



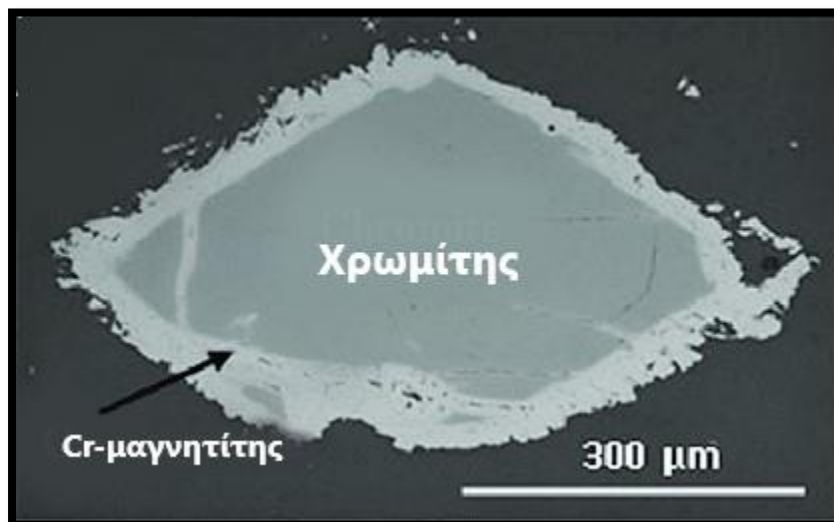
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ -  
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΑΡΤΕΜΙΣ Γ. ΑΝΤΩΝΙΟΥ

ΓΕΝΕΣΗ ΛΟΒΟΜΟΡΦΩΝ, ΑΛΠΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ  
ΧΡΩΜΙΤΗ ΣΕ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΑ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ  
2021





ARTEMIS Γ. ANTONIOY

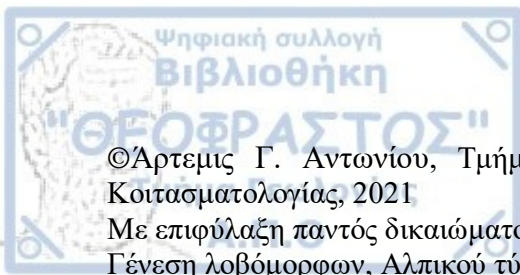
ΓΕΝΕΣΗ ΛΟΒΟΜΟΡΦΩΝ, ΑΛΠΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ ΣΕ  
ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΑ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας  
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

**Επιβλέπων Καθηγητής**

Βασίλης Μέλφος, Αναπληρωτής Καθηγητής

© Άρτεμις Γ.Αντωνίου, 2021  
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.



©Αρτεμης Γ. Αντωνίου, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, 2021

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Γένεση λοβόμορφων, Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη σε οφιολιθικά συμπλέγματα.

– Διπλωματική Εργασία

© Artemis G. Antoniou, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2021

All rights reserved.

The genesis of podiform, Alpine type chromite deposits in ophiolite complexes – *Bachelor Thesis*

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.

*Εικόνα Εξωφύλλου: Η εικόνα εξωφύλλου δείχνει μικροσκοπικά έναν κρύσταλλο χρωμίτη όπου γύρω του αναπτύσσεται χρωμιούχος μαγνητίτης*



Περίληψη.....	1
Abstract .....	2
Πρόλογος.....	3
1. Εισαγωγή .....	4
2. Οφιόλιθοι.....	6
2.1. Γενικά .....	6
2.2. Γένεση οφιολίθων.....	8
2.3. Σημαντικότητα οφιολίθων .....	12
3.Κοιτάσματα χρωμίτη συνδεδεμένα με οφιολιθικά συμπλέγματα .....	12
3.1.1 Γενικά .....	12
3.1.2 Είδη χρωμιτικών κοιτασμάτων .....	12
3.2 Μοντέλα γένεσης χρωμιτικών κοιτασμάτων .....	14
3.3 Γεωτεκτονικό περιβάλλον.....	18
3.4 Πετρολογική σύσταση.....	21
3.5 Ορυκτολογική σύσταση.....	22
4. Παγκόσμια κοιτάσματα χρωμίτη .....	22
4.1 Ομάν .....	22
4.2 Κύπρος Τροόδους.....	26
5. Ελληνικά κοιτάσματα χρωμίτη.....	30
5.1.1 Βούρινος-Όρθος-Πίνδος.....	30
5.1.2 Βούρινος .....	31
5.2 Πίνδος.....	37
5. Βιβλιογραφία.....	40



## Περίληψη

### **Γένεση λοβόμορφων, Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη σε οφιολιθικά συμπλέγματα**

#### **Άρτεμις Αντωνίου**

Η παρούσα διπλωματική πτυχιακή εργασία αναφέρεται στην γένεση λοβόμορφων, Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη των οφιολιθικών συμπλεγμάτων. Τα λοβόμορφα κοιτάσματα εμφανίζονται σε περιδοτίτες Αλπικού τύπου, έχοντας μορφή θυλάκων περιορισμένης έκτασης, ενώ οι οφιολίθοι αποτελούν τμήματα της ωκεάνιας λιθόσφαιρας που σχηματίζονται πάνω από ζώνες υποβύθισης (SSZ) σε θέση οπισθοτόξιας λεκάνης ή σε περιβάλλον διάνοιξης ωκεάνιας λεκάνης και τοποθετούνται πάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια. Τα μανδουκά τμήματα οφιολίθων φιλοξενούν την πλειοψηφία των χρωμιτικών κοιτασμάτων, τα οποία εμφανίζονται περιτυλιγμένα από δουνιτικά σώματα μέσα σε τεκτονισμένο χαρτζβουργίτη και έχουν σχηματιστεί από δυναμική κρυστάλλωση διερχόμενου μάγματος μέσα σε περιδοτίτη - χαρτζβουργίτη ή από αλληλεπίδραση μεταξύ τήγματος και πετρώματος, όπου μέσω διάχυσης αντιδρούν το πέτρωμα ξενιστής με το ανερχόμενο βασαλτικό μάγμα. Μερικά από τα πιο σημαντικά κοιτάσματα χρωμίτη παγκοσμίως που συνδέονται με οφιολιθικά συμπλέγματα βρίσκονται στον Βούρινο που φιλοξενούσε το μεγαλύτερο ορυχείο εξόρυξης χρωμίτη στην Ευρώπη, στο Ομάν που απαρτίζεται από τον ρηχότερο στρωματογραφικά και πιο καλοδιατηρημένο οφιολίθο περιέχοντας μεταλλεύματα χρωμίτη και τέλος στην Τρόοδο Κύπρου, όπου η μελέτη της γεωχημείας και κυρίως της περιεκτικότητας σε PGE παρέχει σημαντικές πληροφορίες για την γένεση των κοιτασμάτων.



## **The genesis of podiform, Alpine type chromite deposits in ophiolite complexes**

**Artemis Antoniou**

The present diploma thesis refers to the genesis of podiform, Alpine type chromite deposits in ophiolite complexes. The podiform deposits occur in Alpine type peridotites having a pod form with limited extend, while the ophiolites are part of the oceanic lithosphere that form above supra-subductions zones (SSZ) in barc-arc basin position or in ocean basin spreading environments, and are emplaced in continental margins. The mantle sections host the majority of chromite deposits, which are surrounded by dunite bodies in tectonite harzburgite and have formed by dynamic crystallization of the incoming magma, inside harzburgite - dunite canals or by interaction of melt and rock, where the host rock reacts with the incoming basaltic magma through percolation. Some of the most important chromite deposits which are related to ophiolite complexes, worldwide, are located in Vourinos, where the largest chromite mine in Europe has operated, in Oman which consists of the most shallowest stratigraphy and well maintained ophiolite with chromite ores. Finally in Cyprus, where the study of geochemistry and mostly of the PGE content gave important information about the genesis of chromite deposits.



Το θέμα της συγκεκριμένης πτυχιακής διπλωματικής εργασίας μου ανατέθηκε το 2020 από τον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κ. Βασίλειο Μέλφο, τον οποίο ευχαριστώ θερμά για την υπόδειξη του θέματος, την καθοδήγηση και τις συμβουλές του σε όλη τη διάρκεια της εργασίας αυτής.

Στο πλαίσιο της μελέτης λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη, η παρούσα πτυχιακή εργασία επιχειρεί να παρουσιάσει τα χρωμιτικά κοιτάσματα λοβόμορφα, αλπικού τύπου και τα οποία συνδέονται με οφιολιθικά συμπλέγματα.

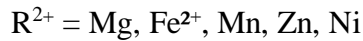
Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Β. Μέλφο, που ήταν ο επιβλέπων της πτυχιακής εργασίας, για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος θέματος, όπως και για την συνεχή βοήθειά του κατά την εκπόνηση συγκεκριμένης εργασίας. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για τη στήριξή τους σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.





## 1. Εισαγωγή

Ο χρωμίτης αποτελεί χρωμιούχο μέλος της ομάδας των σπινελίων και είναι η μοναδική πηγή που δίνει Cr αποτελώντας και το κυριότερο ορυκτό του χρωμίου. Ανήκει στα βαρέα μέταλλα, έχει μέση περιεκτικότητα 185 ppm στον στερεό φλοιό της Γης και συνιστά το 13<sup>ο</sup> πιο διαδεδομένο ορυκτό. Ο γενικός τύπος των σπινελίων είναι:  $R^{2+}R^{3+}_2O_4$  όπου:



και ο γενικός τύπος χρωμίτη είναι  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{O}(\text{Cr, Al, Fe}^{3+})_2\text{O}$ .

Παρακάτω παρουσιάζονται τα ακραία μέλη της ομάδας σπινελίου-μαγνητίτη στα οποία συμπεριλαμβάνεται και ο χρωμίτης:

1. Σιδηροχρωμίτης ή χρωμίτης με χημικό τύπο:  $\text{FeO.Cr}_2\text{O}_3$  και περιεκτικότητες: 32% FeO, 68%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$
2. Μαγνησιοχρωμίτης ή πικροχρωμίτης με χημικό τύπο:  $\text{MgO.Cr}_2\text{O}_3$  και περιεκτικότητες 21% MgO, 79%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$
3. Σπινέλιος με χημικό τύπο:  $\text{MgO.Al}_2\text{O}_3$
4. Σιδηροσπινέλιος ή ερκυνίτης με χημικό τύπο:  $\text{FeO.Al}_2\text{O}_3$
5. Μαγνησιοφερρίτης με χημικό τύπο:  $\text{MgO.Fe}_2\text{O}_3$
6. Μαγνητίτης με χημικό τύπο:  $\text{FeO.Fe}_2\text{O}_3$

Ο χρωμίτης περιέχει ιχνοστοιχεία όπως: V, Ti, Mn, Ni, Zn, Co, PGE και αποτελεί επουσιώδη φάση (~1% κ.ο.) σε βασικά-υπερβασικά πετρώματα σχηματίζοντας μεγάλα κοιτάσματα σε:

- Εστρωμένες διεισδύσεις (κύρια πηγή, >80%),
- Οφιολιθικά συμπλέγματα
- Τύπου Αλάσκας
- Κοματίτες

Για να θεωρηθεί εκμεταλλεύσιμο ένα κοιτάσμα που περιέχει χρωμίτη θα πρέπει το Cr να είναι περίπου 30%. Τα κυριότερα κοιτάσματα για την παραγωγή χρωμίου το 2016 βρισκόταν στη Νότια Αφρική (46%), στο Καζακστάν (18%), στην Τουρκία (12%), στην Ινδία (11%), στη Ζιμπάμπουε (5%), στη Φιλανδία και το Ιράν (4%) ενώ χώρες με την μεγαλύτερη κατανάλωση σε χρώμιο αποτελούν η Ιαπωνία, η Κίνα, το Καζακστάν, η Νότια Αφρική, η Γερμανία και οι Η.Π.Α. Τα παγκόσμια αποθέματα χρωμίου υπολογίζονται σε 11 δισ. τόνους

Οι χρωμίτες είναι πετρώματα που αποτελούνται από ολιβίνη συνήθως σερπεντινωμένο και από χρώμιο. Το χρώμιο περιλαμβάνει μεταξύ 12 % έως άνω του 90 % Cr-σπινέλιο. Τα κριτήρια για οικονομική αξία των μεταλλευμάτων χρωμίου ξεκινούν με περίπου 12 % Cr-σπινέλιου (Rassios, 2014).

Υπάρχουν τέσσερις τύποι χρωμιτών:

Μεταλλουργικός (75%) με  $>48\% \text{Cr}_2\text{O}_3$

Χημικός (11%) με  $>45\% \text{Cr}_2\text{O}_3$

Πυρίμαχος (11%) με  $>30\% \text{Cr}_2\text{O}_3$

Άμμος χυτηρίων (3%) με  $>35\% \text{Cr}_2\text{O}_3$

Το χρώμιο προσδίδει σκληρότητα στα κράματα που συμμετέχει, όπως και αντοχή στην οξείδωση, στη διάβρωση, σε χημικά αντιδραστήρια και σε υψηλές θερμοκρασίες. Ανάλογα με τη χρήση του, το μέταλλευμα του Cr διακρίνεται:

1. Μέταλλευμα μεταλλουργικού τύπου (67-75% της παγκόσμιας κατανάλωσης). Χρησιμοποιείται κυρίως στην κατασκευή ανοξείδωτου χάλυβα (90%), στην παραγωγή σιδηροχρωμίου, χρωμιοχάλυβα, κραμάτων(Fe-Ni/Cu-Cr). Για την παρασκευή Standard ferrochrome το  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  πρέπει να υπερβαίνει το 46%, η δε αναλογία Cr/Fe να είναι 3:1. Η περιεκτικότητα σε  $\text{SiO}_2 < 8\%$  και σε S και P  $< 0,1\%$ . Για την παρασκευή Charge ferrochrome, η αναλογία Cr/Fe μπορεί να είναι 1,6:1. Σε ορισμένα είδη ανοξείδωτου χάλυβα το χρώμιο φθάνει και το 25%.

2. Μέταλλευμα πυρίμαχου τύπου (11-18% της παγκόσμιας κατανάλωσης)  
Στον τύπο αυτό το  $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$  πρέπει να είναι  $>58\%$ , το  $\text{SiO}_2 < 4\%$ , ο  $\text{FeO} < 16\%$  και ο λόγος Cr/Fe να είναι 2-2,5: 1. Χρησιμοποιείται για την κατασκευή πυρίμαχων υλικών (π.χ. πυρίμαχα τούβλα με Mg).

3. Μέταλλευμα χημικού τύπου (20% της παγκόσμιας κατανάλωσης).  
Στο μέταλλευμα αυτού του τύπου, το  $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 44\%$ , ενώ το  $\text{SiO}_2 < 3,5\%$ . Στη χημική βιομηχανία το χρώμιο χρησιμοποιείται για την κατασκευή χρωμάτων, για την επεξεργασία του δέρματος, για επιχρωμώσεις άλλων μετάλλων, στη φωτογραφική τέχνη, στις γεωτρήσεις, ως καταλύτης κ.ά.

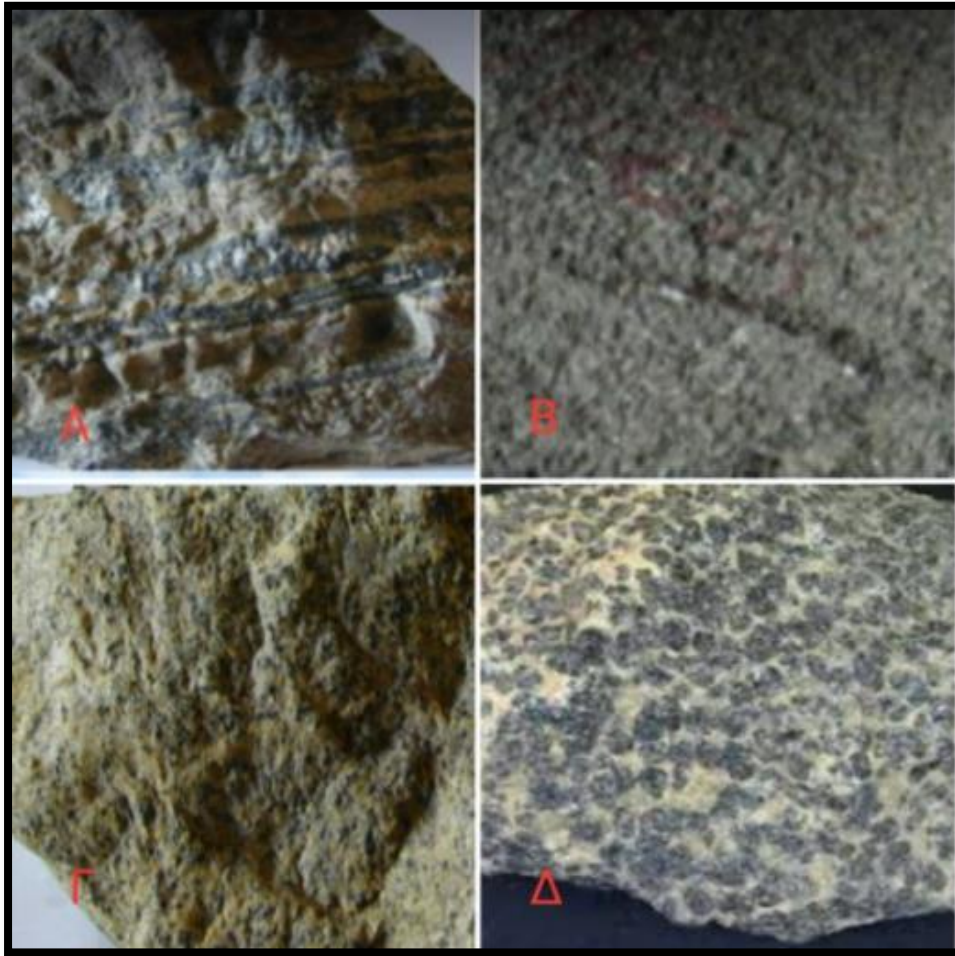
4. Άμμος χυτηρίων (3% της παγκόσμιας κατανάλωσης).  
Έχουν μέγεθος 0.2 – 0.4 mm. Το  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , σ' αυτόν τον τύπο πρέπει να υπερβαίνει το 35%. Στις άμμους χυτηρίων το μέταλλευμα αντικαθιστά το ζιρκόνιο.

Στοιχεία που ανεβάζουν την Αξία: Στο μεταλλουργικό: Cr: Fe  $> 2,8$  και PGM. Στον πυρίμαχο: Λόγος και Στοιχεία χωρίς αξία.

Επιβλαβή Στοιχεία: Στο μεταλλουργικό:  $\text{SiO}_2 > 6$ ,  $\text{P} > 0,07$ ,  $\text{S} > 0,05\%$  και στον πυρίμαχο:  $\text{SiO}_2 > 6\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 20\%$ ,  $\text{MgO} < 15\%$ .

