

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΓΕΝΙΚΟ ΤΜΗΜΑ
ΓΕΩΡΓΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΥ Γ. ΣΕΡΕΛΗ

Γεωλόγου

ΕΡΕΥΝΑ ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ Ν. ΛΕΣΒΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Υποβλήθηκε στο Γενικό Τμήμα του Γεωργικού Πανεπιστημίου Αθηνών

ΑΘΗΝΑ 1995

*Η έγκριση της παρούσας διατριβής από την Εξεταστική Επιτροπή και το Γενικό
Τμήμα δεν προϋποθέτει και την αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα.
(Νόμος 5343/1932, Άρθρο 202)*

ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Αναπλ. Καθηγητής **Γ. ΜΙΓΚΙΡΟΣ** (Επιβλέπων)
Καθηγητής **Δ. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ**
Επικ. Καθηγητής **Ε. ΓΚΑΡΤΖΟΣ**

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

<i>Καθηγητής</i>	Ν. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ	(Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο)
<i>Καθηγητής</i>	Θ. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΣ	(Πολυτεχνείο Κρήτης)
<i>Καθηγητής</i>	Δ. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ	(Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών)
<i>Αναπλ. Καθηγητής</i>	Γ. ΜΙΓΚΙΡΟΣ	(Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών)
<i>Επικ. Καθηγητής</i>	Κ. ΧΑΤΖΗΠΑΝΑΓΙΩΤΟΥ	(Πανεπιστήμιο Πατρών)
<i>Επικ. Καθηγητής</i>	Α. ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ	(Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών)
<i>Επικ. Καθηγητής</i>	Ε. ΓΚΑΡΤΖΟΣ	(Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών)

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η μελέτη των οφιολιθικών πετρωμάτων σε παγκόσμια κλίμακα αποτελεί αντικείμενο μελέτης διαφόρων ερευνητών, λόγω της μεγάλης σπουδαιότητάς τους σε οικονομικό αλλά και σε θεωρητικό επίπεδο.

Η εργασία αυτή αναφέρεται στις οφιολιθικές εμφανίσεις της Λέσβου και περιλαμβάνει τεκτονική, πετρολογική και ορυκτολογική μελέτη τους σε συνδυασμό με τις συνθήκες και το πιθανότερο γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο δημιουργήθηκαν.

Η αρχική πρόταση για τη μελέτη αυτή έγινε από την Ομότιμο Καθηγήτρια του Γεωργ. Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Ελευθερία Δάβη μετά από συνεννόηση με τον Αναπλ. Καθηγητή κ. Γεώργ. Μιγκίρο τους οποίους από τη θέση αυτή ευχαριστώ.

Ευχαριστώ όλη τη συμβουλευτική επιτροπή στη διατριβή μου και ιδιαίτερα:

Τον κ. Γεώργιο Μιγκίρο οφείλω να ευχαριστήσω διότι ως κύριος υπεύθυνος της διατριβής επέβλεψε και με καθοδήγησε σε όλα τα στάδια της έρευνάς μου. Η επιστημονική του βοήθεια υπήρξε ιδιαίτερα σημαντική, αλλά εξ ίσου πολύτιμη ήταν και η ηθική συμπαράστασή του.

Τον Επίκ. Καθηγητή του Γεωργικού Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Ευθύμιο Γκάρτζο ο οποίος με βοήθησε σε όλη τη διάρκεια της προσπάθειάς μου κάνοντας ιδιαίτερα σημαντικές υποδείξεις και διορθώσεις σε πετρολογικές ορυκτολογικές και γεωχημικές έννοιες.

Ευχαριστώ επίσης τον Καθηγητή του Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Δημήτριο Παπανικολάου για την σημαντική βοήθεια που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής σε θεωρητικό επίπεδο με συζητήσεις και υποδείξεις ιδίως κατά την εργασία υπαίθρου.

Ευχαριστώ τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής και ιδιαίτερα τον Επίκ. Καθηγητή του Γεωργικού Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Ανδρέα Παυλόπουλο για τις πολλές συζητήσεις επάνω σε θέματα ιζηματολογίας σε σχηματισμούς της Λέσβου. Επίσης ιδιαίτερα θέλω να ευχαριστήσω τον Επίκ. Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών κ. Κωνσταντίνο Χαντζηπαναγιώτου για τις συζητήσεις που κάναμε επάνω σε θέματα πετρολογίας και γεωτεκτονικής των οφιολιθικών σχηματισμών της περιοχής έρευνάς μου.

Ευχαριστώ τον αγαπητό συνάδελφο Δρ. Ισαάκ Παρχαρίδη για την πολύτιμη βοήθειά του στην επεξεργασία και εκτίμηση των δορυφορικών εικόνων για χρήση στην τεκτονική.

Ευχαριστώ τον Λέκτορα του Γεωργ. Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Αναστάσιο Τσαγκαλίδη για τη βοήθειά του και τις ιδιαίτερα εύστοχες συζητήσεις, παρατηρήσεις και υποδείξεις του σε θέματα πετρογραφίας.

Ευχαριστώ τον Λέκτορα του Γεωργ. Πανεπιστημίου Αθηνών κ. Γεώργ. Σταμάτη για τις υποδείξεις του σε θέματα υδρογεωλογικά στην περιοχή της έρευνάς μου προκειμένου να ενισχύσουν απόψεις τεκτονικές.

Ευχαριστώ τον αγαπητό συνάδελφο κ. Πέτρο Κατραμπασά για την γενική βοήθεια που μου προσέφερε με τις σημαντικές υποδείξεις του.

Επίσης την συνάδελφο κ. Βαρβάρα Αντωνίου για την ιδιαίτερα σημαντική βοήθεια που μου προσέφερε στην επεξεργασία στοιχείων με τη βοήθεια των υπολογιστικών προγραμμάτων.

Ευχαριστώ τον αγαπητό συνάδελφο κ. Λεωνίδα Αντωνόπουλο για την βοήθεια του στην κατασκευή και ολοκλήρωση μεγάλου αριθμού λεπτων τομών.

πετρωμάτων που με βοήθησαν να βγάλω ασφαλέστερα συμπεράσματα στην πετρολογική έρευνα.

Ευχαριστώ τον αγαπητό συνάδελφο Δρ Βασίλειο Τσικούρα που με πολύ ευχαρίστηση μου προσέφερε τις γνώσεις του σε θέματα ανάλογα με αυτά που πραγματεύτηκα και ανταλλάξαμε ιδιαίτερα χρήσιμες απόψεις.

Αισθάνομαι ιδιαίτερη υποχρέωση να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον αγαπητό Υφηγητή του Πανεπιστημίου του Αμβούργου κ. Κυριάκο Αρίκα, που με βοήθησε ποικιλοτρόπως σε όλη την προσπάθειά μου. Πραγματοποιήσαμε στο εργαστήριό του μεγάλο αριθμό μικροαναλύσεων τις οποίες επεξεργασθήκαμε και βγάλαμε ιδιαίτερα χρήσιμα για την έρευνά μας συμπεράσματα.

Ευχαριστώ επίσης το Γεωργικό Πανεπιστήμιο Αθηνών που μου έδωσε την ευκαιρία να πραγματοποιήσω την διατριβή αυτή.

Τέλος επιθυμώ να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στους οικείους μου που μου συμπαραστάθηκαν ηθικά σε όλη αυτή την προσπάθειά μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

I. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	1
I.1. Γεωγραφία - Γεωμορφολογία	1
I.2. Σύντομη βιβλιογραφική επισκόπηση	4
I.3. Γενικά περί οφιολίθων	5
I.3.1. <i>Οφιολιθικά συμπλέγματα στην Ευρώπη</i>	
I.3.2. <i>Οφιολίθοι του Ελλαδικού χώρου και των γειτονικών περιοχών</i>	
I.4. <i>Εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων και σύντομη περιγραφή τους</i>	14
II. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ Ν. ΛΕΣΒΟΥ	19
II.1. Σύντομη επισκόπηση της γεωλογικής δομής της Ν. Λέσβου	19
II.2. Προαλπικοί και αλπικοί σχηματισμοί	19
II.3. Μεταλπικοί σχηματισμοί	22
II.4. Γεωλογική δομή περιοχής μελέτης	25
III. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ.....	31
III.1. Υπερβασική μάζα Αμπελικού - Κώμης	31
III.2. Υπερβασική μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλή)	39
IV. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΛΕΣΒΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΑΠΟ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ ΚΑΙ ΧΩΡΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ.....	48
IV.1. Γενικά	48
IV.2. Αναγνώριση, Αποτύπωση και επεξεργασία των γραμμώσεων.....	50
IV.3. Στατιστική επεξεργασία των γραμμώσεων.....	51
IV.4. Κατανομή γραμμώσεων στο σύνολο της περιοχής μελέτης	51
IV.4.1. <i>Κατανομή γραμμώσεων στα υπερβασικά</i>	
IV.4.2. <i>Κατανομή γραμμώσεων υποβάθρου</i>	
IV.5. Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (D.E.M.).....	53
IV.5.1. <i>Δημιουργία χάρτη σκιασμένου αναγλύφου και μορφοδομές στις περιοχές των υπερβασικών σχηματισμών</i>	
IV.6. Μερικά συμπεράσματα	61
V. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	62
V.1 Εισαγωγή	62
V.2. Ενδιάμεση κλαστική σειρά	62
V.2.1. <i>Γεωχημεία εγκλεισμάτων μεταβασιτών (ολισθολίθων)</i>	
V.2.2. <i>Μεταμορφικές διεργασίες σε εγκλείσματα της ενδιάμεσης κλαστικής σειράς</i>	
V.3. Αμφιβολίτες - Αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι	69
V.3.1. <i>Γενικά</i>	

V.3.2. <u>Ορυκτολογία - πετρολογία</u>	
V.3.3. <u>Γεωχημεία κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων</u>	
V.3.4. <u>Μερικά συμπεράσματα</u>	
V.4. <u>Υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου</u>	85
V.4.1. <u>Πετρογραφία - Μακροσκοπικές παρατηρήσεις</u>	
V.4.2. <u>Πετροχημεία</u>	
V.4.3. <u>Ορυκτοχημεία</u>	
V.4.3.1. <u>Ολιβίνης</u>	
V.4.3.2. <u>Πυρόξενοι</u>	
V.4.3.3. <u>Αμφίβολοι</u>	
V.4.3.4. <u>Χλωρίτης</u>	
V.4.3.5. <u>Σπινέλιοι-Διάκριση γεωτεκτονικού περιβάλλοντος με βάση τη χημική σύσταση των σπινελίων</u>	
V.4.4. <u>Εκτίμηση των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες βρέθηκαν τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου</u>	
V.4.5. <u>Οι συγκεντρώσεις μαγνησίου στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου (περιοχής Βασιλικών)</u>	
V.4.6. <u>Σερπεντινίωση των υπερβασικών της Λέσβου</u>	
V.4.6.1. <u>Γενικά</u>	
V.4.6.2. <u>Συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης που είναι σταθερός ο σερπεντίνης</u>	
V.4.6.3. <u>Ισορροπία κύριων πετρογενετικών ορυκτών των υπερβασικών πετρωμάτων σε υδατικά διαλύματα</u>	
V.5 <u>Φλεβικές εμφανίσεις στα υπερβασικά της Λέσβου</u>	154
V.5.1. <u>Γενικά</u>	
V.5.2. <u>Ροδιγκπιωμένες γαββρικές φλέβες</u>	
V.5.3. <u>Πυροξενιτικές φλέβες</u>	
V.5.4. <u>Μετασωματοωμένες γαββρικές διεισδύσεις</u>	
V.5.5. <u>Ορυκτοχημεία</u>	
V.5.5.1. <u>Ολιβίνες</u>	
V.5.5.2. <u>Πυρόξενοι</u>	
V.5.5.3. <u>Αμφίβολοι</u>	
V.5.5.4. <u>Γρανάτες - υδρογρανάτες</u>	
V.5.5.5. <u>Γεωθερμόμετρο ασβεστίτη δολομίτη</u>	
V.5.5.6. <u>Γρανάτες - υδρογρανάτες και μετατροπή τους προς Παραγωνίτη και Βουαγνατίτη (Vuagnatit $CaAl((OH)SiO_2)$)</u>	
V.5.5.7. <u>Επίδοτο, κλινοζωισίτες και χλωρίτες</u>	
V.5.5.8. <u>Μεταμορφικές διεργασίες στα φλεβικά ροδιγκπιωμένα πετρώματα της Λέσβου</u>	
VI. ΠΕΡΙΛΗΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	210
VII. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	220
VIII. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ (Υλικά και Μέθοδοι)	

I. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

I. 1. Γεωγραφία - Γεωμορφολογία

Η Λέσβος είναι νησί του ανατολικού Αιγαίου, κοντά στα Μικρασιατικά παράλια από τα οποία χωρίζεται με το Στενό της Μυτιλήνης, πλάτους 7 έως 13 ναυτικά μίλια και το Στενό Μουζελίμ, πλάτους 5 ως 6 ναυτικά μίλια. Έχει έκταση 1630,4 τετραγωνικά χιλιόμετρα, μήκος ακτών 370 χιλιόμετρα και πληθυσμό 88601 (απογραφή 1981). Είναι το τρίτο ελληνικό νησί, μετά την Κρήτη και την Εύβοια ως προς την έκταση, το μήκος ακτών και τον πληθυσμό. Οριοθετείται με γεωγραφικά μήκη από 25° 45' έως 26° 45' ανατολικά του Greenwich και βόρεια γεωγραφικά πλάτη από 38° 57' έως 39° 27'. Βρέχεται δυτικά από το κεντρικό Αιγαίο, όπου και παρουσιάζει σημαντικό βάθος (INTERNATIONAL BATHYMETRIC MAP, 1981).

Το γενικό σχήμα της Λέσβου παρουσιάζει τρεις λοβούς που μεταξύ τους κλείνουν δυο αβαθείς κόλπους (Γέρας και Καλλονής). Οι διευθύνσεις των ακτών και οι επιμήκεις κόλποι που προαναφέραμε ανταποκρίνονται κατά κύριο λόγο στις κύριες διευθύνσεις των τεκτονικών δομών (KATSIKATSOS et al., 1986).

Η Λέσβος γενικά παρουσιάζει μια έντονη γεωμορφολογική εικόνα (Σχήμα 1). Το ανάγλυφό της είναι κυρίως ορεινό και ημιορεινό σε ποσοστό περίπου (67%). Έχει οξύληκτες κορυφές (π.χ. το όρος Ολυμπος με ψηλότερη κορυφή τον Γροφ Ηλία 968 μ), απότομα πρανή και βαθιές κοιλάδες. Εμφανίζει πολυσχιδές υδρογραφικό δίκτυο και χαρακτηρίζεται από τις σύνθετες ακτές της που αλλού είναι απότομες και αλλού δίδουν μεγάλους φυσικούς κόλπους κάνοντας ομαλή την είσοδο στο εσωτερικό του νησιού. Αυτή η μοναδική φυσικο-γεωγραφική ποικιλία αποτελεί συνέπεια φυσικών αιτιών, τα κυριότερα από τα οποία είναι:

- Της γεωλογικής ανομοιογένειας που οφείλεται στη μεγάλη ποικιλία πετρολογικών τύπων που απαντούν σε σχετικά μικρό χώρο.
- Της τεκτονικής δραστηριότητας που λειτούργησε και λειτουργεί στην εξέλιξη του Αιγαίου. Έχουμε δηλαδή δημιουργία αναβολώσεων κατά την περίοδο που έδρασαν συμπίεστικές δυνάμεις και απότομων ακτών λόγω του εφελκυσμού που ακολούθησε και βρίσκεται ακόμη σε δράση.

Η μεταλλική ηφαιστειακή δραστηριότητα έδωσε στο ΒΔ/κό τμήμα του νησιού μια χαρακτηριστική εικόνα ηφαιστειακού αναγλύφου. Μια δυναμική γεωθερμική ζώνη διέρχεται από αυτό το τμήμα του νησιού και είναι από τις πλέον σημαντικές της Μεσογείου. Ξεκινά από τη βόρεια Μ. Ασία και φθάνει μέχρι το Ιόνιο, μέσω των περιοχών της Β. Ευβοίας, της Υπάτης και της Αιτολοακαρνανίας.

Η Νοτιοανατολική περιοχή του νησιού με τη μεγάλη πετρολογική ποικιλία παρουσιάζει αντίστοιχες εναλλαγές στο ανάγλυφό της. Οι ημιορεινές και λοφώδεις ανθρακικές ασβεστολιθικές μάζες παρουσιάζουν εικόνα απότομη, ελάχιστης φυτοκάλυψης, με έλλειψη εδαφικού καλύμματος, το οποίο συνδιάζεται με την αδυναμία συγκράτησης των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Αντίθετα οι άλλοι σχηματισμοί (όπως είναι οι σχιστόλιθοι, οι περιδοιτικές μάζες κ. ά.) που έχουν την δυνατότητα συγκράτησης νερού δίδουν ομαλότερο ανάγλυφο, πλουσιώτερες εδαφικές καλύψεις και δυναμική παρουσία αυτοφυούς και καλλιεργούμενης βλάστησης.

Οι πεδινές περιοχές εκτείνονται κυρίως κοντά στα παράλια. Αυτές είναι η πεδιάδα της Καλλονής στο εσωτερικό του κόλπου της Καλλονής, η πεδιάδα του

Πολιχνίτου στα ανατολικά παράλια του ομώνυμου κόλπου και η πεδινή έκταση κατά μήκος των ανατολικών παραλιών του νησιού μέχρι τη Μυτιλήνη

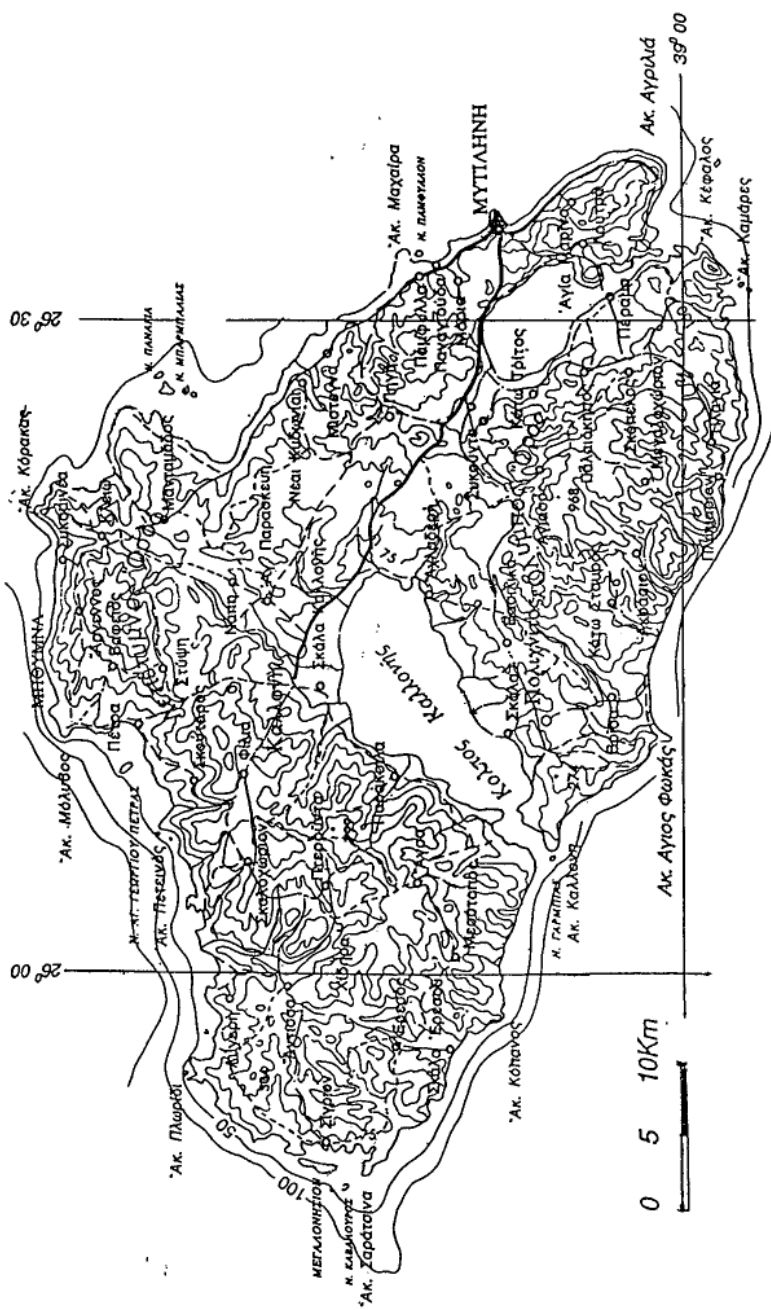
Το σχήμα της Λέσβου θυμίζει ισόπλευρο τρίγωνο, με την βόρεια κορυφή του πεπλατυσμένη. Στις ανατολικές ακτές σχηματίζεται το ακρωτήριο Τσακμάκι, από όπου αρχίζει ο ανοιχτός κόλπος Μακρυγιάλου, έξω από τον οποίο βρίσκονται οι νησίδες Παναγιάς, Μπαρμπαλιάς, Ασπρόνησος, Τσουκαλάς και Πρασολάγος. Τον κόλπο Μακρυγιάλου κλείνει το ακρωτήριο Μαραγκός, έξω από το οποίο βρίσκεται η νησίδα Κύδωνας. Νοτιότερα υπάρχουν η νησίδα Πάμφυλλο, το ακρωτήριο Μαύρος Λόφος και το λιμάνι της Μυτιλήνης, μετά το οποίο η ακτή συνεχίζεται χωρίς διαμελισμό προς Νότο, όπου το ακρωτήριο Αγγιλιά αποτελεί το νοτιοανατολικό άκρο της Λέσβου. Ακολουθεί ο Κόλπος της Γέρας, τον οποίο κλείνουν τα ακρωτήρια Καβουρόνησος και Κέφαλος, μετά το οποίο βρίσκονται οι νησίδες Άγιος Βασίλειος και Μερσίνια.

Στις νότιες ακτές, μεταξύ των κόλπων Γέρας και Καλλονής, σχηματίζονται το λιμάνι Πλωμαρίου, τα ακρωτήρια Άγιος Φωκάς και Γέρο Ράχη, που αποτελεί την ανατολική είσοδο του κόλπου της Καλλονής και η νησίδα Γαρμιάς. Στην είσοδο του κόλπου Καλλονής σχηματίζονται τα ακρωτήρια Πέραμα στα νότια και Παναγιούδα, με τη νησίδα Άγιος Γεώργιος στα βόρεια. Εσωτερικά, στη δυτική ακτή του κόλπου σχηματίζεται το ακρωτήριο Κούκκος. Μετά τον κόλπο η ακτή ακολουθεί βορειοδυτική κατεύθυνση ως το νοτιοδυτικό άκρο του νησιού, με μόνο κύριο χαρακτηριστικό τον Ορμο της Ερεσσού.

Οι δυτικές ακτές αρχίζουν με το λιμάνι Σιγρίου, το οποίο προστατεύουν από δυτικά οι νησίδες Σέδουσα και Μεγαλονήσι. Μέσα στο λιμάνι βρίσκεται η νησίδα Φανές. Η δυτική ακτή συνεχίζεται προς βορρά με φτωχό διαμελισμό μέχρι το ακρωτήριο Πλωρίδι, που είναι το βορειοδυτικό άκρο του νησιού.

Οι βόρειες ακτές παρουσιάζουν διαμελισμό, χωρίς όμως σημαντικές εγκολπώσεις και ακρωτήρια. Μετά το Πλωρίδι ακολουθούν η νησίδα Πόλης, το ακρωτήριο Φουρνιά, η νησίδα Γαβάθα, τα ακρωτήρια Νησί και Πετεινός και η νησίδα Άγιος Γεώργιος. Κατόπιν σχηματίζεται η βόρεια πεπλατυσμένη προεξοχή του νησιού με τη Μήθυμνα στο δυτικό άκρο και το ακρωτήριο Τσακμάκι στο ανατολικό.

Η Λέσβος δεν έχει ποταμούς. Υπάρχουν μερικοί μικροί χείμαρροι, που αποστραγγίζουν το νησί. Έχει όμως πλούσια βλάστηση και θεωρείται ως το νησί του Αιγαίου με τη μεγαλύτερη δασοκάλυψη. Τα δάση της φθάνουν ως τα παράλια της, καλύπτουν το 17% του εδάφους της και αποτελούνται από πεύκα και βαλανιδιές. Οι ελαιώνες καλύπτουν το 25% της έκτασής της και είναι μια από τις μεγαλύτερες ελαιοπαραγωγούς περιοχές της Ελλάδας.



Σχήμα 1. Τοπογραφικός χάρτης της νήσου Λέσβου.

1. 2. Σύντομη βιβλιογραφική επισκόπηση

Πρώτος ο VON HAUER (1873) παρουσίασε λίγες χημικές αναλύσεις των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Λέσβου. Περισσότερο εκτεταμένες όμως και λεπτομερείς γεωλογικές έρευνες για τη Λέσβο έγιναν από τον De LAUNEY, (1888, 1890, 1897, 1898). Σε αυτές συμπεριλαμβάνεται και γεωλογικός χάρτης κλίμακας 1/240.000

Κατόπιν ο PHILIPSON, (1910) τροποποίησε μερικώς τις εργασίες του προηγούμενου και στη συνέχεια ο Κτενάς τη δεκαετία του 1920 συμπλήρωσε τις απόψεις των προηγούμενων ΚΤΕΝΑΣ, (1927).

Ο GEORGALAS, (1949), δημοσιεύει σειρά χημικών αναλύσεων των ηφαιστειακών πετρωμάτων της νήσου προσδιορίζοντας ότι αυτά ανήκουν στην κατηγορία των δακίτων, ανδεσιτών και μονζονιτικών ρυολίθων. Αναφέρει επίσης ότι τα 30% των ηφαιστειακών της Λέσβου παρουσιάζουν αλκαλικό χαρακτήρα ενώ τα υπόλοιπα ασβεσταλκαλικό.

Ο PRAGER, (1966) μελέτησε τα ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής Πολυχνίτου και περιέγραψε τη γεωλογική δομή της νήσου κατά τη διάρκεια του νεογενούς.

Ο JONES, (1971), δίνει σε μια σύντομη εργασία του τη γεωλογική ιστορία της νήσου. Ο BORSI et al. (1972) μελετώντας περιοχές της δυτικής Ανατολίας και του ανατολικού Αιγαίου έδωσε μικρό αριθμό αναλύσεων και ραδιοχρονολογήσεων ηφαιστειακών πετρωμάτων από τις οποίες προκύπτει ότι η κύρια φάση της ηφαιστειότητας ήταν στο Μειόκαινο. Ο CHATZIDIMITRIADIS (1973) περιγράφει περλίτες συνδεδεμένους γενετικά με ρυόλιθους.

Εξαιρετικά περιεκτική και εμπειρισταωμένη μελέτη των Καινοζωικών ηφαιστειακών της Λέσβου έγινε από την ΠΗ - ΡΙΠΕΡ, (1978) η οποία με μεγάλο αριθμό αναλύσεων τα κατέταξε και τα ταξινόμησε.

Η μελέτη όμως των πετρωμάτων του υποβάθρου της Λέσβου οφείλεται στον Hecht. Αυτός αφού χαρτογράφησε το νησί σε κλίμακα 1/50.000 προσπάθησε να ερμηνεύσει την ιζηματογένεση, τεκτονική και μεταμόρφωση των πετρωμάτων της περιοχής αυτής (HECHT, 1972a, 1972b, 1973, 1974a, b 1975a, b). Οι ΚΑΤΑΓΑΣ & ΠΑΝΑΓΟΣ (1979) μελέτησαν τα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου των οφιολιθικών σχηματισμών προσδιορίζοντας πουμπελιτική - ακτινολιθική και πραιοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης στους σχηματισμούς αυτούς.

Οι ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ. ά (1982) μετά από μεγάλη προσπάθεια πετρογραφική τεκτονική χαρτογραφική στα πλαίσια ευρύτερων γεωθερμικών ερευνών, διέκριναν στη νήσο τις ακόλουθες τέσσερις τεκτονοϊζηματολογικές ενότητες:

- Την αυτόχθονη σειρά αλπικών και προαλπικών σχηματισμών.
- Το τεκτονικό κάλυμμα ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς
- Το τεκτονικό κάλυμμα των οφιολιθικών πετρωμάτων.
- Την ενότητα των προαλπικών σχηματισμών.

Η λεπτομερής περιγραφή και η ανάλυση με βάση τη στρωματογραφική τους θέση από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη επιχειρείται στα επόμενα κεφάλαια.

Τέλος οι ΓΚΑΡΤΖΟΣ κ. ά. (1992), μελέτησαν την ενότητα των αμφιβολιτικών πετρωμάτων του πέλαγος των οφιολίθων της νήσου.

I. 3. Γενικά περί οφιολίθων

Ο όρος οφιολίθος είναι ένας από τους περισσότερο συζητημένους επιστημονικούς όρους γιατί, εκτός από την ετοιμολογία του που αναφέρεται στα μορφολογικά και μόνο χαρακτηριστικά, ο όρος τα τελευταία χρόνια απέκτησε ιδιαίτερη σημασία λόγω συσχέτισης των οφιολίθων με τον ωκεάνιο φλοιό στα πλαίσια της θεωρίας των τεκτονικών πλακών.

Η πρώτη χρησιμοποίηση του όρου έγινε σαν απλή αναφορά στο ιδιαίτερης ιστορικής σημασίας έργο του BRONGNIART (1813) το "Essai d' une classification mineralogique des roches melangees".

Η πλέον εντυπωσιακή όμως χρήση του όρου "Ophiolitic belt" έγινε το 1821 από τον ίδιο συγγραφέα περιγράφοντας τέσσερις τύπους πετρωμάτων που κυρίως συνυπάρχουν στην οφιολιθική ακολουθία. In AMSTUTZ, (1979) Σε αυτά περιέγραψε με ιδιαίτερα μεγάλη ευστοχία α) τα υπερβασικά, β) τους γάββρους, γ) τους διαβάσεις - σπιλίτες και δ) τους συνυπάρχοντες κερατόλιθους. Η οξυδέρκεια στην κατανόηση ότι αυτοί οι σχηματισμοί πρέπει να έχουν κοινό τρόπο αντιμετώπισης δίδουν και την μεγάλη αξία στο έργο του αυτό.

Ο όρος συνέχισε να χρησιμοποιείται από τον ίδιο συγγραφέα σε κλασικό έργο του στα 1827 (BRONGNIART, 1827). Η συνθεση του όρου γίνεται από το Ελληνικό "οφις" και "λίθος" διότι η μορφή των πετρωμάτων που αντιπροσωπεύει έχουν χρώμα πρασινίζων και υψηλή σιλική και λεία από την παρουσία του σερπεντινίτη όπως ακριβώς είναι το δέρμα πολλών ερπετών. Για περισσότερα από 100 χρόνια γινόταν χρήση του όρου για τους σερπεντινίτες μέχρι που στα μέσα του αιώνα ο όρος χρησιμοποιήθηκε για προσδιορισμό της συνύπαρξης περιδοτιτών, γάββρων, διαβασών την γνωστή ως "τριλογία" του Steinman που συνδεόταν με πελαγικά ιζήματα. Στη δεκαετία του 60 έγινε σαφής η έννοια του όρου οφιολίθος και πιο συγκεκριμένα μετά την πραγματοποίηση του συνεδρίου Penross conference της Geological Societe of America, όπου έγινε πλήρης παραδοχή της κίνησης των Λιθοσφαιρικών πλακών η οποία και συνδέεται άμεσα με την κινητική και μετανάστευση των οφιολιθικών πετρωμάτων.

Σύμφωνα με τις απόψεις του συνεδρίου αυτού, πρόκειται για συμπλέγματα στα οποία συνυπάρχουν αυτοτελείς ενότητες βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων καθώς και πελαγικών ιζημάτων, τα οποία έχουν την ακόλουθη λιθοστρωματογραφική σειρά από το κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη:

- Υπερβασικά πετρώματα (τεκτονίτες), συνήθως συνυπάρχουν με χρωμιτικά σώματα.
- Γαββρικά πετρώματα σωρευτικά.
- Γαββρικά πετρώματα μη σωρευτικά.
- Βασικά πετρώματα φλεβών.
- Ηφαιστειακές σειρές, με μαξιλαροειδείς λάβες.

Πελαγικά ιζήματα.

Τα υπερβασικά πετρώματα γενικά θεωρούνται υπολειμματικές μορφές του ανώτερου Μανδύα, ενώ τα υπόλοιπα αποτελούν ωκεάνιο φλοιό (δημιουργείται σήμερα στις μεσοωκεάνιες ράχες). Το σύνολό τους απεικονίζει τη δομή της ωκεάνιας λιθόσφαιρας.

Εδώ πρέπει να αναφέρουμε την συμπλήρωση της στρωματογραφικής ακολουθίας (STEINMANN, 1927) με τα οφιολιθικά μείγματα "melanges" και με τα μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλής θερμοκρασίας κάτω από όλα τα μέλη του

συμπλέγματος με μορφή πέλματος, τους γνωστούς αμφιβολίτες βάσεως (MOORES, (1982)

Η ακολουθία αυτή σε πλήρη ανάπτυξη σπάνια εμφανίζεται, όπως π.χ. συμβαίνει στο Τρόδος Κύπρου, διότι κατά την πορεία των εξελικτικών τεκτονικών κυρίως δράσεων υπήρξε διαμελισμός και διασπορά τους. Ετσι στις περισσότερες θέσεις έχουμε τμήματα μόνο αυτών των ακολουθιών. Το γεγονός όμως αυτό δεν αλλάζει το συσχετισμό και την ένταξή τους σε οφιολιθικά συμπλέγματα ή ακολουθίες.

Οι μάζες αυτές έχουν υψηλή θερμοκρασία σχηματισμού. Υπάρχει όμως η γενικά αποδεκτή άποψη για κρύες διεισδύσεις. Δηλαδή δεν υπάρχει ζώνη απότομης ψύξης "chilled margin" (μικροκρυσταλλική) που να μεταπίπτει προς το εσωτερικό σε αδροκρυσταλλική (αργή ψύξη). Τα πετρογενετικά προβλήματα ξεπεράσθηκαν αφότου εδραιώθηκε η θεωρία των τεκτονικών πλακών η οποία συσχετίζει τους περιδοτίτες Αλπικού τύπου και γενικότερα τους οφιόλιθους που αναπτύσσονται μέσα σε ορογενετικές ζώνες με τον ωκεάνιο φλοιό .

Πολλά από τα υπερβασικά και βασικά έχουν ιστό και υφή σωρευτική που μπορεί να αναπτυχθεί σε αβαθείς μαγματικούς θαλάμους "magma chambers" οι οποίοι έδρασαν και σαν τροφοδότες εγχυτων βασαλτών σε μεσοωκεάνειες οροσειρές. Οι τεκτονίτες έχουν παραμορφωθεί σε ημιπλαστική φάση και διατήρησαν την παραμόρφωση που υπέστησαν.

Υπάρχει ομοιότητα των βασαλτών των ωκεανών με αυτούς των οφιολίθων που αναπτύσσονται μέσα σε αλπικές ορογενετικές ζώνες.

1.3.1. Οφιολιθικά συμπλέγματα στην Ευρώπη

Κατά το μεσοζωϊκό έχουμε επικράτηση της μεγάλης θάλασσας που ο SUESS, (1885, 1909,) ονόμασε Τηθύ, αναφερόμενος σε θεότητα της Ελληνικής μυθολογίας (Σχήμα 2).

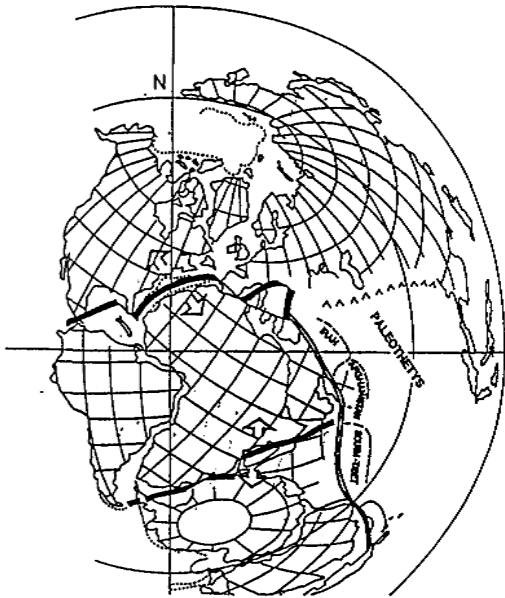
Η Τηθύς εκτεινόταν από τον σημερινό Ατλαντικό έως τον Ειρηνικό ωκεανό και έπαιξε βασικό ρόλο στην διαμόρφωση των κυριότερων οροσειρών στις οποίες ανήκουν και οι Ελληνίδες οροσειρές, (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Η γεωτεκτονική θέση των Ελληνίδων οροσειρών συνδέεται με τη μεγάλη ορογενετική λωρίδα που εκτείνεται από τις Άλπεις μέχρι τα Ιμαλάια, (Νότιος Αλπικός κλάδος). Αυτή είναι μία από τις κύριες ορογενετικές αλυσίδες του αλπικού ορογενετικού συστήματος και περιλαμβάνει τις υψηλότερες κορυφές του Κόσμου. Η δημιουργία τους είναι αποτέλεσμα σύγκρουσης δύο πλακών με ηπειρωτικό φλοιό, της Ευρασίας από τα βόρεια και της Γκοντβάνας νότια (Αφρική, Αραβία, Ινδίες), (Σχήμα 3).

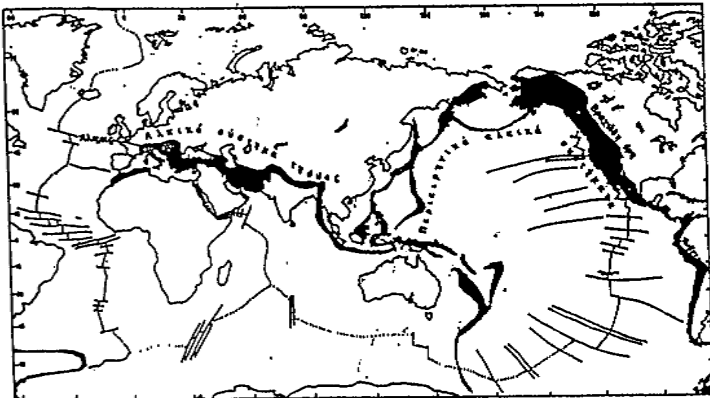
Αποτέλεσμα της σύγκρουσης ήταν η σύμπτυξη και πτύχωση των ιζημάτων που αποτέθηκαν κατά το Μεσοζωϊκό και μέρος του Παλαιο-Τριπογενούς κυρίως στα ηπειρωτικά περιθώρια των δύο ηπείρων της Ευρασίας και της Γκοντβάνας.

Η Τηθύς όπως ορίσθηκε από τον SUESS περιελάμβανε φυσικογεωγραφικά και ιζηματογενετικά μόνο στοιχεία του ωκεανού. Η έννοια όμως του ωκεανού για τους γεωλόγους σήμερα χαρακτηρίζεται και από την ύπαρξη ωκεάνιου φλοιού τον οποίον έχουν συσχετίσει με τους οφιόλιθους των ορογενετικών ζωνών.

Η ύπαρξη οφιολίθων στο χώρο του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος με μορφή τεκτονικών καλυμμάτων ανάμεσα σε πτυχωμένα ιζήματα δείχνει ότι η Τηθύς είχε σίγουρα ωκεάνιο φλοιό.



Σχήμα 2. Μοντέλο που δείχνει κατά το Ανω - Παλαιοζωϊκό Κάτω - Μεσοζωϊκό την κατάσταση στις ηπείρους Λαυρασία και Γκοντβάνα καθώς και τον ωκεανό της Τηθύος. Με την παχιά γραμμή σημειώνεται η Ατλαντική - Ινδική ρηξιγενείς ζώνες ανάμεσα στις μεγάλες ηπειρωτικές μάζες. Η διπλή γραμμή με το άνοιγμα της Νεο-Τηθύος. Τα βέλη δείχνουν τις σχετικές κινήσεις κατά το Ιουρασικό. (PATRIAT et al. 1982).



Σχήμα 3. Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα της Γής. (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1986)

Η παρουσία αυτή των οφιολιθικών συμπλεγμάτων κατά μήκος της ζώνης των Αλπιο-Ιμαλαίων έχει αναγνωρισθεί σαν ένα από τα κλειδιά της κατανόησης της εξέλιξης της Τηθύος, όπως αρχικά προσδιορίστηκε από τους STEINMANN, (1927); DUBERTRET, (1953) και BRUNN, (1960).

Αυτοί οι ερευνητές αρχικά μελέτησαν τους οφιολίθους σαν γιγάντιες ευγεωσυγκλινείς υποθαλάσσιες εγχύσεις που σχηματίστηκαν στα πρώτα στάδια ανάπτυξης της Τηθύος θαλάσσης.

Ο TRUMPY, (1960) προτείνει ότι οι οφιολίθοι δείχνουν την μετάβαση από μια εκτατική προς μια συμπίεστική κατάσταση στο τέλος του Ιουρασικού και αρχές Κρητιδικού. Σειρά από μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί και έχουν ταξινομήσει χρονικά τις μάζες αυτές έδειξαν ότι παρουσιάζεται μια διαχρονικότητα και περιοδικότητα στο σχηματισμό των οφιολιθικών συμπλεγμάτων στην περιοχή της Μεσογείου.

Τα συμπλέγματα της δυτικής και κεντρικής Μεσογείου τοποθετούνται χρονικά στο Ανώ-Ιουρασικό (Άλπεις, Απέννινα, Καρπάθια, Διναρίδες και Ελληνίδες). Τα συμπλέγματα της ανατολικής Μεσογείου στο Κρητιδικό (Κύπρος Τουρκία Συρία).

Πετρολογικές και γεωχημικές μελέτες έδειξαν ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές κατά μήκος της ζώνης των οφιολίθων της Τηθύος. Οι Αλπικοί και των Απεννίνων (συμπεριλαμβανομένης και της Κορσικής) οφιολίθοι έχουν χημεία τύπου MORB (BICKLE & PEARCE, 1975; FERRARA et al., 1976; BECCALUVA et al., 1977) με κυρίαρχο τύπο υπερβασικών τους λερζόλιθους που χαρακτηρίζονται στα ανώτερα επίπεδα από σερπεντινικό λατυποπαγές και οφιτοασβεστίτες (αναμεμιγμένα ανθρακικά και σερπεντινικά πετρώματα).

1.3.2 Οφιολίθοι του Ελλαδικού χώρου και των γειτονικών περιοχών

Ορισμένες από τις εμφανίσεις οφιολίθων και μάλιστα αυτές των Ελληνίδων οροσειρών είναι παγκόσμια γνωστές σαν τυπικές περιπτώσεις ωκεάνιου φλοιού ή σαν τεκτονικά οφιολιθικά καλύμματα (π.χ. Βούρινο, Οθρυς, Β. Πίνδος).

Τα οφιολιθικά καλύμματα των Ελληνίδων οροσειρών ανήκουν στη μεγάλη αλυσίδα των οφιολίθων της Τηθύος, η οποία εκτείνεται από τη δυτική Μεσόγειο (Άλπεις) και φθάνει έως την Απω Ανατολή (Ζάγκρος Ιμαλαία) (Σχήμα 4).

Στον Ελλαδικό χώρο έχουμε δύο κύριες ζώνες εμφάνισης οφιολίθων, του Αξιού ανατολικά και της Β. Πίνδου-Οθρυος, δυτικά. Στην Κεντρική και Βόρεια Μικρά Ασία (βόρεια του Μεντερές) εμφανίζονται επίσης δύο ζώνες, βόρεια η Ενδοποντιδική και νοτιότερα αυτή της Σμύρνης-Αγκυρας.

Οι δύο αυτές οφιολιθικές αλυσίδες μπορεί να προήλθαν από δύο ανοίγματα (κλάδους) του ωκεανού της Τηθύος με ενδιάμεση, με επίμηκες σχήμα την Κιμμερική ήπειρο που αποτελούσε ηπειρωτική μικροπλάκα (ενδιάμεσες κρυσταλλικές προαλπικές μάζες των εσωτερικών Ελληνίδων), (SENGOR et al. 1984; MOYNTRAKIS, 1987) (Σχήμα 5).

Στον Ελλαδικό χώρο παρατηρείται μια διαφοροποίηση των οφιολίθων δίδοντας συμπλέγματα χαρτζβουργιτών (MOORS, 1969; ROSS et al., 1980) και λερζολίθων (MENZIES & ALLEN, 1974).

Οι λερζόλιθοι κυριαρχούν στις δυτικές οφιολιθικές ζώνες (κυρίως σε Αλβανία και Ελλάδα), ενώ στις ανατολικές της Γιουγκοσλαβίας και Β. Ελλάδας περιοχές επικρατούν οι χαρτζβουργίτες (PAMIC & MAJER, 1977; KARAMATA et al., 1980).

Μετά από μελέτη ισοτόπων και ιχνοστοιχείων σε μεγάλο αριθμό οφιολιθικών εμφανίσεων και μετά από συγκριτική εργασία σε σύγχρονους ανάλογους σχηματισμούς, κατά τα ακτουαλιστικά πρότυπα, το σύμπλεγμα του Βούρινου και γενικά οι ανατολικοί οφιόλιθοι που περιέχουν υπολειμματικά υπερβασικά πετρώματα προτείνεται να σχηματίσθηκαν σε περιβάλλον νησιωτικού τόξου (NOIRET et al., 1981; BECCALUVA et al., 1984), ενώ της Πίνδου και γενικά οι δυτικοί οφιολιθοί στους οποίους απαντά εκχυμωμένο μανδουακό υλικό λερζολιθικό σε περιβάλλον λεκάνης όπισθεν νησιωτικού τόξου.

Η έρευνα στο σημείο αυτό βρίσκεται σε εξέλιξη.

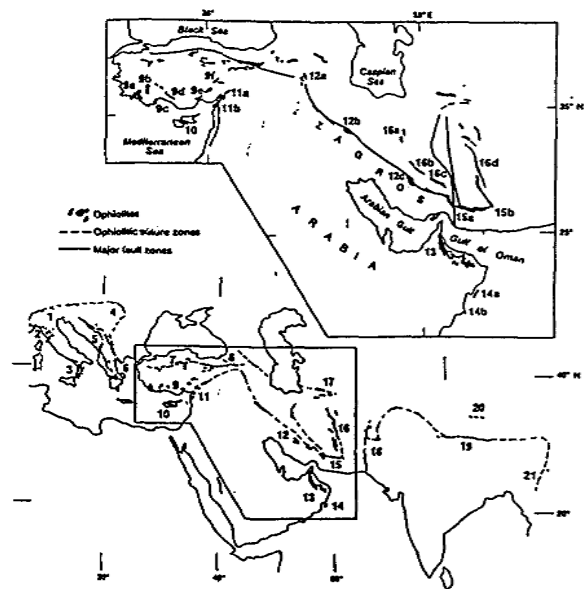
Στο δυτικό οφιολιθικό κλάδο επικρατούν εκτός των λερζολίθων οι σιδηρογάββροι οι ολιβινικοί θολειίτες, ενώ στα ανατολικά εκτός από τους χαρτζβουργίτες, δουνίτες, ολιβινικοί γάββροι και τοναλίτες.

Βασική διαφορά στις δύο ανωτέρω ζώνες είναι η ύπαρξη των οφιολιθικών μιγμάτων που επικρατούν στη δυτική ζώνη και απουσιάζουν στην ανατολική.

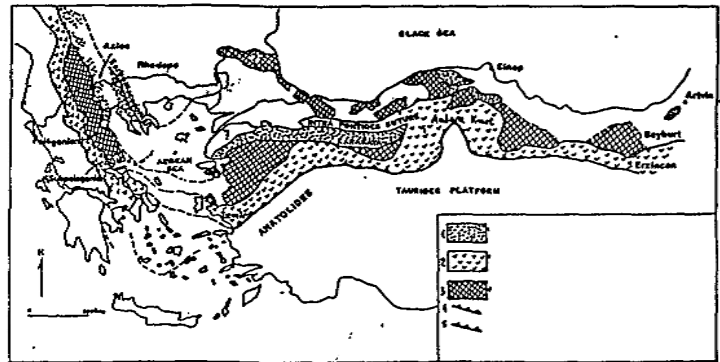
Ανάλογα φαινόμενα αναφέρονται και για οφιόλιθους στην Τουρκία και στον Ινδικό στο όριο της Ευρασιατικής με την Ινδική πλάκα (OKAY et al. 1991).

Η πιθανότερη απία απουσίας των μιγμάτων είναι ότι στις ανατολικές δεν υπάρχουν ολισθοστρωματικές διεργασίες και κατάλληλες συμπιεστικές δραστηριότητες με αποτέλεσμα να μην δημιουργηθούν τα μείγματα αυτά. Άλλο χαρακτηριστικό των δυτικών οφιολίθων της Ελλάδος είναι η παρουσία των μεταμορφωμένων αμφιβολιτικών πελμάτων στη βάση του συμπλέγματος αλλά και η παρουσία εξαλλοιωμένων γαββρικών διεισδύσεων μέσα στα υπερβασικά τους μέλη.

