πετρωμάτων.

Από την προβολή των δειγμάτων στο διάγραμμα του Σχήματος 3.7.4, προκύπτει πως όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των βασικών λαβών (οπότε κρίνονται κατάλληλα για προβολή στα διακριτικά διαγράμματα που αναφέρθηκαν προηγουμένως) και προβάλλονται στο πεδίο σύστασης των VAB.

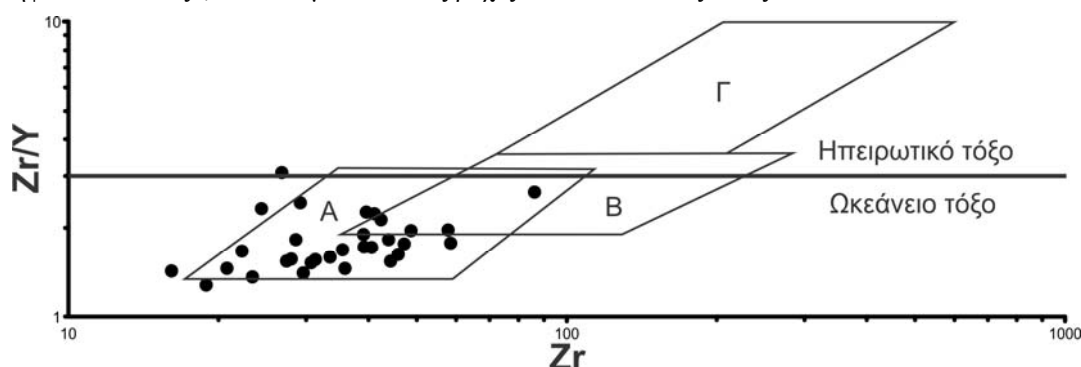
Επίσης, τα δείγματα παρουσιάζουν μια καλή θετική συσχέτιση, γεγονός που υποδηλώνει καλή πορεία κλασματικής κρυστάλλωσης αλλά και προσομοιάζει με περιβάλλον πετρωμάτων περιθωριακών λεκανών (Tarney et al. 1977), δηλαδή περιβάλλον που αφορά στο καθεστώς διάνοιξης που συμβαίνει σε μία ζώνη καταβύθισης πίσω από το ηφαιστειακό τόξο.

Η περιεκτικότητα των δειγμάτων της περιοχής μελέτης σε TiO_2 δεν ξεπερνά το 1% κ.β. και συμφωνεί με το γεγονός πως η περιεκτικότητα σε TiO_2 σπάνια ξεπερνά το 1,5% σε ασβεσταλκαλικούς, θολειτικούς ή σωσσωνιτικούς βασάλτες νησιωτικών τόξων (Perfit et al. 1980, Stern et al. 1988, Quick 1990). Χαμηλές περιεκτικότητες έχουν επίσης οι βασάλτες οπισθοτοξικών λεκανών (Hawkins and Melchior 1985) ενώ, τα μπονινικά μάγματα εμπροσθοτοξικών περιοχών είναι ακόμα πιο εκχυμωμένα σε TiO_2 (Bloomer 1987).

Στο διάγραμμα Zr/Y προς Zr (Σχ. 3.7.5) επιβεβαιώνεται η VAB προέλευση των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης, αφού αυτά προβάλλονται στο πεδίο των θολειτών νησιωτικών τόξων και κάτω από τη γραμμή που ορίζει τα ωκεάνια τόξα.



Σχήμα 3.7.4. Προβολή των αναλύσεων των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα TiO_2 (% κ.β.) προς Zr (ppm) του Pearce (1980). Πεδία σύστασης βασαλτών: VAB=ηφαιστειακά τόξα, MORB=μεσοωκεάνιες ράχες και WPB=θέσεις εντός πλακών.



Σχήμα 3.7.5. Προβολή των αναλύσεων των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα Zr/Y προς Zr (ppm) (Pearce and Norry 1979). Πεδία σύστασης βασαλτών: A=θολειίτες νησιωτικών τόξων (IAT), B=μεσοωκεάνιες ράχες (MORB) και Γ=θέσεις εντός πλακών (WPB). Η γραμμή διαχωρισμού ηπειρωτικών από ωκεάνια τόξα (τιμή $\text{Zr/Y}=3$) σύμφωνα με Pearce (1982).

Στο Σχήμα 3.7.6 τα δείγματα προβάλλονται στο διάγραμμα Ti προς Zr των Pearce and Cann (1973). Από το διάγραμμα προκύπτει πως τα δείγματα της περιοχής μελέτης προβάλλονται στην περιοχή των θολειτών χαμηλού K. Ο χαμηλός λόγος Ti/Zr υποδηλώνει μεγαλύτερο βαθμό τήξης υλικού κατά μήκος ωκεάνειας ζώνης διάρρηξης ή δευτερογενή ανάτηξη ενός ήδη πεπτωχευμένου ωκεάνιου άνω μανδύα (Simonian and Gass 1978). Αξίζει να αναφέρουμε πως το διάγραμμα του Σχήματος 3.7.4 δόθηκε από τον Pearce (1982) ως επέκταση του διαγράμματος του Σχήματος 3.7.6 προκειμένου να δημιουργηθεί ένα πεδίο με χαρακτηριστικά WPB.

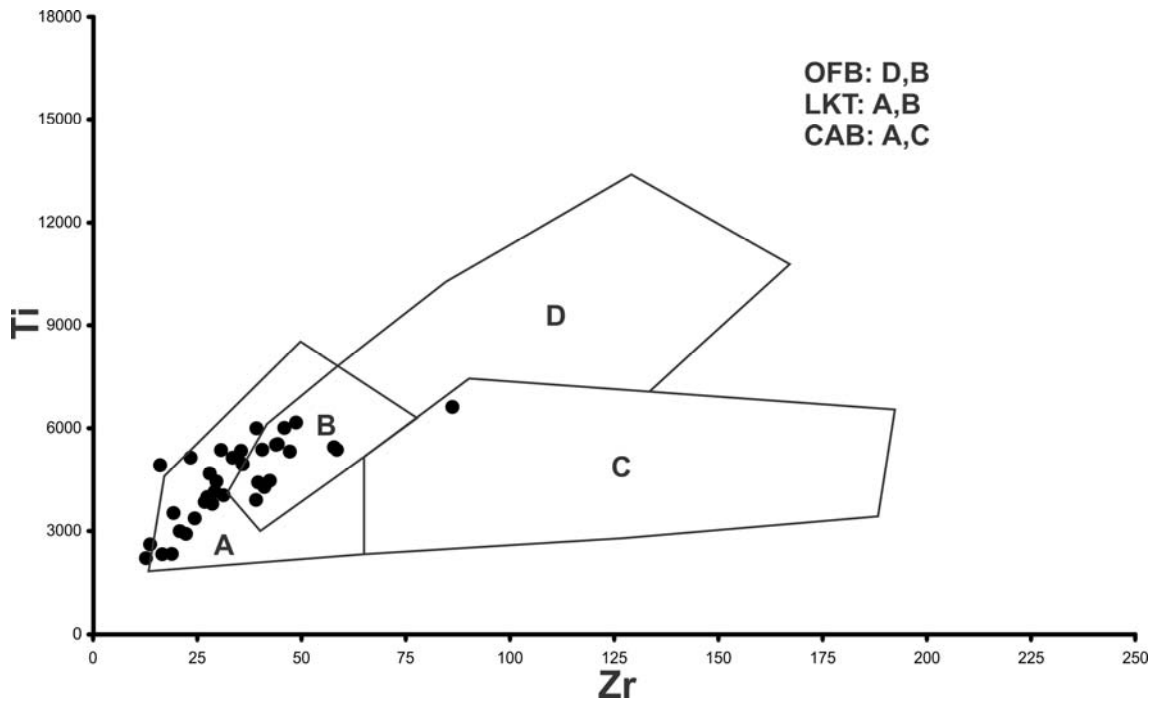
Οι θολεΐτες νησιωτικών τόξων (IAT) έχουν συγκεκριμένες διαφορές στα χημικά τους χαρακτηριστικά από τους αβυσσειακούς θολεΐτες (N-MORB). Οι IAT χαρακτηρίζονται από χαμηλότερες περιεκτικότητες σε Ni, Cr, Ti, Zr, Nb, Hf και REE και υψηλότερες σε αλκάλια, Ba, Sr, U, Th, V (Hawkins 1980). Συνεπώς, επειδή τα περισσότερα από τα παραπάνω στοιχεία θεωρούνται δυσκίνητα, είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για τη διάκριση IAT-MORB ακόμα και σε περιπτώσεις υποβολής των πετρωμάτων σε μεταγματικές διεργασίες.

Με βάση αυτά τα δεδομένα, στα επόμενα διαγράμματα παρουσιάζονται σχέσεις με ορισμένα από τα παραπάνω στοιχεία για την περαιτέρω αποσαφήνιση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού στην περιοχή μελέτης.

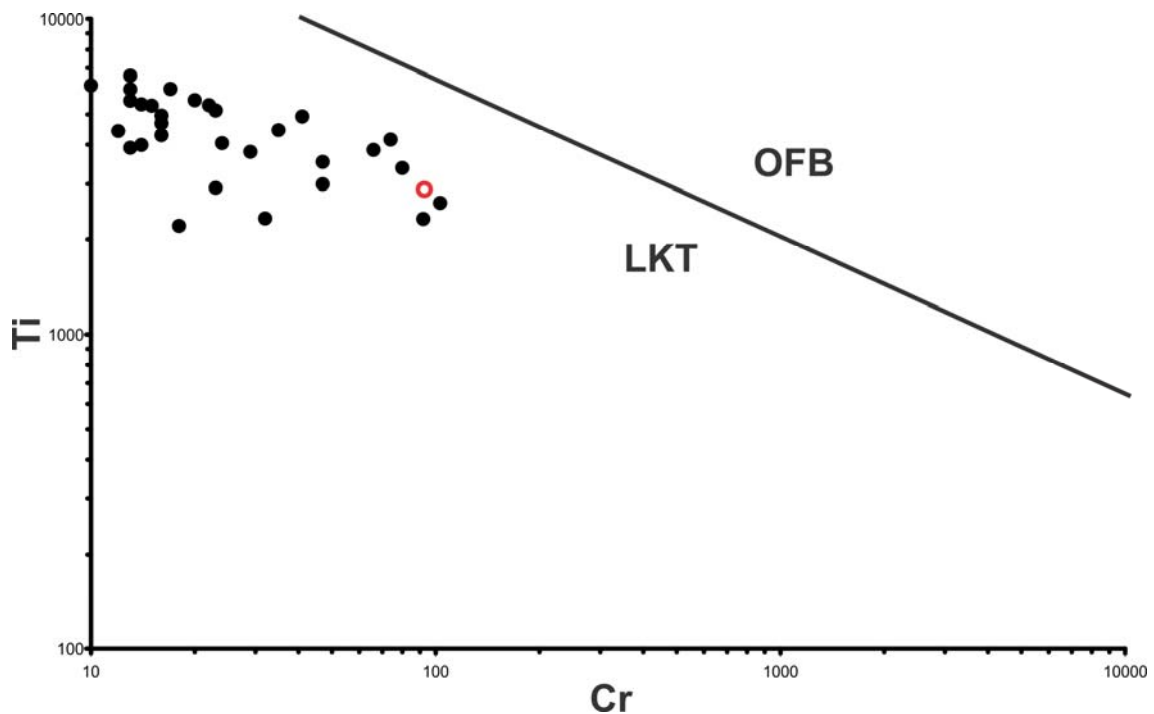
Σύμφωνα με τους Bloxam and Lewis (1972), το Cr είναι στοιχείο το οποίο δεν επηρεάζεται έντονα από μεταμαγματικές διεργασίες, επομένως είναι πολύ χρήσιμο στη διάκριση λαβών OFB και IAT, αφού στις IAT συναντάμε πολύ χαμηλότερες περιεκτικότητες σε Cr. Στο λογαριθμικό διάγραμμα του Pearce (1975) (Σχ. 3.7.7) όλες οι αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο των θολειτών με χαμηλό K.

Στο ίδιο συμπέρασμα καταλήγουμε από την προβολή των αναλύσεων των μεταβατικών πετρωμάτων από την περιοχή μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα Cr προς Y (Pearce 1982) (Σχ. 3.7.8): οι αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο σύστασης θολειτών από νησιωτικά τόξα.

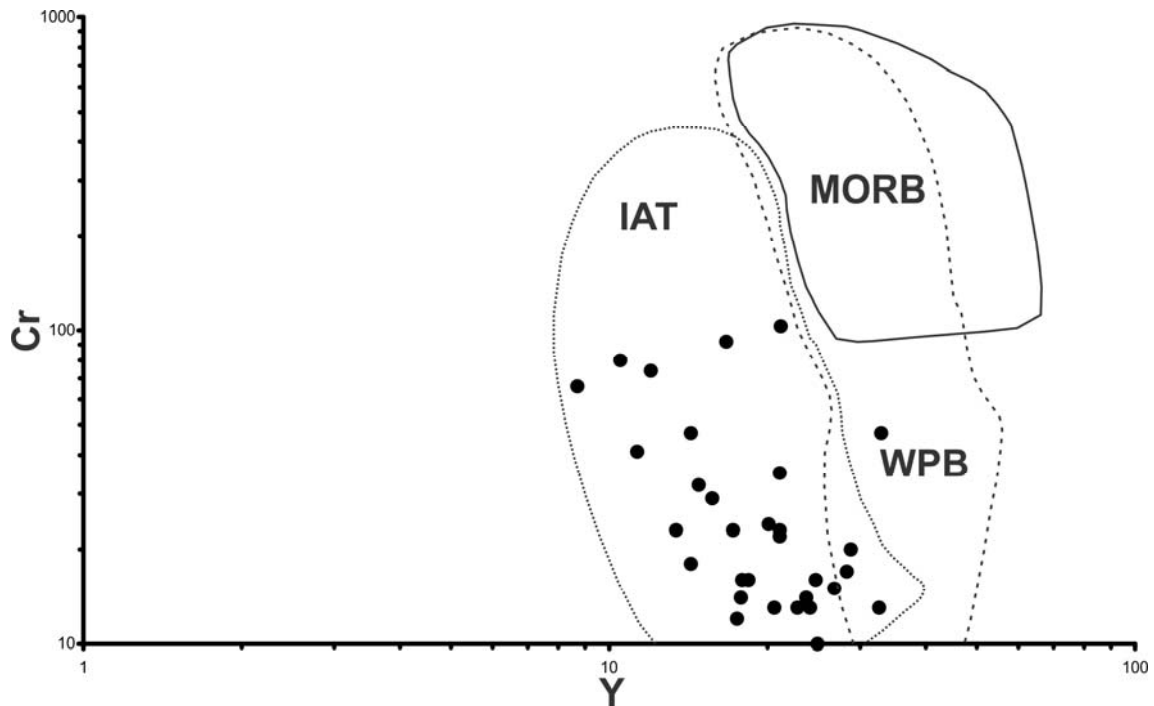
Στο λογαριθμικό διάγραμμα Ti/Cr προς Ni των Beccaluva et al. (1983) (Σχ. 3.7.9), οι περισσότερες αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο των λαβών χαμηλού Ti.



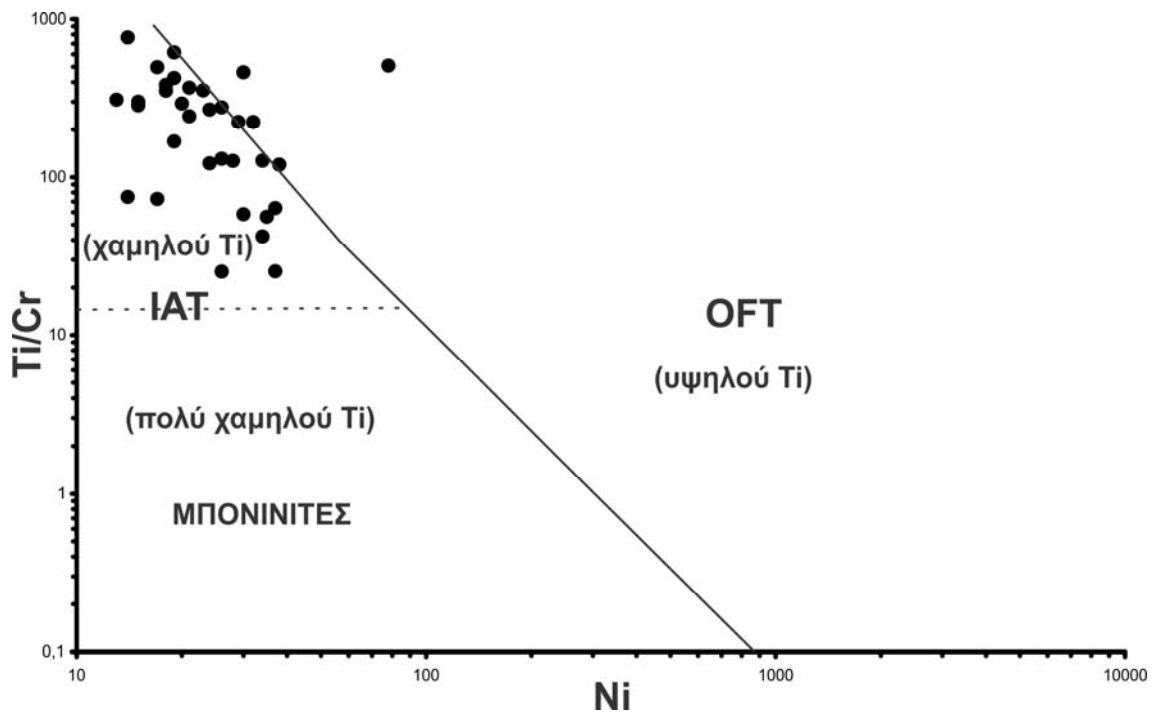
Σχήμα 3.7.6. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ti (ppm) προς Zr (ppm) (Pearce and Cann 1973). Πεδία σύστασης βασάλτων: OFB=βασάλτες ωκεάνιου πυθμένα, LKT=θολειίτες με χαμηλό K και CAB=ασβεσταλκαλικοί βασάλτες.



Σχήμα 3.7.7. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ti (ppm) προς Cr (ppm) (Pearce 1975). Πεδία σύστασης βασάλτων: OFB=βασάλτες ωκεάνιου πυθμένα, LKT=θολειίτες με χαμηλό K. Ανοιχτός κύκλος=μέση τιμή για LKT (Ya Sharaskin et al. 1980).



Σχήμα 3.7.8. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Cr (ppm) προς Y (ppm) (Pearce 1982). Πεδία σύστασης βασαλτών: IAT=θολειίτες από νησιωτικά τόξα, MORB=μεσοωκεάνιες ράζες και WPB=θέσεις εντός των πλακών.

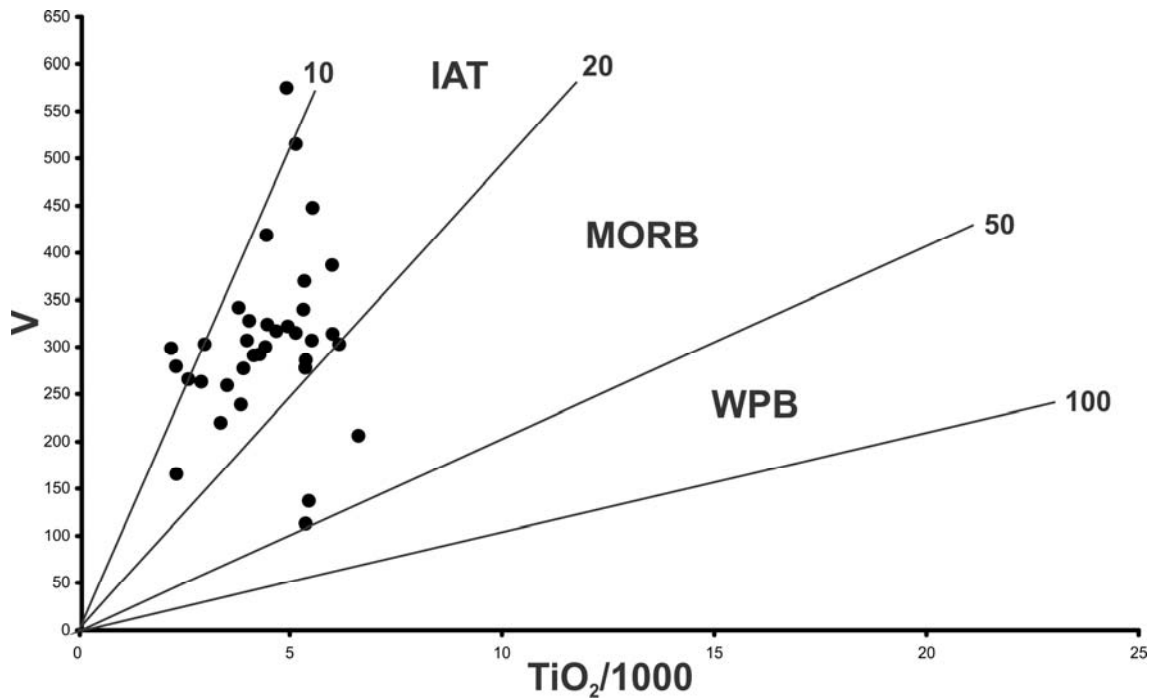


Σχήμα 3.7.9. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ti/Cr προς Ni (ppm) (Beccaluva et al. 1983). Πεδία σύστασης: IAT=θολειίτες από νησιωτικά τόξα, OFT=θολειίτες υψηλού Ti από ωκεάνιους πυθμένες.

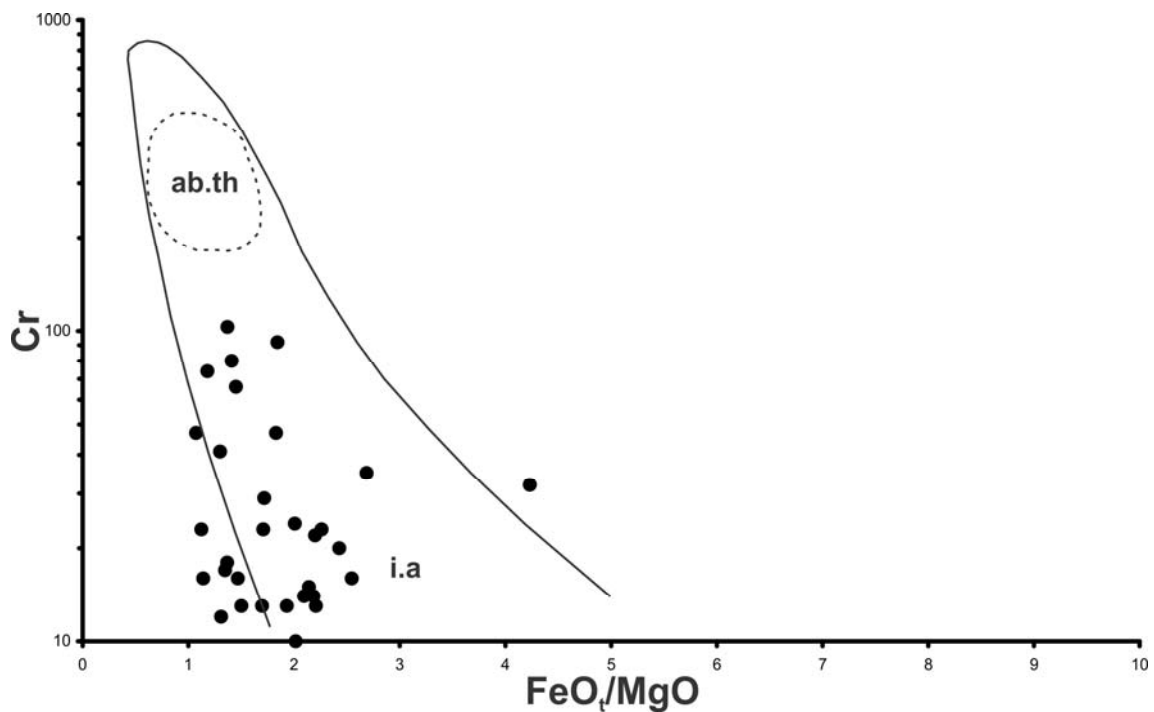
Επίσης, στο διάγραμμα V προς TiO_2 του Shervais (1982) (Σχ. 3.7.10) οι περισσότερες αναλύσεις των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης προβάλλονται στο πεδίο των θολειτών από νησιωτικά τόξα. Σύμφωνα με τον Shervais, ο λόγος TiO_2/V είναι μικρότερος του 20 στα πετρώματα νησιωτικών τόξων. Εξαίρεση αποτελούν τα ασβεσταλκαλικά ηφαιστειακά που επηρεάζονται από την κρυστάλλωση μαγνητίτη. Στα Σχήματα 3.7.11 και 3.7.12 παρουσιάζονται οι προβολές των αναλυμένων μεταδιαβασικών δειγμάτων στα διαγράμματα Cr και Ni (αντίστοιχα) ως προς τον λόγο FeO/MgO (Miyashiro and Shido 1975). Και στα 2 διαγράμματα, τα δείγματα της περιοχής μελέτης προβάλλονται στο πεδίο των θολειτών από νησιωτικά τόξα επιβεβαιώνοντας έτσι τις προηγούμενες παρατηρήσεις.

Συμπερασματικά, με βάση τα διακριτικά διαγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν προκύπτει ένας καθαρά θολειτικός χαρακτήρας του αρχικού μάγματος με χαμηλό K. Το περιβάλλον σχηματισμού προσομοιάζει με νησιωτικό τόξο που σχηματίζεται σε εμπροσθοτόξια λεκάνη (VAB-IAT). Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται από το γεγονός πως ο αρχικός υπερβασικός πρωτόλιθος της περιοχής μελέτης ήταν χαρτσβουργίτης και όχι λερζόλιθος αφού, σύμφωνα και με τους Capedri et al. (1980), Beccaluva et al. (1984) και Lugovic et al. (1991) οι χαρτσβουργίτες συνοδεύονται από βασικά πετρώματα ηφαιστειακού τόξου. Το συμπέρασμα αυτό μάλιστα ταυτίζεται με το γεωτεκτονικό περιβάλλον που προτείνουν για την οφειολιθική ακολουθία του Βούρινου προηγούμενοι ερευνητές (π.χ. Beccaluva et al. 1984, Pearce et al. 1984, Jones et al. 1991, Bizimis et al. 2000, Bortolotti et al. 2004, Saccani et al. 2004, Saccani and Photiades 2004, Beccaluva et al. 2005, Barth et al. 2008, Καπιώτης 2008, Saccani et al. 2011, Kapsiotis 2013, 2014a, 2014b, 2016).

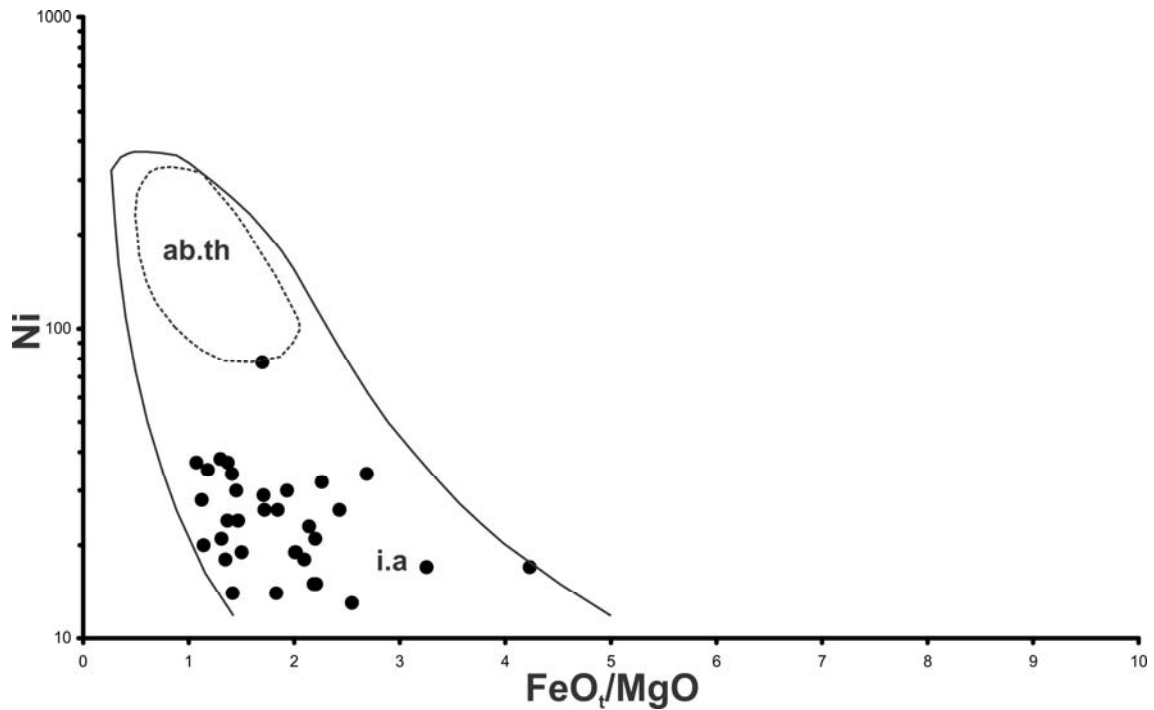
Τέλος, από τη σύγκριση των σερπεντινιτών-περιδοτιτών της περιοχής μελέτης με μία υποθετική αρχαϊκή μανδυακή πηγή (κατά Sun and Nesbitt 1977) (Σχ. 3.7.13), η περιοχή μελέτης εμφανίζεται εκπλυμένη σε στοιχεία που συμμετέχουν στο τήγμα (Al, Ca και το μέτριο δυσκίνητο Ti) και εμπλουτισμένοι στα δύστηκτα (Cr και Ni). Αυτό επιβεβαιώνει τον πιο εκπλυμένο χαρακτήρα των μανδυακών σειρών της Α. Μεσογείου (Jackson and Thayer 1972, Nicolas and Jackson 1972, Rocci et al. 1980).



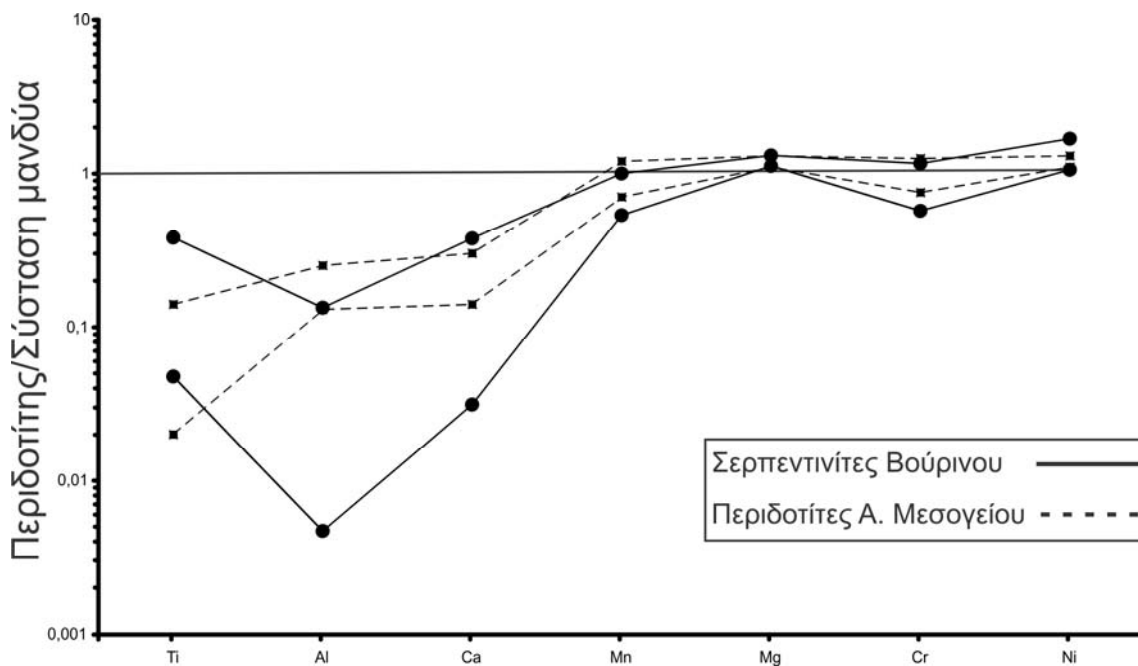
Σχήμα 3.7.10. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα V (ppm) προς TiO_2 (ppm)/1000 (Shervais 1982). Πεδία σύστασης βασαλτών: IAT=θολειίτες από νησιωτικά τόξα, MORB=μεσοωκεάνιες ράζες και WPB=θέσεις εντός των πλακών.



Σχήμα 3.7.11. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Cr (ppm) προς FeO/MgO (Miyashiro and Shido 1975). Πεδία σύστασης: i.a=θολειίτες από νησιωτικά τόξα και ab.th=αβυσσειακοί θολειίτες.



Σχήμα 3.7.12. Προβολή των μεταδιαβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ni (ppm) προς FeO_t/MgO (Miyashiro and Shido 1975). Πεδία σύστασης: i.a=θολεΐτες από νησιωτικά τόξα και ab.th=αβυσσειακοί θολεΐτες.



Σχήμα 3.7.13. Πολυστοιχειακό διάγραμμα μέγιστων και ελάχιστων τιμών των σερπεντινιτών-περιδοτιτών της περιοχής μελέτης και των περιδοτιτών Ανατολικής Μεσογείου (δεδομένα από Roberts 1988) κανονικοποιημένα ως προς την υποθετική αρχαϊκή μανδυακή σύσταση των Sun and Nesbitt (1977).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

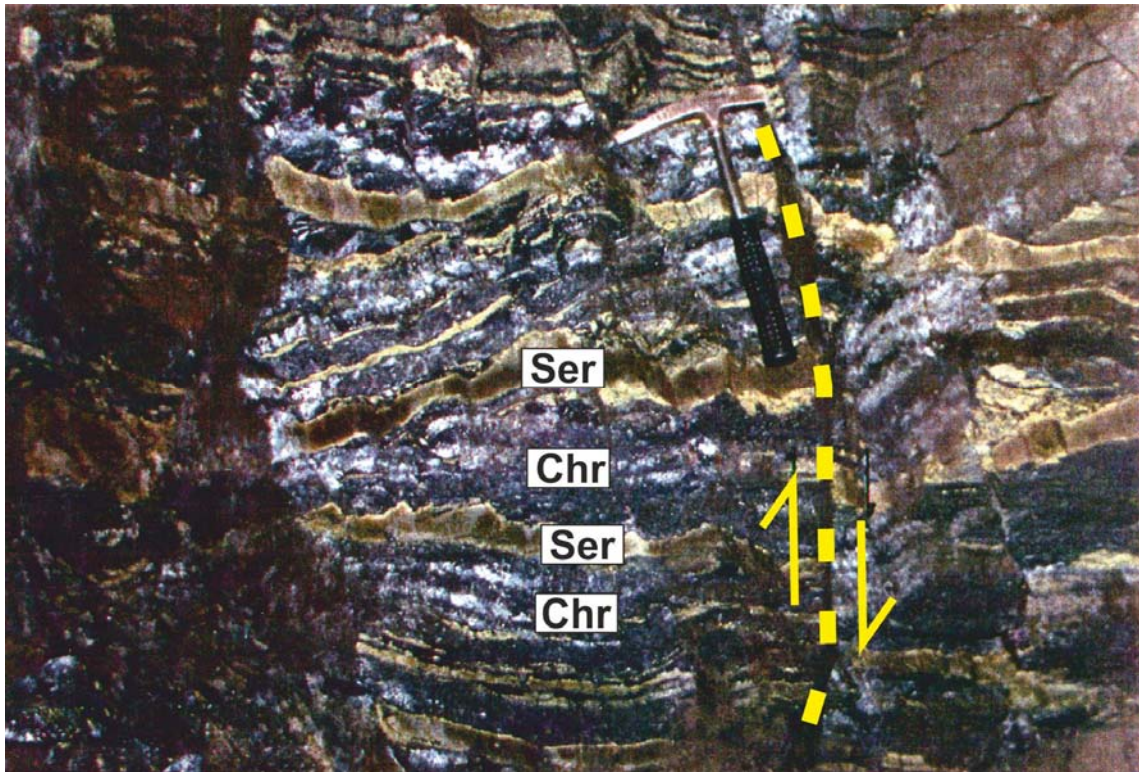
4.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ

Στο μεταλλείο Ξερολιβάδου, η μεταλλοφορία είναι ταινιωτής μορφής. Οι αλληπάλληλες ταινίες της μεταλλοφορίας μορφής ταινιών εμφανίζουν πάχος μερικών εκατοστών (από 1 έως 20) η κάθε μία και εμφανίζονται σχεδόν οριζόντιες ή/και πτυχωμένες με μικροπτυχώσεις. Οι ταινίες χρωμιτίτη περιέχουν συνήθως συμπαγή και σπανιότερα διάσπαρτο χρωμίτη, ενώ οι ταινίες σερπεντινίτη περιέχουν διάσπαρτο χρωμίτη. Όλος ο σχηματισμός εμφανίζεται έντονα τεκτονισμένος και αυτό αποτυπώνεται και στα χρωμιτικά σώματα τα οποία εμφανίζονται πολυπτυχωμένα, κατακλασμένα και με μικρορήγματα να τα τεμαχίζουν και να τα μετατοπίζουν (Εικ. 4.1.1 και 4.1.2).

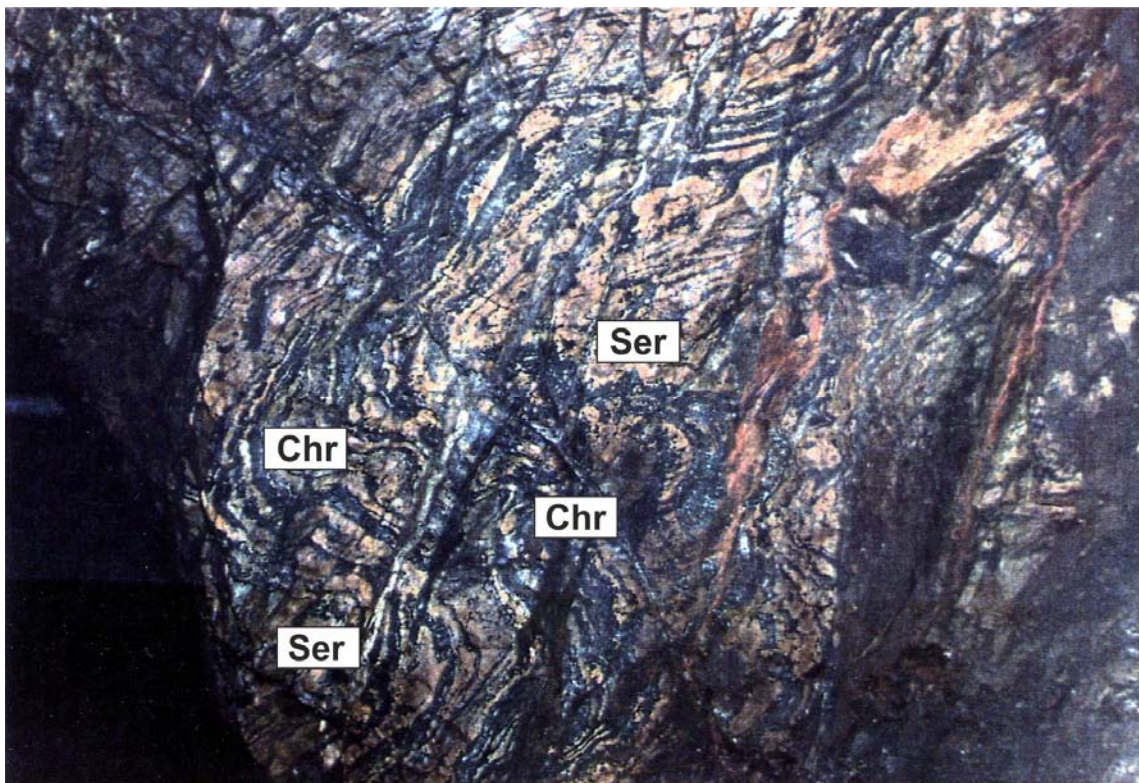
Για τις επιφανειακές εμφανίσεις χρωμιτιτών, ο Κασιώτης (2008) αναφέρει πως στην περιοχή της Σκούμτσας οι ταινίες του χρωμιτίτη είναι πολύ λεπτές (<2 εκατοστά) και εναλλάσσονται γρήγορα μεταξύ τους και με τις ταινίες σερπεντινίτη (πάχους περίπου 1 εκατοστού). Αντίθετα, στο δυτικό τμήμα της περιοχής του μεταλλείου Ξερολιβάδου οι ταινίες χρωμιτίτη είναι παχύτερες και οι εναλλαγές με τις ταινίες σερπεντινίτη λιγότερο ρυθμικές.

Οι κόκκοι χρωμίτη έχουν μέγεθος από 0,1 έως 3 χιλιοστά και πολλές φορές (ειδικά στις ταινίες χρωμιτίτη του μεταλλεύματος) συμφύονται μεταξύ τους σχηματίζοντας συσσωματώματα διαμέτρου έως και 1,5 εκατοστών, ενώ άλλες φορές εμφανίζονται διάσπαρτοι. Στο χώρο της αποσφήνωσης των χρωμιτικών σωμάτων, τόσο προς τα επάνω όσο και προς τα κάτω, στις ταινίες χρωμιτίτη ο χρωμίτης από συμπαγής αρχίζουν και εμφανίζεται διάσπαρτος, ενώ ταυτόχρονα ελαττώνεται το πάχος των ταινιών (Σταμούλης 1990).

Τα χρωμιτικά σώματα (χρωμιτίτης) του μεταλλείου Ξερολιβάδου και η στρωμάτωσή τους αναπτύσσονται μέσα στο δουνίτη σε διεύθυνση BA-NA με κλίση είτε προς τα ΒΔ είτε προς τα ΝΑ, γεγονός που σύμφωνα με τον Κασιώτη (2008) συμφωνεί με την πολυπτυχωμένη δομή του κοιτάσματος αυτού που έχει προκύψει από προηγούμενες έρευνες (Grivas et al. 1986).



Εικόνα 4.1.1. Εναλλαγές ταινιών χρωμιτίτη (μαύρο χρώμα-Chr) και σερπεντινίτη (ελαιοπράσινο χρώμα-Ser) και μικρορήγμα που μετατοπίζει τη μεταλλοφορία (διακεκομμένη γραμμή). Φωτογραφία από τις στοές του μεταλλείου Ξερολιβάδου (Σταμούλης 1990).



Εικόνα 4.1.2. Πολυπτυχωμένες ταινίες χρωμιτίτη (μαύρο χρώμα-Chr) και σερπεντινίτη (ελαιοπράσινο χρώμα-Ser) σε εναλλαγή μεταξύ τους. Φωτογραφία από τις στοές του μεταλλείου Ξερολιβάδου (Σταμούλης 1990).

Στο Σχήμα 4.1.1 παρουσιάζονται οι προβολές των κύριων χρωματικών σωμάτων του μεταλλείου από διάφορα επίπεδα για κάθε σώμα. Στην περιοχή του μεταλλείου συναντώνται 3 κύριες ομάδες-ζώνες κανονικών ρηγμάτων, τα F1 (πάχος ζώνης 9-12 μ.), F2 (πάχος ζώνης 50-60 μ.) και Fm (πάχος ζώνης 25-27 μ.), οι οποίες χωρίζουν το μεταλλείο σε τέσσερις τομείς (Σταμούλης 1990, Filippidis 1996):

- Από την ομάδα F1 και προς ΒΑ βρίσκεται ο Βόρειος Τομέας.
- Από την ομάδα F1 και προς ΝΔ έως την ομάδα F2 βρίσκεται ο Κεντρικός Τομέας.
- Από την ομάδα F2 και προς ΝΔ έως την ομάδα Fm βρίσκεται ο Νότιος Τομέας.
- Από την ομάδα Fm και προς ΝΔ βρίσκεται ο Νοτιοδυτικός Τομέας, ο οποίος δεν εκμεταλλεύτηκε ποτέ ούτε και έγιναν έργα προσπέλασής του.

Ταυτόχρονα, τα ρήγματα αυτά έχουν προκαλέσει τις εξής μετατοπίσεις (Κωνσταντοπούλου 1990):

- Το ρήγμα F1 (διεύθυνση Α-Δ) έχει προκαλέσει στον κεντρικό τομέα κατακόρυφη πτώση κατά 70 μέτρα και οριζόντια μετατόπιση κατά 30 μέτρα προς Δ σε σχέση με τον Βόρειο Τομέα.

- Το ρήγμα F2 (διεύθυνση Α-Δ) έχει μετακινήσει το νότιο τομέα προς ΝΔ με οριζόντιο και κατακόρυφο άλμα περίπου 140 μέτρων (Apostolides et al. 1980, Σταμούλης 1987) στον κεντρικό τομέα κατακόρυφη πτώση κατά 70 μέτρα και οριζόντια μετατόπιση κατά 30 μέτρα προς Δ σε σχέση με τον Βόρειο Τομέα.

- Η συνέχεια της μεταλλοφορίας του Νότιου Τομέα διακόπτεται από το ρήγμα Fm (διεύθυνση 140° και κλίση 60° προς ΒΑ). Υπολογίζεται πως το ρήγμα Fm έχει κατακόρυφο άλμα 200 μέτρα και οριζόντιο άλμα 150 μέτρα (Σταμούλης 1987).

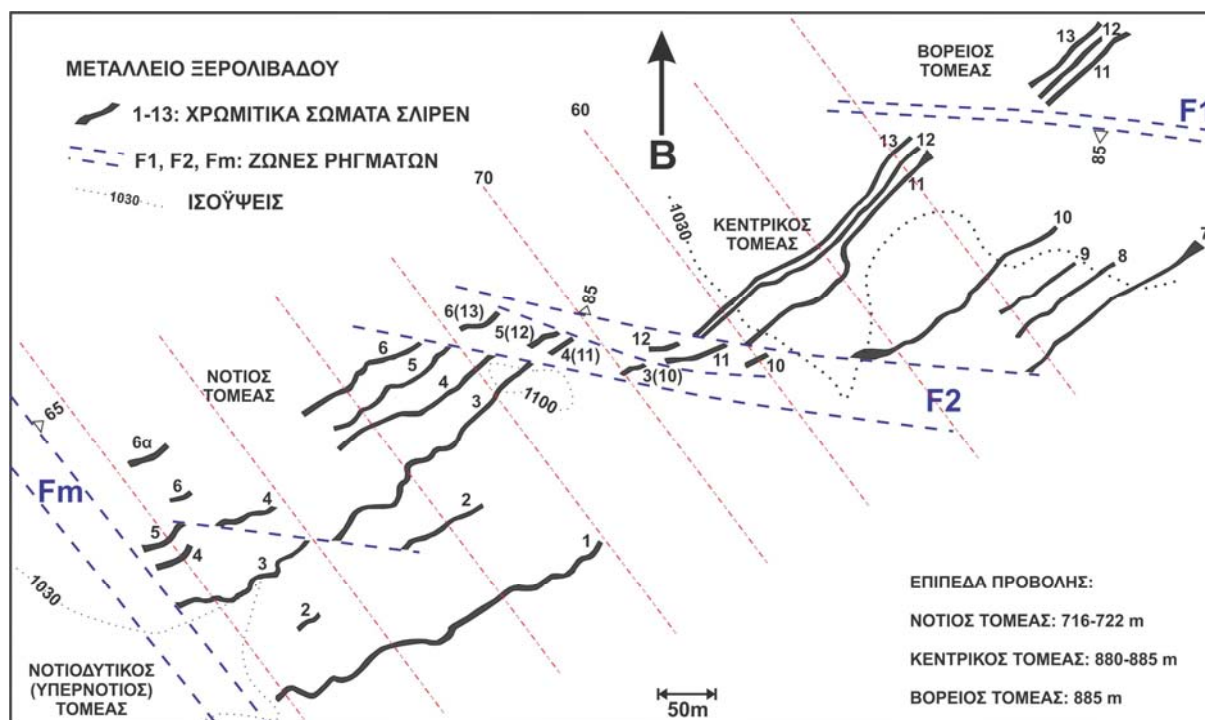
Στον Κεντρικό Τομέα εμφανίζονται επτά χρωματικά σώματα (7 έως 13) περίπου παράλληλα μεταξύ τους, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (40°) και κλίση με μεγάλη γωνία προς ΒΔ. Τρία από αυτά (11 έως 13) εμφανίζονται επιφανειακά στον Βόρειο Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Στο Νότιο Τομέα εμφανίζονται επτά χρωματικά σώματα (1 έως 7). Τα σώματα 2, 3, 4, 5 και 6 αντιστοιχούν στη συνέχεια των σωμάτων 9, 10, 11, 12 και 13 του Κεντρικού Τομέα, ενώ τα σώματα 1 και 7 εμφανίζονται για πρώτη φορά στο Νότιο Τομέα.

Τα χρωματικά σώματα εξελίσσονται κατά την κάθετη διάσταση και ταυτόχρονα οφιοειδώς κατά τέτοιο τρόπο ώστε σχηματίζονται και κατακόρυφα και οριζόντια τμήματα και το συνολικό πάχος των χρωματικών σωμάτων κυμαίνεται από 1 έως 12 μέτρα.

Η οριζόντια ανάπτυξη τους μέχρι τη ζώνη ρηγμάτων Fm φτάνει τα 1.300 μ. και συνεχίζει στον Νοτιοδυτικό Τομέα. Η μέγιστη κατακόρυφη ανάπτυξη των σωμάτων είναι 160

μ. Το πάχος της μεταλλοφορίας είναι μεγαλύτερο στα κατακόρυφα σώματα, ενώ τα χρωμιτικά σώματα εμφανίζουν κεντροβαρή ανάπτυξη (το πάχος τους είναι μεγαλύτερο στο κέντρο περίπου του σώματος και μειώνεται όσο πλησιάζουμε στην αποσφήνωσή τους), τόσο στην οριζόντια, όσο και στην κατακόρυφη διάσταση.



Σχήμα 4.1.1. Αποτύπωση προβολών των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου (τροποποιημένο από Filippidis 1996).

4.2 ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

Στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου έχουν αναφερθεί πάνω από 700 εμφανίσεις χρωμιτών (Βραχάτης και Γρίβας 1980). Η πιο σημαντική μεταλλοφορία εμφανίζεται στο νότιο Βούρινο στο μεταλλείο του Ξερολίβαδου που αποτελεί αντικείμενο της παρούσας διατριβής. Στο νότιο Βούρινο υπάρχει επίσης το μεταλλείο Αετοράχες, ενώ μικρότερης σημασίας είναι οι μεταλλοφορίες στις περιοχές Μουτσάρα, Σκούμτσα, Ποταμιά και Κονιβό. Στο βόρειο Βούρινο σημαντικά κοιτάσματα χρωμίτη υπάρχουν στις περιοχές Ριζό, Κουρσούμια, Βοϊδόλακκας, Κερασίτσα, Αγά Κουρή, Πεύκα, και Κίσσαβο. Μερικές μικρές εμφανίσεις εντοπίστηκαν επίσης σε σωρειτικά πετρώματα, όπως π.χ. στις περιοχές Ταξιάρχης, Μικροκλεισούρα, Κράπα, και Τσούκα.

Για την χαρτογράφηση και την αποτύπωση του κοιτάσματος χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολίβαδου και την όσο πιο πιστή περιγραφή των χρωμιτικών σωμάτων, χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία και σχήματα από τα δημοσίευτα δεδομένα του Σταμούλη (1990). Τα δεδομένα αυτά συζητήθηκαν με τον ίδιο και κατόπιν επεξεργάστηκαν, αναλύθηκαν και συντέθηκαν όπως παρουσιάζονται παρακάτω. Οι περιεκτικότητες των χρωμιτικών σωμάτων σε Cr_2O_3 % κ.β. που αναφέρονται, προέκυψαν από τις μετρήσεις του χημείου της ΕΛ.ΣΙ. Α.Ε. (Ελληνικά Σιδηροκράματα Ανώνυμη Εταιρεία) κατά τη διάρκεια της λειτουργίας της.

Στο παρόν κεφάλαιο αναπτύσσεται η αποτύπωση της θέσης των 6 (έξι) χρωμιτικών σωμάτων του Νότιου Τομέα του μεταλλείου, όπου επικεντρώθηκε η έρευνα της παρούσας διατριβής. Οι γεωλογικοί/κοιτασματολογικοί χάρτες και οι γεωλογικές/κοιτασματολογικές τομές που παρατίθενται, επεξεργάστηκαν, γεωαναφέρθηκαν και ψηφιοποιήθηκαν με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού (ARCGIS, Corel Draw και Corel Paint).

4.2.1 ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ

Η περιοχή που φιλοξενεί την μεταλλοφορία του Νοτίου Τομέα βρίσκεται μεταξύ των ρηγματωμένων ζωνών F2 και Fm. Η μεταλλοφορία συνεχίζεται και στο Νοτιοδυτικό Τομέα, μετά την ρηγματωμένη ζώνη Fm. Στο Νότιο Τομέα εμφανίζονται επτά χρωμιτικά σώματα με πλήρη ανάπτυξη από το ρήγμα F2 μέχρι και το ρήγμα Fm και δύο του Κεντρικού Τομέα που παρουσιάζουν τις αποσφηνώσεις τους λίγο μετά τη ρηγματωμένη ζώνη F2.

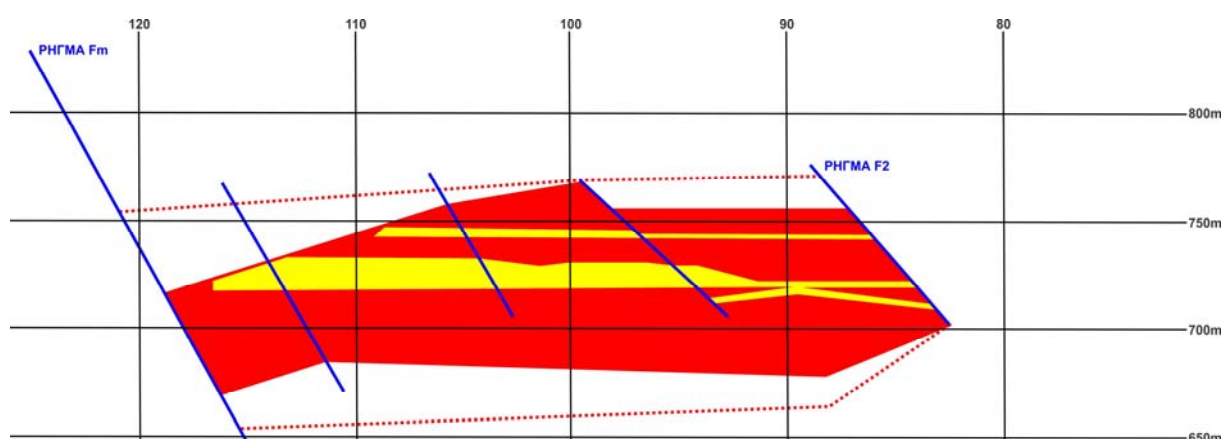
4.2.2 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 1 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

Η μεταλλοφορία του χρωμιτικού σώματος 1 (Σχ. 4.2.2.1) εμφανίζεται στον Νότιο Τομέα από την εγκάρσια τομή +85 και φθάνει μέχρι την ρηγματωμένη ζώνη Fm (εγκάρσια τομή +120) όπου και διακόπτεται ο Νότιος Τομέας. Η κατακόρυφη ανάπτυξή του είναι περίπου 90 μ. Στο επίπεδο 716 παρουσιάζει σημαντικό πάχος (μέχρι 6 μ.) με μέσο πάχος 3,86 μ. και μέση περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 26% κ.β. Η περιεκτικότητα μειώνεται στο υψόμετρο 737 μ. και από την εγκάρσια τομή +109 και προς τα ΝΔ έχει τάσεις αποσφηνωσης προς τα πάνω.

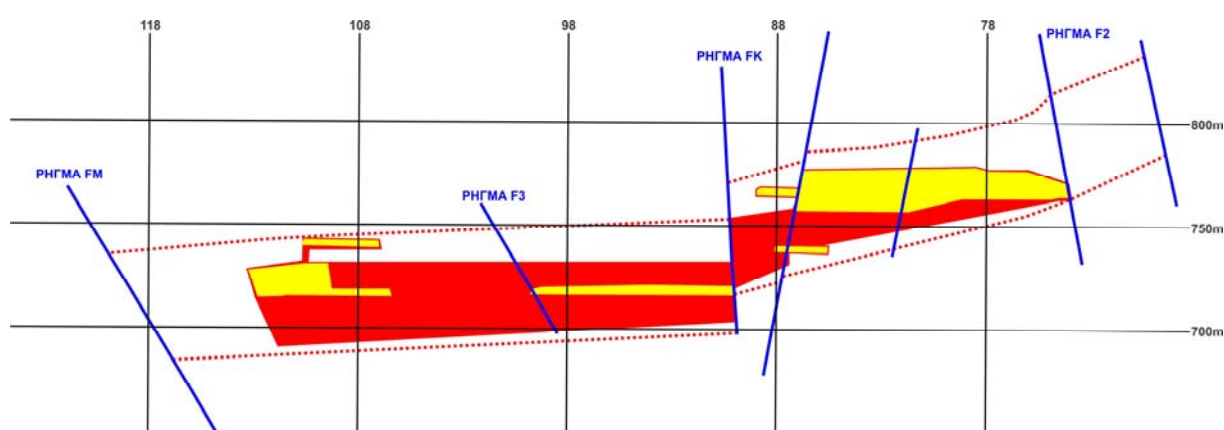
4.2.3 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 2 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

Το χρωμιτικό σώμα 2 (Σχ. 4.2.3.1) αντιστοιχεί στο 9 του Κεντρικού Τομέα που συνεχίζει, αφού περνά την ρηγματωμένη ζώνη F2, στον Νότιο Τομέα. Η κατακόρυφη ανάπτυξη διατηρείται από τον Κεντρικό στον Νότιο Τομέα και είναι 60-70 μ. Η επιμήκης ανάπτυξή του είναι μεταξύ των εγκαρσίων τομών +76 και +118. Από την τομή +76 μέχρι την

+90 απαντά από το υψόμετρο 730 μ. μέχρι περίπου το υψόμετρο 790 μ. Στην εγκάρσια τομή +90 συναντά το ρήγμα Fκ παράταξης 320° και σχεδόν κατακόρυφο με άλμα κατακόρυφο και οριζόντιο προς τα ΝΑ. Το κατακόρυφο άλμα είναι περίπου 40-50 μ. και το οριζόντιο 10-20 μ.. Από την εγκάρσια τομή +90 μέχρι την +115 απαντά και στο επίπεδο 716. Μεταξύ των τομών +98 και +108 συναντάται κατά μήκος από την στοά 700. Στο υψόμετρο 716 το μέσο πάχος του είναι 1,80 μ. και η μέση περιεκτικότητά του σε Cr₂O₃ 26% κ.β.



Σχήμα 4.2.2.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα 1 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



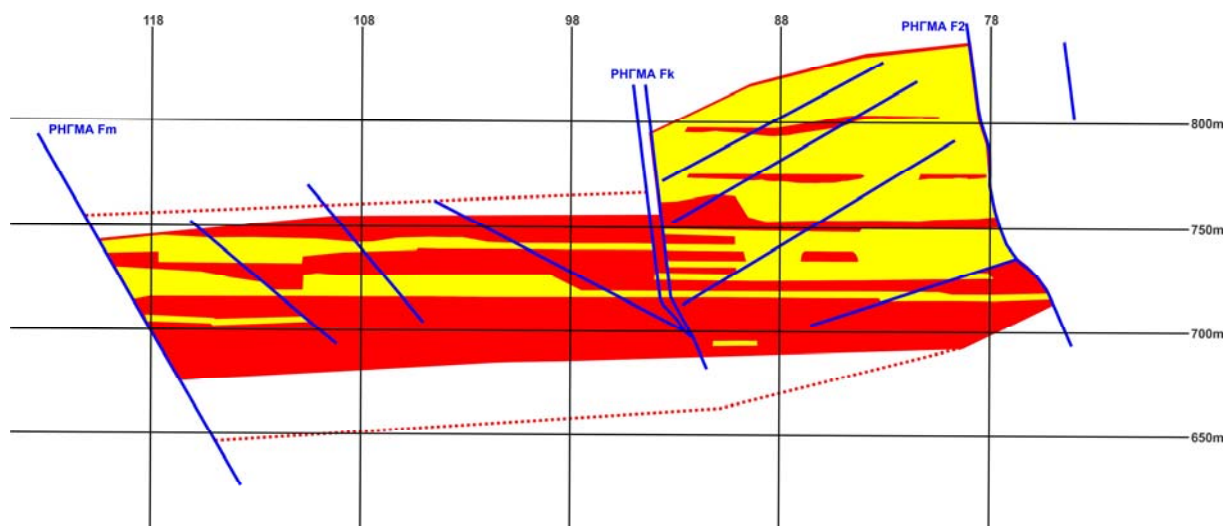
Σχήμα 4.2.3.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα 2 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).

4.2.4 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 3 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

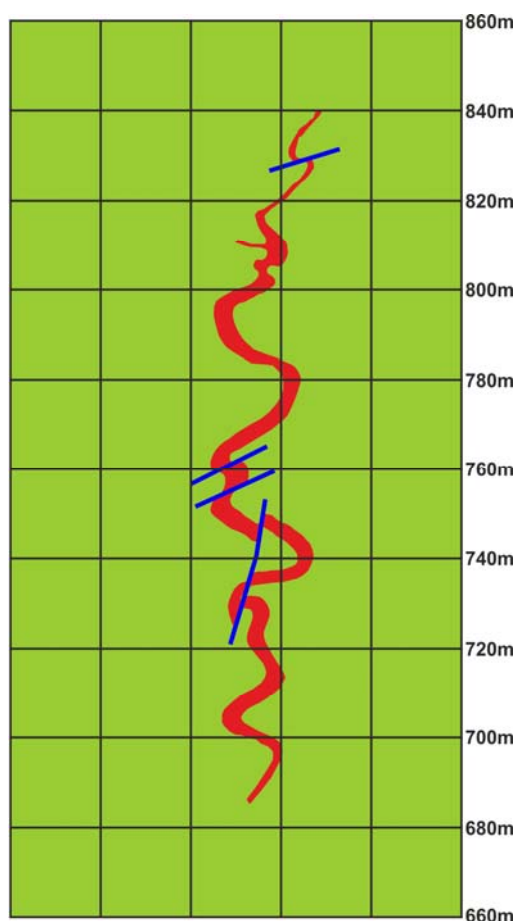
Το χρωμιτικό σώμα 3 (Σχ. 4.2.4.1 έως 4.2.4.3) αντιστοιχεί στο χρωμιτικό σώμα 10 του Κεντρικού Τομέα που συνεχίζει μέσα από την ζώνη F2 στον Νότιο Τομέα μέχρι την ρηγματωμένη ζώνη Fm. Στον Νότιο Τομέα βρίσκεται μεταξύ των εγκαρσίων τομών +78 και +120. Το μέσο πάχος του στο υψόμετρο 716 μ. είναι 3,26 μ. και η μέση περιεκτικότητά του σε Cr₂O₃ 31,38% κ.β. (Σταμούλης 1990). Η μεταλλοφορία είναι έντονη με ικανοποιητικά πάχη και περιεκτικότητες σε όλο το μήκος του Νοτίου Τομέα από την εγκάρσια τομή +78 μέχρι την +120. Στον Τομέα F2-Fκ η κατακόρυφη ανάπτυξή του πλησιάζει τα 160 μ. ενώ, στον Τομέα Fκ-Fm παρουσιάζεται κάποια ελάττωση της κατακόρυφης ανάπτυξης. Τα πάχη του σώματος 3 στον Τομέα F2-Fκ κυμαίνονται από 3 έως 5,50 μ. και η περιεκτικότητά του σε Cr₂O₃ από 25 έως 35% κ.β. (Σταμούλης 1990). Στον Τομέα Fκ-Fm παρουσιάζει πάχη 1,5-3 μ. και περιεκτικότητας σε Cr₂O₃ 20-30% κ.β. (Σταμούλης 1990). Στο επίπεδο 810 και κοντά στο F2 (τομέας F2-Fκ) ενώνεται με το χρωμιτικό σώμα 4 (11 του Κεντρικού Τομέα) φυσιολογικά και χωρίς την παρεμβολή ρήγματος ενώ αυτό με την σειρά του ενώνεται με τα σώματα 5 και 6 (Σχ. 4.2.4.4 και 4.2.4.5).

4.2.5 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 4 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

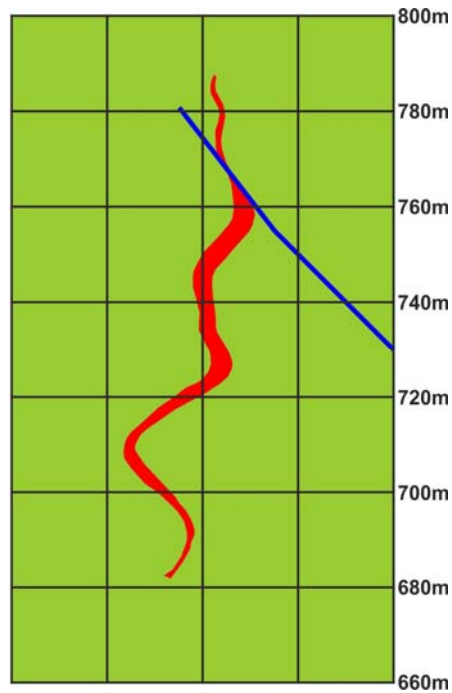
Το χρωμιτικό σώμα 4 (Σχ. 4.2.5.1) αντιστοιχεί στο 11 του Κεντρικού Τομέα. Η κατά μήκος ανάπτυξή του στον Νότιο Τομέα είναι από την εγκάρσια τομή +79 μέχρι την +118. Η κατακόρυφη ανάπτυξη του κοντά στο ρήγμα F2 πλησιάζει τα 120-130 μ. Το πάχος του κυμαίνεται από 1 έως 4 μ. και η περιεκτικότητά του σε Cr₂O₃ από 20 έως 35% κ.β. Στο επίπεδο 716-720 το μέσο πάχος του είναι 1,40 μ. και η μέση περιεκτικότητά του σε Cr₂O₃ 24% κ.β. Όπως προαναφέρθηκε, στον τομέα F2-Fκ ενώνεται προς τα επάνω στο επίπεδο 808-810 με το χρωμιτικό σώμα 10.



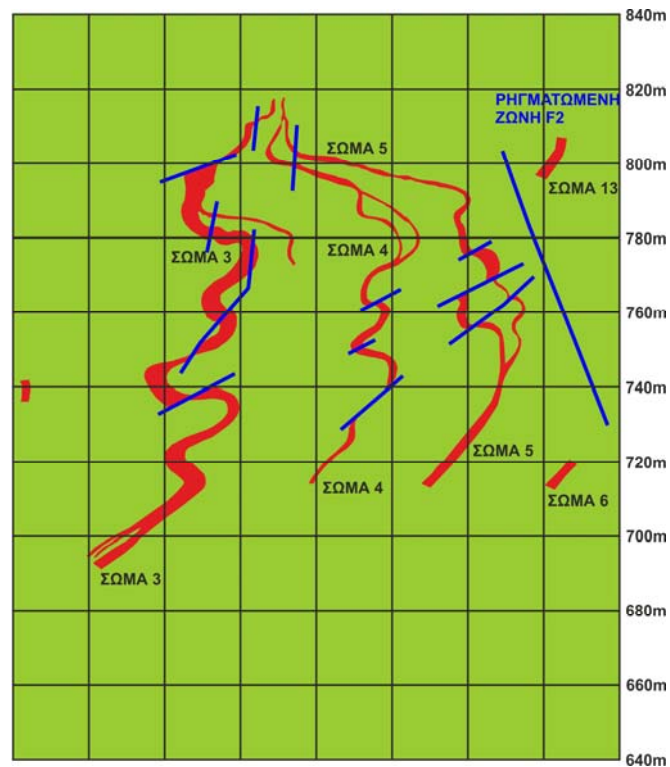
Σχήμα 4.2.4.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα 3 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



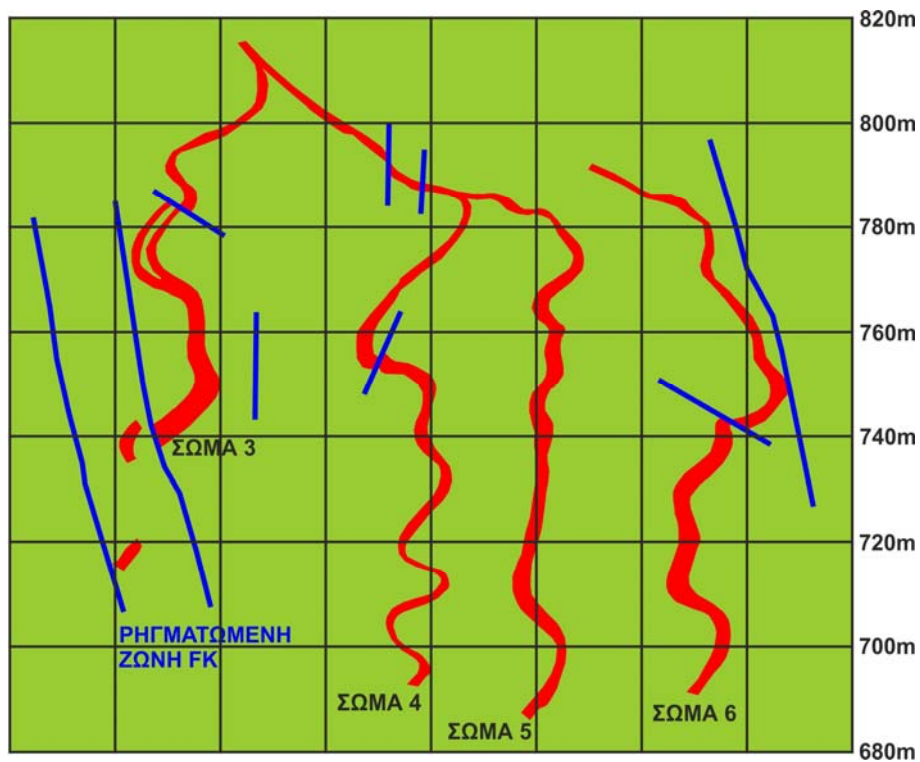
Σχήμα 4.2.4.2. Εγκάρσια τομή +84 όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα (κόκκινο χρώμα) 3 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



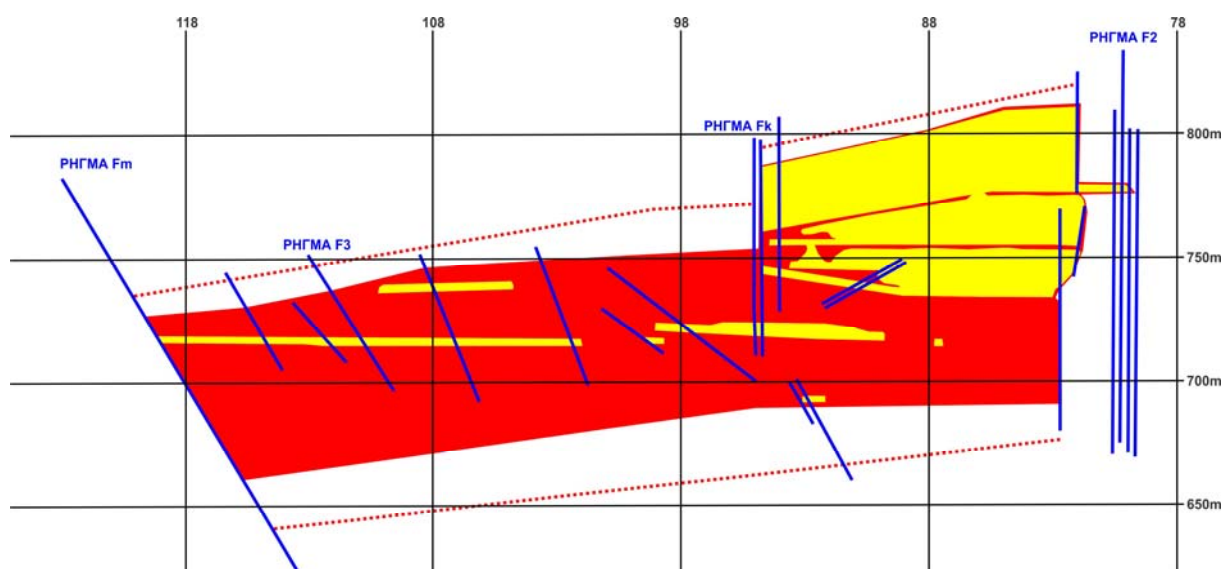
Σχήμα 4.2.4.3. Εγκάρσια τομή +109 όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα (κόκκινο χρώμα) 3 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



Σχήμα 4.2.4.4. Εγκάρσια τομή +88 όπου παρουσιάζονται τα χρωμιτικά σώματα (κόκκινο χρώμα) 3, 4, 5 και 6 του Νότιου Τομέα και 13 της ρηγματωμένης ζώνης F2 του μεταλλείου Ξερολίβαδου (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



Σχήμα 4.2.4.5. Εγκάρσια τομή +90 όπου παρουσιάζονται τα χρωμιτικά σώματα (κόκκινο χρώμα) 3, 4, 5 και 6 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



Σχήμα 4.2.5.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα 4 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).

4.2.6 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 5 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

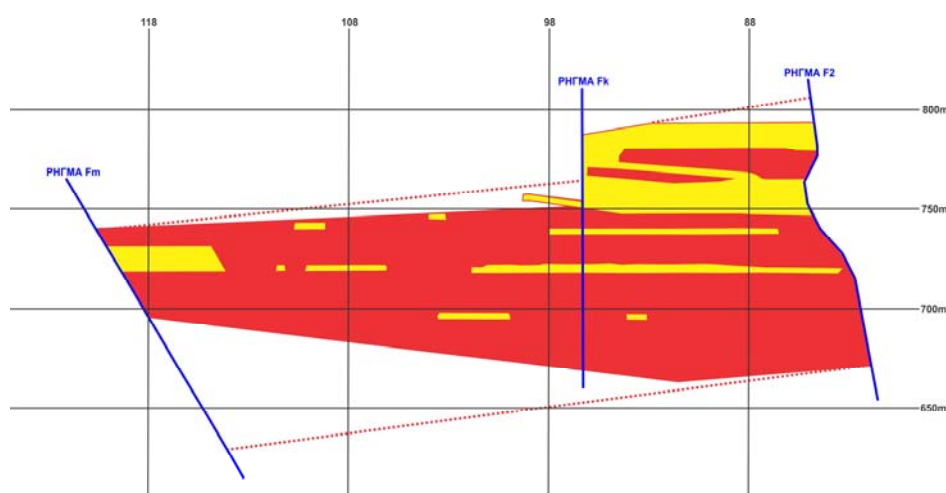
Το χρωμιτικό σώμα 5 (Σχ. 4.2.6.1) αντιστοιχεί στο χρωμιτικό σώμα 12 του Κεντρικού τομέα, με κατακόρυφη ανάπτυξη στον τομέα F2-Fκ 140 μ. περίπου. Τα μεγαλύτερα πάχη τα παρουσιάζει στο υψόμετρο 717 μ. (μέχρι 7 μ.) και με περιεκτικότητα σε Cr₂O₃ 27-38% κ.β. Το μέσο πάχος στο επίπεδο 717 είναι 2,71 μ. και η μέση περιεκτικότητα σε Cr₂O₃ 30,4% κ.β. Η κατά μήκος ανάπτυξή του στον Νότιο τομέα είναι από την ζώνη μέχρι την Fm ή από την εγκάρσια τομή +83 μέχρι την +119. Στο υψόμετρο 788 μ. ενώνεται με το χρωμιτικό σώμα 4 χωρίς την παρεμβολή ρήγματος.

4.2.7 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 6 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

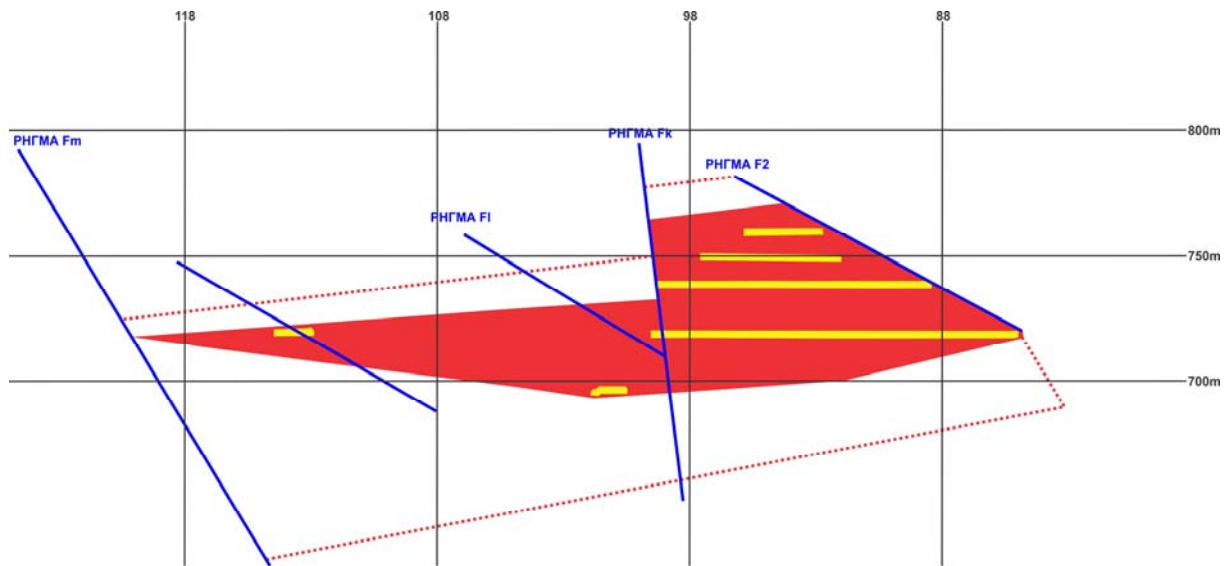
Το χρωμιτικό σώμα 6 (Σχ. 4.2.7.1) αντιστοιχεί στο σώμα 13 του Κεντρικού τομέα. Η κατά μήκος ανάπτυξη του στον Νότιο τομέα είναι μεταξύ των εγκάρσιων τομών +87 μέχρι +118. Μεταξύ των ρηγμάτων F2 και Fκ, εμφανίζει μέγιστο πάχος 5 μ. με μέσο πάχος στο επίπεδο 717 2,77 μ. και μέση περιεκτικότητα σε Cr₂O₃ 25,36% κ.β. Η κατακόρυφη ανάπτυξή του στον τομέα F2-Fκ είναι περίπου 80 μ.

4.2.8 ΧΡΩΜΙΤΙΚΟ ΣΩΜΑ 7 (ΝΟΤΙΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΙΟΥ)

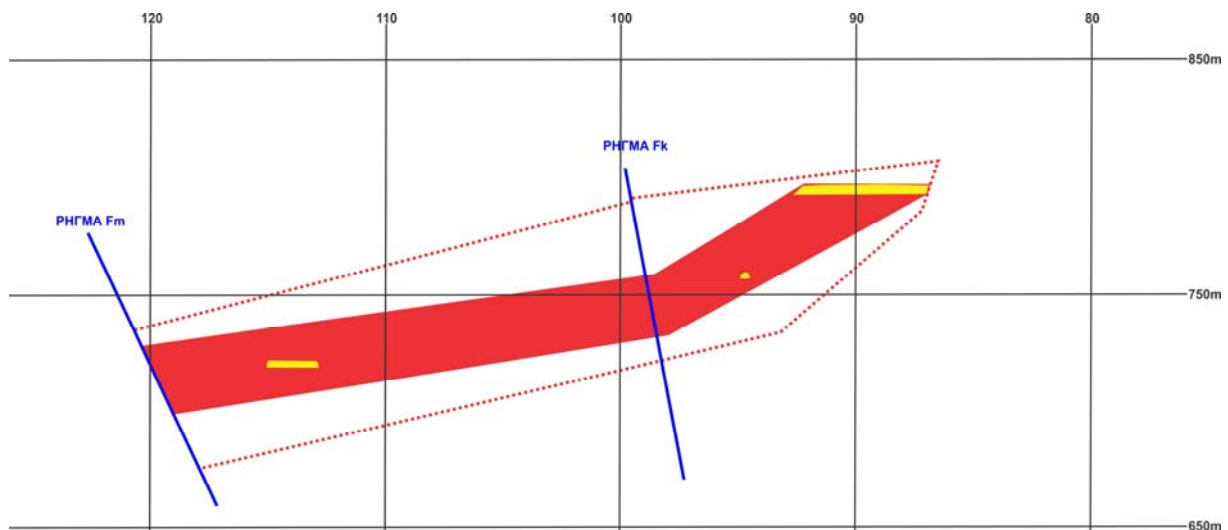
Είναι μεταλλοφορία του Νοτίου τομέα που εξελίσσεται μέσα από τη ζώνη F2. Η κατά μήκος ανάπτυξη του ξεκινά από την εγκάρσια τομή +87 (ρηγματωμένη ζώνη F2) και καταλήγει στην εγκάρσια τομή +120 (ρηγματωμένη ζώνη Fm). Το χρωμιτικό σώμα 7 (Σχ. 4.2.8.1) παρουσιάζεται με πάχος 2-3 μ. και περιεκτικότητα σε Cr₂O₃ περίπου 20% κ.β. Τα αποθέματά του εκτιμώνται στους 150.000 τόννους στον Νότιο Τομέα.



Σχήμα 4.2.6.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμιτικό σώμα 5 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



Σχήμα 4.2.7.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμικό σώμα 6 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).



Σχήμα 4.2.8.1. Τομή όπου παρουσιάζεται το χρωμικό σώμα 7 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου. Με κίτρινο χρώμα η μεταλλοφορία που έχει εξαντληθεί και με κόκκινο χρώμα η μεταλλοφορία προς εκμετάλλευση (ψηφιοποιημένο από Σταμούλης 1990).

4.2.9 ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

Με βάση την υπαίθρια έρευνα και παρατήρηση, τα δεδομένα από τις τομές και μηκοτομές του Σταμούλη (1990), τους ήδη υπάρχοντες χάρτες και τη χρήση κατάλληλου λογισμικού, δημιουργήθηκαν για την παρούσα διατριβή χάρτες προβολών των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου οι οποίοι παρουσιάζονται στα παρακάτω σχήματα (βλ. Παράρτημα Γ):

-Στο σχήμα 4.2.9.1, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 3,4,5 και 6 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 692.

-Στο σχήμα 4.2.9.2, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 1,2,3,4,5,6 και 7 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 717-729.

-Στο σχήμα 4.2.9.3, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 1,2,3,4,5 και 6 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 738-746.

-Στο σχήμα 4.2.9.4, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 2,3,4 και 5 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 750-766.

-Στο σχήμα 4.2.9.5, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 3 και 4 του Νότιου Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 800.

-Στο σχήμα 4.2.9.6, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 5 και 6 της ζώνης F2 του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 885.

-Στο σχήμα 4.2.9.7, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 7,8,9,10,11,12 και 13 του Κεντρικού Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 880-885.

-Στο σχήμα 4.2.9.8, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 7,8,9,10 και 11 του Κεντρικού Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 912.

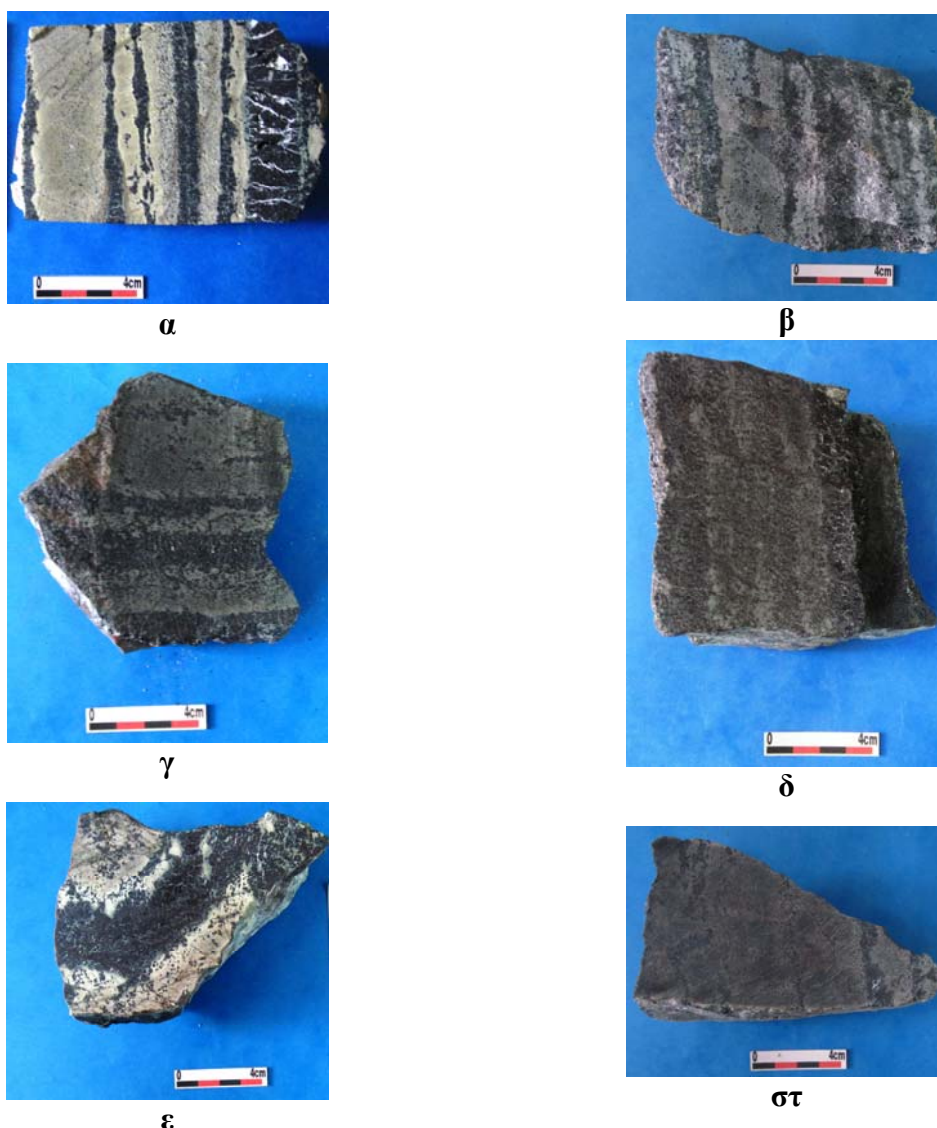
-Στο σχήμα 4.2.9.9, παρουσιάζεται η προβολή των χρωμιτικών σωμάτων 10 και 11 του Κεντρικού Τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο επίπεδο 935-952.

Τέλος, στο σχήμα Α.1.1 (βλ. Παράρτημα Α) παρουσιάζεται η προβολή των σημείων δειγματοληψίας της παρούσας διατριβής από τα χρωμιτικά σώματα που παρουσιάζονται στα σχήματα 4.2.9.1 έως 4.2.9.9.

4.3 ΙΣΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Τα δείγματα μεταλλεύματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου παρουσιάζουν τυπική ταινιωτή ή πλακώδη μορφή μεταλλεύματος (schlieren ή banded). Οι ταινίες χρωμίτη έχουν μαύρο χρώμα και εναλλάσσονται με τις ταινίες σερπεντίνη που έχουν χαρακτηριστικό

ελαιοπράσινο χρώμα. Οι ταινίες έχουν πάχος από 1 έως και 15 εκ. και συνήθως η στρώση και εναλλαγή είναι ψευδο-παράλληλη (Εικ. 4.3.1 α-δ). Σε πολλά σημεία ωστόσο η παράλληλη στρώση των στρωμάτων εμφανίζει «κυματισμό» (Εικ. 4.3.1 ε-στ), αποτυπώνοντας έτσι την πλαστική παραμόρφωση (ductile deformation) που έχουν υποστεί τα πετρώματα της περιοχής μελέτης. Ταυτόχρονα, κατακλάσεις στα δείγματα υποδεικνύουν τη μεταγενέστερη παραμόρφωση υπό θραυστιγενείς συνθήκες (brittle deformation). Στις ταινίες χρωμίτη παρατηρείται και πλήρωση μικρορωγμών των δειγμάτων από ανθρακικά ορυκτά λευκού χρώματος σε διεύθυνση κάθετη με την κατεύθυνση των ταινιών (Εικ. 4.3.1α).



Εικόνα 4.3.1. Μακροσκοπικές φωτογραφίες δειγμάτων ταινιωτού μεταλλεύματος από το μεταλλείο Ξερολιβάδου.

α-δ. Ψευδοπαράλληλη στρώση διαφορετικού πάχους ταινιών χρωμίτη (μαύρο) σε σερπεντίνη (πράσινο). Δείγματα C10/952 (α), C5/728 (β), C7/717 (γ), C5/722 (δ)

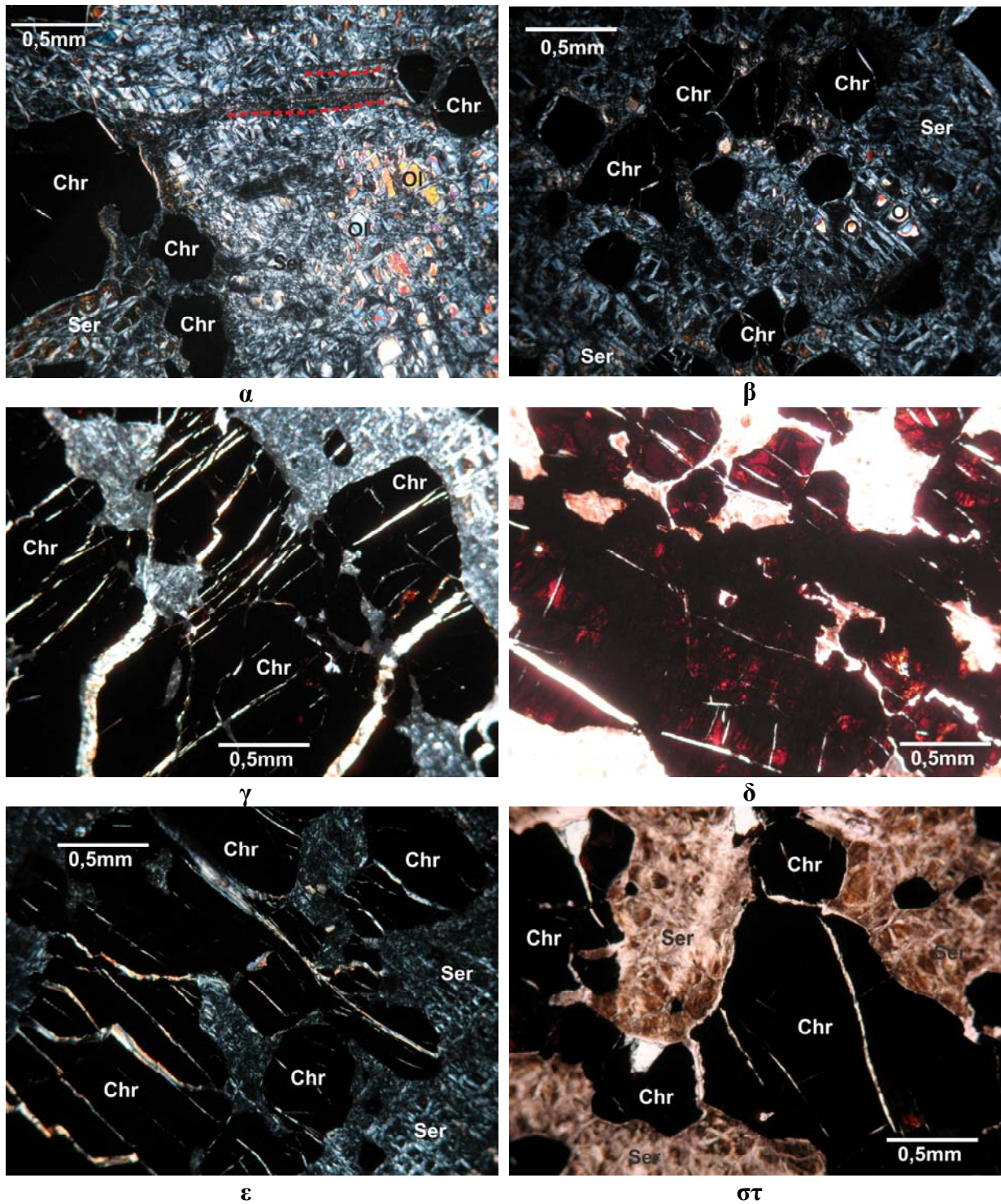
ε-στ. Κάμψη ταινιών χρωμίτη (μαύρο) λόγω πλαστικής παραμόρφωσης σε σερπεντίνη (πράσινο). Δείγματα C12/825 (ε), C1/745 (στ).

Ο χρωμίτης είναι το κύριο ορυκτό στα δείγματα χρωμιτιτών. Παρουσιάζει ιδιόμορφο (euhedral) ή υπιδιόμορφο (subhedral) σχήμα και οι κόκκοι του δημιουργούν συμφύσεις και δεν ξεχωρίζουν μεταξύ τους (Εικ. 4.3.2 και 4.3.3). Ο κόκκοι χρωμίτη εμφανίζονται μυλωνιτιωμένοι, έντονα κατακλασμένοι και ρωγματομένοι αποτυπώνοντας τις έντονες τεκτονικές διεργασίες και τη σερπεντινίωση που έχει υποστεί η οφειολιθική ακολουθία (Εικ. 4.3.2 έως 4.3.4). Στο διερχόμενο φως οι κόκκοι χρωμίτη εμφανίζονται καστανέρυθροι έως καστανοί (Εικ. 4.3.2 δ) και στις ρωγμές τους περιέχουν συνήθως σερπεντίνη και πολλές φορές μικρούς κόκκους μαγνητίτη.

Το κυριότερο πυριτικό ορυκτό που υπάρχει στα δείγματα του μεταλλεύματος είναι ο – δευτερογενής- σερπεντίνης. Εμφανίζεται σε τυπικές ψευδομορφικές υφές και καλύπτει σχεδόν όλη την έκταση των μικροσκοπικών τομών στις ταινίες σερπεντίνη του δειγμάτων χρωμιτιτών. Ο ιστός των ταινιών σερπεντίνη είναι κυψελώδης (mesh texture) και σε πολλά σημεία μικρο-κυψελώδης. Το κέντρο των κυψελών αποτελείται κυρίως από σερπεντίνη και σπανιότερα από υπολείμματα του πρωτογενούς ολιβίνης.

Στα δείγματα χρωμιτίτη, στις ταινίες χρωμίτη ο ολιβίνης εμφανίζεται πλήρως σερπεντινιωμένος ενώ, στις ταινίες σερπεντίνη το ποσοστό σερπεντινίωσης είναι αντίστοιχο του πετρώματος ξενιστή και υπάρχουν κάποια υπολείμματα του πρωτογενούς ολιβίνης. Υπολειμματικός ολιβίνης βρίσκεται στις περισσότερες ταινίες σερπεντίνη των χρωμιτιτών (Εικ. 4.3.2 α και β). Εμφανίζεται σε «νησίδες» (relics) μέσα στη μάζα σερπεντίνη και αποτελεί, όπως αναφέρθηκε ήδη, το κέντρο των κυψελών του ιστού. Οι «νησίδες» ολιβίνης παρουσιάζονται σε μέγεθος μερικών δεκάτων του χιλιοστού, ικανό πάντως για την ανάλυση με μικροαναλυτή. Ξεχωρίζουν εύκολα με τα nicols κάθετα, καθώς εμφανίζουν υψηλά χρώματα πόλωσης σε σχέση με τα χαμηλά του σερπεντίνης.

