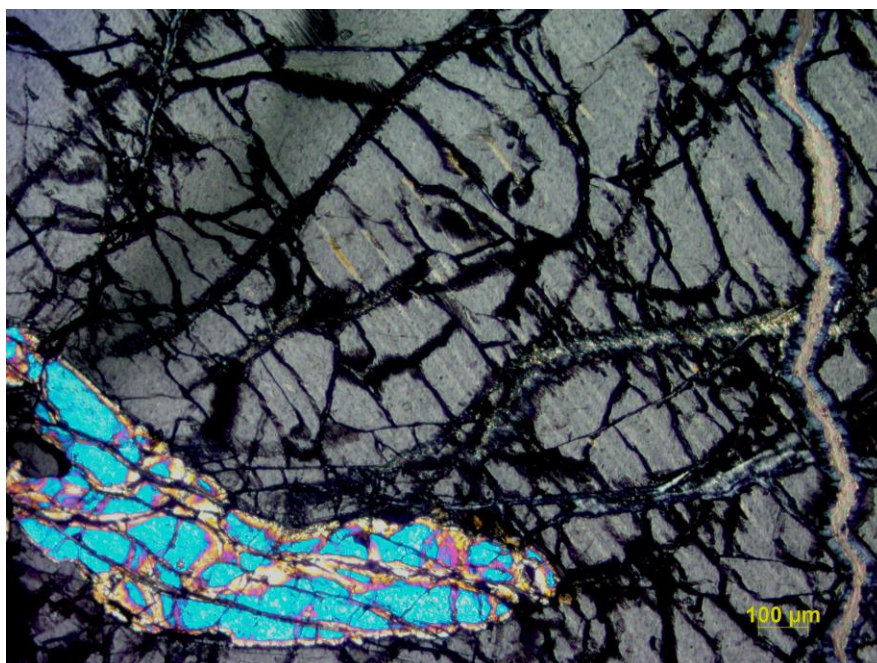




ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ  
ΤΗΣ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΗΣ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΤΩΝ ΓΕΡΑΝΕΙΩΝ



Γκούβη Μυρτώ

Επιβλέπων: Παναγιώτης Πομώνης, Επίκουρος Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ

2018

## Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	5
1.1 Πρόλογος.....	5
1.2 Σκοπός έρευνας.....	6
1.3 Μέθοδοι έρευνας .....	6
1.3.1 Παρασκευή λεπτών τομών .....	6
1.3.2 Πολωτικό Μικροσκόπιο.....	7
1.3.3 Φασματοσκοπία με Φθορισμό Ακτίνων-Χ (XRF) .....	7
1.3.4 Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο .....	8
2. Οφιόλιθοι .....	9
2.1 Ιστορία των Οφιολίθων .....	9
2.1.1 Τεκτονίτες .....	12
2.1.2 Πετρώματα θαλάμου.....	12
2.1.2.α Κατώτερη - Σωρευτική Ακολουθία .....	12
2.1.2.β Ανώτερη - Μη Σωρευτική Ακολουθία .....	13
2.1.3 Σμήνος μικρογαββικών φλεβών.....	13
2.1.4 Ηφαιστειακά πετρώματα .....	14
2.2 Οφιολιθικές εμφανίσεις στην Ελλάδα.....	16
3. Γεωγραφική τοποθέτηση .....	21
3.1 Γεωλογική τοποθέτηση.....	23
3.2 Πελαγονική Ζώνη.....	24
3.3 Υπαίθρια έρευνα της περιοχής μελέτης .....	29
3.3.1 Περιοχή Βάμβακες .....	32
3.3.2 Περιοχή Μαυρολίμνης.....	34
3.3.3 Παναγία του Πράθι.....	36
3.3.4 Περιοχή Σχίνου .....	37
4. Πετρογραφική Εξέταση - Εργαστηριακή Έρευνα.....	40
4.1 Υπερμαφικά πετρώματα .....	40
4.2 Μακροσκοπικά Χαρακτηριστικά.....	41
4.2.1 Δουνίτης .....	41
4.2.2 Λερζόλιθοι.....	42
4.2.3 Σερπεντινίτες .....	44
4.3 Μικροσκοπικά Χαρακτηριστικά .....	46
4.3.1 Δουνίτης .....	46
4.3.2 Λερζόλιθοι.....	48
4.3.3 Σερπεντινίτες .....	54
5. Ορυκτοχημεία .....	57
5.1 Πυρόξενοι .....	57
5.2 Ολιβίνες .....	66
5.3 Σπινέλλιοι .....	70
6. Γεωχημεία .....	75
7. Συζήτηση-Συμπεράσματα .....	82
Βιβλιογραφία.....	86

## Περίληψη

Ο σκοπός αυτής της πτυχιακής εργασίας είναι η γεωλογική και πετρολογική μελέτη των υπερβασικών πετρωμάτων της οφιολιθικής περιοχής των Γερανείων, καθώς και η ένταξη τους σε ένα ευρύτερο γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού, σύμφωνα και με τις γειτονικές, παρόμοιες οφιολιθικές εμφανίσεις.

Κατά την εργασία πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία στην ευρύτερη περιοχή των Γερανείων στο δήμο Λουτρακίου, με σκοπό την δημιουργία ενός καταλόγου δειγμάτων που να περιέχει όλες τις υπάρχουσες λιθολογίες σχετιζόμενες με τα οφιολιθικά πετρώματα. Στη συνέχεια τα δείγματα μελετήθηκαν μακροσκοπικά και μικροσκοπικά σε πολωτικό και ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM). Επίσης πραγματοποιήθηκαν ξεχωριστές χημικές αναλύσεις, όσον αφορά την γεωχημεία και την ορυκτοχημεία. Για την ορυκτοχημεία αξιοποιήθηκαν δεδομένα από πυρόξενους, ολιβίνες και σπινέλλιους, ενώ για την γεωχημεία χρησιμοποιήθηκαν τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία που εμφανίζονται στα πετρώματα μέσω της μεθόδου φασματοσκοπίας με φθορισμό ακτίνων-Χ (XRF).

Τα εργαστηριακά δεδομένα συγκρίθηκαν επίσης με αυτά άλλων ερευνών αναφορικά με οφιολίθους των γειτονικών περιοχών. Έτσι έγινε μια αναλυτική μελέτη, η οποία συνέδεσε όλες τις πληροφορίες για την εύρεση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού.

Από όλες τις ανωτέρω αναλύσεις προκύπτει πως τα οφιολιθικά πετρώματα των Γερανείων είναι μεσωκεάνιοι περιδοτίτες (MORB). Στην εργασία παρατίθεται επίσης ο γεωλογικός χάρτης που προέκυψε από την μελέτη.

## **Abstract**

The purpose of this work is the geological and petrological study of the ultrabasic rocks of the Gerania ophiolite area as well as their introduction to a bigger geotectonic environment along with other neighboring ophiolite appearances.

During the process, samples were collected from the wider area of Gerania in Loutraki municipality, in order to create a list of samples concerning all of the existing lithotypes related to the ophiolites. Next, the samples were studied macroscopically and microscopically in polarized and electronic microscope (SEM). Furthermore, a geochemical and chemical analysis of minerals were done. Data from Pyroxenes, Olivines, Spinels were used for the chemical analysis of minerals. The main and trace elements that were found by using the XRF method, were subjected to a geochemical analysis.

The laboratory data were compared with other results regarding ophiolites of neighboring areas.

The result was a thorough study that includes and connects all the available information about the geotectonic evolution of the area.

All the above analysis indicate that the ophiolites of Gerania are mid-oceanic ridge peridotites (MORB). In this work there is also a geological map that includes the main rocks of Gerania.

# 1. Εισαγωγή

## 1.1 Πρόλογος

Η πτυχιακή αυτή εργασία έχει ως στόχο τη γεωλογική, πετρολογική μελέτη και χαρτογράφηση των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής των Γερανείων ορέων, τα οποία αποτελούν τμήμα της ομώνυμης οφιολιθικής εμφάνισης.

Την επίβλεψη της παρούσας έρευνας ανέλαβε ο Επίκουρος Καθηγητής Πετρολογίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών του τομέα Ορυκτολογίας και Πετρολογίας, Παναγιώτης Πομώνης.

Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλους όσους συνέβαλαν στην δημιουργία της πτυχιακής εργασίας και με βοήθησαν σε κρίσιμα σημεία της πραγματοποίησής της.

Τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παναγιώτη Πομώνη, ο οποίος ενέπνευσε το ενδιαφέρον μου σε προπτυχιακό επίπεδο για το συγκεκριμένο τομέα και αντικείμενο. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω θερμά τόσο για τη βοήθειά του κατά τη διάρκεια της συλλογής δειγμάτων στην υπαίθρια έρευνα, όσο και για το ενδιαφέρον και τη στήριξη που μου παρείχε κατά την εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής. Η επιστημονική του καθοδήγηση στη μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων υπήρξε ουσιώδους σημασίας για την εργασία και για την βελτίωση των γνώσεών μου επί του θέματός της.

Τον διευθυντή στη Διεύθυνση Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας κ. Γεώργιο Οικονόμου του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον του για την πρόοδο της εργασίας κατά τη διάρκεια των εργαστηριακών μετρήσεων στο Ινστιτούτο.

Τους κ.κ. Δημήτρη Ταρενίδη, Πέτρο Κουτσοβίτη και Μιχάλη Πατρώνη, μέλη του επιστημονικού προσωπικού του Ι.Γ.Μ.Ε. για τη πολύτιμη βοήθειά τους στις εργαστηριακές μετρήσεις και απεικονίσεις Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας Σάρωσης (SEM) και Φασματοσκοπίας με Φθορισμό Ακτίνων Χ (XRF).

Τέλος, την οικογένεια και τους φίλους μου για την ηθική συμπαράσταση που μου παρείχαν κατά τη διάρκεια των προπτυχιακών σπουδών μου και την εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας.

## 1.2 Σκοπός έρευνας

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η γεωλογική, πετρογραφική, ορυκτοχημική και γεωχημική έρευνα των υπερβασικών οφιολιθικών πετρωμάτων της περιοχής των Γερανείων στην περιοχή του Λουτρακίου.

Ο κύριος στόχος της εργασίας είναι να παρουσιάσει τη γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης και να αναλύσει τις πετρογενετικές διεργασίες που έχουν ως αποτέλεσμα το σχηματισμό των οφιολίθων.

Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκε συστηματική δειγματοληψία και γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:25.000, κατά την οποία συλλέχθηκαν αντιπροσωπευτικά πετρώματα της περιοχής μελέτης. Στα πλαίσια της εργασίας υπαίθρου δόθηκε έμφαση στην περιγραφή και την τεκτονοστρωματογραφική ανάπτυξη των διαφόρων λιθοτύπων της οφιολιθικής εμφάνισης, καθώς επίσης και η σχέση τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα. Ο συσχετισμός αυτός δίνει μία πρώτη εικόνα για την ακολουθία των τεκτονικών καλυμμάτων και των τεκτονικών επαφών.

Επιπροσθέτως, πραγματοποιήθηκε συστηματική μακροσκοπική και μικροσκοπική εξέταση με στόχο την ταξινόμηση των εκάστοτε λιθολογιών και ορυκτολογικών συστάσεων. Συνδυαστικά έγιναν ορυκτοχημικές αναλύσεις σε επιλεγμένα αντιπροσωπευτικά δείγματα των λιθοτύπων.

Τέλος, με βάση τις γεωχημικές αναλύσεις δειγμάτων και με τη βοήθεια των γεωχημικών διαγραμμάτων ταξινόμησης και διαφοροποίησης της διεθνούς βιβλιογραφίας, έγιναν συγκρίσεις με γειτονικές περιοχές και προέκυψαν συμπεράσματα για τη γένεση και προέλευση των πετρωμάτων.

## 1.3 Μέθοδοι έρευνας

### 1.3.1 Παρασκευή λεπτών τομών

Με σκοπό την πετρογραφική και ορυκτοχημική μελέτη των πετρωμάτων, έγινε παρασκευή δέκα λεπτών-στιλπνών τομών, η οποία πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο Παρασκευής Λεπτών Τομών του τομέα Ορυκτολογίας του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.).

Μεθοδολογία παρασκευής λεπτών τομών:

Από δείγματα χειρός διαστάσεων 8cm x 4cm x 2cm, τεμαχίστηκαν με αδαμαντοτροχό πλακίδια διαστάσεων 4,5cm x 3cm. Ακολούθησε λείανση των πλακιδίων με την

τοποθέτηση τους σε λειαντική μηχανή για μία ώρα. Το λειαντικό υλικό που χρησιμοποιήθηκε ήταν καρβίδιο του πυριτίου με κοκκομετρία 600 grit. Στη συνέχεια ακολούθησε η συγκόλληση των παρασκευασμάτων σε γυάλινα πλακίδια με συγκολλητική ουσία δύο συστατικών (εποξική ρητίνη και σκληρύντικο) και η σταθεροποίησή τους σε μηχανή σταθερής πίεσης για διάστημα τριάντα λεπτών. Έπειτα, με λείανση μειώθηκε και πάλι το πάχος των δειγμάτων από 1cm σε 1mm. Μειούμενη η κοκκομετρία στο λειαντικό υλικό, τα δείγματα λειάνθηκαν έως τα 35μm. Στο επόμενο στάδιο, το στάδιο της στίλβωσης, μειώθηκε το πάχος των τομών έως το 1μm. Αυτό έγινε για το σύνολο των τομών, οι οποίες ακολούθως καθαρίστηκαν και τοποθετήθηκαν σε συσκευή υπερήχων.

### **1.3.2 Πολωτικό Μικροσκόπιο**

Για τη μικροσκοπική εξέταση των λεπτών τομών από τα πετρώματα που συλλέχθηκαν χρησιμοποιήθηκε πολωτικό μικροσκόπιο (Zeiss Axioscope A1 εφοδιασμένο με ψηφιακή κάμερα και λογισμικό επεξεργασίας εικόνας) του Τομέα Ορυκτολογίας και Πετρολογίας, με το οποίο έγινε η πετρογραφική μελέτη και η φωτογράφησή τους. Η διαδικασία έρευνας και μελέτης αναφέρεται αναλυτικότερα σε επόμενο κεφάλαιο (Κεφ 4.3).

### **1.3.3 Φασματοσκοπία με Φθορισμό Ακτίνων-X (XRF)**

Η φασματοσκοπία XRF χρησιμοποιείται για την ποσοτική και ποιοτική στοιχειακή ανάλυση στερεών και υγρών δειγμάτων. Το δείγμα μετά από ειδική επεξεργασία του, τοποθετείται στο μηχανήμα φασματοσκοπίας και ακτινοβολείται με δέσμη ακτίνων X. Η δέσμη προκαλεί την εκπομπή 'δευτερογενών' ακτίνων X (Φθορίζουσες ακτίνες). Οι φθορίζουσες ακτίνες μπορούν να ανιχνευτούν από ανιχνευτές ενεργειακής διασποράς (EDS) ή διασποράς μήκους κύματος (WDS), με σκοπό την αναγνώριση χημικών στοιχείων του δείγματος. Επιπλέον οι συγκεντρώσεις των στοιχείων καθορίζονται από την ένταση των ακτίνων X που επιστρέφουν στους ανιχνευτές.

Κατά την προετοιμασία της συγκεκριμένης μεθόδου ελήφθη αντιπροσωπευτικό δείγμα πετρώματος (~400mg) από κάθε δείγμα χειρός. Κατόπιν τα δείγματα κονιοποιήθηκαν ώστε να δημιουργηθεί τελικά ένα ομογενές μείγμα σε μορφή πούδρας από το κάθε ένα. Τοποθετήθηκαν σε θήκες με μορφή δισκίου (κάψα) όπου

τελικά, καθώς συμπιέστηκαν, σχηματίστηκε μια λεία και επίπεδη επιφάνεια. Το πάχος του δείγματος μέσα στην κάψα πρέπει να είναι τόσο ώστε, όταν τοποθετείται στο XRF, να απορροφάται όλη η προσπίπτουσα δέσμη. Τελικό στάδιο πριν από τη μέτρηση ήταν η αποξήρανση έως και την τήξη τους στους 1000°C. Με αυτή τη διαδικασία απελευθερώθηκε το υπόλοιπο δεσμευμένο νερό με αποτέλεσμα τη μείωση του όγκου του δείγματος. Για την έρευνα των στοιχείων των δειγμάτων με τα δισκία σκόνης μετρήθηκαν τα ιχνοστοιχεία, ενώ με τα υαλοποιημένα δισκία μετρήθηκαν τα κύρια στοιχεία του δείγματος.

### 1.3.4 Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο

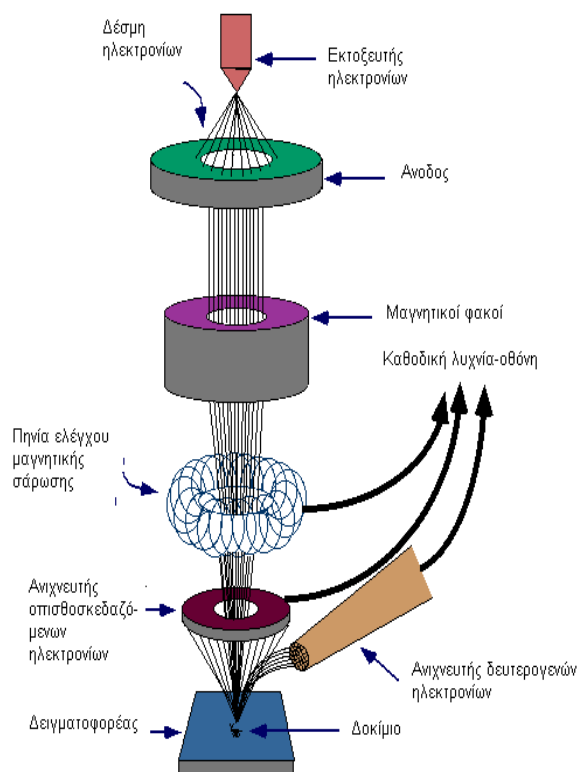
Η ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (Scanning Electron Microscope, SEM) (Εικ. 1.1) περιλαμβάνει την παλινδρομική σάρωση και το βομβαρδισμό μιας επιφάνειας στερεού δείγματος από μια δέσμη ηλεκτρονίων υψηλής ενέργειας. Η δέσμη ηλεκτρονίων σαρώνει επιφανειακά το δείγμα και αλληλεπιδρά με αυτό. Αυτή η αλληλεπίδραση μας δίνει πληροφορίες για τα άτομα των στοιχείων που αποτελούν το στερεό δείγμα. Η ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης χρησιμοποιείται για την ανάλυση της μορφολογίας, της τοπογραφίας και της σύστασης της επιφάνειας των στερεών δειγμάτων. Αμέσως μετά την πτώση της δέσμης εκπέμπονται από τα άτομα των στοιχείων δευτερογενή (secondary) και οπισθοσκεδασμένα (backscattered) ηλεκτρόνια, καθώς και ακτίνες Χ. Αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής είναι η λήψη από τον υπολογιστή σημάτων τα οποία μετατρέπει σε εικόνα.

Η βασική διάταξη των συστημάτων του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου με στόχο την εξέταση του δείγματος είναι το σύστημα παραγωγής δέσμης ηλεκτρονίων, το σύστημα κατεύθυνσης της δέσμης, το σύστημα πληροφοριών και τέλος το σύστημα κενού.

Επιπλέον τα βασικά στάδια λειτουργίας του είναι:

- Σχηματισμός δέσμης ηλεκτρονίων από πηγή η οποία επιταχύνεται προς το δείγμα μέσω θετικού ηλεκτρικού δυναμικού.
- Χρήση ηλεκτρομαγνητικών φακών, μεταλλικών ανοιγμάτων και πηνίων σάρωσης για την επιτάχυνση λεπτής εστιασμένης μονοχρωματικής δέσμης η οποία σαρώνει το δείγμα επιφανειακά.
- Καταγραφή αλληλεπιδράσεων δέσμης-δείγματος από ανιχνευτές και μετατροπή τους σε εικόνα.





Εικ.1.1 Πορεία δέσμης ηλεκτρονίων σε Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο (ΕΜΠ)

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε για την πραγματοποίηση ορυκτοχημικών μικροαναλύσεων σε κόκκους αντιπροσωπευτικών δειγμάτων της περιοχής μελέτης με σκοπό τον πετρολογικό τους έλεγχο και την εξαγωγή συμπερασμάτων. Πριν από την τοποθέτηση των τομών στο SEM τα δείγματα υπέστησαν επεξεργασία και επικαλύφθηκαν με άνθρακα ώστε να επιτευχθεί καλύτερη αγωγιμότητα.

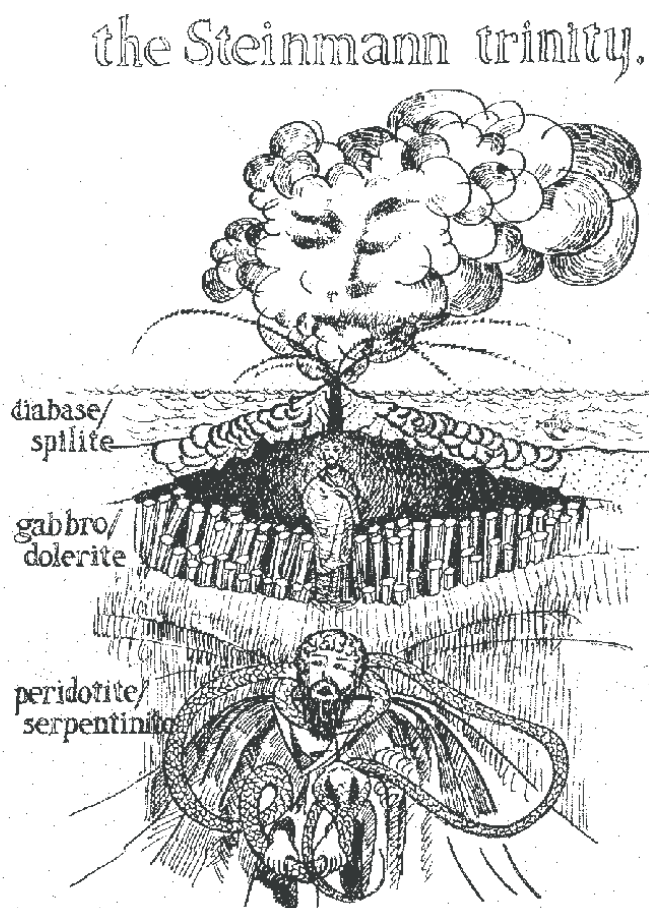
## 2. Οφιόλιθοι

### 2.1 Ιστορία των Οφιολίθων

Ο όρος 'οφιόλιθοι' έχει ρίζες τις ελληνικές λέξεις 'όφιο' και 'λίθος', και χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τον Γάλλο ορυκτολόγο Brogniart (1813), ο οποίος περιέγραψε το σύνολο πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων χωρίς να επισημαίνεται κάποιος ιδιαίτερος διαχωρισμός. Στόχος ήταν η περιγραφή κάποιων παραμορφωμένων σερπεντινιτών που παρουσίαζαν πράσινο χρώμα και λάμψη όμοια με το δέρμα φιδιού.

Το 1927 ο Steinmann αναφέρει σε εργασία του το συσχετισμό των περιδοτιτών, των γάββρων, των διαβασών και των σπηλιτών μεταξύ τους. Έτσι ο όρος 'οφιολίθοι', ενώ αρχικά σήμαινε ένα πέτρωμα, μετατράπηκε σε σύνολο πετρωμάτων. Ο ορισμός όμως του Steinmann δεν αρκούσε για να προσδιορίσει τις φυσικές και χημικές διεργασίες της γένεσης των οφιολίθων.

Η μελετη της παρουσίας των πετρωμάτων στα Απέννινα ήταν η αφορμή για την διατύπωση της 'Τριάδας του Steinmann' (Εικ.2.1). Με αυτήν την προσέγγιση παρουσιάζεται ο τρόπος εμφάνισης των οφιολίθων και διαχωρίζονται σε τρεις πετρολογικές ενότητες. Η 'Τριάδα του Steinmann' αποτελείται από υπερβασικές μάζες περιδοτίτη και σερπεντινωμένου περιδοτίτη, ακολουθούν γάββροι με πυροξενιτικές φλέβες και στο ανώτερο τμήμα χαλκούχες μεταλλοφόρες φλέβες που διαπερνούν διαβάσες και σπηλίτες. Ιζήματα βαθιάς θάλασσας λειτουργούν ως κάλυμμα πάνω από τα οφιολιθικά πετρώματα. Τέλος, ο Steinmann έδωσε έμφαση στη συγγενετική σχέση που έχουν τα πετρώματα αυτά μεταξύ τους, θεωρώντας ότι σχηματίζονται *in situ* ανάμεσα σε άξονες γεωσυγκλίνου.



Εικ.2.1 Η 'Τριάδα του Steinmann'

Ακολούθησαν πολυετείς έρευνες για τον καθορισμό της έννοιας των οφιολίθων, με αποτέλεσμα το σχηματισμό δύο σχολών, της Αμερικανικής και της Ευρωπαϊκής, σχετικά με τη γένεσή τους. Η Ευρωπαϊκή σχολή υποστήριζε, κατά πρώτον, ότι το περιβάλλον σχηματισμού των οφιολιθικών πετρωμάτων ήταν υποθαλάσσιες εκχύσεις βασικού μάγματος σε ρηγματογόνες ζώνες. Κατά δεύτερον, ότι υπάρχει ανάμειξη περιδοτιτών, γάββρων και μαξιλαροειδών βασαλτών. Αντίθετα, η Αμερικάνικη σχολή θεώρησε ότι οι αλπικού τύπου περιδοτίτες ήταν ανεξάρτητοι από τα αναμειγμένα βασικά πετρώματα (Thayer 1963), ενώ δεν θεωρούσε ότι οι σερπεντινίτες προέρχονται από διεισδύσεις μάγματος μέσα σε γεωσύγκλινα, αλλά ούτε ότι αυτοί αποτελούν πυριγενή πετρώματα. Παράλληλα υπήρξε και μία τρίτη σχολή που βασίστηκε στην Θεωρία της κλασματικής κρυστάλλωσης (Bowen 1927, Bowen & Tuttle 1949) που προσπάθησε να προσεγγίσει διαφορετικά την έννοια των οφιολίθων.

Ο ίδιος ο Thayer (1967) πρότεινε τον 'κορμό Αλπικού μαφικού μάγματος' λαμβάνοντας υπόψη του τη συσχέτιση των περιδοτιτών και των μαφικών πετρωμάτων. Υπογράμμισε μάλιστα ότι οι γάββροι, διαβάσεις και τα υπόλοιπα λευκοκρατικά πετρώματα είναι δυνατόν να έχουν ως πηγή προέλευσης ένα απλό πρωτογενές μάγμα. Η θεωρία αυτή ήταν αρκετή ώστε οι θέσεις των δύο σχολών να συγκλίνουν σχετικά με το ότι οι υπερμαφικές σειρές Αλπικού τύπου ήταν συγγενείς. Ωστόσο, ένα βασικό κενό που υπήρχε ήταν ο τρόπος τοποθέτησης των περιδοτιτών Αλπικού τύπου και η γένεση των οφιολίθων. Το κενό αυτό καλύφθηκε στις αρχές του 1960 από την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Πληθώρα δημοσιεύσεων (Coleman 1971, Dawey and Bird 1971, Davis 1971, Moores and Vine 1971, Church 1972) αναφέρονται σε κομμάτια της ωκεάνιας λιθόσφαιρας τα οποία ωθούνται μέσα ή πάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια κατά την υποβύθιση την ηπειρωτικής πλάκας. Παρατηρήθηκε ότι η κύρια λιθολογία του ωκεάνιου φλοιού ταυτιζόταν σχεδόν με την σειρά περιδοτίτη- γάββρου- διαβάση- pillow lavas, των ορογενετικών ζωνών. Έτσι ανατράπηκαν οι απόψεις του Steinmann (1927) και συγκλήθηκε διεθνές συνέδριο του Geological Society of America's Penrose Conference (Anonymous 1972). Στο συνέδριο αυτό δόθηκε η έννοια του όρου 'οφιόλιθοι':

*« Οι οφιόλιθοι αποτελούν ένα συγκεκριμένο σύμπλεγμα μαφικών και υπερμαφικών πετρωμάτων συνοδευόμενων πολλές φορές από ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Ο όρος οφιόλιθοι δεν πρέπει να χρησιμοποιείται για την ονομασία ενός είδους πετρώματος ή μιας λιθολογικής μονάδας, αλλά αντιθέτως να χρησιμοποιείται για ένα σύμπλεγμα.»*

Ο ορισμός αυτός μέσω των συμποσίων της Μόσχας (Anonymous 1972) και του Παρισιού έγινε ευρέως αποδεκτός καταλήγοντας ότι οι οφιόλιθοι αποτελούν τμήμα (υπόλειμμα) του ωκεάνιου φλοιού και του ανώτερου μανδύα.

Μια στρωματογραφική στήλη μίας πλήρως ολοκληρωμένης οφιολιθικής ακολουθίας, σύμφωνα με τα παραπάνω, αποτελείται από τη βάση προς τα επάνω από τους εξής λιθότυπους: τεκτονίτες, πετρώματα θαλάμου, σμήνος μικρογαββικών φλεβών και ηφαιστειακά πετρώματα (Εικ 2.2):

### **2.1.1 Τεκτονίτες**

Αποτελούν την κατώτερη ενότητα και περιλαμβάνουν έντονα τεκτονισμένα πετρώματα με υψηλό ποσοστό συμμετοχής του χαρτσβουργίτη. Έχουν έντονη παραμόρφωση σε στερεά κατάσταση και επίσης παρουσιάζουν πτυχές και διαρρήξεις. Παρουσιάζονται επίσης φακοειδή σώματα δουνίτη, λερζόλιθοι και διάσπαρτες λοβοειδής χρωμιτικές συγκεντρώσεις (Υπερμαφικός τεκτονίτης).

Ορυκτολογικά οι χαρτσβουργίτες είναι πλούσιοι σε φορστερίτη (ολιβίνης) και ενστατίτη (ορθοπυρόξενος), τα οποία είναι δύστηκτα προϊόντα μερικής τήξης μανδουακού υλικού (Υπολειμματικοί τεκτονίτες). Οι λερζόλιθοι είναι τα πετρώματα που αντιπροσωπεύουν την πρωτογενή χημική σύσταση του μανδύα (primary mantle-πρωτογενής μανδύας).

### **2.1.2 Πετρώματα θαλάμου**

#### **2.1.2.α Κατώτερη - Σωρευτική Ακολουθία**

Με την άνοδο του μάγματος από τη μερική τήξη των μανδουακών πετρωμάτων έχουμε συχνά την δημιουργία θαλάμων εντός του φλοιού. Το βάθος είναι πολύ μικρό (1-2km) με αποτέλεσμα την ταχεία ψύξη του υλικού και την κλασματική κρυστάλλωση. Τα νεοσχηματισθέντα ορυκτά διαρκώς καθιζάνουν και συσσωρεύονται στη βάση του θαλάμου. Η σειρά κρυστάλλωσης των ορυκτών αυτών είναι ολιβίνης-χρωμίτης-πυρόξενοι-άστριοι και σχηματίζει τα βασικότερα τμήματα των οφιολίθων. Το μάγμα δρα ως συγκολλητικό υλικό (με μετασωρευτική κρυστάλλωση) και σχηματίζει τους σωρείτες, οι οποίοι έδωσαν το όνομά τους στην ακολουθία.

Η πετρολογική τους σύσταση στο κατώτερο τμήμα αποτελείται από δουνίτες και χρωμίτες, ενώ προς την οροφή απαντώνται βερλίτες, πυροξενίτες, τροκτόλιθοι και γάββροι. Στους υπερμαφικούς σωρείτες το κύριο συστατικό είναι ο φορστερίτης στο κατώτερο τμήμα μειούμενος προς το ανώτερο. Στους μελανοκρατικούς σωρείτες των ανώτερων στρωμάτων συναντάμε κυρίως γάββρους και τροκτόλιθους με μικρά

ποσοστά φορστερίτη σε σχέση τα προηγούμενα. Τα γαββρικά πετρώματα μπορεί να έχουν στρωματική δομή, ενώ στις επιμέρους στρώσεις πιθανόν να διατηρούν την αρχική τους δομή.

### **2.1.2.β Ανώτερη - Μη Σωρευτική Ακολουθία**

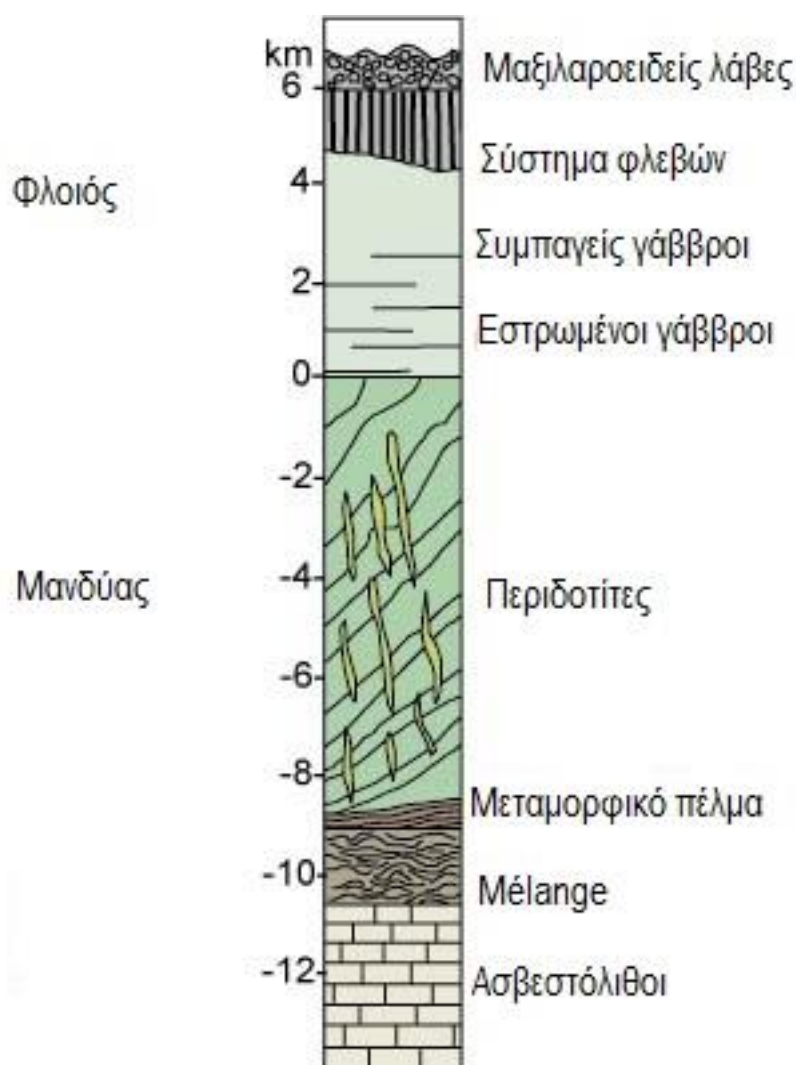
Στην οροφή του θαλάμου λόγω κρυστάλλωσης του τήγματος δημιουργούνται μικρογάββροι. Το μέγεθος των κόκκων αυξάνει με το βάθος και ακολουθούν άστρωτοι λεπτοκοκκώδεις-χονδροκοκκώδεις γάββροι. Το πάχος της ακολουθίας ποικίλει από δεκάδες έως εκατοντάδες μέτρα. Στο κατώτερο τμήμα απαντώνται γαββρικά πετρώματα, ενώ στο ανώτερο οι 'πλαγιογρανίτες'. Ο όρος 'πλαγιογρανίτες' έχει ταυτιστεί με τον όρο τρονδγεμίτες (λευκοτοναλίτες), όμως στο τμήμα αυτό συγκαταλέγονται και οι τοναλίτης, χαλαζιακός διορίτης, γρανοδιορίτης, αλκαλικοί γρανίτες κ.ά. όξινης σύστασης μαγματικά πετρώματα, τα οποία θεωρούνται ως προϊόντα της κλασματικής διαφοροποίησης του μάγματος. Αντίθετα με την σωρευτική ακολουθία, εδώ δεν παρατηρείται στρωματική δομή, αλλά έχουμε την εμφάνιση ισότροπης διάταξης δομικών στοιχείων. Οι πλαγιογρανίτες συναντώνται και ως διεισδυτικές φλέβες τέμνοντας τα ανώτερα τμήματα της ακολουθίας μέσα στους γάββρους και καταλαμβάνουν πολύ μικρότερο όγκο.

### **2.1.3 Σμήνος μικρογαββρικών φλεβών**

Οι μικρογαββρικές φλέβες διασχίζουν τους τεκτονίτες, τα πετρώματα θαλάμου και τα υπερκείμενα έκχυτα ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία αποτελούν και το ανώτερο τμήμα της οφιολιθικής ακολουθίας. Ο χώρος ανάπτυξης των μικρογαββρικών φλεβών βρίσκεται μεταξύ της ανώτερης ακολουθίας και των ηφαιστειακών πετρωμάτων. Οι φλέβες είναι προϊόν κρυστάλλωσης βασαλτικού μάγματος και έχουν διαβασική σύσταση. Η εξάπλωση τους είναι παράλληλη ελασματοειδής και έχουν πάχος 2cm έως και 2m. Οι μικρογαββρικές φλέβες τροφοδοτούν τα υπερκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα, ενώ έχουν μονότονη και πυκνή παρουσία. Η δομή τους είναι λεπτοκοκκώδης έως μικροκοκκώδης, σε αντίθεση με τα περιβάλλοντα πετρώματα που είναι πιο αδρομερή (γάββροι-πυροξενίτες). Η ταχεία ψύξη δημιούργησε αφυρική ή οφειτική δομή με κύρια ορυκτά το πλαγιόκλαστο και τον κλινοπυρόξενο.