Στοιχείο χαρακτηριστικό του ανατολικού σκέλους της οφιολιθικής αλυσίδας είναι οι συχνές γρανιτικές Κ-ούχες διεισδύσεις με προσδιορισμένες ηλικίες 140-180 εκατ. έτη. Η στενή σχέση οφιολιθικών σχηματισμών με ιζήματα ρηχών θαλασσών όπως συμβαίνει στη Χαλκιδική με υφαλώδεις ασβεστόλιθους και αργίλλους καθώς επίσης και η θερμική επίδραση που φαίνεται ότι έχουν δεχθεί τα ιζήματα σε συνδυασμό με τη γενικότερη γεωλογία της περιοχής οδήγησε ορισμένους συγγραφείς στο να υποστηρίξουν ότι πρόκειται για "in situ" οφιόλιθους (JUNG & MUSSALLAM, 1985; MIGIROS & GALEOS, 1990; BEBIEN et al., 1986, 1987).



Σχήμα 4. Οι οφιόλιθοι της Τηθούς. Οι αριθμοί που εμφανίζονται στο σχήμα εξηγούνται από κάτω. Με 1. παριστάνονται οι οφιόλιθοι των Αλπεων, 2. Απέννινων-Κορσικής, 3. Καλαβρίας, 4. Κερπαθίων, 5. Διναρίδες, 6. Ελληνίδες, 7. Ποντίδες Ανατολίδες, 8. Καυκάσου, 9. Ταυρίδες, 10. Κύπρου, 11. ΒΔ Συρίας ΝΑ Τουρκίας, 12. Ζαγρος, 13 Ομάν (Σεμάλ), 14. ΝΔ Ομάν, 15. Μακράν, 16. Ανατολικού και κεντρικού Ιράν, 17. Βορειου Ιράν, 18. Δυτ. Πακιστάν, 19. Ιμαλαίων, 20. Βόρειου Θιβέτ, 21. Βόρειο-Ανατολικής Ινδίας. (LIPPARD et al. 1986)



Σχήμα 5. Χάρτης που δείχνει την κατανομή των ηπειρωτικών τεμαχίων της Κιμμερικής ηπείρου στο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. MOUNTRAKIS et al. (1987) Στην Ελλάδα η Πελαγονική ζώνη, τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου διαχωρίζει την Παλαιο-Τηθύ (ζώνη Αξίου) και Νεο-Τηθύ (ζώνη Υποπελαγονική). Στο υπόμνημα με 1, είναι ενότητες της Παλαιο-Τηθούς με 2 οι ενότητες της Νεο-Τηθούς με 3, τεμάχια της Κιμμερικής ηπείρου, με 4 συμβολίζεται η επώθηση της Παλαιο-Τηθούς και με 5 η επώθηση ενότητων της Νεο-Τηθούς

Ιστοπικά δεδομένα προσδιορισμού ηλικίας των Ελληνικών οφιολίθων και συνοδών πετρωμάτων από τις Ελληνίδες οροσειρές σε εκατομύρια χρόνια δίδονται πιά κάτω, όπου αναφέρονται και οι σχηματισμοί στους οποίους έγινε η έρευνα καθώς και οι ερευνητές που πραγματοποίησαν τις έρευνες.

<u>Ηλικία και μέθοδος προσδ.</u>	<u>Υλικά χρονολόγησης</u>	<u>Αναφορές</u>
Οφιολίθοι Οθρυσος 187 ± 23 K-Ar 178 ± 24 185 ± 7 169 ± 4 Ar-Ar	Οφιολιθικά Pillow lavas	Ferrier 1982, p 338
Οφιολίθοι της Πίνδου 176 ± 5 K-Ar 167 ± 4 Ar-Ar	ρυόλιθοι σε οφιολίθους Αμφιβολίτες πέλματος	Hynes et al 1972 Sprey et al 1984
Οφιολίθοι του Βούρινου. 1770 ± 4 Ar-Ar	Μεταμορφικά πέλματα Αμφιβολίτες και άλλα πετρ Μεταμορφωμένου πέλματος	Thuizat et al 1981 Sprey et al 1984
Οφιολίθοι Χαλκιδικής 172 ± 5 172 ± 4	Κεροστίβη σε Γαββρικές κεροστ. φλέβες που κόβουν δουνίτες Κεροστίβη σε Γαββρικές φλέβες μέσα σε οφιολίθους	Mussallam & Jung, 1986 Mussallam & Jung, 1986
Οφιολίθοι Γευγελής 149 ± 3 K-Ar 154 ± 3 163 ± 3	Κεροστίβη σε Γάββρους Βιστίτες σε Διορίτες Κεροστίβη σε Διορίτες	Sprey et al 1984
Οφιολίθοι της Ευβοίας 161	Αμφιβολίτες πέλματος	Koepke et al, 1985
Οφιολίθοι Σαμοθράκης 154-153 K-Ar	Γαββρικές φλέβες	Tsikouras et al 1990
Οφιολίθοι Ροδου, Καρπάθου 91-87 και 179-159 K-Ar		Hatzipanagiotou et al 1983, 1991.
Οφιολίθοι Λέσβου 158-153 K-Ar	Αμφιβολιτικά πέλματα	Hatzipanagiotou & Pe-Piper 1994

Ενα βασικό ερώτημα όσον αφορά την καταγωγή των οφιολίθων των Ελληνίδων είναι ο χώρος προέλευσης τους όπως και ο τρόπος μεταφοράς τους. Κατά μία άποψη ορισμένα οφιολιθικά συμπλέγματα έλκουν την καταγωγή τους στον ωκεανό του Αξιού, τα οποία κατόπιν μεταφέρθηκαν μετά από εναλλασόμενες πολύπλοκες τεκτονικές φάσεις συμπίεστικές - εφελκυστικές κατά την διάρκεια του Ανω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού στους χώρους περίπου που τα συναντούμε σήμερα (JACOBSSHAGEN et al., 1976 & 1994)

Άλλη άποψη που στηρίζεται σε γεωχημικά δεδομένα είναι αυτή που αναφέρει ότι τουλάχιστον ορισμένοι από τους Ελληνικούς οφιολίθους προέρχονται από περιθωριακές λεκάνες και άλλες από περιβάλλοντα νησιωτικών τόξων (ΓΚΑΡΤΖΟΣ, κ. ά., 1994; JONES, et al. 1991; ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ Β., 1992; ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ κ. ά., 1994)

Βασικά μάγματα στην Παιονία μας αναφέρουν η ΔΑΒΗ κ. ά. (1988), που δημιουργήθηκαν από ενεργοποίηση συστήματος περιθωριακών λεκανών Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας.

Παρόμοιο σύστημα τάφρων, αλλά μικρής διάρκειας λειτουργίας των ωκεάνιων λεκανών στη ζώνη Αξιού υποστήριξαν και οι (PEARCE et al. 1984; MIGIROS et al. 1986).

Τέλος μια καθαρά κινηματικού χαρακτήρα άποψη εκφράζεται για την ερμηνεία των διπλών οφιολιθικών ζωνών. Αυτή δεν αποδέχεται την ύπαρξη δύο σύγχρονων ωκεανών σε μικρή απόσταση μεταξύ τους.

Κατά την άποψη αυτή το βορειότερο τμήμα των ανατολικών οφιολίθων βρισκόταν στο νοτιότερο των δυτικών. Μεγάλα οριζόντια αριστερόστροφα ρήγματα έφεραν τις ζώνες αυτές στις σημερινές τους θέσεις (DIMITRIYEVIC & DIMITRIYEVIC, 1979; SMITH & SPREY, 1984) (Σχήμα 6). Η άποψη αυτή έχει μεγάλες δυσκολίες να ερμηνεύσει την τεράστια ταχύτητα κίνησης των τεμαχών για να διανυθεί η απόσταση των 700 χιλιομέτρων περίπου, καθόσον οι ταχύτητες στα σύγχρονα παραδείγματα είναι μικρές για να καλύψουν την απόσταση αυτή.

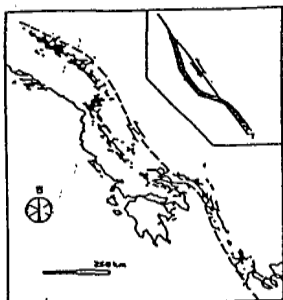
Εκτός από τις κύριες μάζες φαίνεται εσωτερικότερα να αναπτύσσεται μια τρίτη ζώνη (Περιοδοπική), καθώς και παρουσία οφιολιθικών μαζών στο εξωτερικό τόξο του Αιγαίου (Κάρπαθος, Ρόδος, Κρήτη) (Σχήμα 7).

Χαρακτηριστικό παράδειγμα έντονων τεκτονικών μετακινήσεων και επαναποθετήσεων αποτελεί η γεωλογική δομή της Κρήτης στην οποία συμμετέχουν Ιουρασικοί και Κρητιδικοί οφιόλιθοι (ΚΟΕΡΚΕ, et al. 1985)

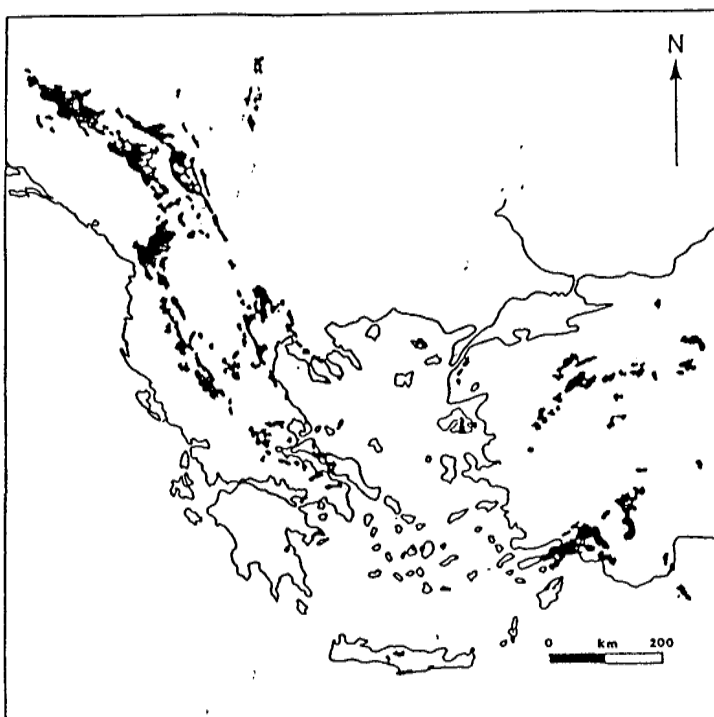
Πιο ανατολικά στη Βόρεια Τουρκία η ζώνη της Ανατολίας και οι Ποντίδες περιέχουν Ιουρασικούς και Κρητιδικούς οφιόλιθους υπό μορφή διαμελησμένων τμημάτων σε τεκτονικά μείγματα (melanges) (BERGOUGNAN, 1975). Οι οφιόλιθοι από τις νότιες Ταυρίδες είναι σε μεγάλες μάζες ηλικίας Μέσο και Ανώτερο Κρητιδικό (JUTEAU, 1980). Αυτές κυρίως αποτελούνται από μανδυακές σειρές τεκτονικά επηρεασμένες. Είναι κυρίως χαρτζβουργίτες και σε ορισμένες περιπτώσεις σωρείτες αρκετά αναπτυγμένοι. π.χ. Απτάλια (JUTEAU & WHITECHURCH, 1980). Επίσης εστρωμένες φλέβες και λάβες αλλά και υπερβασικά διακόπτονται από θολεϊτικές φλέβες στις οποίες προσδιορίσθηκε ηλικία 85 εκατ. ετών.

Η μάζα του Τρόοδος της Κύπρου προσδιορίσθηκε πρόσφατα στην ηλικία του άνω Κρητιδικού (πιθανόν Καμπάνιο) (GASS 1968 & 1982; MOORES & WINE, 1971). Περιέχει μια πλήρη σειρά, από τη βάση των μανδυακών σειρών μέχρι την κορυφή των πελαγικών ιζημάτων. Αυτό έχει υποστηριχθεί από πολλούς ερευνητές με μεγάλο αριθμό δημοσιευμένων εργασιών.

Πρόσφατες γεωχημικές και ισοτοπικές μελέτες του Τρόοδος προτείνουν ότι πρόκειται για γνήσιο περιβάλλον νησιωτικού τόξου (ROBINSON et al., 1983; PEARCE et al., 1984; MOORES et al., 1984).



Σχήμα 6. Παραστατική απεικόνιση μιας πιθανής ανακατασκευής της διπλής οφιολιθικής ζώνης των Δειναρίδων Ελληνίδων σε μία συνεχή σειρά η οποία διαμελίστηκε στο Μέσο-Ανω-Ιουραϊκό από αριστερόστροφο οριζόντιο ρήγμα (SMITH & SPREY 1984)



Σχήμα 7. Οι κυριώτερες εμφανίσεις οφιολιθικών πετρωμάτων στην Βαλκανική χερσόνησο και δυτική Τουρκία

I. 4. Εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων και σύντομη περιγραφή τους

Εσωτερικές Ελληνίδες είναι όρος που ευρύτατα έχει χρησιμοποιηθεί από τους Γεωλόγους κατά τις πρόσφατες δεκαετίες και εννοιολογικά είναι ταυτόσημες με τις ισοπικές ζώνες οι οποίες παρουσιάζουν κάποια ιδιαίτερα τεκτονικά και στρωματογραφικά χαρακτηριστικά.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό για τις Εσωτερικές Ελληνίδες αποτελούν:

α) Η παρουσία προαλπικού υποβάθρου μεταμορφωμένου στην Ροδόπη, Σερβομακεδονική και Πελαγονική ζώνη.

β) Αμεταμόρφωτο προαλπικό υπόβαθρο στην Υποπελαγονική ζώνη.

γ) Παρουσία μιας παλαιότερης του Τριπογενούς συμπιεστικής φάσης στην περίοδο Μέσο Ιουρασικό έως Κάτω Κρητιδικό, με παρουσία οφιολίθων και στρωματογραφική ασυμφωνία στο Ανώτερο Κρητιδικό. Τα νεώτερα απολιθώματα ηλικίας Ανω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού (δηλαδή πριν την επώθηση των οφιολίθων) είναι αυτά που προσδιόρισαν οι BAUMGARTNER & BERNOLLI (1976) στο Αχλάδι της Εύβοιας, τα οποία είναι ηλικίας από Βερίasio έως Βαλλανγίνιο.

Όλες οι ανατολικές (εσωτερικές) Ελληνίδες από το τέλος του Βαλλανγίνιου χέρσευσαν παρουσιάζοντας το γνωστό στρωματογραφικό κενό που κλείνει με την Ανω-Κρητιδική επίκλυση.

Αντίθετα στις εξωτερικές Ελληνίδες τα γνωστά μέχρι σήμερα μελη είναι Αλπικά, αποτελούν συνεχείς σειρές σχηματισμών και έχουν φάση συμπίεσης μόνο στο Τριπογενές.

Οι μάζες της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής που συγκροτούνται από κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα, έχουν ηπειρωτικό χαρακτήρα και θεωρούνται ότι αποτελούσαν κατά το Μεσοζωικό την Ελληνική ενδοχώρα αποτελώντας τμήματα της Λαυρασίας. Η Σερβομακεδονική υποδιαιρείται τεκτονικά στην κατώτερη σειρά των Κερδυλίων και την ανώτερη σειρά Βερτίσκου (KOCKEL et al., 1971). Η φύση, η ονομασία, η ερμηνεία, συνεπώς και το σύμφωνο πέρασμα από την κατώτερη προς την ανώτερη δεν έχει πλήρως αποσαφηνισθεί. Η δυτική κατωφέρεια προς την αύλακα του Αξιού διαχωρίσθηκε ως ανεξάρτητη ζώνη με το όνομα Περιοδοπική. Η ζώνη Αξιού χαρακτηρίσθηκε ως βαθειά αύλακα ιζηματογένεσης κατά τους αλπικούς χρόνους, σύμφωνα όμως με ορισμένες απόψεις αποτελείτο από δύο αύλακες της Παιονίας και της Αλμωπίας που χωρίζονταν από το θαλάσσιο ύψωμα του Πάϊκου. Πιο δυτικά καθορίσθηκε η μεγάλη υποθαλάσσια ράχη (πελαγονική) που χώριζε την αύλακα Αξιού από την αύλακα της ζώνης Πίνδου με δυτική κατωφέρεια την Υποπελαγονική ζώνη.

Η γενική λιθοστρωματογραφία των Ελληνίδων δίδεται στο (Σχήμα 8) (ΜΙΓΚΙΡΟΣ, 1991)



Σχήμα 8. Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδος 1 = Μάζα Ροδόπης, 2 = Σέρβομακεδονική μάζα. 3 = Ζώνη Αιγαίου. (Υποζώνες 3α = Παιονίας, 3β = Πάικου, 3γ = Αλμωπίας). 4= Πελαγονική μάζα ή ζώνη. 5 = Ζώνη Ανατολικής Ελλάδος ή Υποπελαγονική (Υποζώνες, 5α = Θεόπετρας Γρεβενών, 5β = Μαλιακή, 5γ = Βοιωτική, 5δ = Παρνασσού Γκιώνας). 6 = Ζώνη Ωλονού-Πίνδου. (Υποζώνες 6α = Αττακοκυκλαδική ενότητα). 7 = Ζώνη Γαβρόβου Τρίπολης (Υποζώνες 7α = Ενότητα Ολυμπου-Οσσας & Αλμυροπόταμου). 8 = Ζώνη Ιονίου (Υποζώνες 8α = Ενότητα Μάνης, 8β = Ενότητα φυλλιτών - χαλαζιτών). 9 = Ζώνη Παξών ή Προασπούλιος ζώνη.

Για να μελετήσουμε γεωτεκτονικά - γεωδυναμικά την εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων πρέπει να επικεντρώσουμε την προσοχή μας στην προέλευση και τεκτονική τοποθέτηση των δύο οφιολιθικών ζωνών, της εσωτερικής και της εξωτερικής στον ευρύτερο χώρο. Επί πλέον δε να μελετήσουμε διεξοδικά την πιθανή θέση του ωκεανού της Τηθύος.

Αρχικά θεωρήθηκε ότι οι οφιολίθοι του Ελλαδικού χώρου προέρχονταν αποκλειστικά από την ζώνη του Αιγαίου. Έτσι η ζώνη αυτή αντιπροσώπευε τον ωκεανό της Τηθύος (ZIMMERMAN & ROSS; 1976, VERGELY, 1977).

Απο άλλους ερευνητές θεωρήθηκε ότι οι οφιολίθοι προήλθαν από τον χώρο της Υποπελαγονικής - Πίνδου, που ταυτίζεται με τον ωκεανό της Τηθύος (SMITH & WOODCOCK, 1976; SMITH, 1977)

Νεότερες έρευνες έδωσαν στοιχεία για διπλή προέλευση των οφιολίθων, που βρίσκονται τοποθετημένοι πάνω στα ανθρακικά πετρώματα των ηπειρωτικών

περιθωρίων, από τις δύο ωκεάνιες περιοχές που λειτούργησαν εκατέρωθεν της Πελαγονικής ζώνης. (JACOBSCHAGEN, 1977; BOCALLETTI, 1979).

Η Πελαγονική ζώνη ταυτίζεται με ηπειρωτικό τέμαχος της παλαιάς Κιμμερικής ηπείρου (MOUNTRAKIS, 1986), που αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα το Περμο-Τριαδικό και κινήθηκε προς ΒΑ συμπιέζοντας και καταστρέφοντας τον ωκεανό της Παλαιο-Τηθύος για να συγκρουσθεί με την Ευρασία την περίοδο του Ανω-Ιουρασικού. Με την ηπειρωτική διάρρηξη στη Γκοντβάνα και την αποκόλληση της Κιμμερικής ηπείρου δημιουργήθηκε ο ωκεάνιος χώρος της Νεο-Τηθύος ΝΔ της Πελαγονικής. Η Νεο-Τηθύς σαν ωκεανός λειτούργησε στον Ελλαδικό χώρο μέχρι το Τριτογενές (Ηώκαινο - Ολιγόκαινο) αν και η τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων - υπολειμμάτων του ωκεάνιου φλοιού της θεωρείται ότι συντελέστηκε στο Ανωτερο-Ιουρασικό έως Κάτω-Κρητιδικό (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, 1983, 1986; ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986; ΜΙΓΚΙΡΟΣ, 1991).

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι δύο ωκεανοί μπορεί να συνυπήρξαν για κάποιο χρονικό διάστημα. Εγιναν προσπάθειες να ερμηνευθεί η συνύπαρξη των δύο ωκεανών (παλαιά και νέα Τηθύς), είτε με παραδοχές διαφόρων κλάδων της Τηθύος (ROBERTSON and DIXON, 1984, VERGELY, 1984) είτε με άλλες προτάσεις σχετικά με την διαδικασία ανοίγματος και κλεισίματος των ωκεανών αυτών (JONES et al., 1991). Το πρόβλημα όμως παραμένει ανοιχτό και απαιτεί πρόσθετη τεκτονο-στρωματογραφική έρευνα.

Σύντομη περιγραφή των εσωτερικών Ελληνίδων θα μας κατατοπίσει σχετικά με τις παλαιογεωγραφικές συνθήκες που επικράτησαν κατά την εξέλιξή τους.

1. Η **μάζα της Ροδόπης** διαιρείται σε δύο τεκτονικές μονάδες. Την ενότητα Σιδηρόνερου ανώτερη (κυρίως γνεύσιοι, μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, μάρμαρα, αμφιβολίτες) και την ενότητα Παγγακίου κατώτερη (επίσης με μάρμαρα και σχιστόλιθους σε εναλλαγές). Η ανώτερη ενότητα είναι επωθημένη επάνω στην κατώτερη. Επίσης απαντούν και ηφαιστειακά ηλικίας κυρίως Ηωκαινικής-Ολιγοκαινικής γερονός που συνδέεται άμεσα με την έναρξη δημιουργίας μεταλλικών λεκανών στο χώρο της Ροδόπης.

2. Η **Σερβομακεδονική μάζα** αποτελείται από την ενότητα των Κερδυλίων με τους βαθύτερους οριζόντες πετρωμάτων της Ελλάδος (μάρμαρα με παρεμβολές γνευσίων και αμφιβολίων) και την ενότητα Βερτίσκου στην κεντρική Χαλκιδική (εναλλαγές γνευσίων, μαρμαρυγ. σχιστολίθων, μαρμάρων με παρεμβολές μεταβασιτών). Ραδιοχρονολογήσεις σε αυτά τα πετρώματα έδειξαν πολυφασική μεταμόρφωση από Παλαιοζωικό έως Τριτογενές.

3. Η **ζώνη Αξιού** υποδιαιρείται σε τρεις υποζώνες.

3.1) Την υποζώνη Παιονίας που υποδιαιρείται σε α) Κατώτερο τμήμα το οποίο χαρακτηρίζεται από ρυθμική κρυπτοστρωματογραφική ανάπτυξη οφιολιθικών βασικών και υπερβασικών σχηματισμών β) ανώτερο με μάγματα πλούσια σε Si.

3.2) Την υποζώνη Πάικου επωθημένη στην τρίτη υποζώνη της Αλμωπίας με μαρμαρυγικούς σχιστολίθους και μάρμαρα Τριαδικής ηλικίας στα κατώτερα και ηφαιστειοϊζηματογενή υλικά ποικίλης σύστασης και τόφφους Ανω-Ιουρασικής ηλικίας

3.3) Την υποζώνη Αλμωπίας που χαρακτηρίζεται από ισχυρό τεκτονισμό διαμελίζοντας τους σχηματισμούς της. Στο ανατολικό τμήμα της υποζώνης

κυρίως είναι οφιολιθικοί σχηματισμοί οι οποίοι μπορούν να συγκροτήσουν ένα πλήρες οφιολιθικό σύμπλεγμα. Στο δυτικό τμήμα κατω έχουμε μία ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Τριαδικής - Ιουρασικής ηλικίας, ενώ επάνω έχουμε μια ενότητα που αποτελεί οφιολιθικό σύμπλεγμα. Υπερκείμενα των σχηματισμών αυτών έχουμε επικλυσιογενείς Ανω-Ιουρασικούς και Κρητιδικούς σχηματισμούς που εξελίσσονται σε Μαιστρίχτιο φλύσχη. Οι ουσιαστικότερες διαφορές των δύο συμπλεγμάτων ανατολικού και δυτικού είναι στο χημισμό των λαβών που είναι περισσότερο όξινης στο δυτικό τμήμα της Αλμωπίας.

4. Η **Πελαγονική μάζα ή ζώνη** είναι εξολοκλήρου μεταμορφωμένη. Δομείται από: α) Παλαιοζωικό κρυσταλλικό υπόβαθρο με διμαρμαρυγιακούς γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες. β) Νεο-Παλαιοζωικούς Μεσο-Τριαδικούς μεταμορφωμένους σχηματισμούς οι οποίοι υπέρκεινται επικλυσιογενώς του κρυσταλλικού υποβάθρου. Δομούνται από φυλλίτες, σχιστόλιθους, μεταβασάλτες και μεταδιαβάσεις. γ) Μεσο-Τριαδικά, Ανω-Ιουρασικά μάρμαρα. Αποτελούν κανονική εξέλιξη των προηγούμενων σχηματισμών. δ) Προανω-Κρητιδικό τεκτονικό κάλυμμα αποτελούμενο από δ,ι) κάτω ενότητα από σχηματισμούς ηφαιστειοϊζηματογενής και σχιστόλιθους, μάρμαρα, και μεταδιαβάσεις. δ,2) την ανώτερη ενότητα από υπερβασικά τα οποία είναι δυνατόν να συγκροτήσουν οφιολιθικό σύμπλεγμα και ε) Ανω-Κρητιδικούς σχηματισμούς κυρίως μάρμαρα τα οποία υπέρκεινται επικλυσιογενώς επάνω στους προηγούμενους σχηματισμούς και στη συνέχεια περνούν σε ιζημάτα φλύσχη.

Όλοι οι ανωτέρω σχηματισμοί βρίσκονται επωθημένοι επάνω στους σχηματισμούς της Υποπελαγονικής ή ζώνης Ανατολικής Ελλάδος η οποία βρίσκεται δυτικότερα.

5. Η **Υποπελαγονική ή ζώνη Ανατολικής Ελλάδος** αναπτύσσεται δυτικότερα της προηγούμενης και είναι ιδιόρρυθμη σε σχέση με τις άλλες, λόγω του τρόπου ανάπτυξής της και λόγω των έντονων λιθοστρωματογραφικών μεταβολών που παρουσιάζει στο μήκος της. Αυτό οφείλεται στην άμεση σύνδεση της με το Μεσοζωικό ωκεανό του Δυτικού Οφιολιθικού Τόξου ο οποίος αναπτύσσεται δυτικά της Πελαγονικής. Η ζώνη Αξιού αποτελούσε κατά την αυτή περίοδο άλλον μικρότερο ωκεανό ανατολικά της Πελαγονικής. Η ζώνη αυτή αποτελείται από τις υποζώνες Θεόπετρας-Γρεβενών, Μαλιακή, Βοιωτική και Παρνασσού-Γκιώνας, (ΜΙΓΚΙΡΟΣ, 1991). Από αυτές θα περιγράψουμε μόνο τις δύο πρώτες, διότι αυτές μόνο έχουν ασυνεχή ιζηματογένεση (Ανω-Κρητιδική επίκλυση). Οι άλλες δύο (Βοιωτική και Παρνασσού-Γκιώνας) έχουν συνεχή ιζηματογένεση και λογικά τις θεωρούσαμε Εξωτερικές Ελληνίδες ισοπικές ζώνες, παρά το γεγονός ότι η μέν Βοιωτική περιέχει οφιολιθικά ράκη η δε Παρνασσού-Γκιώνας περικλύει βωξίτικα κοιτάσματα που προέρχονται από οφιόλιθους.

5.1. Η **Υποζώνη Θεόπετρας-Γρεβενών**, αποτελείται από βασικά και υπερβασικά πετρώματα τα οποία στις περισσότερες περιοχές εμφάνισής τους αποτελούν οφιολιθικά συμπλέγματα (Σχήμα 9). Αυτά αποτελούνται από:

- α) Τεκτονίτες (χαρτζβουργίτες, λερτζόλιθους, δουνίτες, γάββρους)
- β) Σωρείτες (πυροξενίτες, γάββρους)
- γ) Πλαγιογρανίτες και μή σωρειτικούς διορίτες, γάββρους.
- δ) Ηφαιστειακά πετρώματα (βασάλτες, δακίτες) και ιζημάτα.

Υπερκείμενα των σχηματισμών αυτών απαντούν επικλυσιογενείς ασβεστόλιθοι Ανω-Ιουρασικής και Ανω-Κρητιδικής ηλικίας οι οποίοι περνούν σε ιζήματα φλύσχη Μαιστρίτιου ηλικίας.

5.2. Η **Μαλιακή Υποζώνη** αποτελούσε νοτιοδυτικό περιθώριο του δυτικού Οφιολιθικού τόξου. Αποτελείται από:

α) Νεοπαλαιοζωικούς σχηματισμούς, από ψαμμίτες, φυλλίτες, σερικιτικούς σχιστόλιθους

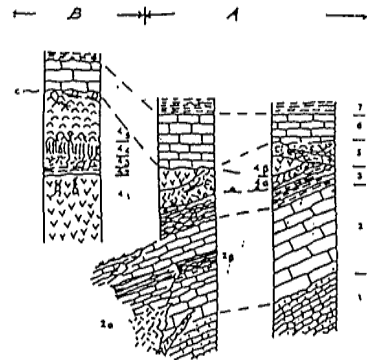
β) Κατω-Μεσο-Τριαδικούς σχηματισμούς που αποτελούνται από κλασικά πετρώματα κυρίως ψαμμίτες. Βασικά υποθαλάσσια εκρηξιγενή που κατέχουν μεγάλη έκταση και ασβεστολιθικές ενστρώσεις ποικίλου πάχους.

γ) Μεσο-Τριαδικούς, Ανω-Ιουρασικούς ασβεστόλιθους. Πρόκειται για ιζήματα αβαθή (πλατφόρμας) τα οποία περνούν προς τα επάνω σε ιζήματα βαθύτερης θάλασσας (πηλίτες, ραδιολαρίτες). Σε όλους τους ανωτέρω σχηματισμούς της Μαλιακής υποζώνης συχνά παρεμβάλλονται βασικά ηφαιστειακά πετρώματα.

δ) Προ-Ανω-Κρητιδικό τεκτονικό κάλυμμα αποτελείται από σχηματισμούς που καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση και διακρίνονται σε μία κατώτερη ενότητα ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών και μία ανώτερη επωθημένη στην προηγούμενη με οφιολιθικούς σχηματισμούς οι οποίοι κατά θέσεις συγκροτούν οφιολιθικά συμπλέγματα (περιοχή Οθρυος). Οι σχηματισμοί του καλύμματος είναι όλοι επωθημένοι στους προηγούμενους. Η επώθηση έλαβε χώρα κατά το τέλος του Ιουρασικού, με αρχές Κάτω-Κρητιδικού.

ε) Κατω-Κρητιδικά πετρώματα (ψαμμίτες, αργιλικό σχιστόλιθοι) μέσα στους οποίους απαντούν ολισθόλιθοι οφιολιθικών πετρωμάτων του Προ-Ανω-Κρητιδικού καλύμματος.

στ) Ανω-Κρητιδικοί σχηματισμοί (επικλυσιογενείς ασβεστόλιθοι) οι οποίοι προς τα επάνω περνούν σε Μαιστρίτιο-Παλαιοκαινικό φλύσχη.



Σχήμα 9. Λιθοστρωματογραφικές τεκτονικές στήλες της Υποπελαγονικής ζώνης Α=Μαλιακή, Β=Θεόπετρας - Γρεβενών .

II. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ Ν. ΛΕΣΒΟΥ

II. 1. Σύντομη επισκόπηση της γεωλογικής δομής της Ν. Λέσβου

Η γεωλογική δομή της νήσου Λέσβου είναι αρκετά σύνθετη με παρουσία προαλπικών, αλπικών και μεταλπικών σχηματισμών με μεγάλη ποικιλία πετρολογικών τύπων και πολύπλοκη δομή.

Τα προαλπικά και αλπικά απαντώνται σε μεγάλη έκταση και σχεδόν καταλαμβάνουν εξολοκλήρου το νότιο τμήμα του νησιού ενώ τα μεταλπικά, που στην μεγαλύτερη έκτασή τους είναι ηφαιστειακής προέλευσης, δομούν κυρίως το βόρειο τμήμα).

Οι ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ.ά. (1982) και οι ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ et al. (1986) κατατάσσουν τους Αλπικούς και Προαλπικούς σχηματισμούς, σε:

- Αυτόχθονη σειρά Αλπικών και Προαλπικών σχηματισμών, η οποία συνίσταται από τους Νεοπαλαιοζωικούς και Τριαδικούς σχηματισμούς.
- Τεκτονικό κάλυμμα των Τριαδικών ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών και
- Τεκτονικό κάλυμμα οφιολιθικών πετρωμάτων, το οποίο διακρίνουν σε μία ανώτερη ομάδα από υπερβασικά πετρώματα και μια κατώτερη από μεταμορφωμένα οφιολιθικά πετρώματα.

Ο HECHT (1972, 1973, 1974, 1975α και 1975β) τους Νεοπαλαιοζωικούς σχηματισμούς τους διακρίνει σε δύο ενότητες:

- Μια ενότητα Περμολιθανθρακοφόρου ηλικίας, που αποτελείται κυρίως από συμπαγή μάρμαρα, δολομίτες, φυλλίτες και σχιστόλιθους, μεταμορφωμένους κυρίως στην πρασινοσχιστολιθική φάση, στους οποίους παρεμβάλλονται φακοί και ενστρώσεις μαρμάρων και
- Μια ενότητα Λιθανθρακοφόρου ηλικίας, την οποία τοποθετεί τεκτονικά επάνω στην προηγούμενη. Η ενότητα αυτή αποτελείται από σχιστόλιθους, φυλλίτες, μεταψαμμίτες, μετααρκόζες, μετακροκαλοπαγή, αργλικούς σχιστόλιθους με φακούς ή ενστρώσεις μαρμάρων και είναι κατά θέσεις ημιμεταμορφωμένη ή μεταμορφωμένη στην πρασινοσχιστολιθική φάση.

Στις δύο παραπάνω ενότητες ο Hecht αναφέρει την παρουσία μεταβασικών πετρωμάτων. Υπερκείμενα κανονικά της πρώτης ενότητας θεωρεί τους Περμοτριαδικούς και Τριαδικούς σχηματισμούς της νήσου. Τέλος τις υπερβασικές μάζες τις τοποθετεί επάνω σε όλους αυτούς τους σχηματισμούς.

Αναλυτικότερα, στη γεωλογική εικόνα της νήσου Λέσβου παίρνουν μέρος οι ακόλουθοι σχηματισμοί η ηλικία των οποίων έχει προσδιοριστεί με βάση στρωματογραφικά και ραδιοχρονολογικά δεδομένα (Σχήμα 10 & 11).

II. 2. Προαλπικοί και Αλπικοί σχηματισμοί

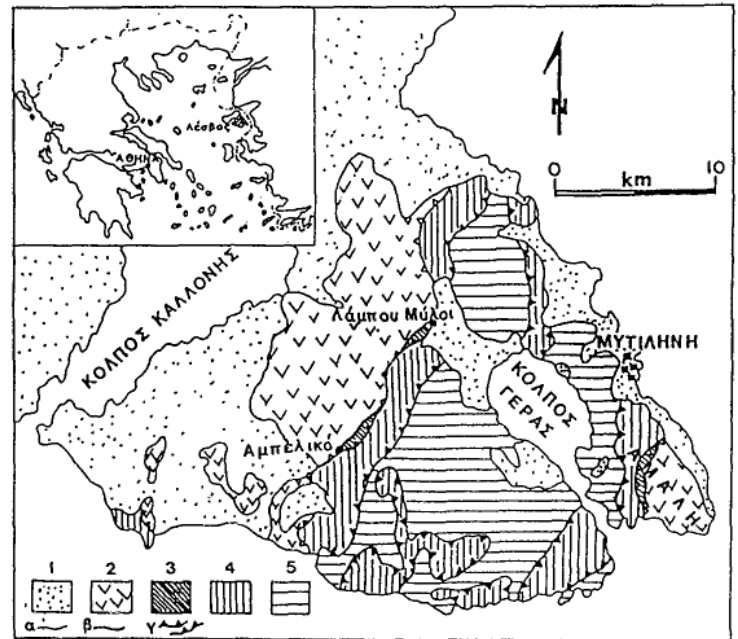
Παλαιοζωικοί σχηματισμοί. Οι Νεοπαλαιοζωικοί σχηματισμοί έχουν μεγάλη εξάπλωση στο νοτιοανατολικό τμήμα της Λέσβου με ορατό πάχος που κατά θέσεις ξεπερνά τα 1000 μέτρα. Το πάχος τους μειώνεται σημαντικά στα βορειοδυτικά του νησιού, περιοχές Γαββαθά, Σίγρι και Ερεσσός, όπου αποκαλύπτονται κάτω από τους μεταλπικούς ηφαιστειακούς κυρίως σχηματισμούς.

Οι σχηματισμοί αυτοί συνίστανται κυρίως από σχιστολιθικά πετρώματα (μαρμαρυγιακοί, σερικτιτικοί, χλωριτικοί κλπ. σχιστόλιθοι) που εναλλάσσονται με μετα-ψαμμίτες (κυρίως μετα-αρκόζες), οι οποίοι κατά θέσεις υπερτερούν και χαλαζίτες. Μέσα στα πετρώματα αυτά απαντώνται φακοί και ενστρώσεις κρυσταλλικών ασβεστολίθων και δολομιτών των οποίων το πάχος κυμαίνεται από μερικά εκατοστά μέχρι και αρκετές εκατοντάδες μέτρα.

Γενικά, τα σχιστολιθικά πετρώματα συμμετέχουν στους Νεοπαλαιζωικούς σχηματισμούς με μεγαλύτερο ποσοστό από ότι τα ανθρακικά, που κυρίως παίρνουν έκταση και πάχος στα ανώτερα μέλη των σχηματισμών αυτών.

Η μετάβαση των κρυσταλλικών ανθρακικών πετρωμάτων προς τους σχιστόλιθους είναι κανονική με παρεμβολή κατά θέσεις ενός μεταβατικού ορίζοντα, ποικίλου πάχους (μέχρι και 25 μ. περίπου), που συνίσταται από ερυθρούς κατά το πλείστον αγκεριτωμένους ανθρακικούς σχιστόλιθους.

Στα ανθρακικά πετρώματα των σχηματισμών αυτών βρέθηκε σε πολλές θέσεις και σε διάφορους στρωματογραφικούς ορίζοντες μεγάλη ποικιλία απολιθωμάτων (φύκη, τρηματοφόρα, ελασματοβράγχια, γαστερόποδα, εγχινόδερμα, κοράλια, κρinoειδή, κ.ά.) τα οποία προσδιορίζουν μία Περμολιθανθρακοφόρο ηλικία.



Σχήμα 10. Γεωλογικός χάρτης της Ν. Λέσβου (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ ά, 1982) Συμβολισμοί 1=Τεταρτογενείς, Νεογενείς σχηματισμοί, 2= Περιδοτίτες και σερπεντινίτες, 3= Αμφιβόλιτες - Αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, 4= Ηφαιστειο - ιζηματογενείς σχηματισμοί, 5= Κρυσταλλικό υπόβαθρο, α= γεωλογικό όριο, β= Τεκτονική επαφή, γ= Επώθηση

Τα πετρώματα των σχηματισμών αυτών έχουν μεταμορφωθεί με μία τουλάχιστον πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση η οποία κατά θέσεις φθάνει τα όρια της πρασινοσχιστολιθικής.

Τριαδικοί σχηματισμοί. Οι σχηματισμοί αυτοί μπορούν να διακριθούν σε Τριαδικούς κλαστικούς - ανθρακικούς σχηματισμούς και σε Τριαδικούς ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς.

Οι πρώτοι απαντούν στο νοτιοανατολικό τμήμα της Λέσβου και συνίστανται κυρίως από σχιστολιθικά πετρώματα και μεταψαμμίτες με παρεμβολές λατυποπαγών, κατά το πλείστον ανθρακικών, και κατά θέσεις με παρουσία μεμονομένων ανθρακικών τεμαχών. Στους σχηματισμούς αυτούς απαντώνται ενστρώσεις κατά κανόνα μεγάλου πάχους κρυσταλλικών ανθρακικών πετρωμάτων μέσα στα οποία βρέθηκαν κατά το παρελθόν από τον Γ. Κατσικάτσο μεγάλα Megalodon. Τα λατυποπαγή που απαντούν κυρίως στους ανώτερους ορίζοντες των Τριαδικών σχηματισμών είναι καλά εστρωμένα και φέρουν σχιστολιθικές παρεμβολές. Αποτελούνται κυρίως από ανθρακικές λατύπες με σχιστολιθικό κατά κανόνα συνδετικό υλικό και αποτελούν χαρακτηριστικό σχηματισμό της Τριαδικής αυτής σειράς.

Οι Τριαδικοί ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί (Τεκτονικό κάλυμμα κατά τους ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟ κ. α. 1982) καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση του νοτιοανατολικού τμήματος της Λέσβου και εμφανίζονται σε πολύ μικρή έκταση στο βορειοδυτικό τμήμα της (περιοχή Σίγρι). Το πάχος τους κατά θέσεις υπερβαίνει τα 1000μ..

Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται από διάφορους τύπους μεταμορφωμένων βασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων (μεταβασίτων) και ιζηματογενών πετρωμάτων που εναλλάσσονται τόσο κατά την κατακόρυφο όσο και κατά την οριζόντια ανάπτυξή τους με αποτέλεσμα την διάφορο λιθολογική επαλληλία στις διάφορες περιοχές εμφάνισής τους.

Οι μεταβασίτες κατά κανόνα επικρατούν στα ανώτερα μέλη της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς σχηματισμών και αντιπροσωπεύονται κυρίως από πρασινίτες και πρασινόλιθους που έχουν προέλθει από μεταμόρφωση ηφαιστειακών κυρίως πετρωμάτων ποικίλης βασικότητας.

Τα μεταϊζήματα αντιπροσωπεύονται από κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες με σημαντικό κατά θέσεις πάχος από σχιστόλιθους, ποικίλης ορυκτολογικής σύστασης (χλωριτικοί - μαρμαρυγακκοί - σερικιτικοί, κλπ.) και κροκαλολατυποπαγή.

Οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες εμφανίζονται με μορφή φακών και φακοειδών ενστρώσεων ή παρεμβολών, ποικίλου πάχους (από πολύ μικρές μέχρι και μερικές εκατοντάδες μέτρα). Κατά θέσεις τα ανθρακικά αυτά πετρώματα έχουν τοποθετηθεί σαν ολισθόλιθοι μέσα στη σειρά των ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών.

Μέσα στους μεταβασίτες αναγνωρίστηκαν μικρά φακοειδή σερπεντινικά σώματα καθώς και κερασόχρωμοι χαλαζίτες που πρέπει να προήλθαν από μεταμόρφωση κερατολίθων.

Η Τριαδική ηλικία των ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών καθορίστηκε με απολιθώματα που βρέθηκαν (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ.ά., 1982) μέσα σε ανθρακικά πετρώματα των σχηματισμών αυτών.

Τα πετρώματα των σχηματισμών αυτών έχουν μεταμορφωθεί αρχικά σε μία χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση και μετέπειτα σε μια πολύ χαμηλού βαθμού στην πουμπελιτική - ακτινολιθική - χλωριτική ζώνη (ΚΑΤΑΓΑΣ & ΠΑΝΑΓΟΣ 1979). Χαρακτηριστικό των σχηματισμών αυτών αποτελεί η κατά θέσεις παρουσία του γλαυκοφανούς, γεγονός που συνηγορεί για μια αυξημένη κατά θέσεις πίεση κατά το χρόνο της μεταμόρφωσής τους.

Οφιολιθικοί σχηματισμοί. Απαντούν σε μεγάλη έκταση στο νοτιοανατολικό τμήμα της Λέσβου και προεκτείνονται ΝΑ/Κά στο Αιγαίο Πέλαγος και Δ/κά κάτω από τους πρόσφατους ηφαιστειακούς σχηματισμούς του νησιού. Τα οφιολιθικά πετρώματα στη Λέσβο διακρίνονται σε δύο ομάδες. Τα υπερβασικά και τα μεταμορφωμένα βασικά οφιολιθικά πετρώματα.

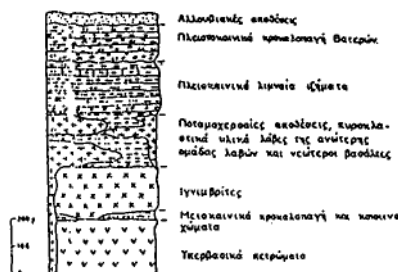
Τα υπερβασικά οφιολιθικά πετρώματα, που αντιπροσωπεύουν και τον κύριο όγκο των οφιολίθων, αποτελούνται εξολοκλήρου από υπερβασικά πετρώματα, ποικίλου βαθμού σερπεντινίωσης, όπως περιδοτίτες, σερπεντινωμένοι περιδοτίτες και σερπεντινίτες. Κατά θέσεις αυτά διασχίζονται από φλέβες πυροξενιτών και γάββρων, οι οποίες συνήθως είναι ροδιγκιτωμένες. Το πάχος τους, κατά θέσεις, ξεπερνάει τα 800 μ..

Τα μεταμορφωμένα βασικά οφιολιθικά πετρώματα που το πάχος τους φθάνει τα 300 μέτρα είναι κυρίως αμφιβολίτες και αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, εμφανίζονται σε αρκετές θέσεις κυρίως μεταξύ των υπερβασικών μαζών και των υποκείμενων τους σχηματισμών, που ανήκουν κατά το πλείστον στην ηφαιστειοϊζηματογενή Τριαδική σειρά σχηματισμών. Αυτά έχουν υποστεί μια τουλάχιστον πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση στην πουμπελιτική - ακτινολιθική - χλωριτική ζώνη, ίδια με αυτή που έχουν υποστεί οι Τριαδικοί ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί πέραν της μεταμόρφωσής τους στην πρασινοσχιστολιθική φάση η οποία αποδίδεται σε ενδοωκεάνια μεταμόρφωση (ΓΚΑΡΤΖΟΣ κ.ά., 1992).

II. 3. Μεταλικοί σχηματισμοί

Σε γενικές γραμμές, οι μεταλικοί σχηματισμοί της Λέσβου διακρίνονται σε Νεογενείς και Τεταρτογενείς (Σχήμα 11) (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ. ά., 1982).

Οι Νεογενείς σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από πυροκλαστικά υλικά, διάφορα είδη λαβών, που έχουν προέλθει από πολλές επάλληλες ηφαιστειακές δραστηριότητες του νησιού καθώς και από λιμναίες, ποτάμιες και χερσαίες ιζηματογενείς αποθέσεις, ενώ οι Τεταρτογενείς σχηματισμοί αντιπροσωπεύονται από ποταμοχερσαίες αποθέσεις, από παλαιά και νέα πλευρικά κορήματα και κώνους κορημάτων και από αλλουβιακές αποθέσεις πεδινών περιοχών.



Σχήμα 11. Λιθοστρωματογραφική επαλληλία των Νεογενών - Τεταρτογενών της περιοχής Πολιχνίτου, Λέσβου (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ. ά. 1982)

Στη Λέσβο, οι Νεογενείς σχηματισμοί, από τα κάτω προς τα επάνω έχουν ως εξής:

Μειοκαινικά κροκαλοπαγή και κοκκινοχώματα: απαντώνται κατά θέσεις στη βάση των ιγκνιμβριτών και συνίστανται κυρίως από κροκάλες οφιολιθικές που βρίσκονται επάνω στη μεγάλη μάζα των υπερβασικών πετρωμάτων. Κατά θέσεις αυτά συνοδεύονται από συνεκτικά κοκκινοχώματα που φαίνεται ότι είναι υλικά παλαιοεδάφους. Επίσης, κατά περιοχές τα Μειοκαινικά ιζήματα συνίστανται κυρίως από μάργες λιμνοποτάμιας φάσης.

Ιγκνιμβρίτες: Τα ηφαιστειακά αυτά πετρώματα έχουν μεγάλη έκταση στην περιοχή του κεντρικού τμήματος του νησιού, στο οποίο εμφανίζονται με μορφή μιας μεγάλης ζώνης, μεγάλου πλάτους, που ξεκινά από την περιοχή Πολιχνίτου - Βασιλικών και με διεύθυνση ΝΔ/κή - ΒΑ/κή προεκτείνεται μέχρι την περιοχή Μανταμάδος. Στη ζώνη αυτή παίρνει μέρος και ένα μεγάλο τμήμα του Κόλπου Καλλονής, του οποίου η περιοχή, κατά πάσα πιθανότητα υπήρξε ο τόπος εξόδου των ιγκνιμβριτικών αυτών πετρωμάτων.

Οι BORSI et al. (1972) έδωσαν για τους ιγκνιμβρίτες της περιοχής Πολιχνίτου ηλικία 16,9 εκ. έτη, με βάση ραδιοχρονολόγηση που έκαναν σε βιοτίτη των ιγκνιμβριτών της περιοχής αυτής με τη μέθοδο K/Ar.