Στο ανακλώμενο φως ο χρωμίτης εμφανίζει ένα τεφρό έως τεφρόλευκο χρώμα (Εικ. 4.3.3), ενώ ο μαγνητίτης εμφανίζεται λευκός και φωτεινότερος του χρωμίτη (Εικ. 4.3.2 στ). Σε πολλές θέσεις –κυρίως περιμετρικά των κρυστάλλων και στις ρωγμές τους- παρατηρούνται θέσεις με διαφορετική ανακλαστικότητα και το τεφρόλευκο χρώμα έχει πιο ανοιχτή χροιά. Σε αυτές τις θέσεις ο χρωμίτης έχει εξαλλοιωθεί σε σιδηροχρωμίτη και ο χρωμίτης να εμφανίζεται με διχρωμισμό (τεφρός χρωμίτης-λευκότεφρος σιδηροχρωμίτης) (Εικ. 4.3.4 α έως γ) ενώ, σε αρκετές θέσεις εμφανίζεται πορώδης (Εικ. 4.3.4 β και γ). Σε μερικές περιπτώσεις στην παρατήρηση στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο βρέθηκε να περικλείουν μικρά ωειδή σώματα πυριτικών ορυκτών που αποτελούνται από συμφύσεις ολιβίνης, πυροξένων, σερπεντίνη κ.ά (Εικ. 4.3.5).



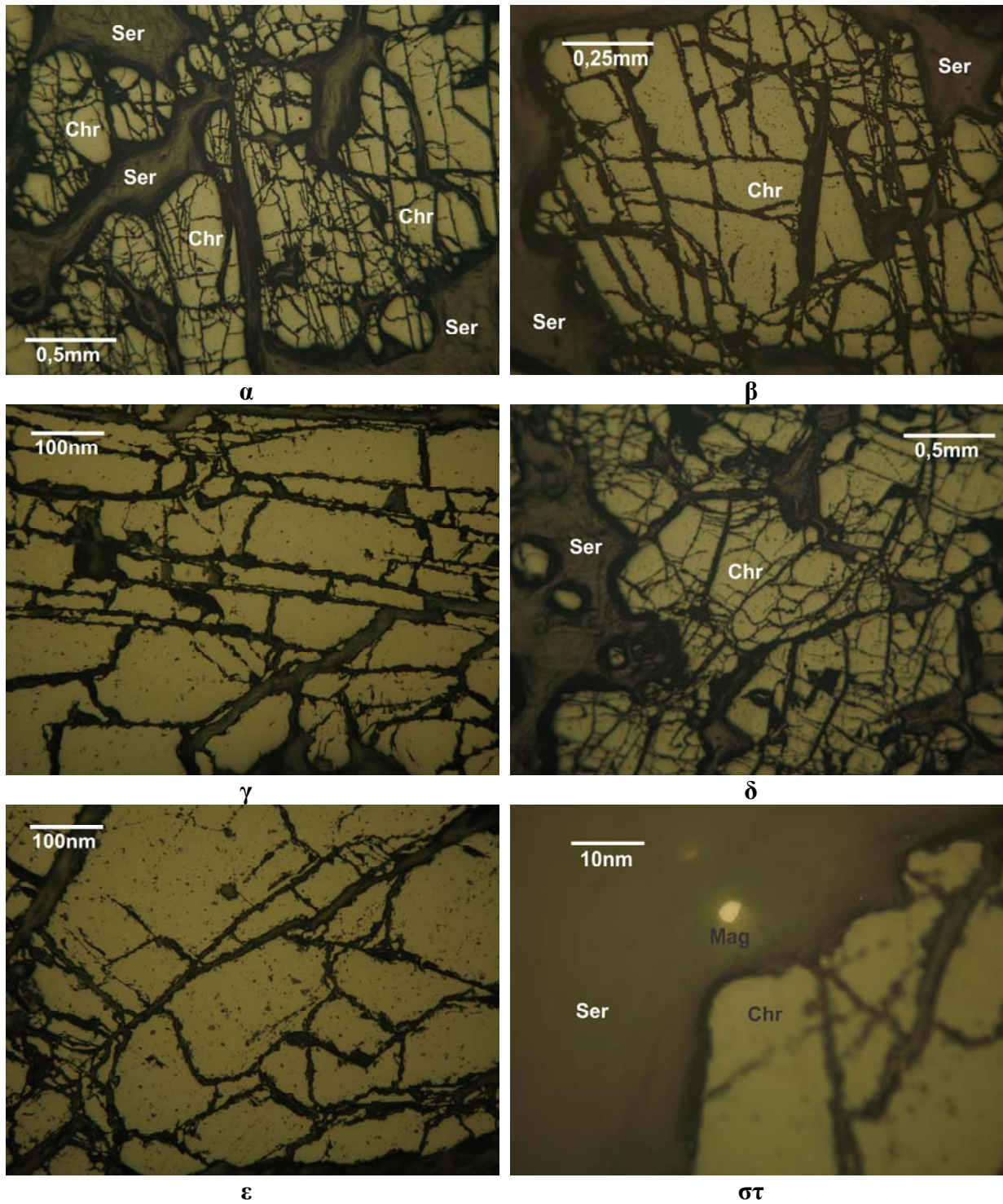
Εικόνα 4.3.2. Μικροσκοπικές φωτογραφίες μεταλλεύματος στο διερχόμενο φως.

α και β. Δείγμα C1/717 (Nicols +)

γ και ε. Δείγμα C2/717 (Nicols +)

δ και στ. Δείγμα C5/722 (Nicols =)

Chr=Χρωμίτης, Ol= Ολιβίνης, Ser=σερπεντίνης, διακεκομμένες γραμμές=φλέβες χρυσοτίλη

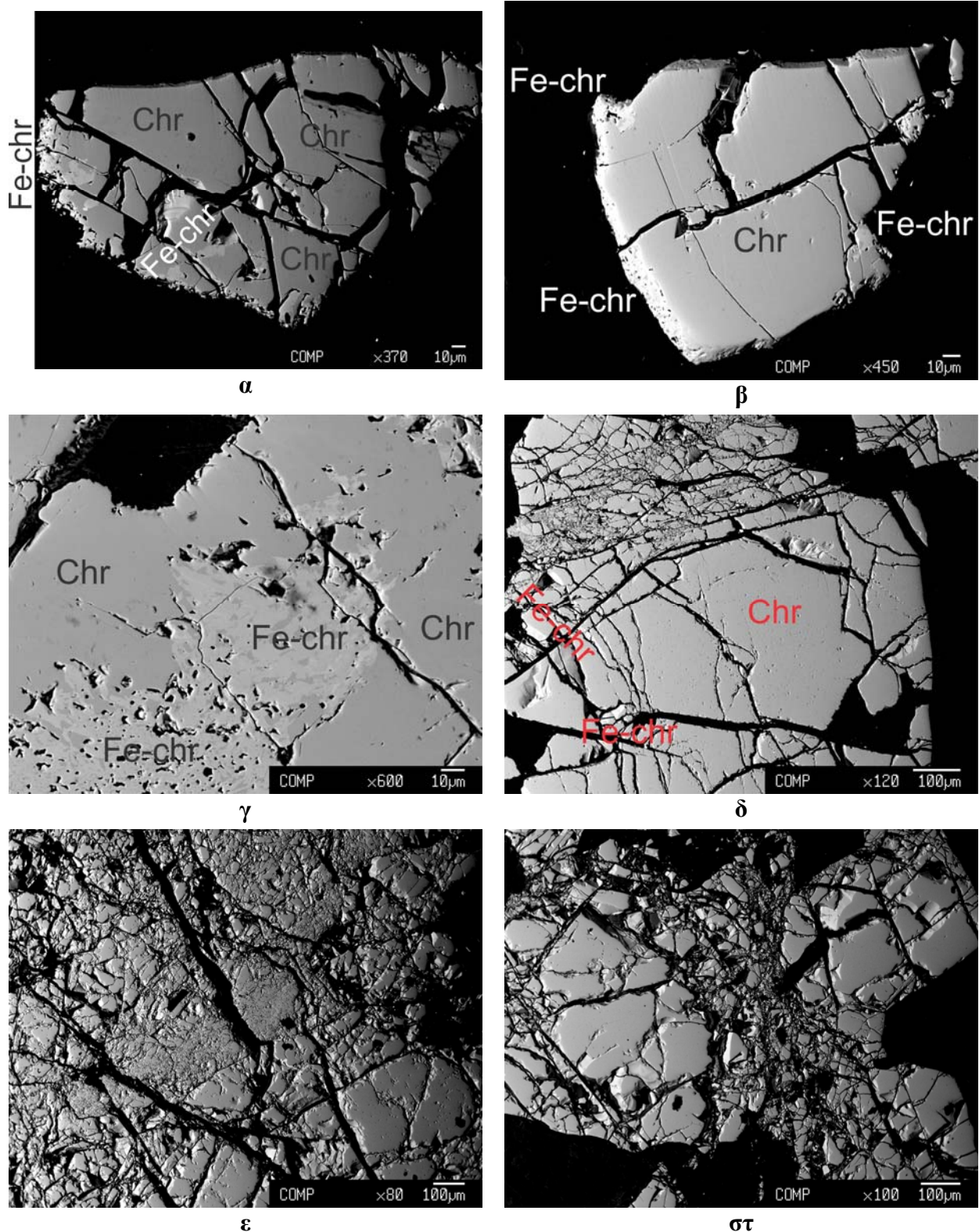


Εικόνα 4.3.3. Μικροσκοπικές φωτογραφίες μεταλλεύματος στο ανακλώμενο φως.

α-γ. Δείγμα C1/717

δ-στ. Δείγμα C5/722

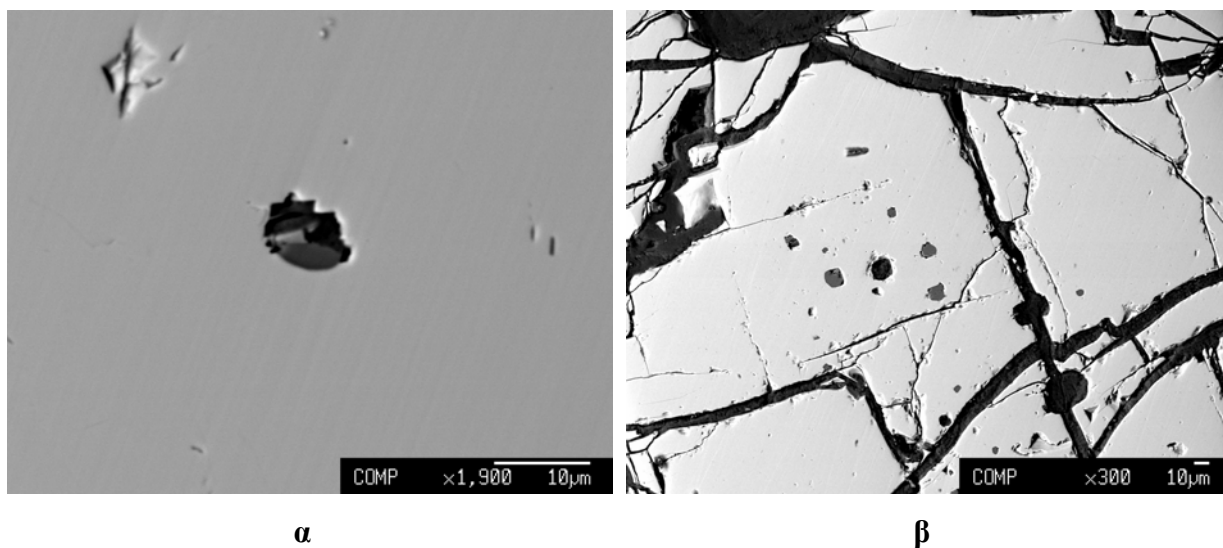
Chr=Χρωμίτης, Ser=σερπεντίνης, Mag=μαγνητίτης



Εικόνα 4.3.4. Μικροφωτογραφίες σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) με οπισθοδασκεδαζόμενη δέσμη ηλεκτρονίων (Back-Scattered electron Image, BSI) από τα δείγματα μεταλλεύματος C3/692 (α, β και δ). C3/800 (γ), και C4/717A (ε και στ).

α-δ. Κόκκοι χρωμίτη (Chr) με κατακλαστική υφή που μετατρέπονται τοπικά σε σιδηροχρωμίτη (Fe-chr).

ε-στ. Μυλωνιτωμένο μέταλλευμα χρωμίτη.



Εικόνα 4.3.5. Μικροφωτογραφίες σε σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) με οπισθοδασκεδαζόμενη δέσμη ηλεκτρονίων (Back-Scattered electron Image, BSI) από τα δείγματα χρωμιτίτη C4/765 (α) και C6/717 (β) α-β. Έγκλεισμα κλινοπυροξένου μέσα στο χρωμίτη.

ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΟΚΚΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ

Ένας από τους στόχους της παρούσας διατριβής είναι η διερεύνηση πιθανής σχέσης μεταξύ του μεγέθους (διαμέτρου) κόκκου των χρωμιτών του μητρικού πετρώματος και της θέσης τους σε σχέση με τα μεταλλοφόρα σώματα. Στα δείγματα του μεταλλεύματος, οι κόκκοι του χρωμίτη εμφανίζονται συνήθως σε συμφύσεις μεταξύ τους και έτσι η μέτρηση του μεγέθους των κόκκων χρωμίτη είναι δύσκολο να μετρηθεί μικροσκοπικά. Αντίθετα, ο επουσιώδης χρωμίτης του μητρικού πετρώματος εμφανίζεται σε μεμονωμένους κόκκους και έτσι πραγματοποιήθηκε η μέτρηση του μεγέθους (διαμέτρου) τους.

Για τον προσδιορισμό της διαμέτρου των κόκκων χρωμίτη μετρήθηκαν από 24 έως 184 διάμετροι κόκκων χρωμίτη ανά δείγμα και συνολικά σε 27 δείγματα υπερβασικού πετρώματος -που βρίσκονται στην ίδια εγκάρσια τομή (+90)- μετρήθηκαν 1992 διάμετροι κόκκων χρωμίτη. Μια λεπτή-στιλπνή τομή από κάθε δείγμα υπερβασικού πετρώματος εξετάστηκε σε μικροσκόπιο, φωτογραφήθηκαν όλοι οι κόκκοι χρωμίτη που εμφανίζονται και κατόπιν οι διάμετροι μετρήθηκαν με τη χρήση ειδικού λογισμικού (Corel Draw) με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια. Σε κάθε κόκκο χρωμίτη, μετρήθηκε η διάμετρος 8 φορές: μετρήθηκε η μέγιστη διάμετρος και κατόπιν μετρήθηκαν οι υπόλοιπες 7 διάμετροι (Σχ. 4.3.1). Άξονας περιστροφής της νοητής ευθείας της διαμέτρου ήταν το κέντρο του κόκκου και οι μετρήσεις πάρθηκαν με περιστροφή κάθε 22,5° γύρω από τον άξονα περιστροφής (Tasdemir 2008).

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων του μεγέθους των κόκκων χρωμίτη και των στατιστικών μεγεθών των μετρήσεων παρατίθενται στον Πίνακα 4.3.1 μαζί με τις σχετικές θέσεις των δειγμάτων ως προς τα χρωμιτικά σώματα.

Σύμφωνα με τη στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων, η μέση τιμή της διαμέτρου των κόκκων στα δείγματα αυτά κυμαίνεται από 0,314 mm έως 0,643 mm ενώ, η διάμεσος της διαμέτρου των κόκκων κυμαίνεται από 0,280 mm έως 0,552 mm. Η τυπική απόκλιση κυμαίνεται από 0,057 mm έως 0,285 mm.

Συνολικά για τις 1992 διαμέτρους, η ελάχιστη τιμή διαμέτρου ήταν 0,070 mm και η μέγιστη 1,416 mm. Η μέση τιμή της διαμέτρου βρέθηκε 0,425 mm, η μέση τιμή της διαμέσου 0,387 mm και η τυπική απόκλιση 0,193 mm.

Οι 1992 μετρήσεις της διαμέτρου των κόκκων χρωμίτη κατηγοριοποιήθηκαν σε κλάσεις πλάτους 0,100 mm και με βάση το μέσο της κάθε κλάσης (π.χ. για την κλάση 0,100-0,199 mm, μέγεθος διαμέτρου θεωρήθηκαν τα 0,150 mm για όλες τις μετρήσεις της κλάσης, κ.ο.κ.).

Στον Πίνακα 4.3.2 παρατίθεται η κατανομή των μετρήσεων της διαμέτρου των κόκκων του χρωμίτη ανά δείγμα και ανά κλάση. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα συχνότητας κατανομής (Σχήμα 4.3.2) και της αθροιστικής συχνότητας κατανομής (Σχήμα 4.3.3) της διαμέτρου των κόκκων χρωμίτη των δειγμάτων.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μελέτης της διαμέτρου των κόκκων χρωμίτη του υπερβασικού πετρώματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου, η μέση διάμετρος των κόκκων χρωμίτη του υπερβασικού πετρώματος που μετρήθηκαν είναι 0,425 mm και η διάμεσος 0,387 mm. Η μεγάλη πλειοψηφία των κόκκων έχει διαμέτρους μεταξύ 0,100 και 0,799 mm.

Αυτό που επίσης παρατηρείται είναι πως, ανάμεσα σε δείγματα χρωμίτη που βρίσκονται στο ίδιο επίπεδο και ανάμεσα σε δύο διαδοχικά χρωμιτικά σώματα, παρατηρείται μείωση της διαμέσου και της μέσης τιμής της διαμέτρου των κόκκων μεταξύ του δείγματος που βρίσκεται ενδιάμεσα στα χρωμιτικά σώματα και του δείγματος σε επαφή με τα χρωμιτικά σώματα. Σε όλες τις περιπτώσεις, οι τιμές των διαμέτρων εμφανίζονται μικρότερες στα δείγματα υπερβασικού πετρώματος που βρίσκονται σε επαφή με τα χρωμιτικά σώματα σε σχέση με τιμές των κόκκων χρωμίτη των αντίστοιχων δειγμάτων που βρίσκονται ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων. Αντίστοιχη μείωση της διαμέσου και της μέσης τιμής της διαμέτρου, παρουσιάζεται και υπό την κατακόρυφη έννοια: όλα τα δείγματα που βρίσκονται στο επίπεδο 717 (όπου βρίσκεται το μεγαλύτερο πάχος των χρωμιτικών σωμάτων, βλ. Κεφ. 6), εμφανίζονται να έχουν μεγαλύτερες τιμές διαμέσου και μέσης τιμής διαμέτρου από τα αντίστοιχα δείγματα που βρίσκονται κατακόρυφα προς τα επάνω (επίπεδο 738) ή προς τα

κάτω (επίπεδο 692). Η τελευταία παρατήρηση ισχύει κατά την κατακόρυφη έννοια και για τα δείγματα σε επαφή με τα χρωμιτικά σώματα αλλά και για τα δείγματα ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις, συγκροτούν ένα πετρογραφικό εργαλείο που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί στην κοιτασματολογική έρευνα και εντοπισμό των λοβόμορφων μεταλλοφόρων σωμάτων χρωμίτη: δείγματα πετρώματος που εμφανίζουν μεγαλύτερο μέσο μέγεθος κόκκων χρωμίτη, δείχνουν -σύμφωνα με τα παραπάνω- να βρίσκονται στα χώρο πιο κοντά στα μεταλλοφόρα σώματα.

Πίνακας 4.3.1. Παρουσίαση σχετικών θέσεων των δειγμάτων από την εγκάρσια τομή +90 που εξετάστηκαν, αποτελέσματα αριθμού μετρήσεων, μέσης τιμής (σε mm), διαμέσου (σε mm) και τυπικής απόκλισης (σε mm) της διαμέτρου των κόκκων του χρωμίτη και στατιστικά μεγέθη των μετρήσεων.

ΕΠΙΠΕΔΟ 738	ΔΕΙΓΜΑ	D5-6 738		D5 738	D4-5 738	D4 738	D3-4/ 739	D3 739	D2-3 739			
	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	24		96	112	40	80	72	28			
	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ	0,424		0,402	0,494	0,371	0,464	0,339	0,378			
	ΔΙΑΜΕΣΟΣ	0,417		0,368	0,468	0,298	0,475	0,290	0,320			
	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ	0,057		0,227	0,251	0,146	0,166	0,166	0,156			
ΕΠΙΠΕΔΟ 717	ΔΕΙΓΜΑ	D6 717	D5-6 717A	D5 717A	D4-5 717	D4 717A	D3-4 717A	D3 717A	D2-3 717A	D2 719	D1-2 717A	D1 717
	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	48	72	96	64	64	72	80	28	184	48	112
	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ	0,485	0,497	0,460	0,559	0,497	0,519	0,367	0,643	0,381	0,442	0,403
	ΔΙΑΜΕΣΟΣ	0,431	0,499	0,417	0,507	0,504	0,548	0,355	0,552	0,340	0,451	0,362
	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ	0,143	0,154	0,249	0,285	0,246	0,180	0,122	0,268	0,180	0,178	0,172
ΕΠΙΠΕΔΟ 692	ΔΕΙΓΜΑ	D6 692	D5-6 692	D5 692	D4-5 692	D4 692	D3-4 692	D3 692	D2-3 692			
	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	120	56	120	88	144	56	44	28			
	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ	0,369	0,414	0,358	0,378	0,411	0,500	0,314	0,440			
	ΔΙΑΜΕΣΟΣ	0,353	0,403	0,316	0,377	0,359	0,496	0,280	0,381			
	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ	0,138	0,114	0,140	0,085	0,187	0,164	0,123	0,194			

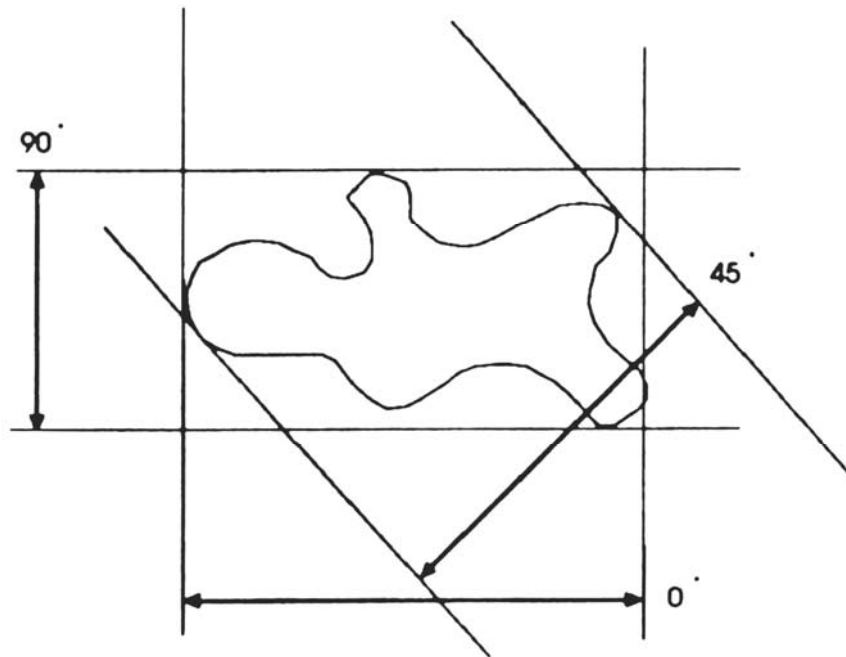
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

Πίνακας 4.3.2. Κατανομή των μετρήσεων της διαμέτρου (σε mm) των κόκκων του χρωμίτη ανά δείγμα και ανά κλάση.

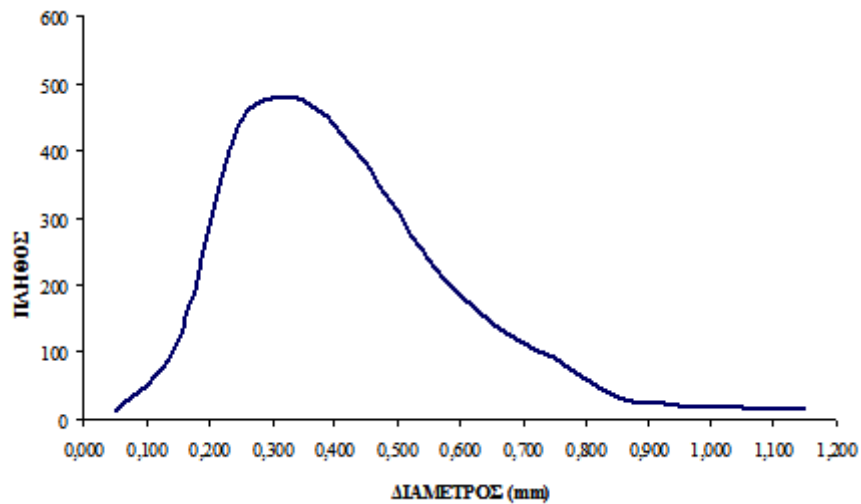
ΑΠΟ (mm)	ΕΩΣ (mm)	ΜΕΣΟ (mm)	D2-3 692	D3 692	D2-3 717A	D2-3 739	D3 739	D3 717A	D3-4 739	D4 738	D4-5 738
0,000	0,099	0,050					1				8
0,100	0,199	0,150		5		1	15	4	8		3
0,200	0,299	0,250	7	22		11	20	22	3	20	14
0,300	0,399	0,350	8	6	7	4	10	24	13	7	13
0,400	0,499	0,450	6	9	4	4	12	18	24	4	25
0,500	0,599	0,550	1		4	5	9	9	20	4	21
0,600	0,699	0,650	2	1	2	2	4	2	7	5	12
0,700	0,799	0,750	2	1	2	1	1	1	2		4
0,800	0,899	0,850			1				1		3
0,900	0,999	0,950	2		4				2		2
1,000	1,099	1,050			3						5
1,100	>	1,150			1						2
ΣΥΝΟΛΟ			28	44	28	28	72	80	80	40	112

ΑΠΟ (mm)	ΕΩΣ (mm)	ΜΕΣΟ (mm)	D5 738	D5-6 738	D1 717	D1-2 717A	D2 719	D3-4 717A	D4 717A	D4-5 717	D5 717A
0,000	0,099	0,050							2		1
0,100	0,199	0,150	12		3	1	17		7	3	15
0,200	0,299	0,250	26		41	15	55	13	8	14	6
0,300	0,399	0,350	15	5	21	3	55	11	6	6	23
0,400	0,499	0,450	27	17	22	11	23	6	6	8	15
0,500	0,599	0,550	7	2	10	6	8	18	10	6	20
0,600	0,699	0,650	2		3	9	13	11	7	9	5
0,700	0,799	0,750			7	3	7	11	13	4	3
0,800	0,899	0,850	1		4		6	2	3	5	2
0,900	0,999	0,950	1		1				1	3	1
1,000	1,099	1,050	3						1	3	1
1,100	>	1,150	2							3	4
ΣΥΝΟΛΟ			86	24	96	24	112	48	184	72	64

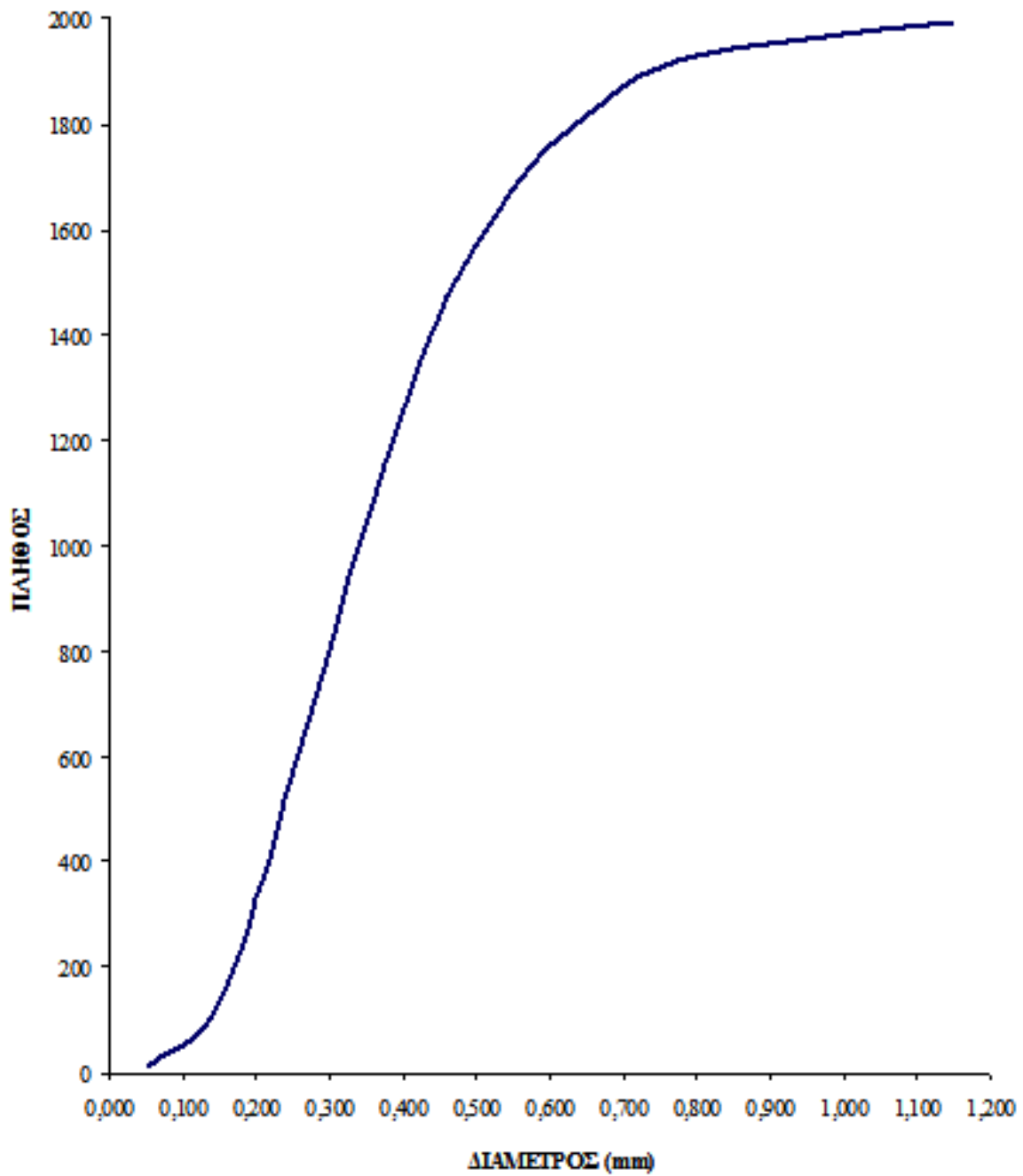
ΑΠΟ (mm)	ΕΩΣ (mm)	ΜΕΣΟ (mm)	D5-6 717A	D6 717	D3-4 692	D4 692	D4-5 692	D5 692	D5-6 692	D6 692	ΣΥΝΟΛΟ
0,000	0,099	0,050									12
0,100	0,199	0,150				10		3		12	119
0,200	0,299	0,250	7	1	2	32	15	48	9	34	445
0,300	0,399	0,350	17	18	18	47	39	42	19	39	476
0,400	0,499	0,450	13	10	9	19	30	13	14	33	382
0,500	0,599	0,550	21	8	12	14	2	4	11	7	239
0,600	0,699	0,650	8	6	8	13	2		2	7	142
0,700	0,799	0,750	2	5	3	5		10	1	4	92
0,800	0,899	0,850	2		4						34
0,900	0,999	0,950	2			1					20
1,000	1,099	1,050				1					17
1,100	>	1,150				2					14
ΣΥΝΟΛΟ			72	48	72	48	56	144	88	120	56



Σχήμα 4.3.1. Σχηματική αναπαράσταση της μέτρησης των διαμέτρων των κόκκων χρωμίτη σε διαφορετικές διευθύνσεις (Tasdemir 2008).



Σχήμα 4.3.2. Διάγραμμα συχνότητας κατανομής των διαμέτρων των κόκκων χρωμίτη του υπερβασικού πετρώματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



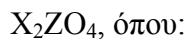
Σχήμα 4.3.3. Διάγραμμα αθροιστικής συχνότητας κατανομής των διαμέτρων των κόκκων χρωμίτη του υπερβασικού πετρώματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

4.4 ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΠΥΡΙΤΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ, ΕΠΟΥΣΙΩΔΩΝ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΚΑΙ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ

Η ορυκτοχημεία των πυριτικών ορυκτών εξετάζεται για την εξαγωγή κυρίως κοιτασματολογικών συμπερασμάτων και όχι πετρογενετικών. Για το λόγο αυτό προτιμήθηκε να ακολουθεί την περιγραφή του κοιτάσματος.

4.4.1 ΟΛΙΒΙΝΗΣ

Ο ολιβίνης είναι ισόμορφη παράμιξη που προκύπτει από τα ακραία μέλη φορστερίτη (Mg_2SiO_4) και φαυαλίτη (Fe_2SiO_4) σε διαφορετικές αναλογίες. Όπως έχουν δείξει και πειραματικές εργαστηριακές μελέτες σύνθεσης ολιβίνης, τα δισθενή Mg και Fe μπορούν να αντικατασταθούν, ανάλογα με τις φυσικοχημικές συνθήκες, σε μικρή έκταση από άλλα δισθενή ιόντα χημικών στοιχείων (π.χ. Zn, Ni, Mn κ.ά.) (Nord et al. 1982, Annersten et al. 1982, 1984, Annersten and Filippidis 1984, Ericsson and Filippidis 1986, Filippidis 1989, 1990). Ο γενικός στοιχειομετρικός τύπος των ολιβινών είναι :



X: Mg, Fe και σε μικρότερα ποσοστά Ni, Mn, Zn, Ca κ.ά.

Z: Si

Στους Πίνακες 4.4.1.1, 4.4.1.3 και 4.4.1.5 (βλ. παράρτημα Δ) παρατίθενται τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων, ο αριθμός κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα καθώς και λόγοι κατιόντων των αναλυμένων ολιβινών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη), υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) και υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) αντίστοιχα, ενώ, στους Πίνακες 4.4.1.2, 4.4.1.4 και 4.4.1.6 (βλ. παράρτημα Δ) παρατίθενται στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων, των αριθμών κατιόντων (με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα) καθώς και των λόγων κατιόντων των αναλυμένων ολιβινών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη), υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) και υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) αντίστοιχα. Αξίζει να σημειωθεί πως δεν παρατηρήθηκε παρουσία ολιβίνης στις ταινίες χρωμίτη των δειγμάτων χρωμιτίτη.

Στον Πίνακα 4.4.1.7 παρατίθενται οι μέσοι όροι, οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές χημικών αναλύσεων και κατιόντων που υπολογίστηκαν για τους ολιβίνες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Πίνακας 4.4.1.7. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε οξείδια, κατιόντων και παραμέτρων που υπολογίστηκαν για τους ολιβίνες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

	Χρωμιτίτης			Πέτρωμα (κοντά στα χρωμιτικά σώματα)			Πέτρωμα (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων)		
	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX
SiO ₂	41,05	41,80	42,34	40,45	41,19	41,88	40,61	41,21	41,88
TiO ₂	0,00	0,03	0,09	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03
V ₂ O ₃	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,04
FeO	4,09	5,33	6,19	6,52	7,06	8,81	6,88	7,31	7,79
MnO	0,06	0,08	0,10	0,09	0,12	0,17	0,09	0,11	0,13
MgO	51,91	52,98	54,23	50,41	51,58	52,65	50,70	51,39	52,27
NiO	0,36	0,46	0,57	0,31	0,39	0,49	0,32	0,37	0,43
CaO	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04	0,09	0,02	0,03	0,06
ZnO	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03	0,07	0,00	0,03	0,08
Si	0,994	0,998	1,004	0,987	0,994	1,007	0,986	0,995	1,001
Ti	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
V	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe	0,081	0,106	0,125	0,131	0,143	0,177	0,138	0,148	0,156
Mn	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003
Mg	1,866	1,885	1,912	1,810	1,856	1,874	1,831	1,850	1,860
Ni	0,007	0,009	0,011	0,006	0,008	0,010	0,006	0,007	0,008
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
Zn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	0,931	0,941	0,953	0,904	0,923	0,929	0,916	0,921	0,925

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε MgO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 52,98 και διακύμανση μεταξύ 51,91 και 54,23, ενώ ο αριθμός κατιόντων Mg παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 1,885 και διακύμανση μεταξύ 1,866 και 1,912.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε MgO στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 51,58 και διακύμανση μεταξύ 50,41 και 52,65 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Mg παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 1,856 και διακύμανση μεταξύ 1,810 και 1,874.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε MgO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 51,39 και διακύμανση μεταξύ 50,70 και 52,27 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Mg παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 1,850 και διακύμανση μεταξύ 1,831 και 1,860.

Συνολικά, οι ολιβίνες που βρίσκονται στα δείγματα χρωμιτίτη είναι εμπλουτισμένοι σε Mg σε σχέση με τους ολιβίνες των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος, ενώ παρουσιάζεται μια σχετική τάση περαιτέρω μείωσης του Mg με τη αύξηση της απόστασης των δειγμάτων από τα χρωμιτικά σώματα (Σχ. 4.4.1.1α).

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε FeO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 5,33 και διακύμανση μεταξύ 4,09 και 6,19 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Fe με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,106 και διακύμανση μεταξύ 0,081 και 0,125.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε FeO στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 7,06 και διακύμανση μεταξύ 6,52 και 8,81 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Fe με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,143 και διακύμανση μεταξύ 0,131 και 0,177.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε FeO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 7,31 και διακύμανση μεταξύ 6,88 και 7,79 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Fe με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,148 και διακύμανση μεταξύ 0,138 και 0,156.

Από τα παραπάνω προκύπτει πως οι ολιβίνες που βρίσκονται στα δείγματα χρωμιτίτη είναι λιγότερο εμπλουτισμένοι σε Fe σε σχέση με τους ολιβίνες των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος, ενώ παρουσιάζεται μια σχετική τάση περαιτέρω αύξησης του Fe με τη αύξηση της απόστασης των δειγμάτων από τα χρωμιτικά σώματα (Σχ. 4.4.1.1.β).

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε NiO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,46 και διακύμανση μεταξύ 0,36 και 0,57 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Ni με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,009 και διακύμανση μεταξύ 0,007 και 0,011.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε NiO στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,39 και διακύμανση μεταξύ 0,31 και 0,49 ενώ, ο αριθμός κατιόντων Ni με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,008 και διακύμανση μεταξύ 0,006 και 0,010.

Η % κ.β. περιεκτικότητα σε NiO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 7,31 και διακύμανση μεταξύ 6,88 και 7,79 ενώ, ο

αριθμός κατιόντων Ni με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,007 και διακύμανση μεταξύ 0,006 και 0,008.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις προκύπτει πως οι ολιβίνες που βρίσκονται στα δείγματα χρωμιτίτη είναι σχετικά πιο εμπλουτισμένοι σε Ni σε σχέση με τους ολιβίνες των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος (Σχ. 4.4.1.1γ).

H % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,08 και διακύμανση μεταξύ 0,06 και 0,10.

H % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,12 και διακύμανση μεταξύ 0,09 και 0,17.

H % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,11 και διακύμανση μεταξύ 0,09 και 0,13.

Συμπερασματικά, οι ολιβίνες που βρίσκονται στα δείγματα χρωμιτίτη είναι σχετικά λιγότερο εμπλουτισμένοι σε Mn σε σχέση με τους ολιβίνες των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος.

H τιμή ποσοστού φορστερίτη Fo ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) στους ολιβίνες από τα δείγματα χρωμιτιτών (ταινίες σερπεντίνη) παρουσιάζει μέσο όρο τιμών 0,941 και διακύμανση μεταξύ 0,931 και 0,953, στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) μέσο όρο τιμών 0,923 και διακύμανση μεταξύ 0,904 και 0,929 και στους ολιβίνες από τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ταινίες σερπεντίνη) μέσο όρο τιμών 0,921 και διακύμανση μεταξύ 0,916 και 0,925.

Οι προηγούμενες παρατηρήσεις δείχνουν πως οι ολιβίνες που βρίσκονται στα δείγματα χρωμιτίτη έχουν υψηλότερες τιμές Fo σε σχέση με τους ολιβίνες των δειγμάτων υπερβασικού πετρώματος ενώ, παρουσιάζεται μια σχετική τάση περαιτέρω μείωσης του Fo με τη αύξηση της απόστασης των δειγμάτων από τα χρωμιτικά σώματα (Σχ. 4.4.1.1δ).

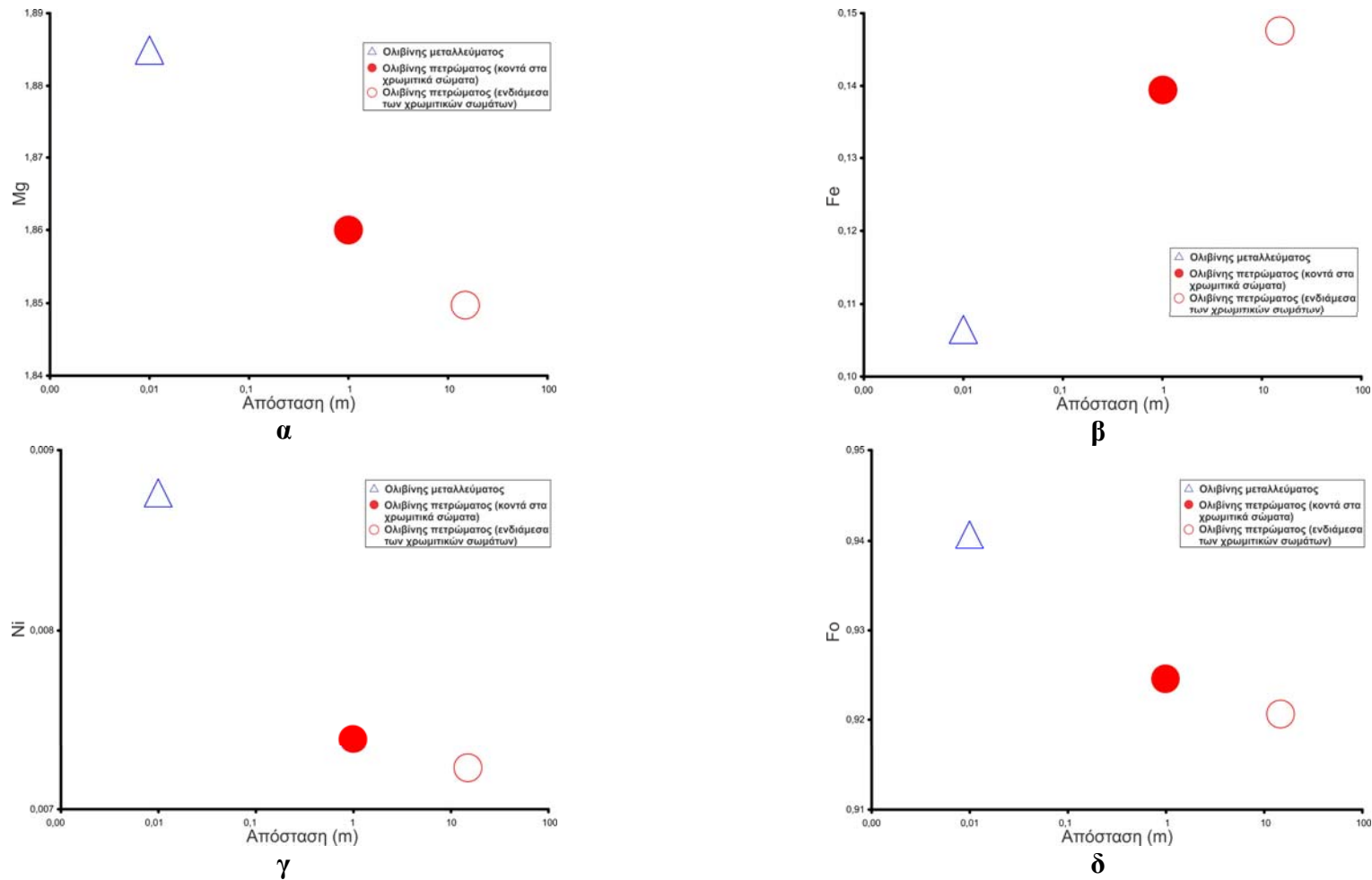
Όσον αφορά τον αριθμό κατιόντων των ολιβινών με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα, προκύπτει πως:

α. Υπάρχει αρνητική συσχέτιση μεταξύ Fe και Ni (Σχ. 4.4.1.2α).

β. Υπάρχει αρνητική συσχέτιση (όπως αναμένεται από τον χημικό τύπο του ολιβίνη) μεταξύ Mg και Fe (Σχ. 4.4.1.2β).

γ. Υπάρχει θετική συσχέτιση μεταξύ Mg και Ni (Σχ. 4.4.1.2γ).

Τέλος, εμφανίζεται θετική συσχέτιση μεταξύ τον αριθμό κατιόντων Ni των ολιβινών με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των τιμών Fo (Σχ. 4.4.1.2δ).



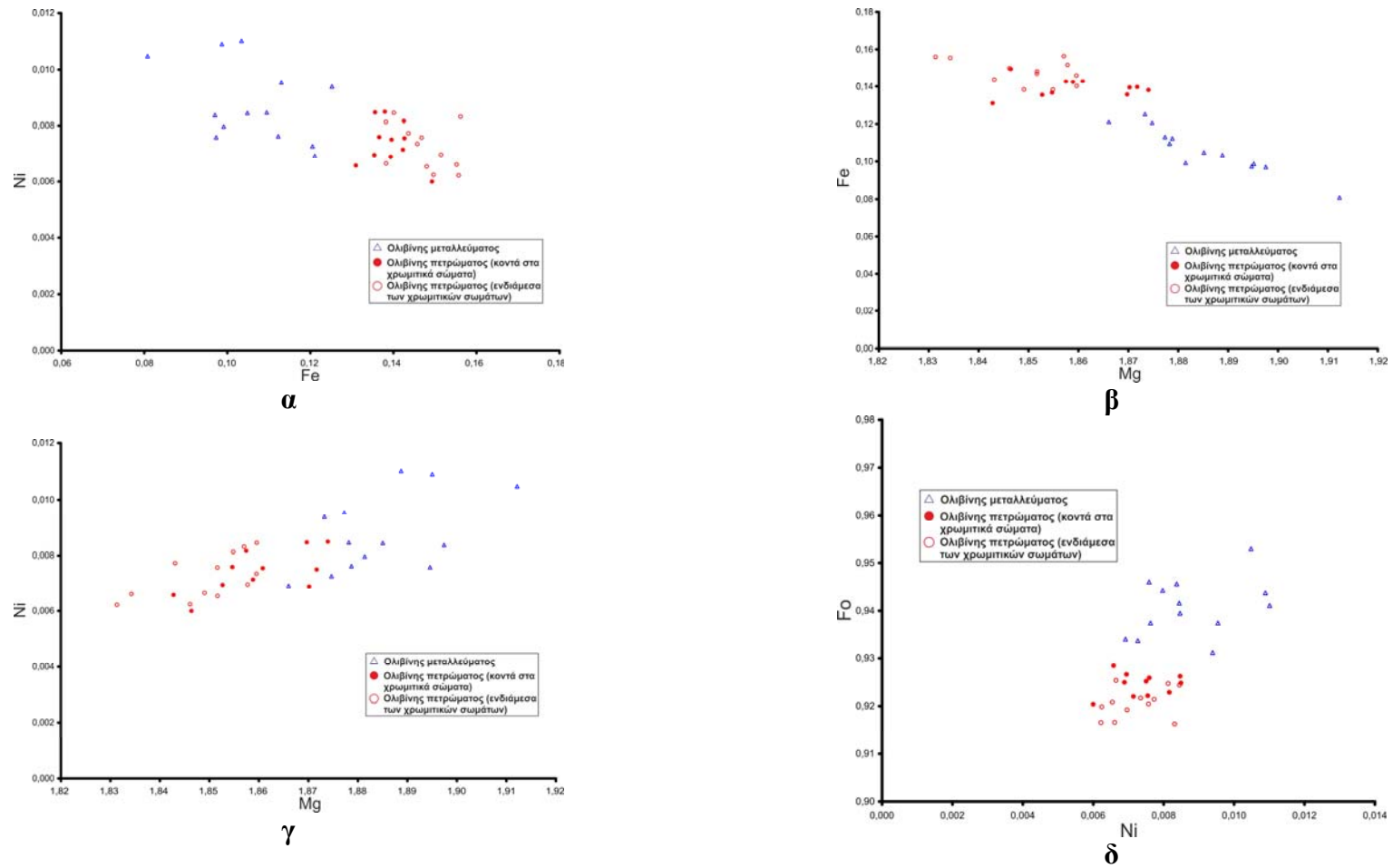
Σχήμα 4.4.1.1. Προβολή της μέσης απόστασης των δειγμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου από το πλησιέστερο χρωμιτικό σώμα σε λογαριθμική κλίμακα προς:

(α) το μέσο αριθμό κατιόντων Mg του ολιβίνη.

(β) το μέσο αριθμό κατιόντων Fe του ολιβίνη.

(γ) το μέσο αριθμό κατιόντων Ni του ολιβίνη.

(δ) το μέσο ποσοστό φορστερίτη Fo του ολιβίνη.



Σχήμα 4.4.1.2. Προβολές:

- (α) του αριθμού κατιόντων Fe προς τον αριθμό κατιόντων Ni του ολιβίνη.
- (β) του αριθμού κατιόντων Mg προς τον αριθμό κατιόντων Fe του ολιβίνη.
- (γ) του αριθμού κατιόντων Mg προς τον αριθμό κατιόντων Ni του ολιβίνη.
- (δ) του αριθμού κατιόντων Ni προς το ποσοστό φορστερίτη του ολιβίνη.

Τα υπόλοιπα χημικά στοιχεία που μετρήθηκαν στους ολιβίνες του μεταλλείου Ξερολιβάδου δεν έδειξαν κάποια συστηματική διαφοροποίηση.

Στο μαγματικό στάδιο, διαφοροποιήσεις στη σύσταση και τις φυσικοχημικές ιδιότητες του τήγματος θα μπορούσαν να έχουν ως αποτέλεσμα την κρυστάλλωση ορυκτών με διαφορετικές συστάσεις. Η θερμοκρασία, η ενεργότητα του οξυγόνου και η σύσταση του μάγματος είναι οι κύριες παράμετροι που ελέγχουν τη χημεία των ορυκτών στο μαγματικό στάδιο. Οι διαδικασίες που προκαλούν ή διαφοροποιούν τη χημική σύσταση του ολιβίνη πάνω από τη θερμοκρασία τήξης (solidus) είναι πιο περίπλοκες από αυτές που υπάρχουν κάτω από τη θερμοκρασία τήξης (Kinzler et al. 1990, Yang and Seccombe 1993a, Hirschmann and Ghiorso 1994). Οι υψηλής θερμοκρασίας μανδουακές διαδικασίες του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου καθόρισαν την αρχική χημική σύσταση του ολιβίνη, αλλά πιθανότατα η αρχική σύστασή του δεν μπορεί να βρεθεί λόγω εκτεταμένης ενυδάτωσης (Moody 1976, Stamatelopoulou-Seymour and Francis 1980, Filippidis 1982a). Οι αντιδράσεις ιοντοανταλλαγής κατά την επανεξισορρόπηση –κάτω από τη θερμοκρασία τήξης- μεταξύ του ολιβίνη και των συσχετιζόμενων ορυκτών φάσεων εξηγούν τη διαφοροποίηση στη σύσταση των ορυκτών η οποία αποτυπώνεται παραπάνω στα δισθενή κατιόντα του ολιβίνη (Dymek et al. 1988, Yang and Seccombe 1993a, Arai and Yurimoto 1994).

4.4.2 ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΗ

Τα ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνη ανήκουν στις φυλλοπυριτικές ενώσεις και έχουν γενικό χημικό τύπο $Mg_3(OH)_4Si_2O_5$. Οι σπουδαιότερες υποκαταστάσεις ιόντων που μπορούν να γίνουν στο πλέγμα των ορυκτών είναι (Deer et al. 1969):

α. $Al \rightarrow Si$ και

β. $Cr, Al, Fe, Ni \rightarrow Mg$.

Το Al μπαίνει ως υποκαταστάτης, τόσο σε τετραεδρική, όσο και σε οκταεδρική θέση. Οι φυσικοί σερπεντίνες μπορούν να περιέχουν κατά μέσο όρο 0,25 % κ.β. NiO (Μπαντή 2002). Η μεγαλύτερη ποσότητα σιδήρου που περιέχεται στα αρχικά ορυκτά (ολιβίνης, πυρόξενοι) κατά τη σερπεντινίωση μπαίνει στο πλέγμα νέων φάσεων αδιαφανών ορυκτών (π.χ. μαγνητίτης) και όχι στο πλέγμα των ορυκτών του σερπεντίνη (Page 1967, Deer et al. 1969, Whittaker and Wicks 1970, Wicks and Whittaker 1975). Η περιεκτικότητα σε Al και Fe των ορυκτών του σερπεντίνη αντανakλά την αρχική χημική σύσταση του μητρικού υπερβασικού πετρώματος, με την παρουσία αυτών των δύο χημικών στοιχείων να είναι

υψηλότερη στο λιζαρδίτη και τον αντιγορίτη (Whittaker and Wicks 1970, Wicks and Whittaker 1975, Wicks and O'Hanley 1988, O'Hanley and Wicks 1995).

Στους Πίνακες 4.4.2.1, 4.4.2.2 και 4.4.2.3 (βλ. Παράρτημα Δ) παρατίθενται τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων και ο αριθμός κατιόντων με βάση τα επτά (7) οξυγόνα των αναλυμένων σερπεντινών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη), υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα). ενώ, στους Πίνακες 4.4.2.4 και 4.4.2.5 παρατίθενται οι μέσοι όροι, οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές χημικών αναλύσεων και κατιόντων που υπολογίστηκαν για τους σερπεντίνες διχτυωτής και φλεβικής μορφής αντίστοιχα. Ο γενικός στοιχειομετρικός τύπος των σερπεντινών είναι:



X: Mg, Fe²⁺, Ni, Mn, Ca, Na, Fe³⁺, Al, Cr

Z: Si, Al

Πίνακας 4.4.2.4. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε οξείδια και κατιόντων που υπολογίστηκαν για τους σερπεντίνες διχτυωτής μορφής του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

	Χρωμιτίτης			Πέτρωμα (κοντά στα χρωμιτικά σώματα)			Πέτρωμα (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων)		
	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX
SiO ₂	36,29	39,89	41,93	40,04	41,25	42,04	40,78	41,50	43,17
TiO ₂	0,00	0,03	0,10	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	0,00	1,71	6,39	0,02	0,22	0,44	0,00	0,07	0,52
Cr ₂ O ₃	0,00	1,60	4,19	0,12	1,21	4,36	0,00	0,12	0,91
V ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,04
FeO	0,86	2,32	4,00	3,97	5,50	6,84	2,29	3,66	4,19
MnO	0,00	0,01	0,04	0,02	0,09	0,15	0,00	0,03	0,08
MgO	36,31	39,26	42,99	35,94	36,88	38,92	38,97	39,81	41,35
NiO	0,00	0,29	0,60	0,00	0,04	0,10	0,00	0,24	0,42
CaO	0,00	0,02	0,06	0,00	0,03	0,05	0,01	0,04	0,13
ZnO	0,00	0,02	0,10	0,01	0,06	0,11	0,00	0,01	0,10
Si	1,751	1,919	2,021	1,961	2,003	2,020	1,968	1,990	2,053
Al ^{iv}	0,000	0,058	0,249	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,021
Ti	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Al ^{vi}	0,000	0,039	0,116	0,000	0,012	0,026	0,000	0,001	0,009
Cr	0,000	0,061	0,160	0,005	0,047	0,169	0,000	0,005	0,034
V	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Fe ²	0,035	0,094	0,163	0,159	0,223	0,280	0,091	0,147	0,170
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,006	0,000	0,001	0,003
Mg	2,588	2,816	3,105	2,623	2,670	2,784	2,785	2,846	2,919
Ni	0,000	0,011	0,023	0,000	0,002	0,004	0,000	0,009	0,016
Ca	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,006
Zn	0,000	0,001	0,003	0,001	0,002	0,004	0,000	0,001	0,004

Πίνακας 4.4.2.5. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε οξείδια και κατιόντων που υπολογίστηκαν για τους σερπεντίνες φλεβικής μορφής του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

	Πέτρωμα (κοντά στα χρωμιτικά σώματα)			Πέτρωμα (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων)		
	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX
SiO ₂	42,38	43,16	43,56	41,48	42,73	43,25
TiO ₂	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,07	0,01	0,03	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,06	0,00	0,04	0,14
V ₂ O ₃	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,05
FeO	2,07	2,66	3,28	1,69	2,75	4,18
MnO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,07
MgO	39,46	39,83	40,33	37,65	39,62	40,42
NiO	0,00	0,05	0,09	0,04	0,16	0,30
CaO	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,11
ZnO	0,00	0,07	0,13	0,00	0,02	0,08
Si	2,017	2,039	2,055	1,998	2,033	2,056
Al ^{iv}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Ti	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001
Al ^{vi}	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,003
Cr	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,005
V	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002
Fe ₂	0,081	0,105	0,130	0,068	0,109	0,168
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
Mg	2,776	2,805	2,821	2,694	2,810	2,900
Ni	0,000	0,002	0,003	0,001	0,006	0,011
Ca	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,006
Zn	0,000	0,003	0,005	0,000	0,001	0,003

Από τα αποτελέσματα αυτά προκύπτουν τα εξής στοιχεία:

1. Οι σερπεντίνες που βρέθηκαν σε μικρο-φλέβες στα υπερβασικά πετρώματα εμφανίζουν πολύ μικρή % κ.β. περιεκτικότητα σε Al₂O₃. Συγκεκριμένα, στις φλεβικές μορφές το Al₂O₃ κυμαίνεται από:

-0,00 έως 0,07% κ.β. (μέση τιμή 0,02%) στα δείγματα πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα

-0,01 έως 0,08% κ.β. (μέση τιμή 0,03%) στα δείγματα πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

2. Στις διχτυωτές μορφές το Al₂O₃ κυμαίνεται από:

-0,00 έως 6,39% κ.β. (μέση τιμή 1,71%) στα δείγματα μεταλλεύματος

-0,02 έως 0,44% κ.β. (μέση τιμή 0,22%) στα δείγματα πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα

-0,00 έως 0,52 (μέση τιμή 0,07%) στα δείγματα πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Σύμφωνα με τα παραπάνω, παρατηρείται μια τάση μείωσης της μέσης περιεκτικότητας των σερπεντινών σε Al_2O_3 όσο αυτοί αυξάνουν την απόστασή τους από τα χρωμικά σώματα. Αυτό αποδίδεται στην απομάκρυνση του Al από τον χρωμίτη και την είσοδο του στον σερπεντίνη κατά τη διαδικασία εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε Fe-χρωμίτη.

3. Οι σερπεντίνες που βρέθηκαν σε μικρο-φλέβες στα υπερβασικά πετρώματα εμφανίζουν πολύ μικρή % κ.β. περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 . Συγκεκριμένα:

- οι φλεβικοί σερπεντίνες των υπερβασικών σωμάτων κοντά στα χρωμικά σώματα εμφανίζουν μέση % κ.β. περιεκτικότητα 0,02% (διακύμανση 0,00 έως 0,06%)

- οι φλεβικοί σερπεντίνες των υπερβασικών σωμάτων ενδιάμεσα των χρωμικών σωμάτων εμφανίζουν μέση % κ.β. περιεκτικότητα 0,04% (διακύμανση από 0,00 έως 0,14%).

4. Όσον αφορά την περιεκτικότητα των διχτυωτών μορφών σε Cr, τις υψηλότερες τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε Cr_2O_3 εμφανίζουν οι αντιγορίτες των χρωμιτιτών, με μέσο όρο 1,60% και διακύμανση από 0,00 έως 4,19%.

Χαμηλότερη τιμή εμφανίζουν οι αντιγορίτες του υπερβασικού πετρώματος που βρίσκονται κοντά στα χρωμικά σώματα με μέσο όρο 1,21% και διακύμανση από 0,12 έως 4,36%.

Ακόμα χαμηλότερη τιμή εμφανίζουν οι αντιγορίτες που βρίσκονται στο υπερβασικό πέτρωμα ενδιάμεσα των χρωμικών σωμάτων με μέσο όρο 0,12% και διακύμανση από 0,00 έως 0,91%.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, παρατηρείται μια τάση μείωσης της μέσης περιεκτικότητας των σερπεντινών σε Cr_2O_3 όσο αυτοί αυξάνουν την απόστασή τους από τα χρωμικά σώματα. Αυτό αποδίδεται στην απομάκρυνση του Cr από τον χρωμίτη και την είσοδο του στον σερπεντίνη κατά τη διαδικασία εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε Fe-χρωμίτη.

5. Τόσο στους αντιγορίτες του πετρώματος, όσο και στις φλεβικές μορφές σερπεντίνη παρατηρείται σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα σε SiO_2 σε σχέση με το MgO . Για αυτό το λόγο για την πλήρωση της ομάδας Z συμμετέχει σχεδόν αποκλειστικά το Si και μάλιστα σε πολλές περιπτώσεις έχει τιμές μεγαλύτερες του κανονικού 2,00.

6. Η μέση % κ.β. περιεκτικότητα των διχτυωτών μορφών σε NiO βρέθηκε:

- 0,29% (διακύμανση από 0,00 έως 0,60%) στους αντιγορίτες των χρωμιτιτών.

- 0,04% (διακύμανση από 0,00 έως 0,10%) στους αντιγορίτες του υπερβασικού πετρώματος κοντά στα χρωμικά σώματα

- 0,24% (διακύμανση από 0,00 έως 0,42%) στους αντιγορίτες του υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμικών σωμάτων

Η μέση % κ.β. περιεκτικότητα των φλεβικών μορφών σε NiO βρέθηκε:

- 0,05% (διακύμανση από 0,00 έως 0,09%) στους σερπεντίνες του υπερβασικού πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα

- 0,16% (διακύμανση από 0,04 έως 0,30%) στους σερπεντίνες του υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Συνολική μέση τιμή της % κ.β. περιεκτικότητας σε NiO των σερπεντινών που αναλύθηκαν προκύπτει η τιμή 0,19%.

Το Ni είναι ένα πολύ ευκίνητο στοιχείο κατά τη διαδικασία της σερπεντινίωσης που υποκαθιστά το Mg σε διάφορες πυριτικές ενώσεις είτε πρωτογενείς (π.χ. ολιβίνης) είτε δευτερογενείς (π.χ. σερπεντίνης) ενώ, συμμετέχει και στα μεταλλικά ορυκτά που δημιουργούνται. Συνεπώς η περιεκτικότητα των σερπεντινών σε Ni δεν αντανακλά πλήρως την αρχική χημική σύσταση του ολιβίνης και μπορεί να είναι είτε χαμηλότερη λόγω της δημιουργίας μεταλλικών ενώσεων είτε και υψηλότερη τοπικά λόγω της ευκινησίας του.

7. Όσον αφορά το FeO, η μέση % κ.β. περιεκτικότητα των αντιγορίτων σε FeO είναι:

- 2,32% (διακύμανση από 0,86 έως 4,00%) στους χρωμιτίτες

- 5,50% (διακύμανση από 3,97 έως 6,84%) στα υπερβασικά πετρώματα κοντά στα χρωμιτικά σώματα

- 3,66% (διακύμανση από 2,29 έως 4,19%) στα υπερβασικά πετρώματα ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Η μέση % κ.β. περιεκτικότητα των φλεβικών μορφών σε FeO βρέθηκε:

- 2,66% (διακύμανση από 2,07 έως 3,28%) στους φλεβικούς σερπεντίνες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα.

- 2,75% (διακύμανση από 1,69 έως 4,18%) στους φλεβικούς σερπεντίνες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

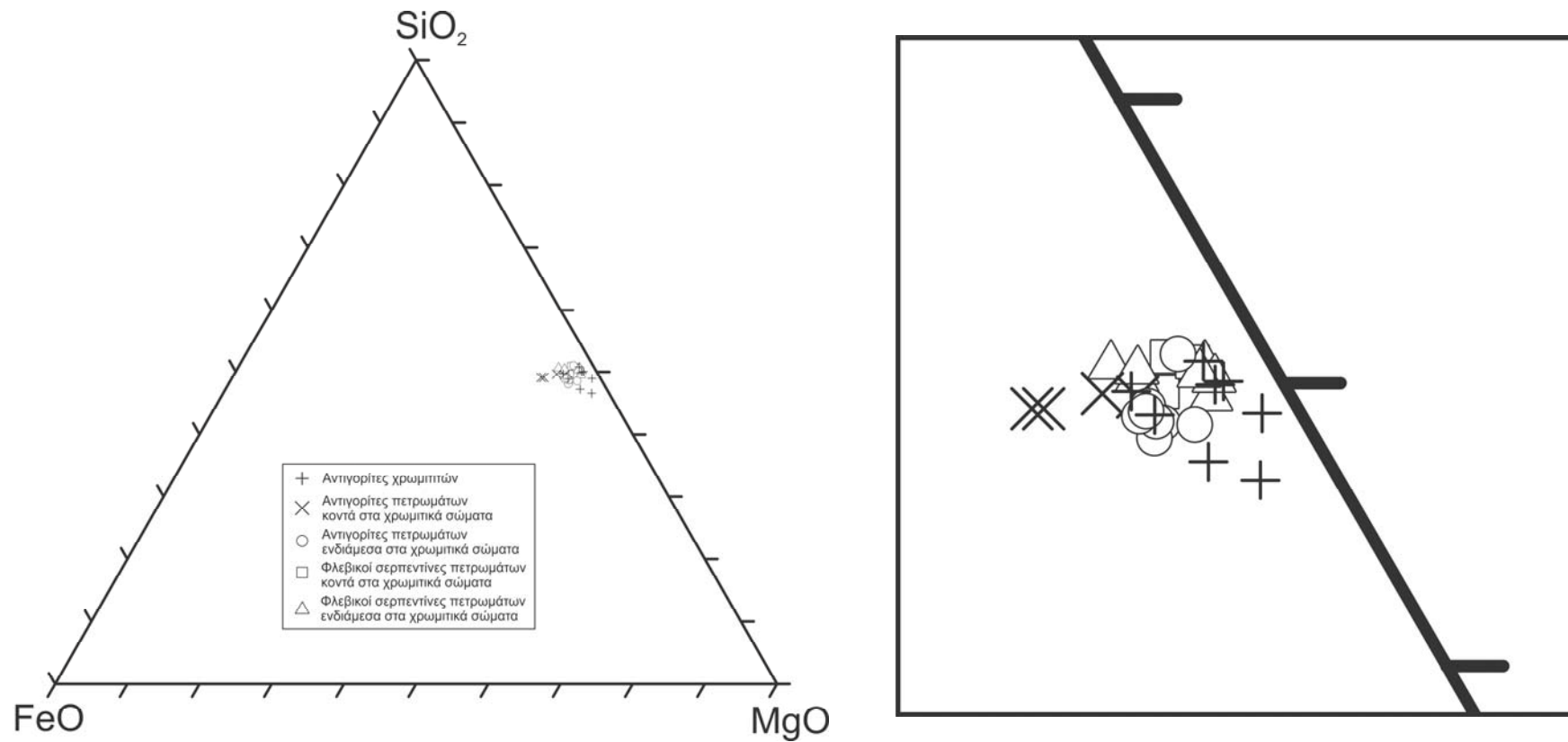
Συνολική μέση τιμή της % κ.β. περιεκτικότητας σε FeO των σερπεντινών που αναλύθηκαν προκύπτει η τιμή 3,25%.

Συγκριτικά, οι φλεβικές μορφές σερπεντίνη του πετρώματος περιέχουν μικρότερες τιμές FeO από τους αντιγορίτες.

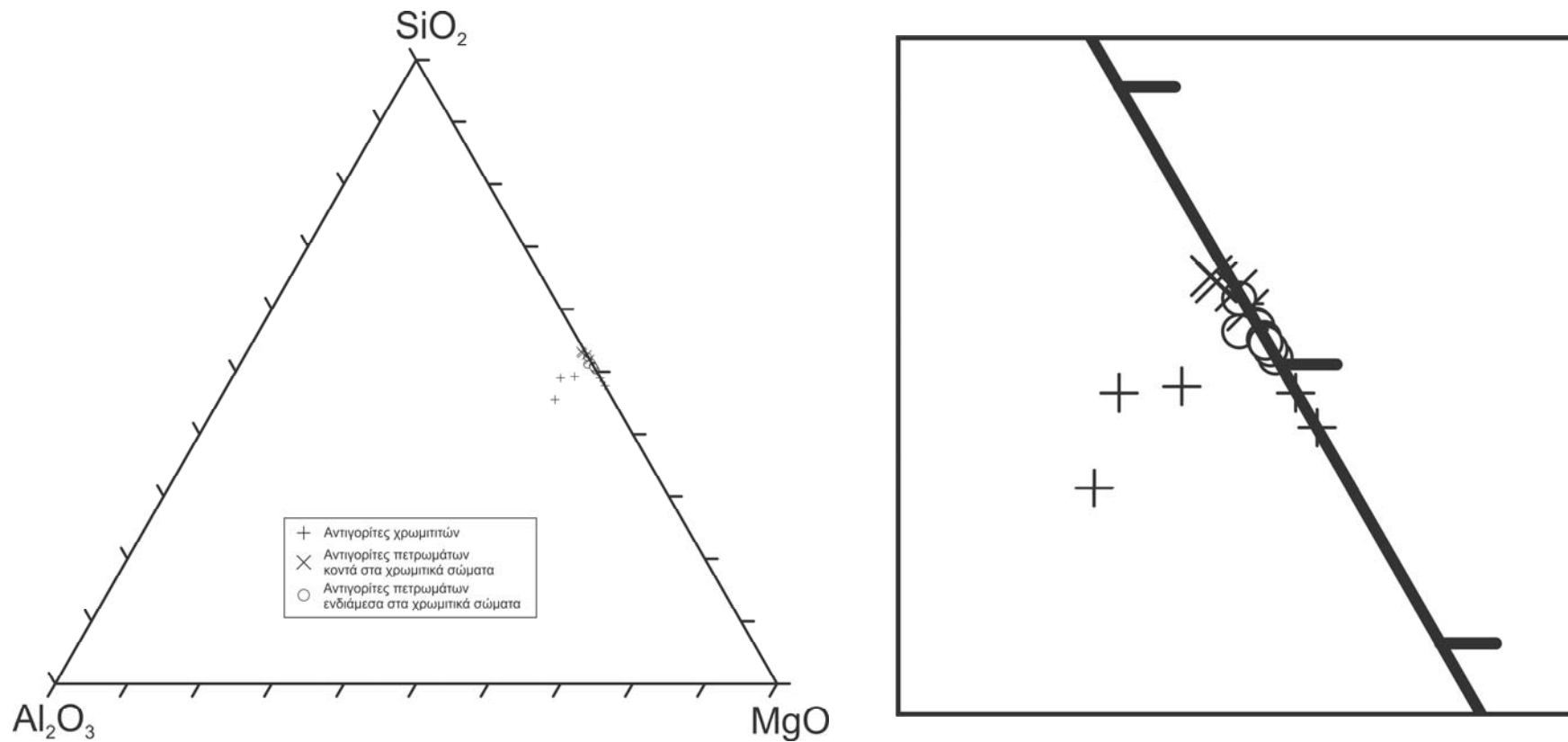
8. Με βάση τα αποτελέσματα των αναλύσεων των Πινάκων 4.4.2.1 έως 4.4.2.3 έγιναν τα τριγωνικά διαγράμματα SiO₂-FeO-MgO και SiO₂-Al₂O₃-MgO (Σχ. 4.4.2.1 και 4.4.2.2) όπου φαίνονται χαρακτηριστικά:

- Η σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα σε SiO₂ -σε σχέση με το MgO- των διχτυωτών μορφών του πετρώματος σε σχέση με αυτούς του μεταλλεύματος.

- Η σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα σε Al₂O₃ των διχτυωτών μορφών του μεταλλεύματος πετρώματος σε σχέση με αυτούς του πετρώματος.



Σχήμα 4.4.2.1. Προβολή της σύστασης των ορυκτών του σερπεντίνη του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο διάγραμμα FeO-SiO₂-MgO (αριστερά) και σε εστίαση στην περιοχή που προβάλλονται οι αναλύσεις (δεξιά).



Σχήμα 4.4.2.2. Προβολή της σύστασης των ορυκτών του σερπεντίνη του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο διάγραμμα Al_2O_3 - SiO_2 - MgO (αριστερά) και σε εστίαση στην περιοχή που προβάλλονται οι αναλύσεις (δεξιά).

4.4.3 ΕΠΟΥΣΙΩΔΗ ΜΕΤΑΛΛΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ ΚΑΙ ΣΟΥΛΦΙΔΙΑ

Στους πίνακες 4.4.3.1, 4.4.3.2 και 4.4.3.3 (Βλ. Παράρτημα Δ) παρατίθενται τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων και ο αριθμός κατιόντων του χεζλεγουτίτη (heazlewoodite) (με βάση τα δύο άτομα θείου), του αβαρουίτη (awaruite) (με βάση τα τρία άτομα νικελίου) και του πετλανδίτη (με βάση τα οκτώ άτομα θείου) αντίστοιχα.

Ο αβαρουίτης που μελετήθηκε έχει μέση % κ.β. περιεκτικότητα 80,13% σε Ni (διακύμανση από 73,42 έως 75,71%) και 21,67% σε Fe (διακύμανση από 16,38 έως 25,10%). Ο Cu βρέθηκε από 0,35 έως 3,63%, ενώ το Co από 0,95 έως 1,91%. Σε μικρότερες μέσες % κ.β. περιεκτικότητες εμφανίζονται το As (0,01%), το S (0,03%) και το Sb (0,01%).

Ο στοιχειομετρικός τύπος του αβαρουίτη του Ξερολιβάδου μπορεί να κυμανθεί στα παρακάτω όρια:

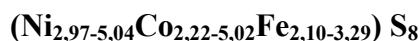


Στα σχήματα 4.4.3.1 και 4.4.3.2 παρουσιάζονται τα τριγωνικά διαγράμματα σύστασης Fe-Ni-Co και S-Fe-(Ni+Co) για τους αβαρουίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Ο πετλανδίτης που μελετήθηκε έχει μέση % κ.β. περιεκτικότητα:

- 31,64% σε S (διακύμανση από 29,17 έως 33,98%)
- 27,11% σε Ni (διακύμανση από 23,11 έως 35,17%)
- 20,81% σε Co (διακύμανση από 15,58 έως 33,60%)
- 19,39% σε Fe (διακύμανση από 13,32 έως 22,34%)

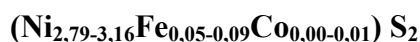
Ο στοιχειομετρικός τύπος του πετλανδίτη του Ξερολιβάδου μπορεί να κυμανθεί στα παρακάτω όρια:



Στα σχήματα 4.4.3.1 και 4.4.3.2 παρουσιάζονται τα τριγωνικά διαγράμματα σύστασης Fe-Ni-Co και S-Fe-(Ni+Co) για τους πετλανδίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Ο χεζλεγουτίτης που μελετήθηκε έχει μέση % κ.β. περιεκτικότητα 26,82% σε S (διακύμανση από 24,81 έως 27,81%) και 71,32% σε Ni (διακύμανση από 70,71 έως 72,14%). Ο Fe βρέθηκε από 1,07 έως 2,11%, ενώ το Co από 0,04 έως 0,27%.

Ο στοιχειομετρικός τύπος του χεζλεγουτίτη του Ξερολιβάδου μπορεί να κυμανθεί στα παρακάτω όρια:

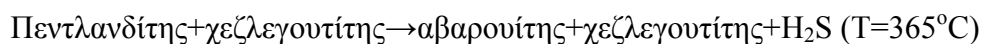
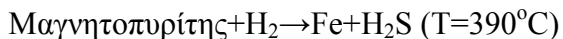
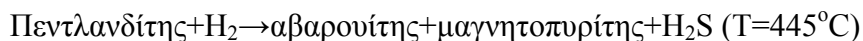


Στα σχήματα 4.4.3.1 και 4.4.3.2 παρουσιάζονται τα τριγωνικά διαγράμματα σύστασης Fe-Ni-Co και S-Fe-(Ni+Co) για τους χεζλεγουτίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Από παλιά, η δημιουργία των σουλφιδίων και των κραμάτων μετάλλων στα υπερβασικά πετρώματα και τους χρωμιτίτες των οφειολίθων έχει συνδεθεί με τη σερπεντινίωση. Η παραγένεση και η σύσταση των αδιαφανών αυτών ορυκτών που δημιουργούνται κατά τη σερπεντινίωση εξαρτάται από την αρχική σύσταση του ολιβίνη και τη ενεργότητα οξυγόνου (fO_2) και θείου (fS_2) (Filippidis 1982a, 1982b, 1985, 1991).

Η προέλευση του θείου αποδίδεται στην ρευστή φάση που προκαλεί τη σερπεντινίωση. Αυτή, είτε περιέχει κάποια ποσότητα θείου, είτε αυτό μεταφέρεται παράλληλα με το H_2O , το CO_2 και το Cl από εξωτερικές του υπερβασικού σώματος πηγές (Ashley 1973, Groves and Keays 1979, Groves et al. 1979, Donaldson 1981, Donaldson and Bromley 1981, Seccombe et al. 1981, Pasteris 1984).

Σύμφωνα με άλλους ερευνητές, το «εσωτερικό» θείο, που προέρχεται από μαγματικά σουλφίδια, μεταναστεύει κατά την σερπεντινίωση (Chamberlain 1967, Shima and Naldrett 1971, Donaldson 1981, Seccombe et al. 1981). Το θείο μπορεί να προκύψει κάτω από αναγωγικές συνθήκες από τα σουλφίδια αυτά (π.χ. πετλανδίτης, μαγνητοπυρίτης) με τη διαδικασία της αποθειώσης (desulfurisation) (Krishna Rao 1964, Chamberlain et al. 1965, Kanehira et al. 1975) σύμφωνα με τις αντιδράσεις:

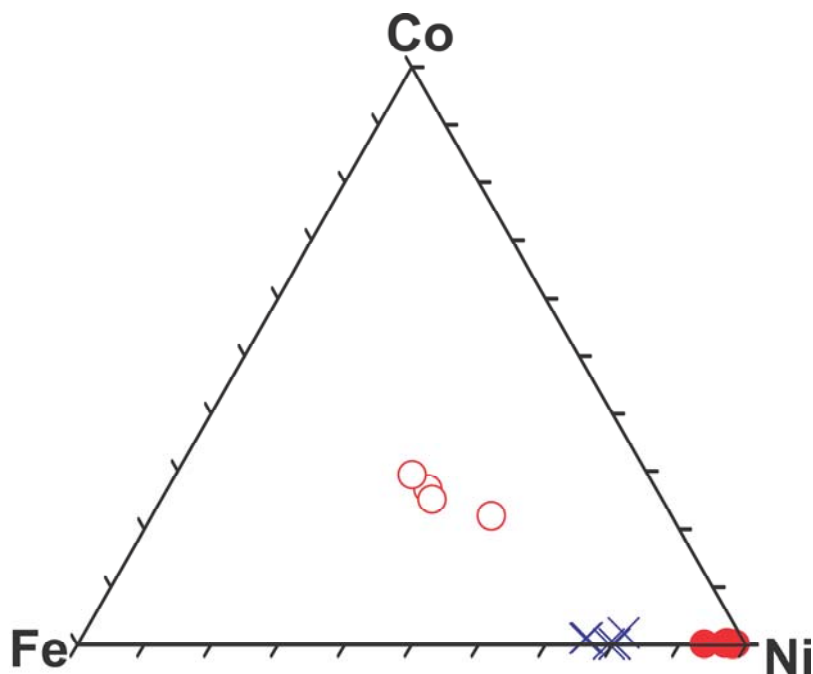


Το H_2S που ελευθερώνεται από τις παραπάνω αντιδράσεις, αντιδρά με τα μεταλλικά στοιχεία που ελευθερώνονται με τη σερπεντινίωση των πυριτικών ορυκτών προς σχηματισμό Ni-Fe-Co σουλφιδίων. Πιο προχωρημένη σερπεντινίωση οδηγεί στη δημιουργία των ορυκτών βιολαρίτης ή/και μιλλερίτης.

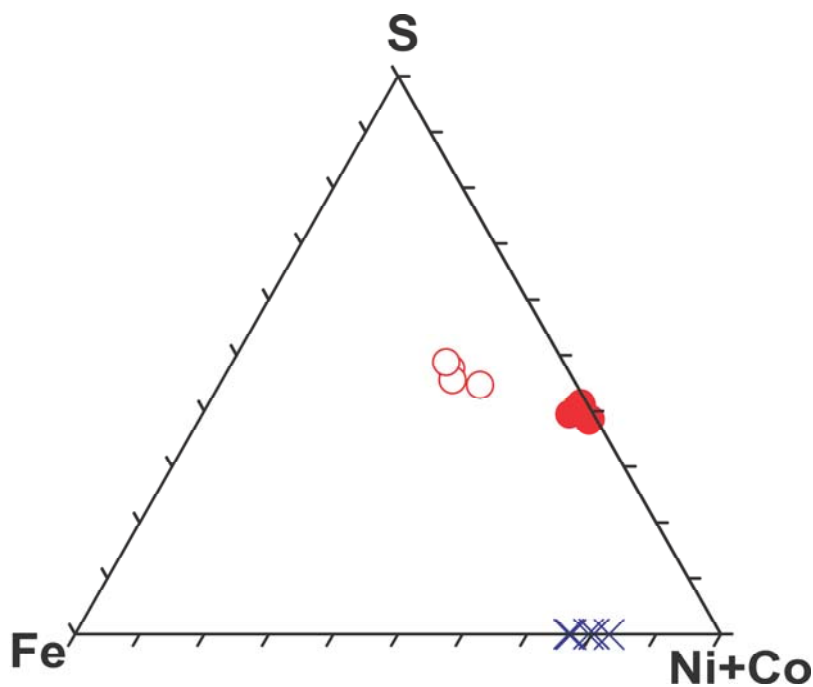
Το αναγωγικό περιβάλλον που προκύπτει από τη σερπεντινίωση καθώς και οι πολύ χαμηλές μερικές πιέσεις θείου και οξυγόνου κατά την ενυδάτωση του ολιβίνη, οδήγησαν στην δημιουργία των αδιαφανών ορυκτών φάσεων χεζλεγουτίτη+αβαρουίτη+μαγνητίτη. Ο σερπεντινωμένος ολιβίνης αποτελεί την πηγή του νικελίου στην παραπάνω εμφάνιση ορυκτών (Filippidis 1982, 1985, 1991).

Η σημερινή ορυκτολογική σύσταση των δειγμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου σερπεντίνης+χρωμίτης+Fe-χρωμίτης+μαγνητίτης+Ni-Fe-Co-σουλφίδια δείχνει πως οι αντιδράσεις εξαλλοίωσης ελέγχουν την καινούρια ορυκτολογική σύσταση και πως έχει πραγματοποιηθεί μια αναδιανομή των μεταλλικών στοιχείων Ni, Fe και Co στα νέα ορυκτά που έχουν προκύψει λόγω της σερπεντινίωσης. Έτσι, κατά τη διαδικασία της υδάτωσης του

ολιβίνη παρουσία θείου, μέρος των Ni, Fe και Co εισχωρούν στο πλέγμα του σερπεντίνης, του μαγνητίτη και των σουλφιδίων σύμφωνα με τη γενική αντίδραση (Filippidis 1982a):



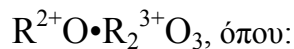
Σχήμα 4.4.3.1. Τριγωνικό διάγραμμα σύστασης Fe-Ni-Co όπου προβάλλονται οι αβαρουίτες (X), οι χεζλεγουδίτες (•) και οι πετλανδίτες (ο) του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



Σχήμα 4.4.3.2. Τριγωνικό διάγραμμα σύστασης S-Fe-(Ni+Co) όπου προβάλλονται οι αβαρουίτες (X), οι χεζλεγουδίτες (•) και οι πετλανδίτες (ο) του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

4.5 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ

Σύμφωνα με τους Stevens (1944), Irvine (1965), Deer et al. (1996), η ομάδα των σπινελλίων περιλαμβάνει ορυκτά με το γενικό στοιχειομετρικό τύπο:



R^{2+} : Mg, Fe^{2+} , Zn, Ni

R^{3+} : Cr, Al, Fe^{3+} , V.

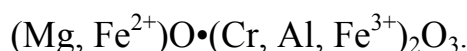
Από άποψη δομής στη μοναδιαία κυψελίδα υπάρχουν 32 οξυγόνα και 24 κατιόντα. Από τα κατιόντα τα 8 κατέχουν τις τετραεδρικές θέσεις Α και τα 16 τις οκταεδρικές θέσεις Β ώστε να προκύπτει ο γενικός τύπος $R^{2+}_8R^{3+}_{16}O_{32}$. Ανάλογα με την κατανομή των κατιόντων στις Α και Β θέσεις οι σπινέλλιοι διακρίνονται σε κανονικούς και ανάστροφους:

Κανονικοί: $8R^{2+}$ στις Α και $16R^{3+}$ στις Β θέσεις

Ανάστροφοι: $8R^{3+}$ στις Α, $8R^{2+}$ και $8R^{3+}$ στις Β θέσεις.

Από το στοιχειομετρικό τύπο προκύπτει πως σε κάθε σπινέλλιο ο λόγος $R_2^{3+}O_3 : R^{2+}O$ (μοριακές αναλογίες) είναι ίσος με τη μονάδα. Με βάση αυτή τη στοιχειομετρική αναλογία υπολογίζεται η διάκριση σε δισθενή και τρισθενή σίδηρο από τον ολικό σίδηρο που δίνουν οι αναλύσεις με μικροαναλυτή.

Η ομάδα των σπινελλίων διακρίνεται σε τρεις σειρές, ανάλογα με το ποιο από τα τρία τρισθενή Cr, Al, Fe^{3+} υπάρχει: στη σειρά του χρωμίτη (Cr), του σπινελλίου (Al) και του μαγνητίτη (Fe^{3+}). Στη φύση σπάνια συναντιούνται καθαρά μέλη αλλά συνήθως μεικτοί κρύσταλλοι πολλών ακραίων μελών. Για αυτό το λόγο ο τύπος του χρωμίτη δίνεται συνήθως ως:



Ο Thayer (1970) χρησιμοποίησε τον όρο «χρωμίτης» για να δηλώσει όλους τους χρωμιούχους σπινελλίους που περιέχουν >15% Cr_2O_3 και έχουν κρυσταλλωθεί ως πρωτογενή ορυκτά. Για τη γραφική παράσταση της χημικής σύστασης των σπινελλίων χρησιμοποιείται το διάγραμμα του Stevens (1944) (Σχ. 4.5.1), όπως τροποποιήθηκε από τους Jackson (1963) και Irvine (1965, 1967), όπου κάθε κορυφή του πρίσματος αντιστοιχεί σε ένα από τα παρακάτω 6 κύρια μέλη της ομάδας των σπινελλίων:

$Fe^{2+}Cr_2O_4$: χρωμίτης (chromite)

$Fe^{2+}Al_2O_4$: ερκυνίτης (hercynite)

$Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$: μαγνητίτης (magnetite)

$MgCr_2O_4$: πικροχρωμίτης (picrochromite)

MgAl_2O_4 : σπινέλλιος (spinel)

$\text{Mg Fe}^{3+}_2\text{O}_4$: μαγνησιοφερρίτης (magnesioferrite)

Οι σπινέλλιοι που αναλύθηκαν στην παρούσα διατριβή, περιλαμβάνουν αναλλοίωτους χρωμίτες του μεταλλεύματος, επουσιώδεις αναλλοίωτους χρωμίτες του υπερβασικού μητρικού πετρώματος (σερπεντινίτης), καθώς και σιδηροχρωμίτες και μαγνητίτες τόσο του μεταλλεύματος όσο και του υπερβασικού πετρώματος.

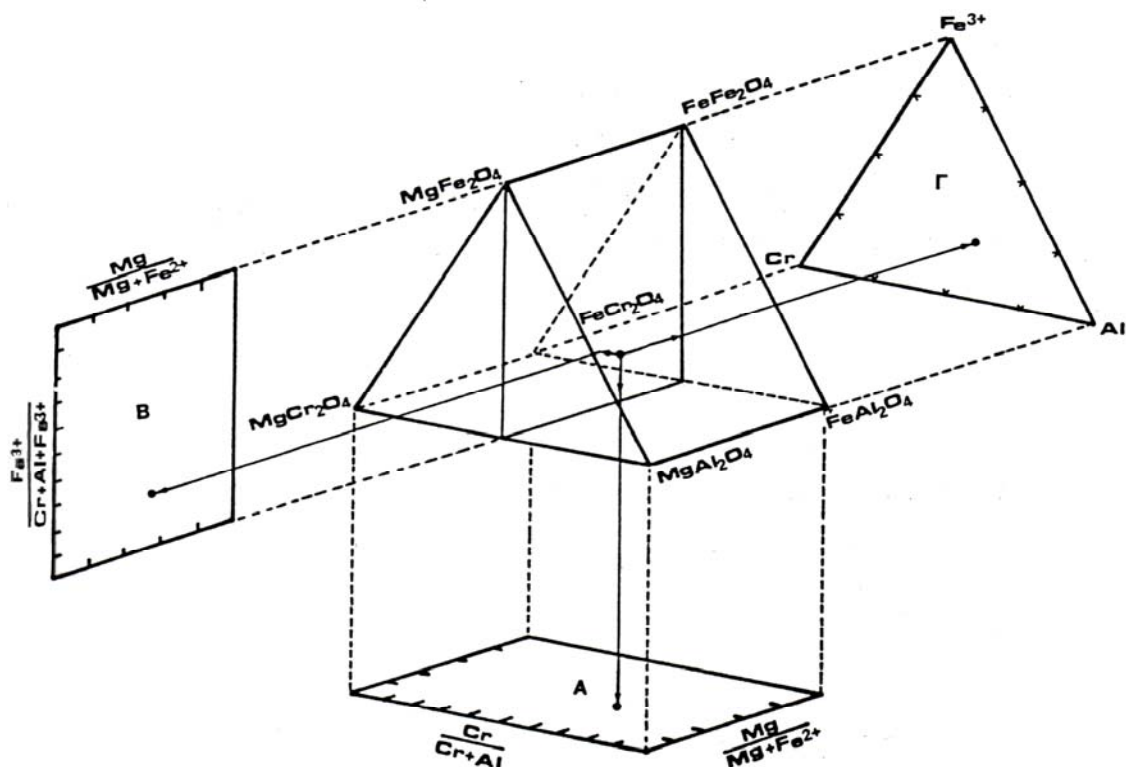
Οι σπινέλλιοι γενικότερα σε κάθε μεταλλοφόρο σώμα του μεταλλείου Ξερολιβάδου διακρίθηκαν περαιτέρω σύμφωνα με την εικόνα του Σχήματος 4.5.2 ως εξής:

- Χρωμίτες από τις ταινίες χρωμίτη του μεταλλεύματος (χρωμιτίτες) (A1)
- Χρωμίτες από τις ταινίες σερπεντίνη ανάμεσα των χρωμιτιτών (A2)
- Χρωμίτες από δείγματα υπερβασικού πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα (B)
- Χρωμίτες από δείγματα υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων (C).

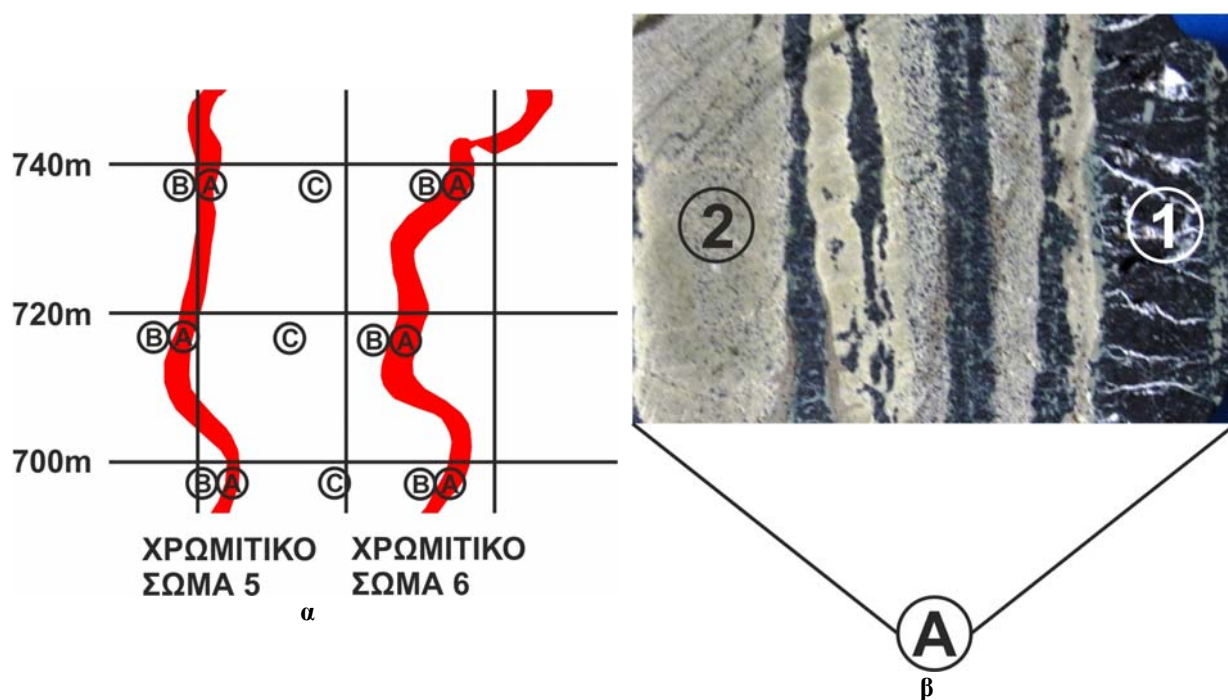
Ο διαχωρισμός αυτός έγινε για τη διερεύνηση πιθανής διαφοροποίησης στον χημισμό των αναλλοίωτων χρωμιτών σε σχέση με τη θέση τους στο χώρο. Η εύρεση μιας τέτοιας διαφοροποίησης σε κύρια στοιχεία ή/και ολιγοστοιχεία, μπορεί να ερμηνεύσει τις διεργασίες κρυστάλλωσης των χρωμιτών στο μεταλλείο Ξερολιβάδου και ενδεχομένως να χρησιμοποιηθεί στην έρευνα εντοπισμού των μεταλλοφόρων σωμάτων της περιοχής.

Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των σπινελλίων του μεταλλεύματος και των πετρωμάτων ξενιστών δίνονται στους Πίνακες 4.5.1 έως 4.5.16 του παραρτήματος Δ. Στους ίδιους Πίνακες δίνονται η κατανομή ιόντων με βάση τα 4 (τέσσερα) οξυγόνα, η κατανομή σιδήρου σε δισθενή και τρισθενή μορφή, με βάση τη στοιχειομετρική αναλογία, καθώς και σειρά παραμέτρων για τη σύνταξη διακριτικών διαγραμμάτων σύστασης.

