



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



ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ
ΑΕΜ 5931

**ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΑ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ: ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΟ ΠΑΝΟΡΑΜΑ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2024





ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ

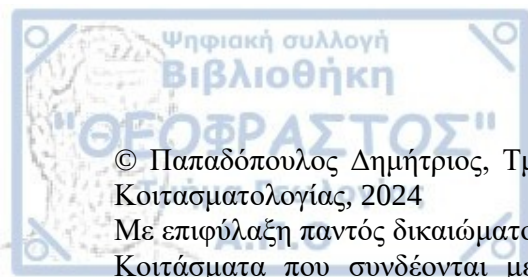
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ:
ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΟ ΠΑΝΟΡΑΜΑ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Βασίλης Μέλφος, Καθηγητής

© Παπαδόπουλος Δημήτριος, 2024
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.



© Παπαδόπουλος Δημήτριος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, 2024

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Κοιτάσματα που συνδέονται με υπερβασικά πετρώματα: παραδείγματα από το Πανόραμα Θεσσαλονίκης - Διπλωματική Εργασία

© Papadopoulos Dimitrios, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2024

All rights reserved.

Ore Deposits Associated with Ultramafic Rocks: Examples from the area Panorama of Thessaloniki - 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: Επαφή αναλλοίωτου και εξαλλοιωμένου περιδοτίτη που διατέμνεται από φλέβες χαλαζία και μαγνησίτη στην περιοχή Πλατανάκια ~2 χλμ. ΝΑ του Πανοράματος, προσωπικό αρχείο.

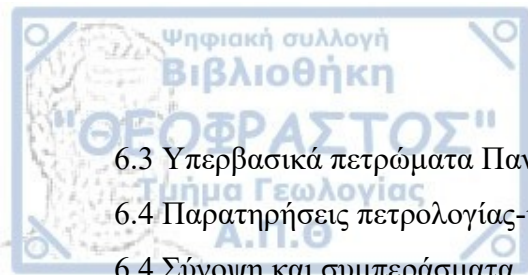






ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	1
ABSTRACT.....	2
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	3
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
1.1 Υπερβασικά πετρώματα - ταξινόμηση και προέλευση.....	4
1.2. Οφιόλιθοι και σερπεντινίωση	5
2. ΧΡΩΜΙΤΗΣ.....	7
2.1. Εισαγωγή - χρωμίτης	7
2.2. Στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη	7
2.3. Αλπικού τύπου λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη	9
2.4 Χρήσεις του χρωμίου.....	10
2.5 Κοιτάσματα χρωμίτη του κόσμου και της Ελλάδος	11
3. ΜΑΓΝΗΣΙΤΗΣ.....	13
3.1. Εισαγωγή - μαγνησίτης.....	13
3.2. Κοιτάσματα μαγνησίτη τύπου Kraubath	13
3.3. Χρήσεις του μαγνησίτη.....	17
3.4. Κοιτάσματα μαγνησίτη στον κόσμο και στην Ελλάδα.....	17
4. ΑΜΙΑΝΤΟΣ	20
4.1. Εισαγωγή - αμίαντοι	20
4.2. Σχηματισμός του χρυσοτίλη	21
4.3. Η επικινδυνότητα των αμιάντων.....	24
4.4. Χρήσεις των αμιάντων.....	25
4.5. Κοιτάσματα αμιάντων στο κόσμο - στην Ελλάδα	25
5. ΤΑΛΚΗΣ	27
5.1. Εισαγωγή - τάλκης.....	27
5.2. Σχηματισμός του τάλκη	27
5.3. Ιδιότητες και χρήσεις του τάλκη.....	28
5.4. Κοιτάσματα τάλκη στον κόσμο - στην Ελλάδα.....	29
6. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ.....	31
6.1 Γεωμορφολογία.....	31
6.2 Τεκτονικές παρατηρήσεις	31



6.3 Υπερβασικά πετρώματα Πανοράματος - χρήσιμα ορυκτά	34
6.4 Παρατηρήσεις πετρολογίας-κοιτασματολογίας και ιζηματολογίας	36
6.4 Σύνοψη και συμπεράσματα	46
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	48



ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Κοιτάσματα που συνδέονται με υπερβασικά πετρώματα: παραδείγματα από το Πανόραμα Θεσσαλονίκης

Παπαδόπουλος Δημήτριος

Τα υπερβασικά πετρώματα συναντώνται σε όλο τον κόσμο και η μελέτη τους θεωρείται σημαντική, καθώς συχνά, φιλοξενούν κοιτάσματα χρήσιμων και απαραίτητων ορυκτών. Στην παρούσα διπλωματική αναλύονται οι διεργασίες σχηματισμού των κοιτασμάτων χρωμίτη, μαγνησίτη, αμιάντου και τάλκη διότι αυτά απαντώνται στην ευρύτερη περιοχή του Πανοράματος Θεσσαλονίκης. Κάθε ένα από αυτά τα ορυκτά διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη βιομηχανία και την οικονομία λόγω των μοναδικών τους ιδιοτήτων και των πολλαπλών τους εφαρμογών. Επιπρόσθετα, αναφέρονται χώρες του κόσμου με σημαντικές ποσότητες των προαναφερόμενων ορυκτών, με έμφαση σε περιοχές της Ελλάδας.

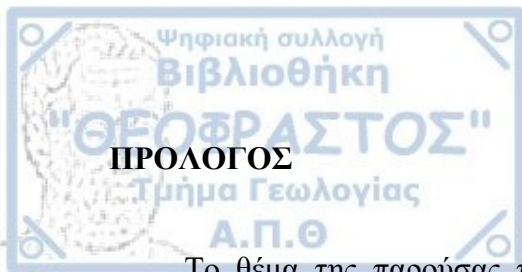


ABSTRACT

Ore Deposits Associated with Ultramafic Rocks: Examples from the area Panorama of Thessaloniki

Dimitrios Papadopoulos

Ultramafic rocks are found all around the world, and their study is important, as they often host ore deposits of useful and necessary minerals. This diploma thesis focuses on the ore formation processes of chromite, magnesite, asbestos and talc because these are found in the wider area of Panorama Thessaloniki. Each one of these minerals plays a crucial role in industries and in the economy due to their unique properties and many uses. Furthermore, countries that have large quantities of these minerals are described in this thesis, with an on the deposits of Greece.



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το θέμα της παρούσας πτυχιακής διπλωματικής εργασίας μου ανατέθηκε από τον Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κ. Βασίλειο Μέλφο τον Φεβρουάριο του 2023.

Σκοπός της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των κοιτασμάτων που συνδέονται με υπερβασικά πετρώματα με παραδείγματα από το Πανόραμα Θεσσαλονίκης.

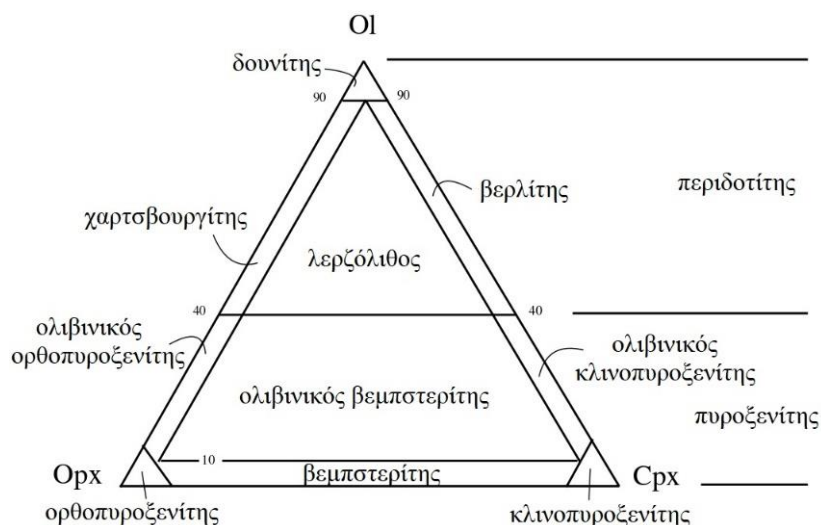
Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή κ. Β. Μέλφο, που ήταν ο επιβλέπων της πτυχιακής αυτής εργασίας, για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος θέματος, όπως και για την συνεχή στήριξη του με τις συμβουλές του κατά την συγγραφή αυτής της εργασίας.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Υπερβασικά πετρώματα - ταξινόμηση και προέλευση

Τα υπερβασικά πετρώματα έχουν περιεκτικότητα σε διοξείδιο του πυριτίου (SiO_2) μικρότερη από 45 % και χαρακτηρίζονται ως ολομελανοκρατικά σύμφωνα με τον χρωματικό δείκτη καθώς αποτελούνται από φεμικά ορυκτά (ολιβίνη, πυρόξενοι, κερυστίλβη, βιοτίτης) σε ποσοστά μεγαλύτερα από 90 % (Frost and Frost 2014, Κορωνάιος 2016). Σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης IUGS τα υπερβασικά πετρώματα με ποσοστό ολιβίνη > 40 % ονομάζονται περιδοτίτες και με ποσοστό πυροξένου > 65 % πυροξενίτες (Σχ. 1.1) (Frost and Frost 2014).

Η περαιτέρω ταξινόμηση των περιδοτιτών κατά την IUGS τους διαχωρίζει σε δουνίτες, χαρτσβουργίτες, λερζόλιθους και βερλίτες (Σχ. 1.1) (Θεοδωρίκας 2017). Οι περιδοτίτες με βάση τα χαρακτηριστικά τους είναι πλουτωνικά πετρώματα, ενώ αντίστοιχης σύστασης ηφαιστειακά σπάνια απαντώνται και ονομάζονται κοματιίτες (Κορωνάιος 2016). Αποτελούνται κυρίως από ολιβίνη πλούσιο σε μαγνήσιο και από μικρά ποσοστά πυροξένων (Best 2003).



Σχ. 1.1. Ταξινόμηση υπερβασικών πετρωμάτων κατά την IUGS (Streckeisen 1976, Frost and Frost 2014, τροποποιημένη).

Γενικά, οι εμφανίσεις υπερβασικών πετρωμάτων είναι διαδεδομένες, ειδικά σε ορογενετικές ζώνες, ωστόσο, ο συνολικός όγκος που είναι εκτεθειμένος σε όλες τις ηπείρους είναι μικρός (Butcher and Frey 2002). Ο μανδύας της Γης κατά κύριο λόγο αποτελείται από υπερβασικά πετρώματα της ομάδας των περιδοτιτών και για να ανέβουν προς τον φλοιό ή να βγουν στην επιφάνεια διακρίνονται δύο ειδών διεργασίες: α) μαγματικές β) τεκτονικές.

α) Οι μαγματικές διεργασίες αφορούν μεγάλες στρωματομόρφες πλουτωνικές διεισδύσεις στον φλοιό, όπου συναντώνται οι περιδοτίτες στην βάση της διείσδυσης ως σωρευτικά στρώματα, η σύστασή τους συνήθως είναι χαρτςβουργιτική ή δουνιτική.

β) Στις τεκτονικές διεργασίες, κομμάτια μανδύα κάτω από ωκεάνιο φλοιό τοποθετούνται επάνω σε ηπειρωτικό, σε αυτήν την περίπτωση οι περιδοτίτες έχουν σύσταση λερζόλιθου και είναι μέρος της οφιολιθικής ακολουθίας. Είναι γνωστοί και ως περιδοτίτες αλπικού τύπου καθώς σχετίζονται με ορογενετικές ζώνες (Butcher and Frey 2002, Κορωναίος 2016).



Σχ. 1.2. Μερικώς σερπεντινωμένος περιδοτίτης με χρώμα σκούρο πράσινο από το Πανόραμα Θεσσαλονίκης, θέση Πλατανάκια, 1,5 χλμ ΑΝΑ του Πανοράματος (Προσωπικό αρχείο).

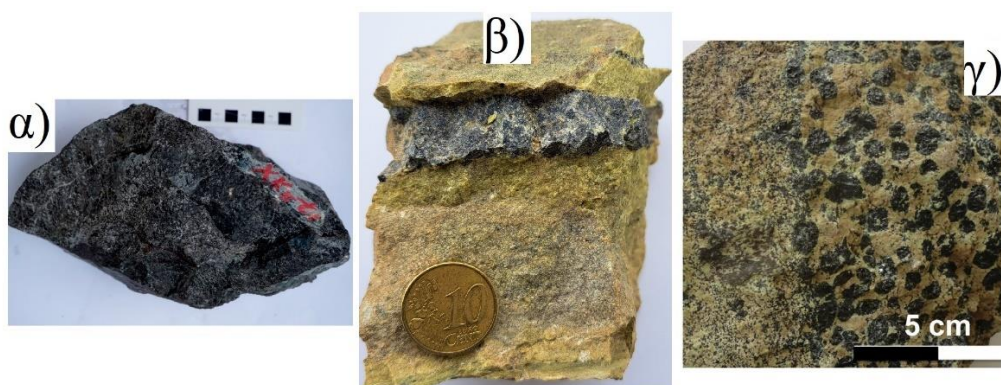
1.2. Οφιόλιθοι και σερπεντινίωση

Πρέπει να αναφερθεί ότι, η επιστημονική κοινότητα με τον όρο οφιόλιθος δεν προσδιορίζει κάποιο συγκεκριμένο πέτρωμα αλλά ένα σύμπλεγμα πετρωμάτων που χαρακτηρίζουν κομμάτια ωκεάνιου φλοιού και του ανώτερου μανδύα. Σε μια τυπική οφιολιθική ακολουθία, όπως αυτή φαίνεται στο σχήμα 2.2. το κάτω μέρος της αποτελείται από υπερβασικά πετρώματα (περιδοτίτες) και σταδιακά μεταβαίνει σε βασικά πετρώματα όπως γάββροι, προς τα ανώτερα τμήματά της (Διαμαντής 2010). Οι περισσότερες οφιολιθικές ακολουθίες παγκοσμίως είναι κατακερματισμένες έως ένα βαθμό εξαιτίας των συμπιεστικών δυνάμεων κατά την ορογένεση, με αποτέλεσμα μόνο τμήματα τους να είναι ορατά στην επιφάνεια. Εξαίρεση αποτελεί η Κύπρος όπου η οφιολιθική ακολουθία είναι σχεδόν πλήρης. Σχεδόν πάντοτε, τα πετρώματα της ακολουθίας έχουν μεταμορφωθεί, ενυδατωθεί και ανακρυσταλλωθεί έως έναν βαθμό (Best 2003).

Η εξαλλοίωση, δηλαδή σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων δημιουργεί τους σερπεντινίτες που μαζί με τους περιδοτίτες μπορεί να φιλοξενούν κοιτάσματα χρωμίτη, μαγνησίτη, τάλκη και αμιάντου (Ψαριανός 1960). Κατά τους Butcher and Frey (2002) η σερπεντινίωση υπερβασικών πετρωμάτων μπορεί να συμβεί σε 3 διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα : 1) στον μανδύα, 2) σε οφιολιθικά συμπλέγματα ωκεάνιου φλοιού, 3) σε ηπειρωτικό φλοιό κατά την διαδικασία ορογένεσης. Κατά την διαδικασία της σερπεντινίωσης τα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά μετατρέπονται από άνυδρα σε ένυδρα και γενικά η πυκνότητα του πετρώματος μειώνεται από $3,2 \text{ g/cm}^3$ σε $2,4 \text{ g/cm}^3$ (Καρκάνας 1987) ενώ ο όγκος αυξάνεται κατά 40 - 50 % (Κωστόπουλος 2020).

Επιπλέον, ανθρακικά ορυκτά όπως μαγνησίτης, ασβεστίτης και δολομίτης απαντώνται ως δευτερογενή ορυκτά σε πολλά υπερβασικά πετρώματα. Η προέλευση τους, σε κάποιες περιπτώσεις είναι μανδυακή, τις περισσότερες φορές όμως CO_2 εξωτερικής προέλευσης επιδρά στα πετρώματα και οδηγεί στον σχηματισμό σχετικών ορυκτών (Butcher and Frey 2002). Σε σερπεντινίτες που οι διακλάσεις έχουν πληρωθεί από ανθρακικά ορυκτά αποκαλούνται οφιτανθρακικά πετρώματα, όπως οφिताσβεστίτες ή οφιμαγνησίτες. (Κωστόπουλος 2020).

Το ορυκτό του χρωμίτη FeCr_2O_4 , μακροσκοπικά, έχει χρώμα μαύρο - σιδηρόμαυρο με οκταεδρικούς κρυστάλλους συνήθως μικρού μεγέθους (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985, Frost and Frost 2014). Παγκοσμίως, ο χρωμίτης που βρίσκεται υπό εκμετάλλευση προέρχεται κυρίως από βασικής και υπερβασικής σύστασης πετρώματα (Edwards and Atkinson 1986). Υπερβασικά πετρώματα που μπορούν να περιέχουν χρωμίτη είναι οι δουνίτες, περιδοτίτες, χαρτσβουργίτες, λερζόλιθοι, σερπεντινίτες (Hancock 1991). Ο χρωμίτης εμφανίζεται με διάφορους τύπους μεταλλοφορίας, κατά τον Κασιώτης (2009) οι συχνά απαντώμενοι είναι η συμπαγής (massive), η διάσπαρτη (disseminated), η ταινιωτή (schlieren) και η λεοπαρδάλεως (nodular) (Σχ. 2.1).



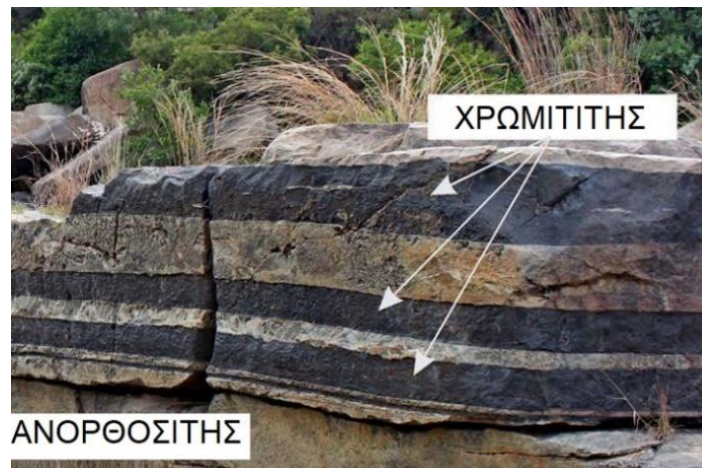
Σχ. 2.1. α) Συμπαγής μορφή μεταλλοφορίας (Yang et al. 2023), β) Ταινιωτή μορφή μεταλλοφορίας μέσα σε δουνίτη από το Τριάδι Θεσσαλονίκης (Προσωπικό αρχείο), γ) Αριστερά: διάσπαρτη μορφή μεταλλοφορίας, δεξιά: μορφή λεοπαρδάλεως (González-Jiménez et al. 2014).

Τα κοιτάσματα χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, στρωματόμορφα και λοβόμορφα (ή αλλιώς αλπικού τύπου) κοιτάσματα χρωμίτη με διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες σχηματισμού το καθένα (Ridley 2013). Αξίζει να αναφερθεί ότι και στις δύο κατηγορίες κοιτασμάτων μπορεί να υπάρχουν σημαντικές ποσότητες ορυκτών της ομάδας της πλατίνας (PGE) οικονομικής αξίας (Schulte et al. 2012, Μέλφος και Βουδούρης 2022).