Ορίζοντας ποταμοχερσαίων και πυροκλαστικών υλικών με ηφαιστείτες: Επάνω στους ιγκνιμβρίτες αναπτύσσεται ένας ορίζοντας, πάχους από λίγα έως 100μ., που αποτελείται από κροκαλοπαγή, μικρής έως και μεγάλης συνεκτικότητας, αργίλοαμμώδη υλικά, κοκκινοχώματα με διάσπαρτες κροκαλολατύπες, συνεκτικά πυροκλαστικά λατυποπαγή και τοφικά υλικά. Επίσης, στους σχηματισμούς αυτούς σε πολλές θέσεις απαντούν κυρίως με μορφή κοπών, μάζες ηφαιστειακών πετρωμάτων. Γενικά, πρόκειται για ένα σύνολο σχηματισμών χερσαίας, ποτάμιας και ηφαιστειακής προέλευσης που εναλλάσσονται μεταξύ τους κατά την κατακόρυφο και την οριζόντια και είναι κατά κανόνα υδροπερατοί σχηματισμοί. Μερικές φορές, κατά θέσεις, στο παραπάνω σύνολο σχηματισμών έχουμε την επικράτηση ενός μόνο σχηματισμού, με αποτέλεσμα την εμφάνιση στις θέσεις αυτές αμιγών πετρωμάτων όπως είναι τα ποτάμιας προέλευσης κροκαλοπαγή, με πολύ καλά κατεργασμένες κροκάλες.

Ηφαιστειακά πετρώματα: Οι ηφαιστείτες που απαντούν κυρίως υπό μορφή εκχύσεων μέσα στον παραπάνω ορίζοντα των ποταμοχερσαίων και πυροκλαστικών σχηματισμών είναι κυρίως βασάλτες, δακίτες και ανδεσίτες που ανήκουν στο ανώτερο σύστημα λαβών της Λέσβου και καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση στο κεντρικό και βορειοδυτικό τμήμα της νήσου. Μερικές φορές, το πάχος των ηφαιστειακών αυτών εκχύσεων φθάνει τα 100 μ. και φαίνεται ότι έχουν προέλθει από διάφορα ηφαιστειακά κέντρα.

Ο HECHT, (1972) αναφέρει για τις λάβες της Μυτιλήνης ότι αυτές υπέρκεινται των Νεογενών ιζημάτων της περιοχής, τα οποία θεωρεί ότι έχουν Πλειοκαινική ηλικία. Αντίθετα οι BORSI, et al. (1972), μετά από γεωχρονολόγηση που έκαναν σε λάβες κοντά στα Πάμφυλλα δίνουν σε αυτήν ηλικία 17.5 εκατ. έτη (Μέσο Μειόκαινο).

Οι ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, κ.ά. (1982) διαπιστώνουν ότι οι βασάλτες που παίρνουν μεγάλη έκταση στην περιοχή της Μυτιλήνης υπόκεινται κατά κανόνα των Πλειοκαινικών ιζημάτων και σε καμία θέση αυτοί δεν φάνηκαν να τρυπούν τα

ιζήματα αυτά. Αντίθετα, σε πολλές θέσεις οι βασάλτες αναγνωρίστηκαν να τρυπούν τους προ-Νεογενείς σχηματισμούς τόσο της περιορισμένης όσο και της ευρύτερης περιοχής (πέρασμα Κόλπου Γέρας, περιοχή Μερσίνια, κ.ά.). Η PE-PIPER, (1978) με βάση ραδιοχρονολογήσεις δίνει στους βασάλτες ηλικία 15.5 εκατ. έτη.

Πλειοκαινικά λιμναία ιζήματα: Οι ποταμοχερσαίοι και πυροκλαστικοί σχηματισμοί του παραπάνω ορίζοντα μεταβαίνουν βαθμιαία προς τα επάνω σε ένα ορίζοντα λιμναίων σχηματισμών που αποτελείται από μάργες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους με παρεμβολές ψαμμιτών και κροκαλοπαγών. Πολλές φορές η προς τα επάνω μετάβαση γίνεται με τη μεσολάβηση αργιλομαργαϊκών στρωμάτων σημαντικού πάχους.

Το συνολικό πάχος των λιμναίων σχηματισμών, συμπεριλαμβανομένων και των παραπάνω αργιλομαργαϊκών υλικών, φθάνει τα 200μ., σε πολλές θέσεις οι σχηματισμοί αυτοί είναι έντονα οπαλιωμένοι.

Στην περιοχή της Λέσβου, διακρίθηκαν οι παρακάτω, σύντομα περιγραφόμενοι Τεταρτογενείς σχηματισμοί:

Κροκαλοπαγή Βατερών: Απαντούν σε μεγάλη έκταση στην περιοχή των Βατερών - Βρίσας, με πάχος που φθάνει τα 150μ. περίπου. Είναι συνεκτικά με κροκάλες ποικίλης λιθολογικής σύστασης και ποικίλου μεγέθους. Τοπικά μέσα στα κροκαλοπαγή αναγνωρίστηκαν παρεμβολές αργιλομαργαϊκών υλικών, άμμων και πηλών ποταμοχερσαϊκής προέλευσης. Η ηλικία τους όπως συνεπάγεται από τη στρωματογραφική τους θέση είναι Πλειστοκαινική.

Κροκαλοπαγή Πολιχνίτου: Απαντούν σε ικανή έκταση στην περιοχή Πολιχνίτου, με πάχος που φθάνει τα 30μ. περίπου. Είναι μικρής συνεκτικότητας και αποτελούνται από κροκαλολατύπες ποικίλου μεγέθους και σύστασης και αδρομερή υλικά. Κατά θέσεις μέσα σε αυτά παρατηρήθηκαν λεπτομερέστερα κλαστικά υλικά και κοκκινοχώματα.

Νέα και Παλαιά Κορήματα και Κώνοι Κορημάτων: Απαντούν στα κράσπεδα των αλλουβιακών πεδίων και αποτελούνται κυρίως από λατύπες ποικίλης λιθολογικής σύστασης και ποικίλου μεγέθους.

Αλλουβιακές αποθέσεις: Πρόκειται για προσχώσεις από ασύνδετα αργιλοαμμώδη υλικά με διάσπαρτες κροκαλολατύπες που απαντούν κυρίως σε πεδινές περιοχές, ασύνδετα υλικά στις κοίτες των χειμάρων και αποθέσεις χειμαρωδών αναβαθμίδων μικρού ύψους.

II. 4. Γεωλογική δομή περιοχής μελέτης

Το ΝΑ/κό τμήμα της νήσου Λέσβου, το οποίο αποτελεί και την περιοχή μελέτης, αφού οι οφιολιθικές μάζες απαντώνται σχεδόν εξολοκλήρου εδώ, δομείται στο μεγαλύτερο μέρος του από Προαλπικούς και Αλπικούς σχηματισμούς.

Τους σχηματισμούς αυτούς τους διακρίναμε και εμείς αντίστοιχα. Κάναμε μόνο μικρές τροποποιήσεις σχετικά με τη διαίρεση του υποβάθρου των οφιολιθικών (Σχήμα 12 & 13). Οι σχηματισμοί αυτοί, που φαίνονται και στο σχήμα 12 περιγράφονται πιο κάτω από τους παλαιότερους προς τους νεώτερους. Δεν περιγράφονται όμως οι Μεταλπικοί ενοποιημένοι σχηματισμοί διότι ήταν εκτός του πεδίου ενδιαφερόντων μας.

Οι Προαλπικοί και Αλπικοί σχηματισμοί της ΝΑ/κής Λέσβου είναι:

1. Σχηματισμούς υποβάθρου (Παλαιοζωϊκοί και Τριαδικό σχηματισμοί).
2. Ενδιάμεση κλαστική σειρά.
3. Οφιολιθικούς σχηματισμούς.

Σχηματισμοί υποβάθρου (Παλαιοζωϊκοί και Τριαδικό σχηματισμοί): Καταλαμβάνουν μεγάλο τμήμα της περιοχής μελέτης και αποτελούν μια συνεχή σειρά από το Περμοτριάδικό έως και το Τριαδικό. Οι αναφερόμενες από τους ΗΕCHT (1972) και ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟ κ. α., (1982) τεκτονικές καλυμματικές σχέσεις μεταξύ των σχηματισμών αυτών δεν διαπιστώθηκαν από εμάς. Τα κατώτερα μέλη Περμοτριάδικής ηλικίας είναι κυρίως κλαστικά με παρουσία κατά θέσεις μεταβασιτών. Οι μεταβασιτές φαίνονται να αποτελούν βασικής σύστασης εκχύσεις μέσα στην κλαστική ακολουθία. Έτσι, υπάρχει μια πλευρική μετάβαση του καθαρά κλαστικού σχηματισμού σε ηφαιστειοκλαστικό. Τα ηφαιστειακά πετρώματα απαντούν κυρίως στα μεσαία και ανώτερα μέλη της σειράς αυτής. Στα μέλη αυτά τα ανθρακικά πετρώματα με μορφή ενστρώσεων και φακών απαντούν κυρίως στους ανώτερους ορίζοντες τους. Η σειρά αυτή περνάει κανονικά σε μια ανώτερη ανθρακική σειρά Τριαδικής ηλικίας. Συχνά στη μεταβατική ζώνη έχουμε την παρουσία και μεταβατικών πετρωμάτων που δείχνουν ένα συγγενικό χαρακτήρα. Το σύνολο των αυτόχθονων σχηματισμών παρουσιάζεται έντονα παραμορφωμένο με κλειστές δομές γενικά ΒΒΑ/κα (10-30°Α) διεύθυνσης. Τη γενική αυτή διεύθυνση ακολουθούν και οι κύριες γραμμές των επωθήσεων των αλλόχθονων σχηματισμών. Η αυτόχθονη ενότητα εμφανίζεται στο κέντρο της περιοχής με εξάπλωση των ανωτέρων μελών προς τα ΒΑ/κά.

Οι πτυχές είναι γενικά πολύ διαδεδομένες σε ολόκληρο το πάχος των αυτόχθονων σχηματισμών και αναλύονται σε δύο κύρια συστήματα. Το πρώτο με κλειστές πτυχές αξονικής διεύθυνσης Β20-40°Δ, είναι το παλαιότερο και συνοδεύεται από γράμμωση της ίδιας διεύθυνσης. Το δεύτερο έχει διεύθυνση άξονα Β20-30°Α και πτυχώνει το προηγούμενο. Η ώθηση στο παλαιότερο σύστημα είναι από τα ΒΑ/κά, ενώ στο νεώτερο υπάρχει μια γενικά ασύμμετρη αμφίπλευρη συμπίεση με μέγιστο άνυσμα συμπίεσης τότε από τα ΝΑ/κά και άλλοτε από τα ΒΑ/κά. Οι πτυχές στο νεώτερο σύστημα είναι συχνά με ακτινωτά διατεταγμένους άξονες (βενταλοειδείς) ή μανιταροειδείς ασύμμετρες, κεκλιμένες έως

κατακεκλιμένες. Συχνή επίσης είναι η παρουσία αντεστραμμένων δομών. Γενικά, οι μεγαπτυχές στην ΒΑ/κή διεύθυνση είναι κεκαμένες με αμφίπλευρη βύθιση 40° προς ΝΔ/κά και 15° προς ΒΑ/κά. Το γεγονός αυτό δείχνει μια εντονότερη παραμόρφωση του άξονα στο ΝΔ/κό τμήμα της περιοχής.

Ενδιάμεση κλαστική σειρά: Οι σχηματισμοί της σειράς αυτής στην περιοχή μελέτης εκτείνονται με μορφή επιμήκους λωρίδας και διεύθυνσης ΒΑ/κής - ΝΔ/κής, από το χωριό Ταξιάρχης της χερσονήσου Αμαλής μέχρι το Ακρωτήριο Μέλισσα, με πάχος που κατά θέσεις υπερβαίνει τα 600μ..

Η περιοχή της χερσονήσου της Αμαλής είναι μια περιοχή στην οποία είναι εμφανής η τεκτονική σχέση της σειράς αυτής με σχηματισμούς της αυτόχθονης σειράς της Λέσβου. Επίσης σε αυτήν είναι εμφανής η τεκτονική τοποθέτηση του τεκτονικού καλύμματος των οφιολιθικών πετρωμάτων.

Λεπτομερής ανάλυση της λιθοστρωματογραφικής ανάπτυξης των σχηματισμών αυτών έγινε από τον αυχένα που βρίσκεται ΒΑ/κά του χωριού Λουτρά μέχρι και την κορυφή Προφήτης Ηλίας. Στην περιοχή αυτή η περιγραφή των σχηματισμών έχει, από επάνω προς τα κάτω, ως εξής (βλ. σχηματική τομή 13):

Σχιστόλιθοι, κυρίως σερικιτικοί και χαλαζιακοί και φυλλίτες, ολικού πάχους 30μ. περίπου, με παρεμβολές και ενστρώσεις κροκαλολατυποπαγών, πάχους 5μ. περίπου και μήκους λίγων δεκάδων μέτρων, με ποικίλης λιθολογικής σύστασης κροκαλολατύπες, που έχουν μέγεθος μέχρι και 30εκ.ατ. και είναι πολύ καλά προσανατολισμένες.

Φακοειδής ένστρωση τεφρών κρυσταλλικών ασβεστολίθων μέσης διάστασης φακών (πάχους 3μ. και μήκους 10μ.), που συνοδεύεται στο κάτω μέρος της από ασβεστολιθικά λατυποπαγή, πάχους 0.5μ., που είναι ένδειξη ότι οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι της ένστρωσης αυτής έχουν ολισθήσει μαζί με τις λατύπες μέσα στα ιζήματα της τότε θάλασσας.

Σχιστόλιθοι και φυλλίτες με μία μικρή ένστρωση αμφιβολιτικών σχιστολίθων, πάχους 10μ. περίπου.

Σχιστόλιθοι με παρεμβολές μεταβασιτών, ενστρώσεις κρυσταλλικών ασβεστολίθων μικρού πάχους και κροκαλοπαγή καθώς και διάσπαρτες λατύπες, συνολικού πάχους 250μ. περίπου.

Τυπικοί μεταβασίτες απαντούν επίσης, σε μικρή όμως έκταση, στην περιοχή Πυργί - Αγία Μελανή, που συνοδεύονται από κερασερυθρούς χαλαζίτες, οι οποίοι κατά την άποψή μας, προέρχονται από μεταμόρφωση κερατολίθων. Σε αυτούς παρατηρήθηκε γράμμωση με διεύθυνση $B70^\circ\Delta$, που πτυχώνεται από ένα σύστημα νεότερων πτυχών, με διεύθυνση άξονα $B30^\circ\Lambda$.

Νοτιότερα, στον Κάβο των Λουτρών, απέναντι από το εργοστάσιο Σουρλάγκα απαντούν επίσης μεταβασίτες με κερασερυθρούς χαλαζίτες, που συνοδεύονται από μικρά ράκη σερπεντινιτών.

Οι σχηματισμοί αυτοί με μεταβασίτες στην περιοχή Αμαλής - Μερσίνα αποτελούνται γενικά από μεταβασίτες και μεταμορφωμένα ανθρακικά και κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα, που εναλλάσσονται τόσο κατά την κατακόρυφο όσο και κατά την οριζόντια ανάπτυξή τους, με επικράτηση κατά περιοχές των μεταβασιτών, όπως συμβαίνει σε μεγάλη έκταση στην περιοχή Μαυρότοπος.

Οι μεταβασίτες αντιπροσωπεύονται κυρίως από μεταβασάλτες και σπηλίτες, ενώ τα μεταίζηματα από κρυσταλλικούς ασβεστολίθους και από ποικίλης ορυκτολογικής σύστασης σχιστόλιθους, μεταξύ των οποίων επικρατούν οι ανθρακικοί, οι χλωριτικοί, σερικιτικοί και οι μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι.

Οι κρυσταλλικοί ασβεστολίθοι απαντούν με μορφή φακοειδών παρεμβολών, πάχους που φθάνει τα 50μ.. Μερικές φορές μέσα στους πρασινίτες και τους πρασινόλιθους αναγνωρίστηκαν μικρά τεμάχια κρυσταλλικών ασβεστολίθων (μέχρι και 3m³), με μορφή ολισθολίθων και είναι βέβαιο ότι και στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου έχουν τοποθετηθεί και μεγαλύτερες μάζες κρυσταλλικών ασβεστολίθων σαν ολισθόλιθοι μέσα στη σειρά σχηματισμών που εξετάζεται.

Οι σχιστόλιθοι είναι πετρώματα υποπράσινα, κατά θέσεις ερυθρωπά με αρκετά διατηρημένο τον αρχικό ιζηματογενή χαρακτήρα τους. Οι μεταβασίτες είναι υποπράσινοι έως βαθυπράσινοι, κατά το πλείστον συμπαγείς με κατά θέσεις ανάπτυξη σε μορφή τραπεζών.

Μαζί με τους μεταβασίτες, σε πολλές θέσεις, αναγνωρίστηκαν μικρών διαστάσεων σερπεντινικά σώματα, διαταγμένα παράλληλα με τη σχιστότητα των πετρωμάτων. Τα σερπεντινικά αυτά σώματα περιβάλλονται από μια ζώνη εξαλλοίωσης, που αποτελείται κυρίως από ταλκικούς και χλωριτικούς σχιστόλιθους.

Γενικά, πρόκειται για μια ιδιόρρυθμη σειρά φλυσχοειδούς τύπου που απαντά στη βάση κυρίως της επώθησης των οφιολίθων στην περιοχή της Αμαλίας. Πρόκειται για μια κλαστική σειρά μέσα στην οποία απαντούν ολισθόλιθοι και ολισθοστρώματα από ανθρακικά πετρώματα, κερατόλιθους, λάβες κύρια βασαλτικές, μεταδιαβάσεις με μαξιλαροειδή μορφή, γάββρους και σερπεντινίτες. Η ανάπτυξη της γίνεται από τα ΒΔ/κά προς τα ΝΑ/κά μεταξύ Προφήτη Ηλία και Ταξιάρχη στην περιοχή Αμαλίας. Μέρος του ανθρακικού πετρώματος φαίνεται να συνδέεται με τις λάβες γενετικά και όλο σαν ένα σύστημα να έχει ολισθήσει μέσα στα κλαστικά στρώματα της ακολουθίας που είναι κυρίως φυλίτες. Τα ανθρακικά αυτά έχουν ερυθρωπό χρώμα, είναι συγκεντρωμένα και συνοδεύονται από οξειδία Mn. Οι σχιστόλιθοι κατά θέσεις έχουν ερυθρό χρώμα. Εκτός από τις μαξιλαροειδείς λάβες υπάρχουν και λάβες με ροή. Λατυποπαγείς ανακρυσταλλωμένοι ασβεστολίθοι συνδέονται με τις λάβες με τις οποίες έχουν ολισθήσει στην κλαστική ακολουθία. Τα μεταίζηματα της σειράς αυτής φαίνεται να έχουν μια ρυθμική εναλλαγή και στη βάση τους απαντούν μεταψαμμίτες κατά θέσεις πρασινωποί και μεταπηλίτες. Συχνά μέσα σε αυτή την ακολουθία απαντούν και κροκάλες μέσα σε ψαμμικά μέλη στους οποίους μελετήθηκε ένας μέγιστος άξονας ανάπτυξης Β40°Α και κλίση 70°ΒΔ παράλληλα με την κύρια σχιστότητά τους. Προς τα ανώτερα μέλη αρχίζουν να εμφανίζονται οι ολισθόλιθοι παράλληλα προς τη στρώση, όσον αφορά το μέγιστο άξονά τους από ασβεστολίθους, δολερίτες, σερπεντινίτες που απαντώνται κυρίως μέσα σε ψαμμίτες και ψηφιδοπαγή στρώματα. Το όλο σύστημα είναι έντονα πτυχωμένο με κλειστές κεκλιμένες και αντεστραμμένες πτυχές ΒΑ διεύθυνσης και με κλίση του αξονικού επιπέδου γενικά προς τα ΝΑ με γωνίες που φθάνουν και τις 70°. Συχνές είναι οι αναστροφές της όλης σειράς εξαιτίας της έντονης πτύχωσης. Η σχιστότητά τους είναι ανεπτυγμένη παράλληλα με τον άξονα των πτυχών και ταυτίζεται σχεδόν με την αρχική στρώση. Το γεγονός αυτό έχει σαν

αποτέλεσμα την παράλληλη τοποθέτηση των ολισθολίθων και ολισθοστρωμάτων κατά μέγιστο άξονα με τη σχιστότητα.

Οφιολιθικοί σχηματισμοί: οι σχηματισμοί αυτοί, που σε επόμενα κεφάλαια θα μελετηθούν διεξοδικά, στην περιοχή που μελετήθηκε αποτελούνται στο μεγαλύτερο τμήμα τους από υπερβασικές μάζες, ποικίλου βαθμού σερπεντινίωσης, οι οποίες κατά περιοχές διασχίζονται κυρίως από πυροξενιτικές και γαββρικές φλέβες. Στη βάση τους βρίσκονται κατά θέσεις αμφιβολίτες οι οποίοι προέρχονται από μεταμόρφωση βασικών οφιολιθικών πετρωμάτων. Στο εσωτερικό των υπερβασικών μαζών παρεμβάλλονται και εστρωμένοι γάββροι Ca-μετασωματωμένοι.

Η συγκριτική παρατήρηση των σχηματισμών αυτών στην περιοχή του ΝΑ/κού τμήματος της Λέσβου, έδειξε τα ακόλουθα:

- 1 Το κεντρικό και βόρειο τμήμα της περιοχής αυτής, περιοχή Κάτω Τρίτος - Βασιλικά, παρουσιάζει την ακόλουθη λιθοστρωματογραφική ακολουθία, από τα κάτω προς τα επάνω:

Περμοτριάδικοί, κατά το πλείστον κλαστικοί, σχηματισμοί.

Τριάδικοί, κατά το πλείστον ανθρακικοί σχηματισμοί, οι οποίοι προς τα επάνω περνούν σε περισσότερο κλαστικά μέλη. Μέσα στα προαναφερθέντα απαντούν κατά θέσεις σε ικανή έκταση μεταμορφωμένα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα.

Οφιολιθικά πετρώματα, κυρίως έντονα παραμορφωμένα υπερβασικά πετρώματα με απουσία γαββρικών φλεβών, στη βάση των οποίων διακρίνονται ασυνεχή και μικρού πάχους αμφιβολιτικά σώματα.

2. Το ΝΑ/κό τμήμα της περιοχής αυτής, περιοχή Αμαλής, παρουσιάζει την ακόλουθη λιθοστρωματογραφική εικόνα, από τα κάτω προς τα επάνω:

Περμοτριάδικοί κυρίως κλαστικοί σχηματισμοί.

Τριάδικοί κυρίως ανθρακικοί σχηματισμοί.

Κλαστικοί σχηματισμοί με παρουσία πολλών ολισθοστρωμάτων και ολισθολίθων από ανθρακικά και οφιολιθικά μέλη.

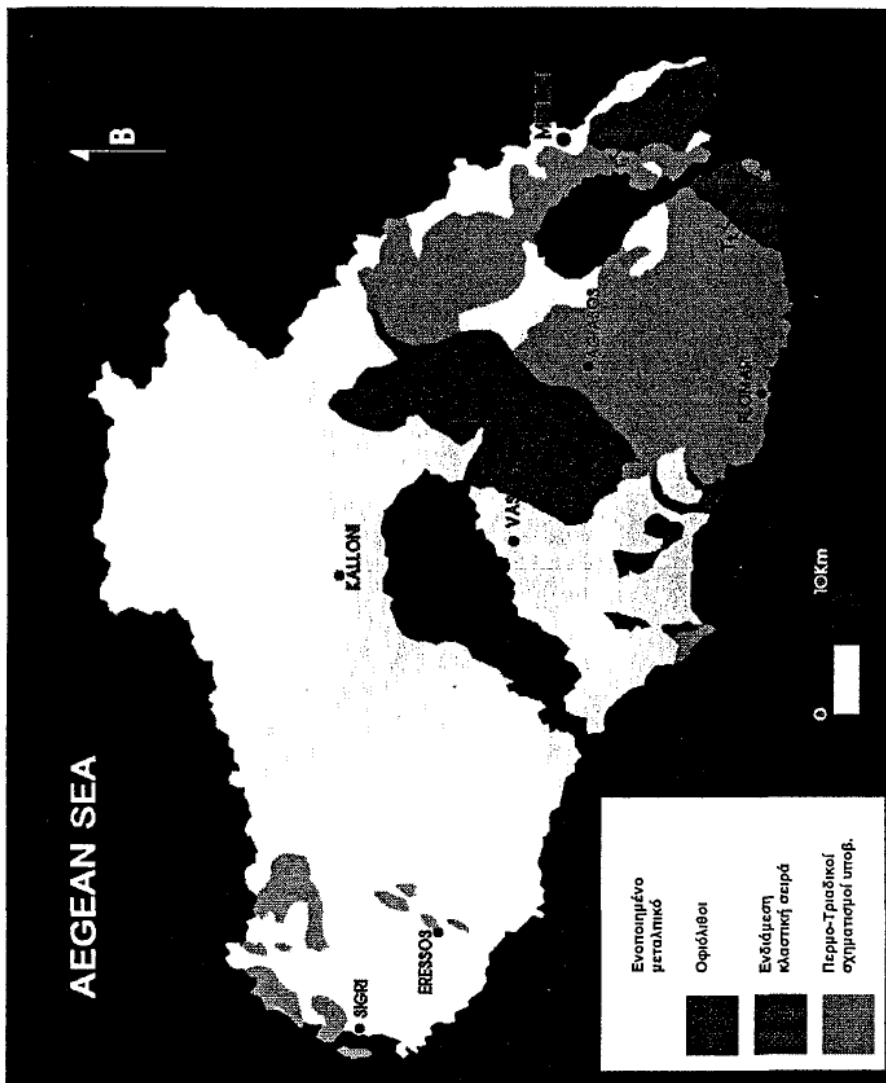
Οφιολιθικά πετρώματα, κυρίως υπερβασικές μάζες με παρουσία κατά θέσεις μετασωματωμένων γαββρικών διεισδύσεων και γαββρικών φλεβών.

Η σύγκριση των σχηματισμών αυτών μεταξύ τους δείχνει τα ακόλουθα:

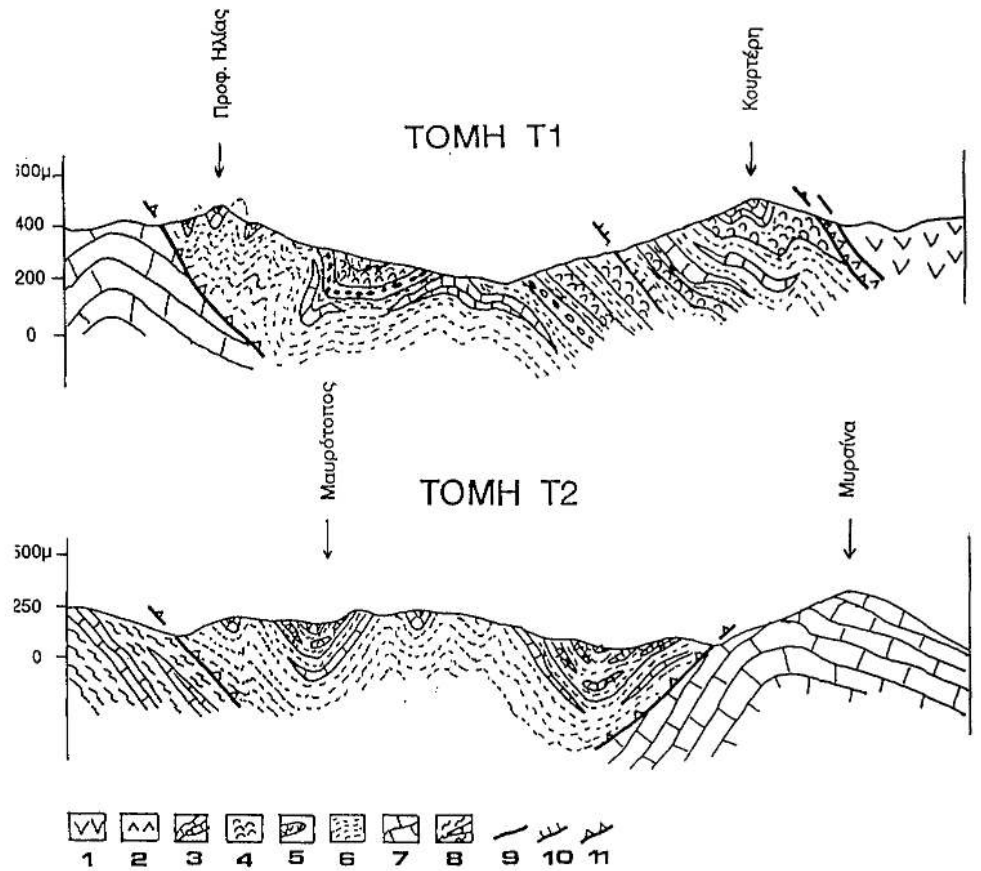
Περισσότερο κλαστικούς Περμοτριάδικούς σχηματισμούς στο ΝΑ/κό τμήμα από ότι στο κεντρικό και βόρειο όπου απαντώνται και πολλά ανθρακικά πετρώματα.

Παρουσία κλαστικών με συμμετοχή και οφιολιθικών κλαστών μόνο στην περιοχή της Αμαλής (ανατολικά).

Αμφιβολιτικές παρεμβολές τόσο στη βάση όσο και ενδιάμεσα των υπερβασικών μαζών με παράλληλη παρουσία γαββρικών διεισδύσεων και φλεβών στο ΝΑ/κό τμήμα, σε αντίθεση με το κεντρικό και βόρειο τμήμα όπου οι αμφιβολίτες είναι οριοθετημένοι μόνο στη βάση των υπερβασικών μαζών.



Σχήμα 12. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Λέσβου από ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟ, κ. ά., (1982), τροποποιημένος από εμάς. Διακρίνονται τα ίχνη των τομών T1, T2 στα ΝΑ/κά της Ν Λέσβου



Σχήμα 13. Γεωλογικές τομές T1, T2, με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ/κή. Οι περιοχές των τομών καθώς και τα όχη τους φαίνονται στο χάρτη σχήμα 12.

Στο υπόμνημα των τομών συμβολίζονται με 1=υπερβασικά πετρώματα, 2= αμφιβολίτες, 3= ολισθόλιθοι ανθρακικών πετρωμάτων, 4= ολισθόλιθοι Rhyolite lavas, 5= ολισθόλιθοι ηφαιστειτών, 6= κλαστικοί σχηματισμοί, 7= Τριαδικό ανθρακικό σχηματισμοί, 8= Περμο-Τριαδικό σχηματισμοί, 9= τεκτονική επαφή, 10= εφίπτευση, 11= επώθηση.

III. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ - ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΥΠΕΡΒΑΣΙΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ

Στη νήσο Λέσβο οι υπερβασικές μάζες καταλαμβάνουν όπως προαναφέρθηκε μεγάλο τμήμα του ΝΑ/κού μέρους του νησιού όπου απαντούν και οι υπόλοιπες Αλπικές και Προαλπικές σειρές σχηματισμών των οποίων και υπέρκεινται με παρεμβολή, κατά θέσεις, αμφιβολητικών πετρωμάτων.

Γενικά, διακρίνονται δύο οφιολιθικές μάζες, αυτή του Αμπελικού - Κώμης και αυτή του Λουτρού - Μυτιλήνης.

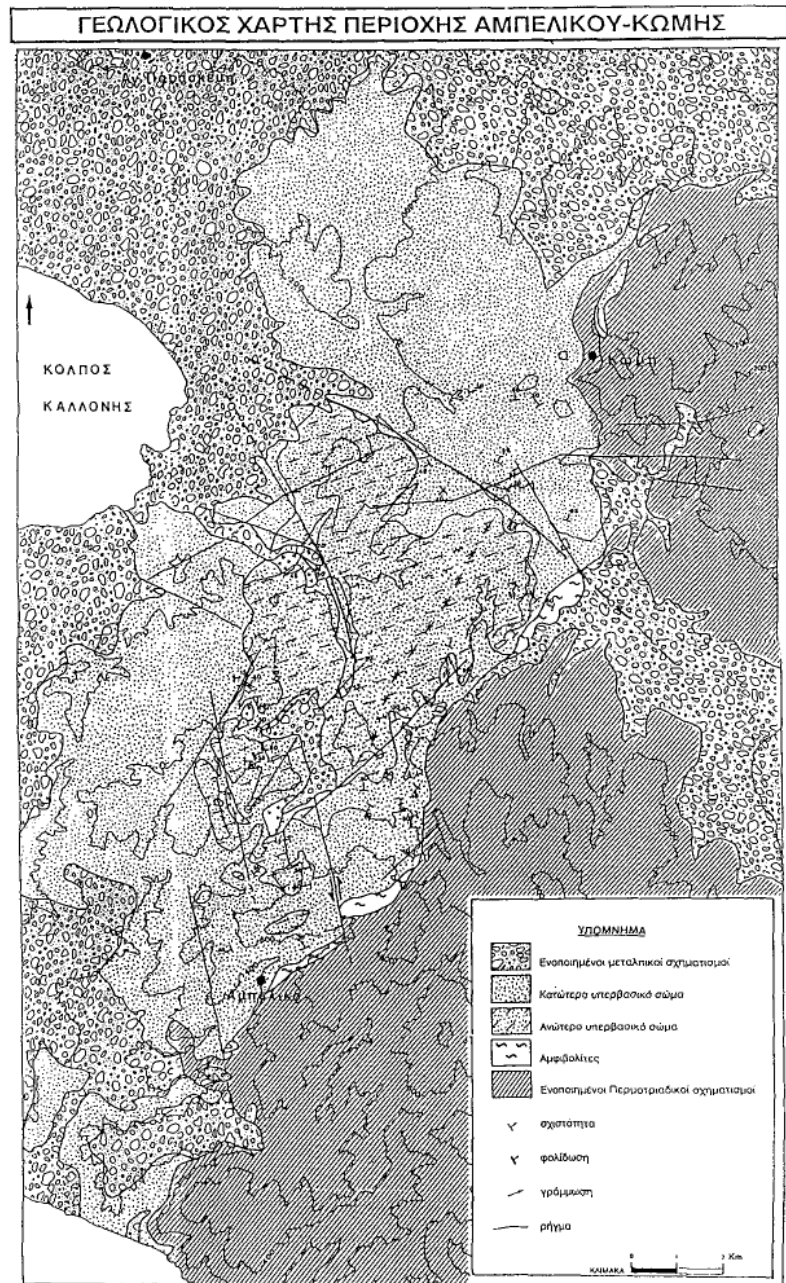
Η πρώτη, που είναι και η μεγαλύτερη μάζα, παρουσιάζει ένα μέγιστο άξονα ανάπτυξης στη διεύθυνση Β40°Α και γενική κλίση προς τα ΒΔ/κά, η δεύτερη, αρκετά περιορισμένη σε έκταση, παρουσιάζει μια ανάπτυξη στη διεύθυνση Β15°Α με γενική ΝΑ/κή κλίση, (Σχήμα 14 και 15). Οι διευθύνσεις αυτές ανάπτυξης ταυτίζονται με τις γραμμές επωθήσεων κατά μήκος των οποίων, σε μεγάλη έκταση, έχουμε την εμφάνιση του αμφιβολητικού πέλματος (βλ. Γεωλογικούς χάρτες περιοχών Αμπελικού-Κώμης και Λουτρού-Μυτιλήνης).

III.1. Υπερβασική μάζα Αμπελικού - Κώμης

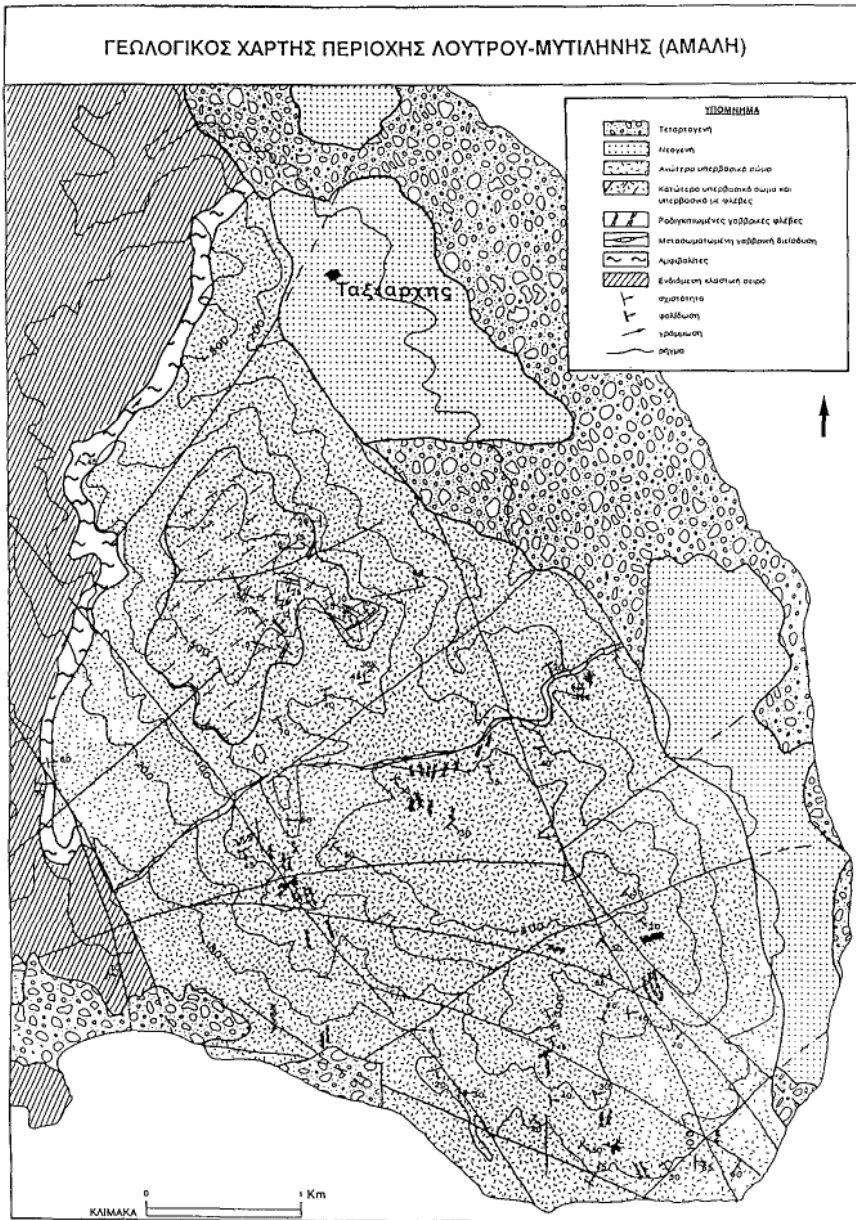
Η μάζα αυτή, που βιβλιογραφικά θεωρείται ενιαία, αποτελείται εξολοκλήρου από υπερβασικά πετρώματα, που στην περιοχή της Αγ. Παρασκευής διασχίζονται από πυροξενιτικές φλέβες μικρού πάχους. Λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής έδειξε ότι δεν πρόκειται για μία ενιαία υπερβασική μάζα αλλά για δύο υπερβασικά σώματα, ανώτερο και κατώτερο διαφορετικής λιθοοψικής εικόνας και παραμόρφωσης τα οποία βρίσκονται σε τεκτονική μεταξύ τους σχέση.

Κατώτερο υπερβασικό σώμα: Πρόκειται για σχεδόν πλήρως σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα, τα οποία παρουσιάζονται συχνά σχιστοποιημένα και κατά θέσεις μυλωνιτωμένα. Γενικά, από λιθολογική άποψη δεν εμφανίζει διαφοροποιήσεις και ο επικρατέστερος πετρολογικός τύπος είναι οι σερπεντινωμένοι χαρτζβουργίτες. Ο τεκτονισμός του είναι γενικά έντονος δίδοντας οφθαλμοειδείς μορφές τύπου (bouillage) και ζώνες μυλωνιτώσης κατά μήκος τεκτονικών επιφανειών οι οποίες εμφανίζονται με μεγάλη συχνότητα. Η σχιστότητα τις περισσότερες φορές ακολουθεί τις τεκτονικές επιφάνειες. Στην περιοχή της Αγίας Παρασκευής αναγνωρίστηκαν πυροξενιτικές φλέβες μικρού πάχους, οι οποίες διασχίζουν τα υπερβασικά πετρώματα του σώματος αυτού. Τα επίπεδα των φλεβών αυτών έχουν μία κύρια διεύθυνση Β20°Δ και κλίνουν 60°ΒΑ/κά. Οι πόλοι των επιπέδων τους προβάλλονται στο δίκτυο Schmidt) όπως φαίνεται στο σχήμα. 16 Κατά θέσεις, τα υπερβασικά πετρώματα του κατώτερου σώματος, εμφανίζουν οπαλίωση εξαιτίας των θερμών διαλυμάτων από τη νεώτερη ηφαιστειακή δράση. Στους σερπεντινίτες αναγνωρίστηκαν διάσπαρτοι κόκκοι ή μικρές χρωμικές συγκεντρώσεις. Σέ άλλες θέσεις, ιδίως στην περιοχή Αμπελικού και Βασιλικών αναπτύσσονται μέσα σε αυτούς σημαντικά κοιτάσματα μαγνησίτη.

Ανώτερο υπερβασικό σώμα: Υπέρκειται τεκτονικά του προηγούμενου καταλαμβάνοντας περίπου το κεντρικό τμήμα στο γεωλογικό χάρτη. Πρόκειται για ελαφρά σερπεντινωμένο μανδυακό σχηματισμό με συμπαγή μορφή που αποτελείται κυρίως από λερζόλιθους, και λιγότερο από ολιβίνιτες και χαρτζβουργίτες, με έντονα τα χαρακτηριστικά των τεκτονιτών.



Σχήμα 14 Γεωλογικός χάρτης περιοχής στην οποία απαντούν τα δύο σώματα (ανώτ και κατώτ) των υπερβασικών σχηματισμών Αμπελικού-Κώμης, (νήσος Λέσβος), το ενοποιημένο υπόβαθρό τους καθώς και οι ενοποιημένοι μεταλλικοί σχηματισμοί



Σχήμα 15. Γεωλογικός χάρτης περιοχής Λουτρού-Μυτιλήνης (λόφος Παναγίας Αμαλίας), στη νήσο Λέσβο. Σε αυτόν διακρίνονται το σύνολο των υπερβασικών σωμάτων (το βορειότερο με τά ανώτ και κατώτ σώματα και το νοτιότερο με το πλήθος των ρωδιγκ φλεβών), της περιοχής

Κατά θέσεις μέσα σε αυτά αναγνωρίστηκε πλαστική παραμόρφωση. Στην επαφή του με το κατώτερο σώμα παρουσιάζει έντονη τεκτονική καταπόνηση με παρουσία συχνών τεκτονικών επιφανειών και δευτερογενή σχιστότητα η οποία παραλληλίζεται με την τεκτονική επαφή. Συχνά στην ζώνη της τεκτονικής επαφής των δύο σωμάτων εμφανίζονται φαινόμενα μυλονιτώσεως καθώς και παρουσία τάλκη. Κατά θέσεις μέσα σε ζώνες έντονης συμπίεσης στο ανώτερο υπερβασικό σώμα καθώς και στην επαφή του με το κατώτερο αναγνωρίστηκαν μικροί φακοί αμιάντου. Στη ζώνη επαφής δεν αναγνωρίστηκαν άλλοι λιθολογικοί τύποι εκτός των υπερβασικών. Όλα τα δεδομένα της υπαίθριας παρατήρησης συνηγορούν στο ότι πρόκειται για μια μονόμικτη τεκτονική ζώνη. Το ανώτερο υπερβασικό σώμα εμφανίζει φύλλωση με παρουσία γράμμωσης (Σχήμα 17). Η φύλλωση εμφανίζεται σε επίπεδα μέσης διεύθυνσης $B30^{\circ}A$ και κλίσης $35^{\circ}NA/κ\acute{\alpha}$. Οι πόλοι των επιπέδων αυτών προβαλλόμενοι στο δίκτυο Schmidt φαίνονται στο σχήμα 17. Η σημαντική διασπορά τους οφείλεται στον έντονο τεκτονισμό της μάζας. Κατά θέσεις αυτή απαντούν διάσπαρτοι κόκκοι και μικροσυγκεντρώσεις χρωμίτη.

Και τα δύο υπερβασικά σώματα, ανώτερο και κατώτερο εμφανίζονται πτυχωμένα. Ισχυρότερα πτυχωμένο εμφανίζεται το κατώτερο λόγω της λιθολογίας του. Γενικά, μπορούμε να πούμε ότι το ανώτερο σώμα εμφανίζεται σε σύγκλινο αξονικής διεύθυνσης $B50^{\circ}A$ με αμφίπλευρη κεντρική βύθιση με γωνία 45° .

Οι πτυχές, που όπως προαναφέρθηκε είναι αναπτυγμένες κύρια στο κατώτερο σώμα, εμφανίζουν αξονικά επίπεδα μέσης διεύθυνσης $B60^{\circ}\Delta$ και κλίσης $30-45^{\circ}BA/κ\acute{\alpha}$ και $B50^{\circ}A$ και κλίση $45^{\circ}NA/κ\acute{\alpha}$. Οι πόλοι των επιπέδων αυτών προβαλλόμενοι στο δίκτυο Schmidt φαίνονται στο σχήμα 18. Οι πρώτες, δηλαδή αυτές με $BA/κ\acute{\alpha}$ κλίση είναι οι κύριες, ενώ οι δεύτερες έχουν προκληθεί κυρίως από κάμψη.

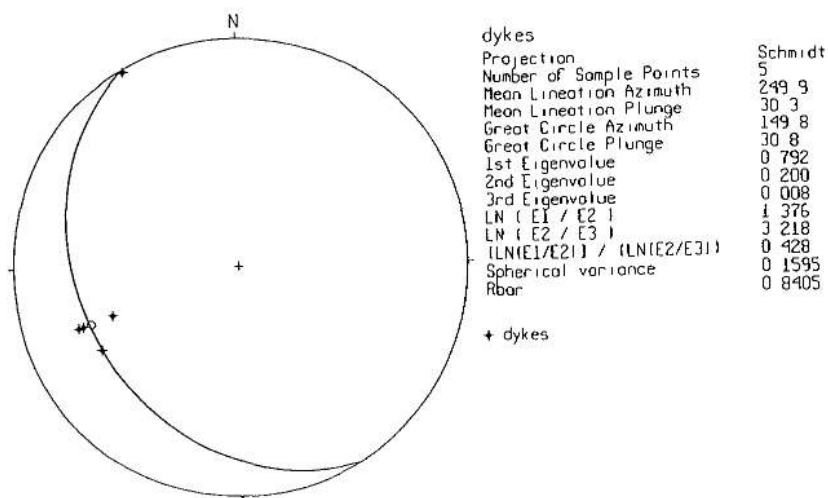
Η σχιστότητα, η οποία όπως προαναφέρθηκε είναι εκφρασμένη στο κατώτερο κυρίως και πολύ λιγότερο στο ανώτερο σώμα, εμφανίζεται σε δύο επίπεδα. Το κύριο επίπεδο σχιστότητας έχει διεύθυνση $B45^{\circ}\Delta$ ενώ το δευτερεύον $B60^{\circ}\Delta$. Οι κλίσεις τους γενικά κυμαίνονται σε μία μέση τιμή $40^{\circ}BA/κ\acute{\alpha}$. Το κύριο επίπεδο σχιστότητας είναι νεώτερο και εμφανίζεται να διακόπτει το δευτερεύον το οποίο φαίνεται να ταυτίζεται με αντίστοιχα αξονικά επίπεδα των πτυχών. Οι πόλοι των επιπέδων σχιστότητας προβάλλονται σε δίκτυο Schmidt στο σχήμα 19.

Οι τεκτονικές επιφάνειες είναι και αυτές εμφανέστερες στο κατώτερο σώμα. Εκφράζονται στατιστικά με τρία επίπεδα. Το πρώτο έχει διεύθυνση $B-N$ και κλίση $75-80^{\circ}\Delta/κ\acute{\alpha}$ αλλά και $A/κ\acute{\alpha}$, το δεύτερο έχει διεύθυνση $B50^{\circ}A$ και κλίση $60^{\circ}B\Delta/κ\acute{\alpha}$ και το τρίτο έχει διεύθυνση $B45^{\circ}\Delta$ και κλίση $60^{\circ}BA/κ\acute{\alpha}$. Οι πόλοι των επιπέδων των τεκτονικών αυτών επιφανειών καθώς και η στατιστική τους επεξεργασία φαίνονται στο δίκτυο Schmidt, σχήματα 20α και 20β. Η τρίτη τεκτονική επιφάνεια είναι η παλαιότερη, αφού διακόπτεται από τις άλλες δύο και παραλληλίζεται με την κύρια σχιστότητα.