Στον Πίνακα 4.5.17 δίνονται τα όρια διακύμανσης και οι μέσες τιμές των οξειδίων, των κατιόντων και των παραμέτρων για τους χρωμίτες, όπως αυτοί διακρίθηκαν με βάση το Σχήμα 4.5.2., ώστε να μπορεί να γίνει άμεσα η σύγκριση μεταξύ τους και η διαπίστωση πιθανών διαφορών.



Σχήμα 4.5.1. Τριγωνικό πρίσμα σύστασης των σπινελίων (Stevens 1944). Τα ορθογώνια A και B δίνουν τους λόγους $Cr/(Cr+Al)$ προς $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ και $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ προς $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ αντίστοιχα. Το τρίγωνο Γ δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών κατιόντων Cr-Al- Fe^{3+} .



Σχήμα 4.5.2. Μεθοδολογία διαχωρισμού δειγμάτων: (α) Δείγματα χρωμιτιτών (A), υπερβασικού πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα (B) και υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων (C) και (β) Λεπτομέρεια χρωμιτίτη: χρωμίτης ταινιών χρωμίτη (A1) και χρωμίτης ταινιών σερπεντίνη (A2).

ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

Πίνακας 4.5.17. Μέσοι όροι (Μ.Ο.), ελάχιστες (MIN) και μέγιστες (MAX) τιμές % κ.β. περιεκτικότητας σε οξείδια, κατιόντων και παραμέτρων που υπολογίστηκαν για τους χρωμίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Τύπος*	A1			A2			B			C		
	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX	MIN	Μ. Ο.	MAX
SiO ₂	0,01	0,05	0,28	0,00	0,03	0,08	0,01	0,03	0,05	0,01	0,03	0,07
TiO ₂	0,12	0,14	0,17	0,11	0,15	0,18	0,12	0,14	0,17	0,10	0,14	0,18
Al ₂ O ₃	8,17	9,60	11,98	8,08	9,42	11,83	8,32	10,28	11,60	9,11	10,53	12,18
Cr ₂ O ₃	59,22	60,66	61,64	59,13	60,30	61,51	56,75	57,81	59,44	55,88	57,95	59,42
V ₂ O ₃	0,07	0,09	0,12	0,07	0,10	0,17	0,11	0,15	0,18	0,11	0,16	0,22
Fe ₂ O ₃	2,00	3,61	4,48	2,04	3,67	4,63	3,43	4,04	5,04	2,27	3,41	4,94
FeO	11,13	12,52	15,60	12,03	14,10	16,10	14,80	16,72	17,86	15,63	16,94	18,34
MnO	0,03	0,06	0,11	0,03	0,09	0,14	0,13	0,16	0,19	0,10	0,16	0,19
MgO	11,76	13,75	14,64	11,14	12,69	13,99	10,19	10,93	12,03	9,86	10,79	11,49
NiO	0,04	0,07	0,15	0,01	0,07	0,11	0,04	0,06	0,08	0,02	0,04	0,07
CaO	0,00	0,02	0,14	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,08
ZnO	0,00	0,03	0,12	0,00	0,04	0,11	0,02	0,12	0,21	0,08	0,14	0,24
Si	0,000	0,002	0,009	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002
Ti	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004
Al	0,312	0,363	0,446	0,312	0,359	0,442	0,327	0,396	0,442	0,354	0,406	0,467
Cr	1,486	1,542	1,573	1,483	1,544	1,574	1,466	1,496	1,547	1,447	1,501	1,542
V	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005	0,003	0,004	0,006
Fe ³⁺	0,048	0,087	0,109	0,050	0,090	0,115	0,083	0,100	0,125	0,055	0,084	0,122
Fe ²⁺	0,298	0,337	0,425	0,323	0,382	0,444	0,405	0,458	0,491	0,429	0,464	0,505
Mn	0,001	0,002	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005	0,003	0,004	0,005
Mg	0,571	0,659	0,698	0,550	0,612	0,671	0,499	0,533	0,587	0,484	0,527	0,562
Ni	0,001	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002
Ca	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
Zn	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,003	0,001	0,003	0,005	0,002	0,003	0,006
Cr#	0,769	0,809	0,834	0,770	0,811	0,834	0,769	0,791	0,826	0,757	0,787	0,813
Mg#	0,573	0,662	0,700	0,553	0,616	0,675	0,504	0,538	0,592	0,489	0,532	0,567
Fe ²⁺ #	0,300	0,338	0,427	0,325	0,384	0,447	0,408	0,462	0,496	0,433	0,468	0,511
Fe ³⁺ #	0,024	0,044	0,054	0,025	0,045	0,058	0,042	0,050	0,063	0,028	0,042	0,061

*Βλ. Σχ. 4.5.2: A1 = χρωμίτες από τις ταινίες χρωμίτη του μεταλλεύματος σε χρωμιτικό σώμα

A2 = χρωμίτες από τις ταινίες σερπεντίνη του μεταλλεύματος σε χρωμιτικό σώμα

B = χρωμίτες από δείγματα υπερβασικού πετρώματος κοντά στα χρωμιτικά σώματα

C = χρωμίτες από δείγματα υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Από τα αποτελέσματα του Πίνακα 4.5.17, προκύπτουν οι εξής παρατηρήσεις:

-Η περιεκτικότητα του χρωμίτη σε Cr_2O_3 (όπως αντίστοιχα και οι τιμές της παραμέτρου $\text{Cr}\#(=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}))$) είναι μεγαλύτερη στα δείγματα A1 και A2 από ότι στα δείγματα πετρώματος B και C, δηλαδή οι χρωμίτες του μεταλλεύματος εμφανίζονται πλουσιότεροι σε Cr από τους χρωμίτες του μητρικού πετρώματος. Αναλυτικά:

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους χρωμίτες από τις ταινίες χρωμίτη των χρωμιτιτών κυμαίνονται από 0,769 έως 0,834 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,809 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται από 0,573 έως 0,700 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,662.

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους χρωμίτες από τις ταινίες σερπεντίνη των χρωμιτιτών κυμαίνονται από 0,770 έως 0,834 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,811 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται από 0,553 έως 0,675 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,616.

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους χρωμίτες από τα υπερβασικά πετρώματα (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) κυμαίνονται από 0,747 έως 0,826 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,791 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται από 0,504 έως 0,592 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,538.

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους χρωμίτες από τα υπερβασικά πετρώματα (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) κυμαίνονται από 0,757 έως 0,813 με μέση τιμή για το σύνολό τους την 0,787 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται από 0,489 έως 0,567 με μέση τιμή για το σύνολό τους την 0,532.

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους σιδηροχρωμίτες των χρωμιτιτών κυμαίνονται από 0,921 έως 0,987 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,950 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#$ κυμαίνονται από 0,333 έως 0,692 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,542.

Οι μέσες τιμές $\text{Cr}\#$ στους σιδηροχρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κυμαίνονται από 0,873 έως 0,941 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,892 ενώ, οι μέσες τιμές $\text{Mg}\#(=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}))$ κυμαίνονται από 0,240 έως 0,342 με μέση τιμή για το σύνολό τους 0,302.

-Η περιεκτικότητα του χρωμίτη σε Al_2O_3 είναι μικρότερη στα δείγματα A1 και A2 από ότι στα δείγματα πετρώματος B και C, δηλαδή οι χρωμίτες του μεταλλεύματος εμφανίζονται φτωχότεροι σε Al από τους χρωμίτες του μητρικού πετρώματος. Τα δείγματα κοντά στο μετάλλευμα (B) εμφανίζονται ελαφρά φτωχότερα σε Al σε σχέση με τα δείγματα σε απόσταση από το μετάλλευμα (C). Αναλυτικά:

H % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε Al_2O_3 κυμαίνεται μεταξύ 8,17 και 11,98% (μ.ό. 9,60%) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη των χρωμιτιτών και μεταξύ 8,08 και 11,83% (μ.ό. 9,42%) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε Al_2O_3 κυμαίνεται μεταξύ 8,32% και 12,78% (μ.ό. 10,28%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα και μεταξύ 9,11% και 12,18% (μ.ό. 10,53%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

-Η περιεκτικότητες των δειγμάτων σε Fe_2O_3 (όπως αντίστοιχα και οι τιμές της παραμέτρου $Fe^{3+}\# (=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al))$ δεν παρουσιάζουν κάποια αξιοσημείωτη τάση ή κανονικότητα. Αναλυτικότερα οι τιμές που βρέθηκαν είναι:

Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ κυμαίνονται μεταξύ 0,024 και 0,054 (μ.ό. 0,044) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη και μεταξύ 0,025 και 0,058 (μ.ό. 0,045) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη.

Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ κυμαίνονται μεταξύ 0,036 και 0,063 (μ.ό. 0,050) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα και μεταξύ 0,028 και 0,061 (μ.ό. 0,042) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ των σιδηροχρωμιτών των χρωμιτιτών κυμαίνονται μεταξύ 0,033 και 0,170.

Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ των σιδηροχρωμιτών των υπερβασικών πετρωμάτων κυμαίνονται μεταξύ 0,106 και 0,199 (μ.ό. 0,154).

-Η περιεκτικότητα των αναλλοίωτων χρωμιτών σε FeO (καθώς και η τιμή της παραμέτρου $Fe^{2+}\# (=Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+}))$ είναι μικρότερη στα δείγματα A1 και A2 από ότι στα δείγματα πετρώματος B και C, δηλαδή οι χρωμίτες του μεταλλεύματος εμφανίζονται φτωχότεροι σε Fe^{2+} από τους χρωμίτες του μητρικού πετρώματος. Μάλιστα επιπλέον διαφοροποίηση παρατηρείται στους χρωμίτες του μεταλλεύματος: Τα δείγματα από τις ταινίες χρωμίτη (A1) εμφανίζονται φτωχότερα σε Fe^{2+} (και με μικρότερες τιμές $Fe^{2+}\#$) σε σχέση με τα δείγματα των ταινιών σερπεντίνη (A2).

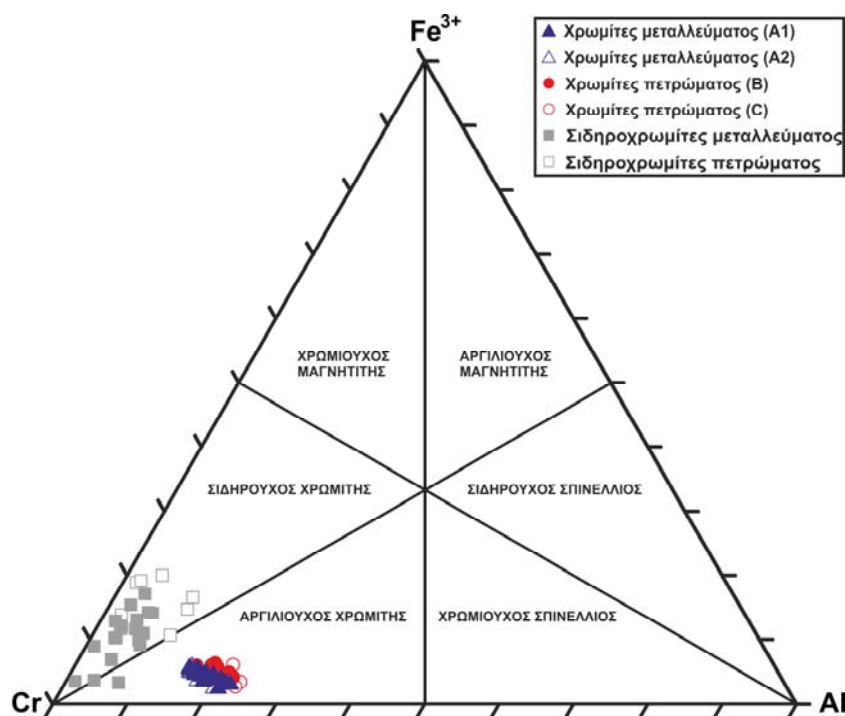
-Η περιεκτικότητα του χρωμίτη σε MgO (όπως αντίστοιχα και οι τιμές της παραμέτρου $Mg\# (=Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ είναι μεγαλύτερη στα δείγματα A1 και A2 από ότι στα δείγματα πετρώματος B και C, δηλαδή οι χρωμίτες του μεταλλεύματος εμφανίζονται πλουσιότεροι σε Mg από τους χρωμίτες του μητρικού πετρώματος. Επίσης, επιπλέον διαφοροποίηση παρατηρείται μεταξύ των χρωμιτών του μεταλλεύματος: Τα δείγματα από τις ταινίες χρωμίτη (A1) εμφανίζονται πλουσιότερα σε Mg (και με μεγαλύτερες τιμές $Mg\#$) σε σχέση με τα δείγματα των ταινιών σερπεντίνη (A2).

Παρόμοιες σχέσεις για το Mg και το Fe^{2+} έχουν παρατηρηθεί στο Rhum Intrusion (Σκωτία), στο Bushveld (Ν. Αφρική), στο Bird River Sill (Καναδάς) στη Γοργόνα (Θράκη) και στον Κεντρικό Τομέα του Ξερολίβαδου (Henderson 1975, Cameron 1977, Filippidis and

Annersten 1981, Henderson and Wood 1981, Hatton and Von Gruenewaldt 1985, Ohnestetter et al. 1986, Dimadis et al. 1990, Kassoli-Fournaraki et al. 1995, Filippidis 1997a, b, Filippidis et al. 2000). Οι διαφορές στη χημική σύσταση των χρωμιτών σε Fe^{2+} και Mg αποδίδονται σε ημίρευστες (subsolidus) αντιδράσεις μεταξύ του χρωμίτη και των πυριτικών ορυκτών και ρευστών οι οποίες επηρεάζουν τη σύσταση των χρωμιτών –κυρίως- σε δισθενή κατιόντα (Hamlyn and Keays 1979, Wilson 1982, Yang and Seccombe 1993a, Peltonen 1995). Η χημική διαφοροποίηση των χρωμιτών λόγω των ημίρευστων (subsolidus) αντιδράσεων επηρεάζεται από την ποσότητα του χρωμίτη που αντιδρά (Irvine 1967).

Με βάση τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων σε ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, συντάχθηκαν μια σειρά από διακριτικά διαγράμματα σύστασης των χρωμιτών (Σχ. 4.5.3 έως 4.5.10), σύμφωνα με τον Stevens (1944). Από τα αποτελέσματα των αναλύσεων και τα διαγράμματα που συντάχθηκαν προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

1. Από την προβολή των σπινελίων από τους χρωμιτίτες του Ξερολιβάδου και τα πετρώματα ξενιστές στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας του Stevens προκύπτει πως όλοι οι αναλλοίωτοι χρωμίτες προβάλλονται στο πεδίο των αργιλιούχων χρωμιτών. Σχεδόν όλοι οι σιδηροχρωμίτες (όπως αυτοί αναγνωρίστηκαν μικροσκοπικά) προβάλλονται στο πεδίο των σιδηρούχων χρωμιτών με μία εξαίρεση η οποία δείχνει όμως σαφή τάση να πλησιάζει το πεδίο των σιδηρούχων χρωμιτών (Σχ. 4.5.3).



Σχήμα 4.5.3. Προβολή σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας του Stevens (1944).

2. Οι τιμές της παραμέτρου $Cr\#$ των χρωμιτών ενός οφειολιθικού συμπλέγματος είναι δυνατό να παρουσιάζουν μια ευρεία διακύμανση (από υψηλού Cr έως υψηλού σε Al τύπους) ή μπορεί να παρουσιάζει περιορισμένη διακύμανση (Μπαντή 2002 και αναφορές εκεί). Από το διάγραμμα του σχήματος 4.5.4 προκύπτει πως οι αναλλοίωτοι χρωμίτες του Ξερολιβάδου παρουσιάζουν πολύ στενό εύρος τιμών $Cr\#$ και $Mg\#$ και προβάλλονται όλοι στο πεδίου Αλπικού τύπου κοιτασμάτων, με κάποιους από αυτούς να βρίσκονται στο μέρος του πεδίου που επικαλύπτεται με το πεδίο Στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων, όπως αυτά ορίστηκαν από τους Irvine και Findlay (1972).

Οι σιδηροχρωμίτες των χρωμιτιτών προβάλλονται εκτός πεδίων λόγω υψηλών τιμών $Cr\#$ και χαμηλών τιμών $Mg\#$.

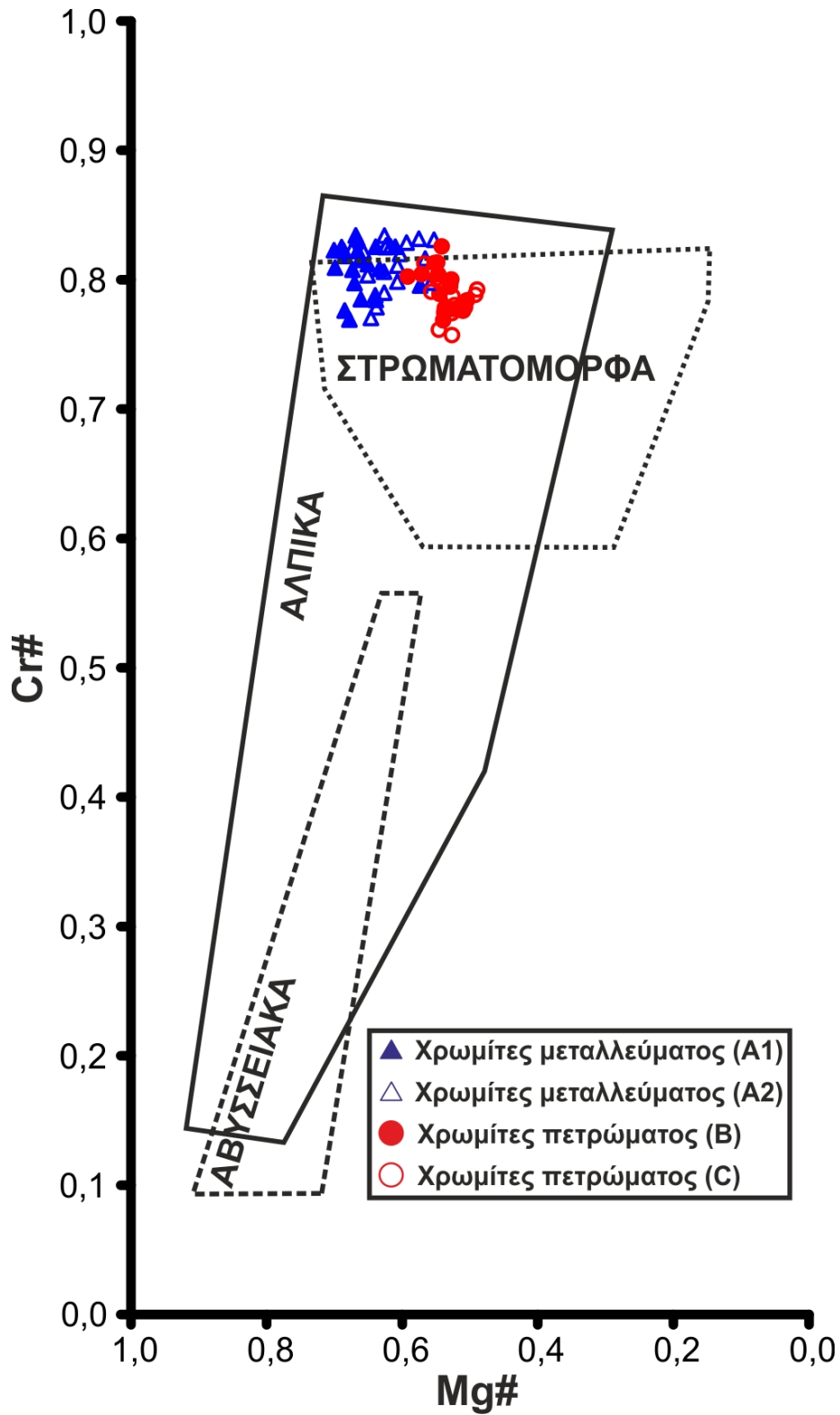
Στο Σχήμα 4.5.5 δίνονται τα πεδία σύστασης χρωμιτών από λοβόμορφα κοιτάσματα του Ελλαδικού χώρου σε σύγκριση με τα δείγματα χρωμιτών του κοιτάσματος Ξερολιβάδου. Σύμφωνα με αυτή τη σύγκριση, τα δείγματα του Ξερολιβάδου εμφανίζονται (όπως ήταν αναμενόμενο) σε καλή συμφωνία με το πεδίο της ευρύτερης περιοχής του Βούρινου και συγκριτικά ορισμένα δείγματα του Ξερολιβάδου εμφανίζονται με αυξημένη τιμή της παραμέτρου $Mg\#$.

3. Οι Dick and Bullen (1984) διέκριναν τους Αλπικού τύπου σπινελλιούχους περιδοτίτες σε 3 υποτύπους ανάλογα με την τιμή της $Cr\#$: Τύπου I (αβυσσειακοί, $Cr\# < 0,600$), Τύπου II (μεταβατικοί που καλύπτουν τους άλλους δύο) και τύπου III (αλπικοί, $Cr\# > 0,600$). Σύμφωνα με αυτή την κατάταξη, τα υπερβασικά πετρώματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου κατατάσσονται στον Τύπο III.

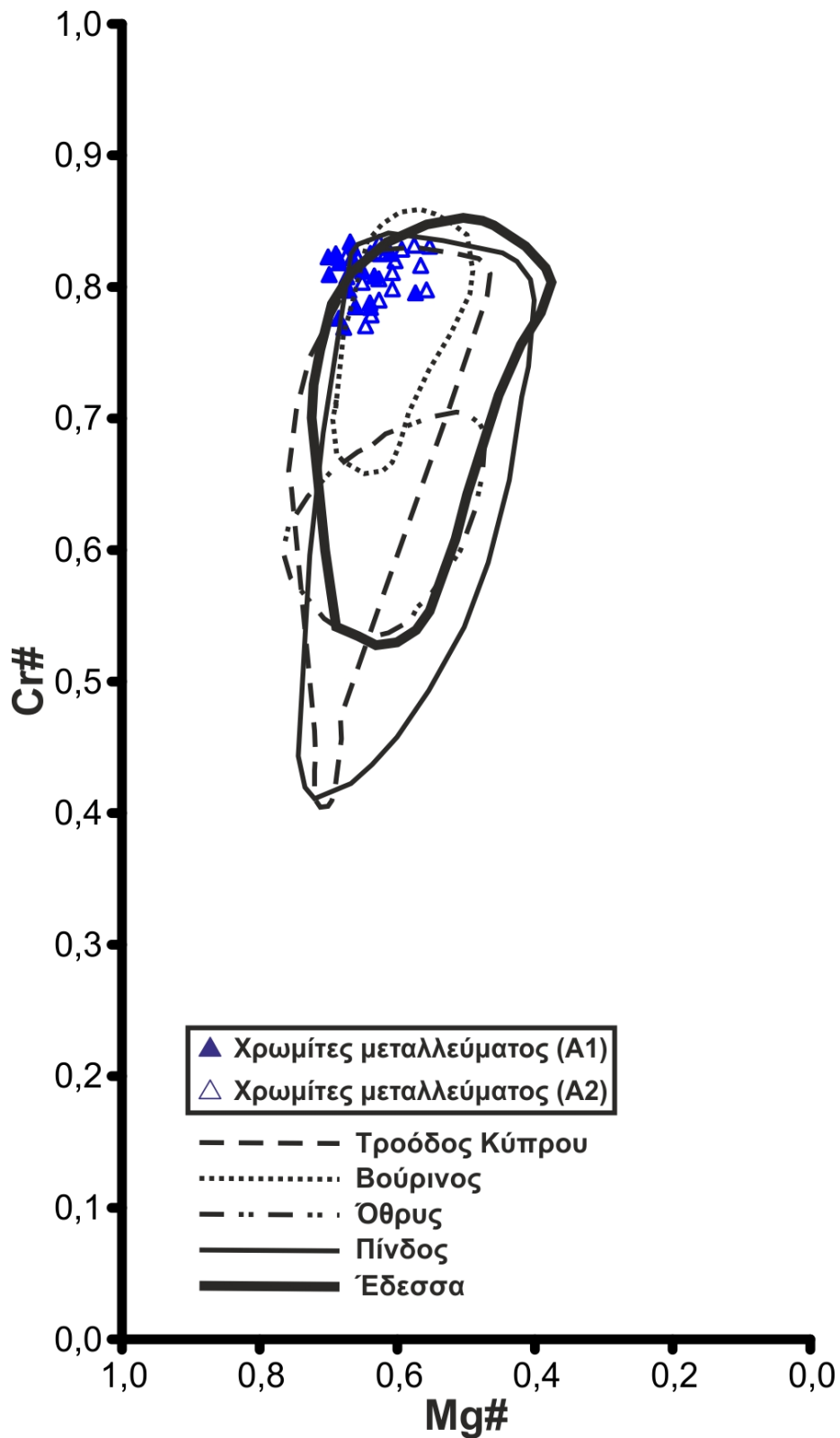
Από το διάγραμμα του σχήματος 4.5.4 προκύπτει πως οι αναλλοίωτοι χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων του Ξερολιβάδου παρουσιάζουν πολύ στενό εύρος τιμών $Cr\#$ και $Mg\#$ και προβάλλονται όλοι στο πεδίου Αλπικού τύπου κοιτασμάτων, με τους πιο πολλούς από αυτούς να βρίσκονται στο μέρος του πεδίου που επικαλύπτεται με το πεδίο στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων όπως αυτά ορίστηκαν από τους Irvine και Findlay (1972).

Οι σιδηροχρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων δεν προβάλλονται στο διάγραμμα και βρίσκονται εκτός πεδίων λόγω υψηλών τιμών $Cr\#$ και χαμηλών τιμών $Mg\#$.

3. Οι τιμές $Mg\#$ των σπινελλίων των χρωμιτιτών είναι αρκετά υψηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές των σπινελλίων του υπερβασικού πετρώματος ξενιστή. Σύμφωνα με τον Stowe (1987), αυτό υποδεικνύει την έλλειψη ισορροπίας μεταξύ των χρωμιτικών σωμάτων και των υπερβασικών πετρωμάτων που τα φιλοξενούν.



Σχήμα 4.5.4. Προβολή της σύστασης των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο διάγραμμα Cr# προς Mg# όπου διακρίνονται τα πεδία σύστασης κατά τους Irvine and Findlay (1972).



Σχήμα 4.5.5. Σύγκριση των δειγμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου με χρωμίτες από τα κοιτάσματα του Τροόδους Κύπρου (Greenbaum 1977), του Βούρινου (Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990), της Πίνδου (Economou-Eliopoulos and Vacondios 1995), της Όθρυς (Economou-Eliopoulos et al. 1999) και Έδεσσας (Μπαντή 2002).

4. Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ είναι κατώτερες από 0,100 το οποίο αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη (Thayer 1964, 1970, Irvine 1967). Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από το διάγραμμα προβολής των $Fe^{3+}\#$ προς $Mg\#$ όπου οι χρωμίτες των χρωμιτιτών του Ξερολιβάδου προβάλλονται στο πεδίο των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων (Σχ. 4.5.6). Στο σχήμα 4.5.7 παρουσιάζεται το διάγραμμα προβολής των $Fe^{3+}\#$ προς $Mg\#$ των σιδηροχρωμιτών των χρωμιτιτών.

5. Η περιεκτικότητα των χρωμιτών των υπερβασικών πετρωμάτων σε Fe_2O_3 είναι μικρότερη του 5%, γεγονός που υποδεικνύει τη μανδυακή τους προέλευση (Μπαντή 2002). Στο διάγραμμα προβολής των $Fe^{3+}\#$ προς $Mg\#$, οι χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων του Ξερολιβάδου προβάλλονται στο πεδίο των Αλπικού τύπου περιδοτιτών (Σχ. 4.5.6). Οι χρωμίτες των Αλπικού τύπου συμπλεγμάτων παρουσιάζουν γενικά χαμηλότερες τιμές $Fe^{3+}\#$ σε σχέση με τους χρωμίτες των Στρωματόμορφων λόγω της κρυστάλλωσης των πρώτων σε συνθήκες χαμηλής ενεργότητας οξυγόνου στο μεγάλο βάθος που κρυσταλλώνονται στον ανώτερο μανδύα ή στον φλοιό.

6. Σύμφωνα με τον Thayer (1964), οι αναλλοίωτοι χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων έχουν σύσταση 16-65% κ.β. σε Cr_2O_3 και 6-52% κ.β. σε Al_2O_3 όπως ισχύει για τους χρωμίτες του μεταλλεύματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

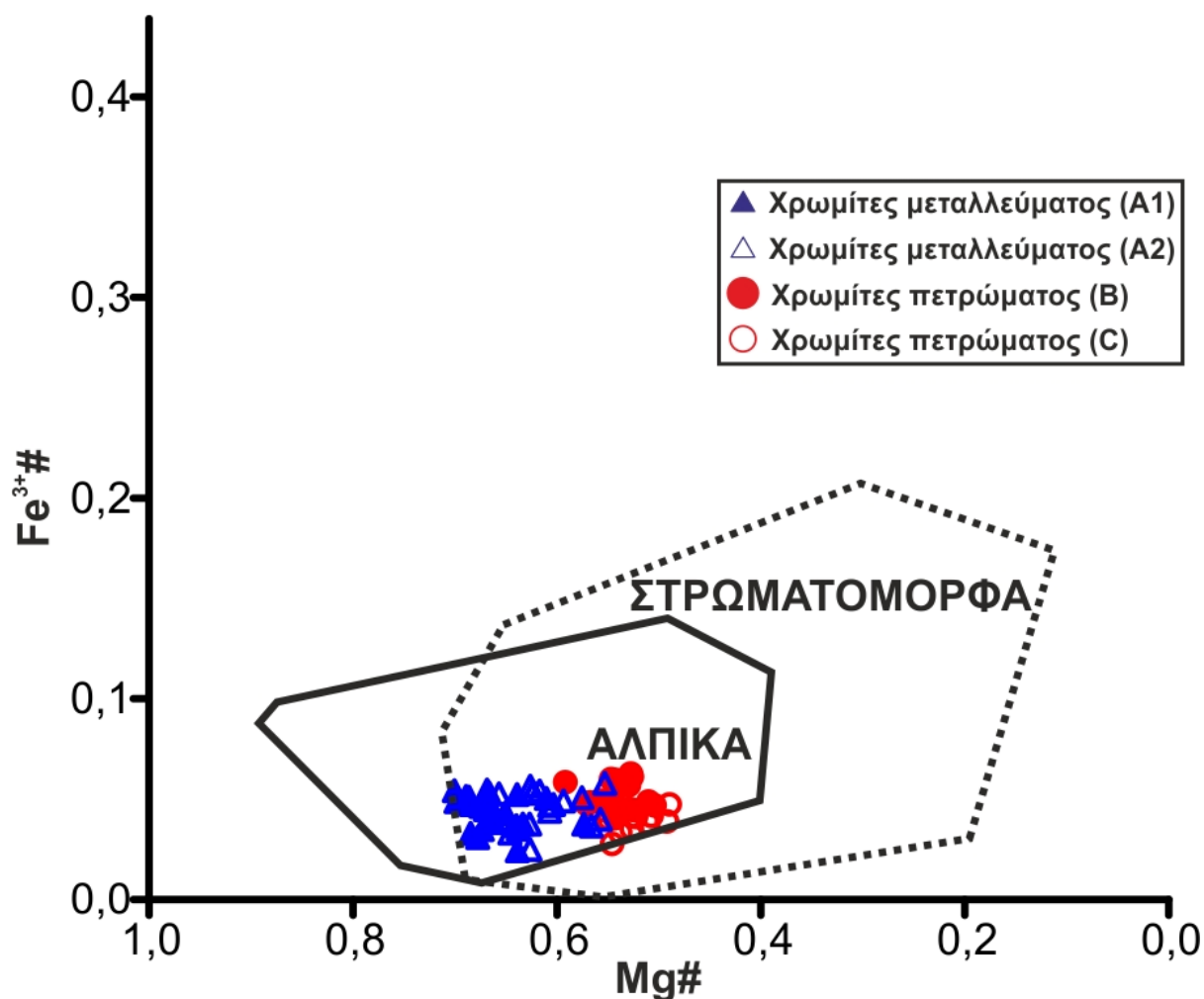
7. Σύμφωνα με τον Pinsent (1974) η περιεκτικότητα των χρωμιτών σε $Al_2O_3=24,5\%$ κ.β. διαχωρίζει τους χρωμίτες των δουνιτών από εκείνους των περιδοτιτών, με τους πρώτους να έχουν περιεκτικότητα μικρότερη του 24,5% κ.β., όπως ισχύει για τους χρωμίτες του μητρικού πετρώματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

8. Στο Σχήμα 4.5.8 παρουσιάζεται το τριγωνικό διάγραμμα $Cr-Al-Fe^{3+}$ όπου σημειώνονται τα πεδία για τους Αλπικού τύπου και Στρωματόμορφου τύπου χρωμίτες. Οι χρωμίτες των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου προβάλλονται καθαρά στο πεδίο των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων.

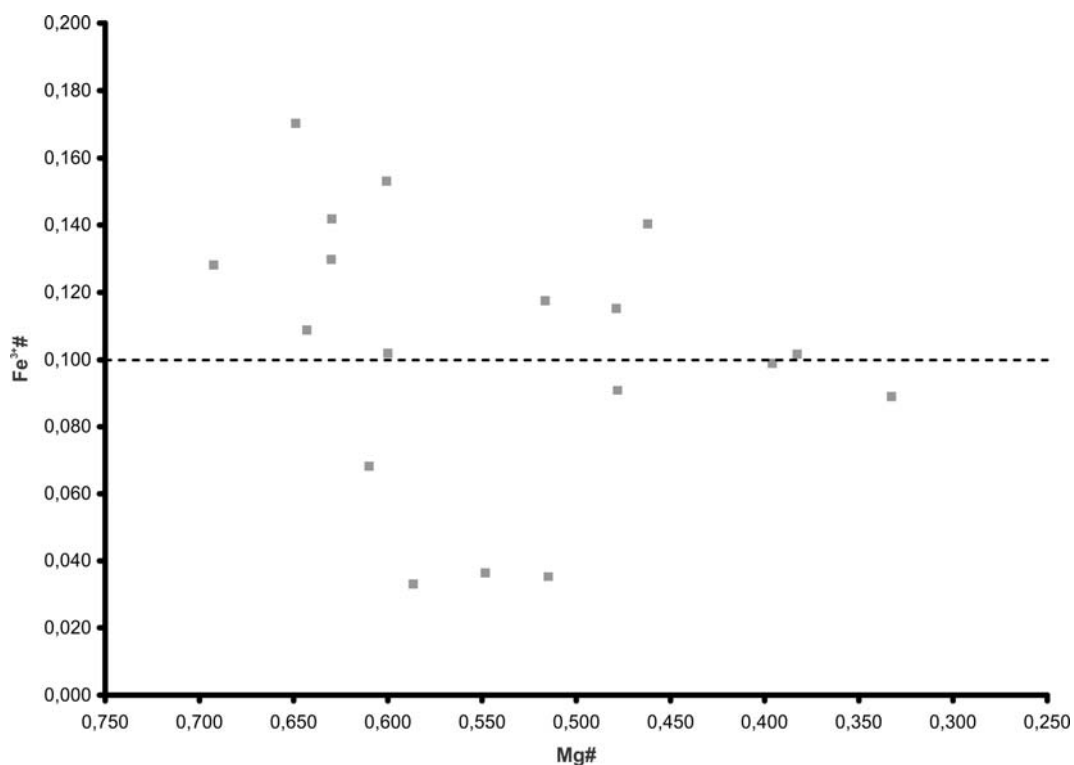
Επίσης, στο σχήμα 4.5.9 παρουσιάζεται το τριγωνικό διάγραμμα $Cr-Al-(Fe^{3+}+2Ti)$ όπου σημειώνονται τα πεδία για τα Στρωματόμορφα συμπλέγματα και τους υπολειμματικούς περιδοτίτες/οφειλίθους. Οι χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου προβάλλονται στο πεδίο των υπολειμματικών περιδοτιτών/οφειολίθων με αρκετούς από αυτούς να βρίσκονται στην περιοχή επικάλυψης των 2 πεδίων.

9. Στο διάγραμμα του Σχήματος 4.5.10 παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ $Cr_2O_3\%$ - $FeO_t\%$ των χρωμιτών των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου και σύγκριση με τα πεδία

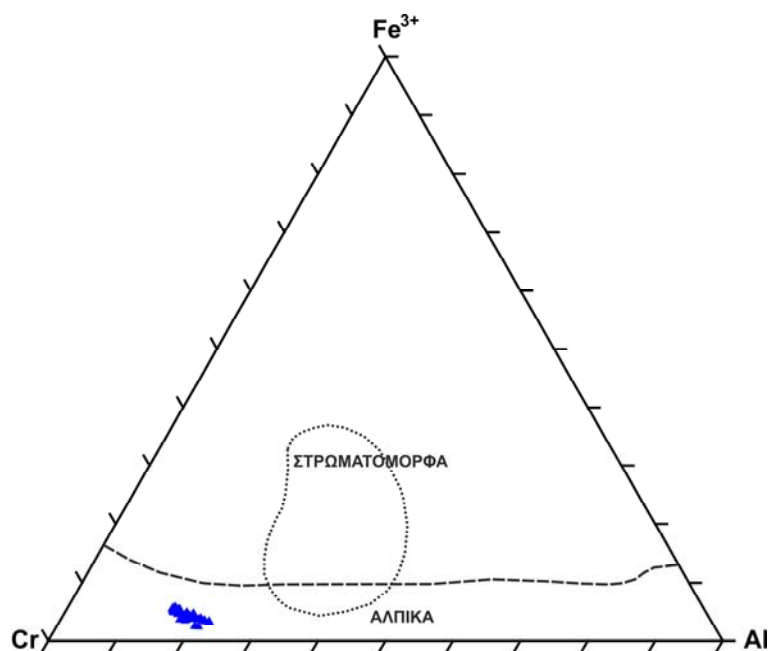
σύστασης των χρωμιτών από τα Στρωματόμορφα κοιτάσματα Fiskenaasset, Bushveld, Stillwater, Great Dyke και το υψηλού Cr λοβόμορφο κοιτάσμα Kempirsai. Στα στρωματόμορφα κοιτάσματα που παρουσιάζονται, δείχνουν μια αρνητική τάση μεταξύ $\text{Cr}_2\text{O}_3\%$ και $\text{FeO}_t\%$. Μια μικρή αρνητική τάση παρουσιάζεται στους χρωμίτες από τα υπερβασικά πετρώματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου ενώ, οι χρωμίτες από τους χρωμιτίτες δεν δείχνουν καμία αρνητική ή θετική τέτοια συσχέτιση. Παράλληλα, οι επουσιώδεις χρωμίτες του υπερβασικού πετρώματος εμφανίζουν υψηλότερες τιμές $\text{FeO}_t\%$ από τους χρωμίτες του μεταλλεύματος.



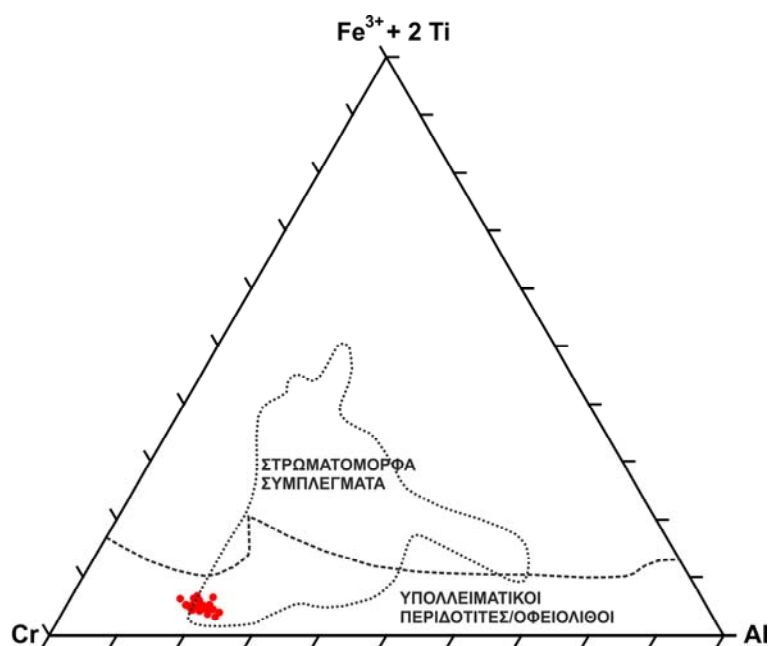
Σχήμα 4.5.6. Προβολή της σύστασης των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε τμήμα του διαγράμματος $\text{Fe}^{3+}\#$ προς $\text{Mg}\#$ όπου διακρίνονται τα πεδία σύστασης κατά Irvine (1967).



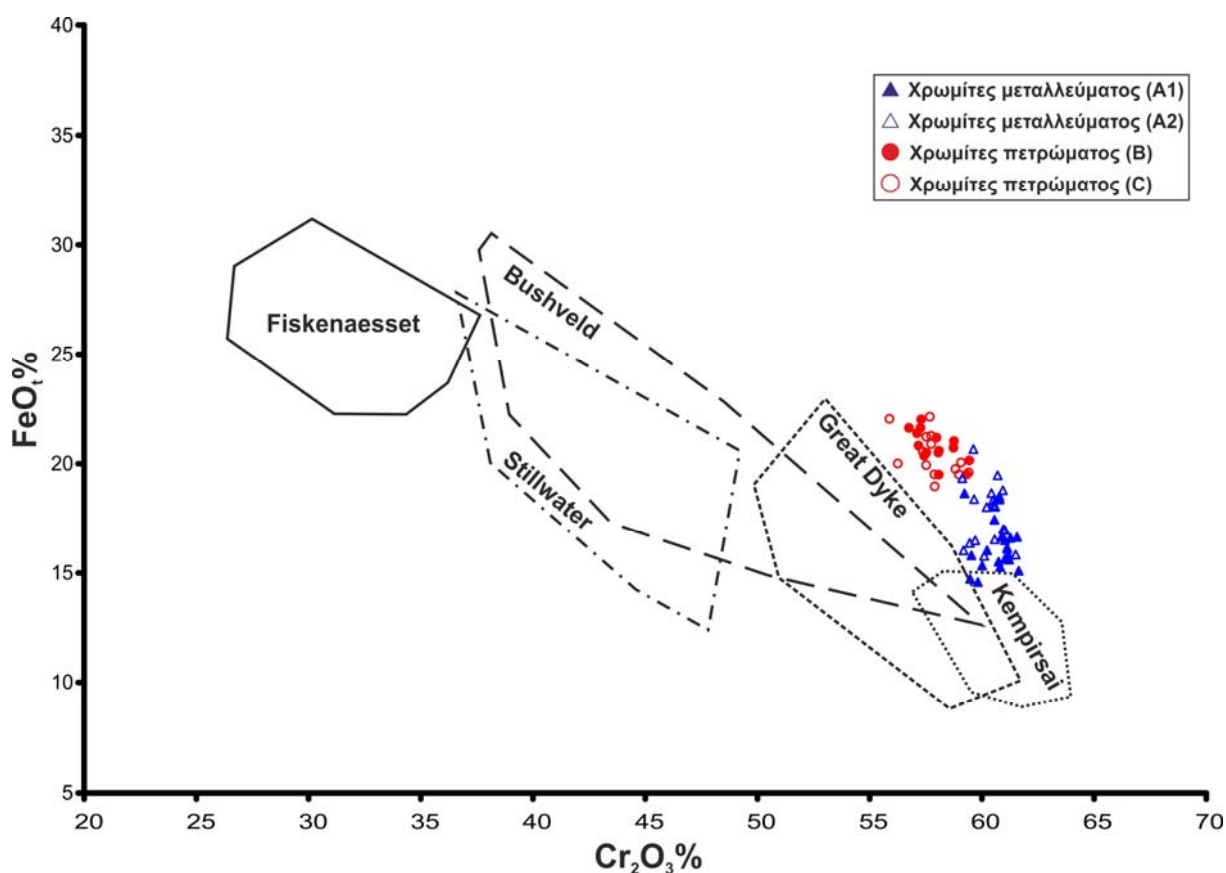
Σχήμα 4.5.7. Προβολή της σύστασης των σιδηροχρωμιτών του μεταλλεύματος του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε τμήμα του διαγράμματος $\text{Fe}^{3+}\#$ προς $\text{Mg}\#$.



Σχήμα 4.5.8. Τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al- Fe^{3+} σύστασης των χρωμιτών (τρίγωνα) των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου ως προς τα πεδία των Αλπικού τύπου και στρωματομόρφου τύπου συμπλεγμάτων κατά Dickey (1975).



Σχήμα 4.5.9. Τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-(Fe³⁺+2Ti) σύστασης των χρωμιτών (κύκλοι) των υπερβασικών πετρωμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου ως προς τα πεδία στρωματομόρφων συμπλεγμάτων και υπολλειματικών περιδοτιτών/οφειολίθων κατά Jan and Windley (1990).



Σχήμα 4.5.10. Σχέση μεταξύ Cr₂O₃%-FeO_t% των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου και σύγκριση με τα πεδία σύστασης των χρωμιτών από τα στρωματομόρφα κοιτάσματα Fiskenaesset, Bushveld, Stillwater, Great Dyke και το υψηλού Cr λοβόμορφο κοιτάσμα Kempirsai. Πεδία από Thayer (1970).

4.6 ΟΛΙΓΟΣΤΟΙΧΕΙΑ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Τα κύρια στοιχεία (Cr, Al, Fe, Mg) στο πλέγμα του χρωμίτη είναι δυνατόν να αντικατασταθούν, σε μικρή έκταση, από ολιγοστοιχεία (π.χ. Ti, V, Mn, Zn, Ni κ.ά.). Η μελέτη της περιεκτικότητας των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε ολιγοστοιχεία (βλ. Πίνακες 4.5.1 έως 4.5.17) και η διερεύνηση πιθανών αντικαταστάσεων των κύριων στοιχείων από τα ολιγοστοιχεία, έδωσε τα εξής συμπεράσματα:

1. Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε TiO_2 κυμαίνεται μεταξύ 0,12 και 0,17% (μ.ό. 0,14%) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη των χρωμιτιτών και μεταξύ 0,11 και 0,18% (μ.ό. 0,15%) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

Οι χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων συνήθως έχουν % κ.β. περιεκτικότητα σε TiO_2 κάτω από 0,30% (Dickey 1975, Baumgartner et al. 2013). Αντίθετα, οι χρωμίτες των στρωματόμορφων έχουν μεγαλύτερες περιεκτικότητες σε TiO_2 . Ο Cameron (1980) αναφέρει τιμές από 0,30 έως 2,50% TiO_2 για τους χρωμίτες του ανατολικού συμπλέγματος του Bushveld και ο Wilson (1982) από 0,23 έως 2,24% TiO_2 στους χρωμίτες του Great Dyke.

Ο Ahmed (1984) αναφέρει πως οι οφειολιθικοί χρωμίτες μπορεί να περιέχουν μέχρι 0,40% TiO_2 , ενώ οι Auge (1987), McElduff and Stumpfl (1990) και Arai and Abe (1994) δέχονται τιμές έως 0,50% για τους Αλπικού τύπου χρωμιτίτες.

Οι Arai (1992a), Zhou and Bai (1992) και Zhou et al. (1998) παρατήρησαν χαμηλότερες τιμές Ti σε υψηλότερου Cr χρωμίτες από ότι σε υψηλού Al. Αυτή τη διαφοροποίηση την απέδωσαν στη σύσταση του μητρικού μάγματος. Το Ti κατά τη χαμηλού βαθμού μερική τήξη του άνω μανδύα εισέρχεται εύκολα στο τήγμα (Herbert 1982, Jan and Windley 1990).

Πράγματι, οι Economou-Eliopoulos and Vacondios (1995) αναφέρουν υψηλές τιμές (έως 0,47% TiO_2) για τους πλούσιους σε Al χρωμίτες της Πίνδου, ενώ οι πλούσιοι σε Cr εμφανίζονται να περιέχουν κάτω από 0,16% TiO_2 . Στο μεταλλείο Ξερολιβάδου οι χρωμίτες εμφανίζουν τιμές σε TiO_2 κάτω από 0,18% κ.β. επιβεβαιώνοντας τις προηγούμενες παρατηρήσεις και τον Αλπικού τύπου χαρακτήρα του κοιτάσματος

2. Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε MnO κυμαίνεται μεταξύ 0,03 και 0,11% (μ.ό. 0,06%) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη των χρωμιτιτών και μεταξύ 0,03 και 0,14% (μ.ό. 0,09%) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε MnO κυμαίνεται μεταξύ 0,13 και 0,19% (μ.ό. 0,16%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα και μεταξύ 0,10 και 0,19% (μ.ό. 0,16%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

Η % κ.β. περιεκτικότητα των σιδηροχρωμιτών σε MnO κυμαίνεται μεταξύ 0,02 και 0,27% (μ.ό. 0,16%) στους χρωμίτες των χρωμιτιτών και μεταξύ 0,21 και 0,47% (μ.ό. 0,35%) στους σιδηροχρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων.

Στους ελληνικούς χρωμίτες δεν έχουν βρεθεί περιεκτικότητες μεγαλύτερες από 1,00% κ.β. σε MnO (Μπαντή 2002 και αναφορές εκεί). Το ίδιο ισχύει και για τους Αλπικούς χρωμίτες που αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία. Υψηλές συγκεντρώσεις σε MnO αναφέρονται μόνο για εξαλλοιωμένους χρωμίτες (π.χ. Οικονόμου 1979, Paraskevoropoulos and Economou 1980, Μιχαηλίδης 1982, Michailidis 1990, 1993, Μπαντή 2002).

Στα σχήματα 4.6.1 α έως δ παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ της % κ.β. περιεκτικότητας σε MnO και της % κ.β. περιεκτικότητας σε Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO και FeO_t των σπινελλίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου. Από τα σχήματα αυτά προκύπτει πως:

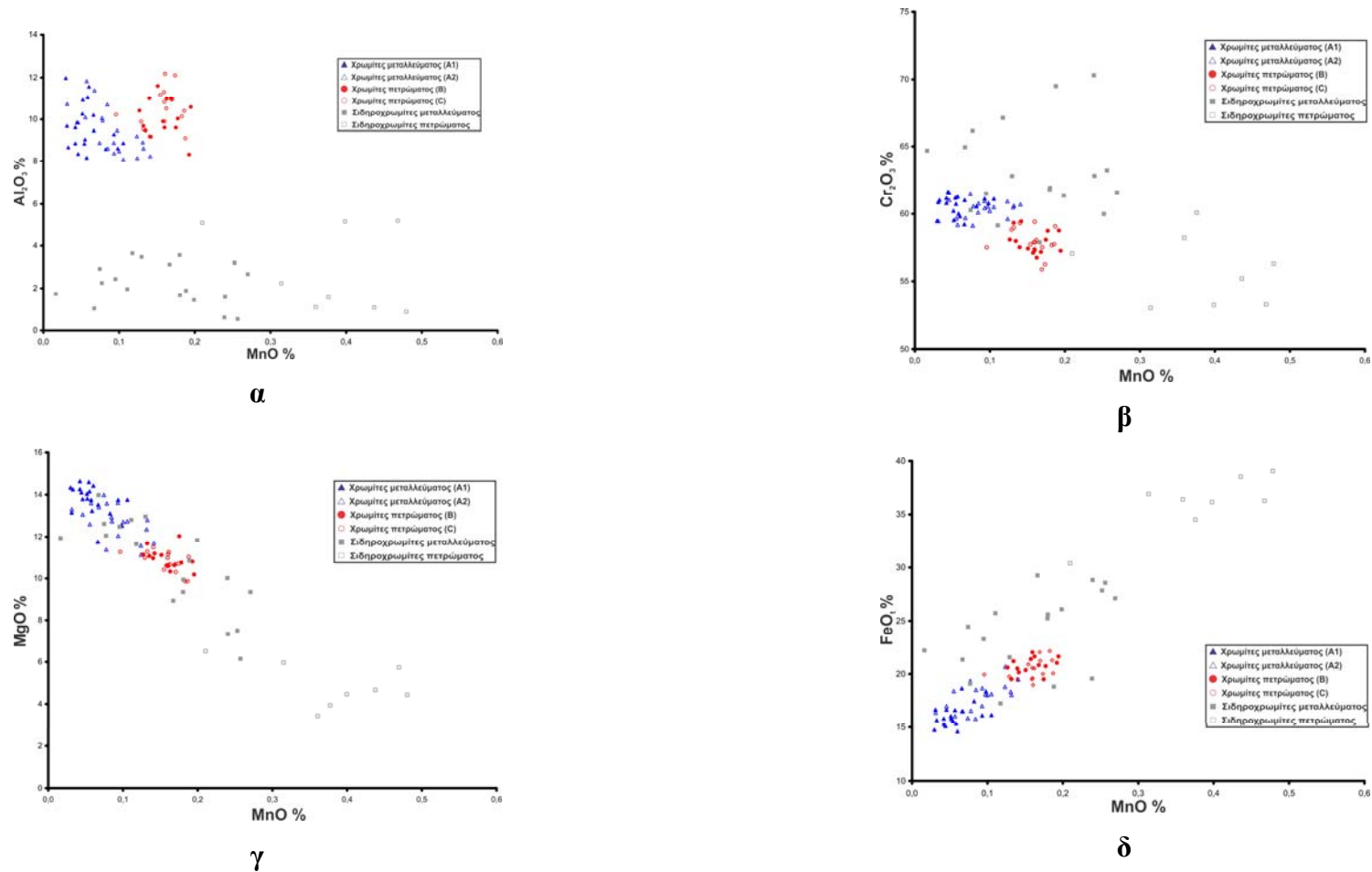
- Δεν υπάρχει κάποια ιδιαίτερη συσχέτιση μεταξύ MnO και Al_2O_3 στους αναλλοίωτους χρωμίτες. Παρατηρείται μία αύξηση του MnO στους σιδηροχρωμίτες κάτω από χαμηλές τιμές Al_2O_3 .

- Υπάρχει αρνητική συσχέτιση μεταξύ MnO και Cr_2O_3 .

- Υπάρχει ισχυρή αρνητική συσχέτιση μεταξύ MnO και MgO.

- Υπάρχει ισχυρή θετική συσχέτιση μεταξύ MnO και FeO_t .

Από τις παραπάνω σχέσεις συμπεραίνεται πως κατά τη διάρκεια της επανεξισορρόπησης (re-equilibration) μεταξύ χρωμίτη και ολιβίνη και κυρίως κατά τη διεργασία της εξαλλοίωσης των χρωμιτών σε σιδηροχρωμίτες, το Mn αντικαθιστά στο πλέγμα κυρίως το Mg και δευτερευόντως το Cr. Η αύξηση του Fe^{3+} στους σιδηροχρωμίτες με αυξημένη παρουσία Mn δείχνει πως ο Fe^{3+} και όχι το Mn αντικαθιστά τα Cr και Al στο πλέγμα (Μιχαηλίδης 1982). Περαιτέρω διερεύνηση αυτού του θέματος απαιτεί γνώση τη κατάστασης του σθένους του Mn.



Σχήμα 4.6.1.

(α) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε Al_2O_3 ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(β) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε Cr_2O_3 ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(γ) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε MgO ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(δ) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε FeO_i ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε MnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

3. Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε ZnO κυμαίνεται μεταξύ 0,00 και 0,12% (μ.ό. 0,03%) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη των χρωμιτιτών και μεταξύ 0,00 και 0,11% (μ.ό. 0,04%) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε ZnO κυμαίνεται μεταξύ 0,02 και 0,21% (μ.ό. 0,12%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα και μεταξύ 0,08 και 0,24% (μ.ό. 0,14%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

Στα σχήματα 4.6.2 α και β παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ της % κ.β. περιεκτικότητας σε ZnO και της % κ.β. περιεκτικότητας σε MgO και FeO των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου αντίστοιχα. Από τα σχήματα αυτά προκύπτει πως:

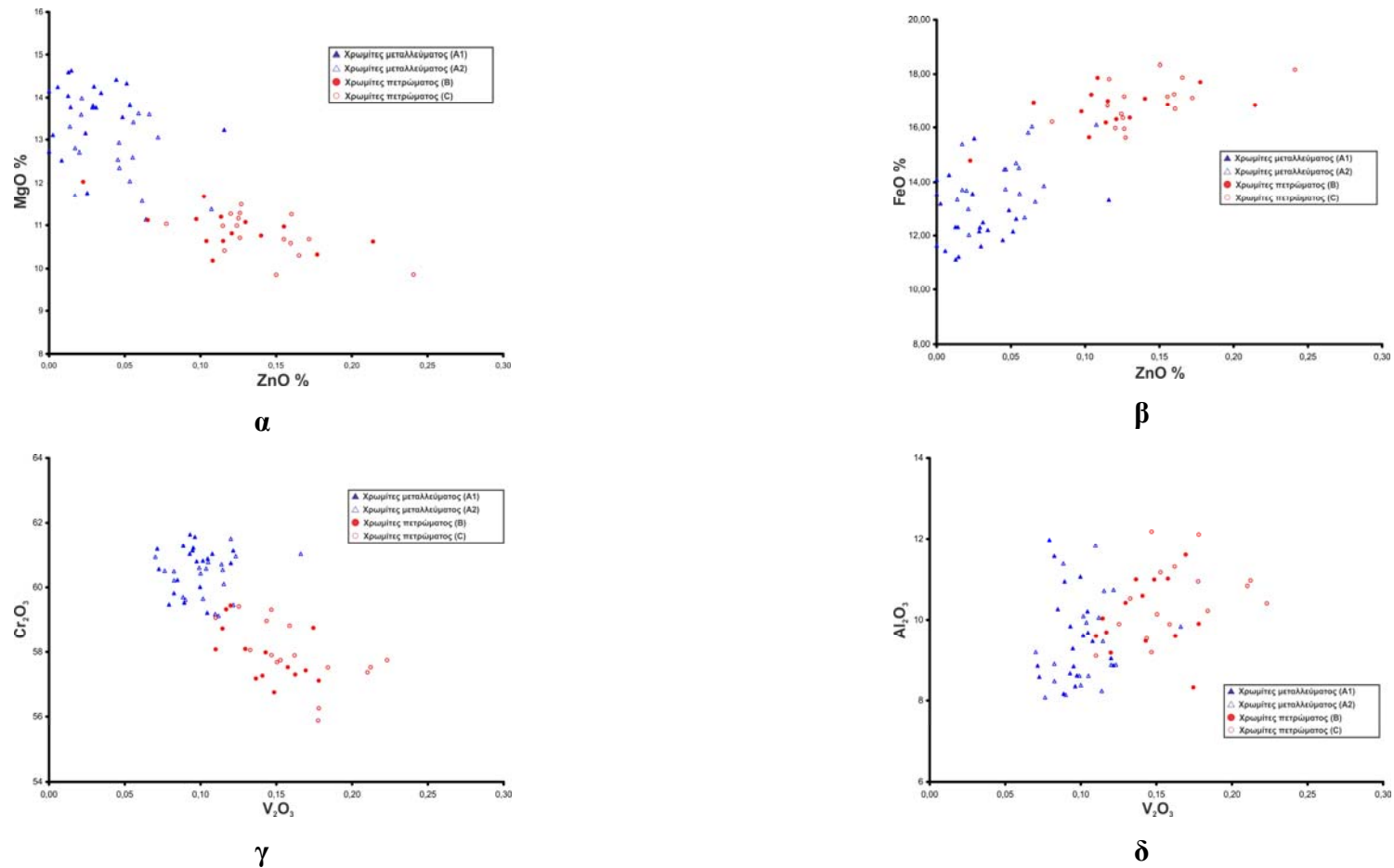
- Υπάρχει αρνητική συσχέτιση μεταξύ ZnO και MgO.
- Υπάρχει θετική συσχέτιση μεταξύ ZnO και FeO.

Από τις παραπάνω σχέσεις συμπεραίνεται πως κατά τη διάρκεια της επανεξισορρόπησης (re-equilibration) μεταξύ χρωμίτη και ολιβίνη ο Zn αντικαθιστά στο πλέγμα κυρίως το Mg.

4. Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε V₂O₃ κυμαίνεται μεταξύ 0,00 και 0,12% (μ.ό. 0,03%) στους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη των χρωμιτιτών και μεταξύ 0,00 και 0,11% (μ.ό. 0,04%) στους χρωμίτες των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

Η % κ.β. περιεκτικότητα των χρωμιτών σε V₂O₃ κυμαίνεται μεταξύ 0,02 και 0,21% (μ.ό. 0,12%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων κοντά στα χρωμιτικά σώματα και μεταξύ 0,08 και 0,24% (μ.ό. 0,14%) στους χρωμίτες των υπερβασικών πετρωμάτων ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων.

Στο σχήμα 4.6.2 γ παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ της % κ.β. περιεκτικότητας σε V₂O₃ και της % κ.β. περιεκτικότητας σε Cr₂O₃ των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου. Από τα σχήματα αυτά προκύπτει πως υπάρχει μια αρνητική συσχέτιση μεταξύ V₂O₃ και Cr₂O₃. Δεν προκύπτει κάποια συσχέτιση μεταξύ της % κ.β. περιεκτικότητας σε V₂O₃ και Al₂O₃ (Σχ. 4.6.2 δ).



Σχήμα 4.6.2.

(α) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε MgO ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε ZnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(β) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε FeO ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε ZnO των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(γ) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε Cr₂O₃ ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε V₂O₃ των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

(δ) Προβολή της % κ.β. περιεκτικότητας σε Al₂O₃ ως προς την % κ.β. περιεκτικότητα σε V₂O₃ των σπινελίων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

4.7 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Ο χρωμίτης έχει από παλιά χρησιμοποιηθεί ως πετρογενετικός δείκτης (Irvine 1965, 1967) και η σύστασή του θεωρείται πως είναι στενά συνδεδεμένη με το πρωταρχικό τήγμα (primitive melt) του οποίου είναι μια από τις πρώτες κρυσταλλούμενες ορυκτές φάσεις (Dick and Bullen 1984, Arai 1992b, Barnes and Roeder 2001). Η εύρεση λοιπόν συσχετισμών μεταξύ του χρωμίτη και της παρουσίας συγκεκριμένων κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων, θα μπορούσε να υποδείξει πιθανή παρουσία τους στο πρωταρχικό τήγμα.

Τα τελευταία χρόνια, η μέτρηση των ιχνοστοιχείων στο χρωμίτη έχει αρχίσει να καθίσταται εφικτή χρησιμοποιώντας τη μέθοδο LA-ICP-MS. Με αυτό τον τρόπο, έχουν μετρηθεί και δημοσιευτεί καινούρια δεδομένα όσο αναφορά τη σύσταση του χρωμίτη σε ιχνοστοιχεία (π.χ. Pagé and Barnes 2009, Dare et al. 2009, Griffin et al. 2016). Στην παρούσα διατριβή παρουσιάζονται οι πρώτες συστηματικές μετρήσεις ιχνοστοιχείων στο χρωμίτη από το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου (μεταλλείο Ξερολιβάδου). Στους πίνακες 4.7.1 έως 4.7.5 (βλ. Παράρτημα Ε) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων με LA-ICP-MS σε χρωμίτες από δείγματα χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου. Το Ga παρουσιάζει μέση περιεκτικότητα στους χρωμίτες που κυμαίνεται από 23,62 έως 27,25 ppm., το Sc παρουσιάζει μέση περιεκτικότητα στους χρωμίτες που κυμαίνεται από 5,21 έως 7,57 ppm και το Co παρουσιάζει μέση περιεκτικότητα στους χρωμίτες που κυμαίνεται από 250,27 έως 302,79 ppm.

Στους πίνακες 4.7.6 έως 4.7.8 (βλ. Παράρτημα Β) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων από δείγματα χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου με τις μεθόδους (κατά σειρά) XRF, ICP-MS και INAA. Όσον αφορά τα κύρια οξείδια, τα δείγματα που αναλύθηκαν περιέχουν από 13,209 έως 48,970% κ.β. Cr_2O_3 , από 8,09 έως 13,36% κ.β. Fe_2O_3 , από 2,18 έως 8,52% κ.β. Al_2O_3 και από 6,98 έως 26,49% κ.β. SiO_2 . Η απώλεια πύρωσης (LOI) κυμαίνεται από 2,92 έως 13,40% κ.β. Όσον αφορά τα ιχνοστοιχεία και σύμφωνα με τη χημική ανάλυση που έγινε με τη μέθοδο ICP-MS, το Ga εμφανίζει περιεκτικότητες από 1,6 έως 7,6 ppm, το Rb περιεκτικότητες από 1,8 έως 5,3 ppm και το V κυμαίνεται μεταξύ 69 και 232 ppm. Σύμφωνα με τη χημική ανάλυση που έγινε με τη μέθοδο INAA, το Co κυμαίνεται μεταξύ 131 και 214 ppm, το Sc μεταξύ 3,7 και 5,8 ppm.

Αξίζει να αναφερθεί πως λόγω της αυξημένης παρουσίας Cr στους χρωμιτίτες, τα όρια ανιχνευσιμότητας της μεθόδου INAA ήταν ιδιαίτερος αυξημένα όπως αναλυτικά παρουσιάζεται στον πίνακα 4.7.8.

Για τον υπολογισμό των συντελεστών κατανομής (partition) κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων σε 5 αντιπροσωπευτικά δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου χρησιμοποιήθηκαν οι χημικές αναλύσεις πετρωμάτων και χρωμίτη σύμφωνα με τη μεθοδολογία που εφάρμοσαν οι Pagé and Barnes (2009) σε χρωμιτίτες της περιοχής Theford Mines (Καναδάς). Αρχικά υπολογίστηκε ο λόγος (fraction) βάρους του χρωμίτη (F_{chr}) χρησιμοποιώντας τις περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 στο πέτρωμα ($[Cr_2O_3]_{WR}$) και στο χρωμίτη ($[Cr_2O_3]_{Chr}$), σύμφωνα με τη σχέση (Pagé and Barnes 2009):

$$F_{chr} = [Cr_2O_3]_{WR} / [Cr_2O_3]_{Chr}.$$

Αυτός ο υπολογισμός προϋποθέτει πως όλο το Cr των πετρωμάτων περιέχεται στον χρωμίτη, το οποίο δεν είναι απόλυτα ακριβές, αφού πολύ μικρά ποσοστά χρωμίου μπορεί να υπάρχουν και σε άλλα ορυκτά (π.χ. χλωρίτης). Παρόλα αυτά, επειδή και η περιεκτικότητα των ορυκτών αυτών είναι μικρή σε Cr αλλά και επειδή τα ορυκτά αυτά είναι κατά κύριο λόγο επουσιώδη, αγνοήθηκαν στον υπολογισμό από την άποψη της περιεκτικότητάς τους σε Cr.

Κατόπιν υπολογίστηκαν τα ισοζύγια μάζας (mass-balances) για την αξιολόγηση του κλάσματος του βάρους ορισμένων χημικών στοιχείων από το πέτρωμα τα οποία βρίσκονται στον χρωμίτη σύμφωνα με τη σχέση (Pagé and Barnes 2009):

$$F_{chr}^i = 100 \times ([C_{Chr}^i \times F_{chr}] / C_{WR}^i)$$

όπου i = χημικό στοιχείο, F_{chr}^i = ποσοστό του στοιχείου i στο πέτρωμα που αποδίδεται στην παρουσία του στο χρωμίτη, C_{Chr}^i = περιεκτικότητα του στοιχείου i στον χρωμίτη και C_{WR}^i περιεκτικότητα του στοιχείου i στο πέτρωμα. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται στον πίνακα 4.7.9. Οι υπολογισμοί δείχνουν πως το μεγαλύτερο ποσοστό του V (μ.ό. 105%), Al (μ.ό. 98%), Co (μ.ό. 72%), Mn (μ.ό. 71%) και Fe (μ.ό. 70%) στα δείγματα χρωμιτίτη βρίσκονται στον χρωμίτη. Αντίθετα, Mg (μ.ό. 25%) και Ni (μ.ό. 19%) δεν βρίσκονται στον χρωμίτη αλλά στον πρωτογενή ολιβίνη (πλέον σερπεντίνη). Τέλος, το Sc (μ.ό. 39%) παρουσιάζει ενδιάμεση συμπεριφορά. Οι σχέσεις μεταξύ του F_{chr} και των F_{chr}^i παρουσιάζονται στο σχήμα 4.7.1.

Τα παραπάνω αποτελέσματα επιβεβαιώνονται από τις συσχετίσεις (Σχ. 4.7.2) μεταξύ της % κ.β. περιεκτικότητας των χρωμιτιτών σε Cr_2O_3 και στα αντίστοιχα χημικά στοιχεία. Τα V, Al, Co, Fe, Zn, Ti και Ga δείχνουν ισχυρή θετική συσχέτιση με το Cr, ενώ τα Mg και Ni δείχνουν ισχυρή αρνητική συσχέτιση. Για την περαιτέρω διερεύνηση της μεταβολής χημικής σύστασης των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία, δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα 4.7.3 έως 4.7.7, ακολουθώντας τη μεθοδολογία των Pagé and Barnes (2009).

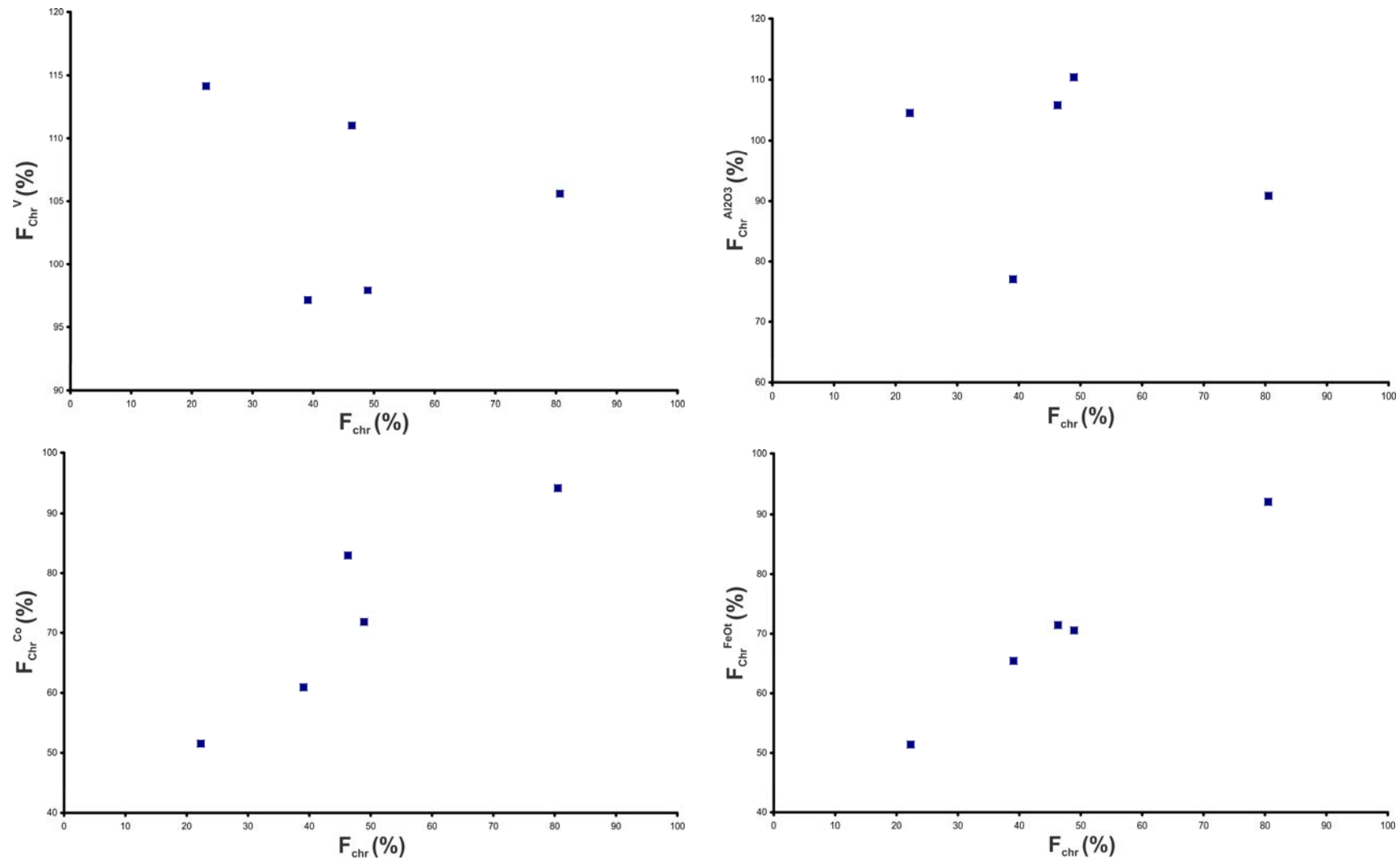
Έτσι, για την περαιτέρω διερεύνηση της επίδρασης της επανεξισορρόπησης μεταξύ χρωμίτη-ολιβίνη στη χημική σύσταση του πρώτου, δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα του κλάσματος βάρους του χρωμίτη (F_{chr}) προς Fe^{2+} , Mn, Co, Zn και Ni τα οποία παρουσιάζονται αντίστοιχα στα σχήματα 4.7.3 έως 4.7.7.

Από τα διαγράμματα προκύπτει πως η διαδικασία επανεξισορρόπησης πτωχαίνει τον χρωμίτη σε Mg και τον εμπλουτίζει σε Fe^{2+} , Mn, Co και –σε μικρότερο βαθμό– σε Zn. Το μοναδικό δισθενές κατιόν που δείχνει να μην επηρεάζεται θετικά ή αρνητικά από αυτή τη διαδικασία είναι το Ni.

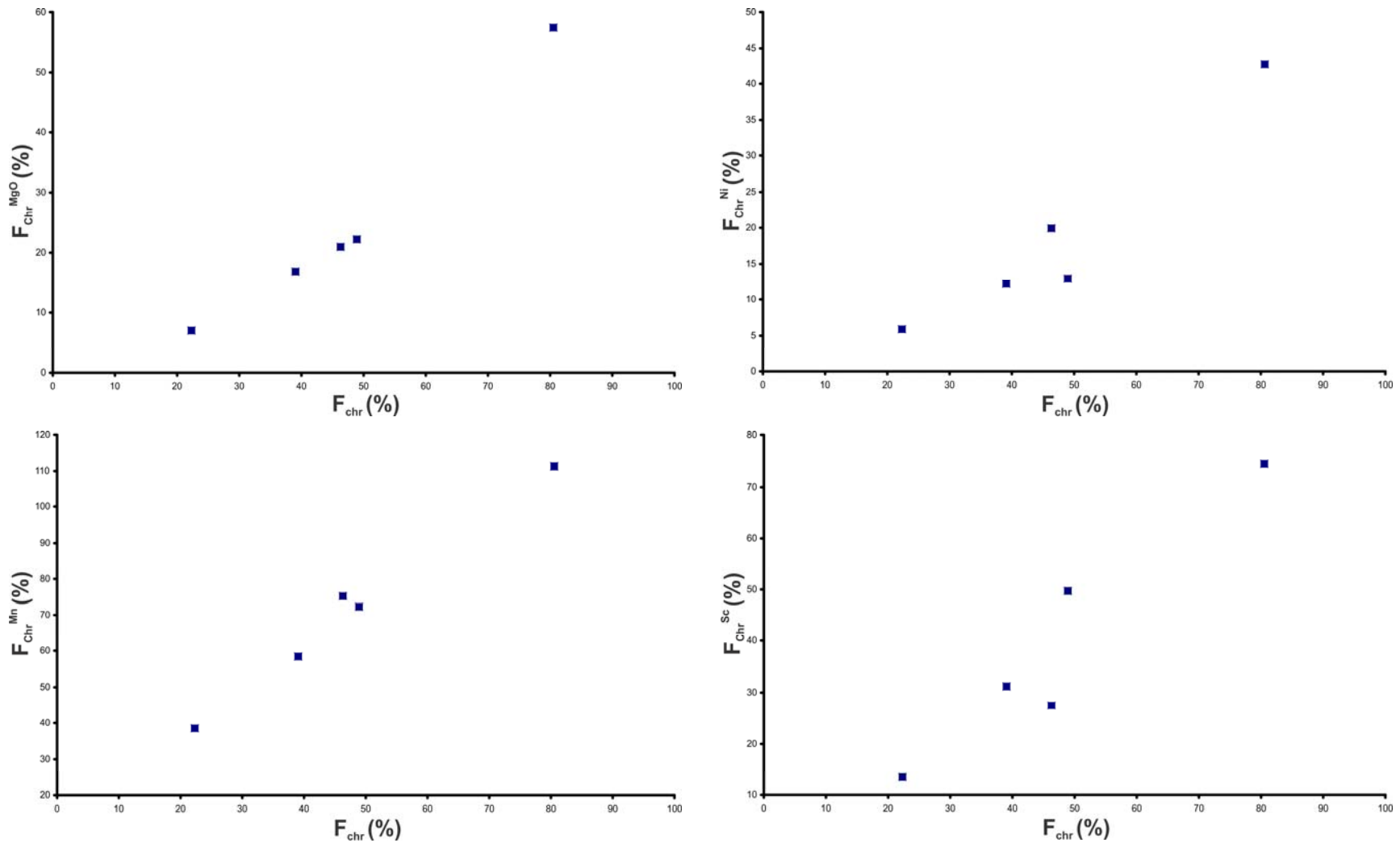
Τα στοιχεία που δεν κατανέμονται στον ολιβίνη (Cr, Al, Fe^{3+} , Ti, Ga και V) δεν δείχνουν επίσης κάποια συσχέτιση με την ποσότητα χρωμίτη που υπάρχει στο πέτρωμα, υποδεικνύοντας πως δεν επηρεάζονται από την διαδικασία της επανεξισορρόπησης.

Πίνακας 4.7.9. Αποτελέσματα κλάσματος βάρους χημικών στοιχείων σε δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

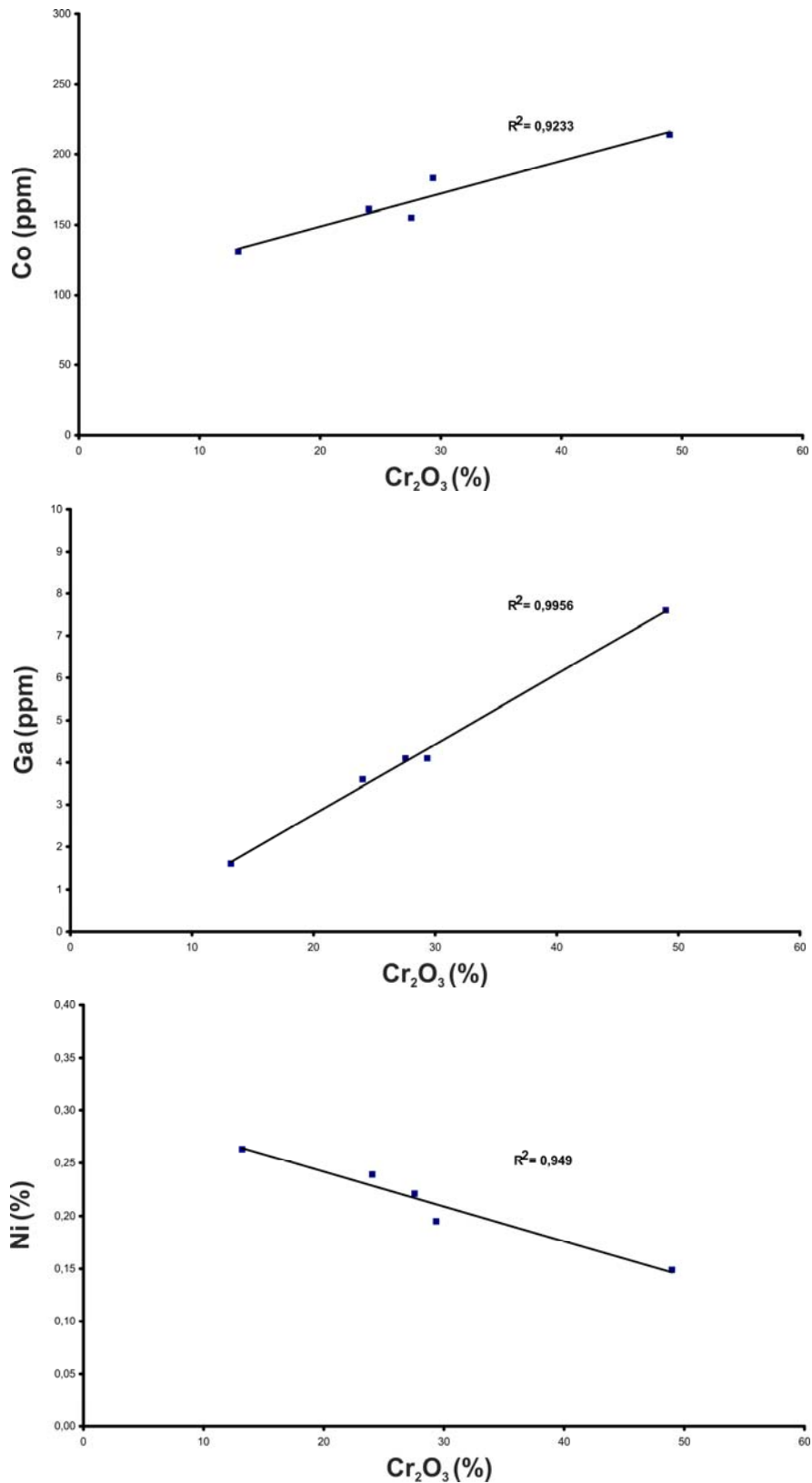
	C1/745	C3/717B	C5/738	C6/717A	C10/959	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ
F_{Chr}^{MgO}	7,04	20,97	57,44	16,86	22,23	7,04	57,44	24,91
$F_{Chr}^{Al_2O_3}$	104,49	105,74	90,88	77,09	110,40	77,09	110,40	97,72
F_{Chr}^{Sc}	13,47	27,50	74,49	31,20	49,72	13,47	74,49	39,28
F_{Chr}^V	114,11	111,02	105,60	97,12	97,90	97,12	114,11	105,15
F_{Chr}^{Mn}	38,51	75,22	111,26	58,41	72,29	38,51	111,26	71,14
F_{Chr}^{FeOt}	51,41	71,44	92,07	65,40	70,57	51,41	92,07	70,18
F_{Chr}^{Co}	51,55	82,96	94,17	60,92	71,82	51,55	94,17	72,29
F_{Chr}^{Ni}	5,90	19,94	42,77	12,21	12,94	5,90	42,77	18,75
F_{Chr}	22,30	46,29	80,52	39,04	48,91	22,30	80,52	47,41



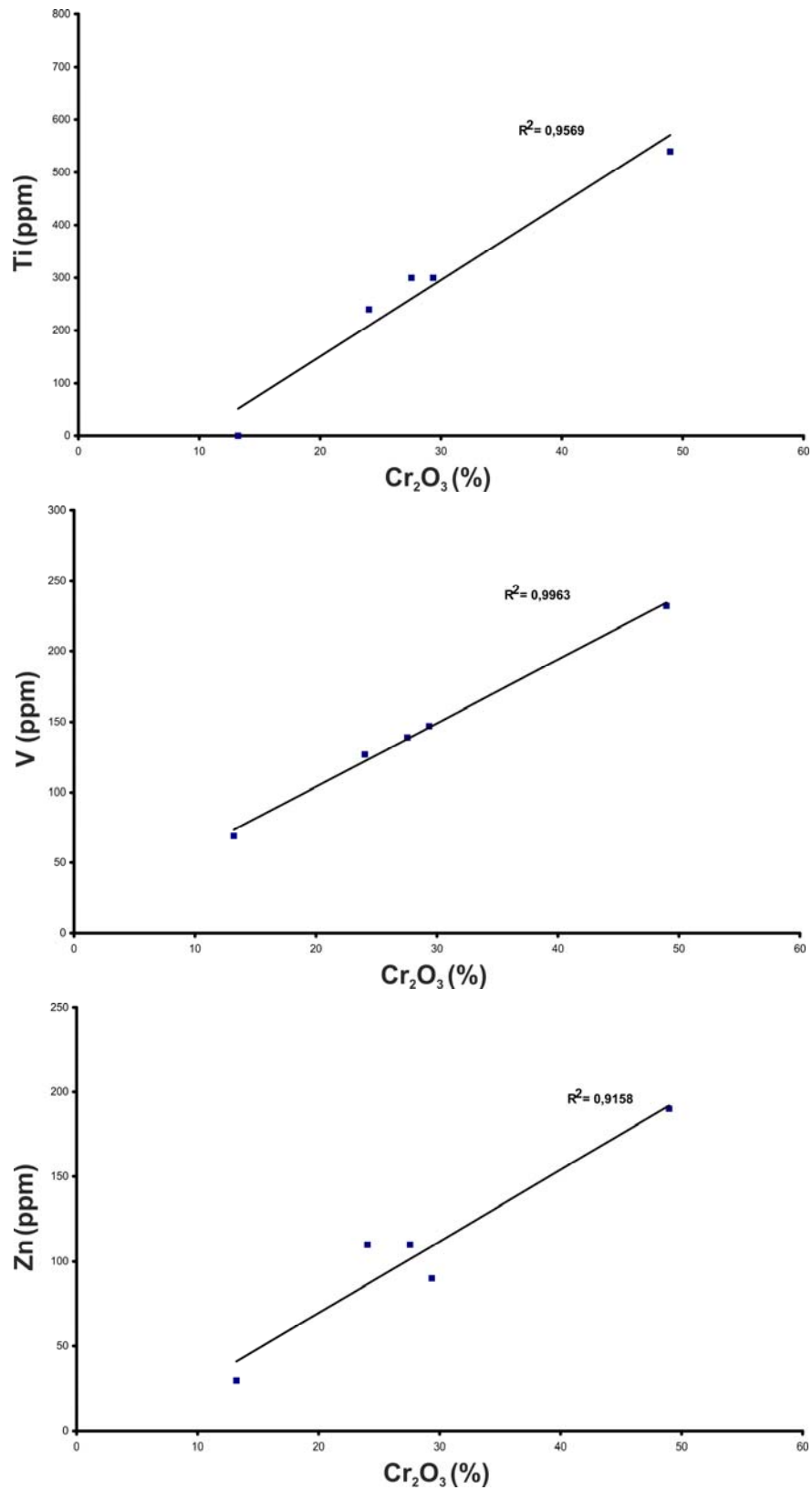
Σχήμα 4.7.1. Σχέση μεταξύ λόγου βάρους του χρωμίτη (F_{chr}) προς το ποσοστό διαφορετικών στοιχείων i στο πέτρωμα που αποδίδεται στην παρουσία του στο χρωμίτη (F_{chr}^i) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



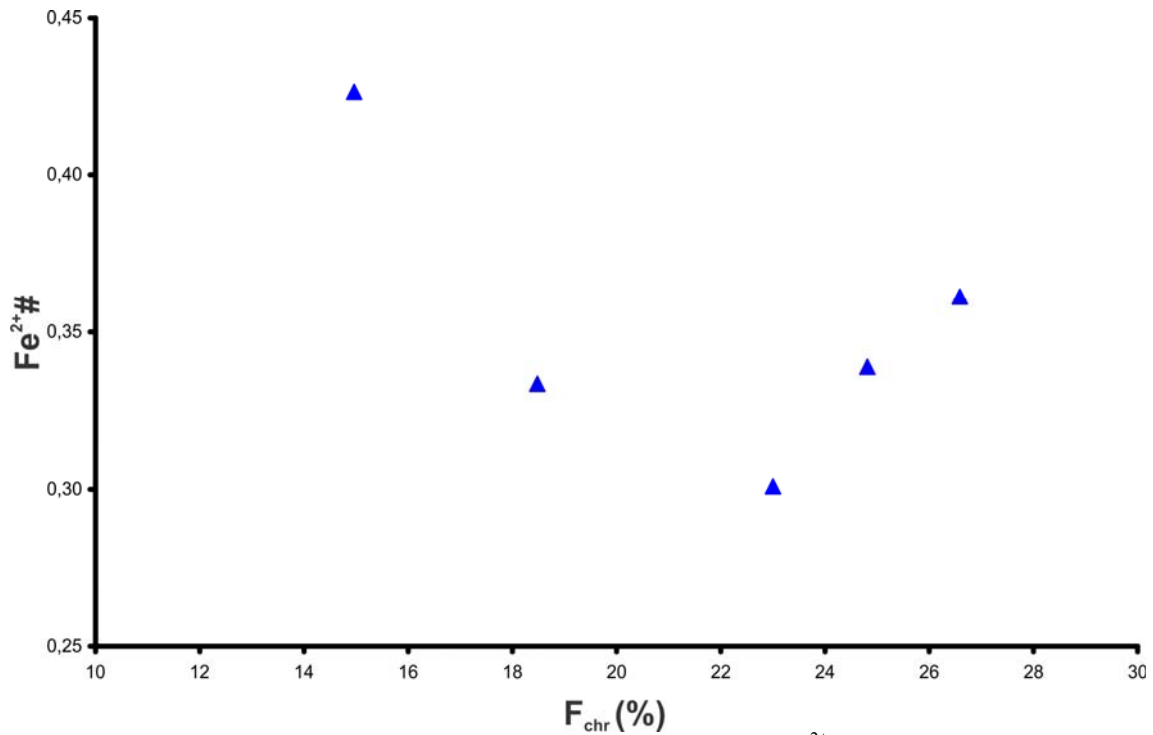
Σχήμα 4.7.1. Συνέχεια.



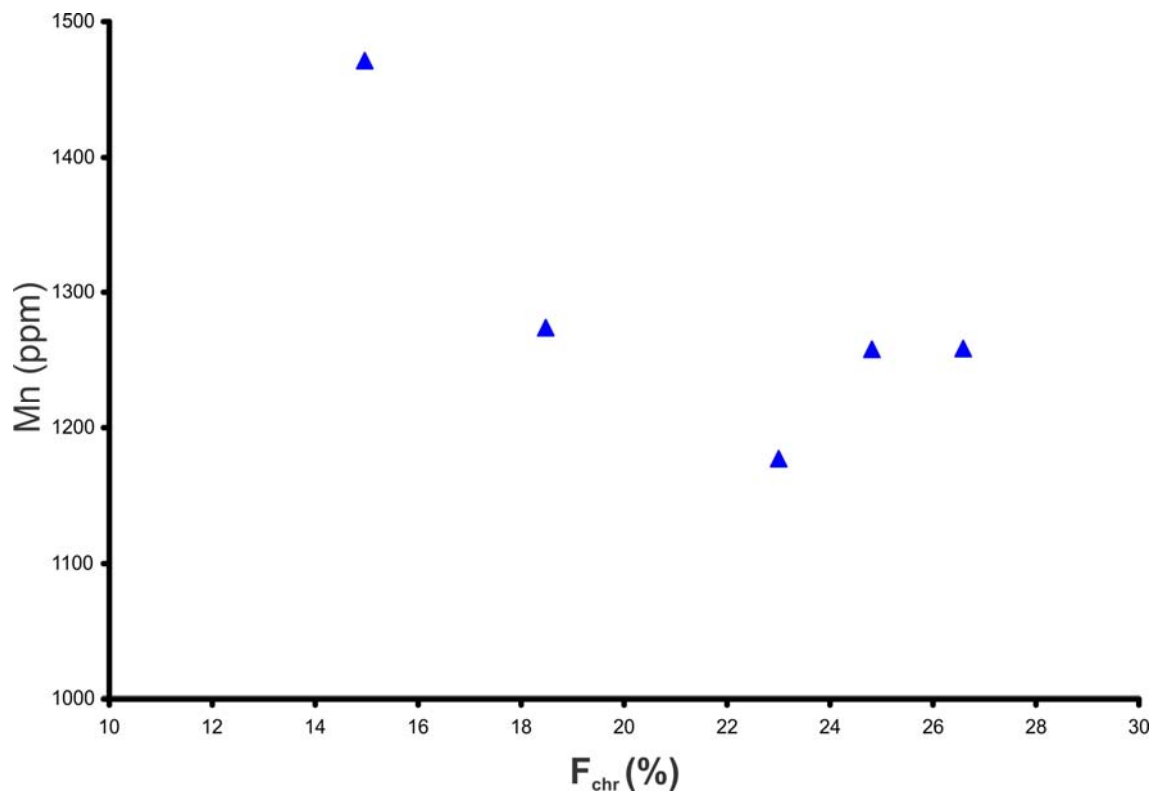
Σχήμα 4.7.2. Σχέσεις μεταξύ % κ.β. περιεκτικότητας των χρωμιτιτών σε Cr_2O_3 και σε διάφορα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



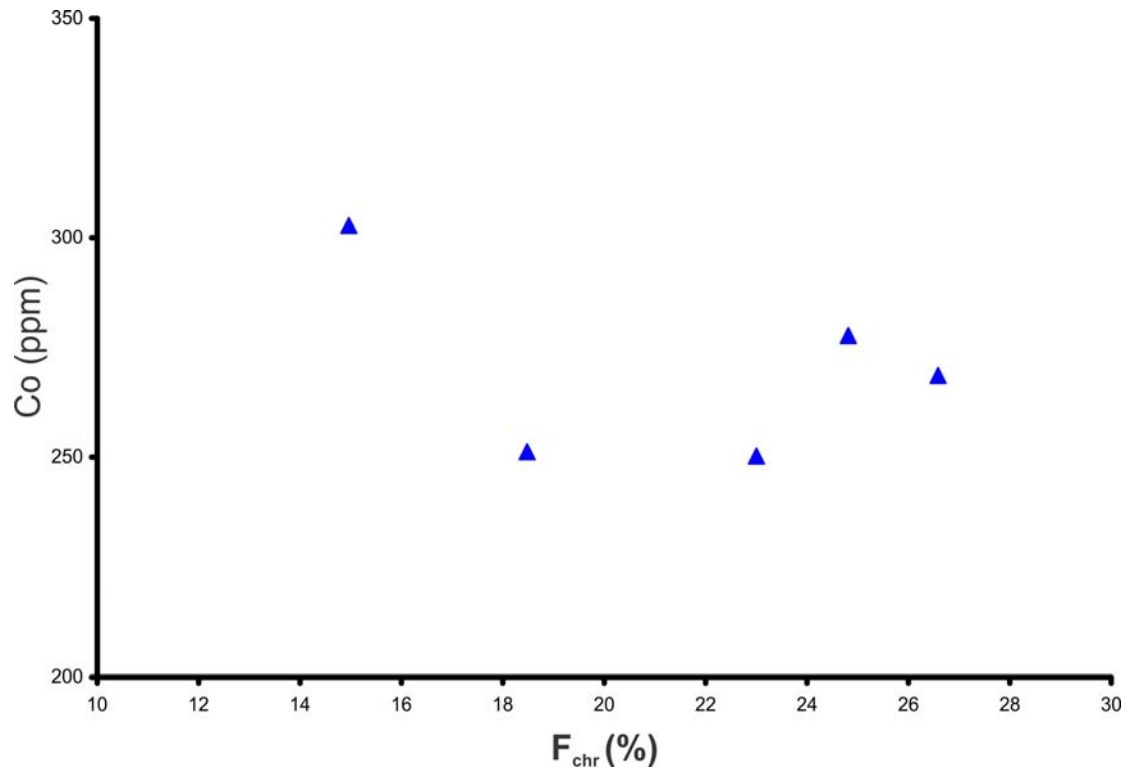
Σχήμα 4.7.2. Συνέχεια.