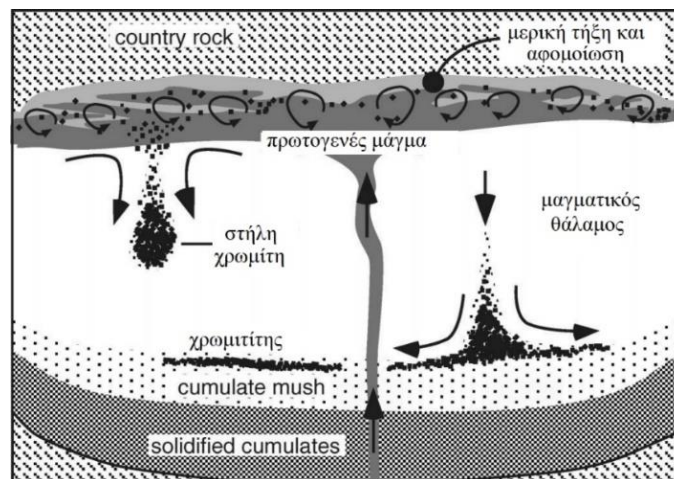
2.2. Στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη

Τα στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη (stratiform chromite deposits) απαντώνται σε μεγάλης έκτασης υπερβασικές μαγματικές διεισδύσεις (Ridley 2013) μανδυακής προέλευσης (Μέλφος και Βουδούρης 2022) υπό μορφή πυριγενών στρωμάτων χρωμιτίτη (Σχ. 2.2) (Ridley 2013). Αυτά τα κοιτάσματα έχουν ηλικία Προκάμβρια και σχετίζονται με σταθερές κρατονικές

περιοχές της Γης (Edwards and Atkinson 1986). Χαρακτηριστικό των στρωματομόρφων κοιτασμάτων είναι η επανάληψη συγκεκριμένων πυριγενών ακολουθιών. Κάθε μια ακολουθία αντιπροσωπεύει ένα γεγονός εισαγωγής πρωτογενούς μάγματος και ανάμιξης με το ήδη υπάρχον υπολειμματικό μάγμα του θαλάμου (Σχ. 2.3). Η μεταλλοφορία του χρωμιτίτη εντοπίζεται πάντα στα κατώτερα υπερβασικά τμήματα της διείδυσης (Misra 2000).



Σχ. 2.2. Φωτογραφία εναλλαγών χρωμιτιτικών στρωμάτων μαύρου χρώματος με ανορθοσίτη από το ανατολικό άκρο του κοιτάσματος του Bushveld (Latypov et al. 2022, τροποποιημένη).



Σχ. 2.3. Με την εισαγωγή πρωτογενούς μάγματος στον μαγματικό θάλαμο, τήκονται μερικώς τα πετρώματα της οροφής και συμβαίνει ο σχηματισμός των στρωμάτων χρωμιτίτη από την συσσώρευση και κλασματική κρυστάλλωση του χρωμίτη (Spandler 2005, τροποποιημένο).

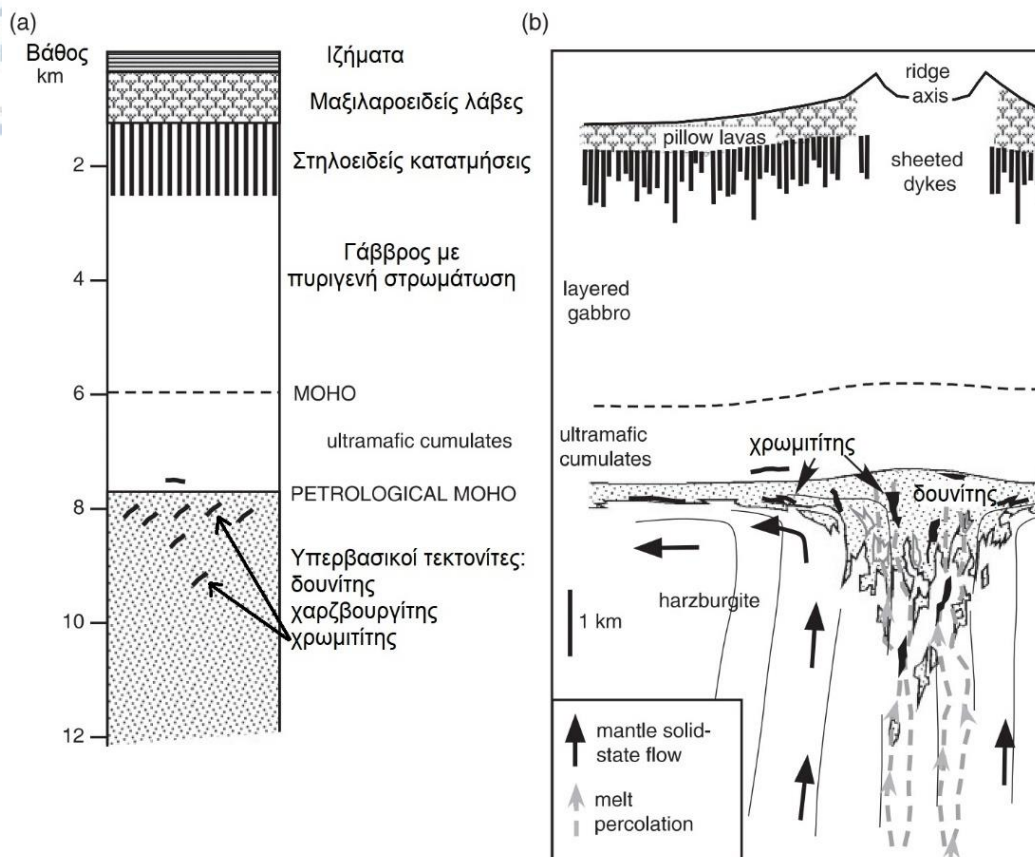
Ο χρωμίτης εμπεριέχεται στα συμπαγή στρώματα χρωμιτίτη με ποσοστό $> 90 \%$ ή με μορφή διάσπαρτης μεταλλοφορίας με ποσοστά $> 60 \%$ (Schulte 2012). Το πάχος των

στρωμάτων χρωμιτίτη είναι μεταβαλλόμενο, σε ορισμένες περιπτώσεις μικρότερο των 2 εκ. (Misra 2000) ενώ σε άλλες φτάνει τα 8 μ. με οριζόντια εξάπλωση πολλών χιλιομέτρων (Schulte et al. 2012, Ridley 2013). Σε περιπτώσεις μεγάλων διεισδύσεων, σχηματίζονται πολλά στρώματα χρωμιτίτη παράλληλα στην πρωτογενή πυριγενή στρωμάτωση (Ridley 2013).

2.3. Αλπικού τύπου λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη

Τα λοβόμορφα ή αλπικού τύπου κοιτάσματα χρωμίτη (podiform chromite deposits) έχουν ηλικία κυρίως Φανεροζωϊκή και σχετίζονται με οφιόλιθους (Edwards and Atkinson 1986), δηλαδή τμήματα ωκεάνιου φλοιού που έχουν επωθηθεί επάνω σε ηπειρωτικό φλοιό (Ridley 2016). Είναι μικρότερης έκτασης από τα στρωματόμορφα κοιτάσματα εξαιτίας της συνεχούς κίνησης του ωκεάνιου φλοιού που οδηγεί στη δημιουργία μικρών μαγματικών θαλάμων (Μέλφος και Βουδούρης 2022). Ως εκ τούτου, η γεωμετρία των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη είναι αρκετά ανώμαλη (Edwards and Atkinson 1986) και η μεταλλοφορία σε κάποιες περιπτώσεις εντοπίζεται μέσα ή γύρω από ρηξιγενείς ζώνες (Mosier et al. 2012). Γενικά, θεωρείται πως ο σχηματισμός του χρωμιτίτη στα λοβόμορφα τύπου κοιτάσματα συμβαίνει στην ασυνέχεια Moho ή εντός 1 χλμ. αυτής (Moisier et al. 2012). Στις περιπτώσεις όπου τα χρωμιτιτικά σώματα είναι πλήρως ανεπτυγμένα απαντώνται κοντά στην πετρολογική ασυνέχεια Moho (Σχ. 2.4), αλλά και σε βαθύτερα σημεία των υπερβασικών τεκτονικών (Ridley 2013).

Ο χρωμίτης εντοπίζεται μόνο στα υπερβασικά μέλη της οφιολιθικής ακολουθίας με την μορφή συμπαγών ακανόνιστων σωμάτων με ποσοστά χρωμικού οξειδίου Cr_2O_3 συνήθως 40 - 60 %, ενώ όταν απαντάται με την μορφή διάσπαρτης μεταλλοφορίας τα ποσοστά είναι 10 - 30 % (Misra 2000, Mosier et al. 2012). Τα σύνδρομα ορυκτά που συνοδεύουν τον χρωμίτη συνήθως είναι ολιβίνης, σερπεντίνης, χλωρίτης και πυρόξενοι (Thayer 1961, Mosier et al. 2012). Κατά τους Wells et al. (1946) και Mosier et al. (2012) η μεταλλοφορία του χρωμίτη στα λοβόμορφα κοιτάσματα συχνά συνδέεται στενά με δουνίτες, όμως η κατανομή των δουνιτών μέσα σε περιδοτίτες δείχνει να είναι τυχαία. Οι μεταλλοφόροι σχηματισμοί τις περισσότερες φορές εμφανίζουν ρήγματα, πτυχώσεις και λατυποποίηση εξαιτίας της έντονης τεκτονικής δράσης που έχουν υποστεί (Κασιώτης 2009).



Σχ. 2.4. (a) Οφιολιθική ακολουθία με ενδεικτικά πάχη των διαφόρων πετρωμάτων (Duke 1983, Ridley 2013, τροποποιημένο). (b) Σχηματική απεικόνιση του άνω μανδύα και φλοιού σε μια μεσοωκεάνια ράχη και η κατανομή δουνίτη και χρωμιτίτη στον μανδύα (Ridley 2013, τροποποιημένο).

2.4 Χρήσεις του χρωμίου

Ο χρωμίτης με βάση την χημική του σύσταση μπορεί να διακριθεί σε μεταλλουργικό και πυρίμαχο τύπου. Ο μεταλλουργικός τύπος είναι πλούσιος σε χρώμιο (Cr_2O_3), φτωχός σε αργίλιο (Al_2O_3) και σχετίζεται με χαρτσβουργίτες. Ο πυρίμαχος τύπος πιο φτωχός σε χρώμιο και εμπλουτισμένος σε αργίλιο και μαγνήσιο (MgO) σχετίζεται με λερζόλιθους (Καψιώτης 2009). Ο χρωμίτης έχει χαρακτηριστεί στρατηγικό ορυκτό και αποτελεί την αποκλειστική πηγή χρωμίου, το οποίο κυρίως αξιοποιείται στην παρασκευή ανοξειδωτού χάλυβα. Χρησιμοποιείται στην κατασκευή πυρίμαχων υλικών, σε χημικές βιομηχανίες, στην βυρσοδεψία και στην χρωματογραφία (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985, Edwards and Atkinson 1986, Hancock 1991, Μέλφος και Βουδούρης 2022). Στην στρατιωτική βιομηχανία βρίσκει εφαρμογή σε ειδικά κράματα που αφορούν οπλικά συστήματα όπως πύραυλοι και εξαρτήματα μηχανών. Ακόμη, απαντάται σε μηχανές αεροπλάνων που χρειάζονται υπερκράματα ανθεκτικά σε υψηλές θερμοκρασίες. Ως αποτέλεσμα αυτής της μεγάλης χρησιμότητας του χρωμίου, πολλές χώρες αποθηκεύουν ποσότητες μεταλλεύματος χρωμίου ως στρατηγικό απόθεμα προς

αξιοποίηση σε περιπτώσεις διατάραξης του εμπορίου λόγω πολιτικών - στρατιωτικών αναταραχών (Hancock 1991).

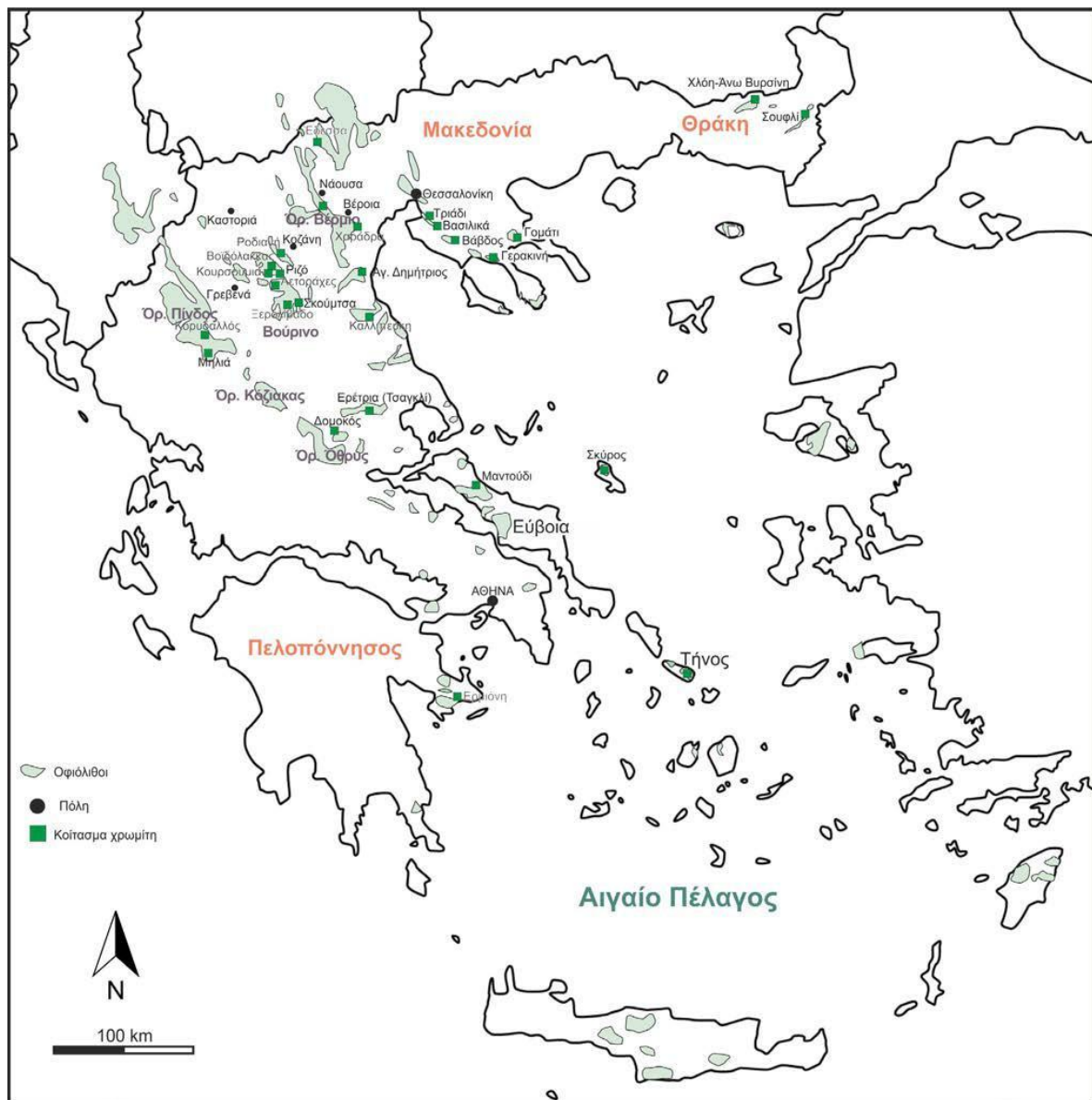
2.5 Κοιτάσματα χρωμίτη του κόσμου και της Ελλάδος

Στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη απαντώνται σε όλο το κόσμο, με χαρακτηριστικότερο και μεγαλύτερο αυτό του Bushveld στην νότια Αφρική που έχει τα μεγαλύτερα χρωμιτιτικά κοιτάσματα παγκοσμίως (Schulte et al. 2012, Μέλφος και Βουδούρης 2022) καθώς και τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε παλλάδιο και πλατίνα (Papp and Lipin 2006). Τα αποθέματα του Bushveld ξεπερνούν τα 11 δισεκατομμύρια τόνους μεταλλεύματος (Vermaak 1986, Papp and Lipin 2006) και από αυτό παράγεται το 70% του χρωμίου παγκοσμίως (Frost and Frost 2014). Το μεγαλύτερο κοιτάσμα χρωμίτη λοβόμορφου τύπου βρίσκεται στα νότια Ουράλια όρη του Καζακστάν (Papp 2001, Papp and Lipin 2006).

Στην πλειοψηφία τους, μικρά και μεγάλα κοιτάσματα χρωμίτη στον ελληνικό χώρο υπέστησαν εκμετάλλευση κατά τον Β' Παγκόσμιο Πόλεμο από τους Ναζί (Μέλφος και Βουδούρης 2020). Όλα τα κοιτάσματα χρωμίτη στον ελληνικό χώρο είναι λοβόμορφου τύπου και σχετίζονται με οφιόλιθους (Σχ, 2.3), τα σημαντικότερα εντοπίζονται στα όρη της Πίνδου, Βούρινου και Όθρυος, φιλοξενούνται μέσα σε σερπεντινωμένους χαρτσβουργίτες και δουνίτες. Άλλες περιοχές με μεταλλοφορία χρωμίτη είναι η Έδεσσα, η Γερακινή, η Ορμύλια και η Βέροια όπου μάλιστα υπάρχουν μεγάλες περιεκτικότητες ορυκτών της πλατίνας μέσα στους χρωμιτίτες. Τα προαναφερόμενα κοιτάσματα είναι μεταλλουργικού τύπου υψηλού Cr. Πυρίμαχου τύπου υψηλού Al μεταλλοφορία χρωμίτη εντοπίζεται στην Ερέτρια, στο Δομοκό, στην Πίνδο, στη Ραγάδα Ροδόπης, στη Ρόδο και σε άλλες περιοχές (Τσιραμπίδης και Φιλιππίδης 2013, Μέλφος και Βουδούρης 2022).

Στο Τριαδί Θεσσαλονίκης υπάρχουν κοιτάσματα χρωμίτη λοβόμορφου τύπου που φιλοξενούνται σε σερπεντινωμένους δουνίτες και χαρτσβουργίτες, η μεταλλοφορία εμφανίζεται με πολλές μορφές όπως ταινιωτή, συμπαγή, διάσπαρτη και σφαιροειδής-λεοπαρδάλεως (Μέλφος και Βουδούρης 2020). Ο χρωμίτης του Τριαδίου έχει υψηλή περιεκτικότητα σε Ca και Si, ενώ είναι φτωχός σε Ti, συνάδει δηλαδή με τον χημισμό των υπόλοιπων υπερβασικών και βασικών πετρωμάτων που βρίσκονται βορειότερα. Κάτω από το μικροσκόπιο οι κρύσταλλοι του χρωμίτη έχουν υποστεί μαγματική διάβρωση, ένα χαρακτηριστικό των αλπικού τύπου χρωμιτών (Papadakis 1977). Στην πλειοψηφία τους, μικρά και μεγάλα κοιτάσματα χρωμίτη στον ελληνικό χώρο υπέστησαν εκμετάλλευση κατά τον Β' Παγκόσμιο Πόλεμο από τους γερμανούς (Μέλφος και Βουδούρης 2020). Η εκμετάλλευση

γενικότερα κορυφώθηκε τις πρώτες δεκαετίες μετά τον Β' παγκόσμιο πόλεμο, και η τελευταία δραστηριότητα ήταν στην Αετοράχη στον Βούρινο το 1994 (Καψιώτης 2009).



Σχ. 2.5. Τα κυριότερα κοιτάσματα χρωμίτη της Ελλάδας (Spray et al. 1984, Melfos and Voudouris 2012, Μέλφος και Βουδούρης 2020).

3. ΜΑΓΝΗΣΙΤΗΣ

3.1. Εισαγωγή - μαγνησίτης

Το ορυκτό μαγνησίτης $MgCO_3$ αποτελεί την σημαντικότερη πηγή μαγνησίου MgO (Kramer 2006). Το ορυκτό, θεωρητικά περιέχει 47,8 % MgO και 52,8 CO_2 (Θεοδωρίκας 2017). Κρυσταλλώνεται στο τριγωνικό σύστημα, η μορφή του είναι συνήθως λευκές και αλαμπείς μάζες που θυμίζουν πορσελάνη, έχει χαρακτηριστικό κογχώδη θραυσμό και σπάνια απαντώνται καλοσχηματισμένοι κρύσταλλοι (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985). Ο μαγνησίτης είναι ισόμορφο ορυκτό με τον ασβεστίτη (Θεοδωρίκας 2017), και για την μακροσκοπική διάγνωση τους χρησιμοποιείται υδροχλωρικό οξύ, όπου ο ασβεστίτης αντιδρά έντονα με πολλές φυσαλίδες ενώ ο μαγνησίτης αντιδρά με το οξύ μόνο εάν έχει θερμανθεί (Wenk and Bulakh 2006). Το χρώμα του μαγνησίτη είναι συνήθως λευκό, εξ ου και η εναλλακτική του ονομασία λευκόλιθος στο εμπόριο. Άλλα χρώματα είναι το τεφρόλευκο και το υποκίτρινο μέχρι καστανό (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985).