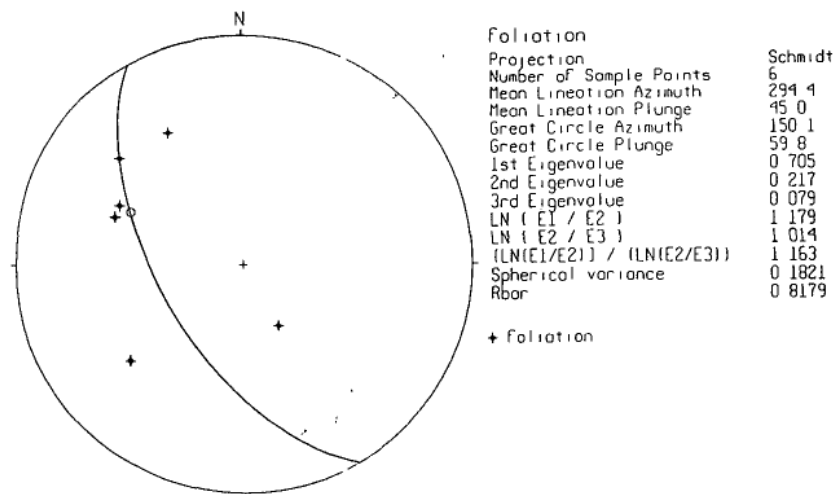
Με τη διεύθυνση του μέγιστου άξονα ανάπτυξης των υπερβασικών μαζών ταυτίζονται οι τεκτονικές ασυνέχειες με διευθύνσεις $B50^{\circ}A/κ\acute{\alpha}$, ενώ αυτές με διευθύνσεις $B-N$ παραλληλίζονται με διευθύνσεις εκδηλώσεων διατμητικών ζωνών, κατά μήκος των οποίων εμφανίζονται έντονα φαινόμενα συμπίεσης (σχιστοποίηση, μυλονιτοποίηση, "boutinage" κλπ). Μια τέτοια ζώνη διακόπτει το ανώτερο υπερβασικό σώμα περίπου στο κέντρο της. Οι διατμητικές αυτές ζώνες

είναι αριστερόστροφες με ικανό οριζόντιο άλμα και μικρή γωνία pitch (ίχνος κίνησης), μέχρι και 15°. Η διατμητική ζώνη με διεύθυνση B-N φαίνεται να είναι σύγχρονη ή και νεώτερη της B50°A (σχήμα 20)

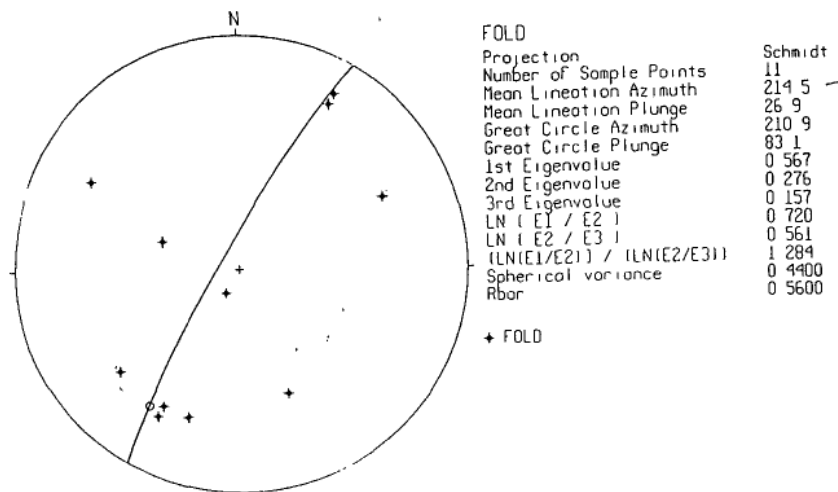
Από υδρογεωλογική άποψη, ιδιαίτερα σημαντική είναι η επαφή του ανώτερου με το κατώτερο υπερβασικό σώμα της μάζας Αμπελικού - Κώμης. Εκεί εκβάλλουν οι σημαντικότερες πηγές που συνδέονται με τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου (π.χ. πηγές Τσίγκου). Το γεγονός αυτό οφείλεται στο αυξημένο δευτερογενές πορώδες του ανώτερου σώματος του οποίου υπόβαθρο αποτελεί η έντονα σχιστοποιημένη και ισχυρά σερπεντινωμένη τεκτονική επιφάνεια της επαφής η οποία παρουσιάζει σημαντικά μικρότερη περατότητα



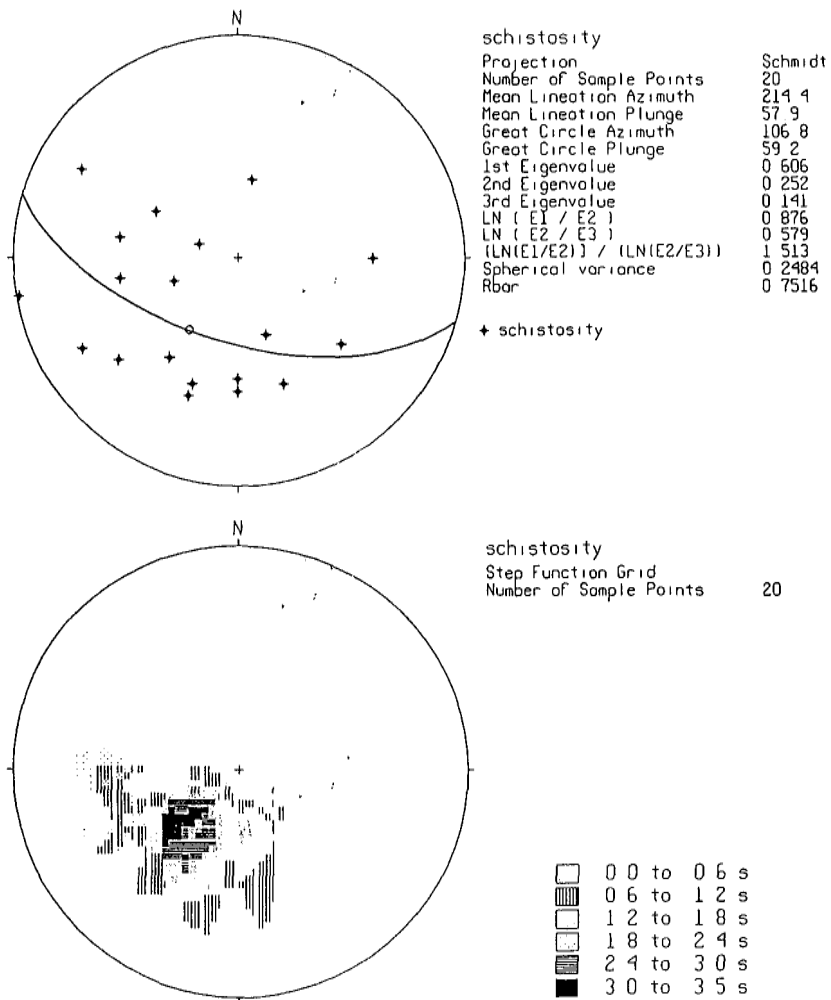
Σχήμα 16. Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων των πυροξενιτικών φλεβών που απαντούν στην περιοχή ανατολικά του χωριού Αγ. Παρασκευή στην υπερβασική μάζα Αμπελικού Κώμης



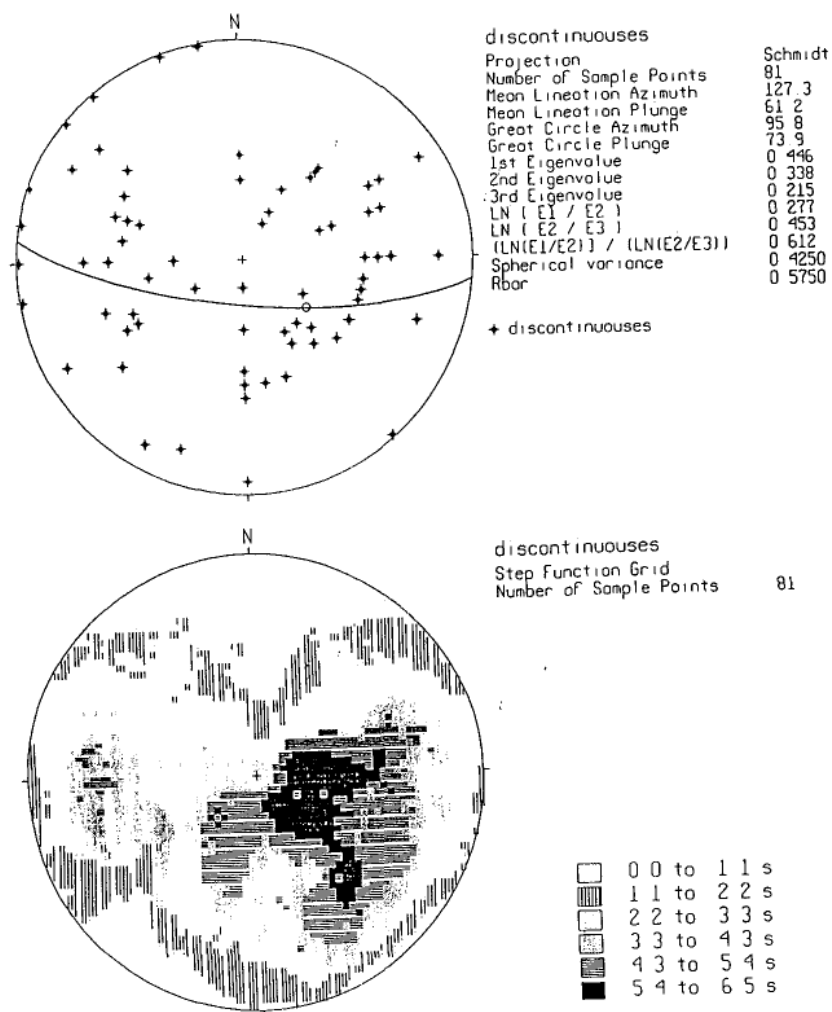
Σχήμα 17. Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων που εμφανίζει η φύλλωση του ανωτ υπερβασικού σώματος της μάζας Αμπελικού-Κώμης



Σχήμα 18. Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων των πτυχών που εμφανίζονται κυρίως στο κατώτερο υπερβασικό σώμα της μάζας Αμπελικού-Κώμης.



Σχήμα 19. (Ανω): Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων της σχιστότητας που εμφανίζεται κυρίως στο κατώτ. υπερβασικό σώμα της μάζας Αμπελικού-Κώμης



Σχήμα 20. (Ανω): Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων των διατμητικών ζωνών όπως εμφανίζονται στο ανωτ. υπερβασικό σώμα της μάζας Αμπελικού-Κώμης

III. 2. Υπερβασική μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλή)

Η υπερβασική αυτή μάζα καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου ΝΑ/κά της Μυτιλήνης (λόφος Παναγίας Αμαλής), και έχει πάχος μεγαλύτερο από 500 μέτρα (βλ. Γεωλογικό χάρτη). Η επαφή της υπερβασικής αυτής μάζας με το υπόβαθρο γίνεται με παρεμβολή ενός αμφιβολιτικού πέλματος που έχει ζωνώδη μορφή με γενική ανάπτυξη $B15^{\circ}A$ και μέσης κλίσης $60^{\circ}NA/κά$.

Η λεπτομερής χαρτογράφηση των υπερβασικών αυτών πετρωμάτων έδειξε ότι πρόκειται για τρία διαφορετικά (λιθοοψικά) σώματα, που βρίσκονται σε τεκτονική μεταξύ τους σχέση.

Τα δύο από αυτά, τα οποία και καταλαμβάνουν το βορειό τμήμα της Αμαλής, αποτελούν ένα σύνολο αντίστοιχο της υπερβασικής μάζας Αμπελικού - Κώμης. Δηλαδή διακρίνουμε και εδώ το κατώτερο και ανώτερο υπερβασικό σώμα. Το ανώτερο υπερβασικό σώμα εμφανίζεται στην κορυφή του συνόλου σχεδόν οριζοντιωμένο.

Το τρίτο υπερβασικό σώμα, πλήρως σερπεντινωμένο, καταλαμβάνει σχεδόν εξολοκλήρου το Νότιο τμήμα της Αμαλής. Αυτό είναι τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στο κατώτερο σώμα των υπερβασικών της Αμαλής και οριοθετείται από την παρουσία κατά μήκος της τεκτονικής επαφής μιας ασυνεχούς ζώνης από μετασωματωμένους γαββρικούς σχηματισμούς, γενικής διεύθυνσης $B70^{\circ}A$ και κλίσης περίπου $65^{\circ}NA/κά$. Το σώμα αυτό χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολλών γαββρικών ροδινοκτιτωμένων φλεβών, για το λόγο αυτό και θα αναφέρεται σαν υπερβασικό σώμα με φλέβες της Αμαλής σε αντιδιαστολή με τα άλλα δύο τα οποία θα αναφέρονται σαν ανώτερο και κατώτερο διατηρόντας έτσι την αντιστοιχεία τους με τα υπερβασικά πετρώματα της μάζας Αμπελικού-Κώμης.

Το ανώτερο υπερβασικό σώμα της Αμαλής που περιέχει κυρίως λερζόλιθους και λίγους χαρτζβουργίτες και δουνίτες, εμφανίζει έντονη φύλλωση σε επίπεδα των οποίων η επικρατούσα διεύθυνση είναι $B65^{\circ}A$ και κλίσεις που κυμαίνεται από $0-10^{\circ}ND/κά$. Οι πόλοι των επιπέδων φύλλωσης προβάλλονται στο δίκτυο Schmidt (Σχήμα 21α). Εμφανίζουν επίσης και γράμμωση με διεύθυνση $B35^{\circ}A$ και κλίση $5^{\circ} - 25^{\circ}NA/κά$ και $BΔ/κά$ (Σχήμα 21β). Η ταλάντευση της διεύθυνσης κλίσης τους, προς τη μια ή την άλλη κατεύθυνση, είναι αποτέλεσμα της πτύχωσης που έχουν υποστεί. Οπωσδήποτε όμως βλέπουμε να παρουσιάζεται μια αξιόλογη γωνιακή σχέση 10° μεταξύ διευθύνσεων γράμμωσης και φύλλωσης.

Η σχιστότητα είναι περισσότερο εκπεφρασμένη στο κατώτερο παρά στο ανώτερο υπερβασικό σώμα και παρουσιάζεται σε δύο κύρια επίπεδα. Το πρώτο, το οποίο είναι και το κύριο, έχει διεύθυνση $B60^{\circ}A$ και κλίση $30^{\circ}NA/κά$. ενώ το δεύτερο έχει διεύθυνση $A-Δ$ και κλίση $30^{\circ}N/a$. Οι πόλοι των επιπέδων σχιστότητας προβάλλονται στο δίκτυο Schmidt στο σχήμα 22.

Οι τεκτονικές επιφάνειες, που είναι περισσότερο εκπεφρασμένες στο κατώτερο παρά στο ανώτερο υπερβασικό σώμα, παρουσιάζονται σε τρία κύρια επίπεδα. Το πρώτο έχει διεύθυνση $B-N$ και κλίση $5^{\circ}Δ/κά$, το δεύτερο έχει διεύθυνση $B80^{\circ}A$ και κλίση $10^{\circ} BΔ/κά$ και το τρίτο έχει διεύθυνση $B40^{\circ}A$ και κλίση $15^{\circ}NA/κά$. Οι πόλοι των επιπέδων των τεκτονικών αυτών ασυνεχειών καθώς και η στατιστική τους επεξεργασία φαίνονται στο σχήμα 23.

Το υπερβασικό σώμα με φλέβες της Αμαλής αποτελείται από σερπεντινωμένα χαρτζβουργικά και δουντικά πετρώματα τα οποία εμφανίζονται έντονα σχιστοποιημένα και τεκτονισμένα. Οι φλέβες που διασχίζουν τα πετρώματα αυτά έχουν διάφορα πάχη από 0.1 έως 1.5m. Το φαινόμενο της διαφορικής αποσάθρωσης των φλεβών σε σχέση με τα υπερβασικά τις κάνει πίο εύκολα διακριτές. Μερικές φλέβες παρουσιάζουν όπως και τα υπερβασικά τεκτονική παραμόρφωση. Σε ορισμένες θέσεις, λόγω ισχυρού τεκτονισμού, έχουμε παραλληλισμό των φλεβών με τις ζώνες των τεκτονικών επιπέδων. Το φαινόμενο αυτό εμφανίζεται κυρίως σε φλέβες που βρίσκονται κοντά στην τεκτονική επαφή με το κατώτερο υπερβασικό σώμα.

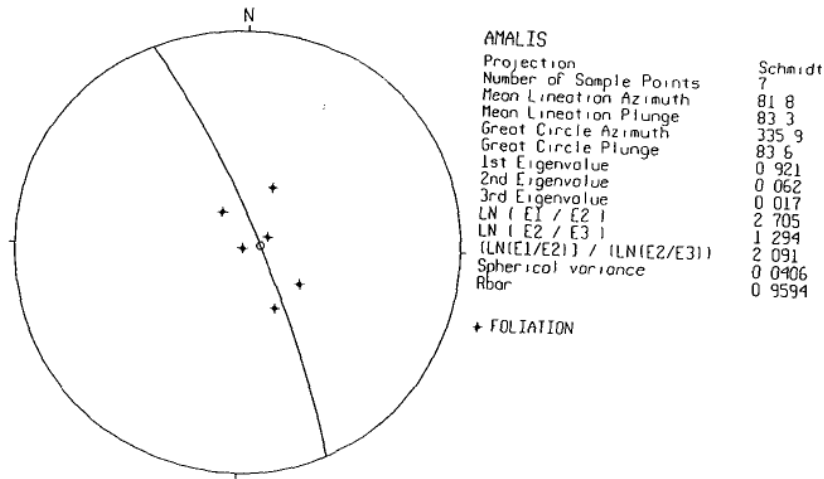
Οι φλέβες αναπτύσσονται με μία κύρια διεύθυνση $B5^{\circ}A$ και κλίση $70^{\circ}NA/κά$ και με δευτερεύουσες $B55^{\circ}Δ/κά$ και κλίση $40^{\circ}NΔ/κά$ και $B35^{\circ}A$ και κλίση $60^{\circ}Δ/κά$. Όλα τα επίπεδα των φλεβών προβάλλονται σαν πόλοι στο δίκτυο Schmidt, επιπλέον δε γίνεται και στατιστική επεξεργασία τους (Σχήμα 24).

Η σχιστότητα της υπερβασικής αυτής μάζας έχει μία κύρια διεύθυνση $B60^{\circ}A$ και κλίση $25^{\circ}NA/κά$ και μία δευτερεύουσα $B80^{\circ}A$ και κλίση $40^{\circ}NA/κά$. Όλοι οι πόλοι των επιπέδων της σχιστότητας προβάλλονται σε δίκτυο Schmidt, καθώς επίσης και η στατιστική επεξεργασία τους (Σχήμα 25).

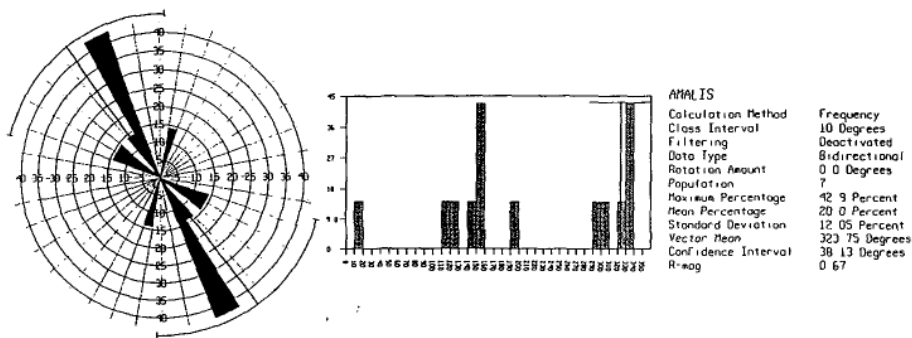
Οι τεκτονικές επιφάνειες στη μάζα αυτή είναι πολλές με συχνή παρουσία *boutinages* και μυλονιτωποιημένων ζωνών. Μετά από στατιστική επεξεργασία μας έδωσαν τρία επικρατούντα επίπεδα τεκτονικών επιφανειών. Ένα πρώτο, κύριο, με διεύθυνση $B70^{\circ}A$ και κλίση $30^{\circ}NA/κά$, ένα δεύτερο με διεύθυνση $B80^{\circ}A$ και κλίση $40^{\circ}NA/κά$ και ένα τρίτο με διεύθυνση $B30^{\circ}A$ και κλίση $45^{\circ}NA/κά$. Οι πόλοι των επιπέδων των τεκτονικών επιφανειών φαίνονται στο δίκτυο Schmidt, καθώς επίσης και η στατιστική τους επεξεργασία στο σχήμα 26.

Οι τεκτονικές επιφάνειες που διαπιστώθηκαν έχουν μία επικρατούσα $NA/κή$ κλίση ενώ τα επίπεδα της σχιστότητα παραλληλίζονται, κατά κάποιο τρόπο με τις κυρίαρχες διευθύνσεις $B70^{\circ}A$ και $B80^{\circ}A$ των τεκτονικών επιπέδων. Το γεγονός αυτό είναι αποτέλεσμα της έντονης τεκτονικής καταπόνησης που έχει υποστεί το σώμα αυτό.

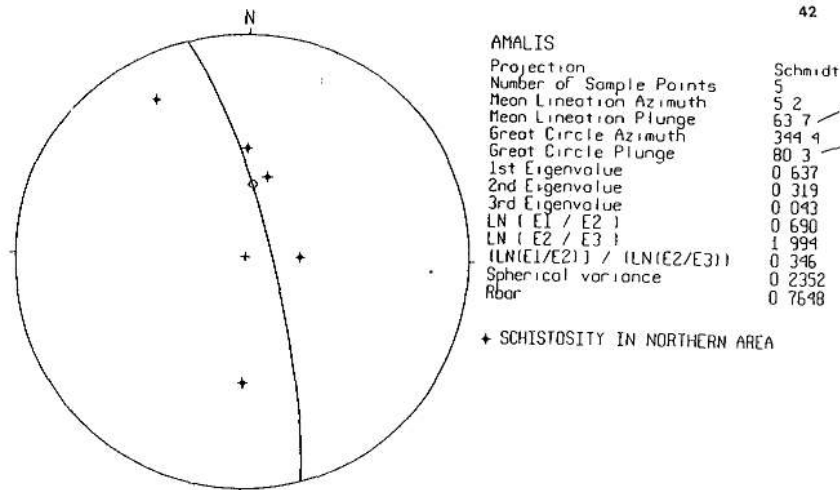
Η τεκτονική σύγκριση του σώματος αυτού με το κατώτερο και ανώτερο σώμα της Αμαλής δείχνει ομοιότητες σε ότι αφορά τα κυρίαρχα συστήματα σχιστότητας και τεκτονικών επιφανειών με διευθύνσεις που κυμαίνονται από $B60^{\circ}A$ έως και $A-Δ$ και με κλίσεις προς τα $N-NA/κά$. Οι κυρίαρχουσες αυτές διευθύνσεις σχεδόν παραλληλίζονται με την τεκτονική επαφή μεταξύ ανώτερου - κατώτερου σώματος και του υπερβασικού με φλέβες της Αμαλής που έχει διεύθυνση $B70^{\circ}A$ και κλίση $65^{\circ}NA/κά$. Αντίθετα η γενική διεύθυνση της επώθησης των οφιολίθων σε σχέση με το υπόβαθρο, διεύθυνσης $B15^{\circ}A$ και κλίσης $60^{\circ}NA/κά$, κατά μήκος της οποίας διατάσσονται και οι αμφιβολίτες, δεν ακολουθείται από κάποιο σύστημα σχιστότητας ή τεκτονικών ασυνεχειών. Οι τεκτονικές επιφάνειες με διεύθυνση $B30-40^{\circ}A$ εμφανίζονται σε όλα τα υπερβασικά σώματα της Αμαλής ενώ η $B-N$ υπάρχει μόνο στο ανώτερο και κατώτερο



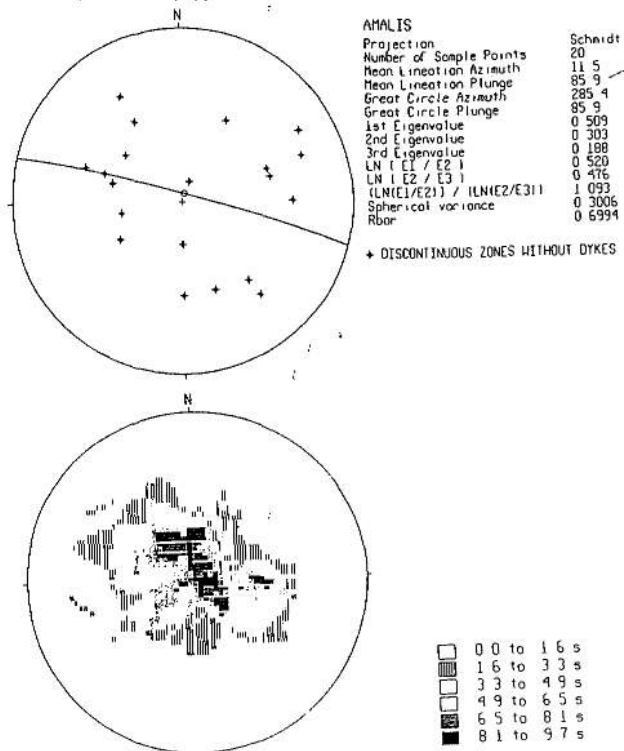
Σχήμα 21α. Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων που εμφανίζει η φύλλωση του ανώτ υπερβασικού σώματος της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης



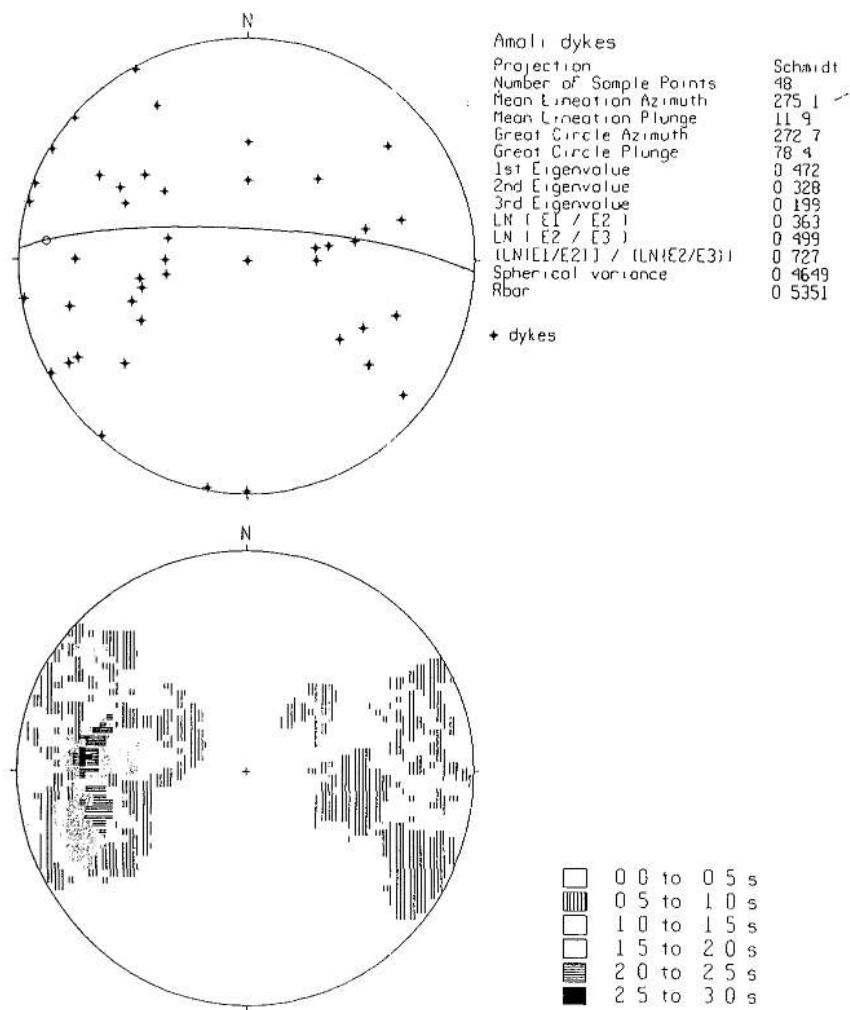
Σχήμα 21β. Στατιστική επεξεργασία στοιχείων γράμμωσης (συχνότητα και διεύθυνση) από το ανώτ υπερβασικό σώμα της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης σε ροδοδιάγραμμα ανα'10⁰



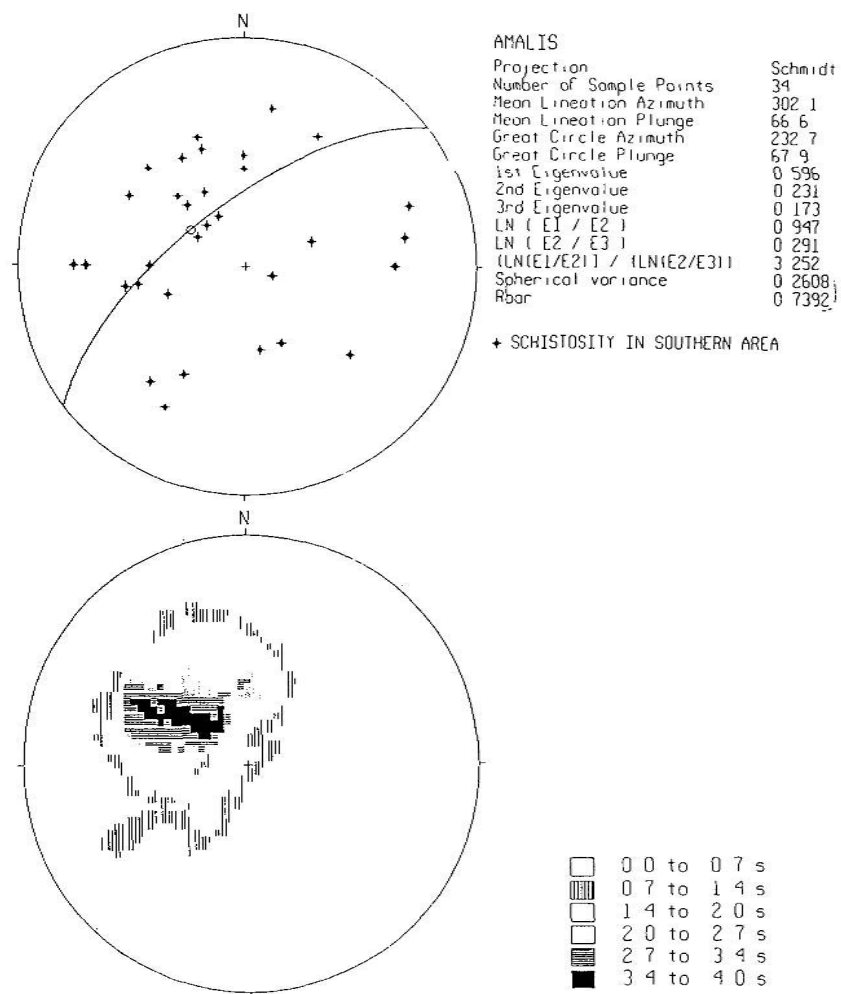
Σχήμα 22. Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων της σχιστότητας που εμφανίζεται κυρίως στο κατώτερο και βόρειο υπερβασικό σώμα της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης



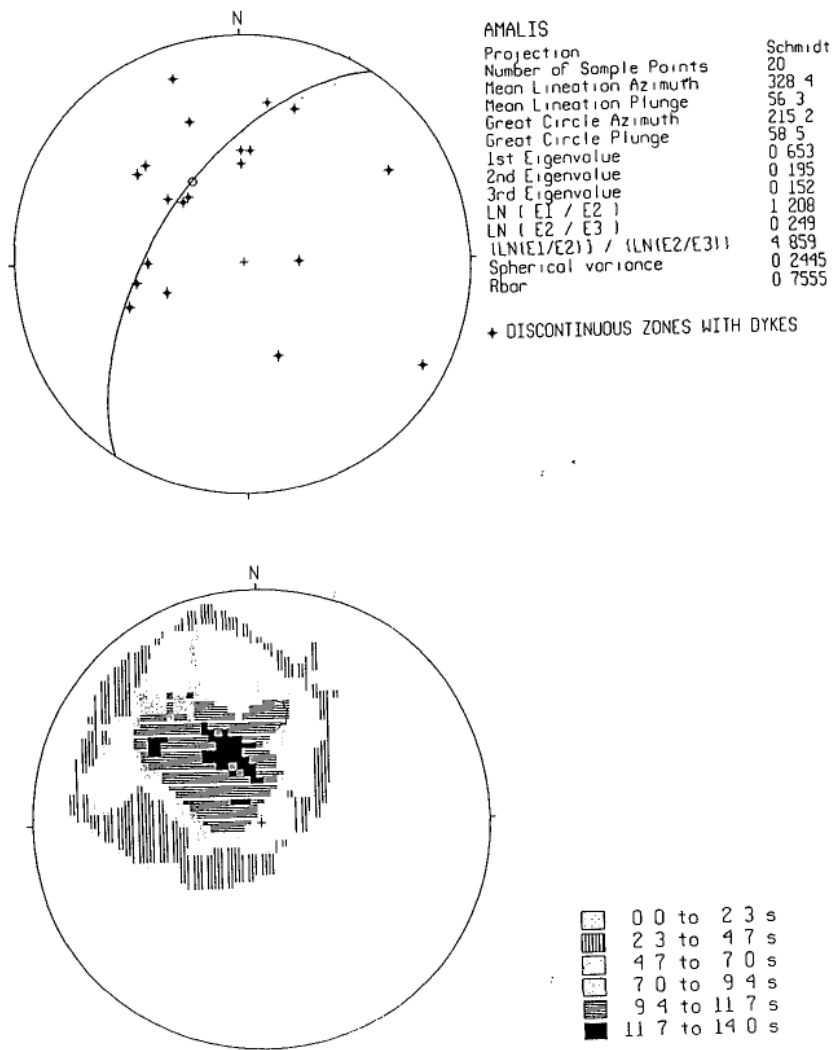
Σχήμα 23. (Ανω): Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των τεκτονικών επιφανειών όπως εμφανίζεται στο βόρειο υπερβασικό σύνολο (αν και κατώτ) της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης



Σχήμα 24 Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων των γαββρικών φλεβών (ροδιγκιτών), του νότιου υπερβασικού σώματος Λουτρού Μυτιλήνης



Σχήμα 25. (Ανω): Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων της σχιστότητας που εμφανίζεται κυρίως στο νότια υπερβασική μάζα Λουτρού-Μυτιλήνης



Σχήμα 26. (Ανω): Προβολή σε δίκτυο "Schmidt" των πόλων των επιπέδων των τεκτονικών επιφανειών όπως εμφανίζεται στη νότια υπερβασική μάζα Λουτρού-Μιτιλήνης

Συγκριτικές παρατηρήσεις

Για σύγκριση των υπερβασικών της Λέσβου από γεωλογική, τεκτονική άποψη παραθέτουμε πίνακα με τις επικρατούσες τιμές που προαναφέρθηκαν.

	Υπερβασική μάζα Αμπελικού-Κώμης *		Υπερβασική μάζα Λουτρού-Μυτιλήνης**		
	Ανώτερο	Κατώτερο	Ανώτερο	Κατώτερο	Με φλέβες
Υπερβασικά σώματα					
Φύλλωση	B30°A/35°NA	-	B65°A/0-10°NΔ	-	-
Γράμμωση	-	-	B35°Δ/5-25°NA B35°Δ/5-25°BΔ	-	-
Φλέβες	-	B20°Δ/60°BA	-	-	B5°A/70°NA B55°Δ/40°NΔ B35°A/60°BΔ
Πτυχές	B60°Δ/60°BA B50°A/45°NA B50°A/45°BΔ B50°A/45°NA				
Σχιστότητα	B45°Δ/40°BA B60°Δ/40°BA		B60°A/30°NA A-Δ/30°N		B60°A/25°NA B80°A/40°NA
Τεκτονικές επιφάνειες	B-N/75-80°Δ B50°A/60°BΔ B45°Δ/60°BA		B-N/5°Δ B80°A/10°BΔ B40°A/15°NA		B70°A/30°NA B80°A/40°NA B30°A/45°NA

- * Τεκτονική επαφή υπερβασικής μάζας Αμπελικού-Κώμης με υπόβαθρο B40°A/BΔ
 ** Τεκτονική επαφή υπερβασικής μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης με υπόβαθρο B15°A/60°NΔ
 *** Τεκτονική επαφή κατώτερου σώματος με τα υπερβασικά με φλέβες της Αμαλής B70°A/65°NA .

Η σύγκριση των δύο υπερβασικών μαζών της Λέσβου, του Αμπελικού - Κώμης και Λουτρού - Μυτιλήνης δείχνει ότι υπάρχει αντιστοιχία μεταξύ ανώτερων και κατώτερων σωμάτων. Απουσιάζει από την υπερβασική μάζα Αμπελικού-Κώμης το σώμα με φλέβες που το συναντάμε στο νότιο τμήμα της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης

Η ανάπτυξη των δύο μαζών παρουσιάζει μια γωνιακή διαφορά 25° αφού η μεγάλη μάζα του Αμπελικού αναπτύσσεται με μέση διεύθυνση B40°A, ενώ αυτή του Λουτρού με B15°A.

Οι γενικές κλίσεις προς τα ΒΔ/κά της μάζας Αμπελικού-Κώμης και προς τα ΝΑ/κά της μάζας Λουτρού-Μυτιλήνης σε σχέση και με τη γενική δομή των υπερβασικών είναι δυνατόν να αποτελούν σε μεγαλοδομή, σκέλη αντικλίνου με βύθιση του άξονά τους προς τα ΒΑ/κά.

Η φύλλωση των ανώτερων σωμάτων ενότητας και στις δύο μάζες δεν παρουσιάζουν μεγάλη γεωμετρική διαφορά, γεγονός που θα πρέπει να οφείλεται στην ενιαία τοποθέτησή τους και στη συνέχεια στη συμπίπτωσή τους με το υπόβαθρο. Η διαφορά που παρουσιάζεται στις τιμές των κλίσεων οφείλεται όπως έχει προαναφερθεί στην εντονότερη δομή που παρουσιάζει η μεγάλη μάζα.

Οι πυροξενιτικές φλέβες που απαντώνται στην περιοχή Αγ. Παρασκευής (στη μάζα Αμπελικού - Κώμης) σε σύγκριση με τις ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες του νοτίου τμήματος της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης, ενώ λιθολογικά διαφέρουν

ριζικά, στις διευθύνσεις τους παρουσιάζουν μια αναλογία αφού η τιμή B20°A των πυροξενιτικών φλεβών μπορεί να αποτελεί μια μέση τιμή των B5°A, B35°A και B55°A από τις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλεβες της Αμαλής. Το γεγονός αυτό συνηγορεί στην άποψη ότι θα πρέπει να προέρχονται από το ίδιο μανδουακό τμήμα και δημιουργήθηκαν σε μια ωκεάνια διαδικασία ανοίγματος στην οποία επικρατούσε ομόρροπος εφελκυσμός.

Πτυχώσεις μεσοσκοπικής κλίμακας εμφανίζονται μόνο στη μεγάλη μάζα, γεγονός που θα πρέπει να οφείλεται στην πλαστικότερη κατάστασή της αλλά είναι δυνατό η απουσία τους από τη μικρή μάζα να οφείλεται στην εντονότερη σχιστότητα που παρατηρείται στη μάζα αυτή.

Η σχιστότητα και οι τεκτονικές επιφάνειες παρουσιάζουν διαφοροποιήσεις. Στη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης είναι εντονότερες και έχουν μία ανατολικότερη κατεύθυνση από τη μάζα Αμπελικού - Κώμης.

IV. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΛΕΣΒΟΥ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΑΠΟ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ ΚΑΙ ΧΩΡΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ

IV. 1. Γενικά

Ως κύρια και αποκλειστική πηγή πληροφόρησης χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα του δορυφόρου Landsat 5 και οι τοπογραφικοί χάρτες κλίμακας 1: 100.000 της Γ.Υ.Σ.

Ο δορυφόρος Landsat 5 βρίσκεται σε τροχιά γύρω από τη γη αποτυπώνοντας την επιφάνειά της με το Θεματικό Σαρωτή σε επτά (7) επιλεγμένες φασματικές ζώνες στο ορατό και στο υπέρυθρο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.

Τα χαρακτηριστικά της ψηφιακής εικόνας που χρησιμοποιήσαμε είναι:

LANDSAT 5 TM path/row 181/33 2 - 8 - 89.

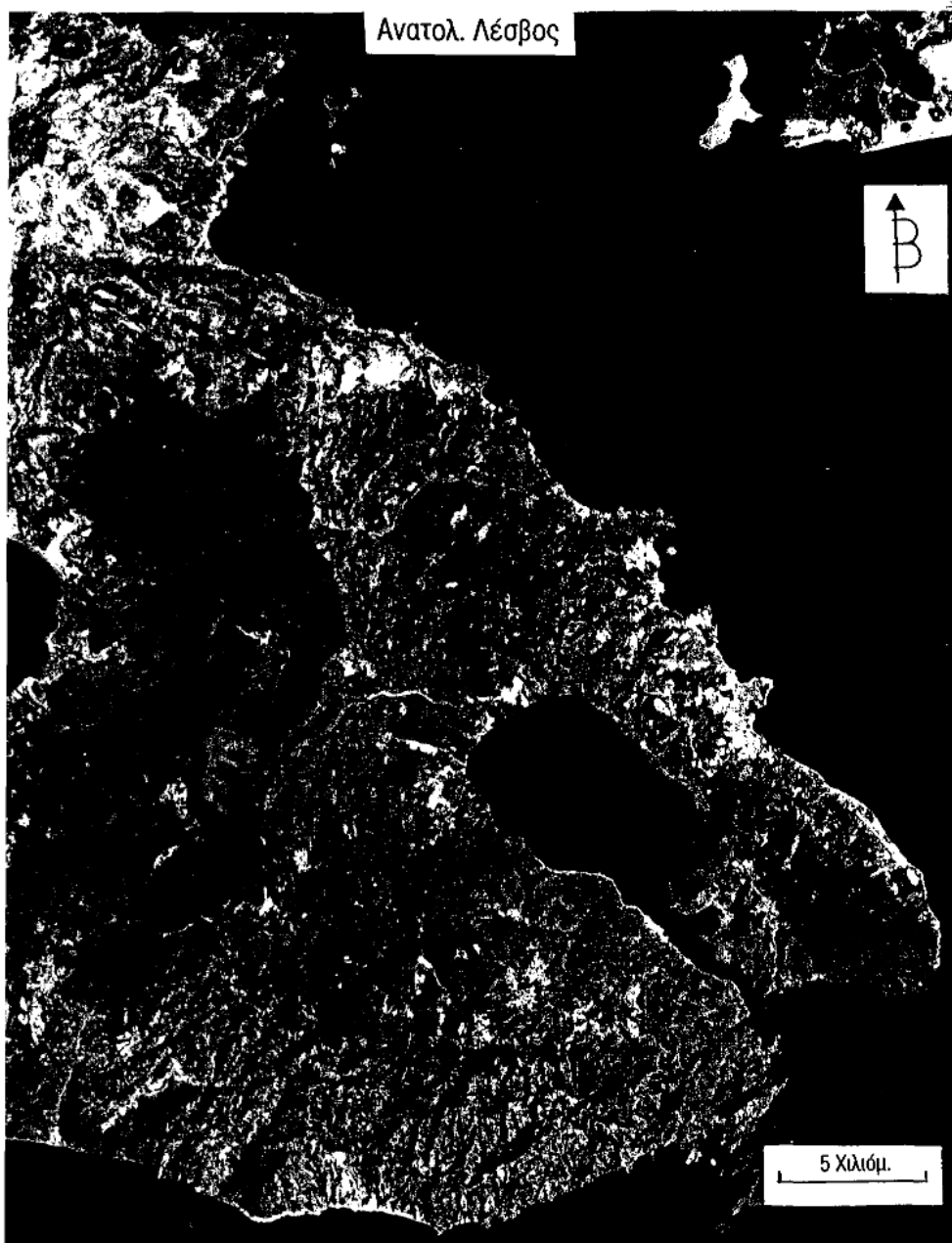
Για το σκοπό της εργασίας μας επελέγησαν και χρησιμοποιήθηκαν οι φασματικές ζώνες 7, 3 και 1 (R.G.B.) ώστε να δημιουργήσουμε μια σύνθετη ψευδεγχρωμη εικόνα (F.C.C.) της Αν. Λέσβου (σχήμα 27). Ο συνδυασμός των 3 αυτών φασματικών ζωνών έχει αποδειχθεί ότι βοηθά στην αναγνώριση των τεκτονικών χαρακτηριστικών μιας περιοχής (ΠΑΡΧΑΡΙΔΗΣ, κ ά. 1994). Οι παραπάνω λειτουργίες καθώς και αυτές που θα περιγραφούν στη συνέχεια έγιναν με τη χρήση του λογισμικού EASI / PACE, G I S / IMAGE version 5.2.

Η πρώτη εργασία που πραγματοποιήθηκε ήταν οι γεωμετρικές διορθώσεις της ψηφιακής δορυφορικής εικόνας στην οποία εμφανίζεται η περιοχή μελέτης ως προς την ακτογραμμή της Ελλάδος. Η μέθοδος διόρθωσης που ακολουθήσαμε ήταν των πλησιέστερων σημείων (Nearest Neighbour) και ως σημεία επίγειου ελέγχου και για το σκοπό αυτό υπολογίσθηκαν 40 σημεία κατά μήκος της ακτογραμμής.

Στη συνέχεια δημιουργήθηκε σύνθετη ψευδέγχρωμη εικόνα (F.C.C.) της περιοχής με τις ίδιες φασματικές ζώνες (7, 3, 1) με ταυτόχρονη υπέρθεση ισοϋψών καμπυλών.

Για τη δημιουργία του χάρτη ψηφιοποιήθηκαν οι ισοϋψείς καμπύλες ανά 80 μέτρα από τον τοπογραφικό χάρτη της Γ.Υ.Σ. κλίμακας 1:100.000 χρησιμοποιώντας το υποπρόγραμμα VCDIG του EASI / PACE . Κατόπιν έγινε η εγκραφή του αρχείου των ψηφιοποιημένων ισοϋψών επάνω στην ψηφιακή δορυφορική εικόνα χρησιμοποιώντας την μέθοδο image to vector. Στη συνέχεια έγινε μετατροπή του vector αρχείου των ισοϋψών καμπυλών σε Raster με την χρήση του υποπρογράμματος GRDVEC. Ενσωματώθηκε το Raster αρχείο των ισοϋψών στο RGB σύστημα της ψηφιακής δορυφορικής εικόνας και τέλος μετατράπηκε το αρχείο RGB σε CMYK (Cyan -Magenta - Yellow - Black) με τη χρήση του προγράμματος Adobe Photoshop -CMYK conversion.

Τα τελικά προϊόντα της ψηφιακής επεξεργασίας τυπώθηκαν σε φωτογραφικό χαρτί ώστε με τη μέθοδο της φωτοερμηνείας να αναγνωρισθούν και να αποτυπωθούν οι γραμώσεις στην περιοχή.



Σχήμα 27 Δορυφορική εικόνα της Αν. Λέσβου από LANDSAT 5 TM path/row 181/33 της (2 - 8 - 89).

IV. 2. Αναγνώριση, Αποτύπωση και επεξεργασία των γραμμώσεων

Γράμμωση σύμφωνα με ένα κλασσικό ορισμό του O' LEARY (1976) είναι η επιφανειακή δομή απλή ή σύνθετη, χαρτογραφήσιμη, της οποίας τα στοιχεία βρίσκονται σε σειρά με τρόπο ευθύγραμμο ή ελαφρά κυρτό γεγονός που υποδηλώνει πιθανή ύπαρξη ενός βαθύτερου φαινομένου

Η αναγνώριση των γραμμώσεων αποτελεί μια σύνθετη εργασία. Σύμφωνα με τον GUPTA (1991) οι γραμμώσεις σε μια δορυφορική εικόνα μπορούν εύκολα να αναγνωρισθούν με την οπτική ερμηνεία χρησιμοποιώντας τις διαβαθμίσεις του τεφρού χρώματος, σε μαυροασπρες εικόνες, την υφή και τη διάταξη. Επίσης για την αναγνώριση των γραμμώσεων χρησιμοποιήθηκαν τα γεωμορφικά χαρακτηριστικά λόγω αναγλύφου.

Τα γεωμορφικά χαρακτηριστικά λόγω αναγλύφου περιλαμβάνουν ευθύγραμμα τμήματα του αναγλύφου, ευθείες λεκάνες ρεμάτων και ευθυγράμμιση μικρότερων τμημάτων ρεμάτων, κορυφογραμμές και απότομες κλιτύς.

Τα χαρακτηριστικά των διαφόρων χρωμάτων περιλαμβάνουν γραμμικά όρια μεταξύ περιοχών με αντίθετη χρωματική έκφραση και που οφείλεται σε διαφορές στη βλάστηση, την περιεκτικότητα σε υγρασία του εδάφους και την σύσταση των πετρωμάτων.

Η εκδήλωση μιάς γράμμωσης εξαρτάται από την κλίμακα παρατήρησης και από τις διαστάσεις της γράμμωσης. Γράμμωση κάποιου μεγέθους και χαρακτήρα είναι πιά έκδηλα σε συγκεκριμένες κλίμακες, π. χ. τεκτονικά χαρακτηριστικά μεγέθη εκατοντάδων χιλιομέτρων, είναι αναγκαίο να μελετώνται σε εικόνες μικρής κλίμακας. Σε ορισμένες φωτογραφίες και εικόνες μπορούν ταυτόχρονα να αναγνωρισθούν και οι μικρές και οι μεγάλες γραμμώσεις. Οι μεγαλύτερες γραμμώσεις συνήθως αντιστοιχούν σε σημαντικές διατμητικές ζώνες, ρήγματα, ρηξιγενείς κοιλάδες και γενικά σε μεγαλύτερες τεκτονικές δομές και όρια. Οι μικρότερες γραμμώσεις ή μικρογραμμώσεις αντιστοιχούν σε μικρότερα ρήγματα, διακλάσεις ή διαρήξεις και ίχνη στρώσεων (GUPTA, 1991).

