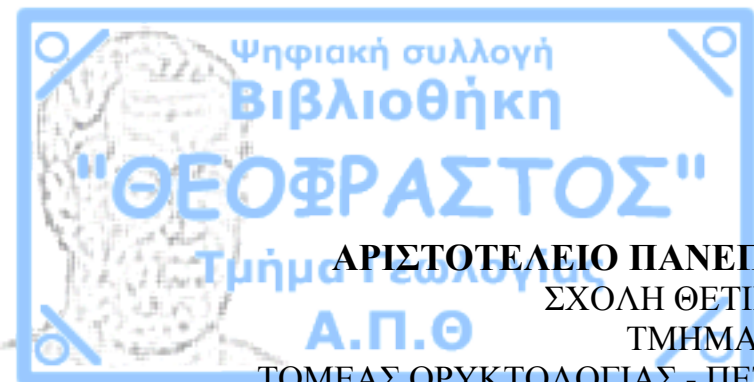




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΔΙΑΣΠΑΡΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ
ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΣΤΟ
ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΟ ΣΩΜΑ ΣΤΡΑΤΩΝΙΚΗΣ
ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

Διπλωματική εργασία
ΡΗΓΑ ΙΩΑΝΝΑ

Επιβλέπων Καθηγητής : Κ. Μ. ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ

-ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005-



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελίδα

Εισαγωγή

1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

- 1.1 Σερβομακεδονική μάζα
- 1.2 Γεωτεκτονική τοποθέτηση της περιοχής
- 1.3 Γενική γεωλογία της περιοχής – Τα διπλανά των υπερβασικών πετρώματα
- 1.4 Γεωλογική ιστορία της Σερβομακεδονικής
- 1.5 Τεκτοορογενετική εξέλιξη της Σερβομακεδονικής
- 1.6 Γενικά για τους οφειολίθους

2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

- 2.1 Μακροσκοπική περιγραφή του υπερβασικού σώματος (οφειολιθικών) πετρωμάτων της Στρατονίκης Χαλκιδικής.
- 2.2 Μικροσκοπική περιγραφή του Υπερβασικού σώματος (οφειολιθικών) πετρωμάτων της Στρατονίκης

3 ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

- 3.1 Μεταλοφορία χρωμίτη και σουλφιδίων στο οφειολιθικό σώμα

Χρωμίτης

Σιδηροπυρίτης



Μαγνητίτης

Χαλκοπυρίτης

Μαγνητοπυρίτης

Πεντλανδίτης

Μιλλερίτης

4 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΡΟΠΟΥ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΗΣ
ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η μελέτη της διάσπαρτης μεταλλοφορίας σουλφιδίων στο οφειολιθικό σώμα Στρατονίκης Χαλκιδικής.

Η μελέτη ξεκινάει με μια γενική αναφορά στη γεωλογία της περιοχής (περιγραφή της γεωτεκτονικής ζώνης στην οποία εντάσσεται) καθώς και μια αναλυτικότερη περιγραφή των πετρογραφικών σχηματισμών της περιοχής.

Η λεπτομερής περιγραφή του υπερβασικού σώματος, περιλαμβάνεται στο πετρογραφικό μέρος καθώς και η περιγραφή των οπτικών χαρακτηριστικών των ορυκτών στο μικροσκόπιο.

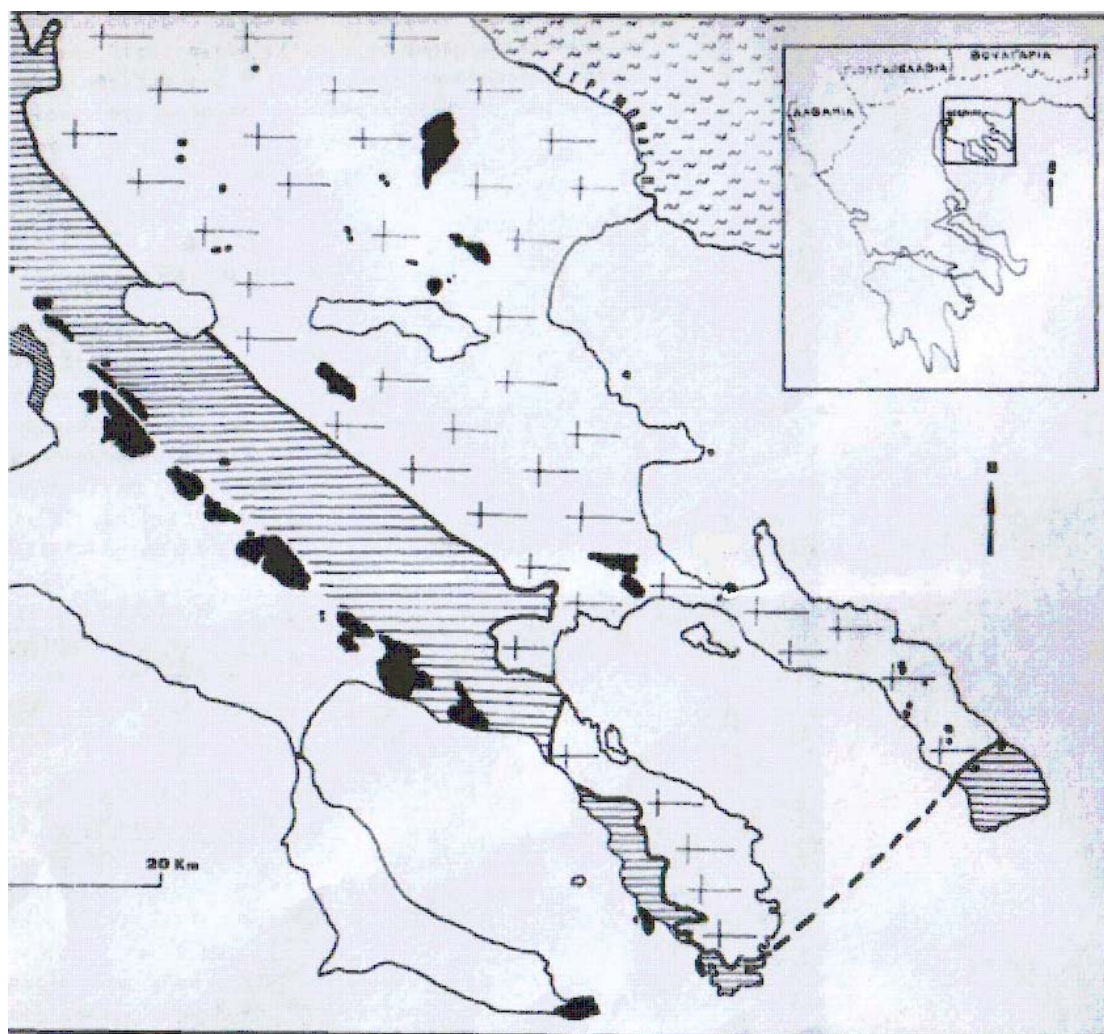
Το κοιτασματολογικό μέρος περιλαμβάνει τη μελέτη της μεταλλοφορίας ως προς τη θέση, τη μορφή, την έκταση, την ορυκτολογία, τον ιστό και την υφή της. Επίσης γίνεται μια λεπτομερής αναφορά στην περιγραφή των οπτικών χαρακτηριστικών των ορυκτών στο μικροσκόπιο. Τέλος με βάση προσωπικές εκτιμήσεις καθώς και στοιχεία από τη σχετική βιβλιογραφία γίνεται μια προσπάθεια για την ερμηνεία του τρόπου γένεσης της μεταλλοφορίας. Η έρευνα πραγματοποιήθηκε στα εξής στάδια:

- α) Μετάβαση και μακροσκοπική παρατήρηση στην ευρύτερη περιοχή.
- β) Δειγματοληψία.
- γ) Κατασκευή λεπτών και στιλπνών τομών για τη μελέτη της ορυκτολογίας των πετρωμάτων και της μεταλλοφορίας.
- δ) Μελέτη των παρασκευασμάτων στο μικροσκόπιο τόσο με διερχόμενο όσο και με ανακλώμενο φως.
- ε) Αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή των μεταλλικών ορυκτών, καθώς και των μη μεταλλικών που συνοδεύουν την μεταλλοφορία.
- στ) Καταγραφή των αποτελεσμάτων από τη μελέτη στο μικροσκόπιο καθώς και των συμπερασμάτων που βγαίνουν από αυτά.

Η εργασία αυτή έγινε κάτω από την προσωπική επίβλεψη και καθοδήγηση του κ. Κλέοπα Μιχαηλίδη, καθηγητή του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας, του οποίου η βοήθεια ήταν ανεκτίμητη.

1.1 ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ ΜΑΖΑ

Η περιοχή μελέτης ανήκει γεωτεκτονικά στη Σερβομακεδονική Μάζα και ιδιαίτερα στη "σειρά Κερδυλλίων" (σχ. 1).

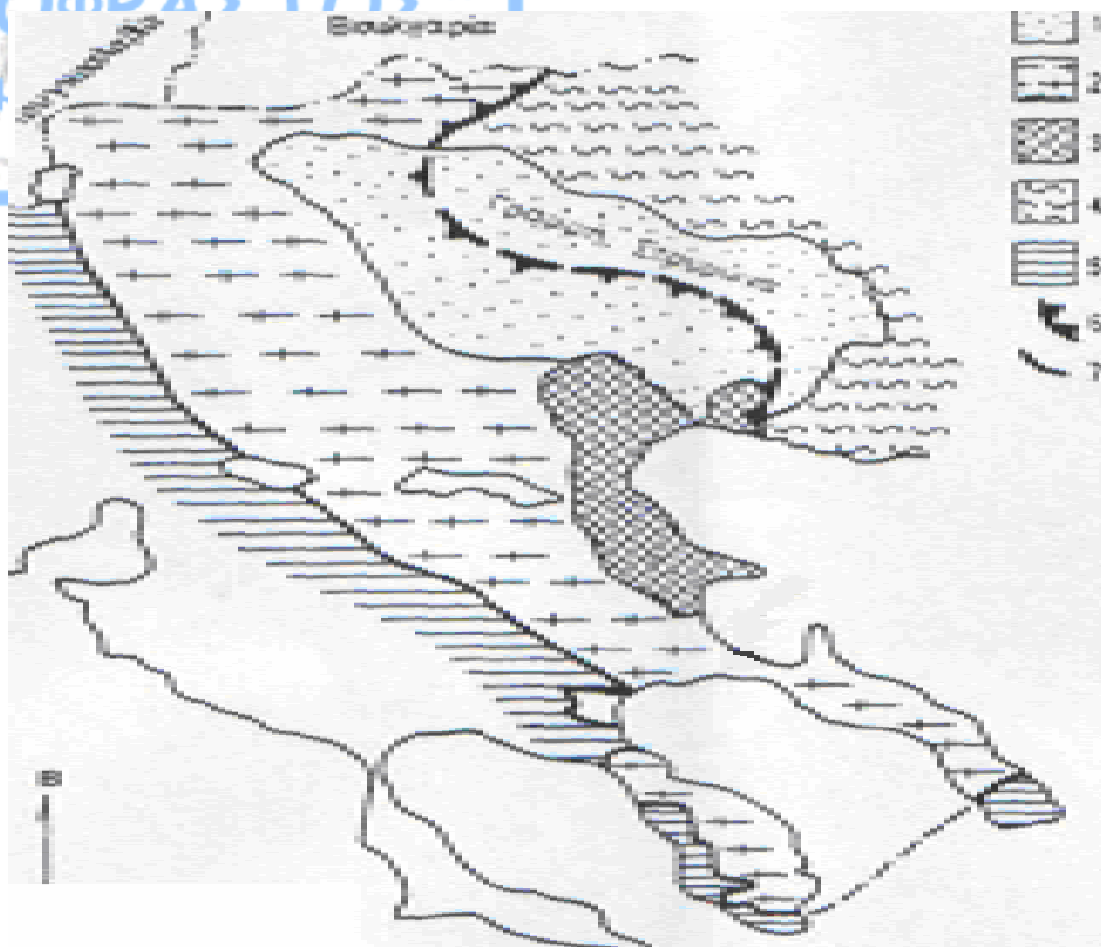


Σχ. 1. Τα βασικά, υπερβασικά , σερπεντινικά πετρώματα της Σερβομακεδονικής ζώνης (από KOCKEL et al., 1977).

Η Σερβομακεδονική μάζα καθιερώθηκε ως ανεξάρτητη γεωτεκτονική ζώνη του Ελληνικού χώρου με βάση τις εργασίες των KOCKEL et al. (1965, 1968, 1971, 1977) και MERCIER (1966, 1968). Παλαιότερα πιστευόταν ότι η Σερβομακεδονική Μάζα και η Μάζα της Ροδόπης αποτελούσαν μία ενιαία γεωτεκτονική μονάδα. Αργότερα διαχωρίστηκαν

και μάλιστα εκφράστηκε η άποψη ότι η Σερβομακεδονική Μάζα εφίππευε πάνω στη Μάζα της Ρίλα –Ροδόπης (ΚΟΥΚΟΥΣΑΣ, 1972). Πρόσφατα διατυπώθηκε μια διαφορετική άποψη σύμφωνα με την οποία δεν υπάρχει εφίπνευση της Σερβομακεδονικής πάνω στη Ροδόπη, αλλά η επαφή Σερβομακεδονικής –Ροδόπης (γραμμή Στρυμώνα) αποτελεί ρήγμα οριζόντιας συστροφικής μετατόπισης (ΚΑΡΥΣΤΙΝΑΙΟΣ, 1984). Επίσης, παλαιότερα πιστεύονταν ότι η Σερβομακεδονική Μάζα επεκτείνονταν μέχρι τη ζώνη Αξιού. Νεότερες όμως έρευνες διαχώρισαν μια επιπλέον ζώνη ανάμεσα στη Σερβομακεδονική και την Αξιού η οποία ονομάστηκε Περιροδοπική (KAUFFMAN et al., 1976). Η Περιροδοπική ζώνη αποτελείται από πετρώματα ελαφρώς μεταμορφωμένα που αντιπροσωπεύουν παλιά ιζήματα ηλικίας Περμοτριάδικης. Η Σερβομακεδονική φαίνεται να εφίππευε τα μεταϊζήματα της Περιροδοπικής τα οποία με τη σειρά τους εμφανίζονται ανεστραμμένα με τα παλαιότερα να βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στα νεότερα.

Σύμφωνα με τις αντιλήψεις της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής, τόσο η Σερβομακεδονική, όσο και η Ροδόπη θεωρούνται ηπειρωτικές μάζες με πιθανότερη προέλευση από την λιθοσφαιρική πλάκα της Λαυρασίας (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1985). Έτσι οι δύο αυτές μάζες θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική ενδοχώρα" της οποίας ένα μεγάλο μέρος παρέμεινε χέρσος κατά την ανάπτυξη του Αλπικού γεωσυγκλίνου το οποίο καλύπτονταν από την Τηθύ θάλασσα. Η ίδια η Σερβομακεδονική υπήρξε ρηχή θάλασσα μόνο στο δυτικό της περιθώριο κατά τη διάρκεια της Αλπικής ιζηματογένεσης και γι' αυτό άλλωστε διατηρούνται εκεί τα ανάλογα πετρώματα (μεταϊζήματα – αρχικά Αλπικά ιζήματα –της Περιροδοπικής). Επομένως το μεγαλύτερο μέρος της Σερβομακεδονικής Μάζας αποτελείται από προαλπικά κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα. Τα κρυσταλλοσχιστώδη αυτά πετρώματα αποτελούν, όπως είναι φανερό, το υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής. Στη "σειρά των Κερδυλλίων " το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο αποτελείται από γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και αμφιβολίτες με παρεμβολές τριών σειρών μαρμάρων. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της "σειράς του Βερτίσκου" αποτελείται από γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και λεπτά στρώματα μαρμάρων. Αξίζει να τονισθεί ότι στην "σειρά των Κερδυλλίων" τα μάρμαρα σχηματίζουν ορίζοντες πολύ μεγάλου πάχους, σε αντίθεση με τη "σειρά του Βερτίσκου" όπου η παρουσία των μαρμάρων είναι σπάνια και υπό μορφή λεπτών ενστρώσεων (Σχ. 2).