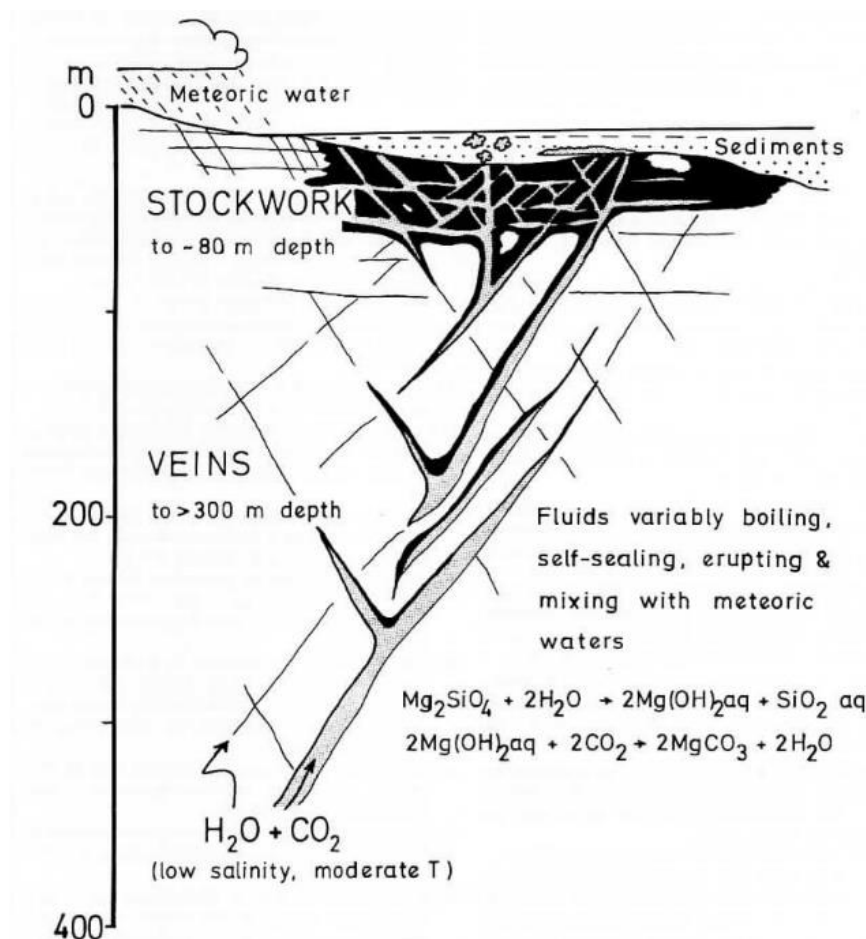
Ο σχηματισμός του μαγνησίτη είναι ζήτημα που διερευνάται πάνω από 100 έτη, με πολλά προτεινόμενα μοντέλα (Pohl 1990). Τα κοιτάσματα μαγνησίτη χωρίζονται γενικά σε δύο κατηγορίες με βάση τον τρόπο σχηματισμού τους: κρυπτοκρυσταλλικός μαγνησίτης ή τύπου Kraubath σε υπερβασικά πετρώματα (Pohl and Siegl 1986, Λαμπροπούλου 2003), και κρυσταλλικός μαγνησίτης ιζηματογενούς προελεύσεως ή αλλιώς γνωστός ως Veitsch τύπου (Jaber and Kimberley 1992). Η πιο διαδεδομένη και μεγαλύτερη σε μέγεθος κοιτάσματος κατηγορία παγκοσμίως είναι η τύπου Veitsch, όμως προτιμάται η εκμετάλλευση του κρυπτοκρυσταλλικού μαγνησίτη τύπου Kraubath καθώς είναι υψηλότερης ποιότητας (Grieco et al. 2023).

3.2. Κοιτάσματα μαγνησίτη τύπου Kraubath

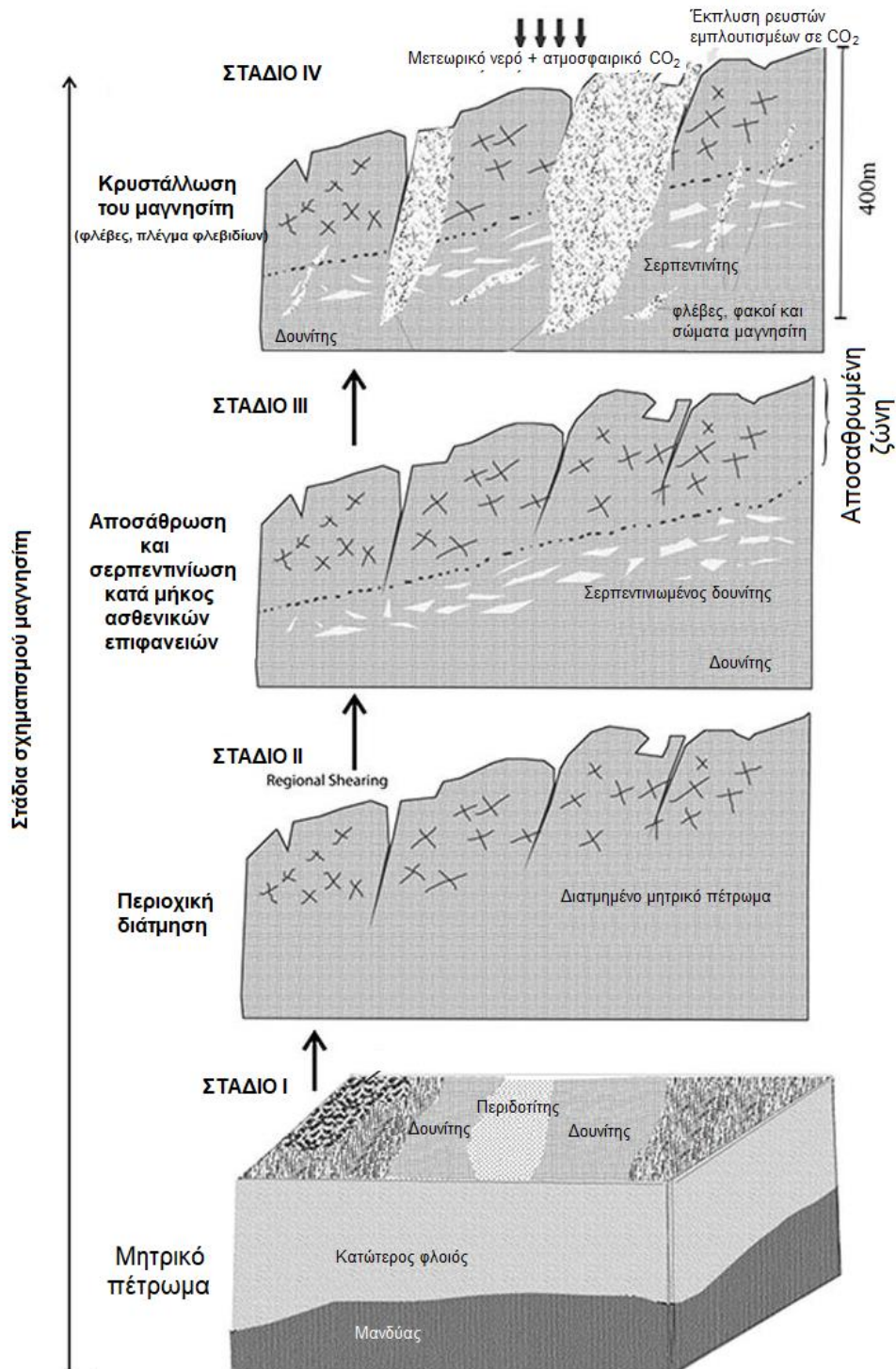
Στα κοιτάσματα τύπου Kraubath, η δράση ρευστών πλούσιων σε CO_2 στα οφιολιθικά συμπλέγματα και συγκεκριμένα στα υπερβασικά μέλη τους, οδηγεί στην δημιουργία του κρυπτοκρυσταλλικού μαγνησίτη υπό μορφή φλεβών (Tzamos et al. 2020). Ο Pohl (1989) αναφέρει πως μερικοί μελετητές θεωρούν την πηγή των ρευστών μετεωρική, με νερό που εμπλουτίζεται σε μαγνήσιο καθώς κατεισδύει μέσα στους οφιόλιθους, ενώ άλλοι πιστεύουν πως ο σχηματισμός του κοιτάσματος πραγματοποιείται από ανερχόμενα υδροθερμικά διαλύματα. Η πηγή του μαγνησίου θεωρείται πως είναι οι περιδοτίτες ή σερπεντινίτες, ενώ για το CO_2 υπάρχει ακόμα αβεβαιότητα όσον αφορά την προέλευση του. Μια πιθανή προέλευση είναι το μετεωρικό νερό που έχει κατεισδύσει και εμπλουτίζεται σε CO_2 από την απαέρωση

που συμβαίνει κατά τις μεταμορφικές διαδικασίες (Jaber and Kimberley 1992, Tzamos et. al 2020, Λαμπροπούλου 2003).

Η μεταλλοφορία μαγνησίτη των κοιτασμάτων Kraubath, παγκοσμίως, συσχετίζεται με ρηξιγενείς ζώνες και δομές, όλες μεταγενέστερες της τοποθέτησης των οφιολίθων, με τις παχύτερες φλέβες να ακολουθούν συχνά τις διευθύνσεις των τοπικών τεκτονικών δομών. Τα μήκη των φλεβών μπορούν να ξεπεράσουν το ένα χιλιόμετρο και το πάχος τους σε ορισμένες περιπτώσεις να φτάνει τα 45 μ. όπως στο Μαντούδι της Εύβοιας (Pohl 1989). Τα κοιτάσματα συνήθως απαντώνται κοντά στην επιφάνεια αλλά μπορεί να εκτείνονται σε βάθη έως 200 μ. και σε ειδικές περιπτώσεις μέχρι 300 μ. (Pohl 1989, Zachmann and Johannes 1989). Ως εκ τούτου, οι μέθοδοι εξόρυξης περιλαμβάνουν ανοικτές εξορύξεις (open pit mining), ενώ για βαθύτερα κοιτάσματα στενότερης ανάπτυξης επιλέγονται υπόγειες εκσκαφές (Kramer 2006).



Σχ. 3.1. Μοντέλο κοιτάσματος μαγνησίτη τύπου Kraubath ως επιθερμικό σύστημα κοντά στην επιφάνεια (Pohl 1990).



Σχ. 3.2. Σχηματική απεικόνιση των σταδίων σχηματισμού μαγνησίτη (Haritha A. et al. 2022 τροποποιημένο).

Ο μαγνησίτης στις φλέβες εμφανίζεται συχνά συμπαγής, άλλες φορές με εικόνα λατυποπαγούς και σε μερικές περιπτώσεις με μορφή βοτρυοειδών κονδύλων λευκού χρώματος που μπορεί να διαχωρίζονται από λεπτές στρώσεις πυριτίου, δολομίτη, σεπιόλιθου, σερπεντίνη και τάλκη. Σε ορισμένα κοιτάσματα τύπου Kraubath βρέθηκαν υψηλές περιεκτικότητες σε

βόριο και υδράργυρο με την αύξηση του βάθους, και έτσι θεωρήθηκαν υδροθερμικής προέλευσης. Τα μητρικά πετρώματα μακροσκοπικά έχουν εμφανή σημάδια εξαλλοίωσης, ιδιαίτερα σε ζώνες γύρω από τις φλέβες, γι' αυτό και αναφέρονται ως «καφέ» σερπεντινίτης ή δουνίτης/περιδοτίτης (Pohl 1990). Αυτό το χρώμα εξαλλοίωσης είναι ορατό και στα μητρικά πετρώματα που φιλοξενούν τον μαγνησίτη στο Πανόραμα (Σχ. 3.3).



Σχ. 3.3. Φωτογραφίες από φλέβες μαγνησίτη, το μητρικό πέτρωμα είναι εξαλλοιωμένος δουνίτης, νότια του Πανοράματος, σε θέση παλιάς εκμετάλλευσης, το πάχος των φλεβών κατά θέσεις ξεπερνά τα 40 εκ. (Προσωπικό αρχείο).

3.3. Χρήσεις του μαγνησίτη

Τα προϊόντα του μαγνησίτη είναι ο ωμός μαγνησίτης, η καυστική μαγνησία και η δίπυρη μαγνησία (Μπιμπίλας 2020). Η καυστική μαγνησία παράγεται έπειτα από θέρμανση του μαγνησίτη με αποτέλεσμα την απομάκρυνση του CO₂, το τελικό προϊόν είναι υψηλής περιεκτικότητας σε μαγνήσιο με ποσοστό CO₂ 2 - 7 %, η δίπυρη μαγνησία παράγεται με ακόμη υψηλότερες θερμοκρασίες και περιέχει λιγότερο από 0,5 % CO₂ (Σκληρός 2013). Η πλειονότητα του εξορυσσόμενου μαγνησίτη προορίζεται για την παραγωγή καυστικής και δίπυρης μαγνησίας.

Η καυστική μαγνησία έχει εφαρμογές στην γεωργία, λειτουργώντας ως εδαφοβελτιωτικό καθώς και στην παραγωγή λιπασμάτων. Επιπρόσθετα, χρησιμοποιείται για την αποθείωση καπνοδόχων και σε περιβαλλοντικές χρήσεις που αφορούν ουδετεροποίηση όξινων διαλυμάτων. Ως πρώτη ύλη απαντάται σε φαρμακευτικά και καλλυντικά προϊόντα και σε τσιμεντοβιομηχανίες. Η δίπυρη μαγνησία χρειάζεται για την κατασκευή πυρίμαχων υλικών, όπως πλίνθοι σε χυτήρια χάλυβα, σε βιομηχανίες υαλουργίας και τσιμέντων. Ο ακατέργαστος μαγνησίτης βρίσκει χρήση στην κεραμική, στην παρασκευή εκρηκτικών και ως υλικό πλήρωσης σε χρώματα, πλαστικά, χαρτιά και ελαστικά. (Jaber and Kimberley 1992, Λαμπροπούλου 2003, Kramer 2006, Τσιραμπίδης 2011).

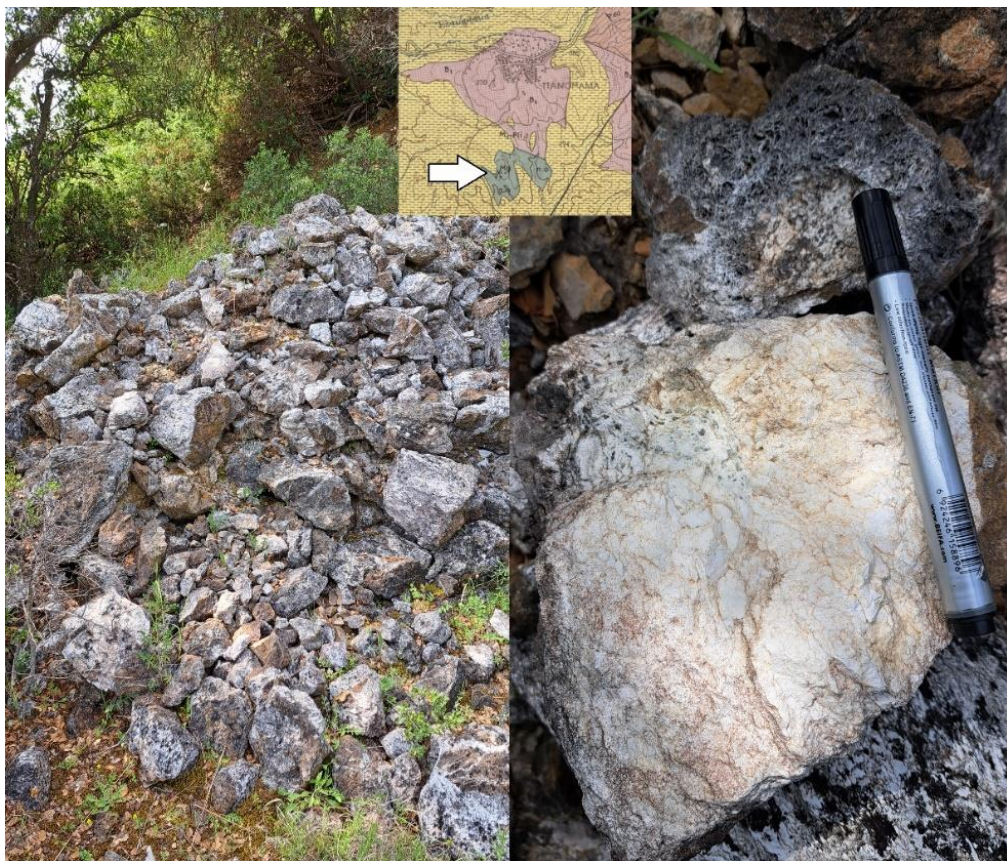
3.4. Κοιτάσματα μαγνησίτη στον κόσμο και στην Ελλάδα

Παγκοσμίως μεγάλα κοιτάσματα μαγνησίτη εντοπίζονται στην Κίνα (επαρχία Λιάονινγκ), στον Καναδά (Οντάριο και Βρετανική Κολομβία), στην Βραζιλία (Μπρουμάντο και Μπάχια) και στις ΗΠΑ (Νεβάδα, Καλιφόρνια και Ουάσινγκτον). Μετά την Κίνα, η δεύτερη χώρα σε παραγωγή μαγνησίτη είναι η Τουρκία και ακολουθεί η Ρωσία και η Βραζιλία. Άλλες χώρες όπου εκμεταλλεύονται μαγνησίτη είναι η Αίγυπτος, Αυστρία, Ισπανία (Καταλονία), Γερμανία και το Κονγκό (Μπιμπίλας 2020).

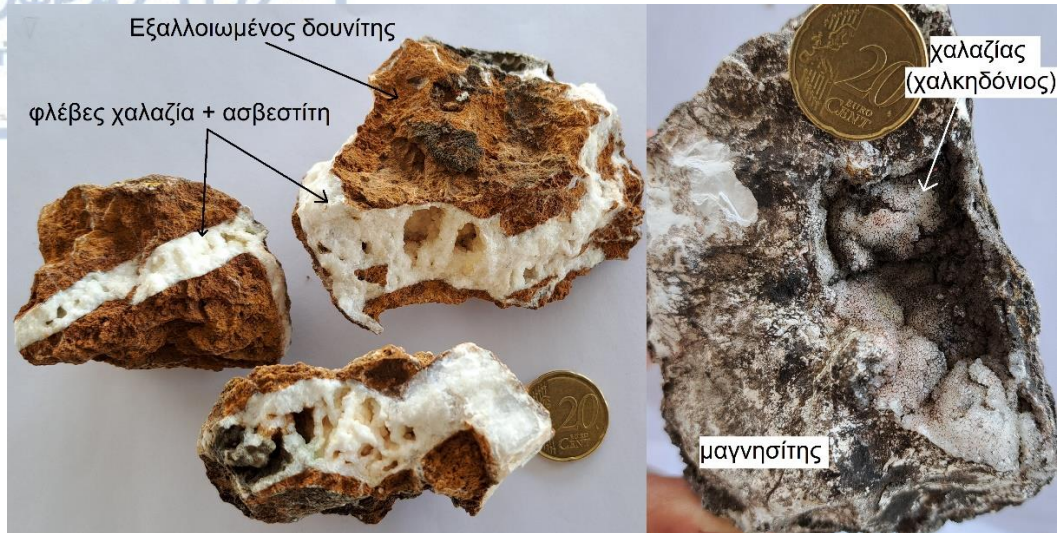
Στην Ελλάδα τα σημαντικότερα κοιτάσματα μαγνησίτη βρίσκονται στην Χαλκιδική και συγκεκριμένα στα Βασιλικά, στη Βάβδο, τη Γερακινή, τον Πολύγυρο, την Ορμούλια και στην Β. Εύβοια, στο Μαντούδι, στο Τρουπί, στον Πετισούνα και σε άλλες περιοχές. Τα εκμεταλλευόμενα κοιτάσματα μαγνησίτη στον ελληνικό χώρο βρίσκονται στα υπερβασικά μέλη οφιολιθικών ακολουθιών. Ποιοτικά, οι ελληνικοί μαγνησίτες θεωρούνται άριστοι και καλύτεροι από τους ευρωπαϊκούς (Τσιραμπίδης 2011, Τσιραμπίδης και Φιλιππίδης 2013, Tzamos et al. 2020). Η εταιρία Ελληνικοί Λευκόλιθοι που δραστηριοποιείται κυρίως στον χώρο της Χαλκιδικής εξάγει περίπου το 90 % των προϊόντων μαγνησίτη που εξορύσσει και επεξεργάζεται. Αποτελεί την μεγαλύτερη εξαγωγική εταιρία μαγνησίτη εντός της Ευρωπαϊκής

Ενώσης (Μπιμπίλας 2020). Μικρότερα κοιτάσματα εντοπίζονται στην Ερμιονίδα, στην Κοζάνη, στα Γρεβενά και στην Νιγρίτα Σερρών (Σπηλιάδης και Φραγκίσκος 1979, Μπιμπίλας 2020).