## 2.1.4 Ηφαιστειακά πετρώματα

Τα πετρώματα αυτά είναι υποθαλάσσιες εκχύσεις λάβας και συνιστούν το ανώτερο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος. Η μορφή τους είναι μαξιλαροειδής (pillow-lavas), η σύστασή τους κυμαίνεται από θολειτική (κυρίως ολιβίνης και πλαγιόκλαστο) έως υπαλκαλική με πορφυρική δομή. Η απότομη επαφή της διάπυρης βασαλτικής λάβας με το ψυχρό θαλασσινό νερό έχει ως αποτέλεσμα την ταχεία ψύξη και δημιουργία ενός εξωτερικού υαλώδους φλοιού που επιτρέπει εσωτερικά την διαβαθμισμένη και αργή ψύξη του βασαλτικού υλικού και την δημιουργία των φαινοκρυστάλλων. Τέλος, τα βασαλτικά πετρώματα έχουν υπερκείμενα ιζήματα βαθιάς θάλασσας με ραδιολαρίτες και ασβεστολίθους.



Εικ.2.2 Απλοποιημένη στρωματογραφική στήλη ενός οφιολιθικού συμπλέγματος (volcano.oregonstate.edu/ophiolites)

Η δημιουργία μιας ιδανικής οφιολιθικής ακολουθίας όπως περιγράφηκε παραπάνω συνδέεται με την δημιουργία ωκεάνιου φλοιού. Η διάνοιξη της ωκεάνιας ράχης σταματά όταν ξεκινήσει το κλείσιμο του ωκεανού, δηλαδή η μετάβαση από ένα γεωτεκτονικό καθεστώς εφελκυσμού σε ένα καθεστώς συστολής, στα τελευταία στάδια της οποίας επέρχεται σύγκρουση με μία ηπειρωτική πλάκα. Λόγω διαφοράς πυκνότητας των δύο πλακών η ωκεάνια πλάκα υποβυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική με αποτέλεσμα την αποκόλληση διαφόρων τεμαχίων της ωκεάνιας. Κατά το στάδιο αυτό γίνεται η αποκοπή τμημάτων της ακολουθίας και η υποβύθισή τους. Τα τεμάχια που παραμένουν επωθούνται (obduction) διαδοχικά με τη μορφή επάλληλων τεκτονικών καλυμμάτων πάνω στην ηπειρωτική πλάκα. Τα τμήματα αυτά τελικά σχηματίζουν συνήθως μια μη τυπική οφιολιθική ακολουθία λόγω έντονου τεκτονικού διαμελισμού. Αυτά τα υπολείμματα ωκεάνιας λιθόσφαιρας αποτελούν τα οφιολιθικά πετρώματα, η έρευνα των οποίων αποτελεί κλειδί στην ερμηνεία των γεωτεκτονικών εξελίξεων και μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για το εσωτερικό της Γης.

Στη βάση της ακολουθίας εμφανίζεται ένα μείγμα λιθοτύπων που αποτελείται από αναμειγμένα και σπασμένα τεμάχια από τμήματα του οφιολιθικού συμπλέγματος και ιζημάτων ωκεάνιου πυθμένα. Αυτό το συνονθύλευμα ονομάζεται οφιολιθικό mélange (Greenly 1919) και προέρχεται από τεκτονικές και ολισθοστρωματικές διεργασίες.

Το 1982 ο Moores προσέθεσε στη βάση της στρωματογραφικής ακολουθίας το οφιολιθικό mélange και τα μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλών θερμοκρασιών (μεταμορφικό πέγμα).

Στο τέλος του 20<sup>ου</sup> αιώνα τα μοντέλα γένεσης και τοποθέτησης των οφιολιθικών συμπλεγμάτων έχουν εξελιχθεί και συνδέονται με διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, όπως π.χ. περιθωριακών λεκανών (margin basins) σε ζώνη εφυποβύθισης (SSZ – Supra-Subduction Zone). Ωστόσο οι τεκτονικές διεργασίες που συνδέονται με υποβύθιση λιθοσφαιρικών πλακών θεωρούνται ως ο κυριότερος παράγοντας της εξέλιξης των οφιολίθων και της τοποθέτησής τους στα ηπειρωτικά περιθώρια.

Ο Robertson (2002, 2004) σε εργασία του σχετικά με την γένεση των οφιολίθων στην Ανατολική Μεσόγειο παραθέτει δύο κύρια μοντέλα γένεσης. Το πρώτο είναι το μοντέλο μεσωκεάνιας ράχης ή επέκτασης (mid-oceanic ridge or spreading ridge model) και το δεύτερο της καταβύθισης (subduction-related model), ενώ καταγράφει τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα τους. Ορισμένες μελέτες που αναφέρονται στα γεωχημικά χαρακτηριστικά των οφιολίθων της Ελλάδας επηρέασαν στον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών των οφιολίθων σε ζώνη εφυποβύθισης (SSZ).

Πρόσφατα, οι Dilek & Furnes (2014) ταξινομήσαν τα οφιολιθικά συμπλέγματα παγκοσμίως σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει οφιολιθικά πετρώματα που σχετίζονται με υποβύθιση και η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει οφιολιθικά πετρώματα που δεν συνδέονται με υποβύθιση.

## 2.2 Οφιολιθικές εμφανίσεις στην Ελλάδα

Οι οφιολιθικές εμφανίσεις στην Ελλάδα αποτελούν μέλη της οροσειράς των Ελληνίδων και είναι επώθημένα τμήματα ωκεάνιου φλοιού πάνω από ηπειρωτικό. Η γενική διεύθυνσή τους είναι ΒΔ-ΝΑ και αποτελούν συνέχεια των Δειναρίδων προς ΝΑ. Εμφανίζονται ως δύο ευδιάκριτοι άξονες που εκτείνονται παράλληλα και καμπυλώνονται προς την ανατολή. Ο δυτικός άξονας καταλαμβάνει μέρος των Κεντρικών- Μεταβατικών Ελληνίδων, ενώ ο ανατολικός καταλαμβάνει μέρος των Εσωτερικών. Οι δύο αυτές ζώνες συνεχίζουν στην Κρήτη και στη Ρόδο μέσω των Ταυρίδων οροσειρών, σχηματίζοντας το Δειναροταυρικό τόξο.

Η δυτική οφιολιθική ζώνη αποτελείται από τις κύριες οφιολιθικές εμφανίσεις της Πίνδου (Capedri et al. 1980,1981, Kostopoulos 1988, Jonnes & Robertson 1991, Κασιωτης 2008 ), του Βούρινου (Beccaluna et al. 1984, Konstantopoulou 1990, Κασιωτης 2008), της Όθρυος (Smith et al. 1975, Rassios 1990, Rassios & Konstantopoulou 1993, Καρίπη 2004) και της Εύβοιας (Simantov & Bertrand 1987, Robertson 1991) καθώς και από μικρότερες εμφανίσεις, όπως της Καστοριάς (Mountrakis 1982, 1984, 1986), του Κόζιακα (Ferriere 1982, Capedri et al. 1985, Λέκκας 1988, Πομώνης 2003, Pomonis et al. 2007), του Βερμίου (Economou 1983) και της Οίτης (Mitropoulos et al. 1987, Robertson et al. 1991, Καρίπη 2004, Karipi et al. 2006).

Στην ανατολική οφιολιθική ζώνη (ενιαία ζώνη Αξιού-Βαρδάρη) συναντάμε ως κύριες οφιολιθικές εμφανίσεις αυτές της Γευγέλης, της κεντρικής Χαλκιδικής, του Ωραιοκάστρου, της Κασσάνδρας και της Σιθωνίας (Bebien 1982, Haenel-Remy & Bebien 1986, 1987, Massallam 1991). Οι εμφανίσεις αυτές παρά τις ηλικιακές τους διαφορές έχουν ως κοινό γνώρισμα ότι συνδέονται με γρανιτικές διεισδύσεις πλούσιες σε Κ. Ο συσχετισμός των διεισδύσεων με τα οφιολιθικά πετρώματα, καθώς παρουσιάζουν έλλειψη έντονης τεκτονικής καταπόνησης, οφιολιθικού mélange και μεταμορφικού πέλματος, δείχνει ότι οι οφιολιθικές εμφανίσεις είναι σχετικά αυτόχθονες.

Μικρότερων διαστάσεων οφιολιθικές εμφανίσεις εντοπίζονται στη Σερβο-Μακεδονική ζώνη (Dixon & Dimitriadis, 1984) και στην ανατολική Ροδόπη (Μαγκανός 1988, 2002,

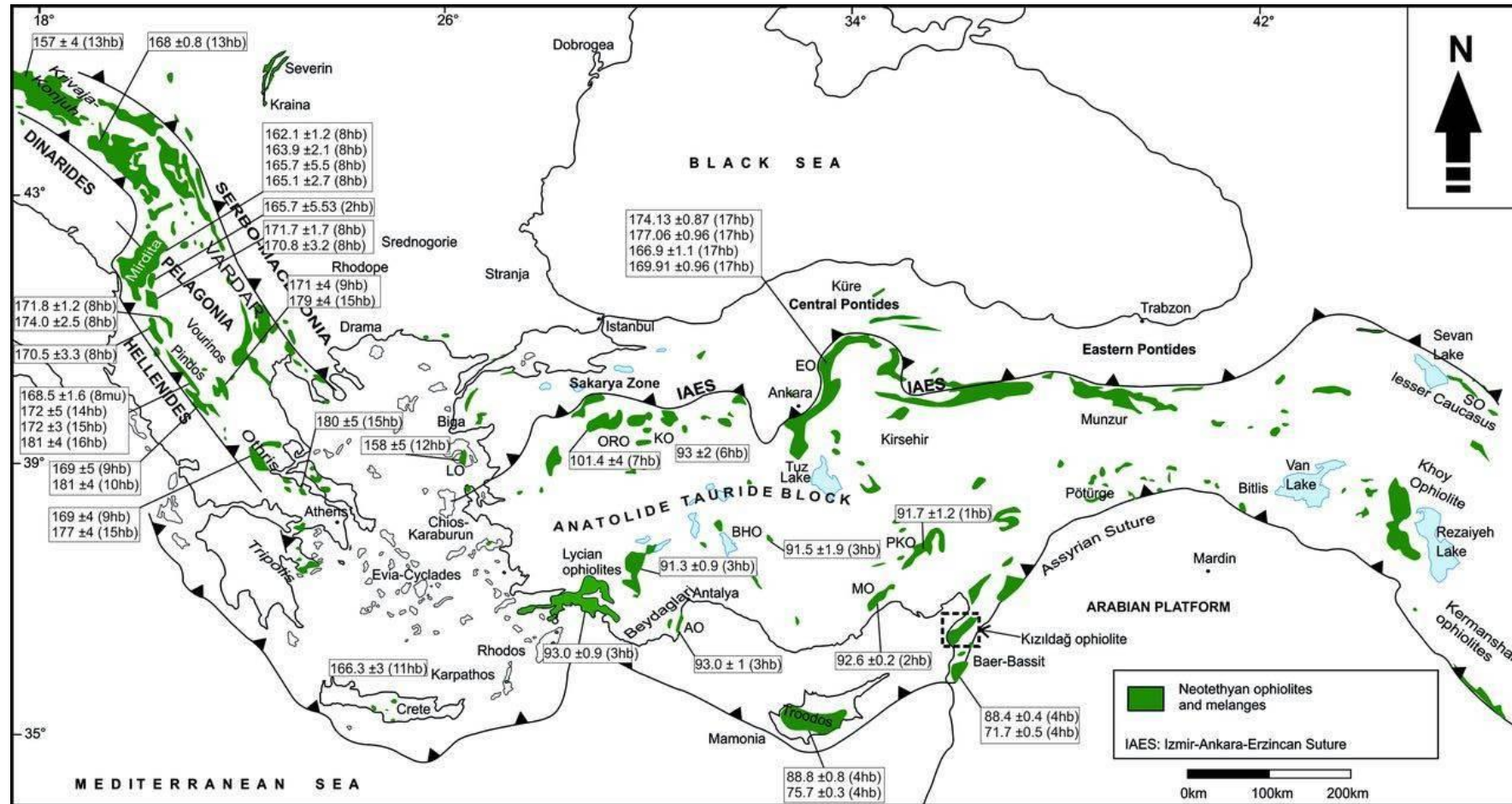


Magganas et al. 1991). Επιπλέον στην Περιοδοπική ζώνη συναντάμε τις εμφανίσεις του Έβρου και της Σαμοθράκης (Τσικούρας 1992, Tsikouras & Hatzipanagiotou 1998). Το σύμπλεγμα της Γευγέλης μοιάζει να σχηματίζει μια τρίτη ζώνη μικρότερης έκτασης η οποία διατρέχει τη Χαλκιδική, Σαμοθράκη, Σουφλί και φτάνει να κλείσει στα ΒΔ της Τουρκίας. Υπάρχουν επίσης οφιολιθικές εμφανίσεις στο Αιγαίο (π.χ. Σκύρος, Λέσβος, Κάρπαθος, Ρόδος) αλλά και στην Κρήτη (Hatzipanagiotou 1983, 1988, 1991, Koerke et al. 1985, 2002) (Εικ. 2.3).

Οικονομικό ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι οφιόλιθοι που συνδέονται με κοιτάσματα χρωμίου, μαγγανίου, αμιάντου κ.ά. Σημαντική είναι η εκμετάλλευση του χρωμιτικού κοιτάσματος στο οφιολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου, ενώ συναντάμε και μικρότερα στη Ροδόπη, Πίνδο και Όθρυ.

Οι οφιολιθικές εμφανίσεις της δυτικής ζώνης παρουσιάζουν στη βάση τους τα υποοφιολιθικά μεταμορφικά πέλματα (sub-ophiolite metamorphic soles). Αποτελούνται από μεταβασικά και σπανίως από μεταπηλιτικά πετρώματα τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης. Τα πετρώματα του πέλματος οφείλουν την ύπαρξή τους στα αρχικά στάδια γένεσης των οφιολίθων, οπότε πραγματοποιήθηκε η αποκόλληση και επώθηση θερμού ωκεάνιου φλοιού πάνω σε ωκεάνιο φλοιό. Οι συγκεκριμένες συνθήκες αυξημένης θερμοκρασίας και πίεσης προκάλεσαν την μεταμόρφωση των πετρωμάτων αυτών διαχωρίζοντας έτσι χρονικά τη διάνοιξη του ωκεάνιου φλοιού σε σχέση με το κλείσιμο του.

Οι πετρολογικές συστάσεις των δύο ζωνών παρουσιάζουν διαφορές και μαζί με τους γεωχημικούς χαρακτήρες οι δυτικές οφιολιθικές εμφανίσεις φαίνεται να προέρχονται από λιγότερο εκχυμωμένο μανδουακό υλικό σε σύγκριση με τις ανατολικές (Bebien et al. 1986, Maksimovic & Majer 1981).



Εικ.2.3 Οφιολιθικές εμφανίσεις σε Ελληνίδες και Ταυρίδες στην ανατολική Μεσόγειο (Fatih Karaođlan,2013)

Η δυτική ζώνη συντίθεται από λερζόλιθους, πλαγιοκλαστικούς χαρτσβουργίτες, σιδηρογάββρους και ολιβινικούς θολεΐτες, ενώ η ανατολική από χαρτσβουργίτες, δουνίτες, τροκτόλιθους, ολιβινικούς γάββρους και τοναλίτες. Έτσι συμπεραίνουμε ότι συνυπάρχουν οι δύο διαφορετικοί τύποι οφιολιθικών ακολουθιών (λερζολιθικός και χαρτσβουργιτικός) στον Ελληνικό χώρο (Nicolas & Jackson 1972, Rocci et al. 1975). Η πετρολογική αυτή διαφορά είναι σημαντική, αφού αφορά την κοιτασματολογική αξία των οφιολίθων. Στις χαρτσβουργιτικές εμφανίσεις συχνά παρουσιάζονται κοιτάσματα χρωμίτη, όπως στο Βούρινο, και άλλων στοιχείων.

Η ανατολική συντίθεται από τους οφιόλιθους του ωκεανού του Αξιού με εμφανίσεις στη Γευγέλη, την κεντρική Χαλκιδική, το Ωραιόκαστρο, την Κασσάνδρα, τη Σιθωνία, τη Σαμοθράκη και τον Έβρο. Ανήκει στον Ελλαδικό χώρο στις ενότητες Αλμωπίας, Παιονίας, Πάικου, στη Ζώνη Αξιού και στην Περιροδοπική, και εκτείνεται βόρεια ως τις Δειναρίδες. Έχουμε εμφανίσεις σερπεντινωμένων χαρτσβουργιτών, σερπεντινωμένων πυροξενιτών, δουνίτες και χρωμίτες σε φακούς, αλλά και τεκτονικά παραμορφωμένα βασαλτικά πετρώματα.

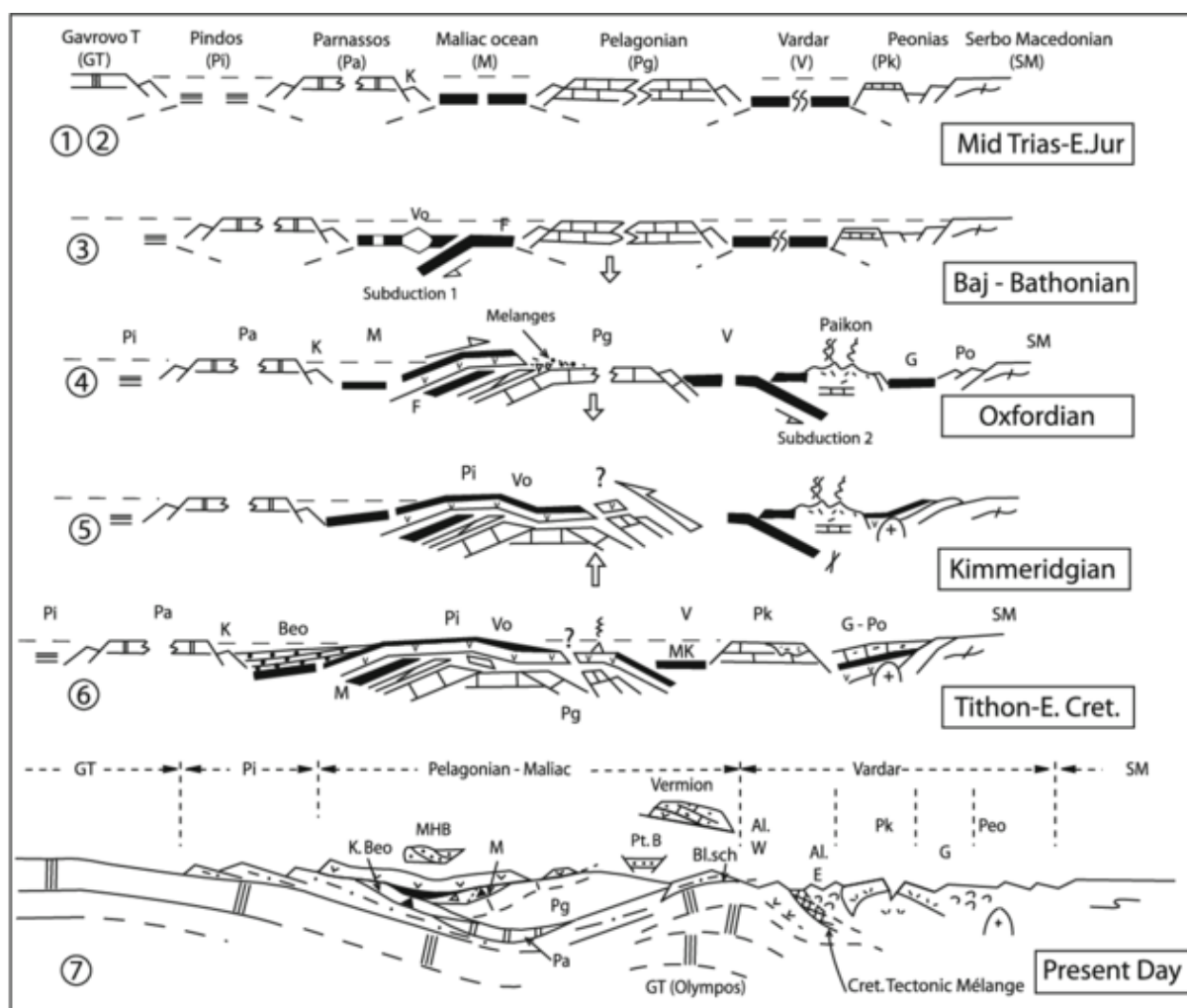
Μια σημαντική ακόμα διαφορά των δύο μεγάλων οφιολιθικών ζωνών είναι η παρουσία οφιολιθικού *mélange* στη βάση τους, με εμφάνιση στη δυτική ζώνη και απουσία στην ανατολική. Τα οφιολιθικά *mélange* τα συναντάμε στην Πίνδο (Jones & Robertson 1991, Richter et al. 1991), στην Όθρυ (Hynes 1972, Smith et al. 1975, 1979, Celet et al. 1977), στο Βούρινο (Mavridis et al. 1977, Naylor & Harle 1976), στον Κόζιακα (Pomonis et al. 2002, 2005, 2007), στην Εύβοια (Parrot & Guernet 1972, Baumgartner & Bernoulli 1976), στην Αγγελώνα (Hatzipanagiotou 1990b), στη Ρόδο και την Κάρπαθο (Hatzipanagiotou 1983, 1988), στην Κρήτη (Langosh et al. 2000) κ.α. Σχετικά με την απουσία του οφιολιθικού *mélange* στην ανατολική ζώνη υπάρχουν δύο πιθανά ενδεχόμενα: είτε τα *mélange* αυτά δεν σχηματίστηκαν καθόλου, είτε διαβρώθηκαν. Πιθανότερη είναι η πρώτη ερμηνεία λόγω του ότι δεν έχουν εντοπιστεί στην ανατολική ζώνη διαστροφικές και ολισθοστρωματικές διεργασίες, οι οποίες είναι υπεύθυνες για το σχηματισμό των οφιολιθικών *mélange*.

Παρόλο που είναι γενικώς αποδεκτό το γεγονός ότι οι Ελληνικοί οφιόλιθοι αποτελούν αλπικά ωκεάνια υπολείμματα από τα ωκεάνια περιβάλλοντα των ωκεανών τις Πίνδου και του Αξιού, υπάρχουν διαφορές στην προέλευση, το μηχανισμό και τη διεύθυνση κατά την οποία έχουν τοποθετηθεί.

Υπάρχουν δύο κύριες υποθέσεις για την προέλευση των οφιολίθων που απασχολούν τις τελευταίες δεκαετίες την ερευνητική κοινότητα. Μερικοί υποστηρίζουν ότι οι οφιολιθικές εμφανίσεις των Ελληνίδων και των Δειναρίδων έχουν προέλθει από τον ωκεανό του Αξιού (Bernoulli & Laubscher 1972, Zimmerman 1972, Vergely 1976, Jacobshagen et al. 1978, Jacobshagen 1986, Ferriere et al. 2012), ο οποίος

βρισκόταν ανατολικά της Πελαγονικής, και μεταφέρθηκαν στην σημερινή τους θέση κυρίως λόγω της συμπιεστικής παραμορφωτικής φάσης του Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού. Το κάλυμμα αυτό είναι γνωστό ως Ηωελληνικό οφιολιθικό κάλυμμα. Η υπόθεση υποστηρίζεται και από υπαίθρια έρευνα στην περιοχή του Ολύμπου (Schermer 1993) αλλά και από το ότι οι γεωλογικές δομές παρουσιάζουν κλείσιμο ωκεανού μόνο στην ζώνη του Αξιού (Zimmerman & Ross 1976,1979).

Η δεύτερη υπόθεση δέχεται ότι οι οφιολιθικές εμφανίσεις της Υποπελαγονικής ζώνης αντιπροσωπεύουν επωθημένα τμήματα του ωκεανού της Πίνδου, ο οποίος κατά το Μεσοζωικό βρισκόταν στα δυτικά περιθώρια της Πελαγονικής. Ο ωκεανός της Πίνδου θεωρείται ότι προήλθε από ταφροποίηση της κεντρικής Ελλάδας στο τέλος του Παλαιοζωικού. Η διάνοιξη του ωκεανού κατά το Άνω Τριαδικό – Ιουρασικό συνοδεύτηκε από το κλείσιμο και την καταβύθιση με κλίση προς τα δυτικά στο Κάτω Κρητιδικό. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα να θεωρηθεί ότι οι οφιολίθιοι δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον εφυποβύθισης (SSZ)(Εικ. 2.4).



Εικ. 2.4 Γεωδυναμική εξέλιξη οφιολίθων της Υποπελαγονικής (Ferriere et al. 2012)

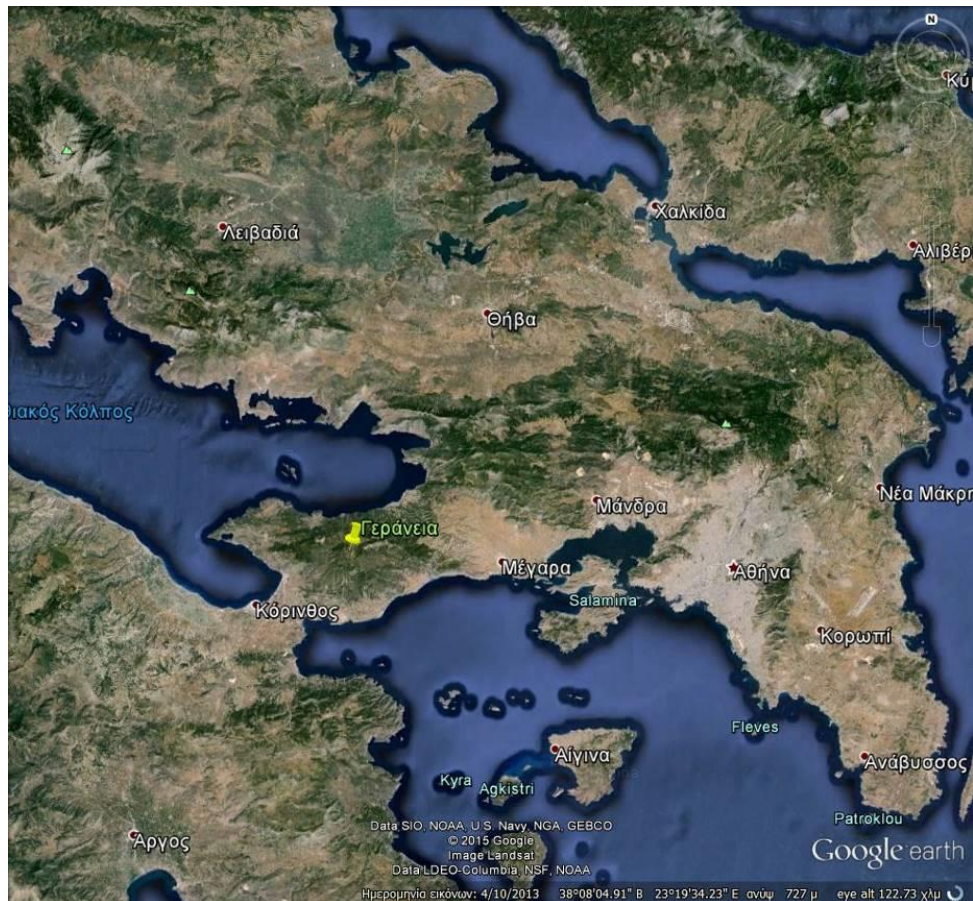
Παράλληλα με την δεύτερη υπόθεση σχηματίστηκε μια τρίτη ερμηνεία (Smith & Spray 1984), η οποία υποστήριξε ότι οι δύο οφιολιθικές ζώνες ήταν παλαιότερα μία ενιαία ζώνη που όμως διαχωρίστηκε από ένα αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής. Η υπόθεση με τα σημερινά δεδομένα δεν επαληθεύεται αφού υπερβαίνεται ο ρυθμός μετακίνησης των σκελών του ρήγματος.

Ακόμα και το μοντέλο της διπλής οφιολιθικής ζώνης παρουσιάζει αρκετά προβλήματα, όπως το γεγονός ότι:

- α) Για ορισμένα συμπλέγματα δεν έχει γίνει ακόμη οριστική ένταξή τους στη μια ή την άλλη ζώνη (π.χ. Βούρινος),
- β) Ορισμένα συμπλέγματα φαίνεται να συνθέτουν ένα τρίτο μικρότερο οφιολιθικό κλάδο,
- γ) Περιορισμένες οφιολιθικές εμφανίσεις εντοπίζονται και στο ΝΑ τμήμα του Ελληνικού τόξου (Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος).

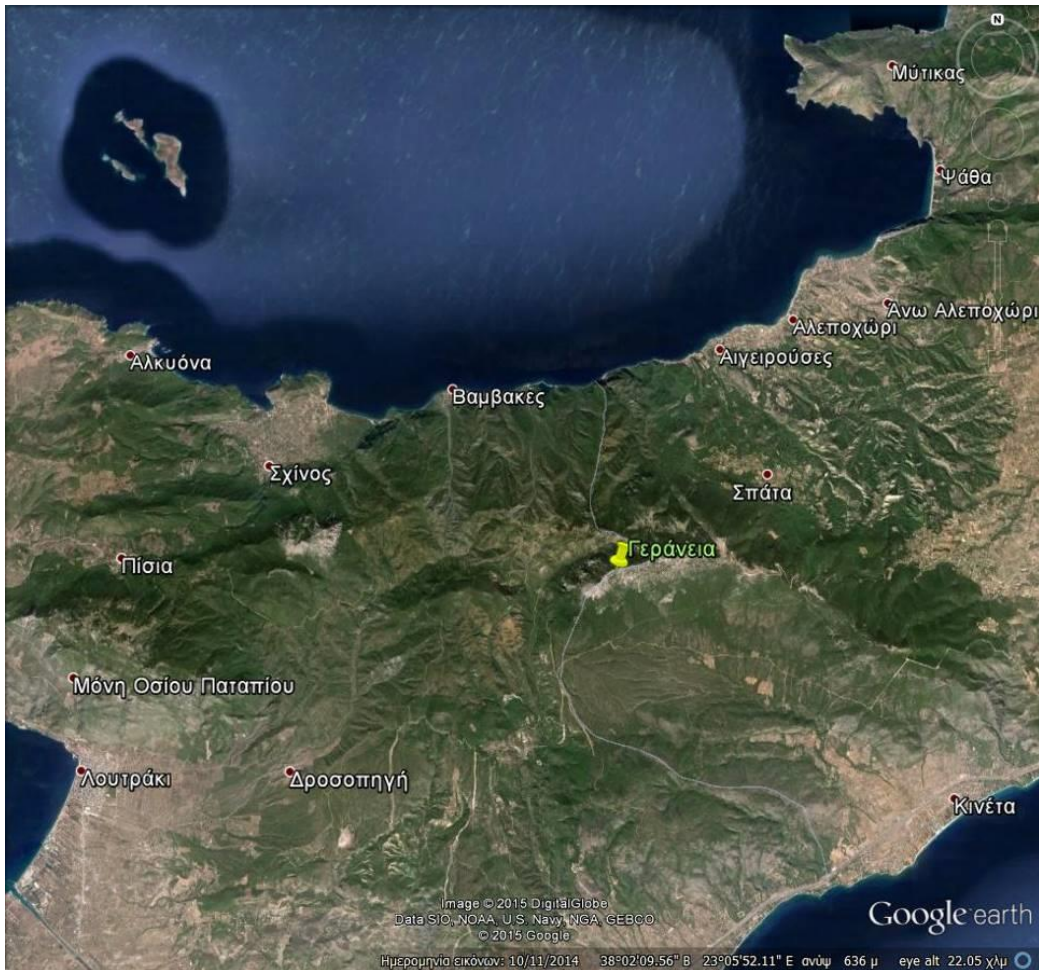
### **3. Γεωγραφική τοποθέτηση**

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο ΝΑ τμήμα της Στερεάς Ελλάδας, στο Νομό Κορινθίας του Δήμου Λουτρακίου – Περαχώρας και συμπεριλαμβάνει τα χωριά Σχίνος, Πίσσια, Μαυρολίμνη, Αγ. Σωτήρας και Βάμβακες, στα οποία παρατηρούνται οφιολιθικές εμφανίσεις. Αναλυτικότερα, η περιοχή μελέτης ανήκει στην οροσειρά των Γερανείων που εκτείνεται από το ανατολικό τμήμα του νομού Κορίνθου έως το όριο της Δυτικής Αττικής (Εικ.3.1, 3.2). Η οροσειρά έχει διεύθυνση Α-Δ βόρεια του Λουτρακίου και δυτικά από το Όρος Πατέρα στα Μέγαρα, ενώ υψηλότερη κορυφή του όρους είναι το Μακρυπλάγι 1351μ.



Εικ 3.1. Γεωγραφική τοποθέτηση των Γερανείων στο νομό Κορινθίας (πηγή Google earth)

Στην ευρύτερη έκταση υπάρχει αρχαιολογικό ενδιαφέρον και ιεροί ναοί, όπως το Ηραίο και το Δίκαστρο. Κατά την αρχαιότητα υπάρχει ο μύθος, σύμφωνα με τον Πausanία, ότι ο γιος του Δία Μέγαρος κατόρθωσε να σωθεί από τον κατακλυσμό του Δευκαλίωνα ακολουθώντας τις φωνές των γερανών που πετούσαν από πάνω του. Τα Γεράνεια έχουν ενταχθεί στο Ευρωπαϊκό δίκτυο Προστατευμένων Περιοχών Natura 2000 λόγω της σπάνιας χλωρίδας, όπως επίσης και λόγω κοντινής απόστασης σε σχέση με την Αθήνα.



Εικ. 3.2 Γεωγραφική τοποθέτηση Γερανείων σε σχέση με τα χωριά της περιοχής μελέτης (πηγή Google earth)

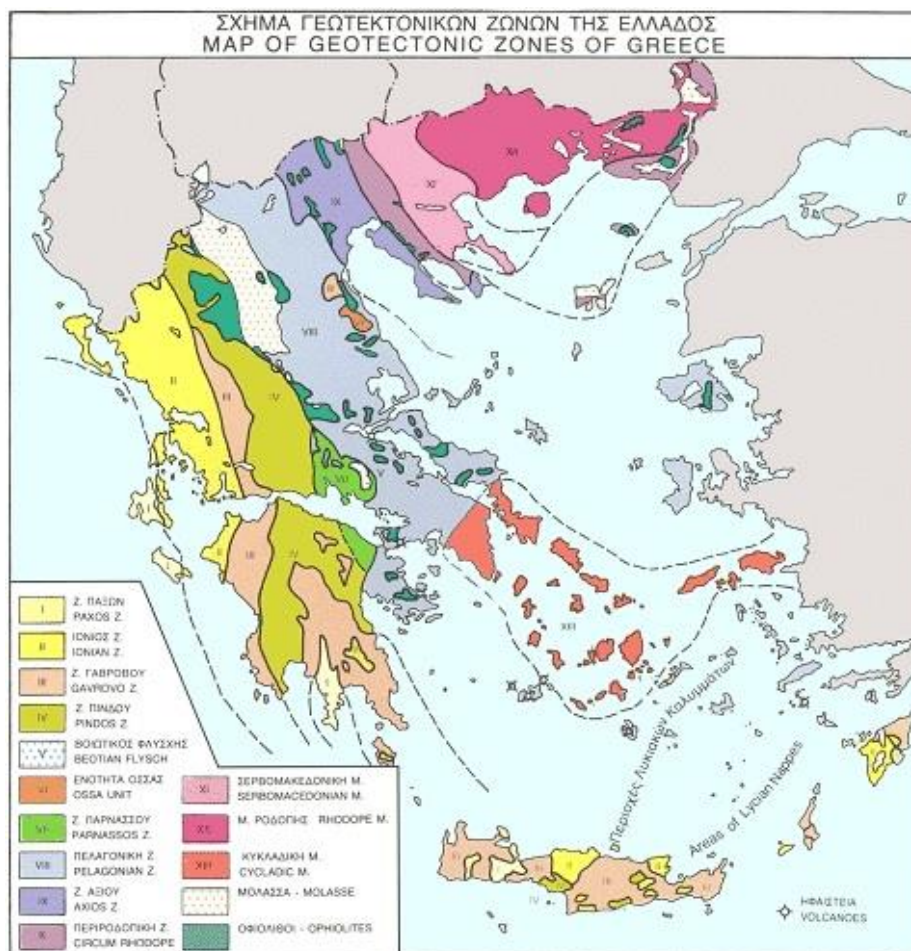
### 3.1 Γεωλογική τοποθέτηση

Το γεωτεκτονικό σχήμα της Ελλάδας είναι ιδιαίτερα σύνθετο λόγω της πολυπλοκότητας των σχηματισμών αλλά και της έντονης τεκτονικής καταπόνησης που έχουν δεχθεί τα πετρώματα. Πολλοί ορογενετικοί κύκλοι έδρασαν στον Ελληνικό χώρο, αλλά κύρια αιτία της σημερινής μορφολογίας είναι η Αλπική ορογένεση με αποτέλεσμα τη δημιουργία του Ελληνικού Τόξου. Παράλληλα υπήρξε και η δημιουργία τεκτονικών τάφρων και τεκτονικών κεράτων που οδήγησαν σε κατακόρυφες αλλά και οριζόντιες μετακινήσεις στα τεκτονικά τεμάχη με επιπλέον σεισμικότητα στην εκάστοτε περιοχή.

Γεωλογικά, η Ελλάδα δομείται από γεωτεκτονικές ζώνες (ισοπικές ζώνες), οι οποίες διαχωρίζουν τα παλαιογεωγραφικά χαρακτηριστικά και τη γεωδυναμική εξέλιξη της κάθε περιοχής (Εικ.3.3). Μία επιπλέον διάκριση των ισοπικών ζωνών είναι σε

Εσωτερικές Ελληνίδες και σε Εξωτερικές Ελληνίδες. Η διαφορά τους είναι ότι οι Εσωτερικές είναι επηρεασμένες από τη δράση της Άνω-Κρητιδικής ορογένεσης, η οποία όμως δεν επηρέασε τις Εξωτερικές Ελληνίδες. Αντίστοιχα η τελική ορογένεση επέδρασε μόνο στις Εξωτερικές κατά το Τριτογενές και δεν έχουμε εμφάνιση μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Πιο συγκεκριμένα η περιοχή μελέτης ανήκει στην Πελαγονική Ζώνη που θα αναλυθεί εκτενέστερα.