Σημαντική παράμετρος είναι η απομόνωση των γραμμώσεων που οφείλονται στη δραστηριότητα του ανθρώπου (δρόμοι, όρια διαφορετικών χρήσεων γής, κ.τ.λ.). Για να αποφύγουμε το πρόβλημα αυτό χρησιμοποιήσαμε τοπογραφικούς χάρτες και πραγματοποιήσαμε παρατηρήσεις υπαίθρου.

Οι παρατηρήσεις της εικόνας έγιναν με επαναλαμβανόμενο τρόπο σε τακτά χρονικά διαστήματα σε φυσικό φώς και με τη χρήση μεγεθυντικού φακού.

Κατά την παρατήρηση των στοιχείων της εικόνας δόθηκε προσοχή, ώστε να αποφύγουμε σφάλματα από την προσαρμογή του οφθαλμού σε συγκεκριμένες κατευθύνσεις. Ακολουθήσαμε γιαυτό τη μέθοδο της περιστροφής της εικόνας.

Από την παρατήρηση της εικόνας στην περιοχή μελέτης αναγνωρίστηκαν 1.341 γραμμώσεις συνολικού μήκους περίπου 1.000 Km οι οποίες ψηφιοποιήθηκαν και μπήκαν σε αρχείο (Σχήμα 28).

Η γεωγραφική κατανομή των γραμμώσεων είναι σχετικά ομοιόμορφη σε όλη την περιοχή μελέτης. Η πυκνότητά τους είναι παντού ίδια. Ως προς το μήκος των γραμμώσεων αναγνωρίστηκαν μικρές και μεσέες γραμμώσεις. Από την πρώτη εξέταση, η διάταξη των γραμμώσεων ως προς την διεύθυνση είναι χασοτική.

Ιδιαίτερη αναφορά πρέπει να γίνει για την αναγνώριση από την εικόνα μιάς διατμητικής ζώνης με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ/κή η οποία βρίσκεται στον αυχένα που ενώνει τους κόλπους Γέρας και Καλλονής και διασχίζει τους οφιολιθικούς σχηματισμούς της περιοχής Αγιάσου καθώς και τους αντίστοιχους σχηματισμούς υποβάθρου.

Κατά μήκος της διατμητικής ζώνης και ιδιαίτερα επι των οφιολιθικών σχηματισμών που βρίσκονται στη ζώνη αυτή αναγνωρίζονται πτυχές οι οποίες έχουν χαοτική διάταξη

IV. 3. Στατιστική επεξεργασία των γραμμώσεων

Για τη στατιστική επεξεργασία των γραμμώσεων χρησιμοποιήθηκαν ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα διευθύνσεων (συχνότητα) και μηκών (πυκνότητα). Οι γραμμώσεις ομαδοποιούνται σε τομείς τόξων γωνίας 10° . Για τους υπολογισμούς αυτούς τοποθετήθηκε ο χάρτης των γραμμώσεων σε ψηφιοποιητή συνδεδεμένο με υπολογιστή. Ακολούθησε εισαγωγή των γραμμώσεων σε αρχείο και η επεξεργασία με το λογισμικό RODODIAG (PANOY & PARCHARIDIS, 1993).

IV. 4. Κατανομή γραμμώσεων στο σύνολο της περιοχής μελέτης

Από τα ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα συχνότητας και πυκνότητας των γραμμώσεων διαπιστώνονται τα πιο κάτω κύρια συστήματα διευθύνσεων (Σχήμα 29).

A/A	Κατώτερο όριο	Επικρατούσα μέγιστη τιμή	Ανώτερο όριο	
1	5°	10°	35°	BBA/κή
2	45°	60°	75°	BA/κή
3	95°	100°	105°	ANA/κά

Από τα τρία αυτά συστήματα επικρατέστερο είναι το ANA/κά και κατά δεύτερο λόγο το BBA/κά.

IV. 4.1. Κατανομή γραμμώσεων στα υπερβασιικά.

Στους υπερβασιικούς σχηματισμούς γενικά αναγνωρίστηκαν 302 γραμμώσεις συνολικού μήκους 230 χιλιόμετρα (Σχήμα 30).

Από τα διαγράμματα συχνότητας και πυκνότητας αναγνωρίστηκαν τα παρακάτω κύρια συστήματα διευθύνσεων (Σχήμα 31).

A/A	Κατώτερο όριο	Επικρατούσα μέγιστη τιμή	Ανώτερο όριο.	
1	5°	20°	25°	BBA/κά
2	55°	80°	85°	ABA/κά
3	95°	100°	105°	ANA/κά
4	145°	150°	175°	BBA/κά

Το σημαντικότερο σύστημα είναι αυτό με ABA/κή διεύθυνση και ακολουθεί αυτό με ANA/κή διεύθυνση που είναι μικρότερης σημασίας

Ειδικά για τους υπερβασικούς σχηματισμούς που αποτελούν το αντικείμενο της διατριβής μας έγινε στατιστική επεξεργασία σε κάθε μία από τις δύο κύριες μάζες (Αμπελικού-Κώμης & Λουτρού-Μυτιλήνης). Για τις υπερβασικές μάζες Αμπελικού-Κώμης αναγνωρίστηκαν 257 γραμμώσεις συνολικού μήκους 196 Km και τα κύρια συστήματα διευθύνσεων όπως φαίνονται και στο σχήμα 32 είναι:

A/A.	Κατώτερο όριο	Επικρατούσα μέγιστη τιμή	Ανώτερο όριο	
1	35°	40°	45°	BA/κά
2	65°	80°	85°	ABA/κά
3	95°	100°	105°	ANA/κά

Το πλέον σημαντικό από τα συστήματα αυτά είναι αυτό με ABA/κή διεύθυνση. Στη μικρή οφιολιθική μάζα του Λουτρού-Μυτιλήνης αναγνωρίστηκαν συνολικά 46 γραμμώσεις συνολικού μήκους 34Km. Τα κύρια συστήματα διευθύνσεων που αναγνωρίστηκαν και φαίνονται στο σχήμα 33 είναι τα πιο κάτω

A/A.	Κατώτερο όριο	Επικρατούσα μέγιστη τιμή	Ανώτερο όριο	
1	5°	20°	35°	BBA/κά
2	55°	60°	65°	BA/κά
3	155°	160°	165°	BBD/κά

Το πλέον σημαντικό από τα τρία συστήματα είναι αυτό με BA/κή διεύθυνση και δευτερευόντως το BBD/κή

IV. 4.2. Κατανομή γραμμώσεων υποβάθρου.

Στους σχηματισμούς του υποβάθρου αναγνωρίστηκαν συνολικά 682 γραμμώσεις συνολικού μήκους 466Km (Σχήμα 34). Από τα ροδοδιαγράμματα και τα ραβδογράμματα (Σχήμα 35) αναγνωρίστηκαν τα ακόλουθα κύρια συστήματα διευθύνσεων.

A/A.	Κατώτερο όριο	Επικρατούσα μέγιστη τιμή	Ανώτερο όριο	
1	5°	10°	35°	BBA/κά
2	45°	60°	75°	BA/κά
3	95°	100°	105°	ANA/κά

Από τα τρία συστήματα το σημαντικότερο είναι αυτό με BA/κή διεύθυνση και κατά δεύτερο λόγο αυτό με BBA/κή και τρίτο με διεύθυνση Δ-BΔ/κή.

Από την παρατήρηση διαπιστώσαμε υψηλή ταύτιση για τα κύρια συστήματα των γραμμώσεων στα ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα συχνοτήτων και πυκνότητας. Αυτό σημαίνει ότι οι διευθύνσεις των μεγάλων γραμμώσεων γενικά συμπίπτουν με το μέγιστο πλήθος των γραμμώσεων.

IV. 5. Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (D.E.M.)

Η γεωμορφολογία και τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης ερευνήθηκαν μέσα από τη δημιουργία και ανάλυση ενός ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (D.E.M.) και το παραγόμενο προϊόν του που είναι ο χάρτης σκιασμένου αναγλύφου.

Από τα τέλη της δεκαετίας του 70 ψηφιακά μοντέλα αναγλύφου (MARK, 1978) και τα παραγωγά του όπως είναι ο χάρτης σκιασμένου αναγλύφου των κλίσεων και προσανατολισμών καθώς και το είδος του υδρογραφικού δικτύου άρχισαν να συσχετίζονται και να χρησιμοποιούνται για να εξετάσουν τη γεωμορφολογία και γεωλογία μίας περιοχής (EVANS, 1972; DAY, 1979). Επί πλέον τα τελευταία χρόνια τα Ψηφιακά Μοντέλα Αναγλύφου D.E.M. είναι απαραίτητο τμήμα ενός Γεωγραφικού Πληροφοριακού Συστήματος (G.I.S). Σε ένα Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου η κάθε σημειακή στοιχειώδης επιφάνεια αντιπροσωπεύει μια υψομετρική τιμή. Το σύνολο των σημειακών στοιχείων επιφάνειας με τον ίδιο κωδικό δίδει μια ισούψη. Τα βήματα που έγιναν για τη δημιουργία του είναι τα πιο κάτω:

1. Ψηφιοποίηση των ισούψων και κωδικοποίηση που αντιστοιχεί στις υψομετρικές τιμές. Για την ψηφιοποίηση των ισούψων χρησιμοποιήθηκε ο τοπογραφικός χάρτης της Γ.Υ.Σ., φύλλο Μυτιλήνη, κλίμακας 1:100.000 του 1979, με ισοδιάσταση 40 μέτρων. Το αποτέλεσμα της πρώτης εργασίας ήταν η δημιουργία του χάρτη των ισούψων των μελετουμένων περιοχών.

2. Μετατροπή του χάρτη των ισούψων σε χάρτη πλέγματος στοιχείων εικόνας Raster.

3. Διαταξινόμηση (interpolations) μεταξύ των ισούψων με σκοπό να δωθεί τιμή σε κάθε στοιχείο της εικόνας (Pixels) το οποίο δεν αντιπροσωπεύεται από μια ισούψη. Για τις παραπάνω ενέργειες χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό ILWIS του I.T.C.

IV. 5.1. Δημιουργία χάρτη σκιασμένου αναγλύφου και μορφοδομές στις περιοχές των υπερβασικών σχηματισμών

Με σκοπό να αναδείξουμε τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης δημιουργήθηκαν οι Χάρτες Σκιασμένου Αναγλύφου από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. D.E.M , (POSCOLIERI, 1992).

Η σκίαση του αναγλύφου έγινε με την τεχνική των φίλτρων και συγκεκριμένα με το φίλτρο 'Shadow' του ILWIS.

Ο φωτισμός του χάρτη έγινε με προσομοίωση από φωτεινή πηγή με ύψος φωτισμού περίπου 0° .

Για την περιοχή του Λουτρού - Μυτιλήνης ο φωτισμός προέρχεται από τα ΒΔ/κά, ενώ για την περιοχή Αμπελικού - Κώμης από τα ΒΑ/κά (Σχήμα 36).

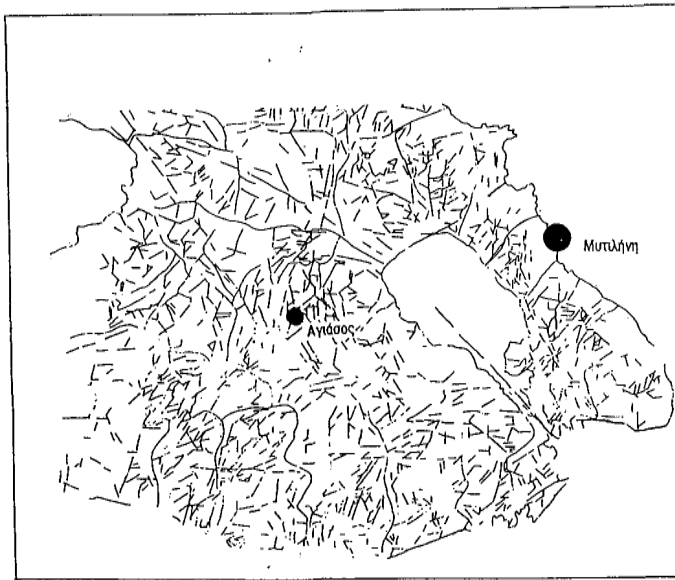
Η διαφορά αυτή στη διεύθυνση της πηγής φωτισμού επιλέχθηκε για να αναδείξει όσο το δυνατόν περισσότερο τις δομές στις δύο περιοχές.

Εξετάζοντας αυτές τις εικόνες τα έντονα ευθύγραμμα μορφολογικά χαρακτηριστικά αναγνωρίζονται με μεγαλύτερη ευκολία στους χάρτες αυτούς.

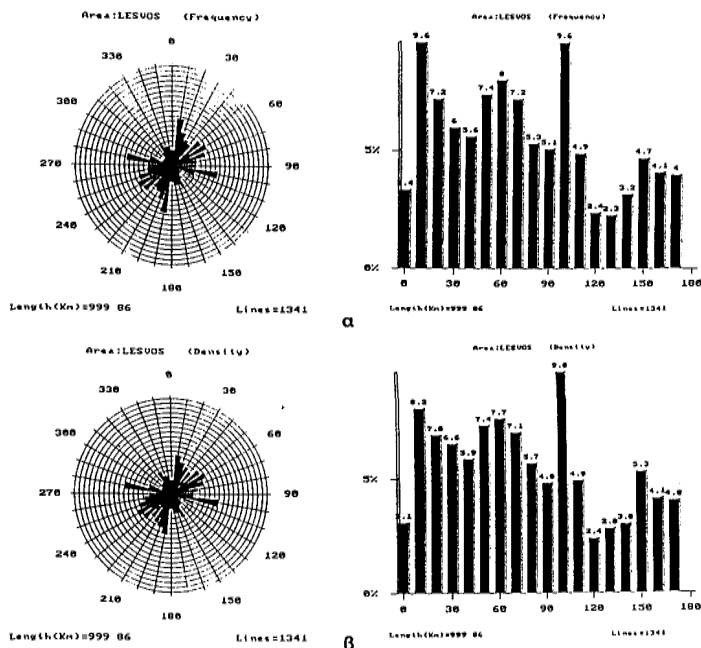
Στο χάρτη Λουτρού - Μυτιλήνης τα ευθύγραμμα χαρακτηριστικά που αναγνωρίστηκαν έχουν κύρια διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ/κά, Β-ΒΑ/κά και σε μικρότερη ένταση η Β-ΒΔ/κή. Συσχετίζοντας τα στοιχεία αυτά με τα κύρια συστήματα γράμμωσης που αναγνωρίστηκαν στη δορυφορική εικόνα και εκφράζονται με τα διαγράμματα στο σχήμα 33 υπάρχει πλήρης ταύτιση των συστημάτων αυτών με τα ευθύγραμμα μορφολογικά στοιχεία τα οποία αντιστοιχούν σε ρήγματα, άξονες πτυχών και μέτωπα επωθήσεων. Συσχέτιση επίσης παρατηρείται και με το χάρτη από τους ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ. ά. (1986) στον οποίο έχουν αξιολογηθεί με μορφή ροδοδιαγραμμάτων οι διευθύνσεις και τα μήκη από μικρό και μακροδιαρτήσεις από στοιχεία υπαίθρου και αεροφωτογραφίες. Σε σχέση με τον σεισμοτεκτονικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε., κλίμακας 1:500.000 του 1989, στο σκιασμένο χάρτη αναγνωρίζονται σαφώς περισσότερα ευθύγραμμα σε σχέση με τα τεκτονικά στοιχεία του χάρτη και αφορά ρήγματα τα οποία έχουν διεύθυνση Β - ΒΔ/κή και ΒΑ/κή.

Στο χάρτη σκιασμένου αναγλύφου της περιοχής Αμπελικού - Κώμης έντονα ευθύγραμμα μορφολογικά χαρακτηριστικά έχουν διεύθυνση κυρίως ΒΔ/κή και ΒΒΔ/κή. Σε σχέση με τη γράμμωση που αναγνωρίστηκε από τις δορυφορικές εικόνες και αποτυπώνονται στα διαγράμματα του σχήματος 32 τα έντονα ευθύγραμμα μορφολογικά χαρακτηριστικά του σκιασμένου χάρτη της περιοχής δείχνουν μερική ταύτιση ως προς τη διεύθυνσή τους καθότι από τις δορυφορικές εικόνες αναγνωρίστηκαν γραμμώσεις που έχουν διεύθυνση κυρίως ΒΑ. Η διεύθυνση αυτή πιθανόν δεν εκφράζει μορφολογικά χαρακτηριστικά αλλά αντιστοιχεί σε λιθολογικά όρια μέσα στις μάζες του οφιολιθικού. Αντίθετα σχεδόν απόλυτη ταύτιση έχουμε με τα στοιχεία του χάρτη διευθύνσεων και μηκών των ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ. ά. (1986) (Σχήμα 37). Επίσης πρέπει να αναφέρουμε ότι στην ίδια περιοχή στο Σεισμοτεκτονικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1989) κλίμακας 1:500.000 έχουν αποτυπωθεί ρήγματα με διευθύνσεις περίπου Α-Δ.

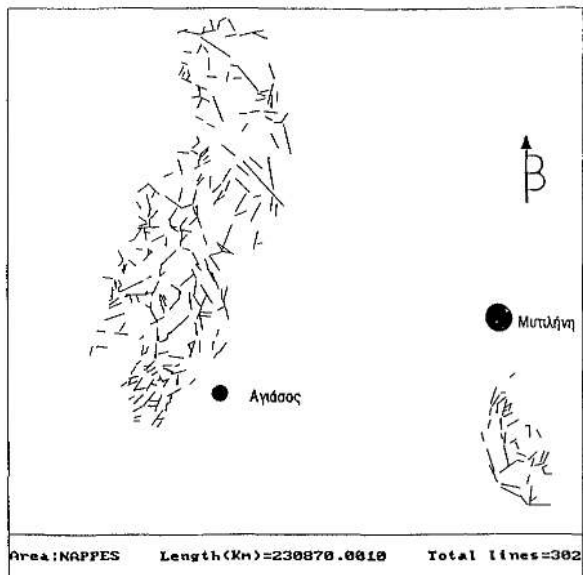
Συμπερασματικά από τους χάρτες σκιασμένου αναγλύφου πείραμε δεδομένα τα οποία για μεν την περιοχή του Λουτρού-Μυτιλήνης ταυτίζονται με τα δεδομένα από την δορυφορική εικόνα και τα δεδομένα αεροφωτογραφιών και μετρήσεων υπαίθρου, καθώς και από δεδομένα του Σεισμοτεκτονικού χάρτη του ΙΓΜΕ. Αντίθετα για την περιοχή Αμπελικού - Κώμης δεν υπήρξε αυτή η ταύτιση των δεδομένων του χάρτη σκιασμένου αναγλύφου σε σχέση με τις άλλες πηγές.



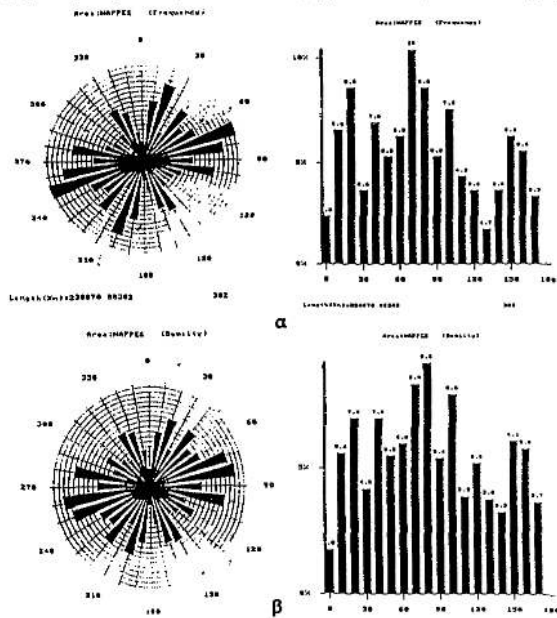
Σχήμα 28 Χάρτης γραμμώσεων της περιοχής μελέτης όπως διακρίνονται από την δορυφορική εικόνα LANDSAT 5 TM path/row 181/33 της 2 - 8 - 89.



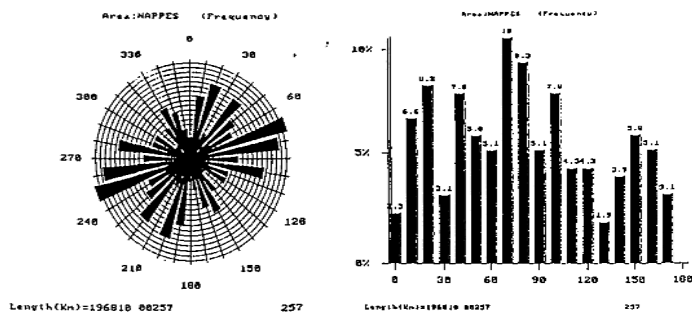
Σχήμα 29. Ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα α) συχνότητας και β) πυκνότητας για το σύνολο των γραμμώσεων της Ανατολικής Λέσβου.



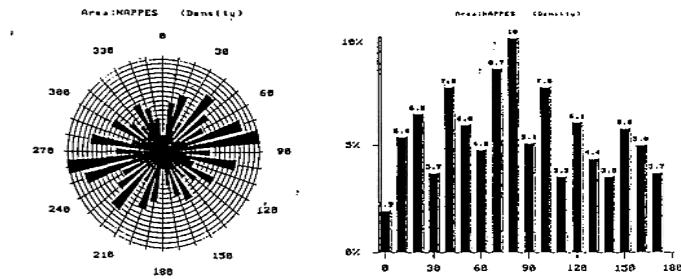
Σχήμα 30. Χάρτης των γραμμώσεων που αποτυπώθηκαν στους υπερβασικούς σχηματισμούς του Αμπελικού - Κώμης και Λουτρού - Μυτιλήνης..



Σχήμα 31. Ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα α) συχνότητας και β) πυκνότητας των γραμμώσεων των υπερβασικών, Αμπελικού-Κώμης και Λουτρού-Μυτιλήνης

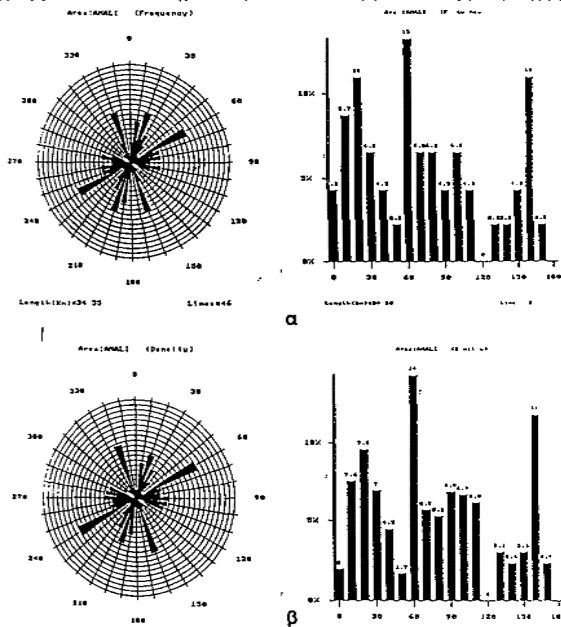


α



β

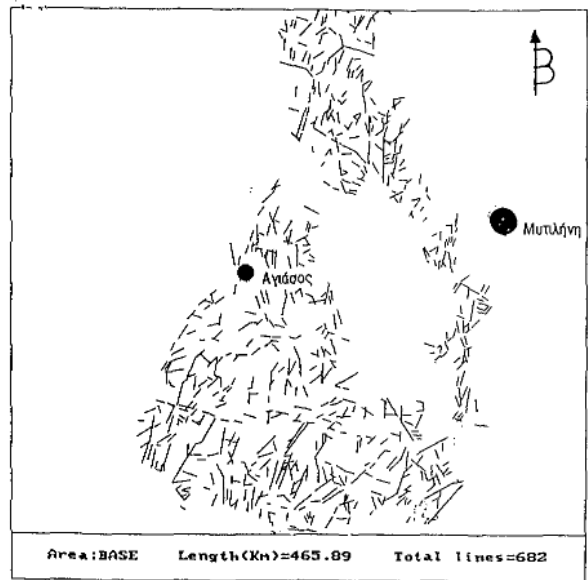
Σχήμα 32 Ροδιοδιαγράμματα και ραβδογράμματα α) συχνότητας και β) πυκνότητας των γραμμώσεων που σημειώθηκαν στα υπερβασικά της περιοχής Αμπελικού-Κώμης.



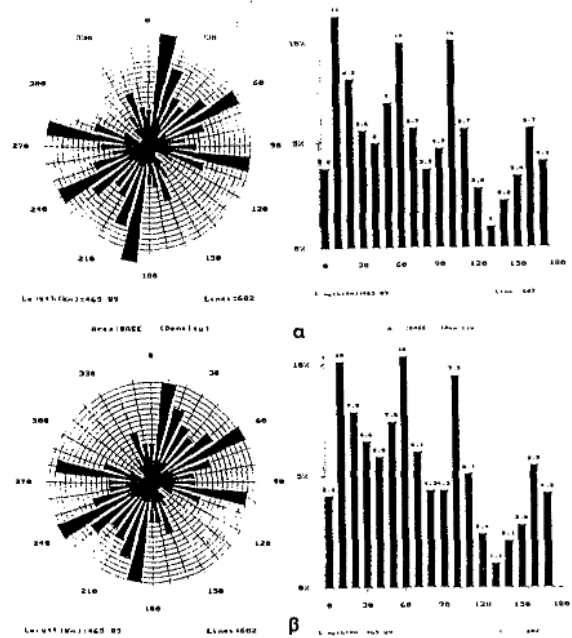
α

β

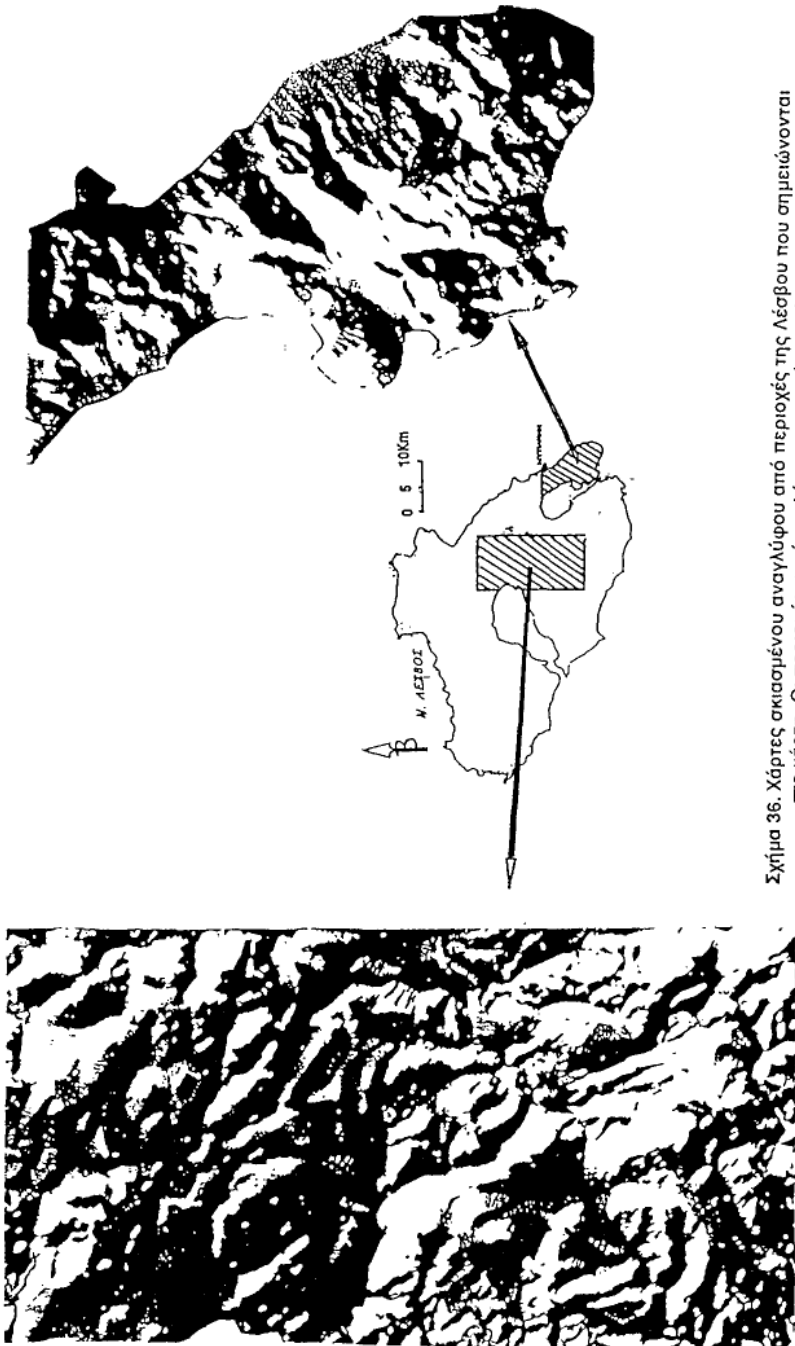
Σχήμα 33. Ροδιοδιαγράμματα και ραβδογράμματα α) συχνότητας και β) πυκνότητας των γραμμώσεων που σημειώθηκαν στα υπερβασικά της περιοχής Λουτρού-Μυτιλήνης



Σχήμα 34. Χάρτης των γραμμώσεων που αποτυπώθηκαν στους σχηματισμούς του υποβάθρου των υπερβασικών της Ανατολικής Λέσβου



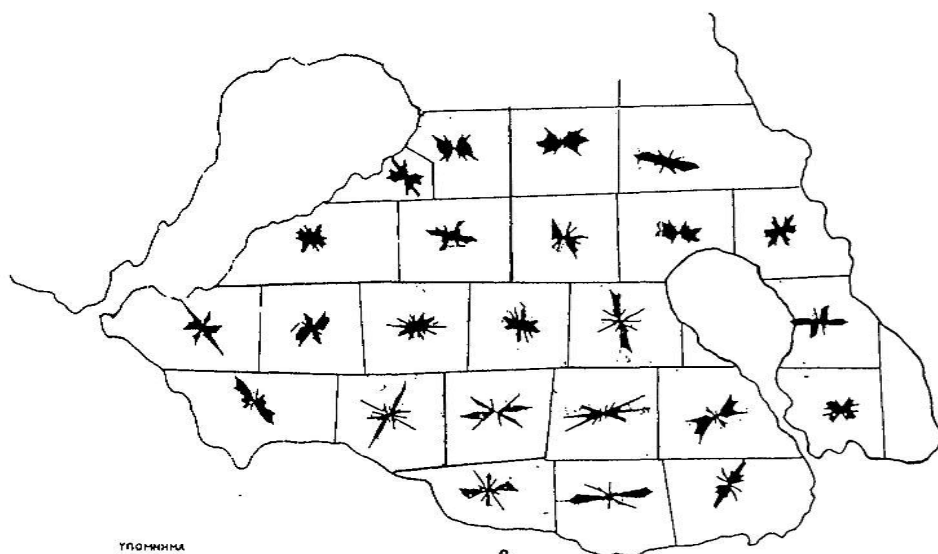
Σχήμα 35. Ροδοδιαγράμματα και ραβδογράμματα α) συχνότητας και β) πυκνότητας των γραμμώσεων που σημειώθηκαν στους σχηματισμούς του υποβάθρου.



Σχήμα 36. Χάρτες αποκασμένου αναγλύφου από περιοχές της Λέσβου που σημειώνονται στο χάρτη. Οι περιοχές αυτές καλύπτονται κυρίως από υπερβασαλικές μάζες.



α



β

ΥΠΟΜΟΝΗΜΑ



Ροδοδιαγράμματα μηκών (α) και διευθύνσεων (β) από φωτοδιαρήξεις και εργασία υπαίθρου των περιοχών που περικλύονται στο πλαίσιο

Σχήμα 37. Χάρτες της Αν. Λέσβου στους οποίους είναι τοποθετημένα τα ροδοδιαγράμματα των διευθύνσεων (άνω) και των μηκών (κάτω) από μικρο και μάκρο-διαρήξεις όπως ελήφθησαν από αεροφωτογραφίες και εργασία υπαίθρου. (ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ κ.ά 1982)

IV. 6. Μερικά συμπεράσματα

Συγκρίνοντας τα παραπάνω κύρια συστήματα όπως αυτά αναγνωρίστηκαν για το σύνολο της περιοχής μελέτης και για τις διάφορες ενότητες ξεχωριστά οδηγούμαστε στα ακόλουθα συμπεράσματα.

Το σύστημα γραμμώσεων με ΒΒΑ/κή διεύθυνση εμφανίζεται ανεξαιρέτως σε όλες τις ενότητες της περιοχής, ιδιαίτερα όμως αισθητό γίνεται στους σχηματισμούς του υποβάθρου

Το σύστημα γραμμώσεων με διεύθυνση ΑΝΑ/κή εμφανίζεται επίσης σε όλους τους σχηματισμούς. Εδώ πρέπει να αναφερθεί ότι ενώ η εμφάνιση του συστήματος αυτού στα υπερβασικά Αμπελικού-Κώμης είναι αισθητή, στα υπερβασικά του Λουτρού Μυτιλήνης είναι σχεδόν ανύπαρκτη.

Το σύστημα των γραμμώσεων με διεύθυνση ΒΑ/κή εμφανίζεται τόσο στα υπερβασικά καλύμματα όσο και στο υπόβαθρο. Στους υπερβασικούς όμως σχηματισμούς εμφανίζει μία στροφή κατά 20^ο προς τα ΑΒΑ/κά. Η περιστροφή αυτή αποτυπώνεται εντονότερα στα υπερβασικά Αμπελικού Κώμης ενώ σε αυτά του Λουτρού Μυτιλήνης παραμένει σταθερή η ΒΑ/κή διεύθυνση.

Η παρατηρούμενη στρέψη της ΒΑ/κής διεύθυνσης σε ΑΒΑ/κή όπως φαίνεται μεταξύ των υπερβασικών Λουτρού-Μυτιλήνης και Αμπελικού-Κώμης οφείλεται στην επίδραση της διατμητικής ζώνης που διατρέχει την οφιολιθική μάζα της Αγιάσου με διεύθυνση ΑΝΑ/κή και η οποία έστρεψε το ΒΑ/κό σύστημα προς τα ΑΒΑ/κά.

Τέλος ένα μικρότερο σύστημα με ΒΒΑ/κή διεύθυνση αισθητό σε όλους τους σχηματισμούς αποτυπώνεται ιδιαίτερα στα υπερβασικά Λουτρού Μυτιλήνης.

Το σύστημα γραμμώσεων με ΒΒΑ/κή διεύθυνση είναι αποτέλεσμα πρόσφατων τεκτονικών δραστηριοτήτων που επηρεάζουν όλη την περιοχή.

Το σύστημα των γραμμώσεων με διεύθυνση ΒΑ/κή και ΑΒΑ/κή πιθανότατα αποτελεί την αποτύπωση των νεοτεκτονικών δράσεων αναλόγων ρηγμάτων με αυτό της Βορ. Μικρ. Ασίας τα οποία επηρεάζουν ιδιαίτερα το βόρειο τμήμα του νησιού και ταυτίζεται ως προς τη διεύθυνση με αρκετές βόρειες ακτογραμμές του.

V. ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ - ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ.

V. 1. Εισαγωγή

Η μελέτη αυτή αφορά την πετρολογία - ορυκτολογία - γεωχημεία των οφιολιθικών σχηματισμών της Λέσβου. Επίσης γίνεται σύντομη αναφορά στους υποκείμενους των οφιολίθων σχηματισμούς της ενδιάμεσης ιζηματογενούς ακολουθίας που απαντάται σε έκταση στην Αμαλή και Μαυρότοπο.

Η βάση του πετρογραφικού προσδιορισμού και της αναγνώρισης ήταν η μακροσκοπική και μικροσκοπική παρατήρηση.

Ο επί τόπου προσδιορισμός της ταυτότητας των πετρωμάτων, ο τρόπος επιφανειακής εξαλλοίωσης και η γεωμορφολογική εικόνα που δίδουν οι σχηματισμοί βοήθησαν κατά την χαρτογράφηση. Στα πλαίσια της εργαστηριακής μελέτης των πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκαν απλά και προσανατολισμένα δείγματα. Η μικροσκοπική παρατήρηση έγινε σε μεγάλο αριθμό λεπτών τομών (περισσότερες από 200) όπου προσδιορίστηκε η υφή ο ιστός και η ορυκτολογική σύσταση όλων των πετρολογικών τύπων.

Επιβεβαίωση στους ορυκτολογικούς προσδιορισμούς έγινε με μικροαναλύσεις των κρυστάλλων με τη μέθοδο EDS (βλέπε μέθοδοι και υλικά) που μας δίνει τη δυνατότητα να επιτύχουμε χημικές αναλύσεις ακόμη και ορυκτών ιδιαίτερα μικρών διαστάσεων. Το πιο σημαντικό είναι ότι με τη μέθοδο αυτή μας δίδεται η δυνατότητα της σημακής ανάλυσης του κέντρου και της περιφέρειας του ίδιου κρυστάλλου προσδιορίζοντας έτσι τον τρόπο κατανομής ενός στοιχείου από το κέντρο προς την περιφέρεια. Με αυτό τον τρόπο είναι δυνατή η εξαγωγή πολύ σημαντικών συμπερασμάτων που αφορούν τις συνθήκες κάτω από τις οποίες έγιναν οι παρατηρούμενες ορυκτολογικές - γεωχημικές μεταβολές τα πιθανά προβλήματα κινητικής καθώς και τον τύπο και βαθμό εξαλλοίωσής τους.

V. 2. Ενδιάμεση κλαστική σειρά

Η σειρά αυτή έτσι όπως περιγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο αποτελεί μια ιδιόρρυθμη πιθανόν θα μπορούσε να πει κανείς, φλυσχικού τύπου ακολουθία από κλαστικά υλικά, κυρίως ψαμμιτικά μέσα στην οποία απαντούν ολισθοστρώματα και ολισθόλιθοι ποικίλης λιθολογικής προέλευσης. Οι σημαντικότεροι από αυτούς αφορούν ανθρακικά πετρώματα και τα βασικά ηφαιστειακά.

Ο όλος σχηματισμός, ο οποίος καταλαμβάνει μεγάλη έκταση και πάχος στην μεταξύ Αμαλής και Μαυρότοπου περιοχή, τεκτονικά είναι εγκλωβισμένος μεταξύ οφιολίθων και Τριαδικών σχηματισμών, μπορεί δε να χαρακτηριστεί και σαν ένα ιζηματογενές μίγμα (melange).

Εμφανίσεις τέτοιων ετερογενών, χαοτικών σχηματισμών οι οποίες συντίθενται από κλαστικά πετρώματα και ηφαιστείτες, έχουν συχνά παρατηρηθεί στη βάση οφιολιθικών συμπλεγμάτων σε παγκόσμια κλίμακα. Η σημαντική συμμετοχή οφιολιθικού υλικού στους σχηματισμούς αυτούς οδήγησε τον GANSSEY (1974) στην εισαγωγή του όρου "οφιολιθική melange", διαχωρίζοντας παράλληλα τον τρόπο εμφάνισης και δημιουργία της από μια άλλη melange που οφείλει τη γένεσή της σε τεκτονικά αίτια (τεκτονική melange).

Στη σειρά αυτή έγινε επιλεκτική χαρτογράφηση και λεπτομερής δειγματοληψία στις πλέον αντιπροσωπευτικές περιοχές.

Εμφανίζεται με τρεις διακριτούς τύπους ανάλογα με την επικράτηση υλικών κλαστικής, ανθρακικής και ηφαιστειακής προέλευσης.

Επικρατέστερα είναι τα κλαστικά ημιμεταμορφωμένα και μεταμορφωμένα ιζημάτα που κατά θέσεις περικλύουν σε χαοτική σχέση ηφαιστειακούς σχηματισμούς (λάβες, τόφφους) και ανθρακικές ενστρώσεις, (Εικόνες 1-3). Μικροσκοπικές παρατηρήσεις που έγιναν στους σχηματισμούς αυτούς μετά από μελέτη 100 περίπου λεπτών τομών έδειξαν ότι τα κλαστικά είναι μεταπηλίτες και μεταψαμμίτες και περιέχουν χαλαζία, πλαγιόκλαστο, καλιούχο άστριο, μοσχοβίτη, βιοτίτη και ελάχιστο ζirkόνιο (δείγματα 147 & 148). Στους κόκκους του χαλαζία και των αλκαλικών αστρίων διακρίνεται κυματοειδής κατάσβεση οφειλόμενη σε τεκτονισμό. Ο ιστός γενικά είναι γρανοβλαστικός. Στη μάζα του πετρώματος έχουν διεισδύσει οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου από υδροθερμικές δραστηριότητες.

Οι μεταψαμμίτες είναι τεκτονισμένοι και μεγάλοι κόκκοι περιβάλλονται από μικρούς, δείχνοντας ανώμαλη κυματοειδή κατάσβεση. Στο ενδιάμεσο μικροκρυσταλλικό υλικό του χαλαζία υπάρχει σερικίτης. Σε άλλα μετακλαστικά πετρώματα έχουμε εναλλασσόμενο σερικιτικό, φυλλπικό σχιστόλιθο και μεταψαμμίτη. Οξειδία σιδήρου οριοθετούν τις σχιστολιθικές στρώσεις. Κατά διαστήματα έχουμε παρεμβολές οριζόντων που χαρακτηρίζονται από έντονες εναλλαγές σχιστολιθικών και ανθρακικών στρώσεων.

Δείγματα από βαθύτερα στρώματα δείχνουν μετάβαση προς πιά μικροκρυσταλλικά σχιστολιθικά πετρώματα. Στα δείγματα αυτά οι κρύσταλλοι του ζirkονίου φαίνονται καθαρότεροι καθώς και οι χαλαζίες και οι άστριοι είναι καλά αποστρωγγυλεμένοι (δειγ. 145). Οι χλωρίτες κατά ένα ποσοστό προέρχονται από χλωρίωση των μαρμαρυγιών. Μερικοί αρχικοί άστριοι μετατρέπονται σε σερικίτες και κατόπιν σε αργιλικά ορυκτά.

Οι ηφαιστειακοί σχηματισμοί που εγκλείονται στα κλαστικά ιζημάτα είναι κυρίως βασαλτικές λάβες που συχνά έχουν και προσκεφαλοειδή μορφή (pillow). Από την πετρογραφική εξέταση πολλών δειγμάτων βασαλτών διαπιστώθηκε ότι συχνά διατηρούν τα αρχικά μαγματικά ιστολογικά τους χαρακτηριστικά αν και μεταμορφικοί ή εξαλλοιωτικοί παράγοντες έχουν επιδράσει σημαντικά. Σε πολλά δείγματα οι κυματοειδείς κατασβέσεις και θραύσεις προσδιορίζουν έντονη τεκτονική δράση. Ο αρχικός ιστός τους είναι ενδιάμεσος βασαλτικός (πλέγμα αστρίων με φαινοκρυστάλλους ορυκταμύδαλα, κόκκους χαλαζία που στην περιφέρεια εξελίσσονται προς χαλκηδόνιο). Τα πλαγιόκλαστα μετατρέπονται σε επίδοτα και λευκούς μαρμαρυγίες. Φαίνονται να έχουν υποσκαυθεί από το επίδοτο. Διακρίνονται ίχνη από κρυστάλλους αμφιβόλων (τρεμολίτη - ακτινόλιθου). Σε τομές από νεώτερους ορίζοντες του σχηματισμού διακρίνεται το επίδοτο να έχει υποσκάψει και πυρόξενους (δειγ. 116). Οι μαγνητίτες μετατρέπονται σε τιτανίτες (αδιαφανές κέντρο από μαγνητίτη που εξελίσσεται σε περισσότερο διαφανές τιτανίτη). Μεγάλος αριθμός από κρυστάλλους πυροξένων έχουν αντικατασταθεί κατά θέσεις από αμφιβόλους γεγονός που συνέβει κατά τη διάρκεια προηγούμενης (πιθανόν ωκεάνειας) μεταμόρφωσης. Η ψευδομόρφωση των πυροξένων διακρίνεται από το περίγραμμα που κλύει τους αμφιβόλους και τους χλωρίτες.

Η παραγένεση πλαγιόκλαστο + χλωρίτης + επιδοτο + χαλαζίας + ακτινόλιθος είναι η πλέον συνηθισμένη. Επίσης απαντά και πουμπελιτίης σε ορισμένα δείγματα. Η παρουσία χλωρίτη χαρακτηρίζει χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (WINKLER, 1979). Σε ορισμένες περιοχές διακρίνεται ή ίδια παραγένεση αλλά με απουσία επιδότου (δείγ. 157).

Οι μεταβασάλτες που έχουν υποστεί πλήρη μεταμόρφωση έχουν λεπιδοβλαστικό ιστό, επίσης είναι αλβιτωμένοι. Έχουν μικρούς κρυστάλλους ρουτίλιου, επιδότου, βιοτίτη και οξειδία σιδήρου σαν προϊόντα εξαλλοίωσης φαιμικών ορυκτών.

Υπάρχει ασβεστίτης με μορφή νησίδων ασβεστίτη και χλωρίτη. Ο χλωρίτης καλύπτει περιφερειακά τον ασβεστίτη. Διακρίνονται και μεγάλοι κρύσταλλοι τιτανοαυγίτη που συνήθως διασχίζονται από πλαγιόκλαστα τα οποία δείχνουν ότι αρχίζει η εξαλλοίωσή τους. Το ρουτίλιο που υπάρχει προήλθε από μαγνητίτη ή τιτανοαυγίτη και συχνά είναι σε υγιή κατάσταση. Αποτέλεσμα των μεταμορφικών διεργασιών που υπέστη η σειρά των βασικών ηφαιστειακών πετρωμάτων είναι η ανάπτυξη μιας σειράς μεταμορφικών ορυκτών αλβίτη, χαλαζία, επιδοτο, χλωρίτη, ακτινόλιθο, πρενίτη, πουμπελίτη, ασβεστίτη, μαρμαρυγία, αργλικών ορυκτών και οξειδία - υδροξειδία σιδήρου. Μερικά από τα δευτερογενή ορυκτά πληρώνουν ρωγμές και βακουόλες ορισμένων δειγμάτων με υφή ορυκταμύγδαλου.

Μπορεί λοιπόν κανείς να συμπεράνει ότι τα ηφαιστειακά πετρώματα παρουσιάζουν μια ακολουθία παραγενέσεων που δημιουργήθηκαν κάτω από συνθήκες αντίστοιχες με αυτές που επικρατούν στα πλαίσια της πρενιτικής - πουμπελιτικής έως κατώτερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης συμφωνώντας με τις απόψεις των ΚΑΤΑΓΑΣ & ΠΑΝΑΓΟΣ, (1979).

Στην ενδιάμεση κλαστική σειρά όπως προαναφέρθηκε διακρίνουμε και ανθρακικά πετρώματα στα οποία απαντούν τα ορυκτά μοσχοβίτης, βιοτίτης, κόκκοι αλκαλικών αστρίων, τάλκης, χλωρίτης, ασβεστίτης, δολομίτης

Η συνύπαρξη δολομίτη, τάλκη και ασβεστίτη και χαλαζία σαν παραγένεση χρησιμοποιείται στο κεφ. V.2.β. για προσδιορισμό των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας που επικρατούσαν κατά την μεταμόρφωση των πετρωμάτων αυτών (SLAUGHTER, et al. (1975).

V. 2.1. Γεωχημεία εγκλεισμάτων μεταβασιτών (ολισθολίθων)

Η γεωχημική μελέτη από τα πετρώματα της οφιολιθικής melange βασίζεται σε βιβλιογραφικά δεδομένα από αναλύσεις βασάλτων και άλλων μεταηφαιστειακών πετρωμάτων (ΚΑΤΑΓΑΣ & ΠΑΝΑΓΟΣ, 1979; ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, κ.ά., 1994).

Παρατηρείται μια διακύμανση των στοιχείων LIL η οποία οφείλεται σε φαινόμενα μεταμόρφωσης. Τα K και Rb έχουν πολύ χαμηλές τιμές που μπορούν να αποδοθούν σε υδροθερμικές εξαλλιώσεις κατά την αντίδραση των μεταηφαιστειακών στο θαλασσινό νερό (BISCHOFF & DICHSON, 1979; WOLERY & SLEEP, 1976; ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, κ.ά., 1989).

Η περιεκτικότητα σε Ti, (υψηλοτιτανιούχοι Ti=1,86-1,99% και χαμηλοτιτανιούχοι Ti=1,13-1,45%), οδηγεί στην κατάταξη των δειγμάτων ως να έχουν χαρακτήρα MORB έως WPB και MORB έως IAT.

Η παρατήρηση δείχνει ότι και ο P συσχετίζεται θετικά ως προς το Ti. Ανάλογα συσχετίζεται και το Y και το Nb.

Κατά τον ΤΣΙΚΟΥΡΑ, κ.ά. (1994) στην οφιολιθική melange συνυπάρχουν βασικά ηφαιστειακά, τα οποία οφείλουν πιθανότατα τη γένεσή τους σε διαφορετικά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα.

Οι πιθανότερες εκδοχές για τη δημιουργία των υψηλοτιτανιούχων μεταηφαιστιακών μπορεί να είναι είτε μια ωκεάνεια θραυσιογενής ζώνη, είτε το περιβάλλον των ωκεάνιων νησιών.

Αντίθετα οι χαμηλοτιτανιούχοι βασάλτες μπορούν να συσχετισθούν με το καθεστώς διάνοιξης μιας περιθωριακής λεκάνης επάνω από καταβυθιζόμενη ωκεάνεια λιθόσφαιρα.