Οι μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος χρωμίτη είναι οι εξής:

- Διάσπαρτος (disseminated or scattered)  $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 10\%$
- Ταινιωτός (schlieren)  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 17 - 22\%$
- Συμπαγής (massif)  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 30 - 55 \%$
- Μορφή λεοπαρδάλεως (nodular)  $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 40\%$



Εικόνα 1: Μορφές χρωμιτικών κοιτασμάτων. Στην Α εικόνα παρουσιάζεται ταινιωτός χρωμίτης (μαύρος), στην Β εικόνα εμφανίζεται συμπαγής χρωμίτης, στην Γ εικόνα διεσπαρμένος χρωμίτης και στην εικόνα Δ χρωμίτης με μορφή λεοπαρδάλεως.

## 2. Οφιόλιθοι

### 2.1. Γενικά

Οι οφιόλιθοι αποτελούν τμήματα της ωκεάνιας λιθόσφαιρας δηλαδή του ωκεάνιου φλοιού και του ανώτερου μανδύα. Έχουν σχηματιστεί σε εκτατικά γεωδυναμικά περιβάλλοντα όπως είναι ένα περιβάλλον διάνοιξης της ωκεάνιας λεκάνης σε οπισθοτόξια

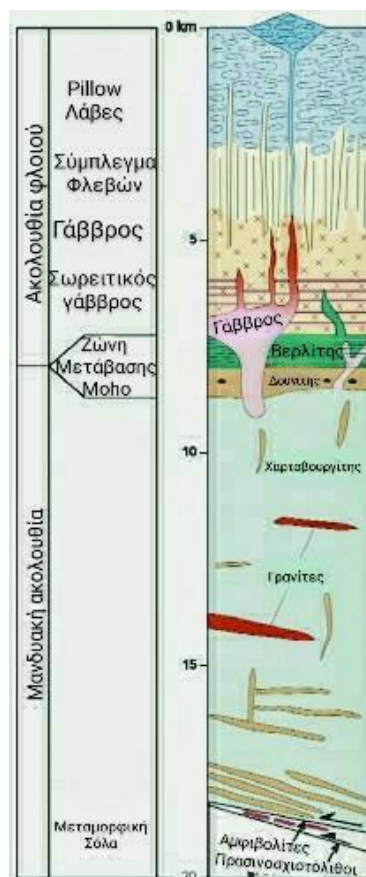
λεκάνη ή πάνω από ζώνες υποβύθισης που αναφέρονται ως SSZ σε συντομία. Έπειτα με το κλείσιμο των ωκεάνιων λεκανών οι οφιόλιθοι τοποθετούνται με επώθηση στα ηπειρωτικά περιθώρια.

Ένα πλήρες οφιολιθικό σύμπλεγμα περιλαμβάνει από τα βαθύτερα προς τα ανώτερα στρώματα τους παρακάτω λιθολογικούς τύπους:

- Περιδοτίτες με λερζόλιθους (πρωτογενής μανδύας), τεκτονισμένους χαρτζβουργίτες και δουνίτες, συνήθως σερπεντινωμένους και με πλαστική παραμόρφωση. Σχετίζονται με λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη σε χαρτζβουργίτη.

- Γαββρικό σύμπλεγμα που περιέχει σωριτικούς πυροξενίτες, περιδοτίτες, πλαγιογρανίτες και γάββρους. Στους συγκεκριμένους λιθολογικούς τύπους μπορεί μερικές φορές να εντοπίζονται χρωμιτικά κοιτάσματα σε σωριτικό δουνίτη.

- Σύμπλεγμα πολυάριθμων φλεβών με συμπαγή διάβαση ή δολεριτικές φλέβες
- Βασικά ηφαιστειακά πετρώματα που συχνά εμφανίζονται ως Pillow λάβες.
- Πελαγικά ιζήματα, δηλαδή ιζηματογενείς σχηματισμούς βαθιάς θάλασσας.



Εικόνα 2:Σρωματογραφική στήλη οφιολιθικής σειράς (Searle et al. 2016)

Οι οφιόλιθοι παρουσιάζουν φαινόμενα διαμελισμού εξαιτίας της επίδρασης εξωγενών

γεωλογικών διεργασιών, όπως η αποσάθρωση και η διάβρωση καθώς και της επίδρασης ενδογενών διεργασιών όπως οι μεταμορφικές και οι τεκτονικές διεργασίες. Έτσι μια οφιολιθική ακολουθία δεν εμφανίζεται πλήρης αλλά με ανεπαρκή στρωματογραφική ανάπτυξη. Τα παραπάνω αποτελούν τον πιο συνηθισμένο τρόπο εμφάνισης της οφιολιθικής ακολουθίας.

## 2.2. Γένεση οφιολίθων

Έως το 1960 υπήρχαν τρεις διαφορετικές σχολές σύμφωνα με τον Moores για την γένεση των οφιολίθων. Η πρώτη ευρωπαϊκή σχολή βασιζόμενη στις παρατηρήσεις του Steinmann υποστήριζε ότι οι περιδοτίτες των ορογενετικών ζωνών, Αλπικοί περιδοτίτες, όπως τους ονόμασε ο Benson, έχουν μαγματική προέλευση και εμφανίζονται ως υποθαλάσσιες εκχύσεις βασικού μάγματος κατά μήκος των ρηγμάτων στα όρια γεωσύγκλιων λεκανών. Τέλος θεώρησε ότι υπάρχει ανάμειξη μεταξύ βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων.

Η Τριάδα του Steinmann στην οποία βασίστηκε η παραπάνω θεωρία αποτελείται από υπερβασικά σώματα περιδοτίτη, σερπεντινωμένου και μη, γάββρους με πυροξενικές και χαλκούχες φλέβες στο ανώτερο τμήμα που διαπερνούν διαβάσεις. Ο Steinmann έδωσε έμφαση στη συγγενική σχέση που έχουν τα πετρώματα αυτά μεταξύ τους, θεωρώντας ότι σχηματίζονται *in situ* ανάμεσα σε άξονες γεωσυγκλίνου.

Η Αμερικάνικη σχολή διαφωνούσε με την οποιαδήποτε συγγενή σχέση μεταξύ των περιδοτιτών και των γάββρων Αλπικού τύπου, θεωρώντας τις υπερκείμενες μαξιλαροειδείς λαβές ανεξάρτητες του συγκροτήματος και ότι οι οφιολίθοι δεν ήταν μαγματικής προέλευσης. Στη συνέχεια, οι Jackson και Thayer (1972) διέκριναν τον τύπο χαρτζβουργίτη και τον τύπο λερζόλιθου των Αλπικών περιδοτιτών. Σύμφωνα μ' αυτήν την διάκριση οι Αλπικοί περιδοτίτες τύπου χαρτζβουργίτη εκπροσωπούν τον ανώτερο ωκεάνιο μανδύα όπως στους οφιολίθους, ενώ οι Αλπικοί περιδοτίτες τύπου λερζόλιθου αντιστοιχούν σε υποηπειρωτικό μανδύα ή / και στον βαθύτερο ωκεανό μανδύα όπου η μερική τήξη είναι πολύ λιγότερο έντονη.

Η τρίτη σχολή είχε ως επικεφαλή τον Bowen (1927) ο οποίος βασιζόμενος στην θεωρία της κλασματικής κρυστάλλωσης, θεώρησε πως οι περιδοτίτες προέρχονται από διαφοροποίηση βασαλτικού μάγματος δημιουργώντας στρωματοειδή διάταξη.

Τόσο ο Bowen όσο και ο Hess είχαν δυσκολία να εξηγήσουν την προέλευση του σερπεντινίτη σε συνδυασμό με την εξέλιξη των υπέρ-μεταμορφικών πετρωμάτων. Αργότερα

ο Thayer υπογράμμισε πως οι γάββροι, οι διαβάσεις και τα λευκοκρατικά πετρώματα είναι δυνατόν να έχουν ως πηγή προέλευσης ένα απλό πρωτογενές μάγμα.

Στα τέλη της δεκαετίας του 1960 με την ανάπτυξη της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών δημιουργήθηκαν νέα γεωδυναμικά μοντέλα γένεσης των οφιολίθων καθώς και της εξέλιξής τους, η προσοχή στράφηκε στο συγκρότημα Τροόδους, στην Κύπρο που οδήγησε στην ερμηνεία ότι ο ωκεάνιος φλοιός και μανδύας σχηματίζονται σε μια επεκτεινόμενη διάνοιξη του θαλάσσιου πυθμένα σε περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης και ότι οι οφιόλιθοι αποτελούσαν υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού και μανδύα (Gass 1968, Moores and Vine 1969, 1971). Ο Hess (1965) ήταν πεπεισμένος ότι οι οφιόλιθοι αντιπροσώπευαν τον ωκεάνιο φλοιό. Αυτήν η παρατήρηση χρησιμοποιήθηκε για τη διαμόρφωση δομής του ωκεάνιου φλοιού. Προέκυψε επίσης το γνωστό ως «μοντέλο οφιολίθου» που οδήγησε στην διοργάνωση ενός διεθνούς συνεδρίου Penrose Field για τους οφιολίθους και στο ορισμό ότι «Οι οφιόλιθοι αποτελούν ένα συγκεκριμένο σύμπλεγμα βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων συνοδευόμενων πολλές φορές από ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Ο όρος οφιόλιθοι δεν πρέπει να χρησιμοποιείται για την ονομασία ενός είδους πετρώματος ή μιας λιθολογίας».

Στην περίοδο του 1970 κάποιοι ερευνητές προσπάθησαν να ερμηνεύσουν την προέλευση των οφιολίθων με βάση την γεωχημεία. Ο Miyashiro (1973) θεώρησε πως το σύμπλεγμα Τροόδους έχει προέλευση βασαλτικού ηφαιστείου από νησιωτικό τόξο με σχετικά λεπτό ωκεάνιο φλοιό που συνδέει τη γένεση του οφιολίθου με τις διαδικασίες της ζώνης υποβύθισης. Οι Pearce and Cann (1971) χρησιμοποιώντας διαγράμματα T-Y-Zr προσπάθησαν να διευκρινίσουν το τεκτονικό περιβάλλον μιας δεδομένης ακολουθίας πετρωμάτων (Coleman, 1977) και διέκριναν δύο περιβάλλοντα, ένα διάνοιξης μεσοωκεάνιας ράχης και ένα νησιωτικού τόξου.

Τις τελευταίες δεκαετίες, νέες έρευνες έδειξαν πως η γένεση κι η εξέλιξη των οφιολίθων λαμβάνουν χώρα πάνω από ζώνες υποβύθισης (ssz) σε θέση οπισθοτόξιας λεκάνης ή σε περιβάλλοντα διάνοιξης ωκεάνιας λεκάνης. Πιο αναλυτικά, με βάση την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών απομακρύνονται δημιουργώντας επιμήκεις κανονικές ρηξιγενείς ζώνες. Εκεί ανέρχεται θερμό μανδυακό υλικό το οποίο στη συνέχεια ψύχεται και στερεοποιείται. Στις μεσοωκεάνιες ράχεις, κυρίως, δημιουργείται νέα ωκεάνια λιθόσφαιρα καθώς προστίθενται υλικό από την άνοδο της ασθενόσφαιρας λόγω αποσυμπίεσης στα αποκλίνοντα τμήματά τους. Την ίδια στιγμή που διαρκώς επεκτείνεται ο ωκεάνιος φλοιός κάθετα της μεσοωκεάνιας ράχης, πραγματοποιείται υποβύθιση (subduction) ενός μέρους του κάτω από ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια ή από



χαρακτηρίζεται από συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας. Έτσι, οι ορογενετικές ζώνες σωριτικού τύπου περιέχουν ζεύγη μεταμορφικών ζωνών, οφιολιθικών melange και διεσπαρμένων οφιολίθων με διαφορετικές ηλικίες και γεωχημικές συγγένειες (π.χ Ιαπωνία, Kamchatka, δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες). Οι Moores et al. (2000) θεωρούν πως σύμφωνα με το συγκεκριμένο μοντέλο, ο μανδύας της Γης είναι ισοτοπικά ετερογενής σε όλες τις κλίμακες και χημικά τροποποιημένος από προηγούμενες εκδηλώσεις υποβύθισης, ώστε οι εκχύσεις λάβας στα ωκεάνια κέντρα εξάπλωσης δεν αντικατοπτρίζουν απαραίτητα το χαρακτηριστικό χημικό αποτύπωμα στις τρέχουσες τεκτονικές θέσεις τους. Αυτό το φαινόμενο εξηγείται προτείνοντας ότι μπορεί να διοχετεύονται («διαρροή») μολυσμένα υγρά και τήγματα από την υποβύθιση μέσω μιας ροής ασθenoσφαιρικού μανδύα σε πλάκα κάτω από το τμήμα κορυφογραμμής, το οποίο βρίσκεται κοντά τριπλή διασταύρωση ridge – trench - trench (RTT), για τη δημιουργία MORB με γεωχημικές σημάσεις σύγκλισης - περιθωρίου. Αυτό το μοντέρνο παράδειγμα και το ίδιο το μοντέλο έχει ισχυρές επιπτώσεις για γένεση και τοποθέτηση οφιολίθου σε τάφρους- κορυφογραμμές αλλά αμφισβητείται ως προς το αν αντιπροσωπεύει ή όχι σπάνια παραδείγματα στην ιστορία της Γης.

Μια άλλη ασυνήθιστη εμφάνιση μεσοωκεάνιας ράχης που δημιούργησε φλοιό αντιπροσωπεύεται από το Macquarie Ridge Complex. Οι Varne et al.(2000) τεκμηριώνουν ότι αυτός ο μετατοπισμένος νεαρός ωκεάνιος φλοιός παρουσιάζει γεωχημεία τύπου Pacific MORB που κυμαίνεται από κανονικό (N-MORB) έως εμπλουτισμένο (E-MORB) αλλά εμφανίζει επίσης και πιο πρωταρχικές, εξαιρετικά εμπλουτισμένες, πυριτικές ακόρεστες συστάσεις που είναι ακραίες παραλλαγές του MORB, άτυπες της εξέλιξης τήγματος κάτω από ενεργές επεκτεινόμενες μεσοωκεάνιες ράχεις. Αυτή η ετερογένεια στις χημικές συστάσεις μάγματος του Macquarie Ridge Complex μπορεί να έχει προκύψει από μειωμένη τήξη της ανυψωμένης ασθenoσφαιρας και μίξης μάγματος κάτω από τον άξονα διάρρηξης (Varne et al. 2000). Ο Coleman (2000) αναγνώρισε πέντε ομάδες οφιολίθων: Τους οφιολίθους ενδοωκεάνιας ζώνης υποβύθισης (π.χ., Coast Range οφιολίθους), βασικών – υπερβασικών πλακών που σχετίζονται με μαγματική σφήνα σε ένα ηπειρωτικό περιθώριο (π.χ. "Great Valley Ophiolite"), αβυσσικοί περιδοτίτες με πιθανή προέλευση ζώνης ρήγματος που τοποθετήθηκαν σε σωρικά melanges (π.χ., σφήνες περιδοτίτη εντός Φραγκισκανικής υποβύθισης), διεσπαρμένοι οφιολίθου και οφιολιθικά πετρώματα της μεσοωκεάνιας ράχης που ενσωματώθηκαν στη Φραγκισκανική συσσωρευτική σφήνα, και τέλος τμήματα απομονωμένου ωκεάνιου φλοιού που τεκτονικά τοποθετήθηκαν στη βάση του ηπειρωτικού περιθωρίου σε ζώνες υποβύθισης.



### **2.3. Σημαντικότητα οφιολίθων**

Καθώς οι οφιολίθοι αποτελούν τμήματα παλαιού ωκεάνιου φλοιού που επωθήθηκαν σε ηπειρωτικά περιθώρια, μπορεί να προσφέρουν πληροφορίες οι οποίες δεν θα ήταν ορατές με άλλον τρόπο. Μερικά παραδείγματα είναι η κατανόηση τεκτονικών διεργασιών που έλαβαν χώρα στο παρελθόν, ο προσδιορισμός του παλαιοτεκτονικού περιβάλλοντος και της τεκτονικής εξέλιξη μιας περιοχής, η μελέτη διεργασιών του μανδύα που συνέβησαν καθώς και η μελέτη της κοιτασματολογικής σημασίας που φέρουν οι οφιολίθοι αφού μπορούν να φιλοξενήσουν σημαντικά κοιτάσματα χρωμίτη, PGE και συμπαγών θειούχων ορυκτών με πολύτιμα μέταλλα.

## **3.Κοιτάσματα χρωμίτη συνδεδεμένα με οφιολιθικά συμπλέγματα**

### **3.1.1 Γενικά**

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι γένεσης κοιτασμάτων στην οφιολιθική σειρά. Ανάλογα μ'αυτούς τα κοιτάσματα διακρίνονται σε: πρωτογενή όταν σχηματίζονται συγχρόνως με τα πετρώματα ξενιστές και σε δευτερογενή όταν σχηματίζονται μεταγενέστερα. Τα χρωμιτικά κοιτάσματα ανήκουν στην πρώτη κατηγορία.

Τα τμήματα μανδύα των οφιολίθων φιλοξενούν την πλειοψηφία κοιτασμάτων χρωμίτη που, μαζί με μεταλλεύματα χρωμίου πυριγενών διεισδύσεων αποτελούν την παγκόσμια παραγωγή μεταλλεύματος χρωμίου. Τα χρωμιτικά σώματα οικονομικής κλίμακας σε οφιολίθους εμφανίζονται ως μεταβλητοί παραμορφωμένοι λοβοί, φακοί και στρώματα χρωμίτη μέσα σε σωριτικούς περιδοτίτες (δουνίτες) και σε χαρτζβουργίτες τεκτονίτες ενώ δείχνουν ένα ευρύ φάσμα υφών ( González-Jiménez et al., 2014b).

Το πάχος των περιβαλλόμενων δουνιτών συχνά δεν συσχετίζεται με το μέγεθος του μεταλλεύματος χρωμίτη. Έτσι μεγάλα σώματα χρωμίτη μπορούν να βρεθούν περιτριγυρισμένα από μικρά στρώματα δουνίτη, που μερικές φορές μπορεί να απουσιάζουν, λόγω της τεκτονικής λέπτυνσης (González-Jiménez et al., 2014b).

### **3.1.2 Είδη χρωμιτικών κοιτασμάτων**

Τα χρωμιτικά κοιτάσματα διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες σύμφωνα με τους Jackson and Thayer (1972), ανάλογα το γεωτεκτονικό περιβάλλον του μάγματος, τον τεκτονικό και πετρολογικό χαρακτήρα, καθώς και το περιβάλλον πέτρωμα, σε λοβόμορφα (rodiform), στρωματόμορφα (stratiform) και συγκεντρικά (concentric).