Εικ.3.3 Ισοπικές Ζώνες της Ελλάδας

## 3.2 Πελαγονική Ζώνη

Οι οφιόλιθοι των Γερανείων εντάσσονται γεωλογικά στην Πελαγονική ζώνη, η οποία ονομάστηκε πρώτη φορά από τον Aubouin (1959). Μέσα στην ενότητα αυτή συμπεριέλαβε όλες τις “Μάζες” μεταμορφωμένων πετρωμάτων που τοποθετούνται στο χώρο της δυτικής Μακεδονίας, ανατολικής Θεσσαλίας, της Εύβοιας, της Αττικής και των Κυκλάδων, καθώς επίσης και το υπερκείμενο ιζηματογενές κάλυμμα των



προηγούμενων σχηματισμών Παλαιοζωικής – Μεσοζωικής ηλικίας. Η ιζηματογένεση αυτού του καλύμματος πραγματοποιήθηκε σε ένα υποθαλάσσιο ύβωμα μεγάλης έκτασης (πελαγονικό ύβωμα), το οποίο παρεμβαλλόταν ανάμεσα στις υποθαλάσσιες αύλακες του Αξιού (ανατολικά) και της Πίνδου (δυτικά).

Ο Aubouin (1959) ονόμασε επίσης Υποπελαγονική ζώνη τη δυτική παρυφή της Πελαγονικής, η οποία χαρακτηρίζεται ως η περιοχή μετάβασης του πελαγονικού υβώματος προς τη βαθιά αύλακα της Πίνδου. Υπήρξε διαφοροποίηση των δύο όρων λόγω της παρουσίας μεγάλων μαζών οφιολιθικών πετρωμάτων, οι οποίες τότε θεωρήθηκαν ότι προέρχονταν από μαγματικό υλικό.

Ο Renz (1940) ονόμασε “Πελαγονική Μάζα” το σύνολο των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, τα οποία εμφανίζονται στη δυτική Μακεδονία, ανατολική Θεσσαλία, βόρεια Εύβοια και Βόρειες Σποράδες. Παράλληλα ονόμασε τους δυτικούς και νότιους σχηματισμούς της Πελαγονικής μάζας, δηλαδή την περιοχή της Όθρυς, την κεντρική και ανατολική Στερεά Ελλάδα και την κεντρική Εύβοια, ως “Ζώνη ή σειρά Ανατολικής Ελλάδας”.

Τα γνωρίσματα της ζώνης αυτής ήταν η παρουσία επικλυσισγενών σχηματισμών ηλικίας Μέσο-Άνω Κρητιδικού, όπως επίσης και η παρουσία υπερκείμενα από τον προηγούμενο σχηματισμό μιας διάπλασης αποτελούμενης από σχιστοκερατόλιθους μαζί με οφιόλιθους, την οποία ονόμασε “Σχιστοκερατοψαμμιτική διάπλαση με οφιόλιθους”.

Κατά τον Brunh (1956) η Πελαγονική ζώνη ονομάστηκε “Πελαγονική μάζα με το ιζηματογενές κάλυμμά της” και η Υποπελαγονική ως “Ενδιάμεση Ζώνη”.

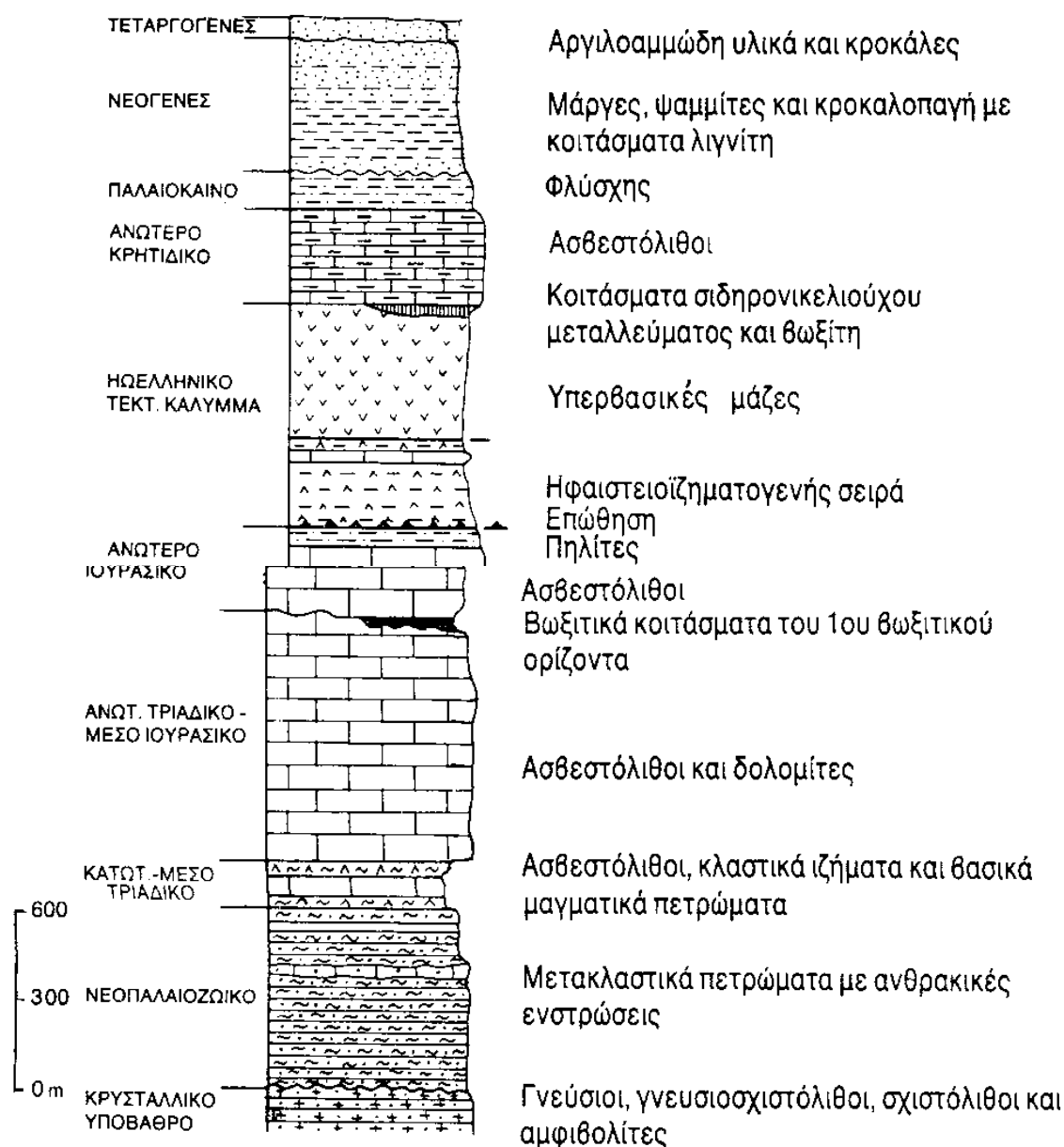
Σήμερα η Υποπελαγονική και η Πελαγονική έχουν ενοποιηθεί και χρησιμοποιείται ο όρος Πελαγονική Ζώνη, η οποία διακρίνεται σε Πελαγονική ζώνη μεταμορφωμένων σχηματισμών και Πελαγονική ζώνη μη μεταμορφωμένων σχηματισμών που γεωγραφικά συμπίπτει με την Πελαγονική ζώνη ή μάζα του Renz.

Τεκτονοστρωματογραφικά η μη μεταμορφωμένη ζώνη είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στη ζώνη της Πίνδου και στην κεντρική στερεά Ελλάδα είναι επωθημένη πάνω στις ζώνες Βοιωτίας και Παρνασσού.

Η Πελαγονική Ζώνη στον ελλαδικό χώρο αποτελείται από τους εξής σχηματισμούς, από κάτω προς τα πάνω (Εικ.3.4):

1. Κρυσταλλικό υπόβαθρο (Παλαιοζωικό)
2. Ημι-μεταμορφωμένοι, κυρίως κλαστικοί σχηματισμοί (Νέο-Παλαιοζωικό)
3. Κλαστικά, ασβεστόλιθοι και εκρηξιγενή πετρώματα (Κατώτερο-Μέσο Τριαδικό)
4. Αμεταμόρφωτοι ανθρακικοί σχηματισμοί (Μέσο-Ανώτερο Τριαδικό – Ανώτερο Ιουρασικό)

5. Μάζες οφιολιθικών πετρωμάτων επωθημένες πάνω σε προγενέστερους σχηματισμούς που συνδέονται με ιζήματα βαθιάς θάλασσας (επιπροσθέτως, σχηματισμοί Μαλιακής Ζώνης και Ηωελληνικού τεκτονικού καλύμματος).
6. Επικλυσιογενείς ασβεστόλιθοι (Άνω Κρητιδικό)
7. Ιζήματα Φλύσχη.



Εικ. 3.4 Στρωματογραφική στήλη Πελαγονικής ζώνης μη μεταμορφωμένων σχηματισμών Κεντρική και Βόρεια Εύβοια (G.Katsikatsos. In G. Katsikatsos et al., 1986).

Πιο συγκεκριμένα στην περιοχή μελέτης, την περιοχή των Γερανείων, η στρωματογραφική ακολουθία είναι η εξής από τη βάση προς τα πάνω (Εικ.3.5):

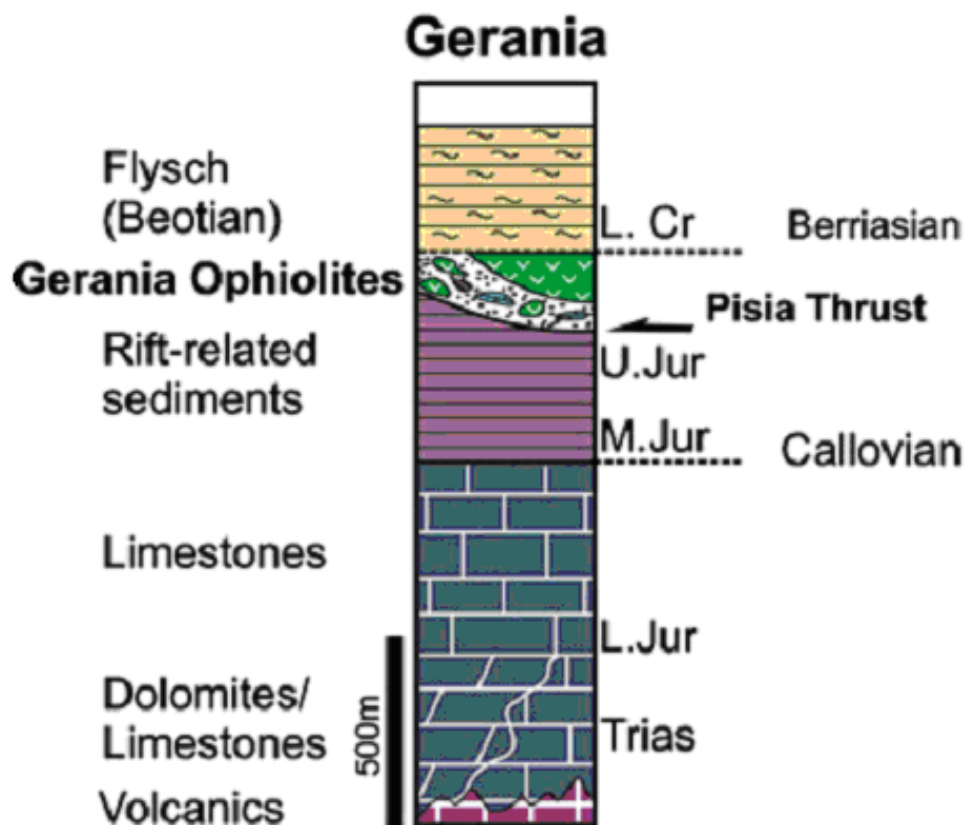
1. Ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα (Πέρμιο)
2. Σκούροι γκρίζοι νηριτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες (Άνω Τριαδικό- Κάτω Ιουρασικό)
3. Ιουρασικό κάλυμμα, είτε φάσης Ammonitico rosso (Βαθόνιο ή Οξφόρδιο), είτε ραδιολαρίτες
4. Οφιολιθικής προέλευσης τουρβιδίτες (Βοιωτικός Φλύσχος), όπου πιθανόν στην επαφή με τα υποκείμενα Οξφόρδια ιζήματα να απαντώνται μαγγανιούχα κοιτάσματα
5. Οφιολιθικά πετρώματα διαμελισμένα, ορατού πάχους >1000m.

Ο μεγαλύτερος όγκος αυτής της οφιολιθικής εμφάνισης καταλαμβάνεται από υπερβασικά πετρώματα (κυρίως σερπεντινωμένο χαρτσβουργίτη και λερζόλιθο), και παρουσιάζει ανάλογη λιθολογία με την ιδανική οφιολιθική ακολουθία. Στη βάση των υπερβασικών πετρωμάτων εμφανίζεται ένας ετερογενής χαοτικός σχηματισμός, έντονα τεκτονισμένος με εναλλαγές από θραύσματα βασαλτικής λάβας, γαββρικούς σωρρείτες και ωκεάνια ιζήματα που συνιστούν ένα οφιολιθικό mélange.

Κατά τη διάρκεια του σχηματισμού του οφιολιθικού συμπλέγματος και της επώθησής του πάνω στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα πραγματοποιείται η διαδικασία της εναπόθεσης ή εξαφάνισης του οφιολιθικού υλικού. Ένα μέρος τοποθετείται πάνω στην ηπειρωτική λιθοσφαιρική πλάκα και το υπόλοιπο υποβυθίζεται στο μανδύα της Γης. Σε όλη αυτή την μακρόχρονη διαδικασία υπάρχει τεκτονική δραστηριότητα στις εκάστοτε ορογενετικές περιοχές, που έχει ως αποτέλεσμα τη μεταμόρφωση των πετρωμάτων αλλά και τη δημιουργία του οφιολιθικού mélange. Οι σχηματισμοί αυτοί έχουν άμεση σχέση με τα οφιολιθικά συμπλέγματα και αποτελούν το υπόβαθρό τους. Το οφιολιθικό mélange αποτελείται από ένα σύμπλεγμα κατακερματισμένων και διαβρωμένων τεμαχών, ποικίλης λιθολογίας και σύστασης. Εμπεριέχει εξωτικά τεμαχά από πλουτώνια και ιζηματογενή πετρώματα, τα οποία περιβάλλονται από μια θεμελιώδη μάζα με ποικίλη λιθολογία. Στην περιοχή ΝΔ του χωριού Σχίνου και Α του χωριού Μαυρολίμνη εντοπίστηκε οφιολιθικό mélange περιφερειακά από τα υπερβασικά των οφιολίθων. Επιπλέον γεινιάζει με τεκτονική επαφή με ιζηματογενή πετρώματα, δηλαδή με τους Μέσο – Άνω Τριαδικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες της περιοχής.

Το ανατολικό τμήμα της χερσονήσου της Περαχώρας καταλαμβάνεται από τα μη μεταμορφωμένα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, η οποία περιλαμβάνει από τη βάση προς την κορυφή τις ακόλουθες ενότητες:

1. Ηφαιστειο-ιζηματογενείς σχηματισμούς (Άνω Λιθανθρακοφόρο - Μέσο Πέρμιο), όπου έχουν ως κάλυμμα ασβεστόλιθους με Κωνόδοντα φάσης Hallstatt πάχους 60m.
2. Ασβεστόλιθους πλατφόρμας (Τριαδικό-Ιουρασικό) πάχους 600m., με εμφάνιση βωξιτικού ορίζοντα στα υψηλότερα τμήματα
3. Σερπεντινωμένους Περιδοτίτες
4. Ακολουθία πάχους 150m. αποτελούμενη από μάργες, Κρητιδικούς ασβεστόλιθους πλατφόρμας και φλύσχη Παλαιοκαίνου.



Εικ. 3.5 Στρωματογραφική κολώνα των Γερανείων (Karlanis et al. 2012)

Τα παραπάνω πάχη ποικίλουν ανάλογα την περιοχή μελέτης στην ευρύτερη περιοχή των Γερανείων. Έτσι, το δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ενότητας αποτελείται κυρίως από νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση, ενώ στην Αργολίδα στο κάτω Ιουρασικό αποτελείται από πελαγική ιζηματογένεση ή στη Βοιωτία παρουσιάζεται το μέσο-ανώτερο Οξφόρδιο.

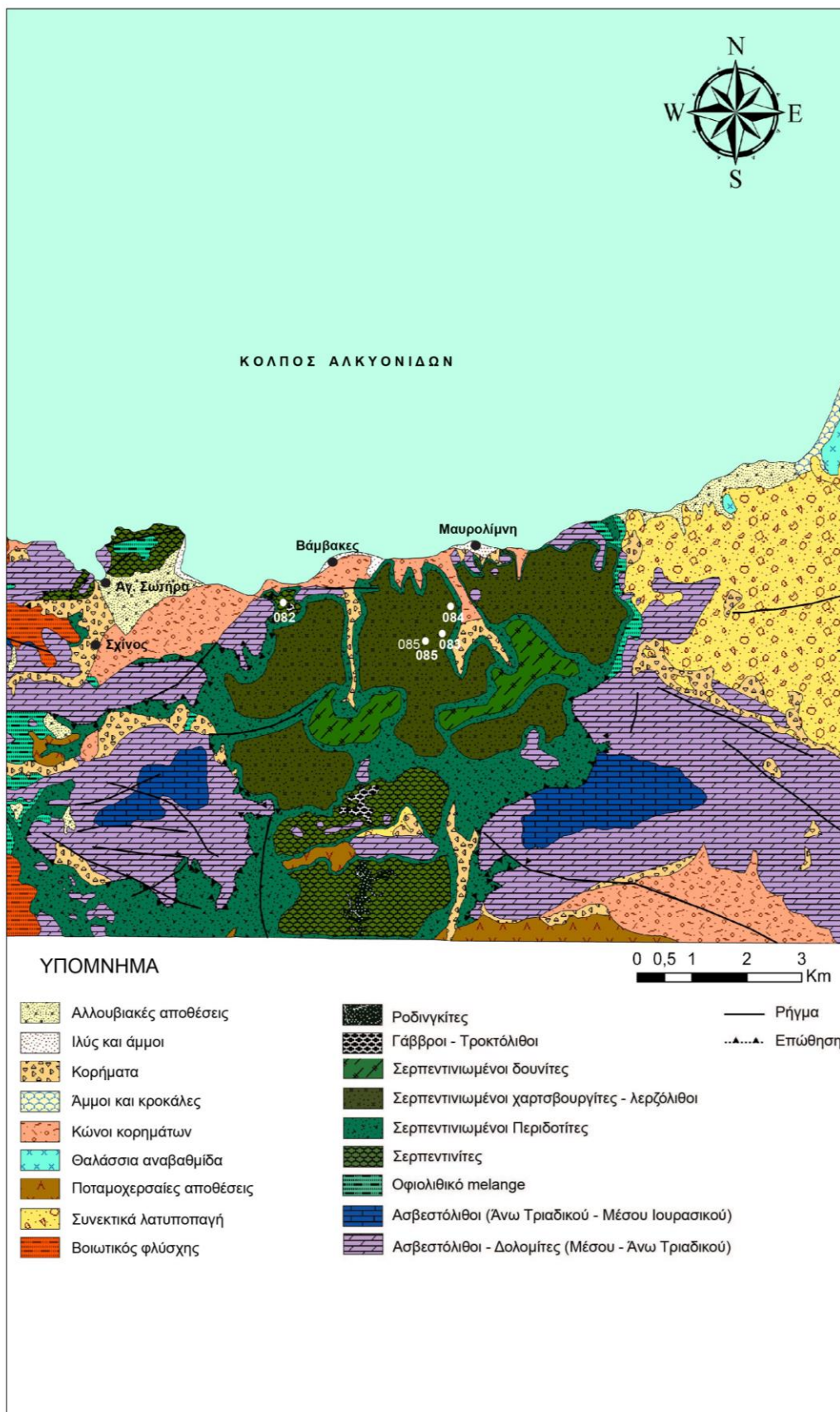
### 3.3 Υπαίθρια έρευνα της περιοχής μελέτης

Κατά την υπαίθρια έρευνα πραγματοποιήθηκε συστηματική δειγματοληψία αντιπροσωπευτικών τύπων πετρωμάτων από το βόρειο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος των Γερανείων και κατασκευάστηκε ο γεωλογικός χάρτης σε κλίμακα 1:25.000 (Εικ.3.6), στον οποίο οριοθετήθηκαν οι διαφορετικοί λιθοτύποι της οφιολιθικής εμφάνισης. Κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας συλλέχθηκαν τα πιο υγιή πετρώματα και αποφεύχθηκε όσο ήταν δυνατόν η συλλογή αποσαθρωμένων και εξαλλοιωμένων λιθοτύπων.

Συνολικά συλλέχθηκαν 11 δείγματα τα οποία περιλαμβάνουν υπερβασικά πετρώματα, όπως σερπεντινίτες, λερζόλιθους, δουνίτες, χαρτσβουργίτες (Πίνακας 3.1). Στην ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται επίσης βασικά πετρώματα, όπως γάββροι και τροκτόλιθοι.

Θέση	Συντεταγμένες	Αριθμός Δείγματος
082	N 38° 03,104' - E 023° 03, 609'	GR15/1, GR15/2, GR15/3
083	N 38° 02,710' - E 023° 06, 325'	GR15/4, GR15/5,GR15/6, GR15/7,GR15/8
084	N 38° 02,679' - E 023° 06, 227'	GR15/9, GR15/10
085	N 38° 02,445' - E 023° 05, 648'	GR15/11

Πίνακας 3.1 . Συντεταγμένες και δείγματα που συλλέχθηκαν από την υπαίθρια έρευνα



Εικ. 3.6 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής των Γερανείων με αναφορά στις θέσεις δειγματοληψίας των δειγμάτων χειρός

Οι οφιόλιθοι των Γερανείων επωθούνται στους ασβεστόλιθους του Τριαδικού-Ιουρασικού και καλύπτονται από νεογενή ιζήματα. Τοπογραφικά προκύπτει μια λιθολογική διαφοροποίηση που παρατηρείται στα υψηλότερα υψόμετρα στο βόρειο τμήμα των Γερανείων, όπου σώματα δουνίτη συνήθως φακοειδούς μορφής εναλλάσσονται ή περικλείονται σε εμφανίσεις περιδοτιτών (συνήθως χαρτσβουργιτών). Στα χαμηλότερα υψόμετρα παρουσιάζονται λερζολίθοι ή χαρτσβουργίτες. Ο βαθμός σερπεντινίωσης παρουσιάζει μεταβολές και ειδικότερα υπάρχει μείωσή του από Νότο προς Βορρά από τα χαμηλότερα προς τα υψηλότερα τοπογραφικά σημεία της περιοχής μελέτης.

Οι εμφανίσεις και οι τεκτονικές μεταβολές συνδέονται με ρήγματα που βρίσκονται στην περιοχή και επηρεάζουν την τοπογραφία και την γεωμορφολογία (Εικ. 3.7). Τα κύρια ρήγματα που δρουν στην περιοχή είναι των Πισσίων (PISF)(Εικ. 3.9α), του Σχίνου (SKF) και των Αλκυονίδων (ALK).



Εικ. 3.7 Κύρια ρήγματα της ευρύτερης περιοχής των Γερανείων

Οι σερπεντινωμένοι δουνίτες έχουν δύο κύριες εμφανίσεις ανάμεσα στις εμφανίσεις των σερπεντινωμένων χαρτσβουργιτών και λερζολίθων και εντοπίζονται σε μεγαλύτερες εκτάσεις και σε πλήθος σημείων. Οι δουνίτες μακροσκοπικά έχουν

λεπτοκρυσταλλικό, ολοκρυσταλλικό ιστό και συμπαγή ακανόνιστη υφή. Εμφανίζουν σκούρο ελαιοπράσινο έως μαύρο χρώμα και εξωτερικά παρατηρούνται διακλάσεις και κογχώδης θραυσμός. Υπάρχει μια εξωτερική κρούστα συνήθως καστανοκίτρινης απόχρωσης, η οποία καλύπτει το υγιές πέτρωμα που έχει επηρεαστεί από τη σερπεντινίωση και οφείλεται στην παρουσία οξειδίων σιδήρου. Τέλος οι σερπεντινίτες έχουν τις πιο μικρές σε έκταση εμφανίσεις και βρίσκονται διάσπαρτοι παράλληλα στην ακτρογραμμή. Τα πετρώματα έχουν χρώμα μακροσκοπικά σκούρο γκριζοπράσινο και ορισμένες φορές διακρίνονται υπολειμματικοί φαινοκρύσταλλοι χρωμίτη ή και βασιτών. Οι φαινοκρύσταλλοι αυτοί δεν έχουν υποστεί ολοκληρωτικά τη σερπεντινίωση ως εξαλλοίωση και έτσι είναι ακόμα μέρος της ορυκτολογικής σύστασης.



Εικ. 3.8 Όγκος έντονα τεκτονισμένου σερπεντινίνη

### 3.3.1 Περιοχή Βάμβακες

Αποτελεί το βορειότερο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος και βρίσκεται N-ΝΔ από τον οικισμό Βάμβακες. Στην περιοχή αυτή απαντώνται εξαλλοιωμένα υπερβασικά πετρώματα, όπως σερπεντινωμένοι λερζόλιθοι, χαρτσβουργίτες, σερπεντινωμένοι δουνίτες, δουνίτες, σερπεντινίτες και σύγχρονα πλευρικά κορήματα, πολλά σε μορφή κώνων κορημάτων. Στα δείγματα χειρός τα οποία



συλλέχθηκαν παρατηρήθηκε ένας φλοιός (κρούστα) εξαλλοίωσης που περιέβαλλε το πιο υγιές πέτρωμα. Πιο συγκεκριμένα σε σερπεντινωμένο λερζίλιθο (GR15-1)(Εικ.3.9β) επιφανειακά δεν βρέθηκαν φαινοκρύσταλλοι πυροξένων, ενώ υπήρχε μια συμπαγής όψη καστανού χρώματος και τραχεία ακανόνιστή υφή. Τεμάχια υπερβασικών πετρωμάτων έχουν αποκολληθεί δημιουργώντας κατολισθήσεις, πτώσεις βράχων και, κατά μήκος της ακτής, ρευστοποιήσεις. Όπως έχει αναφερθεί, οι δουνίτες βρίσκονται σε υψηλότερο υψόμετρο και οι χαρτσβουργίτες μαζί με τους λερζόλιθους σε χαμηλότερο.



Εικ. 3.9α Καθρέφτης ρήγματος Πισσίων



Εικ.3.9β Σερπεντινωμένος λερζόλιθος με πυροξενιτική φλέβα

### 3.3.2 Περιοχή Μαυρολίμνης

N-NA του οικισμού της Μαυρολίμνης εμφανίζονται παρόμοια πετρώματα με αυτά της περιοχής Βάμβακες, δηλαδή σερπεντινωμένοι χαρτσβουργίτες και λερζόλιθοι οι οποίοι εναλλάσσονται με σώματα δουνιτών που παρουσιάζουν μικρότερο βαθμό σερπεντινίωσης σε σχέση με τους αναφερόμενους περιδοτίτες. Οι λερζόλιθοι διαπερνώνται από αραιό δίκτυο πυροξενιτικών φλεβών πάχους 1-6cm. Από τεκτονικής άποψης τα πετρώματα είναι παραμορφωμένα και κατακερματισμένα με

διακλάσεις, ενώ μακροσκοπικά είναι ορατές οι πυροξενιτικές φλέβες μέσα σε εξαλλοιωμένους λερζόλιθους (Εικ. 3.10). Σε ελαφρώς σερπεντινωμένο δουνίτη παρατηρείται διάσπαρτος χρωμίτης με τεφρούς φαινοκρυστάλλους και σύστημα διακλάσεων από τον τεκτονισμό που έχει δεχθεί η περιοχή (Εικ. 3.11).



Εικ. 3.10 Πυροξενιτικές φλέβες μέσα σε λερζόλιθους στην περιοχή μελέτης



Εικ. 3.11 Διάσπαρτος χρωμίτης σε δουνίτη

### 3.3.3 Παναγία του Πράθι

Η περιοχή της Παναγίας του Πράθι έχει υψόμετρο 1159m και βρίσκεται είκοσι χιλιόμετρα ΒΑ από το Λουτράκι. Τα πετρώματα από τα οποία αποτελείται έχουν υποστεί υψηλού βαθμού σερπεντινίωση και επωθούνται στους ασβεστόλιθους της Πελαγονικής ενώ μεταβαίνουν πλευρικά σε νεογενή ιζήματα.

Τα πετρώματα στην περιοχή αυτή παρουσιάζουν αυξημένο βαθμό σερπεντινίωσης και τεκτονικής παραμόρφωσης, εμφανίζοντας συνήθως αραιό δίκτυο διακλάσεων (Εικ.3.11β). Σε υψηλότερη τοπογραφία έχουμε πιο συνεκτικά πετρώματα με μικρότερο βαθμό σερπεντινίωσης που έχουν επηρεαστεί από την τεκτονική δραστηριότητα όπως και οι χαμηλότερες εμφανίσεις.



Εικ. 3.11β Σερπεντινωμένα πετρώματα με τεκτονική καταπόνηση και αραιό δίκτυο διακλάσεων



Εικ. 3.12 Φαινοκρύσταλλοι πυροξένων γκρί χρώματος μέσα σε λερζόλιθο

### 3.3.4 Περιοχή Σχίνου

Στην περιοχή ΝΑ του οικισμού του Σχίνου παρατηρείται μετάβαση από σερπεντινωμένους περιδοτίτες σε σερπεντινίτες. Τα πετρώματα που κυριαρχούν είναι λερζόλιθοι με φακούς από δουνίτη, ενώ είναι αρκετά τεκτονισμένα. Οι δουνίτες εμφανίζουν μια ζώνη εξαλλοίωσης η οποία περιβάλλει το υγιές πέτρωμα σαν μια εξωτερική καστανότεφρη κρούστα, που οφείλεται στην οξείδωση του σιδήρου και την αλλαγή του αρχικού ανοικτού καστανού χρώματος σε πιο σκούρο. Κατά την υπαίθρια μελέτη της περιοχής Σχίνου-Πισσίων σε μια τομή του δρόμου μετρήθηκαν η φορά μέγιστης κλίσης και η κλίση των στρωμάτων. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται αντιπροσωπευτικές διευθύνσεις κλίσεων από επιφάνειες διακλάσεων από όλη την περιοχή. Από τις μετρήσεις αυτές φαίνεται ότι υπάρχουν δύο κύρια συστήματα διακλάσεων. Ένα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ένα δεύτερο με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, όπως διακρίνεται και στην εικόνα 3.14. Επιπλέον στην περιοχή έχουμε πλαστική παραμόρφωση που εμφανίζεται στα οφιολιθικά πετρώματα με φολίωση τύπου-S-C (Εικ.3.15-3.16). Η παραμόρφωση αυτή οφείλεται στην ΒΔ κίνηση των οφιολίθων μέσω της επώθησης των Πισσίων (Εικ.3.13).



Εικ. 3.13 Επώθηση Πίσσια (Karlanis et al. 2012)

Γεράνεια Όρη								
ΦΜΚ	77°	37°	270°	64°	311°	221°	220°	355°
Κλίση	20°	19°	55°	21°	68°	70°	60°	12°

Πίνακας 3.1. Μετρήσεις Φοράς Μέγιστης Κλίσης (ΦΜΚ) και Κλίσης διακλάσεων από τομές στο δρόμο



Εικ. 3.14 Παραμόρφωση τύπου S-C σε σερπεντινωμένους περιδοτίτες.



Εικ. 3.15 Τομή στο δρόμο όπου φαίνεται το διπλό σύστημα διακλάσεων S-C.



Εικ. 3.16 Τομή στο δρόμο όπου φαίνεται το διπλό σύστημα διακλάσεων S-C.

## 4. Πετρογραφική Εξέταση - Εργαστηριακή Έρευνα

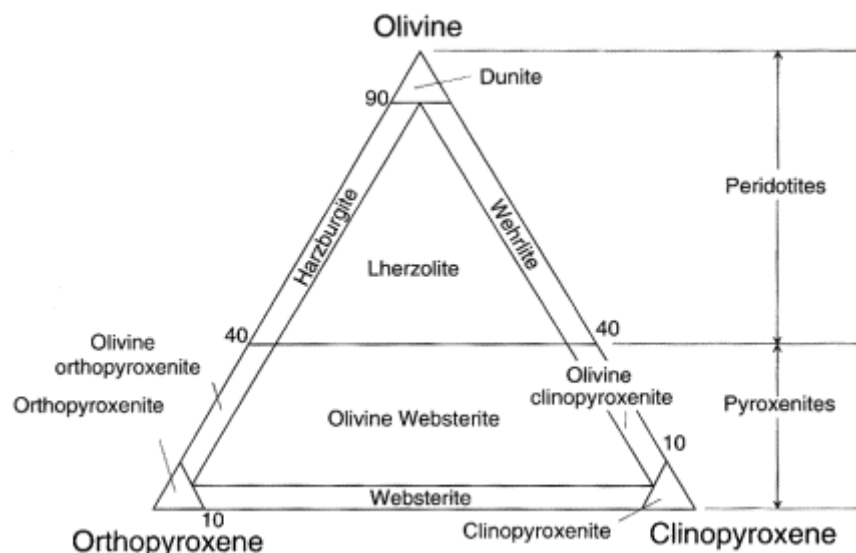
### 4.1 Υπερμαφικά πετρώματα

Υπερμαφικά ή υπερβασικά πετρώματα χαρακτηρίζονται τα πυριγενή ή μεταμορφωμένα πετρώματα τα οποία είναι πλούσια σε ορυκτά που περιέχουν μαγνήσιο και σίδηρο, ενώ έχουν πολύ μικρό ποσοστό σε  $\text{SiO}_2$  (λιγότερο από 45% κ.β.) και κάλιο. Συνήθως η συγκέντρωση των μαφικών ορυκτών είναι πάνω από 90% (σκουρόχρωμα ορυκτά), με υψηλή περιεκτικότητα (>18% κ.β.) σε οξείδια του μαγνησίου ( $\text{MgO}$ ) και του σιδήρου ( $\text{FeO}$ ).

Θεωρείται ότι ο μανδύας της Γης αποτελείται από υπερμαφικά πετρώματα. Τα περισσότερα από αυτά που έχουν ερευνηθεί έχουν βρεθεί σε ορογενετικές ζώνες σχηματισμού οροσειρών.

Τα πιο συνήθη μαφικά ορυκτά σε υπερμαφικά πετρώματα είναι οι πυρόξενοι και ο ολιβίνη (πιθανή παρουσία κερυσίλβης). Τα πετρώματα που περιέχουν πάνω από 40% ολιβίνη ονομάζονται περιδοίτες, ενώ ο περιδοίτης που περιέχει πάνω από 90% ολιβίνη ονομάζεται δουνίτης. Στους περιδοίτες επίσης συγκαταλέγονται και οι χαρτσβουργίτες, οι λερζόλιθοι και οι βερλίτες. Οι χαρτσβουργίτες έχουν το μικρότερο ποσοστό κλινοπυροξένου (έως 5%), ενώ ο κύριος όγκος του πετρώματος καταλαμβάνεται από ολιβίνη και ορθοπυρόξενο (Εικ.4.1). Ο λερζόλιθος αποτελείται από ολιβίνη, ορθοπυρόξενο και κλινοπυρόξενο.

Στην περιοχή μελέτης των Γερανείων τα υπερβασικά πετρώματα αποτελούνται κυρίως από λερζόλιθος και δουνίτη.



Εικ.4.1 Τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης υπερμαφικών πετρωμάτων IUGS με ακραία σημεία ολιβίνη-κλινοπυρόξενο-ορθοπυρόξενο.



## 4.2 Μακροσκοπικά Χαρακτηριστικά

### 4.2.1 Δουνίτης

Ο δουνίτης είναι υπερμαφικό πέτρωμα το οποίο αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ολιβίνη (>90% κ.ο.) και εμφανίζεται μακροσκοπικά με ένα έντονο ελαιοπράσινο χρώμα. Λόγω της οξείδωσης του δισθενούς σιδήρου που συμμετέχει στη δομή του ολιβίνη, συνήθως το ελαιοπράσινο χρώμα μεταβάλλεται σε θαμπό κίτρινο έως πορτοκαλί. Οι δουνίτες πολύ συχνά φέρουν χρωμίτες που ανήκουν στην ομάδα των σπινελίων και εξαλλοιώνονται πολλές φορές σε μαγνητίτη. Είναι πέτρωμα αρκετά συμπαγές και ομογενές, ενώ παρουσιάζει σχετικά μεγάλο ειδικό βάρος και αυξημένη θερμοχωρητικότητα (Εικ.4.2).

Μακροσκοπικά τα δείγματα δουνιτών των Γερανείων είναι επιφανειακά εξαλλοιωμένα καθώς παρατηρείται μια εξωτερική κίτρινη-πορτοκαλί κρούστα (πάχους 2-3cm), η οποία περικλείει το υγιές πέτρωμα. Οι σπινέλλιοι συχνά σχηματίζουν διάσπαρτους κόκκους ανάμεσα στον ολιβίνη και το ποσοστό τους δεν υπερβαίνει το 5%.



Εικ.4.2 Δουνίτης σερπεντινιωμένος με διακλάσεις τεφρού χρώματος (GR15-11)

## 4.2.2 Λερζόλιθοι

Οι λερζόλιθοι παρουσιάζουν συχνά πορφυροκλαστικό έως μυλονιτικό ιστό λόγω της έντονης τεκτονικής καταπόνηση των πετρωμάτων (Εικ.4.3). Μακροσκοπικά η υφή των δειγμάτων είναι σχετικά συμπαγής και ακανόνιστη ενώ τοπικά μπορεί να εμφανίζουν και προσανατολισμένη υφή λόγω παραμόρφωσης.