Με βάση τη μελέτη των θέσεων δειγματοληψίας προηγούμενων μελετών διαπιστώθηκε ότι οι υψηλοτιτανιούχοι μεταηφαιστείτες έχουν ενσωματωθεί στην ενδιάμεση κλαστική σειρά σαν ολισθόλιθοι και ολισθοστρώματα ενώ οι χαμηλοτιτανιούχοι απαντώνται στους Τριαδικούς σχηματισμούς του υποβάθρου.

Πίνακας 1. Αναλύσεις μεταηφαιστιακών από την ενδιάμεση κλαστική σειρά και το Περμο-Τριαδικό υπόβαθρο, από (ΚΑΤΑΓΑΣ & ΠΑΝΑΓΟΣ, 1979; ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, κ.ά., 1994)

Αρ Δείγμ	134	302	67	225	35	36	M1	M9	M19
SiO ₂	45,91	46,28	45,30	44,68	48,45	44,75	49,92	46,30	49,72
TiO ₂	1,13	1,49	1,39	1,94	1,86	1,99	2,55	1,63	2,70
Al ₂ O ₃	16,99	15,20	16,35	15,53	15,11	12,92	13,99	15,09	12,76
Fe ₂ O ₃	5,71	6,52	6,25	6,25	7,42	8,00	16,74	13,01	13,78
MnO	0,12	0,16	0,13	0,16	0,18	0,15	0,28	0,26	0,26
MgO	7,33	8,14	6,00	6,93	6,29	8,41	6,30	17,74	6,78
CaO	10,00	10,59	10,56	10,68	8,78	10,59	6,61	2,81	9,83
Na ₂ O	3,06	3,32	3,02	3,14	3,57	3,59	3,29	2,67	3,06
K ₂ O	0,03	0,03	0,35	0,06	1,20	0,30	0,18	0,22	0,95
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,17	0,24	0,19	0,25	0,49	0,27	0,66
CO ₂	2,00	1,50	2,50	1,00	0,85	2,10			
H ₂ O	4,39	2,66	4,99	4,08	3,10	4,40			
Total	99,42	99,05	99,85	98,06	100,64	100,69	100,35	100,00	100,00
Cr ppm	298	296	313	145	122	505			
Co >>	44	46	42	53					
Ni >>	133	62	81	69	68	293			
Cu >>	85	92	62	93	103	110			
Zn >>	69	78	65	87	92	88			
Rb >>			8	2	28	5			
Sr >>	97	147	101	51	71	108			
Y >>	22	31	24	36	33	19			
Zr >>	75	95	88	131	135	140			
Nb >>	3	2	4	7	15	29			
Ba >>	32	134	114	64	158	521			

V. 2.2. Μεταμορφικές διεργασίες σε εγκλείσματα της ενδιάμεσης κλαστικής σειράς

Στους σχηματισμούς της ενδιάμεσης κλαστικής σειράς της Λέσβου παρατηρούμε συνύπαρξη ορυκτών τα οποία θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν σαν ένας αξιόπιστος δείκτης συνθηκών μεταμόρφωσης.

Πολλές πληροφορίες μπορούμε να πάρουμε από την παρουσία τεμαχών μη καθαρών μαρμάρων που προέκυψαν από μεταμόρφωση και έχουν παραγένεση ασβεστίτη + δολομίτη + χαλαζία ± τάλκη ± τρεμολίτη ± μοσχοβίτη (δειγ. 154). Η παρουσία τους υποδεικνύει αρκετά υψηλή περιεκτικότητα της ρευστής φάσης σε CO₂.

Τη μεταμόρφωση αυτή των ανθρακοπυριτικών συστημάτων για τη δημιουργία των μη καθαρών μαρμάρων μελέτησαν κατά καιρούς οι SKIPPEN (1971; 1979), SLAUGHTER et al., (1975), τα διαγράμματα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή συμπερασμάτων (Σχ. 38).

Οι αντιδράσεις του διαγράμματος T-X_{CO₂} των ανθρακικών πετρωμάτων (SLAUGHTER et al., 1975) φαίνονται αναλυτικά στον παρακάτω πίνακα.

Την παραγένεση των πετρωμάτων που μελετώνται μπορούν να ερμηνεύσουν ικανοποιητικά οι αντιδράσεις 2 και 4 οι καμπύλες των οποίων τέμνονται στο αμετάβλητο σημείο A όπου συνυπάρχουν όλες οι φάσεις που αναφέρονται στις καμπύλες αυτές.

Η συνύπαρξη των ορυκτών ασβεστίτη, δολομίτη, χαλαζία και τάλκη για πιέσεις 2Kbar και 5Kbar, υποδηλώνει θερμοκρασίες που μπορεί να κυμανθούν στους 440-460°C για τιμές του X_{CO₂} ≅ 0,5 και 0,2 αντίστοιχα.

Οι αντιδράσεις αυτές δεν επηρεάζονται μόνο από την πίεση και την θερμοκρασία αλλά και από την χημική σύσταση της ρευστής φάσεως. Η συνύπαρξη όμως ορισμένων ορυκτών μας οδηγούν στο αμετάβλητο σημείο A των κατωτέρω σχημάτων. Από το δεξιό διάγραμμα του σχήματος 38 προσδιορίζουμε θερμοκρασία περίπου 460°C αν υποθέσουμε πίεση 5Kbar, ενώ το αριστερό διάγραμμα δίδει για πίεση 2Kbar θερμοκρασία ελαφρά μικρότερη 440°C. Βλέπουμε λοιπόν μια μικρή πτώση της θερμοκρασίας για μιά μεγάλη μεταβολή της πίεσης, άρα οι αντιδράσεις δεν είναι πολύ ευαίσθητες στις αλλαγές της πίεσης, συνεπώς μπορούν να χρησιμοποιηθούν αξιόπιστα μόνο σαν γεωθερμόμετρο.

Κυριότερες αντιδράσεις στα ισοβαρή διαγράμματα T - P_{CO₂} των ανθρακικών πετρωμάτων (SLAUGHTER et al 1975)

2. Δολομίτης + 4Χαλαζίας + H₂O = Τάλκης + 3Ασβεστίτης + 3CO₂
3. 5Τάλκης + 6Ασβεστίτης + 4Χαλαζίας = 3Τρεμολίτης + 6CO₂ + 2H₂O
4. 2Τάλκης + 3Ασβεστίτης = Τρεμολίτης + Δολομίτης + CO₂ + H₂O
5. Τρεμολίτης + 3Ασβεστίτης + 2Χαλαζίας = 5Διοψίδιος + 3CO₂ + H₂O
10. 5Δολομίτης + 8Χαλαζίας + H₂O = Τρεμολίτης + 3Ασβεστίτης + 7CO₂
17. Τρεμολίτης + Ασβεστίτης = 4Διοψίδιος + Δολομίτης + CO₂ + H₂O

V. 3. Αμφιβολίτες - Αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι

V. 3.1. Γενικά

Τα αμφιβολιτικά πετρώματα της Λέσβου, εμφανίζονται πάντα σε συγκεκριμένη τεκτονική θέση μεταξύ των μεγάλων υπερβασικών μαζών και των υποκειμένων τους μεταμορφωμένων ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών αποτελοντας έτσι μία πετρολογικά ξεχωριστή ενότητα στο όλο οφιολιθικό σύστημα. Πρόκειται για ασυνεχείς εμφανίσεις, ποικίλου εύρους και πάχους που εμφανίζονται κυρίως στη χερσόνησο της Αμαλής, στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αμπελικό καθώς και στην περιοχή του χωριού Λάμπου Μύλοι.

Στην περιοχή του λόφου Παναγία Αμαλής (σχήμα 15) η ενότητα των αμφιβολιτικών πετρωμάτων εμφανίζεται στη δυτική πλευρά του οφιολιθικού καλύματος της περιοχής αυτής με μορφή λωρίδας μικρού πάχους (μέχρι 100 μέτρα) και διεύθυνσης Β-Ν περίπου (Εικ. 4). Η γενική κλίση της ενότητας αυτής είναι προς τα ανατολικά με εξαίρεση το ΒΑ τμήμα της λωρίδας που έχει κλίση ΒΔ..

Στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αμπελικό (στην υπερβασική μάζα Αμπελικού-Κώμης, σχήμα 14) και στα ΒΔ της κορυφής Προφ. Ηλίας, η ενότητα των αμφιβολιτικών πετρωμάτων βρίσκεται στη βάση των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής και εκτείνεται προς τα βόρεια του χωριού Αμπελικό και έχει μέσο πάχος 200 μέτρων περίπου.

Στην περιοχή του χωριού Λάμπου Μύλοι, (Εικ. 5), η ενότητα των αμφιβολιτών έχει την ίδια ακριβώς τεκτονική θέση όπως και στην περιοχή του Αμπελικού, υποκείμενη της ίδιας υπερβασικής μάζας. Στην περιοχή αυτή το ορατό πάχος της ενότητας των αμφιβολιτών φθάνει κατά θέσεις τα 300 μέτρα, (Σχήμα 14).

V. 3.2 Ορυκτολογία - Πετρολογία.

Στις περιοχές όπου απαντάται η ενότητα των αμφιβολιτικών πετρωμάτων έγινε συστηματική δειγματοληψία σε τομές κάθετες προς την ανάπτυξη των αμφιβολιτών. Μετά από επεξεργασία των ληφθέντων αμφιβολιτικών πετρωμάτων στο εργαστήριο επελέγησαν 67 δείγματα για μικροσκοπική μελέτη. Τα δείγματα με αύξοντα αριθμό 1-39 προέρχονται από την περιοχή Λάμπου Μύλοι, τα με αύξοντα αριθμό από 40-50 από την περιοχή Αμπελικό και τα από 51-67 από την περιοχή Αμαλής. Η μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων αυτών έδειξε ότι πρόκειται για εξολοκλήρου μεταμορφωμένα βασικά πετρώματα τα οποία αποτελούνται από τα ακόλουθα ορυκτολογικά συστατικά σε παραγένεση:

Κύρια ορυκτά: Κεροσιλίβη, αλβίτης, επίδοτο και χαλαζίας

Δευτερεύοντα ορυκτά: Χλωρίτης, σερικήτης, υπολειμματικοί πυρόξενοι, ασβεστίτης και οξειδία σιδήρου.

Η μεταμόρφωση σε πολλά από τα πετρώματα αυτά έχει εξαλείψει όλα σχεδόν τα αρχικά τους ορυκτά καθώς και τον ιστό τους τα οποία θα μπορούσαν να μας δώσουν πληροφορίες για τον χαρακτήρα της αρχικής προέλευσής τους.

Σε μερικά όμως από αυτά εντοπίστηκαν υπολειμματικά χαρακτηριστικά (ορυκτά και ιστός) τα οποία δείχνουν ότι έχουν προέλθει από βασικά εκρηξιγενή πετρώματα, όπως π.χ. ενδιάμεσος ιστός και υπολειμματικοί κρύσταλλοι

πυροξένων. Επίσης βρέθηκαν εγκλείσματα τα οποία περιείχαν μεγάλους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων και πυροξένων. Προφανώς πρόκειται για υπολείμματα γαββρικού πετρώματος (Εικόνες 6, 7).

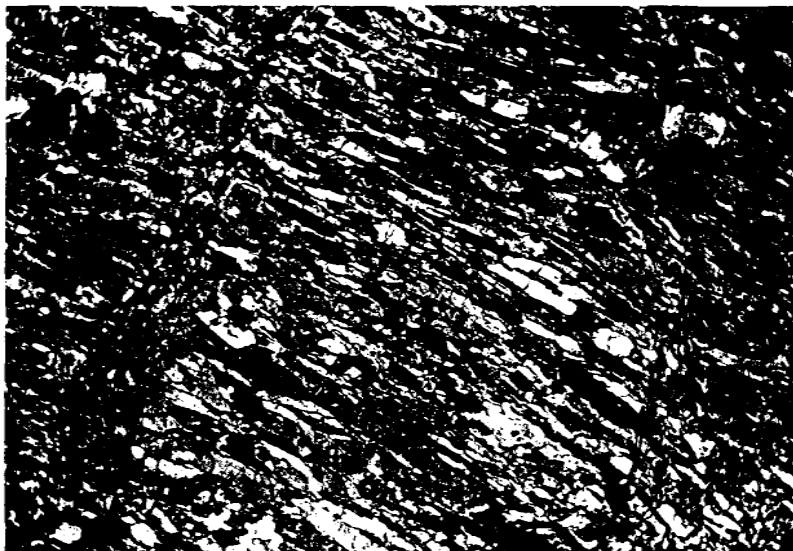
Τα πετρώματα αυτά γενικά είναι συμπαγή με παράλληλο προσανατολισμό των ορυκτολογικών τους συστατικών και με ποικίλο βαθμό παραμόρφωσης. Στην περιοχή Λάμπου Μύλοι αυτά κατά θέσεις εμφανίζονται σχιστοποιημένα. Ο ιστός τους γενικά είναι ινοβλαστικός έως λεπιδοβλαστικός ενώ σε μερικά δείγματα αναγνωρίστηκε χαρακτηριστικός πορφυροκλαστικός ιστός με μεγάλους πορφυροκλαστικούς κρυστάλλους αμφιβόλων μέσα σε προσανατολισμένη και ανακρυσταλλωμένη θεμελιώδη μάζα. Σε μερικά μάλιστα έχει επέλθει πλήρης ανακρυστάλλωση και παρουσιάζονται με εναλλασόμενες λεπτές στρώσεις κεροστάβης και επίδοτων + πλαγιόκλαστο.



Εικόνα 4 Αμφιβολιτικός σχιστόλιθος πέλματος του υπερβασικού (Soles) από την περιοχή του χωριού Ταξιάρχης της χερσονήσου Αμαλίας



Εικόνα 5 Αμφιβολιτικός σχιστόλιθος από την περιοχή Λάμπου Μύλοι. Πέλα της υπερβασικής μάζας Αμπελικού - Κώμης



Εικόνα 6. Αμφιβολιτικός σχιστόλιθος (αμφιβολίτης) από πολωτικό μικροσκόπιο με (+Nicols) και μεγέθυνση Διάσταση φωτος 1 8X2.2mm



Εικόνα 7. Αμφιβολιτικός σχιστόλιθος με έγκλισμα από τον πρωτόλιθο που προήλθε Περιέχει πλαγιόκλαστα (διακρίνεται η χαρακτηρισική διδυμία τους) (Nicols +) Διαστ Φωτ 1 1X1 6mm

V. 3.3 Γεωχημεία κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων

Από την ενότητα των αμφιβολιτών της Λέσβου αναλύθηκαν 20 δείγματα, τα πλέον αντιπροσωπευτικά, σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία. Οι αναλύσεις έγιναν στο Ομοσπονδιακό Πολυτεχνείο της Ζυρίχης, Ινστιτούτο Ορυκτολογίας - Πετρογραφίας με τη μέθοδο XRF. Οι αναλύσεις αυτές φαίνονται στον πίνακα 2.

Η μελέτη των κύριων στοιχείων δείχνει ότι τα πετρώματα που αναλύθηκαν παρουσιάζουν τιμές SiO_2 μεταξύ 46.40 - 50.70 % κ.β., ενώ το Al_2O_3 έχει τιμές που παρουσιάζουν μικρή διακύμανση, από 14.60 - 17.80 % κ.β.

Οι λόγοι FeO^*/MgO κυμαίνονται από 4.6-12.6, ενώ το CaO παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση από 7.90-17.30 % κ.β..

Τα αλκάλια (K+Na) παρουσιάζουν διακύμανση από 1.50-4.40 %. Οι μικρότερες τιμές εμφανίζονται στα δείγματα από το χωριό Ταξιάρχη (περιοχή Αμαλής). Το P_2O_5 έχει τιμές από 0.02-0.13 % με εξαίρεση το δείγμα 44 όπου φθάνει 0.32 %.

Για μια καλύτερη εικόνα του συσχετισμού ορισμένων κύριων στοιχείων, τα οποία μας δίνουν και τη γεωχημική εικόνα των πετρωμάτων που αναλύθηκαν, τα δείγματα τοποθετήθηκαν στα διαγράμματα TiO_2 , SiO_2 ως προς FeO^*/MgO (σχήμα 39) (MIYASHIRO, 1975; BEBIEN, 1980; UPADHYAH & NEALE, 1979; SANDERS et al, 1979).

Από το διάγραμμα TiO_2 προς FeO^*/MgO φαίνεται ότι το TiO_2 παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση (από 0.20-1.90 %), ενώ είναι χαρακτηριστικό ότι τα δείγματα τοποθετούνται κατά μήκος της γραμμής των αβυσσικών θολειτών (Ab. Th.). Κατά τον COLEMAN, (1977) η θολειτική τάση χαρακτηρίζει τόσο τα ηφαιστειακά πετρώματα των οφιολίθων όσο και τα πετρώματα των πολλαπλών φλεβών και των ανώτερων τμημάτων των γαββρικών σειρών. Τα περισσότερα δείγματα από την περιοχή Λάμπου Μύλοι προβάλλονται στην περιοχή του υψηλού τιτανίου (HT) ενώ ένα μικρό μέρος τους τοποθετείται στην περιοχή του χαμηλού τιτανίου (LT). Την ίδια κατανομή παρουσιάζουν και τα δείγματα από το Αμπελικό. Αντίθετα τα δείγματα από την περιοχή του χωριού Ταξιάρχη τοποθετούνται στο χώρο του πολύ χαμηλού τιτανίου (VLT). Το μεγαλύτερο μέρος των δειγμάτων τοποθετείται στο χώρο των ανισοτιτανιούχων (AT) ενώ ένα μικρό μέρος τους στο χώρο των ισοτιτανιούχων (IT).

Από το διάγραμμα SiO_2 προς FeO^*/MgO φαίνεται η μικρή διακύμανση των δειγμάτων σε SiO_2 . Ένα μέρος των δειγμάτων που αναλύθηκαν τοποθετούνται στο πεδίο των θολειτών (Th), ενώ ένα άλλο μέρος σε αυτό των ασβεσταλκαλικών (CA). Όλα σχεδόν τα δείγματα τοποθετούνται προς το χώρο των αβυσσικών θολειτών (Ab. Th.).

Από το διάγραμμα FeO^* προς FeO^*/MgO όλα τα δείγματα τοποθετούνται, με υψηλό δείκτη συσχετισμού, κατά μήκος της τάσης των MORB, χωρίς να μπορεί να γίνει διάκριση μεταξύ ηφαιστειακών, πολλαπλών φλεβών και γάββρων (COLEMAN, 1977).

Από το διάγραμμα AFM ($\text{FeO}^*-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$), (σχήμα 40), φαίνεται ότι, αυτά ακολουθούν την μαγματική τάση του THINGMULI και του SKAERGAARD και όχι την τάση CASCADE (ασβεταλκαλική).

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων στα δείγματα που αναλύθηκαν έδειξε τα ακόλουθα σε σχέση με την τιμή FeO^*/MgO , (σχήμα 41). Τα Y, Zr, V και Co

Πίνακας 2. Χημικές αναλύσεις αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Νήσου Λέσβου (Δείγματα 1-21 περιοχή Λάμπου Μύλοι, 44-50 περιοχή Αμπελικό, 64 και 66 περιοχή Αμαλής)

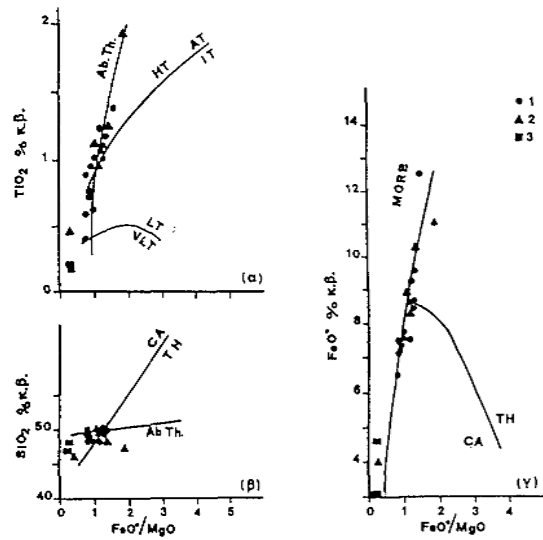
Αρ. Δειγ.	1	2	3	4	5	6	7	8	13	16
Κύρια στοιχεία σε % κατά βάρος										
SiO ₂	48,01	49,49	49,44	49,34	49,64	46,79	48,75	49,57	50,66	48,13
TiO ₂	0,61	0,41	0,73	0,76	1,05	1,13	1,21	1,10	1,27	0,97
Al ₂ O ₃	16,41	16,73	16,55	16,13	15,69	15,63	15,69	15,76	14,86	16,07
Fe ₂ O ₃	3,10	1,23	1,85	1,55	2,83	2,71	3,35	3,22	1,86	3,21
FeO	4,45	5,45	5,85	6,00	6,05	6,25	6,60	5,80	7,60	4,90
MnO	0,14	0,12	0,13	0,15	0,11	0,10	0,14	0,14	0,30	0,14
MgO	7,80	8,04	7,73	7,74	6,56	6,74	6,75	6,93	7,12	7,50
CaO	15,09	13,49	11,97	12,26	12,34	11,83	11,38	10,85	7,95	13,89
Na ₂ O	1,80	2,06	2,58	2,70	3,05	2,42	2,54	3,25	4,38	2,29
K ₂ O	0,10	0,13	0,21	0,22	0,08	0,21	0,49	0,19	0,13	0,12
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,06	0,07	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12
H ₂ O	1,65	1,68	2,01	2,10	1,91	2,48	2,13	1,83	2,54	1,94
CO ₂	0,10	0,23	0,14	0,07	0,06	0,07	0,10	0,07	0,11	0,11
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
NiO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	99,35	99,15	99,32	99,13	99,51	99,51	99,27	98,86	98,95	99,42
Ιχνοστοιχεία (Trace elements) σε(p.p.m.)										
F	366	349	247	211	522	288	302	205	193	278
Ba	36	61	63	66	32	49	55	43	44	70
Rb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	163	134	115	133	162	117	124	115	28	249
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<5	<5	<5	<5	203	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	<4	<4	<4	<4	7	<4	<4	<4	<4	<4
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	11	7	13	13	22	22	23	21	20	24
Zr	28	17	40	38	63	63	70	61	69	61
V	210	184	193	212	273	262	288	254	258	265
Cr	197	306	465	212	220	258	207	257	201	227
Ni	93	102	130	102	77	92	88	88	103	87
Co	34	33	40	36	36	42	45	43	52	37
Cu	15	14	84	115	3	15	29	53	199	110
Zn	53	85	122	56	44	53	67	64	557	52
Sc	39	44	34	41	37	35	43	41	42	43
S	<50	196	122	<50	<50	<50	<50	<50	10873	<50

Συνέχεια του πίνακα 2

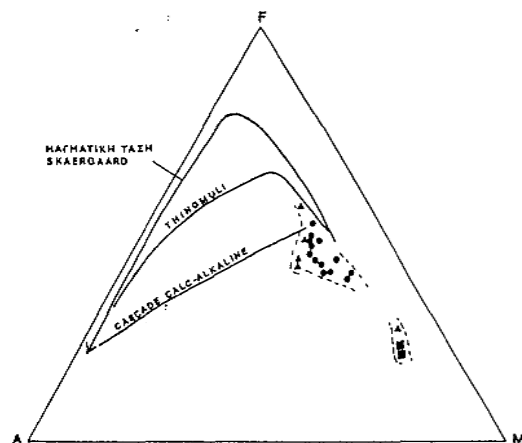
Αρ. Δειγ.	17	19	21	44	45	46	47	50	64	66
Κύρια στοιχεία σε % κατά βάρος										
SiO ₂	49,37	46,55	49,29	47,06	48,88	50,34	47,37	46,89	48,37	46,38
TiO ₂	0,89	1,41	0,62	1,92	1,11	1,02	1,22	0,47	0,20	0,19
Al ₂ O ₃	15,21	14,55	16,81	14,81	15,88	15,33	16,12	17,08	15,44	17,83
Fe ₂ O ₃	1,84	2,78	1,81	3,87	1,37	2,00	3,26	0,07	0,10	0,32
FeO	5,85	10,15	6,00	7,55	7,35	6,60	7,35	4,00	2,90	4,30
MnO	0,13	0,25	0,12	0,15	0,15	0,15	0,16	0,07	0,06	0,08
MgO	8,27	8,12	7,16	5,61	7,70	6,96	7,33	10,90	9,81	10,40
CaO	13,08	9,31	12,69	12,12	10,49	9,32	8,89	14,75	17,29	14,54
Na ₂ O	2,52	3,09	2,75	2,60	2,49	3,29	3,03	1,58	1,51	1,40
K ₂ O	0,15	0,14	0,18	0,24	1,02	1,08	0,73	0,14	0,17	0,08
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,03	0,32	0,12	0,10	0,13	0,02	0,03	0,02
H ₂ O	1,82	3,00	1,69	2,19	2,67	1,86	3,04	2,55	3,08	3,29
CO ₂	0,08	0,13	0,08	0,70	0,10	0,52	0,08	0,60	0,22	0,14
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,17	0,20	0,11
NiO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03
Total	99,35	99,61	99,27	99,19	99,39	98,61	98,76	99,33	99,40	99,11

Ιχθυοστοιχεία (Trace elements) σε (p.p.m.)

F	306	215	318	449	236	141	161	445	466	262
Ba	78	39	48	129	139	168	82	19	75	27
Rb	<3	<3	<3	<3	13	12	7	<3	<3	<3
Sr	136	70	179	368	145	133	110	171	186	380
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	9	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<5	<5	<5	<5	203	<5	<5	<5	<5	<5
Nb	<4	<4	<4	6	<4	<4	<4	<4	<4	<4
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ce	<15	<15	<15	17	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	<10	12	<10	18	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	19	27	9	18	19	18	23	<2	2	<2
Zr	55	68	25	160	67	60	69	6	<6	<6
V	238	342	262	261	240	239	261	142	154	123
Cr	355	183	190	255	365	284	264	1367	1712	898
Ni	101	55	96	131	110	88	108	255	158	229
Co	39	46	34	45	38	35	40	27	18	31
Cu	32	302	6	47	39	32	114	11	42	15
Zn	53	99	41	97	70	72	56	26	27	27
Sc	46	51	37	21	37	37	41	36	51	40
S	<50	450	<50	199	<50	<50	<50	<50	289	<50



Σχήμα 39. Διαγράμματα TiO_2 , SiO_2 , FeO^* ως προς FeO^*/MgO (α, β και γ αντιστοίχως) των αμφιβολτών της Λέσβου ($\text{FeO}^* =$ ολικός σίδηρος) 1: Λάμπου Μύλοι, 2: Περιοχή Αμπελικού, 3: Χερσ Αμαλής



Σχήμα 40. Διάγραμμα AFM ($\text{FeO}^* - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) στο οποίο σημειώνονται οι μαγματικές τάσεις από τα αντίστοιχα περιβάλλοντα (COLEMAN, 1977) Τα σύμβολα όπως ορίστηκαν στο σχήμα 39

παρουσιάζουν ένα καλό θετικό συσχετισμό με την τιμή FeO^*/MgO , ενώ αντίθετα τα Sr και Cr εμφανίζουν ένα αρνητικό συσχετισμό.

Σχεδόν εξολοκλήρου τα δείγματα παρουσιάζουν μια σταθερή τιμή Ni. Εξαιρέση αποτελούν τα δείγματα από το χωριό Ταξιάρχης και το δείγμα 50 από το Αμπελικό όπου το Ni εμφανίζει πολύ υψηλές τιμές οι οποίες συνοδεύονται και από υψηλές τιμές Cr.

Το Sc δεν παρουσιάζει κάποιο συσχετισμό με την μεταβολή της τιμής FeO^*/MgO , ενώ το Ba φαίνεται να παρουσιάζει θετικό συσχετισμό με την τιμή αυτή.

Οι τιμές του Cu και Zn είναι στα περισσότερα δείγματα μικρότερες των 50ppm και 70ppm αντίστοιχα. Οι υψηλές τιμές Cu και Zn σε ορισμένα δείγματα από την περιοχή Λάμπου Μύλοι ακολουθούνται από υψηλές τιμές S (βλέπε αντίστοιχο πίνακα) γεγονός που συνηγορεί για παρουσία S-ούχων μεταλλικών ορυκτών υδροθερμικής προέλευσης.

Μελετώντας τα ορυκτολογικά, πετρολογικά, γεωχημικά αποτελέσματα και από τις προβολές στα διαγράμματα μπορούμε να προβούμε στις πιο κάτω παρατηρήσεις

Γενικά τα βασάλτικα πετρώματα έχουν χαμηλές τιμές σε SiO_2 , MgO και CaO και υψηλές τιμές σε Fe, Ti σε σύγκριση με τους κλινοπυροξενικούς γάββρους. Αυτά τα χαρακτηριστικά και άλλες βασικές διαφορές μεταξύ των γάββρων και βασαλτών θα συζητηθούν με αναφορές στα κατωτέρω επιλεγμένα διαγράμματα (Σχήμα 42, 43).

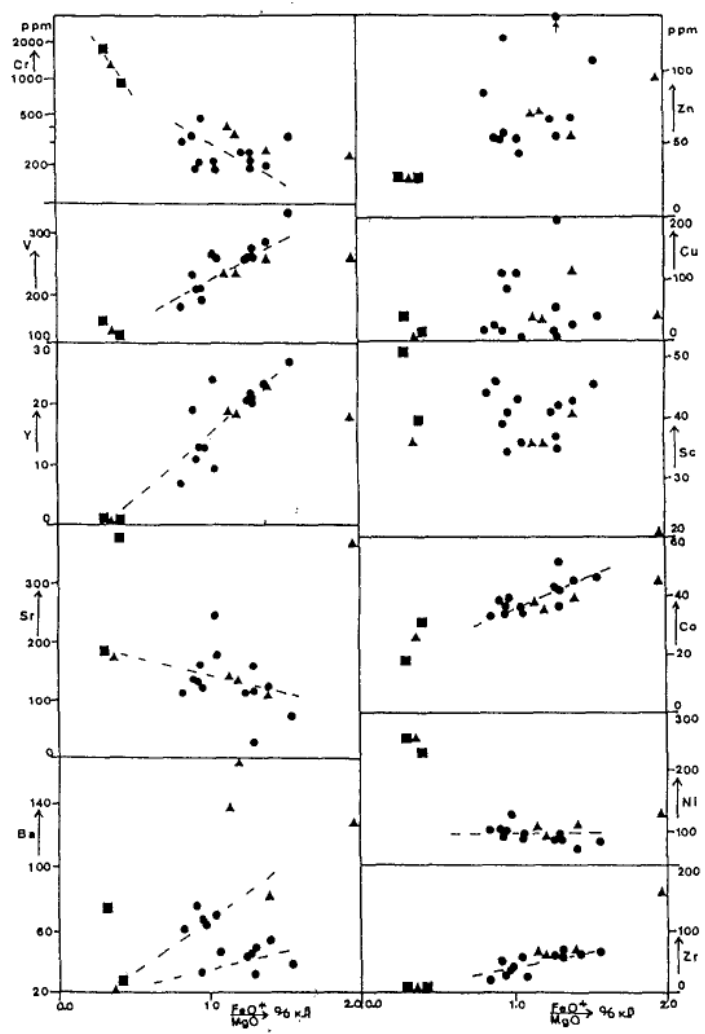
Το διάγραμμα του σχήματος 42 δείχνει τη σχέση μεταξύ του MgO και TiO_2 , που είναι μια τυπική αρνητική συσχέτιση μεταξύ ενός συμβατού (Mg) και ενός μη συμβατού στοιχείου (Ti). Τα πεδία όπου προβάλλονται οι σπουδαιότερες γνωστές θραυσιγενείς ζώνες (Fr. z.) από ωκεάνιες περιοχές σημειώνονται για σύγκριση. Στο διάγραμμα αυτό σημειώνονται επίσης τα πεδία που προβάλλονται τα ηφαιστειακά και γαββρικά πετρώματα των οφιολίθων του Montgenevre (BERTRAND et al., 1987). Από τα δείγματα που αναλύθηκαν ένα μέρος τους δείχνει συγγένεια με μεταγάββρους θραυσιγενών ωκεάνιων ζωνών (Fr. z. metagabbros). Ένα άλλο μέρος (δείγματα 1, 2, 3, 4, 21, 50, 64 και 66) προβάλλονται στο πεδίο των γάββρων (περιλαμβάνονται και οι τροκτόλιθοι). Δύο δείγματα μόνο (19 και 44) διαφοροποιούνται πλήρως και προβάλλονται σε πεδία ηφαιστειακών πετρωμάτων. Τα δείγματα αυτά στο μικροσκόπιο εμφανίζουν ενδιάμεσο ιστό.

Οι γάββροι έχουν τις χαμηλότερες τιμές TiO_2 και την μεγαλύτερη διακύμανση σε MgO ενώ οι μεταγάββροι από Fr. z. έχουν περισσότερο TiO_2 και μικρότερη διακύμανση MgO.

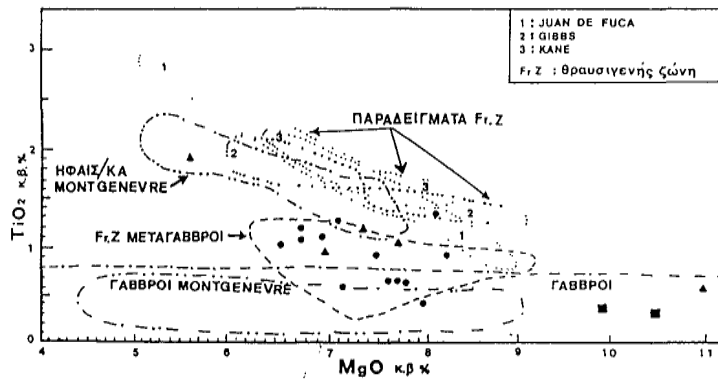
Τα πεδία που φαίνονται στο διάγραμμα ελήφθησαν από τους BERTRAND et al (1987).

Το μεταβατικό πεδίο των μεταγάββρων από Fr. z. της μεσοωκεάνιας ράχης του Ατλαντικού στο οποίο προβάλλεται ένα μέρος των δειγμάτων μας είναι αξιοσημείωτο (σχ 42).

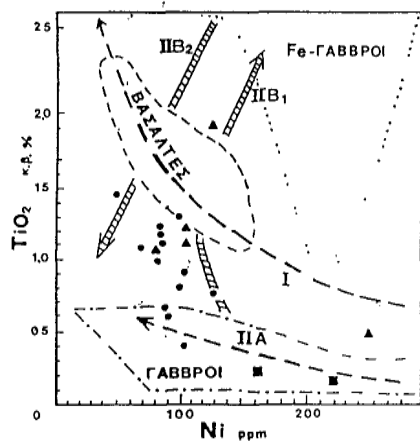
Περισσότερες πληροφορίες για τη μαγματική εξέλιξη των πετρωμάτων που αναλύθηκαν μπορούμε να πάρουμε από το διάγραμμα TiO_2 ως προς Ni (σχήμα 43). Οι BERTRAND et al (1987) και POGNANDE et al. (1982, 1985) διακρίνουν τέσσερις τάσεις στο διάγραμμα αυτό τις οποίες ερμηνεύουν ως εξής Η τάση (I) δείχνει μια κανονική εξέλιξη στην ηφαιστειακή σειρά από λιγότερο



Σχήμα 41. Διάγραμμα ιχνοστοιχείων Cr, V, Y, Sr, Ba, Zr, Ni, Sc, Co, Cu και Zn ως προς FeO^*/MgO από τους αμφιβολίτες της Λέσβου. Τα σύμβολα όπως ορίστηκαν στο σχήμα 39



Σχήμα 42. Διάγραμμα TiO_2 ως προς MgO κατά (LANGMUIR and BENDER, (1984) and BERTRAND et al, (1987) Διακρίνονται και αναγράφονται τα πεδία που προβάλλονται οι διάφοροι σχηματισμοί Τα σύμβολα όπως ορίστηκαν στο σχήμα 39



Σχήμα 43. Διάγραμμα TiO_2 ως προς Ni κατά (BONATTI, et al 1975, POGNANTE et al 1985, BECCALUVA et al, 1977, BERTRAND, et al, 1987) Διακρίνονται και αναγράφονται τα πεδία που προβάλλονται οι διάφοροι σχηματισμοί Τα σύμβολα όπως στο σχ 39

διαφοροποιημένους βασάλτες με Ni μέχρι 150ppm και TiO_2 περίπου 1.2 % προς περισσότερο διαφοροποιημένους βασάλτες με Ni περίπου 50ppm και TiO_2 2.3 %.

Τα γαββρικά πετρώματα ακολουθούν διαφορετική κατεύθυνση (IIA) με την οποία συσχετίζεται ένα μέρος των δειγμάτων μας. Η τάση αυτή είναι παρόμοια με την τάση I αλλά σε χαμηλότερες τιμές TiO_2 .

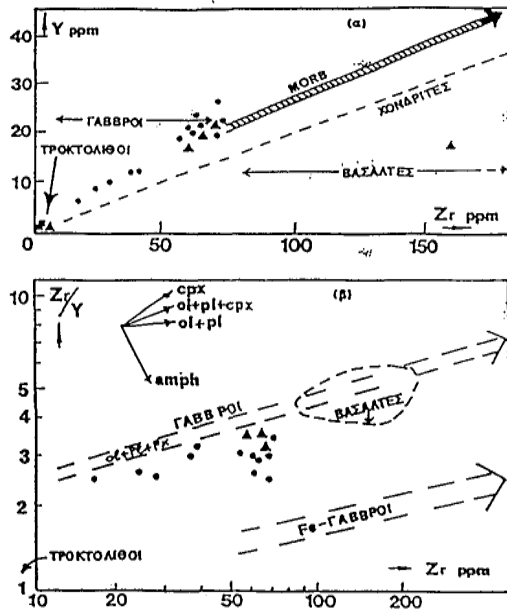
Σύμφωνα με τους BERTRAND et al. (1987) η έναρξη της μαγματικής κρυστάλλωσης από ένα αρχικό θολειτικό μάγμα φαίνεται να έγινε σε ένα σύστημα με καθόλου ή μικρής ενεργότητας ρευστή φάση και μικρή πίεση οξυγόνου. Σωρευτικοί ολιβινικοί γάββροι και τροκτόλιθοι είναι προϊόντα αυτού του πρώτου σταδίου. Στη συνέχεια κρυσταλλώνονται κλινοφυροξενικοί γάββροι που προξενούν χημική μεταβολή στο υπόλοιπο τήγμα. Ιδιαίτερα προκαλούν αύξηση Ti και Fe. Σιδηρογάββροι πλούσιοι σε αμφίβολο και οξειδία σιδήρου και τιτανίου κρυσταλλώνονται σε αυτό το στάδιο (τάση II_{B1}). Την τάση αυτή ακολουθούν και τα περισσότερα από τα δείγματά μας. Η εισαγωγή νερού στο σύστημα κατά τους προαναφερθέντες ερευνητές ανεβάζει την πίεση του οξυγόνου και αυτό οδηγεί σε υπολειμματικό τήγμα πολύ διαφορετικής σύστασης και μάλλον μικρού όγκου (τάση II_{B2}). Σχετικά με το διάγραμμα TiO_2 ως προς Ni βλέπουμε ότι λίγα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γάββρων ενώ τα περισσότερα προβάλλονται έξω από τα πεδία των βασαλτών και των γάββρων.

Στα σχήματα 44α, 44β χρησιμοποιούνται το Y ως προς Zr, δύο ισχυρά μη συμβατά στοιχεία. Στο απλό διάγραμμα Y προς Zr (Σχ. 44α) τα δείγματα 64 και 66 (περιοχή λόφου Αμαλής) καθώς και το δείγμα 50 (περιοχή Αμπελικό) τοποθετούνται στην περιοχή των τροκτολίθων. Τα δείγματα 1, 2, 3, 4 και 21 (περιοχή Λάμπου Μύλοι) τοποθετούνται στον κατ'εξοχήν χώρο των γάββρων και παρουσιάζουν μια εμφανή τάση εμπλουτισμού σε Y και Zr.

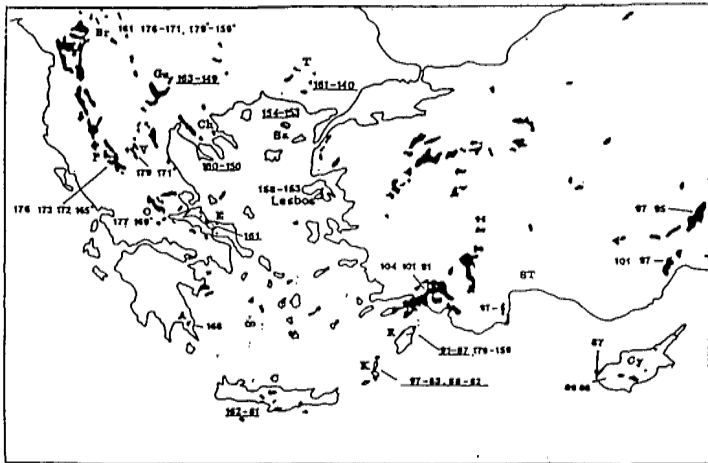
Τα υπόλοιπα δείγματα προβάλλονται στα όρια των γάββρων και ορισμένα από αυτά εμφανίζουν εμπλουτισμό σε Y. Το ίδιο φαινόμενο αναφέρεται από τους BONNATI et al (1975) για τους μεταγάββρους από Fr. z. της μεσοωκεάνιας ράχης του Ατλαντικού ωκεανού.

Στο διάγραμμα Zr/Y προς Zr (Σχ. 44β) φαίνεται παρόμοια τάση με εκείνη του σχήματος α κατά τα πρώτα στάδια κρυστάλλωσης (δείγματα 1, 2, 3, 4 και 21). Στη συνέχεια είτε από την έναρξη κρυστάλλωσης των αμφιβόλων, οι οποίοι δεσμεύουν περισσότερο Y, είτε από την αύξηση του Y που παρουσιάζεται όπως προαναφέρθηκε σε μεταγάββρους από Fr. z, ο λόγος Zr/Y μειώνεται. Πολύ πιθανόν και τα δύο αυτά να συνδυάζονται στην περίπτωση μας.

Στις Ελληνίδες έχουν περιγραφεί αμφιβολίτες στη βάση των περισσότερων οφιολιθικών συμπλεγμάτων όπως της Πίνδου, της Οθρυος, της Εύβοιας κ.ά.. Σχετικές ραδιοχρονολογήσεις (μέθοδος K/Ar και Ar/Ar) έχουν δώσει ηλικίες που κυμαίνονται μεταξύ 145-179 εκατομμύρια έτη (Κατώτερο - Μέσο Ιουρασικό) (SPREY & RODDICH, 1980; THUIRAT et al., 1981; GUERNE, 1971; BURGATH et al., 1979, κ.ά.). Η γεωτεκτονική θέση και η ηλικία τους είναι παρόμοια των Γιουγκοσλαβικών αμφιβολιτών (LANPHERE et al., 1975; KARAMATA & LOVRIC, 1978; OKRUSH et al, 1978). Οι αμφιβολίτες αυτοί είναι περίπου 30 εκατομμύρια έτη παλαιότεροι της ηλικίας τοποθέτησης των οφιολιθικών ακολουθιών επάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια κατά το Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό. Έτσι η ηλικία των αμφιβολιτών φαίνεται να είναι κοντά στο χρόνο έναρξης συμπιεστικών τάσεων σε ωκεάνιο περιβάλλον αμέσως μετά ή κατά το σχηματισμό των οφιολίθων (BEBIEN et al., 1980)



Σχήμα 44 Διαγράμματα Y ως προς Zr (α) και Zr/Y ως προς Zr (β) κατά (POGNANTE, et al 1985, BECCALUVA, et al. 1977, BERTRAND, et al 1987) Με τα βέλη προσδιορίζονται οι τάσεις των προβολών από τους διάφορους σχηματισμούς. Τα σύμβολα όπως ορίστηκαν στο σχήμα 39



Σχήμα 45 Ραδιοχρονολογήσεις σε ορυκτά με τη μέθοδο K-Ar από τους ογκίθους της ανατολικής Μεσογείου. (Από το υποφιολιθικό μεταμορφικό πέλμα ή από φλέβες εντός των οφιολίθων) Από ΚΟΕΡΚΕ, et al (1985) αναπροσαρμοσμένο από ΧΑΤΖΙΠΑΝΑΓΙΟΤΟΥ & ΡΕ-ΠΙΠΕΡ (1995)

Σχετικά με τη δημιουργία των αμφιβολιτών της βάσης των οφιολίθων έχουν διατυπωθεί κατά καιρούς τόσο για τις Ελληνίδες - Δυναρίδες όσο και για περιπτώσεις αμφιβολιτών από άλλα μέρη του κόσμου διάφορες απόψεις που συνοψίζονται από τους BEBIEN et al. (1980). Οι παραπάνω συγγραφείς με βάση (α) τα γεωχημικά δεδομένα των αμφιβολιτών αυτών, όπου φαίνεται να είναι διαφορετικοί από τα βασικά οφιολιθικά πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος του οποίου υπόκεινται, (β) την ηλικία των αμφιβολιτών που είναι μεγαλύτερη από την ηλικία τοποθέτησης των οφιολίθων στα ηπειρωτικά περιθώρια και (γ) τις σχετικά υψηλές θερμοκρασίες στα ηπειρωτικά περιθώρια και (δ) τις σχετικά υψηλές θερμοκρασίες που προκύπτουν από τις ορυκτολογικές παραγενέσεις και οι οποίες δεν μπορούν να επιτευχθούν απλώς και μόνο με τη θερμότητα τριβής που παράγεται κατά την επώθηση, προτείνουν σαν επικρατέστερο τρόπο σχηματισμού των αμφιβολιτών μια δυναμοθερμική μεταμόρφωση ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς η οποία εμφανίζεται στον ίδιο χρόνο και χώρο με εκείνο του σχηματισμού των οφιολίθων. Δηλαδή πριν από την επώθηση των οφιολίθων στην ηπειρωτική κατωφέρεια. Το γεγονός αυτό κατά τους ίδιους συγγραφείς μπορεί να γίνει από διαπυρική άνοδο θερμού μανδουακού υλικού και δημιουργία ωκεάνιου φλοιού σε στενή ωκεάνια λεκάνη.

Συνεκτιμώντας τις διαφορές ηλικίες των αμφιβολιτικών πελμάτων των Ελληνίδων καθώς και την πρόσφατα προσδιορισθείσα από του HATZIPANAGIOTOU and PE-PIPER (1994) ηλικία των αμφιβολιτών της Λέσβου (153 ± 5 και 158 ± 5 Ma) μπορούμε να πούμε ότι η ηλικία αυτή πλησιάζει με τις αντίστοιχες ηλικίες των αμφιβολιτών της ανατολικής οφιολιθικής ζώνης της βαλκανικής χερσονήσου (σχήμα 45) Βέβαιο πάντως είναι ότι αυτή δεν συσχετίζεται με τους Κρητιδικούς οφιολίθους του νοτιοανατολικού Αιγαίου.

Οι ηλικίες μεταμόρφωσης όλων των αμφιβολιτών στις Ελληνίδες είναι πολύ κοντά στην ηλικία που δεχόμαστε για τη γένεση των οφιολίθων.

Νεώτερα δεδομένα ιδιαίτερα από τα προγράμματα εξερευνήσεων του φλοιού των ωκεανών έχουν δείξει την παρουσία αμφιβολιτών κατά μήκος των ρηγματογόνων ζωνών μετασχηματισμού και μάλιστα πολύ συχνά κοντά στις μεσοωκεάνιες ράχεις (HONNOREZ et al., 1984 PRICHARD et al., 1982, κ.ά.). Θα πρέπει να σημειώσουμε ότι σε αυτές τις περιπτώσεις οι αμφιβολίτες έχουν χημικές συστάσεις παρόμοιες με εκείνες των βασικών οφιολιθικών πετρωμάτων (π. χ. γάββρων).

Ο ΠΑΝΤΑΖΗΣ (1988) σε μια ανασκόπηση των θεωριών των οφιολίθων στα πλαίσια της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών, αναφέρεται στη δημιουργία των αμφιβολιτών στη βάση υπερβασικών πετρωμάτων. Κατά αυτόν η διεργασία αυτή λαμβάνει χώρα κοντά σε μεσοωκεάνια ράχη, όπου οι ισόθερμες είναι μετατοπισμένες προς τα επάνω, ύστερα από προώθηση οφιολιθικού τεμάχους κατά μήκος ενός ρήγματος μικρής γωνίας. Με τον τρόπο αυτό έρχονται σε επαφή θερμά υπερβασικά πετρώματα με βασικά πλουτώνια και ηφαιστειακά οφιολιθικά πετρώματα. Επίσης δέχεται ότι οι αμφιβολίτες συγκολλώνται στη βάση της οφιολιθικής σειράς και την ακολουθούν σε επόμενες μετακινήσεις.

V. 3.4. Μερικά συμπεράσματα

Τα αμφιβολιτικά πετρώματα της Λέσβου τα οποία εμφανίζονται πάντοτε σε συγκεκριμένη τεκτονική θέση μεταξύ των μεγάλων υπερβασικών μαζών και των υποκειμένων τους μεταμορφωμένων σχηματισμών της αλλόχθονης σειράς αποτελούν ξεχωριστή οφιολιθική ενότητα. Πρόκειται για ασυνεχείς εμφανίσεις ποικίλου εύρους και πάχους που εμφανίζονται στη χερσόνησο της Αμαλίας, στην ευρύτερη περιοχή του χωριού Αμπελικό καθώς και στο χωριό Λάμπου Μύλοι.