Τα στρωματόμορφα φιλοξενούνται μέσα σε μαγματικές διεισδύσεις βασικού - υπερβασικού χαρακτήρα οι οποίες έχουν στρωματοειδή μορφή και απαντώνται στο

εσωτερικό κρατονικών περιοχών Προκάμβριας ηλικίας όπως στο Bushveld, Great Dyke, Stillwater κ.ά. Οι μαγματικές διεισδύσεις ανάλογα με την μορφολογία τους χωρίζονται σε πινακοειδείς και χροανοειδείς. Το μέταλλευμα των συγκεκριμένων κοιτασμάτων είναι συμπαγές και σχηματίζει ένα ή περισσότερα λεπτά στρώματα που βρίσκονται σε συμφωνία με το μαγματικό σώμα. Το πάχος τους κυμαίνεται από 1 cm έως 1,5 m, δεν έχουν υποστεί τεκτονικές διεργασίες και εμφανίζουν τυπική σωριτική υφή με ιδιόμορφο λεπτόκοκκο χρωμίτη και με πυριτικά ορυκτά όπως ορθοπυρόξενο, κλινοπυρόξενο, ολιβίνη, βιοτίτη κ.ά. τα οποία έχουν ποικιλιτική υφή και μεγαλύτερο μέγεθος. (Stowe 1987). Στα χρωμιτικά στρωσιγενή κοιτάσματα η σύσταση του μεταλλεύματος χρωμίτη είναι 44% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> και Cr/Fe =1.5. Σημαντικής οικονομικής σημασίας παγκοσμίως αποτελούν τα κοιτάσματα που βρίσκονται στο Great Dyke στην Ζιμπάμπουε, στο Bushveld στην Νότια Αφρική, στο Kemi στη Φιλανδία και αλλού.

Λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη βρίσκονται σε περιδοτίτες Αλπικού τύπου που αποτελούν το βαθύτερο τμήμα των οφιολιθικών συμπλεγμάτων. Τα οφιολιθικά συμπλέγματα εμφανίζονται σε νησιωτικά τόξα και σε ορογενετικές Αλπικές ζώνες Παλαιozoικής και Μεσοζωικής ηλικίας. Οι χρωμίτες συναντώνται κατά βάση μέσα στους τεκτονίτες και στα κατώτερα στρώματα της σωριτικής ενότητας. Σύμφωνα με τον Nicolas (1989), τα λοβόμορφα κοιτάσματα φιλοξενούνται σε χαρτζβουργιτικούς περιδοτίτες και σπάνια σε λερζόλιθους ως μικρότερα σώματα (Leblanc and Timagoult 1989, Gervilla and Leblanc 1990, Nicolas and Al Azri 1991, Roberts 1992, Tashko et al. 1998, Economou et al. 1999). Στρωματογραφικά εντοπίζονται είτε στην ζώνη μετάβασης που απαρτίζεται από εναλλαγές δουνίτη-χαρτζβουργίτη είτε υπό μορφή θυλάκων περιορισμένης έκτασης μέσα σε τεκτονισμένους χαρτζβουργίτες. Το μέταλλευμα στην δεύτερη περίπτωση περικλείεται από δουνιτική άλω ή δουνιτικό περίβλημα. Πολλοί ερευνητές θεωρούν τη μεταβατική ζώνη ως το κατώτερο τμήμα της μαγματικής σωριτικής ακολουθίας (Thayer 1964, 1970, Dickey 1975, Coleman 1977, Greenbaum 1977, Cassard et al. 1981), που επικάθεται στον υποκείμενο χαρτζβουργίτη τεκτονίτη, ενώ άλλοι πιστεύουν ότι έχει υπολειμματική προέλευση και ότι η στρωμάτωσή της είναι τεκτονική λόγω της έντονης πλαστικής παραμόρφωσης στα επίπεδα αυτά (Nicolas et al. 1980, Nicolas and Rrinzhofner 1983). Υπάρχουν ποικίλα μεγέθη και σχήματα χρωμιτικών σωμάτων, οι πιο συνηθισμένες μορφές είναι η ακανόνιστη, λοβόμορφη, σωληνοειδή και φακοειδή (Stowe 1987). Συνήθως τα χρωμιτικά κοιτάσματα δεν διατηρούν τις αρχικές μορφές και υφές τους καθώς μέσα στον μανδύα είτε κατά την τεκτονική τοποθέτηση οφιολίθων συμβαίνει ισχυρή πλαστική ή μηχανική παραμόρφωση

Τα λοβόμορφα κοιτάσματα χαρακτηρίζονται από μεταλλουργικό τύπο χρωμίτη υψηλού βαθμού με 45-60%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr/Fe} = 2.8-4.3$  καθιστώντας τα ως μοναδική πηγή πυρίμαχου τύπου χρωμίτη με  $>25\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $>60\% \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $<15\% \text{FeO}$  (Hock et al. 1986). Επικρατούν δευτερογενή πυριτικά ορυκτά και το μέταλλευμα είναι συμπαγές αποτελούμενο από μεγάλους κατακλαστικούς κόκκους χρωμίτη.

Οι (Cassard et al. 1981) ταξινομήσαν τα λοβόμορφα κοιτάσματα βασισμένοι σε έρευνες της τεκτονικής των οφιολίθων της Νέας Καληδονίας. Έτσι διακρίνονται σε σύμφωνα, μερικώς σύμφωνα και ασύμφωνα ανάλογα με τον προσανατολισμό τους ως προς την φύλλωση και την γράμμωση του περιδοτίτη στον οποίο φιλοξενούνται. Αυτή η ταξινόμηση εμφανίζεται και σε άλλες περιοχές. Τέλος οι Αλπικοί χρωμίτες αναφέρονται σε σχηματισμούς με σύσταση χρωμίτη πάνω από 10% και εμφανίζονται σε Αλπικού τύπου περιδοτίτες.

### 3.2 Μοντέλα γένεσης χρωμιτικών κοιτασμάτων

Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί για την γένεση των χρωμιτικών κοιτασμάτων. Επικρατούσε η αντίληψη πως προέρχονται από διαδικασία απόμειξης στερεού σε τήγμα κατά την οποία οι κρύσταλλοι χρωμίτη αποχωρίζονται από βασικά-υπερβασικά μάγματα και καθιζάνουν υπό την επίδραση βαρύτητας. Ερευνητές στηριζόμενοι σε μελέτες για τα στρωματόμορφα κοιτάσματα συμπέραναν ότι αυτά δημιουργήθηκαν από μια διαδικασία ήρεμης κλασματικής κρυστάλλωσης βασαλτικού μάγματος είτε στην οροφή είτε στα τοιχώματα μαγματικού θαλάμου (Irvine 1967, 1977, 1982). Ωστόσο η συγκεκριμένη θεωρία δεν μπορούσε να εξηγήσει την παρουσία των διαφορετικών, ιστολογικά, λοβόμορφων χρωμιτών σε τεκτονισμένους χαρτζβουργίτες (Cassard et al. 1981, Ceuleneer and Nicolas 1985, Hock and Friederich 1985). Παρατηρήσεις που έγιναν δείχνουν διαφορές στην σύσταση του χρωμίτη μεταξύ των πετρωμάτων ξενιστών (τεκτονίτη - περιδοτίτη) και των μεταλλοφόρων σωμάτων υποδεικνύοντας μεταγενέστερο σχηματισμό των χρωμιτών σε σχέση με τους τεκτονίτες - περιδοτίτες (Dupuy et al. 1981, Johan 1987, Leblanc and Ceuleneer 1992, Zhou et al. 1994, Malpas et al. 1997).

Υπάρχουν δύο βασικά μοντέλα για την γένεση των λοβοειδών κοιτασμάτων:

Σύμφωνα με το πρώτο μοντέλο σχηματίζονται χρωμίτες υπό μορφή σωριτών σε ενιαίο μαγματικό θάλαμο (Greenbaum 1972), ή σε μαγματικούς θύλακες (Dickey 1975) και έπειτα παραμορφώνονται. Συγκεκριμένα ο Dickey 1975 θεώρησε τους χρωμίτες των υπολειμματικών χαρτζβουργιτών ως μανδουακούς θύλακες εξαντλημένου βαθμού τήξης. Αυτή η τήξη συμβαίνει σε θέσεις απόκλισης ορεάνιας λιθόσφαιρας όπου ελαττώνεται η

πίεση και το περιδοτιτικό υλικό της ασθενόσφαιρας ή του εκπλυμένου μανδύα τήκεται δημιουργώντας βασαλτικό μάγμα το οποίο στην συνέχεια ανέρχεται και κρυσταλλώνεται στην ζώνη μετάβασης φλοιού - μανδύα σχηματίζοντας την σωριτική σειρά. Έπειτα λόγω τροποποίησης των φυσικοχημικών συνθηκών αρχίζει η πρόωμη κρυστάλλωση του χρωμίτη ο οποίος αρχίζει να βυθίζεται εξαιτίας της μεγαλύτερης πυκνότητάς του από τον υποκείμενο υπολειμματικό περιδοτίτη. Στην συνέχεια ο χρωμίτης καταλήγει παραμορφωμένος σχηματίζοντας λοβόμορφα κοιτάσματα. Η παραπάνω υπόθεση δεν μπορεί όμως να ερμηνεύσει σύμφωνα με τους Brunn (1980) και Μιχαηλίδης (1983) την βύθιση ταινιωτού χρωμίτη που διατηρεί την μορφή του, τις διάφορες χημικές συστάσεις μεταξύ χρωμιτών μεταβατικής ζώνης και χαρτζβουργίτη, τη δουνιτική άλω γύρω από χρωμιτικά σώματα με στρώσεις χρωμίτη και άλλα. Αργότερα μερικοί ερευνητές (Cassard et al. 1981, Lago et al. 1982, Leblanc 1987, Pactunc 1990, Zhou and Bai 1992) διατύπωσαν πως τα κοιτάσματα δημιουργούνται από δυναμική κρυστάλλωση μέσα σε κανάλια στον περιδοτίτη-χαρτσβουργίτη που διανοίγονται από το διερχόμενο μάγμα. Με βάση την συγκεκριμένη διατύπωση νέες απόψεις αναπτύχθηκαν όπως η ύπαρξη μικρών (Neary & Brown 1979) ή πολλαπλών μαγματικών θαλάμων (Mooges & Vine 1971, Smewing et al. 1975, Greenbaum 1977, Gass 1980). Οι δεύτεροι συνεπάγονται με πολλαπλές διόδους τροφοδοσίας άρα με πολλά και ανεξάρτητα χρωμιτικά κοιτάσματα στον τεκτονίτη-χαρτσβουργίτη. Επίσης μπορεί να εισέρχονται διαφορετικής σύστασης μάγματος σε διαφορετικούς χρόνους.

Οι Lago et al. (1982) θεώρησαν ότι η συσσώρευση και η καθίζηση χρωμίτη λαμβάνει χώρα σε απότομα και κεκλιμένα τοιχώματα των διόδων ανόδου του μάγματος. Οι Cassard et al. 1981 και Lago et al. 1982 εξετάζοντας το κοιτάσμα των οφιολίθων της Νέας Καληδονίας κατέληξαν στα παρακάτω εξελικτικά στάδια της γένεσης των χρωμιτικών κοιτασμάτων:

α) Καθώς οι ωκεάνιες λιθοσφαιρικές πλάκες των μεσοωκεάνιων ραχών απομακρύνονται, δημιουργούνται ρωγμές κατά μήκος του άξονα διάνοιξης που επεκτείνονται. Εκεί λόγω αύξησης θερμότητας και ελάττωσης της πίεσης γίνεται μερική τήξη του χαρτζβουργίτη του ανώτερου μανδύα (Bottinga and Allegre 1973), έτσι δημιουργείται βασαλτικό μάγμα που εισβάλλει στον περιδοτιτικό διάπυρο της ασθενόσφαιρας που βρίσκεται κάτω απ την μεσοωκεάνια ράχη, εμπλουτίζοντας με υλικό τον μαγματικό θάλαμο και δημιουργώντας νέο φλοιό.

β) Στην συνέχεια δημιουργούνται διαρρήξεις που φτάνουν έως τον φλοιό εξαιτίας της πίεσης του ρευστού και έπειτα αυτές οι διαρρήξεις διευρύνονται δημιουργώντας κοιλότητες με ύψος μερικές εκατοντάδες μέτρα και πλάτος μερικά μέτρα.

γ) Όταν το μάγμα εισέρχεται στην κοιλότητα δημιουργεί κυκλική ροή λόγω θερμοκρασιακής διαφοράς ανάμεσα στα τοιχώματα κοιλότητας και του μάγματος. Αυτές οι συνθήκες διατηρούνται και όταν επέλθει θερμοκρασιακή ισορροπία.

δ) Ανάλογα με την σύσταση του μάγματος και τις φυσικοχημικές συνθήκες (θερμοκρασία,  $fO_2$ , πίεση) της κοιλότητας ξεκινάει η αποβολή χρωμίτη και ολιβίνη σε διάφορες συστάσεις. Οι αποβαλλόμενοι κρύσταλλοι χρωμίτη με την βοήθεια της κυκλικής ροής συγκρούονται μεταξύ τους και σχηματίζουν συσσωματώματα, δημιουργώντας διάφορους τύπους χρωμίτη όπως λεοπαρδάλεως, συμπαγής, διάσπαρτος και κατά συνέπεια χρωμιτικούς λοβούς. Αυτοί σχηματίζονται σε βάθος 1-2Km κάτω από τον μαγματικό θάλαμο, όπου ο χαρτζβουργίτης βρίσκεται κοντά στο σημείο στερεοποίησής του. Green et al. (1979)

ε) Υπολειμματικό υλικό, φτωχό σε χρωμίτη που δημιουργείται από τοπική τήξη ορθοπυρόξενου του χαρτζβουργίτη, σχηματίζει δουνιτικό περίβλημα γύρω από κάθε λοβό. Ενώ δουνίτης πλούσιος σε χρωμίτη προέρχεται από μαγματική αποβολή. Οι χρωμιτικοί λοβοί με την δουνιτική άλω είναι οι δίοδοι που ανέρχεται το βασαλτικό μάγμα και στην συνέχεια φτάνοντας στον μαγματικό θάλαμο ψύχεται δίνοντας σωριτικά πετρώματα (Lago et al. (1982))

στ) Αρχικά υπάρχει ασυμφωνία μεταξύ χρωμιτικών λοβών και φύλλωσης του χαρτζβουργίτη, στην πορεία οι χρωμιτικοί λοβοί παθαίνουν παραμόρφωση, επιμηκύνονται παράλληλα με την γράμμωση του χαρτζβουργίτη και λεπταίνουν, εξαιτίας ολίσθησής τους (Nicolas et al. 1980). Εξελίσσονται έτσι σε παρασύμφωνα και σύμφωνα.

Το μοντέλο που αναφέρθηκε παραπάνω δεν μπορεί να ερμηνεύσει την γένεση όλων των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη. Έχουν βρεθεί κοιτάσματα έχοντας παράλληλη στρώση και σωριτική υφή με τα πετρώματα ξενιστές υποδεικνύοντας συγενετική προέλευση από κρυστάλλωση μάγματος στον ίδιο μοναδικό μαγματικό θάλαμο.

Η δεύτερη κατηγορία μοντέλων εμφανίστηκε αργότερα και προσπάθησε να εξηγήσει την παρουσία πλούσιων σε Al ή πλούσιων σε Cr χρωμιτών στα λοβόμορφα κοιτάσματα των μανδουακών περιδοτιτών. Οι Zhou & Robinson (1994, 1997) και Zhou et al. (1994, 1996) πρότειναν πως στον άνω μανδύα λαμβάνει χώρα αλληλεπίδραση πετρώματος - τήγματος. Η διαδικασία αυτή θεωρείται είτε σαν μια διήθηση (Watson 1982) είτε σαν μια διεργασία κυκλοφορίας-διάχυσης (Bodinier et al. 1990, Vasseur et al. 1991) κατά την οποία έρχονται σε επαφή και αντιδρούν το πέτρωμα ξενιστής με το ανερχόμενο βασαλτικό μάγμα. Στην προαναφερθείσα διαδικασία τα φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα είναι μικρής και τοπικής

κλίμακας. Για να ερμηνευτεί η δουνιτική άλως γύρω από τις φλέβες βασικού-υπερβασικού χαρακτήρα, αρκετοί ερευνητές πρότειναν πως το βασαλτικό μάγμα αντιδρά με τον χαρτζβουργίτη ή τον λερζόλιθο της άνω μανδουακής λιθόσφαιρας (Quick 1981, Fisk 1986, Nicolas 1989, Bodinier et al. 1990, Kelemen et al. 1990, 1992, Takahashi 1992, Arai and Abe 1995, Edwards and Malpas 1995)

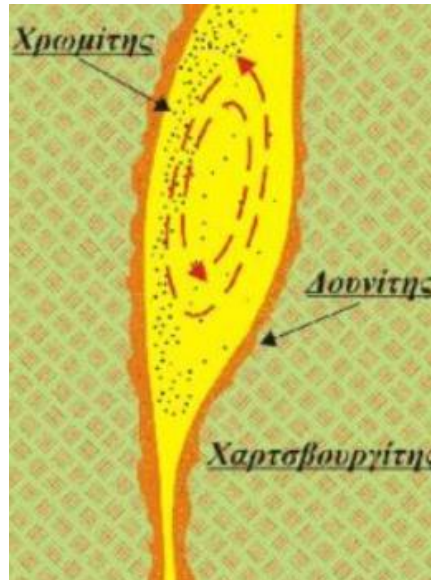
Μπορεί να υπάρχουν λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη διαφορετικών συστάσεων είτε υψηλού Cr (Cr >60%) ή υψηλού Al (Cr <40-60%) όπως αναφέρθηκε. Η ερμηνεία που δόθηκε γι' αυτό το φαινόμενο είναι ότι η μερική τήξη που έδωσε το βασαλτικό μάγμα συμβαίνει σε διαφορετικό βαθμό. Σύμφωνα με το παραπάνω χαρτζβουργίτες και λιγότερο εκπλυμένοι λερζόλιθοι χαμηλότερου βαθμού τήξης δίνουν χρωμίτη πλούσιο σε Al ενώ δουνίτες και έντονα εκπλυμένοι λερζόλιθοι δίνουν χρωμίτη πλούσιο σε Cr. Με βάση τον Zhou et al. (1994), αν έχουμε υψηλού βαθμού μερική τήξη χαρτζβουργίτη τότε το μάγμα ανέρχεται, αντιδρά με τον χαρτζβουργίτη του άνω μανδύα και τήκεται ολοκληρωτικά ο ορθοπυρόξενος σχηματίζοντας υπολειμματικό δουνιτικό φλοιό και αποβάλλοντας χρωμίτες πλούσιους σε Cr. Εάν η μερική τήξη είναι χαμηλού βαθμού τότε το τήγμα που προκύπτει αντιδρά με το περιβάλλον πέτρωμα τήκοντας εξολοκλήρου τον ορθοπυρόξενο του χαρτζβουργίτη και δημιουργώντας δουνιτικό περίβλημα μόνο τοπικά. Έτσι σε θέσεις πιο πέρα από την άμεση επαφή τήκεται μόνο ο κλινοπυρόξενος δίνοντας χαρτζβουργιτικό έως λερζολιθικό φλοιό. Το νέο τήγμα αντιδρά με το ανερχόμενο, αποβάλλοντας χρωμίτες πλούσιους σε Al. Σήμερα θεωρούμε ότι οι μανδουακοί χαρτζβουργίτες προέρχονται από υψηλού βαθμού μερική τήξη και από απομάκρυνση μάγματος που πραγματοποιείται σε περιβάλλον ταχείας επέκτασης, αντιθέτως οι μανδουακοί λερζόλιθοι είναι αποτέλεσμα χαμηλότερου βαθμού μερικής τήξης που γίνεται σε περιβάλλον βραδείας επέκτασης ή διάρρηξης (Boudier and Nicolas 1985, Nicolas 1986, 1989, Constantin 1999, Nicolas et al. 1999).