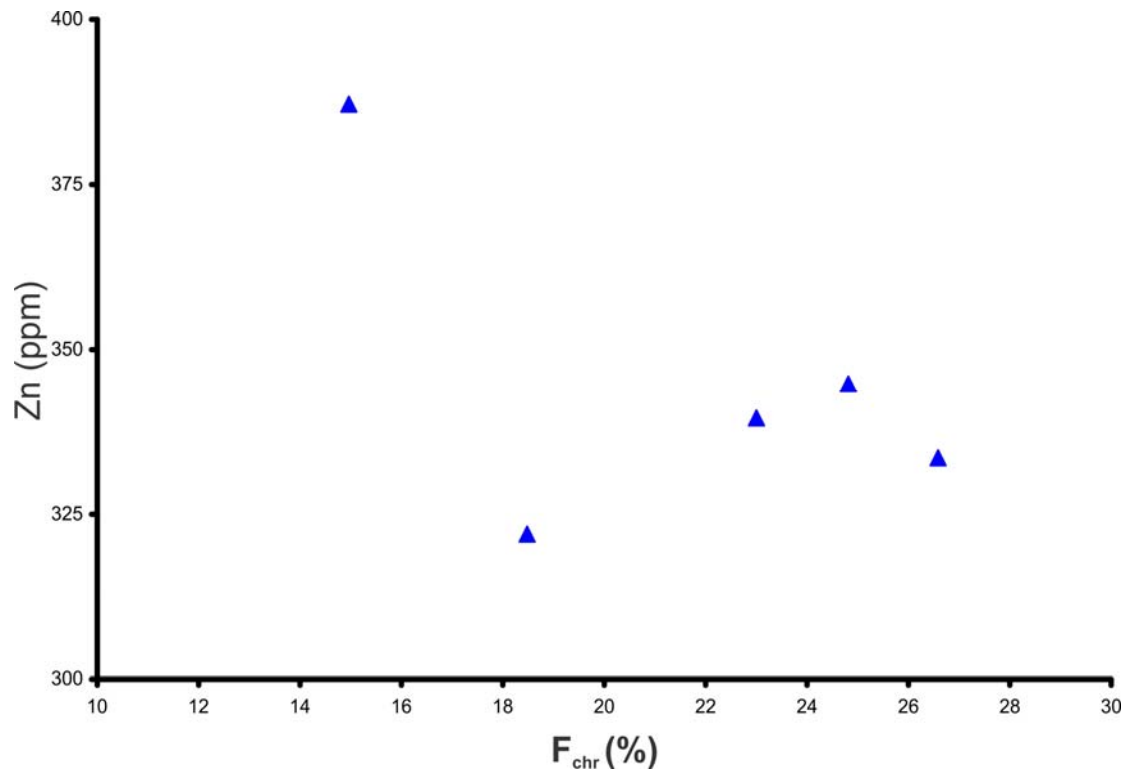
Σχήμα 4.7.3. Σχέση μεταξύ κλάσματος βάρους του χρωμίτη (%) προς $Fe^{2+\#}$ στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



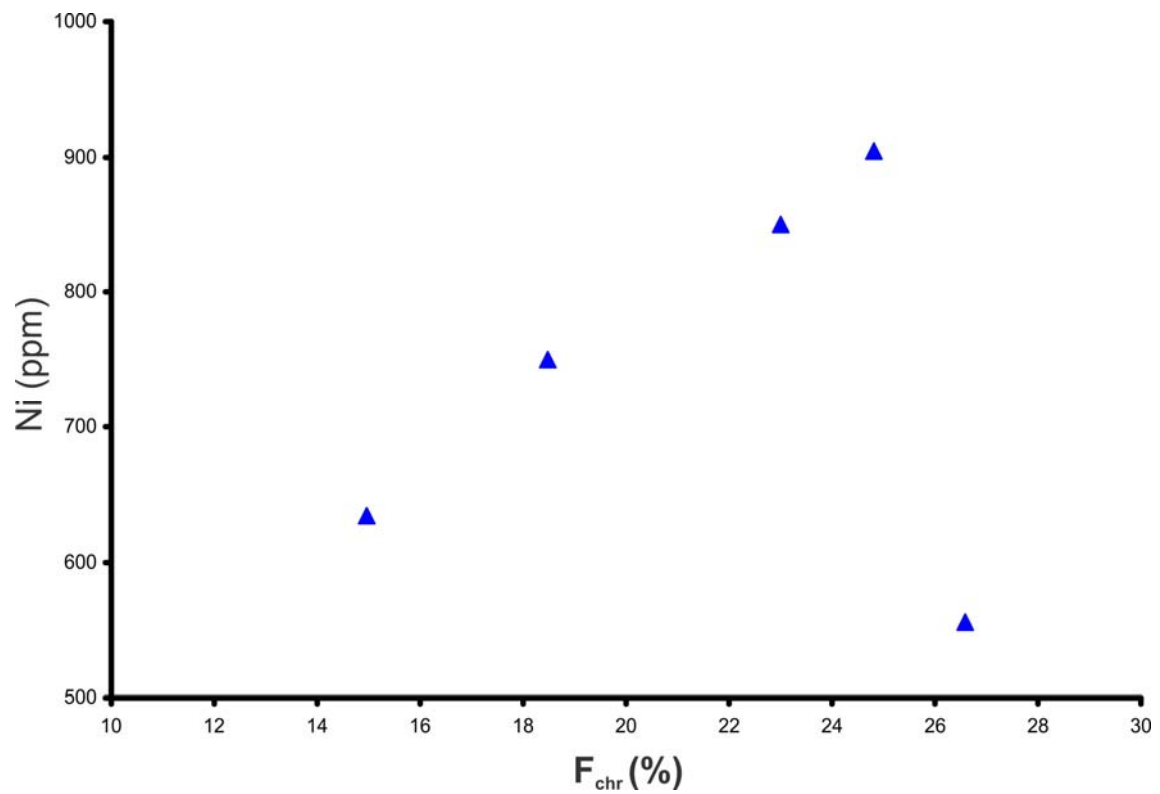
Σχήμα 4.7.4. Σχέση μεταξύ κλάσματος βάρους του χρωμίτη (%) προς τη συγκέντρωση Mn (ppm) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



Σχήμα 4.7.5. Σχέση μεταξύ κλάσματος βάρους του χρωμίτη (%) προς τη συγκέντρωση Co (ppm) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



Σχήμα 4.7.6. Σχέση μεταξύ κλάσματος βάρους του χρωμίτη (%) προς τη συγκέντρωση Zn (ppm) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.



Σχήμα 4.7.7. Σχέση μεταξύ κλάσματος βάρους του χρωμίτη (%) προς τη συγκέντρωση Ni (ppm) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

5.1 ΓΕΝΙΚΑ

Ο όρος «γεωθερμοβαρομετρία», αναφέρεται στον προσδιορισμό της θερμοκρασίας (T) και της πίεσης (P) στις οποίες τα συστατικά ενός πετρώματος έφτασαν σε κατάσταση χημικής ισορροπίας. Η γνώση της πίεσης και της θερμοκρασίας αυτής μας επιτρέπει να προβλέπουμε την ορυκτολογική σύσταση ενός πετρώματος. Αντιστρόφως, γνωρίζοντας την ορυκτολογική και ορυκτοχημική σύσταση ενός πετρώματος, μπορούμε να προσδιορίσουμε τις συνθήκες κάτω από τις οποίες αυτό σχηματίστηκε (Κασιώτης 2008).

Το θερμοκρασιακό εύρος κρυστάλλωσης συμπαγών συγκεντρώσεων χρωμίτη κυμαίνεται, σύμφωνα με πειραματικές έρευνες, μεταξύ 1.000 και 1.350°C (Irvine 1977a, Johan et al. 1982, 1983, Murck and Campbell 1986, Roeder and Reynolds 1991, Melcher et al. 1997, Vatin-Perignon et al. 2000), ενώ παρόμοιες θερμοκρασίες σχηματισμού αναφέρονται και για τους επουσιώδεις σπινελλίους των περιδοτιτών (Green 1973, Kubo 2002, Matveev and Ballhaus 2002, Κασιώτης 2008).

Για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας στην οποία τα ορυκτά των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης έφτασαν σε κατάσταση ισορροπίας, οπότε και σταμάτησε η διαδικασία ανταλλαγής ιόντων μεταξύ των επιμέρους ορυκτών φάσεων, επιλέχθηκε η εφαρμογή του γεωθερμόμετρου σπινέλλιου-ολιβίνη λόγω της απουσίας πυροξένων από τα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

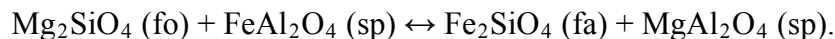
Η λειτουργία του θερμομέτρου αυτού στηρίζεται στην ανταλλαγή ιόντων Mg και Fe²⁺ μεταξύ των δύο αυτών ορυκτών φάσεων και προτάθηκε αρχικά από τον Irvine (1965) (Κασιώτης 2008). Σε αυτή ακριβώς την αρχή στηρίχτηκαν μεταγενέστερα θερμομέτρα που προτάθηκαν από άλλους ερευνητές οι οποίοι είτε τροποποίησαν τις παραμέτρους που χρησιμοποίησε ο Irvine (1965), είτε εισήγαγαν καινούργιες (π.χ. Jackson 1969, Evans and Frost 1975, Fabries 1979, Engi 1983, Dick and Bullen 1984, O'Neill and Wall 1987, Ballhaus et al. 1991, Melcher et al. 1997, Poustovetov 2000, Rollinson et al. 2002, Ravikant et al. 2004).

Όσον αφορά τη γεωβαρομετρία, στη διεθνή βιβλιογραφία υπάρχει έλλειψη κατάλληλου γεωβαρόμετρου για τον υπολογισμό της πίεσης μέσω του ζεύγους σπινέλλιου-ολιβίνη. Το θερμοδυναμικό μέγεθος που μπορεί όμως να υπολογιστεί μέσω της εφαρμογής εμπειρικών εξισώσεων στο ζεύγος αυτό, είναι η ενεργότητα οξυγόνου (oxygen fugacity, fO₂).

Η σύσταση ενός υπερβασικού πετρώματος που προκύπτει από την αλληλεπίδραση μανδύα και ρευστών φάσεων κατά τις μαγματικές αλλά και τις μετασωματικές διαδικασίες εξαρτάται από την fO_2 . Η fO_2 εκφράζεται σε λογαριθμικό αριθμό σε σχέση με το όριο FMQ (Fayalite-Magnetite-Quartz oxygen buffer) και συσχετίζεται με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του πετρώματος. Για παράδειγμα, οι περιδοτίτες σχηματίζονται σε περιβάλλοντα νησιωτικών τόξων σε πιο οξειδωτικές συνθήκες από ότι οι αβυσσειακοί περιδοτίτες (Ballhaus et al. 1990, Parkinson and Pearce 1998) αν και πιο πρόσφατες μελέτες έδειξαν πως οι εμπροσθοτοξικοί περιδοτίτες μπορεί να μην χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές fO_2 (Wang et al. 2007, Pagé et al. 2008).

5.2 ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟ ΣΠΙΝΕΛΛΙΟΥ-ΟΛΙΒΙΝΗ

Στην παρούσα διατριβή, χρησιμοποιήθηκε το γεωθερμόμετρο των Ballhaus et al. (1991) το οποίο αποτελεί βελτιωμένη έκδοση του θερμομέτρου των Fabries (1979), Roeder et al. (1979) και O'Neill and Wall (1987). Η χημική εξίσωση που περιγράφει τη διαδικασία ανταλλαγής ιόντων Mg και Fe^{2+} μεταξύ σπινέλλιου και ολιβίνης είναι:



Η εξίσωση για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας ισορροπίας στα πετρώματα, βασισμένη στη χημική σύσταση του ζεύγους σπινέλλιου-ολιβίνης είναι (Ballhaus et al. 1991):

$$T = (6530 + 280P + (7000 + 108P) * (1 - 2X_{Fe}^{ol}) - 1960 * (X_{Mg}^{sp} - X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 16150 * X_{Cr}^{sp} + 25150 * (X_{Fe^{3+}}^{sp} + X_{Ti}^{sp})) / (R * \ln K_D + 4,705)$$

Όπου:

- T η θερμοκρασία μετρούμενη σε Kelvin (K)
- P η πίεση μετρούμενη σε GPa
- X_{Fe}^{ol} ο λόγος κατιόντων Fe προς το άθροισμα κατιόντων Mg+Fe στον ολιβίνη, $Fe/(Mg+Fe)$
- X_{Mg}^{ol} = ο λόγος κατιόντων Mg προς το άθροισμα κατιόντων Mg+Fe στον ολιβίνη, $Mg/(Mg+Fe)$
- X_{Mg}^{sp} = ο λόγος κατιόντων Mg προς το άθροισμα κατιόντων Mg+ Fe^{2+} στον σπινέλλιο, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$

ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑ

- $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{sp}} = \text{o λόγος κατιόντων } \text{Fe}^{2+} \text{ προς το άθροισμα κατιόντων } \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} \text{ στον σπινέλλιο, } \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$

- $X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} = \text{κατιόντα Cr προς το άθροισμα των τρισθενών (R}^{3+}) \text{ κατιόντων στον σπινέλλιο, } \text{Cr}/\Sigma \text{R}^{3+}$

- $X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}} = \text{κατιόντα } \text{Fe}^{3+} \text{ προς το άθροισμα των τρισθενών (R}^{3+}) \text{ κατιόντων στον σπινέλλιο, } \text{Fe}^{3+}/\Sigma \text{R}^{3+}$

- $X_{\text{Ti}}^{\text{sp}} = \text{αριθμός κατιόντων Ti στον σπινέλλιο με βάση τα 4 οξυγόνα}$

- $R = 8,314472$

- $K_D(\text{Fe-Mg}) = (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}/X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{sp}})/(X_{\text{Fe}}^{\text{ol}}/X_{\text{Mg}}^{\text{sp}})$

Λόγω της έλλειψης κατάλληλου γεωβαρόμετρου για τον υπολογισμό της πίεσης μέσω του ζεύγους σπινέλλιο-ολιβίνη, η πίεση τέθηκε στην τιμή 1 GPa (Parkinson and Pearce 1998, Parkinson and Arculus 1999, Dare et al. 2009). Τα αποτελέσματα της εφαρμογής του γεωθερμόμετρου σπινέλλιο-ολιβίνη παραθέτονται στους Πίνακες 5.1 έως 5.3 (βλ. Παράρτημα ΣΤ). Από τους πίνακες αυτούς προκύπτουν τα παρακάτω θερμοκρασιακά εύρη (σε παρένθεση μέσοι όροι και τυπικές αποκλίσεις):

- 599-744°C (681±50°C) για τους χρωμιτίτες του μεταλλείου Ξερολίβαδου

- 745-877°C (805±44°C) για τους σερπεντινίτες (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) του μεταλλείου Ξερολίβαδου

- 758-854°C (805±32°C) για τους σερπεντινίτες (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του μεταλλείου Ξερολίβαδου

Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τον Κασιώτη (2008) ο οποίος αναφέρει τιμές 608-837°C για τους χρωμιτίτες το Βούρινου και 689-812 °C για τους δουνίτες του Βούρινου.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, το θερμοκρασιακό εύρος κρυστάλλωσης του χρωμίτη τόσο στους χρωμίτες των χρωμιτιτών τόσο και στους επουσιώδεις χρωμίτες τον περιδοτιτών κυμαίνεται στους 1000-1350°C. Από αυτό συμπεραίνουμε πως οι θερμοκρασίες που βρέθηκαν για τους σχηματισμούς του μεταλλείου Ξερολίβαδου δεν αντιστοιχούν στις θερμοκρασίες κρυστάλλωσης των ορυκτών αλλά, όπως αναφέρθηκε, στις θερμοκρασίες στις οποίες τα ορυκτά των πετρωμάτων –βρισκόμενα σε συνθήκες ανάδρομης επανεξισορρόπησης σε στερεή φάση (subsolidus re-equilibration)- της περιοχής μελέτης έφτασαν σε κατάσταση ισορροπίας, οπότε και σταμάτησε η διαδικασία ανταλλαγής ιόντων μεταξύ των ορυκτών φάσεων σπινέλλιο-ολιβίνη. Από τις χαμηλές θερμοκρασίες προκύπτει πως έχει λάβει χώρα ανταλλαγή Mg-Fe^{2+} μεταξύ χρωμίτη και πυριτικών ορυκτών (κυρίως ολιβίνη) σε συνθήκες ανάδρομης επανεξισορρόπησης σε στερεή φάση (subsolidus re-equilibration). Η

ιοντοανταλλαγή αυτή έγινε συγκριτικά έως σε χαμηλότερες θερμοκρασίες για τους χρωμίτες των χρωμιτιτών (στις ταινίες σερπεντίνη) (~650°C) από ότι για τους χρωμίτες των δουνιτών (T~800°C) επιβεβαιώνοντας τους Roeder et al. (1979) σύμφωνα με τους οποίους η ανταλλαγή ιόντων Mg και Fe²⁺ μεταξύ δύο φάσεων εκ των οποίων η μία είναι σπινέλλιος ή γρανάτης, είναι μια συνεχής και αργή διαδικασία που μπορεί να εξελίσσεται σε θερμοκρασίες μικρότερες από τη θερμοκρασία σχηματισμού των φάσεων.

5.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ fO₂

Η εξίσωση που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της ενεργότητας οξυγόνου fO₂ (σε σχέση με το FMQ oxygen buffer) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολίβαδου είναι (Ballhaus et al. 1991):

$$\Delta \log(fO_2)_{\text{FMQ}} = 0,27 + 2505 / T - 400 * P / T - 6 * \log(X_{\text{Fe}}^{\text{ol}}) - 3200 * (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{ol}})^2 / T + 2 * \log(X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{sp}}) + 4 * \log(X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}}) + 2630 * (X_{\text{Al}}^{\text{sp}})^2 / T$$

Όπου:

- T η θερμοκρασία μετρημένη σε K (όπως υπολογίστηκε στην παράγραφο 5.1)
- P η πίεση μετρημένη σε GPa
- $X_{\text{Fe}}^{\text{ol}}$ ο λόγος κατιόντων Fe προς το άθροισμα κατιόντων Mg+Fe στον ολιβίνη, Fe/(Mg+Fe)
- $X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{sp}}$ = ο λόγος κατιόντων Fe²⁺ προς το άθροισμα κατιόντων Mg+Fe²⁺ στον σπινέλλιο, Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺)
- $X_{\text{Al}}^{\text{sp}}$ = κατιόντα Al προς το άθροισμα των τρισθενών (R³⁺) κατιόντων στον σπινέλλιο, Al/ΣR³⁺
- $X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}}$ = κατιόντα Fe³⁺ προς το άθροισμα των τρισθενών (R³⁺) κατιόντων στον σπινέλλιο, Fe³⁺/ΣR³⁺
- FMQ oxygen buffer: 3Fe₂SiO₄ + O₂ = 2Fe₃O₄ + 3SiO₂

Όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, λόγω της έλλειψης κατάλληλου γεωβαρόμετρου για τον υπολογισμό της πίεσης μέσω του ζεύγους σπινέλλιο-ολιβίνη, η πίεση τέθηκε στην τιμή 1GPa. Τα αποτελέσματα των τιμών της fO₂ (σε σχέση με το FMQ oxygen buffer) στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολίβαδου είναι παραθέτονται στους Πίνακες 5.1. έως 5.3 (βλ. Παράρτημα ΣΤ). Από τους πίνακες αυτούς προκύπτουν τα παρακάτω εύρη

τιμών (τιμές σε λογαριθμική κλίμακα ως προς το όριο FMQ, σε παρένθεση μέσοι όροι και τυπικές αποκλίσεις):

- Από 0,537 έως 1,510 ($1,080 \pm 0,320$) για τους χρωμιτίτες του μεταλλείου Ξερολίβαδου
- Από 0,516 έως 1,169 ($0,789 \pm 0,212$) για τους σερπεντινίτες (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) του μεταλλείου Ξερολίβαδου
- Από -0,233 έως 0,950 ($0,336 \pm 0,306$) για τους σερπεντινίτες (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του μεταλλείου Ξερολίβαδου

Στον ανώτερο μανδύα, επικρατούν συνθήκες fO_2 κοντά ή λίγο υψηλότερα από το όριο FMQ (Arculus and Delano 1981, Arculus 1985, Christie et al. 1986, Wood and Virgo 1989, Wang et al. 2007, Κασιώτης 2008). Οι σπινελλιούχοι περιδοτίτες που έχουν υποστεί διαδικασίες μετασωμάτωσης, παρουσιάζουν τιμές fO_2 μίας λογαριθμικής μονάδας πάνω από το όριο FMQ (Hartmann and Wedepohl 1990).

Τα συγκεκριμένα εύρη τιμών που βρέθηκαν στο μεταλλείο Ξερολίβαδου, ταιριάζουν καλύτερα με το εύρος -1,100 έως +1,810 που δίνεται στην βιβλιογραφία για περιδοτίτες από νησιωτικά τόξα, από ότι με το εύρος -2,000 έως +1,000 που δίνεται για αβυσσειακούς περιδοτίτες (Κασιώτης 2008 και αναφορές εκεί).

Σύμφωνα με τους Murck and Campbell (1986) και Melcher et al. (1997) ο σχηματισμός χρωμιτιτών απαιτεί υψηλότερες συνθήκες fO_2 από τον σχηματισμό περιδοτιτών. Οι τελευταίοι μάλιστα απέδειξαν προοδευτική αύξησης της fO_2 από τους χαρτσβουργίτες-δουνίτες προς τους συμπαγείς χρωμιτίτες στο οφειολιθικό σύμπλεγμα Kempirsai (Καζακστάν). Η ίδια παρατήρηση ισχύει και στο μεταλλείο Ξερολίβαδου: οι χρωμιτίτες εμφανίζουν υψηλότερες τιμές fO_2 από ότι οι σερπεντινίτες. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει επίσης πως ο σχηματισμός των χρωμιτιτών συμβαίνει σε υψηλότερες οξειδωτικές συνθήκες από ότι ο σχηματισμός των περιδοτιτών.

Τέλος, στα δείγματα του μεταλλείου Ξερολίβαδου, παρατηρείται σταδιακή αύξηση της τιμής της fO_2 στους σερπεντινίτες όσο αυτοί πλησιάζουν στην επαφή με τα χρωμιτικά σώματα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au

Η περιεκτικότητα των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία, συζητήθηκε στο Κεφάλαιο 4, όπου και δόθηκαν οι τιμές και οι συσχετίσεις, τόσο μεταξύ τους, όσο και με την ορυκτολογία των δειγμάτων. Στο παρόν κεφάλαιο θα αναλυθεί η παρουσία των πλατινοειδών ή στοιχείων της ομάδας του λευκόχρυσου (PGE-Platinum Group Elements) στα δείγματα του μεταλλείου του Ξερολιβάδου.

Στην ομάδα των στοιχείων του λευκόχρυσου ανήκουν –κατά σειρά αυξανόμενου σημείου τήξης- τα στοιχεία λευκόχρυσος (Pt), παλλάδιο (Pd), ρόδιο (Rh), ρουθίνιο (Ru), ιρίδιο (Ir) και όσμιο (Os). Η έρευνα των πλατινοειδών συνήθως περιλαμβάνει και τον χρυσό (Au) ο οποίος παρότι δεν ανήκει σε αυτή την ομάδα, είναι ένα ευγενές μέταλλο. Τα PGEs διακρίνονται σε 2 υποομάδες οι οποίες εμφανίζουν διαφορετική συμπεριφορά κατά τη διαδικασία της μερικής τήξης και της κλασματικής κρυστάλλωσης (Barnes et al. 1985, Μπαντή 2002):

A) Ομάδα Ir (Ir-PGEs ή IPGEs): Περιλαμβάνει τα στοιχεία Os, Ir και Ru. Αυτά είναι δύστηκτα και ανταγωνιστικά στις μαγματικές διεργασίες και συνδέονται με τους χρωμίτες σχηματίζοντας κράματα μεταξύ τους ή/και υψηλής θερμοκρασίας σουλφίδια (Stockman and Hlava 1984, Barnes et al. 1985, Peck and Keays 1990, Walker et al. 1996).

B) Ομάδα Pd (Pd-PGEs ή PPGEs): Περιλαμβάνει τα στοιχεία Pt, Pd και Rh. Αυτά είναι λιγότερο δύστηκτα και μη ανταγωνιστικά στις μαγματικές διεργασίες και συγκεντρώνονται σε σουλφίδια βασικών μετάλλων (BMS) λόγω του εντονότερου χαλκόφιλου χαρακτήρα που έχουν (Campbell and Naldrett 1979, Campbell et al. 1983, Hamlyn and Keays 1986, Talkington and Watkinson 1986, Peach et al. 1990, 1994, Keays 1995).

Σύμφωνα με αυτό τον διαχωρισμό, η περιεκτικότητα σε PGEs και των δύο παραπάνω υποομάδων σε ένα μάγμα που προκύπτει από τον μανδύα θα εξαρτάται από τη σύσταση της αρχικής μανδυακής πηγής, τον βαθμό μερικής τήξης της και τις φυσικοχημικές συνθήκες που επικρατούν στο μανδύα (π.χ. T, P, fO_2 και fS_2). Η μερική τήξη του μανδυακού υλικού μπορεί να είναι ενός ή περισσότερων σταδίων και σε συνθήκες κορεσμού ή όχι σε S (Page and Talkington 1984, Barnes et al. 1985, Keays 1995). Σε περιπτώσεις χαμηλού βαθμού μερικής τήξης μανδυακού υλικού τα PPGEs διαλύονται σε μεγαλύτερο βαθμό από ότι τα IPGEs στο τήγμα, οπότε αυτό είναι περισσότερο εμπλουτισμένο σε PPGEs, ενώ το εναπομένον υπολλειμματικό μανδυακό πέτρωμα καθίσταται εμπλουτισμένο σε IPGEs. Αν θεωρήσουμε

πως η διαδικασία μερικής τήξης πραγματοποιείται σε μη εκχυμωμένο μανδουακό υλικό, τότε χαμηλός βαθμός μερικής τήξης (20%) θα δώσει υπολλειματικό λερζόλιθο εμπλουτισμένο σε IPGEs με το τήγμα που αποσπάται να είναι εμπλουτισμένο σε PPGEs ενώ, υψηλός βαθμός μερικής τήξης (20-25%) θα δώσει υπολλειματικό χαρτσβουργίτη εκχυμωμένο σε PPGEs με το τήγμα που αποσπάται να είναι εμπλουτισμένο σε IPGEs (Μπαντή 2002). Η ακόμα πιο υψηλού βαθμού τήξη (πάνω από 25%) μπορεί να δώσει μάγμα στο οποίο τα πλατινοειδή αν και αρκετά να είναι αραιωμένα (diluted) στο τήγμα (Prichard et al. 2008).

Συνήθως, οι χρωμιτίτες των οφειολίθων χαρακτηρίζονται από εμπλουτισμό σε IPGEs σε σχέση με τα PPGEs, πολλές φορές με αναλογία μεγαλύτερη του 100 (Prichard et al. 1986, Thalhammer et al., 1990, Leblanc 1991, Economou-Eliopoulos 1993, Ahmed and Arai 2002, Gervilla et al. 2005, Prichard et al. 2008). Τα IPGEs βρίσκονται συνήθως σε εγκλείσματα IPGMs στο χρωμίτη παρά υποκαθιστούν το Cr στη δομή του (Capobianco and Drake 1990, Nillson 1990, Puchtel and Humayun 2001, Righter et al. 2004) παρά το γεγονός ότι νεότερες πειραματικές έρευνες δεν αποκλείουν κάτι τέτοιο αφού, σύμφωνα με αυτές, τα Os, Ir, Ru και Rh μπορούν να υποκαταστατήσουν το Cr και τον Fe^{3+} στο πλέγμα του χρωμίτη (Capobianco and Drake 1990, Righter et al. 2004) ανάλογα με τη θερμοκρασία και την ενεργότητα οξυγόνου (Brenan et al. 2012).

Τα IPGMs είτε είναι πρώιμα αποχωριζόμενες φάσεις του τήγματος μαζί με τον χρωμίτη και τον ολιβίνη (Barnes and Naldrett 1987, Brenker et al. 2003) είτε αποτελούν ξενοκρυστάλλους που παγιδεύτηκαν στο χρωμιτιτικό τήγμα (Luguet et al. 2007, Shi et al. 2007). Εδώ πρέπει να σημειωθεί πως έχουν αναφερθεί και περιπτώσεις πολύ υψηλών συγκεντρώσεων Pt και Pd σε οφειολιθικούς χρωμιτίτες όπως του Shetland (Prichard et al. 1986) και από την περιοχή του Κορυδαλλού στην Πίνδο (Prichard et al. 2008, Kapsiotis 2013).

Γενικά, η γεωχημεία των PGEs+Au μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά της μανδουακής πηγής, το βαθμό μερικής τήξης, την πετρογένεση βασαλτικών μαγμάτων (κλασματική κρυστάλλωση-διαφοροποίηση) τις φυσικοχημικές συνθήκες fO_2 και fS_2 στα πρώιμα στάδια της κλασματικής κρυστάλλωσης και φυσικά για τη γένεση των χρωμιτιτών. Όπως όμως και με τα ιχνοστοιχεία, θα πρέπει χρησιμοποιούνται με προσοχή στις πετρογενετικές μελέτες αφού, μπορεί να έχει υπάρξει κινητοποίησή τους κατά τη διάρκεια δευτερογενών διεργασιών (Barnes et al. 1985, Crocket 1990, Angeli et al. 2001).

Στους ελληνικούς χρωμιτίτες, οι πρώτες έρευνες για PGEs+Au έγιναν από τους Agiorgitis and Wolf (1977, 1978) τόσο για τον Βούρινο, όσο και για άλλες περιοχές. Στο Βούρινο επίσης έρευνα για τα PGEs+Au έχουν πραγματοποιήσει οι Economou (1983, 1986),

Talkington and Watkinson (1986), Κωνσταντοπούλου (1990), Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos (1990, 1991), Economou-Eliopoulos (1993, 1996) και Καπιώτης (2008). Στην Όθρυ αναφέρονται οι Economou-Eliopoulos et al. (1997), στην Πίνδο οι Economou-Eliopoulos and Vacondios (1995), Tarkian et al. (1996), Al-Boghdady and Economou-Eliopoulos (2005), Kapsiotis et al. (2009, 2010) και Kapsiotis (2013), στην Τήνο και τα Γεράνια Κορινθίας ο Βακόνδιος (1997), στην Ροδόπη οι Magganis and Economou (1988), Economou-Eliopoulos and Zhelyaskova-Panayotova (1998), στην Έδεσσα η Μπαντή (2002), στην Χαλκιδική οι Μιχαηλίδης κ.ά. (2005) και στο Γαλακτό Βέροιας οι Tsoupras and Economou-Eliopoulos (2005, 2008). Στον Πίνακα 6.1 παρουσιάζεται η περιεκτικότητα σε PGEs+Au από τους οφειολιθικούς χρωμιτίτες του Ελλαδικού χώρου καθώς και από τους χονδρίτες C1 και C2. Για τις αναλύσεις που βρέθηκαν κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου ανάλυσης, χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές στο 50% του ορίου αυτού για την εξαγωγή αθροισμάτων και λόγων καθώς και για τα διαγράμματα προβολής των αναλύσεων.

Πίνακας 6.1. Μέση περιεκτικότητα (σε ppb) PGEs+Au χονδριτών και χρωμιτιτών από Ελληνικά οφειολιθικά κοιτάσματα.

ΠΕΡΙΟΧΗ	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	IPGE/PPGE
Έδεσσα ¹	26,5	36,5	79,1	7,4	3	2,6	4,8	10,93
Όθρυς ²	26,3	9,7	58	4,3	13,3	6,3	7	3,93
Πίνδος (πλούσιοι σε Cr) ³	67	85	192	21	33	5	5	5,83
Πίνδος (πλούσιοι σε Al) ³	24	13	24	4	14	15	8	1,85
Τρόδος Κύπρου ⁴	39	21	122	5	13	12	4	6,07
Τρόδος Κύπρου ⁵	18	11,5	43,3	3,2	3,2	3	-	7,74
Χονδρίτης C1 ⁶	514	540	690	200	1020	545	-	0,99
Χονδρίτης C2 ⁷	700	500	1000	200	1500	1200	700	0,76
Ξερολίβαδο Βούρινου ⁸	29	31	56	15	3,5	1,2	2,2	5,89
Ξερολίβαδο Βούρινου ⁹	20	19,9	57	4,6	2,5	1	0,25	11,96
Νότιος Βούρινος ⁸	30	18	52	9	10,4	3,5	3	4,37
Αετοράχες Βούρινου ⁹	5	13,2	41	3,4	2,5	1	0,25	8,68
Ριζό Βούρινου ⁹	5	7,5	57	7,5	10	1	0,25	3,76
Κουρσούμια Βούρινου ⁹	5	10,5	171	10,5	2,5	1	0,25	13,32
Βοϊδόλακκος Βούρινου ⁹	20	16,2	115	5,77	2,5	21	0,25	4,11
Βοϊδόλακκος Βούρινου ⁸	23	16	75	11	5,5	6,1	3,4	5,04
Βόρειος Βούρινος ⁸	11	11	50	12	4,2	2,2	2,2	3,91

¹Μπαντή 2002

²Economou-Eliopoulos 1993

³Economou-Eliopoulos and Vacondios 1995

⁴Johan et al. 1982

⁵Prichard and Lord 1990

⁶Naldrett and Duke 1980

⁷McBryde 1972 (από Page et al. 1982)

⁸Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990

⁹Καπιώτης 2008

ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au

Για την παρούσα διατριβή δέκα (10) αντιπροσωπευτικά δείγματα χρωμιτίτη από το μεταλλείο Ξερολιβάδου αναλύθηκαν για PGEs+Au. Τα δείγματα επιλέχθηκαν κατά τέτοιο τρόπο ώστε να γίνει προσπάθεια εύρεσης τυχόν συστηματικής ομοιότητας ή διαφοροποίησης της περιεκτικότητας σε PGEs+Au είτε στο ίδιο χρωμιτικό σώμα (επιλέχθηκε το χρωμιτικό σώμα 4 του μεταλλείου) είτε μεταξύ διαφορετικών σωμάτων (3, 4, 5, 6 του Νοτίου Τομέα και 10 του Κεντρικού). Ταυτόχρονα αξιολογήθηκαν οι αναλύσεις PGEs+Au που βρέθηκαν στην βιβλιογραφία, τόσο για το μεταλλείο Ξερολιβάδου, όσο και για το Βούρινο γενικότερα.

Στον Πίνακα 6.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων της παρούσας διατριβής. Για τις αναλύσεις που βρέθηκαν κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου ανάλυσης, χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές στο 50% του ορίου αυτού για την εξαγωγή αθροισμάτων και λόγων καθώς και για τα διαγράμματα προβολής των αναλύσεων.

Η συνολική περιεκτικότητα PGEs+Au στους χρωμιτίτες του Βούρινου κυμαίνεται από:

- 21,2 έως 377,9 ppb στον Βόρειο Βούρινο (Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990, Καφιώτης 2008)
- 56,4 έως 153 ppb στον Νότιο Βούρινο (Konstantopoulou and Economou-Eliopoulos 1990, Καφιώτης 2008, παρούσα διατριβή)
- 72,5 έως 153 ppb στο μεταλλείο Ξερολιβάδου (παρούσα διατριβή)

Τα όρια μεταβολής (σε ppb) για κάθε ένα στοιχείο στο μεταλλείο Ξερολιβάδου είναι: Os=<1-29, Ir=18-31, Ru=36-120, Rh=<1-15, Pt=3,5-16, Pd=<1-82 και Au=<0,5-56.

Πίνακας 6.2. Περιεκτικότητα (σε ppb) PGEs+Au χρωμιτιτών από το κοίτασμα του Ξερολιβάδου.

ΔΕΙΓΜΑ	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	PPGE/ IPGE	Pd/ Ir	(Pt+Pd)/ (Os+Ir+Ru)	ΣPGE	ΣPGE+ Au
C3/717B	<1	23	36	<1	16	<1	58	0,29	0,02	0,28	76,5	134,50
C5/738	<1	18	37	<1	16	<1	35	0,31	0,03	0,30	72,5	107,50
C10/959	<1	18	36	<1	16	82	53	1,81	4,56	1,80	153,0	206,00
C4/738	<2	24,2	66	7,4	<5	2	<0,5	0,13	0,08	0,05	103,1	103,35
C6/741	<2	26,9	92	7,8	<5	2	<0,5	0,10	0,07	0,04	132,2	132,45
C4/800	<2	19,2	52	5,6	<5	2	<0,5	0,14	0,10	0,06	82,3	82,55
C4/717	<2	21,5	48	6,1	<5	2	<0,5	0,15	0,09	0,06	81,1	81,35
C3/739	<2	27,7	105	9,1	<5	2	<0,5	0,10	0,07	0,03	147,3	147,55
C4/765	<2	21,2	46	5,1	<5	2	<0,5	0,14	0,09	0,07	77,8	78,05
C4/692	<2	30,1	72	8	<5	2	<0,5	0,12	0,07	0,04	115,6	115,85

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιεκτικότητα σε Pd του δείγματος C10/959 της παρούσας διατριβής η οποία βρέθηκε να έχει τιμή 82 ppb, πολύ υψηλότερη από τις υπόλοιπες τιμές που έχουν μετρηθεί τόσο στο μεταλλείο Ξερολιβάδου όσο και σε χρωμιτίτες του Βούρινου. Από ορισμένους ερευνητές έχει διαπιστωθεί πως είναι δυνατό σε Αλπικού τύπου χρωμιτίτες να παρουσιάζονται αποκλίσεις από τις αναμενόμενες περιεκτικότητες όπως π.χ. χαμηλή συγκέντρωση σε Ir και εμπλουτισμός σε Pt και Pd (Bacuta et al. 1990, Bridges et al. 1993, Pedersen et al. 1993, Prichard and Lord 1993, Lord et al. 1994, Tarkian et al. 1996, Melcher et al. 1999, Angeli et al. 2001). Αυτές οι αποκλίσεις αποδίδονται σε αυξημένη παρουσία S ή σε προέλευση του χρωμίτη από πιο διαφοροποιημένο τήγμα. Στις περισσότερες περιπτώσεις ο εμπλουτισμός σε Pt και Pd αποδίδεται επίσης στην παρουσία δευτερογενών αρσενιδίων, θειοαρσενιδίων, αντιμονιδίων που δημιουργούνται κατά τη σερπεντινίωση και χλωριτίωση της ενδιάμεσης πυριτικής μάζας των χρωμιτιτών (Corrivaux and LaFlamme 1990, Yang and Seccombe 1993b, Lord et al. 1994) ή σε κινητοποίηση των PGE κατά την σερπεντινίωση (Orberger et al. 1987, Thalhammer and Stumpfl 1988, Prichard and Tarkian 1988, Thalhammer et al. 1990, McElduff and Stumpfl 1990, Nilson 1990, Leblanc and Fisher 1990, Tarkian et al. 1992, 1996, Graham et al. 1996) που συνοδεύεται από φαινόμενα εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη. Η απουσία πρωτογενών σουλφιδίων στο εν λόγω χρωμιτιτικό δείγμα και ο μεταλλουργικός του χαρακτήρας (υψηλός C_I# στο χρωμίτη) σε συνδυασμό με την έντονα σερπεντινιωμένη φύση του υποδηλώνουν ότι ο εμπλουτισμός του σε Pd μπορεί να αποδοθεί σε κινητοποίηση του και επανασυγκέντρωσή του. Ειδικά το Pd, κινητοποιείται εύκολα από τα πλούσια σε πτητικά συστατικά υδροθερμικά διαλύματα (Fleet and Wu 1995) και μπορεί να εισέρχεται εύκολα στη δομή των σουλφιδίων που δημιουργούνται κατά την σερπεντινίωση (Uysal et al. 2005). Λόγω της μεμονωμένης περίπτωσης του εμπλουτισμού αυτού του δείγματος σε Pd, αυτό θα παραλείπεται από το σχολιασμό των λόγων και των διαγραμμάτων που θα ακολουθήσει.

Όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν έχουν υψηλότερη συγκέντρωση Ru σε σχέση με (Ir+Os). Ο λόγος Pd/Ir εκφράζει το βαθμό διαφοροποίησης του μάγματος (Barnes et al. 1985) και στο μεταλλείο Ξερολιβάδου κυμαίνεται από 0,02 έως 0,05 και η χαμηλή τιμή δηλώνει περιορισμένη τάση κλασματοποίησης. Υψηλές τιμές του λόγου βρέθηκαν στο μεταλλείο Βοϊδόλακκου (0,38-1,45), το βορειότερο μεταλλείο του Βούρινου για το οποίο παρουσιάζονται αναλύσεις. Τιμές >1 αντιστοιχούν σε πιο εξελιγμένα μάγματα και άρα σε χρωμιτίτες που περιέχουν σε υψηλότερη αναλογία PPGes (Barnes et al. 1985, Zhou et al. 1998). Η μοναδική τιμή >1 στο μεταλλείο Βοϊδόλακκου, αποδόθηκε από τον Κασιώτη (2008) σε μεταγματικές διαδικασίες που μετέβαλαν τις πραγματικές συγκεντρώσεις PPGes και ιδιαίτερα του Pd. Η

εξήγηση αυτή ενισχύεται από το γεγονός πως δεν έχει αναφερθεί κανένα πρωτογενές ορυκτό του Pd στους συγκεκριμένους χρωμιτίτες (Garutti and Zaccarini 1997, Grammatikopoulos et al. 2011).

Ο λόγος (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru) στο μεταλλείο Ξερολιβάδου (εκτός του δείγματος C10/959 που αναφέρθηκε παραπάνω) κυμαίνεται από 0,02 έως 0,30, ενώ σε όλο τον Βούρινο από 0,02 έως 0,36. Η χαμηλή τιμή του είναι χαρακτηριστικό των οφειολιθικού-τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη όπου δίνονται οι τιμές 0,02 έως 0,50 (Economou-Eliopoulos 1993, Μπαντή 2002).

Ο παρόμοιος λόγος PPGE/IPGE στο μεταλλείο Ξερολιβάδου (εκτός του δείγματος C10/959 που αναφέρθηκε παραπάνω) κυμαίνεται από 0,06 έως 0,31, ενώ στο Βούρινο από 0,06 έως 0,36. Θεωρείται σημαντικός λόγος διαφοροποίησης του μάγματος (Melcher et al. 1999). Τιμές αυτού του λόγου <1 θεωρούνται τυπικές για χρωμιτίτες οφειολιθικού-τύπου (Melcher et al. 1999, Uysal et al. 2007) και πιστοποιούν πως οι χρωμιτίτες του Βούρινου προέρχονται από ελάχιστα εξελιγμένα μάγματα.

Για την περαιτέρω μελέτη των περιεκτικοτήτων σε PGE στο μεταλλείο Ξερολιβάδου και του Βούρινου δημιουργήθηκαν κανονικοποιημένα ως προς χονδρίτη PGE γραφήματα. Στα Αλπικού τύπου κοιτάσματα χρωμίτη, τα γραφήματα αυτά παρουσιάζουν εμπλουτισμό σε IPGEs και χαμηλές συγκεντρώσεις σε Pt και Pd, γεγονός που υποδηλώνει τον υψηλό βαθμό τήξης του μανδύα που απαιτείται για το σχηματισμό του μάγματος από το οποίο κρυσταλλώθηκαν οι υπό μελέτη χρωμιτίτες. Οι κανονικοποιημένες τιμές PGEs ως προς τον χονδρίτη C1 των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου, των χρωμιτιτών του υπόλοιπου Βούρινου και Ελληνικών χρωμιτιτών παρουσιάζονται στα Σχήματα 6.1, 6.2 και 6.3 αντίστοιχα.

Σε όλα τα διαγράμματα οι χρωμιτίτες του Ξερολιβάδου και του υπόλοιπου Βούρινου παρουσιάζονται εκπλυμένοι ως προς τον χονδρίτη C1 σε όλα τα PGEs. Παρουσιάζεται ταυτόχρονα μια γενικά αρνητική κλίση από τα IPGEs προς τα PPGEs (αρνητική κλίση Ru-Rh-Pt-Pd), δηλαδή μια μεγαλύτερη έκπλυση σε Pt και Pd από ότι σε Ir και Ru. Ο σχετικός εμπλουτισμός στα 2 τελευταία στοιχεία θα μπορούσε να ερμηνευτεί με την παρουσία εγκλεισμάτων ορυκτών IPGMs στο χρωμίτη και ειδικά τα μέγιστα του Ru από την ύπαρξη πλούσιου σε Ir λαουρίτη (Augé 1987, Garuti and Zaccarini 1997, Κασιώτης 2008, Grammatikopoulos et al. 2011) του οποίου η παρουσία στο Ξερολίβαδο έχει αναφερθεί από τους Κασιώτη (2008) και Grammatikopoulos et al. (2011).

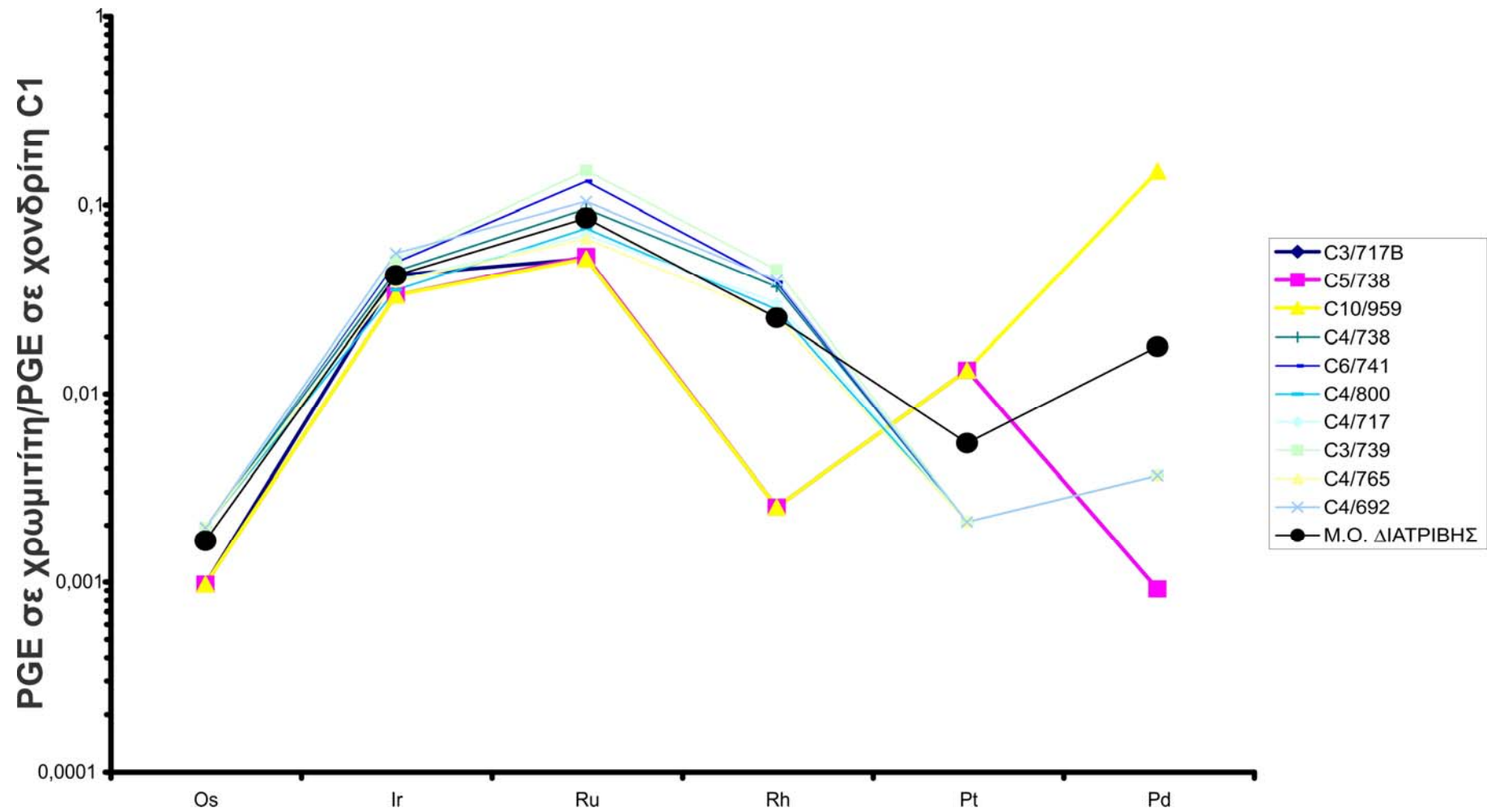
Η ορυκτολογία των PGM έχει μελετηθεί στο μεταλλείο Ξερολιβάδου από τον Κασιώτη (2008), ο οποίος εκτός από την παρουσία λαουρίτη, αναφέρει την παρουσία κραμάτων Ir-Os, θειοαρσενιδίων, ιραρσίτη, ερλισμανίτη, δευτερογενών Ru-φάσεων και πλούσιων σε PGE σουλφιδίων βασικών μετάλλων.

Συγκρίνοντας το μέσο όρο των τιμών κανονικοποίησης του Βούρινου με τις τιμές άλλων Ελληνικών χρωμιτιτών (Σχ. 6.3) η εικόνα είναι παρόμοια με μόνη εξαίρεση τους πλούσιους σε Al χρωμιτίτες της Πίνδου οι οποίοι παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα αλλά με μικρότερες κλίσεις στο γράφημά τους. Όπως και στο Βούρινο, έτσι και στα υπόλοιπα ελληνικά Αλπικού-τύπου κοιτάσματα χρωμίτη, εμφανίζεται εικόνα μεγαλύτερης έκπλυσης σε Pt και Pd.

Οι υψηλές συγκεντρώσεις σε IPGE και χαμηλές συγκεντρώσεις σε PPGE καθώς και οι χαμηλές τιμές των διαφόρων λόγων διαφοροποίησης $(Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)$ σε συνδυασμό με τις υψηλές τιμές του λόγου Cr # των χρωμιτιτών στο μεταλλείο Ξερολιβάδου και στο Βούρινο γενικότερα δηλώνουν ότι το μανδυακό υλικό με μερική τήξη του οποίου δημιουργήθηκε το μητρικό μάγμα τους ήταν εκχυμωμένο σε Pt και Pd και φτωχό σε S.

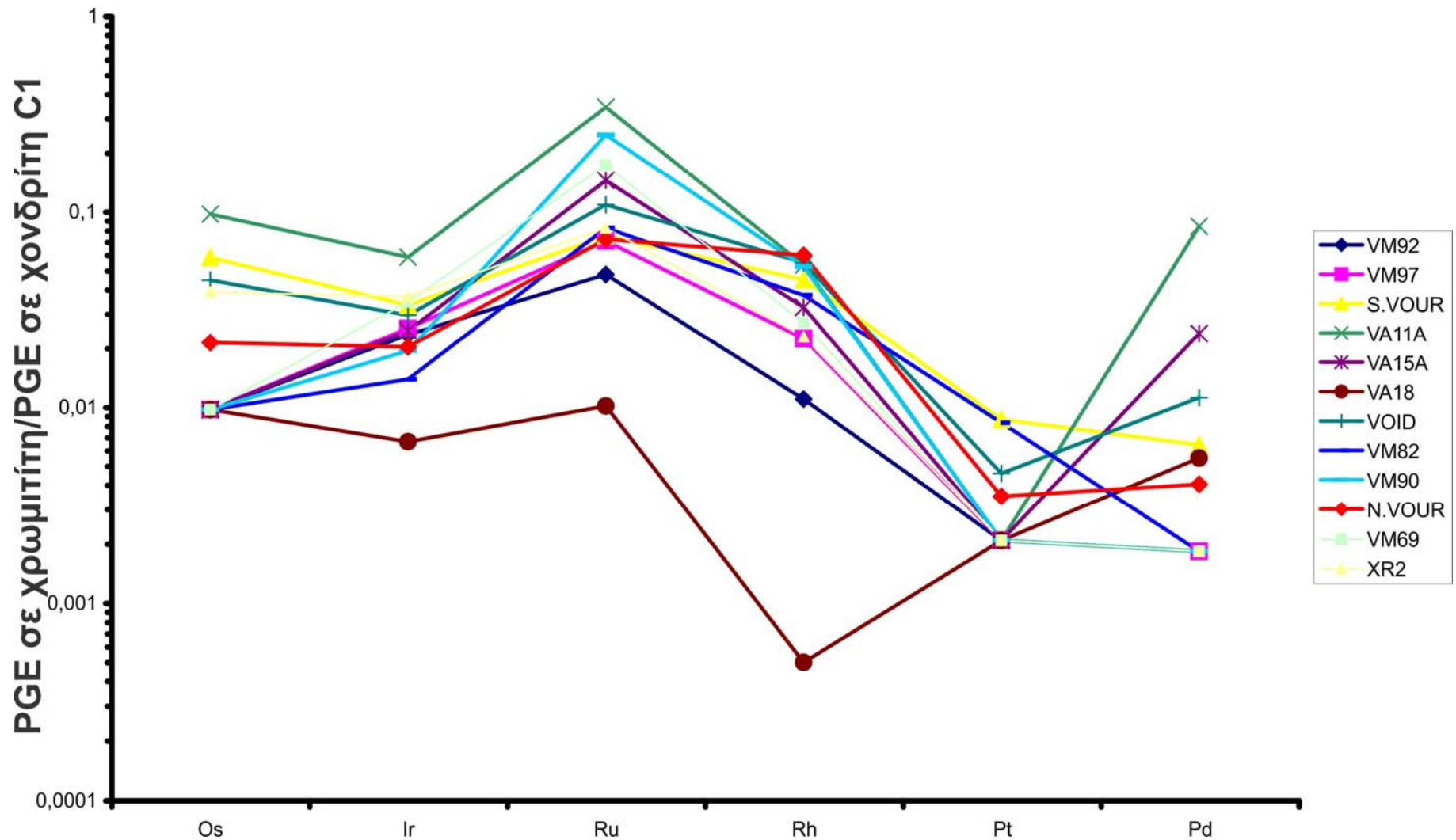
Ο Au εμφανίζεται να έχει σχετικά υψηλές περιεκτικότητες σε 3 δείγματα της παρούσας εργασίας σε σχέση με την βιβλιογραφία. Γενικά έχει μία μη ομοιογενή κατανομή και διαφορετικές τάσεις από το Pd λόγω της κινητικότητας που μπορεί να αποκτήσει λόγω παρουσίας αλογονιδίων ή θειόφιλων στοιχείων (π.χ. As, Sb, Se, Te; Μπαντή 2002).

ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au



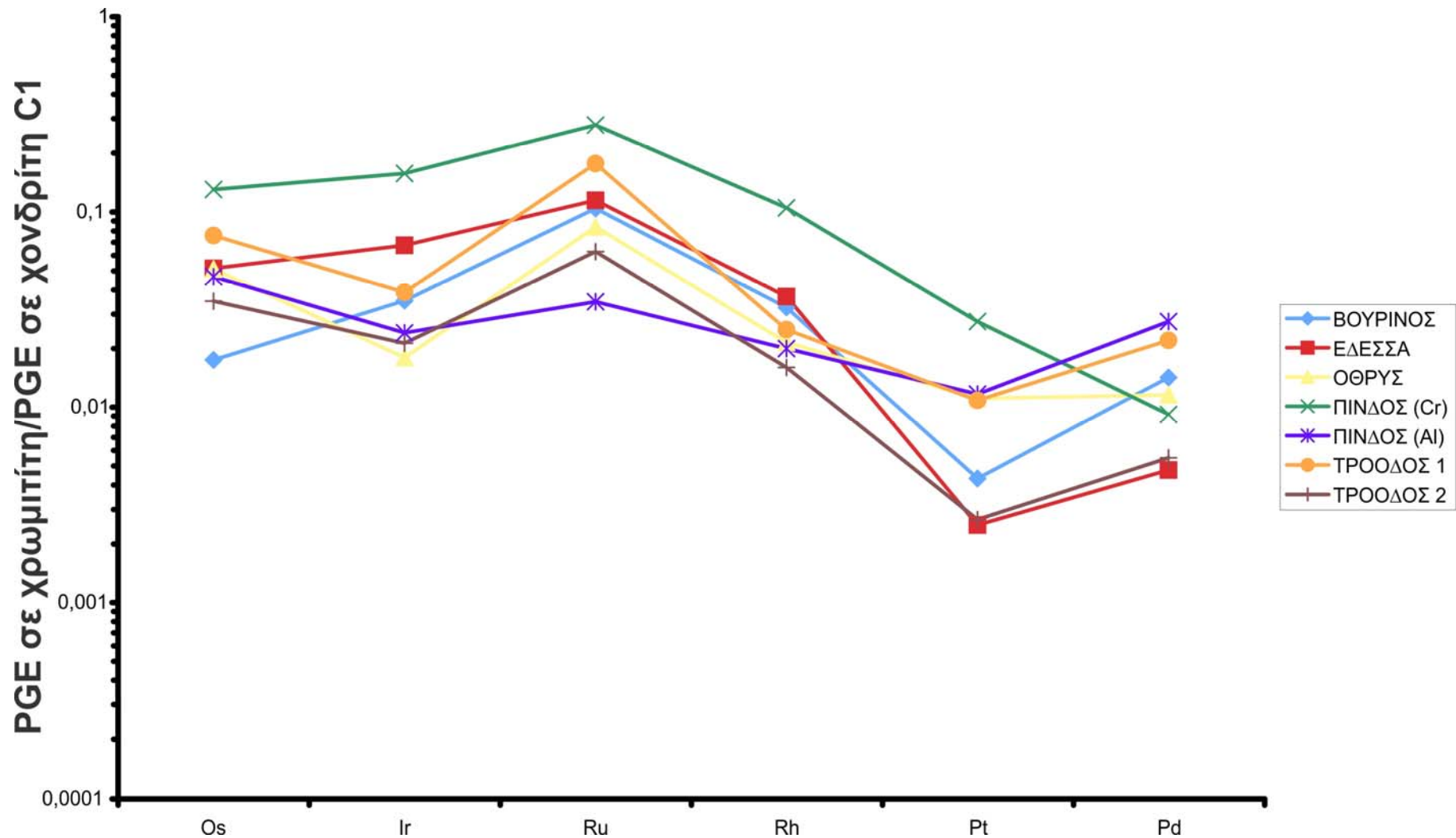
Σχήμα 6.1. Κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη C1 διαγράμματα των PGEs των χρωμιτιτών του μεταλλείου Ξερολίβαδου.

ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au



Σχήμα 6.2. Κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη C1 διαγράμματα των PGEs των χρωμιτιτών του υπόλοιπου Βούρινου (δεδομένα από Konstantopoulou and Economidou-Eliopoulos 1990 και Κασιώτης 2008).

ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE+Au



Σχήμα 6.3. Κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη C1 διαγράμματα των PGEs Ελληνικών χρωμιτιτών. Το διάγραμμα του Βούρινου αντιστοιχεί στις μέσες τιμές των Πινάκων 6.1 και 6.2.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται αρχικά σε συντομία το θεωρητικό υπόβαθρο που έχει θεμελιωθεί στη διεθνή βιβλιογραφία και αφορά στην ταξινόμηση και την περιγραφή των κοιτασμάτων χρωμίτη, στη γενετική σύνδεση οφειολιθικών περιδοτιτών-χρωμιτών, στο χημισμό του χρωμίτη και στο γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης κοιτασμάτων χρωμίτη, στο μοντέλο γένεσης χρωμιτιτών και στους μηχανισμούς έναρξης κρυστάλλωσης χρωμίτη (βλ. Παράγραφοι 7.1 έως 7.6).

Στην τελευταία παράγραφο (7.7) παρουσιάζεται η σύνθεση των αποτελεσμάτων της έρευνας της παρούσας διατριβής που αφορούν τη γένεση του κοιτάσματος Ξερολιβάδου με σκοπό την ερμηνεία της γένεσης.

7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα κοιτάσματα χρωμίτη παγκοσμίως εντοπίζονται: 1) σε στρωματόμορφες διεισδύσεις και 2) σε διάφορα τμήματα οφειολιθικών συμπλεγμάτων που συναντώνται ευρύτατα σε αλπικού τύπου ορογενετικές ζώνες Παλαιοζωικής και Μεσοζωικής ηλικίας.

Οι χρωμιτίτες των οφειολιθικών συμπλεγμάτων φιλοξενούνται συνήθως στη μανδουακή ενότητα των οφειολίθων, ενώ σπανιότερα εμφανίζονται σε (κυρίως υπερβασικά) μέλη της σωρευτικής ακολουθίας. Οι οφειολιθικοί χρωμιτίτες αποτελούν την πιο ευδιάκριτη και χαρακτηριστική περίπτωση δημιουργίας και κλασματοποίησης μάγματος στο μανδύα (Green and Ringwood 1967, Irvine and Findlay 1972, Menzies and Allen 1974, Dick and Bullen 1984, Μπαντή 2002). Για τα κοιτάσματα αυτά χρησιμοποιούνται διάφοροι περιγραφικοί όροι όπως «αλπικοί» (Thayer 1970, Irvine and Findlay 1972, Dick and Bullen 1984) ή απλά «οφειολιθικοί» χρωμιτίτες.

Σύμφωνα με πολλούς ερευνητές, ο κυριότερος μηχανισμός γένεσης ενός κοιτάσματος χρωμίτη έχει να κάνει με τα αρχικά στάδια κλασματικής διαφοροποίησης ενός μαφικού/υπερμαφικού τήγματος εντός ενός ή περισσοτέρων μαγματικών θαλάμων στο κατώτερο τμήμα του φλοιού (Irvine 1967, 1977a, 1982, Thayer 1964, 1970, Dickey 1975, Greenbaum 1977). Ο συγκεκριμένος μηχανισμός μπορεί να εξηγήσει ικανοποιητικά τη γένεση χρωμιτικών κοιτασμάτων στα σωρευτικά μέλη μιας οφειολιθικής ακολουθίας αλλά δε μπορεί να ερμηνεύσει την παρουσία των λοβόμορφων (θυλακοειδών) χρωμιτιτών εντός της

τεκτονοποιημένης μανδυακής ενότητας. Η ισχυρή και πολυ-επεισοδιακής φύσης παραμόρφωση που χαρακτηρίζει τον λιθοσφαιρικό μανδύα καθιστά ιδιαίτερα σπάνια την διατήρηση των μαγματικών εκείνων δομικών και ιστολογικών χαρακτηριστικών (Cassard et al. 1981), τα οποία θα μπορούσαν να διευκολύνουν την αποσαφήνιση του τρόπου γένεσής τους. Μάλιστα, η διαφορετική καταγωγή του χρωμίτη των κοιτασμάτων από τον επουσιώδη χρωμίτη των ξενιστών περιδοτιτών αποδεικνύεται από την αρκετά διαφορετική χημική τους σύσταση. Αρκετοί ερευνητές, βασιζόμενοι κυρίως στο δομικό χαρακτήρα των χρωμιτικών σωμάτων, θεωρούν πως ο σχηματισμός τους έπεται εκείνου των φιλοξενούντων τα κοιτάσματα περιδοτιτών (Leblanc and Ceuleneer 1992, Zhou et al. 1994, 1996).

7.2 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗΣ ΚΑΙ ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ

Μια πλειάδα συστημάτων ταξινόμησης έχουν προταθεί μέχρι σήμερα για τους οφειολιθικούς χρωμιτίτες. Τα συστήματα αυτά στηρίζονται στη χρήση διαφορετικών γεωλογικών και συστασιακών κριτηρίων κάθε φορά. Συνοπτικά αναφέρονται τα παρακάτω:

- Με βάση τη μορφολογία τους. Μπορούν να απαντούν ως μικρών διαστάσεων θύλακες (podiform), φακοί (lenses), φλέβες (dykes), στρώματα (layers/bands) ή ακόμη και ως αναστομούμενα δίκτυα χορδών (strings).
- Με βάση την σχέση τους ως προς τη δομή (structural fabric) των περιδοτιτών που τους φιλοξενούν οι Cassard et al. (1981) κατέταξαν τους οφειολιθικούς χρωμιτίτες σε τρεις κατηγορίες: i) ασύμφωνους (discordant) όταν διατέμνουν τη δομική συνέχεια των περιδοτιτών, ii) σύμφωνους (concordant) όταν παραλληλίζονται με τα μανδυακά δομικά χαρακτηριστικά των ξενιστών τους, και iii) παρασύμφωνους (subcordant) όταν βρίσκονται σε μια ενδιάμεση δομική κατάσταση μεταξύ των δύο που περιγράφηκαν προηγουμένως.
- Με βάση τον χημισμό των χρωμιτικών τους κρυστάλλων τους οι οφειολιθικοί χρωμιτίτες διακρίνονται σε υψηλού-Cr ($Cr\# > 0,6$) και σε υψηλού-Al ($Cr\# < 0,6$) (Leblanc and Violette 1983, Hock et al. 1986, Nicolas and Azri 1991).

Πρόσφατα, οι Gonzalez-Jimenez et al. (2014) πρότειναν μια πιο ενιαία αντιμετώπιση όσον αφορά την κατάταξη των κοιτασμάτων χρωμίτη στους οφειόλιθους, κατηγοριοποιώντας τα ως εξής:

- **Χρωμιτίτες Τύπου I.** Αποτελεί τον πιο κοινό τύπο κοιτάσματος και βρίσκεται στα περισσότερα οφειολιθικά στρώματα. Εμφανίζεται σε διάφορες μορφές όπως:

λοβοειδής (pods), κανάλια (conduits), κονδυλώδης (pencils), λογχοειδής (lanceolate), φυλλώδης (leaf), σωληνοειδής (tubular), φλεβοειδής (veins), ταφρώδης (dikes), ακανόνιστες (irregular), πλακώδης ή ταινιώδης (schlieren) κ.ά. Αυτά τα χρωμικά σώματα μπορεί να είναι σύμφωνα ή ασύμφωνα ως προς τους περιδοτίτες που τα φιλοξενούν. Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η υψηλότερη περιεκτικότητά τους σε IPGEs (Os, Ir, Ru) σε σχέση με την περιεκτικότητά τους σε PPGEs (Rh, Pt, Pd), ανεξάρτητα από την περιεκτικότητά του κάθε PGE ξεχωριστά (η οποία συνήθως κυμαίνεται σε σχέση με αυτή του χονδρίτη C1 σε τιμές από 0,001 έως 1). Οι χρωμίτες του εν λόγω τύπου χρωμιτών έχουν ευρεία (και σχεδόν συνεχή) μεταβολή Cr# και μικρή σχετικά μεταβολή στο Mg#. Μπορούν να είναι είτε υψηλού-Cr είτε υψηλού-Al. Οι χρωμίτες υψηλού-Cr ($Cr\# > 0,6$) βρίσκονται εντός της μανδουακής ενότητας και οι υψηλού Al ($Cr\# < 0,6$) στην μεταβατική ζώνη (Moho) μεταξύ μανδύα-φλοιού. Επιπρόσθετα, υψηλού-Cr και υψηλού-Al χρωμίτες μπορούν να συνυπάρχουν στον ίδιο μανδουακό ορίζοντα όπως για παράδειγμα σε οφειόλιθους της Νέας Καληδονίας (Leblanc 1995) και της Κόστα Ρίκα (Zaccarini et al. 2011).

- **Χρωμίτες Τύπου II.** Διακρίνονται από τους χρωμίτες τύπου I από τον εμπλουτισμό τους σε PPGEs σε σχέση με τα IPGEs. Σε γενικές γραμμές οι περιεκτικότητές τους σε PGEs είναι υψηλότερες από αυτές του τύπου I. Σχηματίζουν λοβούς ή συχνότερα στρώματα τα οποία εκτείνονται σε σημαντικές αποστάσεις και είναι σύμφωνα και μερικές φορές εναλλασσόμενα με τα πετρώματα που τα φιλοξενούν στην μεταβατική ζώνη Moho και τον κατώτερο φλοιό. Μερικοί χρωμίτες τύπου II εμφανίζονται ως ακανόνιστα σώματα φιλοξενούμενα (ασύμφωνα ή όχι) σε σωρειτικούς δουνίτες. Η κατηγορία αυτή μπορεί να υποδιαιρεθεί σε δύο υποκατηγορίες με βάση τον χημισμό του χρωμίτη:
 - Τύπος IIA. Σε αυτήν την υποκατηγορία ανήκουν όσα κοιτάσματα έχουν τάση Cr# προς Mg# που υπερτίθεται επί των συστασιακών πεδίων των χρωμιτών τύπου I (μεγάλο εύρος μεταβολής Cr# και μικρό Mg#).
 - Τύπος IIB. Οι χρωμίτες σε αυτά τα κοιτάσματα έχουν μικρότερο εύρος μεταβολής σε Cr# αλλά μεγαλύτερο σε Mg# και οι συστάσεις τους υπερτίθενται επί των πεδίων σύστασης των χρωμιτών από στρωματόμορφες βασικές διεισδύσεις (Irvine 1967, Leblanc and Nicolas 1992, Barnes and Roeder 2001).

7.3 ΓΕΝΕΤΙΚΗ ΣΥΝΔΕΣΗ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΠΕΡΙΔΟΤΙΤΩΝ-ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ

Σύμφωνα με τους Leblanc and Nicolas (1992) οι οφειόλιθοι που χαρακτηρίζονται από επικράτηση λερζολίθου στις μανδουακές ενότητες τους δεν έχουν υψηλές πιθανότητες να φιλοξενούν χρωμιτίτες. Αντίθετα, τα οφειολιθικά συμπλέγματα που έχουν χαρτσβουργιτικού τύπου μανδουακές ενότητες μπορούν να φιλοξενούν σημαντικά χρωμιτικά κοιτάσματα. Αυτό συμβαίνει διότι ο μεγαλύτερος βαθμός τήξης που έχει υποστεί ο χαρτσβουργίτης διαμορφώνει ένα ευνοϊκό περιβάλλον συνθηκών που επιτρέπουν την παραγωγή τηγμάτων εμπλουτισμένων σε Cr. Το μοντέλο αυτό θεωρεί πως όλοι οι οφειόλιθοι δημιουργούνται σε περιβάλλοντα ώριμης διάνοιξης (μεσοωκεάνιες ράχες) και πως το χρωμιτιτικό μάγμα παράγεται από τήξη του μανδύα. Έτσι, η γένεση των χρωμιτιτών είναι συνέπεια αλλαγών στην θερμοκρασία (T) και την ενεργότητα του οξυγόνου (fO_2) οι οποίες συμβαίνουν κάτω από το κέντρο διάνοιξης, στην περιοχή μετάβασης μανδύα-φλοιού (Nicolas and Azzi 1991).

Ο Arai (1997) μελέτησε τα πετρολογικά χαρακτηριστικά των λερζολιθικού τύπου (LOT) και χαρτσβουργιτικού τύπου (HOT) οφειολίθων και κατέληξε στο συμπέρασμα πως τα μεγαλύτερα χρωμιτιτικά σώματα φιλοξενούνται σε χαρτσβουργίτες με επουσιώδη χρωμίτη με τιμές Cr# μεταξύ 0,4 και 0,7. Αντίθετα, λερζόλιθοι με χρωμιτικούς κρυστάλλους με τιμές Cr# <0,3 και χαρτσβουργίτες με τιμές Cr# στους επουσιώδεις χρωμιτικούς κόκκους >0,7 σπάνια περιέχουν χρωμιτίτες και μάλιστα αν περιέχουν, θα είναι μικρού μεγέθους. Ταυτόχρονα, βασιζόμενος στην πρόταση των Zhou et al. (1994, 1996) για την αλληλεπίδραση μανδύα/τήγματος και την ακόλουθη μίξη των τηγμάτων, συμπέρανε πως η τήξη των πυροξένων είναι το κλειδί για τον σχηματισμό των χρωμιτιτών και πως το ευνοϊκό περιβάλλον για τον σχηματισμό μεγάλων κοιτασμάτων χρωμίτη είναι η μανδουακή σφήνα (mantle wedge) κάτω από νησιωτικά τόξα, το οποίο αποτελείται κυρίως από χαρτσβουργίτες με χρωμίτες με τιμή Cr#=0,4-0,6 και ορθοπυρόξενο με υψηλό άθροισμα $Cr_2O_3 + Al_2O_3$.

Σύμφωνα με τους Gonzalez-Jimenez et al. (2014), οι μανδουακοί περιδοτίτες πάνω από ζώνες υποβύθισης (supra-subduction zones, SSZ) είναι οι κυριότεροι ξενιστές οφειολιθικών κοιτασμάτων χρωμίτη. Οι χρωμιτίτες εμφανίζονται κυρίως σε οφειόλιθους που έχουν εξελιχθεί από ένα περιβάλλον ώριμης διάνοιξης σε ένα περιβάλλον οπισθοτόξειας λεκάνης (back-arc basin) ή –συνηθέστερα- σε ένα περιβάλλον εμπροσθοτόξειας λεκάνης (fore-arc basin).

7.4 ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ

Η σύσταση της μανδουακής ενότητας των οφειολίθων μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με το γεωτεκτονικό περιβάλλον προέλευσής τους. Τα πετρολογικά χαρακτηριστικά μιας μανδουακής σειράς παίζουν σημαντικό ρόλο στη γνώση της προέλευσης της (Dick and Bullen 1984, Bonatti and Michael 1989) αλλά έχουν συνδυαστεί και με την παρουσία ή την απουσία μεταλλοφορίας χρωμίτη εντός αυτής (Pearce et al. 1984, Roberts 1988).

Η σύσταση του μάγματος καθορίζεται τόσο από το βαθμό μερικής τήξης όσο και από το είδος του μανδουακού περιδοτίτη (χαρτσβουργίτης ή λερζόλιθος), τη σύστασή του (βαθμός έκπλυσης) και άρα από το βάθος στο οποίο γίνεται. Η σύσταση του μητρικού βασαλτικού μάγματος φαίνεται να είναι ο σημαντικότερος παράγοντας που καθορίζει τη χημική σύσταση του χρωμίτη αν και μικρές μεταβολές σύστασης μπορεί να αντανakλούν διαφορές σε θερμοδυναμικές παραμέτρους όπως η θερμοκρασία, η ολική πίεση (P_T) και η μερική πίεση του οξυγόνου (fO_2) (Irvine 1967, Hill and Roeder 1974, Dick and Bullen 1984, Roeder and Reynolds 1991, Arai 1992a, Μπαντή 2002).

Ο χρωμίτης είναι ένα από τα πρώτα ορυκτά που αποβάλλονται κατά τη διεργασία της κλασματικής κρυστάλλωσης ενός βασαλτικού μάγματος. Για το λόγο αυτό η χημική του σύσταση, είτε ως επουσιώδες ορυκτό, είτε ως βασικό ορυκτολογικό συστατικό κοιτάσματος (ανεξάρτητα από γενετική κατηγορία) χρησιμοποιήθηκε από πολλούς ερευνητές ως πετρογενετικό εργαλείο που παρέχει χρήσιμες πληροφορίες σχετικά με τη σύσταση του μητρικού μάγματος (parental melt) και επιπλέον, παρέχει πληροφορίες για τις συνθήκες θερμοκρασίας και για την fO_2 κατά τη διεργασία της κρυστάλλωσης. (Irvine 1967, 1977a, Pearce et al. 1984, Roeder and Reynolds 1991, Arai 1992a, Arai 1997, Zhou and Robinson 1997, Arai and Matsukage 1998, Barnes and Roeder 2001, Kamenetsky et al. 2001, Pagé and Barnes 2009, Kapsiotis 2013, Grieco et al. 2014)

Τα κύρια συστατικά του χρωμίτη συμπεριφέρονται πολύ διαφορετικά κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης ή της κλασματικής κρυστάλλωσης: τα Cr και Mg παραμένουν στο στερεό υπόλειμμα και το Al εισέρχεται στο τήγμα (Jaques and Green 1980, Barnes et al. 1985, Paktung and Cabri 1995, Μπαντή 2002).

Το Cr είναι δύστηκτο στοιχείο για αυτό και απαιτούνται ιδιαίτερα υψηλοί βαθμοί μανδουακής τήξης προκειμένου να εισέλθει Cr στο τήγμα που προκύπτει (Jacques and Green

1980) και άρα ο βαθμός μερικής τήξης θα πρέπει να αντανakλάται στις τιμές Cr# του επουσιώδους χρωμίτη των περιδοτιτών και το αντίθετο (Μπαντή 2002).

Επιπλέον, η συμμετοχή των Mg και Fe^{2+} στο χρωμίτη και τα συμπαρομαρτούντα πυριτικά ορυκτά ή το τήγμα εξαρτώνται στενά από τη θερμοκρασία ενώ ο λόγος Fe^{2+}/Fe^{3+} είναι πολύ ευαίσθητος στις όποιες μεταβολές της fO_2 (Dick and Bullen 1984). Το αποτέλεσμα της διαφορετικής συμπεριφοράς των Al, Cr κατά τη μερική τήξη αποτυπώνεται στο χημισμό των χρωμιτών, αλλά και το είδος του πετρώματος ξενιστή. Έτσι, υψηλού-Cr χρωμίτες σχετίζονται με μάγματα που προέκυψαν με υψηλό βαθμό μερικής τήξης και συνδέονται με εκπλυμένους μανδουακούς περιδοτίτες (π.χ. δουνίτες-χαρτσβουργίτες). Αντίθετα, υψηλού-Al χρωμίτες σχετίζονται με μάγματα που προέκυψαν με μικρότερο βαθμό μερικής τήξης (Leblanc and Violette 1983, Hock et al. 1986, Arai 1992b)

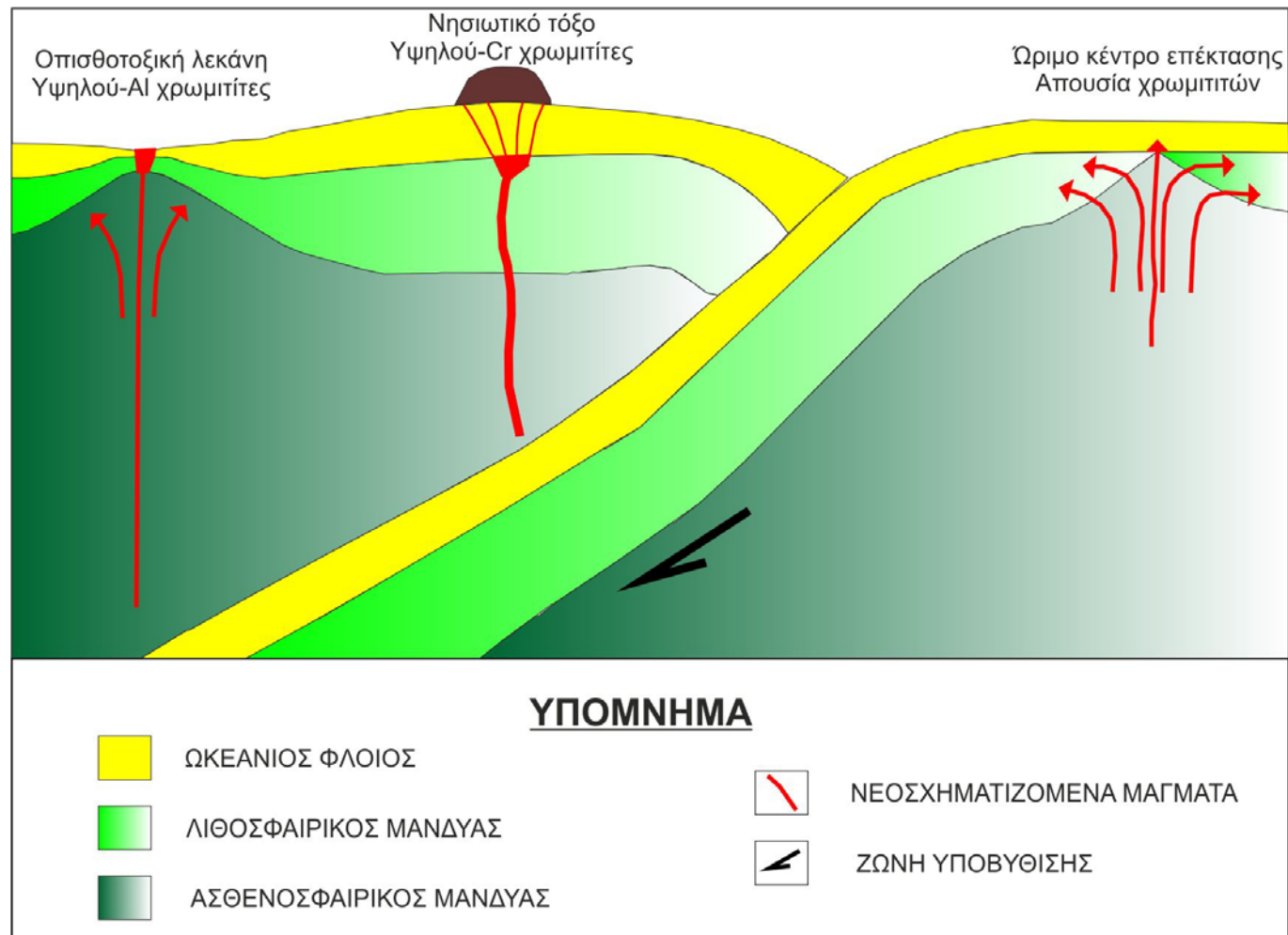
Θα πρέπει όμως να τονιστεί ότι η χημεία του χρωμίτη μπορεί να επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από την εξισορρόπηση/ιοντοανταλλαγή με τα πυριτικά ορυκτά στο μεταμαγματικό στάδιο (Irvine 1967, Augé 1987, Christodoulou and Michailidis 1990, Peltonen 1995, Filippidis 1997a) με συνηθέστερο γεγονός την ανταλλαγή $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ μεταξύ ολιβίνη-χρωμίτη και πυροξένου-χρωμίτη, που προκαλεί αύξηση στο λόγο $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ στο χρωμίτη (Irvine 1965, 1967, Roeder and Reynolds 1991). Ακόμη και οι τιμές Cr# και $Fe^{3+}\#$ στο χρωμίτη μπορεί σε μερικές περιπτώσεις να επηρεαστούν από χημική επανεξισορρόπηση (Wilson 1982, Hatton and von Gruenewaldt 1985).

Σύμφωνα με τους Zhou and Robinson (1997) η παρουσία οφειολιθικών κοιτασμάτων χρωμίτη μπορεί να σχετίζονται με σχηματισμό σε δύο περιβάλλοντα (Σχήμα 7.4.1):

- α) νησιωτικά τόξα (υψηλότερος βαθμός τήξης λόγω μεγαλύτερης ποσότητας ρευστών και δημιουργία υψηλού-Cr χρωμίτη) και
- β) «ανώριμα» κέντρα επέκτασης όπως είναι οι οπισθοτόξιες λεκάνες (μικρότερος βαθμός τήξης λόγω μικρότερης ποσότητας ρευστών). Ο μικρότερος βαθμός τήξης δίνει μάγματα από τα οποία αποβάλλονται πλούσιοι σε Al χρωμίτες.

Ένα τέτοιο περιβάλλον SSZ έχει προταθεί από πολλούς ερευνητές για τη γένεση των οφειολιθικών συμπλεγμάτων της Κύπρου (Miyashiro 1973a, Robinson et al. 1983) και του Βούρινου (Beccaluva et al. 1984, Economou et al. 1999).

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ



Σχήμα 7.4.1. Σχηματικό διάγραμμα της σχέσης μεταξύ γεωτεκτονικού περιβάλλοντος και γένεσης λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη. Σε νησιωτικά τόξα ή οπισθοτόξεις λεκάνες τα νεοσχηματιζόμενα μάγματα αντιδρούν με παλαιούς μανδυακούς περιδοτίτες προς δημιουργία υψηλού-Cr και υψηλού-Al χρωμιτιτών αντίστοιχα. Σε ώριμα κέντρα επέκτασης, τα νεοσχηματιζόμενα μάγματα είναι σε ισορροπία με τους περιδοτίτες της νέας λιθόσφαιρας και δε δημιουργούνται κοιτάσματα χρωμιτών σύμφωνα με τους Zhou and Robinson (1997) (τροποποιημένο από Μπαντή 2002).

7.5 ΜΟΝΤΕΛΟ ΓΕΝΕΣΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΩΝ

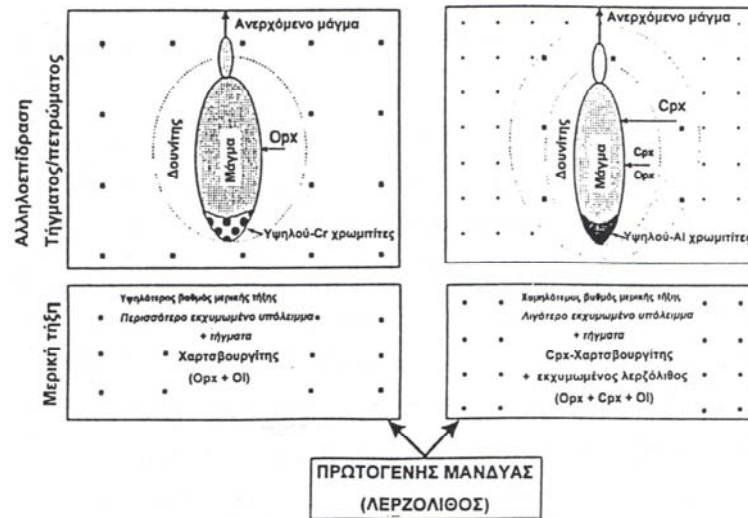
Σχετικά με τη γένεση των οφειολιθικών χρωμιτιτών έχουν διατυπωθεί διάφορα μοντέλα (π.χ. Moores and Vine 1971, Dickey 1975, Greenbaum 1977, Cassard et al. 1981, Lago et al. 1982 Zhou and Bai 1992), τα οποία όμως εμφανίζουν αδυνατούν να εξηγήσουν πλήρως όλες τις πτυχές σχηματισμού τους (Μπαντή 2002).

Ένα ολοκληρωμένο μοντέλο γένεσης οφειολιθικών χρωμιτιτών προτάθηκε από τους Zhou and Robinson (1997) και Zhou et al. (1994, 1996) προκειμένου να εξηγηθεί η παρουσία τόσο των υψηλού-Cr όσο και των υψηλού-Al χρωμιτιτών στους μανδουακούς περιδοτίτες. Ο προτεινόμενος γενετικός μηχανισμός στηρίζεται στην αλληλοεπίδραση μεταξύ τήγματος και ανώτερου μανδύα (melt-rock interaction, Σχ. 7.5.1) και τα κυριότερα σημεία του είναι τα εξής:

1. Το μάγμα που προκύπτει από μερική τήξη μιας μανδουακής πηγής που βρίσκεται σε μεγάλο βάθος ανέρχεται συνεχώς και τελικά αντιδρά λόγω θερμοδυναμικής ασυμβατότητας (ανισορροπίας-disequilibrium) με τον χαρτσβουργίτη των ανώτερων τμημάτων του μανδύα.
2. Κατά την αντίδραση αυτή το μάγμα, λόγω του ακόρεστου χαρακτήρα του σε SiO_2 , προσβάλλει τους χαρτσβουργιτικούς ορθοπυροξένους με αποτέλεσμα ο χαρτσβουργίτης να μετατρέπεται προοδευτικά σε υπολειμματικό δουνίτη.
3. Το σχετικά υψηλής περιεκτικότητας σε SiO_2 τήγμα αναμειγνύεται με την επόμενη εισροή ακόρεστου σε Si τήγματος από τον υποκείμενο μανδύα με αποτέλεσμα η κρυστάλλωση να οδηγηθεί στο πεδίο σταθερότητας του χρωμίτη.
4. Στην περίπτωση χαμηλότερου βαθμού μερικής τήξης (π.χ. κλινοπυροξενούχου χαρτσβουργίτη ή εκχυμωμένου λερζόλιθου) το ανερχόμενο μάγμα αντιδρά και πάλι με το περιβάλλον πέτρωμα. Ο τύπος του μάγματος που διεισδύει (μπονινιτικό, βασαλτικό) καθορίζει τον χημισμό των σχηματιζόμενων χρωμιτιτικών σωμάτων.

Οι χρωμίτες των θυλακοειδών χρωμιτιτών παρουσιάζουν ένα μεγάλο εύρος διακύμανσης στη σύσταση των χρωμιτικών τους κρυστάλλων και κυρίως στον Cr# των τελευταίων. Αυτό οφείλεται στο διαφορετικό βαθμό μερικής τήξης αλλά και τη σύσταση της μανδουακής πηγής (π.χ., βαθμός γονιμότητας/εκχύμωσης) από την οποία θα προέλθει το υβριδικό τήγμα από το οποίο αποβάλλεται ο χρωμίτης. Με βάση αυτή τη θεώρηση υπάρχει το ενδεχόμενο κάποιο από τους υψηλού-Al χρωμιτίτες, οι οποίοι προέρχονται από τήγματα που σχηματίστηκαν από χαμηλότερου βαθμού μερική τήξη μιας πιο γόνιμης μανδουακής πηγής, να φιλοξενούνται σε τυπικό χαρτσβουργίτη παρά σε δουνίτη, κάτι που έχει αναφερθεί στη

βιβλιογραφία (Leblanc and Violette 1983, Hock et al. 1986, Leblanc and Timagoult 1989, Gervilla and Leblanc 1990).



Σχήμα 7.5.1. Σχηματικό μοντέλο ερμηνείας του τρόπου σχηματισμού πλουσίων σε Cr (αριστερά) και πλουσίων σε Al (δεξιά) χρωμιτικών κοιτασμάτων με τη διεργασία της αλληλεπίδρασης τήγματος-πετρώματος στον άνω μανδύα σύμφωνα με Zhou et al. (1994) (από Μπαντή 2002).

7.6 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΝΑΡΞΗΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ

Η ποσότητα του Cr που περιέχεται σε ένα βασαλτικό μάγμα είναι γενικά μικρή, οπότε και η ποσότητα χρωμίτη που μπορεί να σχηματιστεί πριν την κρυστάλλωση των πυριτικών ορυκτών είναι αντίστοιχα μικρή (Murck and Campbell 1986, Roeder and Reynolds 1991, Campbell and Murck 1993). Η κρυστάλλωση χρωμίτη από ένα τέτοιο μάγμα μπορεί να εξηγήσει τον επουσιώδη διάσπαρτο χρωμίτη του δουνίτη, ωστόσο η γένεση των χρωμιτιτών απαιτεί μια διαφορετική προσέγγιση: η υπόθεση της συγκέντρωσης των κρυστάλλων του χρωμίτη με τη διεργασία του βαρυτικού διαχωρισμού είναι αποδεκτή και επιβεβαιώνεται με τη χαρακτηριστική σωρευτική υφή που παρουσιάζουν οι οφειολιθικοί χρωμιτίτες. Εκείνο όμως που πρέπει να εξηγηθεί είναι τι ακριβώς προκαλεί την έναρξη αποβολής του χρωμίτη από ένα βασαλτικό μάγμα και πως εξηγείται η δημιουργία μόνο-ορυκτολογικών χρωμιτικών σωμάτων. Για το σκοπό αυτό, έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί, οι οποίοι συνοπτικά είναι οι ακόλουθοι (Μπαντή 2002):

1. Μεταβολές στην fO_2 (Irvine 1967, Ulmer 1969, Thayer 1964, 1970, Hill and Roeder 1974, Fisk and Bence 1980, Johan et al. 1982, Wilson 1982, Rivalenti et al. 1981, Murck and Campbell 1986, Stowe 1987).

2. Ελάττωση της ολικής πίεσης (P_T) (Cameron 1980, Fisk and Bence 1980, Jacques and Green 1980, Dick and Bullen 1984, Aue 1987).

3. Ανάμειξη (ή μόλυνση) τηγμάτων και υπερκορεσμός σε Cr (Dickey and Yoder 1972, Muan 1975 Irvine 1977b, 1980). Το μοντέλο αυτό επίσης επιβεβαιώθηκε από πειράματα τήξης πολλών ερευνητών (Sharpe and Irvine 1983, Irvine and Sharpe 1986, Murck and Campbell 1986, Roeder and Reynolds 1991, Campbell and Murck 1993).

4. Αφομοίωση πετρωμάτων περιθωρίου.

5. Μαζική κρυστάλλωση χρωμίτη από το ένυδρο κλάσμα ενός βασικού μάγματος (Matveev and Ballhaus 2002).

6. Αλληλεπίδραση τήγματος/πετρώματος.

Με βάση αυτόν το μηχανισμό των Zhou et al. (1994), το ανερχόμενο πρωτογενές βασάλτικό μάγμα που δημιουργείται από τη μερική τήξη του άνω μανδύα αντιδρά με τον περιδοτικό ξενιστή και διαλύει τους πυροξένους (κλινο- και κυρίως ορθο-) αφήνοντας ως υπόλειμμα δουνίτη. Η διάλυση του ορθοπυροξένου δημιουργεί ένα τήγμα με μικρότερο λόγο Mg/Si. Αυτό έχει ως συνέπεια να προκύπτει δευτερογενές τήγμα, σχετικά εμπλουτισμένο σε SiO_2 και Al_2O_3 και «αποπτωχευμένο» σε MgO (Kelemen et al. 1992, Arai and Abe 1995). Ο χρωμίτης αρχίζει να αποβάλλεται από το υβριδικό τήγμα που προκύπτει από την ανάμειξη του ανερχόμενου πρωτογενούς μάγματος με το δευτερογενές που προέκυψε από τη διάσπαση του ορθοπυροξένου. Ο βαθμός αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος είναι καθοριστικής σημασίας για την ποσότητα χρωμίτη που μπορεί να αποβληθεί. Η κρυστάλλωση τώρα οδηγείται εντός του πεδίου του χρωμίτη, ακολουθώντας τη γραμμή A-X (Σχ. 7.6.1). Η αποβολή χρωμίτη και συγκέντρωση του οδηγεί στη δημιουργία σώματος χρωμίτη, ενώ το τήγμα επανέρχεται πίσω στη συντηκτική γραμμή ολιβίνη-χρωμίτη (Y). Κάθε φορά που νέο πρωτογενές μάγμα (A) ανέρχεται και αναμειγνύεται με το προηγούμενο, που έχει κλασματοποιηθεί (Y), θα δημιουργείται ένα νέο κατά μήκος της γραμμής ανάμειξης (B), που και αυτό θα βρίσκεται εντός του πεδίου του χρωμίτη.

Αυτή η αντίδραση τήγματος/πετρώματος είναι τοπικό φαινόμενο και μια σταδιακή διεργασία, που μπορεί να δίνει ένα εύρος συστάσεων στο τήγμα που προκύπτει. Όταν επέλθει ισορροπία μεταξύ τήγματος/πετρώματος και σταματήσει η αντίδραση, τότε ολιβίνης και χρωμίτης αποβάλλονται «συντηκτικά», δίνοντας διάσπαρτο τύπο μεταλλεύματος.

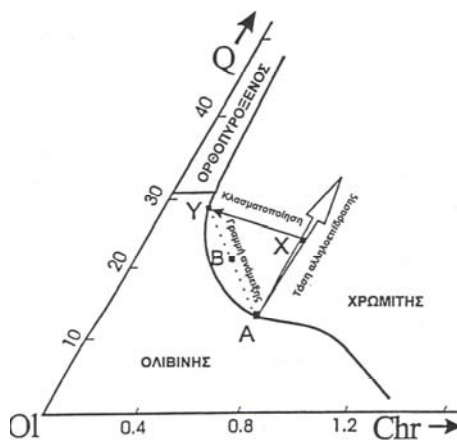
Ως προϋποθέσεις για τη δημιουργία χρωμιτίτη στο μοντέλο αυτό δέχονται τις εξής:

- Να μη βρίσκονται σε ισορροπία τα πρωτογενή τήγματα με τον περιδοτικό ώστε να μπορούν να αλληλοεπιδράσουν. Αυτό μπορεί να συμβεί όταν τα πρωτογενή τήγματα έχουν διαφορετική προέλευση από τον περιδοτικό (Robinson et al. 1983).