Σχ. 2. Τεκτονικό σκαρίφημα της Σερβομακεδονικής μάζας (από ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ, 1985). 1: μεταλλικά ιζήματα της κοιλάδας του Στρυμώνα, 2: σειρά του Βερτίσκου, 3: σειρά των Κερδυλλίων, 4: μάζα της Ροδόπης, 5: Περιοδοπική ζώνη, 6: ανατολικό όριο της Σερβομακεδονικής (Γραμμή Στρυμώνα), 7: δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής.

Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής Μάζας διακόπτεται από μεγάλους όγκους πυριγενών πετρωμάτων τα οποία προέρχονται από διάφορες μαγματικές εκδηλώσεις (Σχ. 3) (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1985). Κατά την Ερκύνια ορογένεση (Α. Παλαιοζωϊκό) δημιουργήθηκαν γρανιτικά πετρώματα τα οποία εμφανίζονται σήμερα γενεσιωμένα (πλαγιοκλαστικοί – μικροκλινικοί γνεύσιοι των περιοχών Ολυμπιάδας, Κερδυλλίων, Βερτίσκου κ.α.). Κατά την κύρια αλπική ορογένεση – πτύχωση του Ιουρασικού δημιουργήθηκαν μεγάλοι γρανιτικοί όγκοι (γρανίτης Αρναίας, γρανίτης Μονοπήγαδου, χαλαζιακός διορίτης Φλαμουρίου κ.α.). Τέλος κατά τη διάρκεια του τριτογενούς διάφορα ενδιάμεσα και όξινα πετρώματα διείσδυσαν στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο (πλουτωνίτες Σιθωνίας, γρανίτης Ιερισσού, γρανοδιορίτης Στρατωνίου, χαλαζιακός διορίτης Μεγάλης Παναγίας κ.α.). Με τη φάση αυτή συνδέονται και ορισμένες εμφανίσεις

πορφύρων καθώς και πολυάριθμες απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες. Εκτός από τα πλουτωνικά και τα φλεβικά πυριγενή πετρώματα στο χώρο της Σερβομακεδονικής έχουν εντοπισθεί μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων (ρυόλιθοι κ.α.) τα οποία προέρχονται από την μεταλλική Πλειο –Τεταρτογενή ηφαιστειότητα (Σχ. 3).



Σχ. 3. Σκαρίφημα του ευρύτερου χώρου της Σερβομακεδονικής μάζας με τις κυριώτερες εμφανίσεις και τις αντίστοιχες ηλικίες των ραδιοχρονολογήσεων (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1985).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν ορισμένα υπερβασικά και βασικά πυριγενή πετρώματα τα οποία εμφανίζονται σε διάφορα σημεία της Σερβομακεδονικής, καθώς και ορισμένοι μεταυπερβασίτες (σερπεντινίτες κ.α.)και μεταβασίτες (αμφιβολίτες κ.α.). Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται γενικά στους ανώτερους ορίζοντες του Βερτίσκου ενώ είναι σπάνια στα Κερδύλλια. Κυρίως όμως παρατηρούνται μεγάλοι όγκοι υπερβασικών πετρωμάτων στην επαφή των "σειρών" Βερτίσκου και Κερδυλλίων.

Σύμφωνα με μια άποψη τα υπερβασικά και τα βασικά πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας ανήκουν σε μια πρώτη φάση μαγματισμού, βασικής – υπερβασικής σύστασης, Προαλπικής ηλικίας. Οι νεότερες υποθέσεις για τα πετρώματα αυτά τα θεωρούν Αλπικής ηλικίας οφιολιθικά πετρώματα, τα οποία προέρχονται από τη ζώνη Αξιού (πρώην ωκεάνια περιοχή) από όπου επωθήθηκαν και στη συνέχεια

ενσωματώθηκαν στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής. Πολλά από αυτά βέβαια παρουσιάζονται σήμερα ως μεταμορφωμένα πετρώματα (σερπεντινίτες, αμφιβολίτες κ.λ.π.). Σύμφωνα λοιπόν με τη δεύτερη άποψη τα υπερβασικά πετρώματα της Σερβομακεδονικής μπορούν να θεωρηθούν οφειολιθικά, ανάλογα με αυτά των μεγάλων οφειολιθικών συμπλεγμάτων της Περιοδοπικής των οποίων η καταγωγή είναι ξεκαθαρισμένη.

Τέλος στο χώρο της Σερβομακεδονικής Μάζας συναντούμε διάφορα μεταλικά πετρώματα. Αυτά είναι Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα τα οποία αποτέθηκαν σε τεκτονικές τάφρους ή λεκάνες του υποβάθρου οι οποίες δημιουργήθηκαν από τη νεοτεκτονική δράση και συγκεκριμένα από το έντονο εφελκυστικό πεδίο που ακολούθησε την συμπιεστική κατάσταση των Αλπικών πτυχώσεων.

1.2 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Περιγραφή των σχηματισμών της ενότητας

Η σειρά των Κερδυλλίων καταλαμβάνει την ανατολική Χαλκιδική μεταξύ των εκβολών του Στρυμόνα και του Στρατωνίου. Έχει συνολικό πάχος περίπου 3000 μέτρα και τα πετρώματά της συνιστούν τους βαθύτερους ορίζοντες της Σερβομακεδονικής μάζας και ίσως τους βαθύτερους ορίζοντες πετρωμάτων σ' όλη την Ελλάδα.

Οι λιθολογικές φάσεις της σειράς από τους ανώτερους ορίζοντες προς τους κατώτερους είναι οι εξής (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1985) :

- 1) **Ανώτερο μάρμαρο**, πάχους 30 έως 300 μέτρων, παρεμβολές βιοτιτικών γνευσίων, βιοτιτικών –κεροστιλβικών γνευσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, επιδοτικών –ακτινολιθικών σχιστολίθων, και αμφιβολιτών.
- 2) **Βιοτιτικός γνεύσιος**, πάχους 700 έως 1000 μέτρων, με παρεμβολές βιοτιτικών – κεροστιλβικών γνευσίων, αμφιβολιτών και λεπτών ενστρώσεων μαρμάρων.
- 3) **Ενδιάμεσο μάρμαρο**, πάχους 10 έως 200 μέτρων, με παρεμβολές αμφιβολιτών και γνευσίων.
- 4) **Βιοτιτικός γνεύσιος**, πάχους περίπου 1000 μέτρων, με παρεμβολές αμφιβολιτών και ασβεστοπυριτικών πετρωμάτων.
- 5) **Κατώτερο μάρμαρο**, πάχους μέχρι 150 μέτρων.
- 6) **Βιοτιτικός γνεύσιος**, πάχους περίπου 700 μέτρων.

Κατά τον Δημητριάδη (1974), που μελέτησε τους ορίζοντες 4-6 της σειράς Κερδυλλίων η γενική μεταμόρφωση των πετρωμάτων αυτών έγινε σε συνθήκες κορδιεριτικής – αμφιβολιτικής φάσης. Ειδικότερα οι βαθύτεροι ορίζοντες μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες σιλιμανιτικής – κορδιεριτικής – καλιοαστριούχου – αλμανδιτικής υποφάσης, που είναι η

υψηλότερη υποφάση της αμφιβολιτικής φάσης με συνθήκες θερμοκρασίας 670° - 680° C και πίεση 3,5Kbars. Στους ίδιους ορίζοντες διαπιστώθηκαν επίσης φαινόμενα ανάτηξης με σχηματισμό μιγματιτικών πετρωμάτων.

Η σειρά Βερτίσκου βρίσκεται δυτικά της προηγούμενης σειράς, κατέχει τον κορμό της Χαλκιδικής και εκτείνεται προς βορρά μέχρι τα σύνορα.

Συνίσταται από μια ακολουθία γνευσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και λεπτών στρωμάτων μαρμάρων, ενώ στους ανώτερους ιδίως ορίζοντες της επικρατούν οι μεταγάββροι-μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες, που προήλθαν από μεταμόρφωση βασικών πυριγενών. Συχνά επίσης παρεμβάλλονται με τεκτονικές επαφές μέσα στα άλλα πετρώματα σερπεντινικά σώματα.

Τα πετρώματα της σειράς Βερτίσκου μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες αλμανδινικής – αμφιβολιτικής φάσης.

1.3 ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ – ΤΑ ΔΙΠΛΑΝΑ ΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.

Όπως αναφέρθηκε η μελετούμενη περιοχή ανήκει στη Σερβομακεδονική Μάζα. Περιλαμβάνει όλους τους τύπους των πετρωμάτων πυριγενή, ιζηματογενή και μεταμορφωμένα. Τα μεταμορφωμένα είναι μιγματιτικοί γνεύσιοι, αμφιβολίτες και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι Παλαιοζωϊκής ή παλαιότερης ηλικίας (KOCKEL et al. 1977) τα οποία συνιστούν κατά κάποιο τρόπο το υπόβαθρο της περιοχής. Βέβαια υπάρχει η άποψη (ΚΟΥΓΚΟΥΛΗΣ κ.α., 1989) ότι το αμφιβολιτικό σώμα της περιοχής της Στρατονίκης είναι το μεταμορφωμένο βασικό μέλος ενός οφειολιθικού συμπλέγματος, δηλαδή, συνδέεται άμεσα με τα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής και δεν εντάσσεται στο κρυσταλλοσχιτώδες υπόβαθρο. Απ' την μεριά του το υπερβασικό σώμα φαίνεται να είναι σφηνομένο ανάμεσα στο γνεύσιο και στον αμφιβολίτη. Σύμφωνα με τους Kockel et al. (1977) τα υπερβασικά πετρώματα της Στρατονίκης, όπως και όλα τα υπόλοιπα που βρίσκονται μέσα στη Σερβομακεδονική Μάζα, έχουν ηλικία Παλαιοζωϊκή ή και παλαιότερη. Η άποψη αυτή είναι σήμερα αμφισβητήσιμη. Πιθανότατα τα πετρώματα αυτά είναι οφειολιθικά, Μεσοζωϊκής ηλικίας. Επίσης στην περιοχή υπάρχουν και ορισμένα γρανιτικά πετρώματα γνωστά ως γρανίτης Αρναίας, γρανίτης Ολυμπιάδας, γρανίτης Ιερισσού και γρανοδιορίτης της Ουρανούπολης. Το γρανιτικής σύστασης πέτρωμα της Ολυμπιάδας είναι Ανωπαλαιοζωϊκής ηλικίας και αντιπροσωπεύεται από πλαγιοκλαστικούς – μικροκλινικούς γνευσίους που ήταν παλιοί γρανίτες. Ο γρανίτης της

Αρναίας είναι ηλικίας Ιουρασικού και την ίδια ηλικία προσπάθησαν να δώσουν οι Kockel et al, (1977) και στο γρανοδιορίτη της Ουρανούπολης. Η υπόθεση αυτή καταρρίπτεται από νεότερες γεωχρονολογικές έρευνες που δίνουν στο πλουτωνικό αυτό πέτρωμα ηλικία Τριτογενή (De Wet et al., 1989). Τα γρανιτικά αυτά σώματα, και ιδιαίτερα ο γρανίτης της Ιερισσού, σχηματίζουν αποφύσεις και έτσι εμφανίζονται στην επιφάνεια σε αρκετά σημεία. Επίσης, με τους γρανίτες συνδέονται πολυάριθμες πηγματιτικές φλέβες μικρού και μεγάλου πάχους. Τέλος, πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο επικάθονται διάφορα ιζήματα με ελαφριά κλίση προς το βορά. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν στην περιοχή κατά το Νεογενές σε λεκάνη που δημιουργήθηκε από τη δράση κανονικών ρηγμάτων. Θεωρούνται ανάλογα με τα υπόλοιπα Νεογενή ιζήματα της Σερβομακεδονικής και μάλιστα θα μπορούσαμε να πούμε ότι αποτέθηκαν αφού είχε λήξει η μαγματική δραστηριότητα του Τριτογενούς εφόσον δεν παρατηρείται πουθενά στην επαφή τους με τον γρανίτη θερμική μεταμόρφωση.

Στη συνέχεια ακολουθεί μια περιγραφή όλων των πετρωμάτων της περιοχής, εκτός των υπερβασικών πετρωμάτων τα οποία θα περιγραφούν αναλυτικά πιο κάτω, σύμφωνα με τους χάρτες της βιβλιοθήκης του Γεωλογικού τμήματος του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου.

Νεογενή ιζήματα

Πρόκειται για αργίλους, άμμους και λιμναίους ασβεστόλιθους. Το μέσο πάχος των ιζημάτων υπολογίζεται σε 150 μέτρα. Στη βάση των ιζημάτων επικρατούν οι άργιλοι οι οποίες κατά θέσεις περιέχουν ενστρώσεις άμμων. Γενικά εγκλείουν κροκάλες, χαλίκια, μαρμαρυγίες και ασβεστολιθικά συγκρίματα. Οι ασβεστόλιθοι είναι λιμναίοι και επίκεινται των αργίλων – άμμων. Είναι υπόλευκοι, εύθρυπτοι και σε μερικές περιπτώσεις περιέχουν ενστρώσεις ασβεστιτικών ψαμμιτών. Επίσης περιέχουν γεώδη με κρυσταλλικό ασβεστίτη και διάφορα εγκλείσματα γκρίζου πυριτικού υλικού. Απολιθώματα δεν έχουν αναφερθεί μέσα στα ιζήματα.

Τεταρτογενή ιζήματα

Στην περιοχή μελέτης, μπορούμε να συναντήσουμε αλουβιακές αποθέσεις και αλουβιακά ριπίδια. Επίσης έχουμε Πλειστοκαινικές αποθέσεις, αδιαίρετες στο ανώτερο σύστημα αναβαθμίδων, που είναι συγκολλημένα πλευρικά κορήματα, κυρίως ερυθρού χρώματος.

Γρανίτες

Πρόκειται για τον γρανιτικής σύστασης πλαγιокλαστικό – μικροκλινικό γνεύσιο της Ολυμπιάδας, τον γρανίτη της Αρναίας και για το βιοτιτικό – μοσχοβιτικό γρανίτη της Ιερισσού. Οι γρανίτες διεισδύουν στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και παρουσιάζονται συχνά ισχυρά αποσαθρωμένοι. Οι γρανίτες περιέχουν αρκετές πηγματιτικές φλέβες οι οποίες διεισδύουν και στα πετρώματα του υποβάθρου. Σε αρκετά σημεία παρατηρήθηκαν μέσα στο πέτρωμα δενδρίτες (οξείδια Mn).