Παρά την ποικιλία των γενετικών μοντέλων που προτείνονται, ορισμένα γενικά χαρακτηριστικά της μεταλλογένεσης μπορεί να συμφωνηθούν ως εξής:

i) Η κύρια διαδικασία παραγωγής χρωμιτών είναι η αλληλεπίδραση τήγματος-περιδοτίτη μέσα σε πετρώματα μανδύα (González-Jiménez et al., 2013, Leblanc και Ceuleneer, 1992).

ii) Το πιο ευνοϊκό περιβάλλον για αυτήν την διαδικασία είναι μια σφήνα μανδύα υποβύθισης που δημιουργείται από ανερχόμενα ένυδρα τήγματα των σχηματισμών και σχετίζεται κατά κάποιο τρόπο με την παρουσία μιας υποβυθιζόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας (Arai 1997, González-Jiménez et al. 2014b).

iii) Η αλληλεπίδραση τήγματος-πετρώματος θεωρείται ότι συμβαίνει σε διηθητικά κανάλια τήγματος που φιλοξενούν τον αρχικό σχηματισμό των χρωμιτών (Zhou et al. 1994, Melcher et al. 1995, Arai 1997).



Εικόνα 4: Σχηματισμός χρωμίτη από ανάμειξη τήγματος διαφορετικών βαθμών κλασματοποίησης σε δουνίτη μέσα σε χαρτσβουργίτη

Ανεξάρτητα από αυτές τις προτεινόμενες γενετικές διαδικασίες, οι οφιολιθικοί χρωμίτες καταδεικνύουν ένα ευρύ φάσμα περιβαλλοντικών συνθηκών που υπονοούνται από την ποικιλία των μεγεθών, μορφολογιών και υφών των χρωμιτικών σωμάτων και η κατανόησή μας για τη γένεση του χρωμίτη εξακολουθεί να είναι ελλιπής. Άλλοι μηχανισμοί που μπορούν να επηρεάσουν το σχηματισμό μεταλλευμάτων χρωμίτη περιλαμβάνουν την κατάσταση παραμόρφωσης (Rassios and Dilek, 2009), συστάσεις ετερογένειας εντός του ανώτερου μανδύα, αλλαγές στις συστάσεις τήγματος / ρευστών, επανεξισορρόπηση ημιστερεού και μεταμορφική αναδιάταξη.

### 3.3 Γεωτεκτονικό περιβάλλον

Το γεωτεκτονικό περιβάλλον θεωρείται πολύ σημαντικό για να κατανοήσουμε την δημιουργία και την σύσταση των κοιτασμάτων χρωμίτη. Αναγνωρίζοντας το γεωτεκτονικό περιβάλλον των οφιολιθικών συμπλεγμάτων μπορούν να δοθούν ερμηνείες για την σύσταση του υπολειμματικού μανδύα μετά την μερική τήξη (Neary and Brown 1979, Dick and Bullen 1984, Bonatti and Michael 1989) και για την ύπαρξη μεταλλοφορίας ή μη στα υπερβασικά μέλη της οφιολιθικής ακολουθίας. (Pearce et al. 1984, Roberts 1988, Paktunc 1990).

Οι οφιόλιθοι εμφανίζονται με διάφορες πετρολογικές συστάσεις σε ποικίλες θέσεις και γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Συγκεκριμένα σε θέσεις μεσοωκεάνιων ραχών, λεκανών διάρρηξης και οπισθοτόξιων λεκανών (Coleman 1984, Boudier and Nicolas 1985, Bonatti and Michael 1989, Nicolas 1989, Kepezhinskas et al. 1993, Arai and Matsukage 1998, Niu 2004, Hattori and Guillot 2007, Saumur et al. 2010, 2011, Saumur and Hattori 2013). Πιο συγκεκριμένα μανδουακές χαρτζβουργιτικές συστάσεις προκύπτουν από περιβάλλον ταχείας εξάπλωσης ενώ μανδουακές λερζολιθικές συστάσεις προέρχονται από περιβάλλον βραδείας εξάπλωσης. Οι διάφορες χημικές συστάσεις του χρωμίτη εξαρτώνται από το βαθμό μερικής τήξης, το βάθος που δημιουργείται, το είδος του μανδουακού περιδοτίτη και τη σύστασή του. (Zhou et al. 2005, Okamura et al. 2006, Uysal et al. 2007, 2012)

Γενικά το πρωτογενές βασαλτικό μάγμα δημιουργείται από μερική τήξη του περιδοτίτη σε βάθος 50-150 Km και έπειτα η σύστασή του αλλάζει κυρίως μέσω κλασματικής κρυστάλλωσης που οφείλεται σε μείωση πίεσης και θερμοκρασίας. Ο βαθμός τήξης επηρεάζεται και από την εισαγωγή νερού ή ρευστών πλούσιων σε CO<sub>2</sub>. Οι σπινέλιοι είναι ανθεκτικοί σε χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση και έτσι προτιμώνται για μελέτη. Ο χρωμιούχος σπινέλιος μέσα σε υπολειμματικό περιδοτίτη υποδεικνύει εκτεταμένη τήξη. Επίσης καθώς ο Cr είναι δύστηκτος, τότε τόσο μεγαλύτερος βαθμός τήξης απαιτείται για να εισέλθει περισσότερο Cr στο τήγμα.

Οι Αλπικοί περιδοτίτες χωρίζονται ανάλογα με την ποσότητα Cr στους σπινέλιους στις παρακάτω κατηγορίες: τύπου 1, τύπου 2 και τύπου 3 περιδοτίτες.

Οι αβυσσικοί περιδοτίτες είναι τύπου 1 περιέχοντας Cr<0,60% και οι περιδοτίτες Αλπικού τύπου εκπροσωπούν ωκεάνια λιθόσφαιρα που σχηματίστηκε σε περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης σε άνυδρες συνθήκες με περιορισμένο βαθμό τήξης.

Περιδοτίτες τύπου 3 σχηματίζονται σε περιβάλλον που σχετίζεται με ηφαιστειακό τόξο. Ο βαθμός μερικής τήξης είναι πολύ υψηλός και δικαιολογείται με την συμμετοχή νερού στον μανδύα μίας ζώνης υποβύθισης, το οποίο διευκολύνει την μερική τήξη και βοηθάει στο να συνεχιστεί σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες (Pearce et al. 1984, Roberts 1988, Zhou et al. 1996, Zhou and Robinson 1997, González-Jiménez et al. 2011, Derbyshire et al. 2013).

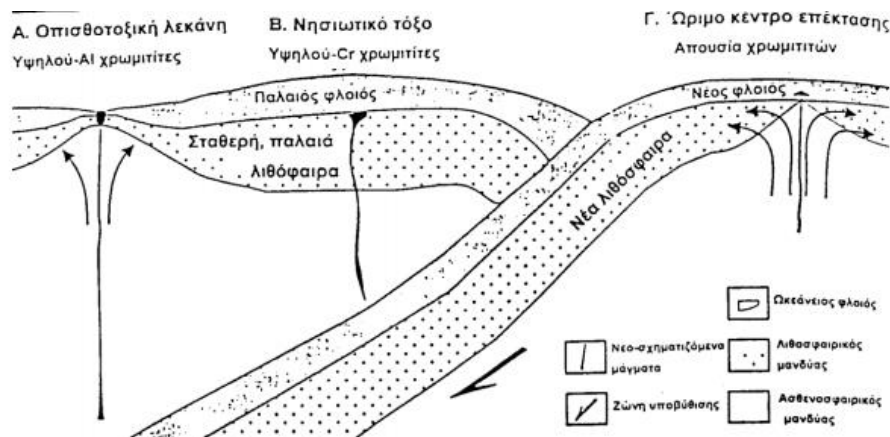
Το μάγμα των ζωνών υποβύθισης προέρχεται απ' την αύξηση θερμοκρασίας στην καταδύομενη πλάκα που μεταφέρει την θερμότητα στην υπερκείμενη ασθενόσφαιρα. Τα πετρώματα που καταδύονται περιέχουν ένυδρα ορυκτά όπως αμφίβολου, σερπεντίνη και μαρμαρυγίες που απελευθερώνουν μεγάλες ποσότητες νερού στην υπερκείμενη σφήνα μανδύα. Με αποτέλεσμα το μάγμα που δημιουργείται από μερική τήξη της υπερκείμενης



ασθενόσφαιρας και της καταδύομενης πλάκας ανέρχεται κατά μήκος ηφαιστειακού τόξου πίσω από την τάφρο Ringwood (1974), Pearce et al. (1984) και Roberts (1988). Απόδειξη της συμμετοχής νερού στην παραπάνω διαδικασία αποτελούν τα ρευστά εγκλείσματα και τα ένυδρα ορυκτά στον χρωμίτη. Τελικά συμφωνήθηκε πως οι περιδοτίτες με χρωμίτη πλούσιο σε Cr είναι οφιόλιθοι οπισθοτόξιων λεκανών και αντιπροσωπεύουν ωκεάνιο φλοιό περιθωριακής λεκάνης (Dick et al. 1984, Dick & Bullen 1984, Zhou & Robinson 1994, 1997).

Σύμφωνα με Zhou & Robinson (1994, 1997) από δύο γεωτεκτονικά περιβάλλοντα δημιουργούνται οι λοβόμορφοι χρωμίτες:

- ηφαιστιακό τόξο όπου δημιουργούνται κοιτάσματα χρωμίτη πλούσια σε Cr λόγω υψηλού βαθμού τήξης καθώς υπάρχει μεγαλύτερη ποσότητα ρευστών
- γεννώμενο κέντρο επέκτασης π.χ. Οπισθοτόξιες λεκάνες με κοιτάσματα πλούσια σε Al χαμηλού βαθμού τήξης εξαιτίας της μικρής ποσότητας ρευστών.

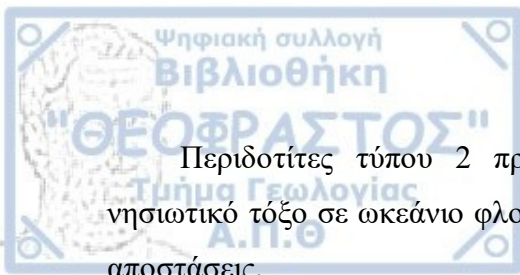


Εικόνα 5: Γεωτεκτονικά περιβάλλοντα που δημιουργούν διάφορους τύπους χρωμιτών. Σε οπισθοτόξια λεκάνη δημιουργούνται χρωμίτες υψηλού Al, σε περιβάλλον ηφαιστιακού τόξου χρωμίτες υψηλού Cr και σε περιβάλλον ώριμου κέντρου επέκτασης δεν σχηματίζονται χρωμίτες

Δεν απαντώνται λοβόμορφα χρωμιτικά κοιτάσματα σε ώριμα κέντρα επέκτασης όπως είναι οι μεσοωκεάνιες ράχες.

Περιπτώσεις προέλευσης οφιολίθων ζωνών υποβύθισης σύμφωνα με τους Kerezhinskas et al. (1993) είναι οι εξής:

1. ηφαιστειακό τόξο
2. ενδοτοξική ζώνη επέκτασης
3. γεννώμενο τόξο
4. εμπροσθοτόξια λεκάνη



Περιδοτίτες τύπου 2 προέρχονται από σύνθετο γεωτεκτονικό περιβάλλον όπως νησιωτικό τόξο σε ωκεάνιο φλοιό έτσι ο βαθμός τήξης έχει μεγάλες διακυμάνσεις σε μικρές αποστάσεις.

### 3.4 Πετρολογική σύσταση

Τα χρωμικά κοιτάσματα εμφανίζονται μέσα σε υπερβασικά-βασικά πετρώματα. Κυρίως σε φακούς δουνιτών ή σε χαρτζβουργίτες. Πιο αναλυτικά:

#### Χαρτζβουργίτης

Ανήκει στην ομάδα του περιδοτίτη και αποτελείται από ολιβίνη, ορθοπυρόξενο και κλινοπυρόξενο. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται το ζirkόνιο και ο απατίτης. Μακροσκοπικά είναι σκούρος πράσινος και αναγνωρίζονται κρύσταλλοι ολιβίνη και πρισματικοί ορθοπυρόξενοι ενώ μέσα στις διακλάσεις εμφανίζονται σερπεντίνης και χλωρίτης λόγω εξαλλοίωσης.

#### Λερζόλιθος

Αποτελεί λιθότυπο των περιδοτιτών και μακροσκοπικά εμφανίζεται όπως ο χαρτζβουργίτης. Θεωρείται πως αντιπροσωπεύει πρωτογενή μανδύα. Ορυκτολογικά απαρτίζεται από πρωτογενή ορυκτά: ολιβίνη, ορθοπυρόξενο, κλινοπυρόξενο και σπινέλιο και από δευτερογενή όπως σερπεντίνη, χλωρίτη, τάλκη και μαγνητίτη. Τα πρωτογενή ορυκτά είναι σε μεγάλο βαθμό σερπεντινωμένα.

#### Δουνίτης

Ολοκρυσταλλικό πέτρωμα αποτελούμενο σχεδόν εξολοκλήρου από ολιβίνη. Σε μικρότερα ποσοστά μπορεί να συμμετέχουν ορθοπυρόξενος και κλινοπυρόξενος. Παρουσιάζει χαμηλό βαθμό σερπεντινίωσης δημιουργώντας σερπεντίνη ως δευτερογενή ορυκτό, μαζί με χλωρίτη και μεταλλικές φάσεις. Μακροσκοπικά έχει ελαιοπράσινο χρώμα και διακρίνονται δύο μορφές δουνιτών: ο αδροκρυσταλλικός και ο λεπτοκρυσταλλικός με συμπαγή ή ακανόνιστη υφή. Τέλος στους φακούς δουνίτη εμφανίζονται χρωμικά κοιτάσματα.

#### Πυροξενίτες

Χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση αποκλειστικά πυροξένων, δηλαδή ορθοπυρόξενου και κλινοπυρόξενου. Έχουν σκούρο χρώμα και γίνονται φανεροί υπό μορφή φλεβών που διακόπτουν την δομική συνέχεια των βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων. Η υφή τους είναι συμπαγής ενώ μικροσκοπικά ο ιστός τους θεωρείται πηγματιτικός. Φαίνονται αρκετά σερπεντινωμένα και εξαλλοιωμένα με δευτερογενή ορυκτά τον σερπεντίνη, ασβεστίτη και τρεμολίτη.

Σερπεντινίτης  
Απαρτίζεται κυρίως από σερπεντίνη με μικρότερα ποσοστά χλωρίτη, μαγνησίτη, τάλκη και αμφίβολο με ιστό συνήθως κυψελώδη. Δημιουργείται από σερπεντινίωση των περιδοτιτών και μακροσκοπικά είναι σκουρόχρωμος

### 3.5 Ορυκτολογική σύσταση

#### Ολιβίνης

Ο ολιβίνης αποτελεί ισόμορφη παράμειξη μεταξύ φορστερίτη δηλαδή μαγνησιούχου ολιβίνης ( $Mg_2SiO_4$ ) και φαυαλίτη δηλαδή σιδηρούχου ολιβίνης ( $Fe^{+2}_2SiO_4$ ). Εμφανίζεται με ελαιοπράσινο χρώμα και κοκκώδη υφή. Είναι κύριο συστατικό των βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων. Αλλοιώνεται σε σερπεντίνη, τάλκη, ιδδινγκσίτη.

#### Σπινέλιος

Ο χημικός τύπος του σπινέλιου είναι  $MgAl_2O_4$  και απαντάται ως επουσιώδη ορυκτά των βασικών πετρωμάτων.

#### Πυρόξενι

Ανήκουν στα ινοφυρτικά ορυκτά και χωρίζονται σε ορθοπυρόξενους και κλινοπυρόξενους. Αλλοιώνονται κυρίως σε βιοτίτη και χλωρίτη

#### Σερπεντίνης

Ο χημικός τύπος του σερπεντίνης είναι  $(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$  ή  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ . Εμφανίζεται από ελαιοπράσινο έως λευκό με διάφορες υφές (συμπαγής, ινώδης ή φυλλώδης). Θεωρείται δευτερογενές ορυκτό και αποτελεί κυρίως προϊόν εξαλλοίωσης του ολιβίνης.

## 4. Παγκόσμια κοιτάσματα χρωμίτη

### 4.1 Ομάν

Ο οφιόλιθος του Βόρειου Ομάν είναι ένας από τους πιο καλοδιατηρημένους οφιόλιθους στην Γη (Pallister and Hopson 1981, Lippard et al. 1986, Nicolas 1989), ωστόσο η προέλευσή του είναι αμφιλεγόμενη. Οι λοβόμορφοι χρωμίτες εμφανίζονται είτε εντός ζώνης μετάβασης Moho (MTZ) δουνιτών που υπερκαλύπτουν τον χαρτζβουργιτικό μανδύα ή σε ακανόνιστους δουνίτες μέσα στον χαρτζβουργίτη (Nicolas and Al Azri 1991), ωστόσο έχουν βρεθεί και πολλές εμφανίσεις σε βαθιά επίπεδα εντός χαρτζβουργιτικού μανδύα στο Wadi Fayd, Wadi Rajmi και Wadi Tayin (Nicolas et al. 1988, Nicolas and Al Azri 1991). Τα χρωμιτικά κοιτάσματα που εμφανίζονται στην περιοχή Wadi Hilti στον βόρειο οφιόλιθο του Ομάν

εμφανίζονται στο διεισδυμένο δουνιτικό σώμα, το οποίο έφτασε στη βάση του συμπλέγματος. Αποτελεί έναν νέο τύπο λοβόμορφου χρωμίτη που βρίσκεται μέσα σε αργά διεισδυμένο δουνίτη στο άνω τμήμα του φλοιού. Έτσι θεωρείται ο στρωματογραφικά ρηχότερος λοβόμορφος χρωμίτης που έχει τεκμηριωθεί ποτέ. Τα διεισδυόμενα σώματα δουνίτη είναι συνήθως βερλίτης, δουνίτης, τροκτόλιθος που εισβάλλουν στο γάββρο και μερικές φορές ονομάζονται «διεισδυόμενοι βερλίτες» ή «« εισχωρήσεις βερλιτών »» (Pallister and Hopson 1981, Benn et al. 1988).