Η αθροιστική αξία όλων των αποθεμάτων μαγνησίτη του Ελληνικού χώρου κατά τους Τσιραμπίδης και Φιλιππίδης (2013) ανέρχεται στα 9,8 δισεκατομμύρια ευρώ και κατά τον Τσιραμπίδης (2011) το αποθεματικό δυναμικό της Χαλκιδικής αρκεί για να καλύψει τις ευρωπαϊκές ανάγκες για τους επόμενους δύο αιώνες. Ο Σαπουντζής (1969) αναφέρει πως στις περιοχές Πανοράματος, Τριαδίου και Λακκιάς έχει γίνει εκμετάλλευση κοιτασμάτων μαγνησίτη στο παρελθόν, στο σχήμα 3.4 φωτογραφίες από επιφανειακή εξόρυξη μαγνησίτη στο Πανόραμα. Επίσης στο σχήμα 3.5 διακρίνονται δείγματα δουνίτη με φλέβες κυρίως ασβεστίτη με μορφή σταλακτιτοειδών συσσωμάτων από την νότια πλευρά του Πανοράματος καθώς και μαγνησίτης με βοτρυοειδή συσσωματώματα χαλαζία από σωρό μεταλλεύματος.



Σχ. 3.4. Σωρός μεταλλεύματος μαγνησίτη δίπλα στην επιφανειακή εξόρυξη (Προσωπικό αρχείο), γεωλογικός χάρτης περιοχής Πανοράματος με την θέση εξόρυξης (Τροποποιημένος από Ι.Γ.Μ.Ε. 1978).

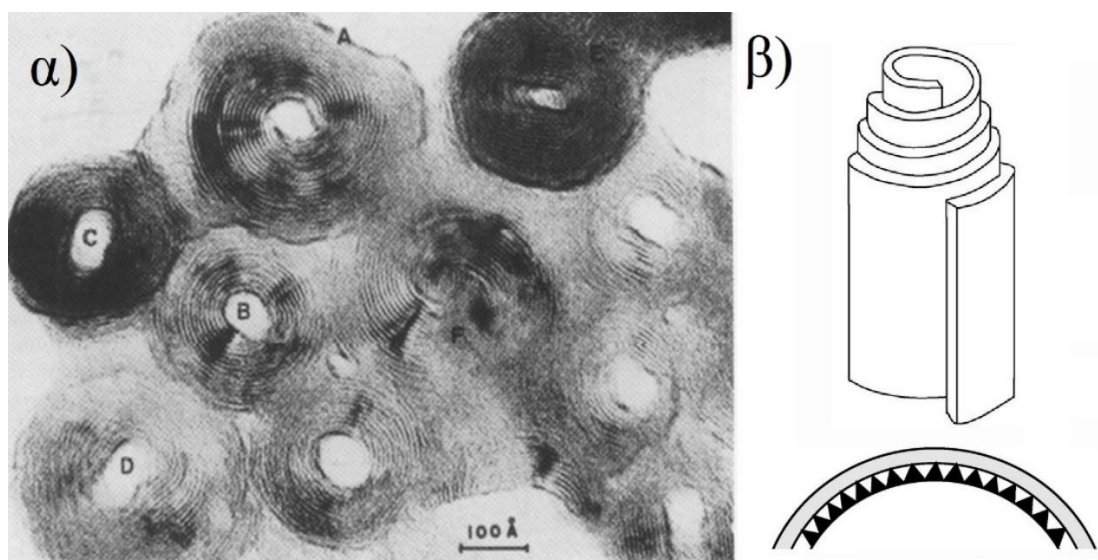


Σχ. 3.5. Δεξιά: δείγματα δουνίτη με φλέβες κυρίως ασβεστίτη με μορφή σταλακτιτοειδών συσσωμάτων από την νότια πλευρά του Πανοράματος. Αριστερά: Μαγνησίτης μαζί με βοτρυοειδή συσσωματώματα χαλαζία από σωρό μεταλλεύματος του σχήματος 3.4 (Προσωπικό αρχείο).

Με τον όρο αμίαντο στο εμπόριο, γίνεται αναφορά σε μια ομάδα έξι ινωδών ορυκτών που αξιοποιούνται από την αρχαιότητα. (Virta 2002, Virta 2006). Η διεθνής ονομασία του είναι asbestos από την ελληνική λέξη άσβεστος καθώς φυτίλια κατασκευασμένα από ίνες αμιάντου δεν καιγόταν (Αξιώτης 2009). Διακρίνονται δύο κύριες ομάδες πυριτικών αμιάντων, σερπεντινικός και αμφιβολικός αμίαντος από τους οποίους η πιο διαδεδομένη είναι αυτή του σερπεντινικού αμιάντου με κύριο ορυκτό τον χρυσοτίλη (Σχ. 4.1) (Οικονομίδης 2020), ο οποίος ιστορικά αποτέλεσε πάνω από το 90% της παραγωγής αμιάντου παγκοσμίως (Van Gosen 2007).

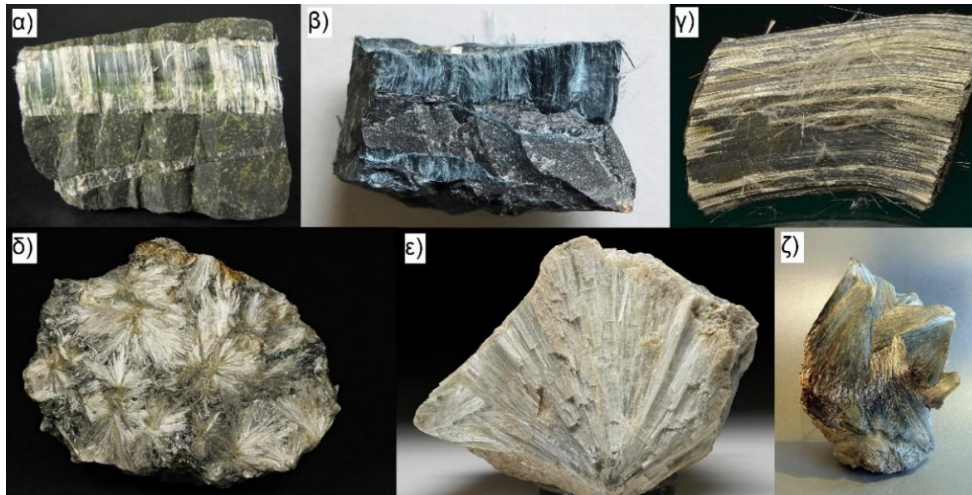
Ο χρυσοτίλης είναι ένα ένυδρο μαγνησιούχο πυριτικό ορυκτό (Virta 2002) του οποίου ο σχηματισμός απαιτεί μετασωματικές διεργασίες σε υπερβασικά πετρώματα πλούσια σε μαγνήσιο (Virta 2002, Van Gosen 2007). Εμφανίζεται με τα εξής χρώματα: λευκό έως γκρι, αποχρώσεις του πράσινου και μπλε (Virta 2002). Η δομή της ίνας στην πραγματικότητα είναι στρώματα καμπυλωμένα γύρω από τον άξονά της όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.1. β) (Καρκάνας 1987).

Στην ομάδα του σερπεντίνης ανήκει ο χρυσοτίλης με άλλα δύο ορυκτά, τον λιζαρδίτη και τον αντιγορίτη (Σχ. 4.6) με ίδια βασική κρυσταλλική δομή (Οικονομίδης 2020). Ο χρυσοτίλης και ο λιζαρδίτης σχηματίζονται κατά τη σερπεντινίωση σε θερμοκρασίες κάτω των 400°C, ενώ ο αντιγορίτης σε υψηλότερες θερμοκρασίες (Διαμαντής 2010).



Σχ. 4.1. α) Εικόνα TEM χρυσοτίλη, τομή κάθετη στην ίνα (Yada 1967, Strohmeier 2010), β) Η κυλινδρική δομή του χρυσοτίλη (Wenk and Bulakh 2006, τροποποιημένο).

Στους αμφιβολικούς αμιάντους τα δύο σημαντικότερα ορυκτά είναι ο κροκιδόλιθος, ο αμοσίτης και τα μικρότερου ενδιαφέροντος είναι ο ανθοφυλλίτης, ο τρεμολίτης και ο ακτινόλιθος (Σχ. 4.2) (Virta 2002). Τα πέντε αυτά ορυκτά θεωρούνται ως αμιάντοι μόνο στην περίπτωση που κρυσταλλώνονται ως ίνες, σε αντίθεση με τον χρυσοτίλη του οποίου η μορφολογία είναι πάντοτε αμιαντόμορφη οπότε πάντοτε θεωρείται ως αμιάντος (Strohmeier 2010).



Σχ. 4.2. α) χρυσοτίλης, β) κροκιδόλιθος, γ) αμοσίτης, δ) ανθοφυλλίτης, ε) τρεμολίτης, ζ) ακτινόλιθος (mindat.org, τροποποιημένες)

Τα κοιτάσματα αμιάντου διαχωρίζονται στους εξής παρακάτω τύπους: (Ross and Virta 2001, Virta 2005).

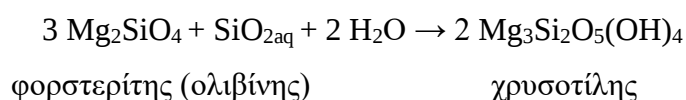
- I: αλκικά υπερβασικά πετρώματα, οφιόλιθοι και πιο συγκεκριμένα σερπεντινίτες.
- II: υπερβασικές μαγματικές διεισδύσεις.
- III: σερπεντινωμένοι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι.
- IV: σιδηρούχοι ιζηματογενείς σχηματισμοί.

Από τα παραπάνω, η πλειοψηφία του αμιάντου στον κόσμο προέρχεται από κοιτάσματα τύπου I. Οι ηλικία των κοιτασμάτων αμιάντου ποικίλει από προκάμβρια μέχρι και Α. Ιουρασική (Virta 2005, Virta 2006).

4.2. Σχηματισμός του χρυσοτίλη

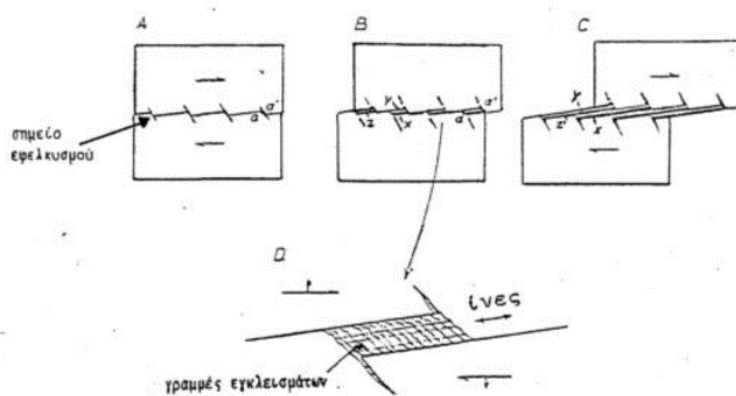
Ο σχηματισμός σερπεντινικού αμιάντου στις περισσότερες περιπτώσεις περιλαμβάνει διεργασίες μεταμόρφωσης, δηλαδή σερπεντινίωσης υπερβασικών πετρωμάτων. Σε συνθήκες μέσου βαθμού μεταμόρφωσης δημιουργείται ο χρυσοτίλης, ενώ με αύξηση της μεταμόρφωσης

θα μετατραπεί ολόκληρος σε αντιγορίτη επειδή είναι πιο σταθερός σε υψηλές θερμοκρασίες. Για την δημιουργία εκμεταλλεύσιμων ποσοτήτων σερπεντινικού αμιάντου απαραίτητη είναι και η δράση τεκτονικών δυνάμεων που θα δημιουργήσουν χώρο για τις ίνες να αναπτυχθούν, μέσα σε ρήγματα, διακλάσεις και πτυχές (Wicks 1979, Οικονομίδης 2020). Η ακόλουθη αντίδραση περιγράφει την σερπεντινίωση ενός ολιβίνη (Butcher and Frey 2002):



Κατά τον Virta (2002) έχει προταθεί ότι αρχικά, υδροθερμικά ρευστά εμπλουτισμένα σε πυρίτιο εξαλλοιώνουν υπερβασικά πετρώματα σχηματίζοντας τους σερπεντινικούς αμιάντους. Σε μεταγενέστερο μεταμορφωτικό γεγονός, οι σερπεντινίτες θα ανακρυσταλλωθούν ως ίνες χρυσοτίλη με την μορφή φλεβών. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το σχηματισμό του χρυσοτίλη είναι το ποσοστό νερού στο σύστημα, οι θερμοκρασιακές εναλλαγές, οι τάσεις και παραμορφώσεις του μητρικού πετρώματος.

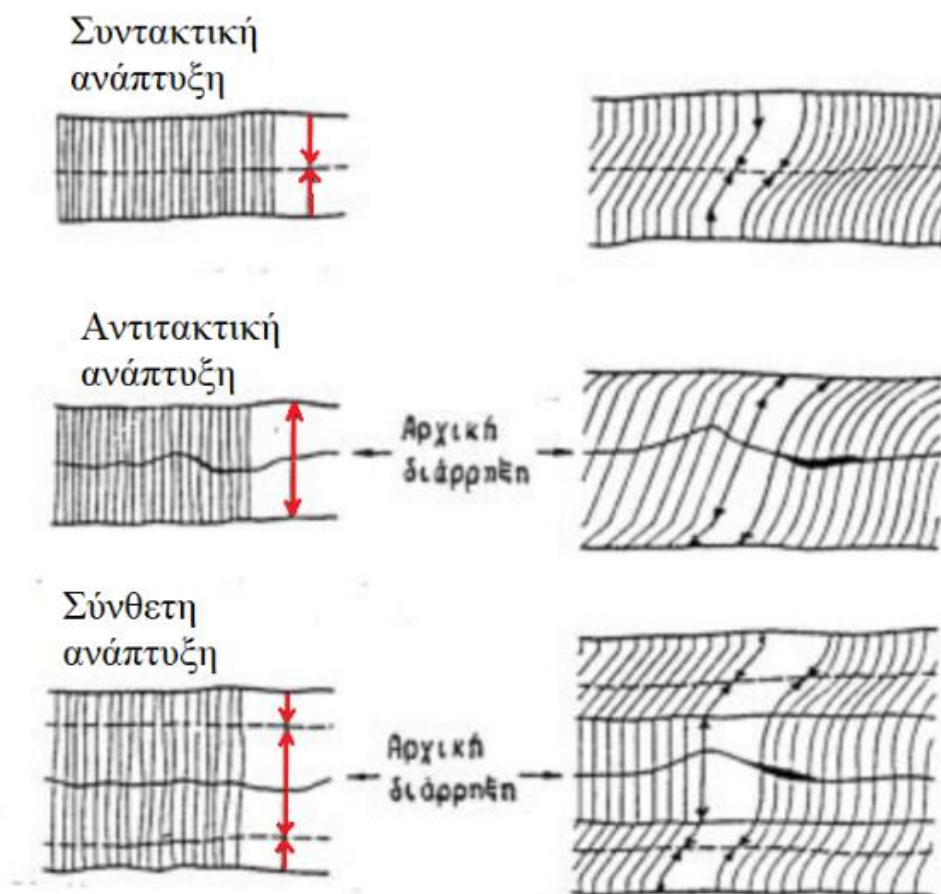
Γενικά προτιμάται η εκμετάλλευση κοιτασμάτων με ίνες χρυσοτίλη μήκους πολλών εκατοστών, στις περισσότερες περιπτώσεις όμως δεν ξεπερνούν το 1 εκ. σε μήκος. Η διάταξή τους συνήθως είναι κάθετη στα τοιχώματα των φλεβών (cross fibre) (Σχ. 4.5), χωρίς όμως να ισχύει αυτό πάντοτε, καθώς τεκτονικές επιδράσεις μπορούν να αλλάξουν τον προσανατολισμό ώστε να είναι παράλληλες με τις φλέβες ή υπό γωνία (slip fibre). Σε άλλες περιπτώσεις εμφανίζονται και ως συσσωματώματα ινών τυχαίου προσανατολισμού (mass fibre) (Virta 2002). Οι ίνες γενικά αναπτύσσονται πιο εύκολα σε άκαμπτα πετρώματα που έχουν υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση ενώ μπορούν να χαρακτηριστούν από το είδος των τάσεων που τις δημιούργησε σε εφελκυστικές και διατμητικές (Σχ. 4.3) (Καρκάνας 1987).



Σχ. 4.3. Η ανάπτυξη διατμητικών ινωδών φλεβών (Ramsay and Hubert 1983, Καρκάνας 1987)

Ο Καρκανάς (1987) αναφέρει πως οι ίνες μπορούν να ταξινομηθούν με βάση τον τρόπο σχηματισμού τους μέσα στην φλέβα, οι τύποι ανάπτυξης φαίνονται στο σχήμα 4.4. Στην συντακτική ανάπτυξη οι ίνες αναπτύσσονται από τα τοιχώματα της φλέβας προς το εσωτερικό, στην αντιτακτική ανάπτυξη από το εσωτερικό προς τα τοιχώματα και στην σύνθετη ανάπτυξη συνδυάζονται οι δύο προηγούμενοι τύποι ανάπτυξης.

Για την ανίχνευση καινούργιων κοιτασμάτων αμιάντου, χρησιμοποιούνται και μαγνητικές μέθοδοι έρευνας επειδή συχνά, μαζί με τον αμιάντο σχηματίζεται δευτερογενής μαγνητίτης από την σερπεντινίωση. (Virta 2005). Σε αντίθεση με τους σερπεντινικούς αμιάντους, οι αμφιβολικοί αμιάντοι είναι περιορισμένης εμφάνισης καθώς οι συνθήκες σχηματισμού αυτών είναι ιδιαίτερες. Ο αμοσίτης και ο κροκιδόλιθος σχετίζονται με πετρώματα που έχουν υποστεί μεταμόρφωση επαφής (Wicks 1979, Οικονομίδης 2020).



Σχ. 4.4. Τομές φλεβών χρυσοσίλη τύπου cross fibre (Laurent 1975, Καρκανάς 1987, τροποποιημένο).