Κεροστιλβικός – βιοτιτικός γρανοδιορίτης Στρατωνίου

Ο κεροστιλβικός –βιοτιτικός γρανοδιορίτης είναι τεφρός, λεπτός έως μεσόκοκκος (ζωνώδη πλαγιόκλαστα με ανορθίτη 36-45 %, $\pm$ περθιτικά ορθόκλαστα, κεροστίλβη, βιοτίτη και επουσιώδη ορυκτά) με διάσπαρτη μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη. Υπάρχουν διεισδύσεις διοριτικών φλεβών και μετάβαση προς διορίτη (μικρή περιεκτικότητα σε ορθόκλαστα).

Βιοτιτικός γνεύσιος

Ο βιοτιτικός γνεύσιος είναι σκοτεινότεφρος, λεπτόκοκκος, μονότονος, ταινιωτός, με πλαγιόκλαστα (ανορθίτη 25-30%) συχνά ζωνώδη, χαλαζία. Σε μερικές θέσεις παρεμβάλλονται περθιτικοί καλιούχοι άστριοι, βιοτίτης και επουσιώδη ορυκτά. Εμφανίζεται με ενστρώσεις σκοτεινότεφρου έως πρασινωπού, μεσόκοκκου , βιοτιτικού – κεροστιλβικού γνευσίου, με ζωνώδη πλαγιόκλαστα (ανορθίτη 30-35 %), χαλαζία, βιοτίτη, πράσινη κεροστίλβη και επουσιώδη ορυκτά. Υπάρχουν άφθονες παρείσακτες κοίτες και φλέβες και τοπικά μάζες πηγματιτοειδών και σχιστωδών απλιτικών γρανιτών.

Διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι

Οι διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι είναι σκοτεινότεφροι ή καστανοί, λεπτο- έως μεσο- κρυσταλλικοί, με πλαγιόκλαστα ($An= 25-30$ %), χαλαζία, μοσχοβίτη, περθιτικούς καλιούχους αστρίους, επίδοτο και επουσιώδη ορυκτά. Σε μερικές θέσεις μέσα σε αυτούς παρεμβάλλονται γρανατούχοι (κυρίως αλμανδινικοί) διμαρμαρυγικοί – μαρμαρυγικοί γνεύσιοι. Ακόμη σε άλλες θέσεις απαντούν βιοτιτικοί γνεύσιοι, σκοτεινοί τεφροί ή καστανωποί, λεπτόκοκκοι με πλαγιόκλαστα ($An= 40\%$), χαλαζία, βιοτίτη, τιτανίτη και επουσιώδη ορυκτά. Συχνά αυτοί διασχίζονται από πηγματιτοειδείς φλέβες και παρείσακτες κοίτες. Οι γνεύσιοι έχουν υποστεί εν μέρει ανάδρομη μεταμόρφωση προς χλωριτικούς γνευσίους με υπολείμματα αστρίων. Αναγνωρίστηκε επίσης πλαγιокλαστικός,

μικροκλινικός γνεύσιος, ο οποίος εναλλάσσεται με γνευσίους και σχιστόλιθους.

Πλαγιοκλαστικός – μικροκλινικός γνεύσιος

Ο πλαγιοκλαστικός – μικροκλινικός γνεύσιος, είναι λευκοκρατικός μεσόκοκκος έως λεπτόκοκκος, με καλή στρώση ή με οφθαλμοειδή ιστό. Ορυκτολογικά αποτελείται από πλαγιόκλαστα (ανορθίτη 8-15 %), χαλαζία, μικροκλινή και μικροπερθιτικό ορθόκλαστο. Σε μερικές θέσεις υπάρχουν μαρμαρυγίες και επουσιώδη ορυκτά. Στα περιθώρια έχουμε παρείσακτες κοίτες , παράλληλες με το επίπεδο S και εναλλάσσονται με μεταϊζήματα. Είναι πολύ εξαπλωμένες οι πηγματιτοειδείς φλέβες στον Πλαγιοκλαστικό – μικροκλινικό γνεύσιο που εναλλάσσεται με βιοτιτικό γνεύσιο.

Μάρμαρα

Ο κατώτερος ορίζοντας μαρμάρων αποτελείται από λευκά ή γαλαζωπά, χονδρόκοκκα, παχυστρωματώδη μάρμαρα και σιπολίνες με ενστρώσεις βιοτιτικού γνευσίου, κεροστιλβικού γνευσίου και αμφιβολίτες. Διακρίνονται από τον ανώτερο ορίζοντα μαρμάρων από τη θέση τους.

Αμφιβολίτες – αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι

Είναι σκοτεινοπράσινοι ή μαύροι, ενίοτε επιφανειακά ερυθροί (σιδηροξειδία) λεπτόκοκκοι έως μεσόκοκκοι, σε στρώματα με καλή στρώση και μεγάλη σκληρότητα με πράσινη κεροστίλβη, μερικώς ποικιλική, πλαγιόκλαστα ($An = 20-30\%$), επίδοτο, τιτανίτη, με ή όχι χαλαζία και επουσιώδη ορυκτά. Μερικές φορές παρουσιάζουν υπολείμματα οφειτικού ιστού. Σε αυτούς παρεμβάλλονται ακτινολιθικοί και κεροστιλβικοί γνεύσιοι.

Σύμφωνα με την Κασώλη-Φουρναράκη (1981), οι αμφιβολίτες της Σερβομακεδονικής Μάζας είναι ορθοαμφιβολίτες απροσδιορίστου ηλικίας. Οι Kockel et al. (1977) δέχονται για τους αμφιβολίτες του Βερτίσκου πυριγενή προέλευση, ενώ γι' αυτούς των Κερδυλλιών ιζηματογενή (παρααμφιβολίτες). Βέβαια δέχονται ότι οι αμφιβολίτες της Σερβομακεδονικής είναι τουλάχιστον Παλαιοζωϊκοί. Για τους αμφιβολίτες της σειράς των Κερδυλλιών παρα – προέλευση δέχεται επίσης και ο Δημητριάδης (1974) από μεταμόρφωση αρχικών αργιλοασβεστιτικών ιζημάτων. Τελευταία εκφράσθηκε η άποψη (ΚΟΥΓΚΟΥΛΗΣ κ.α., 1989) ότι ορισμένα αμφιβολιτικά σώματα του Βερτίσκου αποτελούν τα μεταμορφωμένα βασικά μέλη ενός

οφειολιθικού συμπλέγματος (υπο-οφειολιθικά μεταμορφικά πέλματα: subophiolitic metamorphic soles). Η άποψη αυτή συμφωνεί με τις απόψεις των Kockel et al. (1977) για τους πρωτόλιθους των αμφιβολιτών, αλλά έρχεται σε αντίθεση όσον αφορά την ηλικία των αμφιβολιτών, αφού έτσι τους θεωρεί ουσιαστικά Αλπικής ηλικίας και δεν τους εντάσσει στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής Μάζας. Ταυτόχρονα τους συνδέει άμεσα με τα υπερβασικά πετρώματα της σειράς του Βερτίσκου.

1.4 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗΣ

Σύμφωνα με τους Kockel et al (1971, 1977) η γεωλογική ιστορία της Σερβομακεδονικής μπορεί να διαιρεθεί σε πέντε κύριες ενότητες:

Η πρώτη, που χαρακτηρίζεται ως προαλπικός κύκλος, περιλαμβάνει την ιζηματογένεση, διαγένεση, μαγματισμό και μεταμορφισμό του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Σερβομακεδονικής μάζας. Το τέλος του κύκλου αυτού τοποθετείται στο ανώτερο Προκάβριο.

Ο δεύτερος κύκλος αρχίζει με ιζηματογένεση κατά το Πέρμιο πάνω στο παλιό υπόβαθρο, περιλαμβάνει την ανάπτυξη ενός ηπειρωτικού περιθωρίου στις δυτικές απολήξεις της Σερβομακεδονικής μάζας και τελειώνει με τη διαγένεση, μεταμόρφωση και όξινη μαγματική δραστηριότητα κατά το Μέσο Ιουρασικό περίπου.

Ο επόμενος κύκλος αρχίζει στο Κατώτερο Λουτήσιο και τελειώνει στο Κατώτερο Ολιγόκαινο.

Ο Νεογενής -Τεταρτογενής κύκλος αρχίζει με την καταβύθιση των λεκανών, στις οποίες η ηπειρωτική ιζηματογένεση διακόπτεται μόνο, σε ορισμένα σημεία από θαλάσσιες διεισδύσεις. Η κυριότερη τεκτονική δράση τοποθετείται στο Κατώτερο Πλειστόκαινο με κατακόρυφες κινήσεις κατά μήκος των κατευθύνσεων ΒΔ, ΒΒΔ και ΒΒΑ, ΑΒΑ των ρηγμάτων. Μ' αυτές τις διευθύνσεις των ρηγμάτων συνδέεται και κάποια περιορισμένη μαγματική δραστηριότητα και άνοδος υδροθερμικών διαλυμάτων (ΚΑΣΩΛΗ-ΦΟΥΡΝΑΡΑΚΗ, 1981).

Οι Παπαδόπουλος (1982) και Παπαδόπουλος και Κίλιας (1985), διακρίνουν στα πετρώματα του Βερτίσκου και στα μεταϊζήματα της «σειράς Σβούλας», βόρεια της λίμνης Βόλβης, μια πρώτη φάση παραμόρφωσης Προκρητιδικής ηλικίας υπό συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης και μια δεύτερη φάση στο Κρητιδικό υπό συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης κατά το Πρώιμο- Μέσο Κρητιδικό με βάση ισοτοπικούς προσδιορισμούς.

Επίσης οι Dixon & Dimitriadis (1987) διακρίνουν τρία μεταμορφικά επεισόδια στα πετρώματα της Σερβομακεδονικής από μελέτη κατά μήκος μιας τομής 30 Km από τα νοτιοδυτικά προς τα βόρεια ανατολικά

τμήματα της μάζας. Το πρώτο επεισόδιο μαρτυρείται στα ΝΔ και έλαβε χώρα υπό συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας της κυανιτικής έως σιλλιμανιτικής φάσης με σύγχρονη παραμόρφωση και μιγματιττώση. Για το επεισόδιο αυτό πιθανολογείται ηλικία Ανώτερου Παλαιοζωϊκού (~300Ma). Το δεύτερο επεισόδιο μαρτυρείται κυρίως στα ΒΑ και χαρακτηρίζεται από συνθήκες υψηλής πίεσης /υψηλής θερμοκρασίας, ενώ το τρίτο επεισόδιο, που μαρτυρείται επίσης στα ΒΑ, είναι χαμηλών πιέσεων και υψηλών θερμοκρασιών με ανάπτυξη κορδιερίτη και ανδαλουσίτη. Για τις δυο τελευταίες φάσεις οι συγγραφείς πιστεύουν ότι συνδέεται με το καθεστώς έντονης εκτατικής παραμόρφωσης του φλοιού κατά το Κατώτερο Μεσοζωϊκό και Τριαδικό αντίστοιχα (ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ, 1989).

Οι Πάτρας και συνεργάτες (1988) προτείνουν για την ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής μάζας πέντε κύριες παραμορφωτικές φάσεις.

Η πρώτη, Ερκύνιας ηλικίας, περιλαμβάνει τέλεια ισοκλινείς πτυχές με αξονικές διευθύνσεις που διασπείρονται στο τόξο 135° - 170° . Συναντώνται κυρίως στα γνευσιακά πετρώματα και τα αξονικά τους επίπεδα ταυτίζονται με την κύρια σχιστότητα S_1 των πετρωμάτων. Η δεύτερη, Άνω Ιουρασικής ηλικίας, περιλαμβάνει πτυχές υποϊσοκλινείς μέχρι κλειστές, ασύμμετρες, με αξονικές διευθύνσεις που κυμαίνονται μεταξύ 125° - 155° . Η τρίτη φάση, Άνω Κρητιδικής ηλικίας, περιλαμβάνει πτυχές αξονικής διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ, ανοιχτές-κλειστές, ασύμμετρες, φοράς ΝΑ. Η τέταρτη, Μέσο Ηωκαινικής ηλικίας, περιλαμβάνει πτυχές ανοιχτές ή πολύ ανοιχτές με αξονική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Η Πέμπτη, Ολιγοκαίνου ηλικίας, περιλαμβάνει Knick πτυχές με αξονικές διευθύνσεις Β-Ν (ΣΙΔΗΡΟΠΟΥΛΟΣ, 1991).

Ο Σακελλάριου (1989) με βάση παρατηρήσεις του σε τμήμα της Σερβομακεδονικής μάζας στη ΒΑ Χαλκιδική προτείνει έξι κύρια παραμορφωτικά επεισόδια, που τα πέντε πρώτα από αυτά συνδέονται με αντίστοιχα μεταμορφικά επεισόδια.

Το πρώτο παραμορφωτικό επεισόδιο (P_1) έχει ηλικία νεότερη του Νεοπαλαιοζωϊκού και διασώζονται μόνο τα υπολείμματα μιας πρώτης μεταμορφικής στρωμάτωσης S_1 . Το επεισόδιο αυτό συνδέεται με μια μεταμόρφωση, εκλογιτικής φάσης, με θερμοκρασίες από 700° έως 1000° C και πίεσης από 13 έως 14 Kb. Το δεύτερο παραμορφωτικό επεισόδιο (P_2) έχει ηλικία Κάτω Μεσοζωϊκή και οδήγησε στη δημιουργία ισοκλινών πτυχών μέσης διεύθυνσης Ν 120° . Η γένεση των πτυχών αυτών συνοδεύτηκε από τη δημιουργία της σχιστότητας S_2 κατ' αξονικό επίπεδο, καθώς και της γράμμωσης L_2 . Το επεισόδιο αυτό συνδέεται με μεταμόρφωση μέσου αμφιβολιτικού βαθμού. Το τρίτο παραμορφωτικό επεισόδιο (P_3), ηλικίας Μέσο - Άνω Ιουρασικό, χαρακτηρίζεται από ισοκλινείς κυρίως πτυχές με διεύθυνση αξόνων περίπου Ν 130° . Επίσης αναπτύσσεται έντονη σχιστότητα S_3 κατ' αξονικό επίπεδο και έντονη

γράμμωση. Το επεισόδιο αυτό συνοδεύεται από κατώτερης αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωση. Το τέταρτο παραμορφωτικό επεισόδιο (P_4), ηλικίας Κάτω Κρητιδικής, συνοδεύεται από πτυχές κυρίως κλειστές, με άξονες οι οποίοι έχουν διεύθυνση $180^\circ - 200^\circ$. Αναπτύσσεται νέα σχιστότητα S_4 κατά το αξονικό επίπεδο και γράμμωση L_4 . Το επεισόδιο αυτό συνοδεύεται από συνθήκες ανώτερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Το πέμπτο παραμορφωτικό επεισόδιο (P_5), έχει ηλικία Ηωκαίνου, και δημιούργησε κυρίως ανοιχτές έως κλειστές πτυχές που όμως μπορεί να είναι και ισοκλινείς. Έχουν μέση διεύθυνση αξόνων Α-Δ και συνοδεύονται από την σχιστότητα S_5 , που εμφανίζεται τοπικά. Δημιουργούνται Knick πτυχές και μικρο- έως μακροσκοπικές ζώνες διάτμησης στα τελευταία στάδια του επεισοδίου αυτού, το οποίο συνοδεύεται από μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Το έκτο επεισόδιο (P_6), συνοδεύεται από τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων (ΣΙΔΗΡΟΠΟΥΛΟΣ, 1991).