Γενικά ο οφιόλιθος του Ομάν αποτελείται από συστατικά με διαφορετικές προελεύσεις όπως επεκτεινόμενης μεσοωκεάνιας ράχης (Nicolas 1989) και μη ωκεάνιας προέλευσης. Για παράδειγμα οι λάβες των ανώτερων στρωμάτων δεν είναι MORB αλλά έχουν χαρακτήρα ζώνης υποβύθισης (Pearce 1982, Ishikawa et al. 2002). Παρατηρήσεις στον σπινέλιο έδειξαν ότι αυτός είναι πλούσιος σε Cr και φτωχός σε Ti υποδεικνύοντας συγγένεια με μάγμα τόξου. Οι οφιόλιθοι του Ομάν πιθανώς να έχουν πολυγενετική προέλευση δηλαδή προέρχονται από λεπτό τμήμα ωκεάνιας λιθόσφαιρας που αργότερα τροποποιήθηκε από μάγμα προερχόμενο από ζώνη υποβύθισης (Arai 1995, Ahmed and Arai 2002, Ishikawa et al. 2002).

Οι χρωμίτες του Wadi Farfar έχουν λιγότερο από 74% χρωμιούχο σπινέλιο και ο ολιβίνης διατηρείται σχετικά καλά. Οι χρωμιτικοί λοβοί στο Wadi Rajmi έχουν φακοειδή σχήματα. Η τυπική ποσότητα του χρωμιούχου σπινέλιου κυμαίνεται από 79% στο συμπαγές μέρος έως 52% στο διασκορπισμένο μέρος. Ο χρωμίτης στο Wadi Fizh είναι πολύ συμπαγής με περίπου 90% χρωμιούχο σπινέλιο, αποτελείται κυρίως από αμφίβολο και κλινοπυρόξενο και δεν περιέχει ολιβίνη. Ο χρωμίτης του βόρειου Ομάν σχηματίζει μικρούς λοβούς με μέγιστο πάχος 30 cm και σχήμα ακανόνιστο έως ημισεληνοειδείς ή φακοειδείς. Εντός των λοβών δεν παρατηρείται ούτε στρωμάτωσή ούτε κλιμακωτή διαβάθμιση. Σύμφωνα με τους Ahmed και Arai 2002 πυκνός ογκώδης χρωμίτης σχεδόν αποκλειστικά αποτελούμενος από χρωμιούχο σπινέλιο είναι κυρίαρχος στον λοβόμορφου χρωμίτη μεταξύ της ζώνης μετάβασης και του άνω μανδύα στο Wadi Hilti. Το σώμα του δουνίτη στο οποίο περικλείεται ο χρωμίτης έχει φακοειδές σχήμα (2 · 1 km) και τοποθετήθηκε γύρω από τη βάση του φλεβικού συγκροτήματος. Παρατηρείται μεταμόρφωση επαφής μεταξύ δουνίτη και περιβαλλόμενων γάββρων - δολεριτών, ωστόσο η σύσταση του δουνίτη δεν μεταβλήθηκε.

Στο δουνιτικό σώμα υπάρχει χονδρόκοκκος γάββρος με μορφή δικτύου φλεβών. Ο χρωμίτης υπάρχει στο υπερβασικό μέρος του γάββρου. Απαρτίζεται από λεπτόκοκκο ισότροπο χρωμιούχο σπινέλιο σκούρου χρώματος που περικλείεται από πλαγιόκλαστα σωσσυριτωμένα και κλινοπυρόξενους. Μέσα στον χρωμιούχο σπινέλιο υπάρχουν

εγκλείσματα από φλογοπίτη, ορθοπυρόξενο και παρασσίτη. Τέλος ο δουνίτης έχει ομοιογενή λιθολογία, αποτελούμενος από υπιδιόμορφο ολιβίνη, καφέ κεροστίβη και πλήρη σωσσυριτιωμένο πλαγιόκλαστο.

Τα εγκλείσματα ορυκτών (πολυμεταλλικά και μονομεταλλικά) είναι κοινά στους χρωμιούχους σπινέλιους όλων των κοιτασμάτων χρωμίτη του Ομάν. Τα συστατικά μέταλλα είναι: αμφίβολος, φλογοπίτης, κλινοπυρόξενος, ορθοπυρόξενος και ολιβίνης. Ο χρωμίτης Wadi Farfar έχει την πλουσιότερη περιεκτικότητα σε ορυκτά εγκλείσματα και στο Wadi Hilti υπάρχουν δύο διακριτικοί τύποι ορυκτών εγκλεισμάτων. Ο πρώτος τύπος (ol-inclusion type) έχει κυρίως εγκλείσματα ολιβίνη σε σχήμα ιδιόμορφο. Ο δεύτερος (px-inclusion type) έχει κυρίως εγκλείσματα κλινοπυρόξενου με ακανόνιστα σχήματα και διάφορα μεγέθη.

Υπάρχουν πολύ λίγες πληροφορίες σχετικά με την διασπορά και ορυκτολογία των PGE στο οφιόλιθο του Ομάν, ειδικά στο βόρειο τμήμα του. Ο Brown (1982) μελετώντας τις συγκεντρώσεις Pd, Pt, Rh, Ir και Ru σε 18 δείγματα χρωμίτη παρατήρησε πολύ χαμηλές αφθονίες σε PGE κυμαινόμενες από 0,03 έως 0,6 ppm και κατέληξε στο συμπέρασμα πως η έλλειψη στην PGE για τους χρωμίτες Ομάν προέκυψαν είτε από εξάντληση των PGE στην μαγματική πηγή που εμπλέκεται με τον σχηματισμό χρωμιτών του Ομάν, ή από την έλλειψη συγκέντρωσης PGE στις διεργασίες κατά τη διάρκεια του σχηματισμού χρωμίτη στην μανδουακή ακολουθία. Πιο πρόσφατα, οι Prichard et al. (1996 a,b) διεξάγοντας νέες μελέτες διαπίστωσαν ότι οι οφιόλιθοι του Ομάν είναι φτωχοί σε PGE καθώς οι υπερβασικές ακολουθίες δεν περιέχουν τα μαγματικά σουλφίδια που απαιτούνται για την συγκέντρωση των PGE, ενώ οι Pt και Pd κρυσταλλώθηκαν με τα πρώτα θειούχα στη βάση του γάββρου.

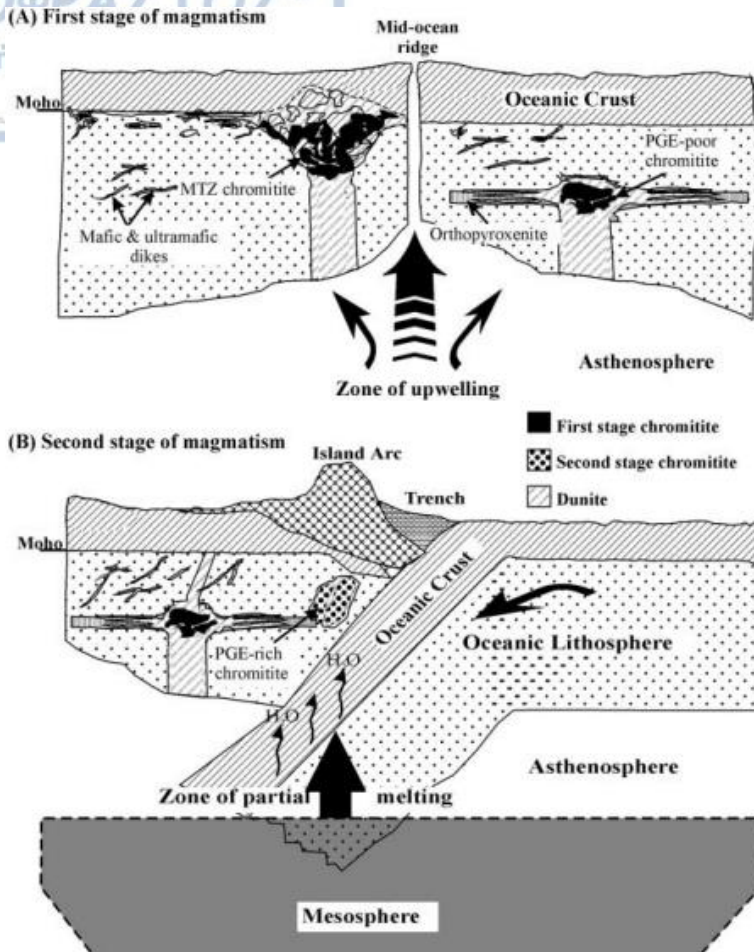
Ο χρωμίτης περιέχει 1,5 ppm των συνολικών PGE, είναι υψηλά εμπλουτισμένος στην υποομάδα IPGE (Ir, Os και Ru), έντονα εκπλυμένος στην υποομάδα PPGE (Rh, Pt και Pd)

#### Γένεση χρωμιτών

Η γένεση του λοβόμορφου χρωμίτη ήταν αινιγματική και η σχετική βαθιά μαγματική διαδικασία αμφιλεγόμενη (Thayer 1964, 1969, Dickey 1975, Cassard et al. 1981, Lago et al. 1982, Paktunc 1990, Leblanc and Nicolas 1992). Οι διάφορες εμφανίσεις του υποδηλώνουν διάφορες προελεύσεις. Οι Lago et al. (1982) πρότειναν ότι η συγκέντρωση του σπινελίου οφείλεται σε τυρβώδη μαγματική ροή μέσα σε αγωγούς του περιδοτιτικού μανδύα. Επιπλέον η αφομοίωση γειτονικού πετρώματος από ένα πρωτογενές τήγμα στο μανδύα (π.χ. Kelemen 1990) πιστεύεται ότι επηρέασε την μαγματική εξέλιξη και διαδραμάτισε κύριο ρόλο στο σχηματισμό χρωμίτη. Οι Arai and Yurimoto (1994) και Zhou et al. (1994) απέδωσαν τη γένεσή του σε μια αντίδραση περιδοτιτή /τήγματος και στη συνέχεια σε ανάμιξη σχετικά

πλούσιων σε Si τηγμάτων που παράγονται από την αντίδραση ενός πρωτογενούς τήγματος εντός αγωγών στον άνω μανδύα προς τη μεταβατική ζώνη Moho. Η αφθονία των αστριούχων φλεβών στο Wadi Rajmi υποδηλώνει αφομοίωση υλικών φλοιού κυρίως γαββρικών τεμαχών από πρωτογενές τήγμα (Arai et al.). Έτσι είναι πολύ πιθανό ότι η ανάμειξη ενός όξινου τήγματος προερχόμενου από τον γάββρο και ενός ενδιάμεσου τήγματος της ολιβινικής μάζας διαδραμάτισε σημαντικό ρόλο στη γένεση του χρωμίτη. Έπειτα η βαθιά υδροθερμική κυκλοφορία έχει προταθεί στον οφιόλιθο του Ομάν ( Boudier et al. 2000), με συνεισφορές νερού ( Matveev and Ballhaus 2002) και σχετική υψηλή φυγή οξυγόνου (Fisk and Bence 1980. Το πλούσιο σε Si τήγμα μπορεί να αναμειχθεί με κορεσμένα τήγματα σε ολιβίνη-σπινέλιο ώστε να καθιζάνει αποκλειστικά χρωμιούχος σπινέλιος σχηματίζοντας χρωμίτη (Irvine 1975, 1977). Προσθήκη CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> και H<sub>2</sub>O από τα αφομοιωμένα γαββρικά τεμάχια στο μάγμα ευνόησε την κρυστάλλωση του αμφιβόλου στο πλέγμα και καταβύθισε περισσότερο αργλικό σπινέλιο (Be'dard and He'bert 1998). Επιπλέον η προσθήκη H<sub>2</sub>O στο μάγμα, είτε από το αφομοιωμένο γάββρο είτε από θαλασσινό νερό σε περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης, επεκτείνει το πεδίο σταθερότητας σπινελίων προωθώντας τον σχηματισμό χρωμίτη (Nicholson and Mathez 1991). Η προέλευση του λοβόμορφου χρωμίτη, ειδικά με οζώδη υφή, εξηγήθηκε επίσης από το μαγματική ανάμειξη (Ballhaus 1998) και από εξάλειψη μιας υγρής φάσης από ένα πλούσιο σε νερό τήγμα (Matveev and Ballhaus 2002).

Η ποικιλομορφία των τύπων χρωμίτη στον οφιόλιθο του Ομάν υποδηλώνει την παρουσία δύο σταδίων γένεσης δημιουργίας μάγματος. Το πρώτο στάδιο παρήγαγε τον υπολειμματικό περιδοτίτη με μη κλασματοποιημένα πρότυπα PGE και τήγμα από σχετικά χαμηλό βαθμό μερικής τήξης, πιθανώς, σε μια ταχεία εξάπλωση, σε θέση μεσοωκεάνιας ράχης. Το μάγμα καθίζανε χρωμίτες χαμηλής περιεκτικότητας σε Cr, φτωχούς σε PGE στο MTZ και στο τμήμα μανδύα. Το δεύτερο στάδιο παρήγαγε δύστηκτο μάγμα από υψηλού βαθμού μερική τήξη, πιθανώς σε περιβάλλον ζώνης υποβύθισης. Το μάγμα σχημάτισε χρωμίτη με υψηλό Cr, πλούσιο σε PGE στο βαθύτερο τμήμα του μανδύα.



Εικόνα 6: Δύο στάδια γένεσης μάγματος στον Βόρειο οφιόλιθο του Ομάν. Στο πρώτο στάδιο δημιουργείται μερική τήξη χαμηλού βαθμού σε περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης. Το μάγμα καταβυθίζει χρωμίτες της MTZ και χρωμίτες φτωχούς σε PGE σε βαθύτερα επίπεδα του μανδύα από αφομοίωση κατώτερου οφιολίθου πλούσιου σε σπινέλιο ορθοπυροξενίτη αντίστοιχα. Στο δεύτερο στάδιο, ο πλούσιος σε PGE χρωμίτης παράγεται στο βαθύ μανδουακό τμήμα του μανδύα από μάγμα πιθανώς σχηματισμένο κάτω από ένα υψηλό βαθμός μερικής τήξης σε περιβάλλον ζώνης υποβύθισης.

#### 4.2 Κύπρος Τροόδους

Το σύμπλεγμα οφιολίθου της Τροόδους αντιπροσωπεύει ωκεάνια λιθόσφαιρα, η οποία σχηματίστηκε σε ένα περιβάλλον ζώνης υποβύθισης πριν από 90 Ma (Robinson and Malpas, 1990, Mukasa and Ludden, 1987). Η μανδουακή ακολουθία του οφιολιθικού συμπλέγματος Τροόδους χωρίζεται σε δύο μέρη (Batanona και Sobolev, 2000). Το ανατολικό τμήμα (Ενότητα 1) αποτελείται κυρίως από σπινέλιο – λερζόλιθο με δευτερεύοντες χαρτζβουργίτες και δουνίτες που φέρουν κλινοπυρόξενο. Το δυτικό τμήμα (Ενότητα 2) αποτελείται από χαρτζβουργίτες και δουνίτες και απαρτίζεται από τρία κοιτάσματα χρωμίτη στις περιοχές: Καννούρες, Κοκκινόροτσος και Χατζή Παύλου. Οι χρωμίτες εμφανίζονται στις Καννούρες σε φακούς δουνίτη στον χαρτσβουργίτη και στο Κοκκινόροτσο στη βάση της ενότητας

(Greenbaum, 1977, Prichard and Lord, 1990). Η ενότητα 2 έχει αποτυπωθεί με διήθηση τήγματος (Batanova and Sobolev, 2000, Buchl et al., 2002). Πραγματοποιήθηκαν διάφορες μετρήσεις για τις αφθονίες PGE και τις ισοτοπικές συστάσεις Os τριών κύριων κοιτασμάτων χρωμίτη (Καννούρες, Χατζή Παύλου, Κοκκινόροτσος) και σε συσχετιζόμενους μανδουακούς περιδοτίτες από το συγκρότημα οφιολίθου της Τροόδους για να διερευνηθεί η πετρογένεση αυτών των πετρωμάτων, και οι γενετικές τους σχέσεις καθώς και να εξεταστεί η γεωχημική συμπεριφορά των PGE. Τα κοιτάσματα λοβόμορφου χρωμίτη σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης πλούσιων σε υγρά, διηθητικών τηγμάτων με τους περιβάλλοντες μανδουακούς περιδοτίτες. Οι συγκεντρώσεις Os, Ir, Ru και Cr μειώνονται συστηματικά από χαρτσβουργίτη σε δουνίτη ο οποίος περιβάλλει τα κοιτάσματα. Οι συγκεντρώσεις Pd, Os, Ru και Ir είναι πολύ υψηλές σε σύγκριση με τις συγκεντρώσεις Pt υπονοώντας ότι οι χρωμίτες εμφανίζουν μεγάλες μεταβολές σχετικών αφθονιών PGE, ακόμη και σε τοπική κλίμακα.

Μελετώντας τα τρία κοιτάσματα χρωμίτη και του δουνίτη βρέθηκαν συγκεντρώσεις Os, Ir, Ru και Pd στον χρωμίτη πολύ υψηλές σε σύγκριση με αυτές του πρωτογενή μανδύα, ενώ οι συγκεντρώσεις Pt εμφανίζονται χαμηλές. Οι συγκεντρώσεις Os κυμαίνονται από 5,8 έως 288,5 ng / g, του Ir από 11,2 έως 24,3 ng / g, του Ru από 19,2 έως 83,2 ng / g, του Pt από 0,4 έως 9,0 ng / g, και Pd από 11,1 έως 76,8 ng / g. Υψηλές συγκεντρώσεις για Os, Ir και Ru, αλλά χαμηλές συγκεντρώσεις για Pt και Pd έχουν επίσης παρατηρηθεί σε ολόκληρα δείγματα χρωμιτών από τους οφιολίθους της Τροόδους από τον Prichard και Lord (1990) και McElduff and Stumpfl (1990) καθώς και σε άλλα κοιτάσματα χρωμίτη του οφιολίθου (Page and Talkington, 1984, Talkington and Watkinson, 1986, Leblanc, 1991, Crocket, 1981, 2002, Agiorgitis and Wolf, 1978, Zhou et al., 1998). Αυτές οι μεγάλες διακυμάνσεις στις συγκεντρώσεις PGE είναι τυπικές για κοιτάσματα χρωμίτη (Zhou et al., 1998, Melcher et al., 1999).