Σχ. 4.5. Cross fibre ίνες χρυσοτίλη μαζί με τάλκη, σε παλαιά θέση εκμετάλλευσης κοιτάσματος τάλκη και αμιάντου 2,5 χλμ. βόρεια του Πανοράματος, σύμφωνα με τον Σαπουντζής (1969) (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 4.6. Σερπεντινίτης, αντιγορίτης από υπαίθρια εξόρυξη κατά των δεκαετιών 1960-70 νοτιοανατολικά της Εξοχής Θεσσαλονίκης συμφωνά με τον Σαπουντζής (1969) (Προσωπική συλλογή).

4.3. Η επικινδυνότητα των αμιάντων

Ο Καρκάνας (1987) σημειώνει πως δεν μπορούν να θεωρηθούν όλα τα ινώδη ορυκτά ως αμιάντοι. Προϋπόθεση για τον χαρακτηρισμό ενός ορυκτού ως αμιαντόμορφου είναι να έχει λεπτά και εύκαμπτα ινίδια ανθεκτικά σε μηχανικές καταπονήσεις. Ένα ακόμη χαρακτηριστικό είναι οι ίνες αντί να θραύονται, να αποχωρίζονται σε ολοένα μικρότερα ινίδια. Η διάμετρος των ινών συνήθως είναι μικρότερη από 3 μm (Καρκάνας 1987), για σύγκριση, μια ανθρώπινη τρίχα έχει διάμετρο περίπου 60 μm (Vlachogianni et. al. 2013).

Υπόνοιες για την βλαπτικότητα του αμιάντου υπάρχουν από τον 1ο μ.Χ. αιώνα όπου ο Πλίνιος ο Νεότερος αναφέρεται στην φθίνουσα υγεία σκλάβων που εργαζόταν σε εξορύξεις αμιάντου (Κούση 2018). Η εισπνοή αμιάντου θεωρείται επιβλαβής για την ανθρώπινη υγεία

και σχετίζεται κυρίως με τρία είδη ασθενειών: 1) αμιαντίωση, 2) καρκίνος του πνεύμονα, 3) μεσοθηλίωμα. Η επιστημονική κοινότητα θεωρεί την καρκινογενετική ικανότητα των αμιαντογενών αμιάντων ως πιο μεγάλη από αυτήν των σερπεντινικών. Συγκεκριμένα, η μακροχρόνια έκθεση σε κροκιδόλιθο (γνωστός ως μπλε αμίαντος) θεωρείται ιδιαίτερα επικίνδυνη όταν συνδυάζεται με κάπνισμα (Virta 2002, Vlachogianni 2013, Οικονομίδης 2020). Κατά τον Καρκάνας (1987) δεν είναι όλες οι ίνες καρκινογόνες, οι πιο επικίνδυνες είναι αυτές με διάμετρο μικρότερη από 5 μm καθώς μπορούν να εισέλθουν στους βρόγχους του πνεύμονα. Ασχέτως αυτού, η επικινδυνότητα όλων των ειδών αμιάντων έχει οδηγήσει σε περιορισμό της χρήσης του και σε αυστηρά μέτρα προστασίας σε σχετικά εργασιακά περιβάλλοντα (Virta 2002, Οικονομίδης 2020).

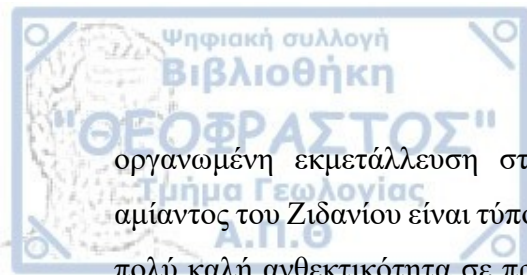
4.4. Χρήσεις των αμιάντων

Αξιοσημείωτα χαρακτηριστικά των ινών είναι η ευκαμψία, η μεγάλη αντοχή σε εφελκυσμό, η ανθεκτικότητα στη χημική διάβρωση και η εξαιρετική αντοχή σε υψηλές θερμοκρασίες (Virta 2005). Χάρη σε αυτές τις ιδιότητες, οι χρήσεις των ινών ξεπερνούν τις 3000 σε αριθμό (Αζιώτης 2009). Μερικές περιλαμβάνουν παραγωγή προϊόντων αμιαντοτσιμέντου, αντιπυρικών υφασμάτων, υλικών τριβής και παρεμβυσμάτων (τσιμούχες) (Virta 2005). Εφαρμογές του αμιάντου σε αντιπυρικά υφάσματα αποτελούν κουβέρτες πυροπροστασίας, γάντια και στολές πυροσβεστών, οδηγών αγωνιστικών αυτοκινήτων (Κουσαίτη 2012, Παπαγγέλη 2015).

4.5. Κοιτάσματα αμιάντων στο κόσμο - στην Ελλάδα

Σε παγκόσμια κλίμακα, μεγάλα κοιτάσματα αμιάντου υπάρχουν στο Κεμπέκ του Καναδά, στα Ουράλια όρη της Ρωσίας, στην Αριζόνα των Η.Π.Α., στην Ιταλία, στην Αυστραλία, στο Καζακστάν, στην Κύπρο και σε πολλές άλλες χώρες (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985, Harben 2006). Σήμερα η εξόρυξη, παραγωγή και χρήση αμιάντου έχει απαγορευτεί στην Ευρώπη, συμπεριλαμβανομένης της Ελλάδας, ενώ χώρες όπως η Ρωσία, ο Καναδάς, η Βραζιλία, η Ινδία, το Πακιστάν, Ινδονησία και άλλες εξακολουθούν να παράγουν προϊόντα αμιάντου (Παπαγγέλη 2015).

Στην Ελλάδα, το πρώτο κοιτάσμα αμιάντου που προσδιορίστηκε ήταν στην Εύβοια από τον Έλληνα γεωγράφο του 1^{ου} αιώνα τον Στράβωνα (Παπαγγέλη 2015). Άλλες εμφανίσεις αμιάντου υπάρχουν στην Λάρισα, στην Βέροια, στην Έδεσσα, στη Θεσσαλονίκη, στη Βάβδο και σε πολλές άλλες περιοχές (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985) με σημαντικότερη αυτή στο Ζιδάνι της Κοζάνης, όπου υπάρχει το μοναδικό κοιτάσμα χρυσοτιλικού αμιάντου που υπέστη



οργανωμένη εκμετάλλευση στον ελληνικό χώρο (Οικονομίδης 2020). Ο χρυσοτιλικός αμύαντος του Ζιδανίου είναι τύπου slip fiber, φιλοξενείται μέσα σε σερπεντινίτες και προσδίδει πολύ καλή ανθεκτικότητα σε προϊόντα αμιαντοτσιμέντου. Τα βέβαια αποθέματα ανέρχονται στους 90 εκατομμύρια τόνους μεταλλεύματος με μέση αποληψιμότητα ινών 2,63 % (Καρκάνας 1987). Στην Εύβοια, στην Γέφυρα Θεσσαλονίκης και στην Πάτρα λειτούργησαν εργοστάσια παραγωγής αμιαντοτσιμέντου κατά τις δεκαετίες 1960 - 1990 (Παπαγγέλη 2015).

Ο τάλκης είναι ένα ένυδρο μαγνησιούχο πυριτικό ορυκτό και ανήκει στην ομάδα των φυλλοπυριτικών ορυκτών (Karlsen and Nilsson 2000). Στην κλίμακα Mohs είναι το μαλακότερο ορυκτό με σκληρότητα 1, με χαρακτηριστική την λιπαρή υφή, συνήθως λευκό χρώμα και βρίσκεται ως φυλλώδεις μάζες ή φυλλώδη ακτινωτά συσσωματώματα (Σχ. 5.1) (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985). Άλλα χρώματα του τάλκη είναι ρόζ, κίτρινο, πράσινο και γκρι που προκύπτουν με αντικατάσταση του Mg από ιχνοστοιχεία όπως Fe, Ni και Mn (Prochaska 1988, Misch 2012). Πρέπει να επισημανθεί πως ο όρος τάλκης στο εμπόριο περιλαμβάνει συχνά και άλλα ορυκτά όπως ο τρεμολίτης, ο χλωρίτης, ο ανθοφυλλίτης (Prochaska 1989).



Σχ. 5.1. Τάλκης, σε παλιά θέση εκμετάλλευσης κοιτάσματος τάλκη και αμιάντου 2,5 χλμ. βόρεια του Πανοράματος, σύμφωνα με τον Σαπουντζής (1969) (Προσωπικό αρχείο).

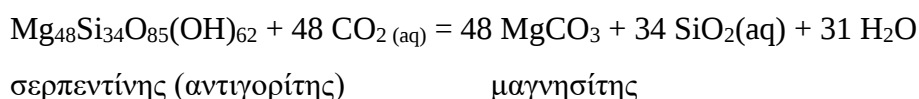
5.2. Σχηματισμός του τάλκη

Ο σχηματισμός του τάλκη συμβαίνει με μετασωματικές διεργασίες σε περιβάλλον υψηλής δραστηριότητας κατιόντων του πυριτίου (Si^{4+}) και συναντάται εντός πετρωμάτων χαμηλού-μέσου βαθμού μεταμόρφωσης (Θεοδωρίκας 2017). Μαζί με τον τάλκη συναντώνται επίσης χλωρίτης, σερπεντίνης, μαγνησίτης, μαγνητίτης και άλλα ορυκτά (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985), έχει την μεγαλύτερη αναλογία Mg/Fe από τα υπόλοιπα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά που το συνοδεύουν (Greene 1995).

Κυρίως δύο είδη κοιτασμάτων τάλκη έχουν οικονομική αξία, αυτά που σχετίζονται με υπερβασικά και ανθρακικά-δολομιτικά πετρώματα (Prochaska 1989). Ο McCarthy (2006)

- Ο τάλκης προερχόμενος από υπερβασικά πετρώματα περιέχει συνήθως σίδηρο μαζί με μεταβατικά βαρέα μέταλλα όπως, νικέλιο και χρώμιο (Σαπουντζής 1985, McCarthy 2006). Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις τάλκη είναι στις ζώνες ρηγμάτων, σε διακλάσεις και στα περιθώρια των υπερβασικών πετρωμάτων (Prochaska 1989). Αυτό οφείλεται στην επιπρόσθετη δράση ρευστών πλούσιων σε πυρίτιο που αλληλεπιδρούν με το κοίτασμα σε μεταγενέστερο χρόνο από την σερπεντινίωση (Greene 1995).

Η διαδικασία περιγράφεται ως «στεατισμός του σερπεντινίτη» και το παραγόμενο πέτρωμα χαρακτηρίζεται ως σαπωνόλιθος (McCarthy 2006), ενώ στις περιπτώσεις που η περιεκτικότητα σε τάλκη φτάνει το 100% χαρακτηρίζεται ως στεατίτης (Hansen et al. 2017). Στους σαπωνόλιθους η τυπική παραγένεση είναι τάλκης + μαγνησίτης (Κωστόπουλος 2020), περιέχουν επίσης ορυκτά ανθρακικά και αμφιβολιτικά (Hansen et al. 2017). Ο σχηματισμός σαπωνόλιθου από σερπεντινίτη περιγράφεται από τις παρακάτω αντιδράσεις (Κωστόπουλος 2020):



Η χρησιμότητα του τάλκη οφείλεται στις ιδιαίτερες φυσικές ιδιότητες του και όχι τόσο λόγω χημικής σύστασης. Αυτές οι ιδιότητες είναι η υδροφοβικότητα, δηλαδή απωθεί το νερό, η χημική αδράνεια, που σημαίνει δεν αντιδρά σε επαφή με το δέρμα ή σε περίπτωση κατάποσης, με εξαίρεση τις περιπτώσεις που ο τάλκης περιέχει και αμίαντο (Olade 2022). Κύρια χαρακτηριστικά του σαπωνόλιθου είναι η εύκολη κατεργασία, η μηχανική

ανθεκτικότητα, η αντοχή σε υψηλές θερμοκρασίες και η μεγάλη θερμοχωρητικότητα. Η σκληρότητά του παρουσιάζει διακυμάνσεις ανάλογα με το είδος του σαπωνόλιθου, από πολύ μαλακός έως σκληρός. Αυτές οι ιδιότητες είναι γνωστές από την αρχαιότητα, με τον σαπωνόλιθο να βρίσκει ευρεία χρήση στην κατασκευή αγαλματιδίων, σκευών μαγειρικής, καλουπιών χύτευσης μαζί με πολλές άλλες εφαρμογές από ευρωπαϊκούς, ασιατικούς και αφρικανικούς λαούς (Karlsen and Nilsson 2000, Hansen et al. 2017). Κάτι αξιοπρόσεκτο για τις στατιστικές εξορύξεων τάλκη είναι πως περιλαμβάνουν λανθασμένα και εκμεταλλεύσεις πυροφυλλίτη επειδή εμφανίζει παρόμοιες ιδιότητες και κρυσταλλική δομή (Prochaska 1988, Misch 2012).

Μεγάλη απαίτηση για τάλκη υπάρχει από βιομηχανίες κεραμικών, χρωματουργίας, πλαστικών, χαρτοβιομηχανίες και σε μικρότερο βαθμό για την παραγωγή ελαστικών, υφασμάτων, λιπαντικών και σε καλλυντικά όπου απαιτείται υψηλής ποιότητας τάλκη (Greene 1995). Στα χρώματα χρησιμοποιείται πάνω από 100 χρόνια, ανταγωνίζεται υλικά όπως ανθρακικό ασβέστιο και καολίνη, προτιμάται όμως παρόλο που είναι πιο ακριβός καθώς προσδίδει αντιδιαβρωτικές ιδιότητες και προστασία από την υγρασία. Στα πλαστικά η κύρια χρήση του τάλκη είναι στην ενίσχυση και πυρηνοποίηση πολυπροπυλενίων (McCarthy 2006). Η πιο γνωστή χρήση του τάλκη είναι στην παρασκευή πούδρας (Σαπουντζής και Χριστοφίδης 1985) με ενδείξεις φθίνουσας πορείας στο εμπόριο σε αυτό το τομέα. Επιπλέον, σχεδόν σε κάθε κατηγορία καλλυντικών ειδών περιέχει τάλκη (Fiume et al. 2015). Χρησιμοποιείται σε αγροτικές χρήσεις όπου λειτουργεί ως φορέας εντομοκτόνων, παρασιτοκτόνων και μυκητοκτόνων και σε οικοδομικές βιομηχανίες που ειδικεύονται σε υλικά για στέγες (McCarthy 2006).

5.4. Κοιτάσματα τάλκη στον κόσμο - στην Ελλάδα

Η Κίνα θεωρείται ως ο μεγαλύτερος παραγωγός τάλκη παγκοσμίως, με κοιτάσματα υψηλής καθαρότητας (Agnihotri et al. 2003, Misch 2012). Σημαντικά κοιτάσματα τάλκη στις Η.Π.Α. εντοπίζονται στις περιοχές της Νέα Υόρκης και στο Τέξας όπου η εκμετάλλευσή τους ξεπερνά τα 100 χρόνια σε διάρκεια. Στον Καναδά σχεδόν κάθε επαρχία έχει κοιτάσματα τάλκη αλλά η παραγωγή περιορίζεται στην περιοχή του Οντάριο. Στην Ευρώπη κύριος παραγωγός τάλκη είναι η Φινλανδία με την Γαλλία, Ιταλία, Αυστρία και Ισπανία να ακολουθούν. Χαρακτηριστικό των ευρωπαϊκών κοιτασμάτων είναι η παρουσία μαγνησίτη. Ο τρόπος σχηματισμού του τάλκη γεωλογικά, συνεπάγεται πως θα απαντάται μαζί με αμιάντους σε ορισμένες περιπτώσεις. Την δεκαετία του 1970 η ενημέρωση για την καρκινογένεση των

αμιάντων έλαβε μεγαλύτερες διαστάσεις με αποτέλεσμα να δεχθεί πλήγμα η βιομηχανία παραγωγής τάλκη (McCarthy et al. 2006).

Στην Ελλάδα ο τάλκης απαντάται σε πολλές περιοχές με μορφή φλεβών ή φακών εντός οφιολίθων και μερικές από αυτές τις εμφανίσεις παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον. Εμφανίσεις τάλκη υπάρχουν στη Σίφνο, Σύρο, Εύβοια και Άρνισσα Πέλλας χωρίς όμως οικονομικές προοπτικές (Μηνόπουλος 1990, Κράββας 1991, Χατζηβρέττα 2020). Η Τήνος, η Ιεράπετρα Κρήτης και ο Χορτιάτης αποτέλεσαν περιοχές κατά το παρελθόν όπου γινόταν εκμετάλλευση κοιτασμάτων. Από αυτές της περιοχές, το μοναδικό κοίτασμα τάλκη που αξιοποιείται σήμερα βρίσκεται στην Τήνο (Χατζηβρέττα 2020). Οικονομικό ενδιαφέρον παρουσιάζει ο Ασκός Θεσσαλονίκης όπου τα ενδεικτικά αποθέματα τάλκη υπολογίζονται σε ~1 εκατ. τόνο με ακαθάριστη αξία 20 εκατ. ευρώ (Τσιραμπίδης και Φιλιππίδης 2013). Γενικά ο ελληνικός τάλκης είναι χαμηλότερης καθαρότητας από αυτούς που απαντώνται στο εμπόριο, με αποτέλεσμα η Ελλάδα να εισάγει τάλκη υψηλότερης καθαρότητας από χώρες όπως Φινλανδία, Σουδάν και Αίγυπτο (Χατζηβρέττα 2020).

6. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

6.1 Γεωμορφολογία

Η περιοχή που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία περιλαμβάνει την ευρύτερη περιοχή του Πανοράματος. Ο οικισμός του Πανοράματος μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1970 εξελίχθηκε σε πολυτελές προάστιο με αποτέλεσμα την αστικοποίηση της περιοχής. Αυτή η έντονη δόμηση επικάλυψε μεγάλο κομμάτι πετρωμάτων του υποβάθρου που υπήρχαν στην επιφάνεια, δυσκολεύοντας έτσι τις υπαίθριες παρατηρήσεις στις κατοικημένες περιοχές του Νόμου 751 (Κάτω Πανόραμα) και εν μέρει του παλαιού Πανοράματος (Άνω Πανόραμα).

Γεωμορφολογικά, το ανάγλυφο του Πανοράματος μπορεί να χαρακτηριστεί ως λοφώδες, ξεχωρίζουν δύο λόφοι (Σχ. 6.1), της Αναλήψεως (370 μ.) και των κοιμητηρίων (382 μ.) με το υψόμετρο να μειώνεται προς τον νότο μέχρι τα ~150 μ., ενώ προς τον βορρά αυξάνεται συνεχώς μέχρι την Εξοχή, αφού μεσολαβήσει μια μικρή μείωση εξαιτίας του ρήγματος Πυλαίας-Πανοράματος. Προς τα δυτικά (προς Πυλαία) το ανάγλυφο ομαλοποιείται σταδιακά και προς τα ανατολικά (προς Χορτιάτη) γίνεται ημιορεινό, με το υψόμετρο να αυξάνεται συνεχώς.

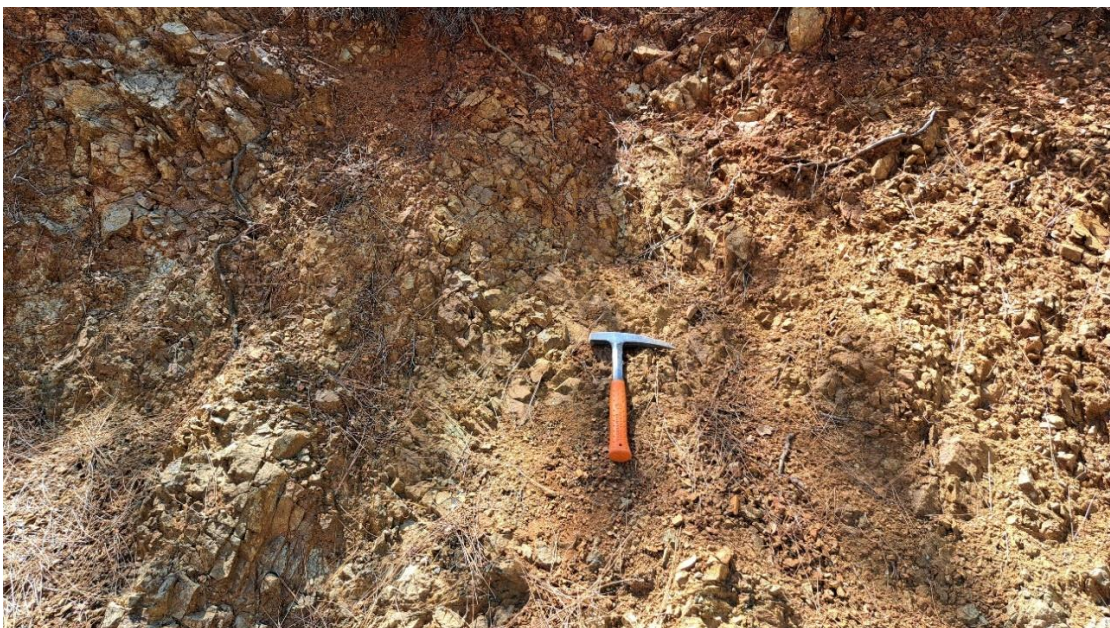


Σχ. 6.1. Φωτογραφία drone των δύο λόφων του Πανοράματος (Προσωπικό αρχείο).