1.5 ΤΕΚΤΟΟΡΟΓΕΝΙΤΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗΣ

Σύμφωνα με τον Μουντράκη (1985) καθώς και άλλες πηγές η Σερβομακεδονική είναι μια μάζα κρυσταλλικών πετρωμάτων, η οποία έχει υποστεί επανειλημμένες τεκτονικές επιδράσεις μέχρι την τελική της διαμόρφωση.

Η πρώτη κύρια τεκτονική δράση ήταν Προ - Άνω Παλαιοζωϊκή (τουλάχιστον Προ- Πέρμιος). Οι ραδιοχρονολογικές ενδείξεις, που υπάρχουν στον Ελληνικό χώρο, δείχνουν ότι η ορογενετική αυτή περίοδος πρέπει να είναι Ερκύνια, 300 εκ. ετών. Κατά την ορογένεση αυτή δημιουργήθηκαν ισοκλινείς πτυχές συμμετρικές ως προς την πρώτη κύρια αμφιβολιτική μεταμόρφωση, οι άξονες των οποίων έχουν γενική διεύθυνση και βύθιση προς βορρά.

Η δεύτερη ορογενετική περίοδος είναι Αλπική και τοποθετείται μεταξύ Ανώτερου Ιουρασικού και Κάτω Κρητιδικού. Στην περίοδο αυτή έλαβε χώρα η δεύτερη ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση και η δεύτερη φάση πτυχώσεων, που ήταν συμμετρική και προκάλεσε πτυχές υποϊσοκλινείς οι άξονες των οποίων εμφανίζονται διασπαρμένοι. Σ' αυτή τη περίοδο εκδηλώθηκε και η τρίτη (Μεσοζωϊκή) φάση μαγματισμού, που δημιούργησε τους μεγάλους γρανιτικούς όγκους της Σερβομακεδονικής μάζας.

Μεταξύ τέλους Κρητιδικού και Ολιγοκαίνου έλαβαν χώρα οι Τριτογενείς Αλπικές φάσεις πτυχώσεων, οι οποίες δημιούργησαν λεπιώσεις των στρωμάτων, τοπικές και μεγάλες επωθήσεις, καθώς και μια αναστροφή των στρωμάτων στο δυτικό περιθώριο της ζώνης.

Ανοιχτές πτυχές και πτυχές τύπου Knick προκλήθηκαν κατά την διάρκεια των τελευταίων Τριτογενών πτυχώσεων.

1.6 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΥΣ

Ο όρος "οφειόλιθοι" δημιουργήθηκε από την Ελληνική λέξη "όφιν" (φίδι) τον περασμένο αιώνα και χρησιμοποιήθηκε αρχικά για να χαρακτηρίσει τους σερπεντινίτες, των οποίων το πρασινωπό χρώμα και η γυαλιστερή όψη μοιάζει με αυτή του δέρματος των φιδιών. Αργότερα ο όρος επεκτάθηκε και χρησιμοποιήθηκε για μια ομάδα συγγενών πετρωμάτων (σερπεντινίτης, περιδοτίτης, γάββρος, διαβάσης κ.α.), τα οποία όμως βρίσκονται στενά συνδεδεμένα με ιζήματα βαθιάς θάλασσας (κερατόλιθοι, ραδιολαρίτες, πελαγικές άργιλοι κ.α.).

Σήμερα με τον όρο οφειόλιθοι εννοούμε υπερβασικής έως βασικής σύστασης σχηματισμούς, συνήθως μερικά μεταμορφωμένους, οι οποίοι θεωρούνται ως τεμάχια παλαιάς ωκεάνιας λιθόσφαιρας, δηλαδή ωκεάνιου φλοιού και ανώτερου μανδύα. Γενικότερα χρησιμοποιείται ο όρος οφειολιθικό σύμπλεγμα ή οφειολιθική σειρά για να χαρακτηρίσει μια ακολουθία πετρωμάτων που περιλαμβάνει από πάνω προς τα κάτω: πελαγικά ιζήματα βαθιάς θάλασσας, μαξιλαροειδείς λάβες, διαβασικές φλέβες, συμπαγή διαβάση και παρόμοια πετρώματα, γάββρους και τέλος υπερβασικά πετρώματα (δουνίτη, χαρτσβουργίτη, λερζόλιθο). Βλέπουμε λοιπόν ότι το οφειολιθικό σύμπλεγμα περιλαμβάνει ένα ολόκληρο πακέτο από πυριγενή πετρώματα (πλουτωνικά, ενδιάμεσα και ηφαιστειακά) υπερβασικής και βασικής σύστασης, καθώς και ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς θάλασσας. Στις διαφορετικές περιοχές όμως είναι δυνατόν να μην συναντώνται όλα τα μέλη ενός οφειολιθικού συμπλέγματος, επειδή η διάβρωση μπορεί να έχει απομακρύνει τα ανώτερα μέλη ή επειδή το οφειολιθικό σύμπλεγμα διαμελίστηκε κατά την τεκτονική του τοποθέτηση. Επίσης είναι δυνατό ορισμένα μέλη να έχουν υποστεί μεταμόρφωση και να εμφανίζονται ως μεταμορφωμένα πλέον πετρώματα (αμφιβολίτες κ.α.) Τέλος από πολλούς πιστεύεται ότι στον όρο οφειολιθικό σύμπλεγμα θα πρέπει να συμπεριλαμβάνονται και ορισμένα συνοδεύοντα όξινα πυριγενή πετρώματα γνωστά ως "ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες" (COLEMAN & PETERMAN, 1975).

Με την ανάπτυξη της θεωρίας των Γεωσυγκλίνων διατυπώθηκε και η πρώτη θεωρία για τη γένεση των οφειολίθων: η μαγματική ή πλουτωνοηφαιστειακή θεωρία, σύμφωνα με την οποία οι οφειόλιθοι αποτελούν μαγματικές διεισδύσεις μέσα σε ιζήματα ή πιο σπάνια εκχύσεις στο βυθό της θάλασσας, που συμβαίνουν στα αρχικά στάδια της εξέλιξης ενός ευγεωσύγκλινου. Το μάγμα θεωρήθηκε θολειτικής βασालτικής σύστασης, και από την διαφοροποίηση αυτού έγινε η

δημιουργία των διαφόρων μελών μιας οφειολιθικής σειράς. Με την μαγματική θεωρία πιστεύεται ότι οι Αλπικού τύπου οφειόλιθοι (όπως αυτοί της Ελλάδας) είναι "αυτόχθονες" στο περιβάλλον που τους βρίσκουμε σήμερα. Με την εγκατάλειψη της θεωρίας των Γεωσυγκλίνων και την ανάπτυξη της θεωρίας της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής ή των Λιθοσφαιρικών Πλακών αναθεωρήθηκαν και οι απόψεις για την γένεση των οφειολίθων. Έτσι έγινε δεκτό ότι οι οφειόλιθοι Αλπικού τύπου αποτελούν "θραύσματα" ωκεάνιας λιθόσφαιρας τα οποία έχουν ενσωματωθεί με ποικίλους μηχανισμούς στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα κατά τα διαφορετικά στάδια της ορογένεσης. Γενικότερα πιστεύεται ότι αυτοί έχουν διαφύγει την κατάδυση επειδή εφίππευσαν ένα άλλο τμήμα ωκεάνιου φλοιού και στη συνέχεια κάποιο ηπειρωτικό κράσπεδο ή νησιωτικό τόξο για να ενσωματωθούν τελικά σε μια ορογενετική ζώνη. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή η σημερινή θέση των Αλπικού τύπου οφειολίθων είναι διαφορετική από εκείνη που είχαν όταν δημιουργήθηκαν και συνεπώς είναι "αλλόχθονες".

Επειδή όλοι οι οφειόλιθοι που βρέθηκαν μέχρι σήμερα έχουν πάχος το πολύ μέχρι 15Km ενώ η ωκεάνια λιθόσφαιρα έχει πάχος αρκετά μεγαλύτερο, οι οφειόλιθοι θεωρούνται ότι αποτελούν κομμάτια που αποκολλήθηκαν από το άνω μέρος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Η αποκόλληση αυτή οφείλεται στις διαφορετικές μηχανικές ιδιότητες που παρουσιάζει η ωκεάνια λιθόσφαιρα σε διαφορετικά βάθη λόγω της μεγάλης διαφοράς θερμοκρασίας. Έτσι σε κάποιο βάθος (5 ή 10 km) μπορεί να αποκοπεί μια πλακοειδής μάζα από την οροφή της ωκεάνιας λιθόσφαιρας και να ολισθήσει πάνω στα θερμότερα, πιθανώς μερικώς τηγμένα, πετρώματα της βάσης. Μετά την αποκόλλησή της η οφειολιθική μάζα μπορεί ύστερα από σύνθετες τεκτονικές κινήσεις να "εναποτεθεί" στον ηπειρωτικό φλοιό. Σύμφωνα με μια άποψη (ROEDER 1973, HELWIG & HALL 1974, OXBOURG 1974, ROD 1974, ERNST 1970, 1973, 1974) η "εναπόθεση" αυτή γίνεται κατά την κατάδυση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από την ηπειρωτική. Μάλιστα σύμφωνα με τον Ernst είναι δυνατή και η καταβύθιση των ιζημάτων που υπέρκεινται της οφειολιθικής μάζας τα οποία μεταμορφώνονται και παγιδεύονται στην ορογενετική ζώνη. Παρ' όλα αυτά διατυπώθηκαν ισχυρές αντιρρήσεις στη θεωρία αποκοπής και εναπόθεσης των οφειολίθων κατά την κατάδυση, διότι όπως ήταν φανερό μια σταθερή κατάδυση δεν μπορεί να επιτρέψει αποκόλληση τεμαχίων της ωκεάνιας λιθόσφαιρας και μεταφορά αυτών στην ορογενετική ζώνη εκτός και αν διακοπτόταν σταδιακά. Ο Coleman (1971, 1977) απέρριψε την θεωρία αυτή και πρότεινε τον όρο "obduction" που σημαίνει ακριβώς το αντίθετο της κατάδυσης –καταβύθισης, δηλαδή αντιβύθιση. Σύμφωνα με τη θεωρία της αντιβύθισης ένα μέρος τουλάχιστο του ωκεάνιου φλοιού ξεφεύγει από την κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας και ανυψώνεται. Έτσι

διασώζεται από την κατάδυση δηλαδή από την καταστροφή και επωθείται πάνω σ' ένα ηπειρωτικό τέμαχος.

Παράλληλα από τους Cristensen & Salisboury (1975) εκφράστηκε η άποψη ότι κατά το κλείσιμο μιας ωκεάνιας λεκάνης ένα κομμάτι από θερμό ωκεάνιο φλοιό θα πρέπει να παρουσιάζει μηχανικές αδυναμίες. Έτσι όταν η σύγκρουση δυο λιθοσφαιρικών πλακών συνεχιστεί ώστε να καταβυθιστεί όλος ο ωκεάνιος φλοιός ενός σκέλους μιας ράχης επαύξησης, τότε ο νεαρός ωκεάνιος φλοιός της κορυφογραμμής των ράχων θα θρυμματιστεί στην σύγκρουσή του με την ηπειρωτική λιθόσφαιρα και ένα μικρό κομμάτι θα ανέλθει και θα επωθηθεί πάνω σ' αυτή. Ταυτόχρονα το κάτω μέρος της ωκεάνιας πλάκας θα συμπιεστεί κάτω από την ηπειρωτική πλάκα και θα καταδυθεί.

Κατά την επώθηση ενός οφειολιθικού συμπλέγματος πάνω σε ένα ηπειρωτικό τέμαχος είναι δυνατόν να δημιουργηθεί στην βάση του το λεγόμενο 'αμφιβολιτικό πέλμα' με πάχος συνήθως μικρότερο από 500m. Επίσης, πάλι κατά την επώθηση, μπορούν να σχηματιστούν 'οφειολιθικά μείγματα'. Αυτά είναι τεκτονικοί σχηματισμοί οι οποίοι εμφανίζονται ως μεγαλολατυποπαγή όπου μεγάλα ή μικρά κομμάτια του υποβάθρου 'πλέουν' μέσα σ' ένα σχιστοποιημένο οφειολιθικό υλικό. Σχηματίζονται ακριβώς απ' την απόξεση που επιφέρει η επωθητική κίνηση, ανάμεσα στη βάση του οφειόλιθου και το υπόβαθρο.

Η θεωρία της αντιβύθισης (obduction) από τότε που διατυπώθηκε βρήκε πλατιά αναγνώριση και αρκετοί γεωεπιστήμονες εξακολουθούν να τη δέχονται. Το κυριότερο όμως μειονέκτημά της είναι το γεγονός ότι δεν διαπιστώθηκε να συμβαίνει σήμερα αντιβύθιση σε κανένα μέρος του κόσμου. Έτσι τελευταία πολλοί είναι εκείνοι που προσπαθούν να διατυπώσουν και άλλες απόψεις. Ειδικότερα για τη γένεση των οφειολίθων υπάρχει πρόσφατα μια τάση να εγκαταλειφθεί η μεσοωκεάνια Ατλαντικού τύπου προέλευση και να αποδειχθούν τα Νησιωτικά τόξα ως πιο πιθανό περιβάλλον δημιουργίας οφειολίθων. Ακόμη και για τους πιο γνωστούς οφειόλιθους όπως αυτούς του Τροόδους (Κύπρος) υπάρχουν απόψεις που αποκλείουν το σχηματισμό σε μεσοωκεάνιες ράχες και προτείνουν σχηματισμό σε περιβάλλον Νησιωτικού τόξου (MIYASHIRO 1975, PANTAZIS 1980).

Παρ' όλες όμως τις αντιθέσεις απόψεων για το ακριβές περιβάλλον δημιουργίας και την τοποθέτηση των οφειολίθων, φαίνεται ότι υπάρχει σύμπτωση απόψεων αναφορικά με το ρόλο που έπαιξαν οι μετακινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών. Για παράδειγμα παρ' όλο που υποστηρίζεται ότι οι Μεσοζωϊκοί οφειόλιθοι της Αραβικής χερσονήσου σχηματίστηκαν κατ' άλλους σε μεσοωκεάνιο περιβάλλον Ατλαντικού τύπου και κατ' άλλους σε μια οπίσθια λεκάνη νησιωτικού τόξου, όλοι οι ερευνητές συμφωνούν ότι η απόστασή τους και η τοποθέτησή τους πάνω στην Ηπειρωτική λιθόσφαιρα έγινε όταν η Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα

συγκρούστηκε με την Ευρασιατική κατά το Κρητιδικό. Ακόμη και ο Hall (1984) που θεωρεί ότι οι οφειόλιθοι της Μέσης Ανατολής είναι αυτόχθονοι και ότι σχηματίστηκαν σ' ένα ενδοηπειρωτικό ωκεανό, στηρίζεται και αυτός στην θεωρία των Λιθοσφαιρικών πλακών για να εξηγήσει την δημιουργία των Μεσοζωϊκών οφειολιθικών τεμαχών στην Αραβική χερσόνησο, την σύμπληξη της ενδοηπειρωτικής αυτής λεκάνης και την δημιουργία στην συνέχεια μιας τάφρου κατά μήκος της οποίας άρχισε να καταβυθίζεται η Νότια Τηθύς.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

2.1 ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΟΥ ΣΩΜΑΤΟΣ (ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ) ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΣΤΡΑΤΩΝΙΚΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

Η οφειολιθική σειρά στην περιοχή μελέτης περιλαμβάνει δύο τύπους πλουτωνικών πετρωμάτων. Αυτά είναι δουνίτες και σε μικρότερο ποσοστό γάββροι που έρχονται σε επαφή, είτε με μεταμορφωμένα πετρώματα όπου αναπτύσσονται ζώνες τάλκη, χλωρίτη και ακτινόλιθου, είτε με ηφαιστειακή διείσδυση η οποία πολύ πιθανόν να ευθύνεται για τα διαλύματα που έδρασαν στο οφειολιθικό σώμα και προκάλεσαν τις αλλοιώσεις και τη μεταλλογένεση.