Τα κοιτάσματα χρωμίτη του οφιολίθου της Τροόδους περικλείονται από δουνίτη (Roberts, 1988, Prichard and Lord, 1993, Lago et al., 1982, Melcher et al., 1999) και περιβάλλονται από μέτρια εκπλυμένους χαρτζβουργίτες (Pearce et al., 1984, Roberts, 1988, Nicolas, 1989, Leblanc and Nicolas, 1992). Οι δουνίτες σχηματίζονται με διήθηση τήγματος, κατά την διάρκεια αυτής μπορούν να σχηματιστούν λερζόλιθοι με διάλυση κλινοπυρόξενου, ασυμβίβαστο τήγμα ορθοπυρόξενου και καθίζηση ολιβίνη από το τήγμα (Kelemen et al. 1997, Suhr 1999). Στο περιδοτιτικό μανδύα του Τροόδους, οι συγκεντρώσεις Ir, Os, και Ru μειώνονται συστηματικά από τους χαρτζβουργίτες στους δουνίτες όπως παρατηρήθηκε από τους Buchl et al. (2002) και φαίνεται για το Os όπως και η συγκέντρωση Cr όπου στους



χαρτζβουργίτες έχει μέσο όρο: 2528 ppm ενώ στους δουνίτες έχει μέσο όρο: 1758 ppm. Έτσι, ο γύρω μανδουακός περιδοτίτης είναι οι πηγή των PGE και του Cr στα κοιτάσματα χρωμίτη. Αυτό συμβαίνει επειδή Cr και PGE -με εξαίρεση το Pt - κινητοποιούνται σε περιδοτίτες κατά τη διάρκεια της αλληλεπίδρασης με διήθηση τηγμάτων πιθανώς πλούσια σε υγρά. Η εξάντληση του Pt σε σχέση με τους Ir, Os και Ru είναι επίσης ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα χρωμιτών στα σύμπλοκα οφιολίθου. Οι μεταβλητές σχετικές αφθονίες των Os, Ir και Ru μπορεί να αντικατοπτρίζουν την παρουσία και την ετερογενή κατανομή κραμάτων Os - Ir και σουλφιδιακών φάσεων.

Ο εμπλουτισμός σε Os, Ir και Ru σε σχέση με Pt και Pd που παρατηρήθηκαν σε προηγούμενες μελέτες εξηγείται από την πρόωρη απομάκρυνση των Os, Ir και Ru με τον χρωμίτη από το τήγμα, ενώ τα πιο ασύμβατα Pt και Pd παραμένουν στο πυριτικό τήγμα. Εναλλακτικά, έχει προταθεί ότι οι χαμηλές Pd και Pt περιεκτικότητες απαιτούν ότι το αρχικό υλικό έχασε Pd και Pt πριν από το σχηματισμό των κοιτασμάτων χρωμίτη (Melcher et al., 1999, Crocket, 1981, Barnes and Naldrett, 1985, Edwards, 1990, Keays, 1995, Zou et al., 1998).

Σύμφωνα με τα πρότυπα PGE το Pd κινητοποιείται στους μανδουακούς περιδοτίτες ωστόσο τα Os, Ir και Ru. Buchl et al. (2002) τείνουν να συμπεριφέρονται ασυμβίβαστα κατά την διήθηση τήγματος επειδή το πρώτο σουλφίδιο, και τελικά ο πυρόξενος και ο χρωμίτης διαλύονται κατά την διήθηση τήγματος. Η ασυμβίβαστη συμπεριφορά θα μπορούσε να οφείλεται στην παρουσία υγρών στο περιβάλλον της ζώνης υποβύθισης, όπου τα υγρά σουλφιδίου παίζουν σημαντικό ρόλο ως συλλέκτες των PGE κατά τη δημιουργία των κοιτασμάτων χρωμίτη.

Οι χαρτζβουργίτες έχουν πολύ υψηλά επίπεδα συγκεντρώσεων Pt. Αυτό υποδηλώνει ότι το Pt δεν κινητοποιήθηκε με τις άλλες PGEs κατά τη διάρκεια της μετεγκατάστασης μέσω περιδοτιτικού μανδύα. Η κινητοποίηση του Pt έχει ανασταλεί κατά τη διαδικασία διήθησης τήγματος στον περιδοτιτικό μανδύα του συγκροτήματος Τροόδους. Αυτό προτείνει ότι οι φάσεις πλούσιες σε Pt υπάρχουν επίσης στον άνω μανδύα.

Τα κοιτάσματα χρωμίτη σχηματίζονται στο μανδύα εάν ο χρωμίτης γίνεται η κύρια φάση ρευστοποίησης των μεταναστευτικών τηγμάτων. Έτσι, προτείνουμε ότι κατά τη διάρκεια της ομαδοποίησης και ομογενοποίησης των διηθητικών τηγμάτων κοντά στα όρια μανδύα - φλοιού χρωμίτης και σουλφίδια συναθροίζονται από τα υβριδικά μάγματα. Αυτές οι φάσεις μπορεί να συμπυκνωθούν περαιτέρω σε ρευστή φάση, όπως προτάθηκε από τους Matveev and Ballhaus (2002), τελικά σχηματίζοντας κοιτάσματα λοβόμορφου χρωμίτη.

Μεταβλητές ποσότητες σταγονιδίων αναμίξιμων υλικών σουλφιδίου θα συλλεχθούν από χρωμίτη κατά την κρυστάλλωσή του και αυτό εξηγεί το πρότυπο PGE και τις μεταβλητές μεταλλικές αφθονίες που παρατηρούνται στους σπινέλιους της περιοχής. Μετά-μαγματική ανακρυστάλλωση του χρωμίτη θα προκαλούσε αποθείωση λόγω της μεταφοράς  $Fe^{+}$  από τα σουλφίδια στις κενές θέσεις του χρωμίτη (Naldrett et al., 1989). Αυτό θα ευνοούσε το σχηματισμό μεταλλικών κραμάτων ως εγκλείσματα στον χρωμίτη και εξηγεί την εμφάνιση των διακριτών ορυκτών φάσεων των Ir, Os και Ru που συχνά παρατηρείται σε λοβόμορφους χρωμίτες. Αντίθετα, τα σουλφίδια στο έδαφος μεταξύ των κόκκων χρωμίτη υποφέρουν από ισχυρή αλλοίωση που προκαλείται από υγρά σουλφίδια όψιμου σταδίου και τα Pd κινητοποιούνται ξανά. Όπως περιγράφεται παραπάνω, οι χρωμίτες μπορούν να σχηματιστούν κατά τη διάρκεια της ομαδοποίησης και ανάμιξης διηθητικού τήγματος. Αυτά τα τήγματα κατά πάσα πιθανότητα έχουν ραδιογενείς συνθέσεις ισότοπου Os (π.χ. Woodland et al., 2002, Borg et al., 2000).

Το Όσμιο μπορεί να κινητοποιηθεί κατά την αφυδάτωση του ωκεανού φλοιού, και η επίδραση της πλάκας απ' την οποία προέρχεται  $187Os$  στην ισοτοπική σύνθεση των περιδοτιτικού μανδύα έχει αποδειχθεί από διάφορες μελέτες (π.χ. Brandon et al. 1996, 1999, Parkinson et al. 1998, McInnes et al. 1999, Borg et al. 2000). Το εύρος σε αναλογίες  $187Os / 188Os$  είναι κυρίως συνάρτηση των αρχικών συνθέσεων τήγματος και περιδοτίτες και των αναλογιών τήγματος / πετρώματος.

Οι αναλογίες  $187Os / 188Os$  του σπινελίου από λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη του συμπλέγματος οφιολίθου της Τροόδους κυμαίνονται από 0,1226 έως 0,305. Η μέση τιμή είναι παρόμοια με εκείνη των κοιτασμάτων χρωμίτη παγκοσμίως (Walker et al., 2002a, β). Η μεταβολή του λόγου  $187Os / 188Os$  των κοιτασμάτων χρωμίτη αντικατοπτρίζει ένα μείγμα από Os περιδοτιτικού μανδύα με Os από την υποβυθιζόμενη πλάκα. Το τελευταίο συστατικό μεταφέρεται μαζί με διηθητικά τήγματα και υγρά και πιθανώς έχει ραδιογενή σύνθεση χαρακτηριστικό πολλών βασαλών τόξου. Εν ολίγοις, προτείνουμε ότι το τήγμα που περνάει μέσα από σωλήνες χαρτσβουργίτη και δουνίτη κινητοποιεί το Os όταν όλα τα θειούχα μανδουκά διαλύονται. Κατά τον σχηματισμό των κοιτασμάτων χρωμίτη, τήγματα με διαφορετικές περιεκτικότητες σε Os συγκεντρώνονται, αναμιγνύονται και ομογενοποιούνται σε μια μεγάλη κλίμακα. Οι υπολογισμοί του μοντέλου υπονοούν ότι οι λόγοι τήγματος / πετρώματος  $<1$ : 1 - 41: 1 είναι απαραίτητοι για να αυξηθούν τα  $187Os / 188Os$  των σπινελίων-λερζολίθων. Αυτές οι τιμές είναι παρόμοιες ή χαμηλότερες από τις ανεξάρτητες εκτιμήσεις αναλογιών τήγματος / πετρώματος σε οφιολίθους. Έτσι, οι λοβόμορφοι χρωμίτες

δεν αντιπροσωπεύουν την ιστοπική σύνθεση του άνω μέρους μανδύα. Ωστόσο, ορίζουν το άνω όριο, και αυτό σημαίνει ότι ο μανδύας του οφιολίθου έχει σημαντικά χαμηλότερα 187Os / 188Os από το PUM και έχει ως εκ τούτου υπέστη μακροχρόνια εξάντληση του Re. Αυτό υπονοεί ότι πριν από τη διήθηση τήγματος, η μανδυακή πηγή των οφιολίθων είχε σημαντικά χαμηλότερη τιμή 187Os / 188Os από το PUM.

## 5. Ελληνικά κοιτάσματα χρωμίτη

### 5.1.1 Βούρινος - Όρθυς - Πίνδος

Η πλειονότητα των οφιολίθων που απαντώνται στις Ελληνίδες ζώνες εμφανίζονται ως μια σειρά επωθημένων λεπιών, προσανατολισμένα ΒΔ-ΝΑ, και περιορίζονται στο κεντρικό και βόρειο τμήμα τους. Εμφανίζονται σε: α) δύο ασυνεχείς και στενές ζώνες στα δυτικά του ορεινού όγκου της Πελαγονικής (Συμπλέγματα Όρθυς και Πίνδος), στον Πελαγονικό ορεινό όγκο (Σύμπλεγμα Βούρινου) και στα ανατολικά του Πελαγονικού ορεινού όγκου (Βέρμιο, Βέροια και Ε. Θεσσαλία), (β) στη χερσόνησο Δ. Χαλκιδικής και (γ) στους ορεινούς όγκους της Σερβομακεδονικής και της Ροδόπης (Εικ. 1). Τα πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά υποδεικνύουν ότι οι οφιοίλιθοι της Ελλάδας έχουν σχηματιστεί σε περιθωριακές λεκάνες (Capedri et al., 1980, Pearce et.al., 1984 Economou et al., 1986).

Όσον αφορά την εξέλιξη των γεωτεκτονικών περιβαλλόντων, τα συμπλέγματα Βούρινος, Όρθυς και Πίνδος αποτελούν μέρος μιας ενιαίας πλάκας ωκεάνιου φλοιού έτσι οφιοίλιθοι τύπου MOR και SSZ, όπως οφιοίλιθοι εμπροσθοτόξιων και οπισθοτόξιων ραχών, επωθήθηκαν, κατακερματίστηκαν και διαχωρίστηκαν από επικαλυπτόμενα ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας που σχετίζονται με το σχηματισμό οφιολίθων τύπου MOR και SSZ (πρόσθιο τόξο και οπίσθιο τόξα κορυφογραμμών)(Smith 1977, Pearce et al. 1984, Jones et.al.1990). Έτσι, θεωρείται ότι αυτά τα συμπλέγματα αντιπροσωπεύουν διαφορετικά στάδια της εξέλιξη μιας περιθωριακής λεκάνης όπου το κύριο μέρος του συμπλέγματος Βούρινος θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει ένα κέντρο εξάπλωσης, σε περιβάλλον SSZ (Jackson et al., 1975, Harkins et al., 1980 and Ross et al., 1980).

Όλα τα μεταλλεύματα χρωμίτη βρίσκονται σε σώματα δουνίτη ή περιτυλιγμένα από δουνίτη στον χαρτζβουργίτη. Τα μεγέθη των σωμάτων μεταλλεύματος ποικίλλουν ευρέως και περιέχουν όλους τους τύπους υφής (συμπαγής, ταινιώδη, ζωνώδης, διεσπαρμένη και λεοπαρδάλεως), ωστόσο κυριαρχεί συνήθως ένας τύπος. Το πέτρωμα ξενιστής είναι ένας μέτρια εκπλυμένος χαρτζβουργίτης και ούτε εδώ υπάρχει σχέση μεταξύ του μεγέθους του μεταλλευτικού σώματος και του μεγέθους του ξενιστή (Economou et al., 1986, Οικονόμου-

Ηλιόπουλος, 1993). Εκτός από τα συγκροτήματα Βούρινος και Όρθυς με εκτιμώμενα αποθέματα μεταλλεύματος περίπου 10 και 3 εκατομμύρια τόνους αντίστοιχα, τα μεταλλεύματα των υπόλοιπων συμπλεγμάτων είναι της τάξης των αρκετών χιλιάδων τόνων (Economou et al., 1986; Κωνσταντοπούλου, 1990).

Οι περιεκτικότητες στοιχείων της ομάδας λευκόχρυσου (PGE) και οι συγκεντρώσεις χρυσού σε συμπυκνωμένα μεταλλεύματα χρωμίτη είναι γενικά χαμηλές, λιγότερο από 100 ppb έως μερικές εκατοντάδες ppb. Σημαντικός εμπλουτισμός σε PGE (συγκεκριμένα Pt και Pd) υπάρχει μόνο περιστασιακά. Συγκεκριμένα εμπλουτισμός σε Pt-Pd συνήθως συνδέεται με τα σουλφίδια σε δουνίτη εντός του άνω μέρος μανδυακής ακολουθίας και / ή σε supra-Moho δουνίτες / πυροξενίτες. Ειδικότερα, τα συμπλέγματα οφιολίθου του Βούρινου, με εξαίρεση το κεντρικό τμήμα και, και του Όρθυ, χαρακτηρίζονται από χαμηλές συγκεντρώσεις PGE και αναλογίες Pd / Ir. Ωστόσο, ορισμένα δείγματα χρωμίτη εμφανίζουν εμπλουτισμό (έως 3-5 ppm): (α) μόνο σε Os, Ir και Ru, (β) μόνο σε Pt και / ή Pd · ή (γ) συνολικά σε PGE όπως στο σύμπλεγμα Πίνδου (Economou-Eliopoulos and Vacondios, 1995, Tarkian et al., 1996). Μεταλλεύματα υψηλής περιεκτικότητας σε Cr έχουν υψηλότερη περιεκτικότητα PGE σε σύγκριση με μεταλλεύματα υψηλού Al (Economou, 1986, Bacuta et al., 1990, Zhou et al., 1994) από την άλλη υπάρχουν μεταλλεύματα χρωμίτη υψηλού Al όπως το σύμπλεγμα Όρθυς και Πίνδου, τα οποία έχουν συνολική περιεκτικότητα σε PGE συγκρίσιμη ή / και υψηλότερη από εκείνο των υψηλών Cr. Οι υψηλές PGE μπορεί να το υποδηλώνουν ότι τα μεταλλεύματα με υψηλή περιεκτικότητα σε Cr κρυσταλλωμένα από μάγμα που προέρχεται από μανδυακές πηγές που έχουν βιώσει προηγούμενη εξάντληση και δεν έχουν επιτύχει κορεσμό θείου κατά την άνοδο. Οι λόγοι Ni / Cu και Pd / Ir έχουν προταθεί ως απόδειξη του της κλασμάτωσης του μάγματος (Barnes et al., 1985, 1988) επομένως πιο πρωτογενή μητρικό μάγμα και ότι υψηλός-Cr και ο υψηλός-Al χρωμιτικά μεταλλεύματα προέρχονται από ξεχωριστά μάγματα, χαλκόφιλα δεδομένα στοιχείων (PGE, Ni, Cu, περιεκτικότητες, μοτίβα PGE, αναλογίες Pd / Ir, Ni / Cu)

### 5.1.2 Βούρινος

Οι οφιολίθοι του Βούρινου αντιπροσωπεύουν μια πλήρης οφιολιθική ακολουθία στις αλβανίδες-ελληνίδες ζώνες της αλυσίδας των Άλπεων -Ιμαλαίων. Καλύπτει μια έκταση περίπου 450 τετραγωνικών χιλιομέτρων, 85% των επιφανειακών εκθέσεων αποτελούνται από εκπλυμένο χαρτζβουργιτικό τεκτονικό μανδύα που φιλοξενεί άφθονα, ακανόνιστα σχήματα και εξαιρετικά παραμορφωμένα σώματα δουνίτη. Δηλαδή αντιπροσωπεύει ένα κομμάτι της ωκεάνιας λιθόσφαιρας του Ύστερου Ιουρασικού μετά το κλείσιμο του Ωκεανού

Νεοτηθός. Χαρακτηρίζονται από μικρή περιεκτικότητα σε PGE εκτός το κεντρικό τμήμα του Βούρινου. Στον χαρτζβουργίτη και τον δουνίτη απαντώνται πυροξενικές πηγματιτικές φλέβες που πιστεύεται ότι αντιπροσωπεύουν το τελευταίο κατάλοιπο πρώιμων μαγματικών υγρών (Rassios and Dilek, 2009). Το όριο μεταξύ των πετρωμάτων του μανδύα και των υπερβασικών σφωριτικών σωμάτων (δουνίτη, βερλίτη και πυροξενίτη) οριοθετείται από μια καλά εκτεθειμένη «Πετρολογική ασυνέχεια» στην περιοχή Τσούκα (Jackson et al., 1975). Ο Βούρινος είναι το ανατολικό τεμάχιο ενός αρχικά πιο εκτεταμένου Ιουρασικού οφιολιθικού σχηματισμού, του «Μεσοελληνικού οφιολίθου», με τον οφιόλιθο της Πίνδου το πιο δυτικό τέμαχος καθώς γεωτρήσεις επιβεβαιώνουν πως οι δυο παραπάνω οφιόλιθοι είναι συνεχείς στην υπόγεια επιφάνεια κάτω από ιζηματογενή κάλυψη της Μεσοελληνικής Αύλακας (Brunn 1956, Saccani and Photiades 2004, Rassios and Moores 2006, Rassios και Dilek 2009)

Οι χρωμίτες είναι άφθονοι στους οφιολίθους του Βούρινου φιλοξενώντας το μεγαλύτερο ορυχείο εξόρυξης χρωμίτη στην Ευρώπη. Εκμεταλλεύτηκαν εκτενώς μεταξύ της δεκαετίας του 1930 και του 1990 αφήνοντας πίσω του καλές εκθέσεις σωμάτων χρωμίτη μέσα στα κλειστά ορυχεία. Τα αποθέματα χρωμίου κυμαίνονται σε αρκετά εκατομμύρια τόνους στο ορυχείο Ξερολίβαδο - Σκούμτσα και σε περίπου χιλιάδες τόνους στα μικρότερα εκμεταλλεύσιμα μεταλλεύματα. Χρωμιτικά σώματα οικονομικής κλίμακας σε οφιολίθους έχουν μορφή μεταβλητών παραμορφωμένων λοβών, φακών ή στρωμάτων χρωμίτη μέσα σε δουνίτες εντός περιδοτικού μανδύα που αναφέρεται ως «μεταλλοφόρος ζώνη», και δείχνουν ένα ευρύ φάσμα υφών (π.χ. González-Jiménez et al., 2014b).