6.2 Τεκτονικές παρατηρήσεις

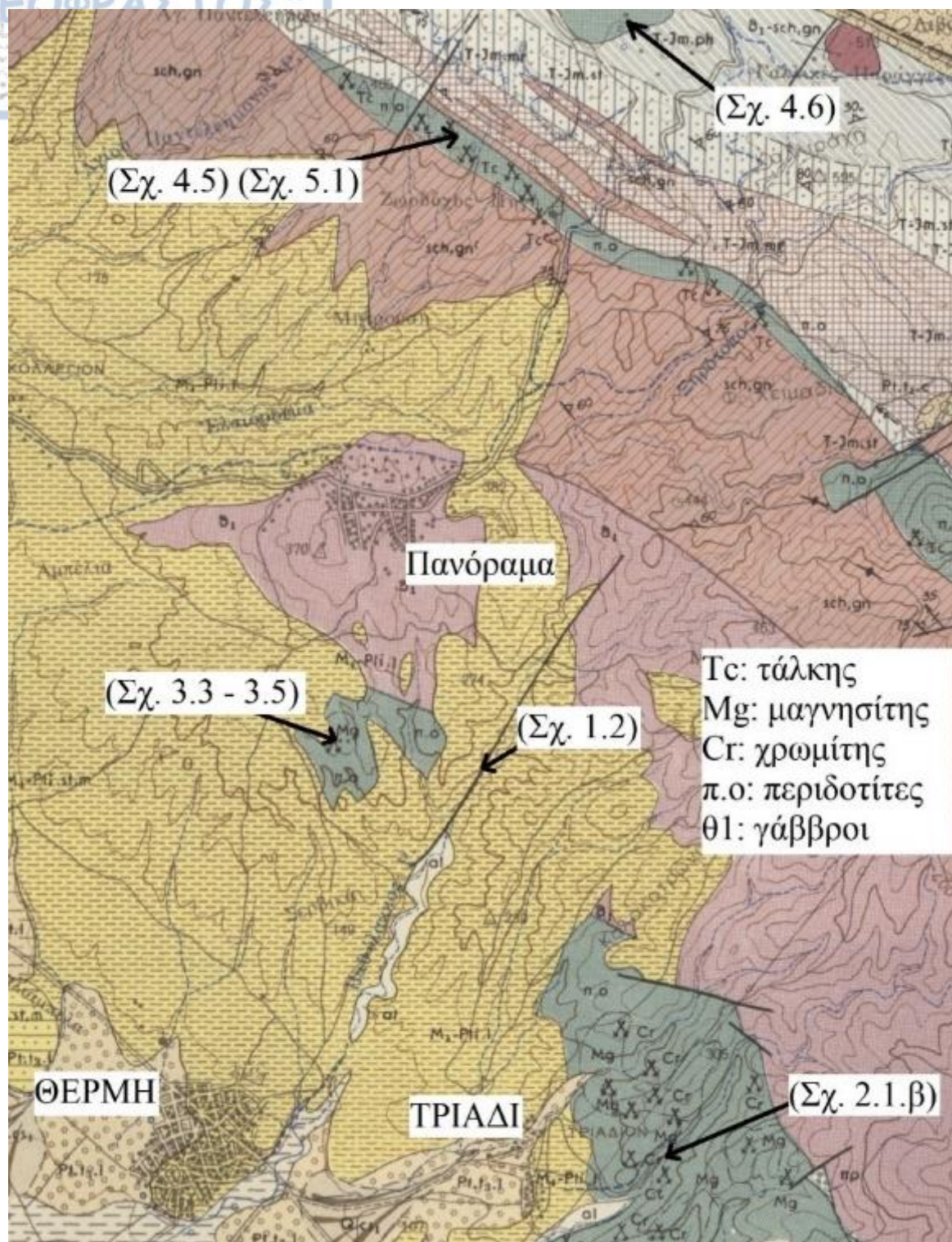
Δύο μεγάλα κανονικά ρήγματα διακρίνονται στην περιοχή του Πανοράματος, το ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος και το ρήγμα στο ρέμα Πλατανάκια. Το νεοτεκτονικό ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος έχει διεύθυνση περίπου Α-Δ με μήκος στην επιφάνεια τουλάχιστον 8 χλμ. και

ενδεχομένως προεκτείνεται δυτικότερα. Υπάρχουν θετικές ενδείξεις για την ενεργότητα του (Ζερβοπούλου και Παυλίδης 2005). Από τις υπαίθριες παρατηρήσεις η δράση του ρήγματος εμφανώς έχει συμβάλει στην διαμόρφωση του αναγλύφου της περιοχής, με απότομα πρανή στο βόρειο τμήμα του Πανοράματος και επηρεάζει το υδρογραφικό δίκτυο του Ελαιορέματος που έχει παράλληλη διεύθυνση με το ρήγμα. Διαπιστώθηκε επίσης πως τα πετρώματα (γάββροι και πυροξενίτες) κοντά στο ρήγμα έχουν καταπονηθεί από την δράση του, εμφανίζοντας εικόνες κατακερματισμού (Σχ. 6.2), ενώ η επιφάνεια ολίσθησης (καθρέπτης) του ρήγματος δεν είναι ορατός στην επιφάνεια επειδή καλύπτεται από νεότερα ιζήματα ερυθρών αργίλων, αμμοχάλικων και κροκαλοπαγών.



Σχ. 6.2. Κατακερματισμένος γάββρος κοντά στο ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος με έντονα χρώματα οξείδωσης (Προσωπικό αρχείο).

Το ρήγμα στα Πλατανάκια Πανοράματος είναι επίσης ένα κανονικό ρήγμα με διεύθυνση BBA-NNΔ, μήκους ~4 χλμ., ενώ δεν ανιχνεύτηκαν πειστικές ενδείξεις ενεργού καθεστώτος. Από οποιοδήποτε τοπογραφικό ή γεωλογικό χάρτη (Σχ. 6.3) είναι ορατό το ρήγμα που συμπίπτει με το ρέμα Πλατανάκια ή αλλιώς γνωστό ως Βαθύλακκος, το οποίο εκτείνεται μέχρι την Θέρμη. Το ρήγμα αυτό καταπόνησε τους περιδοτίτες μηχανικά, επιτρέποντας την ευκολότερη διάβρωσή τους κατά μήκος του ρέματος και την ροή νερού.



Σχ. 6.3. Τμήμα γεωλογικού χάρτη της ανατολικής Θεσσαλονίκης όπου διακρίνονται οι θέσεις φωτογραφιών των σχημάτων του βιβλιογραφικού τμήματος της παρούσας διπλωματικής (ΙΓΜΕ 1978, τροποποιημένο).

Στην υπαίθρια έρευνα εντοπίστηκαν και μικρά ανάστροφα ρήγματα (Σχ. 6.4) με ποικίλα τεκτονικά στοιχεία, και η γένεση τους πιθανώς σχετίζεται με την τεκτονική τοποθέτηση των

οφιολίθων της Θεσσαλονίκης επάνω σε ηπειρωτικό φλοιό. Σε μερικές θέσεις η εικόνα των πετρωμάτων είναι έντονα κατακερματισμένη από τις συμπιεστικές τάσεις. Οι διακλάσεις και τα ρήγματα συχνά πληρώνονται από ασβεστιτικό υλικό. Σε άλλες θέσεις, τα πετρώματα εμφανίζουν εικόνες χαοτικές ή και μυλωνιτιωμένες με διαφοροποιήσεις στον βαθμό μεταμόρφωσης, ενώ η παρατηρούμενη εικόνα δείχνει μια σχιστοποίηση, όπου οι κρύσταλλοι των πετρωμάτων διατάσσονται παράλληλα με ζώνες διάτμησης (Σχ. 6.4).



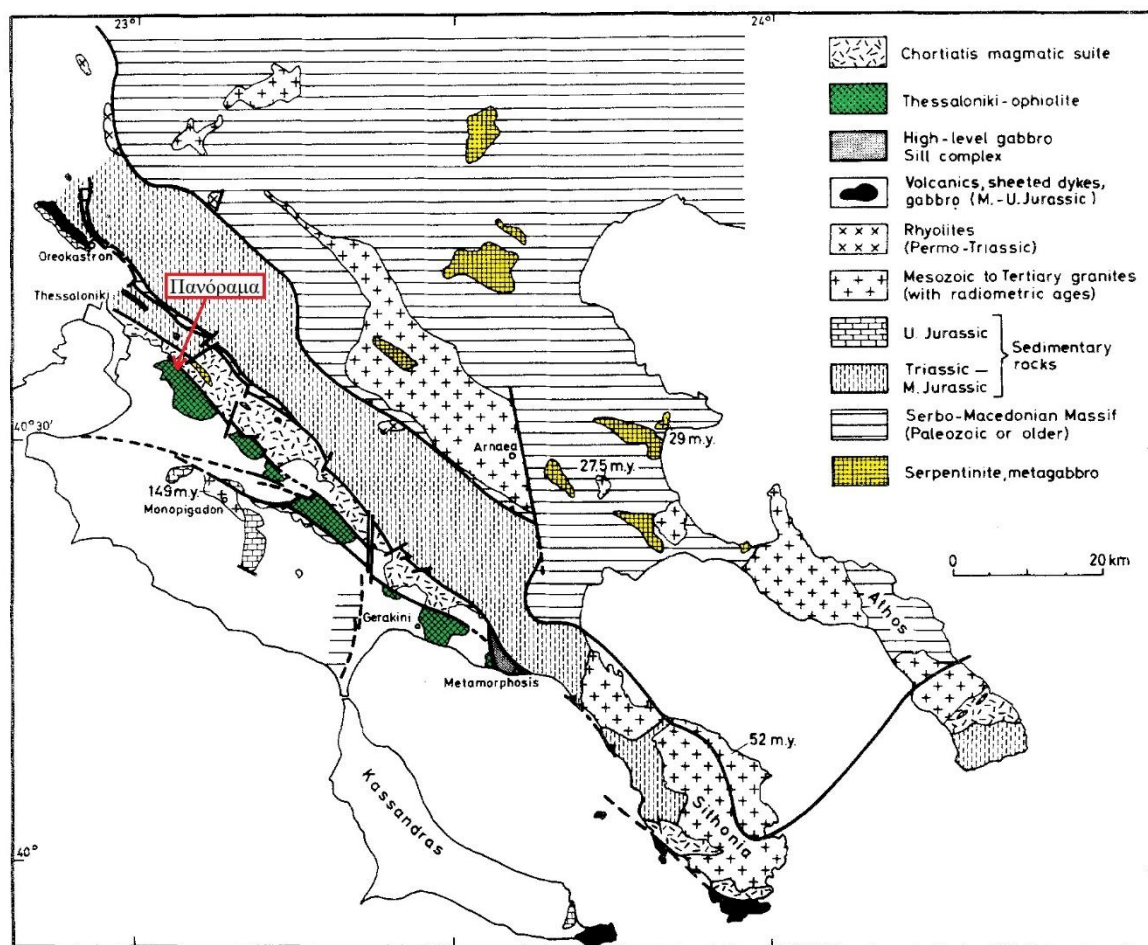
Σχ. 6.4. Ανάστροφο ρήγμα σε γάββρο με τεκτονικά στοιχεία 006/68, στην ζώνη του ρήγματος το πέτρωμα εμφανίζει σχιστότητα. (Προσωπικό αρχείο).

6.3 Υπερβασικά πετρώματα Πανοράματος - χρήσιμα ορυκτά

Το Πανόραμα Θεσσαλονίκης ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη και εντάσσεται στους οφιόλιθους της Θεσσαλονίκης, οι οποίοι εκτείνονται προς τα νοτιοανατολικά με την ονομασία του υπερβασικού - βασικού συμπλέγματος της Βάβδου (Christodoulou 1980, Christofides et al. 1994). Γενικότερα στην Περιοδοπική ζώνη η έκταση αυτών των οφιολιθικών εμφανίσεων έχει μήκος περί τα 100 χλμ. με νοτιοανατολική διεύθυνση (Σχ. 1.3) (Mussallam and Jung 1986). Οι οφιόλιθοι της Θεσσαλονίκης έχουν γεωχημικά χαρακτηριστικά μαγματισμού μιας ζώνης υφυποβύθισης (Zachariadis et al. 2007), αποτελούν ένα τεκτονικό κάλυμμα στην περιοχή, κάτι που πιστοποιείται από την ύπαρξη ηπειρωτικού φλοιού σε βάθος 2-3 χλμ. (Makris and Moller 1977, Michard et al. 1998). Χαρακτηριστικό των οφιολίθων της Θεσσαλονίκης είναι η χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση που έχουν υποστεί σε αντίθεση με την

ενότητα του Χορτιάτη που περιλαμβάνει υπολείμματα γλαυκοφανιτικής μεταμόρφωσης πετρώματα μέσα σε πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμορφωμένα (Michard et al. 1998).

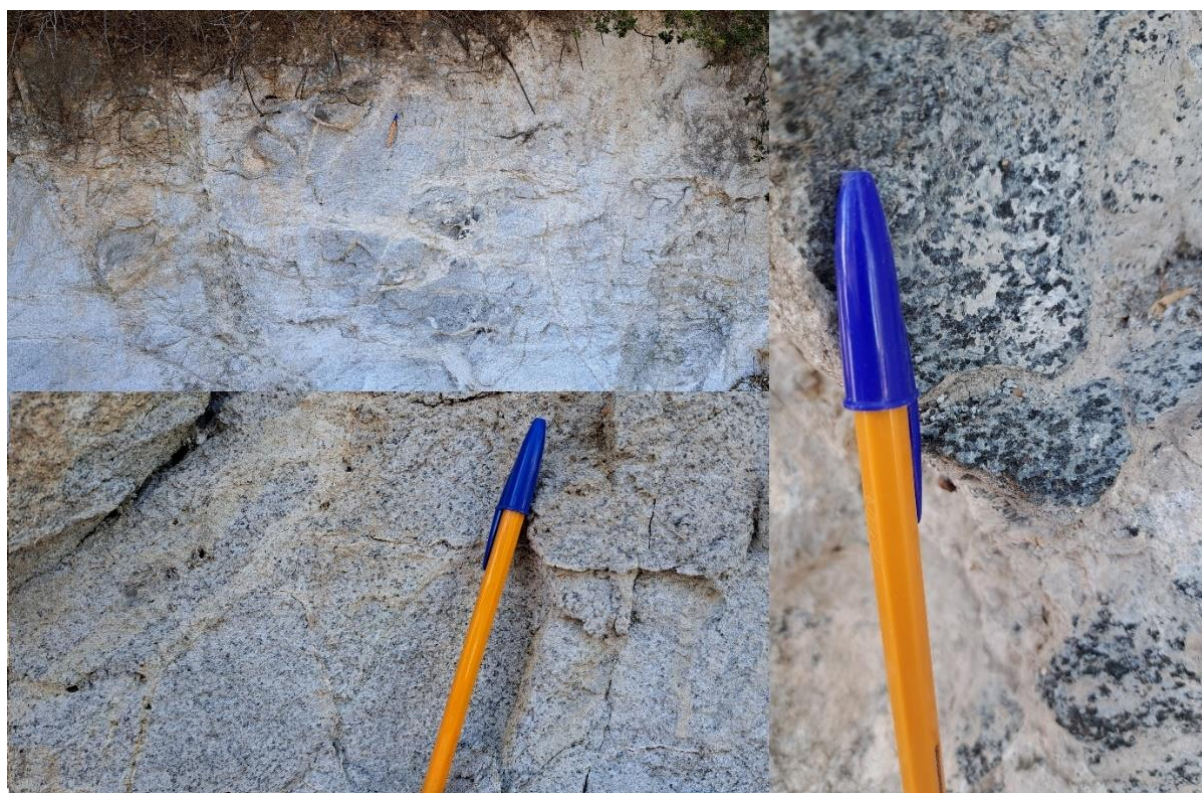
Ο Σαμπουντζής (1969) αναφέρει βασικά και υπερβασικά πετρώματα στο Πανόραμα, και στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, έμφαση δίνεται στα υπερβασικά πετρώματα. Αυτά είναι δουνίτες, περιδοτίτες, βερλίτες, πυροξενίτες και σερπεντινίτες τεκτονικά επηρεασμένοι. Περί χρήσιμων ορυκτών, υποδεικνύει εμφανίσεις τάλκη και αμιάντου βόρεια του Πανοράματος όπου συνέβαινε και εκμετάλλευση μικρής κλίμακας κατά το παρελθόν. Για τον μαγνησίτη σημειώνει πως τα κοιτάσματα που υπάρχουν νότια του Πανοράματος έχουν μορφή φλεβών που φθάνουν και τα 50 εκ. σε πάχος. Θεωρεί επίσης αξιόλογες τις εμφανίσεις χρωμίτη στα νοτιότερα τμήματα του Πανοράματος και περιγράφει πως η μεταλλοφορία είναι λεπτών διαστρώσεων, δηλαδή ταινιωτή και υπό μορφή μικρών φακών ή φλεβών. Ο Zachariadis et al. (2006) προσδιόρισε την ηλικία των οφιολίθων της Θεσσαλονίκης στα 169 ± 1 εκατομμύρια έτη.