2.2 ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΟΥ ΣΩΜΑΤΟΣ (ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΩΝ) ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΣΤΡΑΤΩΝΙΚΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ.

Τα υπερβασικά πετρώματα της Στρατωνικής Χαλκιδικής είναι σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένοι και ταλκοποιημένοι χλωριτωμένοι δουνίτες. Σε σημεία όπου ο βαθμός σερπεντινίωσης είναι μικρός, το πέτρωμα έχει ένα ελαιοπράσινο χρώμα, ενώ σε άλλα σημεία όπου η σερπεντινίωση είναι προχωρημένη αποκτά μια τεφροκυανή απόχρωση. Ακριβώς στις επαφές με τα μεταμορφωμένα πετρώματα, ο σερπεντινωμένος δουνίτης μετατρέπεται σε αμφιβολιτικό σχιστόλιθο. Σε μερικές περιοχές το πέτρωμα είναι ισχυρά εξαλλοιωμένο – αποσαθρωμένο.

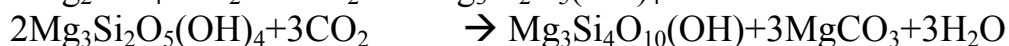
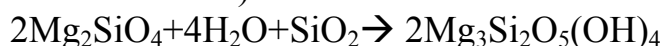
Από τη μελέτη στα συγκεκριμένα υπερβασικά πετρώματα διαπιστώνεται η ομαλή μετάβαση του δουνίτη σε σερπεντινωμένο και

ταλκοποιημένου δουνίτη, καθώς το ποσοστό του ολιβίνη τείνει να λιγοστεύει όλο και περισσότερο. Συγκεκριμένα το ποσοστό του ολιβίνη από 80-90%, ελαχιστοποιείται σταδιακά σε 30- 40%, δίνοντας χώρο στο σερπεντίνη, τον τάλκη και στο χλωρίτη.

Μικροσκοπικά ο σερπεντινιωμένος δουνίτης είναι αρκετά τυπικός. Οι κρύσταλλοι του ολιβίνη είναι κατακερματισμένοι και βρίσκονται μέσα σ' ένα "δίκτυο" σερπεντίνη. Το "δίκτυο" αυτό, είναι ένα πλέγμα φλεβιδίων σερπεντίνη τα οποία πληρούν τα σπασίματα των κρυστάλλων του ολιβίνη. **Φωτ. Α1** Από την σύγχρονη κατάσβεση πολλών επιμέρους τμημάτων ολιβίνη καταλαβαίνουμε ότι αυτά ανήκουν στον ίδιο αρχικό κρύσταλλο. Στα περισσότερα φλεβίδια ο σερπεντίνης αναπτύσσεται παράλληλα στα τοιχώματα των φλεβιδίων, ενώ υπάρχουν και φλεβίδια με ανάπτυξη σερπεντίνη κάθετα στα τοιχώματά τους. **Φωτ. ΔΑ1** Οι περισσότεροι κρύσταλλοι ολιβίνη παρουσιάζουν ενδείξεις τεκτονικών επιδράσεων καθώς παρατηρείται κυματοειδής κατάσβεση ή κατάσβεση κατά τμήματα. Το φαινόμενο έχει εξηγηθεί από τον Raleigh (1968) και πιστοποιεί ότι το πέτρωμα δέχθηκε κάποτε ισχυρές συμπίεσεις σε αυξημένη θερμοκρασία.

Ο ολιβίνης εμφανίζεται σε μετρίου μεγέθους κατακερματισμένους κρυστάλλους και μερικές φορές σε πολύ μικρές νησίδες, με υψηλό έως πολύ υψηλό ανάγλυφο, μεγάλη διπλοθλαστικότητα, απουσία σχισμού και δίνει πολύ υψηλά χρώματα πόλωσης. **Φωτ. Β5** Πρέπει να αναφερθεί επίσης ότι τοπικά ο ολιβίνης παρουσιάζει οπτική ζώνωση που σχετίζεται με την παρουσία διαφορετικής ποσότητας σιδήρου, όπως έδειξαν οι αναλύσεις με μικροαναλυτή. **Φωτ. Δ8**

Τα ορυκτά της ομάδας του ολιβίνη αλλοιώνονται εύκολα κάτω από συνθήκες υδροθερμικές και είναι ευπαθή στις διεργασίες της μεταμόρφωσης χαμηλού βαθμού και της αποσάθρωσης. Τα πιο γνωστά προϊόντα εξαλλοίωσης του ολιβίνης είναι ο σερπεντίνης, ο τάλκης, ο μαγνησίτης και ο χλωρίτης. Η σερπεντινίωση αρχίζει περιφερειακά κατά μήκος των επιφανειών θραυσμού του ολιβίνης και οδηγεί στην πλήρη μετατροπή του ολιβινικού πετρώματος σε σερπεντίνη. Παρακάτω δίνεται μια τυπική αντίδραση σερπεντινίωσης και ταλκοποίησης του φορστερίτη (DEER et al. 1996):



όπου Mg_2SiO_4 = φορστερίτης, $2\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ = σερπεντίνης, $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})$ = τάλκης και MgCO_3 = μαγνησίτης.

Κατά την σερπεντινίωση ο ολιβίνης ποσοτικά εμφανίζεται περίπου ~10%, συνεπώς ο σερπεντίνης ποσοτικά εμφανίζεται ~80% και έχουμε ανάπτυξη αντιγορίτη όπου τα ελάσματά του, τοπικά αναπτύσσονται κάθετα στις ρωγμές του ολιβίνης και ο σερπεντίνης εμφανίζεται με

βελονοειδής – φτεροειδείς κρυστάλλους να διεισδύουν μέσα στον ολιβίνη προς όλες τις κατευθύνσεις. **φωτ. ΔΑ1**

Θα μπορούσαμε επομένως να συμπεράνουμε ότι ο αρχικός δουνίτης, εμφανίζεται άλλοτε ελαφρώς σερπεντινωμένος, άλλοτε ισχυρά σερπεντινωμένος και άλλοτε έχει μετατραπεί πλήρως σε τυπικό σερπεντινίτη. Η ισχυρότερη έως πλήρης σερπεντινίωση παρατηρείται προς τα όρια με τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Ο πιο ανέπαφος δουνίτης παρατηρείται στο εσωτερικό του υπερβασικού σώματος. Ειδικότερα στην περιφέρεια του υπερβασικού σώματος ο ισχυρά σερπεντινωμένος δουνίτης μεταβαίνει τελικά σε ταλκικό – ακτινολιθικό-χλωριτικό σχιστόλιθο.

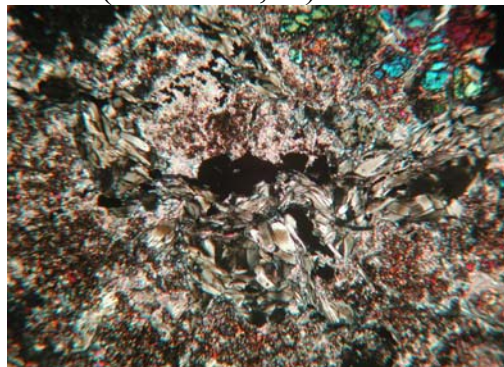
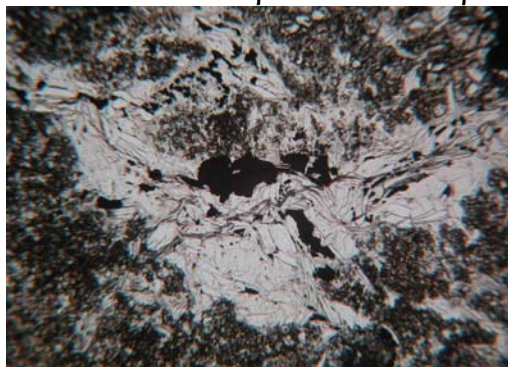
Σχετικά με την ίδια την σερπεντινίωση θα μπορούσαμε να πούμε ότι σύμφωνα με τους Wenner & Taylor (1974) αυτή μπορεί να προκληθεί είτε με δράση νερού οποιαδήποτε προέλευσης (μετεωρικής, υδροθερμικής, μεταμορφικής), είτε από περιοχική μεταμόρφωση. Ουσιαστικά η σερπεντινίωση είναι μια διεργασία ενυδάτωσης των αρχικών ορυκτών των περιδοτιτών (ολιβίνης, πυρόξενι). Κατά τη διεργασία αυτή τα αρχικά σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά προσλαμβάνουν OH^- και μετατρέπονται σε σερπεντίνη ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), ενώ παράλληλα ο Fe που απελευθερώνεται δεν μπαίνει στο πλέγμα του σερπεντίνης αλλά σχηματίζει μαγνητίτη ή και άλλα μεταλλικά ορυκτά. Η προέλευση του νερού που προκάλεσε την σερπεντινίωση μπορεί να βρεθεί με μελέτη της αναλογίας $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ στους σερπεντινίτες, και άλλες μεθόδους. Σύμφωνα με τον Coleman (1977) η σερπεντινίωση των οφειολίθων μπορεί να συμβεί στις μεσοωκεάνιες περιοχές (μερικώς στα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης), κατά την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων στα ηπειρωτικά περιθώρια, καθώς επίσης και κατά την περιοχική μεταμόρφωση.

Σύμφωνα με τον Chidester (1962, 1969, από COLEMAN 1977) και τον Jahns (1967, επίσης από COLEMAN 1977) στην περίπτωση μικρών υπερβασικών σωμάτων, είναι συνηθισμένο κατά τη σερπεντινίωση η οποία προκύπτει από περιοχική μεταμόρφωση να έχουμε εισβολή διαλυμάτων πλούσιων σε CO_2 και SiO_2 ειδικά στα περιθώρια του υπερβασικού σώματος, οπότε προκύπτουν τάλκης, χλωρίτης και ανθρακικά ορυκτά. Γενικά η παρουσία της ρευστής φάσης ($\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$) παίζει σημαντικό ρόλο κατά την σερπεντινίωση η οποία προκαλείται από περιοχική μεταμόρφωση. Η παρουσία του σερπεντίνης σε μεταμορφωμένα υπερβασικά πετρώματα σημαίνει ότι η θερμοκρασία μεταμόρφωσης δεν ξεπέρασε τους $500-550^\circ \text{C}$. Η υπέρβαση αυτού του ορίου έχει σαν συνέπεια την αντικατάσταση του σερπεντίνης απ' το ζεύγος φορστερίτη και τάλκη, ενώ η αύξηση του CO_2 στην ρευστή φάση σταθεροποιεί, κάτω μεν από 400°C το ζεύγος χαλαζία και μαγνησίτη, ενώ στη περιοχή $400-550^\circ \text{C}$ το ζεύγος τάλκη και μαγνησίτη. Εξάλλου η συνύπαρξη σε

παραγενέσεις μεταυπερβασιτών των ορυκτών ενστατίτη και μαγνησίτη ή ανθοφυλλίτη και μαγνησίτη είναι δυνατή μόνο σε υψηλές θερμοκρασίες και εφόσον στη ρευστή φάση κυριαρχούσε το CO_2 .

Σύμφωνα λοιπόν με όλα αυτά, είναι απαραίτητο να αναφέρουμε και τις σημαντικές ποσότητες δευτερογενών ορυκτών τάλκη, χλωρίτη, αντιγορίτη και ανθρακικών ορυκτών, που μελετήθηκαν στο σερπεντινωμένο δουνίτη της περιοχής της Στρατωνίκης.

Στο υπερβασικό σώμα που μελετάμε, οι ποσότητες τάλκη που βρέθηκαν είναι περίπου 8-40% και τις περισσότερες φορές συνοδεύεται από χλωρίτη. Πρόκειται για φυλλώδη συσσωματώματα τάλκη, με χαμηλό έως μέτρια θετικό ανάγλυφο και χαμηλά τρίτης τάξεως χρώματα πόλωσης. Παρουσιάζει συχνά ακτινωτή διάταξη με μεγάλα φύλλα που είναι ορατά και μακροσκοπικά. Εντυπωσιακή είναι η εικόνα του τάλκη που αναπτύσσει ριπίδια σαν “βεντάλια” (εικόνα 25,26).

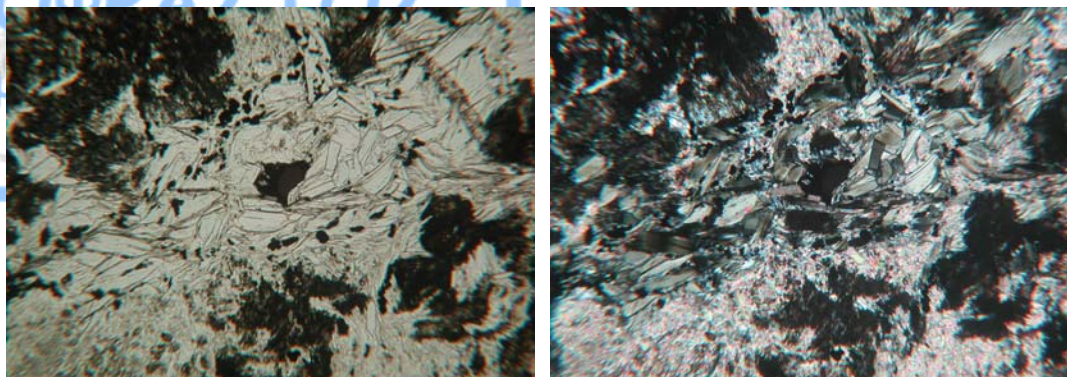


Εικόνα 25 : Τάλκης και χλωρίτης με μεταλλοφορία (παράλληλα πολαιοειδή)

Εικόνα 26 : Τάλκης και χλωρίτης με μεταλλοφορία (κάθετα πολαιοειδή)

Η παρουσία του τάλκη είναι έντονη σε σημεία όπου το υπερβασικό σώμα είναι ισχυρά τεκτονισμένο, καθώς και στα περιθώρια αυτού. Σύμφωνα με τις απόψεις που προαναφέραμε ο τάλκης προέρχεται από την αντικατάσταση του σερπεντίνης, όταν επέδρασαν πάνω σ’ αυτόν διαλύματα πλούσια σε SiO_2 . Σε τεκτονισμένες περιοχές, καθώς και στα περιθώρια του υπερβασικού σώματος ήταν εύκολη η κυκλοφορία των διαλυμάτων αυτών, με αποτέλεσμα εκεί ακριβώς να σχηματιστεί ο περισσότερος τάλκης.