Ο βόρειος ορεινός όγκος του Βούρινου και ο Νότιος ορεινός όγκος Βούρινου διαχωρίζονται ουσιαστικά από ένα σύστημα ρηγμάτων πλαστικών-θραυστιγενών strike-slip. Οι κύριες περιοχές μεταλλεύματος στον Βορρά περιλαμβάνουν τον Βοϊδολακάκας Κερασίτσα, Ρίζο, Κουρσούμα και Κράπα (supra-Moho). Οι νότιες περιοχές περιλαμβάνουν Τσούκα (supra-Moho), Αετοράχη, Κίσαβο, Κόνιβο, Ποταμιά, Ξερολίβαδο, Μουτσάρα, Βόρειο και Νότιο Φρούριο. Το Ξερολίβαδο είναι η μόνη περιοχή μεταλλεύματος που εκμεταλλεύτηκε οικονομικά μακροπρόθεσμα. Κατά τη λειτουργία του ήταν το πιο παραγωγικό ορυχείο χρωμίτη στην Ευρώπη. Περιέχει το μεγαλύτερο σώμα χρωμίτη του Βούρινου και του ξενιστή δουνίτη που αποτελεί το μεγαλύτερο συνδεδεμένο σώμα δουνίτη σε όλα τα Ελληνικά οφιολιθικά συμπλέγματα (περίπου  $3 \times 1$  χλμ έκθεση στην επιφάνεια, (Rassios and Kostopoulos, 1990). Στην Ποταμιά τα αποθέματα χρωμίτη υπολογίζονται σε περίπου 30.000 τόνοι (Margaras and Vacondios, 1996). Το ορυχείο της Αετοράχης ήταν ένα από τα τελευταία ενεργά ορυχεία, που έκλεισαν το 1991. Εξήχθησαν περίπου 200.000 τόνοι

μεταλλευμάτων χρωμίου και τα αποθέματα εκτιμάται σε 2,5 εκατομμύρια τόνους (Rassios, 2014). Στην Κερασίτσα και Κουρσούμια τα αποθεματικά υπολογίζονται σε περίπου 400.000 τόνοι (Κερασίτσα) και 250.000 τόνοι (Κουρσούμια) αλλά οι πολλοί μικροί κόκκοι χρωμίτη στα διεσπαρμένα μεταλλεύματα κάνουν την επεξεργασία για οικονομική ωφελιμότητα δύσκολη. Η εξόρυξη ανήλθε σε 50.000 τόνους και τα αποθέματα 400.000 τόνους στην περιοχή. Τέλος το κοίτασμα Βοϊδόλακκας φιλοξενεί λοβόμορφα σώματα χρωμίτη. Η πρώιμη εξόρυξη περιελάμβανε εκμετάλλευση τεράστιων σωμάτων μεταλλεύματος η πλειοψηφία αυτών είναι φακοειδή schlieren μεταλλεύματα που συνδέονται στη θέση τους με πλαστικές (μυλωνίτη) και εύθραυστες ζώνες διάτμησης (Grivas et al., 1993). Μεταξύ 1938 και 1952, εκμεταλλεύτηκαν 25.000 τόνοι μεταλλεύματος υπόγειος. Τα εναπομείναντα αποθέματα εκτιμάται σε 200.000 τόνους.

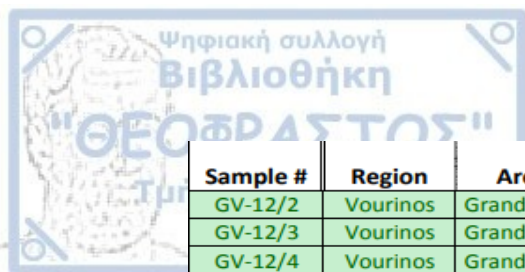
Ο ολιβίνης είναι το πρωτογενές πυριτικό ορυκτό στα μεταλλεύματα χρωμίτη, συνήθως ως υπολειπόμενοι κόκκοι μετά από σερπεντινίωση είτε διατηρημένος ως «νησιά» μέσα σε σερπεντίνη. Όλοι οι ολιβίνες που αναλύονται από μεταλλεύματα χρωμίτη είναι έντονα φορστεριτικοί. Τα σουλφίδια είναι σπάνια στον Βούρινο ενώ εμφανίζονται κρύσταλλοι κλινοπυρόξενου και ορθοπυρόξενου.

Οι σπινέλιοι που υπάρχουν στους χρωμίτες παρουσιάζουν ανομοιογενή σύσταση, όπως επισήμαναν αρχικά οι Ράσσιος και Κωστόπουλος 1990. Το XMg κυμαίνεται μεταξύ 0,925 και 0.969. οι σπινέλιοι στους χρωμίτες έχουν υψηλή XCr και μεταβλητή XMg. Αυτό το υψηλό XCr έχει αποδοθεί σε μετά-σωματική αλληλεπίδραση μεταξύ ενός βασικού που προέρχεται από μανδουακό τήγμα και από τους περιδοτίτες ξενιστές ( Rollinson, 2008, Uysal et al. 2009, González-Jiménez et al. 2011, Merlini et al., 2011, Zaccarini et al., 2011). Ο σπινέλιος χρησιμοποιείται ως πετρογενετικός δείκτης για πετρώματα που προέρχονται από μανδύα (Dick and Bullen, 1984, Roeder, 1994, Barnes and Roeder, 2001) καθώς η κρυσταλλική δομή του επιτρέπει ένα ευρύ φάσμα κατιονικής ανταλλαγής. Τα στοιχεία Mg και Fe σε ολιβίνη και σπινέλιο αποτελούν ένα στερεό διάλυμα, οδηγώντας σε συνθήκες ανταλλαγής μεταξύ Mg-Fe (Irvine, 1965, 1967). Η ισορροπία ολιβίνη-σπινελίου έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για να συμπεράνει τις διαδικασίες και τις συνθήκες PT εντός του μανδύα και της ζώνης αλληλεπίδρασης μανδύα-φλοιού. Η ημιστερεή επανεξισορρόπηση του χρωμίτη, μπορεί να εξαλείψει τις πρωτογενείς χημικές ουσίες σπινελίου, συμβάλλοντας στην εμφάνιση ετερογένειας στις συστάσεις του. Τέλος σύμφωνα με τα γεωθερμόμετρα μετρήθηκαν οι «τελικές» μαγματικές θερμοκρασίες υγροποίησης των μεταλλευμάτων διαφόρων περιοχών του Βούρινου και εξήχθησαν τα εξής συμπεράσματα: Το Ξερολίβαδο-

Σκούμτσα μπορεί να αντικατοπτρίζει ένα μάγμα που προέρχεται από υψηλότερο βαθμό της μερικής τήξης της μανδυακής πηγής και θα μπορούσε να αλληλεπιδράσει σε βάθος με ξενιστή περιδοτίτη του μανδύα σε θερμοκρασίες πάνω από 1200 ° C. Τα άλλα κοιτάσματα χρωμίτη ήταν το προϊόν ενός σχετικά χαμηλότερου βαθμού τήξης και θα μπορούσαν να αλληλεπιδράσουν με τους ξενιστές περιδοτίτες του μανδύα σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, πιθανώς σε διαφορετικά επίπεδα στρωματογραφίας όπως προτάθηκε από τους Κωνσταντόπουλος και Οικονόμου-Ηλιόπουλος (1991).

Το σύμπλεγμα του Βούρινου θεωρείται ότι προέρχεται από οφιολίθους της ζώνης υποβύθισης (SSZ) και ότι έχει μπονιτική συγγένεια. (Jackson et al., 1975, Harkins et al., 1980, Ross et al., 1980). Διαφορετικές εισροές παρόμοιων τηγμάτων σε ένα νησιωτικό τόξο ήταν υπεύθυνες για το σχηματισμό των χρωμιτών του Βούρινου.

Συνολικά στοιχεία δείχνουν ότι ο μαγματικός θάλαμος του Βούρινου αρχικά εξελίχθηκε ως ανερχόμενος ασθenoσφαιρικός διάπυρος κάτω από ένα κέντρο επέκτασης μεσοωκεάνιας ράχης που μετά παγιδεύτηκε στη μανδυακή σφήνα πάνω από μια ζώνη υποβύθισης. Κοκκώδες κανονικός χαρτζβουργίτης που περιέχουν τεμάχια πυροξένου και χαμηλό Cr (<0,60) αλλοτριόμορφου χρωμιούχου σπινέλιου θεωρείται υπολείμματα μετά από επεισόδιο τήξης ενός γόνιμου περιδοτίτη κάτω από ένα κέντρο εξάπλωσης μεσαίου ωκεανού.



Sample #	Region	Area	Station	Lithology	Unit	Analyses
GV-12/2	Vourinos	Grand Trav.	GV-12	Dunite	Sub-Met. Zone: Pefko	Petro, Probe
GV-12/3	Vourinos	Grand Trav.	GV-12	Dunite	Sub-Met. Zone: Pefko	Petro, Probe
GV-12/4	Vourinos	Grand Trav.	GV-12	Dunite	Sub-Met. Zone: Pefko	Petro, Probe
GV-12b	Vourinos	Grand Trav.	GV-12	Harzburgite	Sub-Met. Zone: Pefko	Petro, Probe
GV-14	Vourinos	Grand Trav.	GV-14	Harzburgite	Sub-metAliferous zone	Petro, Probe
GV-17	Vourinos	Grand Trav.	GV-17	Harzburgite	Sub-Met.Zone: basal thrus	Petro, Probe
GV-18	Vourinos	Grand Trav.	GV-18	Harzburgite	Sub-Met.Zone: basal thrus	Petro, Probe
AR-82-1	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-1	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-2	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-2	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-3	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-5a	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-5a	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-5b	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-5b	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-8	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-8	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-9	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-9	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-10	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-10	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-13	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-13	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-14	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-14	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-15	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-15	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe
AR-82-16	Vourinos	Tsouka		Dunite	Basal Cumulate Dunite	Probe

AK-86-23	Vourinos	Aga Kouri		Dunite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-24	Vourinos	Aga Kouri		Dunite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-24	Vourinos	Aga Kouri		Dunite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-26	Vourinos	Aga Kouri		Dunite	Dunite	Probe		
AK-86-26	Vourinos	Aga Kouri		Dunite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-1	Vourinos	Aga Kouri		Chromitite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-1	Vourinos	Aga Kouri		Chromitite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-1X	Vourinos	Aga Kouri		Chromitite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-1X	Vourinos	Aga Kouri		Chromitite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AK-86-2	Vourinos	Aga Kouri		Chromitite	Sub-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-61	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-61	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-62A	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-62A	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-63	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-63	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-82-64	Vourinos	Koutroulis		Dunite	Near-Moho Dunite Body	Probe		
AR-75-M1	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M1	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M2	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M2	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M3	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M3	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M4	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M4	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M5	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M5	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M7	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		
AR-75-M7	Vourinos	Krapa		Dunite	Ultramafic Cumulates	Probe		

Εικόνα 7: Στον παραπάνω πίνακα παρουσιάζεται η πετρολογική σύσταση διαφόρων περιοχών του Βούρινου. Στην περιοχή Τσουκά, Κράπα και Κουτρούλη κυριαρχεί ο δουνίτης ενώ στην Αγά Κουρί εμφανίζονται κοιτάσματα χρωμίτη.

Οι γενικώς χαμηλές αφθονίες REE στους περιδοτίτες που μελετήθηκαν είναι αποτέλεσμα του H<sub>2</sub>O που προήλθε απ την εκ νέου τήξη μανδυακής σφήνας, η οποία δεν



υπέστη κανένα άλλο σημαντικό εμπλουτισμό από υγρά εκτός από το H<sub>2</sub>O. Συγκεκριμένα, σε ένα γεωτεκτονικό καθεστώς πρόσθιου τόξου τόσο το νερό όσο και ο διαθέσιμος μανδύας, παρέχουν τις ιδανικές συνθήκες για το σχηματισμό των μπονιτικών τηγμάτων (Crawford et al. 1989, Pearce et al. 2000). Στην περιοχή του εμπρόσθιου τόξου συνήθως οι περιδοτίτες επηρεάζονται από ένα συνδυασμό διεργασιών, συμπεριλαμβανομένης της μερικής τήξης και του μετασωματισμού, όπως συμβαίνει για τους περιδοτίτες που διερευνήθηκαν.

Κατά την τήξη του μανδύα, που σχετίζεται με την αντίδραση τήγματος - πετρώματος, ο Cr συμπεριφέρεται ασυμβίβαστα, συγκεντρώνεται επαρκώς στο τήγμα για την κρυστάλλωση των λοβόμορφων χρωμιτών (Matveev and Ballhaus 2002, O'Driscoll et al. 2012). Χρωμίτες σχηματίζουν μάζες που φιλοξενούνται στους περιδοτίτες που μελετήθηκαν από εισροές λειωμένου μπονίτη στον εξαντλημένο μανδύα του Βούρινου (Κασιώτης 2009, Γραμματικόπουλος κ.ά. 2011). Υπάρχει μια γενετική σύνδεση μεταξύ του χρωμίτη και του λεπτόκοκκου δουνίτη. Φαίνεται ότι μετά τον σχηματισμό χρωμίτη ο όγκος του τήγματος μειώθηκε και αρχικά κρυστάλλωσε αποκλειστικά ολιβίνη και ελάσσονα χρωμιούχο σπινέλιο διατηρώντας Cr και Mg (σχεδόν) στις ίδιες τιμές σε σύγκριση με εκείνες του χρωμιούχου σπινέλιου από τους γειτονικούς χρωμίτες, που οδηγούν στο σχηματισμό λεπτόκοκκου δουνίτη. Μετά από λεπτόκοκκο σχηματισμό δουνίτη, μικρότεροι όγκοι τήγματος θα μπορούσαν να εισβάλουν στους γειτονικούς περιδοτίτες και να τους τροποποιήσουν, κυρίως τους χρωμιούχους σπινέλιους τους ή να κρυσταλλώσουν νέους. Το σπινέλιο χαρακτηρίζεται από την αύξηση των τιμών Cr από κανονικό χαρτσβουργίτη έως χοντρόκοκκο δουνίτη, το οποίο εμφανίζει στοιχεία για τήξη πολλαπλών σταδίων στον μανδύα του Βούρινου.

Στο Ξερολίβαδο-Σκούμτσα οι χρωμίτες φαίνεται να διαφέρουν από τους άλλους χρωμίτες του Βούρινου επειδή αυτοί διαθέτουν XMg που αντανακλά μια υψηλότερη μαγματική θερμοκρασία του σπινελίου υποδεικνύοντας υψηλότερο βαθμό μερικής τήξης και δημιουργώντας μάγμα που αφομοίωσε μεγαλύτερη ποσότητα χρωμίου από μανδουακές πηγές. Το αποτέλεσμα είναι ότι ένα τήγμα ουσιαστικά της ίδιας ονομαστικής συγγένειας εμφανίστηκε στο Ξερολίβαδο όπως και στις άλλες περιοχές του Βούρινου, αλλά ήταν θερμότερο και με υψηλότερη περιεκτικότητα σε χρώμιο. Αυτό θα μπορούσε να εξηγήσει την παραγωγή των φαινομενικά μεγαλύτερων σωμάτων χρωμίτη σε σύγκριση με άλλα στο Βούρινο.

Οι Tzamos et al. (2017) συμπεραίνουν ότι είναι οι χρωμίτες Ξερολίβαδου - Σκούμτσα ενδεικτικοί μιας ετερογενώς εξαντλημένης μανδουακής πηγής με βάση της ετερογένειας PGE. Αυτή η ετερογένεια μπορεί να επεκταθεί σε ολόκληρο τον ορεινό όγκο του Βούρινου

(Κωνσταντοπούλου και Οικονόμου-Ηλιόπουλος 1991, Grammatikopoulos et al. 2011) σε συνδυασμό με τον χρωμίτη που διερευνήσαμε, μπορούμε να συμπεράνουμε μια σχετική ετερογένεια στην μανδρακίτη πηγή.

Για τα αποθέματα από χρωμίτη πλούσια σε Cr στην Χαλκιδική και στο Βούρινο υπάρχει η παρακάτω εξήγηση: βαθειά μερική τήξη περιδοιτικού υλικού κάτω από ζώνες ρήγματος με γέννηση πλούσιου σε mg τήγμα. Έπειτα αργή προς τα πάνω και ψύξη του με εναλλασσόμενη ή ταυτόχρονη καθίζηση ολιβίνη και χρωμίτη, επηρεασμένοι από εκτεταμένη μετακίνηση και ανάπτυξη επίπεδων ποικίλων παχών με σωρευτικές υφές. Τέλος αύξηση διαχωρισμού του τήγματος και των συσσωμάτων που συνδυάζεται με σταδιακή πλάτυση του συστήματος διάρρηξης και με μόνιμη προσθήκη του νεότερου παραγόμενου τήγματος από κάτω. Η κρυσταλλική μάζα απαντάται ως συσσωματώματα από αρχικό στάδιο μερικής τήξης που κλίνει απότομα και υποβάλλεται στην παραπάνω στερεοποίηση και ρέει ή τεμαχίζεται από διασπορά και διάλυση των ιζημάτων. Κατακλαστικές υφές παρουσιάζονται στα περισσότερα αποθέματα, ειδικά τα συμπαγή στην εξεταζόμενη περιοχή είναι χαρακτηριστικά της τελικής τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων. Η πλειοψηφία των δειγμάτων του Βούρινου δείχνουν μια μικρή περιεκτικότητα από  $MgAl_2O_4$ . (Jackson et al 1975) τα σωρευτικά επικαλύπτουν τους υπερβασικούς τεκτονίτες και επιδεικνύουν ένα μικρό σημάδι παραμόρφωσης με σχεδόν ισοδιάστατους ολιβίνες, που δείχνουν μια μικρή προτίμηση σε προσανατολισμό.