Η μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων μας έδειξε ότι πρόκειται για εξ'ολοκλήρου μεταμορφωμένα βασικά πετρώματα τα οποία αποτελούνται από τα ακόλουθα ορυκτολογικά συστατικά σε παραγένεση:

Κύρια ορυκτά: Κεροσίλβη, αλβίτης, επίδοτο και χαλαζίας.

Δευτερεύοντα ορυκτά: Χλωρίτης, σερικήτης, υπολειμματικοί πυρόξενοι, ασβεστίτης και Fe-οξειδία.

Σε μερικά από αυτά εντοπίστηκαν υπολειμματικά χαρακτηριστικά (ορυκτά και ιστός) τα οποία δείχνουν ότι έχουν προέλθει από βασικά εκρηξιγενή πετρώματα.

Ο ιστός τους γενικά είναι ινοβλαστικός έως λεπιδοβλαστικός ενώ σε μερικά δείγματα αναγνωρίστηκε χαρακτηριστικός πορφυροκλαστικός ιστός. Σύμφωνα με την παραγένεση των ορυκτών συμπεραίνεται ότι έχουν χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσεως και μάλιστα είναι υψηλών θερμοκρασιών, δηλαδή κοντά στο όριο με την μέσου βαθμού μεταμόρφωση.

Τα πετρώματα που αναλύθηκαν παρουσιάζουν τιμές SiO₂ μεταξύ 46.40-50.70 % κ.β., ενώ το Al₂O₃ έχει τιμές που παρουσιάζουν μικρή διακύμανση, από 14.60-17.80 % κ.β.. Οι λόγοι FeO*/MgO κυμαίνονται από 4.6-12.6, ενώ το CaO παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση από 7.90-17.30 % κ.β.. Τα αλκάλια (K+Na) παρουσιάζουν τιμές από 1.50-4.40 %.

Το TiO₂ παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση ενώ η τάση των δειγμάτων που αναλύθηκαν μοιάζει με αυτή των αβυσσικών θολειτών και γάββρων. Το ίδιο φαίνεται και από το συσχετισμό των FeO* ως προς FeO*/MgO.

Ακολουθούν τη μαγματική τάση THINGMULI και SKAERGAARD και όχι την τάση CASCADE (ασβεσταλκαλική).

Η μελέτη των ιχνοστοιχείων έδειξε ότι τα Y, Zr, V και Co παρουσιάζουν θετικό συσχετισμό με την τιμή FeO*/MgO σε αντίθεση με τα Sr και Cr που εμφανίζουν ένα αρνητικό συσχετισμό, ενώ το Ni παρουσιάζεται σε σταθερές τιμές.

Η γεωχημική σύγκριση των δειγμάτων που αναλύθηκαν σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία με σημερινά ωκεάνια περιβάλλοντα και αλπικούς οφιολίθους δείχνει τα ακόλουθα:

- Στο διάγραμμα TiO₂ ως προς FeO*/MgO ακολουθούν την αβυσσική θολειτική τάση.

- Στο διάγραμμα FeO* ως προς FeO*/MgO ακολουθούν την τάση που αντιστοιχεί σε περιβάλλοντα μεσοωκεάνιων ράχων (MORB).

- Στο διάγραμμα TiO₂ ως προς MgO σχεδόν εξ'ολοκλήρου (με εξαίρεση δύο δείγματα) αυτά αντιστοιχούν σε γάββρους και μεταγάββρους από θραυσιγενείς ζώνες (Fr. z.).

- Ένα μέρος από αυτά ακολουθούν την τάση των ολιβινικών-πυροξενικών γάββρων, ενώ τα υπόλοιπα ακολουθούν την τάση που οδηγεί σε σιδηρογάββρους.

• Η αύξηση του Υ σε σχέση με το Zr που εμφανίζει ένα μεγάλο μέρος των δειγμάτων μπορεί να αποδοθεί είτε σε έναρξη κρυστάλλωσης των αμφιβόλων, οι οποίοι δεσμεύουν περισσότερο Υ, είτε σε αύξηση του Υ που παρουσιάζεται σε μεταγάββρους από Fr. z..

Τα παραπάνω επί μέρους συμπεράσματα μας οδηγούν στο ότι η ενότητα των αμφιβολιτών της Λέσβου προέρχεται εξ ολοκλήρου από βασικά οφιολιθικά πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε ωκεάνιο περιβάλλον. Στο γεγονός αυτό συνηγορεί και η παρουσία εγκλεισμάτων από τεμαχίδια πετρωμάτων που περιέχουν μεγάλους κρυστάλλους βασικών πλαγιокλάστων και πυροξένων αναλόγους με αυτούς που συναντάμε σε γαββρικά πετρώματα (Εικόνα 7), ενώ άλλα έχουν ενδιάμεσο υπολειμματικό ιστό.

Κατά την άποψή μας το πλέον κατάλληλο ωκεάνιο περιβάλλον για την τεκτονική τοποθέτηση, μεταμόρφωση και συγκόλληση των πετρωμάτων αυτών στη βάση των υπερβασικών μαζών είναι:

Περιοχές κοντά σε μεσοωκεάνιες ράχες όπου παρατηρούνται υψηλές θερμοβαθμίδες και έντονος τεκτονισμός. Εκεί δημιουργούνται θραυσιγενείς ζώνες (Fr. z.), κατά μήκος ρηγμάτων μετασχηματισμού ή κατά μήκος ρηγμάτων μικρής γωνίας, οι οποίες φέρνουν σε επαφή τα υπερβασικά πετρώματα με τα βασικά και λόγω της υψηλής θερμοκρασίας των πρώτων έχουμε μεταμόρφωση των δευτέρων και συγκόλληση στη βάση των υπερβασικών.

V. 4. Υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου

Τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου απαντούν στο νοτιοανατολικό τμήμα. Όπως προαναφέρθηκε πρόκειται για χαρτζβουργίτες, λερζόλιθους και σερπεντινίτες με πολύ μικρή συμμετοχή δουνίτου που κατανέμονται σε δύο κύριες μάζες, (α) τη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης, (χερσονήσου Αμαλής στα νότια της Μυτιλήνης) και (β) μια μεγαλύτερη μάζα αυτή του Αμπελικού-Κώμης, Επίσης αποκομμένα τμήματα υπερβασικών μαζών, ισχυρά σερπεντινωμένα βρίσκονται νότια της μεγάλης μάζας.

Τα σώματα των δουνιτών βρίσκονται στο τελευταίο στάδιο εξαλλοίωσης και είναι τυχαία τοποθετημένα στις υπερβασικές μάζες.

Οι εκτιμήσεις του όγκου των πετρολογικών τύπων είναι περίπου: λερζόλιθοι 30%, χαρτζβουργίτες 65% και δουνίτες 5%. Οι σερπεντινίτες ανάλογα με το μητρικό τους πέτρωμα έχουν συνυπολογισθεί με τους χαρτζβουργίτες και τους λερζόλιθους αντίστοιχα

Οι σερπεντινίτες γενικά απαντούν στο κατώτερο τμήμα των υπερβασικών. Τα στρωματογραφικά ανώτερα μέλη των σερπεντινιτών είναι συμπαγή και φέρουν βασίτες, ενώ τα κατώτερα είναι έντονα σχιστοποιημένα.

Τοπικά οι σχηματισμοί αυτοί διασχίζονται από ροδιγκιτιωμένες φλέβες κυρίως γαββρικής σύστασης και από πυροξενιτικές φλέβες ελαφρά μεταμορφωμένες. Αυτές οριοθετούνται σαφώς με το περιβάλλον πέτρωμα.

Μια εκτίμηση του πάχους αυτών των μανδυσικών σειρών είναι δύσκολο να γίνει, εκτιμάται όμως κατά προσέγγιση ότι το πάχος της μεγάλης μάζας πρέπει να ξεπερνάει τα 800 μέτρα.

Στα υπερβασικά της Λέσβου έγινε χαρτογράφηση και δειγματοληψία σε κλίμακα 1:20 000 στην υπερβασική μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης και 1:50.000 στην υπερβασική μάζα Αμπελικού Κώμης. Περισσότερες από 100 λεπτές τομές εξετάσθηκαν στο μικροσκόπιο για προσδιορισμό του ιστού της υφής και της ορυκτολογικής σύστασης των πετρωμάτων αυτών. Σε δεκα έξη (16) αντιπροσωπευτικά δείγματα πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις (μέθοδος XRF) στο ομοσπονδιακό Πολυτεχνείο της Ζυρίχης (E.T.H.) για κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία. Επίσης έγιναν και μικροαναλύσεις των κυριοτέρων ορυκτών με μικροαναλυτή τύπου "CAMECA" στο Ορυκτολογικό - Πετρολογικό Ινστιτούτο του Πανεπιστημίου Αμβούργου

V. 4.1. Πετρογραφία - Μακροσκοπικές παρατηρήσεις.

Οι χαρτζβουργίτες που επικρατούν στα κατώτερα σώματα των μαζών και οι λερζόλιθοι που επικρατούν στα ανώτερα σώματα είναι συμπαγείς, τραχείς και κοκκώδεις σχηματισμοί αποτελούμενοι από ολιβίνη 75-85% ορθοπυρόξενο 15-25% και κλινοπυρόξενο περίπου 8% στους λερζόλιθους και λιγότερο στους χαρτζβουργίτες. Άλλα σύνδρομα ορυκτά σε συμμετοχή ασήμαντη είναι οι Cr-σπινέλιοι που μετέχουν σε ποσοστό από 0,1-0,2%

Οι δουνίτες όπως είναι γνωστό είναι πετρώματα με ιδιαίτερα μεγάλη περιεκτικότητα σε ολιβίνη. Στην περιοχή μας λόγω εξαλλοίωσης έχουν καφέ χρώμα και μπορούν εύκολα να διακριθούν από τους σκληρούς χαρτζβουργίτες και λερζόλιθους. Έχουν χάσει τη συνεκτικότητα τους δεδομένου ότι η βάση του πετρώματος (ο ολιβίνης) είναι ο πρώτος κρύσταλλος που εξαλλοιώνεται εύκολα και δημιουργείται ψαθηρό πέτρωμα. Έχουν απότομες επαφές με τον χαρτζβουργίτη. Τεκτονικές δράσεις στρέβλωσαν τους σχηματισμούς κατά την ημιπλαστική φάση δημιουργίας των (Εικόνες 8, 9, 10). Μερικά τεκτονικά γεγονότα που επηρέασαν τον παρακείμενο χαρτζβουργίτη συνεχίζονται στη δουνιτική μάζα και δεν διακόπτονται από την επαφή τους γεγονός που σημαίνει ότι στην αρχική συμπαγή μορφή του ο χαρτζβουργίτης και ο δουνίτης είχαν γενετική συγγένεια.

Οι δουνίτες διακρίνονται από την μορφή, που είναι αποτέλεσμα της πλήρους αποδιοργάνωσης και εξαλλοίωσης όλων των προϋπαρχόντων κρυστάλλων του ολιβίνης. Τις περισσότερες φορές αυτές είναι δυνατόν να διακριθούν από τις λεπτές πυριτικές φλέβες που τους διασχίζουν σχηματίζοντας ένα πλέγμα το οποίο με μορφή σκελετού ισχυροποιεί τον αποσαθρωμένο δουνίτη.

Στις επιφάνειες διάβρωσης ο χαρτζβουργίτης έχει μια τραχεία υφή που οφείλεται στην φυσική αντίσταση του ορθοπυρόξενου, έχει δε μια σκοτεινή καφέ χροιά αποτέλεσμα της εξαλλοίωσης του ολιβίνης. Οι ορθοπυρόξενοι είναι ευδιάκριτοι ισχυρής ανακλαστικότητας ευμεγέθεις κρύσταλλοι που συχνά η σερπεντινίωση τους μετατρέπει σε ψευδομόρφους σερπεντινωμένους κρυστάλλους ορθο - πυρόξενου. Το μέγεθος των κρυστάλλων αυτών φθάνει μέχρι 1εκ. Η στατιστικώς επικρατούσα προσανατολισμένη τοποθέτηση των κρυστάλλων αυτών προσδιορίζει την αντίστοιχη τοποθέτηση των ορθοπυρόξενων στο χώρο κατά την περίοδο πλαστικής παραμόρφωσης. Το βάθος επιφανειακής εξαλλοίωσης τους είναι λίγα χιλιοστά και σπάνια περνά το ένα εκατοστό. Το υπόλοιπο πέτρωμα έχει χρώμα γκρι και πράσινο και είναι συμπαγές

Η τεκτονική υφή και πιο συγκεκριμένα η "foliation" φαίνεται στους λερζόλιθους και χαρτζβουργίτες σαν επίπεδα που σχηματίζουν οι κόκκοι των πυρόξενων και σπινελίων. Μια γραμμική επιμήκυνση κρυστάλλων ορθοπυρόξενων και κόκκων σπινελίων "lignation" ορίζεται σαν εκδήλωση ισχυρότερων τεκτονικών δράσεων. Παρότι εξαιρετικά ομοιογενείς σε τοπική κλίμακα παρουσιάζεται στις εμφανίσεις του λερζόλιθου και χαρτζβουργίτη μια ανάπτυξη ζώνωσης υποπαράλληλης προς την φύλλωση (foliation) Αυτή οφείλεται στη διακύμανση της συμμετοχής του ολιβίνης και πυρόξενου και είναι πάχους λίγων εκατοστών (Εικόνες 11, 12).

Οι λερζόλιθοι χαρακτηρίζονται από την παρουσία Cr σπινελίων και την απουσία πλαγιόκλαστου. Στη σύσταση τους ο κλινοπυρόξενος κυμαίνεται από 5-10%. Βρίσκεται δηλαδή κοντά στο όριο διάκρισης με τους χαρτζβουργίτες.

Οι δύο ανωτέρω περιδοτίτες διατηρούν χαρακτηριστικά παρόμοια με εκείνα των περιδοτιτών του ανώτερου μανδύα. Διακρίνονται δύο τύποι ιστών πορφυροκλαστικός (Porphyroclastic) και πρωτοκοκκώδης (Protogranular). Στον πρώτο παρατηρούνται κάμψεις πορφυροκλαστών ιδίως πυροξένων, γωνιάσεις (Kink bands), θραυσμοί και φαινόμενα κυματοειδούς κατάσβεσης στους κλάστες του ολιβίνη και των πυροξένων (Εικ. 13 14, 15). Οι πορφυροκλάστες περιβάλλονται από θεμελιώδη μάζα, η οποία σε ορισμένα δείγματα φθάνει το 50% του όγκου του πετρώματος και αποτελείται κυρίως από μικρούς κρυστάλλους ολιβίνη και πυροξένων. Στο δεύτερο τύπο παρατηρούνται ισοκοκκώδεις δομές (μέγεθος κρυστάλλων 5 έως 10 mm) και σε ορισμένες περιπτώσεις ελαφρά τάση προσανατολισμού των ορυκτολογικών συστατικών (Εικ 16).

Μικροσκοπικά διακρίνουμε στους χαρτζβουργίτες πορφυροκλάστες ορθοπυροξένων (<10μλ.). Ο σχισμός τους είναι πολλές φορές διακριτός, άλλοτε όμως καλύπτεται από τις απομειξίες των κλινοπυροξένων. Λεπτές λωρίδες απόμειξης μέσα στους ορθοπυρόξενους που από την γωνία κατάσβεσης και το χρώμα του πολωμένου φωτός οδηγούμαστε ότι πρόκειται για κλινοπυρόξενους, είναι αναπτυγμένες κατά το επίπεδο 100. Έτσι διακρίνουμε τον κύριο σχισμό του ορθοπυρόξενου καθόσον η απόμειξη γίνεται κατά το επίπεδο 100. Σε πολλές περιπτώσεις στους πορφυροκλάστες των ορθοπυροξένων διακρίνουμε τεκτονικές δράσεις που δημιουργούν μια καμπτική τάση που διακρίνεται από την κυματοειδή απόσβεση του πολωμένου φωτός. Οι ταινίες απόμειξης είναι ανθεκτικότερες στις εξαλλοιωτικές διαδικασίες από τους πυρόξενους που τις περιέχουν. Αυτό διακρίνεται σε ορισμένες περιπτώσεις βλέποντας να συνεχίζουν την παρουσία τους και έξω από τον κρύσταλλο με μορφή λογχοειδή, δίδοντας μας την δυνατότητα να προσδιορίσουμε το αρχικό μέγεθος του ορθοπυρόξενου.

Κατά τους MERCIER & NICOLAS (1975) είναι δυνατόν με την επίδραση τάσεων και κάτω από συνθήκες near solidus έως hypersolidus να δημιουργηθούν πορφυροκλάστες και νεοβλάστες. Φυσικό είναι αυτοί οι πορφυροκλάστες να είναι πλαστικά παραμορφωμένοι και επιμηκησμένοι υπολειμματικοί κρύσταλλοι του αρχικού ιστού.

Όταν ο πορφυροκλαστικός ιστός μετατραπεί πλήρως σε γρανοβλαστικό έχουμε περίπτωση γρανουλιτών (HARTE, 1977), αλλά τέτοιος ιστός δεν παρατηρήθηκε στα υπερβασικά της Λέσβου.

Η πλαστική παραμόρφωση στην ασθενόσφαιρα - λιθόσφαιρα (θερμοκρασίες 1200 έως 1350°C) είναι αποτέλεσμα πλαστικής ροής και η διεύθυνσή της είναι παράλληλη στη ροή (MERCIER & NICOLA, 1975).

Οι χαρτζβουργίτες κατά θέσεις παρουσιάζουν ψευδόστρωση λόγω της συγκέντρωσης του ορθοπυρόξενου κατά ζώνες και του επιλεκτικού προσανατολισμού του.

Γενικά τα πετρώματα αποτελούνται από ολιβίνες ορθο και κλινοπυρόξενους, αμφίβλους φυλλοπυριτικά δευτερογενή (χλωρίτες) και σπινέλιους.

Κατά θέσεις εμφανίζονται κλινοπυρόξενοι διαφόρου μεγέθους.

Κατά θέσεις εμφανίζονται επίσης περιοχές στις οποίες οι κρύσταλλοι είναι χρωματισμένοι καστανοί από εμπότισμό τους με οξειδία του Fe. Μικροαναλύσεις σε κρυστάλλους από αυτή την περιοχή έδειξαν ότι πρόκειται κυρίως για αμφίβολο (ακτινόλιθο, τρεμολίτη).

Στο δείγμα 23 προσδιορίστηκαν και κλινοπυρόξενοι των οποίων οι μικροαναλύσεις είναι παρόμοιες με εκείνες των ορθοπυροξένων, αλλά οι οπτικές ιδιότητες διαφέρουν και μπορούμε να τους διακρίνουμε με το μικροσκόπιο από τους ορθοπυρόξενους ότι πρόκειται για κλινοενστατίτες.

Οι κλινοπυρόξενοι εμφανίζονται σε κρυστάλλους διαφόρου μεγέθους. Μεταξύ των ορθο-κλινοπυροξένων και ολιβινών εμφανίζονται αμφίβολοι σε δύο μεγέθη κρυστάλλων. Οι μεγαλύτεροι με μέγεθος 0.4-0.8 mm που αντιπροσωπεύονται από τις αναλύσεις (72-49 και 73-49) και τους μικρότερους με μέγεθος που κυμαίνεται από 0.1-0.3 mm και αποτελούν κάποια νέα γενεά δευτερογενών αμφιβόλων. Αντιπροσωπεύονται από τις αναλύσεις 57-49, 62-49 και 63-49.

Οι κρύσταλλοι των χρωμοσπινέλιων είναι αλλοτριόμορφοι, έχουν μέγεθος συνήθως 1-3 mm (Εικ. 17). Το χρώμα τους είναι καστανό. Περιφερειακά και σε μικρορωγμές όμως γίνεται βαθύ καστανό λόγω εξαλλοίωσης. Οι μεγαλύτεροι κόκκοι υπό την επίδραση έντονης παραμόρφωσης διαμελίζονται δημιουργώντας προσανατολισμένα συσσωματώματα.

Οι σπινέλιοι είναι γενικά Al-πλούσιοι (Πίνακας 10).

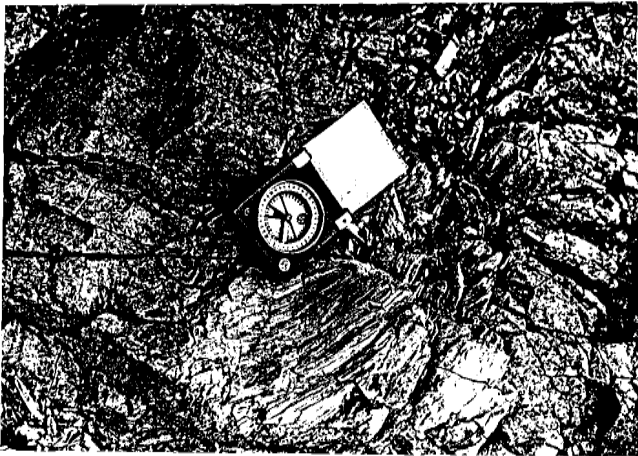
Τα δευτερογενή ορυκτά που απαντούν στα υπερβασικά της Λέσβου είναι τάλκης, χλωρίτης και σπανιότερα άχρωμος έως ελαφρώς πράσινος αμφίβολος (τρεμολίτης).



Εικόνα 8. Κάμψη κατά την ημιπλαστική φάση δημιουργίας του χαρτζβουργίτη. Ο άξονας της πτυχής είναι κάθετος στο επίπεδο της φωτογραφίας.



Εικόνα 9. Λεπτομέρεια της προηγούμενης φωτογραφίας.



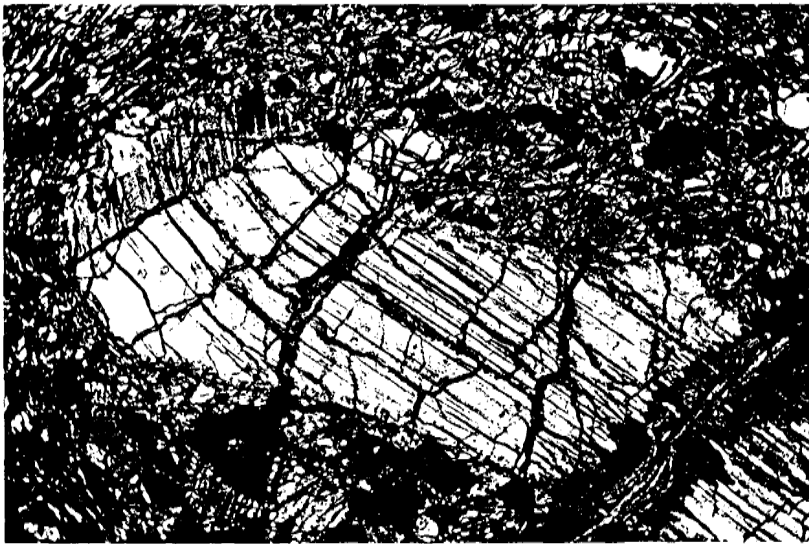
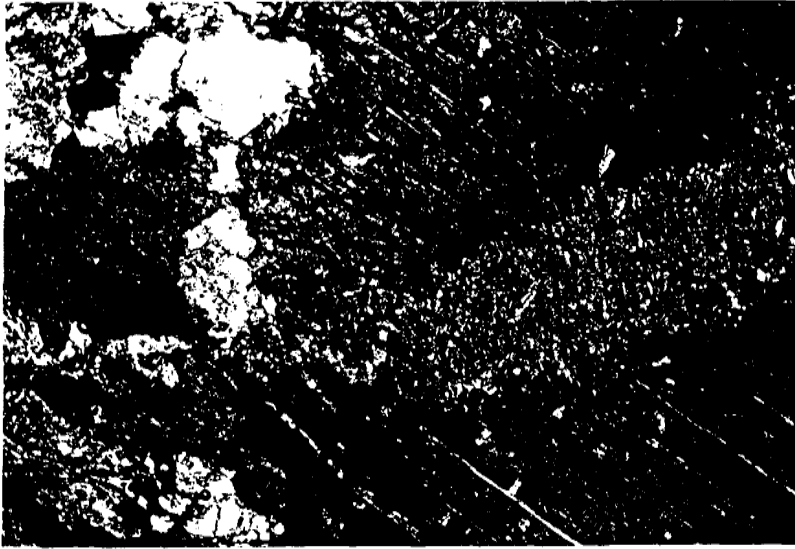
Εικόνα 10. Ταλκικός σερπεντινωμένος περιδοσίτης με εμφανείς γραμμές τεκτονικής μετακίνησης



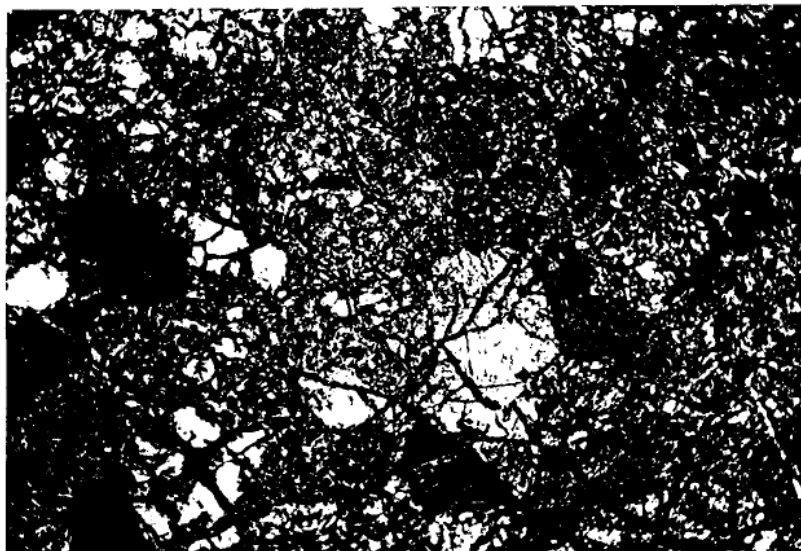
Εικόνα 11. Λερζόλιθος στην υπερβασική μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλή)



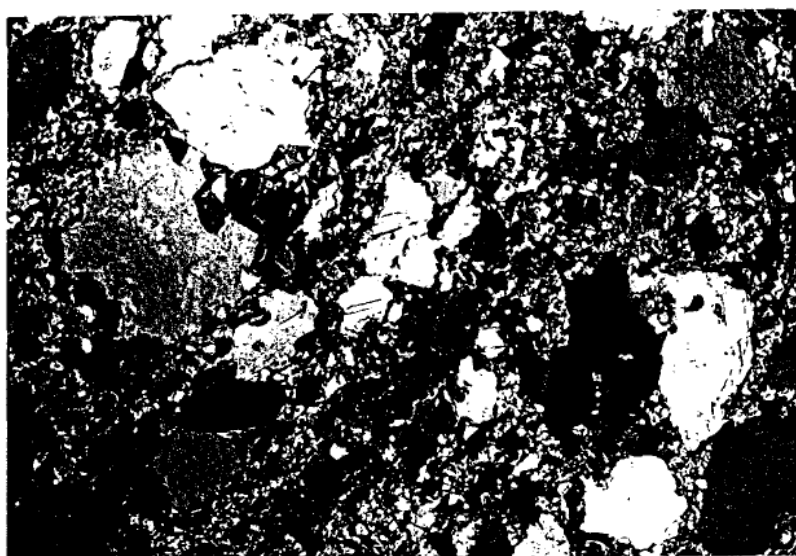
Εικόνα 12. Λεπτομέρεια της προηγούμενης φωτογραφίας στην οποία διακρίνεται η κατά επίπεδα ταξινόμηση μερικών ορυκτών συγκεντρώσεων τα οποία παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση στις εξαλλοιωτικές διεργασίες



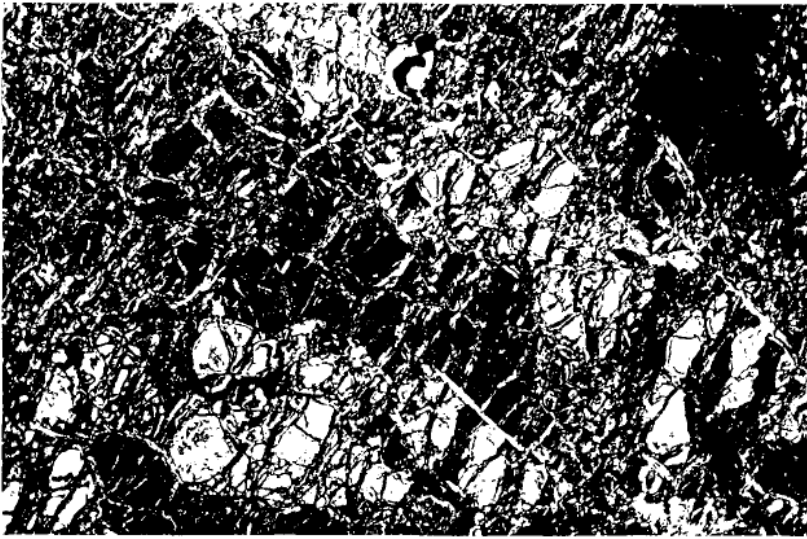
Εικόνες 13. Κρύσταλλοι κλινοπυροξένων από περιδοσίτη (τεκτονίτη) Αυτοί έχουν υποστεί κάμψεις και θραυσμούς από τεκτονισμό (Nicols +) (Διάστ φωτογ 1X1,6 mm)



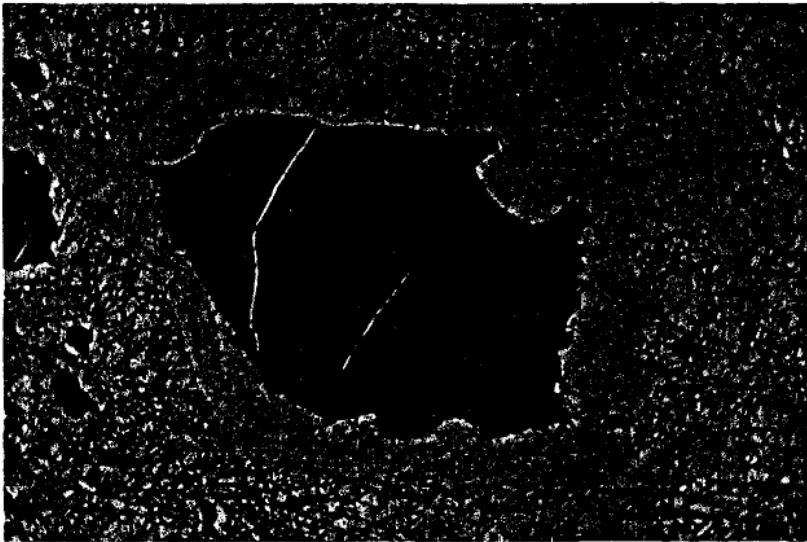
Εικόνα 14. Χαρτζβουργίτης σε αρχικό στάδιο σερπεντινίωσης. (Nicolls +) (Διάσταση εικόνας 1,6Χ2,3mm)



Εικόνα 15. Λερζόλιθος με φαινοκρυστάλλους ορθο και κλινοπυρόξενων καθώς και πολλούς μικρότερους κρυστάλλους ολιβινών και πυροξένων να τους περιβάλλουν. Δεν έχει αρχίσει η σερπεντινίωση και τα όρια των κρυστάλλων είναι σαφή (Nicolls +) (Διαστάσεις εικόνας 1,6Χ2,3mm)



Εικόνα 16. Κρύσταλλοι ολιβίνη πεπλατυσμένοι από τεκτονική δράση. Διακρίνονται από την ταυτόχρονη απόσβεση στην περιστροφή της τράπεζας του μικροσκοπ (Nicols +) (Διάστ. εικόνας 1X1,6mm)



Εικόνα 17. Κόκκος σπινελίου από την περιδοπτική μάζα (Nicols //) (Διαστάσεις εικόνας 1,6X2,3mm)

V. 4.2. Πετροχημεία

Με βάση την πετρογραφική εξέταση των υπερβασικών πετρωμάτων, επιλέχθηκαν και αναλύθηκαν σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία δεκα έξι από αυτά (πίνακας 3).

Τα δείγματα που αναλύθηκαν προβλήθηκαν στο τριγωνικό διάγραμμα CaO-MgO - Al₂O₃ (Σχήμα 46). Στο διάγραμμα αυτό σημειώνονται επίσης με συνεχή γραμμή, τα πεδία προβολής των χαρτζβουργιτών και λερζολίθων της Δυτικής και Ανατολικής Μεσογείου όπως ορίστηκαν από τους NICOLAS & JACKSON, (1972). Οι χαρτζβουργίτες που αναλύθηκαν προβάλλονται πολύ κοντά στην κορυφή MgO και μάλιστα μέσα στο πεδίο προβολής των χαρτζβουργιτών της Μεσογείου. Τα σημεία προβολής των λερζολίθων είναι περισσότερο απομακρυσμένα από την κορυφή MgO, λόγω της υψηλότερης συγκέντρωσης CaO και Al₂O₃ που έχουν τα πετρώματα αυτά και τα περισσότερα προβάλλονται μέσα στο πεδίο των λερζολίθων της Μεσογείου (NICOLAS, et al., 1972).

Όπως βλέπουμε στον πίνακα 3 οι συγκεντρώσεις των περισσότερων ιχνοστοιχείων είναι κάτω από το όριο ανίχνευσης υποδηλώνοντας ότι πρόκειται για υπολειμματικούς περιδοτίτες.

Τα στοιχεία Mg, Ni, Cr, εμφανίζουν αρνητική συσχέτιση έναντι του Ca, ενώ το Al συσχετίζεται θετικά με το Ca.

Με βάση τη δυνητική ορυκτολογική σύσταση των δειγμάτων που αναλύθηκαν, (πίν. 4), (LENSCH G., 1968) και την προβολή τους στο διάγραμμα OL- OPX - CPX, (σχήμα 47) (STRECKEISEN, 1976), παρατηρούμε ότι το πλήθος των δειγμάτων μας τοποθετούνται στο πεδίο των λερζολίθων εκτός από δύο που τοποθετούνται στους χαρτζβουργίτες και ένα στο πεδίο του ολιβινικού βεμπστερίτη.

Πίνακας 3. Χημικές αναλύσεις υπερβασικών πετρωμάτων Λέσβου.

Δείγμα	LS ₁	LS ₂	LS3	LS4	LS5	LS6	LS7	LS8
SiO ₂	41 75	42 10	39 80	41 70	40 10	41 80	42 30	41 70
Al ₂ O ₃	2 95	2 75	1 35	1 20	1 70	2 95	2 75	3 20
Fe ₂ O ₃	2 20	2 00	2 90	2 85	5 15	1 55	0 85	1 05
FeO	4 70	5 70	5 10	5 15	2 75	6 30	7 15	6 95
MnO	0 15	0 15	0 10	0 15	0 15	0 15	0 15	0 15
MgO	34 20	35 70	40 40	39 45	36 55	36 20	37 85	37 40
CaO	4 65	3 30	1 10	1 45	1 10	3 95	2 60	3 15
TiO ₂	0 10	0 10	0 10	0 05	0 05	0 15	0 10	0 10
H ₂ O+	7 50	7 25	8 30	6 90	10 80	6 35	5 40	5 70
H ₂ O-	0 50	0 40	0 50	0 70	0 95	0 20	0 25	0 25
CO ₂	0 25	0 10	0 30	0 45	0 35	0 15	0 10	0 15
Σύνολο	98 95	99 55	99 95	100 0	99 65	99 75	99 50	99 80
Mg*	0 84	0 83	0 84	0 84	0 83	0 82	0 83	0 83
Sc	22	14	11	13	14	22	14	28
V	118	77	35	44	57	95	61	75
Cr	3 550	2 512	2 279	2 618	2 679	3 240	2 269	2 766
Ni	1 825	1 880	2 290	2 214	2 079	2 010	2 039	1 971
Cu	7	9	6	15	11	33	16	10
Zn	46	33	35	31	37	47	45	36
Sr	33	27	5	8	6	16	6	17
Y	41	22	17	15	5	15	14	-
Zr	109	59	58	46	22	34	38	-
Nb	23	15	5	12	7	13	17	10
Ba	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
La	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ce	4	16	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nd	27	15	7	<10	<10	<10	<10	<10

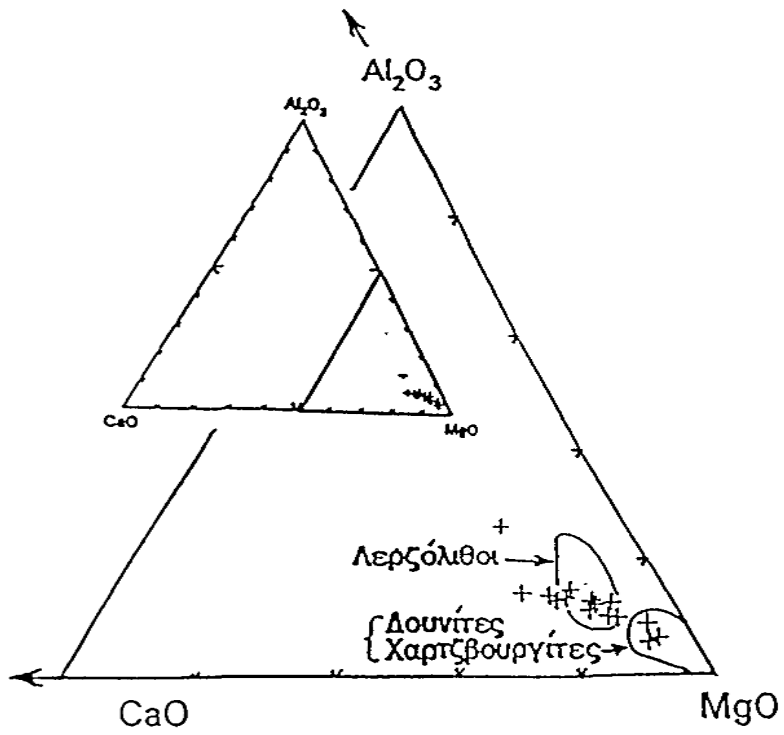
Δείγμα	Se-23	Se-23A	Se-72	Se-74	Se-75	Se-80	Se-82	Se-48
SiO ₂	42 45	42 65	40 70	42 85	42 55	44 85	42 85	44 10
Al ₂ O ₃	2 10	2 10	2 45	2 35	2 65	5 75	2 20	2 60
Fe ₂ O _{3ολ}	9 05	10 15	7 70	8 60	8 40	8 15	9 10	9 30
MnO	0 10	0 15	0 10	0 15	0 15	0 10	0 15	0 15
MgO	39 35	38 90	35 65	36 90	35 45	33 50	39 80	38 20
CaO	2 05	2 15	1 85	2 75	3 70	4 30	2 40	2 55
TiO ₂	0 05	0 05	0 05	0 05	0 05	0 05	0 05	0 10
H ₂ O+	3 85	3 20	10 90	6 55	6 60	2 50	2 70	2 30
Cr ₂ O ₃	0 40	0 35	0 35	0 35	0 35	0 35	0 40	0 35
CO ₂	0 15	0 20	0 20	0 10	0 15	0 15	0 20	0 20
NiO	0 35	0 30	0 30	0 30	0 30	0 25	0 35	0 30
Σύνολο	99 90	100 2	100 2	100 9	100 3	99 90	100 2	100 0
Mg*	0 862	0 811	0 852	0 861	0 858	0 855	0 846	0 825
Ba	201	231	<10	31	55	59	88	91
Sr	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Zr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
V	62	61	65	64	65	71	66	73
Cr	2816	2677	2360	2415	2399	2582	2849	2645
Ni	1989	2032	1755	1899	1869	1622	1987	1938
Co	103	120	77	88	90	87	107	106
Cu	3	13	<3	11	22	17	<3	13
Zn	39	43	36	37	35	39	43	45
Sc	12	11	13	12	11	14	13	15
S	<50	64	761	<50	<50	<50	<50	<50

Mg* = MgO/MgO+FeO+0 9Fe₂O₃Na₂O<0 01%, K₂O<0 01, P₂O₅<0 01 (κ β%)

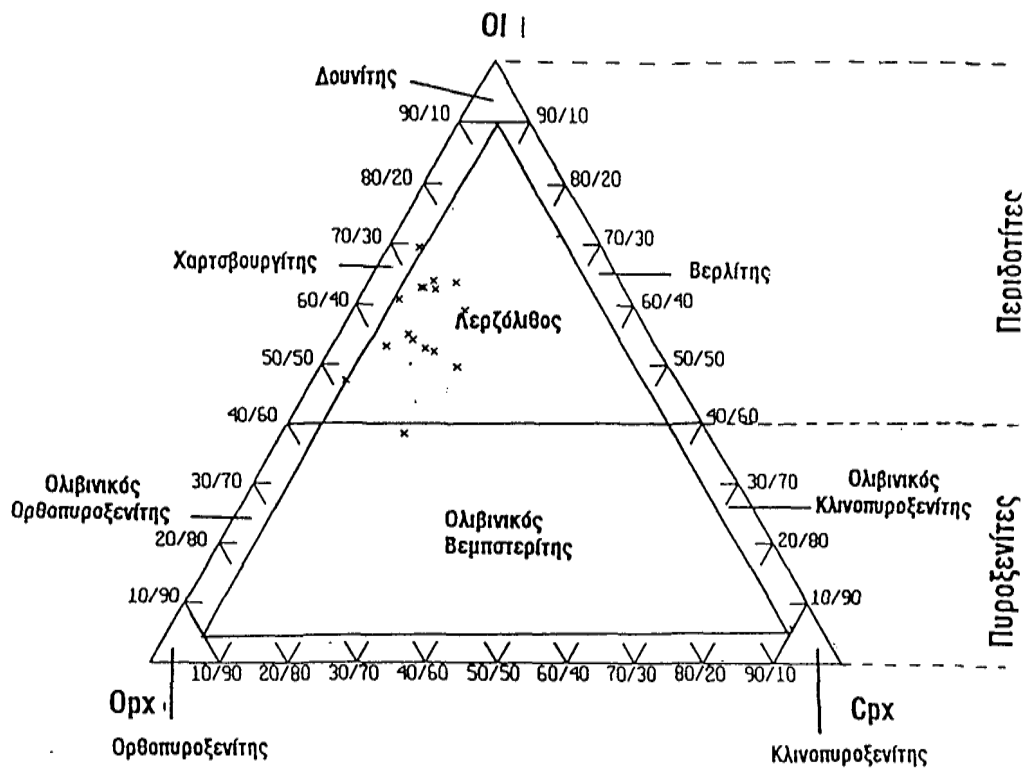
Ga<5ppm, Rb<8, Ce<15, Pb<5, F<10, Th<5, U<10,(ppm)

Πίνακας 4. Δυντική ορυκτολογική σύσταση υπερβασ. δειγμάτων της Λέσβου σύμφωνα με το υπολογιστικό πρόγραμμα του LENSCH G. (1968)

Ορυκτά	LS1	LS2	LS3	LS4	LS5	LS6	LS7	LS8
AP	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PHL	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CR	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	2,32	2,08	2,99	2,92	5,58	1,59	0,86	1,06
HAEM	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SP	2,32	2,08	2,18	1,93	2,89	1,59	0,86	1,06
CD	1,70	1,60	0,00	0,00	0,00	2,10	2,33	2,68
ILM	0,14	0,14	0,14	0,07	0,07	0,20	0,13	0,14
RU	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PC	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
JAD	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AEG	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CPX	18,63	13,03	4,31	5,64	4,53	15,37	9,99	12,12
OPX	28,52	31,45	24,61	31,47	43,68	23,30	25,88	22,36
OL	46,37	49,63	65,77	57,97	43,24	55,85	59,95	60,58
AN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AB	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TIT	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
EN	94,08	92,81	94,92	94,59	99,17	91,91	90,76	91,01
FS	5,92	7,19	5,08	5,41	0,83	8,09	9,24	8,99
FO	94,08	92,81	94,92	94,59	99,17	91,91	90,76	91,01
FA	5,92	7,19	5,08	5,41	0,83	8,09	9,24	8,99
CPX	19,92	13,85	4,55	5,93	4,95	16,26	10,43	12,75
OPX	30,50	33,42	25,99	33,10	47,76	24,65	27,01	23,52
OL	49,58	52,74	69,46	60,97	47,28	59,09	62,57	63,73
Χαρακτηρισμός	LHERZO	LHERZO	HARZBG	LHERZO	HARZBG	LHERZO	LHERZO	LHERZO
Ορυκτά	23	23A	72	74	75	80	82	48
AP	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PHL	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CR	0,42	0,36	0,39	0,37	0,38	0,37	0,41	0,36
MT	1,79	1,79	1,93	1,84	1,86	1,80	1,77	1,77
HAEM	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SP	2,21	2,15	2,33	2,21	2,23	2,17	2,18	2,14
CD	0,71	0,74	1,19	1,03	1,36	4,56	0,80	1,25
ILM	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,13
RU	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PC	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
JAD	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AEG	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CPX	7,75	8,10	7,54	10,64	14,48	16,32	8,95	9,54
OPX	27,43	27,13	36,55	32,59	30,51	39,95	25,17	32,75
OL	59,61	59,66	49,99	51,25	49,11	34,77	60,65	52,05
AN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AB	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TIT	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
EN	92,11	90,79	93,04	92,12	92,07	92,10	92,08	91,64
FS	7,89	9,21	6,96	7,88	7,93	7,90	7,92	8,36
FO	92,11	90,79	93,04	92,12	92,07	92,10	92,08	91,64
FA	7,89	9,21	6,96	7,88	7,93	7,90	7,92	8,36
CPX	8,18	8,54	8,01	11,26	15,39	17,93	9,44	10,11
OPX	28,94	28,59	38,85	34,49	32,42	43,88	26,56	34,71
OL	62,89	62,87	53,14	54,24	52,19	38,19	64,00	55,17
	LHERZO	LHERZO	LHERZO	LHERZO	LHERZO	OL-WEB	LHERZO	LHERZO



Σχήμα 46. Προβολή των περιδοπιτών της ν Λέσβου στο διάγραμμα CaO-MgO-Al₂O₃



Σχήμα 47. Προβολή των ορυκτολογικών συστατικών (OI, OPX, CPX) στο τριγωνικό διάγραμμα κατά IUGS, (1973). Τα στοιχεία ελήφθησαν από τον πίνακα 4

V. 4.3. Ορυκτοχημεία

V. 4.3.1. Ολιβίνης

Οι ολιβίνες παρατηρήθηκαν σε όλα τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου (χαρτζβουργίτες, σπινελιούχους λερζόλιθους). Έχουν σερπεντινωθεί σε διάφορο βαθμό. Ο γενικός χημικός τους τύπος είναι $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$ και η ατομική αναλογία τους υπολογίστηκε από τις μικροαναλύσεις με βάση 4 άτομα οξυγόνου (πίνακας 5).

Τα δείγματα των πετρωμάτων στα οποία έγινε η ανάλυση των κρυστάλλων του ολιβίνης προέρχονται και από τις δύο υπερβασικές μάζες, της Κώμης - Αμπελικού και Λουτρού - Μυτιλήνης.

Από τους 18 κρυστάλλους που αναλύθηκαν με τον μικροαναλυτή, (μέθοδος EDS) διαπιστώθηκε ότι όλοι ήταν Mg-πλούσιοι $\text{Fo} = (89.5 - 90.6)\%$ (πίν 5), όπως συνήθως συμβαίνει στους περιδοτίτες Αλπικού τύπου. Επίσης ο χημισμός του ολιβίνης δεν μεταβάλλεται στους διάφορους πετρολογικούς τύπους.

Πίνακας 5. Χημικές μικροαναλύσεις ολιβινών των υπερβασικών της Λέσβου

Αρ. δείγμ.	41-31	55-31	56-31	59-31	63-31	64-31	65-31	76-23	77-23
SiO ₂	40,12	39,84	39,72	39,23	40,24	40,01	40,18	44,22	39,88
FeO ₂	9,75	9,54	9,53	9,48	9,90	9,59	9,49	10,53	10,23
MnO	0,13	0,14	0,14	0,11	0,17	0,11	0,14	0,15	0,18
MgO	51,28	51,21	51,02	51,55	51,25	51,32	51,46	50,42	50,96
ΣΥΝΟΛΟ	101,2	100,7	101,2	100,2	101,5	101,8	101,3	105	101,2
Η στοιχειομετρική αναλογία υπολογίστηκε με βάση 4 άτομα οξυγόνου (O)									
Si	0,974	0,971	0,971	0,966	0,974	0,972	0,973	1,025	0,97
Fe ^I	0,198	0,194	0,195	0,195	0,200	0,195	0,192	0,204	0,208
Mn	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004
Mg	1,854	1,861	1,860	1,871	1,849	1,859	1,858	1,742	1,848
Fo Φορσ.&	90,4	90,6	90,5	90,6	90,2	90,5	90,6	89,5	89,8
Συνέχεια...									
Αρ. δείγμ.	78-23	88-23	44-49	55-49	65-49	64-49	68-49	69-49	70-49
SiO ₂	39,70	39,89	39,46	39,91	39,95	39,95	39,24	40,03	40,36
FeO ₂	10,28	10,65	10,20	10,39	10,33	10,22	10,40	10,54	10,18
MnO	0,16	0,16	0,14	0,18	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16
MgO	51,04	50,48	50,29	50,79	50,62	50,45	50,36	50,77	50,63
NiO			0,26	0,26	0,26	0,24	0,25	0,22	0,28
ΣΥΝΟΛΟ	101,1	101,1	100,35	101,5	101,3	101	100,4	101,7	101,6
Η στοιχειομετρική αναλογία υπολογίστηκε με βάση 4 άτομα οξυγόνου (O)									
Si	0,967	0,972	0,970	0,97	0,973	0,975	0,965	0,971	0,978
Fe ^I	0,209	0,217	0,209	0,211	0,210	0,208	0,214	0,214	0,206
Mn	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,853	1,834	1,842	1,840	1,837	1,835	1,847	1,836	1,829
Ni			0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,006
Fo Φορσ %	89,6	89,5	89,8	89,7	89,2	89,8	89,6	89,5	89,9

V. 4.3.2. Πυρόξενοι

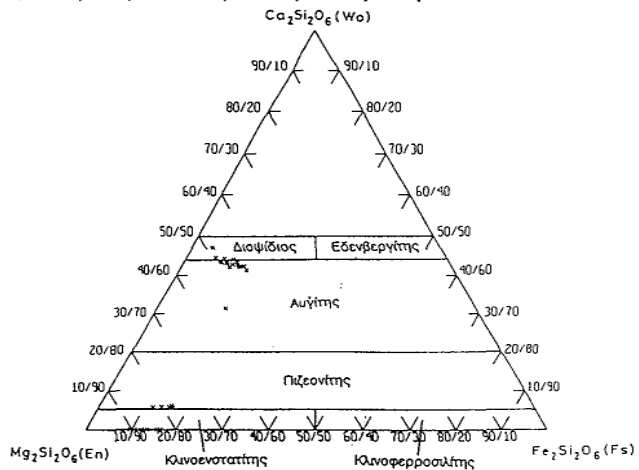
Από τους πυρόξενους των υπερβασικών της Λέσβου που αναλύθηκαν οι 8 μικροαναλύσεις έγιναν σε ορθοπυρόξενους (πίνακας 6) και 23 μικροαναλύσεις σε κλινοπυρόξενους (Πίνακας 7) Οι περισσότεροι κλινοπυρόξενοι ήταν από τους σπινελιούχους λερζόλιθους.