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ

- Ο βαθμός αλληλεπίδρασης να είναι έντονος. Αυτό συμβαίνει σε μικρά μανδυακά βάθη, όπου το τήγμα στους θύλακες αρχίζει να «λιμνάζει» και έτσι του δίνεται μεγαλύτερος χρόνος αλληλεπίδρασης με το περιβάλλον του.
- Ο πυρόξενος του μανδυακού πετρώματος να έχει αρκετή ποσότητα Cr.
- Να υπάρξει καλή ανάμειξη του πρωτογενούς τήγματος με το εμπλουτισμένο σε Si και Cr δευτερογενές τήγμα από διάσπαση πυροξένου.

Με βάση λοιπόν τα παραπάνω, υπάρχει μια σύνθετη συνεπίδραση μεταξύ αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος, κλασματικής αποβολής χρωμίτη και νέας προσθήκης μάγματος, που οδηγεί σε πολλές διακυμάνσεις στη σύσταση του εκάστοτε τήγματος και ανάλογα στην αποβολή συμπαγούς ή διάσπαρτοι τύπου μεταλλεύματος.



Σχήμα 7.6.1. Διάγραμμα φάσεων στο σύστημα ολιβίνης (Ol)-χαλαζίας (Q)-χρωμίτης (Chr) (Irvine 1977b) για την ερμηνεία της γένεσης των λοβόμορφου κοιτασμάτων χρωμίτη (Zhou et al. 1994, από Μπαντή 2002).

7.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΞΕΡΟΛΙΒΑΔΟΥ

Το κοίτασμα χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου, παρουσιάζει σαφή χαρακτηριστικά γνωρίσματα τα οποία το κατατάσσουν ως πλούσιο σε Cr χρωμιτίτη π.χ. Thayer 1964, Lago et al. 1982, Nicolas 1989, Arai and Yurimoto 1994, Zhou et al. 1996) ή τύπου III (κατά Dick and Bullen 1984) ή τύπου I (κατά Gonzalez-Jimenez et al. 2014). Τα γνωρίσματα αυτά είναι τα εξής:

• ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Τα μεταλλοφόρα σώματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου περιβάλλονται από δουνιτικό «φάκελο» (dunitic envelope) και όλα μαζί εγκλείονται σε χαρτσβουργίτη-τεκτονίτη. Η γεωχημική σύσταση των πετρωμάτων που φιλοξενούν τα χρωμιτικά σώματα είναι χαρακτηριστική εκχυμωμένων ή υπολειμματικών περιδοτιτών (π.χ. Coleman 1977). Η μέση

τιμή $Cr\# \approx 0,79$ των επουσιοδών χρωμιτικών κρυστάλλων των σερπεντινιτών (βλ. Κεφ. 4) αντιστοιχούν σε τύπου III (κατά Dick and Bullen 1984) περιδοτίτες, που σχετίζονται με γεωτεκτονικά περιβάλλοντα γένεσης που σχετίζονται με νησιωτικά τόξα.

- **ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΧΡΩΜΙΤΟΦΟΡΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ**

Μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος σε μορφή λοβών όπως στο μεταλλείο Ξερολιβάδου και η ταινιωτή δομή αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη (βλ. Κεφ. 4) (π.χ. Lago et al. 1982, Leblanc and Ceuleneer 1992, Ahmed and Arai 2002, Matveev and Ballhaus 2002, Gonzalez-Jimenez et al. 2014).

- **ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ**

Από τις χημικές αναλύσεις των χρωμιτών (βλ. Κεφ. 4) προκύπτει πως:

- Η συνολική τιμή FeO σπάνια είναι μεγαλύτερη από 16%
- Οι τιμές $Fe^{3+}\#$ είναι τόσο χαμηλές όσο και σταθερές, δηλαδή ο λόγος οξείδωσης είναι χαμηλός και σταθερός
- Οι τιμές του λόγου Fe^{2+}/Mg είναι μικρές και με μικρή διακύμανση
- Οι τιμές TiO_2 είναι χαμηλές
- Οι χρωμίτες του Ξερολιβάδου είναι υψηλού-Cr ($Cr\#_{sp} > 0,6$) και βρίσκονται κάτω από την ασυνέχεια Moho, χαρακτηριστικό γνώρισμα των χρωμιτών τύπου I (κατά Gonzalez-Jimenez et al. 2014).

- **ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ**

-Η προβολή των μικροαναλύσεων των χρωμιτών των χρωμιτιτών στα αντίστοιχα διακριτικά διαγράμματα (βλ. Κεφ. 4) είναι σταθερά στα πεδία σύστασης των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων.

-Η σύγκριση του πεδίου σύστασης των χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου δείχνει ταύτιση με τα αντίστοιχα πεδία γνωστών λοβόμορφων κοιτασμάτων (βλ. Κεφ. 4).

- **ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE**

-Τα χαρακτηριστικά γραφήματα των PGEs και η σύγκρισή τους με εκείνα γνωστών λοβόμορφων κοιτασμάτων δείχνει σαφείς ομοιότητες (βλ. Κεφ. 6).

-Η υψηλότερη περιεκτικότητά σε IPGEs (Os, Ir, Ru) σε σχέση με την περιεκτικότητα σε PPGEs (Rh, Pt, Pd), ανεξάρτητα από την περιεκτικότητα του κάθε PGE ξεχωριστά

κατατάσσει τους χρωμίτες του Ξερολιβάδου στους χρωμιτίτες τύπου I (κατά Gonzalez-Jimenez et al. 2014).

Σύμφωνα με τα παραπάνω λοιπόν, το κοίτασμα Ξερολιβάδου είναι ένα τυπικό υψηλού-Cr Αλπικού τύπου κοίτασμα χρωμίτη. Η διατύπωση ενός γεωδυναμικού μοντέλου ερμηνείας της γένεσης των κοιτασμάτων χρωμίτη, πάντα αποτελεί αντικείμενο ερευνητικών συζητήσεων. Για την συμβολή στην διατύπωση ενός τέτοιου μοντέλου και στηριζόμενοι κυρίως στη γεωχημεία των πετρωμάτων του Βούρινου (βλ. Κεφ. 3), σε ότι αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του μάγματος που σχημάτισε τους χρωμιτίτες, προτείνεται πως αυτό ήταν ηφαιστειακού τόξου (IAT) σε περιβάλλον SSZ. Τα δεδομένα που συγκλίνουν προς αυτή την ερμηνεία είναι:

- Οι τιμές των ιχνοστοιχείων των μεταδιαβασικών πετρωμάτων αντιστοιχούν σε εκείνες βασαλτών ηφαιστειακού τόξου (VAB) από χαμηλού-K θολειτικό μάγμα.

- Οι προβολές των χημικών αναλύσεων των μεταδιαβασικών πετρωμάτων αντιστοιχούν σε γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού συστήματος περιθωριακής λεκάνης-νησιωτικού τόξου, όπου η αποκλίνουσα ζώνη διάνοιξης υπέρκειται καταδυόμενης λιθόσφαιρας (SSZ).

- Η σύσταση των χρωμιτών (βλ. Κεφ. 4) αποτελεί όπως έχει αναφερθεί, έναν αξιόπιστο πετρογενετικό δείκτη για το περιβάλλον σχηματισμού τους. Οι χρωμίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε Cr# (0,769-0,834), γεγονός που υποδηλώνει πως κρυσταλλώθηκαν από μάγμα που προέκυψε από υψηλού βαθμού μερική τήξη έντονα εκχυμωμένου μανδουακού υλικού. Οι συνθήκες αυτές δημιουργούνται μόνο σε συνθήκες κάτω από γεννώμενο ηφαιστειακό τόξο, λόγω προσφοράς ρευστών από την καταδυόμενη πλάκα και η σύσταση του χρωμίτη του μεταλλεύματος αντιστοιχεί στη σύσταση χρωμίτη από μπονινιτικού τύπου τήγμα (Dick and Bullen 1984, Pearce et al. 1984, Roberts 1988, Zhou et al. 1996, Zhou and Robinson 1997, Zhou et al. 1998, 2001, 2005, Ahmed et al. 2001, Ahmed and Arai 2002, Rollinson 2008).

- Οι υψηλότερες τιμές IPGEs σε σχέση με τα PPGEs (βλ. Κεφ. 6) υποδηλώνουν κρυστάλλωση από μη κορεσμένο σε S τήγμα (Naldrett and von Gruenewaldt 1989), το οποίο είναι γνώρισμα των μπονινιτικών τηγμάτων που δημιουργούνται από μανδουακή τήξη δεύτερου σταδίου (Sun and McDonough 1989).

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις, το γεωτεκτονικό μοντέλο των Zhou and Robinson (1997) (Σχ. 7.3.1) ανταποκρίνεται στην περίπτωση της ερμηνείας της γέννησης του κοιτάσματος χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Συνοψίζοντας, τα κύρια -απλοποιημένα- στάδια στα οποία θα μπορούσαμε να διακρίνουμε την ερμηνεία της γένεσης του μεταλλείου Ξερολιβάδου στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου, είναι τα εξής:

1. Πετρογένεση του υπολειμματικού χαρτσβουργίτη (ξενιστής) σε ένα ώριμο κέντρο επέκτασης (μεσοωκεάνεια ράχη) με μερική τήξη και αφαίρεση θολειτικού τήγματος (τύπου MORB μάγμα).
2. Με τη διαδικασία της ενδο-ωκεάνιας διάρρηξης τμήμα του ωκεάνιου πυθμένα αποκολλάται στο πλαίσιο ενός ευρύτερου συμπίεστικού καθεστώτος. Με την αποκόλληση αυτή ξεκινά η ενδο-ωκεάνια επώθηση των οφειολίθων του Βούρινου και αναπτύσσεται ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου πάνω από καταδυόμενη ζώνη (βλ. Σχ. 7.4.1).
3. Γένεση τήγματος/ων από υψηλού βαθμού μερική τήξη του ήδη εκχυμωμένου χαρτσβουργίτη από την προσφορά ρευστών από την καταδυόμενη πλάκα (subducting slab) στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα. Τα τήγματα αυτά μπορεί να είναι πολλαπλών σταδίων και να προκύπτουν από προοδευτική αύξηση της εκχύμωσης του μανδυακού υλικού (Robinson et al. 1983, Crawford et al. 1989).
4. Διαχωρισμός των τηγμάτων από την πηγή, άνοδος μέσω διαρρήξεων από διάταξη και δημιουργία συστήματος πολλαπλών μαγματικών θαλάμων (multiple magma chambers) (Lago et al. 1982). Σε αυτούς, κάτω από κατάλληλες συνθήκες, γίνεται η αποβολή του χρωμίτη ως αποτέλεσμα αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος (Zhou et al. 1994).
5. Άνοδος μέρους του μάγματος και γένεση των σωρευτικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων της οφειολιθικής ακολουθίας. Η κυκλοφορία του νερού προκαλεί μεταμόρφωση των βασικών πετρωμάτων, σερπεντινίωση των περιδοτιτών ξενιστών του κοιτάσματος και την εξαλλοίωση των χρωμιτών.
6. Η ηπειρωτική τοποθέτηση συνοδεύεται από φαινόμενα παραμόρφωσης και κατάκλασης των χρωμιτών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

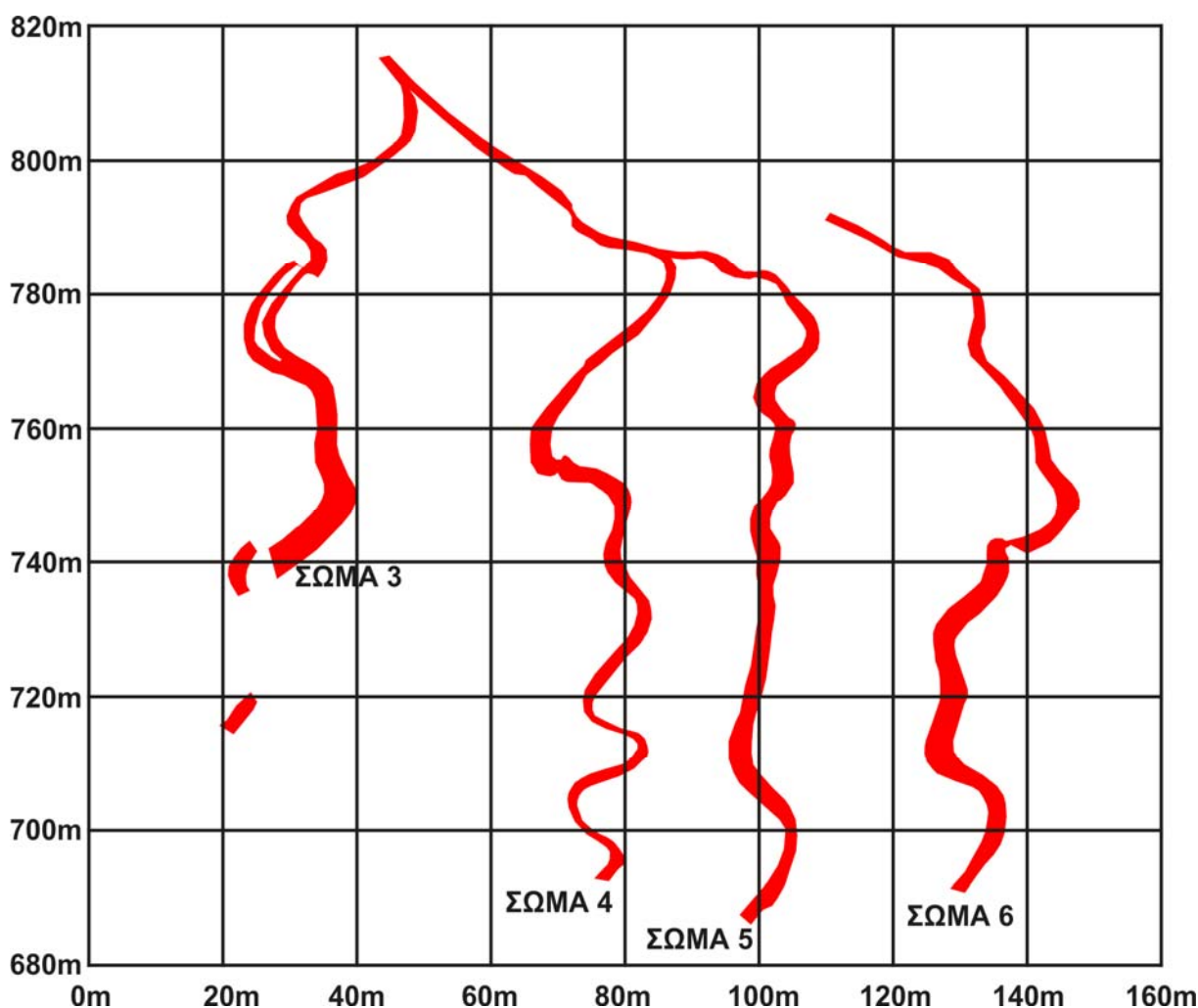
Στο παρόν κεφάλαιο επιχειρείται η εφαρμογή της δημιουργίας ισογεωχημικών χαρτών στην χαρτογραφημένη και αποτυπωμένη τομή +90 του μεταλλείου Ξερολιβάδου με σκοπό τη δημιουργία ενός κοιτασματολογικού «εργαλείου» έρευνας στην αναζήτηση μεταλλοφόρων σωμάτων λοβόμορφου χρωμίτη. Για τη δημιουργία των χαρτών χρησιμοποιήθηκαν οι ορυκτοχημικές αναλύσεις (Κεφ. 4) του διάσπαρτου χρωμίτη και του ολιβίνη των δειγμάτων που συλλέχθηκαν στην εγκάρσια τομή +90 (Σχ. 8.1), καθώς και τα αποτελέσματα της γεωθερμομετρίας-γεωβαρομετρίας (Κεφ. 5).

Για τη δημιουργία των ισογεωχημικών χαρτών χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό “Origin” από όπου επελέγησαν και παρήχθησαν τα γραφήματα “XYZ contour”. Στις λίγες περιπτώσεις όπου έλειπε κάποια μέτρηση (π.χ. μη ύπαρξη μέτρησης ολιβίνη σε δείγμα λόγω πλήρους σερπεντινίωσης) στην αντίστοιχη θέση χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος των μετρήσεων των αντίστοιχων δειγμάτων. Για παράδειγμα, σε περίπτωση δείγματος εντελώς σερπεντινωμένου υπερβασικού πετρώματος -άρα απουσία ολιβίνη- το οποίο πάρθηκε ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων, χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος των μετρήσεων ολιβίνη που προέκυψε από τα υπόλοιπα δείγματα υπερβασικού πετρώματος ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων στα οποία υπήρχε ολιβίνη. Αντίστοιχη μεθοδολογία ακολουθήθηκε και για τα δείγματα υπερβασικού πετρώματος βρισκόμενα κοντά στα χρωμιτικά σώματα και για τα δείγματα των ταινιών σερπεντίνη των χρωμιτιτών.

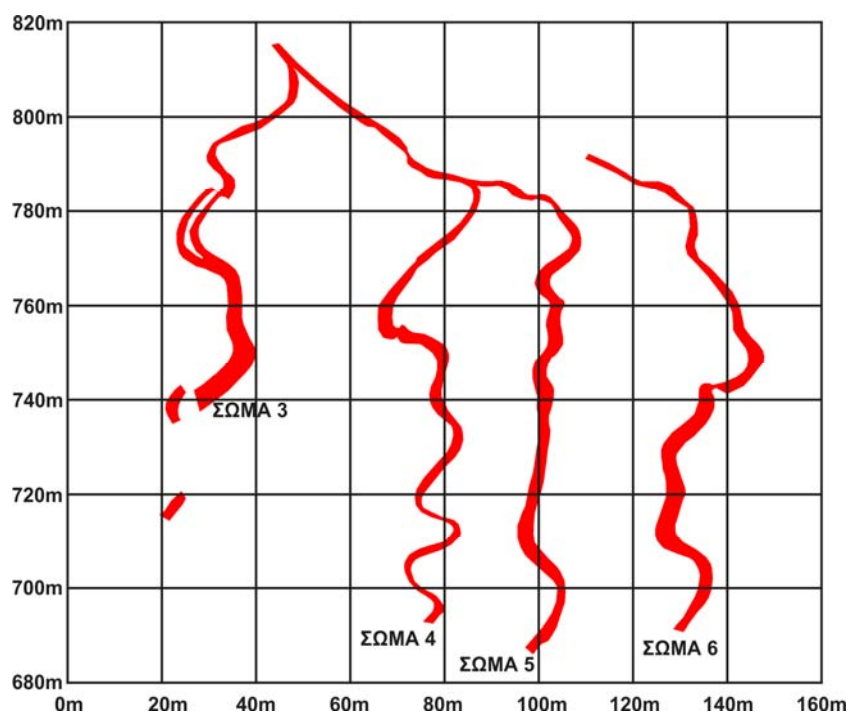
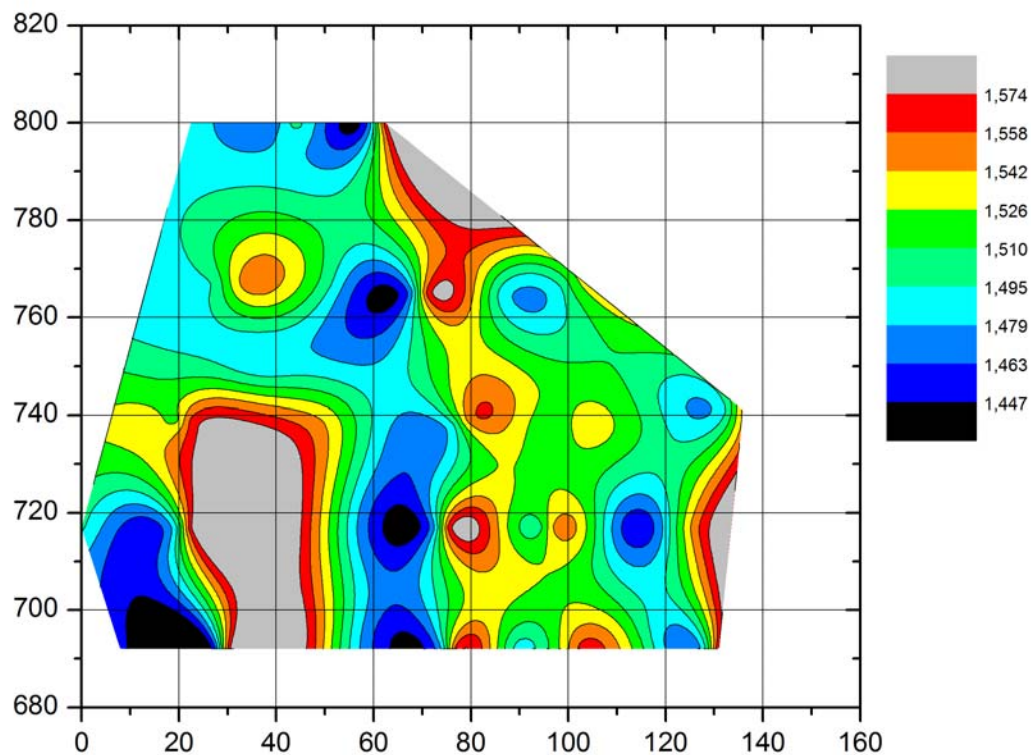
8.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ

Από την προβολή των αποτελεσμάτων των ορυκτοχημικών μετρήσεων των διάσπαρτων χρωμιτών στους ισογεωχημικούς χάρτες προέκυψαν τα εξής αποτελέσματα, τα οποία αποτυπώνουν στο χώρο και επιβεβαιώνουν τα αποτελέσματα της Ορυκτοχημείας (βλ. Κεφ. 3):

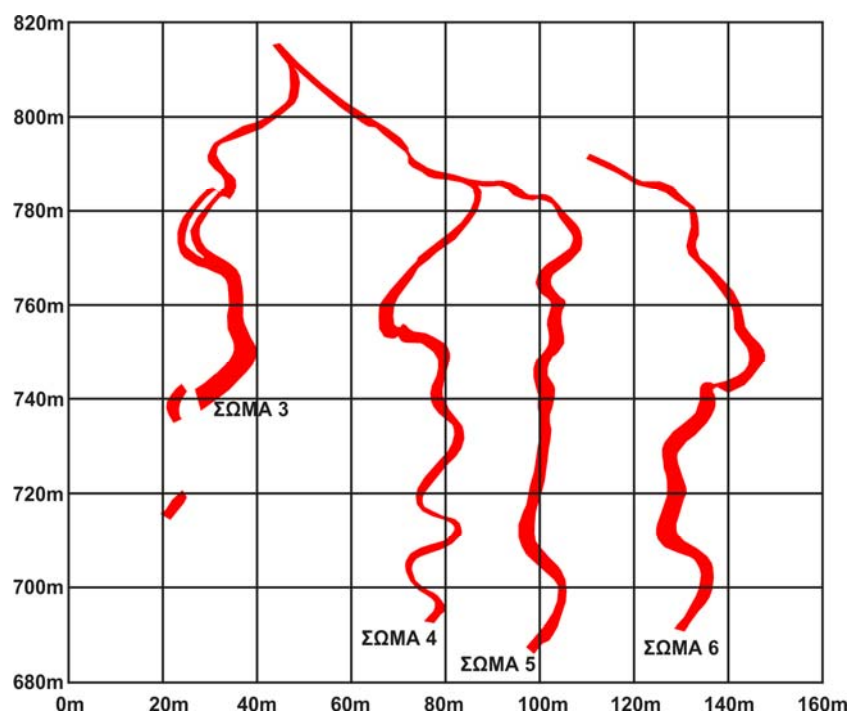
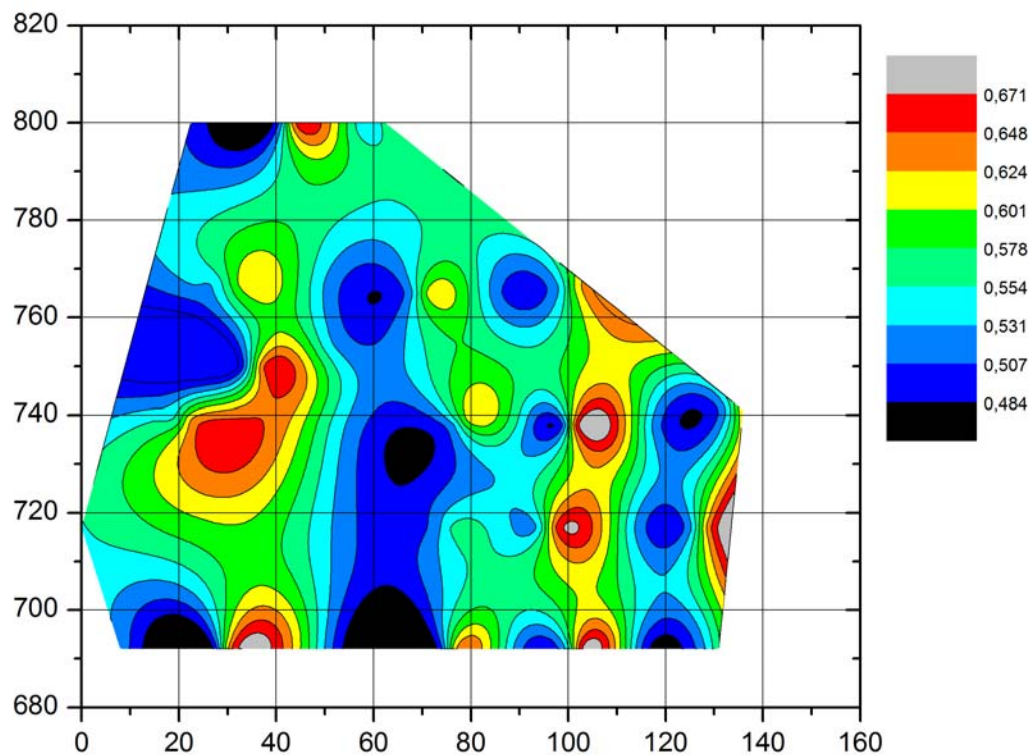
1. Ο αριθμός κατιόντων Cr και Mg, αυξάνεται στο διάσπαρτο χρωμίτη καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.1.1 και 8.1.2).
2. Ο αριθμός κατιόντων Al, V, Mn, Zn και Fe^{2+} μειώνεται στο διάσπαρτο χρωμίτη, καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.1.3 έως 8.1.7).
3. Σχετική τάση αύξησης καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα παρουσιάζουν ο αριθμός κατιόντων Fe^{3+} και ο αριθμός κατιόντων Ni (Σχ. 8.1.8 και 8.1.9).
4. Δεν παρουσιάζουν συγκεκριμένη διακύμανση ή τάση οι αριθμοί κατιόντων Ca, Si και Ti.



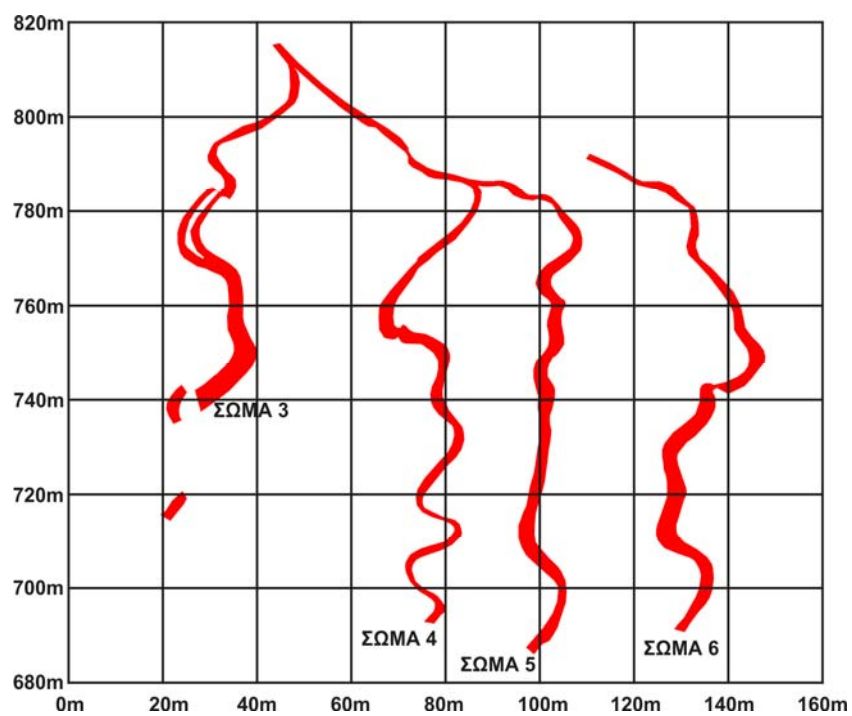
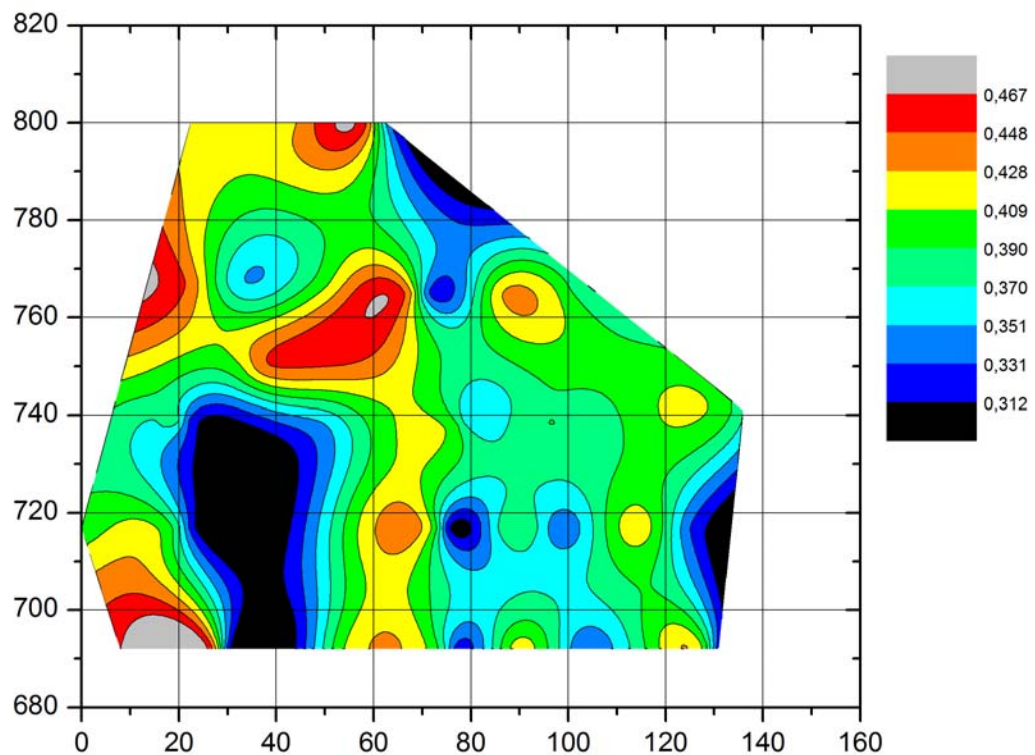
Σχήμα 8.1. Εγκάρσια τομή +90 όπου παρουσιάζονται τα χρωμιτικά σώματα (κόκκινο χρώμα) 3, 4, 5 και 6 του Κεντρικού Τομέα του μεταλλείου Ξερολίβαδου.



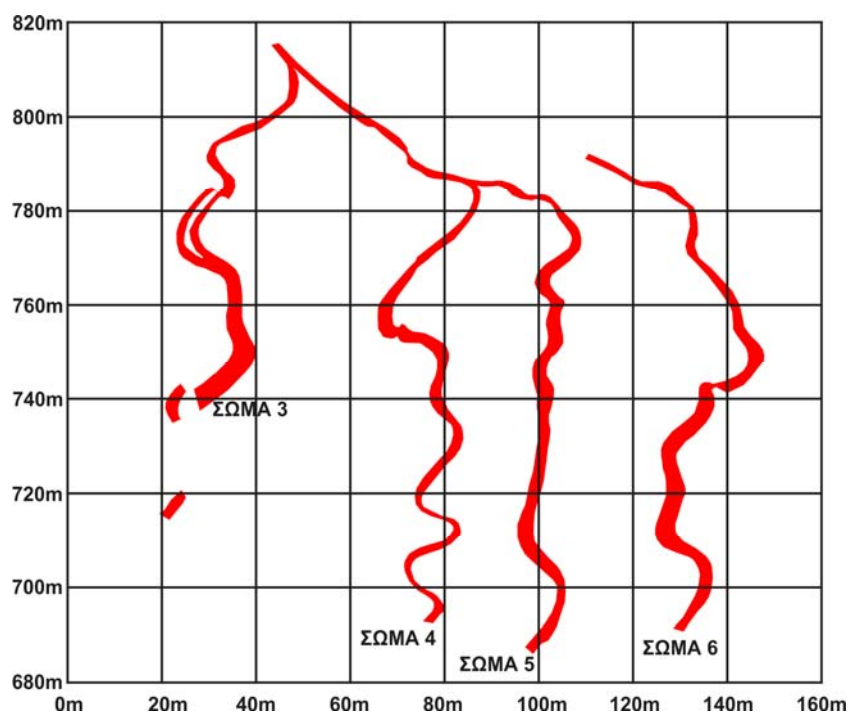
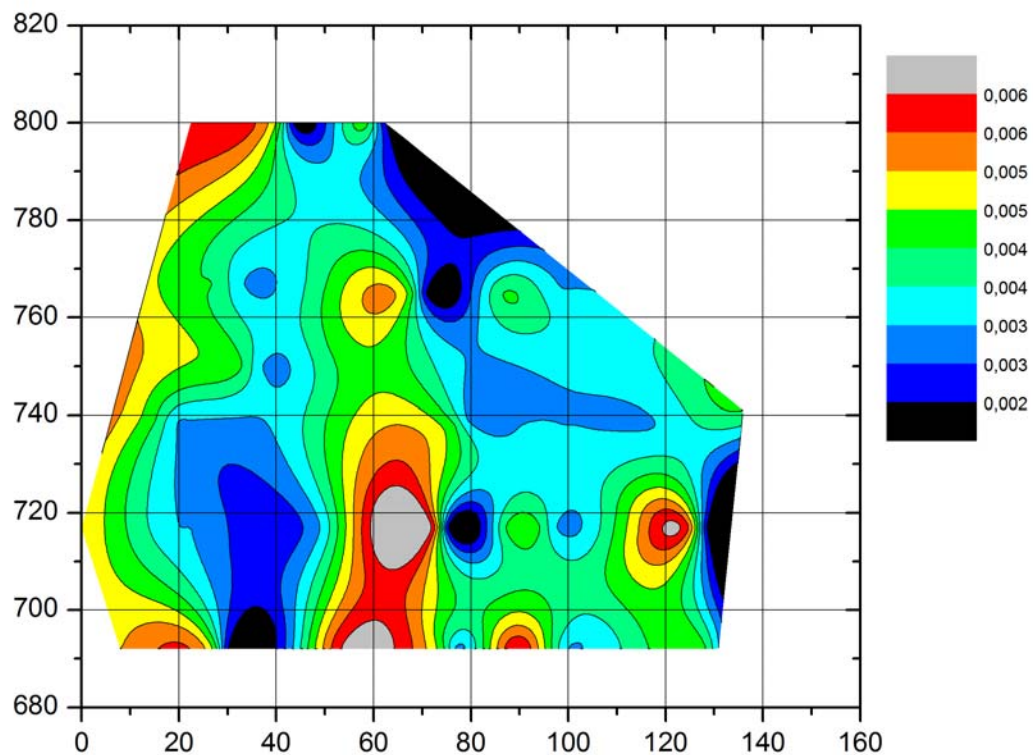
Σχήμα 8.1.1. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Cr (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



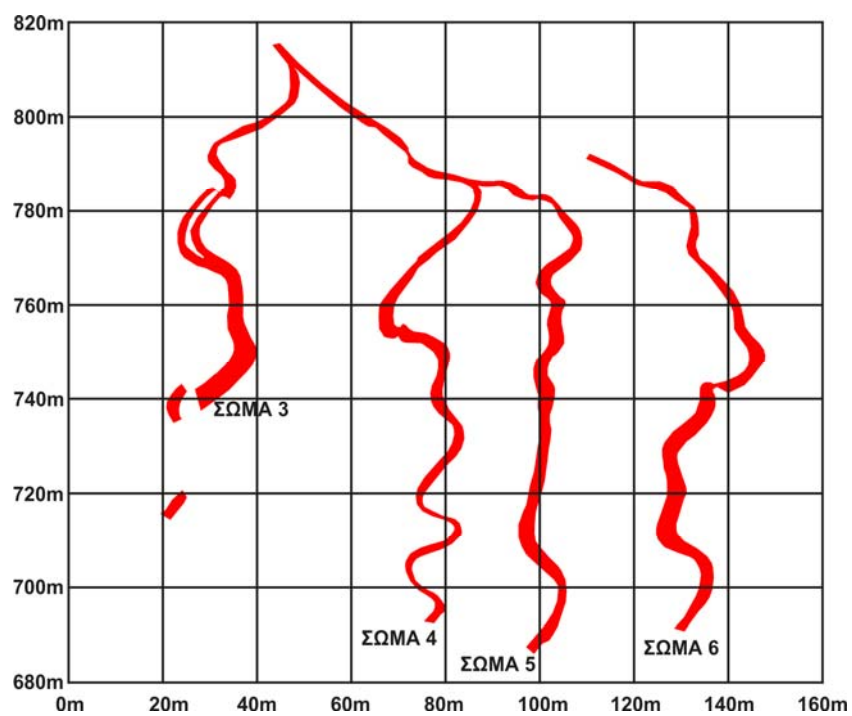
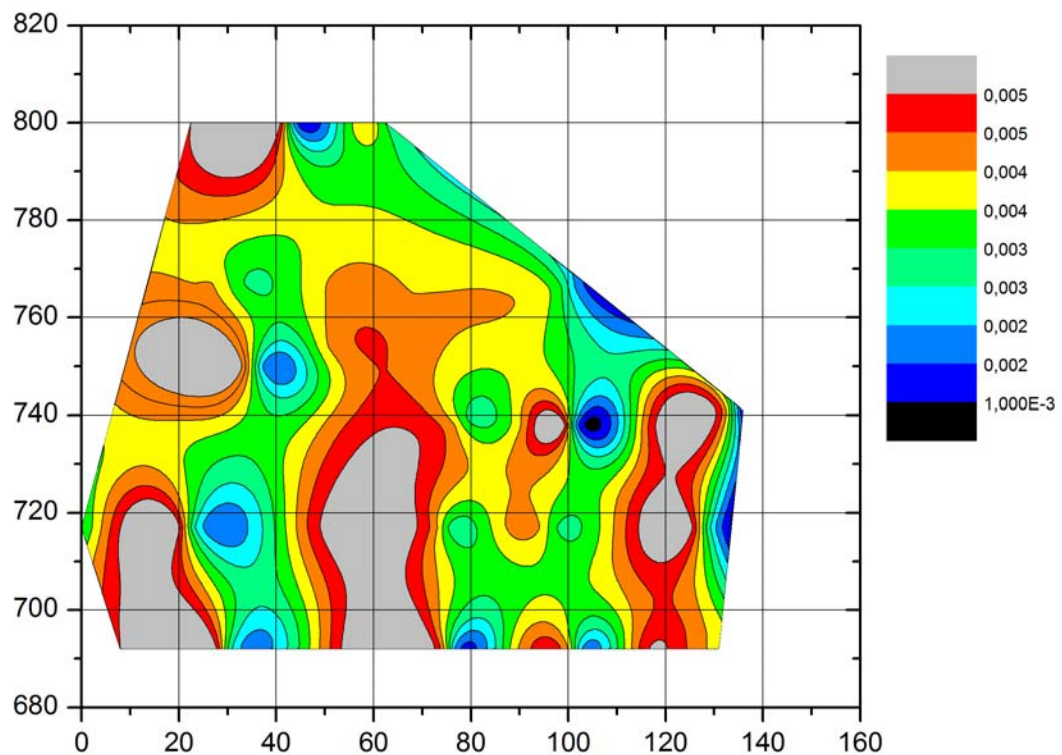
Σχήμα 8.1.2. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Mg (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90.



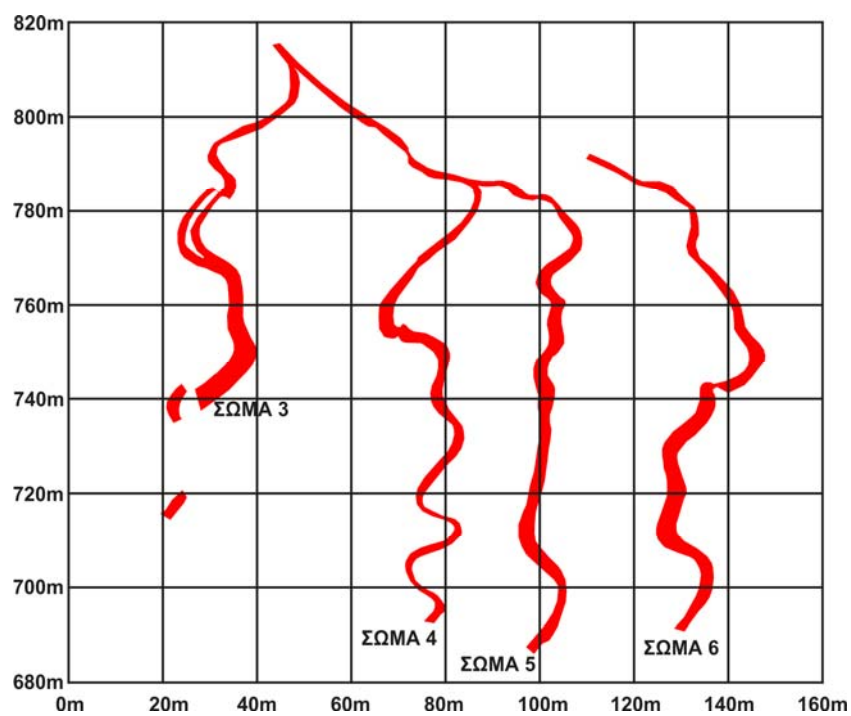
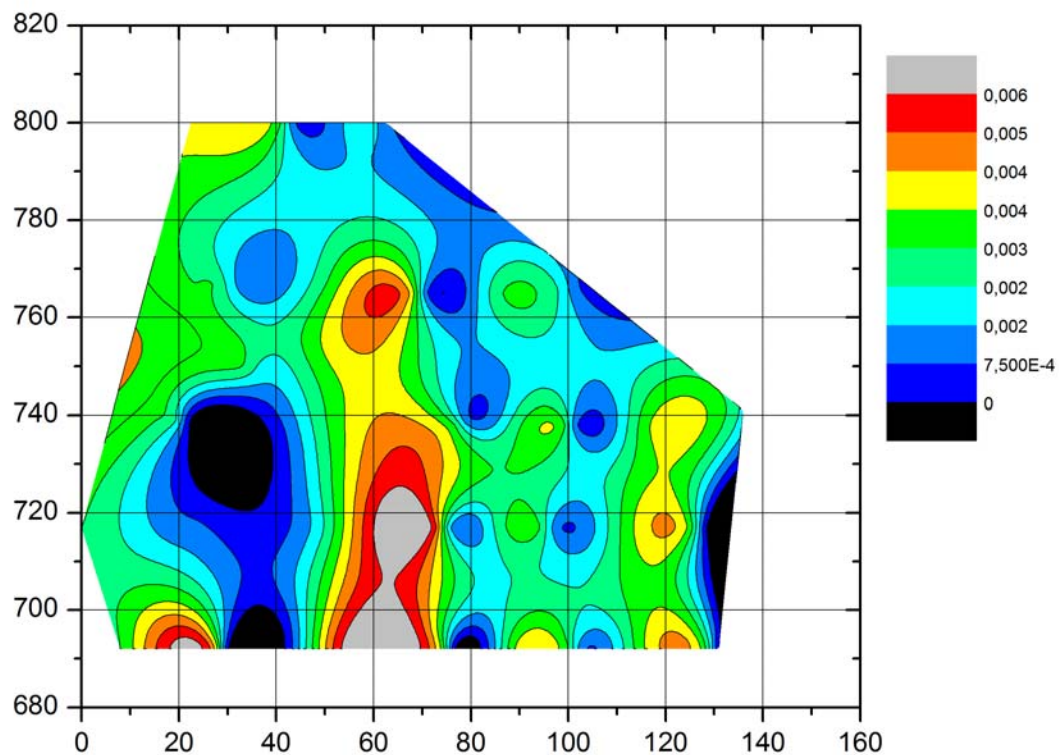
Σχήμα 8.1.3. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Al (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



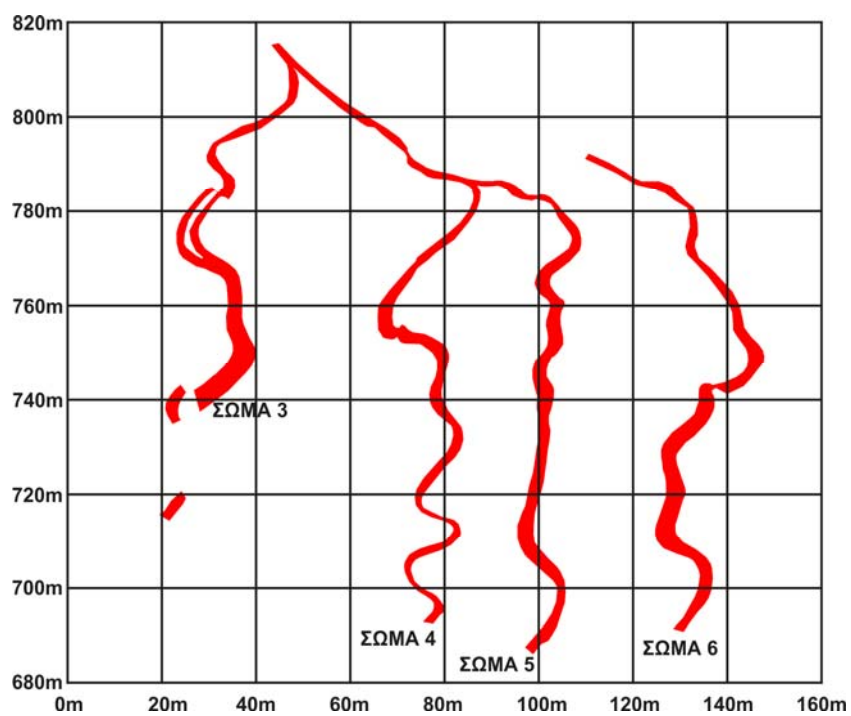
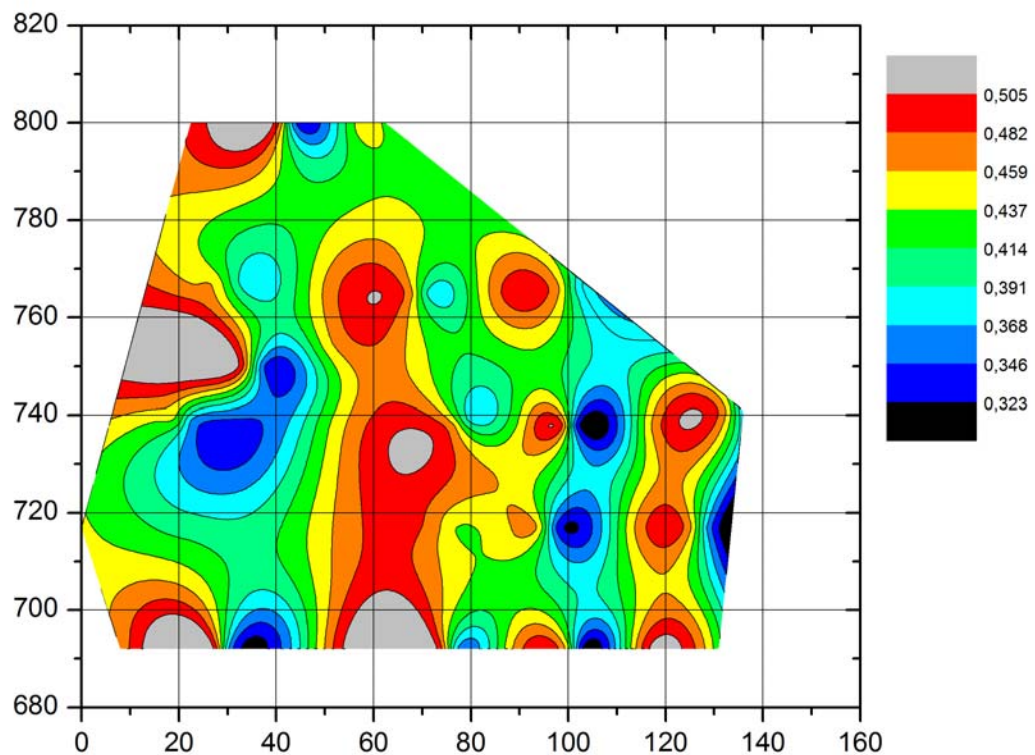
Σχήμα 8.1.4. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων V (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



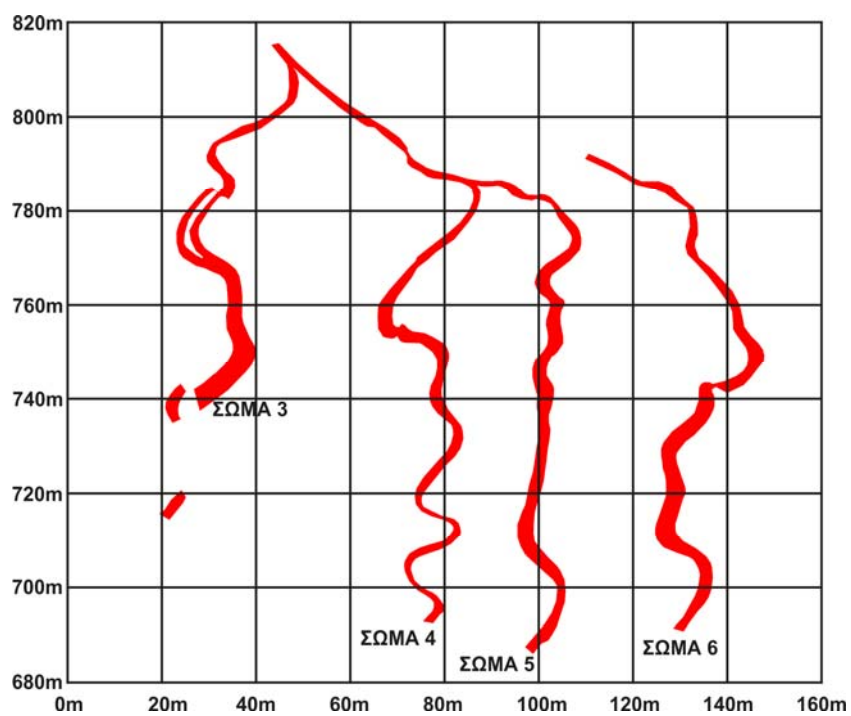
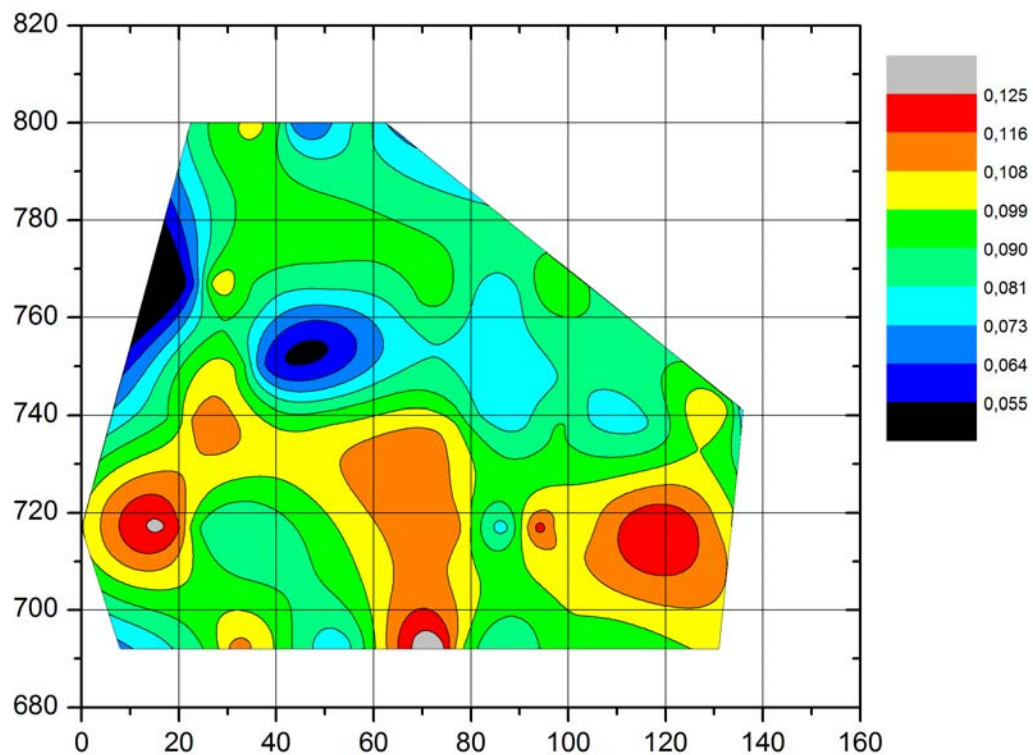
Σχήμα 8.1.5. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Mn (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



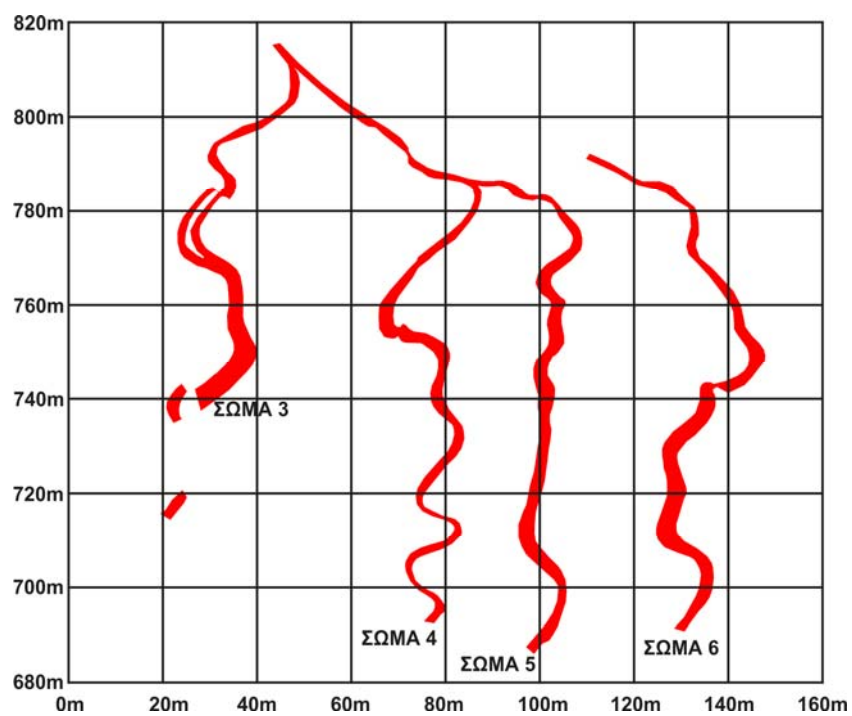
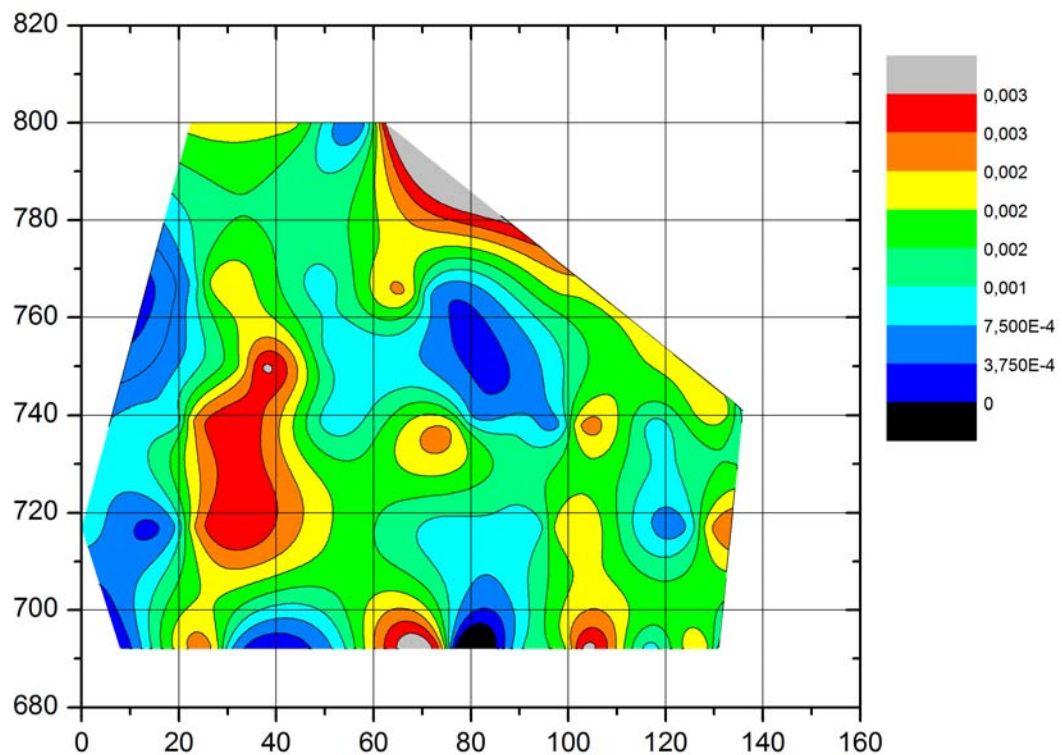
Σχήμα 8.1.6. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Zn (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.1.7. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Fe^{2+} (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.1.8. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Fe^{3+} (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.1.9. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Ni (επάνω) των διάσπαρτων χρωμιτών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).

8.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΟΛΙΒΙΝΗ

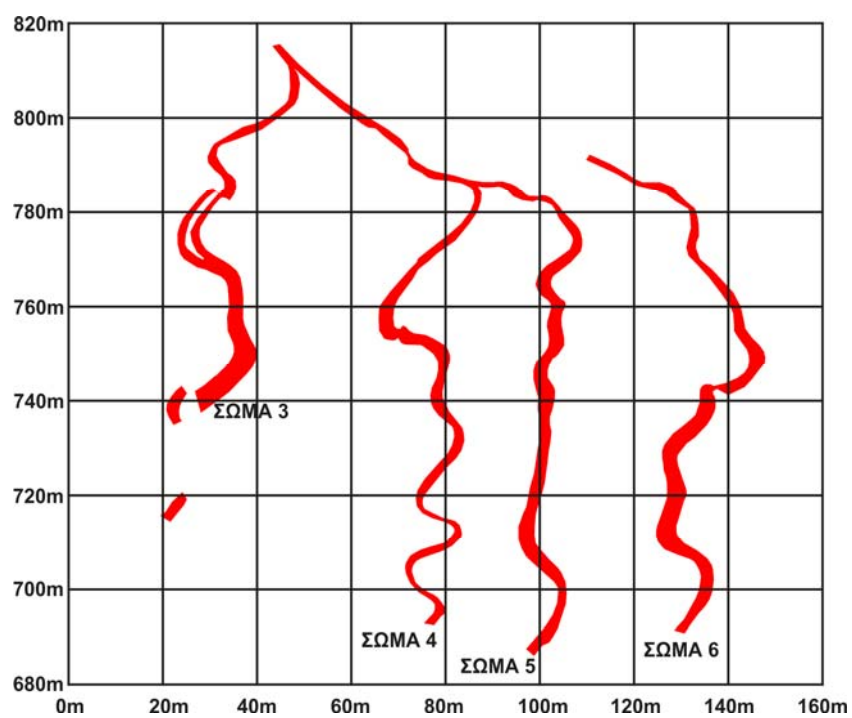
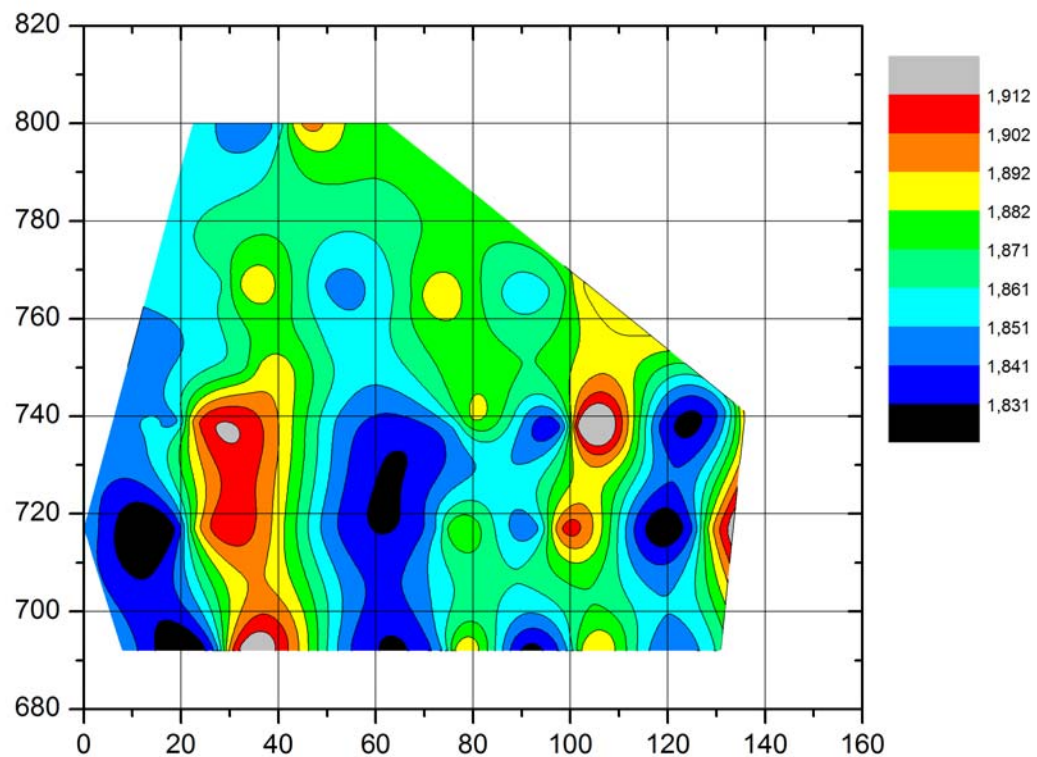
Από την προβολή των αποτελεσμάτων των ορυκτοχημικών μετρήσεων των ολιβινών στους ισογεωχημικούς χάρτες προέκυψαν τα εξής αποτελέσματα, τα οποία αποτυπώνουν στο χώρο και επιβεβαιώνουν τα αποτελέσματα της Ορυκτοχημείας (βλ. Κεφ. 5):

1. Ο αριθμός κατιόντων Mg καθώς και ο φορστεριτικός χαρακτήρας (Fo), αυξάνεται στον ολιβίνη, καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.2.1 και 8.2.2).
2. Ο αριθμός κατιόντων Fe, Mn και Zn μειώνεται στον ολιβίνη, καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.2.3 έως 8.2.5).
3. Σχετική τάση αύξησης καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα, παρουσιάζουν η % κ.β. περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 και ο αριθμός κατιόντων Ni (Σχ. 8.2.6 και 8.2.7).
4. Δεν παρουσιάζουν συγκεκριμένη διακύμανση ή τάση ο αριθμός κατιόντων Al, Ca, Cr, Si, Ti και V του ολιβίνου.

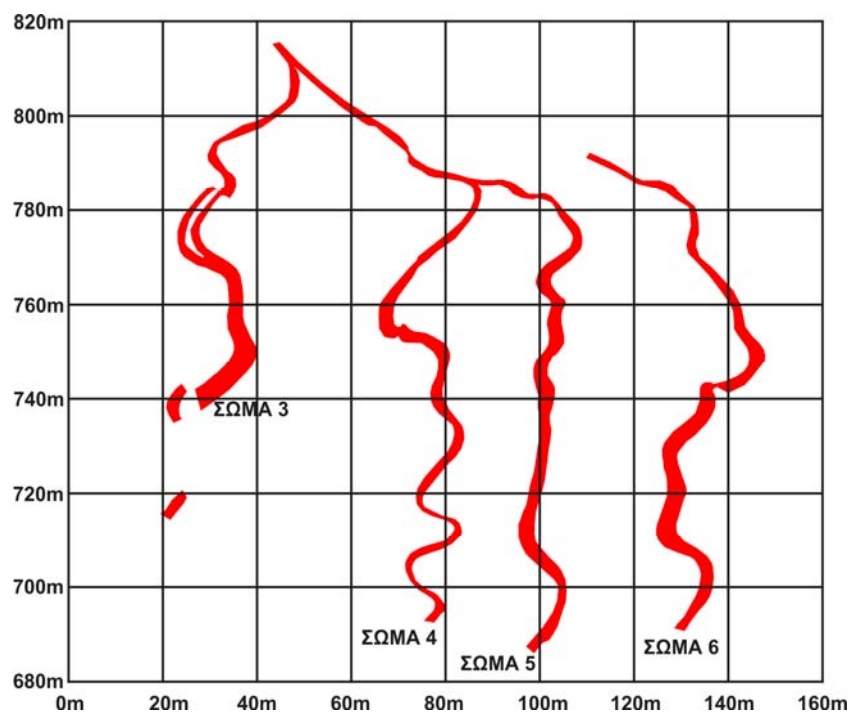
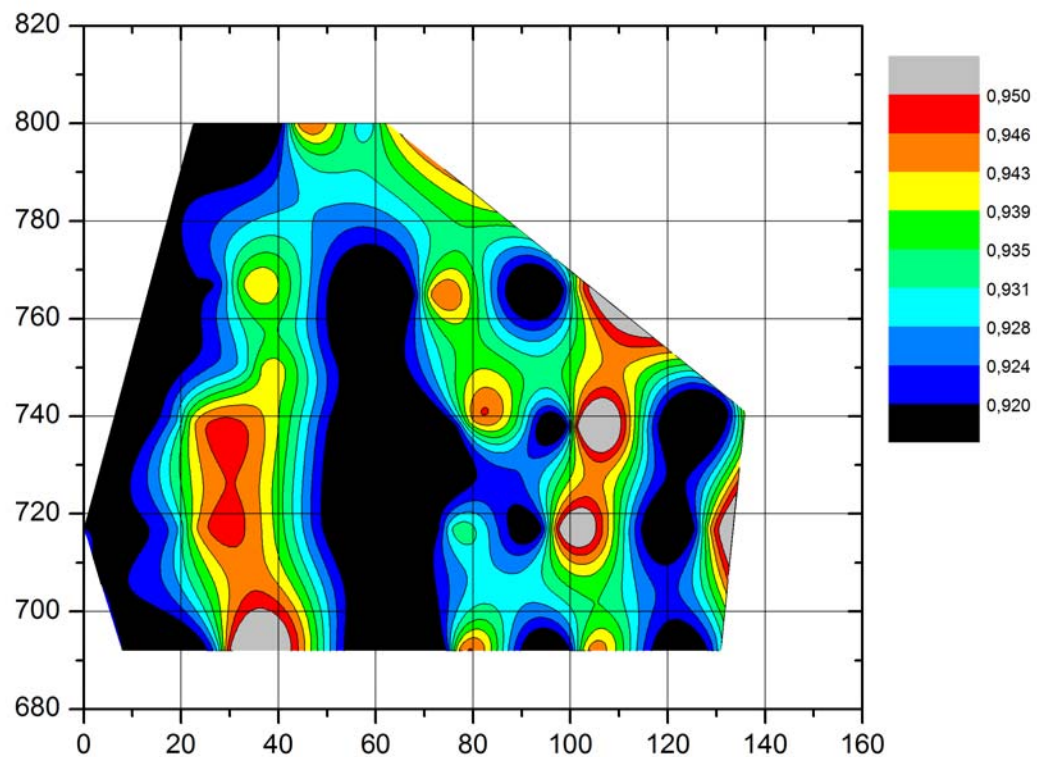
8.3 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ ΧΡΩΜΙΤΗ-ΟΛΙΒΙΝΗ

Από την προβολή των αποτελεσμάτων των υπολογισμών γεωθερμομετρίας και γεωβαρομετρίας στους ισογεωχημικούς χάρτες προέκυψαν τα εξής αποτελέσματα:

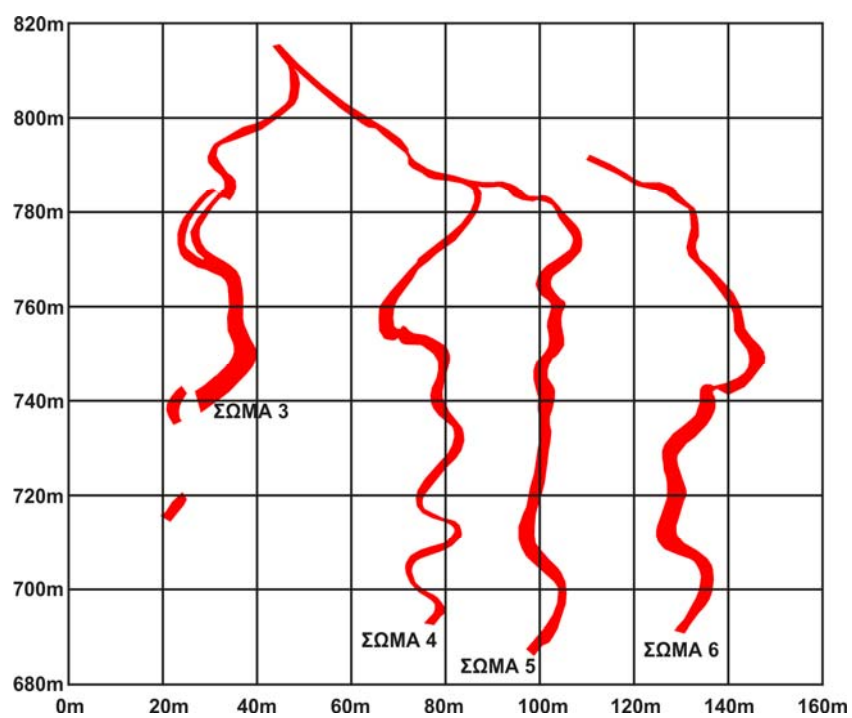
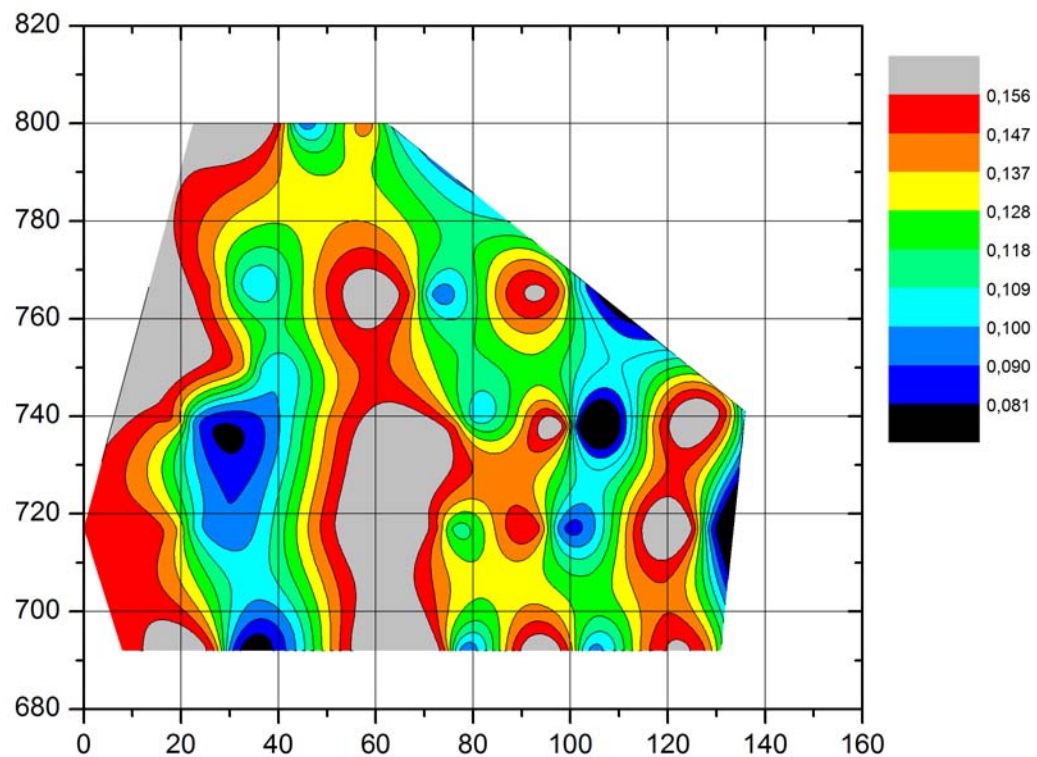
1. Η ενεργότητα οξυγόνου ($\Delta \log f\text{O}_2$) αυξάνεται καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.3.1).
2. Η θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$) μειώνεται καθώς μειώνεται η απόσταση από το μέταλλευμα (Σχ. 8.3.2).



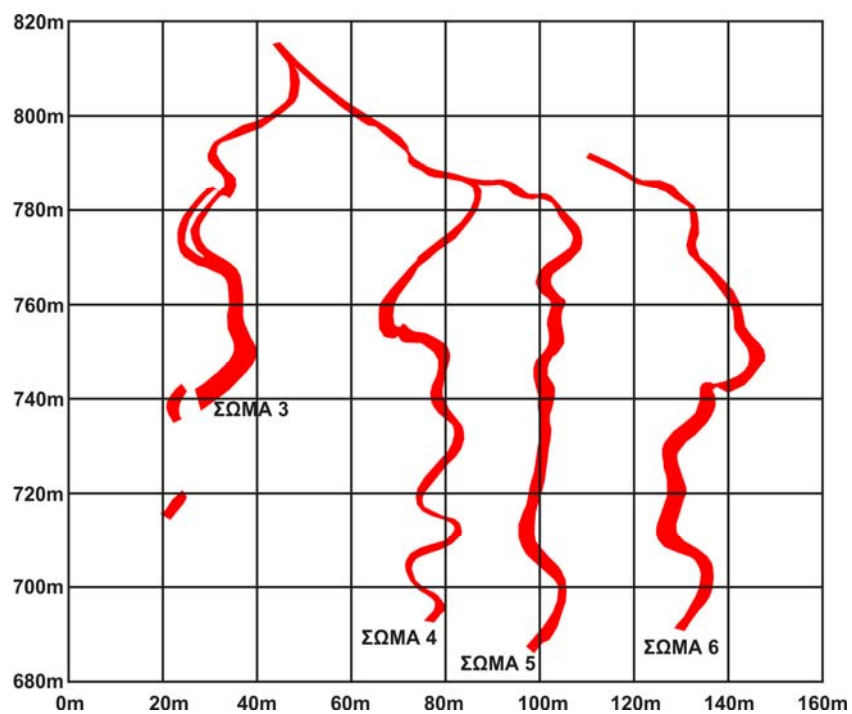
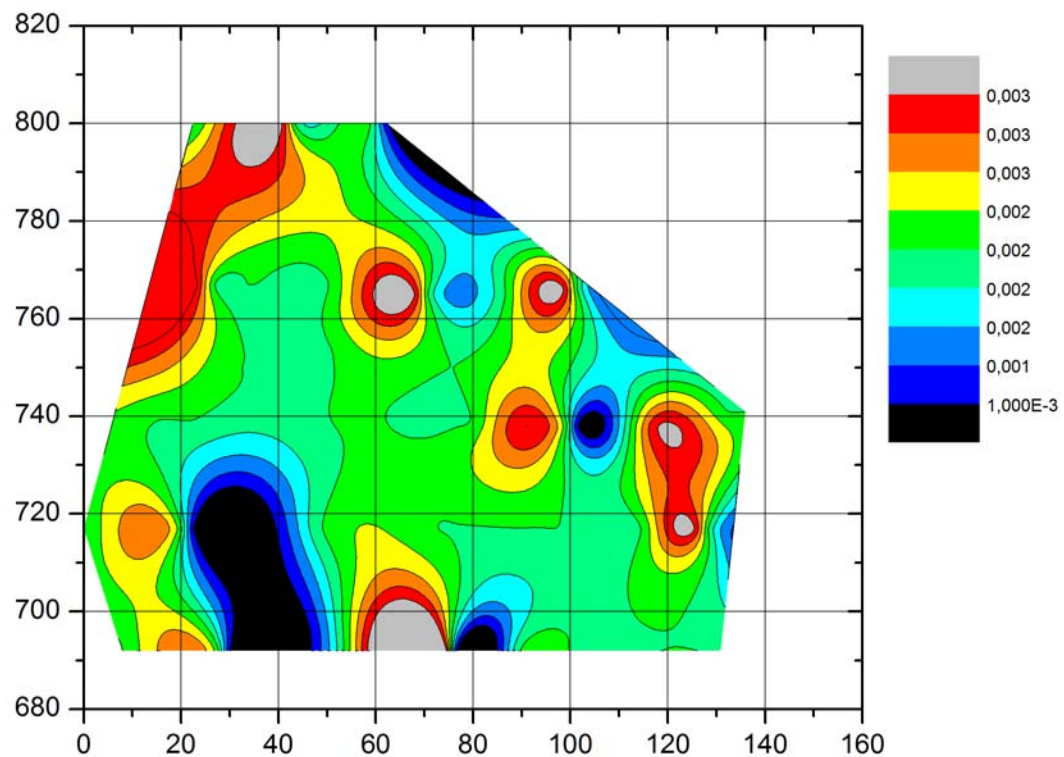
Σχήμα 8.2.1. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Mg (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



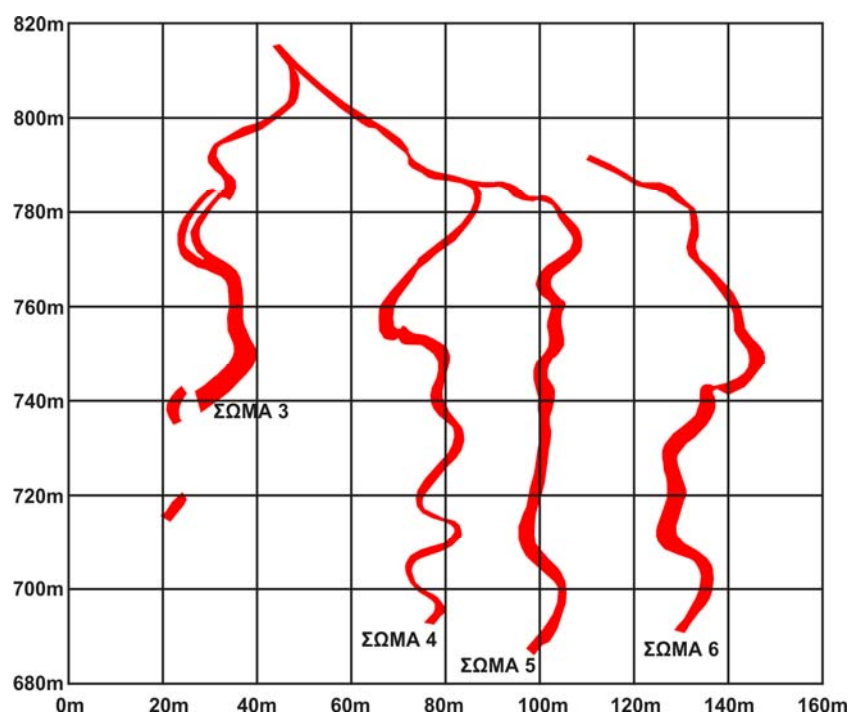
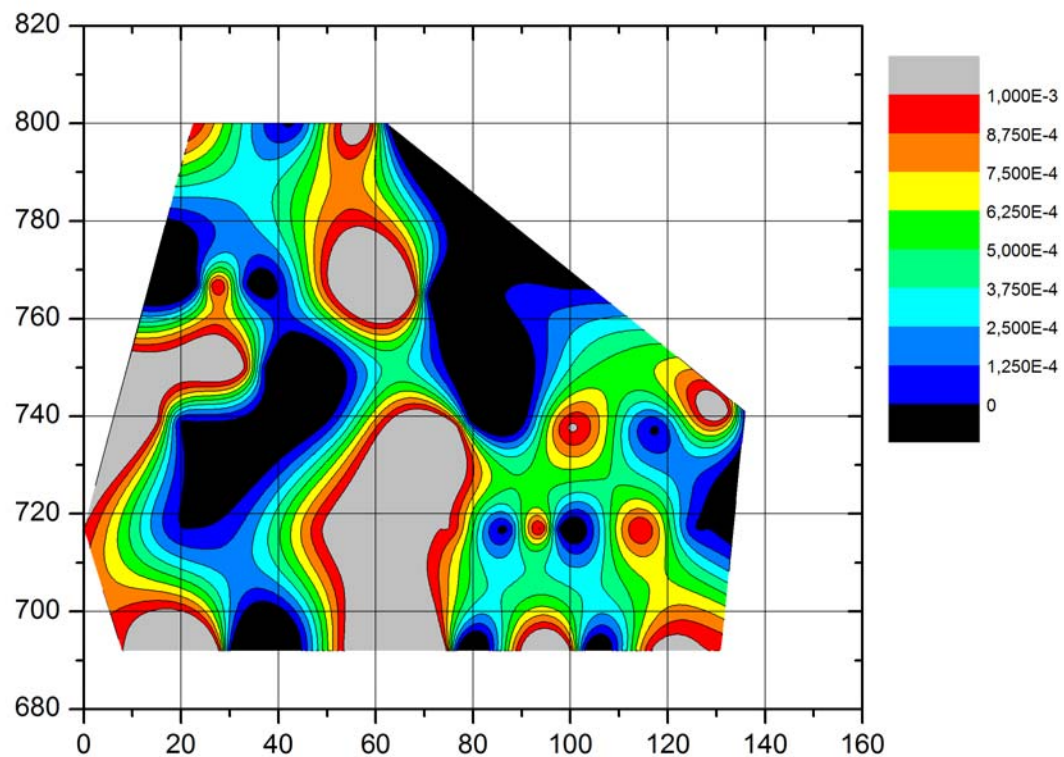
Σχήμα 8.2.2. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον φοστεριτικό χαρακτήρα (Fo) (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



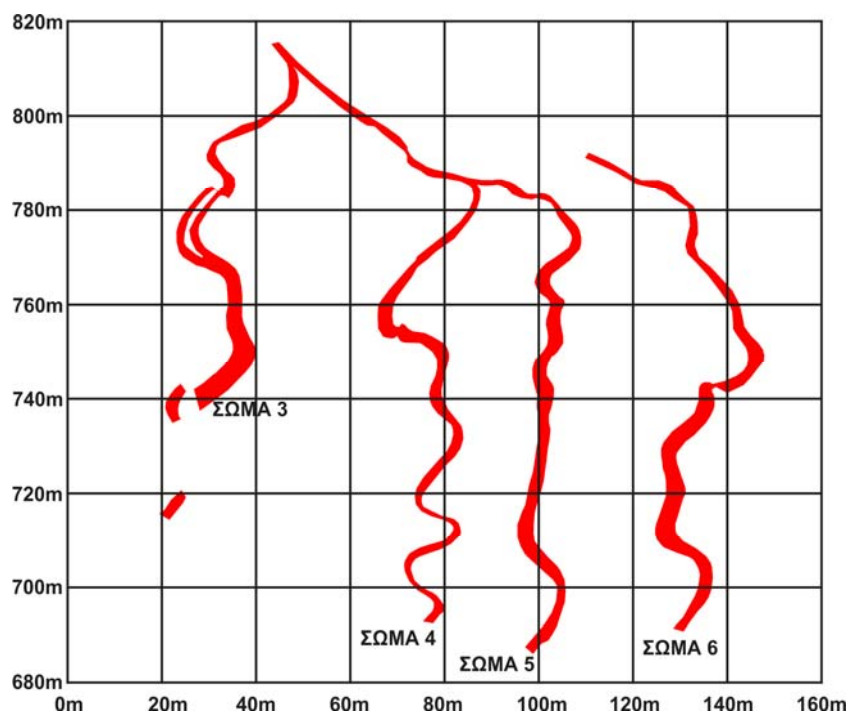
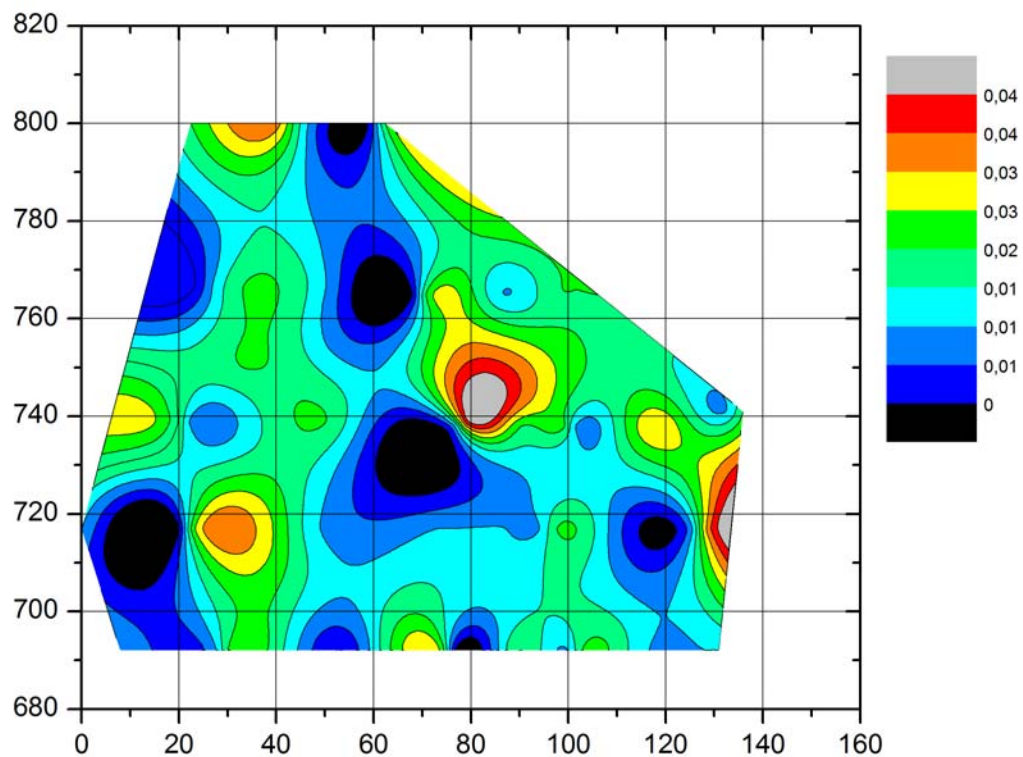
Σχήμα 8.2.3. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Fe (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



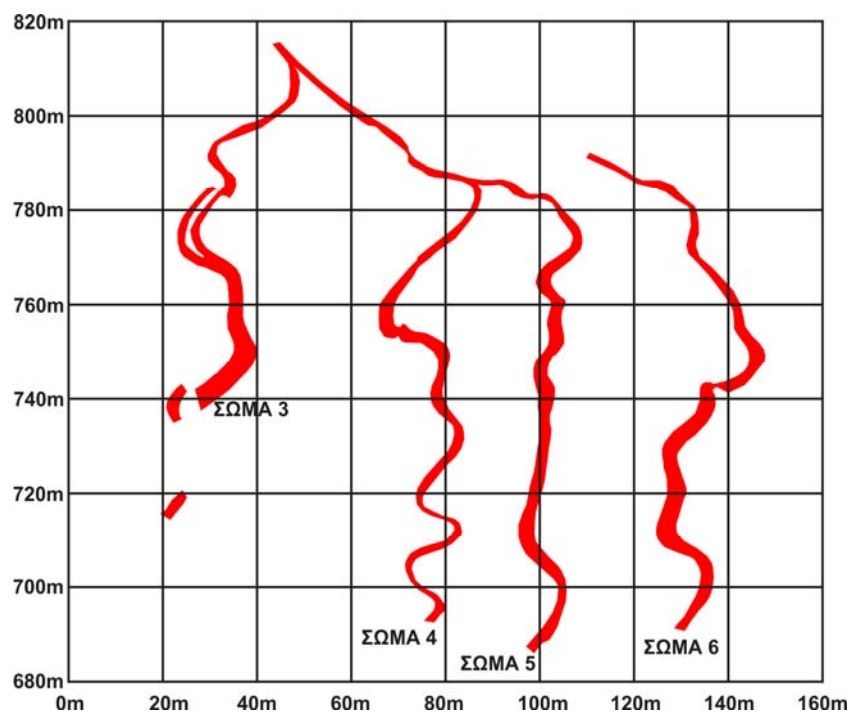
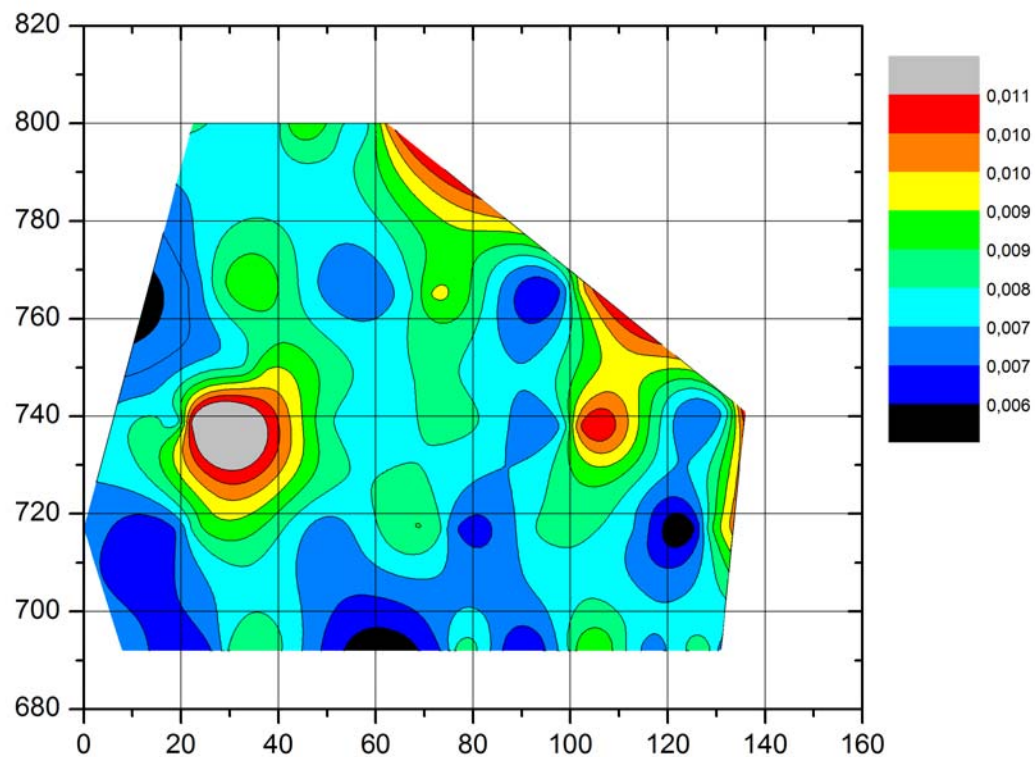
Σχήμα 8.2.4. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Mn (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



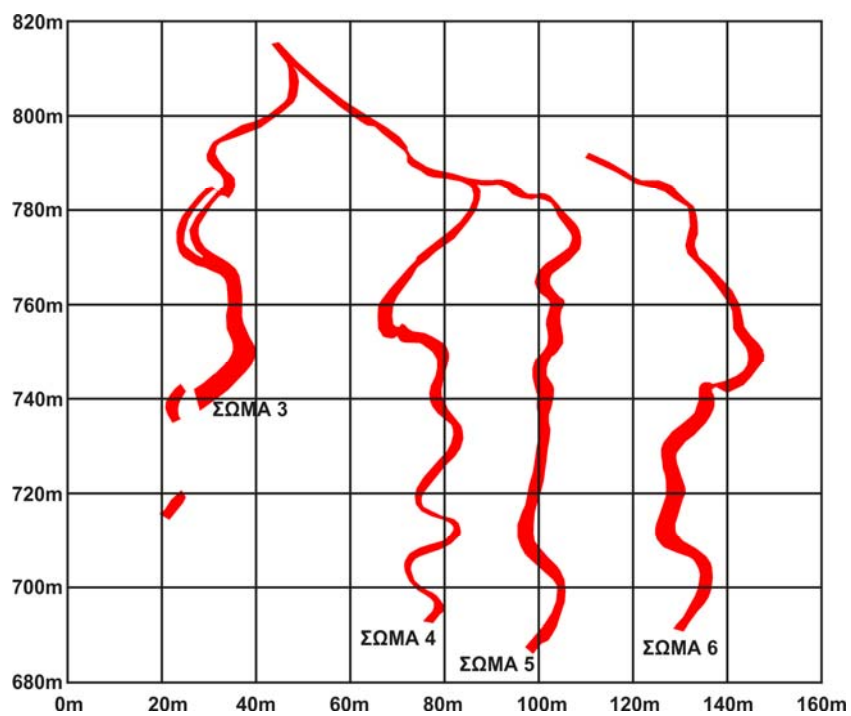
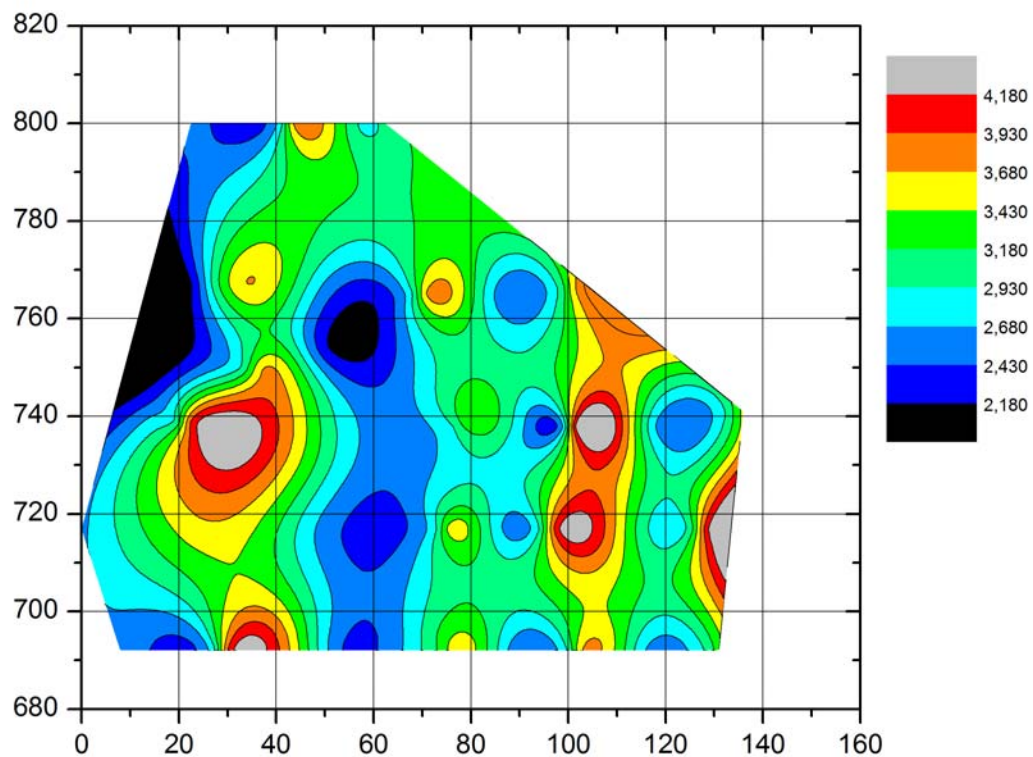
Σχήμα 8.2.5. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Zn των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



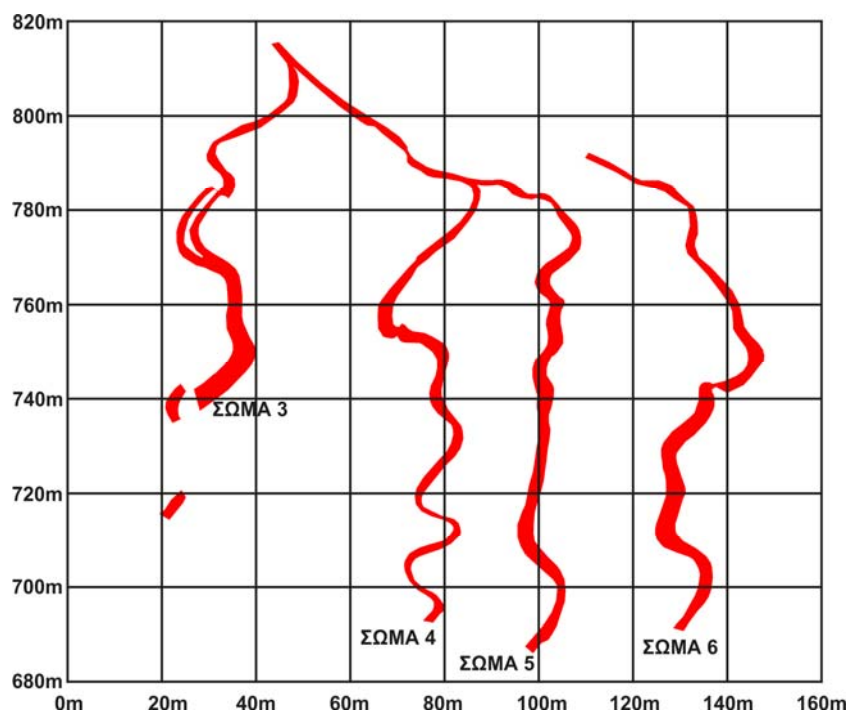
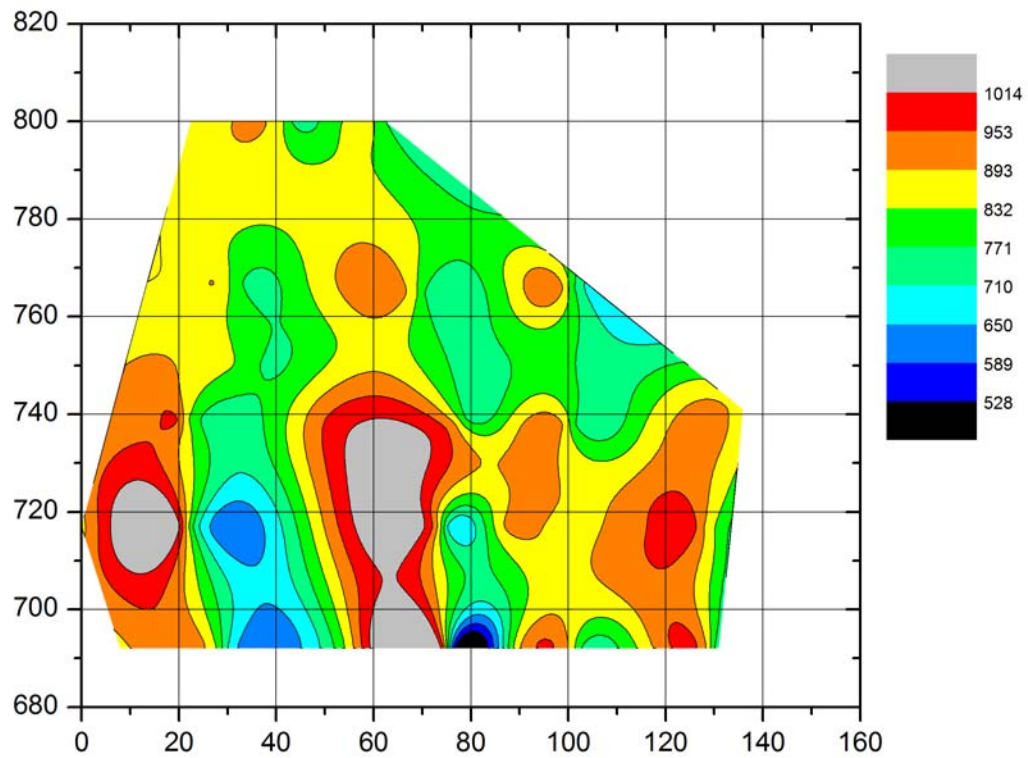
Σχήμα 8.2.6. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στην % κ.β. περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάνου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.2.7. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στον αριθμό των κατιόντων Ni (επάνω) των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.3.1. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στην ενεργότητα οξυγόνου ($\Delta \log f_{O_2}$) (επάνω) του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).