Εικ.4.3 Μυλονιτοποιημένος λερζόλιθος (GR15-9)

Σε ορισμένα δείγματα χειρός τα οποία συλλέχθηκαν παρατηρήθηκε (Εικ.4.5a) μια κρούστα εξαλλοίωσης που περιέβαλλε το πιο υγιές πέτρωμα. Επιφανειακά δεν βρέθηκαν σε όλα φαινοκρύσταλλοι πυροξένων λόγω αυξημένου βαθμού σερπεντινίωσης (Εικ.4.6a,b), ενώ υπήρχε μια συμπαγής όψη με ομοιόμορφο καστανό χρώμα και τραχεία ακανόνιστη υφή (Εικ.4.5b).



Εικ.4.5α, 4.5β Σερπεντινωμένος δουνίτης με εξωτερική κρούστα εξαλλοίωσης χρώματος καστανού λόγω οξείδωσης του Fe και εσωτερικά το σερπεντινωμένο πέτρωμα με τεφρό χρώμα. (GR15-1)



Εικ.4.6α,β Φαινοκρύσταλλοι πυροξένων σε λερζόλιθους (αριστερά GR15-7 και δεξιά GR15-5)

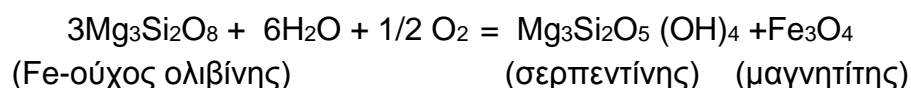
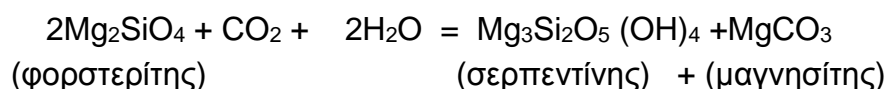
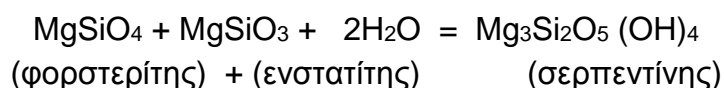
### 4.2.3 Σερπεντινίτες

Τα πετρώματα έχουν χρώμα μακροσκοπικά σκούρο γκριζοπράσινο και ορισμένες φορές διακρίνονται κρύσταλλοι πυροξένων. Οι φαινοκρύσταλλοι αυτοί δεν έχουν υποστεί ολοκληρωτικά τη σερπεντινίωση ως εξαλλοίωση και έτσι είναι ακόμα μέρος της ορυκτολογικής σύστασης του πετρώματος. Στην επιφάνειά τους οι σερπεντινίτες έχουν μεταξώδη λάμψη και σαπωνοειδή υφή η οποία οφείλεται στην παρουσία τάλκη (προϊόν σερπεντινίωσης). Είναι προϊόντα υδροθερμικής μετασμάτωσης κυρίως περιδοτιτών και σε μικρότερο ποσοστό πυροξενιτών. Έχουν προέλθει από τη διαδικασία της πλήρους εξαλλοίωσης ή/και μεταμόρφωσης υπερβασικών σχηματισμών, όπως στην περίπτωση της περιοχής μελέτης. Τα μαγματικά ορυκτά και το νερό αντιδρούν μετατρέποντας έτσι τον αρχικό περιδοτίτη σε σερπεντινίτη.

### Θεωρίες σχετικά με τη σερπεντινίωση

Υπήρξαν διάφορες απόψεις για τη διαδικασία της σερπεντινίωσης. Αρχικά ο Keop (1929) τη θεώρησε ως μετασμάτωση οφειλόμενη στα υδροθερμικά διαλύματα που απορρέουν από γρανιτικές εστίες κοντά στους περιδοτίτες.

Στη συνέχεια ο Hess (1938) θεώρησε ότι ο όγκος παραμένει σταθερός και δεν γίνεται μεταμόρφωση επαφής, δίνοντας το όνομα αυτομεταμόρφωση των περιδοτιτών, προτείνοντας τις εξής αντιδράσεις:



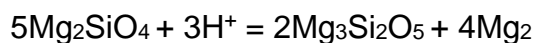
Ο Lacroix (1943) επίσης αναφέρει ότι η σερπεντινίωση είναι μια ατμοσφαιρική εξαλλοίωση.

Ο Shand (1943) θεωρεί ένα σερπεντινικό μάγμα που προέρχεται από υδρόλυση του περιδοτιτικού μάγματος σε μεγάλο βάθος.

Οι Bowen & Tuttle (1949) ασχολήθηκαν με πειράματα πάνω σε συνθετικά τήγματα, αποδεικνύοντας ότι δεν μπορεί να σχηματισθεί πρωτογενώς σερπεντινίτης από υπερβασικά υδρομάγματα σε υψηλές πιέσεις, συνεπώς η σερπεντινίωση οφείλεται σε εξωγενείς παράγοντες.

Ο Ritman (1954) υποστηρίζει ότι η υδρόλυση του υπερβασικού μάγματος οφείλεται σε δύο αιτίες. Η πρώτη αποδίδεται στο μαγματικό νερό, οπότε έχουμε αυτοϋδρόλυση και το νερό εκλύεται μέσα στο μάγμα. Η δεύτερη αποδίδεται στο θαλάσσιο νερό το οποίο εισχωρεί στο μάγμα.

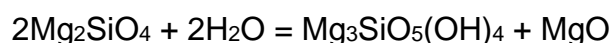
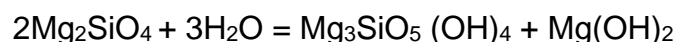
Ο Coteló-Neiva (1958) θεωρεί τη σερπεντινίωση υδρόλυση του ολιβίνη και του πυροξένου, με παραλαβή  $H^+$  σε στερεά κατάσταση.



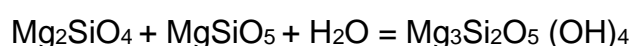
Ο Μαράτος (1958) αναφέρεται στην υδρόλυση των πυροξένων και του ολιβίνη που οφείλεται στο νερό των ιζημάτων του γεωσυγκλίνου.

Ο Vuagnat (1964) δέχεται ότι η σερπεντινίωση είναι αποτέλεσμα της δράσης των τεκτονικών δυνάμεων όταν οι υπερβασικές μάζες κινούνται ανοδικά στα στρώματα του φλοιού της Γης.

Ο Coleman (1977) χαρακτηρίζει τη σερπεντινίωση ως ένυδρη αντίδραση μεταξύ πρωτογενών μαγματικών ορυκτών και νερού. Πιο συγκεκριμένα όταν ο μαγνησιούχος ολιβίνης έρθει σε επαφή με ένυδρα ρευστά σε πιέσεις που επικρατούν σε βάθος μερικών χιλιομέτρων, γίνεται ασταθής σε θερμοκρασίες μικρότερες των  $400^\circ C$ . Ως παράγωγο της ενυδάτωσης, προκύπτει σερπεντίνης (αντιγορίτης) και βρουσίτης.



Οι αντιδράσεις αυτές δείχνουν ότι δεν μπορεί να μετατραπεί ο ολιβίνης σε σερπεντίνη χωρίς την προσθήκη  $SiO_2$  ή την αφαίρεση μαγνησίου. Όταν ο λόγος ολιβίνης προς ορθοπυροξένο είναι προσεγγιστικά 1:1, τότε ο σερπεντίνης μπορεί να σχηματιστεί με απλή ενυδάτωση του χαρτσβουργίτη.



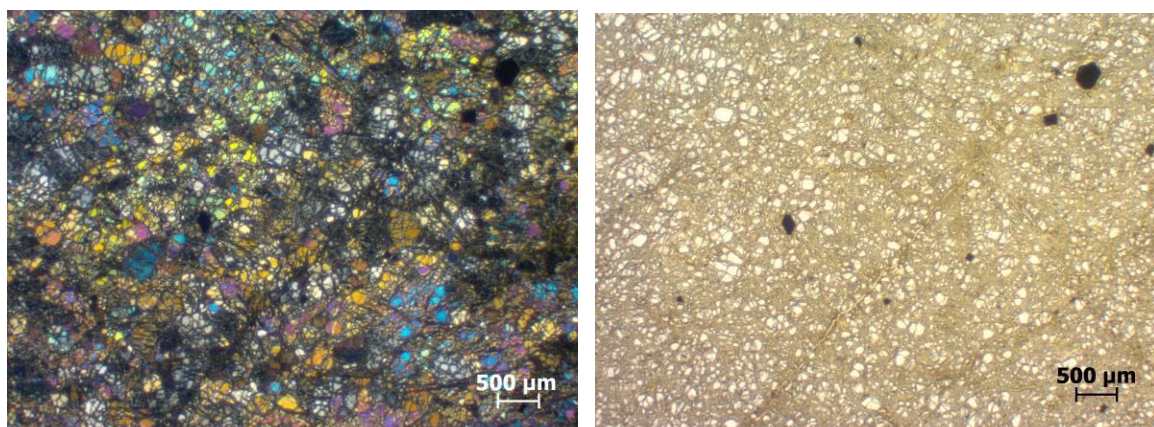
Κατά τη διαδικασία της σερπεντινίωσης απελευθερώνονται σημαντικά ποσά ανθρακικού ασβεστίου ( $CaCO_3$ ). Τα ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνης είναι ο χρυσοτίλης, ο λιζαρδίτης και ο αντιγορίτης. Ο χρυσοτίλης και ο λιζαρδίτης είναι

σταθερά σε θερμοκρασία γύρω στους 350°C , ενώ ο αντιγορίτης σε θερμοκρασία 500°C. Έτσι από τη ταυτοποίηση των ορυκτών του σερπεντίνη που βρίσκονται σε κάποιο πέτρωμα, μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για τις συνθήκες σχηματισμού αυτού του πετρώματος. Τα πρωτογενή ορυκτά από τα οποία προέρχεται ο σερπεντίνης είναι ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι. Το καθένα από αυτά μετασσωματώνεται όμως με διαφορετικό τρόπο. Η σερπεντινίωση του ολιβίνης, όπως παρατηρήθηκε μικροσκοπικά, ξεκινάει από τις ρωγμές του. Όσο εξελίσσεται η σερπεντινίωση προκύπτει ο χαρακτηριστικός κυψελώδης ιστός των σερπεντινιτών. Στους πυρόξενους, η σερπεντινίωση αρχίζει από τη περιφέρεια των κρυστάλλων και σχηματίζει ινώδεις κρυστάλλους βασίτη. Όσο προχωρά η διαδικασία, αντικαθίσταται εξολοκλήρου ο πυρόξενος, ο οποίος ακόμα εξακολουθεί να διατηρεί το αρχικό κρυσταλλικό του σχήμα. Έτσι προκύπτει η ψευδομόρφωση του σερπεντίνης σε πυρόξενο.

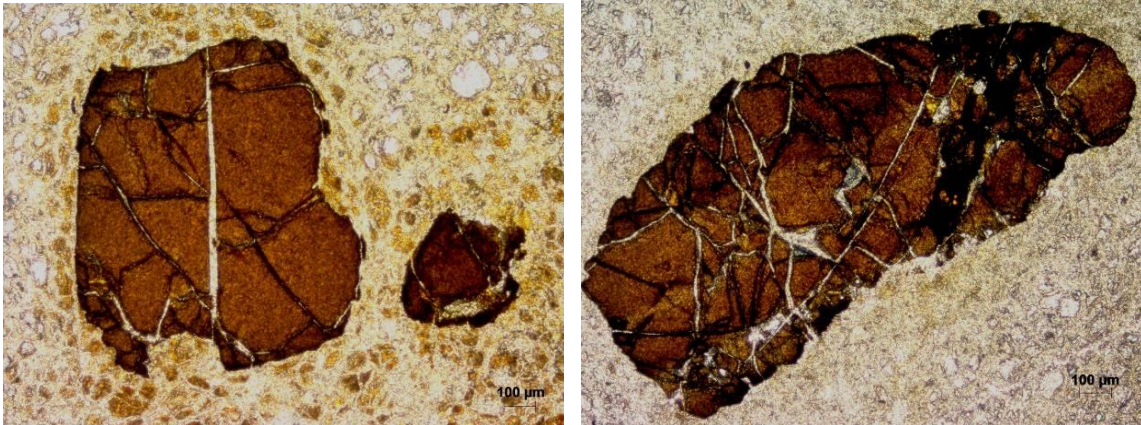
## 4.3 Μικροσκοπικά Χαρακτηριστικά

### 4.3.1 Δουνίτης

Η ορυκτολογική σύσταση των δουνιτών αποτελείται από 90-95% ολιβίνη, <5% χρωμίτη, ορθοπυρόξενους. Οι ιστοί που απαντώνται κατά τη μικροσκοπική μελέτη είναι ο ολοκρυσταλλικός κοκκώδης έως πορφυροκλαστικός ενώ σε δείγματα με μικρό βαθμό σερπεντινίωσης εμφανίζεται και κυψελώδης ιστός. Ο ολιβίνης είναι αλλοτριόμορφος και εμφανίζει έντονο θραυσμό και υψηλά χρώματα πόλωσης.

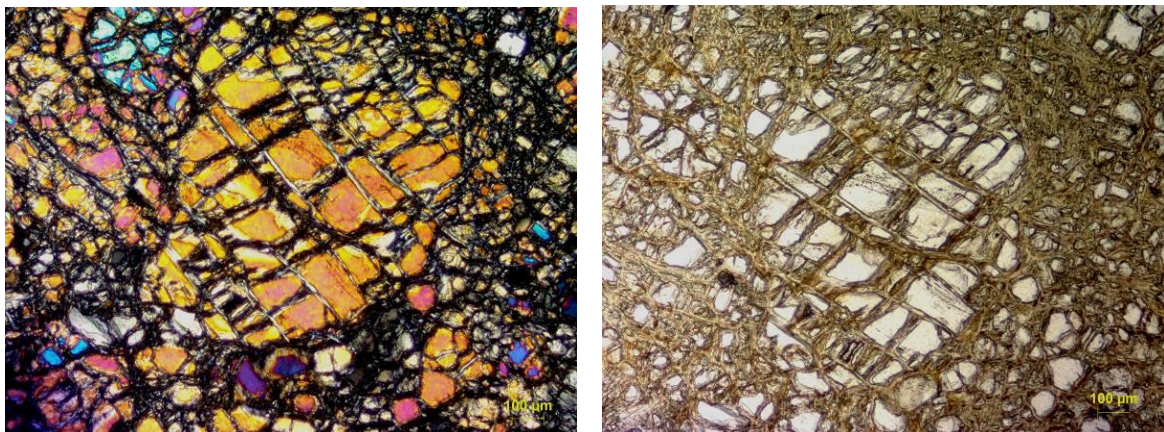


Εικ.4.7 Ολιβίνης με σερπεντινίωση και ιδιόμορφους κρυστάλλους μαγνητίτη αριστερά κάθετα Nicols (XPL), δεξιά παράλληλα Nicols (PPL) (GR15-11)



Εικ.4.8 Σερπεντινωμένος ολιβίνης με κρυστάλλους χρωμίτη (PPL) (GR15-8)

Ο σερπεντίνης σχηματίζει φλεβίδια γύρω από τους κρυστάλλους ολιβίνη και ορθοπυρόξενου, χρώματος μπεζ-καφέ στα παράλληλα πολαιοειδή (PPL)(Εικ.4.7 και 4.9). Ορθοπυρόξενοι εμφανίζονται σε πολύ μικρό ποσοστό με αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Οι σπινέλλιοι είναι αλλοτριόμορφοι και έχουν ανοιχτό καστανό χρώμα όταν παρατηρούνται μόνο με πολωτή, το οποίο οφείλεται στην πλούσια σε Al σύστασή τους. Σε δείγματα δουνίτη με αυξημένο βαθμό σερπεντινίωσης οι σπινέλλιοι αντικαθίσταται περιφερειακά από μαγνητίτη (Εικ.4.8). Επιπλέον παρατηρούνται διάσπαρτοι κόκκοι από αδιαφανή ορυκτά.

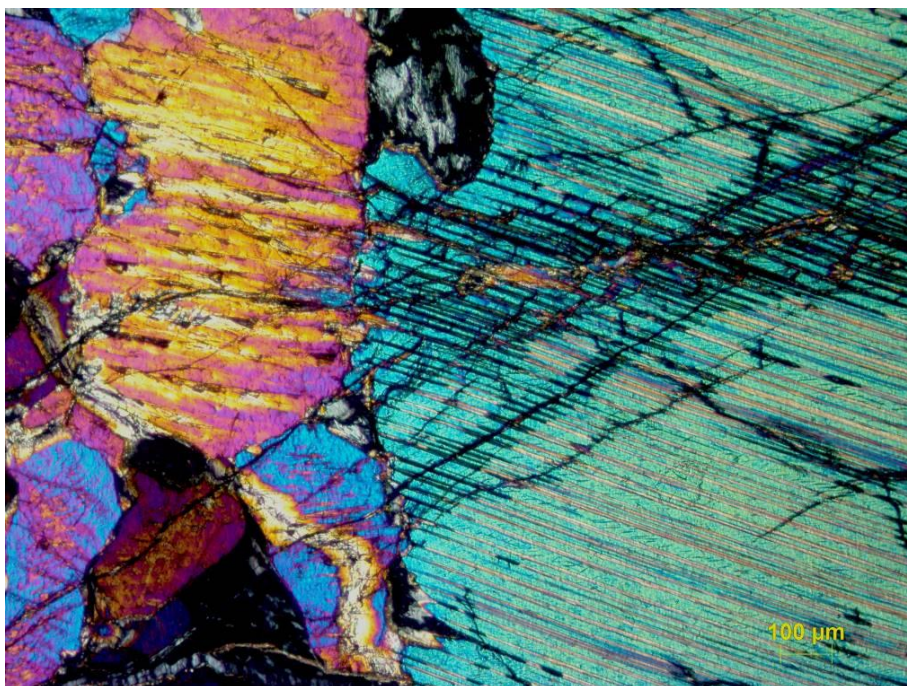


Εικ.4.9 Δουνίτης με φλέβες σερπεντίνης ανάμεσα στον ολιβίνη (σερπεντινίωση), αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-11)

### 4.3.2 Λερζόλιθοι

Η κύρια ορυκτολογική σύσταση των λερζολίθων αποτελείται από ολιβίνη (φορστερίτη) 50-70%, ορθοπυρόξενο (ενστατίτη) 10-15%, κλινοπυρόξενο (διοψίδιο) 15-25%, σπινέλλιο ~5% και αδιαφανή ορυκτά 5%.

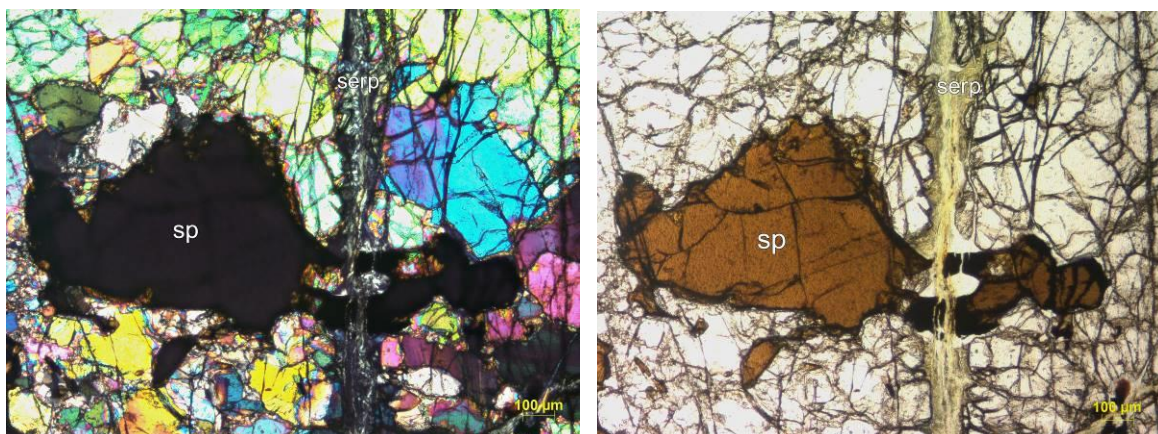
Ο ιστός τους είναι πορφυροκλαστικός έως κοκκώδης, ενώ ο βαθμός σερπεντινίωσης ποικίλει από χαμηλό έως μέσο. Ο πορφυροκλαστικός ιστός χαρακτηρίζεται από αλλοτριόμορφους πορφυροκλάστες ορθοπυροξένων που εμφανίζουν εγκολλημένα περιθώρια γύρω από τα οποία εμφανίζονται μικρότεροι αλλοτριόμορφοι κόκκοι ολιβίνη, ορθοπυροξένων και κλινοπυροξένων (νεοβλάστες). Συχνά οι ορθοπυρόξενοι φιλοξενούν εγκλείσματα ολιβίνη ή/και κλινοπυρόξενου. Λόγω της έντονης τεκτονικής παραμόρφωσης είναι συχνή η παρουσία κυματοειδούς κατάσβεσης κυρίως σε κόκκους ολιβίνη, η επιμήκυνση κρυστάλλων και οι κεκαμένοι κρύσταλλοι ορθοπυροξένων. Επιπλέον οι πυροξενικοί πορφυροκλάστες εμφανίζουν λαμέλλες απόμειξης κλινοπυροξένων (Εικ.4.10,4.21) και συχνά οι λαμέλλες αυτές παρουσιάζουν γωνιάσεις (Εικ. 4.14,4.15,4.16).



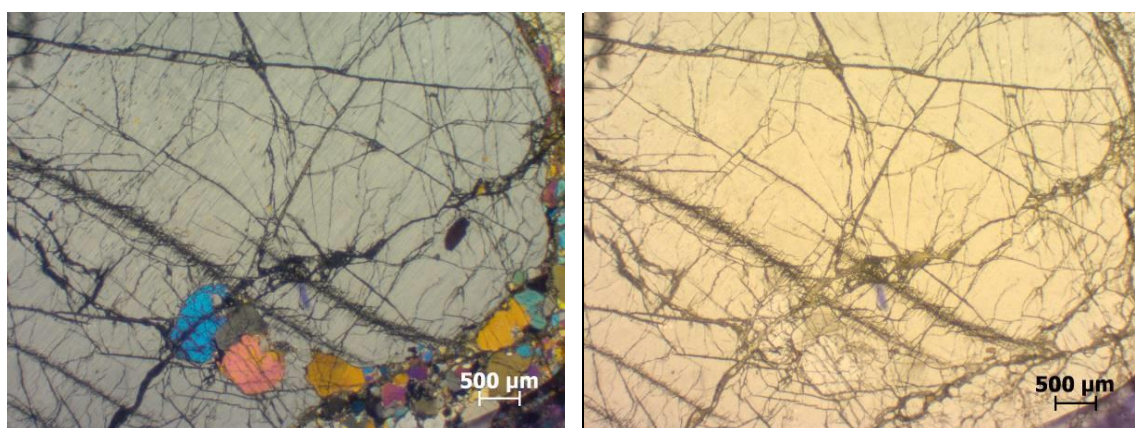
Εικ.4.10 Επαφή κρυστάλλων κλινοπυροξένου με λαμέλλες απόμειξης και φλέβα σερπεντίνη (XPL), (GR15-6)

Στα εξεταζόμενα δείγματα συμμετέχει και ο σπινέλλιος (~2-5%), με αλλοτριόμορφους και συχνά διάσπαρτους κρυστάλλους που έχουν μερικώς εξαλλοιωθεί σε μαγνητίτη. Το χρώμα τους είναι ανοικτό κάστανο λόγω της πλούσιας σε Al σύστασης (Εικ. 4.11,4.20b).

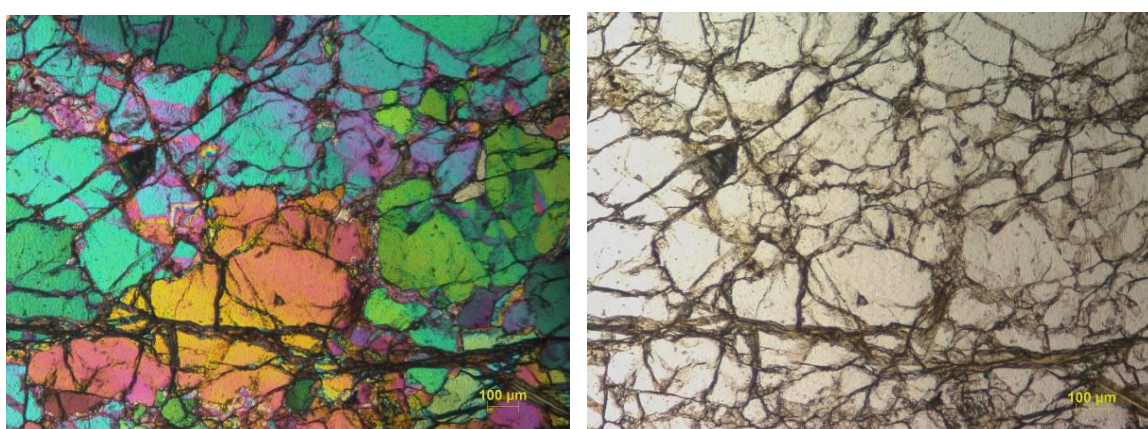




Εικ.4.11 Λερζόλιθος με φλέβα σερπεντίνη (serp) διαπερνά σπινέλλιο (sp), αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-10)

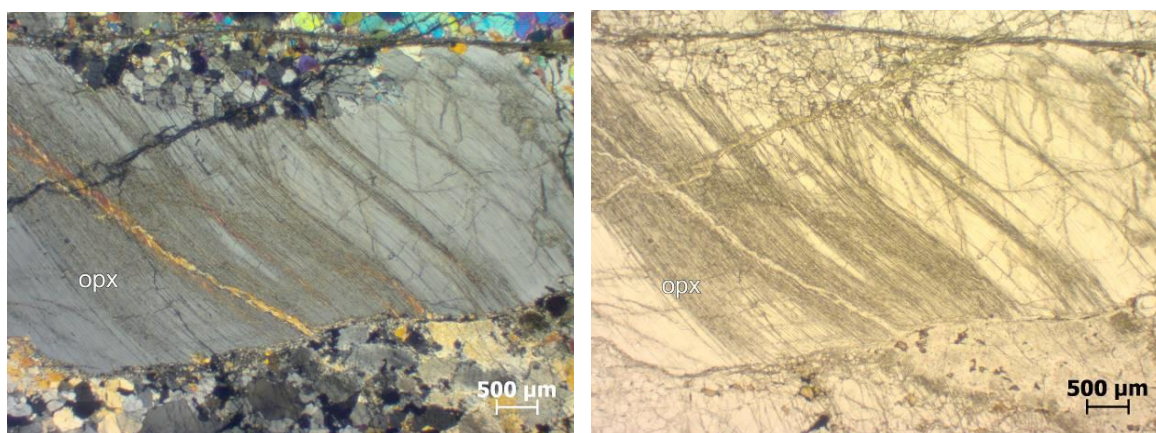


Εικ.4.12 Λερζόλιθος, κρύσταλλος ορθοπυρόξενου με εγκλείσματα ολιβίνη, αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-2)

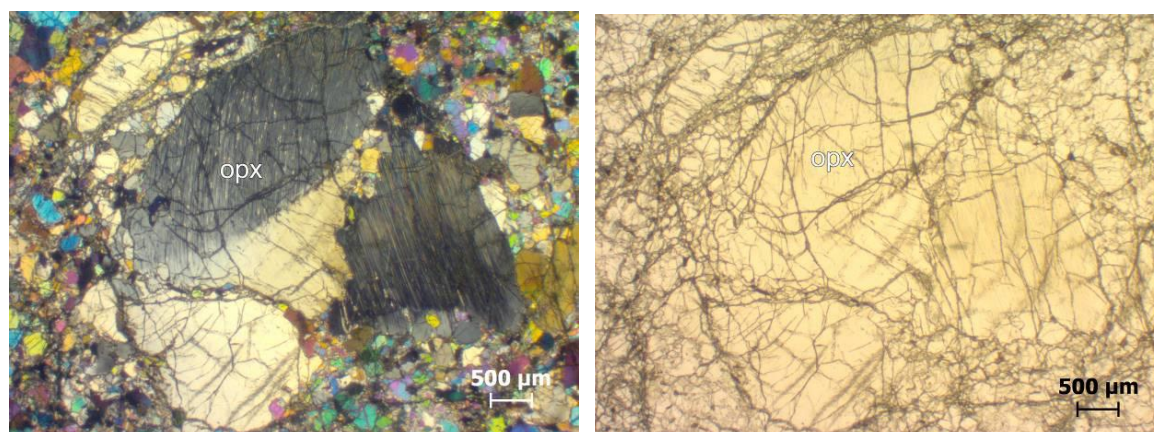


Εικ.4.13 Λερζόλιθος με κρυστάλλους ολιβίνη, αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-10)

Στα δείγματα λερζολίθων με μικρό έως μέσο βαθμό σερπεντινίωσης ο σερπεντίνης αντικαθιστά δευτερογενώς τον ολιβίνη και τους πυρόξενους. Συνήθως σχηματίζει ένα δίκτυο φλεβιδίων που αναπτύσσεται διαμέσου του θραυσμού των ορυκτών αλλά και περιφερειακά αυτών. (Εικ. 4.11, 4.16, 4.17, 4.18). Το χρώμα του σερπεντίνης είναι καστανό στα παράλληλα Nicols και καστανότεφρο στα κάθετα Nicols. Η καστανή απόχρωση οφείλεται στην κυκλοφορία οξειδίων σιδήρου μαζί με τον σερπεντίνη. (Εικ. 4.12, 4.18) Σε ορισμένα δείγματα λερζολίθων, λόγω της υδροθερμικής εξαλλοίωσης που συνοδεύει τη σερπεντινίωση, εντοπίστηκε δευτερογενής ινώδης αμφίβολος (ακτινόλιθος, τρεμολίτης) ο οποίος αντικαθιστά τον κλινοπυρόξενο (Εικ. 4.19).



Εικ.4.14 Κεκαμένος κρύσταλλος ορθοπυρόξενου (orp) με λαμέλλες κάμψης και λεπτοκρυσταλλικούς νεοβλάστες στα περιθώρια, αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-2)

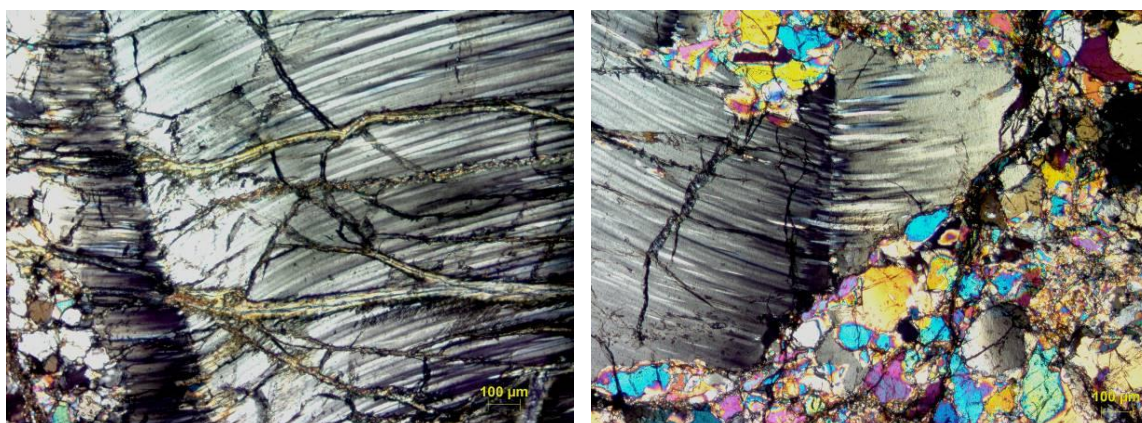


Εικ. 4.15 Κεκαμένος κρύσταλλος ορθοπυρόξενου (orp) με λαμέλλες κάμψης και εμφάνιση του μυλονιτωμένου ιστού, αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-10)

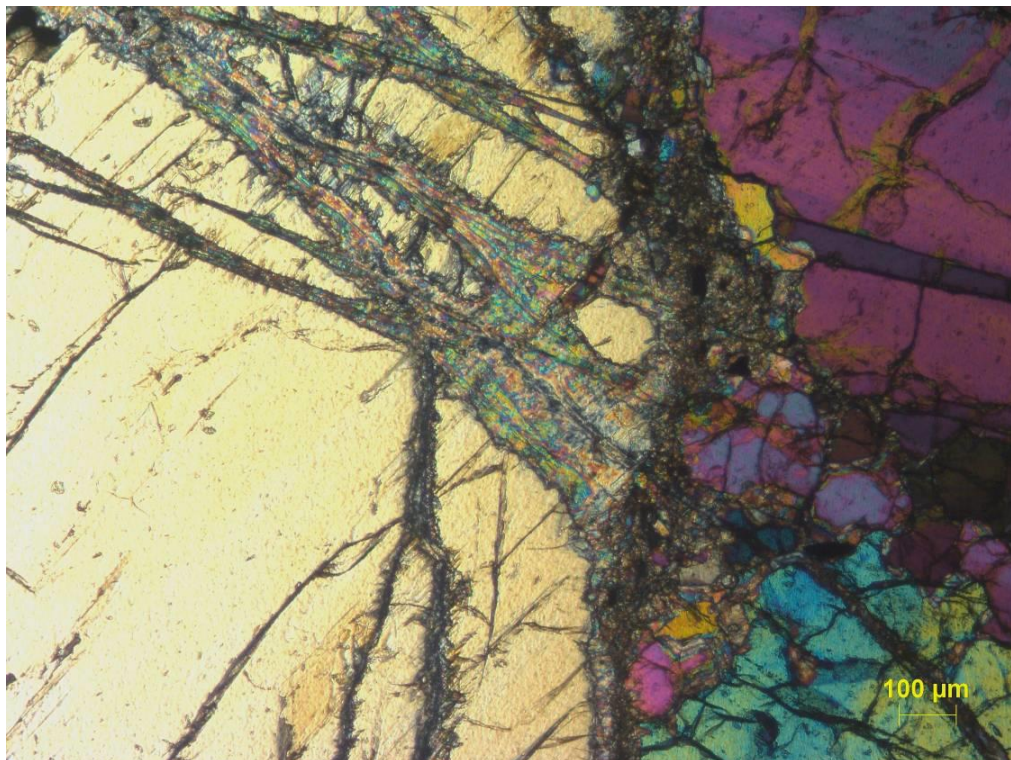
Πίνακας 4.1. Πετρογραφικά χαρακτηριστικά Λερζολίθων

Δείγματα	GR15-2	GR15-3	GR15-4	GR15-5
Ολιβίνης (ol) % κ.ο.	75	60	65	70
Ορθοπυρόξενος (ορχ) % κ.ο.	17	15	17	15
Κλινοπυρόξενος (cpx) % κ.ο.	8	10	10	8
Σπινέλλιος (sp) % κ.ο.	-	5	3	5
Σερπεντινίτης (serp) % κ.ο.	-	10	5	2

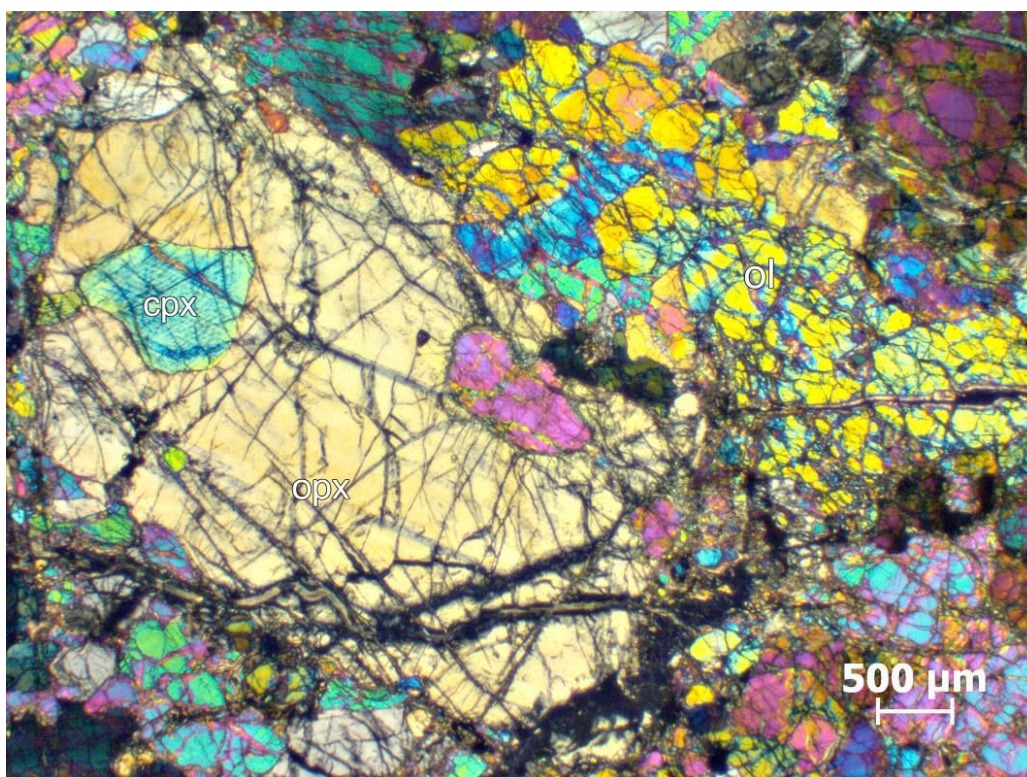
Δείγματα	GR15-6	GR15-7	GR15-9	GR15-10
Ολιβίνης (ol) % κ.ο.	70	70	60	75
Ορθοπυρόξενος (ορχ) % κ.ο.	20	16	25	13
Κλινοπυρόξενος (cpx) % κ.ο.	9	6	10	7
Σπινέλλιος (sp) % κ.ο.	1	4	5	5
Σερπεντινίτης (serp) % κ.ο.	-	4	-	-