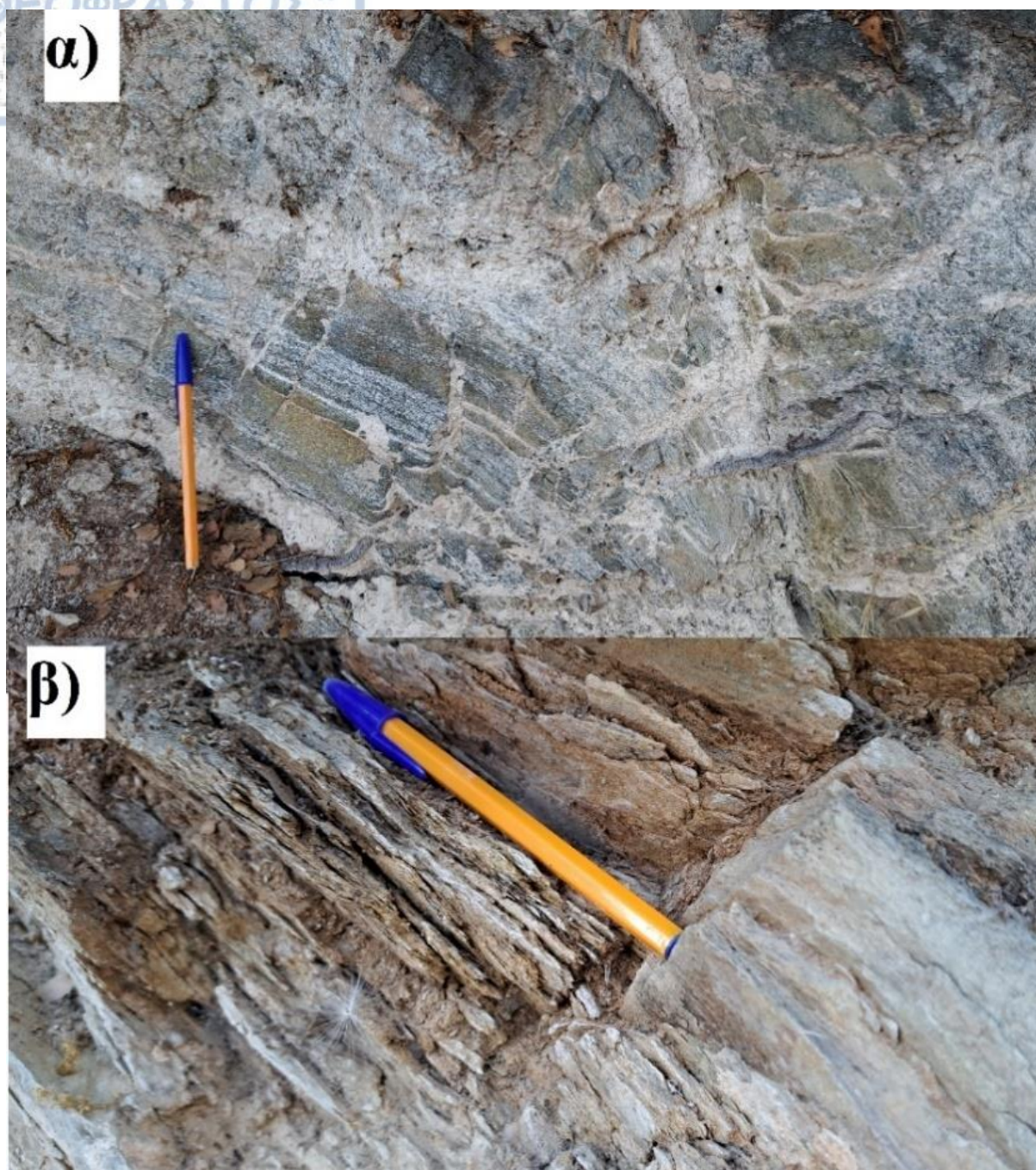
Σχ. 6.5. Γεωλογικός χάρτης της Χαλκιδικής και ανατολικής Θεσσαλονίκης, διακρίνονται οι οφιολιθικές εμφανίσεις με πράσινο χρώμα (Kockel et al. 1971, Mussallam and Jung 1986, τροποποιημένος).

6.4 Παρατηρήσεις πετρολογίας-κοιτασματολογίας και ιζηματολογίας

Το παλιό Πανόραμα (Άνω Πανόραμα) πετρολογικά στην πλειοψηφία του αποτελείται από γάββρο τεφρού-γκρι ελαιοπράσινου χρώματος και σε μικρότερο βαθμό από πυροξενίτες σκούρου ελαιοπράσινου χρώματος. Ο γάββρος σε πολλές εμφανίσεις του είναι έντονα σωσσυριτιωμένος με λευκό έως τεφρό χρώμα, υποδεικνύοντας έτσι μεγάλο ποσοστό ασβεστιούχων πλαγιοκλάστων στην σύστασή του και την δράση υδροθερμικών ρευστών (Σχ. 6.6), με εξαίρεση τις εμφανίσεις γάββρου στους λόφους Αναλήψεως και κοιμητηρίων Πανοράματος όπου η εξαλλοίωση είναι πιο περιορισμένη. Σε στρατιωτικούς χάρτες δεκαετίας του 1940, ο λόφος της Αναλήψεως αναφέρεται και ως «Καρα Λοφ» δηλαδή στα τούρκικα μαύρος λόφος. Η ονομασία εξηγείται από τις εμφανίσεις γάββρου σκούρου γκρι έως και μαύρου χρώματος ως αποτέλεσμα της επιφανειακής αποσάθρωσης. Οι ασυνέχειες στον γάββρο πληρώνονται από ασβεστίτη (Σχ. 6.6 - Σχ. 6.9) και σε μερικές περιπτώσεις από σερπεντινίτη. Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους κατά θέσεις ο μανδύας αποσάθρωσης ξεπερνάει τα 2 μ. σε πάχος με την συνεκτικότητα του να είναι πολύ χαλαρή.



Σχ. 6.6. Έντονα σωσσυριτιωμένος γάββρος που τέμνεται από φλέβες ασβεστίτη (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.7. α) Συνεχής ζώνη διάτμησης πληρωμένη από ασβεστιτικό υλικό σε σωσσυριτωμένο γάββρο, β) εικόνα σχιστοποίησης του γάββρου (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.8. Ζώνη διάτμησης με ασβεστιτικές φλέβες πάχους ~ 3 εκ. εντός γάββρου (Προσωπικό αρχείο).



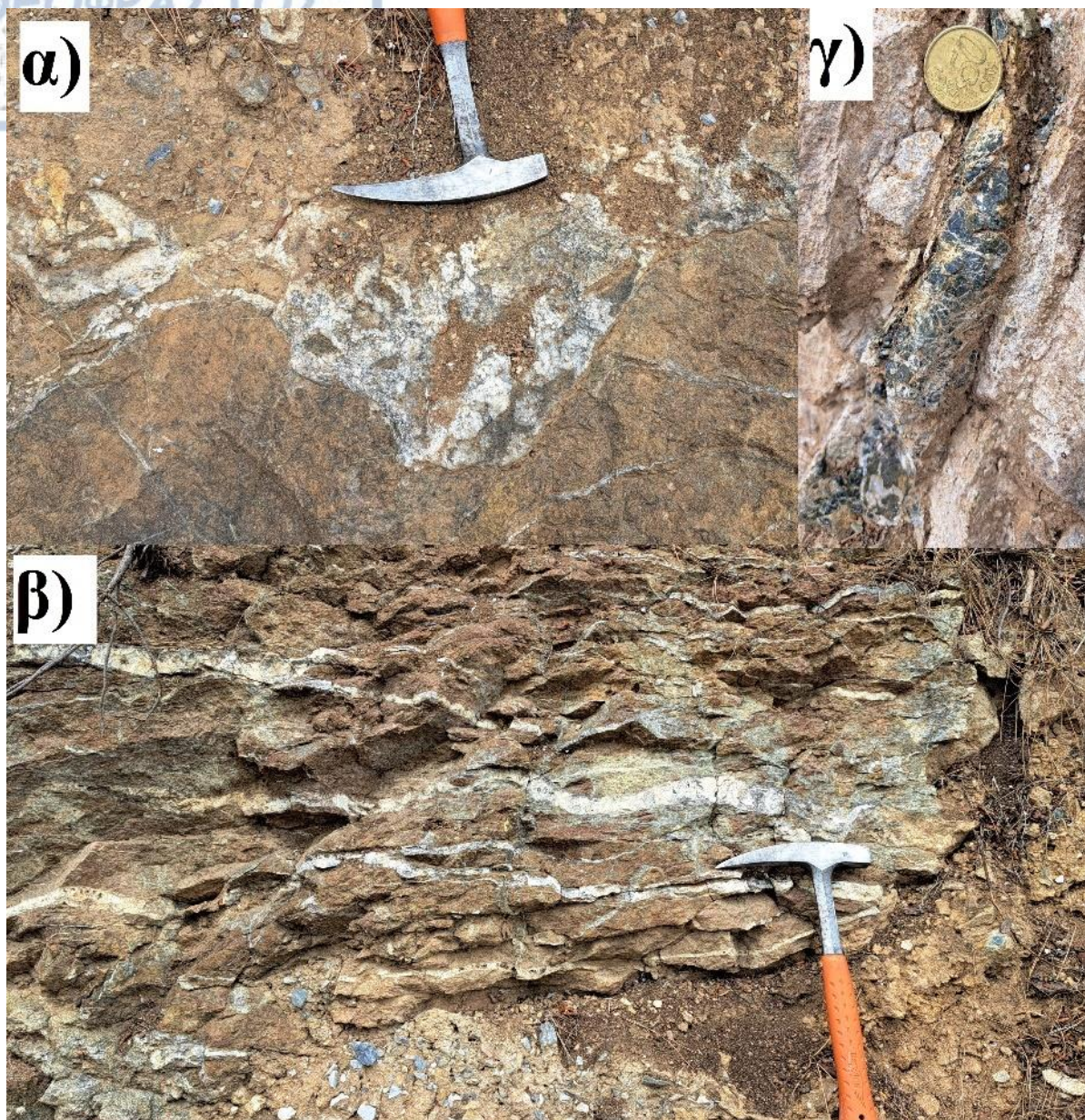
Σχ. 6.9. Λεπτές ασβεστιτικές φλέβες εντός γάββρου (Προσωπικό αρχείο).

Νοτιότερα προς τον Νόμο 751 (Κάτω Πανόραμα) και τα Πλατανάκια απαντώνται περιδοτίτες σερπεντινωμένοι σε διάφορους βαθμούς και συγκεκριμένα δουνίτες στις περισσότερες θέσεις έντονα εξαλλοιωμένοι, ενώ μεταξύ των δουνιτών και των γάββρων κατά

θέσεις εντοπίστηκαν μικρές εμφανίσεις πυροξενιτών. Χαρακτηριστικό των δουνιτών αυτών είναι το καστανέρυθρο χρώμα τους, οι φλέβες χαλαζία-ασβεστίτη και σε μερικές θέσεις σερπεντινίτη, καθώς και η πορώδης εξωτερική όψη τους (Σχ. 6.10 – Σχ. 6.12). Όσον αφορά το υψόμετρο, στα ψηλότερα σημεία εμφανίσεως τους, οι φλέβες αποτελούνται κυρίως από χαλαζία-ασβεστίτη και σε μικρό βαθμό μαγνησίτη. Ο χαλαζίας είναι συγκρυσταλλωμένος με τον ασβεστίτη, και σε κάποιες θέσεις έχουν σχηματιστεί μικρά έγκοιλα όπου αναπτύσσονται καλά οι κρύσταλλοι. Σε χαμηλότερα σημεία οι φλέβες που τέμνουν τον δουνίτη περιέχουν περισσότερο μαγνησίτη από ότι χαλαζία και ασβεστίτη (Σχ. 6.13). Οι φλέβες του μαγνησίτη έχουν μεταβαλλόμενα πάχη από μερικά χιλιοστά στα φτωχότερα σημεία έως και ~40 εκ. όπως στην παλιά θέση εξόρυξης. Μαζί με τον μαγνησίτη είναι συγκρυσταλλωμένος χαλαζίας υπό μορφή βοτρυοειδών συσσωμάτων ή με επιφλοίωση ως χαλκηδόνιος λευκού χρώματος.



Σχ. 6.10. Φλέβες κυρίως χαλαζία-ασβεστίτη με λίγο μαγνησίτη, διακρίνεται το καστανέρυθρο χρώμα του δουνίτη με πορώδη υφή (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.11. α) ασβεστίτης και χαλαζίας υπό μορφή φακού β) διασταυρούμενες φλέβες κυρίως χαλαζία μαζί με ασβεστίτη και μαγνησίτη με κυμαινόμενα πάχη 1-4 εκ., γ) σερπεντινίτης υπό μορφή φλέβας μέσα σε δουνίτη (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.12. Πλέγμα φλεβιδίων (stockwork) κυρίως χαλαζία μέσα στον εξαλλοιωμένο δουνίτη. Διακρίνεται η πορώδης υφή (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.13. Πλέγμα λεπτών φλεβιδίων (stockwork) κυρίως μαγνησίτη μαζί με μικρές ποσότητες ασβεστίτη και χαλαζία (Προσωπικό αρχείο).

Αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί η πιθανή τεκτονική επαφή μεταξύ του εξαλλοιωμένου καστανέρυθρου δουνίτη με τις φλέβες και του «αναλλοίωτου» εξωτερικά σκούρου πράσινου δουνίτη όπως φαίνεται στο σχήμα 6.14 από τα Πλατανάκια. Τα φλεβίδια χαλαζία-μαγνησίτη

στην πλειοψηφία τους έχουν διάταξη παράλληλη με την επαφή. Κατά μήκος της κοίτης του ρέματος Πλατανάκια, εντοπίστηκαν πολλές πηγματιτικές φλέβες να τέμνουν τους περιδοτίτες. Τα πάχη που βρέθηκαν ήταν κυμαινόμενα από μερικά εκατοστά (Σχ. 6.15) έως και μερικά μέτρα. Η προέλευση αυτών των φλεβών πιθανώς να οφείλεται σε υπολειμματικό μάγμα κατά τα τελευταία στάδια σχηματισμού των οφιολίθων.



Σχ. 6.14. Στην επάνω φωτογραφία φαίνεται η επαφή μεταξύ ενός υγειούς περιδοτίτη και έντονα εξαλλοιωμένου περιδοτίτη, στην κάτω φωτογραφία φαίνεται καλύτερα η τεκτονική (:) επαφή μεταξύ των δύο προαναφερόμενων πετρωμάτων (Προσωπικό αρχείο).

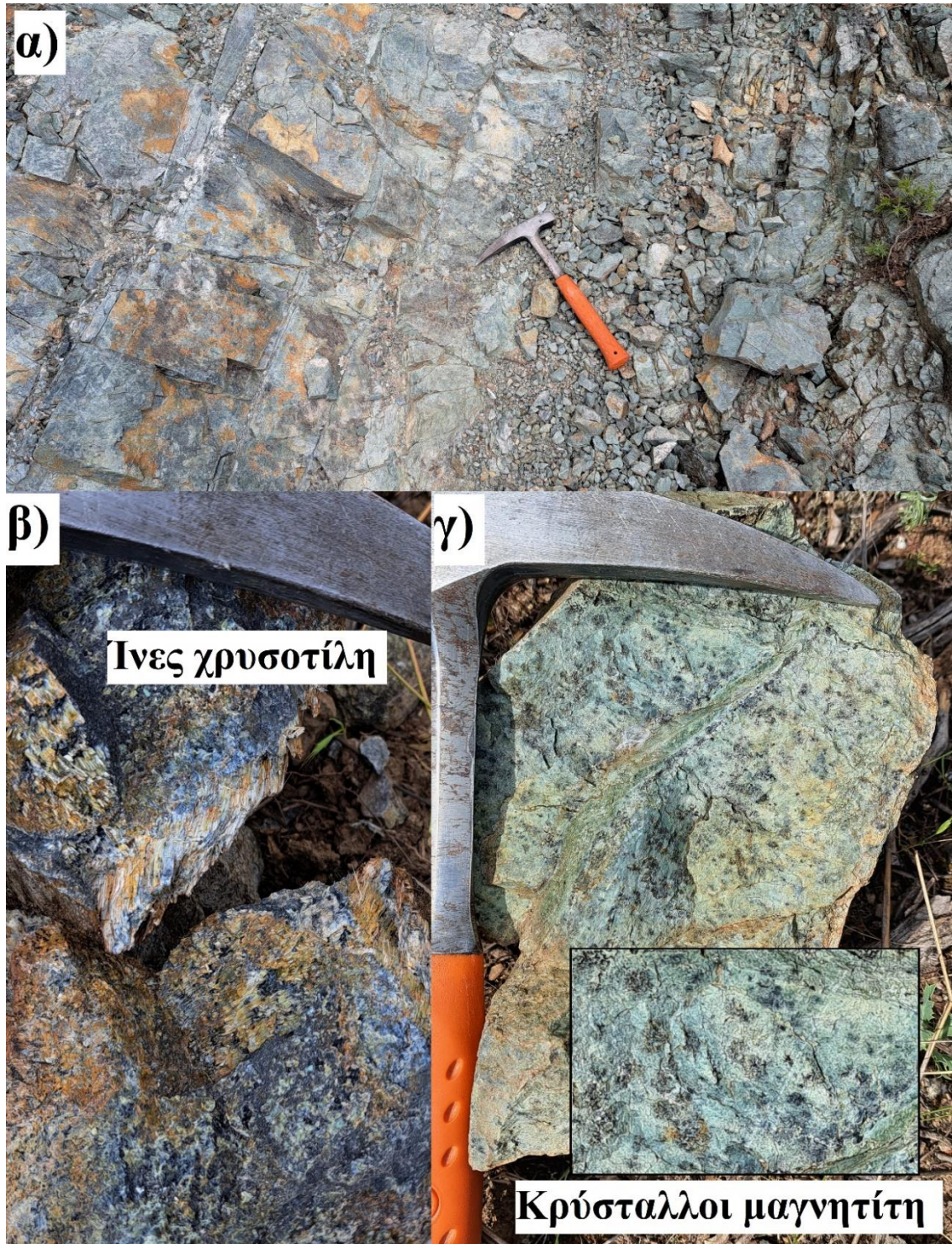


Σχ. 6.15. Φωτογραφία από πηγματιτικές φλέβες που τέμνουν σερπεντινωμένο περιδοτίτη (Προσωπικό αρχείο).

Βόρεια-βορειοανατολικά του Πανοράματος, προς την Εξοχή-Χορτιάτη εμφανίζεται ένας φακός οφιολίθων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ μέσα σε μεταμορφωμένα πετρώματα. Αυτός ο φακός αποτελείται κυρίως από σερπεντινωμένο περιδοτίτη (Σχ. 6.16α) ο οποίος φιλοξενεί κοιτάσματα αμιάντου και τάλκη που υπέστησαν εκμετάλλευση κατά το παρελθόν. Εντοπίστηκαν δύο ειδών αμιάντου, χρυσοτίλης λευκού-τεφρού χρώματος τύπου cross fibre σε φλέβες (Σχ. 6.16β) με πάχη γενικά έως ~25 εκ. και αντιγορίτης καστανού έως ελαιοπράσινου χρώματος σε φλέβες με μικρά γενικά πάχη από μερικά χιλιοστά έως 2 εκ. Στην πλειοψηφία του ο σερπεντινίτης εμφανίζει μαγνητική επιδεκτικότητα εξαιτίας της παρουσίας κρυστάλλων δευτερογενούς μαγνητίτη (Σχ. 6.16γ). Ο τάλκης μακροσκοπικά έχει έντονο λευκό χρώμα και σε μερικά δείγματα εμφανίζονται αποχρωματισμοί καστανέρυθρου χρώματος, πιθανώς από οξείδωση σιδηρούχων ορυκτών. Ο τάλκης είναι εύθρυπτος, εμφανίζει φυλλώδη μορφή, και στις περισσότερες θέσεις εμφανίζεται μαζί με αμιάντο (Σχ. 6.17). Κατά θέσεις ο βαθμός μεταμόρφωσης του οφιολίθου ήταν μεγαλύτερος και απαντάται ταλκικός σχιστόλιθος (Σχ. 6.18). Οι ενδείξεις εκμετάλλευσης του τάλκη και του αμιάντου είναι λιγοστές που σημαίνει η εκμετάλλευση ήταν περιορισμένης κλίμακας.

Σημαντικό είναι επίσης να αναφερθεί πως Πλειστοκαινικές-Πλειοκαινικές ιζηματογενείς αποθέσεις καλύπτουν τμήματα του υποβάθρου σε πολλές θέσεις. Στο Πανόραμα, πριν την αστικοποίηση είχαν μεγάλη εξάπλωση στη νότια πλευρά του, με χαρακτηριστική εικόνα τις εναλλαγές στρωμάτων ερυθρών αργίλων, ψαμμιτών και κροκαλοπαγών εκατέρωθεν της οδού

Θέρμης-Πανοράματος. Οι κλάστες αυτών των αποθέσεων αποτελούνται από υπερβασικά-βασικά πετρώματα, φυλλίτες, γνευσίους και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους που απαντώνται βορειότερα του Πανοράματος προς την Εξοχή.



Σχ. 6.16 α) σερπεντινιωμένος περιδοτίτης με επιφάνειες οξείδωσης, β) ίνες χρυσοτίλη τύπου cross fibre, γ) σερπεντινίτης με μαύρους κρυστάλλους μαγνητίτη (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.17. Φωτογραφία επαφής τάλκη με χρυσοτιλικό αμίαντο που φιλοξενούνται μέσα σε σερπεντινωμένο περιδοτίτη (Προσωπικό αρχείο).