Σχήμα 8.3.2. Ισογεωχημικός χάρτης όπου αποτυπώνεται η διακύμανση στη θερμοκρασία επανεξισορρόπησης σπινέλλιου-ολιβίνη T (°C) (επάνω) του μεταλλείου Ξερολιβάδου στην εγκάρσια τομή +90 (κάτω).

8.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΧΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

Οι μεταβολές στη χημική σύσταση (και άρα στην περιεκτικότητα σε κατιόντα) των χρωμιτών και των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου μας προσφέρουν ένα χρήσιμο εργαλείο στην εξερεύνηση χρωμιτικών σωμάτων που φιλοξενούνται σε οφειολιθικές ακολουθίες. Αυτό αποδεικνύεται από τη δημιουργία των ισογεωχημικών χαρτών που παρουσιάστηκαν στις προηγούμενες παραγράφους του παρόντος κεφαλαίου. Τέτοιοι χάρτες δοκιμάστηκε να εφαρμοστούν για πρώτη φορά σε επιφανειακές εκθέσεις χρωμιτιτών από τους Rassios and Kostopoulos (1990). Για το λόγο αυτό διερευνήθηκε μια γεωχημική «τραβέρσα» μικρού μεγέθους που περιλάμβανε τόσο το μετάλλευμα όσο και το πέτρωμα-ξενιστή (δουνίτη). Στην προβολή αυτή αποτυπώθηκαν φαινόμενα επανεξισορρόπησης μεταξύ σπινελλίου-ολιβίνη, αλλά οι γεωχημικές ανωμαλίες ήταν πολύ περιορισμένης έκτασης.

Η πυκνή και σωστά στοχευμένη δειγματοληψία της παρούσας διατριβής επέτρεψε μια εξαιρετική ανάλυση και επεξεργασία αποτελεσμάτων για κάποια εκ των κύριων υπόγειων χρωμιτικών σωμάτων: δείγματα συλλεχθέντα στην ίδια κάθετη τομή (+90) (Σχ. 8.1) του μεταλλείου αναφέρθηκαν τοπογραφικά. Εξαιρώντας τους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη του μεταλλεύματος, χρησιμοποιώντας μόνο τις αναλύσεις διάσπαρτου χρωμίτη στο μετάλλευμα και στον σερπεντινίτη -και φυσικά τις μετρήσεις στον ολιβίνη-, με τη συνδυασμένη χρήση των τοπογραφικών συντεταγμένων και των χημικών αναλύσεων του χρωμίτη και του ολιβίνη, δημιουργήθηκαν οι ισογεωχημικοί χάρτες κατιόντων χημικών στοιχείων, θερμοκρασίας, ενεργότητας οξυγόνου (Σχ. 8.1.1 έως 8.3.2) κ.λπ., οι οποίοι συγκρίθηκαν με τη χωρική ανάπτυξη των χρωμιτικών σωμάτων.

Η χρησιμότητα και η πρακτική εφαρμογή των ισογεωχημικών χαρτών που δημιουργήθηκαν παρουσιάζεται για παράδειγμα στο Σχήμα 8.2.1 όπου αποτυπώνεται η

χωρική κατανομή της περιεκτικότητας των ολιβινών του μεταλλείου Ξερολιβάδου σε Mg: η προβολή των αναλύσεων στο χώρο παρουσιάζει εναλλαγή περιοχών με θερμότερα (υψηλότερη περιεκτικότητα σε Mg) και ψυχρότερα (χαμηλότερη περιεκτικότητα σε Mg) χρώματα. Η εναλλαγή αυτή οφείλεται στο γεγονός πως τα θερμότερα χρώματα υποδεικνύουν την ύπαρξη μεταλλοφορίας (όπου ο ολιβίνης εμφανίζεται πλουσιότερος σε Mg, βλ. Κεφ. 4), ενώ τα ψυχρότερα υποδεικνύουν το στείρο πέτρωμα (όπου ο ολιβίνης εμφανίζεται σχετικά φτωχότερος σε Mg, βλ. Κεφ. 4)

Συγκρίνοντας τον τοπογραφικό χάρτη με τους ισογεωχημικούς χάρτες, αποδεικνύεται πως μπορεί να υποδειχθεί με αυτή τη μέθοδο και με πολύ καλή ακρίβεια η τοποθεσία των χρωμιτικών σωμάτων στο μεταλλείο Ξερολιβάδου. Η ύπαρξη μεταλλοφόρων σωμάτων μπορεί να προβλεφθεί γεωχημικά σε κλίμακα από πέντε έως τριάντα μέτρα. Ένα τέτοιο γεωχημικό εργαλείο θα μπορούσε να εφαρμοστεί για τη διερεύνηση της συνέχισης των χρωμιτικών σωμάτων στο ΝΔ τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου -ο οποίος δεν έχει τύχει εξορυκτικής εκμετάλλευσης και ερευνητικής δραστηριότητας- καθώς και σε άλλα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη τόσο στο Βούρινο όσο και σε άλλα οφειολιθικά συμπλέγματα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα της έρευνας που παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή, προκύπτουν τα επόμενα συμπεράσματα:

1. Το κοίτασμα χρωμίτη Ξερολίβαδου έχει τη μορφή λοβόμορφων σωμάτων και φιλοξενείται από δουνιτικό σώμα το οποίο εμφανίζεται επιφανειακά σε διαστάσεις 3 επί 1 χλμ.
2. Το δουνιτικό σώμα που περικλείει τα χρωμιτικά σώματα περιβάλλεται από χαρτσβουργίτη και εμφανίζεται μακροσκοπικά σερπεντινωμένο.
3. Τα χρωμιτικά σώματα στο μεταλλείο Ξερολίβαδου αναπτύσσονται σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ
4. 3 κύριες ομάδες κανονικών ρηγμάτων χωρίζουν το μεταλλείο σε 4 τομείς. Στο Βόρειο και Κεντρικό τομέα, καθώς και στην ρηγματωμένη ζώνη F2, εμφανίζονται τα χρωμιτικά σώματα 7 έως 13 με μέσες κατά βάρος περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 από 18 έως 25%. Στο Νότιο τομέα, βρίσκονται τα χρωμιτικά σώματα 1 έως 7 με μέσες κατά βάρος περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 από 20 έως 31 %.
5. Τα χρωμιτικά σώματα εξελίσσονται κατά την κάθετη διάσταση και ταυτόχρονα οφιοειδώς κατά τέτοιο τρόπο ώστε σχηματίζονται και κατακόρυφα και οριζόντια τμήματα.
6. Η μεταλλοφορία είναι ταινιώδους (ή πλακώδους) μορφής και μέσα στο κάθε χρωμιτικό σώμα αναπτύσσονται αλληπάλλληλα στρώματα (ταινίες) χρωμίτη και σερπεντίνη. Το πάχος των ταινιών είναι μερικά εκατοστά, ενώ το συνολικό πάχος των χρωμιτικών σωμάτων κυμαίνεται μεταξύ 1 και 12 μέτρων.
7. Στο χώρο της αποσφήνωσης των χρωμιτικών σωμάτων, τόσο προς τα επάνω όσο και προς τα κάτω, οι ταινίες χρωμίτη από συμπαγείς αρχίζουν και εμφανίζουν σχήματα μυρμηκοειδή, ενώ ταυτόχρονα ελαττώνεται το πάχος τους.
8. Η κινητικότητα των χημικών στοιχείων στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου μελετήθηκε με τη βοήθεια διαγραμμάτων διαφοροποίησης. Σύμφωνα με τα διαγράμματα διαφοροποίησης, θετική συσχέτιση με το Zr δείχνουν τα στοιχεία Na, Si, Ti, Nb, Sc και Y και αρνητική συσχέτιση με το Zr δείχνουν τα στοιχεία Cr, Mg, Ni και P. Η έλλειψη συσχέτισης των K, Mn, Sr και Rb με το Zr δείχνει πως τα στοιχεία αυτά κινητοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια δευτερογενών διεργασιών.
9. Η μέση περιεκτικότητα των υπερβασικών πετρωμάτων του Βούρινου σε Cr βρέθηκε 2712 ppm. Οι δουνίτες εμφανίζουν μέση περιεκτικότητα 1847 ppm και οι χαρτσβουργίτες 2782 ppm.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

10. Η σχετικά υψηλή μέση περιεκτικότητα σε Ni (3244,6 ppm) των δειγμάτων σερπεντινίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία στα δείγματα Ni-σουλφιδίων.
11. Η αρχική δουνιτική σύσταση των σερπεντινιτών επιβεβαιώνεται από την κανονικοποίηση των χημικών αναλύσεων τους και την εύρεση της δυνητικής ορυκτολογικής τους σύστασης. Από την προβολή των παραμέτρων ol-hy-di που προέκυψαν από τον υπολογισμό της CIPW norm στα αντίστοιχα διαγράμματα, οι σερπεντινίτες του Ξερολιβάδου προβάλλονται στα πεδία των δουνιτών.
12. Οι κανονικοποιημένες ως προς χονδρίτη συγκεντρώσεις των REE των μεταδιαβασικών δειγμάτων που αναλύθηκαν, εμφανίζονται από 5 έως 20 φορές υψηλότερες από τις τιμές του χονδρίτη, ένδειξη της αρκετά εκτεταμένης διαφοροποίησης που έχουν υποστεί.
13. Από την προβολή των χημικών αναλύσεων (κανονικοποιημένες σε 100% άνυδρες) των ηφαιστειακών πετρωμάτων μεταβασικής σύστασης του Βούρινου στα αντίστοιχα διακριτικά διαγράμματα προκύπτει ένας καθαρά θολεΐτικός χαρακτήρας του αρχικού μάγματος με χαμηλό K. Το περιβάλλον σχηματισμού προσομοιάζει με νησιωτικό τόξο που σχηματίζεται σε εμπροσθοτόξια λεκάνη (VAB-IAT).
14. Ο δουνίτης που φιλοξενεί το χρωμιτικό κοίτασμα έχει σερπεντινωθεί σε πολύ μεγάλο ποσοστό (>80% έως πλήρως) και έχει σχηματίσει το δευτερογενή σερπεντινίτη. Όμοια ποσοστά σερπεντινίωσης εμφανίζουν ταινίες σερπεντίνη των χρωμιτιτών, ενώ στις ταινίες χρωμίτη των χρωμιτιτών η σερπεντινίωση ήταν πλήρης.
15. Οι σερπεντινίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου παρουσιάζουν κυρίως ψευδομορφικές υφές. Ο ιστός των σερπεντινιτών όσο και των ταινιών σερπεντίνη είναι κυψελώδης και σε πολλά σημεία μικρο-κυψελώδης. Επίσης παρατηρήθηκε η παρουσία σερπεντινικών φλεβών χρυσοτίλη. Εκτός από σερπεντίνη, στους σερπεντινίτες συμμετέχουν υπολείμματα του πρωτογενούς ολιβίνη, επουσιώδης Cr-σπινέλλιος, μαγνητίτης και ίχνη σουλφιδίων Fe-Ni-Co, χλωρίτης, βρουσίτης και ανθρακικά ορυκτά.
16. Οι κόκκοι των επουσιωδών Cr-σπινελλίων παρουσιάζουν ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα και είναι έντονα κατακλασμένοι και ρωγματομένοι. Κατά θέσεις –κυρίως περιμετρικά των κρυστάλλων και στις ρωγμές- έχουν εξαλλοιωθεί σε μικρό βαθμό σε σιδηροχρωμίτη. Η μέση διάμετρος των κόκκων χρωμίτη των σερπεντινιτών είναι 0,425 mm
17. Το μέγεθος των επουσιωδών κόκκων χρωμίτη του δουνίτη εμφανίζονται μικρότεροι πλησιάζοντας σε χρωμιτικά σώματα.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

18. Με βάση τα ορυκτοχημικά δεδομένα (τιμές Cr# και Mg#) των αναλλοίωτων χρωμιτών των δουνιτών, οι τελευταίοι κατατάσσονται στους αλπικού τύπου περιδοτίτες.
19. Οι χρωμιτίτες του μεταλλείου Ξερολίβαδου κατατάσσονται στα αλπικού τύπου λοβόμορφα κοιτάσματα με βάση τις τιμές των παραμέτρων των χρωμιτών σε Cr# και Mg# και τα όρια μεταβολής σε Ti και Fe³⁺.
20. Οι τιμές Mg# των σπινελίων των χρωμιτιτών είναι αρκετά υψηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές των σπινελίων του υπερβασικού πετρώματος, γεγονός που υποδεικνύει την έλλειψη ισορροπίας μεταξύ των χρωμιτικών σωμάτων και των υπερβασικών πετρωμάτων που τα φιλοξενούν.
21. Η μεγαλύτερη περιεκτικότητα των χρωμιτών του μεταλλεύματος σε Fe²⁺ και η μικρότερη περιεκτικότητά τους σε Mg σε σχέση με τους χρωμίτες των σερπεντινιτών, αποδίδονται σε διαδικασίες επανεξισορρόπησης -στη διάρκεια της ημίρρευστης φάσης- μεταξύ των χρωμιτών και των πυριτικών ρευστών. Οι διεργασίες αυτές ήταν πιο έντονες στους χρωμιτίτες.
22. Η διαδικασία εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη κατά την σερπεντινίωση είναι ένα μετασωματικό φαινόμενο που είχε ως αποτέλεσμα την απομάκρυνση Cr, Mg και Al από το πλέγμα του χρωμίτη και την είσοδο σε αυτό Fe²⁺, Fe³⁺, Mn και Ni, με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό των σιδηροχρωμιτών στα στοιχεία αυτά.
23. Κατά τη διαδικασία επανεξισορρόπησης μεταξύ χρωμίτη και ολιβίνη, κυρίως ο Fe²⁺ και δευτερευόντως το Mn, ο Zn και το Co αντικαθιστούν το Mg στο πλέγμα του χρωμίτη. Η διαδικασία είναι πιο έντονη και οδηγεί σε μεγαλύτερο βαθμό αντικατάστασης στους χρωμίτες των σερπεντινιτών.
24. Όσον αφορά τα τρισθενή κατιόντα, κυρίως το Al και δευτερευόντως το V αντικαθιστούν Cr. Και σε αυτή την περίπτωση, η αντικατάσταση είναι πιο έντονη στους χρωμίτες των σερπεντινιτών.
25. Ο ολιβίνης εμφανίζεται πλουσιότερος σε Mg και Ni και πτωχότερος σε Fe στους χρωμίτες των χρωμιτιτών από αυτούς των σερπεντινιτών.
26. Οι παραπάνω παρατηρήσεις που οφείλονται στη διαδικασία επανεξισορρόπησης μεταξύ χρωμίτη-ολιβίνη κατά την διάρκεια της ημίρρευστης φάσης του τήγματος, όπου έλαβε χώρα ανταλλαγή ιόντων. Η σύσταση των 2 αυτών κύριων ορυκτών φάσεων πιθανότατα απέχει από την αρχική τους μανδυακή σύσταση λόγω της διαδικασίας επανεξισορρόπησης.
27. Τα ιχνοστοιχεία Co, V, Zn, Ti και Ga δείχνουν ισχυρή θετική συσχέτιση με την παρουσία των χρωμιτών: η περιεκτικότητά του μεταλλεύματος στα παραπάνω ιχνοστοιχεία αυξάνεται με την αύξηση στην περιεκτικότητά του σε χρωμίτη. Αντίθετα, ισχυρά αρνητική συσχέτιση δείχνει το Ni.

28. Η γένεση του μαγνητίτη και των σουλφιδίων και η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη, αποδίδονται στη διαδικασία της σερπεντινίωσης.
29. Το γεγονός της ιοντοανταλλαγής επιβεβαιώνεται από τη χρήση του γεωθερμομέτρου σπινέλλιου-ολιβίνη το οποίο έδειξε χημική ισορροπία μεταξύ των δύο αυτών φάσεων σε θερμοκρασίες 650°C για τον χρωμιτίτη και 800°C για τους δουνίτες.
30. Οι υψηλότερες τιμές ενεργότητας του οξυγόνου στους χρωμιτίτες σε σχέση με τους δουνίτες, επιβεβαιώνει πως οι πρώτοι σχηματίζονται κάτω από υψηλότερες οξειδωτικές συνθήκες.
31. Το περιβάλλον ωκεάνιας ζώνης υποβύθισης επιβεβαιώνεται και από την χρήση του ζεύγους σπινέλλιου-ολιβίνη για τον εμπειρικό προσδιορισμό της ενεργότητας του οξυγόνου και σύγκριση των τιμών με αντίστοιχα περιβάλλοντα.
32. Οι χρωμιτίτες του μεταλλείου Ξερολιβάδου χαρακτηρίζονται από χαμηλές (107-206 ppb) περιεκτικότητες σε ΣPGE's+Au. Τα χαρακτηριστικά γραφήματα κατανομής των PGE's και η σύγκρισή τους με άλλα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμιτών, συνηγορούν στο χαρακτηρισμό των χρωμιτιτών του Ξερολιβάδου ως κοιτάσματος λοβόμορφου ή οφειολιθικού ή Αλπικού τύπου.
33. Το κοιτάσμα χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου κατατάσσεται ως λοβόμορφο ή Αλπικού τύπου ή οφειολιθικό ή τύπου I με βάση:
 - Το πετρολογικό περιβάλλον.
 - Τη μορφολογία και τα ιστολογικά χαρακτηριστικά του μεταλλεύματος.
 - Το χημισμό των αναλλοίωτων χρωμιτών και την προβολή τους στα διακριτικά διαγράμματα σύστασης.
 - Την περιεκτικότητά τους σε PGEs και τη σύγκριση των χαρακτηριστικών γραφημάτων κατανομής των PGEs με άλλα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη.
34. Η γένεση του κοιτάσματος χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου συνδέεται με τη δημιουργία μάγματος από υψηλού βαθμού μερική τήξη ενός έντονα εκχυμωμένου μανδουακού υλικού σε συνθήκες νησιωτικού τόξου πάνω από καταδυόμενη λιθόσφαιρα (SSZ).
35. Με την εφαρμογή της ορυκτοχημείας του χρωμίτη, του ολιβίνη, καθώς και με τη χρήση της γεωθερμοβαρομετρίας του ζεύγους σπινέλλιου-ολιβίνη, είναι δυνατή η δημιουργία ισογεωχημικών χαρτών που να προσδιορίζουν με ακρίβεια τις θέσεις των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία έχει ως σκοπό την μελέτη της ορυκτολογίας, της πετρολογίας και της κοιτασματολογίας των οφειολίθων του μεταλλείου Ξερολίβαδου του οφειολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου.

Η περιοχή έρευνας ανήκει στο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου. Η οφειολιθική ακολουθία αποτελείται κυρίως από μανδυακά πετρώματα, καθώς και από μία διατηρημένη μαγματική ακολουθία. Η μανδυακή ενότητα περιλαμβάνει χαρτσβουργίτες και δουνίτες με πολύ συχνή μεταλλοφορία χρωμίτη, ενώ η σωρειτική ενότητα αποτελείται από δουνίτες, γάββρους, νορίτες και βερλίτες. Στα ανώτερα επίπεδα της σωρειτικής ενότητας, εμφανίζονται διορίτες, διαβάσες, δακίτες και γρανοφύρες.

Το μεταλλείο Ξερολίβαδου βρίσκεται στο Νότιο Βούρινο (Όρος Φλάμπουρο) και ανήκει στην βάση της οφειολιθικής ακολουθίας του Βούρινου. Το κοίτασμα χρωμίτη φιλοξενείται σε σερπεντινίτες οι οποίοι έχουν προκύψει από δουνιτικής αρχικής σύστασης υπερβασικά πετρώματα. Το δουνιτικό σώμα του Ξερολίβαδου είναι το μεγαλύτερο του Βούρινου και εμφανίζεται επιφανειακά σε έκταση περίπου 3 επί 1 χλμ. Ο δουνίτης περιβάλλεται από τον κύριο σχηματισμό της περιοχής, τον χαρτσβουργίτη.

Τρεις (3) κύριες ομάδες ρηγμάτων (F1, F2 και Fm) χωρίζουν το μεταλλείο σε 4 τομείς: το Βόρειο, τον Κεντρικό, το Νότιο και το Νοτιοδυτικό. Ο τελευταίος δεν εκμεταλλεύτηκε ποτέ. Η μεταλλοφορία χρωμίτη εντοπίζεται σε επτά (7) κύρια λοβόμορφα χρωμιτικά σώματα που διατρέχουν το μεταλλείο κατά μήκος και φιλοξενούν μεταλλοφορία μορφής πλακών ή ταινιών.

Οι παράμετροι ol-hy-di που προέκυψαν από τον υπολογισμό της CIPW norm προβλήθηκαν στο διάγραμμα του Coleman (1977): οι σερπεντινίτες του Ξερολίβαδου προβάλλονται στα πεδία των δουνιτών, ενώ τα δείγματα που λήφθηκαν από άλλες τοποθεσίες του Βούρινου προβάλλονται στο πεδίο των χαρτσβουργιτών. Τα δείγματα που προβλήθηκαν στο πεδίο των χαρτσβουργιτών, εμφανίζουν μέσο όρο του λόγου $MgO/(MgO+FeO)$ ο οποίος είναι 0,84 και υψηλό μέσο όρο περιεκτικότητας σε Cr (2782 ppm), γεγονός που επιβεβαιώνει τον χαρτσβουργιτικό χαρακτήρα του αρχικού πρωτόλιθου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα δείγματα σερπεντινίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου, εμφανίζουν μέση περιεκτικότητα σε Cr 1847 ppm και μέση περιεκτικότητα σε Ni 3244,6 ppm. Η υψηλή περιεκτικότητα σε Ni αποδίδεται στην παρουσία σε αυτά Ni-σουλφιδίων.

Από τη γεωχημική μελέτη των μεταδιαβασικών πετρωμάτων του Βούρινου (περιοχή Κράπας-Βατόλακκου) και την προβολή των χημικών αναλύσεων τους σε μεγάλο αριθμό διακριτικών διαγραμμάτων, προέκυψε πως το μάγμα που έδωσε την κρυστάλλωση των πετρωμάτων αυτών ήταν θολειτικής σύστασης χαμηλού Ti και χαμηλού K, σε γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού νησιωτικού τόξου (IAT) πάνω από καταδυόμενη ωκεάνια λιθόσφαιρα (SSZ).

Οι σερπεντινίτες αποτελούνται ορυκτολογικά κυρίως από σερπεντίνη. Άλλα επουσιώδη ορυκτά των σερπεντινιτών είναι ο ολιβίνης, ο Cr-σπινέλλιος, ο μαγνητίτης, τα Fe-Ni-Co-σουλφίδια (αβαρουίτη, πετλανδίτη, χεζλεγουδίτη), ο χλωρίτης καθώς και ανθρακικά ορυκτά. Οι Cr-σπινέλλιοι των σερπεντινιτών παρουσιάζουν φαινόμενα εξαλλοίωσης σε Fe-χρωμίτη. Η γένεση μαγνητίτη και των σουλφιδίων, καθώς και η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε Fe-χρωμίτη αποδίδεται στη διαδικασία της σερπεντινίωσης.

Ο χρωμίτης στους χρωμιτίτες εμφανίζεται κατακλασμένος και κατά θέσεις έχει εξαλλοιωθεί σε μικρό βαθμό σε Fe-χρωμίτη. Όπως και στους σερπεντινίτες, η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε Fe-χρωμίτη αποδίδεται στη διαδικασία της σερπεντινίωσης.

Από την προβολή των σπινελίων των χρωμιτιτών και των σερπεντινιτών του Ξερολιβάδου στο τριγωνικό διάγραμμα ονοματολογίας του Stevens προκύπτει πως όλοι οι αναλλοίωτοι χρωμίτες προβάλλονται στο πεδίο των αργιλιούχων χρωμιτών. Με βάση την ταξινόμηση των Dick and Bullen (1984) που διέκριναν τους Αλπικού τύπου σπινελιούχους περιδοτίτες σε 3 υποτύπους ανάλογα με την τιμή της Cr# ($=Cr/(Cr+Al)$) κατατάσσονται στον τύπο III (αλπικοί) περιδοτιτών.

Οι χρωμίτες του μεταλλεύματος παρουσιάζουν τα εξής χημικά χαρακτηριστικά:

1. $Cr_2O_3 = 59,13-61,64$ % κ.β.
2. $Al_2O_3 = 8,08-11,98$ % κ.β.
3. $TiO_2 = 0,11-0,18$ % κ.β.
4. $Cr\# (=Cr/(Cr+Al)) = 0,769-0,834$
5. $Mg\# (=Mg/(Mg+Fe^{2+})) = 0,553-0,700$
6. $Fe^{3+}\# (=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)) = 0,300-0,447$

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Όλοι οι χρωμίτες από άποψη βιομηχανικής χρήσης χαρακτηρίζονται ως μεταλλουργικού τύπου υψηλού χρωμίου.

Η περιεκτικότητα των χρωμιτών σε Mg ακολουθεί την εξής φθίνουσα σειρά: συμπαγείς χρωμίτες ταινιών χρωμίτη μεταλλεύματος, διάσπαρτοι χρωμίτες ταινιών σερπεντινίτη μεταλλεύματος, επουσιώδεις χρωμίτες πετρώματος κοντά στο μέταλλευμα και επουσιώδεις χρωμίτες πετρώματος σε απόσταση από το μέταλλευμα. Την ίδια συμπεριφορά δείχνει η περιεκτικότητα των χρωμιτών σε Cr, ενώ την ακριβώς αντίθετη συμπεριφορά δείχνουν τα στοιχεία Fe, Zn, Mn και V.

Κατά τη διάρκεια επανεξισορρόπησης μεταξύ σπινέλλιου-ολιβίνη, έλαβε χώρα ανταλλαγή ιόντων μεταξύ των 2 ορυκτών. Κυρίως ο Fe^{2+} και δευτερευόντως το Mn, ο Zn και το Co αντικατέστησαν το Mg στο πλέγμα του χρωμίτη. Οι αντικαταστάσεις ήταν πιο έντονες στους χρωμίτες των σερπεντινιτών όπου ο ολιβίνης βρίσκεται σε μεγαλύτερη περιεκτικότητα. Αντίστοιχα, ο ολιβίνης εμφανίζεται πλουσιότερος σε Mg και Ni και πτωχότερος σε Fe στους χρωμίτες των χρωμιτιτών από αυτούς των σερπεντινιτών.

Από την λεπτομερή ανάλυση με LA-ICP-MS χρωμιτών από δείγματα μεταλλεύματος, προκύπτει πως οι χρωμίτες του μεταλλεύματος περιέχουν κατά μέσο όρο:

1. 1023,22 ppm Ti
2. 683,03 ppm V
3. 1288,03 ppm Mn
4. 270,16 ppm Co
5. 738,98 ppm Ni
6. 345,42 ppm Zn
7. 25,20 ppm Ga

Τα ιχνοστοιχεία Co, V, Zn, Ti και Ga συσχετίζονται θετικά με τους χρωμίτες ενώ, αρνητική συσχέτιση έχει το Ni. Το γεγονός αυτό δείχνει πως τα ιχνοστοιχεία Co, V, Zn, Ti και Ga βρίσκονται στον χρωμίτη ενώ το Ni ελέγχεται από τον ολιβίνη.

Με τη χρήση των διακριτικών διαγραμμάτων βασισμένων στην ορυκτοχημεία του χρωμίτη, καθώς και σε συνδυασμό με τα γεωλογικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά του μεταλλείου Ξερολίβαδου, το κοίτασμα της περιοχής μελέτης αποτελεί ένα τυπικό Αλπικού τύπου ή λοβόμορφο ή οφειολιθικό κοίτασμα.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Επίσης, από την χρήση των κατάλληλων διακριτικών διαγραμμάτων, προέκυψε πως το κοίτασμα χρωμίτη του Ξερολιβάδου γεννήθηκε σε περιβάλλον νησιωτικού τόξου πάνω από ωκεάνια ζώνη υποβύθισης από τήγμα προερχόμενο από υψηλού βαθμού μερική τήξη έντονα εκχυμωμένου μανδουακού υλικού που είχε μπονινιτική σύσταση. Το τήγμα ανήλθε στον δουνίτη μέσω διαρρήξεων από διάταση.

Με τη χρήση του γεωθερμομέτρου των Ballhaus et al. (1991), βρέθηκαν τα παρακάτω θερμοκρασιακά εύρη για τα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου:

- 442-744°C (663 ± 82 °C) για τους χρωμιτίτες
- 745-877°C (805 ± 44 °C) για τους σερπεντινίτες κοντά στα χρωμιτικά σώματα
- 758-854°C (805 ± 32 °C) για τους σερπεντινίτες ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Επίσης, με τη χρήση του γεωβαρόμετρου των Ballhaus et al. (1991), βρέθηκαν τα παρακάτω λογαριθμικά εύρη τιμών για την ενεργότητα του οξυγόνου (fO_2) για τα δείγματα του μεταλλείου Ξερολιβάδου:

- 0,537-1,510 ($1,080 \pm 0,320$) για τους χρωμιτίτες
- 0,516-1,169 ($0,789 \pm 0,212$) για τους σερπεντινίτες κοντά στα χρωμιτικά σώματα
- -0,233-0,950 ($0,336 \pm 0,306$) για τους σερπεντινίτες ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων

Ψηφιοποιώντας, γεωαναφέροντας και συνδυάζοντας 18 τομές κατά μήκος των χρωμιτικών σωμάτων, 14 κάθετες στα χρωμιτικά σώματα τομές και γεωλογικούς και κοιτασματολογικούς χάρτες τις περιοχής μελέτης, δημιουργήθηκαν 9 χάρτες προβολής της μεταλλοφορίας σε διαφορετικά επίπεδα του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

Εξαιρώντας τους χρωμίτες των ταινιών χρωμίτη του μεταλλεύματος, χρησιμοποιώντας μόνο τις αναλύσεις διάσπαρτου χρωμίτη στο μέταλλευμα και στον σερπεντινίτη -και φυσικά τις μετρήσεις στον ολιβίνη-, με τη συνδυασμένη χρήση των τοπογραφικών συντεταγμένων και των χημικών αναλύσεων του χρωμίτη και του ολιβίνη, δημιουργήθηκαν οι ισογεωχημικοί χάρτες κατιόντων χημικών στοιχείων, θερμοκρασίας, ενεργότητας οξυγόνου κ.λπ., οι οποίοι συγκρίθηκαν με τη χωρική ανάπτυξη των χρωμιτικών σωμάτων.

Συγκρίνοντας τον τοπογραφικό χάρτη με τους ισογεωχημικούς χάρτες, υποδεικνύεται με πολύ καλή ακρίβεια η τοποθεσία των χρωμιτικών σωμάτων στο μεταλλείο Ξερολιβάδου. Η ύπαρξη μεταλλοφόρων σωμάτων μπορεί να προβλεφθεί γεωχημικά σε κλίμακα από πέντε

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

έως τριάντα μέτρα. Ένα τέτοιο γεωχημικό εργαλείο θα μπορούσε να εφαρμοστεί για τη διερεύνηση της συνέχισης των χρωμιτικών σωμάτων στο ΝΔ τομέα του μεταλλείου Ξερολιβάδου καθώς και σε άλλα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη τόσο στο Βούρινο όσο και σε άλλα οφειολιθικά συμπλέγματα.

Χημικές αναλύσεις PGE's+Au σε δείγματα μεταλλεύματος, έδειξαν τα παρακάτω όρια μεταβολής (σε ppb) για κάθε ένα στοιχείο στο μεταλλείο Ξερολιβάδου είναι:

1. Os=<1-29
2. Ir=18-31
3. Ru=36-120
4. Rh=<1-15
5. Pt=3,5-16
6. Pd=<1-82
7. Au=<0,5-58

Η χαμηλή (107-206 ppb) περιεκτικότητα των χρωμιτιτών σε ΣPGE's+Au καθώς και η χρήση των χαρακτηριστικών γραφημάτων κατανομής των PGE's και η σύγκρισή τους με άλλα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμιτών συνηγορεί στο γεγονός πως το κοίτασμα της περιοχής μελέτης αποτελεί ένα τυπικό Αλπικού τύπου κοίτασμα.

Συμπερασματικά, για τη γένεση του κοιτάσματος χρωμίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου, προτείνεται πως τα τήγματα από τα οποία κρυσταλλώθηκε ο χρωμίτης ήταν μπονινιτικού τύπου, ακόρεστα σε θείο και προέκυψαν από υψηλού βαθμού μερική τήξη έντονα εκχυωμένου μανδουακού υλικού σε γεωτεκτονικό περιβάλλον νησιωτικού τόξου πάνω από καταδυόμενη λιθόσφαιρα (SSZ). Τα τήγματα ανέρχονταν στο χαρτσβουργίτη ξενιστή των χρωμιτιτών μέσω διαρρήξεων από διάταση, που σταδιακά εξελίχθηκαν σε σύστημα πολλαπλών μαγματικών θαλάμων. Στους τελευταίους έλαβε χώρα η κρυστάλλωση του χρωμίτη κάτω από κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες ως αποτέλεσμα αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος.

MINERALOGY, PETROLOGY AND ORE GEOLOGY OF THE XEROLIVADO OPHIOLITES (VOURINOS, WESTERN MACEDONIA, GREECE)

By Evangelos I. Tzamos

**(PhD-Thesis, Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of
Geology, Faculty of Sciences, Aristotle University of Thessaloniki, Greece)**

The present thesis studies the mineralogy, petrology and ore geology of the Xerolivado Mine ophiolites which belong to the Vourinos ophiolitic complex.

The investigated area belongs to the Vourinos ophiolitic complex. The ophiolitic sequence consists of mantle rocks (mainly) and of a well preserved magmatic sequence. The mantle unit consists of hartzburgites and dunites which very often host chrome ores, whereas the magmatic sequence consists of dunites, gabbros, norites and wherlites. At the upper part of the magmatic sequence, diorites, diabases, dacites and granophyres are found.

The Xerolivado Mine is located at Southern Vourinos (Mountain Flampouro) and it belongs to the base of the ophiolitic sequence of Vourinos. The chrome ore is hosted by serpentines which have occurred by ultramafic rocks that had originally dunitic composition. The Xerolivado dunitic body is the largest in Vourinos and it exposed surficial at an area of 3 x 1 km. Dunite is surrounded by hartzburgite, the dominating geologic formation of the area.

Three (3) main fault groups (F1, F2 and Fm) divide the mine in 4 sectors: Northern, Central, Southern and Southwestern. The latter was never exploited. Chrome ores are located at seven (7) main podiform chromite bodies that traverse the mine by length and host schlieren (or banded) chromite ores.

The ol-hy-di parameters that occurred from the calculation of the CIPW norm were projected on Coleman's (1977) diagram: the Xerolivado serpentinites are projected on dunites field, whereas the samples taken from other Vourinos localities are projected on hartzburgite field. Samples projected on hartzburgite field have an average of $MgO / (MgO + FeO) = 0.84$ and a high average Cr concentration (2782 ppm). Both values confirm that the original protolith was of hartzburgitic composition.

The Xerolivado serpentinite samples have an average concentration of Cr = 1847 ppm and an average concentration of Ni = 3244.6 ppm. The high value of Ni is attributed to the presence of Ni-sulfides in those samples.

SUMMARY

The geochemical study of the Vourinos metadiabasic rocks (Krapa-Vatolakkos area) and the use of a large number of well known empirical diagrams, suggest that the primitive lavas have crystallized from low-Ti and low-K tholeiitic magma. The geotectonic environment of magma generation resembles that of an island arc (IAT) over a subducting lithosphere oceanic slab (SSZ, supra-subduction zone).

The serpentinites are mineralogical mainly composed by serpentine (usually antigorite but veins of micro-chrysotile also occur). Other accessory minerals found are olivine, Cr-spinel, magnetite, Fe-Ni-Co sulphides (awaruite, petlandite, heazlewoodite), chlorite and carbon minerals. Cr-spinels in the serpentinites are some times found altered to Fe-chromite. The formation of magnetite and sulphides and the alteration of chromite to Fe-chromite are attributed to serpentinization processes.

Chromite in chromitites has a pull-apart texture and in some locations has been altered –in a small degree- to Fe-chromite. Like in the case of serpentinites, the alteration of chromite to Fe-chromite is attributed to serpentinization processes.

The use of the Stevens (1944) diagram suggests that unaltered spinels of the chromitites and serpentinites are classified as Al-chromites. According to Dick and Bullen (1984) classification based on Cr# ($=\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) value, they resemble to the type III (alpine) peridotite spinels.

The chromites of the ore are characterized by the following features:

1. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 59.13\text{-}61.64 \text{ wt.}\%$
2. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.08\text{-}11.98 \text{ wt.}\%$
3. $\text{TiO}_2 = 0.11\text{-}0.18 \text{ wt.}\%$
4. $\text{Cr\#} (= \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})) = 0.769\text{-}0.834$
5. $\text{Mg\#} (= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})) = 0.553\text{-}0.700$
6. $\text{Fe}^{3+\#} (= \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})) = 0.300\text{-}0.447$

All studied chromite, by terms of industrial usage, are characterized as high-grade metallurgical type.

Chromites concentration in Mg follows the following decreasing order: massive chromites in the chromite bands of the ores, disseminated chromites in the serpentine bands of the ores, secondary chromites in the host rock near the ores and secondary chromites in the host rocks in distance from the ores. The same behavior is shown by Cr, whereas Fe, Zn, Mn and V show exactly the opposite behavior.

During re-equilibration between spinel-olivine pair in subsolidus conditions, an exchange of cations between these two mineral phases occurred. Fe^{2+} (mainly) and Mn, Zn

SUMMARY

and Co (secondary) replaced Mg in the chromite lattice. Replacements were more intense to the serpentinite chromites where olivine is found in higher concentrations. Olivine is found having more Mg and Ni and less Fe in the chromites from chromitites than the chromites from serpentinites.

Detailed analyses of ore chromites using the LA-ICP-MS method showed that chromites contain on average:

1. 1023.22 ppm Ti
2. 683.03 ppm V
3. 1288.03 ppm Mn
4. 270.16 ppm Co
5. 738.98 ppm Ni
6. 345.42 ppm Zn
7. 25.20 ppm Ga

Co, V, Zn, Ti and Ga are correlated positively with chromites whereas, Ni has a negative correlation. This fact suggests that Co, V, Zn, Ti and Ga are concentrated in chromites, whereas Ni is found in olivine.

By the use of discrimination diagrams based on chromite mineral chemistry combined with the geologic and petrographic characteristics of the Xerolivado Mine, the ore of the study area is a typical Alpine type or podiform or ophiolitic ore.

Also, by the use of the relevant discrimination diagrams, the Xerolivado chrome ore formed in island arc environment above a supra subduction zone from a melt formed by high degree partial melting of a highly depleted mantle material with boninitic affinity. The melt infiltrated dunite through cracks.

By the use of the Ballhaus et al. (1991) geothermometer, the following temperatures were calculated for the Xerolivado mine samples:

- 442-744°C (663 ± 82 °C) for chromitites
- 745-877°C (805 ± 44 °C) for serpentinites near chromite bodies
- 758-854°C (805 ± 32 °C) for serpentinites between chromite bodies

Also, by the use of the Ballhaus et al. (1991) geobarometer, the following logarithmic values of oxygen fugacity (fO_2) were calculated for the Xerolivado mine samples:

- 0.537-1.510 (1.080 ± 0.320) for chromitites
- 0.516-1.169 (0.789 ± 0.212) for serpentinites near chromite bodies
- -0.233-0.950 (0.336 ± 0.306) for serpentinites between chromite bodies

By digitizing, georeferencing and combining a total of 18 length sections, 14 vertical sections and numerous geologic and ore maps of the study area, 9 maps were created presenting the projections of the chrome ores at different levels of the Xerolivado mine.

By excluding the chromites of the chromite bands of the ore, by using only the analyses of disseminated chromite in the ore and in the serpentinites –and of course olivine analyses too-, and with the combined use of topographic coordinates and chemical analyses of chromite and olivine, geochemical maps of cations, temperature, oxygen fugacity, etc. were created and compared with the spatial distribution of the chromite bodies.

When comparing the topographic map with the geochemical maps, the location of the metalliferous bodies is delineated with a very good precision. The existence of chromite bodies can be geochemically predicted in a scale of five to thirty meters. Such a geochemical tool could be applied for the study of the continuation of the chromite bodies at the northwestern part of the Xerolivado mine but also for the study of other podiform chrome ores at Vourinos or other ophiolitic complexes.

PGE's+Au chemical analyses of the Xerolivado mine ore samples showed the following (measured in ppb) for each element:

1. Os=<1-29
2. Ir=18-31
3. Ru=36-120
4. Rh=<1-15
5. Pt=3.5-16
6. Pd=<1-82
7. Au=<0.5-58

The low (107-206 ppb) concentration of chromitites in ΣPGE's+Au, the use of characteristic PGE's discrimination diagrams and their comparison with other podiform chromite ores, add further support to the conclusion that the Xerolivado mine chromite ore is a typical Alpine type ore.

In conclusion, for the genesis of the Xerolivado mine chromite ore, a supra-subduction geodynamic setting is suggested. Chromite was crystallized by parental melts of boninitic arc affinities and S-undersaturated which were produced by high degrees of partial melting of an already heavily depleted peridotite. Those melts were separated by their source rocks and moved upwards in the host hartzburgite through tension fractures which gradually evolved to multiple magma chambers. Into the latter, chromitite pods were originated by magmatic accumulation under proper physicochemical conditions and as a results of melt-rock interaction.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Α. ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agiorgitis, G. and Wolf, R. (1977): The distribution of platinum, palladium and gold in Greek chromites. *Chem. Erde*, 36, 349-351.
- Agiorgitis, G. and Wolf, R., (1978): Aspects of osmium, ruthenium and iridium contents in some Greek chromites. *Chem. Geol.*, 23, 267-272.
- Ahmed, A.H. and Arai, S. (2002): Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonics implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 263-278.
- Ahmed, A.H., Arai, S., and Attia, A.K. (2001): Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. *Miner. Depos.*, 36, 72-84.
- Ahmed, Z. (1984): Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhakot-Qila complex, Pakistan. *Econ. Geol.*, 79, 1334-1359.
- Al-Boghdady, A. and Economou-Eliopoulos, M. (2005): Fluid inclusion in chromite from a pyroxenite dike of the Pindos ophiolite complex. *Chem. Erde.*, 65, 191-202.
- Angeli, N., Fleet, M.E., Thiabault, Y. and Candia, M.A.F. (2001): Metamorphism and PGE-Au content of chromitite from the Ipenema mafic/ultramafic complex, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Petrol.*, 71, 173-194.
- Annersten H. and Filippidis A. (1984): Cation ordering in Ni-Fe olivines: reply. *Amer. Miner.*, 69(1/2), 164.
- Annersten H., Adetunji J. and Filippidis A. (1984): Cation ordering in Fe-Mn silicate olivines. *Amer. Miner.*, 69(11/12), 1110-1115.
- Annersten H., Ericsson T. and Filippidis A. (1982): Cation ordering in Ni-Fe olivines. *Amer. Miner.*, 67(11/12), 1212-1217.
- Anonymous, (1972): Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.
- Apostolidis, G., Mastoris, K. and Vgenopoulos, A. (1980): Exploration of the Xerolivado Chromite Deposits and their chemical, mineralogical and physical properties. In: An Intern. Symposium on Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes. UNESCO, Athens.
- Arai, S. (1992a): Chemistry of Chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, 56, 173-184.
- Arai, S. (1992b): Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: A review (in Japanese). *Journal of Mineralogy Petrology Econ. Geol.*, 87, 351-363.
- Arai, S. (1997): Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Res. Geol.*, 47, 177-187.
- Arai, S. and Abe, N. (1994): Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc. *Mineral. Depos.*, 19, 434-438.
- Arai, S. and Abe, N. (1995): Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implications for genesis of alpine-type chromitite. *Amer. Mineral.* 80, 1041-1047.
- Arai, S. and Matsukage, K. (1998): Petrology of the chromite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*, 43, 1-14.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Arai, S. and Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwest Japan, as mantle–melt interaction products. *Econ. Geol.* 89, 1279-1288.
- Arculus, R.J. (1985): Oxidation status of the mantle: Past and present. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13, 75-95.
- Arculus, R.J. and Delano, J.W. (1981): Intrinsic oxygen fugacity measurements: Techniques and results from upper mantle peridotites and megacryst assemblages. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45, 899-913.
- Ashley, P. M. (1973): Pedogenesis of sulphide bearing reaction zones in the Coolac ultramafic belt, New South Wales, Australia. *Mineral. Depos.*, 8, 370-378.
- Aubouin, J. (1965): Geosynclines. Development in geotectonics 1. Elsevier, 335p.
- Aubouin, J., Blanchet, R., Cadet, J.-P., Celet, P., Charvet, J., Chorowicz, J., Cousin, M. and Rampnoyx, J.-P. (1970): Geologie des Dinarides. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XII, 1060- 1095.
- Augé, T. (1985): Platinum-group mineral inclusions in ophiolitic chromitite from the Vourinos Complex, Greece. *Canad. Miner.*, 23, 163-171.
- Auge, T. (1987): Chromite deposit in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineral. Depos.*, 22, 1-10.
- Ayrton, S. (1968): Structures isoclinales dans les peridotites du Mont Vourinos (Macedoine Grecque) un exemple de deformation de roches ultrabasics. *Bull. Suisse Mineral. Petrol.*, 48, 734-750.
- Bacuta, G.C., Kay R.W, Gibbs, A.K. and Lipin, B.R. (1990): Platinum group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales Ophiolite complex, Philippines. *J. Geochem. Expl.*, 37, 113-145.
- Ballhaus, C., Berry, R.F., and Green, D.H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 27-40.
- Ballhaus, C.G., Berry, R.F. and Green, D.H. (1990): Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, 348, 437-440.
- Barnes, S.J. and Naldrett, A.J. (1987): Fractionation of the platinum-group elements and gold in some komatiites of the Abiti greenstone belt, Northern Ontario. *Econ. Geol.*, 82, 165-183.
- Barnes, S.J. and Roeder, P.L. (2001): The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 42, 2279-2302.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J., and Gorton, M.P. (1985): The origin of the fractionation of platinum group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53, 303-323.
- Barth, M.G. and Gluhak, T.M. (2009): Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks from the Othris Ophiolite, Greece. *Contrib. Miner. Petrol.*, 157(1), 23-40.
- Barth, M.G., Mason, P.R.D., Davies, G.R. and Drury, M.R. (2008): The Othris Ophiolite, Greece: A snapshot of subduction initiation at a mid-ocean ridge. *Lithos*, 100, 234-254.
- Baumgarnter, P.O. (1985): Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis peninsula (Peloponessus, Greece). *Mem. Soc. Helv. Sci. Nat.*, 99, 111.
- Baumgartner, R.J., Zaccarini, F., Garuti, G. and Thalhammer O.A.R. (2013): Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco–Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 165(3), 477-493.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bebien, J., Dubois, R., and Gauthier, A. (1986): Example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). *Geol.*, 14, 1016–1019.
- Bebien, J., Ohnestetter, D., Ohnestetter, M., and Vergely, P., (1980): Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. *Ofiol.*, sp.iss. Tethyan ophiolites, 2, 129-197.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, O., Ohnenstetter, M. and Venturelli, G. (1977): The trace element of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 11-31.
- Beccaluva, L. and Serri, G. (1988): Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonoph.*, 146, 291-315.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E. and Siena, F. (2005): Magma generation and crustal accretion as evidenced by Supra-subduction ophiolite of the Albanide-Hellenide Subpelagonian zone. *Isl. Arc*, 14, 551-563.
- Beccaluva, L., Di Girolamo, P., Macciota, G. and Morra, V. (1983): Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ofiol.*, 8(3), 307-324.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. and Paupy, A. (1984): Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 253-271.
- Beccaluva, L., Ohnestetter, D. and Ohnestetter, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites: application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1874-1882.
- Beccaluva, L., Piccardo, G.B. and Serri, G. (1980): Petrology of northern Appenine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (ed.): *Ophiolites, Proc. Inter. Ophiolite Symp.*, Cyprus 1979, 314-331.
- Bizimis, M., Salters, V.J.M. and Bonatti, E. (2000): Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chem. Geol.*, 165, 67-85.
- Bloomer, S.H. (1987): Geochemical characteristics of boninite and tholeiite-series volcanic rocks from the Mariana forearc and the role of an incompatible element-enriched fluid in arc petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 215, 151-164.
- Bloxam, J.W. and Lewis, A.D. (1972): Ti, Zr and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. *Nature*, 237, 134-136.
- Bonatti, E. and Michael, P. J. (1989): Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 91, 297-311.
- Bortolotti, V., Chiari, M. and Marcucci, M. (2004): Comparison among the Albanian and Greek ophiolites: in search of constraints for the evolution of the Mesozoic Tethys Ocean. *Ofiol.*, 29, 19-35.
- Bortolotti V., Dalpiaz, G.V. and Passerini, P. (1969): Ricerche sulle Ofiol. delle catene alpine 5. Nuove osservazioni sul massiccio del Vourinos (Grecia). *Boll. Soc. Geol. Italiana*, 88, 35-45.
- Bortolotti, V., Carras, N., Chiari, M., Fazzuoli, M., Marcucci, M., Photiades, A. and Principi, G. (2002): New geological observations and biostratigraphic data on the Argolis Peninsula: Palaeogeographic and geodynamic implications. *Ofiol.*, 27(1), 43-46.
- Bortolotti, V., Carras, N., Chiari, M., Fazzuoli, M., Marcucci, M., Photiades, A. and Principi, G. (2003): The Argolis peninsula in the paleogeographic and geodynamic frame of the Hellenides. *Ofiol.*, 28(2), 79-94.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., and Principi, G. (2005): Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *Isl. Arc*, 14, 471-493.
- Bowen, N.L. (1927): The origin of ultrabasic and related rocks. *Am. J. Sci.*, 14, 89-108.
- Bowen, N.L. and Tuttle, O.E. (1949): The system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60p.
- Brenan, J., Finnigan, C., McDonough, W. and Homolova, V. (2012): Experimental constraints on the partitioning of Ru, Rh, Ir, Pt and Pd between chromite and silicate melt: The importance of ferric iron. *Chem. Geol.*, 302-303, 16-32.
- Brenker, F.E., Meibom, A. and Frei, R. (2003): On the formation of peridotite-derived Os-rich PGE alloys. *Amer. Miner.*, 88, 1731-1740.
- Bridges, L.C, Prichard, H.M., Neary, C.R. and Meireles, C.A. (1993): Platinum-group element mineralization in the chromite-rich rocks Braganca massif, northern Portugal. *Trans. Inst. Min. Metal.*, 102B, 103-113.
- Brogniart, A. (1813): *Essai d'une classification mineralogique des roches melangées*. J. des Mines, Paris, 199.
- Brogniart, A. (1827): *Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. F.G. Levrault, Paris.
- Brunn, J.H. (1940): Conditions de gisement des roches basiques en Macedoine occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 210, 735.
- Brunn, J.H. (1956): Contribution a l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hellen.* 7, 1-358.
- Brunn, J.H. (1960): Les zones Helleniques internes et externes et leur extension. *Reflexions sur l'orogenese alpine*. *Soc. Geol. France Bull.*, 2, 470-486.
- Brunn, J.H. (1961): Les sutures ophiolitiques. Contribution a l'etude des relations entre phenomenes magmatique et oroqenique.-*Rev. Georg. Phys. Geol. Dyn.*, 4, 89-96, 181-202.
- Cameron, E.N. (1977): Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the eastern Bushveld complex. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1021-1033.
- Cameron, E.N. (1980): Evolution of the Lower Critical zone, central sector, eastern Bushveld complex, and its chromite deposits. *Econ. Geol.*, 7, 845-871.
- Campbell, I.H. and Murck, B.W. (1993): Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View Area of the Stillwater complex, Montana. *J. Petrol.*, 34, 291-316.
- Campbell, I.H. and Naldrett, A.J. (1979): The influence of silicate: sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. *Econ. Geol.*, 74, 1500-1506.
- Campbell, I.H., Naldrett, A.J. and Barnes, S.J. (1983): A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. *J. Petrol.*, 24, 133-165.
- Cann, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 1-19.
- Capedri, S., Lekkas, E., Papanikolaou, D., Scarpelis, N., Venturelli, G. and Gallo, J. (1985): The ophiolite of the Koziakas range, Western Thessaly (Greece).- *N. Jb. Miner. Abh.* 152, 45-64.
- Capedri, S., Venturelli, G. and Toscani, L. (1982): Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece. *Geol. J.*, 17, 223-242.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Capedri, S., Venturelli, G., Bebien, J. and Toscani, L. (1981): Low and high Ti ophiolites in northern Pindos: petrological and geological constraints. *Bull.* 44, 439-449.
- Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garutti, G. and Rossi, A. (1980): The geochemistry and petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 189-200.
- Capobianco, C.J. and Drake, M.J. (1990): Partitioning of ruthenium, rhodium and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum-group element fractionation melts. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 54, 869-874.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M. and Prinzhofer, A. (1981): Structural classification of chromite pods in southern NewCaledonia. *Econ. Geol.*, 76, 805-831.
- Celet, P. (1962): Contribution à l' étude géologique du Parnasse-Kiona et d' une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 13, 1-446.
- Celet, P., Courtin, B. and Ferriere, J. (1980): Les ophiolites des Hellenides centrales dans leur contexte geotectonique. In: A. Panayiotou (ed.) *Inter. Ophiolite Symp. Proc.*, Cyprus, 1979, 360-370.
- Chamberlain, J.A. (1967): Nickel distribution in serpentinites from Puddy Lake, Ontario. *Proc. Geol. Assoc. Can.* 18, 67-91.
- Chamberlain, J.A., McLeod, C.R., Traill, R.J. and Lachange, G. (1965): Native metals in the Muskox intrusions. *Can. J. Earth Sci.*, 2, 188-215.
- Chiari, M., Bortolotti, V., Marcucci, M., Photiades, A. and Principi, G. (2003): The Middle Jurassic siliceous sedimentary cover at the top of Vourinos ophiolite (Greece). *Ofiol.*, 28, 95-104.
- Christie, D.M., Carmichael, I.S.E. and Langmuir, C.H. (1986): Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 397-411.
- Christodoulou, C. and Michailidis, K. (1990): Petrology of the plutonic suites from the Chalkidiki ophiolites, northern Greece. Implications for parental magma characteristics and tectonic provenance. *Ofiol.*, 15(1), 17-44.
- Clift, P.D. and Dixon, J.E. (1998): Jurassic ridge collapse, subduction initiation and ophiolite obduction in the southern Greek Tethys. *Eclogae geol. Helv.*, 91, 128-138.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, Heidelberg, New York, 229p.
- Coleman, R.G. (1984): Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. *Ofiol.*, 9, 205-222.
- Coleman, R.G., and Peterman, Z.E. (1975): Oceanic plagiogranite. *J. Geoph. Res.*, 80, 1099-1108.
- Corrivaux, L. and Laflamme, J.H.G. (1990): Mineraliogie des elements de groupe du platine dans les chromitites de ophiolite de Thetford Mine Quebec. *Can. Mineral.*, 28, 579-595.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. and Green, T.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.) *Boninites and Related Rocks*, Unwin Hyman, 1-49.
- Crocket, J.H. (1990): Noble metals in seafloor hydrothermal minerallizations from Juan de Fuca and Mid-Atlantic ridges: A fraction of gold from platinum metals in hydrothermal fluids. *Can. Mineral.*, 28, 639-648.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Danelian, T. and Robertson, A.H.F. (2001): Neotethyan evolution of eastern Greece (Pagondas Mélange, Evia island) inferred from radiolarian biostratigraphy and the geochemistry of associated extrusive rocks. *Geol. Mag.*, 138(3), 345-363.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I. and Styles, M.T. (2009): Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematic in chrome spinel. *Chem. Geol.*, 261, 199-216.
- De Bono, A. (1998): Pelagonian margins in central Evia island (Greece). Stratigraphy and geodynamic evolution. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, pp. 114.
- Dixon, J.E. and Dimitriadis, S. (1984). Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece.- In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Sp. Publ. 17, 603-618.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1969): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2nd Edition. Longman, 696p.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984): Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Dickey, H.J.B. (1975): A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. In: Irvine T.N. (ed.) *Chromium*, Pergamon Press, 1061-1074.
- Dickey, H.J.B. and Yoder, H.S. (1972): Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 71, 384-392.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R. and Vissers, R.L.M. (2001): Structural Petrology of Plagioclase Peridotites in the West Othris Mountains (Greece): Melt Impregnation in Mantle Lithosphere. *Journal of Petrology* 42, 5-24.
- Dilek, Y. and Morishita, T. (2009): Meltmigration and upper mantle evolution during incipient arc construction: Jurassic Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Isl. Arc*, 18, 551-554.
- Dilek, Y., Furnes, H., and Shallo, M. (2008): Geochemistry of the Jurassic Mirdita ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100, 1-4, 174-209.
- Dilek, Y., Shallo, M., and Furnes, H. (2005): Rift-drift, seafloor spreading and subduction tectonics of Albanian ophiolites: *International Geology Review*, 46, 147-176.
- Dimadis E., Kassoli-Fournaraki A., Kolcheva K, Filippidis A. and Tsirambidis A. (1990): Ultramafic body in Gorgona area, North of Xanthi (Central Rhodope Massif, Greece). *Geologica Rhodopica*, 2, 117-126.
- Donaldson, M.J. (1981): Redistribution of ore elements during serpentinization and talc-carbonate alteration of some Archean dunites, Western Australia. *Econ. Geol.*, 76, 1698-1713.
- Donaldson, M.J. and Bromley, G.J. (1981): The Honeymoon well nickel sulfide deposits, Western Australia. *Econ. Geol.*, 76, 1550-1564.
- Dostal, J., Toscani, L., Photiades, A. and Capedri, S. (1991): Geochemistry and petrogenesis of Tethyan ophiolites from northern Argolis (Peloponnesus, Greece). *Enr. J. Mineral.* 3, 105-121.
- Dymek, R.F., Brothers, S.C. and Schiffries C.M. (1988): Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *J. Petrol.*, 29, 1353-1397.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Economou, E.M. and Vacondios, I. (1995): Geochemistry of chromitites and host rocks from the Pindos ophiolite complex, northwestern Greece. *Chem. Geol.*, 122, 99-108.
- Economou, E.M., and Naldrett, A.J. (1984): Sulfides associated with podiform bodies of chromite at Tsagli, Eretria, Greece. *Mineral. Depos.*, 19, 289-297.
- Economou, E.M., Dimou, E., Economou, G., Migiros, G., Vacondios, I., Grivas, E., Rassios, A. and Dabitzias, S. (1986): Chromite deposits of Greece. Chromites UNESCO'S I.G.C.P.-197 Project "Metallogeny of Ophiolites", Editorial board Prof. Petrascheck et al., Theophrastus Publications S.A., 129-159.
- Economou, E.M., Tarkian, M. and Sambanis, G. (1999): On the geochemistry of chromitites from the Pindos Ophiolite Complex, Greece. *Chem. Erde* 59, 19-31.
- Economou, M. (1983): Platinum-group metals in chromite ores from the Vourinos ophiolite complex, Greece. *Ophiol.*, 8(3), 339-356.
- Economou, M. (1986): Platinum group elements (PGE) in chromite and sulfide ores. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M. (eds.): *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Inst. Mining Metallurgy, London, 441-453.
- Economou-Eliopoulos, M. (1993): Platinum-group element (PGE) distribution in chromite ores from ophiolite complexes of Greece implications for chromite exploration. *Ophiol.*, 18(1), 83-97.
- Economou-Eliopoulos, M. (1996): Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: Implications for their exploration. *Ore Geol. Rev.*, 11, 363-381.
- Economou-Eliopoulos, M. and Vacondios, I. (1995): Geochemistry of chromitites and host rocks from the Pindos Ophiolite Complex, northwestern Greece: *Chem. Geol.*, 122, 99-108.
- Economou-Eliopoulos, M. and Zhelyaskova-Panayotova, M. (1998): Comparative study of the geochemistry of chromite ores from the Kempirsai (Urals) and Rhodope (Balcan peninsula) ophiolitic massifs. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXII/3, 203-211.
- Economou-Eliopoulos, M., Parry, S. and Christidis, G. (1997): Platinum-group element (PGE) content of chromite ores from the Othrys ophiolite complex, Greece. 4th Biennial SGA meeting, Turku, Finland. In: *Mineral Deposits*, Papunen A.A. (ed.), Balkema Publishers, Rotterdam, 414-417.
- Economou-Eliopoulos, M., Tarkian, M. and Sambanis, G. (1999): On the geochemistry of chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. *Chem. Erde*, 59, 19-31.
- Engi, M. (1983): Equilibrium involving Al-Cr spinels: Mg-Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis and consequences for geothermometry. *Amer. J. Sci.*, 283, 29-71.
- Ericsson T. and Filippidis A. (1986): Cation ordering in the limited solid solution $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-Zn}_2\text{SiO}_4$. *American Mineralogist*, 71(11/12), 1502-1509.
- Erlank, A.J. and Kable, E.J.D. (1976): The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45° N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 281-291.
- Evans, B.W. and Frost, B.R. (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism. A preliminary analysis. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39, 959-972.
- Fabries, J. (1979): Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 329-336.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ferriere, J. (1982): Paleogeographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce septentrionale). Thèse, sciences Univ. Lille- Soc. Géol. Nord. Publ. 8, 970p.
- Filippidis A. (1982a): Experimental study of the serpentinization of Mg-Fe-Ni olivine in the presence of sulfur. *Can. Miner.*, 20, 567-574.
- Filippidis A. (1982b): Nickel partitioning in olivine and its decomposition products in serpentinized ultramafic rocks. PhD-thesis, Institute of Geology, Faculty of Sciences, University of Uppsala, Sweden, *Acta Universitatis Upsaliensis*, 119p.
- Filippidis A. (1985): Formation of awaruite in the system Ni-Fe-Mg-Si-O-H-S and olivine hydration with NaOH solution: An experimental study. *Econ. Geol.*, 80, 1974-1980.
- Filippidis A. (1989): High temperature study of the system Fe_2SiO_4 - Mn_2SiO_4 - Mg_2SiO_4 . *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 23(2), 283-293.
- Filippidis A. (1990): Experimental investigation on the Mg-rich side of the Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - Zn_2SiO_4 system. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 22, 115-124.
- Filippidis A. (1991): Further comments on the opaque mineral assemblages in ultramafic rocks: an experimental study. *Ofiol.*, 16, 1-6.
- Filippidis A. (1996): Chemical variation of olivine in the serpentinite of the central section in the Xerolivado chrome mine of Vourinos, Greece. *N. Jb Miner. Mh.*, 170(2), 189-205.
- Filippidis A. (1997a): Chemical variation of chromite in the central sector of Xerolivado chrome mine of Vourinos, western Macedonia, Greece. *N. Jb Miner. Mh.*, 354-370.
- Filippidis A. (1997b): Chemical variation of chromite in the Gorgona olivine-orthopyroxenite, Thrace, Greece. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 3, 113-130.
- Filippidis A. and Annersten H. (1981): Mineral chemical investigation of an ultramafic nickel bearing body in the Swedish Caledonides. *International Symposium on Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes (IGCP 169)*, Athens, Greece, 9-11/10/1980, *Proceedings*, 2, 115-130.
- Filippidis A. Kassoli-Fournaraki A. and Kantiranis N. (2000): Chromites in the southern sector of Xerolivado chrome mine of Vourinos, Macedonia, Greece. 1st Congress of the Economic Geology, Mineralogy and Geochemistry Committee of the Geological Society of Greece, Kozani, Greece, 12-13/02/2000, *Proceedings*, 485-497.
- Fisk, M.R. and Bence, A.E. (1980): Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 111- 123.
- Fleet, M.E. and Wu, T.U. (1995): Volatile transports of precious metals at 10.000°C; speciation, fractionation and effect of base metals sulfides. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 59, 487-495.
- Garruti, G. and Zaccarini, F. (1997): In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: Evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos Complex, Greece. *Can. Miner.*, 35, 611-626.
- Gartzos, E., Migiros, G. and Parcharidis, I. (1990): Chromites from ultramafic rocks of northern Evia (Greece) and their geotectonic significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70,301-307.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Garutti, G., Zaccarini, F. and Economou-Eliopoulos, M. (1999): Paragenesis and composition of laurite from chromitites of Othrys (Greece): implications for Os-Ru fractionation in ophiolitic upper mantle of the Balkan Peninsula. *Mineral. Depos.*, 34, 312-319.
- Gass, I.G. and Smewing (1973): Intrusion, extrusion and metamorphism a constructive plate margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, 242, 26-29.
- Gervilla, F. and Leblanc, M. (1990): Magmatic ores in high-temperature alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bowsera Morocco). *Econ. Geol.*, 85, 112-132.
- Gervilla, F., Proenza, J.A., Frei, R., González-Jiménez, J.M., Garrido, C.J., Melgarejo, J.C., Meibom, A., Díaz-Martínez, R. and Lavaut, W. (2005): Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolite Belt (eastern Cuba). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150, 589-607.
- Ghikas, C., Dilek, Y. and Rassios, A. (2010): Structure and tectonics of subophiolitic melanges in the western Hellenides (Greece): implications for ophiolite emplacement tectonics. *Inter. Geol. Rev.*, 52(4-6), 423-453.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Gervilla, F., O'Reilly, S.Y., Akbulut, M., Pearson, N.J. and Arai, S. (2014): Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, 189, 140-158.
- Graham, I.T., Franklin, R.J. and Marshall, B. (1996): Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW Australia: a guide to their origin and evolution. *Mineral. Petrol.*, 57, 129-150.
- Grammatikopoulos, T.A., Kapsiotis, A., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Zaccarini, F. and Garuti, G. (2011): Spinel composition, PGE geochemistry and mineralogy of the chromitites from the Vourinos ophiolite complex, northwestern Greece. *The Can. Mineral.*, 49, 1571-1598.
- Green, D.H. (1973): Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and under water-unsaturated conditions. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19, 37-53.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E. (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.
- Greenbaum, D. (1977): The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ. Geol.*, 72, 1175-1194.
- Grieco G., Merlini A., Pedrotti M., Moroni M. and Randrianja R. (2014): The origin of Madagascar chromitites. *Ore Geol. Rev.*, 58, 55-67.
- Grieco, G. and Merlini, A. (2011): Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1523-1533.
- Griffin, W.L., Afonso, J.C., Belousova, E.A., Gain, S.E., Gong, X-H., González-Jiménez, J.M., Howell, D., Huang, J-X., McGowan, N., Pearson, N.J., Satsukawa, T., Shi, R., Williams, P., Xiong, Q., Yang, J-S., Zhang, M. and O'Reilly, S.Y. (2016): Mantle Recycling: Transition-Zone metamorphism of Tibetan ophiolitic peridotites and its tectonic implications. *J. Petrol.*, 57, 655-684.
- Grivas, E., Roberts, S. and Vrachatis, G. (1986): Structural geology of the Xerolivado ore district. In: The application of a multidisciplinary concept for the chromite exploration in the Vourinos complex (N. Greece), IGME-EEC project, unpubl. report, 217-231.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Groves, D.I. and Keays, R.R. (1979): Mobilization of ore-forming elements during alteration of dunites, Mt. Keith-Betheno, Western Australia. *Can. Mineral.*, 17, 373-389.
- Groves, D.I., Barret, F.M. and McQueen, K.G. (1979): The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic associated nickel ores of Western Australia. *Can. Mineral.*, 17, 319-336.
- Haenel-Remy, S. and Bebieu, J. (1985): The Oreokastro ophiolite (Greek Macedonia). An important component of the innermost Hellenic Ophiolite Belt. *Ofiol.*, 10, 279-296.
- Haenel-Remy, S. and Bebieu, J. (1987): Basaltes et dolérites riches en magnésium dans l'association ignée de Guévégéli (Macédoine grecque): les témoins d'une évolution depuis des tholéiites abyssales jusqu'à des basaltes continentaux? *Ofiol.*, 12, 91-106.
- Hamlyn, P.R. and Keays, R.R. (1979): Origin of chromite compositional variation in the Panton Sill, western Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 75-82.
- Hamlyn, P.R. and Keays, R.R. (1986): Sulfur subtraction and second-stage melts: Application to the Bushveld Platinum metal deposits. *Econ. Geol.*, 81, 1431-1445.
- Harkins, M.E., Green, H.W. and Moores, E.M. (1980): Multiple intrusive events documented from the Vourinos complex, Northern Greece. *Amer. J. Sci.*, 280A, 284-295.
- Hartmann, G. and Wedepohl, K.H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessaian Depression (Northwest Germany). *Geoch. Cosmoch. Acta*, 54, 71-86.
- Hatton, C.J. and von Gruenewaldt, G. (1985): Chromite from the Zwartkop chrome mine-an estimate of the effects of subsolidus re-equilibration. *Econ. Geol.*, 80, 911-924.
- Hatzipanagiotou, K. (1988): Eindindung der obersten einheit von Rodos, und Karpathos (Griechenland) in den alpidischen ophiolith-gurtel. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 176(3), 395-422.
- Hatzipanagiotou, K. (1990): Petrography of the ophiolite complex in central Argolis (Peloponnesus, Greece). *Ofiol.* 15, 61-77.
- Hatzipanagiotou, K. and Pe-Piper, G. (1995): Ophiolitic and sub-ophilitic metamorphic rocks of the Vatera area, southern Lesbos, Greece: geochemistry and geochronology. *Ofiol.*, 20, 17-29.
- Hawkins, J.W. (1980): Petrology of back-arc basins and island arcs: Their possible role in the origin of ophiolites. In: Panayiotou, A. (ed.): *Proc. Inter. Ophiol. Symp.*, Cyprus, 1979, 244-254.
- Hawkins, J.W. and Melchior, J.T. (1985): Petrology of Mariana Trough and Lau basin basalts. *J. Geophys. Res.*, 90(B13), 11431-11468.
- Henderson, P. (1975): Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1035-1044.
- Henderson, P. and Wood, R.J. (1981): Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks-further evidence from the layered intrusions of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 225-229.
- Herbert, K. (1982): Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples. *Ofiol.*, 7, 229-324.
- Hess, H.H. (1955): Serpentinities, orogeny and epeirogeny. *Geol. Soc. America Spec. Pap.*, 62, 391-408.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Hill, R. and Roeder, P. (1974): The crystallization of spinels from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *J. Geol.*, 82, 709-729.
- Hirschmann, M.M. and Ghiorso, M.S. (1994): Activities of nickel, cobalt and manganese silicates in magmatic liquids and applications to olivine/liquid and to silicate/metal partitioning. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 58, 4109-4126.
- Hock, M., Friedrich, G., Plüger, W.L. and Wichowski, A. (1986): Refractory and metallurgical-type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineral. Depos.*, 21, 190-199.
- Hoeck, V., Koller, F., Meisel, T., Onuzi, K., and Kneringer, E. (2002): The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR- vs. SSZ-type ophiolites: *Lithos*, 65, 143-164.
- Hughes, C.J. and Hussey, E.M. (1979): Standardized procedure for presentin corrected $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios in analyses of fine grained mafic rocks. *N. Jb. Miner. Mh*, 12, 570-572.
- Irvine, T.N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1: Theory. *Can. J. Earth. Sci.*, 2, 648-672.
- Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2: Petrology applications. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N. (1977a): Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. *Geol.*, 5, 273-277.
- Irvine, T.N. (1977b): Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39, 991-1020.
- Irvine, T.N. (1980): Magmatic density currents and cumulus processes. *Am. J. Sci.*, 280A, 1-58.
- Irvine, T.N. (1982): Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, 23, 127-162.
- 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.
- Irvine, T.N. and Sharpe, M.R. (1986): Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. In: Gallagher, M.I., Ixer, R.A., Neary, C.R., Richard, H.M. (eds.) *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Inst. Mining Metall., London, 183-198.
- Jackson, E.D. (1969): Chemical variation in co-existing chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. In: *Magmatic ore deposits*, Wilson, H.D.B. (Ed.), *Econ. Geol.*, 4, 41-71.
- Jackson, E.D. and Thayer, T.P. (1972): Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric, and alpine peridotite-gabbro complexes. *24th Int. Geol. Congr., Proc., Section 2*, 289-296.
- Jackson, E.D., Green, H.W. and Moores, E.M. (1975): The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic unit of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. America Bull.*, 86, 390-398.
- Jacques, A.L. and Green, D.H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 287-310.
- Jan, M. Q. and Windley, B. F. (1990): Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwest Pakistan. *J. Petrol.*, 31, 667-715.
- Johan, Z., Dunlop, H., Le Bel, L., Robert, J.L. and Volfinger, M. (1983): Origin of chromite deposits in ophiolite complexes: Evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase. *Forsch. Miner.*, 61, 105-107.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Johan, Z., Le Bel, L., and Georgiou, E. (1982): Environment petrologique des gisements de chromite du complexe ophiolitique du Troodos (Chypre). Unpublished Report, BRGM, CNRS, France, 65p.
- Jones, G. and Robertson, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units northwestern Greece. *J. Geol. Soc.*, 148, 267-288.
- Jones, G., Robertson, A.H.F. and Cann, J.R. (1991): Genesis and emplacement of the suprasubduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece. In: Peters, T.J. et al. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, 771-799.
- Juteau, T. (1975): Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Petrologie d'un fragment de l'ancienne coute oceanique tethysienne. Sci. Terre Nancy Mere.* 32, pp.692.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S. (2001): Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, 42, 655-671.
- Kanehira, K., Banno, S. and Yui, S. (1975): Awaruite, heazlewoodite, am native copper in serpentized peridotite from the Mineoka district southern Boso Peninsula. *J. Japan, Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 70, 388-394.
- Kapsiotis, A. (2013): Origin of mantle peridotites from the Vourinos Ophiolite Complex, Greece, as deduced from Cr-spinel morphological and chemical variations. *J. Geosci.*, 58, 221-235.
- Kapsiotis, A. (2014a): Alteration of chromitites from Voidolakkos and Xerolivado mines, Vourinos ophiolite complex, Greece: implications for deformation-induced metamorphism. *Geol. J.* 50(6), 739-763.
- Kapsiotis, A. (2014b): Compositional signatures of SSZ-type peridotites from the northern Vourinos ultra-depleted upper mantle suite, NW Greece. *Chem. Erde*, 74, 783-801
- Kapsiotis, A. (2016): Physiognomy and timing of metasomatism in the southern Vourinos ultramafic suite, NW Greece: a chronicle of consecutive episodes of melt extraction and stagnation in the Neotethyan lithospheric mantle *Inter. J. Earth Sci.*, 105(3), 983-1013
- Kapsiotis, A., Grammatikopoulos, T., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Zaccarini, F. and Garuti, G. (2009): Chromian spinel composition and platinum-group element mineralogy of chromitites from the Milia area, Pindos Ophiolite Complex, Greece. *Can. Miner.*, 47 (5), 1037-1056.
- Kapsiotis, A., Grammatikopoulos, T., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Zaccarini, F. and Garuti, G. (2010): Mineralogy, composition and PGM of chromitites from Pefki, Pindos ophiolite complex (NW Greece): Evidence for progressively elevated fAs conditions in the upper mantle sequence. *Mineral. Petrol.*, 101(1), 129-150.
- Kapsiotis, A., Grammatikopoulos, T.A., Zaccarini, F., Tsikouras, V., Garutti, G. and Hatzipanagiotou, K. (2006): PGM characterization in concentrates from low grade PGE chromitites from the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. *App. Ear. Sci. (Trans. Inst. Min. Metal. B)*, 115, 49-57.
- Karig, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geoph. Res.*, 76, 2542-2561.
- Karipi, S., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Tassos A. and Grammatikopoulos (2007): Petrogenetic significance of spinel-group minerals from the ultramafic rocks of the Iti and Kallidromon ophiolites (Central Greece). *Lithos* 99, 136-149.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Karipi, S., Tsikouras, S. and Hatzipanagiotou, K. (2006): The petrogenesis and tectonic setting of ultramafic rocks from Iti and Kallidromon mountains, continental Greece: Vestiges of the Pindos Ocean. *Can. Mineral.*, 44, 267-287.
- Kassoli-Fournaraki A., Filippidis A., Kolcheva K, Hatzipanayotou K, Koepke J. and Dimadis E. (1995): Multi-stage alteration of, the Gorgona ultramafic body, central Rhodope massif, Greece. *Chem. Erde*, 55, 331-344.
- Keays, R.R. (1995): The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, 34, 1-18.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B. and Quick, J.E. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358, 635-641.
- Kinzler, R.J., Grove, T.L. and Recca, S.I. (1990): An experimental study on the effect of temperature and composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 54, 1255-1265.
- Koepke, J., Seidel, E. and Kreuzer, H. (2002): Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos*, 65, 183-203.
- Koglin, N., Kostopoulos, D., and Reischmann, T. (2009): The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece: ophiolite or incipient rift? *Lithos*, 108, 243-261.
- Koller, F., Hoeck, V., Meisel, T., Ionescu, C., Onuzi, K., and Ghega, D. (2006): Cumulates and gabbros in southern Albanian ophiolites: their bearing on regional tectonic setting, in Robertson, A., and Mountrakis, D., eds., *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*: Geological Society, London: Special Publication, v. 260, p. 267-299.
- Konstantopoulou, G. and Economou-Eliopoulos, M. (1990): Geochemistry of the Vourinos chromite ores, Greece. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (Eds.). *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proc. Symp. "Troodos 1987"*, 605-613.
- Konstantopoulou, G. and Economou-Eliopoulos, M. (1991): Distribution of Platinum-Group Elements and Gold within the Vourinos chromitite ores, Greece. *Econ. Geol.* 86, 1672-1682.
- Kostopoulos, D.K. (1988): *Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting of the Pindos Ophiolite, NW Greece.*- Ph.D. Thesis, Univ. Newcastle, pp. 468.
- Krishna Rao, J. S. R. (1964): Native nickel-iron alloy, its mode of occurrence, distribution and origin: *Econ. Geol.*, 59, 443- 448.
- Kubo, K. (2002): Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaiake peridotite, Hokkaido, Japan. *J. Petrol.*, 43, 423-448.
- Kuno, H. (1967): Volcano-logical and petrological evidence regarding the nature of upper mantle. In: Gaskell, T. P. (ed.): *The Earth's Mantle*, Academic Press, London, 99-110.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.*, 23, 103-123.
- Le Maitre, R.W. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17, 589-637.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A. (1989): *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Sci. Publ., London, 194p.
- Leblanc, M. (1991): Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: Distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In: Peeters, T., Nicolas,

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- A. and Coleman, R.G. (eds.): Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, Kluwer, Dordrecht, 231-260.
- Leblanc, M. (1995): Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia. *Econ. Geol.* 90, 2028-2039.
 - Leblanc, M. and Ceuleneer, G. (1992): Chromite crystallization in a multicellular magma flow: Evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27, 231-257.
 - Leblanc, M. and Fisher, W. (1990): Gold and platinum-group elements in cobalt arsenide ores: hydrothermal concentration from a serpentinite source-rock (Bou Azzer, Morocco). *Mineral. Petrol.*, 42, 197-209.
 - Leblanc, M. and Nicolas, A. (1992): Ophiolitic chromitites. *Inter. Geol. Rev.*, 34, 653-686.
 - Leblanc, M. and Violette, J.F. (1983): Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Econ. Geol.*, 78, 293-301.
 - Leblanc, M., and Timagoult, A. (1989): Chromite pods in a Iherzolite massif (Collo, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt. *Lithos*, 23, 153-162.
 - Liati, A., Gebauer, D. and Fanning C.M. (2004): The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U-Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. *Chem. Geol.*, 207(3-4), 171-188.
 - Lord, R.A., Prichard, H.M. and Neary, C.R. (1994): Magmatic platinum-group element concentrations and hydrothermal upgrading in Shetland ophiolite complex. *Trans. IMM*, 103B, 87-106.
 - Lotti, B. (1886): Paragone fra le rocce Ofioliche terziarie italiane e le rocce basiche pure terziarie della Scozia e dell'Irlanda, a proposito di due recenti pubblicazioni di J.W. Judd. *Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia*, 17(3-4), 73-86.
 - Lugovic, B., Altherr, R., Raczek, I., Hofmann, A. W. and Majer, V (1991): Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaric ophiolite belt, Yugoslavia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 201-216.
 - Luguet, A., Shirey, S.B., Lorand, J., Horan, M.F. and Carlson, R.W. (2007): Residual platinum-group minerals from highly depleted hartzburgites of the Lherz massif (France) and their role in HSE fractionation of the mantle. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 71, 3082-3097.
 - Magganas, A. and Economou, M. (1988): On the chemical composition of chromite ores from the ophiolitic complex of Soufli, NE Greece. *Ofiol.*, 13, 15-27.
 - Magganas, A. (2002): Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos* 65, 165-182.
 - Magganas, A. and Economou, M. (1988): On the chemical composition of chromite ores from the ophiolitic complex of Soufli, NE Greece. *Ofiol.*, 13, 15- 27.
 - Magganas, A., Sideris, C. and Kokkinakis, A. (1991): Marginal basin-volcanic arc origin of the metabasic rocks of the Circum-Rhodope belt, Thrace, Greece. *Mineral. Petrol.* 44, 235-252.
 - Matveev, S. and Ballhaus, C. (2002): Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth Planet. Sci. Let.*, 203, 235-243.
 - Mavrides, A., Skourtsis-Coroneou, V. and Tsaila-Monopolis, S. (1979): Contribution to the Geology of the Subpelagonian Zone (Vourinos area, West Macedonia). In: 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region. Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens, 175-195.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- McEdufff, B. and Stumpfl, E.F. (1990): Platinum-group minerals from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Mineral. Petrol.*, 42, 211-232.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V. and Stumpfl, E.F. (1997): Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.*, 38, 1419-1458.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T.V. and Thalhammer O.A.R. (1999): The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. *Mineral. Depos.*, 34, 250-272.
- Menzies, M. and Allen, C. (1974): Plagioclase lherzolite residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 197-213.
- Merlini, A., Grieco, G., Ottolini, L. and Diella, V. (2011): Probe and SIMS investigation of clinopyroxene inclusions in chromites from the Troodos chromitites (Cyprus): Implications for dunite–chromitite genesis. *Ore Geol. Rev.*, 41(1), 22-34.
- Michailidis, K. and Soldatos, T. (1995): Ultramafic rocks and associated chromite mineralization from Nea Roda (Eastern Chalkidiki Peninsula, Northern Greece). *Ofiol.* 20(2), 81-96.
- Michailidis, K.M. (1990): Zoned chromites with high Mn-contents in the Fe-Ni-Cr-laterite ore deposits from the Edessa area in Northern Greece. *Mineral. Deposita*, 25, 190-197.
- Michailidis, K.M. (1993): Ferritechromite-chromian chlorite (kaemmererite) association in the podiform chromite ores of the Chalkidiki ophiolites in Macedonia, Northern Greece. Special edition for A. G. Panagos, National Technical University of Athens, B, 603-629.
- Michailidis, K.M. (1995): Compositional variation of zoned chromian spinels in serpentinites from the Kilkis area, Northern Greece. *Chem. Erde*, 55, 81-96.
- Migiros, G. and Economou, M. (1988): Chromites in the ultrabasic rocks East Thessaly complex (central Greece). *Ofiol.* 7, 397-406.
- Migiros, G., Hatzipanagiotou, K., Gartzos, E., Serelis, K. and Tsikouras, V. (2000): Petrogenetic evolution of ultramafic rocks from Lesbos Island (NE Aegean, Greece). *Chem. Erde*, 60, 27-46.
- Mitropoulos, P., Kalogeropoulos, S.I. and Baltatzis, E. (1987): Geochemical characteristics of ophiolitic rocks from Iti, Central Greece. *Ofiol.*, 12(1), 37-42.
- Miyashiro, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen and Unwin, London, 492p.
- Miyashiro, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83, 249-281.
- Miyashiro, A. and Shido, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Amer. J. Sci.*, 275, 265-277.
- Montigny, R., Bougault, H., Bottinga, Y. and Allerge, C.J. (1973): Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2135-2147.
- Moody, J.B. (1976): An experimental study on the serpentinization of iron-bearing olivines. *Can. Miner.*, 14, 462-478.
- Moores, E., Roeder, D. H., Abbas, S.G. and Ahmad, Z. (1980): Geology and emplacement of the Muslin Bagh ophiolite complex. In: A. Panayiotou (ed.) 1979 *Inter. Ophiolite Symp. Proc.*, Cyprus, 1979, 424-429.
- Moores, E.M. (1969a): Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. *Geological society of America, Special paper* 118, 1-74.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Moores, E.M. (1969b): The Troodos, Cyprus and Vourinos, Greece, ultramafic complexes, and an evaluation of ophiolites as ocean floor slices. The Royal Society of London, 12-14.
- Moores, E.M. (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geoph. Sp. Phys.*, 20, 735-760.
- Moores, E.M. (2003): A personal history of the ophiolite concept. Geological society
- Moores, E.M. and Vine, F.J. (1971): The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268A, 443-466.
- Mountrakis, D. (1982): Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides. *Ofiol.*, 7, 397-406.
- Mountrakis, D. (1984): Structural evolution of the Pelagonian Zone in Northwestern Macedonia, Greece. In *Special Publications of the Geological Society No. 17, The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Oxford, 581-590, Blackwell Scientific Publications.
- Mountrakis, D. (1986): The Pelagonian zone in Greece: a polyphased deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geological evolution of the eastern Mediterranean. *J. Geol.*, 94, 335-347.
- Muan, A. (1975): Phase relations in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 791-802.
- Murck, B.W., and Cambell, I.H. (1986): The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behavior of chromium in basic and ultrabasic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1871- 1887.
- Mussallam, K. (1991): Geology, geochemistry and the evolution of an oceanic lithosphere rift at Sithonia, NE Greece. In: Peters, T.J. et al. (eds.): *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, 685-704.
- Mussallam, K., and Jung, D. (1986): Petrology and geotectonic significance of sialic rocks preceeding ophiolites in the eastern Vardar Zone, Greece: *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35, 217-242.
- Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmo. Acta*, 38, 757-773.
- Naldrett, A.J. and Duke, J.M. (1980): Pt metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, 1417-1424.
- Naldrett, A.J. and Von Gruenewald, G. (1989): Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Econ. Geol.*, 84, 180-187.
- Naylor, M.A. and Harle, T.J. (1976): Palaeogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite, northern Greece. *Journal of the Geological Society, London*, 132, 667-675.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 367p.
- Nicolas, A. and Azri, H.A. (1991): Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: the Oman case. In: Nicolas, T.J., Coleman, R.G. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic, Boston, 261-274.
- Nicolas, A. and Jackson, E.D. (1972): Repartition en deux provinces des peridotites des chaînes alpines logeant la Mediterranee: Implication geotectoniques. *Bull. Suisse Miner. Petrol.*, 53, 385-401.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Nicolas, A. and Al Azri, H. (1991): Chromite-rich and chromite poor ophiolites: The Oman case. In: Tj. Peters, A. Nicolas, and R. C. Coleman (eds), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Kluwer Academic, Dordrecht, the Netherlands, 261-274.
- Nilsson, N.P. (1990): Platinum-group mineral inclusions in chromitite from the Osthammenen ultramafic tectonite body, South Central Norway. *Miner. Petrol.*, 42, 249-263.
- Noiret, G., Montigny, R. and Allegre, C.J. (1981): Is the Vourinos complex an island arc ophiolite? *Earth Planet. Sci. Lett.* 56, 375-386.
- Nord A.G., Annersten H. and Filippidis A. (1982): The cation distribution in synthetic Mg-Fe-Ni olivines. *American Mineralogist*, 67(11/12), 1206-1211.
- O'Hanley, D.S. and Wicks, F.J. (1995): Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Can. Mineral.*, 33, 753-773.
- O'Neill, H.C. and Wall, V.J. (1987): The olivine-orthopyroxene-spinel geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. *J. Petrol.*, 28, 1169-1191.
- Ohnenstetter, D., Watkinson, D.H., Jones, P.C. and Talkington, R. (1986): Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River Sill, Manitoba. *Econ. Geol.*, 81, 1159-1168.
- Orberger, B., Friedrich, G. and Woermann, E. (1987): Platinum-group element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In: Prichard, H.H., Potts, P.S., Bowels, J.F.W. and Gribb, S.J. (Eds.): *Proceedings of the "Geo-Platinum 87" symposium*. Elsevier, Amsterdam, New York, 38, 361-380.
- Pagé, N.J. (1967): Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 321-342.
- Pagé, N.J. and Talkington, R.W. (1984): Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and Iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. *Can. Mineral.*, 22, 137-149.
- Pagé, P. and Barnes, S.J. (2009): Using Trace Elements in Chromites to Constrain the Origin of Podiform Chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Québec, Canada. *Econ. Geol.*, 104, 997-1018
- Pagé, P., Bédard, J.H., Schroetter, J.-M. and Tremblay, A. (2008): Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex. *Lithos*, 100, 255-292.
- Paktunc, A.D. and Cabri, L.J. (1995): A proton- and electron- microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel. *Lithos*, 35, 261- 282.
- Papanikolaou, D. (2009): Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108, 262-280.
- Paraskevopoulos, G. and Economou, M. (1980): Genesis of magnetite ore occurrences by metasomatism of Chromite ores in Greece. *N. Jb. Miner. Abh.*, 140, 29-53.
- Parkinson, I.J. and Arculus, R.J. (1999): The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chem. Geol.*, 160, 409-423.
- Parkinson, I.J. and Pearce, J. (1998): Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, *J. Petrol.*, 39, 1577-1618.
- Pasteris, J. D. (1984): Further interpretation of the Cu-Fe-Ni sulfide mineralization in the Duluth Complex, northeastern Minnesota: *Can. Mineral.*, 22, 39-53.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Peach, C.L., Mathez, E.A. and Keays, R.R. (1990): Sulphide melt-silicate melt distribution coefficients for the noble metals and other chalcophile melts as deduced from MORB: Implications for partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3379-3389.
- Peach, C.L., Mathez, E.A., Keays, R.R. and Reeves, S.J. (1994): Experimentally determined sulfide melt-silicate melt partition coefficients for iridium and palladium. *Chem. Geol.*, 117, 361-377.
- Pearce, J.A. (1975): Basalts geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pearce, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (ed), *Ophiolites, Proc. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus*, 1979, 261-272.
- Pearce, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive, plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.): *Andesites*, J. Wiley and Sons, 525-548.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, V and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. and Leat, P.T., (2000): Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contrib. Miner. Petrol.* 139, 36-53.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.), *Marginal basin geology*, Geol. Soc. Lon. Sp. Publ., 14, 77-93.
- Peck, D.C. and Keays, R.R. (1990): Insights into the behavior of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas: evidence from the Heazlewood River complex, Tasmania. *Can. Mineral.*, 28, 553-577.
- Pedersen, R.B., Johansen, G.M. and Boyd, R. (1993): Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, Central Norway. *Econ. Geol.* 88, 782-803.
- Peltonen, P. (1995): Crystallization and re-equilibration of zoned chromite in ultramafic cumulates, Vammala Ni-belt, Southwestern Finland. *Can. Mineral.*, 33, 521-535.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J. (1991): Early Mesozoic oceanic subduction-related volcanic rocks, Pindos basin Greece. *Tectonophysics*, 192, 273-292.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J. and Taylor, S.R. (1980): Chemical characteristics of island arc basalts; Implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30, 227-256.
- Pichon, J.F. and Lys, M. (1976): Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, surmontant les ophiolites, dans les collines de Krapa (Massif du Vourinos, Grèce). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences (Série D)*, 282, 523-526.
- Pinsent, R. H. (1974): The emplacement and metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar district, British Columbia, Canada. Ph. D. Thesis. Univ. of Durham.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Pomonis, P., Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K. (2002): Origin, evolution and radiometric dating of sub-ophiolitic metamorphic rocks from the Koziakas ophiolite (W.Thessaly, Greece). *N. Jb. Miner. Abh.*, 177, 255-276.
- Pomonis, P., Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K. (2004): Comparative geochemical study of the Triassic trachyandesites of Glykomilia and alkalibasalts from the Koziakas ophiolite mélange (W. Thessaly): implications for their origin. 10th G.S.G. Congress, Thessaloniki 2004, *Bull. Geol. Soc. Greece*, 36, 587-596.
- Pomonis, P., Tsikouras, B. Karipi S. and Hatzipanagiotou, K. (2008): Rodingite formation in ultramafic rocks from the Koziakas ophiolite, Western Thessaly, Greece: Conditions of metasomatism alteration, geochemical exchanges and T-X(CO₂) evolution path. *Canad. Mineral.*, 46, 569-581.
- Pousovetov, A.A. (2000): Numerical modeling of chemical equilibria between chromian spinel, olivine and basaltic melt, with petrologic applications. Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Prichard, H., Economou-Eliopoulos, M., and Fisher, P. (2008): Constrasting platinum-group mineral assemblages from two different podiform chromitite localities in the Pindos ophiolite complex, Greece. *The Canadian Mineralogist*, 46, pp. 329-341.
- Prichard, H., Neary, C. and Potts, P.J. (1986): Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite. In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. (Eds.: Gallacher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M.). Institute of mining and metallurgy, London. UK, 395-414.
- Prichard, H.M. and Lord R.A. (1993): An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex. In: H.M. Prichard et al.(eds.), *Magmatic processes and Plate Tectonics Geol. Soc. Spec. Publ.*, 76, 273-294.
- Prichard, H.M. and Lord, R.A. (1990): Platinum and palladium in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Can. Mineral.*, 28, 607-617.
- Prichard, H.M. and Tarkian, M. (1988): Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland ophiolite complex. *Can. Mineral.*, 26, 979- 990.
- Prichard, H.M., Neary, C.R. and Potts, P.J. (1986): Platinum group minerals in the Shetland ophiolite. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M., (eds), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*: London, Inst. Mining Metal., 395-414.
- Puchtel, I.S. and Humayun, M. (2001): Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 65, 2979-2993.
- Quick, J.E. (1990): Geology and origin of the Late Proterozoic Darb Zubaydah ophiolite, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1007-1020.
- Rassios, A. (1981): Geology and evolution of the Vourinos complex, northern Greece. PhD Thesis, University of California (Davis), 499p.
- Rassios, A. (1991): Internal structure and pseudostratigraphy of the Dramala peridotite massif. Pindos mountains, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/1, 293-305.
- Rassios, A. and Dilek, Y. (2009): Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, 108, 207-223.
- Rassios, A. and Konstantopoulou, G. (1993): Emplacement tectonism and the position of chrome ores in the Mega Isoma peridotites, SW Othris, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28(2), 463-474.
- Rassios, A. and Kostopoulos, D. (1990): The geochemistry of dunite and its relation to the position of chromitites in the Vourinos ophiolite complex, Greece. In: *Ophiolites: Oceanic crustal analogues; Proceedings of the symposium "Troodos*