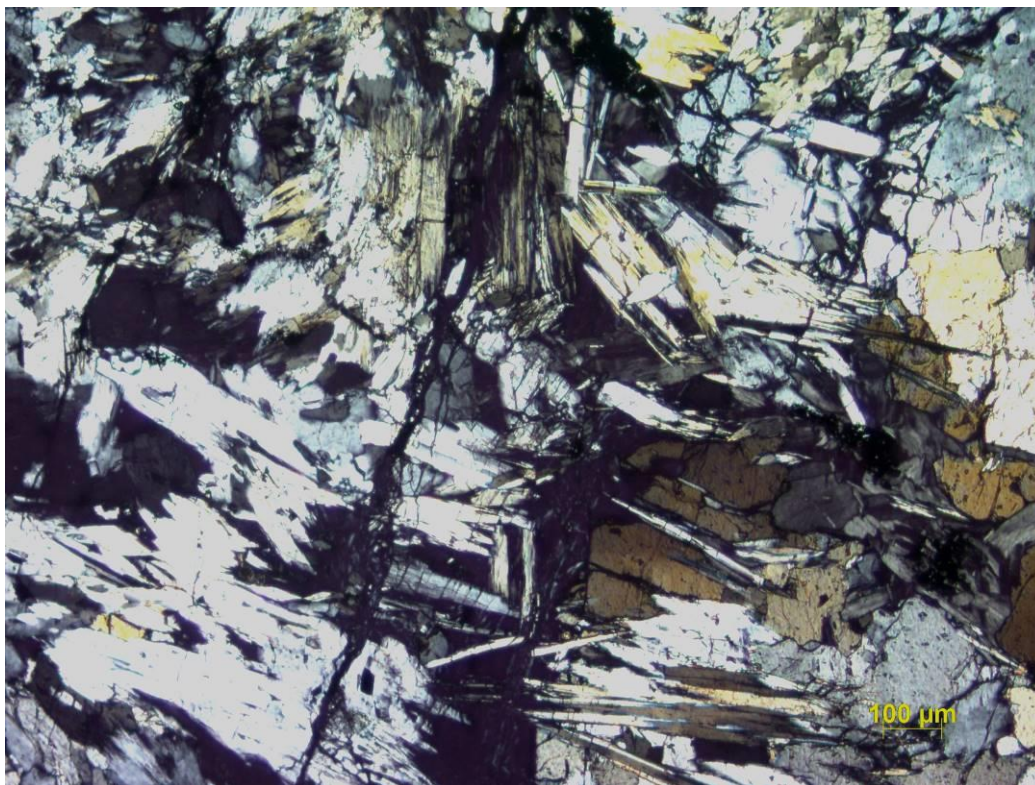
Εικ.4.16 Κρύσταλλος ορχ με λαμέλλες κάμψης και απόμειξης cpx (XPL) (GR15-9)



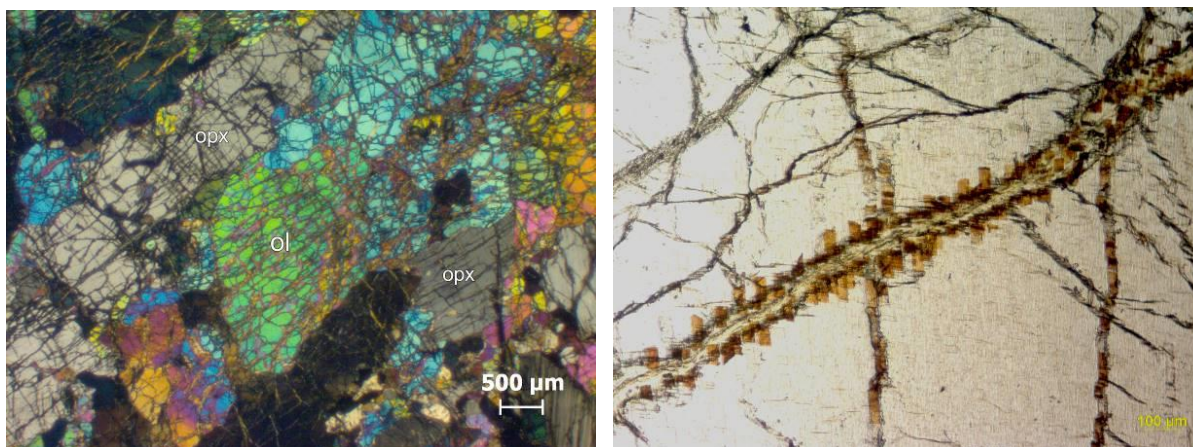
Εικ.4.17 Λερζόλιθος με φλέβες σερπεντίνη μέσα σε πυρόξενο (GR15-3)



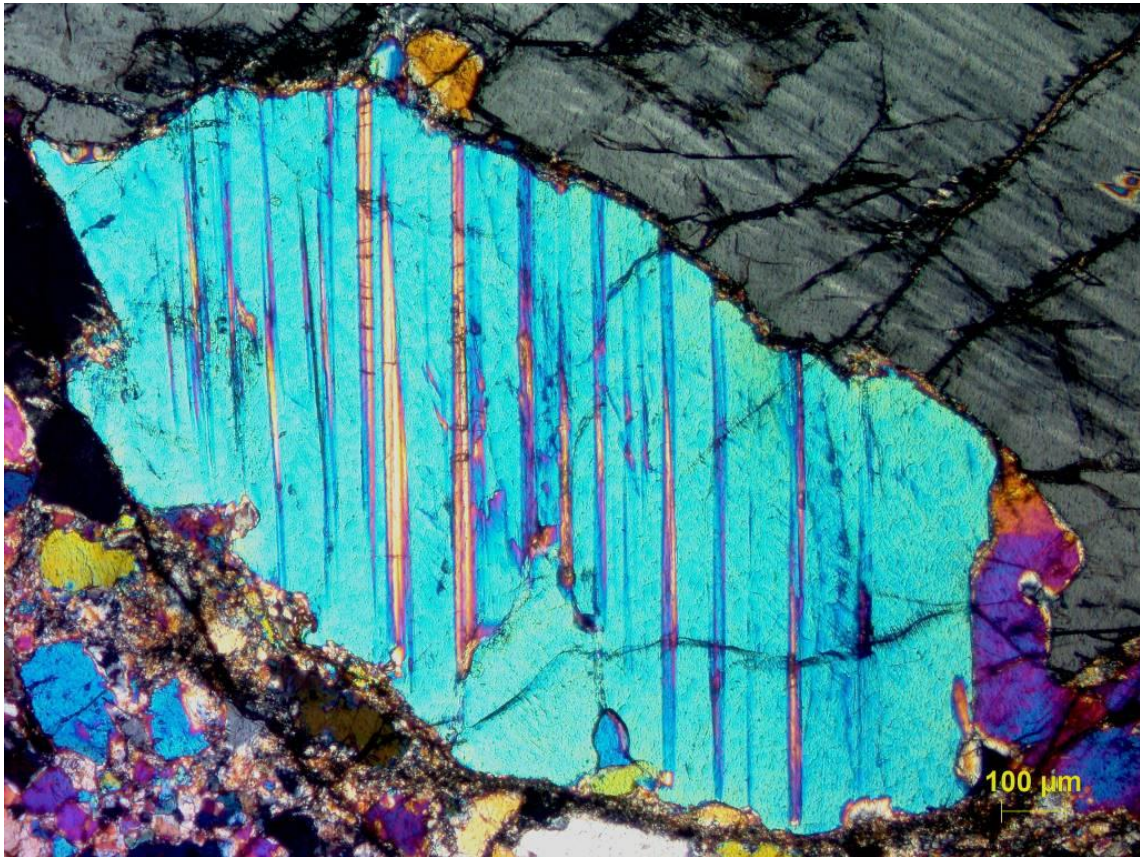
Εικ.4.18 Κρύσταλλος ορθοπυρόξενου (ορχ) με έγκλεισμα κλινοπυρόξενου (cpx) (XPL). Με μαύρο χρώμα φαίνεται ο σερπεντίνης που διαπερνά τα ορυκτά (GR15-5)



Εικ.4.19 Δευτερογενής αμφίβολος λευκού χρώματος, με ινώδη μορφή (XPL) (GR15-3)



Εικ.4.20a Κρύσταλλοι ορθοπυρόξενου (orp) και ολιβίνη (ol) (XPL) (GR15-4) /  
Εικ.4.20b Φλέβα σερπεντίνη με κυβικούς κρυστάλλους σπινελίου (XPL) (GR15-9)



Εικ.4.21 Κρύσταλλος κλινοπυροξενου με λαμέλλες απόμειξης σε θέση μη κατάσβεσης σε επαφή με ορθοπυρόξενο (ορχ) και νεοβλάστες ολιβίνη (ολ) (XPL) (GR15-2)

### 4.3.3 Σερπεντινίτες

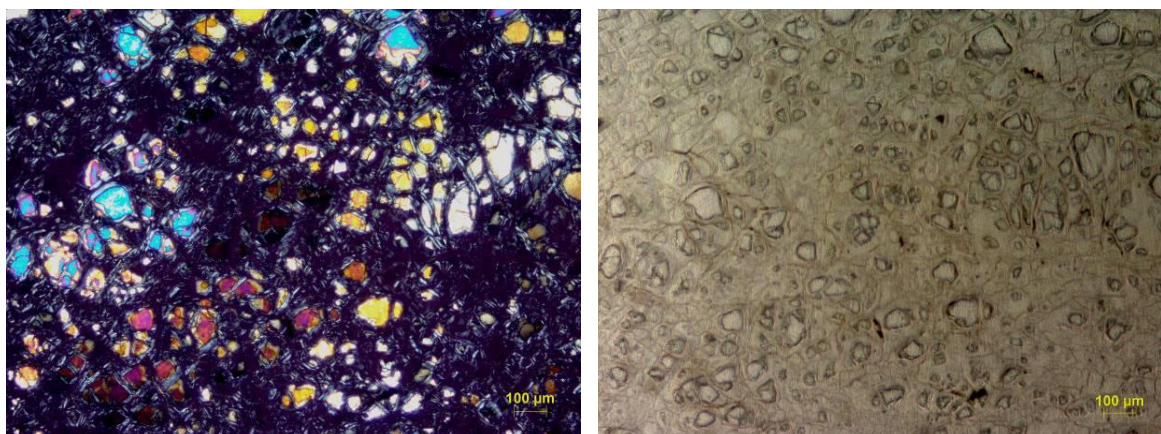
Αποτελούνται σχεδόν ολοκληρωτικά από τα ορυκτά του σερπεντίνη, τα οποία είναι πολύ δύσκολο να διακριθούν μικροσκοπικά, και σε μικρότερα ποσοστά συμμετέχει τάλκης, μαγνητίτης, σπινέλλιος και βρουσίτης.

Οι σερπεντινίτες έχουν κυρίως κυψελώδη ιστό (mesh texture), ενώ σε ορισμένα δείγματα εμφανίζεται τοπικά ιστός κλεψύδρας (hourglass texture). Ο κυψελώδης ιστός μοιάζει με πλέγμα. Τα περιθώρια κάθε κυψέλης τού πλέγματος αποτελούνται από κάθετα ή παράλληλα διατεταγμένες ίνες σερπεντίνη και τάλκη, ενώ το κέντρο της αποτελείται είτε από σερπεντίνη είτε από υπολειμματικούς κόκκους ολιβίνη όταν το πέτρωμα δεν είναι τελείως σερπεντινωμένο. Μια τέτοια περίπτωση αποτελεί το δείγμα GR15-1.

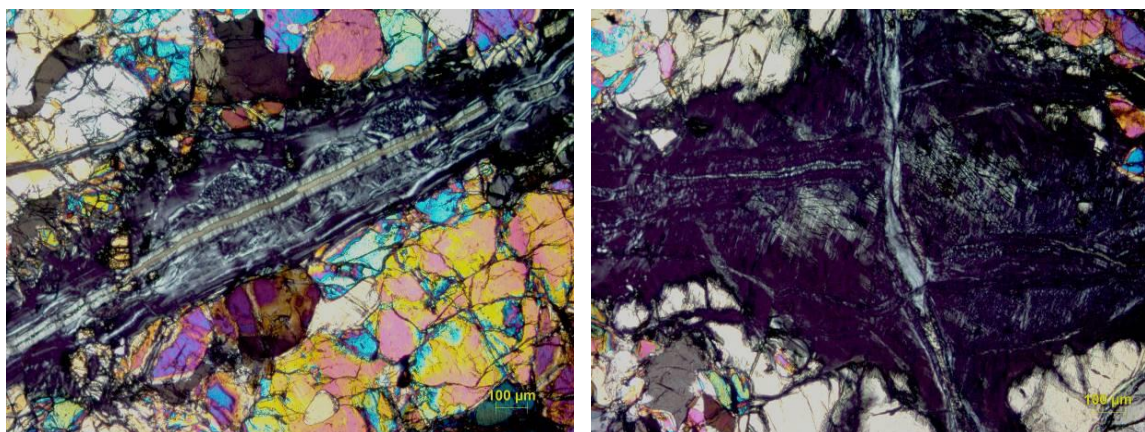
Σε αρκετά δείγματα σερπεντινιτών εμφανίζεται το φαινόμενο της ψευδομόρφωσης σε υπολειμματικούς κρυστάλλους πυροξένων. Πρόκειται για κόκκους πυροξένων οι οποίοι ενώ έχουν διατηρήσει το αρχικό τους σχήμα, έχουν αντικατασταθεί

ομοιόμορφα από ίνες σερπεντίνη, παράλληλα προσανατολισμένες στις επιφάνειες σχισμού του (110).

Ο μαγνητίτης, με τη μορφή μικρών αλλοτριόμορφων κόκκων (<1mm), συγκεντρώνεται συνήθως μαζί με τάλκη στα περιθώρια του κυψελώδους ιστού και στους ψευδόμορφους κόκκους των υπολειμματικών πυροξένων.



Εικ.4.22 Κυψελώδης ιστός με έντονη σερπεντινίωση και υπολειμματικούς κρυστάλλους ολιβίνη, αριστερά (XPL), δεξιά (PPL) (GR15-1)



Εικ.4.23 Σύστημα φλεβών σερπεντίνη μέσα σε λερζόλιθο (XPL) (GR15-7)

Πίνακας 4.2. Πίνακας λεπτών τομών και χαρακτηριστικών τους στο μικροσκόπιο

Αριθμός δείγματος	Ιστός	Κύρια ορυκτολογική σύσταση	Δευτερογενή ορυκτά	Παρατηρήσεις
GR15/1	Κυψελώδης	ol.	serp., mag.	παρουσία δευτερογενών οξειδίων Fe λόγω εξαλλοίωσης
GR15/2	Πορφυροκλαστικός	ol., ορχ., cpx.	sp.	εγκλείσματα ol. μέσα σε ορχ., ορχ. & cpx. με λαμέλλες
GR15/3	Κυψελώδης	ol., ορχ., cpx.	serp., sp., mag.	ορχ. με γωνιάσεις
GR15/4	Πορφυροκλαστικός	ol., ορχ., cpx.	serp., sp., mag.	ορχ. με γωνιάσεις
GR15/5	Πορφυροκλαστικός	ol., ορχ., cpx.	serp., sp., mag., οξείδια	ορχ. με λαμέλλες και γωνιάσεις, πορφ/στες sp.
GR15/6	Πορφυροκλαστικός	ol., ορχ., cpx.	sp., mag.	ορχ. & cpx. με λαμέλλες
GR15/7	Κυψελώδης	ol., ορχ., cpx.	serp., sp., mag.	μερικώς μυλονιτοποιημένο
GR15/8	Κοκκώδης, κυψελώδης	ol.,	serp., sp., mag. οξείδια	
GR15/9	Μυλονιτικός	ol., ορχ., cpx.	serp., sp., mag., talc.	μυλονιτοποιημένο
GR15/10	Κυψελώδης	ol., ορχ., cpx.	sp., mag., talc.	μυλονιτοποιημένο
GR15/11	Κυψελώδης	ol., ορχ.	serp., sp., mag	
GE 40	Πορφυροκλαστικός	ol., ορχ.	serp., sp., mag., talc.	παρουσία δευτερογενών οξειδίων Fe λόγω εξαλλοίωσης



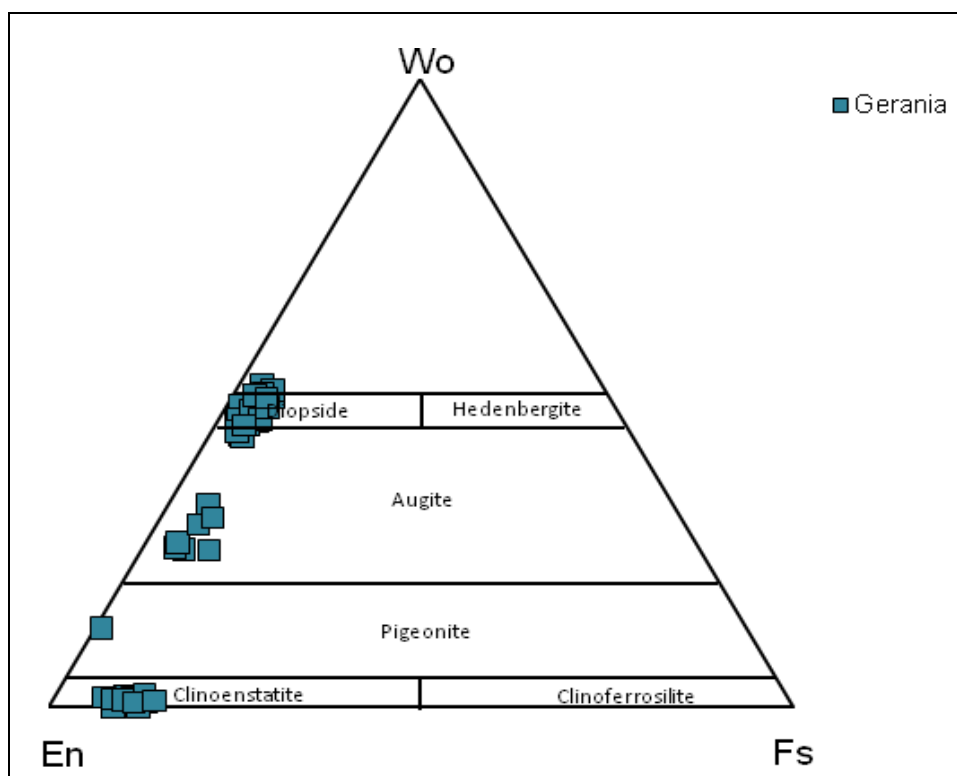
## 5. Ορυκτοχημεία

### 5.1 Πυρόξενοι

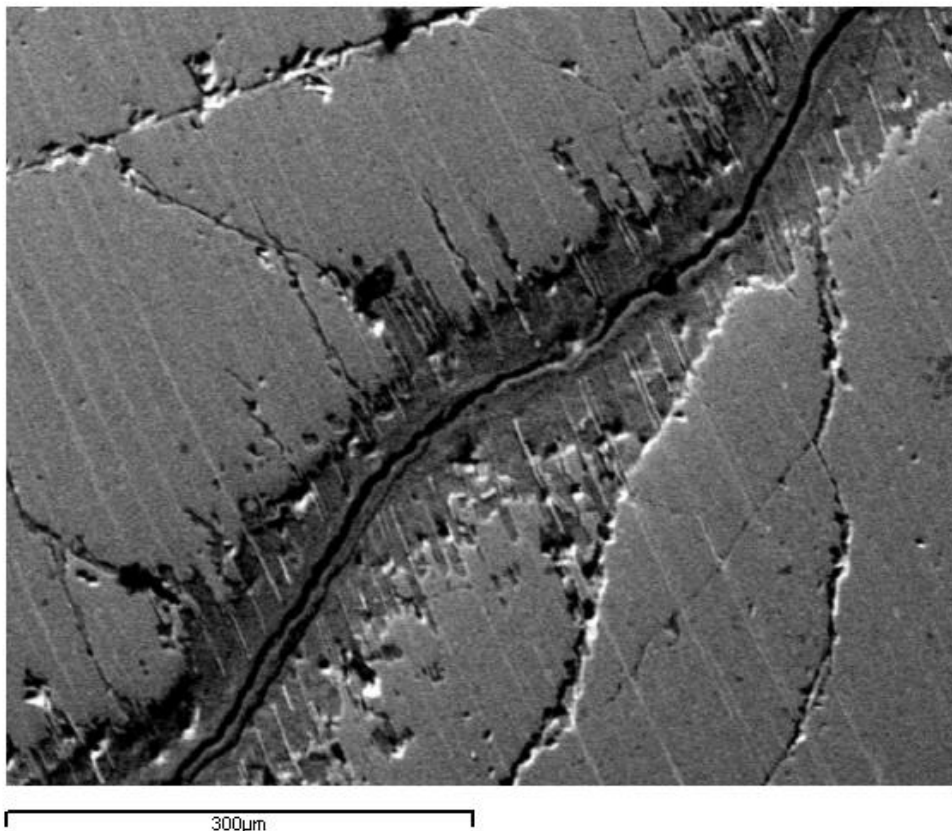
Από την ομάδα των πυροξένων, με τη χρήση του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, αναλύθηκαν σημεία αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων από λερζολίθους και δουνίτη (Πιν 5.1).

Ο στοιχειομετρικός υπολογισμός των πυροξένων πραγματοποιήθηκε με βάση 6 άτομα οξυγόνου, σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο  $XYZ_2O_6$ . Στο χημικό αυτό τύπο, την οκταεδρική θέση X καταλαμβάνουν τα στοιχεία Ca, Na, Mn,  $Fe^{2+}$  και Mg, την Y τα στοιχεία Mn,  $Fe^{2+}$ , Mg,  $Fe^{3+}$ , Cr, Al και Ti και την τετραεδρική θέση Z, τα στοιχεία Si και Al.

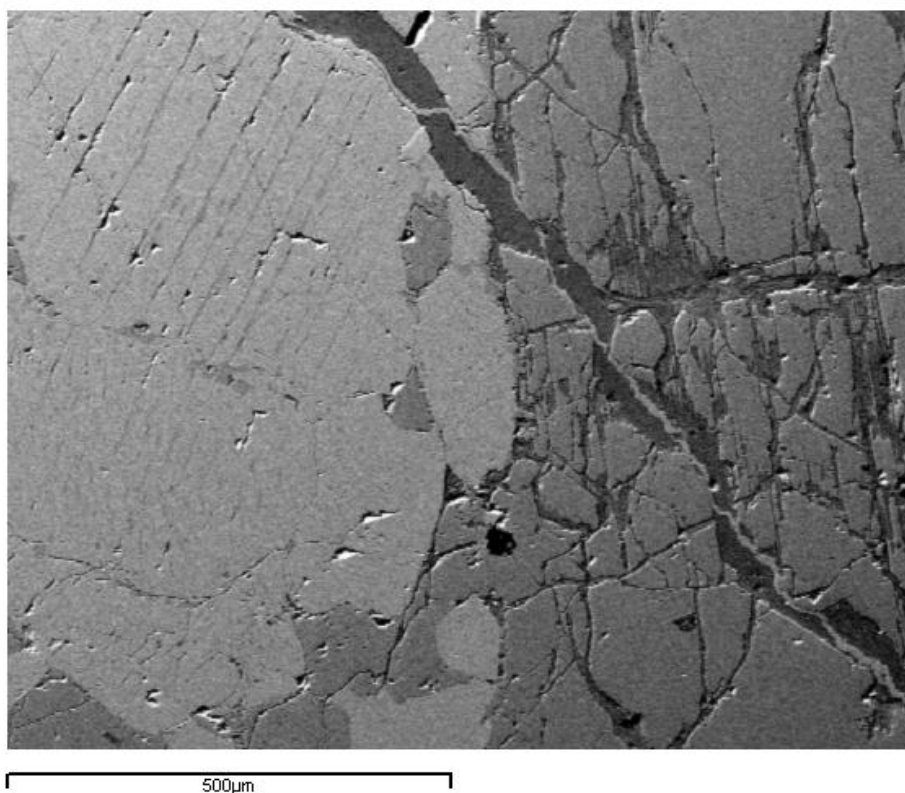
Από την προβολή των αναλύσεων των πυροξένων στο τριγωνικό διάγραμμα ταξινόμησης Βολλαστονίτης - Ενστατίτης - Σιδηροσιλίτης (Morimoto et al. 1988) (Εικ.5.1), φαίνεται ότι οι κρύσταλλοι των κλινοπυροξένων έχουν σύσταση κυρίως διοψίδιου, ενώ οι ορθοπυρόξενοι έχουν σύσταση ενστατίτη. Οι αναλύσεις που προβάλλονται στο πεδίο του διοψίδιου και αυγίτη, αντιστοιχούν τόσο στις απομειγνυόμενες λαμέλλες κλινοπυρόξενου που εντοπίζονται εντός των ορθοπυροξένων, όσο και σε νεοβλάστες που αναπτύσσονται στα περιθώρια πορφυροκλαστών.



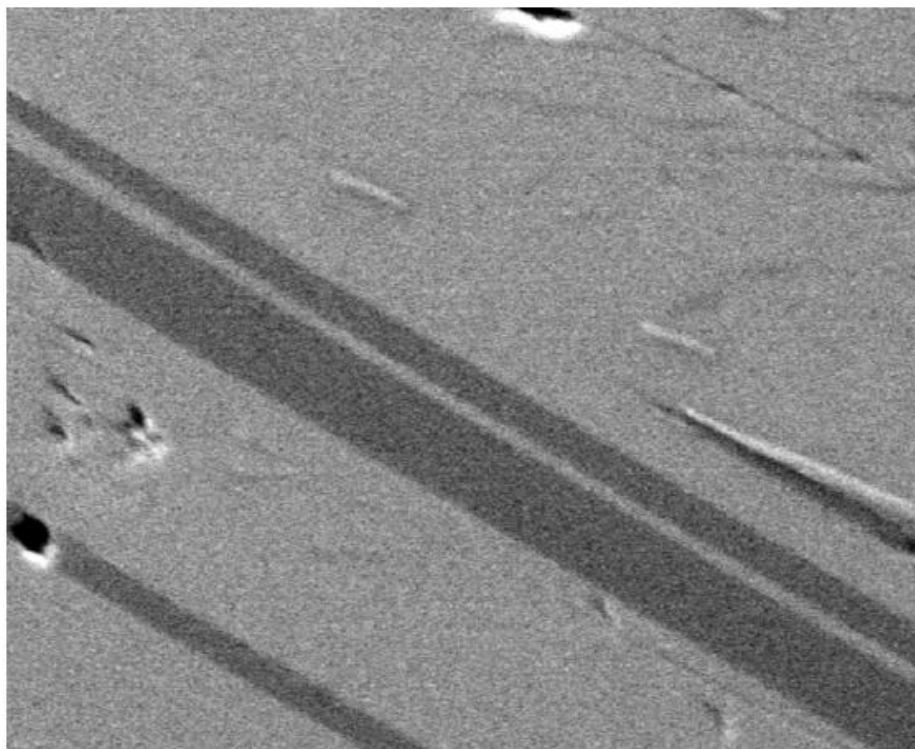
Εικ.5.1 Ταξινόμηση πυροξένων (Morimoto et al. 1988)



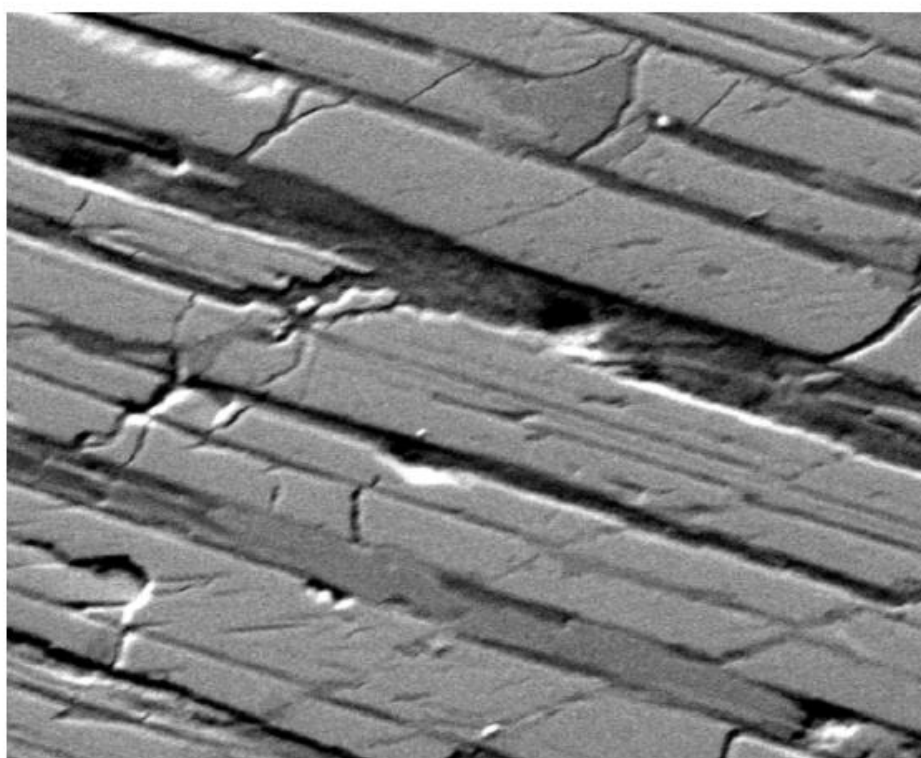
Εικ.5.2 Φλέβα σερπεντίνη που διαπερνά ορθοπυροξένο με λαμέλλες κλινοπυροξένου (GR15-9)



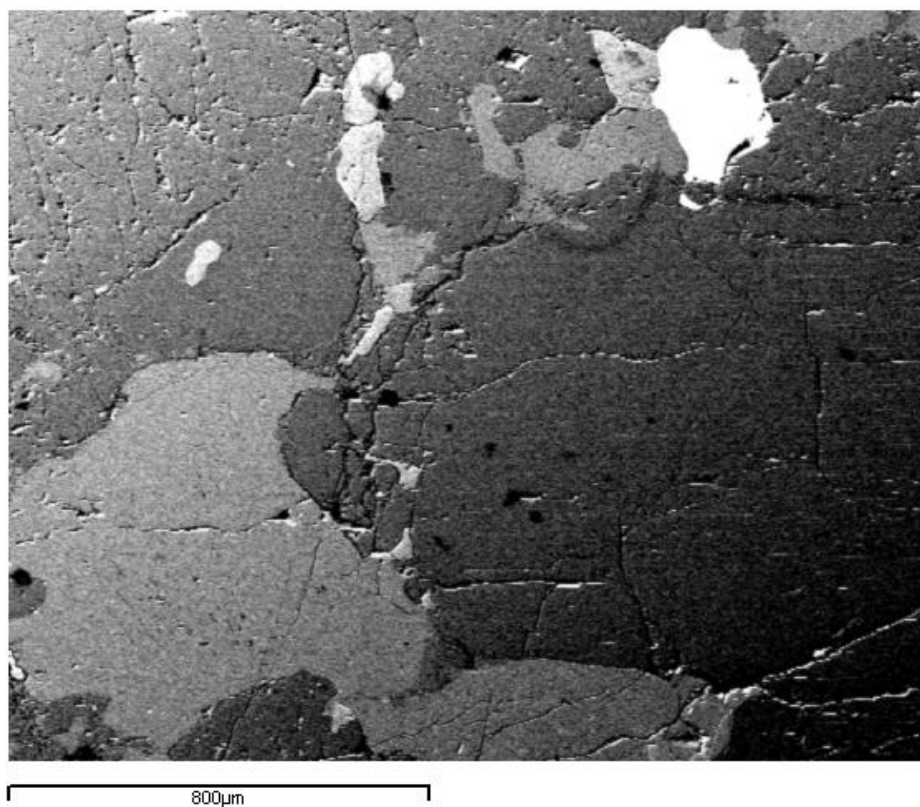
Εικ.5.3 Κεκαμμένος κρύσταλλος κλινοπυροξένου σε επαφή με φλέβα σερπεντίνη και ορθοπυροξένο (GR15-6)



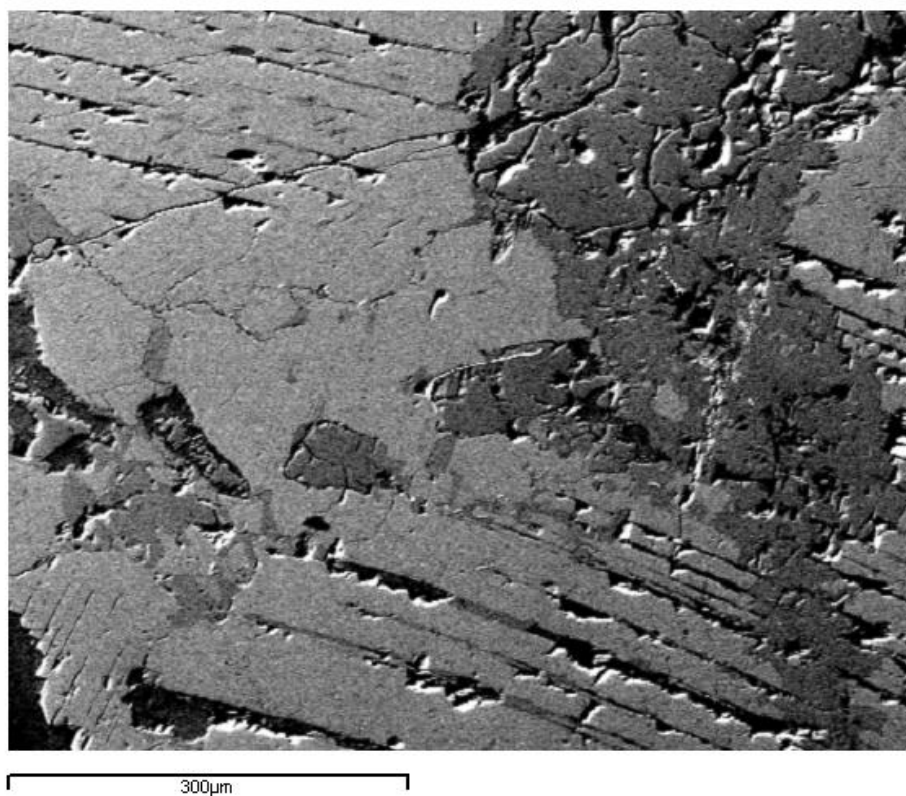
Εικ.5.4 Λαμέλλες απόμειξης ορθοπυρόξενου (GR15-2)



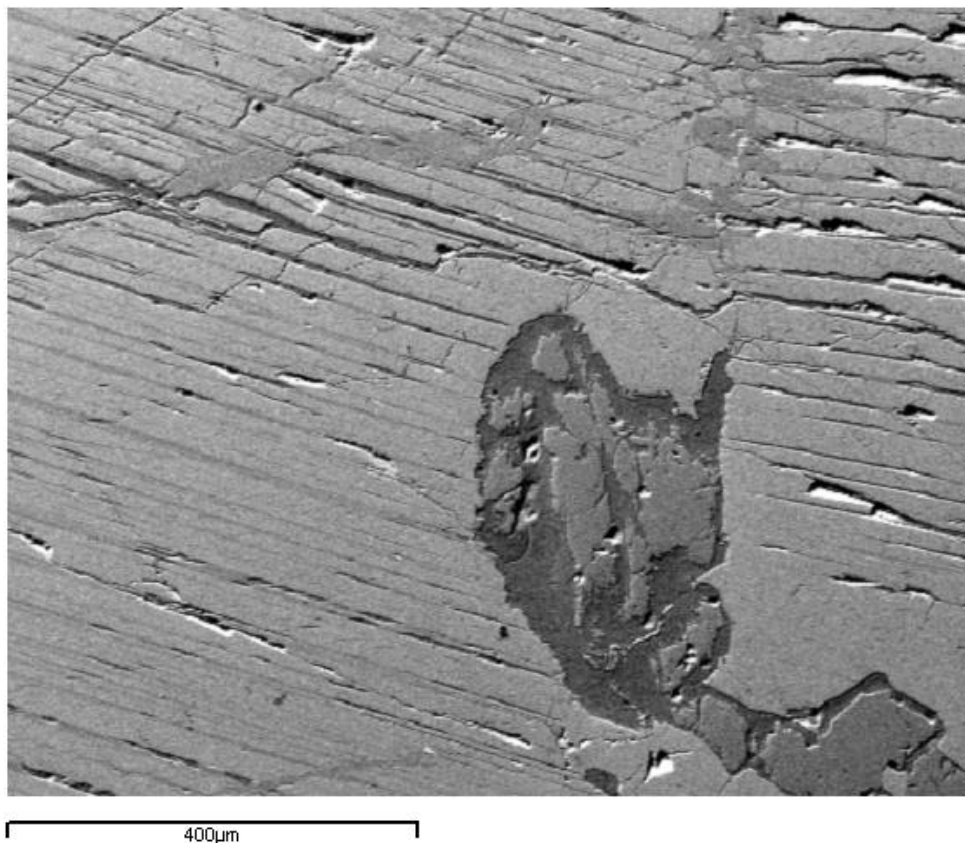
Εικ.5.5 Λαμέλλες απόμειξης ορθοπυρόξενου και φλέβα σερπεντίνη (GR15-6)



Εικ.5.6 Σπινέλλιος με λευκό χρώμα έρχεται σε επαφή με ολιβίνη τεφρού χρώματος και πυροξένους γκρίζου χρώματος (GR15-2)



Εικ. 5.7 Ορθοπυρόξενος με λαμέλλες απόμειξης μαζί με κλινοπυρόξενο ως έγκλεισμα (GR15-5)



Εικ.5.8 Κεκαμμένος κρύσταλλος ορθοπυρόξενου με λαμέλλες απόμειξης. Περιέχει έγκλεισμα κλινοπυρόξενου με εξωτερική κρούστα λόγω σερπεντινίωσης (GR15-6)