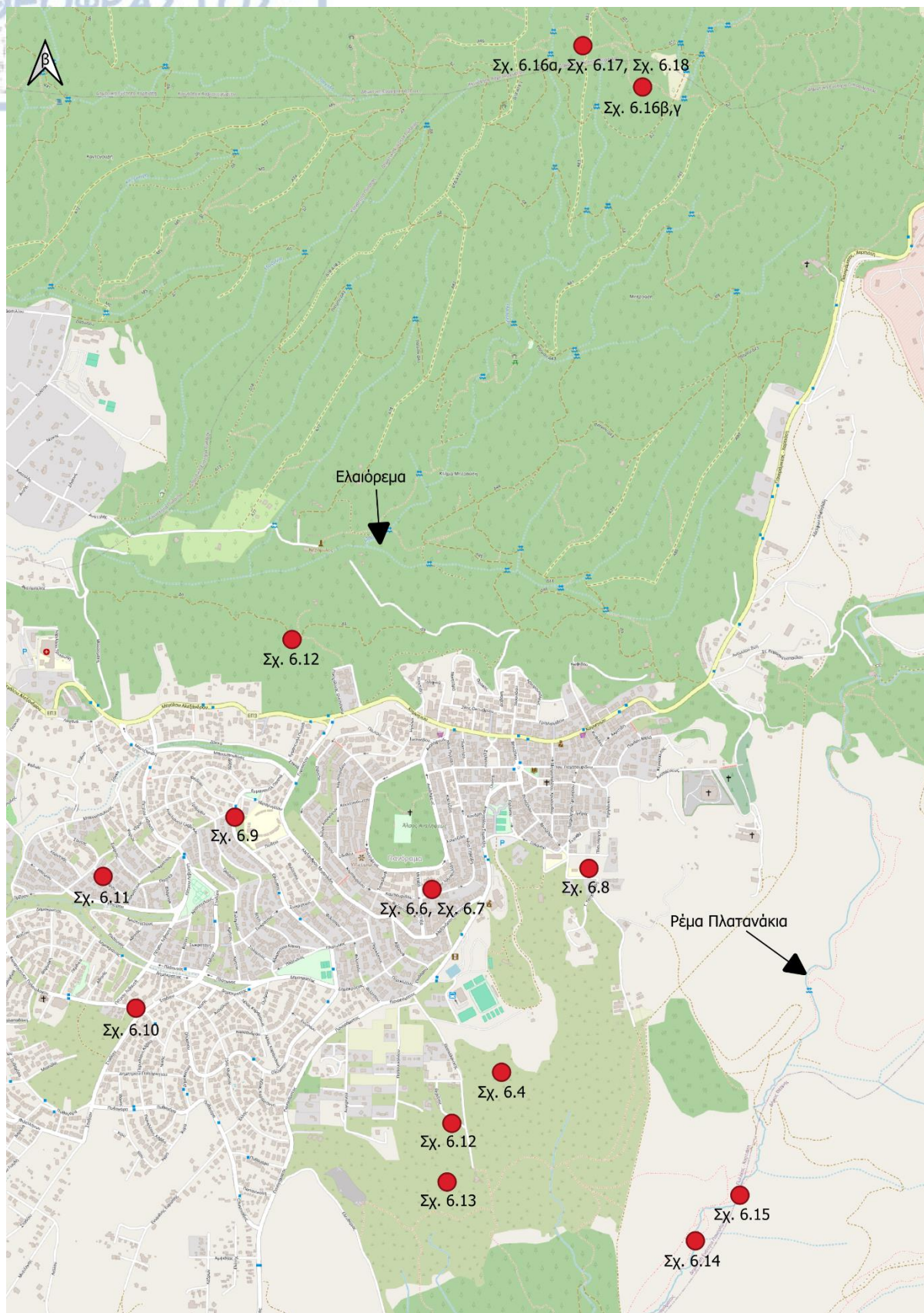
Σχ. 6.18. Ταλκικός σχιστόλιθος φαιοπράσινου χρώματος. Διακρίνεται η σχιστότητα (Προσωπικό αρχείο).

6.4 Σύνοψη και συμπεράσματα

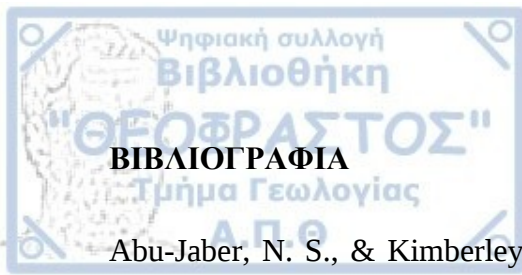
Η περιοχή του Πανοράματος εμφανίζει πετρολογικό και ορυκτολογικό ενδιαφέρον όσον αφορά την ποικιλία των πετρογραφικών τύπων που απαντώνται, την μεταμόρφωσή τους και τη δράση υδροθερμικών ρευστών. Όμως από κοιτασματολογική άποψη είναι περιορισμένης σημασίας αφενός μεν διότι η περιοχή είναι πυκνοκατοικημένη καθιστώντας δύσκολη οποιαδήποτε εκμετάλλευση, αφετέρου δε τα απαντώμενα ορυκτά με οικονομικό ενδιαφέρον αποτελούν εμφανίσεις και όχι κοιτάσματα στην σύγχρονη εποχή. Γενικώς όλα τα υπερβασικά και βασικά πετρώματα του Πανοράματος έχουν υποστεί τεκτονικές πιέσεις και εξαλλιώσεις ποικίλων βαθμών από την δράση υδροθερμικών διαλυμάτων. Τα δύο μεγάλα ρήγματα της περιοχής έχουν επηρεάσει το ανάγλυφο και ιδιαίτερα την ροή του νερού. Η παρουσία ερειπίων βυζαντινών νερόμυλων (Σχ. 6.19) μαρτυρεί την αυξημένη υδροφορία στο Ελαιόρεμα και στα Πλατανάκια. Όλες οι θέσεις των σχημάτων μπορούν να βρεθούν στο σχήμα 6.20.



Σχ. 6.19. Μυλόπετρα λαξευμένη από γάββρο, κοντά σε ερείπια βυζαντινών νερόμυλων στα Πλατανάκια (Προσωπικό αρχείο).



Σχ. 6.2. Οδικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Πανοράματος, με στίγματα από τις παρακάτω φωτογραφίες. (Openstreetmap: <https://www.openstreetmap.org>, τροποποιημένος μέσω QGIS, προσωπικό αρχείο).



- Abu-Jaber, N. S., & Kimberley, M. M. (1992). Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Reviews*, 7(3), 155-191.
- Best, M., (2003). *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed. Blackwell Science Ltd.
- Butcher, K. and Frey, M. (2002). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 7th completely revised and updated ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH.
- Christodoulou, C. (1980). The Geochemistry of podiform chromite deposits from two ophiolite complexes, Chalkidiki peninsula, Northern Greece (Doctoral dissertation, Durham University).
- Christofides, G., Thimiatis, G., Koroneos, A., Sklavounos, S., & Eleftheriadis, G. (1994). Mineralogy and chemistry of Cr-chlorites associated with chromites from Vavdos and Vasilika Ophiolite Complexes (Chalkidiki, Macedonia, N. Greece). *Chemie der Erde*, 54(2), 151-166.
- Edwards, R. and Atkinson, K. (1986). *Ore deposit geology and its influence on mineral exploration*. Chapman and Hall.
- Fiume, M. M., Boyer, I., Bergfeld, W. F., Belsito, D. V., Hill, R. A., Klaassen, C. D., ... & Andersen, F. A. (2015). Safety assessment of talc as used in cosmetics. *International journal of toxicology*, 34(1_suppl), 66S-129S.
- Frost, B. R. and Frost C. D. (2014). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology* Cambridge University Press.
- González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Proenza, J. A., Gervilla, F., O'Reilly, S. Y., Akbulut, M., ... & Arai, S. (2014). Chromitites in ophiolites: How, where, when why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, 189, 140-158.
- Greene, R. C. (1995). Talc resources of the conterminous United States (No. 95-586). US Geological Survey.
- Grieco, G., Cavallo, A., Marescotti, P., Crispini, L., Tzamos, E., & Bussolesi, M. (2023). The Formation of Magnesite Ores by Reactivation of Dunite Channels as a Key to Their Spatial Association to Chromite Ores in Ophiolites: An Example from Northern Evia, Greece. *Minerals*, 13(2), 159.
- Hancock, K. D. (1991). Ultramafic associated chromite and nickel occurrences in British Columbia. Province of British Columbia, Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Mineral Resources Division, Geological Survey Branch.

Hansen, G., Storemyr, P., Stavsøien, E., Wickler, S., Lindahl, I., Nilsson, L. P., ... & Hommedal, A. T. (2017). Soapstone in the North. Quarries, Products and People 7000 BC-AD 1700. University of Bergen.

Harben, P. (2006). World Distribution of Industrial Minerals Deposits. In: Kogel, E. J., Trivedi, C. N., Barker, M. J., Krukowski, T. S. (Eds.), Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses (pp. 14-48). --7th ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. (SME). United States of America.

Haritha, A., Rajesh, V. J., Kumar, S., Santosh, M., & Thesniya, P. M. (2022). Spectrochemical and stable isotopic characteristics of magnesite deposits in Salem, Southern India: CO₂ repository through supergene processes. Ore Geology Reviews, 148, 105016.

Karlsen, T. A., and Nilsson, L. P. (2000). Talc deposits in Norway.

Kramer, D. (2006). Magnesium Minerals and Compounds. In: Kogel et al. (Eds.), Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses (pp. 615-629). --7th ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. (SME). United States of America.

Latypov, R., Chistyakova, S., Barnes, S. J., Godel, B., Delaney, G. W., Cleary, P. W., ... & Jakata, K. (2022). Chromitite layers indicate the existence of large, long-lived, and entirely molten magma chambers. Scientific Reports, 12(1), 4092.

McCarthy, E., Genco, N., Reade, E. (2006). Talc. In: Kogel, E. J., Trivedi, C. N., Barker, M. J., Krukowski, T. S. (Eds.), Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses (pp. 971-986). --7th ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. (SME). United States of America.

Michard, A., Feinberg, H., & Montigny, R. (1998). Supra-ophiolitic formations from the Thessaloniki nappe (Greece), and associated magmatism: an intra-oceanic subduction predates the Vardar obduction. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(7), 493-499.

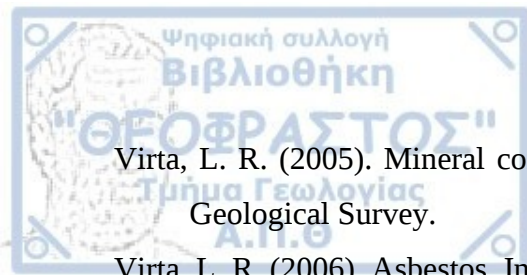
Misch, D. (2012). Geology of the Fanjiabauzi Talc Deposit, Liaoning Province, China.

Misra, K. (2000). Understanding Mineral Deposits. Kluwer Academic Publishers.

Mosier, D. L., Singer, D. A., Moring, B. C., & Galloway, J. P. (2012). Podiform chromite deposits--database and grade and tonnage models (No. 2012-5157). US Geological Survey.

Mussallam, K., and Jung, D. (1986). Petrology and geotectonic significance of salic rocks preceding ophiolites in the Eastern Vardar Zone, Greece. Tschermaks Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen, 35(4), 217-242.

- Olade, M. (2024). INTRODUCTION TO MINERAL DEPOSITS GEOLOGY: (Including Exploration, Mining and Mineral Economics) Paperback.
- Papadakis, A. (1977). Formation, Geology and Geochemistry of chromite deposits of Triadion Thessaloniki (Greece). Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki.
- Papp, J. and Lipin, B. (2006). Chromite. In: Kogel, E. J., Trivedi, C. N., Barker, M. J., Krukowski, T. S. (Eds.), Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses (pp 309-333). --7th ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. (SME). United States of America.
- Pohl, W. (1989). Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. Monogr. Ser. Mineral deposits, 28, 1-13.
- Pohl, W. (1990). Genesis of magnesite deposits—models and trends. Geologische Rundschau, 79, 291-299.
- Prochaska, W. (1989). Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. Applied Geochemistry. 4. 511-525.
- Ridley, J. (2013). Ore deposit geology. Cambridge University Press.
- Schulte, R. et al. (2012). Stratiform chromite deposit model, chap. E of Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-E.
- Spandler, C. (2005). Origin of chromitites in layered intrusion: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. Geology, 33, 889-892.
- Strohmeier, B., Huntington, J., Kristin L., Sanchez, M., Allison, K., Lee, R. (2010). What is asbestos and why is it important? Challenges of defining and characterizing asbestos. International Geology Review - INT GEOL REV. 52. 801-872.
- Tzamos, E., Bussolesi, M., Grieco, G., Marescotti, P., Crispini, L., Kasinos, A., Storni, N., Simeonidis, K., Zouboulis, A. (2020). Mineralogy and Geochemistry of Ultramafic Rocks from Rachoni Magnesite Mine, Gerakini (Chalkidiki, Northern Greece). Minerals. 10. 934.
- Van Gosen, B. (2007). The Geology of Asbestos in the United States and Its Practical Applications. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. XIII, No 1, February. 55
- Van Gosen, B. (2010). The geology of natural asbestos deposits and its application to public health policy. GEOLOGY OF CHINA, Vol 36, No 3. 705-710.
- Virta, L. R. (2002). Asbestos: Geology, Mineralogy, Mining, and Uses. Report, Reston, Virginia. U.S. Geological Survey.



- Virta, L. R. (2005). Mineral commodity profiles—Asbestos. Report. Reston, Virginia. U.S. Geological Survey.
- Virta, L. R. (2006). Asbestos. In: Kogel, E. J., Trivedi, C. N., Barker, M. J., Krukowski, T. S. (Eds.), Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses (pp. 195-217). --7th ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. (SME). United States of America.
- Vlachogianni, T., Fiotakis, K., Loridas, S., Perdicaris, S., & Valavanidis, A. (2013). Potential toxicity and safety evaluation of nanomaterials for the respiratory system and lung cancer. Lung Cancer: Targets and Therapy, 71-82.
- Wenk, H. R. and Bulakh, A. (2006). Minerals: their constitution and origin. Cambridge University Press, New York.
- Yang, W., Zheng, Y., Chen, S., Duan, X., Zhou, Y., & Xu, X. (2023). Chromite-Bearing Peridotite Identification, Based on Spectral Analysis and Machine Learning: A Case Study of the Luobusa Area, Tibet, China. Applied Sciences, 13(16), 9325.
- Zachariadis, P., Reischmann, T., Kostopoulos, D. (2007). The Thessaloniki Ophiolite. A Middle Jurassic supra-subduction zone ophiolite between the Vardar Zone and the Serbomacedonian Massif, N. Greece. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 10069.
- Zachmann, D. W., & Johannes, W. (1989). Cryptocrystalline magnesite. Magnesite Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates. Monograph Series on mineral deposits, 28, 15-28.
- Αξιώτης, Ι. Δ. (2009). Υδροθερμική επεξεργασία αμιάντου. Διπλωματική εργασία. Πολυτεχνείο Κρήτης.
- Διαμαντής, Α. Κ. (2010). Τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά των υπερβασικών πετρωμάτων Όθρυος και Καλλιδρόμου (Κεντρική Ελλάδα). Διδακτορική Διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Ζερβοπούλου, Α., & Παυλίδης, Σ. (2005). Μορφοτεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής Θεσ/νίκης για τη χαρτογράφηση νεοτεκτονικών ρηγμάτων. Bulletin of the Geological Society of Greece, 38, 30-41.
- Θεοδωρίκας, Σ. Σ. (2017). Ορυκτολογία - Πετρολογία. 4η εκδοση με βελτιώσεις. Γραφικές Τέχνες Μέλισσα. Θεσσαλονίκη.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών) (1978). Φύλλο Θέρμη, Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα: 1:50 000, Αθήνα, Ελλάδα.

Καρκάνας, Β. Π. (1987). Μελέτη του κοιτάσματος χρυσοτιλικού αμιάντου Ζιδανίου Κοζάνης και της εμφανίσεως τρεμολιτικού αμιάντου Άνω Αγόριανης Όθρυος. Διδακτορική Διατριβή. Γεωλογικό Τμήμα Πανεπιστημίου Αθηνών.

Κασιώτης, Α. (2009). Κοιτασματογένεση πλατινοειδών ορυκτών και χρωμιτών συνδεόμενων με την πετρογενετική εξέλιξη των οφιολιθικών συμπλεγμάτων Βούρινου και Πίνδου. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Πατρών.

Κορωναίος, Α. (2016). Σημειώσεις Πετρολογίας Πυριγενών Πετρωμάτων. Θεσσαλονίκη: Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Κούση, Σ. Χ. (2018). “Αμίαντος (Asbestus): Τοξικότητα και Καρκινογένεση”. Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης. Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας.

Κωστόπουλος, Δ. (2020). Πετρολογία Μεταμορφωμένων Πετρωμάτων Θερμοδυναμικές και Θερμομηχανικές Διεργασίες, Ιατρικές Εκδόσεις Νέον.

Λαμπροπούλου, Π. (2003). Ορυκτολογική μελέτη και ιδιότητες βασικών πυριμάχων και νέων μαγνησιοσπινελικών συνθέσεων που παρήχθησαν από μαγνησίτη της Β. Εύβοιας. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Πατρών.

Μέλφος, Β. και Βουδούρης Π. (2022). Κοιτάσματα της Ελλάδας [Προπτυχιακό εγχειρίδιο]. Κάλλιπος, Ανοικτές Ακαδημαϊκές Εκδόσεις.

Μπιμπίλας, Γ. Μ. (2020). Διαχωρισμός πολύ λεπτομερών τεμαχιδίων στείρου από μαγνησίτη με συνδυασμό εκλεκτικής συσσώματωσης και μαγνητικού διαχωρισμού. Διδακτορική Διατριβή. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Οικονομίδης, Π. Σ. (2020). Μελέτη των ορυκτών αμιάντου και τρόποι ανίχνευσης των ινών τους στο περιβάλλον. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Παπαγγέλη, Μ. Ι. (2015). Επεξεργασία αμιαντοτσιμέντου μέσω διεργασιών πυριτοποίησης με χρήση ακτινοβολίας μικροκυμάτων. Διπλωματική Εργασία. Πολυτεχνείο Κρήτης.

Σαπουντζής, Σ. Η. (1969). Πετρογραφία και γεωλογική τοποθέτηση των πρασίνων γνευσίων της Θεσσαλονίκης. Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Σαπουντζής, Σ. Η. και Χριστοφίδης, Θ. Γ. (1985). Ορυκτοδιαγνωστική. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Σκληρός, Β. (2013). Διερεύνηση των συνθηκών σχηματισμού των εμφανίσεων μαγνησίτη Βάβδου και Γερακινής (Κεντρική Χαλκιδική) και μελέτη αξιοποίησης του σε περιβαλλοντικές εφαρμογές. Διπλωματική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Πατρών.

Τσιραμπίδης, Α. (2011). Η συμβολή των Βιομηχανικών Ορυκτών και Πετρωμάτων (ΒΟΠ) στην ανάπτυξη της Μακεδονίας και Θράκης. Επιστημονική Ημερίδα: Η Συμβολή του



Ορυκτού Πλούτου της Βόρειας Ελλάδας στην Ανάπτυξη της Εθνικής Οικονομίας.
Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. και Επιτροπή Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας &
Γεωχημείας της ΕΓΕ.

- Τσιραμπίδης, Α. και Φιλιππίδης, Α. (2013). Ορυκτοί Πόροι Ελλάδος: Αποθέματα και Αξία. Τομέας Ορυκτολογίας Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. 46σ.
- Χατζηβρέττα, Δ. Α. (2020). Ανατομία και προοπτικές του Ελληνικού κλάδου των βιομηχανικών ορυκτών και πετρωμάτων. Διπλωματική Εργασία. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Ψαριανός, Π. Σ. (1960). Μαθήματα Φυσικής Γεωγραφίας. Αθήνα.