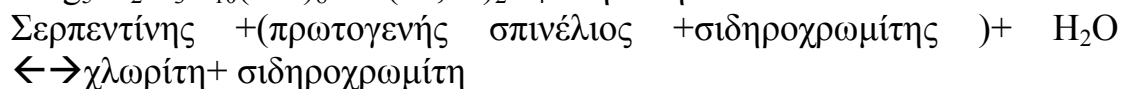
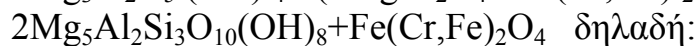
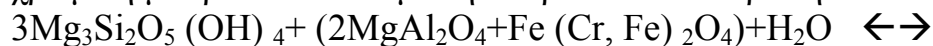
Οι κρύσταλλοι του χλωρίτη βρίσκονται σε φυλλάκια πολύ μικρού μεγέθους αλλά παρατηρήθηκαν και πολύ μεγάλα φύλλα, καλά αναπτυγμένα. Παρουσιάζουν, κυματοειδή κατάσβεση και έχουν μέτριο ανάγλυφο. Στο μικροσκόπιο, μόνο με πολωτή φαίνονται άχρωμοι, ενώ με πολωτή και αναλυτή, χαρακτηριστικό τους είναι τα ανώμαλα χρώματα πόλωσης (κυανά, καστανά) και ότι μέσα στα φύλλα του χλωρίτη εγκλείονται μικροί κόκκοι σουλφιδίων. Οι κρύσταλλοι του χλωρίτη εκτοπίζονται συχνά από φλεβίδια ανθρακικών ορυκτών τα οποία τέμνουν ή διαπερνούν παράλληλα τις ταινίες. Ο χλωρίτης επίσης εμφανίζεται να αναπτύσσει ριπίδια σαν “βεντάλια” (εικόνα 23,24).



Εικόνα 23 : Φύλλα χλωρίτη (παράλληλα πολαιοειδή)

Εικόνα 24 : Φύλλα χλωρίτη (κάθετα πολαιοειδή)

Σύμφωνα με τον Miller (1953) ο χλωρίτης δημιουργείται κατά την σερπεντινίωση και τείνει να αντικαταστήσει σταδιακά τον χρωμίτη. Οι Beeson & Jackson (1969) πιστεύουν ότι ο σχηματισμός του χλωρίτη γύρω από το χρωμίτη έχει σχέση με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη και πρέπει να συμβαίνει περίπου με την σερπεντινίωση του δουνίτη. Αντίθετα ο Mitra (1972) πιστεύει ότι η γένεση του χλωρίτη είναι μεταγενέστερη της σερπεντινίωσης. Σύμφωνα με τον Mitra το Al που ελευθερώνεται με την εξαλλοίωση του χρωμίτη, μεταναστεύει προς τα έξω και μετατρέπεται το σερπεντίνη σε χλωρίτη χωρίς ή με Fe και Cr. Ο Springer (1974) δέχεται ότι ο σχηματισμός του χλωρίτη γύρω από τον χρωμίτη μπορεί να δωθεί με την παρακάτω αντίδραση:



Η αντίδραση αυτή πραγματοποιείται κάτω από συνθήκες γενικής μεταμόρφωσης αμφιβολιτικής φάσης.

Οι Σκαρπέλης και Οικονόμου (1979) σε μια εργασία τους για τους χρωμίτες του Γοματίου, παρατήρησαν ότι οι κόκκοι του χρωμίτη περιβάλλονται από μια ζώνη με υψηλότερη ανακλαστικότητα η οποία αποτελείται από σιδηροχρωμίτη και χλωρίτη σε μυρμηκιτική σύμφυση. Παρόμοιες συμφύσεις παρατηρήθηκαν και χωρίς την ύπαρξη χρωμιτικού πυρήνα. Σύμφωνα με αυτούς η περιφερειακή ζώνη σιδηροχρωμίτη – χλωρίτη των χρωμιτικών κόκκων προέκυψε με μετασωματικές διεργασίες συγχρόνως με την σερπεντινίωση, η οποία ήταν αποτέλεσμα ισχυρού τεκτονισμού. Έτσι ο σιδηροχρωμίτης σχηματίστηκε με διάχυση Fe^{2+} από τον ολιβίνη προς τον χρωμίτη ενώ απομακρύνθηκαν Mg^{2+} και Al^{3+} . Το Al^{3+} δεσμεύτηκε από τον σερπεντίνη και δημιουργήθηκε χλωρίτης.

Τέλος τα ανθρακικά ορυκτά, σχηματίζουν φλεβίδια, φλέβες και ακανόνιστες συγκεντρώσεις. Τα φλεβίδια αυτά περιέχουν μαγνησίτη, δολομίτη ή και ασβεστίτη. Συχνά ο μαγνησίτης είναι

κρυπτοκρυσταλλικός και σχηματίζει σφαιροειδείς συγκεντρώσεις στο εσωτερικό των φλεβιδίων. Χαρακτηριστικό για ορισμένα φλεβίδια είναι ότι, στο εσωτερικό τους περιέχουν ανθρακικά ορυκτά τα οποία αναπτύσσονται παράλληλα στα τοιχώματα και τα οποία περιβάλλονται από ινώδη ανθρακικά ορυκτά τα οποία διατάσσονται κάθετα στα τοιχώματα των φλεβιδίων. Επίσης τα φλεβίδια αυτά περιβάλλονται από ζώνες πληρωμένες με μικρούς και τυχαία προσανατολισμένους βελονοειδείς κρυστάλλους σερπεντίνη. Αυτό δείχνει ότι τα φλεβίδια των ανθρακικών ορυκτών δημιουργήθηκαν μέσα σε ρωγμές του πετρώματος μαζί με τον σερπεντίνη, ως αποτέλεσμα τεκτονισμού και ανόδου διαλυμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

3.1 ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΧΡΩΜΙΤΗΣ ΚΑΙ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΣΤΟ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΟ ΣΩΜΑ

Στους δουνίτες της περιοχής μελέτης, μπορούν να διακριθούν δύο κατηγορίες μεταλλικών ορυκτών, ανάλογα με το χρόνο σχηματισμού τους:

α) Χρωμίτης.

β) Μαγνητίτης, σιδηροχρωμίτης, χαλκοπυρίτης και σουλφίδια: Fe (σιδηροπυρίτης, μαγνητοπυρίτης), Fe-Ni (πεντλανδίτης) και Ni (μλλερίτης).

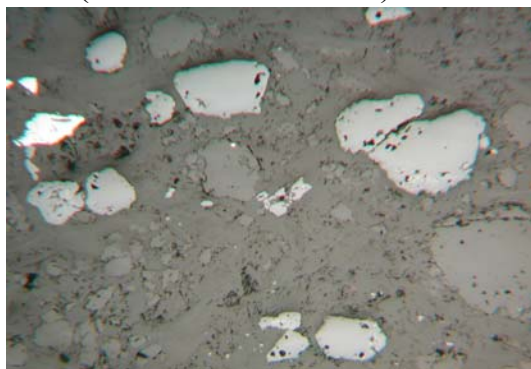
Ο χρωμίτης αποτελεί επουσιώδες ορυκτό των δουνιτών που κρυσταλλώθηκε στο υδρομαγματικό στάδιο ως πρωτογενές ορυκτό του πετρώματος. Τα υπόλοιπα ορυκτά, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια, έχουν δημιουργηθεί πολύ αργότερα ως αποτέλεσμα μετα-μαγματικών διεργασιών που προκάλεσαν και τα φαινόμενα σερπεντινίωσης, ταλκοποίησης και χλωριτίωσης των δουνιτών.

Πρέπει να επισημανθεί, ότι η μεταλλοφορία παρουσιάζεται μέσα στο πέτρωμα διάσπαρτη, είτε με μικρά φλεβίδια, είτε πληρώνει τα διάκενα παλαιότερων ορυκτών. Η παρουσία των σουλφιδίων με τις μορφές αυτές, συνδέεται με τις έντονα εξαλειωμένες θέσεις του δουνίτη.

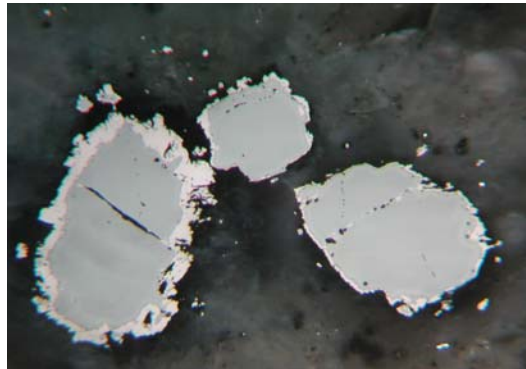
Στη συνέχεια γίνεται αναλυτική περιγραφή του τρόπου παρουσίας των μεταλλικών ορυκτών και των σχέσεων μεταξύ τους.

Ο χρωμίτης (FeCr_2O_4) αποτελεί ένα σύστημα μεικτών κρυστάλλων του τύπου $(\text{Fe, Mg}) (\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$ με μικρότερες ποσότητες Zn , Mn , Ti . Το χρώμα του μακροσκοπικά είναι μαύρο, ενώ στο μικροσκόπιο έχει σκοτεινό τεφρό μέχρι καστανότεφρο χρώμα. Κρυσταλλώνεται στο κυβικό σύστημα με σχήμα κρυστάλλων κυρίως αποστρογγυλεμένα οκτάεδρα και δεν εμφανίζει σχισμό. Ο χρωμίτης έχει χαμηλή ανακλαστικότητα και δεν παρουσιάζει διπλοανακλαστικότητα. Είναι σημαντικό να επισημάνουμε, πως ο χρωμίτης εμφανίζει κατακλαστική υφή ως αποτέλεσμα τεκτονικών πιέσεων ή ακόμη και της σερπεντινίωσης, και μπορεί να αντικατασταθεί από τον μαγνητίτη (εικόνα 18).

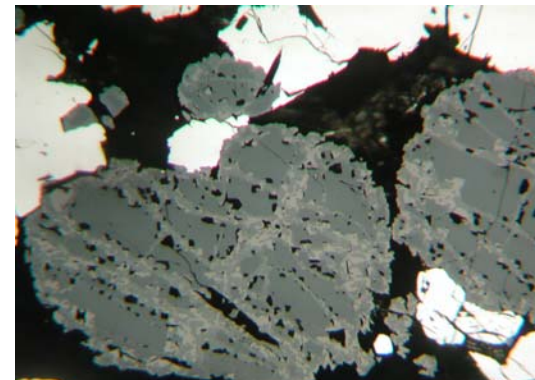
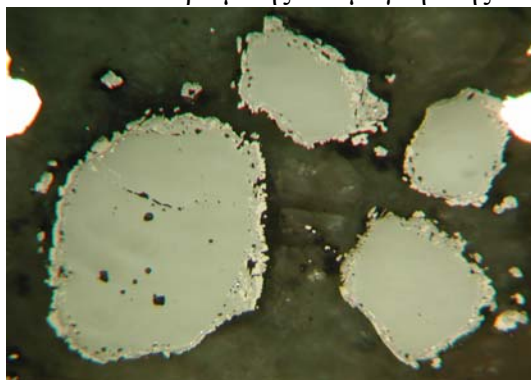
Μικροσκοπικές παρατηρήσεις του χρωμίτη φανερώνουν την παρουσία του στο υπερβασικό σώμα της Στρατωνίκης σε ποσοστό έως 5% . Συνήθως εμφανίζεται με τέλεια ιδιόμορφους κόκκους (εικόνα 19) ή υπιδιόμορφους (τομή αποστρογγυλεμένων οκτάεδρων) (εικόνα 17). Πολλοί από τους χρωμιτικούς κόκκους είναι κατακλασμένοι και περιέχουν στις ρωγμές τους σερπεντίνη (εικόνα 22). Επίσης παρατηρήθηκαν χρωμιτικοί κόκκοι να διασπώνται από φλεβίδια ανθρακικών ορυκτών. Ορισμένοι πάλι εγκλείουν ωσειδή σώματα ολιβίνη. Αυτά πιστεύεται ότι αποτελούν σταγόνες αρχικού βασαλτικού μάγματος το οποίο έχει εγκλωβιστεί μέσα στον χρωμίτη κατά την κρυστάλλωσή του (McDONALD 1965).



Εικόνα 17 : Παράλληλη διάταξη χρωμιτών

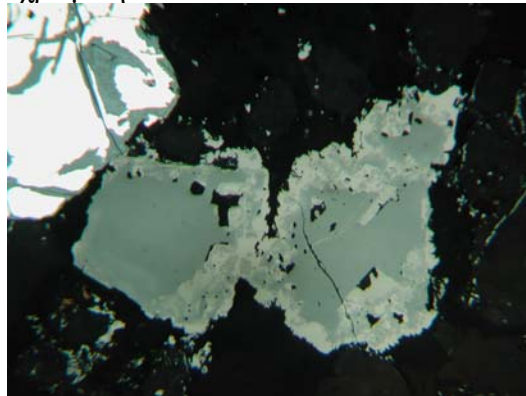
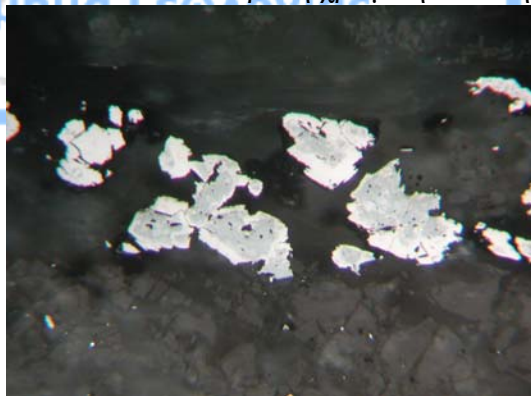


Εικόνα 18 : Χρωμίτης και μαγνητίτης



Εικόνα 19 : Ιδιόμορφοι χρωμίτες

Εικόνα 20 : Μετατροπή χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη

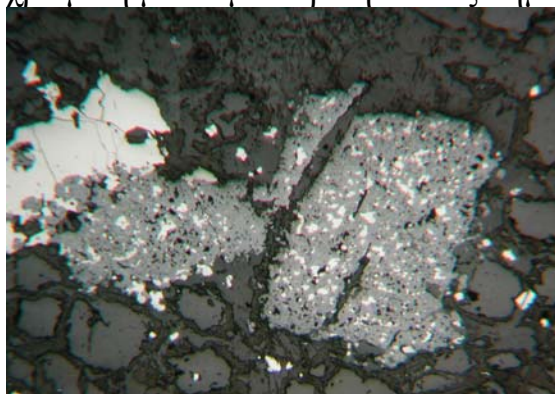


Εικόνα 22 : Προχωρημένη μεταβολή χρωμίτη σε διάταξη σερπεντινωμένης φλέβας

Εικόνα 21 : Μετατροπή χρωμίτη

Παρόλο που θεωρείται σταθερό ορυκτό εντούτοις, ως αποτέλεσμα σερπεντινίωσης ή της μεταμόρφωσης, είναι δυνατό να αρχίζει σταδιακά να εξαλλοιώνεται κατά θέσεις αποκτώντας υψηλότερη φωτεινότητα και να δημιουργεί το «σιδηροχρωμίτη» (εικόνα 20,21). Δεν πρόκειται για συγκεκριμένη ορυκτολογική φάση, αλλά κάτι ενδιάμεσο από οπτική και χημική άποψη μεταξύ χρωμίτη και μαγνητίτη. Πολλές φορές γύρω από το σύστημα χρωμίτη – σιδηροχρωμίτη αναπτύσσονται μικροί κρύσταλλοι μαγνητίτη που σταδιακά εξελίσσεται σε αιματίτη.