Πίνακας 5.1 Μικροαναλύσεις SEM πυροξένων

	PXGR 15-2	PXGR1 5-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2	PXGR 15-2
	3./1	3./2	4./1	4./2	4./4	5./5	5./6	6./3	6./4	8./2	9./1	10./5	12./5	12./6	13./1	13./3	14./1	14./6
SiO <sub>2</sub>	54.14	57.13	53.57	51.44	56.42	53.44	53.07	54.19	54.17	52.76	53.75	54.2	53.58	57.11	55.16	56.69	53.5	54.76
TiO <sub>2</sub>	0.86	0	0.83	0.38	0.03	0.5	0.4	0.41	0.42	0.23	0.45	0	0.06	0	0	0.65	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.86	3.84	3.58	1.22	3.14	1.45	0.83	0.68	0.91	1.17	0.88	2.61	0.33	0.29	1.07	1.34	2.68
FeO	2.77	5.13	2.15	2.36	6.5	2.57	1.64	6.56	2.25	2.18	2.88	2.55	2.52	6.77	1.86	7.62	2.18	5.9
MnO	0.61	0	0.2	0.12	0	0	0	0.24	0.64	0	0.09	0.75	0	0.33	0.52	0.29	0.16	0
MgO	17.33	37.03	17.19	18.46	36.29	17.82	20.41	38.59	18.56	18.93	17.25	18.83	16.13	36.53	19.08	36.32	18.43	33.27
CaO	24.45	0.37	24.16	21.21	0.42	21.84	25.09	0.81	24.2	23.74	23.5	25.34	21.99	0.82	23.9	0.92	24.35	0.76
Na <sub>2</sub> O	0.22	0	0.08	0.3	0	0.17	0.09	0	0	0.83	0.31	0	0.58	0	0	0	0.04	0
K <sub>2</sub> O	0.03	0	0	0.18	0	0.04	0	0.07	0	0.16	0.15	0.08	0.02	0.26	0	0.14	0.07	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.53	0.63	0.91	1.61	0.47	0.8	1.24	0.09	0.7	1.45	1.33	0.97	0.83	0.53	0.8	0.43	0.99	0.79
NiO	0.38	0.6	0.46	0	0.15	0	0.02	0	0.84	0.32	0	0	0	0.23	0.85	0	0.12	0.19
<b>Total</b>	<b>103.09</b>	<b>101.75</b>	<b>103.39</b>	<b>99.64</b>	<b>101.50</b>	<b>100.32</b>	<b>103.41</b>	<b>101.79</b>	<b>102.46</b>	<b>101.51</b>	<b>100.88</b>	<b>103.60</b>	<b>98.32</b>	<b>102.91</b>	<b>102.46</b>	<b>104.13</b>	<b>101.18</b>	<b>98.35</b>
<b>Αριθμός ιόντων με βάση 6 O</b>																		
Si	1.924	1.920	1.889	1.865	1.907	1.932	1.847	1.811	1.925	1.873	1.942	1.900	1.980	1.908	1.955	1.879	1.917	1.921
Al	0.032	0.034	0.111	0.135	0.049	0.068	0.059	0.033	0.028	0.038	0.050	0.036	0.020	0.013	0.012	0.042	0.057	0.079
Fe <sup>3+</sup>	0.043	0.046	0.000	0.000	0.045	0.000	0.048	0.157	0.046	0.065	0.008	0.063	0.000	0.079	0.033	0.080	0.027	0.000
<b>T</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>1.954</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>1.975</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>
Al	0.000	0.000	0.048	0.018	0.000	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.094	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031
Fe <sup>3+</sup>	0.039	0.098	0.063	0.072	0.139	0.078	0.000	0.026	0.021	0.000	0.079	0.011	0.078	0.110	0.022	0.132	0.039	0.173
Ti	0.023	0.000	0.022	0.010	0.001	0.014	0.010	0.010	0.011	0.006	0.012	0.000	0.002	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000
Cr	0.043	0.017	0.025	0.046	0.013	0.023	0.034	0.002	0.020	0.041	0.038	0.027	0.024	0.014	0.022	0.011	0.028	0.022
Ni	0.011	0.016	0.013	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.024	0.009	0.000	0.000	0.000	0.006	0.024	0.000	0.003	0.005
Mg	0.884	0.869	0.828	0.854	0.844	0.820	0.955	0.961	0.924	0.944	0.871	0.962	0.802	0.869	0.931	0.841	0.930	0.768
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>M1</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
Mg	0.034	0.987	0.076	0.143	0.985	0.140	0.104	0.961	0.059	0.058	0.059	0.022	0.087	0.950	0.077	0.953	0.054	0.971
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.018	0.000	0.006	0.004	0.000	0.000	0.000	0.007	0.019	0.000	0.003	0.022	0.000	0.009	0.016	0.008	0.005	0.000
Ca	0.931	0.013	0.913	0.824	0.015	0.846	0.936	0.029	0.922	0.903	0.910	0.952	0.871	0.029	0.908	0.033	0.935	0.029
Na	0.015	0.000	0.005	0.021	0.000	0.012	0.006	0.000	0.000	0.057	0.022	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.008	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.007	0.007	0.004	0.001	0.011	0.000	0.006	0.003	0.000
<b>M2</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.046</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.025</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
En	47.1	92.2	47.9	52.6	90.2	51.0	51.9	89.8	49.4	50.9	48.2	48.4	48.4	88.9	50.8	87.7	49.5	89.6
Fs	5.2	7.2	3.7	4.0	9.1	4.1	2.3	8.9	4.3	3.3	4.7	4.8	4.2	9.7	3.6	10.7	3.5	8.9
Wo	47.7	0.7	48.4	43.4	0.8	44.9	45.8	1.4	46.3	45.8	47.2	46.8	47.4	1.4	45.7	1.6	47.0	1.5

	PXGR 15-5	PXGR 15-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5	PXGR1 -5
	2./2	2./5	3./1	3./2	4./3	4./5	5./4	5./5	6./3	6./5	7./1	7./2	8./1	8./2	9./2	9./3	10./2
SiO <sub>2</sub>	55.64	57.07	52.2	52.13	55.4	55.33	53.67	57.04	56.47	49.1	53.51	55.47	54.76	55.92	52.24	57.62	52.23
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.03	0.51	0.07	0.1	0	0.63	0	0.18	0	0.6	0.07	0.09	0.16	0.68	0.21	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.7	3.67	1.06	1.79	0.48	1.14	4.23	0.63	1.47	0.41	1.13	0.94	1.27	1.08	1.61	1.05	1.89
FeO	1.08	6.18	2.87	2.98	2.78	6.06	1.62	6.34	5.33	7.2	2.25	6.94	2.48	6.45	2.36	4.61	2.23
MnO	0	0.06	0.54	0	0	0.55	0.02	0.02	0.42	0.29	0.7	0.33	0	0.35	0.1	0.2	0
MgO	18.21	32.93	17.6	27.49	18.63	34.92	18.48	37	36.48	44.57	18.97	34.47	17.87	36.45	17.43	37.22	17.01
CaO	24.39	1	22.66	13.89	23.01	0.97	22.93	0.37	0.76	0.1	21.65	0.85	23.34	0.7	22.54	0.93	23.69
Na <sub>2</sub> O	0.28	0	0	0	0.14	0	0	0	0	0	0.49	0	0.96	0	0.6	0	0.25
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0.27	0.07	0.21	0.04	0.14	0.02	0	0	0.14	0.04	0	0.3	0	0	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	1.02	1.48	1.25	0.82	0.45	0.69	0.36	0.48	0	1.34	0.63	1.05	0.01	1.36	1.02	1.26
NiO	0.03	0	0	0.25	0.24	0.74	0.44	0	0.44	0.18	0.54	0.07	0	0.63	0.26	0	0
<b>Total</b>	<b>101.79</b>	<b>101.97</b>	<b>99.19</b>	<b>99.92</b>	<b>101.81</b>	<b>100.20</b>	<b>102.85</b>	<b>101.78</b>	<b>102.03</b>	<b>101.85</b>	<b>101.32</b>	<b>99.81</b>	<b>101.82</b>	<b>102.05</b>	<b>99.18</b>	<b>102.86</b>	<b>98.72</b>
<b>Αριθμός ιόντων με βάση 6 O</b>																	
Si	1.981	1.941	1.921	1.830	1.976	1.903	1.888	1.918	1.897	1.603	1.913	1.919	1.943	1.880	1.912	1.915	1.923
Al	0.019	0.059	0.046	0.074	0.020	0.046	0.112	0.025	0.058	0.016	0.048	0.038	0.053	0.043	0.069	0.041	0.077
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.034	0.088	0.004	0.051	0.000	0.057	0.045	0.197	0.039	0.043	0.004	0.077	0.019	0.043	0.000
<b>T</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>1.992</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>1.815</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>
Al	0.010	0.088	0.000	0.000	0.000	0.000	0.064	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
Fe <sup>3+</sup>	0.032	0.176	0.055	0.000	0.079	0.123	0.048	0.121	0.105	0.000	0.028	0.158	0.070	0.104	0.054	0.085	0.069
Ti	0.012	0.001	0.014	0.002	0.003	0.000	0.017	0.000	0.005	0.000	0.016	0.002	0.002	0.004	0.019	0.005	0.004
Cr	0.029	0.027	0.043	0.035	0.023	0.012	0.019	0.010	0.013	0.000	0.038	0.017	0.029	0.000	0.039	0.027	0.037
Ni	0.001	0.000	0.000	0.007	0.007	0.020	0.012	0.000	0.012	0.005	0.016	0.002	0.000	0.017	0.008	0.000	0.000
Mg	0.916	0.708	0.888	0.956	0.889	0.844	0.840	0.869	0.866	0.995	0.902	0.821	0.899	0.875	0.881	0.883	0.886
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>M1</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
Mg	0.050	0.961	0.077	0.482	0.102	0.946	0.129	0.985	0.961	1.173	0.109	0.957	0.047	0.952	0.070	0.961	0.048
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.017	0.000	0.000	0.016	0.001	0.001	0.012	0.008	0.021	0.010	0.000	0.010	0.003	0.006	0.000
Ca	0.930	0.036	0.893	0.523	0.879	0.036	0.864	0.013	0.027	0.003	0.829	0.032	0.887	0.025	0.884	0.033	0.934
Na	0.019	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.066	0.000	0.043	0.000	0.018
K	0.000	0.000	0.013	0.003	0.010	0.002	0.006	0.001	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000
<b>M2</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.008</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.185</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
En	50.1	88.6	49.2	70.2	50.7	88.8	51.5	90.6	90.6	91.2	52.4	88.0	49.6	89.4	49.8	91.7	48.2
Fs	1.7	9.4	5.4	4.3	4.2	9.4	2.6	8.7	8.0	8.6	4.6	10.4	3.9	9.4	3.9	6.7	3.5
Wo	48.2	1.9	45.5	25.5	45.0	1.8	45.9	0.7	1.4	0.1	43.0	1.6	46.5	1.2	46.3	1.6	48.3

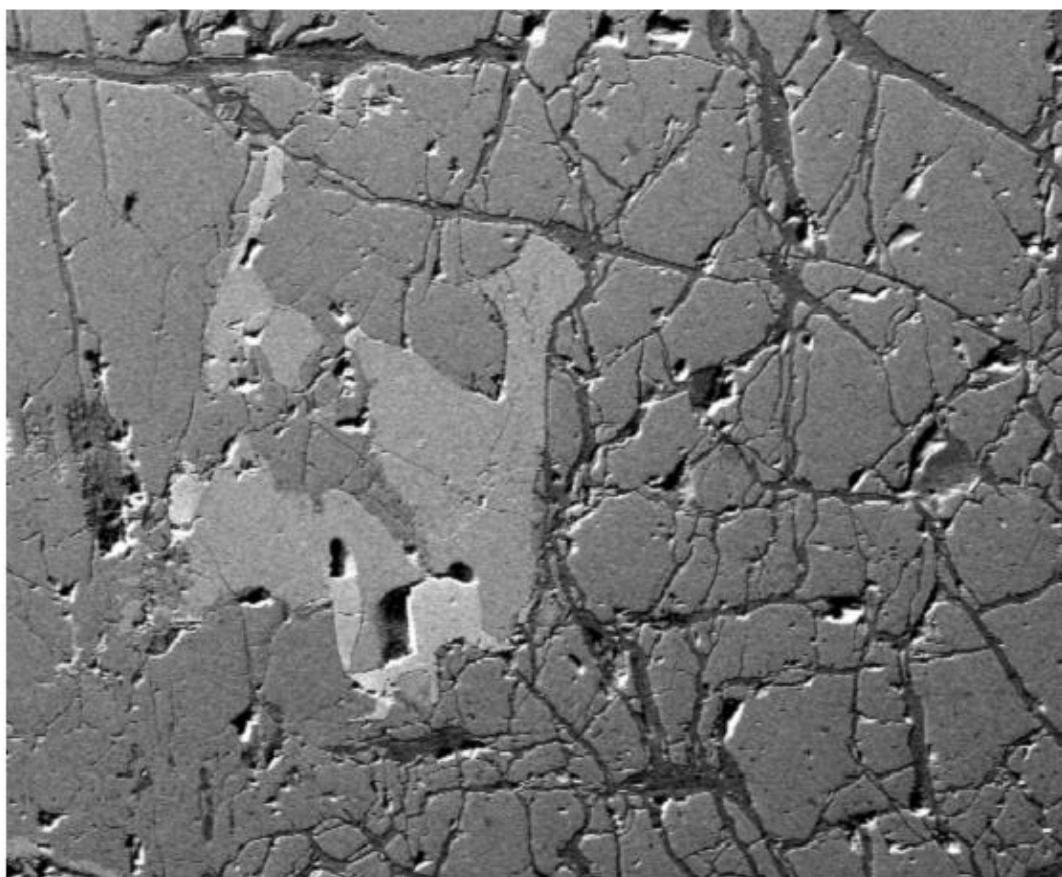
	PXGR 15-5	PXGR 15-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-5	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6	PXGR1 5-6
	11./1	11./2	12./1	13./1	13./2	14./2	14./3	6./3	6./4	6./7	8./1	8./2	9./1	9./2	11./4	13./1	13./2
SiO <sub>2</sub>	53.75	53.07	54.65	56.96	56.21	56.24	56.89	54.56	55.81	54.54	53.4	54.52	56.55	56.11	53.73	55.07	55.45
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.13	0.58	0.07	0	0.33	0.7	0.49	0.15	0.11	0.39	0.33	0.22	0.07	0.26	0.17	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	0.43	1.16	0.92	1.52	1.44	1.67	1.16	2.65	2.99	1.56	0.78	1.41	0.88	1.54	0.94	0.95
FeO	2.11	3.74	1.85	5.5	6.49	5.69	2.38	2.91	2.22	7.13	3.11	7.56	3.37	3.95	2.91	1.72	8.92
MnO	0.2	0	0.33	0.19	0	0.03	0.09	0.69	0	0.51	0	0.43	0.07	0.34	0.64	0.42	0.39
MgO	20.14	24.32	17.31	36.33	34.48	23.29	22.52	17.93	14.63	30.89	15.66	35.82	22.31	21.65	16.92	14.79	32.46
CaO	23.38	17.5	23.25	0.78	0.64	12.3	11.84	23.49	21.89	0.99	24.67	0.45	13.82	14.51	24.09	22.29	0.55
Na <sub>2</sub> O	0.2	0	0	0	0	0.86	0.29	0.29	0.3	0	0	0	0.03	0.44	0.05	0.1	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0.13	0.34	0	0.01	0.01	0.08	0.15	0.18	0	0.22	0	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0	1.48	0.81	0.77	0.64	0.88	0.99	1.22	0.77	1.09	0.46	0.78	1.01	0.52	1.3	0.88
NiO	0.22	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0.36	0.95	0.14	0	0.13	0	0.07	0.22
<b>Total</b>	<b>101.39</b>	<b>99.22</b>	<b>100.61</b>	<b>101.56</b>	<b>100.11</b>	<b>100.95</b>	<b>97.60</b>	<b>102.51</b>	<b>98.88</b>	<b>98.30</b>	<b>100.91</b>	<b>100.64</b>	<b>98.74</b>	<b>99.09</b>	<b>100.88</b>	<b>96.87</b>	<b>99.82</b>
<b>Αριθμός ιόντων με βάση 6 O</b>																	
Si	1.907	1.898	1.984	1.923	1.936	1.987	2.080	1.939	2.072	1.938	1.948	1.865	2.020	2.016	1.944	2.092	1.942
Al	0.036	0.018	0.016	0.037	0.062	0.013	-0.080	0.049	-0.072	0.062	0.052	0.031	-0.020	-0.016	0.056	-0.092	0.039
Fe <sup>3+</sup>	0.057	0.084	0.000	0.041	0.002	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.103	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019
<b>T</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>
Al	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.047	0.152	0.000	0.188	0.063	0.015	0.000	0.080	0.053	0.010	0.134	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.006	0.028	0.056	0.115	0.185	0.168	0.073	0.074	0.069	0.212	0.095	0.113	0.000	0.000	0.088	0.055	0.242
Ti	0.012	0.003	0.016	0.002	0.000	0.009	0.019	0.013	0.004	0.003	0.011	0.008	0.006	0.002	0.007	0.005	0.000
Cr	0.002	0.000	0.042	0.022	0.021	0.018	0.025	0.028	0.036	0.022	0.031	0.012	0.022	0.029	0.015	0.039	0.024
Ni	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.028	0.004	0.000	0.004	0.000	0.002	0.006
Mg	0.974	0.967	0.852	0.862	0.794	0.758	0.731	0.885	0.703	0.690	0.820	0.862	0.892	0.913	0.880	0.765	0.727
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>M1</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
Mg	0.091	0.329	0.085	0.966	0.976	0.469	0.497	0.065	0.107	0.947	0.032	0.964	0.296	0.247	0.033	0.072	0.968
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.101	0.119	0.000	0.000	0.000
Mn	0.006	0.000	0.010	0.005	0.000	0.001	0.003	0.021	0.000	0.015	0.000	0.012	0.002	0.010	0.020	0.014	0.012
Ca	0.889	0.671	0.904	0.028	0.024	0.466	0.464	0.894	0.871	0.038	0.964	0.016	0.529	0.558	0.934	0.907	0.021
Na	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.059	0.021	0.020	0.022	0.000	0.000	0.000	0.002	0.031	0.004	0.007	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.016	0.000	0.000	0.000	0.004	0.007	0.008	0.000	0.010	0.000	0.000
<b>M2</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>0.938</b>	<b>0.965</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
En	52.7	62.4	49.1	90.6	89.4	65.9	69.5	48.7	46.3	86.1	44.6	88.2	65.3	62.8	46.7	46.2	85.2
Fs	3.4	5.4	3.5	8.0	9.4	9.1	4.3	5.5	3.9	12.0	5.0	11.0	5.6	7.0	5.5	3.8	13.7
Wo	43.9	32.3	47.4	1.4	1.2	25.0	26.3	45.8	49.8	2.0	50.5	0.8	29.1	30.2	47.8	50.0	1.0



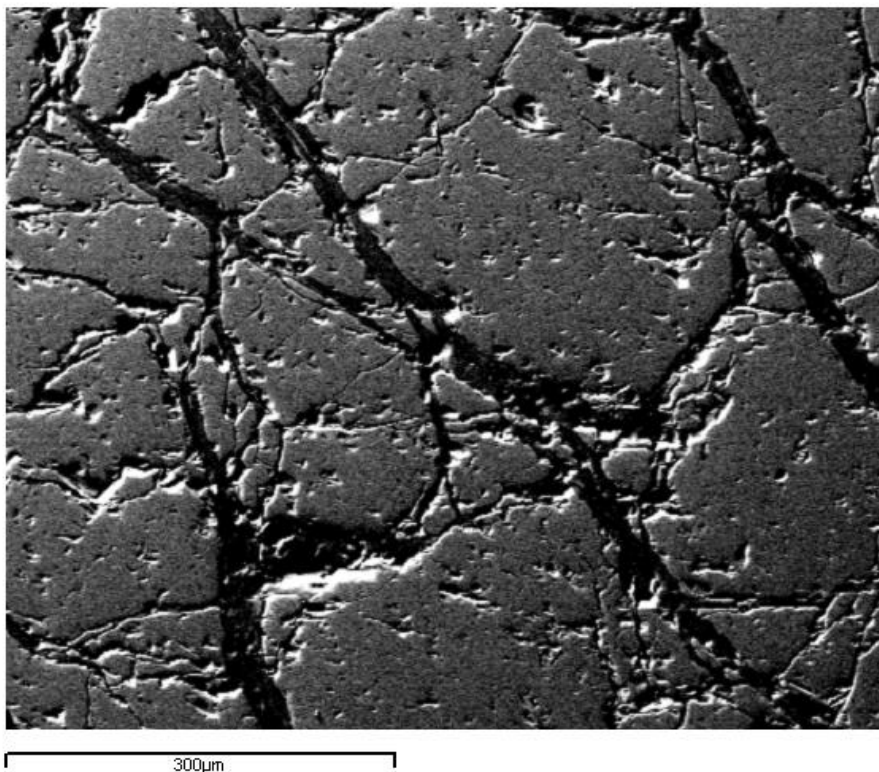
	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9	PXGR15-9
	3./3	4./3	5./2	7./2	7./5	8./1	8./2	9./3	9./4	10./3	11./3
SiO <sub>2</sub>	55.5	53.8	51.75	54.09	52.41	53.28	53.02	57.19	51.49	54.03	53.39
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.54	0.31	0.7	0.46	0.25	0.38	0	0.4	0.13	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.83	2.76	3.54	3.54	3.21	0.56	0.53	1.84	3.17	5	3.55
FeO	2.45	1.85	2.66	2.27	2.41	10.91	9.76	7.21	2.11	8.4	1.84
MnO	0	0	0.26	0	0	0.24	0.38	0	0	0	0
MgO	18.84	17.12	16.43	15.59	16.84	35.81	36.77	33.45	16.44	32.06	16
CaO	22.99	24.93	24.45	22.86	22.61	0.38	0.94	0.02	23.05	0.4	24.97
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0.28	0.14	0	0	0	0	0.11	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0.1	0.1	0.02	0	0	0	0.18	0.06	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.7	0.46	0.55	1.06	1.64	0	0	0.3	1.13	0.7	0.5
NiO	0.1	0	0.14	0.28	0.17	0.43	0.05	0.04	0	0	0.63
<b>Total</b>	<b>102.58</b>	<b>101.46</b>	<b>100.19</b>	<b>100.77</b>	<b>99.91</b>	<b>101.86</b>	<b>101.83</b>	<b>100.05</b>	<b>97.97</b>	<b>100.89</b>	<b>100.88</b>
<b>Αριθμός Ιόντων με βάση 6 O</b>											
Si	1.961	1.928	1.882	1.964	1.913	1.812	1.793	1.980	1.914	1.861	1.931
Al	0.039	0.072	0.118	0.036	0.087	0.022	0.021	0.020	0.086	0.139	0.069
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.165	0.186	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>T</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>
Al	0.038	0.045	0.034	0.116	0.051	0.000	0.000	0.055	0.053	0.064	0.082
Fe <sup>3+</sup>	0.072	0.055	0.081	0.069	0.074	0.145	0.090	0.209	0.066	0.242	0.056
Ti	0.005	0.015	0.008	0.019	0.013	0.006	0.010	0.000	0.011	0.003	0.000
Cr	0.020	0.013	0.016	0.030	0.047	0.000	0.000	0.008	0.033	0.019	0.014
Ni	0.003	0.000	0.004	0.008	0.005	0.012	0.001	0.001	0.000	0.000	0.018
Mg	0.863	0.872	0.856	0.758	0.811	0.837	0.899	0.727	0.837	0.671	0.830
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>M1</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
Mg	0.130	0.043	0.034	0.086	0.105	0.979	0.955	0.999	0.074	0.975	0.033
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.007	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.870	0.957	0.953	0.889	0.884	0.014	0.034	0.001	0.918	0.015	0.967
Na	0.000	0.000	0.000	0.020	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
K	0.000	0.000	0.005	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.009	0.003	0.000
<b>M2</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
En	51.3	47.5	46.1	46.8	48.9	84.6	85.2	89.2	48.1	86.5	45.7
Fs	3.7	2.9	4.6	3.8	3.9	14.8	13.2	10.8	3.5	12.7	3.0
Wo	45.0	49.7	49.3	49.3	47.2	0.6	1.6	0.0	48.5	0.8	51.3

## 5.2 Ολιβίνες

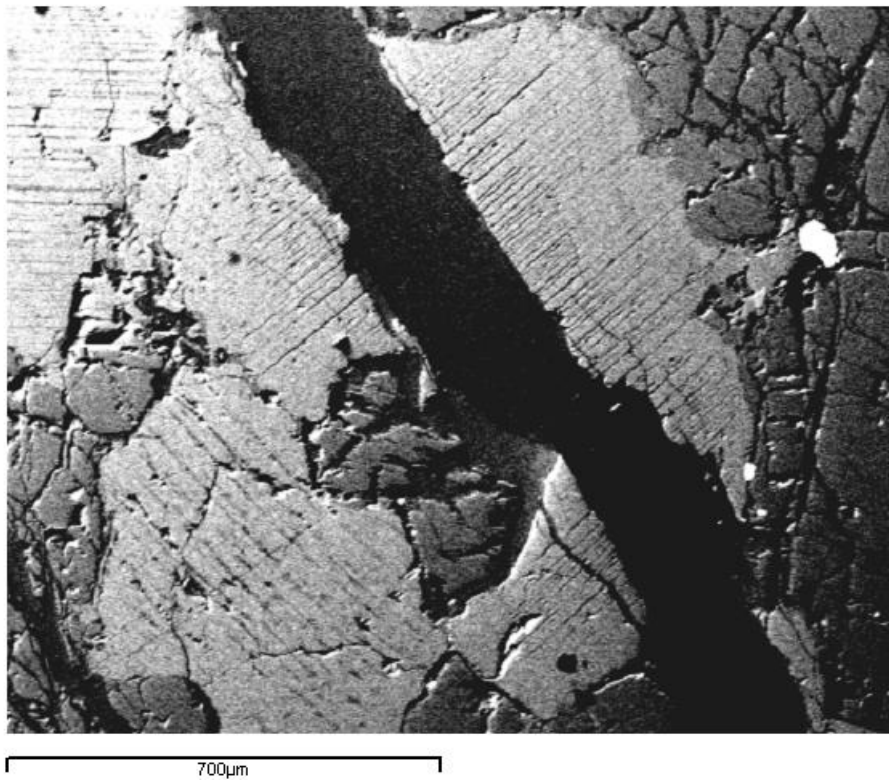
Από την ορυκτολογική ομάδα του ολιβίνη αναλύθηκαν, με τη χρήση του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, σημεία αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων από λερζολίθους. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 4 άτομα οξυγόνου. Οι κρύσταλλοι του ολιβίνη που αναλύθηκαν εμφανίζονται χημικά ομοιογενείς από το κέντρο τους προς την περιφέρεια και γι' αυτό δεν θεωρήθηκε σκόπιμο να παρουσιαστούν περισσότερες από μία αναλύσεις ανά κρύσταλλο. Οι ολιβίνες των λερζολίθων και των δουνιτών της περιοχής των Γερανείων είναι κυρίως μαγνησιούχοι και έχουν σύσταση φορστεριτική ( $F_{086} - F_{091}$ ).



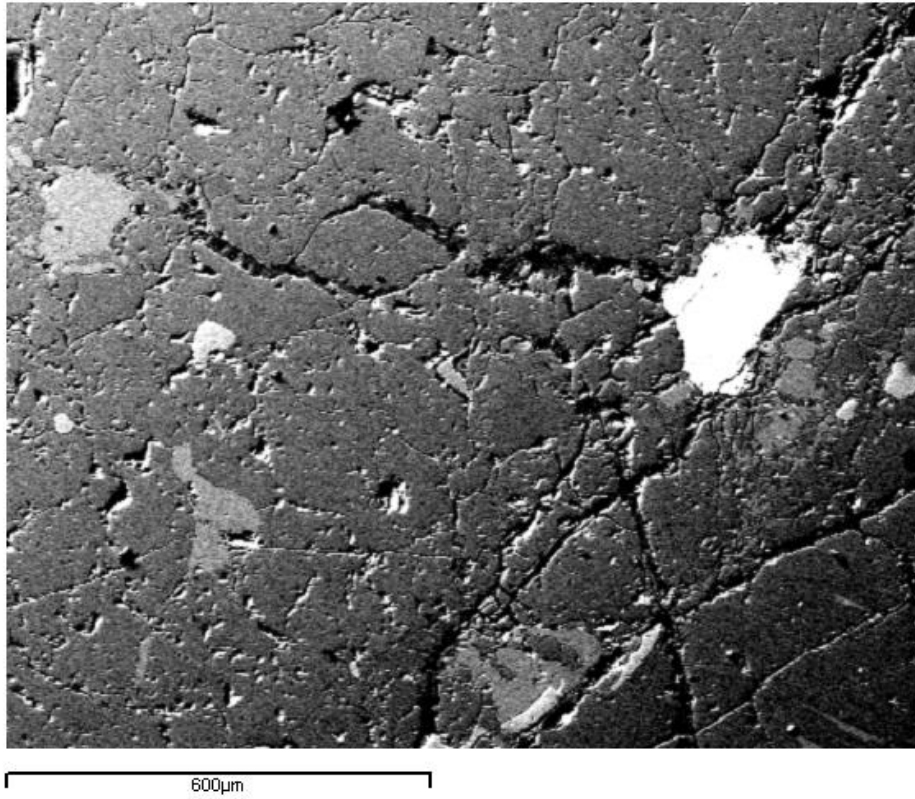
Εικ.5.9 Ολιβίνης με χαρακτηριστικό κυψελώδη ιστό λόγω σερπεντινίωσης και κρύσταλλοι κλινοπυρόξενου και σπινελλίου (GR15-6)



Εικ.5.10 Ολιβίνης με κυμαλώδη ιστό και φλέβες σερπεντίνη τεφρού χρώματος (GR15-5)



Εικ.5.11 Φλέβα σερπεντίνη διακόπτει κρύσταλλο πυροξένου με λαμέλλες απόμειξης (GR15-5)



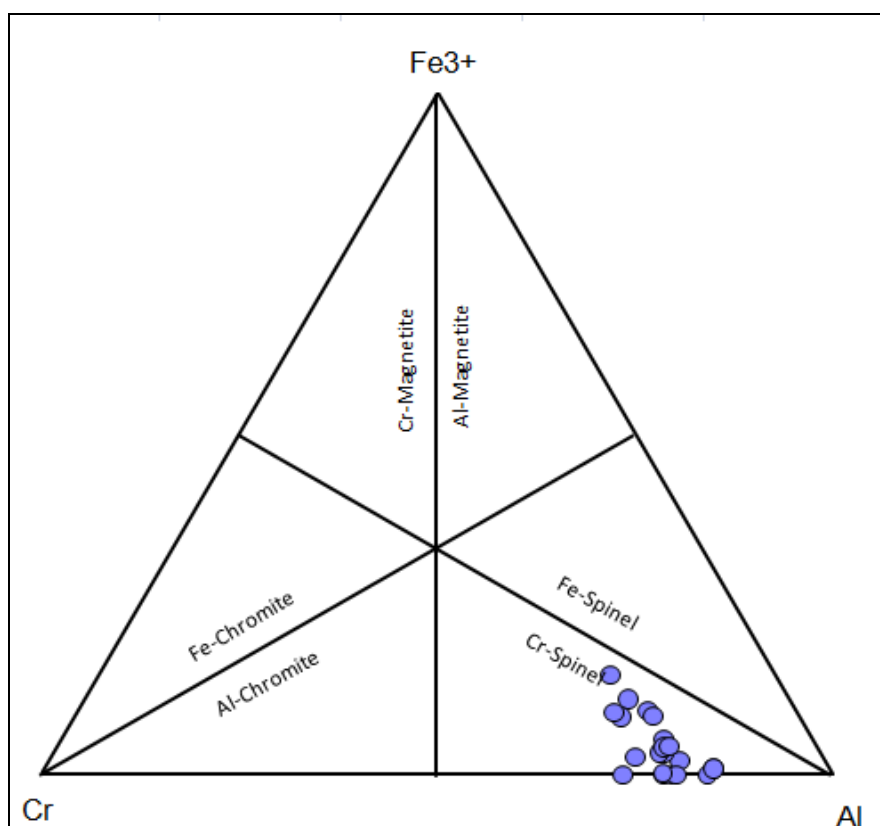
Εικ.5.12 Σπινέλλιος με λευκό χρώμα μέσα σε ολιβίνη (GR15-2)

Πίνακας 5.2 Μικροαναλύσεις SEM ολιβινών

	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-6	GR15-6	GR15-6	GR15-6	GR15-6	GR15-9	GR15-9
	5./3	5./4	10./4	12./7	15./2	1./1	4./4	11./3	15./1	15./2	11./1	11./2	11./3	13./3	13./2	13./3	13./4
SiO <sub>2</sub>	39.52	40.37	40.47	39.41	40.33	40.75	39.66	39.13	40.17	40.58	39.55	40.36	40.34	41.09	40.43	40.93	41.07
TiO <sub>2</sub>	0.18	0	0.27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.09	0.41	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0.56	0	0	0	0	0	0	0	0	4.9	3.87	0	0
FeO	8.52	8.64	8.8	7.84	8.8	8.95	9.8	8.93	8.09	8.76	12.28	11.09	11.86	11.48	8.62	10.95	9.94
MnO	0	0	0.26	0	0	0.26	0.07	0	1.04	0.28	0	0.54	0	0.02	0.64	0.63	0.23
MgO	51.13	51.48	50.64	49.04	51.1	51.24	50.22	50.77	50.55	51.88	49.14	47.53	48.3	39.02	42.94	46.55	46.89
CaO	0.2	0.09	0	0	0.02	0.08	0.07	0.27	0.32	0.16	0.06	0	0.11	3.16	4.01	0.06	0
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0.15	0.02	0	0	0	0	0	0.06	0.2	0.13	0.19	0.05	0	0.08	0.25	0.01	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0	0	0.18	0.72	0	0.08	0	0	0	0	0.11	0	0.96	0.32	0	0.24
NiO	0.6	0	0.12	1.28	0.17	0.33	0	1.91	0.36	0.18	0	0.82	0.42	0	0	0	0.71
<b>Total</b>	<b>100.46</b>	<b>100.60</b>	<b>100.56</b>	<b>97.75</b>	<b>101.70</b>	<b>101.61</b>	<b>99.90</b>	<b>101.07</b>	<b>100.73</b>	<b>101.97</b>	<b>101.22</b>	<b>100.53</b>	<b>101.03</b>	<b>100.80</b>	<b>101.49</b>	<b>99.13</b>	<b>99.08</b>
<b>Αριθμός ιόντων (4 O)</b>																	
Si	0.966	0.980	0.984	0.987	0.971	0.982	0.976	0.959	0.979	0.975	0.972	0.996	0.990	1.006	0.981	1.017	1.018
<b>Z</b>	<b>0.966</b>	<b>0.980</b>	<b>0.984</b>	<b>0.987</b>	<b>0.971</b>	<b>0.982</b>	<b>0.976</b>	<b>0.959</b>	<b>0.979</b>	<b>0.975</b>	<b>0.972</b>	<b>0.996</b>	<b>0.990</b>	<b>1.006</b>	<b>0.981</b>	<b>1.017</b>	<b>1.018</b>
Ti	0.003	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.141	0.111	0.000	0.000
Fe <sub>2</sub>	0.174	0.175	0.179	0.164	0.177	0.180	0.202	0.183	0.165	0.176	0.252	0.229	0.243	0.235	0.175	0.227	0.206
Mn	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.021	0.006	0.000	0.011	0.000	0.000	0.013	0.013	0.005
Mg	1.863	1.863	1.836	1.831	1.833	1.841	1.842	1.854	1.837	1.858	1.800	1.748	1.766	1.425	1.553	1.724	1.732
Ca	0.005	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.007	0.008	0.004	0.002	0.000	0.003	0.083	0.104	0.002	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.006	0.004	0.006	0.002	0.000	0.002	0.008	0.000	0.000
Cr	0.003	0.000	0.000	0.004	0.014	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.019	0.006	0.000	0.005
Ni	0.012	0.000	0.002	0.026	0.003	0.006	0.000	0.038	0.007	0.003	0.000	0.017	0.008	0.000	0.000	0.000	0.014
<b>X</b>	<b>2.065</b>	<b>2.041</b>	<b>2.027</b>	<b>2.024</b>	<b>2.044</b>	<b>2.035</b>	<b>2.048</b>	<b>2.084</b>	<b>2.045</b>	<b>2.052</b>	<b>2.060</b>	<b>2.009</b>	<b>2.021</b>	<b>1.907</b>	<b>1.977</b>	<b>1.967</b>	<b>1.962</b>
Fo	91.45	91.40	90.88	91.77	91.19	90.84	90.07	91.02	90.79	91.09	87.70	87.92	87.89	85.81	89.20	87.75	89.15
Fa	8.55	8.60	8.86	8.23	8.81	8.90	9.86	8.98	8.15	8.63	12.30	11.51	12.11	14.16	10.05	11.58	10.60

### 5.3 Σπινέλλιοι

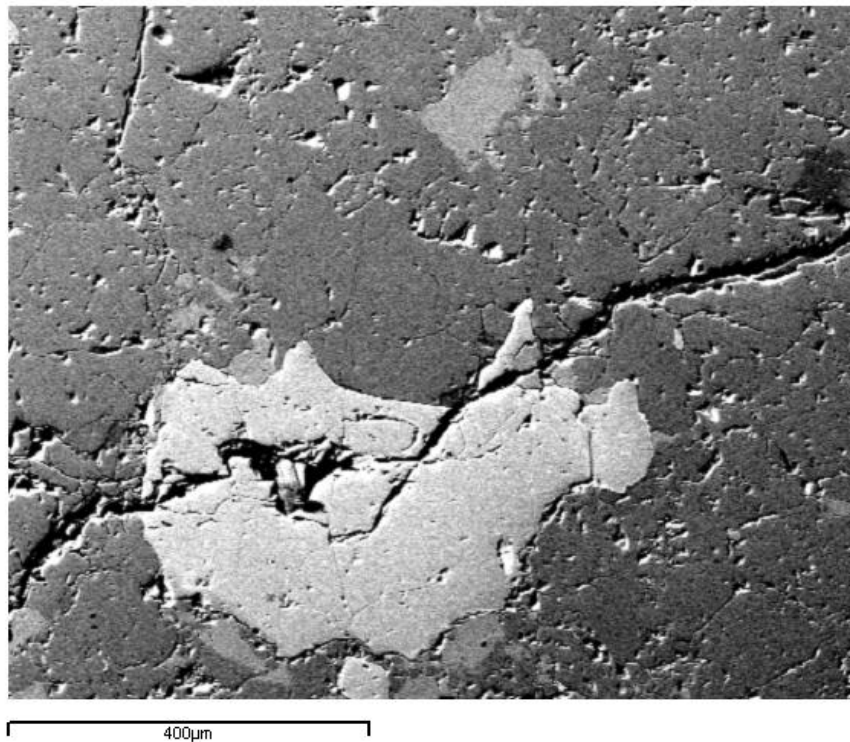
Από την ορυκτολογική ομάδα των σπινελλίων, με τη χρήση του ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, αναλύθηκαν σημεία αντιπροσωπευτικών κρυστάλλων από λερζόλιθους και δουνίτες. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 4 άτομα οξυγόνου. Από τις αναλύσεις παρατηρήθηκε χημική ομοιογένεια στα περισσότερα δείγματα και έτσι δεν κρίθηκε απαραίτητο να παρουσιαστούν παραπάνω από μια αναλύσεις σε κάθε κρύσταλλο. Ωστόσο σε κάποια δείγματα εντοπίστηκε χημική ανομοιογένεια σε ορισμένους κόκκους σπινελλίων. Συγκεκριμένα παρατηρήθηκε ότι ο πυρήνας των σπινελλίων αυτών είναι πλουσιότερος σε Cr σε σχέση με τα περιθώρια. Το φαινόμενο αυτό πιθανώς οφείλεται σε κάποιο γεγονός μετασώματωσης του μανδύα, περιορισμένης έκτασης. Κατά μικροσκοπική μελέτη λόγω της σερπεντινίωσης παρατηρήθηκε επίσης η εμφάνιση μαγνητίτη, ο οποίος είναι προϊόν εξαλλοίωσης του σπινέλλιοι. Όπως φαίνεται στο τριγωνικό διάγραμμα Fe-Cr-Al (Stevens, 1944)(Εικ.5.13), οι σπινέλλιοι που αναλύθηκαν προβάλλονται στο πεδίο του χρωμιούχου σπινέλλιοι.