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ‘87” (Eds: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C.), Nicosia, Cyprus, 593-604.
- Rassios, A. and Smith, A.G. (2000): Constraints on the formation and emplacement age of western Greek ophiolites (Vourinos, Pindos, and Othris) inferred from deformation structures in peridotites. *Geol. Soc. Amer. Sp. Pap.*, 349, 473-483.
 - Rassios, A., Beccaluva, L., Bortolotti, V., Mavrides, A. and Moores E.M. (1983b): The Vourinos ophiolitic complex: a field excursion guidebook. *Ofiol.*, 8, 275-292.
 - Rassios, A., Grivas, E. and Vacondios, I. (1999): The structural–geochemical–metallagenetic unification of the Pindos and Vourinos ophiolites. *Journal of Conference Abstracts*, 4, 407.
 - Rassios, A.H.E. and Moores, E.M. (2006): Heterogeneous mantle complex, crustal processes, and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (northern Greece). *Geological Society, London, Special Publications*, 260, 237-266.
 - Rassios, A. (1990): Geology and copper mineralization of the Vrinera area, east Othris ophiolite, Greece. *Ofiol.*, 15, 287-304.
 - Rassios, A., Moores, E.M. and Green, H. W. (1983a): Magmatic structure and stratigraphy of the Vourinos ophiolite cumulate zone. *Ofiol.*, 8(3), 377-410.
 - Ravikant, V., Pal, T. and Das, D. (2004): Chromites from the Nidar ophiolite and Karzok complex, Transhimalaya, eastern Ladakh: Their magmatic evolution. *J. Asian Earth Sci.*, 24, 177-184.
 - Reinhardt, B.M (1969): On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. *Schweizersche Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 49, 1-30.
 - Righter, K., Cambell, A.J., Humayun, M. and Herwig, R.L. (2004): Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 68, 867-880.
 - Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A., Siena, F. and Sinigoi, S. (1981): Chromian spinel in the Ivrea-Verbano layered igneous complex, Western Alps, Italy. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 29, 33-53.
 - Roberts, S. (1988): Ophiolite chromite formation: a marginal basin phenomenon? *Economic Geology*, 83, 1034-1036.
 - Roberts, S., Rassios, A., Wright, L., Vacondios, I., Vrachatis, G., Grivas, E., and Nesbitt, R. (1988): Structural controls on the location and form of the Vourinos chromite deposits. In: Boissonnas J., and Omenetto P.: *Mineral Deposits within the European Community. Soc. Geol. Appl. Miner. Deposits, Spec. Publ.*, 6, 249-266.
 - Robertson, A.H.F. (1990): Late Cretaceous oceanic crust and Early Tertiary foreland basin development, Euboea, Eastern Greece. *Terra Nova*, 2, 333-339.
 - Robertson, A.H.F. (1991): Origin and emplacement of an inferred late Jurassic subduction accretion complex, Euboea, eastern Greece. *Geol. Mag.*, 128, 27-41.
 - Robertson, A.H.F. (1994): Role of the tectonic fades concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Earth Sci. Rev.*, 37, 139-213.
 - Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. (1984): Introduction aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds.), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 1-73.
 - Robertson, A.H.F. (2002): Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Robertson, A.H.F., and Karamata, S. (1994): The role of subduction-accretion processes in the tectonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia. *Tectonoph.*, 234, 73-94.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. and Jones, G. (1991): Palaeo-geographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 289-343.
- Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.) (2006): *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Special Publication of the Geological Society, London, 260. 717p.
- Robinson, P.T., Melson, W.G., O'Hearn, T. and Schmincke, H.V. (1983): Volcanic glass composition of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geol.*, 11, 400-404.
- Rocci, G., Baroz, F., Bebien, J., Desmet, A., Lapierre, H., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. and Parrot, J.F. (1980): The Mediterranean ophiolites and their related Mesozoic volcano-sedimentary sequences. In: Panayiotou, A. (ed.), *Ophiolites. Proceedings Intern. Symp., Cyprus, 1979*, 287-291.
- Rocci, G., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, R. (1975): La dualité des ophiolites tethysiennes. *Petrologie*, 1, 172-174.
- Roeder, P.L. and Reynolds, T. (1991): Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *J. Petrol.*, 32, 909-934.
- Roeder, P.L., Campbell, I.H. and Jamieson, H. (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 325-334.
- Rollinson, H., Appel, P.W.U. and Frei, R. (2002): A metamorphosed, early archaean chromitite from West Greenland: Implications for the genesis of archaean anorthositic chromitites. *J. Petrol.*, 43, 1-28.
- Rollinson, P. (2008): The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 156, 273-288.
- Ross, J.V. and Zimmerman, J. (1996): Comparison of evolution and tectonic significance of the Pindos and Vourinos ophiolite suites, northern Greece. *Tectonophysics*, 256, 1-15.
- Ross, R., Mercier J., Ave Lallemant, H., Carter, N. and Zimmerman, J. (1980): The Vourinos ophiolite complex, Greece: the tectonite suite. *Tectonoph.*, 70, 63-83.
- Saccani, E., and Photiades, A. (2004): Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): Implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos*, 73, 229-253.
- Saccani, E., and Photiades, A. (2005): Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide-Hellenide ophiolitic mélanges: *Isl. Arc*, 14, 494-516.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Coltorti, M. and Siena, F. (2004): Petrogenesis and tectono-magmatic significance of the Albanide-Hellenide ophiolites. *Ophiol.*, 29, 77-95.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A. and Zeda, O. (2011): Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, 124, 227-242.
- Saccani, E., Photiades, A., and Beccaluva, L. (2008): Petrogenesis and tectonic significance of Jurassic IAT magma types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). *Lithos*, 104, 71-84.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Saccani, E., Photiades, A., Santato, A. and Zeda, O. (2008): New evidence for suprasubduction zone ophiolites in the Vardar zone of northern Greece: Implications for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin. *Ophiol.*, 33 (1), 65-85.
- Saric, V., Cvetkovic, V., Romer, L., Christofides, G., and Koroneos, A. (2009): Granitoids associated with East Vardar ophiolites (Serbia, F.Y.R. of Macedonia and northern Greece): origin, evolution and geodynamic significance inferred from major and trace element data and Sr-Nd-Pb isotopes. *Lithos*, 108, 131-150.
- Seccombe, P.K., Groves, D.I., Marston, R.J. and Barrett, E.M. (1981): Sulfide paragenesis and sulfur mobility in Fe-Ni-Cu sulfide ores at Lunnun and Juan Main shoots, Kambalda: textural and Sulfur isotopic evidence. *Econ. Geol.*, 76, 1675-1685.
- Sharpe, M.R. and Irvine, T.N. (1983): Melting relations of the two Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, 82, 295-300.
- Shervais, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Shi, R., Alard, O., Zhi, X., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Zhang, M. and Chen, X. (2007): Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, 33-48.
- Shima, H. and Naldrett, A.J. (1975): Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. *Econ. Geol.*, 70, 960-967.
- Simantov, J. and Bertrand, J. (1987): Major and trace element geochemistry of the central Euboea basaltic rocks (Greece). Possible geotectonic implications. *Ophiolite* 12, 201-218.
- Simonian, K.O. and Gass, I.G. (1978): The Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1220-1230.
- Smith, A., and Rassios, A. (2003): The evolution of idea for the origin and emplacement of the western Hellenic ophiolites, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*: *Geol. Soc. of Amer. Sp. Pap.*, 373, 337-350.
- Smith, A.G. (1979): Othris, Pindos and Vourinos ophiolites and the Pelagonian zone. In: 6th Colloquium on the Geology of the Aegean region (Vol. 3). Institute of Geological and Mining Research, Athens, Greece, 1369-1374.
- Smith, A.G. (1993): Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: Prichard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and Neary, C.R. (eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, 76, 213-243.
- Smith, A.G. and Spray, J.G. (1984): A half-ridge transform model for the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds.): *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Special Publications, 17, 629-644.
- Smith, A.G., Hynes, A.J., Menzies, M., Nisbet, E.G., Price, I., Welland, M.J. and Ferriere, J. (1975). The stratigraphy of the Othris Mountains, eastern central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclog. Geol. Helv.* 68, 463-481.
- Spooner, E.T.C. and Fyfe, W.S. (1973): Sub-sea floor metamorphism heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 287-304.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Spray, J.G. and Roddick, J.C. (1980). Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Some Hellenic Sub-Ophiolite Metamorphic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol* 72, 43-55.
- Spray, J.G., Bébien, J., Rex, D.C. and Roddick, J.C. (1984): Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications* 17, 619-627.
- Stamatelopoulou-Seymour, K. and Francis M.D. (1980): Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows, Lac Guyer, Quebec. *Can. Mineral.*, 18, 265-270.
- Steinmann, G. (1905). Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die schart'sche Überfaltungstheorie und die geologischen Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitische massengesteine: *Bericht Naturforschung Gesellschaft Freiburg* 1, bd 16, 44-67.
- Steinmann, G. (1927). Die ophiolitischen zonen in den Mediterranen Kettengerbige. *Proc. 14th Intern. Congr. Madrid*, 2, 638-667.
- Stern, R.J., Bloomer, S.H., Lin, P.N., Ito, E. and Morris, J. (1988): Shoshonitic magmas in nascent arcs: New evidence from submarine volcanoes in northern Marianas. *Geology*, 16, 426-430.
- Stevens, R. E., (1944): Composition of some chromites of the Western hemisphere. *Amer. Mineral.*, 29, 1-34.
- Stockman, H.W. and Hlava, P.F. (1984): Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.*, 79, 491-508.
- Stowe, C.W. (1987): *Evolution of Chromium Ore Fields*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 340p.
- Stueber, A.M., and Goles, G.G., (1967): Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 75-93.
- Suess, E. (1909). *The face of the earth*, v.2, part 3, *The Sea*: Oxford, Clarendon, 556p.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 313-345.
- Sun, S.S. and Nesbitt, R.W. (1977): Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Let.*, 35, 429-448.
- Talkington, R.W. and Watkinson, D.H. (1986): Whole-rock platinum-group element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M. (eds.), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*, London *Inst. Mining Metal.*, 427-440.
- Tarkian M., Economou-Eliopoulos M. and Eliopoulos D.G. (1992): Platinum-Group Minerals and Tetraauricupride in Ophiolitic Rocks of Skyros Island, Greece. *Mineral. Petrol.*, 47, 55-66.
- Tarkian, M. Economou-Eliopoulos, M., and Sabanis, G. (1996): Platinum-group minerals in chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. *N. Jb. Miner. Abh.*, 4, 145-160.
- Tarney, J., Saunders, A.D. and Weaver, S. (1977): Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia Arc Region.—In: Talwani, M. and Pitman, W.C. (eds), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, *Am. Geoph. Union*, 367-378.
- Tasdemir, A. (2008): Evaluation of grain size distribution of unbroken chromites. *Minerals Engineering*, 21, 711-719.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Thalhammer, O. and Stumpfl, E.F. (1988): Platinum-group minerals from Hochcrossen ultramafic massif, Styria: first reported occurrences of PGM in Austria. *Trans. IMM.* 97, B77-B82.
- Thalhammer, O., Prochaska, W. and Muhlans, H.W. (1990): Solid inclusions in chrome-spinels and platinum group element concentrations from the Hogrossen and Kraubath Ultramafic Massifs (Austria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 66-80
- Thayer, T.P. (1963): Flow layering in alpine peridotite gabbro complexes. *Mineral. Soc. Amer. Sp. Pap.*, 1, 55-61.
- Thayer, T.P. (1964): Principale features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, 59, 1497-1524.
- Thayer, T.P. (1966): Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. *American Mineralogist*, 51, 685-710.
- Thayer, T.P. (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicators. *Geol. Soc. South Africa, Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions, Spec. Publ.*, 1, 380-390.
- Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K. (1998): Two alternative solutions for the development of a marginal basin in NE Greece. *Ofiol.* 23(2), 83-92.
- Tsoupas, G. and Economou-Eliopoulos, M. (2005): Extremely abundant platinum-group minerals in chromitites hosted in the Veria ophiolite complex, northern Greece. In: Tormanen, T.O. and Alapieti, T.T. (eds.), *Proceedings of the tenth international platinum symposium, Oulu, Finland*, 592-595.
- Tsoupas, G. and Economou-Eliopoulos, M. (2008): High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, Northern Greece. *Ore Geol. Rev.*, 33, 3-19.
- Ulmer, G.C. (1969): Experimental investigations of chromite spinels. *Econ. Geol. Monogr.*, 4, 114-131.
- Uysal, I., Sadiklar, M.B., Tarkian, M., Karsli, O. and Aydin, F. (2005): Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Mugla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineral. Petrol.*, 83, 219-242.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M.B. and Sen, C. (2007): Platinum-group element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromitites from the Cop mountains, northeastern Turkey. *Can. Miner.*, 45, 355-377.
- Vatin-Perignon, N., Amossé, J., Radelli, L. and Castro Leyva, T. (2000): Platinum-group element behaviour and thermochemical constraints in the ultrabasic-basic complex of Vizcaino peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Lithos*, 53, 59-80.
- Vrachatis, G. and Grivas, E. (1980): Geological mapping in Vourinos, 1:10.000 scale. Institute of geology and mineral exploration (IGME), Athens.
- Walker, R.J., Hanski, E., Vuollo, J. and Liipo, J. (1996): The Os isotopic composition of proterozoic upper mantle: evidence for chondritic upper mantle from the Outokumpu ophiolite, Finland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141, 161-173.
- Wang, J., Hattori, K.H., Kilian, R. and Stern, C.R. (2007): Metasomatism of sub-arc mantle peridotites below southernmost South America: Reduction of f(O₂) by slab-melt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153, 607-626.
- Whittaker, J.W. and Wicks, F.J., (1970): Chemical differences among the serpentine "polymorphs": a discussion. *Amer. Mineral.*, 55, 1025-1047.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Wicks, F.J. and O'Hanley, D.S. (1988): Serpentine minerals: structure and petrology. In: S.W. Bailey (ed.) Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas). Rev. Mineral., 19, 91-167.
- Wicks, F.J. and Whittaker, J.W. (1975): A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. Can. Mineral., 13, 227-243.
- Wigniolle, E. (1977a): Contribution à l' étude géologique du massif de l' Iti (Grèce continentale). Thèse 3e cycle, Univ.Lille, 239p.
- Wigniolle, E. (1977b): Données nouvelles sur la géologie du massif de l' Iti (Grèce continentale). Ann. Soc. Géol. Nord, 47(3), 239-251.
- Wilkinson, J.F.G. (1986): Classification and average compositions of common basalts and andesites. J. Petrol., 27, 31-62.
- Wilkinson, J.F.G. and Le Maitre, R.W. (1987): Upper mantle amphiboles and micas and TiO₂, K₂O and P₂O₅ abundances and 100 Mg/(Mg + Fe²⁺) ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. J. Petrol., 28, 37-73.
- Wilson, A. H. (1982): The geology of the Great "Dyke" Zimbabwe: the ultramafic rocks. J. Petrol. , 23, 240- 292.
- Wilson, M. (1989): Igneous petrogenesis. Unwin Hayman, London, 466p.
- Wood, B.J. and Virgo, D. (1989): Upper mantle oxidation state; ferric iron contents of ilherzolite spinels by ⁵⁷Fe Moessbauer spectroscopy and resultant oxidation fugacities. GEoch. Cosmoch. Acta, 53, 1277-1291.
- Wyllie, P.J. (ed.) (1967): Ultramafic and related rocks. New Wiley editions, 464 p.
- Ya Sharaskin, A., Dobretsov, N.L. and Soboley, N.V. (1980): Marianites: The clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench. In: Panayiotou, A. (ed.): Proc.Inter.Ophiol. Symp., Cyprus, 1979, 473-479.
- Yang, K. and Seccombe, P.K. (1993a): Chemical variation of chromite in the ultramafic cumulates of the Great Serpentine Belt, Upper Bingara to Doonba, New South Wales, Australia. Can. Mineral., 31, 75-87.
- Yang, K. and Seccombe, P.K. (1993b): Platinum-group minerals in the chromitites from the Great Serpentine Belt, NSW, Australia. Mineral. Petrol., 47, 263-286.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J.A., Campos, L., Thalhammer, O.A.R., Aiglsperger, T. and Lewis, J. (2011): Chromite and platinum-group-elements mineralization in the Santa Elena ophiolitic ultramafic nappe (Costa Rica): geodynamic implications. Geol. Acta, 9, 407-423.
- Zachariadis, P. (2007): Ophiolites of the eastern Vardar Zone. PhD Thesis, University of Mainz, 131p.
- Zachos, K. (1969): The chromite mineralization of the Vourinos ophiolite complex, Greece. Econ. Geol. Mon. 4, 147-153.
- Zachos, K. (1964): Chromite exploration in Greece. In: Wilson, R. (ed.), Methods of prospection for chromite. O.E.G.D., Paris, 55-59.
- Zhou, M.-F. and Bai, W.-J. (1992): Chromite deposits in China and their origin. Mineral. Deposita, 27, 192-199.
- Zhou, M.-F. and Robinson, P.T. (1997): Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. Econ. Geol., 92, 259-262.
- Zhou, M.-F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Zijin, L. (1996): Podiform chromitites from the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation. J. Petrol., 37, 3-21.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Zhou, M.-F., Robinson, P.T. and Bai, W.J. (1994): Formation of podiform chromite deposits by the melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Depos.*, 29, 98-101.
- Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W.J., Hu, X.F. and Yang, X.F. (2001): Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *J. Asian Earth Sci.*, 19, 517-534.
- Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S.J. and Qi, L. (2005): REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa Ophiolite, southern Tibet. *J. Petrol.* 46, 615-639.
- Zhou, M.-F., Sun, M., Keays, R.R. and Kerrich, R.W. (1998): Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Cosmoch. Geoch. Acta*, 62, 677-688.
- Zimmerman, J. (1972): Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 132, 225-239.

B. ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αποστολίδης, Γ., Βακόνδιος, Ι., Γεωργακάκης, Ν., Μιχαηλίδης, Μ. και Χατζής, Ι. (1983): Τα αποθέματα χρωμίτη της ΑΕΕΜΒΝΕ στην Ερέτρια Φαρσάλων (Τσαγκλί). Αδημοσίευτη έκθ., Ι.Γ.Μ.Ε.
- Αποστολίδης, Γ., Βακόνδιος, Ι., Γεωργακάκης, Ν., Μιχαηλίδης, Μ. και Χατζής, Ι. (1984): Τα αποθέματα χρωμίτη της ΑΕΕΜΒΝΕ στο Δομοκό. Αδημοσίευτη έκθ., Ι.Γ.Μ.Ε.
- Βακόνδιος, Ι. (1997): Μελέτη της μεταλλοφορίας χρωμίτη της συνδεδεμένης με οφιολίθους τύπου Ανατολικής και Δυτικής Μεσογείου. Οι χρωμίτες της Τήνου και των Γερανίων. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 140 σελ.
- Βραχάτης, Γ., Γρίβας, Η. και Σταμούλης, Κ. (1986): Γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής του Βούρινου (Κοζάνη) 1:10.000. Αδημοσίευτη έκθ., Ι.Γ.Μ.Ε.
- Βραχάτης, Γ. και Γρίβας, Η. (1980): Επί της γεωλογικής-κοιτασματολογικής χαρτογράφησης 1:10.000 περιοχής Βουρίνου Φλάμπουρου Κοζάνης. Αδημοσίευτη έκθ., Ι.Γ.Μ.Ε., 80 σ.
- Ζάχος, Κ. (1954): Χρωμικά κοιτάσματα της περιοχής Βούρινου (Κοζάνης). Αδημοσίευτη έκθ. Ι.Γ.Μ.Ε., 82 σ.
- Καρίπη, Σ. (2004): Οι οφιολιθικές εμφανίσεις της Οίτης και του Καλλιδρόμου, Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Πατρών, 329 σ.
- Κασιώτης, Α. (2008): Κοιτασματογένεση πλατινοειδών ορυκτών και χρωμιτών συνδεδεμένων με την πετρογενετική εξέλιξη των οφιολιθικών συμπλεγμάτων Βούρινου και Πίνδου. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 718 σ.
- Κοκκαλιάρη, Μ. (2015): Ορυκτοχημική μελέτη χρωμιτών, εγκλεισμάτων πλατινοειδών και άλλων μεταλλικών φάσεων καθώς και των πρωτολίθων-ξενιστών τους, εις το οφιολιθικό σύμπλεγμα της νήσου Τήνου. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Πανεπιστήμιο Πατρών, 237σ.
- Κουτσοβίτης Π. (1990): Πετρολογική και Ορυκτολογική μελέτη οφιολιθικών πετρωμάτων στην περιοχή της Ανατολικής Όθρυος. Διδακτορική Διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, 535 σ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Κωνσταντοπούλου, Π.Γ. (1990): Κατανομή των στοιχείων της ομάδας του λευκόχρυσου (PGE) και του χρυσού σε χρωμιτικά μεταλλεύματα και πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 262 σ.
- Λέκκας, Ε. (1988): Γεωλογική δομή και γεωδυναμική εξέλιξη της οροσειράς του Κόζιακα (Δυτική Θεσσαλία). Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών, Γεωλογικές μονογραφίες Νο 1, Τομέας Δυν. Τεκτ. Εφαρμ. Γεωλογίας Πανεπιστημίου Αθηνών, 281 σ.
- Μαγκανάς, Α. (1988): Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμόρφωσης βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης, στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, 332σ.
- Μαράτος (1972): Η γεωλογία της Ελλάδος. Αθήνα, 189 σ.
- Μιγκίρος, Γ. (1990): Η λιθοστρωματογραφική-τεκτονική δομή της Όθρυος (κεντρική Ελλάδα). Δελτ. Ελλ Γεωλ. Εταιρ. 26, 107-120.
- Μιχαηλίδης, Κ. Μ. (1982): Κοιτασματολογική μελέτη των σιδηρονικελιούχων με χρώμιο λατεριτών της περιοχής Έδεσσας. Διδακτορική Διατριβή, Παν/μιο Θεσσαλονίκης, 353 σελ.
- Μιχαηλίδης, Κ., Tarkian, Μ. και Μπαντή, Α. (2005): Γεωχημεία των στοιχείων της ομάδας του λευκόχρυσου και χρυσού (PGE+Au) στους χρωμιτίτες του οφειολιθικού συμπλέγματος της Δ. Χαλκιδικής, Ελλάδα. 2^ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, Πρακτικά, 239-248.
- Μπαντή, Α. (2002): Κοιτασματολογική μελέτη των χρωμιτών της περιοχής Έδεσσας. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 460 σ.
- Οικονόμου, Μ., (1979): Οι εμφανίσεις μαγνητίτου εντός ελληνικών υπερβασικών πετρωμάτων και η γένεση αυτών. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα, 170 σελ.
- Πομώνης, Π. (2003): Οι οφιόλιθοι του Όρους Κόζιακα. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιων Πατρών, 328 σ.
- Ρηγόπουλος, Ι. (2009): Συσχετισμός ορυκτοπετρογραφικών και φυσικοχημικών ιδιοτήτων των οφιολιθικών πετρωμάτων Πίνδου και Βούρινου και εκτίμηση της καταλληλότητάς τους ως αδρανών υλικών σε κατασκευαστικές-βιομηχανικές εφαρμογές. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιων Πατρών, 549 σ.
- Σταμούλης, Κ. (1990): Παρατηρήσεις επί της ανάπτυξης των χρωμιτικών σωμάτων του Μεταλλείου Ξερολιβάδου. Αδημοσίευτη έκθ., ΕΛ.ΣΙ., 184σ.
- Σταμούλης, Κ. (1987): Στοιχεία τεκτονικής του Μεταλλείου Ξερολιβάδου. Αδημοσίευτη έκθ., ΕΛ.ΣΙ.
- Τσικούρας, Β. (1992): Οι οφιόλιθοι της Νήσου Σαμοθράκης. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 435 σ.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α: ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

A.1 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε από τις υπόγειες στοές του μεταλλείου Ξερολιβάδου κατά τη διάρκεια που αυτό ήταν ενεργό από τους κ.κ. Σταμούλη Κώστα, επικεφαλής γεωλόγου της εταιρίας Ελληνικά Σιδηροκράματα Α.Ε. (ΕΛ.ΣΙ.) και Φιλιππίδη Ανέστη, Καθηγητή Ορυκτολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Συνολικά ελήφθησαν 140 δείγματα μεταλλεύματος και πετρώματος:

- 55 δείγματα μεταλλεύματος (χρωμιτίτη) και
- 85 δείγματα του υπερβασικού πετρώματος (δουνίτη) που φιλοξενεί το μέταλλευμα σε διαφορετικές αποστάσεις από τα χρωμιτικά σώματα του μεταλλείου.

Όλα τα δείγματα και ο αρχικός χάρτης δειγματοληψίας γεωαναφέρθηκαν και ψηφιοποιήθηκαν με κατάλληλο λογισμικό για την παραγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών ακριβείας. Στο Σχήμα A.1.1 παρουσιάζεται τοπογραφικός χάρτης κλίμακας 1:1000 του μεταλλείου Ξερολιβάδου στον οποίο προβάλλονται και τα σημεία δειγματοληψίας.

A.2 ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΛΕΠΤΩΝ-ΣΤΙΛΠΝΩΝ ΚΑΙ ΣΤΙΛΠΝΩΝ ΤΟΜΩΝ

Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής παρασκευάστηκαν 140 λεπτές-στιλπνές (μία από κάθε δείγμα) και περίπου 15 στιλπνές τομές. Η παρασκευή των 140 λεπτών-στιλπνών τομών πραγματοποιήθηκε στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ. και στη Βουλγαρία σε εξωτερικό εργαστήριο με τη συνεργασία της κας Vassilka Mladenova, Καθηγήτριας στο Γεωλογικό Τμήμα του Πανεπιστημίου της Σόφιας. Η παρασκευή των περίπου 15 στιλπνών τομών πραγματοποιήθηκε στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ., του Τμήματος Επιστημών της Γης (Dipartimento di Scienze della Terra) του Πανεπιστημίου του Μιλάνο (Università degli Studi di Milano) και του Ινστιτούτου Ορυκτολογίας (Institut für Mineralogie) του Πανεπιστημίου του Μούνστερ (Universität Münster).

Η μικροσκοπική παρατήρηση και μελέτη των λεπτών-στιλπνών και στιλπνών τομών πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ., στο Τμήμα Επιστημών της Γης του Πανεπιστημίου του Μιλάνο και στον Τομέα Γεωλογίας

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

του Τμήματος Μεταλλειολόγων Μηχανικών του Ε.Μ.Π. σε πολωτικά μικροσκόπια διερχόμενου και ανακλώμενου φωτός.

Η εμβαδομέτρηση των λεπτών-στιλπνών τομών έγινε με τη χρήση εμβαδομετρητή (point counter) στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ.

Η μικροφωτογραφίες ελήφθησαν από σύστημα μικροσκοπίου/φωτογραφικής μηχανής του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ.

A.3 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Οι χημικές αναλύσεις (μικροαναλύσεις) των ορυκτών πραγματοποιήθηκαν σε επανθρακωμένες λεπτές-στιλπνές και στιλπνές τομές δειγμάτων στα εργαστήρια του Τμήματος Επιστημών της Γης (Dipartimento di Scienze della Terra) του Πανεπιστημίου του Μιλάνο (Università degli Studi di Milano). Τα οξείδια των κύριων στοιχείων και των ολιγοστοιχείων αναλύθηκαν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή τύπου JEOL 8200 εφοδιασμένου με φασματόμετρο WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer). Οι συνθήκες λειτουργίας του συστήματος ήταν: Τάση επιτάχυνσης (accelerating voltage) 15kV, ρεύμα δείγματος (sample current) 15nA, χρόνος μέτρησης (counting time) 20s στις κορυφές και 10s στο υπόβαθρο (background). Μια σειρά από φυσικά ορυκτά χρησιμοποιήθηκαν ως πρότυπα (standards).

Οι χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στους χρωμίτες πραγματοποιήθηκαν στο Ινστιτούτο Ορυκτολογίας του Πανεπιστημίου του Μούνστερ με τη μέθοδο φασματοσκοπίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS).

A.4 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων και του μεταλλεύματος σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία πραγματοποιήθηκαν με τις εξής μεθόδους:

A. Μέθοδος φθορισμετρίας ακτίνων-X (X-Ray Fluorescence, XRF). Οι αναλύσεις μεταλλεύματος έγιναν στο εξωτερικό εργαστήριο ACME Laboratories στο Vancouver (Καναδάς). Χρησιμοποιήθηκαν $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{LiBO}_2$ fused δισκία (fused pellets) από κονιοποιημένο υλικό. Οι αναλύσεις πετρώματος έγιναν στα εργαστήρια του Τμήματος Επιστημών της Γης (Dipartimento di Scienze della Terra) του Πανεπιστημίου του Μιλάνο (Università degli Studi di Milano). Χρησιμοποιήθηκαν δισκία πίεσης (pressed pellets) από κονιοποιημένο υλικό.

Β. Μέθοδος φασματοσκοπίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS). Οι αναλύσεις μεταλλεύματος έγιναν στο εξωτερικό εργαστήριο ACME Laboratories στο Vancouver (Καναδάς). Χρησιμοποιήθηκαν $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{LiBO}_2$ fused δισκία (fused pellets) από κονιοποιημένο υλικό.

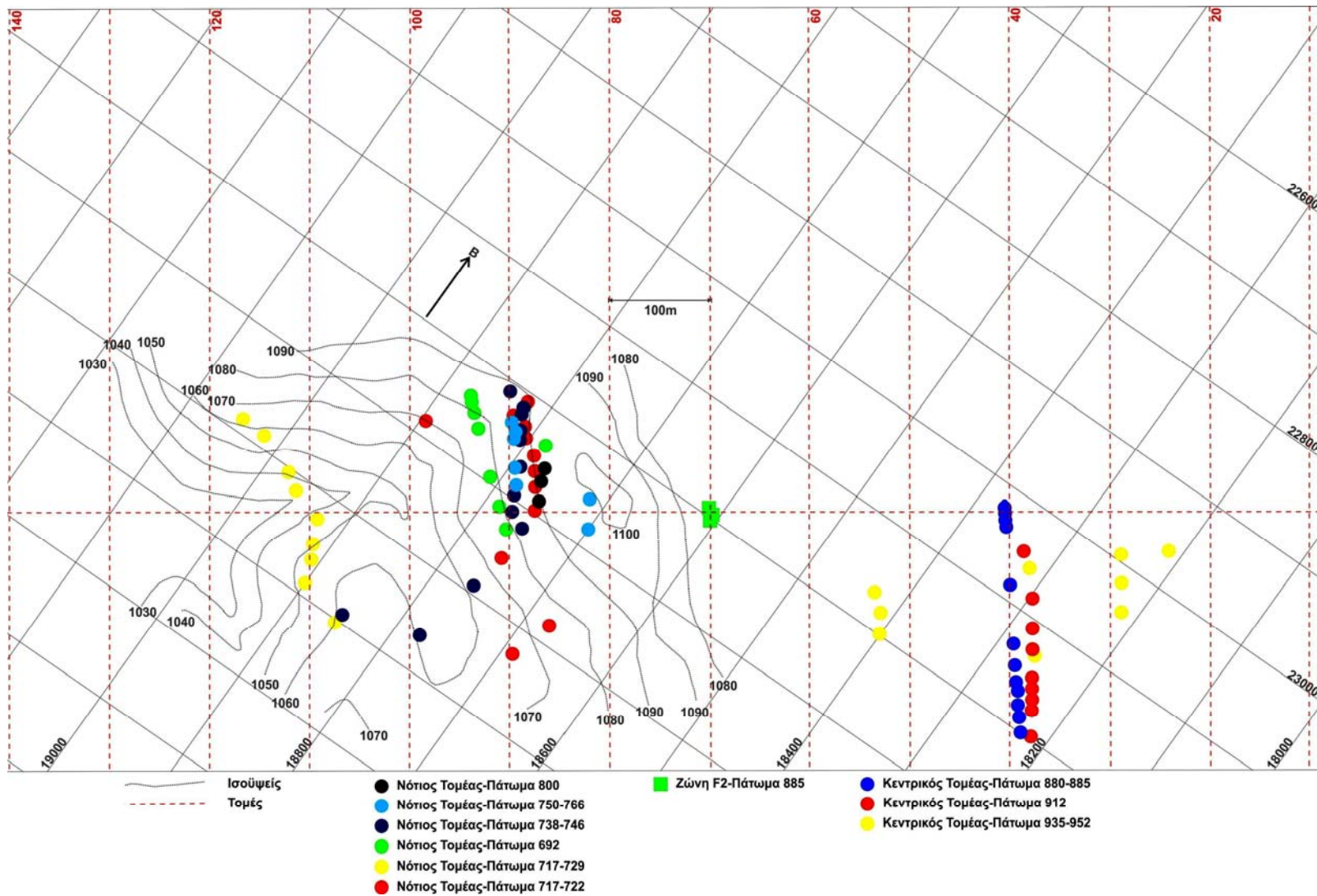
Γ. Μέθοδος ανάλυσης με διάταξη νετρονικής ενεργοποίησης (Instrumental Neutron Activation Analysis, INAA). Οι αναλύσεις μεταλλεύματος έγιναν στο εξωτερικό εργαστήριο Becquerel Laboratories στο Ontario (Καναδάς).

Δ. Μέθοδος ανάλυσης φασματοσκοπίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS) με προηγούμενη προσυγκέντρωση των PGE+Au από το μετάλλευμα με τη μέθοδο σύντηξης και συλλογής με σουλφίδιο νικελίου (Fire assay nickel sulphide collection). Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν στο εξωτερικό εργαστήριο Inspectorate Metals and Minerals (PTY) Ltd, μέλος του Bureau Veritas Group στο Southdale (Νότια Αφρική).

A.5 ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ

Για τη συγγραφή της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκε ο επεξεργαστής κειμένου Microsoft Word. Για την επεξεργασία των αναλυτικών δεδομένων και την παραγωγή των διακριτικών διαγραμμάτων της διατριβής χρησιμοποιήθηκαν τα προγράμματα Microsoft Excel και Origin. Για τη δημιουργία ή/και βελτίωση των διαγραμμάτων, των εικόνων και των σχημάτων της διατριβής χρησιμοποιήθηκαν τα προγράμματα Corel Draw, Corel Photo-Paint Adobe Reader, Adobe Illustrator και Microsoft Paint. Για τη γεωαναφορά, τη δημιουργία και την επεξεργασία των χαρτών της διατριβής χρησιμοποιήθηκαν τα προγράμματα ArcGIS, ArcMap, ArcCatalog, CoordGR, Origin και Corel Draw.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ



Σχήμα Α.1.1. Τοπογραφικός χάρτης (κλίμακα 1:1000) του μεταλλείου Ξερολίβαδου και προβολή των δειγμάτων της παρούσας διατριβής.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ**

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.5.1. Τιμές χημικών αναλύσεων κύριων οξειδίων (% κ.β.) και ιχνοστοιχείων (ppm) των περιδοτιτών από την περιοχή του Βοϊδόλακκου Βούρινου (Dr. Annie Rassios, αδημοσίευτα δεδομένα).

	BT12	BT19	BT20	BT28	BT39	BT4	BT41	BT46	BT49	BT6	GV-01	GV-03	GV-05	GV-07	GV-10	GV-12A	GV-12B	GV-14	GV-17	GV-18
SiO ₂	45,37	45,31	44,62	45,28	46,01	44,61	45,07	45,96	44,83	44,32	44,27	44,69	44,7	43,47	44,66	45,32	45,16	44,24	44,53	44,59
TiO ₂	0,005	0,006	0,004	0,005	0,008	0,005	0,005	0,004	0,007	0,005	0,004	0,004	0,009	0,006	0,005	0,003	0,004	0,005	0,005	0,005
Al ₂ O ₃	0,15	0,24	0,01	0,19	0,11	0,08	0,06	0,11	0,15	0,14	0,09	0,13	0,27	0,04	0,07	0,00	0,02	0,17	0,18	0,01
FeO	9,15	9,16	8,98	9,27	9,93	8,97	9,47	8,97	9,73	8,79	9,11	8,78	8,54	8,77	9,25	9,10	8,88	9,28	8,82	8,21
MnO	0,14	0,13	0,13	0,14	0,15	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12
MgO	43,83	43,73	45,18	43,76	42,53	45,02	44,1	43,77	43,29	45,48	44,95	45,05	45,08	46,66	44,94	44,34	44,76	44,87	45,17	46,07
CaO	0,53	0,68	0,36	0,58	0,58	0,45	0,41	0,33	1,16	0,37	0,74	0,53	0,58	0,31	0,30	0,40	0,34	0,62	0,45	0,29
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
ΣΥΝΟΛΟ	99,19	99,28	99,28	99,26	99,33	99,28	99,27	99,28	99,32	99,24	99,29	99,32	99,31	99,39	99,37	99,29	99,29	99,34	99,29	99,30
Sc	8,80	10,31	9,21	11,98	12,89	12,20	11,69	11,72	10,78	13,53	10,87	10,89	14,54	11,90	11,64	11,67	13,75	12,99	12,57	12,45
Ti	31,9	22,1	17,2	33,4	19,9	16,8	58,4	19,2	19,0	65,0	25,0	15,6	31,8	25,5	12,9	26,2	31,1	40,9	15,7	49,6
V	22,3	30,8	23,4	34,9	35,4	30,1	27,9	25,4	29,6	32,4	25,2	26,4	36,9	30,4	26,0	31,7	34,2	35,2	35,0	31,8
Cr	1883	2889	2595	2406	2737	2624	2516	2588	2788	2518	2430	2613	2576	2622	2662	2628	2761	3210	2697	2756
Ni	2562	2570	2538	2467	2370	2434	2427	2563	2427	2398	2632	2520	2577	2621	2421	2753	2441	2519	2536	2116
Co	125,2	113,9	119,5	119,5	115,1	112,0	120,0	119,5	113,5	127,0	114,6	113,4	117,5	123,0	107,7	126,6	118,5	115,3	120,9	112,1
Cu	27,9	5,9	4,3	4,8	4,7	12,0	5,4	12,2	18,0	5,0	5,9	11,0	4,5	3,4	4,3	72,7	7,7	5,9	21,7	3,9
Zn	42,0	46,7	40,7	43,2	42,9	40,6	40,7	44,6	46,1	43,6	46,4	44,4	44,3	45,8	45,1	46,7	45,8	43,5	42,7	46,1
Ga	0,51	0,52	0,46	0,45	0,51	0,42	0,60	0,49	0,47	0,46	0,31	0,41	0,67	0,58	0,39	0,64	0,55	0,61	0,60	0,43
Rb	0,02	0,12	0,13	0,15	0,04	0,21	0,18	0,19	0,06	0,08	0,04	0,07	0,13	0,12	0,09	0,24	0,16	0,18	0,09	0,11
Sr	0,67	1,13	0,70	1,33	0,92	0,54	1,45	1,24	0,58	1,59	0,89	0,96	1,31	1,25	0,55	1,61	1,44	1,81	0,87	1,14
Y	0,077	0,063	0,015	0,075	0,089	0,065	0,176	0,083	0,032	0,189	0,064	0,027	0,115	0,079	0,047	0,143	0,085	0,116	0,023	0,122
Zr	0,101	0,26	0,148	0,19	0,066	0,262	0,333	0,187	0,117	0,576	0,178	0,154	0,187	0,229	0,104	0,458	0,122	0,245	0,074	0,181
Nb	0,008	0,027	0,009	0,031	0,003	0,058	0,042	0,020	0,004	0,029	0,014	0,016	0,014	0,014	0,012	0,040	0,012	0,071	0,002	0,025

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.5.2. Τιμές χημικών αναλύσεων κύριων οξειδίων (% κ.β.) και ιχνοστοιχείων (ppm) των σερπεντινιτών από την περιοχή του Ξερολίβαδου («D», παρούσα διατρίβη) και του Χρωμίου Βούρινου («Χρ», Dr. Annie Rassios, αδημοσίευτα δεδομένα).

	D5-6/738	D2/719	D3/717A	D2-3/ 717A	D5-6/692	Xp 0.2- 0.6B	Xp 0.2- 0.6A	Xp 0-2B	Xp Δ	Xp 0.2- 0.6Γ	Xp 0.2- 0.4	Xp 0-2A	Xp β	Xp Α	Xp Γ
SiO ₂	37,89	36,65	36,05	36,75	38,1	40,64	40,64	40,64	40,64	40,64	40,64	42,78	42,78	42,78	42,78
TiO ₂	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,05	0,20	0,31	0,02	0,02	0,38	0,38	0,19	0,38	0,38	0,38	0,19	0,57	0,38	0,57
Fe ₂ O ₃	5,75	8,33	8,24	6,27	6,42	8,44	8,44	8,44	8,58	8,29	8,29	8,58	8,44	8,29	8,72
MnO	0,10	0,08	0,08	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12	0,09	0,09	0,09	0,12	0,10	0,09	0,10
MgO	49,84	48,57	47,08	46,5	47,5	46,42	46,42	46,42	46,42	45,59	45,59	44,76	44,76	44,76	43,52
CaO	0,11	0,17	0,12	0,15	0,18	1,12	0,98	1,26	0,84	1,26	1,32	0,98	0,70	0,56	0,70
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04										
A.Π.*	5,95	1,29	2,78	9,93	7,37	2,37	1,94	2,02	1,85	2,82	3,09	1,78	1,21	2,11	1,50
ΣΥΝΟΛΟ	99,71	95,39	94,78	99,76	99,74	99,52	98,97	99,13	98,85	99,13	99,45	99,22	98,59	99,02	97,94
V	0,0	37,5	80,0	0,0	0,0										
Cr	1984	31543	35785	1711	1847	2395	2326	2190	5816	2395	3490	2600	7527	3490	10879
Ni	3370,5	3284,1	3202,4	3224,1	3141,9										
Co	119,7	75,6	81,9	127,3	122										
Cu	21,6	19,6	20,2	20,6	22,1										
Zn	18,5	17,6	18,7	18,5	18,9										
Ga	15,2	6,2	6,3	12,9	13,5										
Rb	30,8	11,9	14,0	28,0	28,2										
Sr	1,50	1,20	1,50	1,30	1,40										
Y	58,9	11,2	10	50,8	49,7										
Zr	27,7	0,0	0,0	21,4	21,2										
Nb	24,2	12,9	12,2	21,8	21,7										
Ba	42,0	29,6	80,2	33,9	37,0										
Pb	1,5	0,2	0,4	1,2	1,3										
Th	4,6	2,5	2,5	4,3	4,3										
U	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6										

*Α.Π.=Απώλεια πύρωσης

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.5.3. Τιμές χημικών αναλύσεων κύριων οξειδίων (% κ.β.) και ιχνοστοιχείων (ppm) των περιδοτιτών από την περιοχή του Κονιβού («Κο», Dr. Annie Rassios, αδημοσίευτα δεδομένα) και του Ριζού Βούρινου («Ρι», Dr. Annie Rassios, αδημοσίευτα δεδομένα).

	Κο 0.2-0.4	Κο 0.2-0.6Α	Κο 0.2-0.6Β	Κο 0-2Β	Κο 0-2Α	Ρι Α 0-2Β	Ρι Α 0.2-0.4	Ρι Α 0.2-0.6Α	Ρι Α 0.2-0.6Β	Ρι Α 0.2-0.6Γ	Ρι Α 0-2Α	Ρι Β 0.2-0.4	Ρι Β 0.2-0.6Α	Ρι Β 0.2-0.6Β	Ρι Β 0.2-0.6Γ	Ρι Β 0-2Α	Ρι Β 0-2Β
SiO ₂	41,71	43,64	44,92	44,92	44,92	38,51	40,64	40,64	40,64	40,64	42,78	42,78	42,78	42,78	42,78	42,78	42,78
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,57	0,57	0,57	0,38	0,38	0,38	0,57	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38
Fe ₂ O ₃	8,29	8	8,29	8,44	8,58	8,29	8,15	8	8,14	8,14	8,29	8,29	8,29	8,29	8,15	8,29	8,29
MnO	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	44,76	43,93	43,93	43,93	43,11	46,42	44,76	45,59	45,59	44,76	43,11	43,93	44,76	44,76	44,76	44,76	44,76
CaO	0,98	0,56	0,56	0,56	0,56	0,42	0,56	0,28	0,3	0,28	0,28	0,84	0,7	0,84	0,56	0,56	0,42
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03
K ₂ O	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Α.Π.*	2,8	2,19	1,16	1,18	1,26	3,91	3,65	3,37	3,39	3,39	3,59	2,82	2,39	2,14	2,38	2,51	2,36
ΣΥΝΟΛΟ	99,29	99,06	99,6	99,59	98,98	98,08	98,48	98,43	98,6	97,75	98,59	99,19	99,45	99,36	99,16	99,44	99,16
Cr	5269	3284	3216	3284	3490	8895	10879	10195	8895	9990	9374	3490	2874	2805	3011	3011	3079

*Α.Π.=Απώλεια πύρωσης

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.6.1. Τιμές χημικών αναλύσεων κύριων οξειδίων (% κ.β.) και ιχνοστοιχείων (ppm) των μεταδιαβασών από την περιοχή της Κράπας-Βατόλακκου του Βούρινου (Dr. Annie Rassios, αδημοσίευτα δεδομένα).

ΔΕΙΓΜΑ	HA-92-34	HA-92-33	HA-92-19	HA-92-16	HA-92-8	HA-92-29	HA-92-20
SiO ₂	58,01	58,39	52,92	60,3	57,9	62,85	61,73
TiO ₂	0,347	0,405	0,744	0,863	0,851	0,835	0,855
Al ₂ O ₃	14,16	15,13	13,70	14,06	14,54	13,62	13,29
Fe ₂ O ₃	10,56	10,43	12,02	9,29	10,99	10,12	10,23
MnO	0,13	0,16	0,21	0,15	0,23	0,02	0,16
MgO	7,15	7,04	9,74	3,91	4,85	4,02	4,70
CaO	2,26	1,07	2,32	7,10	1,96	1,27	2,47
Na ₂ O	3,027	3,716	3,273	3,271	3,447	4,422	4,448
K ₂ O	0,507	0,299	0,114	0,107	0,161	0,080	0,197
P ₂ O ₅	0,039	0,033	0,052	0,065	0,071	0,093	0,087
ΣΥΝΟΛΟ	96,19	96,67	95,09	99,12	95,00	97,33	98,17
Sc	39,0	32,7	36,6	34,0	29,6	23,8	26,8
Ti	2206	2610	4683	5344	5378	5373	5449
V	298,6	265,7	317	370	286	113	137
Cr	18	103	16	22	14	2	8
Ni	24	37	20	21	18	7	8
Co	33	28	34	28	27	18	22
Cu	113	20	172	12	139	120	2
Zn	85	73	102	74	119	133	63
Ga	13,8	10,7	14,5	14,5	12,8	13,7	18,6
Rb	7,4	3,2	6,1	0,9	1,0	2,1	2,7
Sr	100,5	70,1	65,5	36,3	71,7	69,4	72,3
Y	14,3	21,2	17,9	21,1	23,7	33,0	29,4
Zr	12,7	13,7	28,0	35,5	40,6	58,5	57,8
Nb	1,7	2,2	2,6	3,4	3,8	5,3	4,8
Ba	115,4	95,1	11,3	12,2	22,1	0,1	14,5
Hf	0,52	0,58	0,95	1,07	1,23	1,80	1,90
Ta	0,07	0,07	0,05	0,04	0,07	0,07	0,09
Pb	1,89	3,49	1,28	2,01	1,63	3,22	1,37
Th	0,28	0,51	0,24	0,23	0,23	0,38	0,35
U	0,13	0,39	0,15	0,51	0,15	0,18	0,14
REE σε ppm							
La	1,46	2,07	1,39	1,77	1,84	2,58	2,89
Ce	3,28	4,04	3,66	4,76	4,84	6,79	7,65
Pr	0,52	0,58	0,59	0,88	0,86	1,21	1,34
Nd	2,32	3,01	3,17	4,42	4,72	6,19	6,97
Sm	1,02	1,27	1,30	1,61	1,71	2,26	2,43
Eu	0,32	0,39	0,48	0,65	0,62	0,79	0,88
Gd	1,38	1,97	1,98	2,16	2,67	3,54	3,51
Tb	0,29	0,37	0,41	0,46	0,52	0,66	0,72
Dy	1,94	2,64	2,91	3,09	3,52	4,97	4,85
Ho	0,46	0,62	0,62	0,72	0,77	1,09	1,09
Er	1,36	1,9	2,01	2,10	2,55	3,47	3,45
Tm	0,25	0,32	0,34	0,36	0,44	0,54	0,55
Yb	1,55	1,96	1,99	2,19	2,62	3,46	3,34
Lu	0,23	0,26	0,33	0,30	0,39	0,55	0,51

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.6.1. Συνέχεια

ΔΕΙΓΜΑ	HA-92-14	HA-92-5	HA-92-9	HA-92-13	HA-92-4	HA-92-30	HA-92-3	HA-92-24	HA-92-18	HA-92-10	HA-92-17	HA-92-12	HA-92-11	HA-92-2
SiO ₂	51,27	52,92	53,63	53,73	54,91	55,76	55,78	55,88	56,01	56,09	56,49	56,65	56,86	57,06
TiO ₂	1,002	0,809	0,946	0,675	0,840	0,842	0,478	0,813	0,918	0,861	0,752	0,551	0,635	0,699
Al ₂ O ₃	14,94	14,58	14,12	17,27	14,45	14,02	12,76	15,37	15,68	13,37	14,71	16,18	16,49	13,78
Fe ₂ O ₃	13,25	12,44	11,81	11,33	12,15	12,09	9,74	12,40	11,87	11,41	10,40	11,84	11,79	10,86
MnO	0,15	0,19	0,24	0,08	0,14	0,16	0,18	0,02	0,06	0,21	0,07	0,10	0,09	0,15
MgO	6,34	8,85	8,10	8,88	6,58	7,89	8,40	5,07	4,52	7,03	3,58	7,76	7,52	7,66
CaO	11,87	6,81	1,66	6,78	6,15	1,27	6,63	1,42	9,70	2,63	14,89	3,61	3,26	3,39
Na ₂ O	0,552	2,605	3,509	1,419	4,132	3,623	3,344	2,886	2,908	4,229	0,941	1,571	1,518	3,557
K ₂ O	0,060	0,787	0,089	0,714	0,686	0,022	0,479	0,049	0,065	0,036	0,017	1,524	1,685	0,216
P ₂ O ₅	0,065	0,031	0,082	0,025	0,046	0,064	0,042	0,067	0,072	0,074	0,048	0,035	0,025	0,059
ΣΥΝΟΛΟ	99,50	100,02	94,19	100,90	100,08	95,74	97,83	93,98	101,80	95,94	101,90	99,82	99,87	97,43
Sc	37,7	41,4	34,2	32,6	38,8	31,4	38,3	33,6	35,9	33,5	36,1	28,4	29,5	31,8
Ti	5998	4924	6008	4152	5143	5366	2995	5141	5539	5520	4452	3371	3849	4425
V	387	575	314	291	515	277,8	303	315	448	307	419	220	239	300
Cr	13	41	17	74	23	7	47	23	20	13	35	80	66	12
Ni	30	38	18	35	29	14	37	32	26	19	34	34	30	21
Co	48	43	29	34	39	32	35	30	36	30	34	36	34	33
Cu	59	3	109	128	9	88	2	129	657	70	59	116	108	84
Zn	85	39	171	80	37	110	23	108	110	139	63	90	88	77
Ga	15,9	13,7	13,0	15,1	13,5	12,7	12,3	12,7	23,6	12,5	22,4	12,7	12,9	9,9
Rb	2,2	4,4	0,3	11,3	3,4	0,8	1,8	1,6	0,6	0,7	2,6	20,3	25,9	1,0
Sr	25,7	93,7	99,6	139,8	110,0	54,8	117,3	69,2	32,3	54,8	22,0	220,7	230,7	66,4
Y	22,8	11,3	28,3	12,0	17,2	20,2	14,3	21,1	28,8	24,1	21,1	10,5	8,7	17,5
Zr	39,2	16,1	45,9	29,2	23,4	30,7	20,8	33,5	44,3	43,9	29,6	24,4	26,8	39,6
Nb	3,0	1,8	3,9	1,8	2,5	3,0	1,8	2,8	4,5	2,9	2,9	1,1	1,0	3,6
Ba	29,9	60,8	13,1	47,3	37,5	1,3	39,0	16,6	13,5	27,8	26,9	87,6	56,0	13,0

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 3.6.1. Συνέχεια

ΔΕΙΓΜΑ	HA-92-21	HA-92-1	HA-92-23	HA-92-22	HA-92-26	HA-92-7	HA-92-35	HA-92-6	HA-92-32	HA-92-27	HA-92-36	HA-92-28	HA-92-25	HA-92-15
SiO ₂	57,09	57,19	57,25	57,29	57,84	58,2	58,28	59,4	60,42	60,66	60,84	63,53	64,78	70,19
TiO ₂	0,653	0,685	0,855	0,605	0,638	0,981	1,043	0,461	0,558	0,620	0,372	0,397	0,736	0,768
Al ₂ O ₃	13,69	13,83	13,68	13,72	12,90	14,85	13,44	13,16	14,83	14,02	14,49	11,01	12,21	13,32
Fe ₂ O ₃	13,09	11,69	11,77	10,95	12,23	11,97	9,85	9,29	11,71	11,07	12,82	19,38	10,48	6,63
MnO	0,07	0,15	0,21	0,06	0,17	0,16	0,11	0,14	0,17	0,14	0,18	0,13	0,17	0,07
MgO	6,03	7,36	5,08	5,90	5,18	5,49	5,37	7,65	5,92	4,64	6,43	4,24	2,98	2,41
CaO	3,61	3,24	3,85	4,94	3,52	1,83	3,19	4,54	2,86	3,04	1,11	1,68	9,96	2,93
Na ₂ O	4,374	3,471	3,860	4,504	2,620	3,296	5,621	4,243	3,516	3,653	2,935	1,070	0,011	4,698
K ₂ O	0,047	0,281	0,156	0,071	0,095	0,159	0,019	0,229	0,273	0,130	0,395	0,107	0,003	0,559
P ₂ O ₅	0,056	0,065	0,077	0,053	0,048	0,077	0,014	0,048	0,048	0,064	0,031	0,036	0,061	0,075
ΣΥΝΟΛΟ	98,71	97,96	96,79	98,09	95,24	97,01	96,94	99,16	100,31	98,04	99,60	101,58	101,39	101,65
Sc	27,5	30,5	32,4	25,2	32,5	30,1	25,6	34,5	40,2	34,6	32,4	23,9	27,9	25,3
Ti	4045	4288	5323	3795	3993	6166	6618	2916	3525	3909	2321	2330	4472	4954
V	328	292	340	342	307	303	206,4	263	259,3	277,2	279,3	165,7	324	322
Cr	24	16	15	29	14	10	13	23	47	13	92	32	9	16
Ni	19	24	23	26	15	19	78	28	14	15	26	17	17	13
Co	33	30	31	34	34	29	30	36	26	30	30	61	31	14
Cu	122	119	196	160	69	81	1	111	21	5	71	1729	4	25
Zn	87	89	85	65	61	90	23	44	92	47	56	127	47	65
Ga	12,3	14,9	15,1	13,6	11,8	13,4	17,9	11,7	14,7	14,5	11,4	7,8	11,6	10,4
Rb	0,5	0,1	1,7	1,2	0,5	1,9	0,7	1,5	2,7	0,6	7,0	1,2	0,6	10,9
Sr	72,1	72,4	102,9	64,9	87,9	108,3	43,7	82,7	82,4	89,0	66,6	58,4	289,8	161,7
Y	20,1	18,4	26,8	15,7	17,8	24,9	32,6	13,4	32,9	20,6	16,7	14,8	19,9	24,7
Zr	31,3	41,1	47,2	28,6	27,4	48,7	86,2	22,3	19,3	39,1	16,6	18,9	42,4	35,9
Nb	2,3	3,0	3,8	2,3	2,0	4,0	7,5	1,9	3,8	3,3	1,5	0,3	3,5	4,1
Ba	10,9	14,3	23,4	4,8	10,4	24,2	7,8	20,4	56,3	15,2	46,4	11,2	11,0	34,9

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 4.7.6. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο XRF σε δείγματα χρωμιτίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΜΟΝΑΔΑ	ΟΡΙΟ ΑΝΙΧΝΕΥΣΙΜΟΤΗΤΑΣ	C1/745	C3/717B	C5/738	C6/717A	C10/959
SiO ₂	%	0,01	26,49	18,37	6,98	22,53	18,58
Al ₂ O ₃	%	0,01	2,18	4,79	8,52	4,23	4,90
Fe ₂ O ₃	%	0,01	8,09	10,24	13,36	9,94	10,63
CaO	%	0,01	0,06	0,03	0,03	0,08	0,01
MgO	%	0,01	37,29	30,49	20,52	31,94	29,11
Na ₂ O	%	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	%	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
MnO	%	0,01	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11
TiO ₂	%	0,01	<0,01	0,05	0,09	0,04	0,05
P ₂ O ₅	%	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	%	0,001	13,209	27,557	48,970	24,037	29,354
Ba	%	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	%	-5,11	13,40	9,81	2,92	10,45	9,39
Cu	%	0,001	0,005	0,005	0,006	0,016	<0,001
Ni	%	0,001	0,263	0,221	0,149	0,239	0,195
Pb	%	0,001	<0,001	<0,001	0,006	<0,001	0,001
SO ₃	%	0,002	0,024	0,006	<0,002	<0,002	<0,002
Sr	%	0,002	0,023	0,036	0,047	0,031	0,038
V ₂ O ₅	%	0,002	0,023	0,054	0,093	0,046	0,063
Zn	%	0,001	0,003	0,011	0,019	0,011	0,009
Zr	%	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
ΣΥΝΟΛΟ	%	0,01	101,17	101,77	101,82	103,73	102,44

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 4.7.7. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο ICP-MS σε δείγματα χρωμιτίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΜΟΝΑΔΑ	ΟΡΙΟ ΑΝΙΧΝΕΥΣΙΜΟΤΗΤΑΣ	C1/745	C3/717B	C5/738	C6/717A	C10/959
Ba	ppm	1	1	<1	<1	1	<1
Be	ppm	1	<1	<1	<1	<1	1
Co	ppm	0,2	79,3	80,2	88,4	82,1	76,7
Cs	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	ppm	0,5	1,6	4,1	7,6	3,6	4,1
Hf	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Rb	ppm	0,1	1,8	4,3	5,3	4,8	4,8
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ta	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	ppm	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
U	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	ppm	8	69	139	232	127	147
W	ppm	0,5	57,2	90,5	164,8	126,1	76,7
Zr	ppm	0,1	0,2	1,1	1,5	0,2	<0,1
Y	ppm	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1
La	ppm	0,1	0,5	0,5	1	0,9	0,4
Ce	ppm	0,1	0,3	0,2	0,4	0,2	0,2
Pr	ppm	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Nd	ppm	0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Sm	ppm	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Eu	ppm	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Gd	ppm	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tb	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Dy	ppm	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ho	ppm	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Er	ppm	0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Tm	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Yb	ppm	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Lu	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

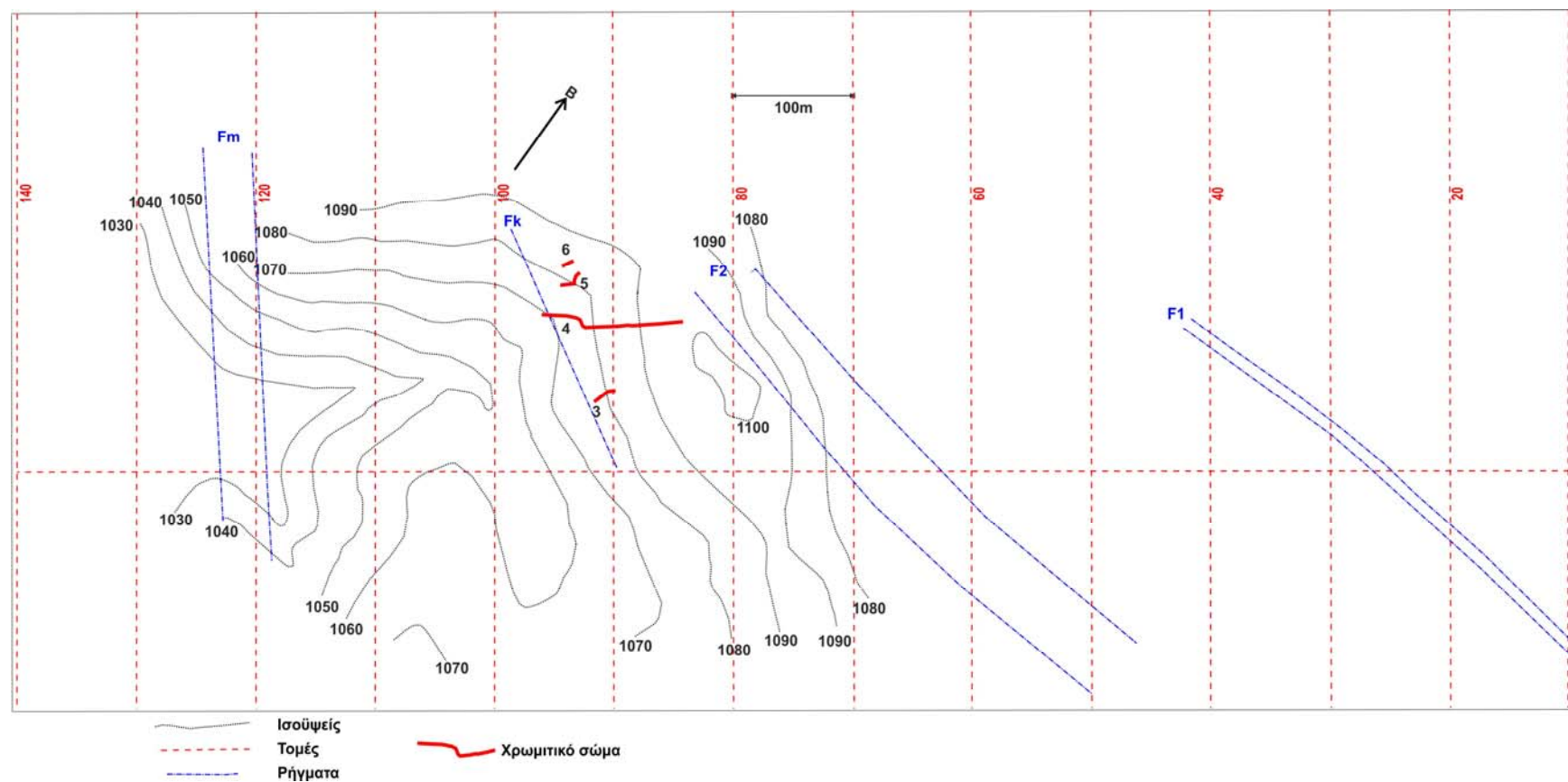
ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Πίνακας 4.7.8. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο INAA σε δείγματα χρωμιτίτη του μεταλλείου Ξερολιβάδου.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΜΟΝΑΔΑ	C1/745	O.A.	C3/717B	O.A.	C5/738	O.A.	C6/717A	O.A.	C10/959	O.A.
Br	ppm	<4,8	4,8	<6,6	6,6	<15	15	<6,4	6,4	<8,2	8,2
Sb	ppm	<0,23	0,23	<0,33	0,33	<0,77	0,77	<0,31	0,31	<0,41	0,41
As	ppm	<8,1	8,1	<12	12	<28	28	<11	11	<32	32
Ba	ppm	<50	50	<140	140	<360	360	<130	130	<180	180
Ca	ppm	<11000	11000	<41000	41000	<89000	89000	<29000	29000	<46000	46000
Ce	ppm	<11	11	<24	24	<28	28	<28	28	<32	32
Cs	ppm	<1	1	<1	1	<1	1	<1	1	<1	1
Cr	ppm	94700	5	185000	5	337000	5	174000	5	224000	5
Co	ppm	131	1	155	1	214	1	161	1	183	1
Eu	ppm	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5
Au	ppm	<0,009	0,009	<0,017	0,017	<0,047	0,047	<0,016	0,016	<0,023	0,023
Hf	ppm	<1	1	<1	1	<1	1	<1	1	<1	1
Ir	ppm	<0,012	0,012	<0,026	0,026	<0,043	0,043	<0,038	0,038	<0,033	0,033
Fe	ppm	56100	200	65200	200	90300	200	69000	200	79200	200
La	ppm	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5
Lu	ppm	<0,32	0,32	<0,78	0,78	<0,1	0,1	<0,69	0,69	<1	1
Hg	ppm	<2	2	<3,1	3,1	<6,3	6,3	<3	3	<6,5	6,5
Mo	ppm	<32	32	<50	50	<98	98	<48	48	<61	61
Nd	ppm	<5	5	<13	13	<25	25	<12	12	<16	16
Ni	ppm	2400	100	2100	100	1600	100	2400	100	2100	100
Rb	ppm	<15	15	<15	15	<15	15	16	15	<15	15
Sm	ppm	<0,19	0,19	<0,27	0,27	<0,53	0,53	<0,26	0,26	<0,33	0,33
Sc	ppm	3,7	0,1	4,5	0,1	5,8	0,1	4,6	0,1	5,3	0,1
Se	ppm	<8,2	8,2	<13	13	<26	26	<12	12	<16	16
Ag	ppm	<5	5	<5	5	<5	5	<5	5	<5	5
Na	ppm	<830	830	<1500	1500	<3400	3400	<1500	1500	<2000	2000
Sr	ppm	<500	500	<500	500	<500	500	<500	500	<500	500
Ta	ppm	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<1,1	1,1	<0,5	0,5	<0,5	0,5
Tb	ppm	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,5
Th	ppm	<0,72	0,72	<1,1	1,1	<2,2	2,2	<1,1	1,1	<1,3	1,3
Sn	ppm	<270	270	<980	980	<2600	2600	<490	490	<1300	1300
W	ppm	<25	25	<70	70	<120	120	<68	68	<35	35
U	ppm	<5,1	5,1	<8	8	<16	16	<7,7	7,7	<9,9	9,9
Yb	ppm	<0,5	0,5	<0,5	0,5	<1,1	1,1	<0,5	0,5	<0,53	0,53
Zn	ppm	<59	59	<96	96	<130	130	<73	73	<110	110

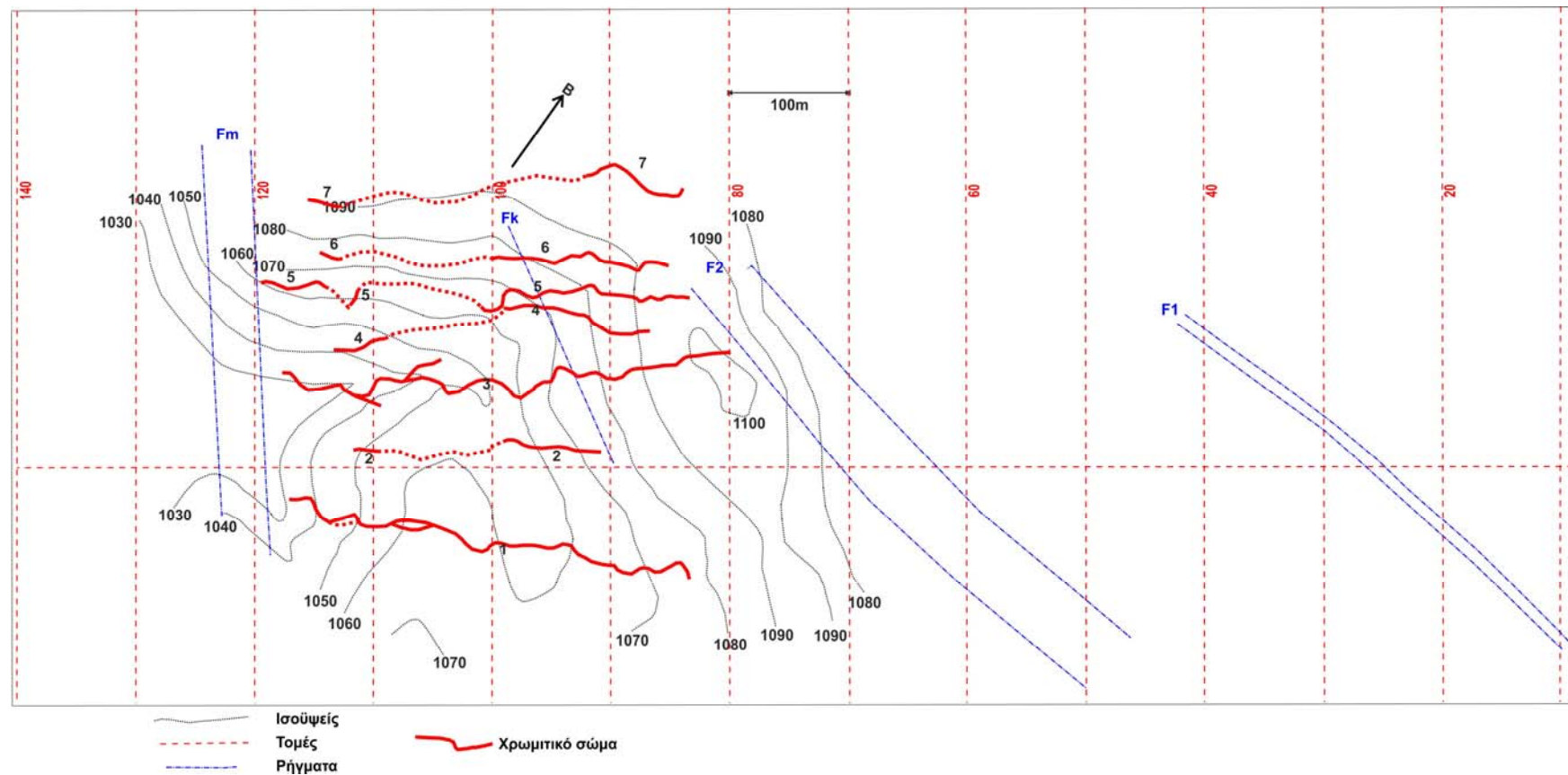
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ: ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



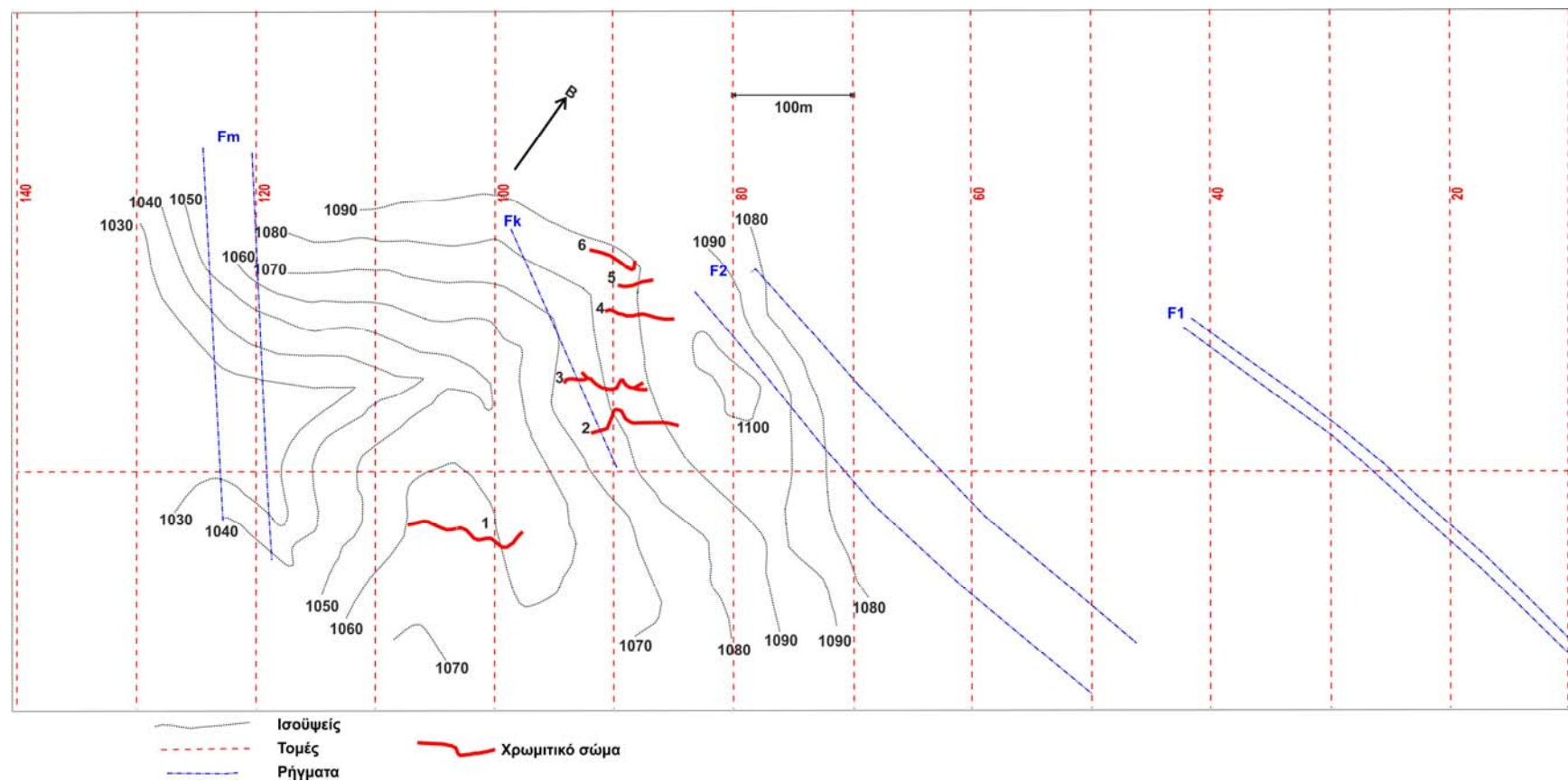
Σχήμα 4.2.9.1. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στο Νότιο Τομέα (επίπεδο 692).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



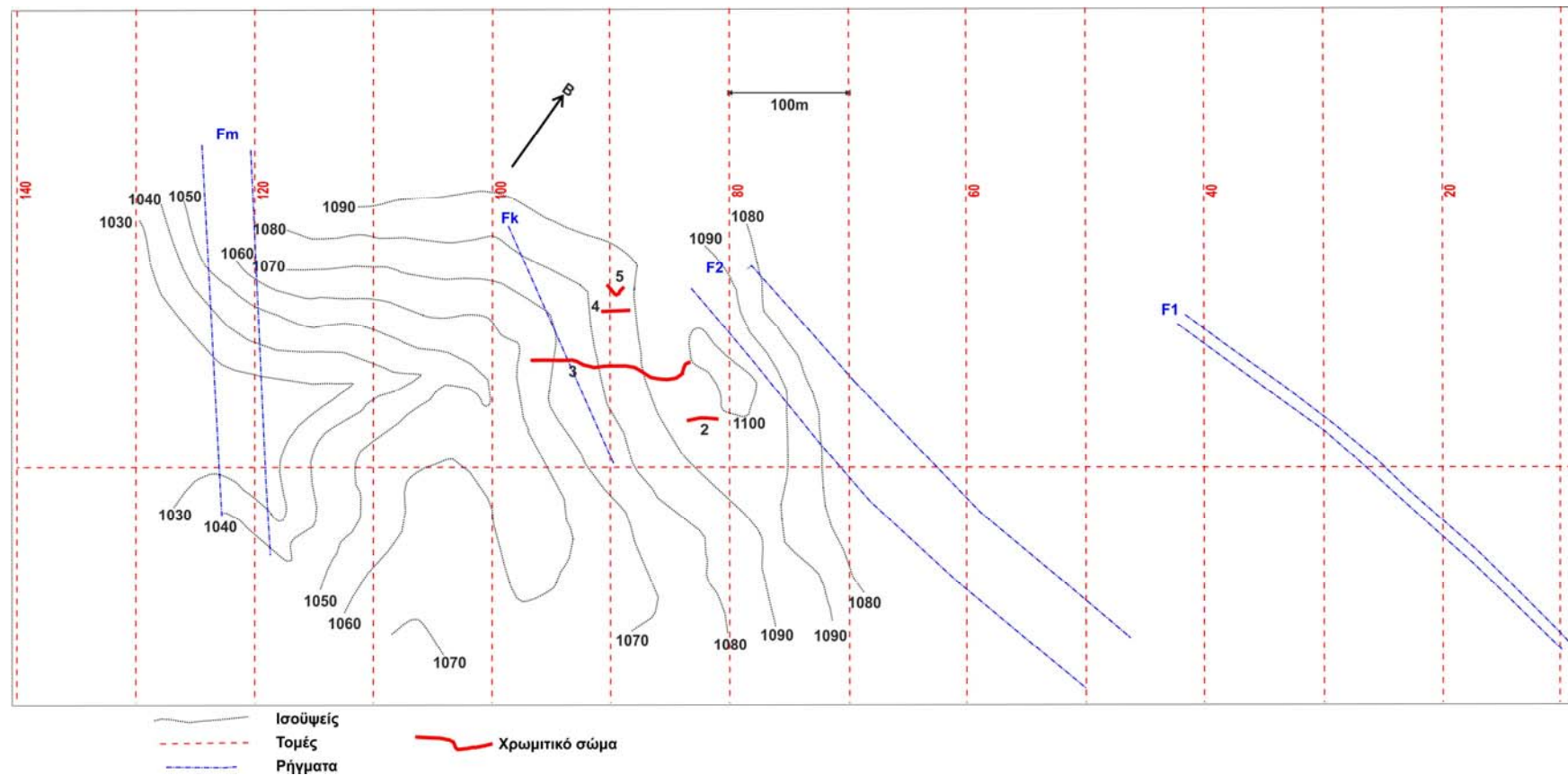
Σχήμα 4.2.9.2. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στο Νότιο Τομέα (επίπεδο 717-729).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



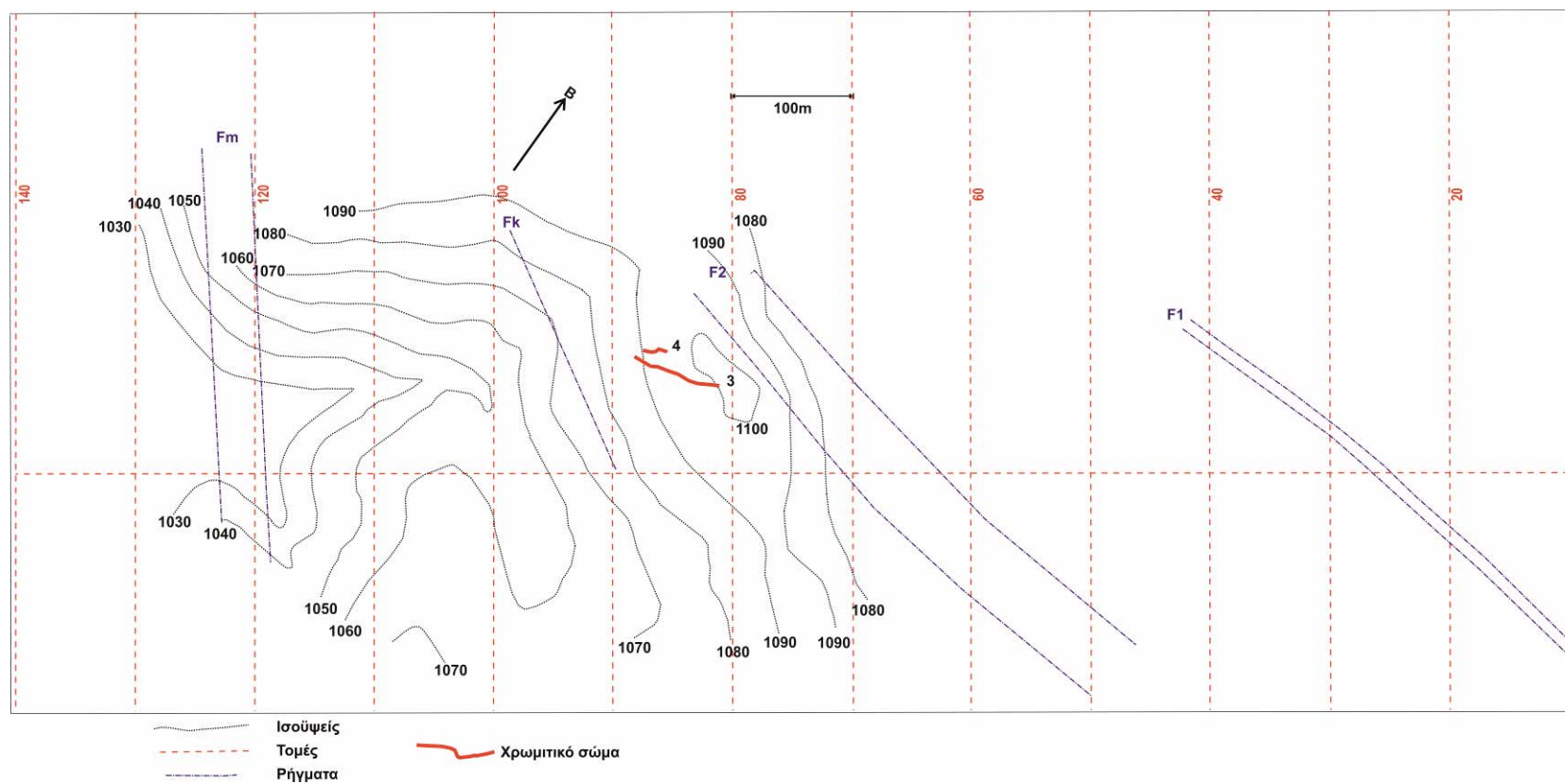
Σχήμα 4.2.9.3. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στο Νότιο Τομέα (επίπεδο 738-746).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



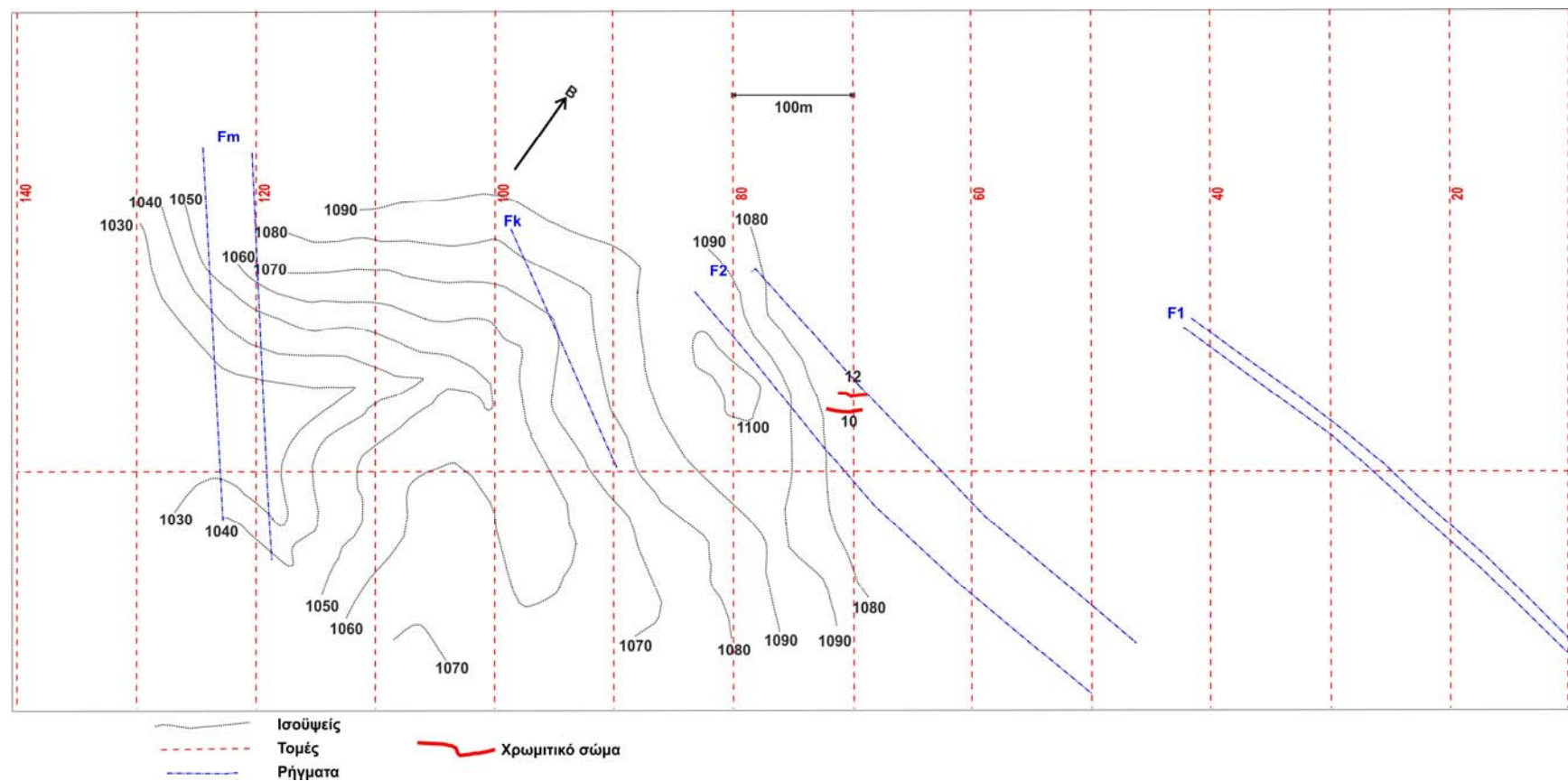
Σχήμα 4.2.9.4. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στο Νότιο Τομέα (επίπεδο 750-766).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



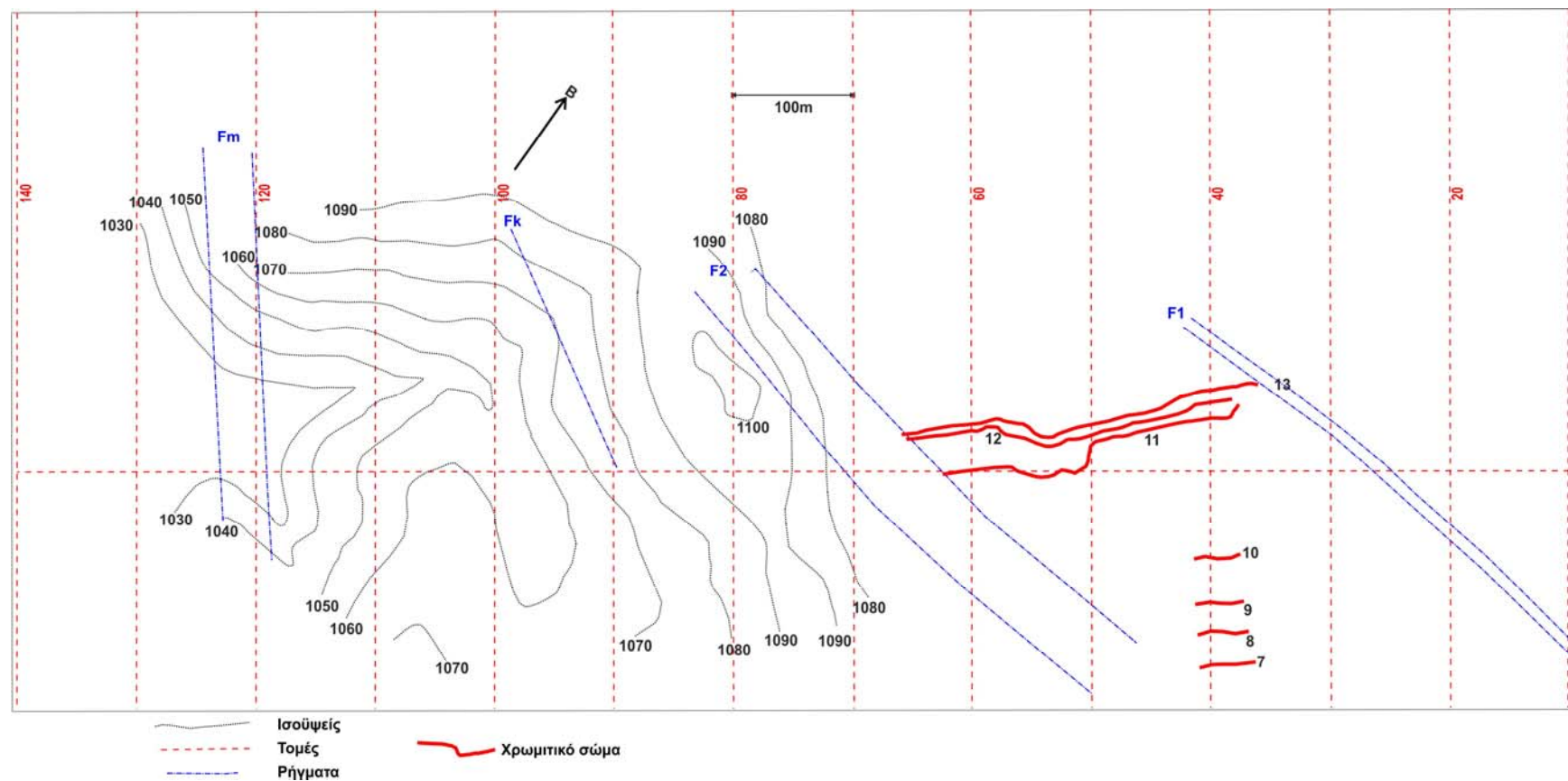
Σχήμα 4.2.9.5. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στο Νότιο Τομέα (επίπεδο 800).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



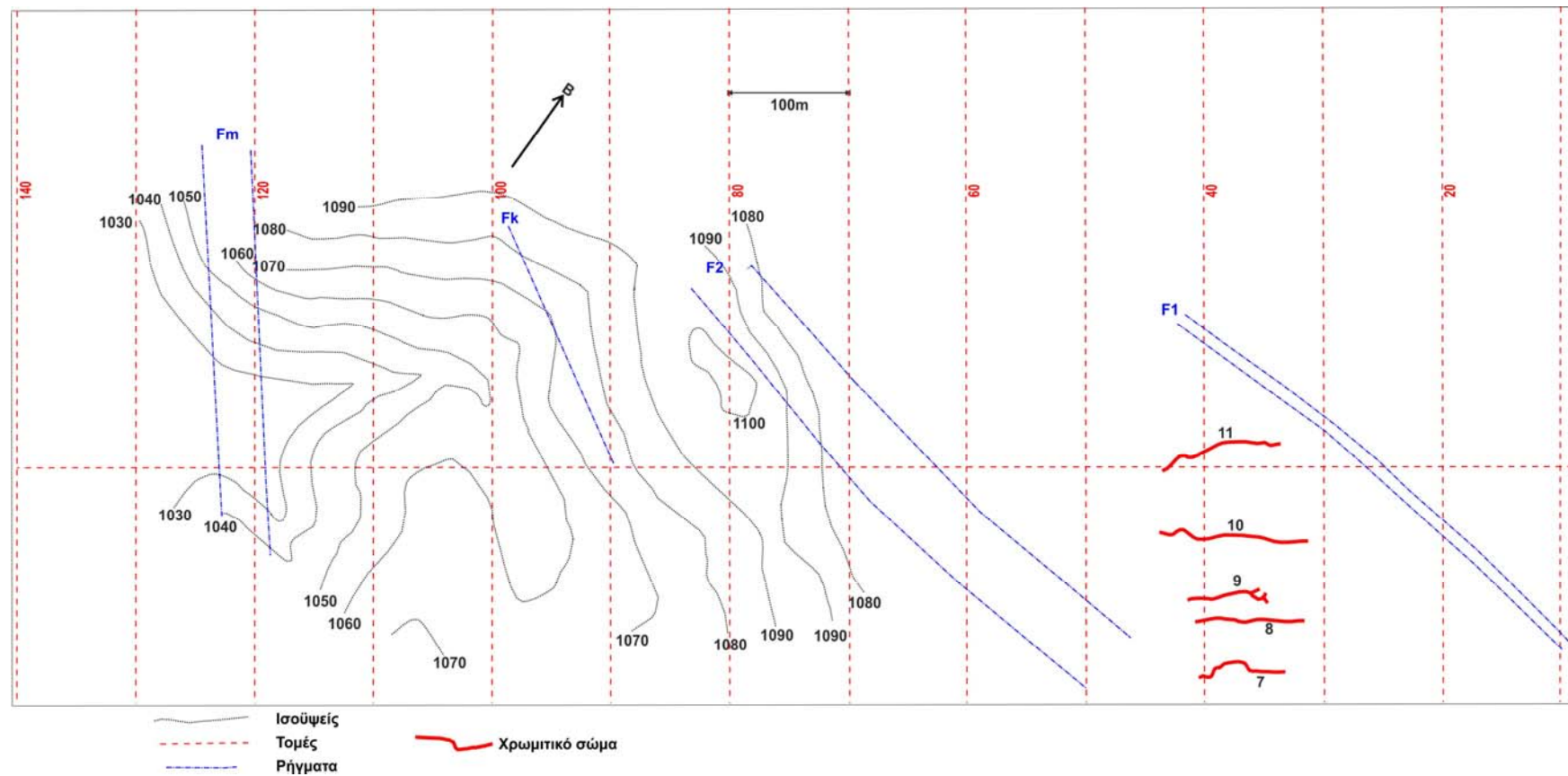
Σχήμα 4.2.9.6. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στη ζώνη F2 (επίπεδο 885).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



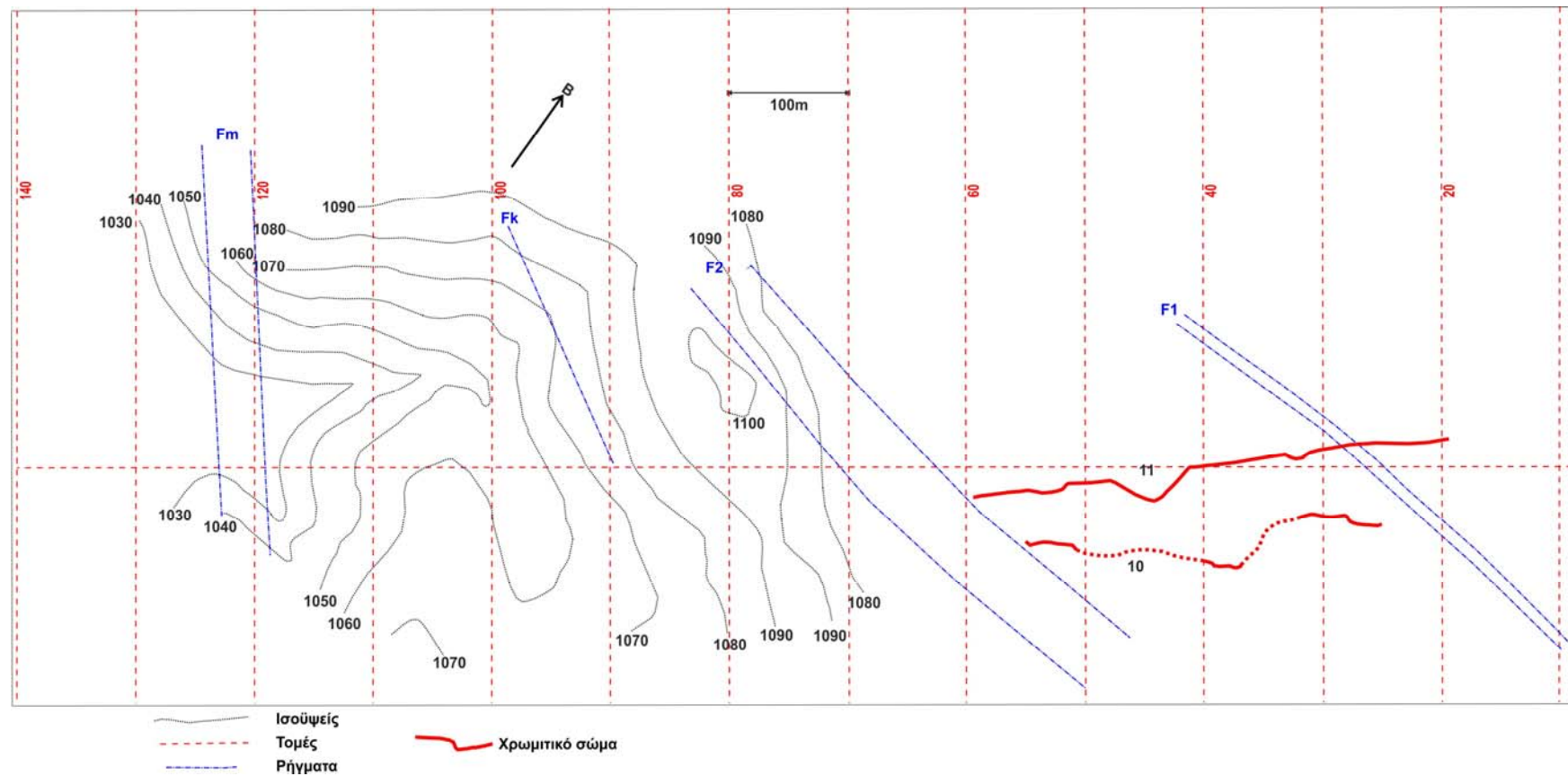
Σχήμα 4.2.9.7. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στον Κεντρικό Τομέα (επίπεδο 880-885).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



Σχήμα 4.2.9.8. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στον Κεντρικό Τομέα (επίπεδο 912).