Ο χρωμίτης εμφανίζεται με τον σιδηροπυρίτη με ποικίλους τρόπους. Μικροσκοπικές παρατηρήσεις δίνουν την εικόνα του σιδηροπυρίτη να καλύπτει τα κενά του χρωμίτη (εικόνα 14), άλλες φορές να τείνει να αναπτυχθεί γύρω του και σε αρκετά σημεία τον υπερκαλύπτει δημιουργώντας εγκλείσματα χρωμίτη μέσα στο σιδηροπυρίτη. Είναι φανερό λοιπόν πως ο σιδηροπυρίτης χρησιμοποιεί τον χρωμίτη ως πυρήνα για να αναπτυχθεί. Τέλος πρέπει να αναφερθεί και η σχέση του χρωμίτη με το μιλλερίτη καθώς δημιουργούν σύμφυση.

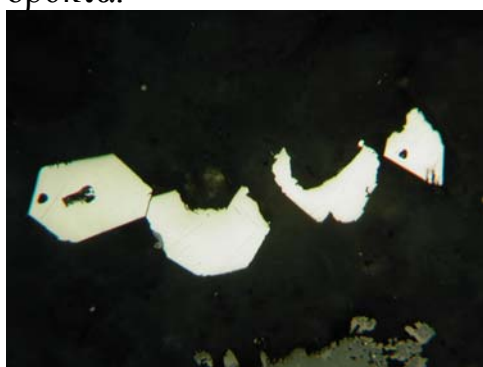


Εικόνα 14 : Ποικιλτική σχέση χρωμίτη με σιδηροπυρίτη

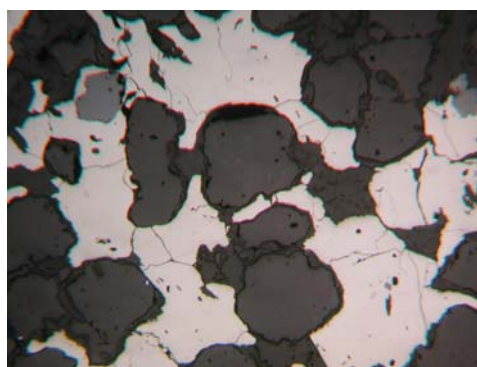
Σιδηροπυρίτης

Ο σιδηροπυρίτης FeS_2 , μικροσκοπικά έχει χρώμα λευκοκίτρινο ενώ μακροσκοπικά, φωτεινό ορειχάλκινο κίτρινο και ισχυρή λάμψη. Η ανακλαστικότητα του είναι πολύ υψηλή, ενώ δεν παρουσιάζει διπλοανακλαστικότητα. Μερικές φορές παρουσιάζει ελαφριά ανισοτροπία με σκοτεινά κυανοπράσινα, πορτοκαλέρυθρα χρώματα. Η ανισοτροπία αυτή, που παρουσιάζει ο σιδηροπυρίτης (ένα τυπικά ισότροπο ορυκτό) είναι αποτέλεσμα πιθανών συμπίεσεων που υπέστη ο σιδηροπυρίτης κατά τη διάρκεια της ανακρυστάλλωσης του ή είναι αποτέλεσμα της παρουσίας As στο μόριό του.

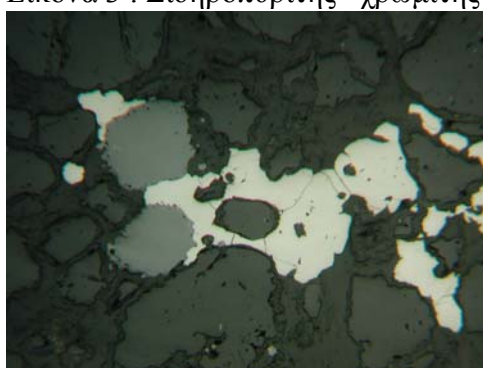
Μικροσκοπικές παρατηρήσεις μας οδηγούν στο συμπέρασμα, ότι ο σιδηροπυρίτης είναι το κυριότερο σουλφίδιο που βρίσκεται στο οφειολιθικό σώμα που μελετάμε σε ποσοστό περίπου 10% και εμφανίζεται ιδιόμορφος (εικόνα 1) αλλά και σε συμφύσεις με άλλα ορυκτά.



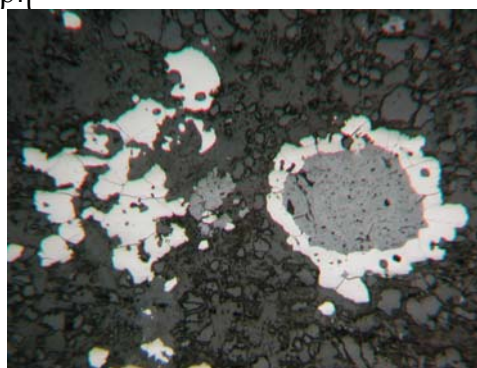
Εικόνα 1 : ιδιόμορφοι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη



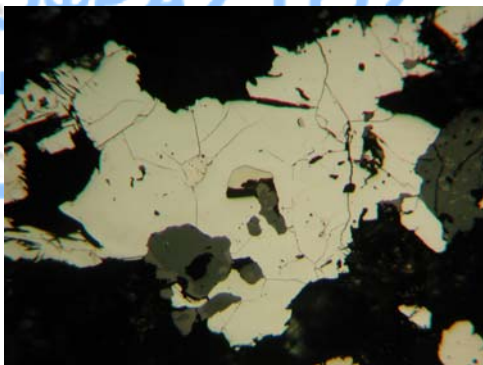
Εικόνα 3 : Σιδηροπυρίτης– χρωμίτης στην άκρη



Εικόνα 2 : Σιδηροπυρίτης με εγκλείσματα πετλανδίτη – χρωμίτης στην άκρη



Εικόνα 6: Περίβλημα σιδηροπυρίτη σε χρωμίτη



Εικόνα 10 : Σιδηροπυρίτης με εγκλείσματα χαλκοπυρίτη και μιλλερίτη

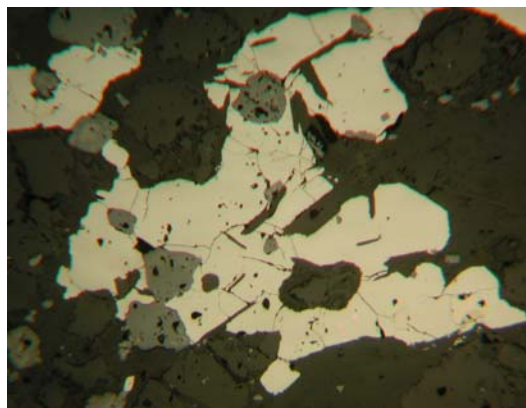
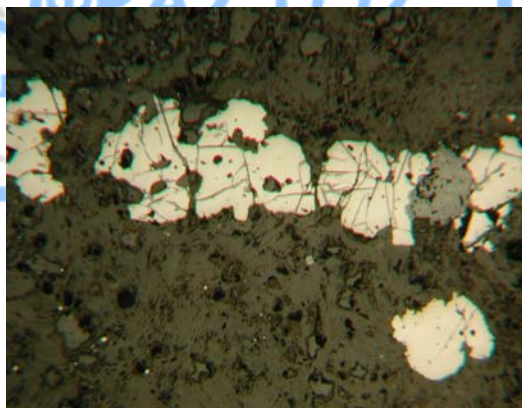
Εικόνα 9 : Ιδιόμορφος κρύσταλλος μαγνητοπυρίτη μέσα σε σιδηροπυρίτη

Τοπικά αναπτύσσεται σε κομβολοειδή μορφή παράλληλα διαταγμένος και γύρω από τον χρωμίτη, καθώς τον χρησιμοποιεί σαν πυρήνα για να αναπτυχθεί. Επίσης εμφανίζεται να πληρώνει και τα κενά του χρωμίτη. Αυτό φανερώνει πως ο σιδηροπυρίτης είναι νεότερος (εικόνες 2,3,6).

Μέσα στον σιδηροπυρίτη βρίσκονται εγκλείσματα χαλκοπυρίτη (εικόνα 10) και μαγνητοπυρίτη (εικόνα 9). Σε αυτή την περίπτωση έχουμε απλή σύμφυση των ορυκτών με το σιδηροπυρίτη που πιθανόν να προήλθε από την διείσδυση των ορυκτών από μικρά σπασίματα στους κρυστάλλους του σιδηροπυρίτη λόγω της μεγάλης πλαστικότητας που παρουσιάζουν αυτά τα ορυκτά. Πάντα όπως παρατηρήθηκε, εμφανίζεται ο μαγνητοπυρίτης σαν εγκλείσμα μέσα στο σιδηροπυρίτη.

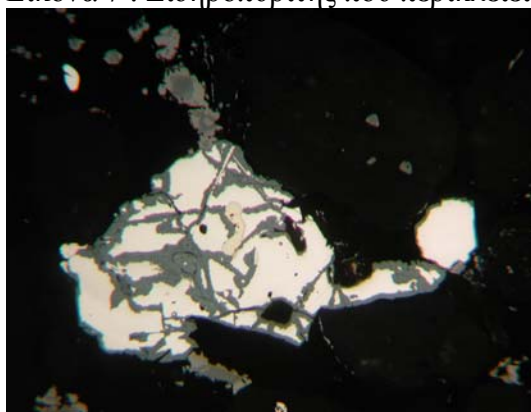
Επίσης τοπικά παρατηρείται ακανόνιστος και ασχημάτιστος, σε μεγάλους κρυστάλλους και εμφανίζεται με σουλφίδια Fe-Ni, Ni. Συγκεκριμένα παρουσιάζει συμφύσεις με τον πεντλανδίτη και το μιλλερίτη (εικόνα 10), όπου ακτίνες μπραβοΐτη αναπτύσσονται μέσα στο σιδηροπυρίτη με χρώμα καφετί- κίτρινο.

Συνοπτικά, μπορεί να περιγραφεί ο σιδηροπυρίτης, ως ακανόνιστος – ιδιόμορφος, εξαιτίας της πληθώρας εγκλεισμάτων που παρουσιάζει. Τα ορυκτά που βρέθηκαν με τη μορφή κρυστάλλων μέσα στο σιδηροπυρίτη προϋπήρχαν της ανακρυστάλλωσης του. Χαρακτηριστική είναι η ανάπτυξη του σιδηροπυρίτη γύρω από ολιβίνη (εικόνα 7). Τέλος σημειώνεται ότι συναντάται λειμωνιτιωμένος σιδηροπυρίτης, όπου ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται να αλλοιώνεται από τον λειμωνίτη που φαίνεται να τον περικυκλώνει (εικόνα 4,13).



Εικόνα 4 : Διάταξη σε φλέβες σιδηροπυρίτη και μετατροπή σε λειμωνίτη

Εικόνα 7 : Σιδηροπυρίτης που περικλείει σύνδρομα και χρωμίτη



Εικόνα 13 : Μετατροπή σιδηροπυρίτη σε λειμωνίτη σε σερπεντινωμένη θέση, με εγκλείσματα χαλκοπυρίτη

Μαγνητίτης

Ο μαγνητίτης ($\text{Fe}^{++}\text{Fe}^{+++}\text{O}_4$), έχει χρώμα τεφρό με καστανωπή χροιά. Η ανακλαστικότητα του είναι χαμηλή έως μέτρια και δεν έχει διπλοανακλαστικότητα. Ο μαγνητίτης είναι η μορφή οξειδίου του σιδήρου, που είναι σταθερή σε υψηλή θερμοκρασία και σε χαμηλή πίεση οξυγόνου. Είναι ισότροπο ορυκτό με τέλεια κατάσβεση. Η μετατροπή του μαγνητίτη σε ιλμενίτη παρατηρείται στον αμφιβολιτικό σχιστόλιθο (μαγνητίτης $\leftrightarrow$ ιλμενίτη, 650°C). **Φωτ Δ1** Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως απόμειξη και έχει ιδιαίτερη σημασία γιατί η θερμοκρασία απομείξεως αποτελεί ένα κατώτερο όριο σχηματισμού της μελετουμένης παραγενέσεως.

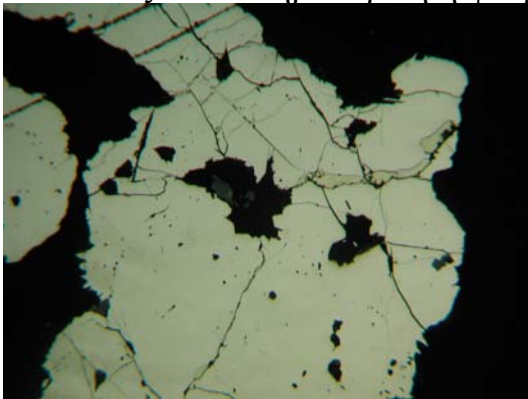
Η μεταλλοφορία του μαγνητίτη αναπτύσσεται ως μικρές διασπορές ή μικροφλεβίδια. Συχνά αναπτύσσεται επιταξικά πάνω στους κόκκους του χρωμίτη. Ορισμένα μάλιστα φλεβίδια, είναι ακανόνιστα φαινόμενα μετατροπής σε αιματίτη, με τη μορφή βελώνων, και εμφανίζονται στα διάκενα των πυριτικών ορυκτών. **Φωτ. Α3 ή Β7**

Σε μια σπάνια εμφάνιση του μαγνητίτη με τον σιδηροπυρίτη, παρατηρείται ο μαγνητίτης να τείνει να αναπτυχθεί γύρω από τον σιδηροπυρίτη. **Φωτ. ΔΑ1**

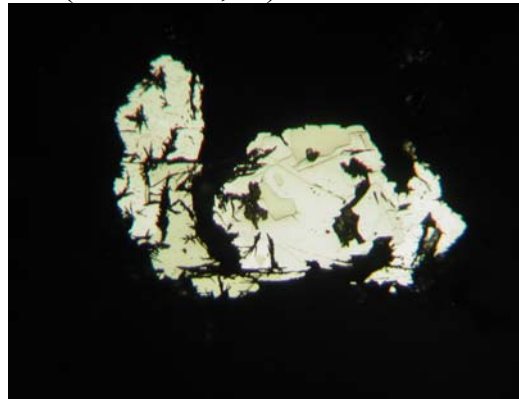
Χαλκοπυρίτης

Ο χαλκοπυρίτης (CuFeS_2), είναι τυπικός κίτρινος με ελαφριά πορτοκαλί χροιά. Η ανακλαστικότητα του είναι αρκετά υψηλή ενώ δεν παρατηρείται διπλοανακλαστικότητα. Έχει αδύνατη μέχρι πολύ αδύνατη ανισοτροπία.

Αναπτύσσεται κυρίως σε ακανόνιστους κόκκους μικρών μεγεθών που βρίσκονται διάσπαρτοι στα σύνδρομα ορυκτά αλλά και μέσα στους κρυστάλλους του σιδηροπυρίτη ή φλεβικά (εικόνα 12,15).