## 5.2 Πίνδος

Το σύμπλεγμα οφιολίθου της Πίνδου, βρίσκεται στην ΒΔ Ελλάδα και τοποθετείται τεκτονικά πάνω στον Ηωκαινικό φλύσχη της ζώνης Πίνδου. Η ακολουθία της Πίνδου αντιπροσωπεύει μέρος μιας ενιαίας πλάκας ωκεάνιου φλοιού που αναπτύχθηκε πάνω από μια ζώνη υποβύθισης (SSZ), κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού (~ 170 Ma) (Smith, 1977 and Jones, 1990) μαζί με τους οφιολίθους του Όρθυς, του Κόζιακα και του Βούρινου. Θεωρείται ότι ο οφιολίθος της Πίνδου είναι ένα πλήρες σύμπλεγμα αποτελούμενο κυρίως από μεγάλες μάζες χαρτσβουργίτη-δουνίτη καλύπτοντας μια έκταση άνω των  $1000\text{km}^2$ . Συγκεκριμένα περιλαμβάνει σωριτικά πετρώματα που κυμαίνονται από υπερβασικά έως γάββρο, διαβάσεις και ένα πλήρες φάσμα από βασάλτες μεσοωκεάνιας ράχης MORB μεταξύ θολειτικής σύστασης νησιωτικού τόξου IAT και μπονιτικής ηφαιστειακής σειράς BSV (Parrot, 1967, Paraskevopoulos, 1975, Capedri et al., 1980, 1985, Pearce et al. 1984). Έτσι, το σύμπλεγμα της Πίνδου έχει περισσότερες από μια μανδρακές προελεύσεις, εκρηκτικά συμβάντα και αντιπροσωπεύει τοποθέτηση σε ένα περιβάλλον SSZ (Pearce et al., 1984). Ο

βαθμός έκπλυσης των περιδοτιτών του μανδύα (χαρτςβουργίτη και πλαγιόκλαστο-χαρτςβουργίτη κυμαίνονται από σχετικά χαμηλή έως ακραία (Jaques and Green, 1980, Dick and Bullen, 1984)

Υπάρχει περιορισμένος και μικρός αριθμός εμφανίσεων χρωμίτη, με συνέπεια να υπάρχει χαμηλή δυνατότητα εκμετάλλευσης στο σύμπλεγμα της Πίνδου (Higoumenakis et al., 1977, Rassios, 1990). Οι γνωστές χρωμιτικές εμφανίσεις δείχνουν μια ομοιόμορφη κατανομή στην μανδυακή ακολουθία. Τα κοιτάσματα χρωμίτη εμφανίζονται περιτυλιγμένα από δουνίτη μέσα σε τεκτονισμένο χαρτζβουργίτη. Το μέγιστο μήκος φακών χρωμίτη είναι μερικές δεκάδες μέτρα ενώ το μέγιστο πλάτος είναι μερικές δεκάδες εκατοστά (Higoumenakis et al., 1977). Επιπλέον οι χρωμίτες παρουσιάζουν όλους τους τύπους υφών (συμπαγείς, ταινιωτό, ζωνώδης, διεσπαρμένο και λεοπαρδάλεως). Ωστόσο λόγω της τεκτονικής τοποθέτησής τους, υπέστησαν μια ισχυρή πλαστική και θραυστιγενής παραμόρφωση με αποτέλεσμα να μεταβληθούν οι πρωτογενείς μαγματικές υφές και να επηρεαστούν σημαντικά η παρούσα μορφή και κατανομή των χρωμιτών (Roberts et al., 1988, Rassios, 1990). Η σύσταση του χρωμίτη διακρίνεται σε δύο πληθυσμούς τον μεταλλουργικό (high-Cr) και πυρίμαχο (high Al) με βάση την αναλογία  $Cr / (Cr + Al)$ .

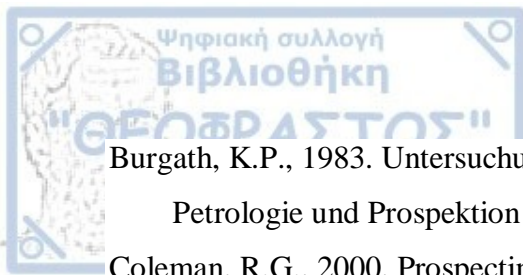
Οι συγκεντρώσεις των PGE στους χρωμίτες δείχνουν ευρεία μεταβολή που κυμαίνεται μεταξύ 8 και 150 ppb Os, 4 και 320 ppb Ir, 15 και 550 ppb Ru, 2 και 82 ppb Rh, 3 και 150 ppb Pt και 1,5 και 20 ppb Pd. Η περιεκτικότητα σε PGE είναι χαμηλότερη σε χρωμίτες υψηλού Al (Βουρδιγιάννη και Κορυδαλλός) από ό, τι σε αυτούς με υψηλό Cr. Ο λόγος Pd / Ir κυμαίνεται από 0,02 έως 2,00 και οι υψηλότερες τιμές παρατηρούνται τόσο σε υψηλού-Al όσο και σε υψηλού - Cr χρωμίτες. Όλοι οι χρωμίτες από το σύμπλεγμα της Πίνδου δείχνουν έναν εμπλουτισμό σε Os, Ir και Ru σε σύγκριση με Pt και Pd. Ο χαρτζβουργίτης που θεωρείται υπολειπόμενο μανδυακό περιδοτιτικό υλικό, χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια στις συγκεντρώσεις PGE και με τα λιγότερα χαλκόφιλα στοιχεία (Ni, Co και Cu) σε όλο το σύμπλεγμα της Πίνδου. Οι χρωμίτες σε φακούς δουνίτη μέσα στον τεκτονισμένο χαρτζβουργίτη έχουν σχηματιστεί από κρυστάλλωση ανερχόμενων μαγμάτων στο παλαιό κέντρο εξάπλωσης (Brown, 1979) όμως διάφοροι παράγοντες συμβάλλουν στην διακύμανση της σύστασης των χρωμιτικών μεταλλευμάτων. Ως κύριος παράγοντας προτείνεται η σύσταση του μητρικού μάγματος.

Λόγω της ασυμβίβαστης συμπεριφοράς των Al, Ti, Pt και Pd, σε αντίθεση με τη συμβατή φύση των Cr, Os, Ir και Ru (Tindle and Pearce 1983, Barnes et al., 1985, 1988: 1 Cocherie et al., 1989), οι υψηλοί σε Cr χρωμίτες θα μπορούσαν να ερμηνευθούν ως

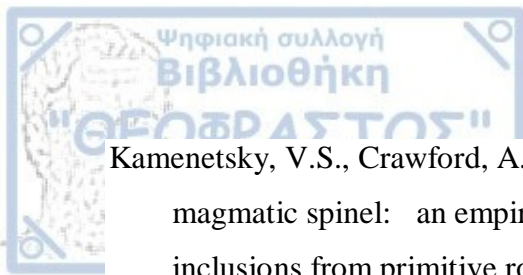
αποτέλεσμα του υψηλότερου βαθμού μερικής τήξης στον άνω μανδύα σε σύγκριση με τους χρωμίτες υψηλής Al (Jaques and Green, 1980, Dick and Bullen, 1984, Οικονόμου 1986, Bacuta et al 1990, Οικονόμου-Ηλιόπουλου και Vacondios, 1990). Ως εκ τούτου, οι χρωμίτες υψηλού Al υποδηλώνουν τη δημιουργία τους από πιο εξελιγμένα μητρικά μάγματα. Εναλλακτικά, η σύνθεσή τους μπορεί να σχετίζεται με χαμηλότερο βαθμό μερικής τήξης της μανδουακής πηγής και αντιπροσωπεύουν αντιπαρατιθέμενα τμήματα διαφορετικών οφιολιθικών θραυσμάτων κατά την εξέλιξη μιας περιθωριακής λεκάνης. Οι σχετικά υψηλές αναλογίες Pd / Ir του οφιολιθικού συμπλέγματος της Πίνδου, αντικατοπτρίζουν έναν σχετικά υψηλό βαθμό της κλασμάτωσης (Barnes et al. 1985, 1988), προτείνοντας ότι το μητρικό μάγμα των χρωμιτών με υψηλή περιεκτικότητα σε Al εξελίχθηκε περισσότερο από αυτό των υψηλών σε Cr. Επιπλέον, η παρουσία χρωμιτών υψηλού Cr από την περιοχή της Δράμαλας με αναλογίες Pd / Ir έως 1,25, σε συνδυασμό με την παρουσία αποκλειστικά χρωμιτών υψηλής περιεκτικότητας σε Al με πολύ χαμηλή περιεκτικότητα σε  $TiO_2$  και  $Fe_2O_3$  και Pd / Ir αναλογίες, μέσα σε καθορισμένα σύμπλοκα οφιολίθου, όπως το σύμπλεγμα οφιολίθου στον Όρθυς (Economou-Eliopoulos, 1993), προτείνει ότι αυτοί οι χρωμίτες προήλθαν από ξεχωριστά μητρικά μάγματα. Η ελάττωση οξυγόνου και ο κορεσμός του θείου είναι επίσης σημαντικοί παράγοντες που ελέγχουν την περιεκτικότητα των PGE στους χρωμίτες (Buchanan 1988, Amosse et al. 1990). Η σύσταση των PGE στους αναλυθέντες χρωμίτες και δουνίτες από το συγκρότημα της Πίνδου παρουσιάζει τάση κλασμάτωσης. Η μεταβολή της σύστασης που χαρακτηρίζει τους χρωμίτες της Πίνδου και τους ξενιστές δουνίτες μπορούν να ερμηνευτούν υποθέτοντας ότι οι χρωμίτες σε συμπλέγματα οφιολίθου σχηματίστηκαν από μάγματα που προέρχονται από διαφορετικό βαθμό τήξης σε μια μεγάλη περιοχή του άνω μανδύα, κατά τη διάρκεια εξέλιξης μιας περιθωριακής λεκάνης (Pearce et al. 1984, Ribe 1988, Nicolas 1989). Έτσι, η παρουσία και των δύο χρωμιτών υψηλής-Cr και υψηλού Al συνίστανται με την μεταβλητότητα του βαθμού εξάντλησης σε ένα περιβάλλον SSZ και την παρουσία ενός ευρέος φάσματος λαβών (Capedri et al. 1980), υποδηλώνοντας περισσότερες από μια μανδουακές πηγές και εκρηκτικά συμβάντα.

## 5. Βιβλιογραφία

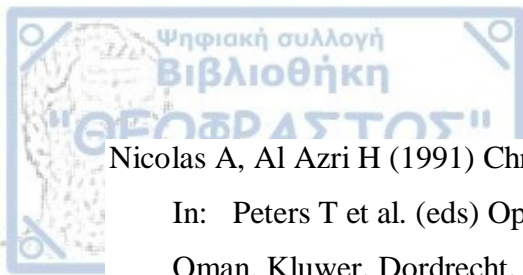
- Εμμανουηλίδης, Χ. (2019). *Μεταλογέννεση μεταξύ Βέροιας και Ναούσης περιοχής* (Doctoral dissertation, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Γεωλογίας. Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας).
- AndalES, AraiS, YumulGP (2005) Complete mantle section of as low-spreading ridge-derived ophiolite: an example from the Isabela Ophiolite in the Philippines. *Island Arc* 14: 272–294
- Arai, S., Uesugi, J., & Ahmed, A. H. (2004). Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(2), 145-154.
- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 42 (12), 2279–2302.
- Batanova, V.G., Sobolev, A.V., 2000. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus. *Geology* 28, 55 – 58.
- Borg, L.E., Brandon, A.D., Clyne, M.A., Walker, R.J., 2000. Re – Os isotopic systematics of primitive lavas from the Lassen region of the Cascade arc, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 177, 301 – 317.
- Boudier F, Godard M, Armbruster C (2000) Significance of gabbro-norite occurrence in the crustal section of the Semail ophiolite. *Mar Geophys Res* 21: 307–326
- Brandon, A.D., Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B., 1999. Isotopic constraints on time scales and mechanisms of slab material transport in the mantle wedge: evidence from the Simcoe mantle xenoliths, Washington, USA. *Chem. Geol.* 160, 387 – 408.
- Büchl, A., Brüggemann, G., & Batanova, V. G. (2004). Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Chemical Geology*, 208(1-4), 217-232.



- Burgath, K.P., 1983. Untersuchungen griechischer Chromitvorkommen-Ein Beitrag zur Petrologie und Prospektion podi-former Vererzungen. *Geol. Jahrb.*, D 60: 67-175.
- Coleman, R.G., 2000, Prospecting for ophiolites along the California continental margin, in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, p. 351–364.
- Crocket, J.H., 2002. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. In: Cabri, L.J. (Ed.), *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum*, vol. 54, pp. 177 – 210.
- Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., editors, 2000, *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, 552 p.
- Economou-Eliopoulos, M. (1996). Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration. *Ore Geology Reviews*, 11(6), 363-381.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Gervilla, F., O'Reilly, S.Y., Akbulut, M., Arai, S., 2014b. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos* 189, 140–158.
- Grammatikopoulos, T.A., Kapsiotis, A., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K., Zaccarini, F., Garuti, G., 2011. Spinel composition, PGE geochemistry and mineralogy of the chromitites from the Vourinos ophiolite complex, northwestern Greece. *Canad. Min.* 49 (6), 1571–1598
- Grieco, G., Bussolesi, M., Tzamos, E., Rassios, A. E., & Kapsiotis, A. (2018). Processes of primary and re-equilibration mineralization affecting chromitite ore geochemistry within the Vourinos ultramafic sequence, Vourinos ophiolite (West Macedonia, Greece). *Ore Geology Reviews*, 95, 537-551.
- Higoumenakis, A., Kyritopoulos, P. and Maltzaris, F., 1977. Exploration for chromite deposits in the ophiolite mass south of Trikala. IGME (Inst. Geol. Miner. Explor.), Athens, Intern. Rep., 30 pp.
- Ishikawa T, Nagaishi K, Umino S (2002) Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal conditions during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30: 899–902

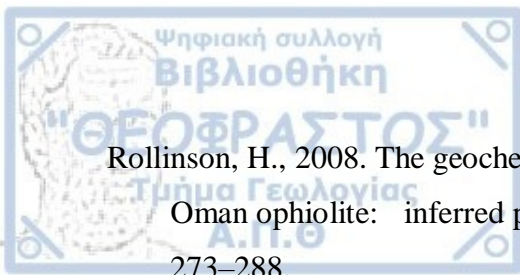


- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* 42 (4), 655–671.
- Kapsiotis, A., 2009. PGM and chromite mineralization associated with the petrogenesis of the Vourinos and Pindos Ophiolite Complexes, northwestern Greece. Unpublished Ph. D. thesis, University of Patras, Patras, Greece, 1-891.
- Kapsiotis, A. N. (2013). Origin of mantle peridotites from the Vourinos Ophiolite Complex, Greece, as deduced from Cr-spinel morphological and chemical variations. *Journal of Geosciences*, 58(3), 217-231.
- 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., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H.J.B., 1997. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A* 355, 283 – 318.
- Konstantopoulou, G., Economou-Eliopoulos, M., 1991. Distribution of platinum-group elements and gold within the Vourinos chromitite ores. Greece. *Econ. Geol.* 86 (8), 1672–1682.
- Matveev S, Ballhaus C (2002) Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth Planet Sci Lett* 203: 235–243
- Merlini, A., Grieco, G., Ottolini, L., 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.
- Miyashiro, A., 1973, The Troodos complex was probably formed in an island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 218–224.
- Moore, E.M., 1982, Origin and emplacement of ophiolites: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 20, p. 735–760.
- Moore, E.M., Kellogg, L.H., and Dilek, Y., 2000, Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic “historical contingency”: A resolution of the “ophiolite conundrum,” in Dilek, Y., Moore, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, p. 3–12.



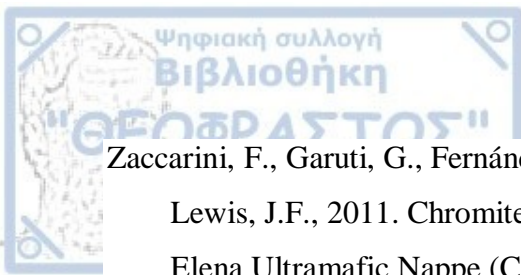
- Nicolas A, Al Azri H (1991) Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: the Oman case. In: Peters T et al. (eds) Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, Oman. Kluwer, Dordrecht, pp 261–274.
- O’Driscoll B, Day JMD, Walker RJ, Daly S, McDonough W, Piccoli PM (2012) Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. *Earth Planet Sci Lett* 333–334: 226–237.
- Page, N.J., Talkington, R.W., 1984. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium, and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. *Can. Mineral.* 22, 137 – 149.
- Panayiotou, A., ed., 1980, Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus 1979: Nicosia, Cyprus, Geological Survey Department, 781 p.
- Rampone, E., and Piccardo, G.B., 2000, The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: New insights from the Northern Apennines (Italy), in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, p. 21–34.
- Rassios, A., 2014. Cooperative development for Greek chromite reserves: Initial Review. *Inst. Geol. Min. Expl, Athens Greece*, pp. 27.
- Rassios, A. E., & Dilek, Y. (2009). Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, 108(1-4), 207-223.
- Rassios, A., Kostopoulos, D., 1990. The geochemistry of dunite and its relation to the position of chromitites in the Vourinos ophiolite complex, Greece. e. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., Xenophontas, C. (Eds.), Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues; Proceedings of the Symposium “Troodos ‘87”, Nicosia, Cyprus. Geological Survey Department, pp. 593–604.
- Rassios, A.H., Moores, E.M., 2006. Heterogeneous mantle complex, crustal processes, and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (northern Greece). *Geological Soc., London, Spec. Publ.* 260 (1), 237–266.
- Roeder, P.L., 1994. Chromite; from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *Can. Min.* 32 (4), 729–746.





Rollinson, H., 2008. The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contrib. Min. Petrol.* 156 (3), 273–288.

- Suhr, G., 1999. Melt migration under oceanic ridges: interferences A. Bu'chl et al. / *Chemical Geology* 208 (2004) 217–232 231 from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. *J. Petrol.* 40, 575 – 599.
- Tzamos, E., Kapsiotis, A., Filippidis, A., Koroneos, A., Grieco, G., Rassios, A.E., Godelitsas, A., 2017. Metallogeny of the Chrome Ores of the Xerolivado-Skoumtsa Mine, Vourinos Ophiolite, Greece: implications on the genesis of IPGE-bearing high-Cr chromitites within a heterogeneously depleted mantle section. *Ore Geol. Rev.* 90, 226–242.
- Uysal, I., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G., Heidrich, S., 2009. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contrib. Min. Petrol.* 158 (5), 659–674.
- Varne, R., Brown, A.V., and Falloon, T., 2000, Macquarie Island: Its geology, structural history, and the timing and tectonic setting of its N-MORB to E-MORB magmatism, in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program*, Geological Society of America Special Paper 349, p. 301–320.
- Walker, R.J., Horan, M.F., Morgan, J.W., Becker, H., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2002b. Comparative  $^{187}\text{Re} - ^{187}\text{Os}$  systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 4187 – 4201.
- Wakabayashi, J., and Dilek, Y., 2000, Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: A test of models of forearc ophiolite genesis in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 349, p. 53–64.
- Woodland, S.J., Pearson, D.G., Thirlwall, M.F., 2002. A platinum group element and  $\text{Re} - \text{Os}$  isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: comparison of Grenada, Lesser Antilles arc, and the Izu – Bonin arc. *J. Petrol.* 43 (1), 171 – 198.



Zaccarini, F., Garuti, G., Fernández, J.A.P., Campos, L., Thalhammer, O.A., Aiglsperger, T.,

Lewis, J.F., 2011. Chromite and platinum group elements mineralization in the Santa

Elena Ultramafic Nappe (Costa Rica): geodynamic implications. *Geologica Acta* 9 (3).

Zhou M.-F., Robinson P. T. and Bai W.-J. (1994) Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita* 29, 98-101

Zhou, M.-F., Sun, M., Keays, R.R., Kerrich, R.W., 1998. Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 677 – 688.