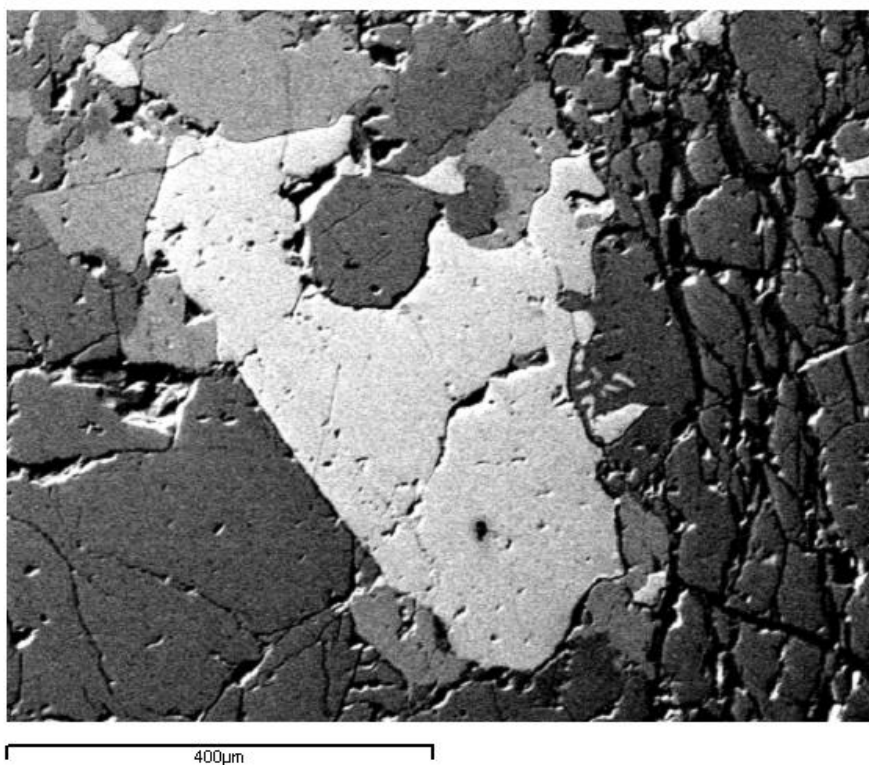
Εικ. 5.13 Ταξινόμηση Σπινελλίων, Fe-Cr-Al, Stevens 1944

Πίνακας 5.3 Μικροαναλύσεις SEM σπινελλίων

	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-2	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-5	GR15-6	GR15-9	GR15-9	GR15-9	GR15-9	GR15-9	GR15-9
	5/7	6/5	12/2	12/3	12/4	15/1	4/2	5/3	6/1	6/2	13/3	11/5	3/1	4/2	6/1	6/2	9/1	11/2	
SiO <sub>2</sub>	0	0.64	0.16	0	0.05	0.27	0.92	0.38	0.16	0.3	0.58	0	0	0	0	0.11	0	0.07	
TiO <sub>2</sub>	0	0.08	0.22	0.33	0.1	0	0	0.03	0.51	0.21	0.12	0.43	0.73	0.09	0	0	0.09	0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.38	50.58	49.89	49.82	53.8	54.9	45.32	42.38	47.35	45.44	46.92	47.33	44.81	43.49	42.54	48.43	43.11	45.28	
FeO	12.86	13.72	11.6	13.06	11.75	12.66	13.69	14.73	13.32	12.97	13.96	15.63	19.63	16.35	17.84	14.67	16.93	15.61	
MnO	0.5	0.13	0	0.67	0	0	0	1.31	0.97	0.11	0.48	0.24	0.17	0	0	0.06	0.08	0.63	
MgO	20.98	19	18.49	18.26	16.26	19.02	19.08	21.12	16.62	16.2	18.43	17.47	18.25	19.79	20.99	18.38	20.02	19.47	
CaO	0	0.23	0	0.15	0.1	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0.05	0.08	0.05	0	
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0.66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.65	0	0	0.04	
K <sub>2</sub> O	0.08	0.07	0	0.07	0.24	0.09	0	0	0	0	0	0	0.28	0.12	0.21	0.03	0.09	0.01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.55	17.31	18.28	18.99	15.11	14.2	21.58	18.7	19.16	24.52	18.5	17.86	17.42	21.1	20.34	17.35	21.8	16.95	
NiO	0.5	0	0.02	0	0	0.45	0	0.48	0	0.11	0.39	0.78	0.11	0.04	0	0.4	0	0.15	
<b>Total</b>	<b>103.85</b>	<b>101.76</b>	<b>98.66</b>	<b>102.60</b>	<b>97.41</b>	<b>101.59</b>	<b>100.59</b>	<b>99.13</b>	<b>98.13</b>	<b>99.86</b>	<b>99.38</b>	<b>99.74</b>	<b>101.40</b>	<b>100.98</b>	<b>102.62</b>	<b>99.51</b>	<b>102.17</b>	<b>98.21</b>	
<b>Si</b>	0.000	0.017	0.004	0.000	0.001	0.007	0.025	0.010	0.004	0.008	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	
<b>Al</b>	1.522	1.565	1.591	1.542	1.730	1.679	1.440	1.357	1.546	1.480	1.502	1.519	1.423	1.381	1.319	1.542	1.357	1.460	
<b>Cr</b>	0.376	0.359	0.391	0.394	0.326	0.291	0.460	0.402	0.420	0.536	0.397	0.385	0.371	0.449	0.423	0.371	0.460	0.367	
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.104	0.041	0.000	0.063	0.000	0.019	0.051	0.220	0.004	0.000	0.065	0.079	0.186	0.170	0.298	0.083	0.183	0.172	
<b>Ti</b>	0.000	0.002	0.004	0.007	0.002	0.000	0.000	0.001	0.011	0.004	0.002	0.009	0.015	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	
<b>A</b>	<b>2.003</b>	<b>1.984</b>	<b>1.991</b>	<b>2.007</b>	<b>2.059</b>	<b>1.996</b>	<b>1.975</b>	<b>1.989</b>	<b>1.985</b>	<b>2.028</b>	<b>1.982</b>	<b>1.991</b>	<b>1.995</b>	<b>2.002</b>	<b>2.040</b>	<b>1.998</b>	<b>2.001</b>	<b>2.001</b>	
<b>Mg</b>	0.802	0.744	0.746	0.715	0.661	0.736	0.767	0.855	0.686	0.667	0.746	0.709	0.733	0.795	0.823	0.740	0.797	0.794	
<b>Ni</b>	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.010	0.000	0.002	0.009	0.017	0.002	0.001	0.000	0.009	0.000	0.003	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.172	0.261	0.262	0.223	0.268	0.256	0.258	0.115	0.305	0.300	0.252	0.277	0.256	0.198	0.095	0.248	0.196	0.185	
<b>Mn</b>	0.011	0.003	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.030	0.023	0.003	0.011	0.006	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.015	
<b>Zn</b>	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>Ca</b>	0.000	0.006	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	
<b>Na</b>	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.002	
<b>K</b>	0.003	0.002	0.000	0.002	0.008	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.004	0.007	0.001	0.003	0.000	
<b>B</b>	<b>0.997</b>	<b>1.016</b>	<b>1.009</b>	<b>1.005</b>	<b>0.941</b>	<b>1.004</b>	<b>1.025</b>	<b>1.011</b>	<b>1.015</b>	<b>0.972</b>	<b>1.018</b>	<b>1.009</b>	<b>1.005</b>	<b>0.998</b>	<b>0.960</b>	<b>1.002</b>	<b>0.999</b>	<b>0.999</b>	
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.40	2.06	0.00	3.21	0.00	0.96	2.49	10.74	0.19	0.00	3.16	3.85	9.18	8.40	15.04	4.08	9.08	8.36	
<b>FeO</b>	8.00	11.86	11.60	10.17	11.75	11.79	11.45	5.06	13.15	12.97	11.12	12.16	11.37	8.79	4.31	11.00	8.76	8.09	

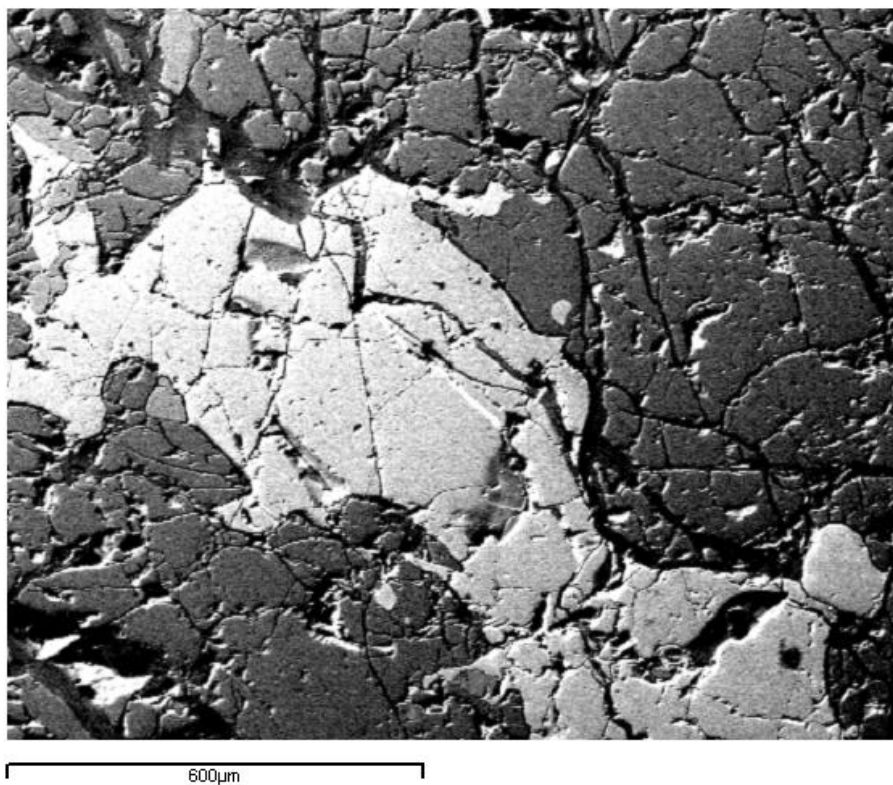


Εικ.5.14 Κρύσταλλος σπινελίου που διαπερνάται από φλέβα σερπεντίνη (GR15-2)

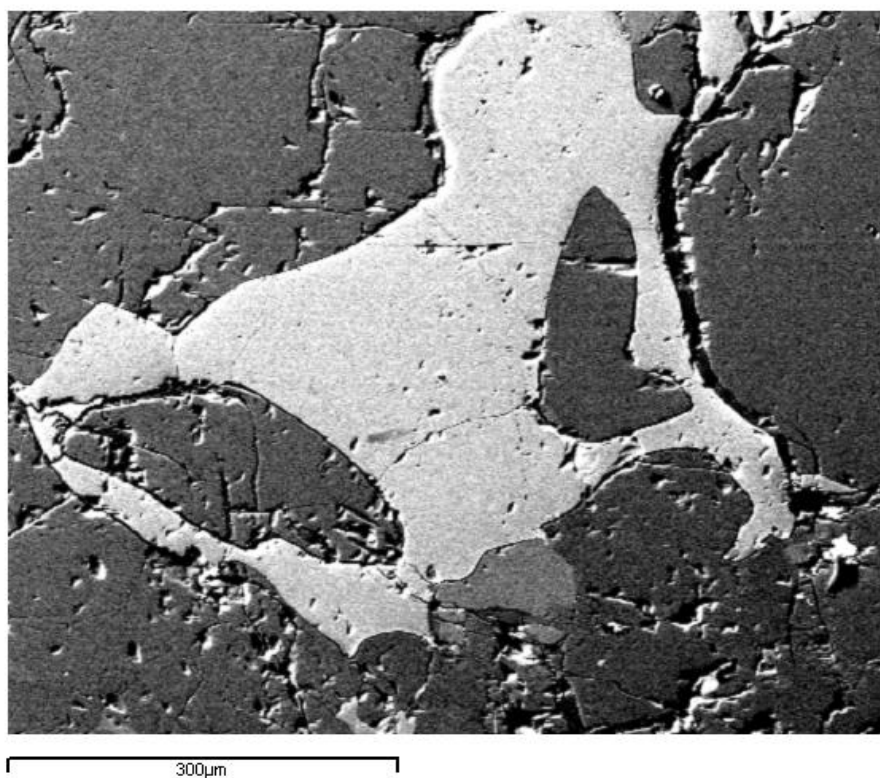


Εικ.5.15 Κρύσταλλος σπινελίου με έγκλεισμα ορθοπυρόξενου που περιβάλλεται από ολιβίνη (GR15-5)

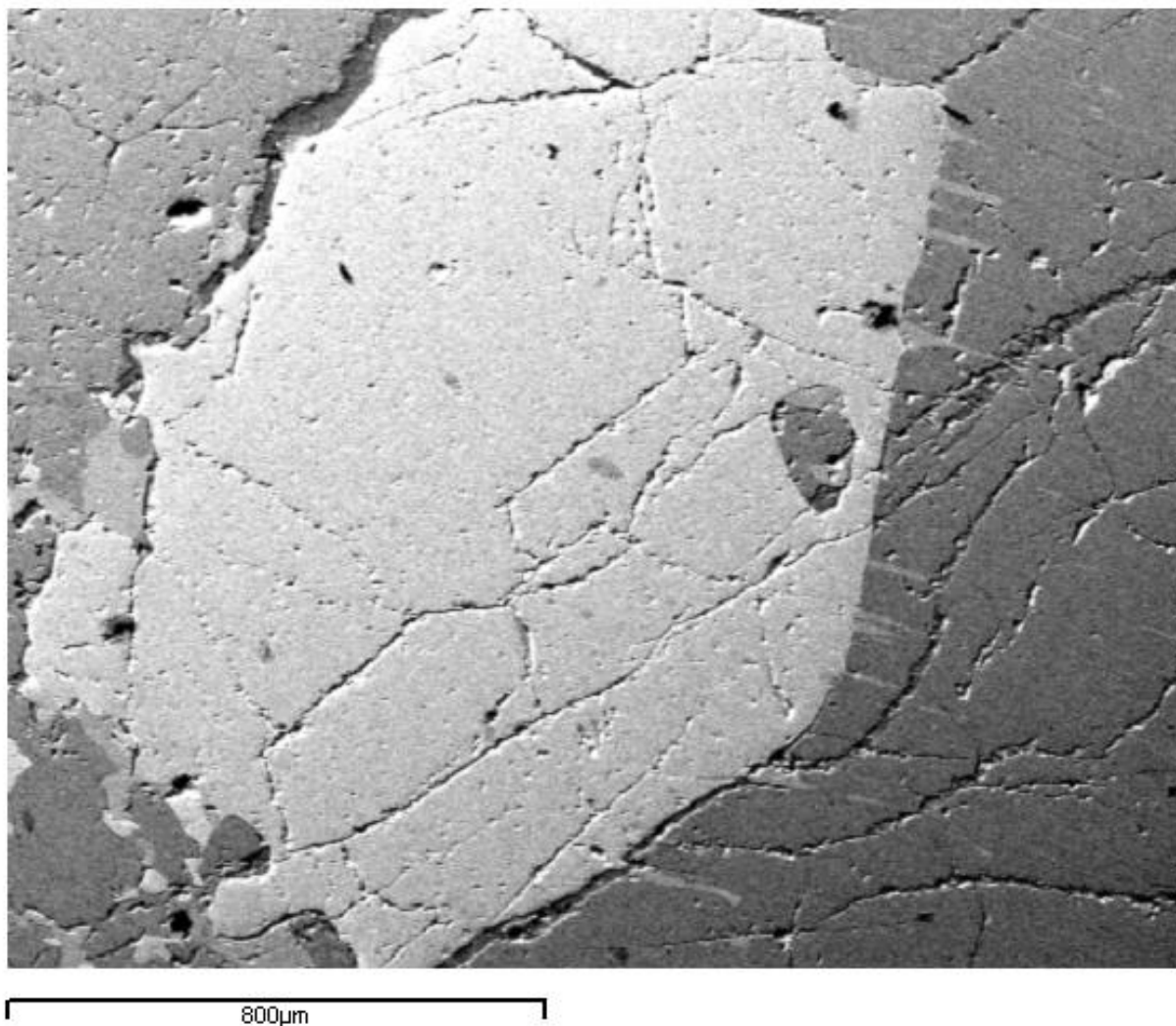




Εικ.5.16 Αλλοτρίομορφος κρύσταλλος σπινελίου που περιβάλλεται από ορθοπυρόξενο με εμφανή σερπεντινίωση και κυψελώδη ιστό (GR15-5)



Εικ.5.17 Κρύσταλλος σπινελίου που περιέχει δύο εγκλείσματα ορθοπυρόξενου (GR15-5)



Εικ.5.18 Κρύσταλλος σπινέλλιου με πυροξενικό έγκλεισμα έρχεται σε επαφή στα δεξιά με ορθοπυρόξενο που περιέχει λαμέλλες κλινοπυρόξενου και στα αριστερά με ολιβίνη (GR15-9)

## 6. Γεωχημεία

Πίνακας 6.1 : Κύρια στοιχεία σε % κ.β.

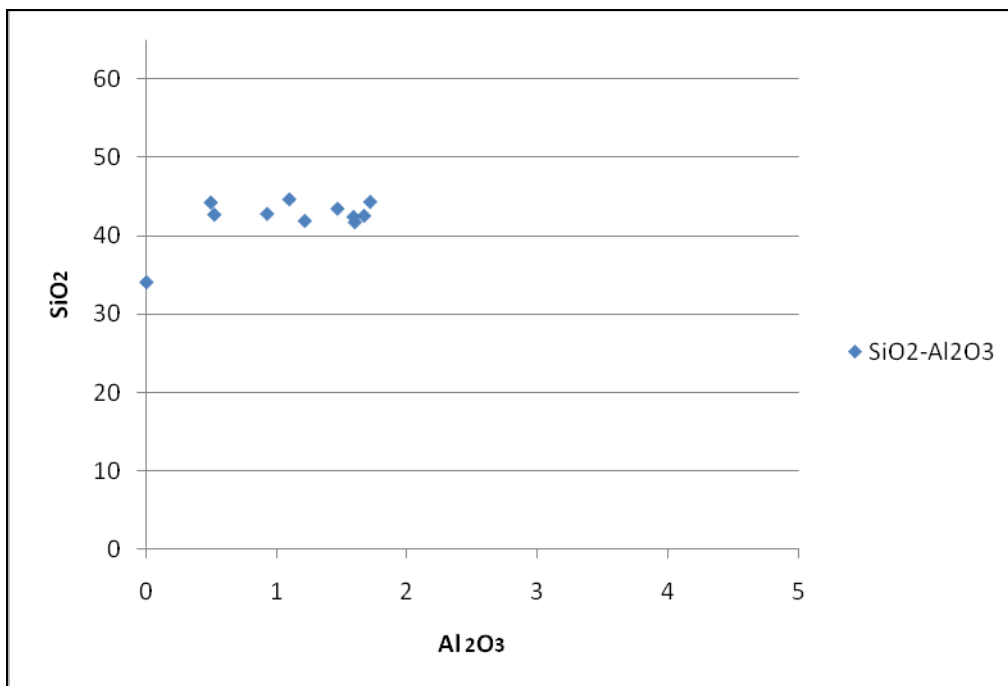
	GR15-1	GR15-2	GR15-3	GR15-4	GR15-5	GR15-6	GR15-7	GR15-9	GR15-10	GR15-11
<b>SiO<sub>2</sub></b>	42.75	42.60	44.72	42.86	41.78	41.95	42.47	44.4	43.51	34.08
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.52	1.67	1.09	0.92	1.6	1.21	1.59	1.71	1.46	-
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9.49	9.70	9.78	9.89	9.6	9.55	9.69	9.57	9.50	9.25
<b>MnO</b>	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.13
<b>MgO</b>	45.23	41.53	42.06	41.11	39.15	40.98	39.02	40.44	41.35	45.26
<b>CaO</b>	0.1	2.19	2.07	1.59	2.84	1.62	2.70	2.47	2.10	0.07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>L.O.I.</b>	0.94	-	0.96	2.97	2.80	5.2	4	-	0.95	11.82
<b>Total</b>	<b>99.25</b>	<b>97.95</b>	<b>100.98</b>	<b>99.59</b>	<b>98.02</b>	<b>100.76</b>	<b>99.73</b>	<b>98.85</b>	<b>99.14</b>	<b>100.68</b>

Στον Πίνακα 6.1 δίνονται οι αναλύσεις των κύριων στοιχείων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων που αναλύθηκαν από την περιοχή μελέτης. Όπως παρουσιάζεται, τα περισσότερα κύρια στοιχεία έχουν κυρίως χαμηλές συγκεντρώσεις, ενώ οι χαμηλές τιμές απώλειας πύρωσης L.O.I. υποδεικνύουν ότι τα φαινόμενα εξαλλοίωσης δεν έχουν επιδράσει σε μεγάλο βαθμό στα πετρώματα αυτά. Οι τιμές των  $Al_2O_3$  (0,52-1,71%),  $CaO$  (0,07-2,84%),  $Na_2O$  (0,05%),  $Fe_2O_3$  (9,25-9,89%),  $MnO$  (0,13-0,15%) υποδεικνύουν χημικές συστάσεις υπερβασικών πετρωμάτων με  $SiO_2 < 45\%$ . Το  $SiO_2$  (34,08-44,71%) εμφανίζει χαμηλές τιμές (<45%κ.β.) ενώ χαρακτηριστικές είναι οι υψηλές συγκεντρώσεις του  $MgO$  (39,15-45,26%), οι οποίες προσδίδουν χαρακτηριστικά δύστηκτου περιδοτίτη (Ophiolitic and abyssal refractory peridotites). Τα χαρακτηριστικά αυτά επιβεβαιώνονται και από τις χαμηλές συγκεντρώσεις των  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  και  $TiO_2$ , οι οποίες βρίσκονται κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας.

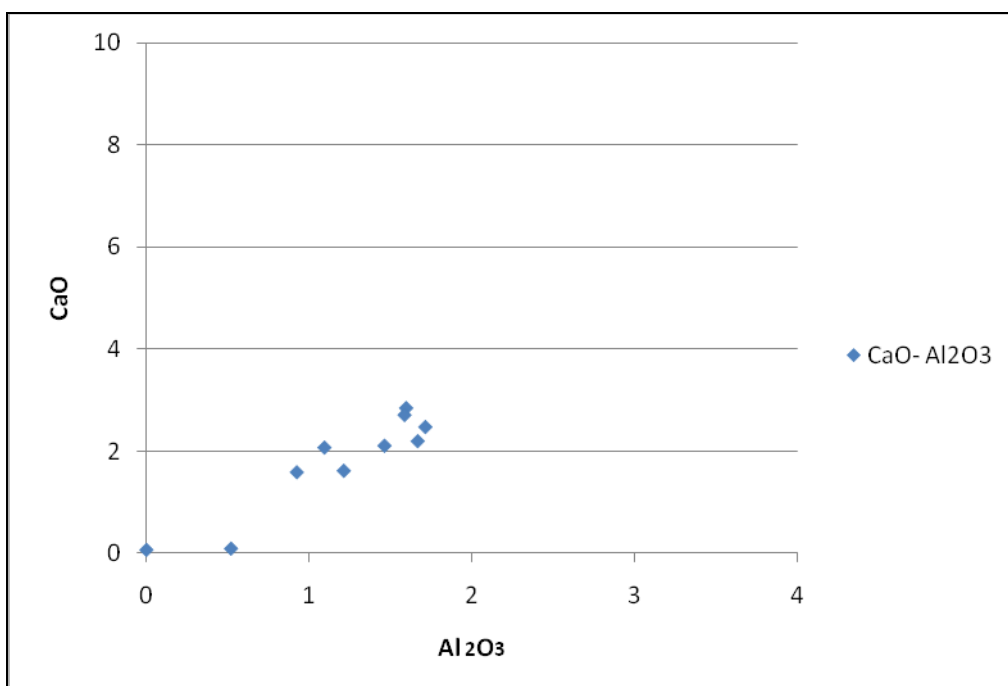
Οι τιμές της απώλειας πύρωσης είναι γενικά χαμηλές εκτός από τα δείγματα GR15-4 και GR15-11 λόγω του ένυδρου χαρακτήρα του σερπεντίνη και της έντονης παρουσίας σε αυτά, ιδιαίτερα στο δεύτερο. Κατά τη δοκιμή τα δύο δείγματα απέριψαν το νερό που συγκρατούσαν, πράγμα το οποίο είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση της τιμής της απώλειας πύρωσης.

Παρακάτω παρουσιάζονται τα διαγράμματα διαφοροποίησης επιλεγμένων οξειδίων ως προς  $Al_2O_3$  και  $MgO$ . Παρατηρείται μια θετική συσχέτιση του  $Al_2O_3$  ως προς το  $SiO_2$  και το  $CaO$ , και μια ελαφρώς αρνητική συσχέτιση με το  $MgO$ . Τέλος, το διάγραμμα διαφοροποίησης του  $Fe_2O_3$  εμφανίζει σταθερή σχέση ως προς το  $Al_2O_3$ .

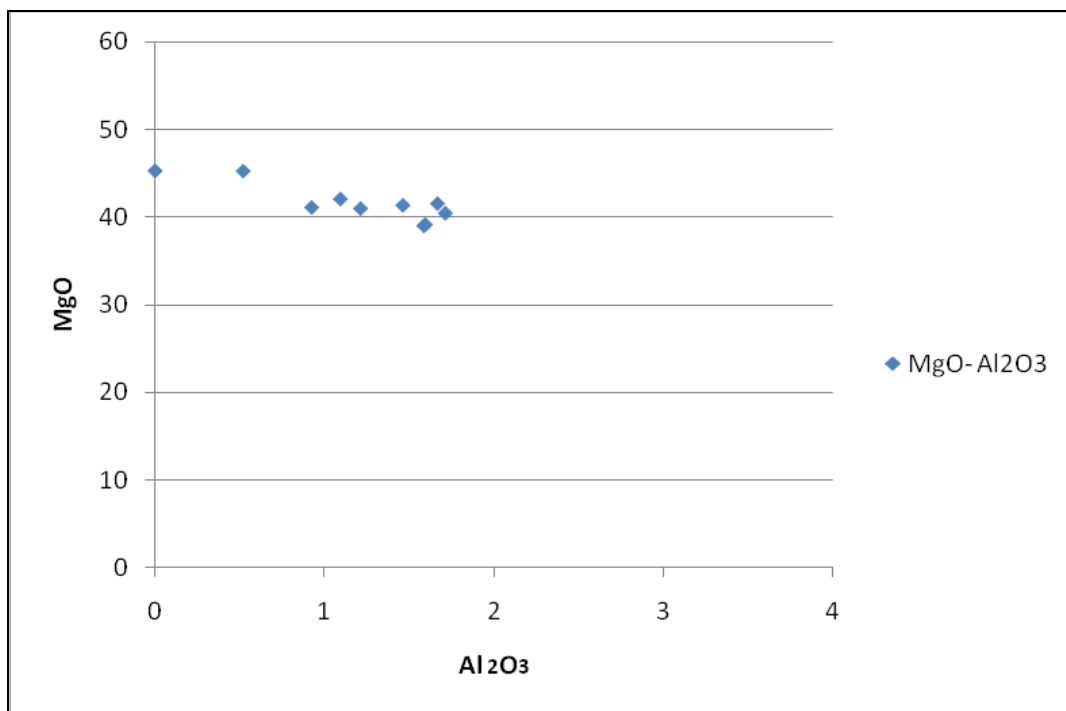
Ως δείκτης διαφοροποίησης επιλέχθηκε το  $MgO$  διότι το μαγνήσιο παρουσιάζει μεγαλύτερη διακύμανση στα υπερβασικά πετρώματα σε σχέση με το  $SiO_2$  και αποτυπώνει με καλύτερο τρόπο τη διαφοροποίηση των διαφόρων λιθοτύπων. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τη διασπορά που παρουσιάζει το  $SiO_2$  ως προς το  $MgO$ .



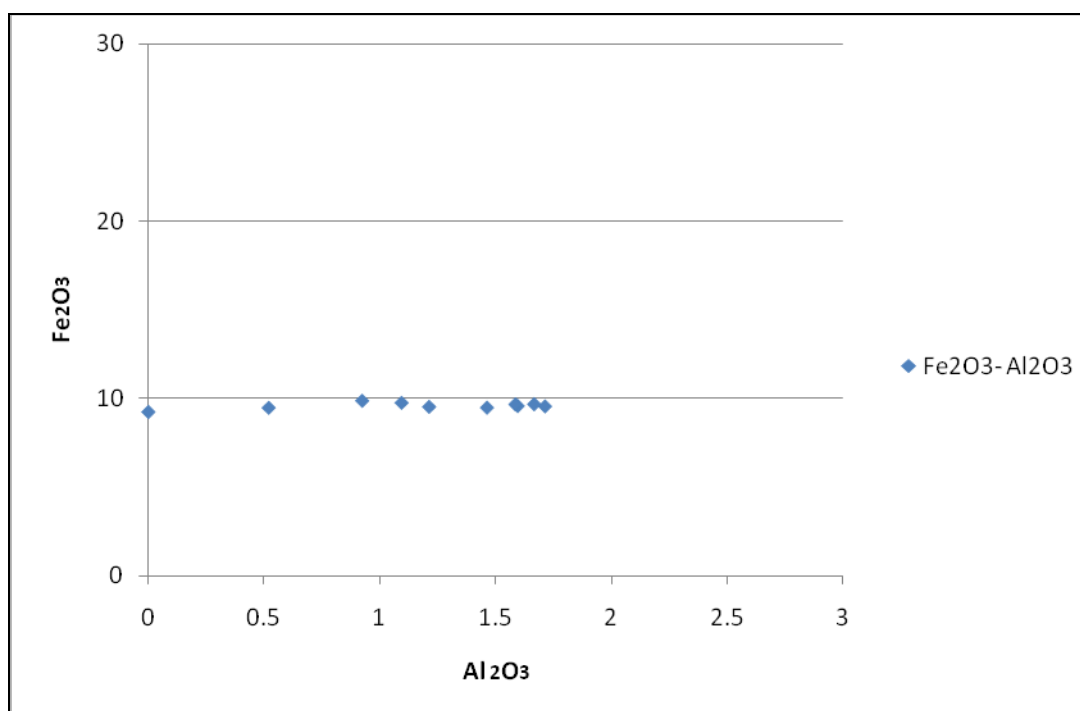
Διάγραμμα διαφοροποίησης SiO<sub>2</sub> ως προς Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



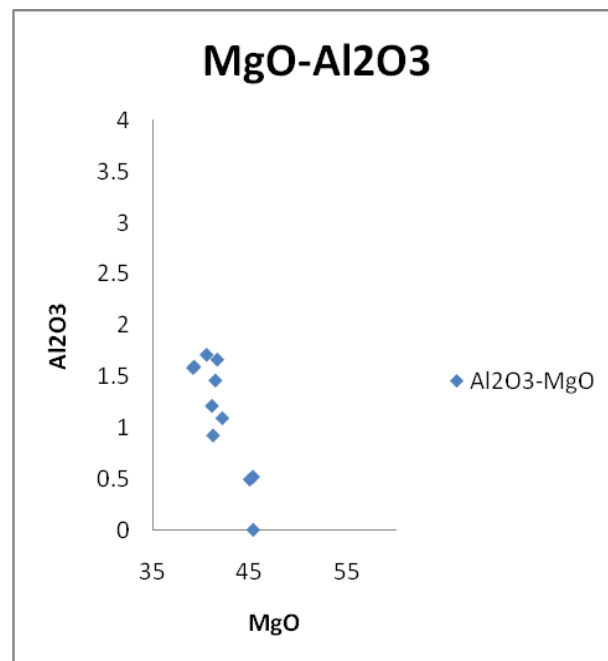
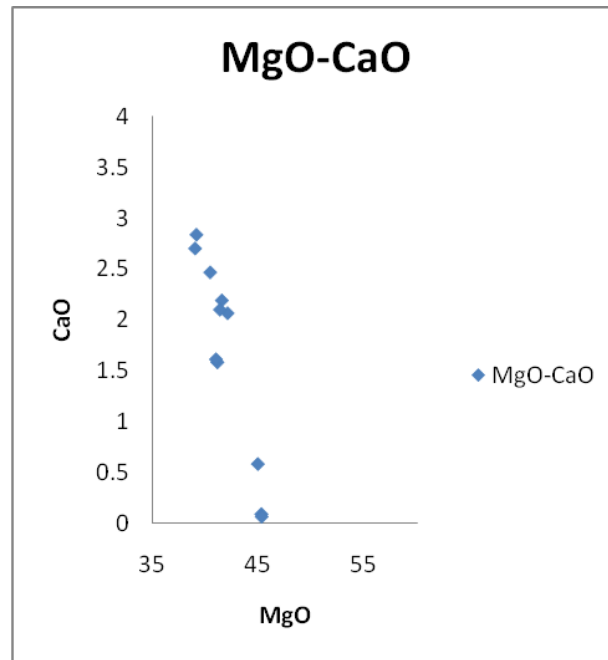
Διάγραμμα διαφοροποίησης CaO ως προς Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

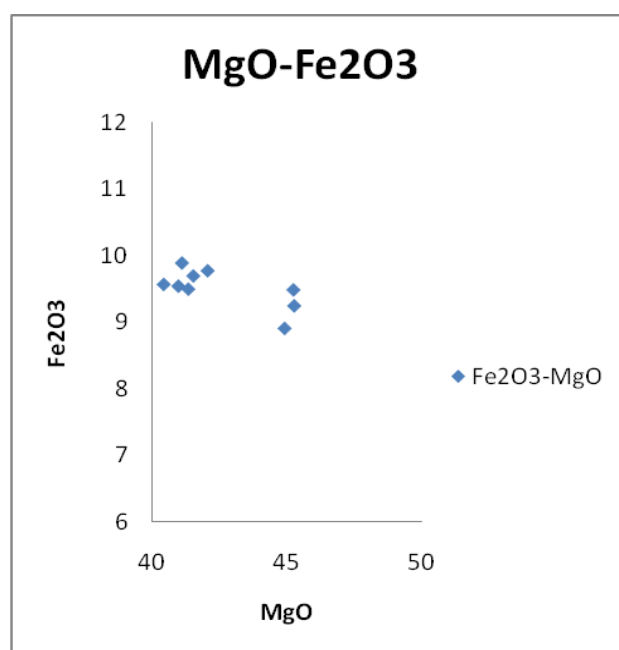
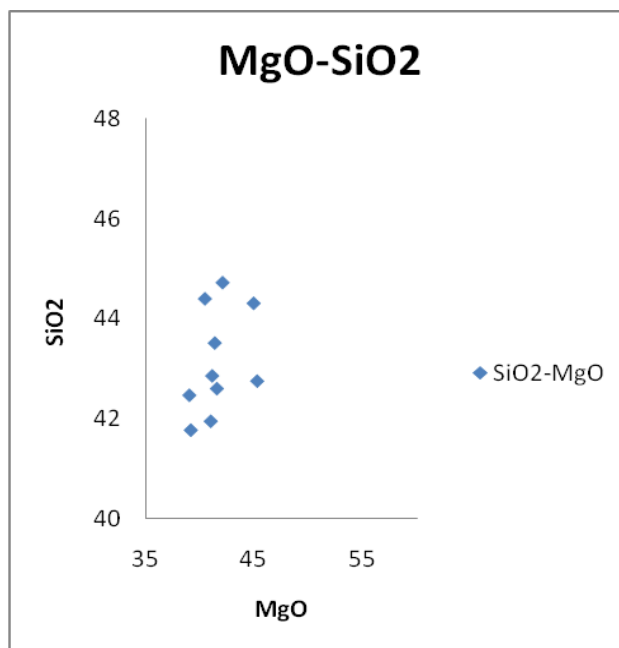


Διάγραμμα διαφοροποίησης MgO προς Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



Διάγραμμα διαφοροποίησης Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> προς Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>





Διαγράμματα διαφοροποίησης κύριων στοιχείων ως προς MgO



Πίνακας 6.2: Ιχνοστοιχεία σε ppm

	GR15-1	GR15-2	GR15-3	GR15-4	GR15-5	GR15-6	GR15-7	GR15-9	GR15-10	GR15-11
<b>Sc (PPM)</b>	3	14	15	17	12	14	15	14	16	5
<b>TiO<sub>2</sub> (%)</b>	0.007	0.061	0.058	0.061	0.05	0.06	0.047	0.048	0.051	0.01
<b>V (PPM)</b>	11	66	73	80	62	79	57	64	71	13
<b>Cr (PPM)</b>	2118	3032	2990	2891	2961	2966	2623	2953	3193	2045
<b>MnO (%)</b>	0.149	0.162	0.164	0.158	0.163	0.162	0.163	0.162	0.164	0.152
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%)</b>	9.273	10.972	11.069	10.89	10.825	10.884	11.102	11.454	11.37	9.84
<b>Co (PPM)</b>	129	132	129	124	132	125	131	135	136	136
<b>Ni (PPM)</b>	2678	2547	2526	2409	2520	2348	2560	2652	2638	2819
<b>Cu (PPM)</b>	0	27	30	31	22	29	22	33	30	1
<b>Zn (PPM)</b>	32	48	46	47	45	46	49	48	50	36
<b>Ga (PPM)</b>	2	4	4	4	6	5	5	4	5	3
<b>As (PPM)</b>	6	7	4	3	6	5	4	6	5	5
<b>Rb (PPM)</b>	6	7	7	7	7	7	8	7	7	6
<b>Sr (PPM)</b>	4	7	4	4	4	5	5	5	5	10
<b>Y (PPM)</b>	3	4	5	4	3	5	4	4	5	3
<b>Zr (PPM)</b>	8	9	9	7	7	9	8	8	8	9
<b>Nb (PPM)</b>	2	3	3	1	1	2	2	2	2	2
<b>Mo (PPM)</b>	1	1	2	1	1	0	1	2	1	2
<b>Sn (PPM)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Sb (PPM)</b>	4	3	4	4	0	0	5	1	1	3
<b>Cs (PPM)</b>	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0
<b>Ba (PPM)</b>	0	4	4	4	7	0	0	7	4	13
<b>La (PPM)</b>	21	20	23	23	24	28	23	25	20	24
<b>Ce (PPM)</b>	4	0	1	0	0	0	0	0	0	1
<b>Pb (PPM)</b>	22	27	25	24	25	26	23	27	24	23
<b>Th (PPM)</b>	10	10	12	11	10	12	11	12	11	11
<b>U (PPM)</b>	4	4	4	4	2	6	5	5	4	4

## 7. Συζήτηση - Συμπεράσματα

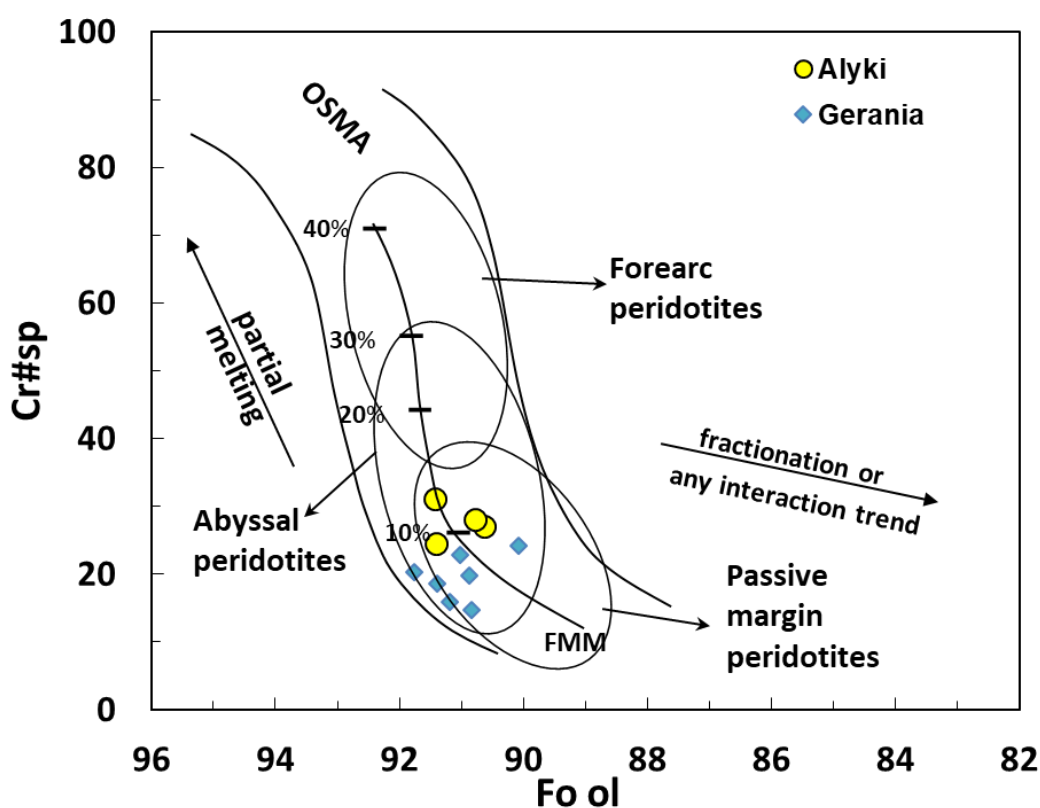
Το οφιολιθικό σύμπλεγμα των Γερανείων αποτελεί τμήμα της δυτικής οφιολιθικής ζώνης των Ελληνίδων και επωθείται με τη μορφή τεκτονικών λεπίων στην Πελαγονική ζώνη.

Στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος των Γερανείων κυριαρχούν σερπεντινωμένοι περιδοτίτες, οι οποίοι διαπερνώνται τοπικά από πυροξενιτικές και γαββρικές-τροκτολιθικές φλέβες μικρών διαστάσεων. Οι κύριες λιθολογίες των περιδοτιτών που απαντώνται στην περιοχή μελέτης είναι οι λερζόλιθοι, χαρτσβουργίτες και δουνίτες. Συχνά παρατηρούνται συμπαγείς όγκοι λερζόλιθων και χαρτσβουργιτών, οι οποίοι εναλλάσσονται με σώματα δουνιτών. Ο βαθμός σερπεντινίωσης των περιδοτιτών ποικίλει και φαίνεται να αυξάνεται σταδιακά από το κέντρο προς τα περιφερειακά τμήματα της εμφάνισης και από τα υψηλότερα προς τα χαμηλότερα τοπογραφικά σημεία. Ο έντονος τεκτονισμός και η παραμόρφωση που έχουν υποστεί τα πετρώματα αυτά αποτελεί έναν επιπλέον παράγοντα που ευνοεί τη σερπεντινίωση. Τα υπερβασικά πετρώματα υπέρκεινται τεκτονικά ενός σχηματισμού οφιολιθικού *mélange*, ο οποίος είναι ορατός κυρίως στο νότιο και δυτικό τμήμα της εμφάνισης.

Η ορυκτολογική σύσταση των υπό μελέτη υπερβασικών πετρωμάτων χαρακτηρίζεται κυρίως από την παρουσία του ολιβίνη (>40% κ.ο.) ενώ σε μικρότερο ποσοστό συμμετέχει ορθοπυρόξενος, κλινοπυρόξενος και σπινέλλιος, εμφανίζοντας ομοιότητες με περιδοτίτες που έχουν υποστεί μερική τήξη στον ανώτερο μανδύα. Ο ιστός τους είναι κυρίως πορφυροκλαστικός έως κοκκώδης, ενώ παρατηρείται μυλονιτικός ιστός σε ζώνες διάτμησης. Συχνά εμφανίζονται πυροξενιτικοί πορφυροκλάστες με λαμέλλες απόμειξης και λαμέλλες με γωνιάσεις λόγω της μυλονιτοποίησης μαζί με δευτερογενή ορυκτά. Οι σερπεντινωμένοι περιδοτίτες και σερπεντινίτες χαρακτηρίζονται από σερπεντίνη με κυψελώδη ιστό και παρουσία δευτερογενών ορυκτών, όπως τάλκη και μαγνητίτη, ως αποτέλεσμα της ωκεάνιας μεταμόρφωσης.

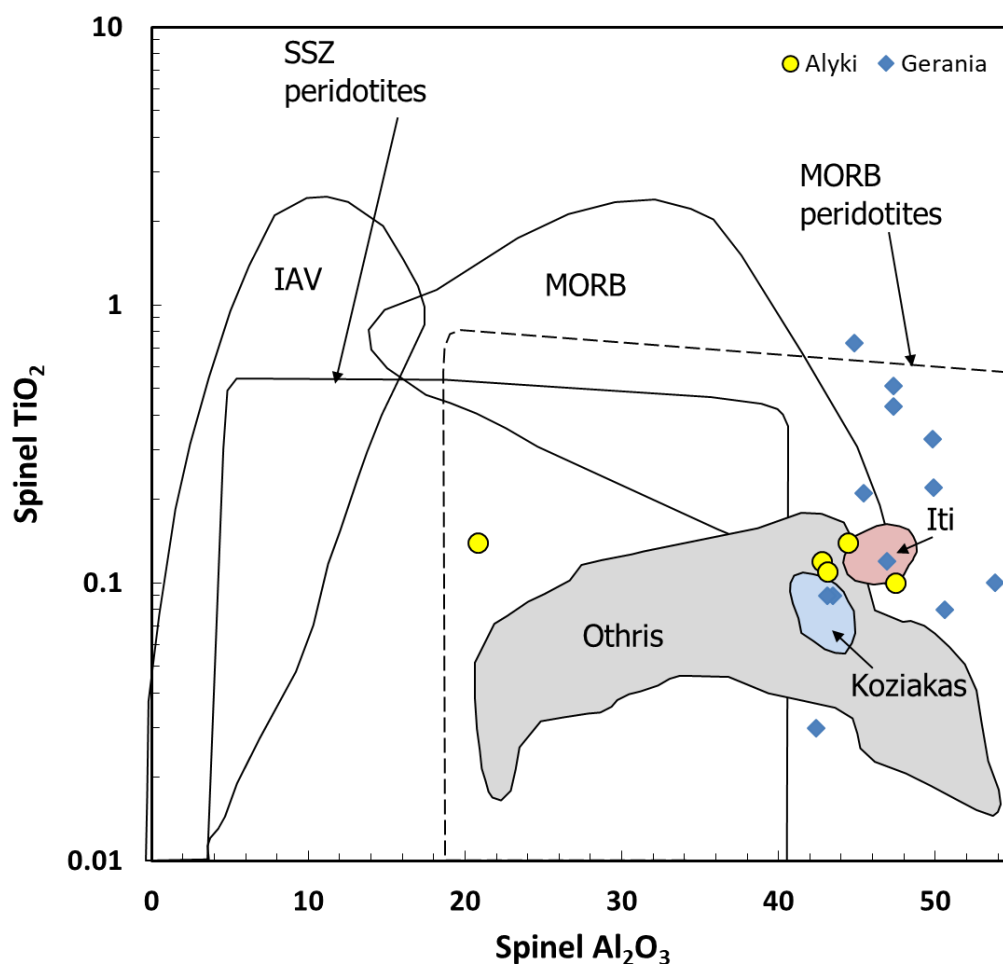
Από τα αποτελέσματα των ορυκτοχημικών αναλύσεων με χρήση ηλεκτρονικού μικροσκοπίου προέκυψε ότι οι κρύσταλλοι των κλινοπυροξένων έχουν σύσταση διοψίδιου, οι κρύσταλλοι των ορθοπυροξένων έχουν σύσταση ενστατίτη και του ολιβίνη έχουν σύσταση φορστερίτη. Με βάση τις ορυκτοχημικές αναλύσεις υπολογίστηκε ο αριθμός χρωμίου Cr#  $[Cr/Cr+Al]$  των σπινελίων, ο οποίος

προβάλλεται ως προς το ποσοστό φορστερίτη (Fo) του ολιβίνη (Εικ. 7.1.). Από την προβολή των συστάσεων του ολιβίνη και του σπινέλλιου στο διάγραμμα της Εικόνας 7.1, μπορούν να προκύψουν ενδείξεις σχετικά με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού των πετρωμάτων και εκτίμηση του βαθμού μερικής τήξης που έχουν υποστεί. Συγκεκριμένα, τα πετρώματα της περιοχής μελέτης προβάλλονται στην περιοχή OSMA (Olivine Spinel Mantle Array), υποδεικνύοντας χαρακτήρες υπολειμματικών περιδοτιτών του ανώτερου μανδύα. Σύμφωνα με τον Arai (1994) μέσα στην περιοχή OSMA προβάλλονται συστάσεις υπολειμματικών περιδοτιτών του ανώτερου μανδύα που έχουν υποστεί μερική τήξη, ενώ υπερβασικά πετρώματα, τα οποία προέρχονται από κρυστάλλωση μάγματος προβάλλονται εκτός αυτής της περιοχής. Επιπλέον η πλειοψηφία των δειγμάτων προβάλλεται στην αλληλεπικαλυπτόμενη περιοχή των πεδίων των αβυσσικών περιδοτιτών και των περιδοτιτών παθητικού περιθωρίου. Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ενδεικτικά ότι ο βαθμός μερικής τήξης είναι μικρός και κυμαίνεται από περίπου 5-10%. Από το ίδιο διάγραμμα φαίνεται ότι οι προβολές των υπό μελέτη περιδοτιτών βρίσκονται κοντά στη σύσταση του γόνιμου μανδύα με χαρακτήρες MORB (FMM: Fertile MORB Mantle) και εμφανίζουν παρόμοιες συστάσεις με τους περιδοτίτες της οφιολιθικής εμφάνισης της Αλυκής στη Βοιωτία.

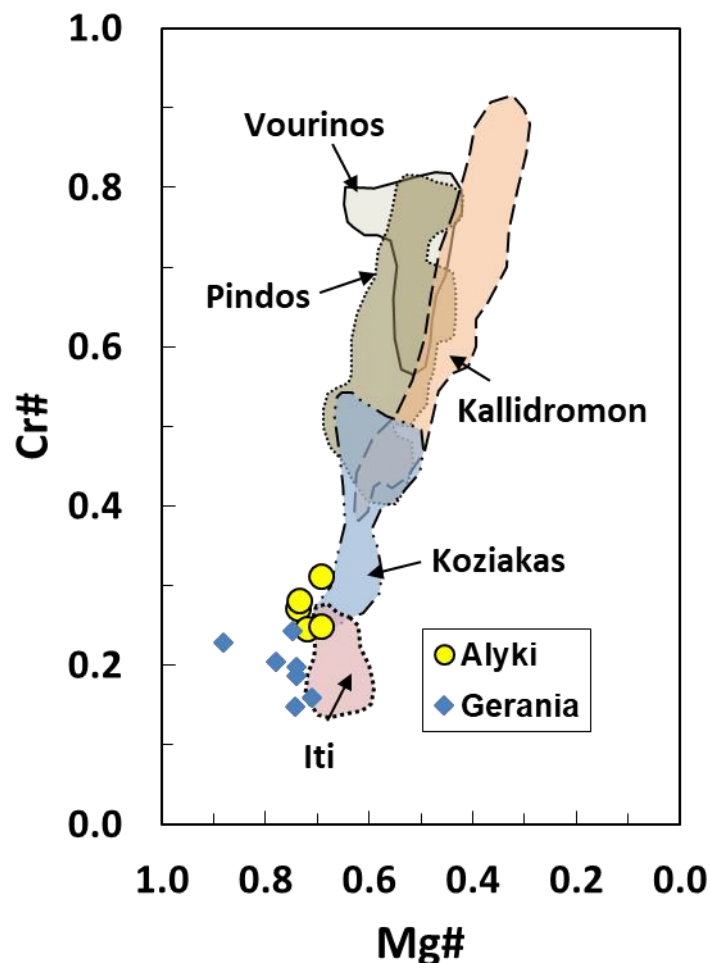


Εικ.7.1 Προβολή του Cr# sp ως προς το Fo ol (Arai, 1994) των περιδοτιτών του οφιολιθικού συμπλέγματος των Γερανείων.

Ο γόνιμος χαρακτήρας των μανδουακών περιδοτιτών των Γερανείων επιβεβαιώνεται και από την πλούσια σε Al σύσταση των σπινελλίων. Στο διάγραμμα  $\text{TiO}_2$  ως προς το  $\text{Al}_2\text{O}_3$  των σπινελλίων (Εικ.7.2) τα υπό μελέτη δείγματα προβάλλονται στο πεδίο MORB, όπου υποδεικνύεται και επιβεβαιώνεται ο πλούσιος σε Al χημισμός των σπινελλίων. Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ο παρόμοιος χημισμός των σπινελλίων των Γερανείων με εκείνους της Αλυκής, της Όθρυος, του Κόζιακα και της Οίτης. Παρόμοιες πληροφορίες λαμβάνονται και από την προβολή στο διάγραμμα Cr# ως προς Mg# ( $=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ) όπου επιβεβαιώνεται ο γόνιμος χαρακτήρας των περιδοτιτών των Γερανείων από τις συστάσεις των σπινελλίων, οι οποίοι είναι πλούσιοι σε Mg και σχετικά φτωχοί σε Cr (Εικ. 7.3). Στο ίδιο διάγραμμα φαίνεται επιπλέον ότι οι σπινέλλιοι των Γερανείων προβάλλονται κοντά στις συστάσεις των σπινελλίων της Αλυκής της Οίτης και του Κόζιακα.



Εικ.7.2 Προβολή του  $\text{TiO}_2$  ως προς  $\text{Al}_2\text{O}_3$  των σπινελλίων από τους περιδοτίτες των Γερανείων.



Εικ.7.3 Προβολή του Cr# ως προς Mg# των σπινελλίων από τους περιδοτίτες των Γερανείων.

Συνδυάζοντας τα γεωλογικά, πετρογραφικά, ορυκτοχημικά και γεωχημικά δεδομένα από την εργασία αυτή προκύπτει ότι τα υπερβασικά πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος των Γερανείων προήλθαν από την αντίδραση περιδοτιτών του ανώτερου μανδύα, οι οποίοι είχαν υποστεί μικρό βαθμό μερικής τήξης και ενός μάγματος με γεωχημικούς χαρακτήρες MORB. Σύμφωνα με τον Βακόνδιο (1997) οι περιδοτίτες των Γερανείων αποτελούν το τμήμα του μανδύα που βρίσκεται σε ισορροπία με ρευστή φάση, η οποία προέρχεται από μερική τήξη σε βάθος 30-75km. Στο βάθος αυτό μένουν ανεπηρέαστοι ο σπινέλλιος και ο κλινοπυρόξενος, ενώ αντίθετα ο άστριος αποδεσμεύεται από την σύσταση. Η παρόμοια σύσταση των περιδοτιτών των Γερανείων με τους περιδοτίτες της απέναντι οφιολιθικής εμφάνισης της Αλυκής αποτελεί ένδειξη της υπόθεσης ότι πιθανά αυτές οι δύο γεωλογικές εμφανίσεις ήταν κάποτε ένα ενιαίο οφιολιθικό σώμα. Ωστόσο η επιβεβαίωση μιας τέτοιας υπόθεσης προϋποθέτει τη συλλογή και επεξεργασία περισσότερων δειγμάτων και αναλυτικών δεδομένων.

## Βιβλιογραφία

- Anonymous (1972): Penrose field conference of ophiolites. *Geotimes*, 17, 24-25.
- Aubouin, J. (1959): Contribution a l'étude de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessaly. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 10, 1-525.
- Aubouin, J., Le Pichon, X., Winterer, E. & Bonneau, M. (1979): Les Hellenides dans l'optique de la Tectonique de Plaques. 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Athens 1977, 3, 1333-1367.
- Baumgartner, P.O. & Bernoulli, D. (1976): Stratigraphy and radiolarian fauna in a Late Jurassic-Early Cretaceous section near Achladi (Evvoia, Eastern Greece).- *Eclog. geol. Helv.*, 69, 601-626.
- Bebien, J., Blanchet, R., Cadet, V.P., Charvet, J., Chorowicz, J., Lapierre, H. & Rampoux, J.P. (1978): Le volcanisme triassique des Dinarides en Yougoslavie: sa place dans l'évolution géotectonique periméditerranéenne.- *Tectonophysics*, 47, 159-176.
- Bebien, J., Dubois, R., Gauthier, A. (1986): Example of an ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). –*Geology*, 14, 1016-1019.
- Bebien, J., Ohnstedter, D., Ohnstedter, M. & Vergely, P. (1980): Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems.- *Ofioliti*, sp. Iss. Tethyan ophiolites, 2, 129-197
- Beccaluva, L., Ohnstedter, D., Ohnstedter, M. & Paupy (1984): "Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolites," *Miner. Pet.*, vol. 85, pp. 253–271,.
- Bernoulli, D. & Laubscher, H. (1972): The palinspastic problem of the Hellenides. – *Eclogae geol. Helv.*, 65, 107-118
- Bowen, N.L. & Tuttle, O.E. (1949): The system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60p.
- Bowen, N.L. (1927): The origin of ultrabasic and related rocks. – *Am. J. Sci.*, 14, 89-108p.
- Brogniart, A. (1813): Essai d'une classification mineralogique des roches melangées. – *J. des Mines*, Paris, No. 199.
- Brogniart, A. (1827): Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et hétérogènes. – F.G. Levrault, Paris
- Brunn, J.H. (1956): Contribution a l' etude du Pinde septentrional et d'une partie de la Macedoine occidentale. *Annales Geologiques du Pays Helleniques*, 7, 1-358.
- Capedri, S., Lekkas, E., Papanikolaou, D., Scarpelis, N., Venturelli, G. & Gallo, J. (1985): The ophiolite of the Koziakas range, Western Thessaly (Greece). – *N. Jb. Miner. Abh.*, 152, 45-64.
- Capedri, S., Venturelli, G., Bocchi, G., Dostal, J., Garuti G. & Rossi (1980): "The geochemistry and petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece," *Contrib. Miner. Pet.*, vol. 74, pp. 189–200.
- Celet, P., Ferriere, J. & Wigniolle, E. (1977): Le problème de l'origine des blocks exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). - *Bull. Geol. Soc. France*, 19, 935-942.
- Church, W.R. (1972): Ophiolite: its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians. *Dept. Energy, Mines Res. Canada Publ.* 42,71-85.

- Coleman, R. G. (1977): *Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?* – Springer, Berlin – Heidelberg – New York, 229 pp.
- Coleman, R.G. (1971): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 1212-1222,
- Davis, H.L. (1971): Peridotite- gabbro- basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. *Australian Bur. Min. Resur. Bull.* 128,48p
- Dewey, J.F. & Bird, J.M (1971): Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: *J. Geophys. Res.*76, 3179-3206.
- Dixon, J.E. & Dimitriadis, S. (1984): Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds) *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 603-618.
- Economou, M. (1983): A short note on the evolution of the Vermion ophiolite complex (Macedonia-Greece). *Ofioliti*, 8, 333-338.
- Ferriere, J. (1982): Paleogeographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes: les massifs de l'Othrys et de Pélion. – *Soc. Geol. Nord. Publ.* 8, 970p.
- Ferriere, J., Chanier F. & Ditbanjong P. (2012): The Hellenic ophiolites: Eastward or westward obduction of the Maliac Ocean, a discussion
- Greenly, E. (1919): *The geology of Anglesey*. – *Mem. geol. Surv. G.B.*
- H. F. Robertson, "Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region," *Lithos*, vol. 65, no. 1, pp. 1–67, 2002.
- Haenel-Remy S. & Bebie J. (1985): The Oreokastro ophiolite (Greek Macedonia). An important component of the innermost Hellenic Ophiolite Belt.–*Ofioliti*, 10, 279-296
- Hatzipanagiotou K. (1991): K-Ar dating of ophiolites from Rhodes and Karpathos islands, Dodekanese, Greece. - *Geologica Balcanica*, 21/5: 69-76
- Hatzipanagiotou, K. & Tsikouras, B. (1999) : Plagiogranites in the Hellenic ophiolites. - *Ofioliti*, 24/2, 283-292.
- Hatzipanagiotou, K. & Tsikouras, B. (2001) : Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece.
- Hatzipanagiotou, K. (1983): Die oberste Einheit des sud-agaischen deckenstapels auf Rodos und Karpathos (Dodekanes/Griechenland) – Relikte eines ophiolith-komplexes.-Diss., p.163, TU Braunschweig.
- Hatzipanagiotou, K. (1988): Eindindung der obersten einheit von Rhodos, und Karpathos (Griechenland) in den alpidischen ophiolith-gurtel.- *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 176/3, 395-422.
- Hatzipanagiotou, K. (1990a): Petrography of the ophiolite complex in central Argolis (peloponnesus, Greece). - *Ofioliti*, 15, 61
- Hatzipanagiotou, K. (1990b): Ultrabasite innerhalb der ophiolitischen mélange von Angelona (SO-Lakonien/Peloponnes, Griechenland). - *Chem. Erde*, 50, 137-145.
- Hatzipanagiotou, K., Lekkas, E. & Migiros, G. (1995) : Plagiogranites in the Ultrabasic Rocks of the Koziakas Mountain (Central Greece). – *Z. dt. geol. Ges.*, 146, 479-486.
- Hatzipanagiotou, K., Pe-Piper, G. & Pyrgiotis, L. (1994): Sub-ophiolitic amphibolite soles from the Dafnospilia-Kedros area, western Thessaly, Greece. – *N. Jb. Miner. Mh. H.*, 9, 391-402.

- Hatzipanagiotou, K., Pomonis, P. & Tsikouras, B. (2001): Origin and evolution of ultramafic rocks from the Koziakas ophiolite, continental Greece. – Braunschweiger geowiss, Arb., 24, 235-247.
- Hess, H.H. (1938): Primary peridotite magma. Am. J. Sci. 35, 321-344.
- Jacobshagen, V. (1986): Geologie von Griechenland. – Gebruder, Borntraeger, Stuttgart, p.363
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K.O. & Kawalczyk, G. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region.- In : Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (eds), Alps, Apennines, Hellenides, 537-564.
- Jones, G. & Robertson, A.H.F. & Cann, J.R. (1991): Genesis and emplacement of the suprasubduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece. In: Peters, T.J. et al. (Eds), Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, 771-799.
- Jones, G. & Robertson, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. – J. Geol. Soc. London, 148, 267-288
- Jones, G. & Robertson, A.H.F. (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. Journal of the Geological Society, London, 148, 267-288.
- Jones, G., Robertson, A.H.F. & Cann, J.R. (1991): Genesis and Emplacement of the Supra-Subduction Zone Pindos Ophiolite, Northwestern Greece. – In: PETERS, T.J. et al. (Eds): Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, 771-799.
- Karipi, S., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2006): The petrogenesis and tectonic setting of ultramafic rocks from Ili and Kallidromon Mountains, continental central Greece, vestiges of the Pindos ocean. The Canadian Mineralogist, 44, 267-287.
- Karipi, S., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K. & Grammatikopoulos, T.A. (2007): Petrogenetic significance of spinel-group minerals from the ultramafic rocks of the Ili and Kallidromon ophiolites (Central Greece). Lithos, 99, 136-149.
- Katsikatsos, G., Migiros, G., Triantafyllis, M. & Mettos, A. (1986): Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly –SW Macedonia, Euboea – Attica- Northern Cyclades Islands and Lesvos). Geol. & Geoph. Res., Special Issue, I.G.M.E., 191-212 p., Athens.
- Koepke, J., Kreuzer, H. & Seidel, E. (1985): Ophiolites in the southern Aegean arc (Crete, Karpathos, Rhodes) - Linking the ophiolite belts of the Hellenides and the Taurides. - Ofioliti, 10, 343-354.
- Kostopoulos, D.K. (1988): Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting of the Pindos Ophiolite, NW Greece. PhD Thesis, University of Newcastle, p. 468.
- L. Capedri, S., Venturelli, G., Bebien, J. & Toscani (1981): "Low and high Ti ophiolites in northern Pindos : petrological and geological constraints," Bull, vol. 44, pp. 439– 449,.
- Langosch, A., Seidel, E., Stosch, H-G. & Okrusch, M. (2000): Intrusive rocks in the ophiolitic mélange of Crete - Witnesses to a Late Cretaceous thermal event of enigmatic geological position. - Contrib. Mineral. Petrol., 139, 339-355.
- Magganas, A. & Economou, M. (1988): On the chemical composition of chromite ores from the ophiolitic complex of Soufli, NE Greece.- Ofioliti, 13, 15
- Magganas, A. (2002): Constraints on the petrogenesis of Evrow ophiolite extrusives, NE Greece. – Lithos, 65, 165-182.



- Magganas, A., Kyriakopoulos, K. & Lekkas, E. (1997): Early Alpine Rift Volcanism in Continental Greece: the Case of Glykomilia Area (Koziakas Mountain). – *Chem Erde*, 57, 243-255.
- Magganas, A., Sideris, C. & Kokkinakis, A. (1991): Marginal basin-volcanic arc origin of the metabasic rocks of the Circum-Rhodope belt, Thrace, Greece. – *Mineral. Petrol.*, 44, 235-252.
- Mavridis, A., Skourtsis-Coroneou, V. & Tsaila-Monopolis, S. (1977): Contribution to the Geology of the Subpelagonian zone (Vourinos area, west Macedonia).- 6th Colloquium on the geology of the Aegean region, Athens 1977, 175-195
- Mitropoulos, S.I., Kalogeropoulos, S.I. & Baltazis E.M. (1987): Geochemical characteristics of ophiolitic rocks from Iti, central Greece. *Ofioliti*, 12, 37-42.
- Moore, E.M. & Vine, F.J. (1971): The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as Oceanic crust: Evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268A, 443-466.
- Moore, E.M. (1982): Origin and emplacement of ophiolites. – *Rev. Geoph. Sp. Phys.*, 20, 735-760.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Mountrakis, D. (1982): Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides. - *Ofioliti*, 7, 397-406.
- Mountrakis, D. (1984): Structural evolution of the Pelagonian Zone in NW Macedonia., Greece. - In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds) *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 581-590.
- Mountrakis, D. (1986): The Pelagonian zone in Greece: a polyphased deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geological evolution of the eastern Mediterranean. - *J. Geol.*, 94, 335-347.
- Naylor, M.A. & Harle, T.J. (1976): Paleogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. - *J. Geol. Soc. London*, 132, 667-675.
- Parrot, J.F. & Guenet, C. (1972): Le cortège ophiolitique de l'Eubée Moyenne (Grèce): étude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées dans les monts Kandilion aux radiolarites. - *Cah. O.R.S.T.O.M. sect. Geol.*, 4, 153-161.
- Pomonis, P. and Magganis, A. (2017): "Petrogenetic Implications for Ophiolite Ultramafic Bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) Based on Chemistry of Their Cr-spinels," *Geosciences*, vol. 7, no. 1.
- Pomonis, P., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2002): Origin, evolution and radiometric dating of sub-ophiolitic metamorphic rocks from the Koziakas ophiolite (W. Thessaly, Greece). – *N. Jb. Miner. Abh.*, 177/3, 255-276
- Pomonis, P., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2005): Geological evolution of the Koziakas ophiolitic complex (western Thessaly, Greece). *Ofioliti*, 30 (2), 77-86.
- Pomonis, P., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2007): Petrogenetic evolution of the Koziakas ophiolite complex (W. Thessaly, Greece). *Mineralogy and Petrology*, 89, 77-111
- Rassios, A. & Konstantopoulou, G. (1993): Emplacement tectonism and the position of chrome ores in the Mega Isoma peridotites, SW Othris, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 28 (2), 463-474.

- Rassios, A. (1990): Geology and copper mineralization of the Vrinera area, east Othris ophiolite, Greece. - *Ofioliti*, 15, 287-304.
- Renz, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragm. Akad. Athinon*, 8, 171 S., Athens
- Richter, D., Muller, C. & Mihm, A. (1991): Die faziellen beziehungen zwischen Parnass- und Pindos- zone sowie die vulcanite im gebiet nordlich von Eratini (Kontinentalgriechenland).- *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 142, 67-86
- Robertson, A.H.F. (2004): "Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions," *Earth-Science Rev.*, vol. 66, no. 3, pp. 331–387.
- Robertson, A.H.F. (1991): Origin and emplacement of an inferred late Jurassic subduction accretion complex, Euboea, eastern Greece. *Geol. Mag.*, 128, 27-41.
- Schermer, E.R. (1993): Geometry and kinematics of continental basement deformation during the Alpine Orogeny, Mt. Olympos, Greece. – *J. Struct. Geol.*, 15, 3
- Simantov, J. & Bertrand, J. (1987): Major and trace element geochemistry of the central Euboea basaltic rocks (Greece). Possible geotectonic implications. – *Ofioliti*, 12, 201-218.
- Smith, A.G. (1979): Othris, Pindos and Vourinos ophiolites and the Pelagonian zone. – In: 6th Colloquium on the geology of the Aegean region (Vol.3). Institute of Geological and Mining Research, Athens, Greece, 1369-1374.
- Smith, A.G., Hynes, A.J., Menzies, M., Nisbet, E.G., Price, I., Welland, M.J. & Ferriere, J. (1975): The stratigraphy of the Othris Mountains, eastern central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence.- *Eclog. geol. Helv.*, 68, 463-481.
- Steinmann, G. (1927): Die ophiolitischen zonen in den Mediterranen Kettengerbige. – *Proc. 14th Intern. Congr. Madrid*, 2, 638-667.
- Thayer, T.P. (1963): Flow layering in alpine peridotite gabbro complexes. – *Mineral. Soc. Amer. Sp. Pap.*, 1, 55-61.
- Thayer, T.P. (1966): Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. - *Am. Mineral.* 51, 685-710.
- Thayer, T.P. (1977): Some implications of sheeted dike Swarms in 28 ophiolitic complexes. – *Geotectonics*, 11, 419-426.
- Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (1998): Two alternative solutions for the development of a marginal basin in NE Greece. – *Ofioliti*, 23(2), 83-92.
- Vergely, P. (1976): Chevauchement vers l'Ouest et retrocharriage vers l'Est des ophiolites: Deux phases tectoniques au cours du Jurassique superieur Eocretacé dans les Hellenides internes..- *Soc. Geol. France Bull.*, 18, 231-244.
- Zimmerman, J. & Ross, J.V. (1976): Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece.-*Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1547-1550.
- Zimmerman, J. (1972): Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. – *Geol. Soc. Am., Memoir*, 132, 225-239.
- Βακόνδιος, Ι. (1997): Μελέτη της μεταλλοφορίας χρωμίτη της συνδεδεμένης με οφιολίθους τύπου της ανατολικής και δυτικής μεσογείου: οι χρωμίτες της Τήνου και των Γερανίων.
- Ζυγούρη, Β. (2009): Αλληλεπίδραση ρηγμάτων και σεισμική επικινδυνότητα στον ανατολικό Κορινθιακό.

- Καρίπη, Σ. (2004): Οι οφιολιθικές εμφανίσεις της Οίτης και του Καλλίδρομου: γεωλογική μελέτη - πετρογενετική εξέλιξη, γεωτεκτονική ερμηνεία.
- Καρκάνας, Π. (1987): Μελέτη του κοιτάσματος χρυσοσιλικού αμιάντου Ζιδανίου Κοζάνης και της εμφάνισης τρεμολιτικού αμιάντου άνω Αγόριανης Όθρυος.
- Κωνσταντόπουλου, Π.Γ. (1990): Κατανομή των στοιχείων της ομάδας του λευκόχρυσου (PGE) και του χρυσού σε χρωμιτικά μεταλλεύματα και πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου, 262σ.
- Λέκκας, Ε. (1986): Η παρουσία κλαστικού Τριαδικού στη βάση της ακολουθίας των σχηματισμών του Κόζιακα, Δυτ. Θεσσαλία. – Γεωλ. Γεωφ. Μελ., Τόμος Παπασταματίου, Ι.Γ.Μ.Ε., 235-242.
- Λέκκας, Ε. (1988): Γεωλογική δομή και γεωδυναμική εξέλιξη της οροσειράς του Κόζιακα (Δυτική Θεσσαλία). – Γεωλ. Μονογραφίες, 1, 281σ.
- Μαγκανάς, Α. (1989): Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης.
- Μαγκανάς, Α. (1988): Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης. – Διδακτ. Διατριβή, Παν/μιο Αθηνών, 336 σελ.
- Πετράκο, Γ. Σ., (2015): Αποτίμηση ορυκτοπετρογραφικών και φυσικομηχανικών ιδιοτήτων υψηλής ποιότητας αδρανών υλικών από οφιολιθικά πετρώματα στα Γεράνεια όρη.
- Πομώνης, Π. (1995): Γεωλογική πετρογραφική και γεωχημική μελέτη των οφιολιθικών εμφανίσεων της ν. Σάμου.
- Πομώνης, Π. (2003): Οι οφιόλιθοι της οροσειράς του Κόζιακα: γεωλογική μελέτη - πετρογενετική εξέλιξη - γεωτεκτονική ερμηνεία
- Τσικούρας, Β. (1992): Οι οφιόλιθοι της νήσου Σαμοθράκης: Διερεύνηση των γεωλογικών, πετρολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών των οφιολίθων και των γειτονικών τους εμφανίσεων. 434σ.
- Τσικούρας, Β., Τράκη, Κ., Κατσαντούρη, Ο. & Χατζηπαναγιώτου, Κ. (1989): Συμβολή στη γεωλογική δομή και πετρογραφία της οφιολιθικής *milange* και του υπολειμματικού οφιολιθικού καλύμματος της Β. Αργολίδας. - Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 23/1, 347-362, πρακ. 4ου συνεδρίου.
- Τσικούρας, Β. (1994): Ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη ροδιγγκιτών στη νήσο Σαμοθράκη (Β. Αιγαίο). –Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 30/3, 69-77.
- Υφαντή, Ε. (2011): Διερεύνηση της Γένεσης και της Γεωτεκτονικής Εξέλιξης των Οφιολιθικών Σχηματισμών στην περιοχή της Βάβδου (Δ. Χαλκιδική): Έμφαση στην Δημιουργία Χρωμιτών και στη Γεωχημεία των PGE.
- Χριστοφίδης Γ., Σολδατος Τ. (2013): Οπτική Ορυκτολογία. Στοιχεία οπτικής κρυσταλλογραφίας. Πετρογενετικά ουκτά.