ΧΑΡΤΕΣ ΠΡΟΒΟΛΗΣ ΧΡΩΜΙΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ



Σχήμα 4.2.9.9. Αποτύπωση των χρωμιτικών σωμάτων του μεταλλείου Ξερολίβαδου στον Κεντρικό Τομέα (επίπεδο 935-952).

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ: ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.1. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ολιβινών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C1/745	C3/692	C3/717A	C3/739	C4/692	C4/717A	C4/738	C4/800	C5/717	C5/738	C6/692	C6/717	C6/741
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	3	1	4	5	1	2	1	2	2	3	4	1	6
SiO ₂	41,05	42,34	42,07	41,42	41,85	41,89	41,47	41,74	41,78	42,13	42,01	41,87	41,82
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,01	0,09	0,04	0,09	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
V ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	6,19	4,94	5,51	5,15	5,26	6,07	5,59	5,66	4,87	4,09	6,08	4,95	4,96
MnO	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,10	0,10	0,07	0,08	0,07	0,08	0,10	0,08
MgO	51,91	53,91	53,00	52,68	53,02	52,92	52,43	52,65	53,40	54,23	52,55	52,66	53,39
NiO	0,48	0,40	0,44	0,57	0,44	0,38	0,39	0,50	0,44	0,55	0,36	0,41	0,57
CaO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02
ZnO	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	99,81	101,73	101,17	99,98	100,74	101,52	100,15	100,66	100,67	101,16	101,19	100,07	100,90
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)													
KATIONTA													
Si	0,994	0,998	1,000	0,996	0,998	1,000	0,995	0,998	0,996	0,997	1,001	1,004	0,996
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,125	0,097	0,110	0,104	0,105	0,141	0,121	0,113	0,097	0,081	0,121	0,099	0,099
Mn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Mg	1,873	1,895	1,878	1,889	1,885	1,847	1,875	1,877	1,898	1,912	1,866	1,881	1,895
Ni	0,009	0,008	0,008	0,011	0,008	0,006	0,007	0,010	0,008	0,010	0,007	0,008	0,011
Ca	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Zn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	3,006	3,001	2,999	3,003	3,000	2,999	3,003	3,001	3,003	3,003	2,999	2,996	3,004
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	0,93	0,95	0,94	0,94	0,94	0,92	0,93	0,94	0,95	0,95	0,93	0,94	0,94

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.2. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των ποσοστών φορστερίτη (Fo) ολιβινών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	13	1	6	2,69	1,65
SiO ₂	13	41,05	42,34	41,80	0,34
TiO ₂	13	0,00	0,09	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	13	0,00	0,04	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	13	0,00	0,04	0,02	0,01
V ₂ O ₃	13	0,00	0,03	0,01	0,01
FeO	13	4,09	6,19	5,33	0,60
MnO	13	0,06	0,10	0,08	0,01
MgO	13	51,91	54,23	52,98	0,63
NiO	13	0,36	0,57	0,46	0,07
CaO	13	0,00	0,04	0,02	0,01
ZnO	13	0,00	0,05	0,02	0,02
ΣΥΝΟΛΟ	13	99,81	101,73	100,75	0,61
KATIONTA					
Si	13	0,994	1,004	0,998	0,003
Ti	13	0,000	0,002	0,000	0,001
Al	13	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	13	0,000	0,001	0,000	0,000
V	13	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	13	0,081	0,125	0,106	0,012
Mn	13	0,001	0,002	0,002	0,000
Mg	13	1,866	1,912	1,885	0,012
Ni	13	0,007	0,011	0,009	0,001
Ca	13	0,000	0,001	0,001	0,000
Zn	13	0,000	0,001	0,000	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	13	2,996	3,006	3,002	0,003
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	13	0,931	0,953	0,941	0,006

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.3. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ολιβινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/692	D3/717A	D3/739	D3/750	D3/800	D4/692	D4/738	D4/765	D4/800	D5/738	D5/766	D6/717
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	4	1	3	6	2	1	2	2	4	3	4	5
SiO ₂	41,41	41,88	41,58	40,54	40,47	41,34	41,49	41,32	41,33	40,45	40,86	41,65
TiO ₂	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
V ₂ O ₃	0,02	0,05	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
FeO	6,71	6,52	6,81	6,64	6,98	7,10	8,81	6,92	6,99	6,95	6,89	7,47
MnO	0,09	0,10	0,10	0,11	0,13	0,17	0,14	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12
MgO	51,46	51,41	51,83	51,34	50,99	51,98	50,41	52,65	52,50	50,74	51,85	51,76
NiO	0,36	0,34	0,39	0,43	0,38	0,37	0,49	0,44	0,39	0,41	0,35	0,31
CaO	0,04	0,00	0,03	0,03	0,08	0,09	0,00	0,06	0,01	0,03	0,06	0,03
ZnO	0,04	0,00	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,07	0,05	0,06	0,01	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	100,13	100,35	100,81	99,17	99,12	101,15	101,42	101,60	101,40	98,76	100,20	101,40
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)												
ΚΑΤΙΟΝΤΑ												
Si	1,000	1,007	0,998	0,990	0,991	0,992	0,999	0,987	0,988	0,993	0,989	0,997
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,136	0,131	0,137	0,136	0,143	0,142	0,177	0,138	0,140	0,143	0,139	0,149
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003
Mg	1,853	1,843	1,855	1,870	1,861	1,859	1,810	1,874	1,872	1,858	1,870	1,846
Ni	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,010	0,008	0,008	0,008	0,007	0,006
Ca	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001
Zn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	2,999	2,992	3,001	3,009	3,008	3,008	3,000	3,013	3,011	3,006	3,011	3,003
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	0,93	0,93	0,93	0,93	0,92	0,92	0,90	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.4. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των και των ποσοστών φορστερίτη (Fo) ολιβινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	12	1	6	3,08	1,56
SiO ₂	12	40,45	41,88	41,19	0,49
TiO ₂	12	0,00	0,03	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	12	0,00	0,03	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	12	0,00	0,03	0,01	0,01
V ₂ O ₃	12	0,00	0,05	0,02	0,01
FeO	12	6,52	8,81	7,06	0,60
MnO	12	0,09	0,17	0,12	0,02
MgO	12	50,41	52,65	51,58	0,66
NiO	12	0,31	0,49	0,39	0,05
CaO	12	0,00	0,09	0,04	0,03
ZnO	12	0,00	0,07	0,03	0,02
ΣΥΝΟΛΟ	12	98,76	101,60	100,46	1,00
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	12	0,987	1,007	0,994	0,006
Ti	12	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	12	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	12	0,000	0,001	0,000	0,000
V	12	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	12	0,131	0,177	0,143	0,012
Mn	12	0,002	0,003	0,002	0,000
Mg	12	1,810	1,874	1,856	0,018
Ni	12	0,006	0,010	0,008	0,001
Ca	12	0,000	0,002	0,001	0,001
Zn	12	0,000	0,001	0,001	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	12	2,992	3,013	3,005	0,006
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	12	0,904	0,929	0,923	0,006

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.5. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή ολιβινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D2-3/739	D2-3/767	D2-3/800	D3-4/692	D3-4/739	D3-4/754	D4-5/692	D4-5/717A	D4-5/738	D4-5/765	D5-6/717	D5-6/738
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	5	5	4	2	8	3	4	2	4	3	3	2
SiO ₂	40,98	40,74	40,61	41,10	41,87	40,80	41,81	41,27	41,76	40,76	41,88	40,99
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03
V ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02
FeO	7,25	7,47	7,70	7,39	6,95	6,88	7,79	7,36	6,91	7,18	7,79	7,05
MnO	0,11	0,13	0,11	0,11	0,12	0,09	0,12	0,09	0,13	0,12	0,10	0,13
MgO	51,24	51,33	51,30	51,09	52,27	51,20	51,32	51,56	51,76	51,31	51,57	50,70
NiO	0,39	0,36	0,43	0,32	0,42	0,43	0,32	0,34	0,34	0,38	0,34	0,39
CaO	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,05	0,04	0,05
ZnO	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,08	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	100,12	100,12	100,27	100,14	101,73	99,47	101,46	100,73	100,97	99,85	101,81	99,39
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)												
KATIONTA												
Si	0,994	0,989	0,986	0,996	0,997	0,994	1,001	0,994	1,001	0,991	0,999	0,999
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,147	0,152	0,156	0,150	0,138	0,140	0,156	0,148	0,138	0,146	0,155	0,144
Mn	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003
Mg	1,852	1,858	1,857	1,846	1,855	1,860	1,831	1,852	1,849	1,860	1,834	1,843
Ni	0,008	0,007	0,008	0,006	0,008	0,008	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008
Ca	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Zn	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	3,005	3,010	3,013	3,003	3,003	3,006	2,999	3,005	2,999	3,008	3,000	3,000
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,93	0,92	0,92	0,92

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.1.6. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των και των ποσοστών φορστερίτη (Fo) ολιβινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	12	2	8	3,75	1,71
SiO ₂	12	40,61	41,88	41,21	0,49
TiO ₂	12	0,00	0,03	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	12	0,00	0,03	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	12	0,00	0,03	0,01	0,01
V ₂ O ₃	12	0,00	0,04	0,01	0,01
FeO	12	6,88	7,79	7,31	0,33
MnO	12	0,09	0,13	0,11	0,01
MgO	12	50,70	52,27	51,39	0,38
NiO	12	0,32	0,43	0,37	0,04
CaO	12	0,02	0,06	0,03	0,01
ZnO	12	0,00	0,08	0,03	0,03
ΣΥΝΟΛΟ	12	99,39	101,81	100,50	0,83
KATIONTA					
Si	12	0,986	1,001	0,995	0,005
Ti	12	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	12	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	12	0,000	0,001	0,000	0,000
V	12	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	12	0,138	0,156	0,148	0,007
Mn	12	0,002	0,003	0,002	0,000
Mg	12	1,831	1,860	1,850	0,009
Ni	12	0,006	0,008	0,007	0,001
Ca	12	0,000	0,001	0,001	0,000
Zn	12	0,000	0,001	0,001	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	12	2,999	3,013	3,004	0,005
Fo ΟΛΙΒΙΝΗ	12	0,916	0,925	0,921	0,003

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.2.1. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σερπεντινών από δείγματα χρωμιτίτη του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C3/692	C3/692	C3/717A	C3/750	C4/692	C5/692	C5/717	C6/692
SiO ₂	40,22	39,06	41,93	40,41	39,22	36,29	41,42	40,53
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,06	0,00	0,10	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,81	4,42	0,02	0,00	0,00	6,39	0,03	0,05
Cr ₂ O ₃	1,53	4,08	0,05	0,05	0,00	4,19	0,04	2,87
V ₂ O ₃	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
FeO	1,44	1,57	1,79	3,18	2,01	0,86	4,00	3,72
MnO	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01
MgO	38,71	36,31	40,27	42,08	42,99	37,03	37,97	38,72
NiO	0,14	0,14	0,46	0,60	0,31	0,17	0,52	0,00
CaO	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06
ZnO	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
ΣΥΝΟΛΟ	84,91	85,70	84,64	86,42	84,55	85,07	84,11	85,98
Αριθμός κατιόντων με βάση 7(O)								
KATIONTA								
Si	1,924	1,867	2,010	1,926	1,900	1,751	2,021	1,950
Al ^{iv}	0,076	0,133	0,000	0,000	0,000	0,249	0,000	0,000
Ti	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000
Al ^{vi}	0,082	0,116	0,001	0,000	0,000	0,114	0,001	0,003
Cr	0,058	0,154	0,002	0,002	0,000	0,160	0,002	0,109
V	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	0,058	0,063	0,072	0,127	0,082	0,035	0,163	0,150
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	2,761	2,588	2,878	2,989	3,105	2,663	2,762	2,778
Ni	0,005	0,006	0,018	0,023	0,012	0,006	0,020	0,000
Ca	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003
Zn	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	4,967	4,931	4,986	5,071	5,100	4,984	4,976	4,994

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.2.2. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σερπεντινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/739-1	D3/739	D4/738	D4/738	D4/800	D5/738	D5/766
SiO ₂	43,56	40,04	41,27	41,64	43,54	42,38	42,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	0,07	0,02	0,44	0,39	0,00	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	4,36	0,12	0,13	0,00	0,06	0,21
V ₂ O ₃	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO	2,07	4,59	6,84	6,58	2,64	3,28	3,97
MnO	0,00	0,02	0,13	0,15	0,00	0,02	0,08
MgO	40,33	36,03	35,94	36,65	39,46	39,71	38,92
NiO	0,06	0,01	0,00	0,05	0,00	0,09	0,10
CaO	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,00
ZnO	0,00	0,05	0,06	0,11	0,13	0,09	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	86,14	85,16	84,87	85,79	85,86	85,73	85,37
Αριθμός κατιόντων με βάση 7(O)							
KATIONTA							
Si	2,044	1,961	2,020	2,015	2,055	2,017	2,017
Al ^{iv}	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000
Al ^{vi}	0,004	0,000	0,026	0,022	0,000	0,000	0,002
Cr	0,000	0,169	0,005	0,005	0,000	0,002	0,008
V	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	0,081	0,188	0,280	0,266	0,104	0,130	0,159
Mn	0,000	0,001	0,005	0,006	0,000	0,001	0,003
Mg	2,821	2,630	2,623	2,645	2,776	2,818	2,784
Ni	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,004
Ca	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000
Zn	0,000	0,002	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001
ΣΥΝΟΛΟ	4,954	4,954	4,964	4,969	4,943	4,980	4,978

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.2.3. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σερπεντινών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D2-3/692	D2-3/717A	D2-3/739	D2-3/800	D3-4/692	D3-4/717A	D3-4/717A	D3-4/739
SiO ₂	41,36	41,21	41,25	43,17	41,28	41,59	40,78	41,62
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,04	0,52	0,01	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,00	0,02	0,91	0,02	0,03	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO	3,95	4,19	3,86	2,29	3,79	2,91	4,14	4,06
MnO	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
MgO	39,21	39,14	39,80	39,36	38,97	41,35	40,07	40,27
NiO	0,23	0,26	0,25	0,20	0,00	0,42	0,23	0,30
CaO	0,03	0,03	0,06	0,02	0,08	0,03	0,01	0,01
ZnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,02	0,00	0,00
ΣΥΝΟΛΟ	84,88	84,95	85,26	85,10	85,66	86,43	85,31	86,30
Αριθμός κατιόντων με βάση 7(O)								
KATIONTA								
Si	1,999	1,994	1,986	2,053	1,979	1,970	1,968	1,982
Al ^{iv}	0,000	0,001	0,000	0,000	0,021	0,001	0,001	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Al ^{vi}	0,000	0,000	0,000	0,002	0,009	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,001	0,000	0,001	0,034	0,001	0,001	0,000
V	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	0,160	0,170	0,155	0,091	0,152	0,115	0,167	0,162
Mn	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Mg	2,826	2,824	2,857	2,790	2,785	2,919	2,883	2,860
Ni	0,009	0,010	0,010	0,008	0,000	0,016	0,009	0,012
Ca	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004	0,002	0,001	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000
ΣΥΝΟΛΟ	4,999	5,004	5,013	4,946	4,989	5,027	5,030	5,017

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.2.3. Συνέχεια.

ΔΕΙΓΜΑ	D3-4/739	D4-5/717A	D4-5/717A	D4-5/738	D4-5/765	D4-5/765	D-5-6/692	D5-6/717
SiO ₂	42,93	41,23	42,29	41,48	43,25	43,20	42,84	43,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,08	0,01	0,01	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,07	0,14	0,02
V ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00
FeO	2,06	3,72	1,69	2,07	3,64	3,81	4,18	1,77
MnO	0,07	0,08	0,01	0,06	0,05	0,06	0,00	0,01
MgO	40,36	40,08	40,42	40,37	38,94	39,25	37,65	40,33
NiO	0,19	0,25	0,04	0,17	0,12	0,30	0,23	0,06
CaO	0,03	0,13	0,05	0,02	0,02	0,03	0,11	0,03
ZnO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08
ΣΥΝΟΛΟ	85,68	85,51	84,54	84,31	86,11	86,74	85,21	85,48
Αριθμός κατιόντων με βάση 7(O)								
KATIONTA								
Si	2,030	1,980	2,022	1,998	2,048	2,036	2,056	2,038
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Al ^{VI}	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,005	0,001
V	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Fe	0,081	0,149	0,068	0,083	0,144	0,150	0,168	0,070
Mn	0,003	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000
Mg	2,845	2,869	2,881	2,900	2,748	2,758	2,694	2,842
Ni	0,007	0,010	0,001	0,007	0,005	0,011	0,009	0,002
Ca	0,001	0,006	0,002	0,001	0,001	0,001	0,006	0,002
Zn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003
ΣΥΝΟΛΟ	4,969	5,019	4,977	4,998	4,951	4,962	4,940	4,960

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.3.1. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χεζλεγουδιτών από δείγματα του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D4-5/717	D4-5/717	D4-5/717	D4/765	D4-5/738	D4-5/738	C1/745	C1/745
As	*bdl	bdl	bdl	bdl	0,02	0,02	**NA	NA
Sb	bdl	bdl	0,004	bdl	0,036	bdl	NA	NA
Co	0,06	0,14	0,12	0,04	0,27	0,10	NA	NA
Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Fe	1,42	1,14	2,11	1,27	1,82	1,52	1,07	1,48
Ni	72,01	70,95	70,71	70,94	70,99	71,10	72,14	71,75
S	27,44	27,81	27,43	27,40	27,20	27,39	25,06	24,81
ΣΥΝΟΛΟ	100,93	100,04	100,37	99,65	100,33	100,13	98,27	98,04
Αριθμός κατιόντων με βάση 2(S)								
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	0,01	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,06	0,05	0,09	0,05	0,08	0,06	0,05	0,07
Ni	2,87	2,79	2,82	2,83	2,85	2,84	3,15	3,16
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ΣΥΝΟΛΟ	4,94	4,86	4,93	4,89	4,98	4,92	5,19	5,23

*bdl=Κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου

**NA=δεν αναλύθηκε

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.3.2. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή αβαουριτών από δείγματα του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D4-5/717	D4-5/717	D4-5/738	C1/745	C1/745	C3/717B
S	0,04	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02
As	*bdl	0,03	bdl	**NA	NA	NA
Sb	0,03	bdl	bdl	NA	NA	NA
Co	0,95	1,06	1,91	NA	NA	NA
Cu	1,44	3,63	1,29	0,93	1,52	0,35
Fe	22,17	21,45	16,38	24,74	20,18	25,10
Ni	74,65	73,42	80,13	74,76	77,52	73,76
ΣΥΝΟΛΟ	99,27	99,59	99,72	100,45	99,27	99,23
Αριθμός κατιόντων με βάση 3(Ni)						
S	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-
Co	0,04	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00
Cu	0,05	0,14	0,04	0,03	0,05	0,01
Fe	0,94	0,92	0,64	1,04	0,82	1,07
Ni	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
ΣΥΝΟΛΟ	4,03	4,10	3,76	4,08	3,88	4,09

*bdl=Κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου

**NA=δεν αναλύθηκε

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.4.3.3. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροανλυτή πετλανδιδτών από δείγματα του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D4-5/765	D4-5/738	D4/765	D4-5/765	D4-5/765
As	*bdl	bdl	0,01	0,04	0,00
Sb	bdl	bdl	0,003	0,08	0,00
Co	18,18	17,32	19,36	15,58	33,60
Cu	bdl	0,015	bdl	0,00	0,00
Fe	21,70	22,34	21,88	17,70	13,32
Ni	26,09	27,69	23,11	35,17	23,50
S	33,30	31,24	33,98	30,52	29,17
ΣΥΝΟΛΟ	99,27	98,60	98,35	98,09	99,59
Αριθμός κατιόντων με βάση 8(S)					
As	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-
Co	2,38	2,41	2,48	2,22	5,02
Cu	-	-	-	-	-
Fe	2,99	3,29	2,96	2,66	2,10
Ni	3,42	3,87	2,97	5,04	3,52
S	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ΣΥΝΟΛΟ	16,79	17,57	16,41	17,93	18,63

*bdl=Κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου

**NA=δεν αναλύθηκε

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.1. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροανλυτή χρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία χρωμίτη) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C1/745	C3/692	C3/717A	C3/717B	C3/739	C3/750	C3/800	C4/692	C4/717A	C4/738
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	(4)	(7)	(4)	(4)	(7)	(4)	(4)	(14)	(4)	(11)
SiO ₂	0,05	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
TiO ₂	0,13	0,12	0,15	0,15	0,15	0,17	0,16	0,15	0,13	0,16
Al ₂ O ₃	10,21	8,67	9,05	10,94	8,85	11,98	11,57	8,17	8,59	9,47
Cr ₂ O ₃	59,22	61,03	60,74	59,53	61,21	59,48	59,82	61,28	60,56	61,03
V ₂ O ₃	0,10	0,09	0,12	0,09	0,10	0,08	0,08	0,09	0,07	0,11
Fe ₂ O ₃ *	3,05	4,20	3,87	3,18	4,48	2,58	2,75	4,44	4,25	3,55
FeO	15,60	11,45	11,65	12,62	11,13	12,15	11,83	12,16	13,19	12,95
MnO	0,07	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,06	0,08	0,07
MgO	11,76	14,25	14,16	13,81	14,60	14,34	14,42	13,75	13,11	13,53
NiO	0,05	0,07	0,04	0,07	0,09	0,06	0,15	0,07	0,04	0,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
ZnO	0,03	0,01	0,00	0,05	0,01	0,05	0,04	0,03	0,00	0,05
ΣΥΝΟΛΟ	100,26	99,96	99,87	100,54	100,68	100,93	100,93	100,23	100,04	101,01
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)										
KATIONTA										
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004
Al	0,392	0,331	0,345	0,412	0,334	0,446	0,431	0,312	0,330	0,358
Cr	1,526	1,561	1,553	1,504	1,551	1,486	1,496	1,573	1,560	1,549
V	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Fe ³⁺	0,075	0,102	0,094	0,076	0,108	0,061	0,066	0,109	0,104	0,086
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,425	0,310	0,315	0,337	0,298	0,321	0,313	0,330	0,360	0,348
Mn	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,571	0,687	0,682	0,658	0,698	0,675	0,680	0,665	0,637	0,647
Ni	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,001	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,796	0,825	0,818	0,785	0,823	0,769	0,776	0,834	0,826	0,812
Mg#	0,573	0,689	0,684	0,661	0,700	0,678	0,685	0,668	0,639	0,651
Fe ²⁺ #	0,427	0,311	0,316	0,339	0,300	0,322	0,315	0,332	0,361	0,349
Fe ³⁺ #	0,038	0,051	0,047	0,038	0,054	0,031	0,033	0,054	0,052	0,043
Fe ³⁺ /ΣFe	0,150	0,248	0,230	0,185	0,266	0,160	0,173	0,247	0,225	0,198
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,176	0,330	0,299	0,227	0,362	0,191	0,209	0,329	0,290	0,247

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.1. Συνέχεια.

ΔΕΙΓΜΑ	C4/765	C4/800	C5/717	C5/738	C5/692	C5/766	C6/692	C6/717	C6/741	C10/939
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	(4)4	(6)	(3)	(10)	(7)	(6)	(5)	(6)	(9)	(4)
SiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,25	0,01	0,02	0,28	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,13	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,14	0,12	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	9,29	9,69	8,87	9,62	8,86	10,27	8,62	8,35	9,85	11,06
Cr ₂ O ₃	61,13	60,88	61,13	60,81	61,19	60,23	60,79	61,57	61,64	60,01
V ₂ O ₃	0,09	0,10	0,12	0,10	0,07	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10
Fe ₂ O ₃ *	3,61	3,09	3,83	4,04	4,19	3,72	4,10	4,34	2,90	2,00
FeO	12,49	13,57	12,32	11,23	11,62	12,32	14,27	12,31	12,20	13,33
MnO	0,09	0,03	0,11	0,04	0,04	0,05	0,10	0,05	0,04	0,06
MgO	13,75	13,15	13,76	14,64	14,26	14,04	12,53	13,79	14,11	13,23
NiO	0,05	0,05	0,05	0,08	0,04	0,08	0,05	0,07	0,06	0,10
CaO	0,00	0,01	0,00	0,11	0,01	0,01	0,14	0,01	0,00	0,00
ZnO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,12
ΣΥΝΟΛΟ	100,68	100,75	100,39	101,09	100,45	100,99	101,12	100,74	101,09	100,16
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)										
ΚΑΤΙΟΝΤΑ										
Si	0,000	0,001	0,001	0,008	0,000	0,001	0,009	0,000	0,001	0,000
Ti	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003
Al	0,352	0,368	0,338	0,360	0,336	0,386	0,329	0,318	0,370	0,419
Cr	1,555	1,551	1,561	1,529	1,557	1,518	1,556	1,571	1,554	1,526
V	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003
Fe ³⁺	0,087	0,075	0,093	0,097	0,102	0,089	0,100	0,105	0,069	0,048
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,336	0,366	0,333	0,299	0,313	0,328	0,386	0,332	0,325	0,359
Mn	0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002
Mg	0,659	0,632	0,663	0,694	0,684	0,667	0,605	0,664	0,671	0,634
Ni	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003
Ca	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Zn	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,815	0,808	0,822	0,809	0,822	0,797	0,826	0,832	0,808	0,784
Mg#	0,662	0,633	0,666	0,699	0,686	0,670	0,610	0,666	0,673	0,639
Fe ²⁺ #	0,338	0,367	0,334	0,301	0,314	0,330	0,390	0,334	0,327	0,361
Fe ³⁺ #	0,044	0,038	0,047	0,049	0,051	0,045	0,050	0,053	0,035	0,024
Fe ³⁺ /ΣFe	0,207	0,170	0,219	0,245	0,245	0,214	0,205	0,241	0,176	0,119
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,260	0,205	0,280	0,324	0,325	0,272	0,259	0,317	0,214	0,135

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.2. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων χρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία χρωμίτη) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	20	3	14	6,15	2,89
SiO ₂	20	0,01	0,28	0,05	0,08
TiO ₂	20	0,12	0,17	0,14	0,01
Al ₂ O ₃	20	8,17	11,98	9,60	1,10
Cr ₂ O ₃	20	59,22	61,64	60,66	0,71
V ₂ O ₃	20	0,07	0,12	0,09	0,01
Fe ₂ O ₃ *	20	2,00	4,48	3,61	0,70
FeO	20	11,13	15,60	12,52	1,08
MnO	20	0,03	0,11	0,06	0,02
MgO	20	11,76	14,64	13,75	0,72
NiO	20	0,04	0,15	0,07	0,03
CaO	20	0,00	0,14	0,02	0,04
ZnO	20	0,00	0,12	0,03	0,03
ΣΥΝΟΛΟ	20	99,87	101,12	100,60	0,41
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	20	0,000	0,009	0,001	0,002
Ti	20	0,003	0,004	0,003	0,000
Al	20	0,312	0,446	0,363	0,039
Cr	20	1,486	1,573	1,542	0,025
V	20	0,002	0,003	0,002	0,000
Fe ³⁺	20	0,048	0,109	0,087	0,017
ΣΥΝΟΛΟ 3+	20	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	20	0,298	0,425	0,337	0,031
Mn	20	0,001	0,003	0,002	0,001
Mg	20	0,571	0,698	0,659	0,031
Ni	20	0,001	0,004	0,002	0,001
Ca	20	0,000	0,005	0,001	0,001
Zn	20	0,000	0,003	0,001	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	20	1,000	1,000	1,000	0,000

Cr#	20	0,769	0,834	0,809	0,019
Mg#	20	0,573	0,700	0,662	0,031
Fe ²⁺ #	20	0,300	0,427	0,338	0,031
Fe ³⁺ #	20	0,024	0,054	0,044	0,009
Fe ³⁺ /ΣFe	20	0,119	0,266	0,206	0,039
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	20	0,135	0,362	0,262	0,061

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.3. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροανalyzer χρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C1/745	C3/692	C3/717A	C3/717B	C3/739	C3/750	C3/800	C4/692	C4/717A	C4/738
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	4	4	3	4	4	2	4	2	5	5
SiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,06	0,01	0,08	0,02	0,00	0,03	0,01
TiO ₂	0,12	0,15	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,14	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	10,06	8,48	8,38	10,74	8,61	11,83	11,39	8,61	8,14	9,47
Cr ₂ O ₃	59,13	60,21	60,43	59,46	60,60	59,19	59,70	60,78	59,62	60,54
V ₂ O ₃	0,11	0,08	0,10	0,12	0,10	0,11	0,09	0,11	0,09	0,11
Fe ₂ O ₃ *	3,24	4,33	3,95	3,02	4,32	2,77	2,92	4,42	4,63	3,61
FeO	16,10	13,69	14,71	13,35	13,72	13,27	13,57	14,09	16,04	14,47
MnO	0,08	0,10	0,09	0,03	0,13	0,06	0,07	0,09	0,12	0,10
MgO	11,38	12,71	12,04	13,31	12,80	13,60	13,41	12,74	11,14	12,55
NiO	0,05	0,04	0,06	0,08	0,09	0,11	0,08	0,01	0,05	0,05
CaO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,11	0,02	0,05	0,01	0,02	0,07	0,06	0,00	0,06	0,05
ΣΥΝΟΛΟ	100,40	99,84	100,03	100,35	100,55	101,23	101,47	100,98	100,06	101,10
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)										
KATIONTA										
Si	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
Ti	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003
Al	0,387	0,327	0,324	0,407	0,330	0,442	0,426	0,329	0,318	0,360
Cr	1,527	1,559	1,570	1,511	1,558	1,483	1,498	1,557	1,560	1,545
V	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003
Fe ³⁺	0,080	0,107	0,098	0,073	0,106	0,066	0,070	0,108	0,115	0,088
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,440	0,375	0,404	0,359	0,373	0,352	0,360	0,382	0,444	0,391
Mn	0,002	0,003	0,003	0,001	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Mg	0,554	0,621	0,590	0,638	0,621	0,642	0,634	0,615	0,550	0,604
Ni	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,000	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,798	0,827	0,829	0,788	0,825	0,770	0,779	0,826	0,831	0,811
Mg#	0,557	0,623	0,593	0,640	0,625	0,646	0,638	0,617	0,553	0,607
Fe ²⁺ #	0,443	0,377	0,407	0,360	0,375	0,354	0,362	0,383	0,447	0,393
Fe ³⁺ #	0,040	0,054	0,049	0,037	0,053	0,033	0,035	0,054	0,058	0,044
Fe ³⁺ /ΣFe	0,153	0,222	0,195	0,169	0,221	0,158	0,162	0,220	0,206	0,183
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,181	0,285	0,242	0,204	0,283	0,188	0,193	0,282	0,260	0,224

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.3. Συνέχεια.

ΔΕΙΓΜΑ	C4/765	C4/800	C5/717	C5/738	C5/692	C5/766	C6/692	C6/717	C6/741	C10/939
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	6	4	3	6	2	3	3	3	2	4
SiO ₂	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02
TiO ₂	0,16	0,14	0,18	0,16	0,14	0,11	0,14	0,14	0,12	0,14
Al ₂ O ₃	8,91	9,20	8,88	9,94	8,88	10,10	8,24	8,08	9,84	10,72
Cr ₂ O ₃	60,49	60,93	60,95	60,57	61,51	59,65	60,70	60,51	61,03	60,10
V ₂ O ₃	0,08	0,07	0,12	0,10	0,12	0,10	0,11	0,08	0,17	0,12
Fe ₂ O ₃ *	3,85	2,98	4,33	3,55	3,82	3,85	4,09	4,55	3,10	2,04
FeO	14,48	15,81	12,68	12,99	12,03	14,53	15,39	13,56	13,86	13,74
MnO	0,13	0,12	0,09	0,08	0,07	0,06	0,14	0,11	0,05	0,08
MgO	12,36	11,58	13,62	13,58	13,99	12,60	11,70	12,74	13,06	12,93
NiO	0,05	0,10	0,08	0,06	0,10	0,07	0,05	0,09	0,05	0,09
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
ZnO	0,05	0,06	0,06	0,02	0,02	0,06	0,02	0,00	0,07	0,05
ΣΥΝΟΛΟ	100,59	101,02	101,04	101,08	100,71	101,17	100,60	99,89	101,37	100,03
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)										
ΚΑΤΙΟΝΤΑ										
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Ti	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Al	0,342	0,353	0,337	0,375	0,337	0,383	0,318	0,312	0,372	0,408
Cr	1,557	1,568	1,550	1,532	1,564	1,517	1,574	1,569	1,546	1,535
V	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003
Fe ³⁺	0,094	0,073	0,105	0,085	0,092	0,093	0,101	0,112	0,075	0,050
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,394	0,430	0,341	0,348	0,323	0,391	0,422	0,372	0,371	0,371
Mn	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,001	0,002
Mg	0,600	0,562	0,653	0,648	0,671	0,604	0,572	0,623	0,624	0,623
Ni	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Zn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,820	0,816	0,822	0,803	0,823	0,799	0,832	0,834	0,806	0,790
Mg#	0,603	0,566	0,657	0,651	0,675	0,607	0,576	0,626	0,627	0,627
Fe ²⁺ #	0,397	0,434	0,343	0,349	0,325	0,393	0,424	0,374	0,373	0,373
Fe ³⁺ #	0,047	0,037	0,053	0,043	0,046	0,047	0,051	0,056	0,038	0,025
Fe ³⁺ /ΣFe	0,193	0,145	0,235	0,197	0,222	0,193	0,193	0,232	0,168	0,118
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,239	0,170	0,307	0,246	0,286	0,238	0,239	0,302	0,201	0,134

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.4. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων χρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	20	2	6	3,65	1,23
SiO ₂	20	0,00	0,08	0,03	0,02
TiO ₂	20	0,11	0,18	0,15	0,02
Al ₂ O ₃	20	8,08	11,83	9,42	1,11
Cr ₂ O ₃	20	59,13	61,51	60,30	0,65
V ₂ O ₃	20	0,07	0,17	0,10	0,02
Fe ₂ O ₃ *	20	2,04	4,63	3,67	0,70
FeO	20	12,03	16,10	14,10	1,10
MnO	20	0,03	0,14	0,09	0,03
MgO	20	11,14	13,99	12,69	0,80
NiO	20	0,01	0,11	0,07	0,03
CaO	20	0,00	0,02	0,01	0,01
ZnO	20	0,00	0,11	0,04	0,03
ΣΥΝΟΛΟ	20	99,84	101,47	100,68	0,52
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	20	0,000	0,002	0,001	0,001
Ti	20	0,003	0,004	0,004	0,000
Al	20	0,312	0,442	0,359	0,039
Cr	20	1,483	1,574	1,544	0,026
V	20	0,002	0,004	0,003	0,001
Fe ³⁺	20	0,050	0,115	0,090	0,018
ΣΥΝΟΛΟ 3+	20	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	20	0,323	0,444	0,382	0,033
Mn	20	0,001	0,004	0,002	0,001
Mg	20	0,550	0,671	0,612	0,033
Ni	20	0,000	0,003	0,002	0,001
Ca	20	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	20	0,000	0,003	0,001	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	20	1,000	1,000	1,000	0,000

Cr#	20	0,770	0,834	0,811	0,019
Mg#	20	0,553	0,675	0,616	0,033
Fe ²⁺ #	20	0,325	0,447	0,384	0,033
Fe ³⁺ #	20	0,025	0,058	0,045	0,009
Fe ³⁺ /ΣFe	20	0,118	0,235	0,189	0,032
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	20	0,134	0,307	0,235	0,048

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.5. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροανalyzer χρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/692	D3/717 A	D3/739	D3/750	D3/800	D4/692	D4/717 A	D4/738	D4/765	D4/800	D5/692	D5/717	D5/738	D5/766	D6/717
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	7	4	11	6	6	4	5	5	8	4	7	6	9	5	3
SiO ₂	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,14	0,17	0,13	0,14	0,13	0,17	0,14	0,10	0,15	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	10,99	9,60	9,69	10,59	11,00	9,60	9,90	12,78	11,01	11,60	9,18	9,48	10,04	10,42	8,32
Cr ₂ O ₃	56,75	58,08	59,33	57,27	57,18	57,30	57,11	56,24	57,53	57,43	59,44	57,98	58,74	58,09	58,76
V ₂ O ₃	0,15	0,11	0,12	0,14	0,14	0,16	0,18	0,22	0,16	0,17	0,12	0,14	0,11	0,13	0,17
Fe ₂ O ₃ *	3,93	4,71	3,88	3,78	3,60	5,04	4,55	2,93	3,65	3,43	3,97	4,83	3,65	4,00	4,73
FeO	17,70	14,80	15,64	17,86	17,23	16,99	16,84	17,47	16,86	16,93	16,18	16,37	17,08	16,59	16,31
MnO	0,16	0,18	0,13	0,19	0,17	0,16	0,16	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13	0,18	0,13	0,19
MgO	10,33	12,03	11,68	10,19	10,63	10,63	10,62	10,82	10,97	11,12	11,20	11,07	10,76	11,14	10,81
NiO	0,06	0,04	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,04	0,04	0,06	0,04
CaO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
ZnO	0,18	0,02	0,10	0,11	0,10	0,12	0,21	0,10	0,16	0,07	0,11	0,13	0,14	0,10	0,12
ΣΥΝΟΛΟ	100,43	99,79	100,79	100,39	100,31	100,26	99,80	100,90	100,72	101,12	100,56	100,34	100,90	100,84	99,60
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)															
KATIONTA															
Si	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Al	0,424	0,371	0,372	0,410	0,424	0,373	0,386	0,486	0,422	0,442	0,355	0,367	0,386	0,400	0,327
Cr	1,470	1,505	1,526	1,488	1,479	1,493	1,492	1,434	1,480	1,466	1,541	1,506	1,517	1,495	1,547
V	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,005
Fe ³⁺	0,097	0,116	0,095	0,093	0,089	0,125	0,113	0,071	0,089	0,083	0,098	0,119	0,090	0,098	0,118
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,485	0,405	0,426	0,491	0,471	0,468	0,465	0,471	0,459	0,457	0,444	0,450	0,467	0,452	0,454
Mn	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,005
Mg	0,505	0,587	0,567	0,499	0,519	0,522	0,523	0,520	0,532	0,535	0,547	0,542	0,524	0,541	0,536
Ni	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,004	0,001	0,002	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,776	0,802	0,804	0,784	0,777	0,800	0,795	0,747	0,778	0,769	0,813	0,804	0,797	0,789	0,826
Mg#	0,510	0,592	0,571	0,504	0,524	0,527	0,529	0,525	0,537	0,539	0,552	0,547	0,529	0,545	0,542
Fe ²⁺ #	0,490	0,408	0,429	0,496	0,476	0,473	0,471	0,475	0,463	0,461	0,448	0,453	0,471	0,455	0,458
Fe ³⁺ #	0,049	0,058	0,048	0,047	0,044	0,063	0,057	0,036	0,045	0,042	0,049	0,060	0,045	0,049	0,059
Fe ³⁺ /ΣFe	0,167	0,223	0,182	0,160	0,158	0,211	0,196	0,131	0,163	0,154	0,181	0,210	0,161	0,178	0,207
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,200	0,286	0,223	0,190	0,188	0,267	0,243	0,151	0,195	0,182	0,221	0,265	0,192	0,217	0,261

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.6. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων χρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	15	3	11	6,00	2,14
SiO ₂	15	0,01	0,05	0,03	0,01
TiO ₂	15	0,10	0,17	0,14	0,02
Al ₂ O ₃	15	8,32	12,78	10,28	1,10
Cr ₂ O ₃	15	56,24	59,44	57,81	0,93
V ₂ O ₃	15	0,11	0,22	0,15	0,03
Fe ₂ O ₃ *	15	2,93	5,04	4,04	0,60
FeO	15	14,80	17,86	16,72	0,79
MnO	15	0,13	0,19	0,16	0,02
MgO	15	10,19	12,03	10,93	0,48
NiO	15	0,04	0,08	0,06	0,01
CaO	15	0,00	0,02	0,01	0,01
ZnO	15	0,02	0,21	0,12	0,04
ΣΥΝΟΛΟ	15	99,60	101,12	100,45	0,45
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	15	0,000	0,002	0,001	0,000
Ti	15	0,002	0,004	0,003	0,000
Al	15	0,327	0,486	0,396	0,040
Cr	15	1,434	1,547	1,496	0,029
V	15	0,003	0,006	0,004	0,001
Fe ³⁺	15	0,071	0,125	0,100	0,015
ΣΥΝΟΛΟ 3+	15	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	15	0,405	0,491	0,458	0,022
Mn	15	0,003	0,005	0,004	0,001
Mg	15	0,499	0,587	0,533	0,023
Ni	15	0,001	0,002	0,002	0,000
Ca	15	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	15	0,001	0,005	0,003	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	15	1,000	1,000	1,000	0,000

Cr#	15	0,747	0,826	0,791	0,020
Mg#	15	0,504	0,592	0,538	0,022
Fe ²⁺ #	15	0,408	0,496	0,462	0,022
Fe ³⁺ #	15	0,036	0,063	0,050	0,008
Fe ³⁺ /ΣFe	15	0,131	0,223	0,179	0,026
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	15	0,151	0,286	0,219	0,039

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.7. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D2- 3/692	D2- 3/717 A	D2- 3/739	D2- 3/767	D2- 3/800	D3- 4/692	D3- 4/717 A	D3- 4/739	D3- 4/754	D4- 5/692	D4- 5/717 A	D4- 5/738	D4- 5/765	D5- 6/692	D5- 6/717	D5- 6/738
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	4	5	6	3	5	13	4	6	9	6	4	8	7	5	6	7
SiO ₂	0,03	0,04	0,04	0,05	0,07	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04
TiO ₂	0,15	0,10	0,14	0,13	0,13	0,11	0,16	0,15	0,15	0,16	0,13	0,15	0,15	0,14	0,15	0,18
Al ₂ O ₃	12,11	10,22	9,54	11,31	10,97	10,41	9,11	9,19	12,18	10,84	9,89	9,90	11,17	10,14	10,94	10,53
Cr ₂ O ₃	56,26	57,52	58,97	57,89	57,53	57,74	59,07	59,32	57,90	57,37	58,83	59,42	57,74	57,68	55,88	58,06
V ₂ O ₃	0,18	0,18	0,14	0,16	0,21	0,22	0,11	0,15	0,15	0,21	0,16	0,13	0,15	0,15	0,18	0,13
Fe ₂ O ₃ *	2,84	3,96	3,56	2,70	3,36	3,11	3,84	3,89	2,27	3,32	3,25	3,24	3,09	3,80	4,94	3,35
FeO	17,16	15,98	15,95	16,82	17,87	18,17	16,22	15,63	16,70	17,24	16,50	16,36	17,81	18,34	17,11	17,16
MnO	0,17	0,10	0,13	0,16	0,17	0,19	0,19	0,14	0,16	0,16	0,13	0,16	0,15	0,18	0,17	0,16
MgO	10,71	11,27	11,29	10,98	10,31	9,87	11,03	11,49	11,26	10,58	10,99	11,16	10,42	9,86	10,68	10,67
NiO	0,02	0,06	0,02	0,04	0,07	0,02	0,07	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04
CaO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,01
ZnO	0,13	0,12	0,13	0,11	0,17	0,24	0,08	0,13	0,16	0,16	0,12	0,13	0,12	0,15	0,17	0,16
ΣΥΝΟΛΟ	99,78	99,56	99,93	100,36	100,86	100,11	99,89	100,18	101,02	100,09	100,06	100,78	100,89	100,53	100,27	100,48
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)																
KATIONTA																
Si	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Al	0,467	0,397	0,370	0,434	0,422	0,405	0,354	0,356	0,462	0,419	0,383	0,380	0,429	0,394	0,422	0,406
Cr	1,454	1,497	1,533	1,491	1,484	1,508	1,542	1,539	1,474	1,489	1,529	1,532	1,487	1,503	1,447	1,502
V	0,005	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,003	0,004	0,004	0,006	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005	0,003
Fe ³⁺	0,070	0,098	0,088	0,066	0,083	0,077	0,095	0,096	0,055	0,082	0,080	0,080	0,076	0,094	0,122	0,083
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,469	0,440	0,439	0,458	0,488	0,502	0,448	0,429	0,450	0,473	0,454	0,446	0,485	0,505	0,469	0,470
Mn	0,005	0,003	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005
Mg	0,522	0,553	0,553	0,533	0,502	0,486	0,543	0,562	0,541	0,518	0,538	0,543	0,506	0,484	0,521	0,521
Ni	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006	0,002	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
#**																
Cr#	0,757	0,791	0,806	0,774	0,779	0,788	0,813	0,812	0,761	0,780	0,800	0,801	0,776	0,792	0,774	0,787
Mg#	0,527	0,557	0,558	0,538	0,507	0,492	0,548	0,567	0,546	0,522	0,543	0,549	0,511	0,489	0,527	0,526
Fe ²⁺ #	0,473	0,443	0,442	0,462	0,493	0,508	0,452	0,433	0,454	0,478	0,457	0,451	0,489	0,511	0,473	0,474
Fe ³⁺ #	0,035	0,049	0,044	0,033	0,042	0,039	0,048	0,048	0,028	0,041	0,040	0,040	0,038	0,047	0,061	0,041
Fe ³⁺ /ΣFe	0,130	0,182	0,167	0,126	0,145	0,133	0,176	0,183	0,109	0,147	0,151	0,151	0,135	0,157	0,206	0,149
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,149	0,223	0,201	0,144	0,169	0,154	0,213	0,224	0,122	0,173	0,177	0,178	0,156	0,187	0,260	0,176

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.8. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων χρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	16	3	13	6,13	2,42
SiO ₂	16	0,01	0,07	0,03	0,01
TiO ₂	16	0,10	0,18	0,14	0,02
Al ₂ O ₃	16	9,11	12,18	10,53	0,91
Cr ₂ O ₃	16	55,88	59,42	57,95	1,00
V ₂ O ₃	16	0,11	0,22	0,16	0,03
Fe ₂ O ₃ *	16	2,27	4,94	3,41	0,61
FeO	16	15,63	18,34	16,94	0,82
MnO	16	0,10	0,19	0,16	0,02
MgO	16	9,86	11,49	10,79	0,49
NiO	16	0,02	0,07	0,04	0,02
CaO	16	0,00	0,08	0,01	0,02
ZnO	16	0,08	0,24	0,14	0,04
ΣΥΝΟΛΟ	16	99,56	101,02	100,30	0,43
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	16	0,000	0,002	0,001	0,000
Ti	16	0,003	0,004	0,004	0,000
Al	16	0,354	0,467	0,406	0,033
Cr	16	1,447	1,542	1,501	0,029
V	16	0,003	0,006	0,004	0,001
Fe ³⁺	16	0,055	0,122	0,084	0,015
ΣΥΝΟΛΟ 3+	16	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	16	0,429	0,505	0,464	0,023
Mn	16	0,003	0,005	0,004	0,001
Mg	16	0,484	0,562	0,527	0,023
Ni	16	0,000	0,002	0,001	0,000
Ca	16	0,000	0,003	0,000	0,001
Zn	16	0,002	0,006	0,003	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	16	1,000	1,000	1,000	0,000
#**					
Cr#	16	0,757	0,813	0,787	0,017
Mg#	16	0,489	0,567	0,532	0,023
Fe ²⁺ #	16	0,433	0,511	0,468	0,023
Fe ³⁺ #	16	0,028	0,061	0,042	0,008
Fe ³⁺ /ΣFe	16	0,109	0,206	0,153	0,025
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	16	0,122	0,260	0,182	0,035

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.9. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροανalyzer σιδηροχρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C3/692	C3/692	C3/692	C3/739	C3/739	C3/750	C3/750	C3/800	C3/800
SiO ₂	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00
TiO ₂	0,12	0,14	0,23	0,29	0,18	0,25	0,17	0,22	0,13
Al ₂ O ₃	1,59	2,67	3,56	1,44	3,47	2,44	1,96	2,92	2,25
Cr ₂ O ₃	62,82	61,58	61,81	61,37	62,81	61,51	59,14	60,27	66,17
V ₂ O ₃	0,09	0,04	0,18	0,09	0,08	0,14	0,06	0,16	0,12
Fe ₂ O ₃ *	7,76	8,97	7,05	12,07	8,73	10,21	13,38	11,22	5,35
FeO	21,07	18,15	18,19	14,02	12,83	13,06	12,35	13,22	13,74
MnO	0,24	0,27	0,18	0,20	0,13	0,10	0,11	0,07	0,08
MgO	7,33	9,35	9,35	11,83	12,96	12,48	12,80	12,61	12,05
NiO	0,00	0,03	0,01	0,20	0,12	0,14	0,16	0,03	0,06
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,06	0,14	0,00	0,01	0,06	0,00	0,03
ΣΥΝΟΛΟ	101,11	101,21	100,66	101,65	101,30	100,35	100,22	100,77	99,97
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)									
KATIONTA									
Si	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
Ti	0,003	0,004	0,006	0,007	0,004	0,006	0,004	0,006	0,003
Al	0,065	0,107	0,143	0,057	0,135	0,097	0,078	0,115	0,090
Cr	1,725	1,658	1,665	1,628	1,641	1,635	1,576	1,592	1,768
V	0,003	0,001	0,005	0,002	0,002	0,004	0,002	0,004	0,003
Fe ³⁺	0,203	0,230	0,181	0,305	0,217	0,258	0,339	0,282	0,136
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,612	0,517	0,518	0,394	0,355	0,367	0,348	0,369	0,388
Mn	0,007	0,008	0,005	0,006	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002
Mg	0,379	0,475	0,475	0,592	0,639	0,625	0,643	0,628	0,607
Ni	0,000	0,001	0,000	0,005	0,003	0,004	0,004	0,001	0,002
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,964	0,939	0,921	0,966	0,924	0,944	0,953	0,933	0,952
Mg#	0,383	0,479	0,478	0,601	0,643	0,630	0,649	0,630	0,610
Fe ²⁺ #	0,617	0,521	0,522	0,399	0,357	0,370	0,351	0,370	0,390
Fe ³⁺ #	0,102	0,115	0,091	0,153	0,109	0,130	0,170	0,142	0,068
Fe ³⁺ /ΣFe	0,249	0,308	0,259	0,437	0,380	0,413	0,494	0,433	0,259
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,331	0,445	0,349	0,775	0,612	0,703	0,975	0,764	0,350

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

Πίνακας 4.5.9. Συνέχεια.

ΔΕΙΓΜΑ	C5/738	C5/692	C5/692	C5/692	C5/766	C5/766	C6/717	C6/717	C6/741
SiO ₂	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03	0,05	0,61	0,10	0,02
TiO ₂	0,18	0,15	0,14	0,21	0,11	0,21	0,19	0,16	0,18
Al ₂ O ₃	1,04	1,88	3,64	0,62	0,54	1,66	3,13	3,20	1,73
Cr ₂ O ₃	64,94	69,50	67,14	70,30	63,24	61,93	57,89	59,99	64,68
V ₂ O ₃	0,15	0,10	0,09	0,08	0,09	0,11	0,16	0,06	0,16
Fe ₂ O ₃ *	10,27	2,87	2,60	2,73	6,57	9,01	10,73	7,48	8,02
FeO	11,07	15,94	14,64	16,83	22,00	16,59	18,53	20,37	14,18
MnO	0,07	0,19	0,12	0,24	0,26	0,18	0,17	0,25	0,02
MgO	13,98	10,85	11,65	10,02	6,15	9,94	8,93	7,49	11,93
NiO	0,18	0,04	0,04	0,03	0,09	0,19	0,17	0,10	0,11
CaO	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00
ZnO	0,00	0,07	0,00	0,07	0,02	0,00	0,16	0,00	0,01
ΣΥΝΟΛΟ	101,92	101,61	100,11	101,19	99,11	99,88	100,67	99,26	101,03
Αριθμός κατιόντων με βάση 4(O)									
KATIONTA									
Si	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,021	0,004	0,001
Ti	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005
Al	0,041	0,075	0,144	0,025	0,023	0,068	0,126	0,132	0,068
Cr	1,695	1,846	1,783	1,896	1,793	1,688	1,567	1,661	1,719
V	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,002	0,004
Fe ³⁺	0,255	0,073	0,066	0,070	0,177	0,234	0,276	0,197	0,203
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,306	0,448	0,411	0,480	0,660	0,478	0,530	0,597	0,399
Mn	0,002	0,005	0,003	0,007	0,008	0,005	0,005	0,007	0,000
Mg	0,688	0,543	0,583	0,510	0,329	0,511	0,456	0,391	0,598
Ni	0,005	0,001	0,001	0,001	0,003	0,005	0,005	0,003	0,003
Ca	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Zn	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,977	0,961	0,925	0,987	0,987	0,962	0,925	0,926	0,962
Mg#	0,692	0,548	0,586	0,515	0,333	0,516	0,462	0,396	0,600
Fe ²⁺ #	0,308	0,452	0,414	0,485	0,667	0,484	0,538	0,604	0,400
Fe ³⁺ #	0,128	0,036	0,033	0,035	0,089	0,118	0,140	0,099	0,102
Fe ³⁺ /ΣFe	0,455	0,140	0,138	0,127	0,212	0,328	0,343	0,248	0,337
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,835	0,162	0,160	0,146	0,269	0,489	0,521	0,330	0,509

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.10. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων σιδηροχρωμιτών από δείγματα χρωμιτίτη του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
SiO ₂	18	0,00	0,61	0,06	0,14
TiO ₂	18	0,11	0,29	0,18	0,05
Al ₂ O ₃	18	0,54	3,64	2,21	0,98
Cr ₂ O ₃	18	57,89	70,30	63,17	3,39
V ₂ O ₃	18	0,04	0,18	0,11	0,04
Fe ₂ O ₃ *	18	2,60	13,38	8,06	3,16
FeO	18	11,07	22,00	15,93	3,22
MnO	18	0,02	0,27	0,16	0,08
MgO	18	6,15	13,98	10,65	2,21
NiO	18	0,00	0,20	0,09	0,07
CaO	18	0,00	0,05	0,01	0,02
ZnO	18	0,00	0,16	0,04	0,05
ΣΥΝΟΛΟ	18	99,11	101,92	100,67	0,80
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	18	0,000	0,021	0,002	0,005
Ti	18	0,003	0,007	0,005	0,001
Al	18	0,023	0,144	0,088	0,039
Cr	18	1,567	1,896	1,696	0,092
V	18	0,001	0,005	0,003	0,001
Fe ³⁺	18	0,066	0,339	0,206	0,079
ΣΥΝΟΛΟ 3+	18	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	18	0,306	0,660	0,454	0,101
Mn	18	0,000	0,008	0,005	0,002
Mg	18	0,329	0,688	0,537	0,103
Ni	18	0,000	0,005	0,003	0,002
Ca	18	0,000	0,002	0,000	0,001
Zn	18	0,000	0,004	0,001	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	18	1,000	1,000	1,000	0,000
#**					
Cr#	18	0,921	0,987	0,950	0,022
Mg#	18	0,333	0,692	0,542	0,103
Fe ²⁺ #	18	0,308	0,667	0,458	0,103
Fe ³⁺ #	18	0,033	0,170	0,103	0,040
Fe ³⁺ /ΣFe	18	0,127	0,494	0,309	0,113
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	18	0,146	0,975	0,485	0,248

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.11. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σιδηροχρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμιτικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/750	D3/692	D5-6/692	D5/738
SiO ₂	0,05	0,09	0,01	0,04
TiO ₂	0,11	0,18	0,10	0,17
Al ₂ O ₃	2,24	5,11	5,17	5,20
Cr ₂ O ₃	53,01	57,07	53,22	53,27
V ₂ O ₃	0,15	0,15	0,18	0,14
Fe ₂ O ₃ *	14,71	8,03	10,90	12,61
FeO	22,21	22,36	25,26	23,67
MnO	0,31	0,21	0,40	0,47
MgO	5,97	6,51	4,47	5,74
NiO	0,17	0,08	0,08	0,11
CaO	0,02	0,00	0,00	0,03
ZnO	0,06	0,16	0,15	0,19
ΣΥΝΟΛΟ	99,01	99,95	99,95	101,64
KATIONTA				
Si	0,002	0,003	0,000	0,001
Ti	0,003	0,005	0,003	0,004
Al	0,094	0,209	0,215	0,211
Cr	1,500	1,569	1,487	1,452
V	0,004	0,004	0,005	0,004
Fe ³⁺	0,396	0,210	0,290	0,327
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,665	0,650	0,746	0,682
Mn	0,010	0,006	0,012	0,014
Mg	0,319	0,337	0,235	0,295
Ni	0,005	0,002	0,002	0,003
Ca	0,001	0,000	0,000	0,001
Zn	0,002	0,004	0,004	0,005
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,941	0,882	0,874	0,873
Mg#	0,324	0,342	0,240	0,302
Fe ²⁺ #	0,676	0,658	0,760	0,698
Fe ³⁺ #	0,199	0,106	0,146	0,164
Fe ³⁺ /ΣFe	0,373	0,244	0,280	0,324
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,596	0,323	0,388	0,479

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.12. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροαναλύσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων σιδηροχρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (κοντά στα χρωμικά σώματα) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟΜΕΓ ΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
SiO ₂	4	0,01	0,09	0,05	0,03
TiO ₂	4	0,10	0,18	0,14	0,04
Al ₂ O ₃	4	2,24	5,20	4,43	1,46
Cr ₂ O ₃	4	53,01	57,07	54,14	1,95
V ₂ O ₃	4	0,14	0,18	0,16	0,02
Fe ₂ O ₃ *	4	8,03	14,71	11,56	2,82
FeO	4	22,21	25,26	23,38	1,42
MnO	4	0,21	0,47	0,35	0,11
MgO	4	4,47	6,51	5,67	0,86
NiO	4	0,08	0,17	0,11	0,04
CaO	4	0,00	0,03	0,01	0,02
ZnO	4	0,06	0,19	0,14	0,05
ΣΥΝΟΛΟ	4	99,01	101,64	100,14	1,10
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	4	0,000	0,003	0,002	0,001
Ti	4	0,003	0,005	0,004	0,001
Al	4	0,094	0,215	0,183	0,059
Cr	4	1,452	1,569	1,502	0,049
V	4	0,004	0,005	0,004	0,001
Fe ³⁺	4	0,210	0,396	0,306	0,078
ΣΥΝΟΛΟ 3+	4	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	4	0,650	0,746	0,686	0,042
Mn	4	0,006	0,014	0,010	0,003
Mg	4	0,235	0,337	0,297	0,044
Ni	4	0,002	0,005	0,003	0,001
Ca	4	0,000	0,001	0,000	0,001
Zn	4	0,002	0,005	0,004	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	4	1,000	1,000	1,000	0,000
#**					
Cr#	4	0,873	0,941	0,892	0,033
Mg#	4	0,240	0,342	0,302	0,044
Fe ²⁺ #	4	0,658	0,760	0,698	0,044
Fe ³⁺ #	4	0,106	0,199	0,154	0,039
Fe ³⁺ /ΣFe	4	0,244	0,373	0,305	0,056
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	4	0,323	0,596	0,447	0,118

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.13. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σιδηροχρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D4-5/692	D5-6/717	D4-5/692	D4-5/692
SiO ₂	0,03	0,03	0,09	0,04
TiO ₂	0,18	0,23	0,22	0,20
Al ₂ O ₃	0,88	1,09	1,10	1,57
Cr ₂ O ₃	56,31	55,20	58,23	60,08
V ₂ O ₃	0,16	0,23	0,17	0,21
Fe ₂ O ₃ *	14,01	14,05	10,00	8,51
FeO	25,05	24,49	26,41	26,00
MnO	0,48	0,44	0,36	0,38
MgO	4,44	4,67	3,43	3,94
NiO	0,08	0,04	0,09	0,03
CaO	0,00	0,02	0,00	0,01
ZnO	0,21	0,11	0,07	0,12
ΣΥΝΟΛΟ	101,85	100,60	100,18	101,09
KATIONTA				
Si	0,001	0,001	0,003	0,002
Ti	0,005	0,006	0,006	0,005
Al	0,037	0,046	0,047	0,066
Cr	1,579	1,562	1,666	1,693
V	0,005	0,007	0,005	0,006
Fe ³⁺	0,374	0,378	0,272	0,228
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,743	0,733	0,799	0,775
Mn	0,014	0,013	0,011	0,011
Mg	0,235	0,249	0,185	0,209
Ni	0,002	0,001	0,003	0,001
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	0,006	0,003	0,002	0,003
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,977	0,971	0,973	0,962
Mg#	0,240	0,254	0,188	0,213
Fe ²⁺ #	0,760	0,746	0,812	0,787
Fe ³⁺ #	0,188	0,190	0,137	0,115
Fe ³⁺ /ΣFe	0,335	0,340	0,254	0,228
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,503	0,516	0,341	0,295

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.14. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων σιδηροχρωμιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
SiO ₂	4	0,03	0,09	0,05	0,03
TiO ₂	4	0,18	0,23	0,21	0,02
Al ₂ O ₃	4	0,88	1,57	1,16	0,29
Cr ₂ O ₃	4	55,20	60,08	57,46	2,15
V ₂ O ₃	4	0,16	0,23	0,19	0,03
Fe ₂ O ₃ *	4	8,51	14,05	11,64	2,82
FeO	4	24,49	26,41	25,49	0,88
MnO	4	0,36	0,48	0,41	0,06
MgO	4	3,43	4,67	4,12	0,55
NiO	4	0,03	0,09	0,06	0,03
CaO	4	0,00	0,02	0,01	0,01
ZnO	4	0,07	0,21	0,13	0,06
ΣΥΝΟΛΟ	4	100,18	101,85	100,93	0,72
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	4	0,001	0,003	0,002	0,001
Ti	4	0,005	0,006	0,006	0,001
Al	4	0,037	0,066	0,049	0,012
Cr	4	1,562	1,693	1,625	0,064
V	4	0,005	0,007	0,006	0,001
Fe ³⁺	4	0,228	0,378	0,313	0,075
ΣΥΝΟΛΟ 3+	4	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	4	0,733	0,799	0,763	0,030
Mn	4	0,011	0,014	0,013	0,002
Mg	4	0,185	0,249	0,220	0,028
Ni	4	0,001	0,003	0,002	0,001
Ca	4	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	4	0,002	0,006	0,003	0,002
ΣΥΝΟΛΟ 2+	4	1,000	1,000	1,000	0,000

Cr#	4	0,962	0,977	0,971	0,006
Mg#	4	0,188	0,254	0,224	0,029
Fe ²⁺ #	4	0,746	0,812	0,776	0,029
Fe ³⁺ #	4	0,115	0,190	0,158	0,038
Fe ³⁺ /ΣFe	4	0,228	0,340	0,289	0,057
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	4	0,295	0,516	0,414	0,113

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.15. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή μαγνητιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος του Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/692	D3-4/692	D2-3/739	D2-3/692
SiO ₂	0,27	0,04	0,06	0,18
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	1,62	0,02	0,01
V ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃ *	69,77	68,75	69,54	70,53
FeO	30,86	31,12	30,12	28,30
MnO	0,04	0,10	0,00	0,05
MgO	0,31	0,29	0,55	1,87
NiO	0,03	0,02	0,21	0,11
CaO	0,05	0,00	0,03	0,02
ZnO	0,01	0,00	0,00	0,04
ΣΥΝΟΛΟ	101,35	102,00	100,57	101,12
KATIONTA				
Si	0,010	0,002	0,002	0,007
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	0,000	0,048	0,001	0,000
V	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	1,989	1,948	1,996	1,993
ΣΥΝΟΛΟ 3+	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe ²⁺	0,978	0,980	0,961	0,889
Mn	0,001	0,003	0,000	0,002
Mg	0,018	0,016	0,031	0,105
Ni	0,001	0,001	0,007	0,003
Ca	0,002	0,000	0,001	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	1,000	1,000	1,000	1,000

Cr#	0,000	0,973	0,437	0,401
Mg#	0,018	0,016	0,032	0,105
Fe ²⁺ #	0,982	0,984	0,968	0,895
Fe ³⁺ #	1,000	0,975	0,999	1,000
Fe ³⁺ /ΣFe	0,670	0,665	0,675	0,692
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	2,034	1,988	2,077	2,243

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

Πίνακας 4.5.16. Στατιστικές παράμετροι των αποτελεσμάτων των μικροανάλυσεων (% κ.β.), των κατιόντων με βάση τα τέσσερα (4) οξυγόνα και των λόγων κατιόντων μαγνητιτών από δείγματα υπερβασικού πετρώματος του Ξερολίβαδου.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΟ ΜΕΓΕΘΟΣ	ΠΛΗΘΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
SiO ₂	4	0,04	0,27	0,14	0,11
TiO ₂	4	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	4	0,01	0,03	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	4	0,00	1,62	0,41	0,80
V ₂ O ₃	4	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃ *	4	68,75	70,53	69,65	0,73
FeO	4	28,30	31,12	30,10	1,27
MnO	4	0,00	0,10	0,05	0,04
MgO	4	0,29	1,87	0,76	0,75
NiO	4	0,02	0,21	0,09	0,09
CaO	4	0,00	0,05	0,03	0,02
ZnO	4	0,00	0,04	0,01	0,02
ΣΥΝΟΛΟ	4	100,57	102,00	101,26	0,59
ΚΑΤΙΟΝΤΑ					
Si	4	0,002	0,010	0,005	0,004
Ti	4	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	4	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	4	0,000	0,048	0,012	0,024
V	4	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	4	1,948	1,996	1,981	0,022
ΣΥΝΟΛΟ 3+	4	2,000	2,000	2,000	0,000
Fe ²⁺	4	0,889	0,980	0,952	0,043
Mn	4	0,000	0,003	0,002	0,001
Mg	4	0,016	0,105	0,042	0,042
Ni	4	0,001	0,007	0,003	0,003
Ca	4	0,000	0,002	0,001	0,001
Zn	4	0,000	0,001	0,000	0,001
ΣΥΝΟΛΟ 2+	4	1,000	1,000	1,000	0,000

Cr#	4	0,000	0,973	0,453	0,399
Mg#	4	0,016	0,105	0,043	0,042
Fe ²⁺ #	4	0,895	0,984	0,957	0,042
Fe ³⁺ #	4	0,975	1,000	0,993	0,012
Fe ³⁺ /ΣFe	4	0,665	0,692	0,676	0,011
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	4	1,988	2,243	2,086	0,111

* Μετρημένο ως FeO, υπολογισμένο βάσει στοιχειομετρίας

** Cr# =Cr/(Cr+Al), Mg# =Mg/(Mg+Fe²⁺), Fe²⁺# =Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) και Fe³⁺# =Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)

ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ

**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε: ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ
ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ**

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Πίνακας 4.7.1. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στον χρωμίτη του δείγματος χρωμιτίτη C1/745. Περιεκτικότητες σε ppm.

	1	2	3	4	5	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
Si	551,30	356,87	369,63	254,38	486,40	254,38	551,30	403,72	116,49
Sc	6,34	5,79	5,52	6,63	6,36	5,52	6,63	6,13	0,46
Ti	1099,75	1022,94	1020,70	1052,51	1090,58	1020,70	1099,75	1057,30	36,92
V	680,76	650,41	645,12	639,65	679,84	639,65	680,76	659,16	19,68
Mn	1502,29	1420,43	1441,52	1518,71	1472,50	1420,43	1518,71	1471,09	40,88
Co	307,01	294,37	299,65	296,43	316,51	294,37	316,51	302,79	9,05
Ni	656,84	680,36	662,55	579,50	594,19	579,50	680,36	634,69	44,83
Zn	411,29	364,45	398,68	385,47	375,94	364,45	411,29	387,17	18,44
Ga	24,18	23,59	24,40	23,71	24,69	23,59	24,69	24,11	0,46
Sr	<0,084	<0,067	<0,072	<0,069	<0,071	bdl*	bdl	<0,0726	
Zr	<0,26	0,232	0,348	0,321	0,293	bdl	0,348	<0,2908	
Nb	0,145	0,103	0,128	0,154	0,110	0,103	0,154	0,128	0,022
Mo	<0,073	<0,075	<0,069	<0,054	<0,067	bdl	bdl	bdl	
Rh	0,0142	<0,0165	<0,0211	<0,0178	<0,0209	bdl	0,0142	<0,0181	
Pd	<0,053	<0,116	<0,099	<0,077	<0,103	bdl	bdl	bdl	
Cd	0,227	0,302	<0,186	<0,185	<0,186	bdl	0,302	<0,217	
La	<0,0034	0,00142	<0,0032	<0,0032	<0,0045	bdl	0,00142	<0,0031	
Sm	<0,0000	<0,0340	<0,0400	<0,0199	0,0031	bdl	0,0031	<0,0194	
Yb	<0,0000	<0,0000	0,0110	0,0082	<0,0000	0,0000	0,0110	0,0038	
Lu	0,00190	0,00116	0,00064	<0,00390	0,00060	bdl	0,00190	<0,00164	
Hf	0,0065	<0,0127	0,0065	0,0097	0,0101	bdl	0,0101	<0,0091	
Ta	<0,0039	<0,0025	0,146	0,00048	<0,0064	bdl	0,146	<0,031856	
W	<0,0000	0,0059	0,0049	0,0018	<0,0171	bdl	0,0059	<0,0059	
Pt	0,0200	<0,0210	<0,0250	<0,0216	<0,0281	bdl	0,0200	<0,02314	
Pt	<0,0260	<0,0120	<0,0177	0,0145	<0,0215	bdl	0,0145	<0,01834	
Th	0,0008	<0,0044	<0,0046	<0,0000	<0,0000	bdl	0,0008	<0,0020	
U	0,00028	0,00067	0,00028	<0,00093	0,00017	bdl	0,00067	<0,00047	

*bdl=κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Πίνακας 4.7.2. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στον χρωμίτη του δείγματος χρωμίτη C3/717B. Περιεκτικότητες σε ppm.

	1	2	3	4	5	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
Si	973,71	880,70	700,05	538,29	601,58	538,29	973,71	738,87	184,29
Sc	7,25	7,38	8,01	7,78	7,45	7,25	8,01	7,57	0,31
Ti	1053,37	937,72	1005,89	1133,97	1115,49	937,72	1133,97	1049,29	80,47
V	714,69	691,82	776,21	723,91	720,69	691,82	776,21	725,46	31,02
Mn	1232,08	1185,03	1236,43	1315,07	1324,16	1185,03	1324,16	1258,55	59,36
Co	269,77	266,68	270,31	284,66	297,51	266,68	297,51	277,79	13,04
Ni	893,05	922,45	986,55	928,12	793,45	793,45	986,55	904,72	70,84
Zn	368,01	350,99	327,82	326,98	350,22	326,98	368,01	344,80	17,41
Ga	27,90	23,82	26,20	28,14	28,47	23,82	28,47	26,91	1,94
Sr	<0,081	<0,080	<0,073	<0,075	<0,080	bdl*	bdl	bdl	
Zr	<0,28	0,37	0,46	0,29	<0,26	bdl	0,46	<0,33	
Nb	0,134	0,122	0,138	0,156	0,134	0,122	0,156	0,137	0,012
Mo	<0,074	<0,075	<0,063	<0,073	0,057	bdl	0,057	<0,068	
Rh	0,0370	0,0407	<0,0181	<0,0236	<0,0180	bdl	0,0407	<0,0275	
Pd	<0,142	0,104	<0,105	<0,143	<0,110	bdl	0,104	<0,121	
Cd	0,161	<0,111	<0,222	<0,30	<0,166	bdl	0,161	<0,192	
La	0,0020	<0,0034	0,0025	<0,0035	0,0429	bdl	0,0429	<0,0109	
Sm	<0,0099	0,0033	0,0117	<0,00	<0,00	bdl	0,0117	<0,0030	
Yb	<0,0000	<0,0000	<0,0235	<0,0000	<0,0000	0,0000	bdl	bdl	
Lu	<0,00000	0,00063	<0,00000	0,00270	<0,00000	bdl	0,00270	<0,00067	
Hf	<0,0252	<0,0195	<0,0138	0,0030	0,0061	bdl	0,0061	<0,0135	
Ta	<0,0041	<0,0048	<0,0048	0,0030	0,0028	bdl	0,0030	<0,0039	
W	<0,0219	<0,0104	<0,0147	<0,0185	0,0046	bdl	0,0046	<0,0140	
Pt	<0,034	<0,035	<0,032	<0,027	0,083	bdl	0,083	<0,042	
Pt	<0,0310	<0,0262	<0,0290	0,0160	<0,0360	bdl	0,0160	<0,0276	
Th	<0,00000	0,00053	<0,00480	0,00075	<0,00000	0,00000	0,00075	<0,00122	
U	0,00137	0,00046	0,00044	0,00199	0,00139	0,00044	0,00199	0,00113	0,00067

*bdl=κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Πίνακας 4.7.3. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στον χρωμίτη του δείγματος χρωμιτίτη C5/738. Περιεκτικότητες σε ppm.

	1	2	3	4	5	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
Si	553,34	327,57	323,19	598,26	329,21	323,19	598,26	426,31	137,40
Sc	5,33	6,78	5,78	6,59	6,87	5,33	6,87	6,27	0,68
Ti	990,42	1133,55	950,80	1076,60	1061,52	950,80	1133,55	1042,58	72,35
V	699,95	680,89	659,76	695,23	680,12	659,76	699,95	683,19	15,73
Mn	1159,52	1181,24	1177,90	1174,90	1192,02	1159,52	1192,02	1177,12	11,77
Co	250,06	243,76	260,20	250,44	246,88	243,76	260,20	250,27	6,18
Ni	775,29	873,17	812,13	886,48	901,65	775,29	901,65	849,74	53,74
Zn	335,43	394,28	309,54	329,16	329,52	309,54	394,28	339,59	32,10
Ga	24,73	28,74	25,31	27,99	29,47	24,73	29,47	27,25	2,11
Sr	0,079	<0,076	<0,075	<0,074	<0,077	bdl*	0,079	<0,076	
Zr	<0,280	<0,280	<0,248	<0,258	0,423	bdl	0,423	<0,298	
Nb	0,151	0,137	0,151	0,168	0,159	0,137	0,168	0,153	0,011
Mo	<0,058	<0,080	<0,069	<0,067	<0,070	bdl	bdl	bdl	
Rh	<0,0157	0,0291	<0,0155	<0,0179	<0,0169	bdl	0,0291	<0,0190	
Pd	0,085	<0,135	<0,102	<0,091	0,102	bdl	0,102	<0,103	
Cd	<0,320	0,208	<0,147	<0,265	<0,264	bdl	0,208	<0,241	
La	0,00054	<0,00490	<0,00450	<0,00000	<0,00330	bdl	0,00054	<0,00265	
Sm	0,0034	0,0063	<0,0000	<0,0000	<0,0510	0,0000	0,0063	<0,0121	
Yb	<0,0000	<0,0000	0,0093	<0,0000	0,0036	0,0000	0,0093	<0,0026	
Lu	0,00131	<0,00420	<0,00000	<0,00000	<0,00000	0,00000	0,00131	<0,00110	
Hf	0,0131	<0,0199	0,0055	0,0139	0,0042	bdl	0,0139	<0,0113	
Ta	<0,0000	<0,0069	<0,0045	<0,0061	<0,0100	bdl	bdl	bdl	
W	0,0050	0,0093	0,0176	<0,0290	<0,0228	bdl	0,0176	<0,0167	
Pt	0,0125	<0,0232	<0,0176	<0,0340	<0,0260	bdl	0,0125	<0,0227	
Pt	<0,0300	<0,0300	<0,0215	<0,0223	<0,0300	bdl	bdl	bdl	
Th	<0,00000	0,00051	0,00045	0,00049	<0,00000	0,00000	0,00051	<0,00029	
U	0,00038	0,00009	<0,00094	<0,00097	<0,00079	bdl	0,00038	<0,00063	

*bdl=κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Πίνακας 4.7.4. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στον χρωμίτη του δείγματος χρωμίτη C6/717A. Περιεκτικότητες σε ppm.

	1	2	3	4	5	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
Si	398,69	325,47	631,82	230,34	264,38	230,34	631,82	370,14	159,70
Sc	5,87	5,95	5,52	5,42	6,02	5,42	6,02	5,76	0,27
Ti	998,98	992,79	899,67	956,67	972,13	899,67	998,98	964,05	39,72
V	705,33	638,12	642,46	601,75	617,21	601,75	705,33	640,97	39,55
Mn	1353,51	1236,84	1177,13	1283,78	1320,70	1177,13	1353,51	1274,39	69,57
Co	278,15	249,78	237,86	233,98	256,37	233,98	278,15	251,23	17,53
Ni	821,46	714,28	687,62	767,83	760,53	687,62	821,46	750,34	51,73
Zn	336,73	317,56	309,99	337,70	307,92	307,92	337,70	321,98	14,37
Ga	24,91	23,23	21,85	24,27	23,83	21,85	24,91	23,62	1,16
Sr	<0,077	0,081	<0,070	<0,067	<0,079	bdl*	0,081	<0,075	
Zr	0,491	1,150	0,210	0,369	0,363	0,210	1,150	0,517	0,368
Nb	0,151	0,112	0,122	0,144	0,140	0,112	0,151	0,134	0,016
Mo	<0,065	<0,066	0,053	0,062	<0,079	bdl	0,062	<0,065	
Rh	<0,0237	0,0219	0,0311	0,0242	<0,0290	bdl	0,0311	<0,0260	
Pd	<0,051	<0,073	0,090	<0,077	<0,077	bdl	0,090	<0,074	
Cd	<0,29	<0,213	<0,179	0,145	<0,181	bdl	0,145	<0,2016	
La	0,00210	<0,00310	0,00052	0,00460	<0,00520	bdl	0,00460	<0,00310	
Sm	0,0033	<0,0000	<0,0188	0,0087	<0,0231	bdl	0,0087	<0,0108	
Yb	0,0037	0,0086	<0,0209	0,0033	<0,0000	bdl	0,0086	<0,0073	
Lu	0,00129	<0,00000	<0,00000	<0,00520	0,00074	bdl	0,00129	<0,00145	
Hf	<0,0200	0,0076	0,0172	<0,0176	0,0380	bdl	0,0380	<0,02008	
Ta	<0,0028	<0,0051	<0,0035	<0,0043	<0,0068	bdl	bdl	bdl	
W	<0,0280	0,0114	<0,0093	<0,0132	0,0019	bdl	0,0114	<0,0128	
Pt	<0,0270	<0,0250	<0,0291	0,0350	<0,0208	bdl	0,0350	<0,0274	
Pt	<0,0267	<0,0209	<0,0203	<0,026	<0,0204	bdl	bdl	bdl	
Th	<0,00000	<0,00000	<0,00000	0,00095	0,00125	0,00000	0,00125	<0,00044	
U	0,00028	0,00065	<0,00051	0,00082	0,00065	bdl	0,00082	<0,00058	

*bdl=κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΤΟ ΧΡΩΜΙΤΗ

Πίνακας 4.7.5. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων στον χρωμίτη του δείγματος χρωμίτη C10/959. Περιεκτικότητες σε ppm.

	1	2	3	4	5	ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΓΙΣΤΗ ΤΙΜΗ	ΜΕΣΟΣ ΟΡΟΣ ΤΙΜΩΝ	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ
Si	284,05	344,56	472,51	393,45	380,35	284,05	472,51	374,98	69,06
Sc	5,75	5,16	5,55	5,03	4,58	4,58	5,75	5,21	0,46
Ti	1032,23	984,74	1004,82	978,24	1014,37	978,24	1032,23	1002,88	21,99
V	712,14	721,51	701,20	674,42	722,58	674,42	722,58	706,37	19,83
Mn	1291,23	1236,01	1257,81	1247,24	1262,85	1236,01	1291,23	1259,03	20,75
Co	299,55	276,58	256,08	247,94	263,44	247,94	299,55	268,72	20,20
Ni	586,61	566,87	573,30	502,52	547,81	502,52	586,61	555,42	32,71
Zn	326,34	329,35	351,48	315,09	345,45	315,09	351,48	333,54	14,78
Ga	23,29	23,83	25,56	23,80	24,09	23,29	25,56	24,11	0,86
Sr	<0,075	<0,077	<0,072	<0,062	<0,065	bdl*	bdl	bdl	
Zr	0,250	0,347	<0,234	<0,197	0,256	bdl	0,347	<0,257	
Nb	0,163	0,151	0,142	0,155	0,140	0,140	0,163	0,150	0,009
Mo	0,084	<0,068	<0,064	<0,061	<0,060	bdl	0,084	<0,067	
Rh	<0,0250	<0,0224	<0,0226	0,0181	<0,0163	bdl	0,0181	<0,0209	
Pd	<0,118	<0,054	<0,092	<0,086	<0,054	bdl	bdl	bdl	
Cd	<0,370	<0,170	<0,221	0,183	<0,350	bdl	0,183	<0,259	
La	<0,0036	<0,0035	<0,0065	<0,0049	0,0027	bdl	0,0027	<0,0042	
Sm	<0,0000	0,0162	<0,0289	<0,0000	<0,0183	0,0000	0,0162	<0,0127	
Yb	<0,0000	<0,0248	<0,0000	<0,0000	<0,0000	0,0000	bdl	bdl	
Lu	<0,0063	<0,0000	<0,0000	<0,0035	<0,0000	0,0000	bdl	bdl	
Hf	<0,0260	0,0085	0,0093	0,0034	0,0022	bdl	0,0093	<0,0099	
Ta	<0,00300	0,00127	<0,00380	<0,00400	<0,00340	bdl	0,00127	<0,00309	
W	<0,0160	0,0032	0,0017	<0,0000	<0,0239	bdl	0,0032	<0,0090	
Pt	0,0044	0,0181	0,0268	<0,0159	<0,0163	bdl	0,0268	<0,0163	
Pt	<0,0300	<0,0196	<0,0180	<0,0294	<0,0228	bdl	bdl	bdl	
Th	<0,00000	0,00053	<0,00000	<0,00000	<0,00000	0,00000	0,00053	<0,00011	
U	0,00060	0,00027	0,00040	0,00044	<0,00070	bdl	0,00060	<0,00048	

*bdl=κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΣΤ: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ**

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ

Πίνακας 5.1. Παράμετροι και αποτελέσματα εφαρμογής του γεωθερμόμετρου και γεωβαρόμετρου των Ballahauss et al. (1991) σε ζεύγη σπινελλίου-ολιβίνη από δείγματα χρωμιτίτη (ταινία σερπεντίνη) του μεταλλείου Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	C1/745	C3/692	C3/717A	C3/739	C4/717A	C4/738	C4/800	C5/717	C5/738	C6/692	C6/717	C6/741	MIN	MAX	AVERAGE	STDEV
Olivine Fo	93,1%	94,6%	93,9%	94,1%	93,4%	93,7%	93,7%	94,6%	95,3%	93,4%	94,4%	94,4%	93,10%	95,30%	94,05%	0,63%
P	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
Xsp Cr	0,798	0,827	0,829	0,825	0,831	0,811	0,816	0,822	0,803	0,832	0,834	0,806	0,798	0,834	0,820	0,012
Xsp Fe ³⁺	0,040	0,053	0,049	0,053	0,058	0,044	0,037	0,052	0,043	0,050	0,056	0,037	0,037	0,058	0,048	0,007
Xsp Al	0,194	0,164	0,162	0,165	0,159	0,180	0,176	0,168	0,187	0,159	0,156	0,186	0,156	0,194	0,171	0,013
Xsp Fe ²⁺	0,443	0,377	0,407	0,375	0,447	0,393	0,434	0,343	0,349	0,424	0,374	0,373	0,343	0,447	0,395	0,036
Xsp Ti	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,001
Xsp Mg	0,375	0,263	0,392	0,392	0,261	0,347	0,442	0,435	0,429	0,264	0,454	0,511	0,261	0,511	0,380	0,082
Xol Fe	0,063	0,049	0,055	0,052	0,060	0,056	0,057	0,049	0,041	0,061	0,050	0,050	0,041	0,063	0,054	0,006
Xol Mg	0,937	0,951	0,945	0,948	0,940	0,944	0,943	0,951	0,959	0,939	0,950	0,950	0,937	0,959	0,946	0,006
Kd	17,630	27,896	17,782	17,454	26,655	18,909	16,278	15,417	19,232	24,715	15,605	14,025	14,025	27,896	19,300	4,589
T(K)	949	872	974	979	887	943	978	1011	933	897	1017	1012	872	1017	954	50
T(°C)	676	599	700	706	614	670	705	738	660	624	744	739	599	744	681	50
Δlog(fO ₂) FMQ	0,537	1,370	1,095	1,302	1,189	0,818	0,593	1,384	1,427	0,901	1,510	0,850	0,537	1,510	1,080	0,320

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ

Πίνακας 5.2. Παράμετροι και αποτελέσματα εφαρμογής του γεωθερμόμετρου και γεωβαρόμετρου των Ballahauss et al. (1991) σε ζεύγη σπινελίου-ολιβίνη από δείγματα σερπεντινίτη (κοντά στα χρωμικά σώματα) του μεταλλείου Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D3/692	D3/717A	D3/739	D3/750	D3/800	D4/692	D4/765	D4/800	D5/738	D5/766	D6/717	MIN	MAX	AVERAGE	STDEV
Olivine Fo	92,7%	92,9%	92,6%	92,6%	92,2%	92,2%	92,5%	92,5%	92,3%	92,5%	92,0%	92,0%	92,9%	92,5%	0,2%
P	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
Xsp Cr	0,776	0,802	0,804	0,784	0,777	0,800	0,778	0,769	0,797	0,789	0,826	0,769	0,826	0,791	0,017
Xsp Fe ³⁺	0,048	0,058	0,047	0,047	0,044	0,062	0,045	0,042	0,045	0,049	0,059	0,042	0,062	0,050	0,007
Xsp Al	0,212	0,185	0,186	0,205	0,212	0,186	0,211	0,221	0,193	0,200	0,163	0,163	0,221	0,198	0,017
Xsp Fe ²⁺	0,490	0,408	0,429	0,496	0,476	0,473	0,463	0,461	0,471	0,455	0,458	0,408	0,496	0,462	0,025
Xsp Ti	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,000
Xsp Mg	0,510	0,592	0,571	0,504	0,524	0,527	0,537	0,539	0,529	0,545	0,542	0,504	0,592	0,538	0,025
Xol Fe	0,068	0,066	0,069	0,068	0,071	0,071	0,069	0,069	0,071	0,069	0,075	0,066	0,075	0,070	0,002
Xol Mg	0,932	0,934	0,931	0,932	0,929	0,929	0,931	0,931	0,929	0,931	0,925	0,925	0,934	0,930	0,002
Kd	13,140	9,701	10,190	13,544	11,847	11,696	11,699	11,445	11,595	11,202	10,456	9,701	13,544	11,501	1,149
T(K)	1024	1150	1122	1019	1052	1089	1056	1054	1072	1082	1139	1019	1150	1078	44
T(°C)	751	877	848	745	778	816	783	780	799	809	866	745	877	805	44
Δlog(fO ₂) FMQ	0,850	1,097	0,703	0,799	0,584	1,169	0,658	0,516	0,585	0,778	0,941	0,516	1,169	0,789	0,212

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΓΕΩΘΕΡΜΟΒΑΡΟΜΕΤΡΙΑΣ

Πίνακας 5.3. Παράμετροι και αποτελέσματα εφαρμογής του γεωθερμόμετρου και γεωβαρόμετρου των Ballahauss et al. (1991) σε ζεύγη σπινελλίου-ολιβίνη από δείγματα σερπεντινίτη (ενδιάμεσα των χρωμιτικών σωμάτων) του μεταλλείου Ξερολίβαδου.

ΔΕΙΓΜΑ	D2- 3/739	D2- 3/767	D2- 3/800	D3- 4/692	D3- 4/739	D3- 4/754	D4- 5/692	D4- 5/717A	D4- 5/738	D4- 5/765	D5- 6/717	D5- 6/738	MIN	MAX	AVERAGE	STDEV
Olivine Fo	92,0%	91,9%	91,6%	92,0%	92,5%	92,4%	91,7%	92,1%	92,5%	92,2%	91,7%	92,1%	91,6%	92,5%	92,1%	0,3%
P	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
Xsp Cr	0,806	0,774	0,779	0,788	0,812	0,761	0,780	0,800	0,801	0,776	0,774	0,787	0,761	0,812	0,787	0,015
Xsp Fe ³⁺	0,044	0,033	0,041	0,039	0,048	0,027	0,041	0,040	0,040	0,038	0,061	0,041	0,027	0,061	0,041	0,008
Xsp Al	0,185	0,217	0,211	0,203	0,178	0,231	0,210	0,192	0,190	0,214	0,211	0,203	0,178	0,231	0,204	0,015
Xsp Fe ²⁺	0,442	0,462	0,493	0,508	0,433	0,454	0,478	0,457	0,451	0,489	0,473	0,474	0,433	0,508	0,468	0,022
Xsp Ti	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,000
Xsp Mg	0,558	0,538	0,507	0,492	0,567	0,546	0,522	0,543	0,549	0,511	0,527	0,526	0,492	0,567	0,532	0,022
Xol Fe	0,074	0,075	0,078	0,075	0,069	0,070	0,078	0,074	0,070	0,073	0,078	0,072	0,069	0,078	0,074	0,003
Xol Mg	0,926	0,925	0,922	0,925	0,931	0,930	0,922	0,926	0,930	0,927	0,922	0,928	0,922	0,931	0,926	0,003
Kd	9,991	10,524	11,552	12,731	10,228	11,031	10,739	10,526	10,985	12,221	10,613	11,561	9,991	12,731	11,058	0,817
T(K)	1126	1076	1057	1031	1127	1047	1082	1100	1087	1036	1102	1064	1031	1127	1078	32
T(°C)	853	803	784	758	854	774	809	827	814	762	829	791	758	854	805	32
Δlog(fO ₂) FMQ	0,450	-0,061	0,305	0,268	0,702	-0,233	0,250	0,297	0,397	0,283	0,950	0,420	-0,233	0,950	0,336	0,306