Εικόνα 12 : Φλέβα χαλκοπυρίτη σε σιδηροπυρίτη

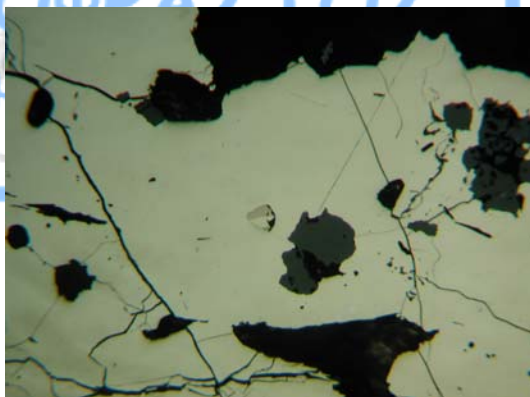


Εικόνα 15 : Σύμφυση σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτη με εγκλείσματα πετλανδίτη

Μαγνητοπυρίτης

Ο μαγνητοπυρίτης (FeS) έχει χρώμα φωτεινό κίτρινο προς το ροδοκαστάνινο, με αρκετά υψηλή ανακλαστικότητα και ευκρινή διπλοανακλαστικότητα στο λάδι. Παρουσιάζει ισχυρή ανισοτροπία, με χρώματα κυρίως τεφροκίτρινα, καστάνινα μέχρι ερυθρώπα. Εμφανίζεται πάντα σαν έγκλεισμα μέσα στο σιδηροπυρίτη. Η σχέση του μαγνητοπυρίτη είναι άμεση με τον σιδηροπυρίτη, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο (εικόνα 11).

Αξίζει να σημειωθεί, ότι τοπικά έχουμε εμφάνιση σιδηροπυρίτη μέσα σε μαγνητοπυρίτη και αλλοίωση του σιδηροπυρίτη σε λειμωνίτη, στην επαφή του με τον μαγνητοπυρίτη. **Φωτ.Δ1**

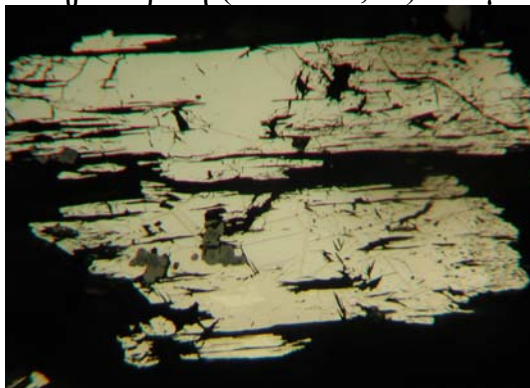


Εικόνα 11 : Έγκλεισμα σε σιδηροπυρίτη από μαγνητοπυρίτη και πετλανδίτη

Πεντλανδίτης

Ο πεντλανδίτης ($(Fe,Ni)_9S_8$) έχει χρώμα κιτρινωπό. Τα $8/9$ των ατόμων (Fe,Ni) περιβάλλονται από τετραεδρικά και το $1/9$ οκταεδρικά από το S. Τα Fe και Ni μπορεί να υπάρχουν σε διαφορετικές αναλογίες, αλλά συνήθως το $Ni \geq Fe$. Παρουσιάζει υψηλή ανακλαστικότητα και δεν παρουσιάζει διπλοανακλαστικότητα και σχηματίζει αλλοτριόμορφους κόκκους.

Εμφανίζεται πάντα με το σιδηροπυρίτη και παρουσιάζει συμφύσεις με σιδηροπυρίτη (εικόνα 5,11) και μίλλερίτη. **φωτ. Β6. Γ8**

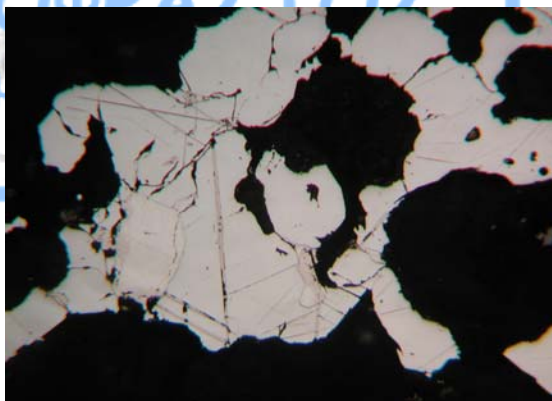


Εικόνα 5 : Σύμφυση σιδηροπυρίτη με πετλανδίτη με μορφή βελονών & ακανόνιστων μαζών

Μίλλερίτης

Ο μίλλερίτης ($\beta-NiS$) έχει χρώμα φωτεινό κίτρινο- πορτοκαλί, έχει υψηλή ανακλαστικότητα και πάρα πολύ αδύνατη διπλοανακλαστικότητα. Αναπτύσσεται σε ακτινόμορφα συσσωματώματα **φωτ.Γ8(2)** ή σε κρυστάλλους με βελονοειδές σχήμα **φωτ.Γ8(1) ή Β1** και πιο σπάνια σε αλλοτριόμορφα κοκκώδη συσσωματώματα. **Φωτ,Γ8(3)**

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενες παραγράφους ο μίλλερίτης εμφανίζεται σε συμφύσεις με σιδηροπυρίτη, πεντλανδίτη (εικόνα 16) και χρωμίτη.



Εικόνα 16 : Βελόνα πετλανδίτη και μίλλερίτη μέσα σε σιδηροπυρίτη

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

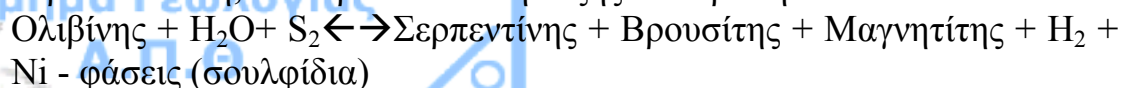
4.1 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΡΟΠΟΥ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ

Η ύπαρξη και ο τρόπος δημιουργίας των σουλφιδίων αλλά και κραμάτων σε σερπεντινωμένους περιδοτήτες έχουν ερευνηθεί αρκετά. Ο Eckstrand (1975) αναφέρει για τον σερπεντινωμένο περιδοτίτη του Dumont (Καναδάς) την ύπαρξη των ορυκτών χεζλεγουδίτης (Ni_3S_2), πεντλανδίτης, Co-ούχος πεντλανδίτης, μίλλερίτης, $((\text{Ni}, \text{Fe})_3\text{S}_4)$, σιδηροπυρίτης, μαγνητοπυρίτης, βαλλερίτης, αυτοφυής χαλκός, καθώς και του κράματος αβαρουϊτης (Ni_4Fe). Σύμφωνα με τον Eckstrand τα σουλφίδια και ο αβαρουϊτης δημιουργήθηκαν κατά την σερπεντινίωση. Έτσι, συσσωματώματα σουλφιδίων συνυπάρχουν με μαγνητίτη ο οποίος είναι και αυτός προϊόν της σερπεντινίωσης. Επίσης χαρακτηριστικό είναι ότι τα σουλφίδια και ο αβαρουϊτης βρίσκονται πάντα μέσα ή σε επαφή με σερπεντίνη, και ποτέ μέσα σε ολιβίνη.

Οι Constantinides, Kingston & Fisher (1979) αναφέρουν ότι μέσα στα σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα του Κοκκινόροτσου (Κύπρος) εκτός από τα κοινά πυριτικά (αντιγορίτης, χρυσοτίλης, χλωρίτη), ανθρακικά (μαγνησίτης, ασβεστίτης), τους σπινέλλιους (χρωμίτης, μαγνητίτης) και τα κοινά σουλφίδια (σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, μαγνητοπυρίτης), εντοπίστηκαν τα ορυκτά τρεβορίτης (NiFe_2O_4), χεζλεγουδίτης (Ni_3S_2) καθώς και τα κράματα Ni-Fe (αβαρουϊτης) και Cu-Zn.

Ακόμη, οι Filippidis & Annerstsn (1981) αναφέρουν για σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα της Σουηδίας την ύπαρξη των ορυκτών πεντλανδίτης, χεζλεγουδίτης, σιδηροπυρίτης και μακιναουϊτης $((\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_{1-x})$. Τα σουλφίδια αυτά σχετίζονται συχνά με μαουχερίτη (Ni_3As_2), κράματα Ni-Fe (αβαρουϊτη) και ενώσεις Ni-Sb. Οι παραπάνω ερευνητές συμφωνούν κατά κάποιο τρόπο με τις απόψεις του Eckstrand

(1975) και δέχονται ότι τα σουλφίδια δημιουργήθηκαν κατά την σερπεντινίωση, ενώ προτείνουν την εξής αντίδραση:



Όπως φαίνεται, για τον σχηματισμό των σουλφιδίων κατά την σερπεντινίωση απαιτείται ενεργός συμμετοχή του S_2 στην ρευστή φάση. Επίσης κατά την διαδικασία αυτήν το Ni εισέρχεται και στο πλέγμα του μαγνητίτη.

Φυσικά, για όλες τις παραπάνω περιπτώσεις «δότης» του Ni θεωρείται ο ολιβίνης ο οποίος μπορεί να περιέχει στη δομή του σημαντικά ποσά Ni . Επίσης όπως έχει αναφερθεί ο ολιβίνης είναι και δότης του Fe ο οποίος κατά την σερπεντινίωση απελευθερώνεται και σχηματίζεται μαγνητίτης (Fe_3O_4).

Σύμφωνα λοιπόν με την μελέτη αυτή φανερώνεται η άμεση σχέση της μεταλλογένεσης και της σερπεντινίωσης. Η σερπεντινίωση «πιθανόν» προκλήθηκε από την παρουσία ηφαιστειακού σώματος που προσέφερε τα ρευστά με SiO_2 , S_2 για την δημιουργία των ορυκτών, μαζί με τα Fe , Ni , Co που ελευθερώνονται από τον ολιβίνη. Κατά αυτόν τον τρόπο λοιπόν το Mg σχηματίζει τον σερπεντίνη, τον χλωρίτη και τον τάλκη ανάλογα με τον βαθμό της σερπεντινίωσης. Τα σίδηρο-νικελιούχα επίσης σχηματίζουν τον μαγνητίτη, τον πεντλανδίτη και το μιλλερίτη αναλόγως. Η περιεκτικότητα του σιδήρου μειώνεται και η περιεκτικότητα του νικελίου και του κοβαλτίου αυξάνονται κατά την σερπεντινίωση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BEESON M.H. & JACKSON E.D (1969). Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana. *American Mineralogist*, 54(2), 1084-1100.

COLEMAN R. G. (1977). Ophiolites. *Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer – Verlag, New York.

COLEMAN R. G. & PETERMAN Z. E. (1975). Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80, 1099 -1108.

CONSTANTINIDES C. C., KINGSTON G. A. & FISHER P.C. (1979). The occurrence of platinum group minerals in the chroditites of the Kokkinorotsos chrome mine, Cyprus. *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Nicosia, 93 - 101.

CHRISTENSEN N.I. & SALISBURY M. H. (1975). Structure and construction of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Physics*, 13, 57 – 86.

DABITZIAS G.S. (1980). Petrology and the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. *Econ. Geology*, 75, 1138 -1151.

DE WET A. P., MILLER J. A., BICKLE M. J. & CHAPMAN H. J. (1989). Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki peninsula northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 65 – 79.

ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Σ. (1974). Πετρολογική μελέτη των μιγματιτικών γνευσίων και αμφιβολιτών των περιοχών Ρεντίνας – Ασπροβάλτας, Σταυρού – Ολυμπιάδας. Διδακτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.

DIXON J. & DIMITRIADIS S. (1984). Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbomacedonian massif, near Lake Volvi, N – E Greece. *J. Geol. Soc. special publ.*, 17, 603 – 618.

ECKSTRAND O. R. (1975). The Dumont serpentinite : a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geology*, 70, 183 -201.

ERNST W.G. (1974). Metamorphism and ancient continental margins. In: *The Geology of Continental Margins*, 907 -919. Springer, New York.

FILIPIDIS A. & ANNERSTEN H. (1981). Mica partitioning between silicates and ore minerals in serpentized ultramafic rocks from the Swedish caledonides. *UUDMP research reports*, Nj 24.



ΓΚΟΝΤΕΛΙΤΣΑΣ Α. (1989). Τα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής των Ν. Ρόδων Χαλκιδικής και η συνδεόμενη με αυτά μεταλλοφορία. Διπλωματική εργασία.

HALL R. (1984). Ophiolites: figments of oceanic lithosphere? Ophiolite and Oceanic Lithosphere. Geol. Special publ., 13, 393 – 404.

HELWIG J. & HALL G. A. (1974). Steady state trenches? Geology, 2, 309 – 316.

ΚΑΡΥΣΤΙΝΑΙΟΣ Ν. (1984). Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης των Σερρών. Λιθοστρωματογραφία, βιοστρωματογραφία και τεκτονική. Διδακτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.

ΚΑΣΩΛΗ – ΦΟΥΡΝΑΡΑΚΗ Α. (1981). Συμβολή στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής Μάζας. Διδακτ. Διατριβή Α.Π.Θ.

KAUFFMAN G., KOCKEL F. & MOLLAT H. (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the Innermost Zone of the Hellenides (N Greece). Bull. Soc. Geol. France, 18, 225 – 230.

KOCKEL F., MOLLAT H. & WALTER H. (1977). Erlauterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki ynd angrenzender Cebiete 1:100.000 (Nord Griechenland). Hannover.

KOUKOUSAS C. (1972). Le chevauchment de Strymon dans la region de la frontiere Greco – Bulgare. Z. Dt. Geol. Ges., 123, 343 – 347.

MERCIER J. (1968). Contribution a l' evolution magmatique des zones internes des Hellenides. Ann. Geol. Des Pays Hell., xx, 599 – 750.

ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ Κ.,(1999). Σημειώσεις εργαστηριακών ασκήσεων μεταλλογραφικού μικροσκοπίου.

ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ Κ., ΒΑΒΕΛΙΔΗΣ Μ. & ΦΙΛΙΠΠΙΔΗΣ Α. (1991). Σημειώσεις κοιτασματολογίας Ι & ΙΙ. Α.Π.Θ.

MITRA S. (1972). Metamorphic “rims” in chromites from Sukinda, Orissa, India. N. Jb. Miner. Mh, 360 -375.

MILLER R. (1953). The Webster – Addie ultramatic ring, Jackson country, N. Carolina, and secondary alteration of its chromite. American Miner, 38, 1134 – 1147.

Mc DONALDA (1965). Liquid immiscibility as one factor in chromite seam formation in the Bushveld Igneous complex. *Econ. Geology*, 60, 1675 – 1685.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. University studio, Θεσσαλονίκη.

PANTAZIS T. (1980). Major oxide geochemistry and origin of the Troodos ophiolitic complex. *Bull. Mineral.*, 103, 59 – 65.

ΠΑΤΡΑΣ Δ., ΚΙΛΙΑΣ Α., ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Ε. & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (1988). Μελέτη των παραμορφωτικών φάσεων των εσωτερικών Ελληνίδων στο χώρο της Β. Ελλάδας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 139 – 157.

RALEIGH C. B. (1968). Mechanisms of plastic deformation of olivine. *J. Geoph. Research*, 73 (14), 5391 – 5406.

ROD E. (1974). Geology of tern Paqua (Discussion). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 653 – 658.

ROEDER D. H. (1973). Subduction and orogeny. *J. Geoph. Research*, 78, 5005 – 5024.

ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ Ν & ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ Μ.(1979). Γένεσις και μεταμόρφωσις του χρωμίτου της περιοχής Γοματίου, χαλκιδικής. *Ann. Geol. Des Pays Hellen.*, 29, 716 – 728.

WENNER D. B. & TAYLOR H. P. (1974). D/H and O18/O16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochim. Cosm. Acta*, 38, 1255 – 1286.