Οι κρύσταλλοι πυροξένων γενικά παρουσιάζουν χημική ομοιογένεια. Αυτό διαπιστώθηκε από αναλύσεις που έγιναν σε διάφορα σημεία του ίδιου κρυστάλλου. Οι κρύσταλλοι που επελέγησαν για μικροανάλυση δεν είχαν επηρεασθεί από σερπεντινίωση.

Η στοιχειομετρία τους υπολογίσθηκε με βάση 6 άτομα (O) οξυγόνου και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο X, Y, Z_2O_6 όπου η οκταεδρική θέση X καταλαμβάνεται από Ca, Na, Mn, Fe^{2+} και Mg, η Y από Mn, Fe^{2+} , Mg, Cr, Al και Ti. Τέλος η τετραεδρική Z από Si και Al Η περιεκτικότητα σε Fe^{3+} υπολογίσθηκε με τη μέθοδο PARIKE, et al (1974).

Ο χημισμός των κρυστάλλων προβλήθηκε στο διάγραμμα ταξινόμησης του MORIMOTO et al (1988) (Σχ 48). Οι μεν ορθοπυρόξενοι προβάλλονται στο πεδίο του ενστατίτη μέχρι το όριο του με τον πιζονίτη, οι δε κλινοπυρόξενοι προβάλλονται στο πεδίο του αυγίτη και μάλιστα κοντά στο όριο του με το διοψίδιο, εκτός από λίγους κρυστάλλους που προβάλλονται στο πεδίο του κλινοενστατίτη. Η ύπαρξη κλινοενστατίτη ελέγχθηκε με σειρά από επαναλήψεις μικροαναλύσεων λόγω της σπανιότητας του ορυκτού αυτού. Ο χημισμός και ιδιαίτερα η περιεκτικότητα των κλινοπυρόξενων σε Ca, Mg και Fe επηρεάζεται έντονα από το ρυθμό ψύξης, ενώ δεν επηρεάζεται από το ρυθμό ψύξης η συμμετοχή Cr, Al και Ti.

Οι ορθοπυρόξενοι συχνά παρουσιάζουν απόμειξη και δίδουν ταινίες αυγίτη λόγω πτώσεως της θερμοκρασίας. Παρατηρούμε επίσης ότι οι σιδηρομαγνησιούχοι (φτωχοί σε Ca πυρόξενοι) προβάλλονται κοντά στο σημείο που έχουμε μετατροπή από υπερσθενή σε πιζονίτη.



Σχήμα 48. Προβολή πυροξένων στο διάγραμμα Wo - En - Fs κατά MORIMOTO, et al, (1988)

Πίνακας 6 Μικροανάλυσεις ορθοπυροξένων από τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου

Αρ. δείγμ.	82-23	83-23	84-23	42-49	43-49	54-49	56-49	57-49
SiO ₂	52,94	53,17	53,98	53,96	53,17	55,86	55,55	54,30
Al ₂ O ₃	4,73	5,14	5,55	3,91	3,70	1,71	2,52	3,15
TiO ₂	0,09	0,23	0,14	0,11	0,10	0,06	0,09	0,10
Fe ₂ O ₃	5,66	4,33						
FeO*	6,78	5,86	6,63	6,87	6,95	7,15	6,78	7,02
MnO	0,13	0,14	0,12	0,19	0,17	0,19	0,16	0,16
MgO	34,35	30,86	33,81	34,10	34,21	35,57	35,28	34,10
CaO	0,46	5,38	1,43	0,63	0,51	0,43	0,51	0,86
Na ₂ O								
Cr ₂ O ₃	0,64	0,74	0,60	0,53	0,55	0,19	0,40	0,51
Ανυδ. αθρ	100,69	101,9	102,7		99,9		101,7	100,5
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίστηκαν με βάση 6 άτομα (O)								
Si	1,818	1,822	1,820	1,854	1,842	1,898	1,866	1,871
Al ^{IV}	0,182	0,178	0,180	0,146	0,151	0,068	0,101	0,128
Συν (Z)	2,000	2,000	2,000	2,000	1,993	1,966	1,987	1,999
Al ^{VI}	0,010	0,030	0,040	0,012				
Ti	0,002	0,006	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Fe ⁺²	0,146	0,112	0,113	0,109	0,142	0,122	0,108	1,129
Mn	0,004	0,004	0,003	0,006	0,005	0,006	0,005	0,047
Mg	1,758	1,576	1,699	1,746	1,766	1,802	1,786	1,751
Ca	0,017	0,198	0,052	0,023	0,019	0,018	0,019	0,032
Na								
Cr	0,02	0,02	0,016	0,014	0,015	0,005	0,01	0,014
En%	82,50	75,9	75,46	77,69	78,00	81,54	78,43	83,39
Wo%	0	5,98	5,58	5,59	5,55	5,69	5,66	0
CaFeTs%	6,70	6,27	5,72	5,58	6,93	5,76	5,34	5,87
CaTs%	8,71	9,32	9,48	6,79	6,44	2,96	4,34	5,84
Fs%				4,17	2,84	3,91	4,02	4,64

Πίνακας 7 Μικροανάλυσεις κλινοπυροξένων από τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου

Αρ. δείγμ.	39-31	46-31	47-31	51-31	52-31	54-31	58-31	73-31
SiO ₂	52,52	52,92	52,42	52,31	53,45	52,50	51,54	53,73
Al ₂ O ₃	2,17	1,73	2,08	1,35	2,41	2,19	2,44	2,18
TiO ₂	0,13	0,03	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	
FeO*	2,34	2,27	2,19	2,30	2,31	2,24	2,32	2,08
MnO	0,07	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07
MgO	17,71	18,35	18,05	17,98	18,14	17,94	17,79	17,92
CaO	24,17	24,09	24,26	23,92	23,95	24,23	23,56	24,78
Na ₂ O	0,09	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,14
Cr ₂ O ₃	0,73	0,51	0,76	0,83	0,98	0,82	0,96	0,72
Ανυδ. αθρ	100,17	100,4	100,01	100,2	101,7	100,46	99,18	101,8
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίστηκαν με βάση 6 άτομα (O)								
Si	1,907	1,913	1,902	1,896	1,909	1,899	1,889	1,917
Al ^{IV}	0,093	0,074	0,089	0,100	0,101	0,093	0,105	0,083
Συν (Z)	2,000	1,987	1,991	1,996	2,000	1,992	1,994	2,000
Al ^{VI}					0,011			0,008
Ti	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	
Fe ⁺³	0,067	0,088	0,079	0,085	0,054	0,085	0,092	0,059
Fe ⁺²	0,004	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,002
Mn	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
Mg	0,958	0,989	0,976	0,971	0,966	0,968	0,972	0,953
Ca	0,940	0,934	0,943	0,929	0,917	0,934	0,925	0,947
Na	0,006	0,008	0,007	0,001	0,008	0,008	0,008	0,009
Cr	0,021	0,015	0,022	0,024	0,028	0,024	0,028	0,050
En%	46,88	48,54	47,68	48,41	46,69	47,28	47,38	46,13
Wo%	43,67	43,26	43,15	43,50	42,30	43,20	42,13	44,75
CaFeTs%	4,29	5,02	5,66	5,41	3,75	5,29	5,84	1,59
CaTs%	3,88	3,16	3,77	2,29	2,24	4,08	4,61	2,58

Συνέχεια πίνακα 7. Μικροαναλύσεις κλινοπιροξένων από τα υπερβασικά της Λέσβου

Αρ. δείγμ.	45-49	46-49	47-49	48-49	49-49	50-49	51-49	79-23
SiO ₂	50,27	50,97	51,05	50,07	51,40	49,90	51,15	51,39
Al ₂ O ₃	4,28	3,57	3,28	4,35	3,29	4,54	3,46	3,91
TiO ₂	0,29	0,26	0,30	0,32	0,28	0,35	0,27	0,44
FeO*	3,90	2,59	2,58	2,76	2,52	2,68	2,71	2,18
MnO	0,29	0,26	0,30	0,32	0,28	0,05	0,09	0,44
MgO	20,17	16,78	16,80	16,60	16,79	16,33	17,11	17,14
CaO	16,58	23,84	23,71	23,73	23,94	23,45	23,33	24,38
Na ₂ O	0,18	0,17	0,21	0,31	0,20	0,24	0,21	0,25
Cr ₂ O ₃	0,79	0,64	0,69	0,92	0,74	0,90	0,66	0,58
Ανυδ. αβρ	99,22	99,56	98,35	99,64	99,71	98,75	99,27	101,1
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίσθηκαν με βάση 6 άτομα (O)								
Si	1,899	1,865	1,855	1,832	1,879	1,842	1,875	1,850
Al ^{IV}	0,171	0,135	0,144	0,168	0,121	0,158	0,125	0,150
Συν. (Z)	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,013	0,027	0,02	0,02	0,021	0,039	0,024	0,017
Ti	0,008	0,007	0,008	0,009	0,008	0,008	0,007	0,012
Fe ⁺³	0,128	0,082	0,121	0,128	0,073	0,086	0,080	0,105
Fe ⁺²					0,004		0,003	
Mn	0,009	0,008	0,009	0,01	0,009	0,002	0,003	0,013
Mg	1,094	0,915	0,928	0,905	0,915	0,898	0,935	0,920
Ca	0,724	0,935	0,942	0,930	0,938	0,927	0,916	0,941
Na	0,013	0,012	0,015	0,02	0,014	0,017	0,015	0,017
Cr	0,023	0,018	0,02	0,021	0,022	0,026	0,019	0,016
En%	52,55	44,18	45,08	43,59	44,4	43,09	45,30	44,51
Wo%	30,80	42,33	41,90	40,77	42,84	41,31	41,66	41,99
CaFeTs%	7,23	4,88	6,85	7,19	4,60	5,40	4,77	5,90
CaTs%	7,44	6,53	5,41	7,13	5,44	7,72	5,80	6,03

Συνέχεια πίνακα 7.

Αρ. δείγμ.	80-23	87-23	89-23	90-23	5-23	6-23	8-23
SiO ₂	51,34	50,79	55,31	55,10	55,28	55,42	54,50
Al ₂ O ₃	4,10	1,37	3,14	3,04	3,32	3,45	3,75
TiO ₂	0,36	0,06	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10
FeO*	2,35	8,66	7,02	7,09	6,80	6,78	6,53
MnO	0,36	0,22	0,16	0,16	0,12	0,17	0,16
MgO	17,01	39,00	35,08	35,18	34,69	34,57	33,27
CaO	24,22	0,35	0,56	0,48	0,56	0,07	1,25
Na ₂ O	0,31						
Cr ₂ O ₃	0,61	0,16	0,32	0,24	0,31	0,35	0,40
Ανυδ. αβρ	101,06	102,17	102,14	101,88	101,53	101,14	99,049
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίσθηκαν με βάση 6 άτομα (O)							
Si	1,849	1,718	1,872	1,869	1,881	1,891	1,901
Al ^{IV}	0,151	0,055	0,125	0,121	0,119	0,109	0,099
Συν. (Z)	2,000	1,873	1,997	1,990	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,023				0,014	0,030	0,055
Ti	0,01	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe ⁺³	0,108	0,241	0,113	0,125	0,088	0,06	0,024
Fe ⁺²			0,085	0,076	0,105	0,134	0,167
Mn	0,011	0,001	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005
Mg	0,913	1,966	1,770	1,779	1,759	1,759	1,729
Ca	0,935	0,013	0,020	0,017	0,021	0,003	0,009
Na	0,022						
Cr	0,017	0,004	0,009	0,006	0,008	0,009	0,011
En%	44,12	86,60	84,0	84,20	83,87	83,53	82,76
Wo%	41,64	0	0	0	0	0	0
CaFeTs%	6,08	11,1	5,78	6,21	4,60	3,29	1,64
CaTs%	6,42	2,27	5,68	5,51	6,08	6,35	7,12

V. 4.3.3. Αμφίβολοι.

Από την ομάδα των αμφιβόλων που απαντούν στους χαρτζβουργίτες του κατώτερου υπερβασικού σώματος της περιοχής Αμπελικού - Κώμης αναλύθηκαν 5 αντιπροσωπευτικοί κρύσταλλοι. Με βάση τη χημεία τους διακρίνουμε δύο τύπους αμφιβόλων (Πίνακας 8). Οι κρύσταλλοι κάθε τύπου παρουσιάζουν χημική ομοιογένεια στο κέντρο και στην περιφέρεια

Η στοιχειομετρική τους κατανομή υπολογίστηκε με βάση 23 άτομα (O) οξυγόνου και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο $A_{0-1}X_2\Psi_5Z_8O_{22}(OH)_2$ (LEAKE, 1978). Η X και A είναι οι μεγαλύτερες πολυεδρικές θέσεις οι οποίες δέχονται Ca, Na, K. Η θέση Y όπου σε οκταεδρική συνταξη φιλοξενούνται Al, Ti, Cr, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn. Z είναι η τετραεδρική θέση όπου συμμετέχουν Si και Al.

Η περιεκτικότητα σε Fe^{3+} υπολογίστηκε με τη μέθοδο PAPIKE et al., (1974) κατά την οποία ισχύει η σχέση

$$(Na, K)^A + Al^M + Fe^{3+(M)} + 2Ti^{4+(M)} = Al^{IV} + Na^{M4}$$

Για την ταξινόμηση των αμφιβόλων προβάλλονται σε ατομικές αναλογίες το $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ έναντι του Si (Σχήμα 49) (LEAKE, 1978; ROCK & LEAKE, 1984).

Από τις προβολές διαπιστώσαμε ότι έχουμε τρεμολίτη, κεροσιλίτη (μαγνησιούχο, εδενική, χαστιγκσιτική) και εδενίτη. Πρόκειται κυρίως για συνεχή κεροσιλίτική σειρά. Παρατηρείται απουσία ή ελάχιστη συμμετοχή K σε όλους τους αμφιβόλους των υπερβασικών. Στους τρεις από τις πέντε αντιπροσωπευτικούς αμφιβόλους που παρουσιάζουμε στον πίνακα παρατηρούμε ότι το Al_2O_3 είναι πολύ χαμηλότερο του 10%. Αυτό θεωρείται το ανώτερο όριο για τις μεταμορφικές αμφιβόλους (HUTCHISON, 1978; LIOU & ERNST, 1979; STERN & ELTHON, 1979). Το χαμηλό ποσοστό στο Al_2O_3 θα μπορούσε να αποδωθεί σε χαμηλές πιέσεις (EVARTS & SCHIFFMAN, 1983).

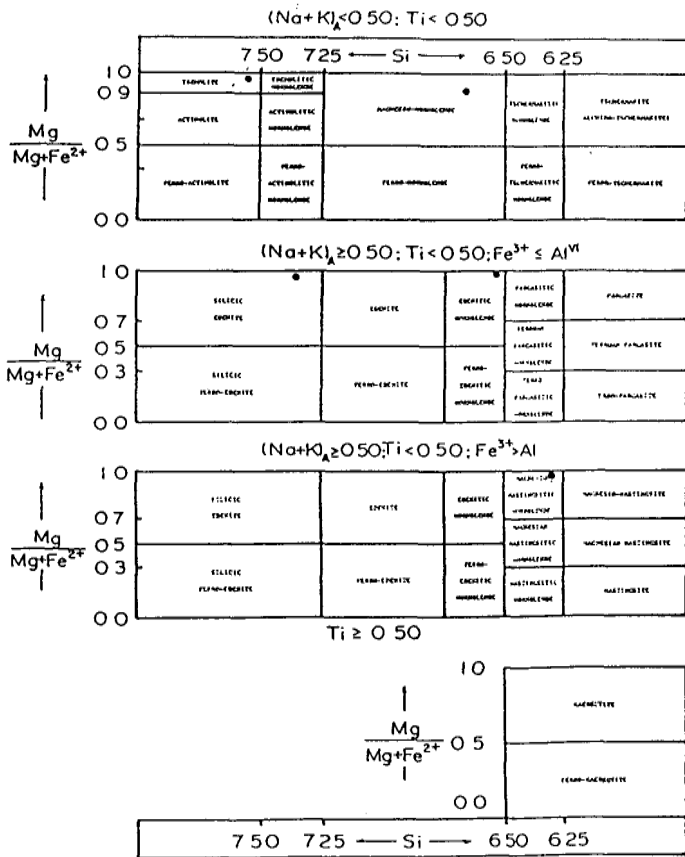
Κατά τον BROWN (1977) το ποσοστό συμμετοχής του Na στη θέση B ή M_4 στον κρύσταλλο υποδηλώνει το βαθμό πίεσης που ασκήθηκε κατά τις μεταμορφικές διαδικασίες.

Δύο από τους πέντε αμφιβόλους που αναλύθηκαν δείχνουν υψηλό ποσοστό Ti έναντι των άλλων. Πιθανή ένδειξη ότι σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες υψηλότερες καθόσον το Ti θεωρείται στοιχείο του οποίου η περιεκτικότητα στους αμφιβόλους επηρεάζεται από τη θερμοκρασία (KUNUYOSHI & LIOU, 1976).

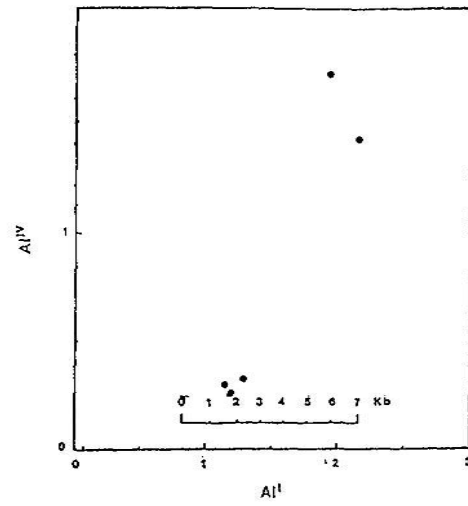
Ο προσδιορισμός της πίεσης σχηματισμού των αμφιβόλων έγινε με βάση την περιεκτικότητα σε Al (HAMMARSTROM & ZENN, 1986). Οι ερευνητές διέκριναν τη γραμμική συσχέτιση του Al^{IV} ως προς Al^I και μάλιστα για διάστημα $0,5 < Al^I < 2,6$. Η PE-PIPER, (1988) διόρθωσε την ευθεία αναφορά των πιέσεων (Σχ. 50). Στο διορθωμένο σχήμα διακρίνουμε ότι οι δύο αμφίβολοι που περιέχουν περισσότερο Ti προβάλλονται στην περιοχή σχετικά υψηλών πιέσεων (περίπου 5,5 - 6,5 Kbar), ενώ οι άλλοι τρεις αμφίβολοι που έχουν χαμηλό ποσοστό Ti προβάλλονται στο διάστημα χαμηλότερων πιέσεων της τάξης του 1,5 - 2,5 Kbar. Οι δύο τύποι αμφιβόλων σχηματίστηκαν προφανώς σε διαφορετικές συνθήκες P, T στις οποίες βρέθηκε το πέτρωμα που τους φιλοξενεί κατά την άνοδό του από τον μανδύα προς την επιφάνεια της Γής

Πίνακας 8. Μικροαναλύσεις αμφιβόλων από τα υπερβασικά της Λέσβου

Αριθμ δείγματος	72-49	73-49	57-49	62-49	63-49
SiO ₂	44,08	42,59	55,04	55,45	43,39
Al ₂ O ₃	11,76	11,38	1,79	1,61	1,81
TiO ₂	1,23	0,93	0,07	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃					
FeO	4,01	1,41	2,40	2,87	5,19
MgO	18,38	14,25	24,38	23,52	35,45
MnO	0,04	0,104	0,08	0,05	0,69
CaO	11,62	9,52	9,77	11,85	3,22
Na ₂ O	2,91	2,35	3,92	2,97	0,16
K ₂ O			0,04	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	1,50	1,41	0,26	0,18	0,14
Ανυδ. αθρ	95,5	86,8	97,7	98,6	89,5
	Οι ατομικές αναλογίες υπολογίστηκαν με βάση 23 άτομα οξυγόνου (O)				
Si	6,32	6,69	7,57	7,58	6,51
Al ^{IV}	1,68	1,31	0,29	0,26	0,32
Συν. (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	7,51
Al ^M	0,31	0,80	0,8	0,8	0,8
Ti	0,13	0,11	0,01	0,01	0,01
Fe ⁺³	0,48	0,23	0,26	0,27	0,65
Mg	3,93	3,33	5,00	4,8	7,93
Fe ⁺²	0,00	0,35	0,01	0,05	0,00
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Συν. (C)	5,02	5,000	5,18	5,000	7,94
Ca	1,79	1,60	1,44	1,74	0,52
Na _B	0,21	0,40	0,56	0,26	0,05
Συν. (B ή M ₄)	2,00	2,00	2,00	2,00	0,57
Na _A	0,6	0,32	0,48	0,53	0,53
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Συν. (A)	0,60	0,32	0,49	0,54	
Cr	0,18	0,17	0,03	0,02	0,02
Συν. (ABCT)	15,62	15,32	15,67	15,54	16,02
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1,000	0,905	0,998	0,99	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^M)0.93	0,608	0,223	0,245	0,252	
	Mg-Χασπιγοπ - Κεροσιλιβικός	Mg-κεροσιλίβη	Mg-Ca- τρεμολίτη	Si-Εδενίτης	Ca-Mg Κουμγκτονίτης



Σχήμα 49. Ονοματολογία αμφιβόλων κατά LEAKE, (1978)



Σχήμα 50. Προβολή του ολικού Al ως προς Al^{IV} των μαγματικών αμφιβόλων στο γεωβαρομετρικό διάγραμμα κατά HAMMARSTON & ZEN (1986), με βελτιώσεις από PE-PIPER (1988)

V. 4.3.4. Χλωρίτης.

Ο χλωρίτης που αναγνωρίστηκε σε δείγματα χαρτζβουργιτικών σωματιών των υπερβασικών μαζών της Λέσβου, απαντά σε δύο διαφορετικές περιπτώσεις. Στη μία περίπτωση είναι συνδεδεμένος με πέτρωμα έντονα σερπεντινωμένο, ενώ στη δεύτερη απαντά σε σχετικά υγιείς περιδοτίτες. Οι δύο τύποι χλωριτών έχουν διαφορετική χημική σύσταση και η βασική διαφορά τους εντοπίζεται στην περιεκτικότητά τους σε Mg και Fe (Πίνακας 9).

Σύμφωνα με τους TROMMSDORFF and EVANS, (1969) ο χλωρίτης στα υπερβασικά πετρώματα είναι σταθερός σε συνθήκες από πολύ χαμηλού βαθμού έως υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης. Εάν συνδιάσουμε τη χημεία με τον τεκτονισμό και τη μεταμόρφωση μπορούμε να πούμε ότι η υψηλή περιεκτικότητα σε Mg συνδιάζεται με υψηλές θερμοκρασίες, ενώ η χαμηλή περιεκτικότητα σε Mg με χαμηλές θερμοκρασίες και σε αυτό συνηγορεί και η σερπεντινίωση που συνυπάρχει στο αντίστοιχο πέτρωμα.

Από την ορυκτολογική ομάδα των χλωριτών των πετρωμάτων αυτών αναλύθηκαν συνολικά 6 αντιπροσωπευτικοί κρύσταλλοι. Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 28 άτομα οξυγόνου με την παραδοχή ότι όλος ο Fe είναι διοσθενής.

Ο γενικός χημικός τύπος είναι $(Mg, Al, Fe)_{12}(Si, Al)_8O_{20}(OH)_{16}$.

Στο διάγραμμα ταξινόμησης του HEY (1954) παρατηρούμε ότι ο λόγος $Fe^{II}/(Fe^{II} + Mg)$ έχει μικρές διακυμάνσεις όπως και η μεταβολή του Si. Έτσι οι χλωρίτες κατατάσσονται μεταξύ κλινοχλωρου και πυκνοχλωρίτη (Σχήμα 52).

Οι λόγοι $Fe^{II}/(Fe^{II} + Mg)$, Al/Si και Fe^{II}/Mg στους χλωρίτες μειώνονται με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης (ERNST et al, 1974; COOPER, 1972; MIYASHIRO, 1973; KAWASHI, 1975; KUNIYOSHI & LIOU, 1976; STERN & ELTHON, 1979; LIOU et al, 1981).

Το άθροισμα των κατιόντων της οκταεδρικής θέσης είναι μεγαλύτερο του 10. Αυτό είναι αποτέλεσμα της τριοκταεδρικής φύσης των αναλυμένων χλωριτών (NEWMANN & BROWN, 1987).

Στους χλωρίτες των υπερβασικών της Λέσβου η συμμετοχή του Al^{IV} είναι σχεδόν ανάλογη με τη συμμετοχή του Al^M . (Σχήμα 53). Ο FOSTER, (1962) υποστηρίζει ότι η συμμετοχή του Al^{IV} στους χλωρίτες είναι σε σαφώς μεγαλύτερη αναλογία από το Al^M που πιθανόν να οφείλεται στη συμμετοχή του Fe^{3+} στις οκταεδρικές θέσεις των ορυκτών.

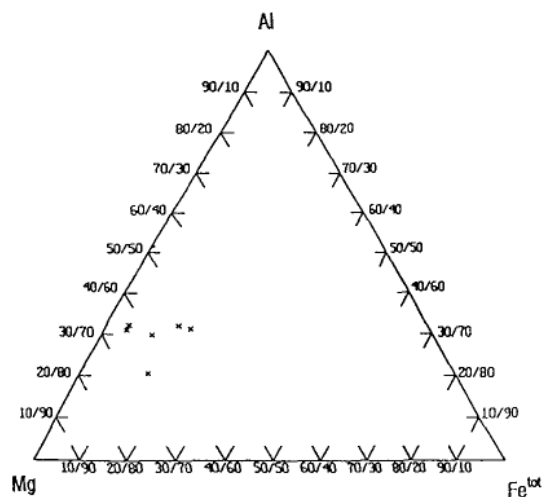
Στο τριγωνικό διάγραμμα Fe^{tot} , Mg, Al έχουν προβληθεί τα στοιχεία από τους χλωρίτες και τα σημεία πέφτουν σε γειτονικές περιοχές που είναι του κλινοχλωρίτη και του πυκνοχλωρίτη (Σχήμα 51).

Σε οπτική παρατήρηση με μόνο τον πολωτή ο πυκνοχλωρίτης δίδει ασθενή πλεοχρωισμό με χρώματα πρασινίζοντα και έχει κρυστάλλους ριπιδοειδούς μορφής. Στα διασταυρωμένα Nicols παρουσιάζει χαμηλά χρώματα πρώτης τάξης καστανό - καστανοϊώδες και ο οπτικός χαρακτήρας του είναι αρνητικός

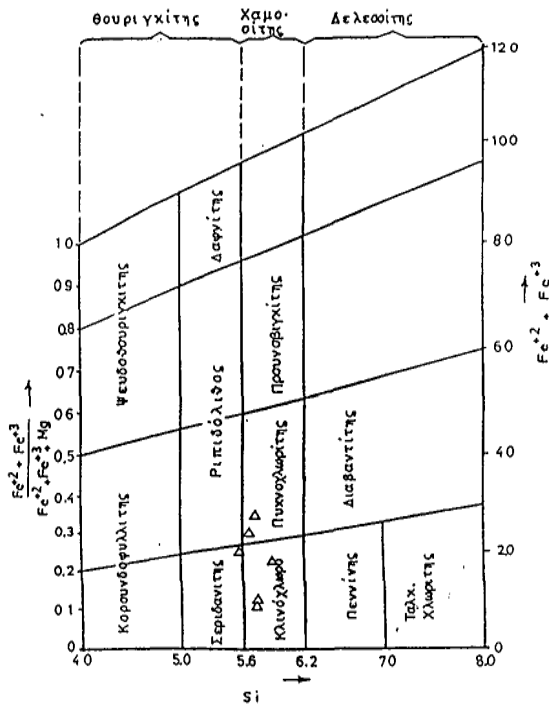
Πίνακας 9. Μικροαναλύσεις χλωριτών από τα υπερβασικά της Λέσβου.

Αρ. δείγμ.	81-23	86-23	59-49	60-49	61-49	71-49
SiO ₂	30,96	29,96	28,63	28,42	30,30	28,69
Al ₂ O ₃	20,11	21,03	19,90	21,17	18,67	19,17
FeO*	4,45	4,31	13,04	10,90	9,37	15,33
MnO	0,03	0,04	0,11	0,18	0,08	0,13
MgO	32,81	32,52	26,04	27,86	29,43	24,82
CaO			0,07		0,11	0,04
Na ₂ O					0,03	
K ₂ O			0,04	0,05	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,06	0,12	1,17	0,10		0,03
Ανυδ. αθρ.	88,4	88,0	89,8	88,6	88,8	88,2
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίσθηκαν με βάση 28 άτομα οξυγόνου (O)						
Si	5,77	5,62	5,58	5,48	5,83	5,68
Al ^{IV}	2,23	2,38	2,42	2,52	2,17	2,32
Συν (Z)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,19	2,27	2,15	2,29	2,06	2,16
Fe ⁺³						
Fe ⁺²	0,69	0,68	2,13	1,76	1,51	2,55
Mn	0,005	0,006	0,02	0,03	0,01	0,02
Mg	9,12	9,09	7,56	8,01	8,44	7,33
Ca			0,02		0,02	0,00
Na					0,01	
K			0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,008	0,02	0,18	0,02		0,01

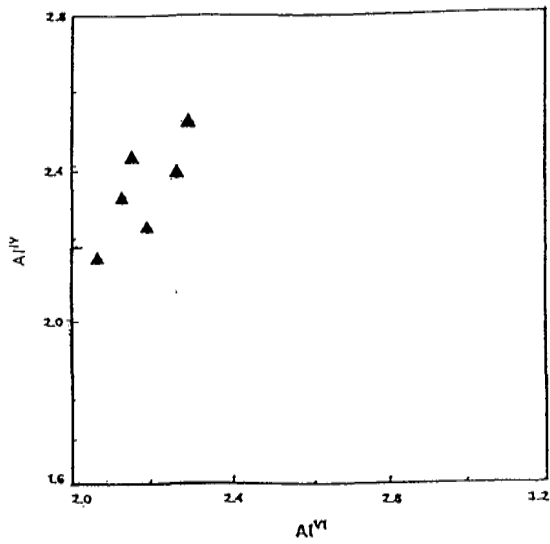
* Ο συνολικός σίδηρος υπολογίσθηκε ως FeO.



Σχήμα 51. Προβολή της συστάσεως των χλωριτών σε διάγραμμα Fe^{tot}, Mg, Al



Σχήμα 52. Διάγραμμα ταξινόμησης των χλωριτών κατά HEY, (1954)



Σχήμα 53. Προβολή της συστάσεως των χλωριτών σε Al^{IV} προς Al^{VI} κατά FOSTER (1962)

V. 4.3.5. Σπινέλιοι - Διάκριση γεωτεκτονικού περιβάλλοντος με βάση τη χημική σύσταση των σπινελίων.

Οι σπινέλιοι εντοπίστηκαν στο κατώτερο χαρτζβουργιτικό κατά κανόνα σώμα των υπερβασικών μαζών της Λέσβου, σαν διάσπαρτοι κρύσταλλοι και μικροσυγκεντρώσεις. Από αυτούς αναλύθηκαν επτά αντιπροσωπευτικοί κρύσταλλοι (Πίνακας 10). Οι ατομικές αναλογίες τους υπολογίστηκαν με βάση 4 οξυγόνα και ο γενικός χημικός τους τύπος είναι ROR'_2O_3 , όπου R είναι τα δισθενή κατιόντα, Mg, Fe^{+2} , κλπ. και R' τα τρισθενή κατιόντα. Η σχέση των Fe^{2+} και Fe^{3+} υπολογίζεται μέσα στον τύπο των σπινελίων από την αναλογία $RO/R'_2O_3 = 1$. Οι τιμές Fe^{3+} που υπολογίστηκαν είναι μέσα στα πλαίσια των σπινελίων των αλπικού τύπου περιδοσιτών IRVINE (1967).

Στο διάγραμμα $Cr/(Cr+Al)$ ως προς $Mg/(Mg+Fe)$ του σχήματος 55B οι Cr-σπινέλιοι της Λέσβου (τρίγωνα) προβάλλονται στο κάτω μέρος του διαγράμματος, δηλαδή στην περιοχή που προβάλλονται οι πλούσιοι σε Al σπινέλιοι. Στο κέντρο του πεδίου αντιστοιχεί τιμή του λόγου $Cr/(Cr+Al) = 0.4$

Για σύγκριση των Cr-σπινελίων της Λέσβου με τους Cr-σπινέλιους που απαντούν σε γνωστά σημερινά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα σημειώνονται τα πεδία προβολής των τελευταίων μέσα στο ίδιο διάγραμμα 55A. Τα στοιχεία για τον καθορισμό των πεδίων αυτών προέρχονται από τους DICK & BRYAN (1979), DICK & BULLEN (1984) και CAMERON et al. (1979). Οι Cr-σπινέλιοι που απαντούν σε πετρώματα τύπου MORB από την μεσοκεάνια ράχη του Ατλαντικού προβάλλονται στο κάτω μέρος του διαγράμματος 55B, όπου το πεδίο τους σημειώνεται με συνεχή γραμμή. Στο ίδιο πεδίο προβάλλονται και οι προερχόμενοι από οπισθοτόξιες λεκάνες (BAB). Στο κέντρο του πεδίου προβολής τους αντιστοιχεί τιμή 0.45 του λόγου $Cr/(Cr+Al)$. Αντίθετα, οι Cr-σπινέλιοι που προέρχονται από γεωτεκτονικό περιβάλλον νησιωτικού τόξου (Island Arc) προβάλλονται στο επάνω μέρος του διαγράμματος όπου το πεδίο τους σημειώνεται με διακεκομμένη γραμμή. Στο κέντρο του πεδίου προβολής τους αντιστοιχεί τιμή 0.8 του λόγου $Cr/Cr+Al$. Επίσης με στικτή γραμμή σημειώνεται το πεδίο προβολής Cr-σπινελίων με χαρακτηριστικά νησιωτικού τόξου (island arc) από γνωστές οφιολιθικές μάζες της Ελλάδας και Κύπρου (DIETRICH et al., 1987 & CAMERON, W. E., 1985).

Παρατηρούμε ότι το πεδίο προβολής των Cr-σπινελίων της Λέσβου συμπίπτει με το πεδίο των Cr-σπινελίων από σημερινές μεσοκεάνιες ράχες και οπισθοτόξιες λεκάνες

Σε περιβάλλον μεσοκεάνιων ράχων (MORB) και οπισθοτόξιων λεκανών (BAB), μερική τήξη σπινελιούχου λερζόλιθου ή ελαφρώς εκχυμωμένου λερζόλιθου παράγει τήγμα το οποίο είναι σχετικά πλούσιο σε Al και αφήνει πίσω του ένα υπολειμματικό δύστηκτο χαρτζβουργιτικό ανώτερο μανδύα. Το τήγμα σχηματίζει σωρευτικά πετρώματα (πχ δουνίτες) με Cr-σπινέλιους σχετικά πλούσιους σε Al και πτωχούς σε Cr (GREEN et al., 1967; DICK and BULLEN, 1984).

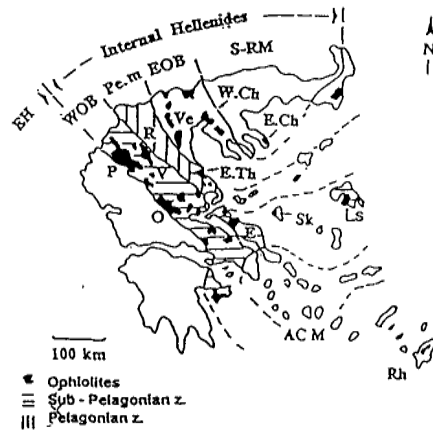
Σε περιβάλλον νησιωτικού τόξου (island-arc), η μερική τήξη πιθανόν ξεκινάει με εκχυμωμένο λερζόλιθο ή χαρτζβουργίτη και παράγεται μπονιτιτικό τήγμα φτωχό σε Al και Ca. Σωρευτικά πετρώματα (δουνίτες) με Cr-πλούσιους σπινέλιους και φοροστεριτικό ολιβίνη μπορούν να κρυσταλλωθούν από τέτοιο τήγμα (MENZIES and ALLEN, 1974; DICK, 1974, 1982; DICK & BULLEN, 1984)

Πίνακας 10. Μικροαναλύσεις σπινελίων από τα υπερβασικά της Ν Λέσβου.

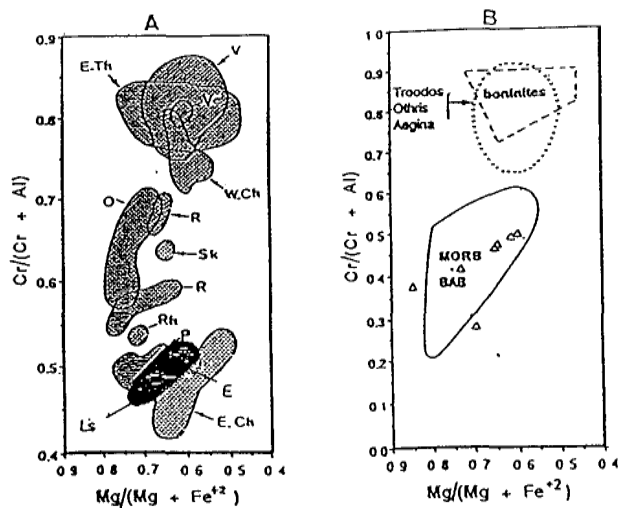
Αρ δείγματος	49-52	49-53	31-42	31-43	31-48	31-49	49-58
SiO ₂	0,01	0,02	0,02				
FeO*	17,10	15,62	19,02	19,21	18,68	18,38	15,42
Al ₂ O ₃	43,42	47,86	28,31	28,03	29,20	30,34	47,92
MgO	16,88	18,20	13,96	13,80	14,15	14,46	18,29
Cr ₂ O ₃	22,47	18,18	38,09	38,30	37,22	36,13	18,12
Σύνολο	99,88	99,88	98,40	98,34	99,25	99,21	98,75
Οι ατομικές αναλογίες υπολογίσθηκαν με βάση 4 άτομα οξυγόνου (O)							
Si							
Fe	0,400	0,357	0,482	0,488	0,472	0,461	0,352
Al	1,433	1,542	1,011	1,004	1,039	1,072	1,544
Mg	0,704	0,721	0,638	0,625	0,637	0,646	0,745
Cr	0,497	0,393	0,913	0,920	0,888	0,856	0,391
Fe ⁺²	0,296	0,279	0,362	0,375	0,363	0,354	0,255
Fe ⁺³	0,104	0,078	0,120	0,113	0,109	0,107	0,097
Fe ⁺³ /Cr+Al+Fe ³⁺	0,051	0,038	0,058	0,055	0,053	0,052	0,048
Cr/Cr+Al	0,257	0,203	0,474	0,478	0,461	0,442	0,202
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,704	0,721	0,638	0,625	0,637	0,646	0,745
Cr/Cr+Al+Fe ³⁺	0,244	0,195	0,448	0,451	0,436	0,421	0,192

Σύμφωνα με αυτό το γενικό σχήμα, ΑΙ-πλούσιοι χρωμίτες θα πρέπει να απαντούν σε οφιολίθους που σχηματίστηκαν σε τυπικό περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης ή οπισθοτόξιας λεκάνης και Cr-πλούσιοι σπινέλιοι σε ηφαιστειακά και πλουτώνια πετρώματα νησιωτικών τόξων.

Στο αριστερό διάγραμμα (Α) του σχήματος 55 φαίνονται επίσης και τα πεδία προβολής των Cr-σπινελίων από οφιολιθικά πετρώματα άλλων περιοχών της Ελλάδος. Τα στοιχεία για τον καθορισμό των πεδίων του διαγράμματος αυτού προέρχονται από τους ECONOMOU *et al.* (1986), MIGIROS *et al.* (1988), GARTZOS *et al.*, (1990). Οπως φαίνεται από το διάγραμμα αυτό και από το διάγραμμα του σχήματος 54 οι ΑΙ-πλούσιοι σπινέλιοι απαντούν κατά κύριο λόγο στη δυτική οφιολιθική ζώνη, ενώ οι Cr-πλούσιοι στην Ανατολική οφιολιθική ζώνη (DIETRICH, 1979). Κατ' αντιστοιχία και οι οφιολίθοι που τους φιλοξενούν προέρχονται, οι μεν από ωκεανό (MORB) ή οπισθοτόξια λεκάνη (BAB) και οι δε από περιβάλλοντα νησιωτικών τόξων (island arc). Με βάση την χημική σύσταση των χρωμοσπινελίων που απαντούν στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου θα μπορούσαμε να πούμε ότι αυτά συνδέονται με τη δυτική οφιολιθική ζώνη. Βέβαια η διάκριση των ζωνών δεν είναι πλήρης και επομένως η παραπάνω διασύνδεση δεν είναι ανεπίδεκτη κριτικής. Επίσης με βάση όλα τα γεωχημικά δεδομένα θεωρείται ως πιθανότερος παλαιογεωγραφικός χώρος για τη δημιουργία αυτών των πετρωμάτων το περιβάλλον της οπισθοτόξιας λεκάνης ή μεσοωκεάνιας ράχης.



Σχήμα 54. Κατανομή των κυριώτερων οφιολιθικών μαζών της Ελλάδος στην ανατολική (ΕΟΒ) και στη δυτική οφιολιθική ζώνη (W.O.B)



Σχήμα 55. Προβολή των Cr-σπινελίων από διάφορες οφιολιθικές μάζες της Ελλάδας στα διαγράμματα $Cr/(Cr+Al)$ ως προς $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. E.Th: Ανατολική Θεσσαλία, V:Βούρνο, Ve: Βέρμιο, W.Ch: Δυτ Χαλκιδική, O: Οθρυς, R: Ροδιανή, Sk: Σκύρος, Rh: Ρόδος, P: Πίνδος, E: Ευβοία, E.Ch: Αν Χαλκιδική, Ls: Λέσβος

V. 4.4. Εκτίμηση των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες βρέθηκαν τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου

Είναι γνωστό από τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων ότι το μανδουακό τμήμα από το οποίο προέρχονται τα υπερβασικά πετρώματα που μελετάμε είναι στερεό. Κατά τη ροή όμως του μανδύα τα διάφορα μανδουακά τεμάχια που μετακινούνται υφίστανται συνεχείς μεταβολές των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας (λόγω μεταβολών του βάθους και επαφής των ασθενόσφαιρα, λιθόσφαιρα). Στα μέρη ανερχόμενα τεμάχια παρατηρείται μια συνεχής μείωση της πίεσης και θερμοκρασίας, ενώ στα κατερχόμενα αύξηση.

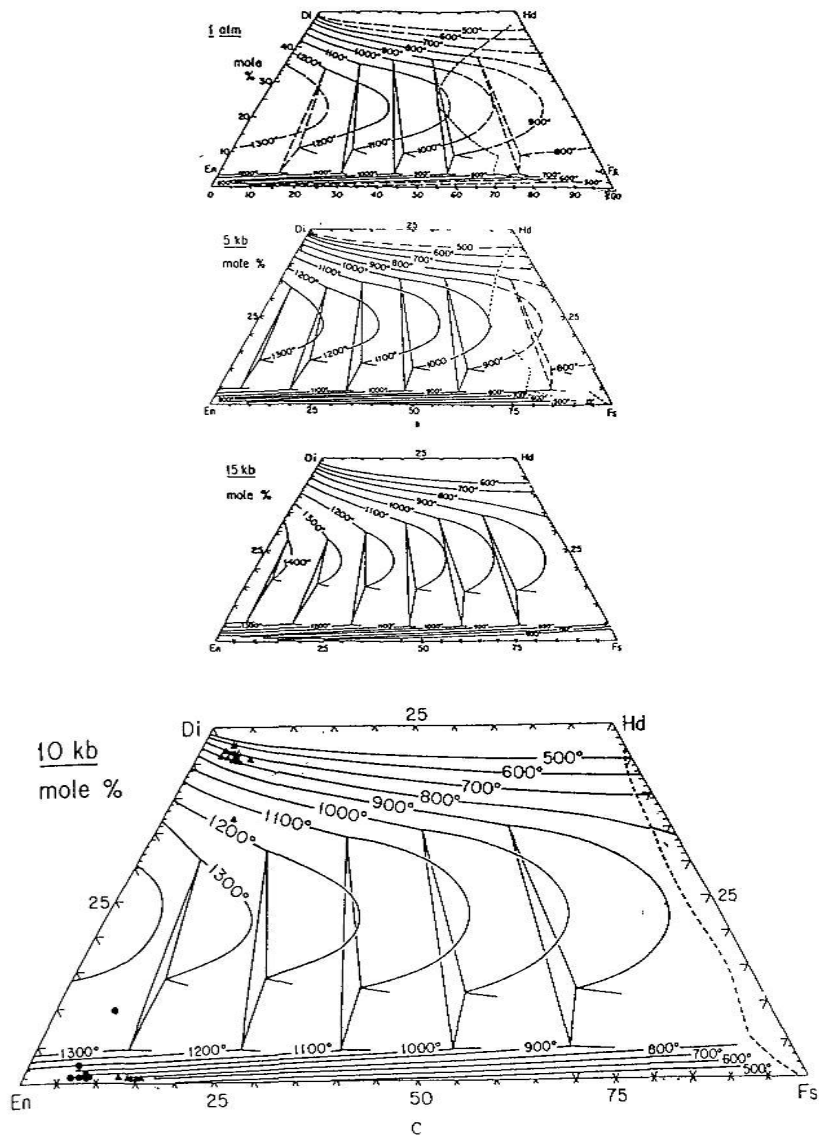
Στις συνθήκες αυτές πίεσης και θερμοκρασίας, εφόσον η κινητική το επιτρέπει, έχουμε ανακατατάξεις των ιόντων μεταξύ των διαφόρων ορυκτών, ώστε να αποκτήσουν εκείνες τις τιμές ισορροπίας που επιτρέπουν οι επικρατούσες συνθήκες κάθε φορά. Οι κρύσταλλοι των πυροξένων βρέθηκαν για τελευταία φορά σε ισορροπία σε κάποιες συνθήκες πίεσεως και θερμοκρασίας στις οποίες δεν είχαμε προβλήματα κινητικής. Στη συνέχεια η περαιτέρω πτώση της θερμοκρασίας και πίεσεως δεν επέφερε άλλες ανακατατάξεις ιόντων στους πυρόξενους.

Μπορούμε επομένως να χρησιμοποιήσουμε διαγράμματα - θερμομέτρα όπως του (LINDSLEY, 1983) που αναλύεται πιο κάτω.

Γεωθερμόμετρο LINDSLEY. Στο γεωθερμόμετρο αυτό ο υπολογισμός της κατώτερης θερμοκρασίας στην οποία βρέθηκαν σε ισορροπία οι πυρόξενοι μπορεί να γίνει με προβολές στο τραπέζιο Di-Hd-Fs-En.

Το γεωθερμόμετρο αυτό μπορεί να λειτουργήσει με ακρίβεια όταν συνυπάρχει ορθο και κλινοπυρόξενος. Οι πυρόξενοι πρέπει να είναι Ca-Mg-Fe-ούχοι και ο $Wo+En+Fs \geq 90\%$. Η επίδραση της πίεσης είναι $\leq 8^\circ\text{C}/\text{kbar}$ κατά μέσο όρο. Οι αναλύσεις και οι ατομικές αναλογίες που χρησιμοποιήθηκαν στο διάγραμμα του σχήματος 56 του γεωθερμομέτρου αυτού προέρχονται από τους πίνακες 6 και 7.

Παρατηρώντας στο σχήμα 56 τα διαγράμματα των τετραπλεύρων με τα σμήνη των ισοθέρμων του LINDSLEY για 1atm, 5, 10, 15 Kbar βλέπουμε ότι η πίεση δεν παίζει σημαντικό ρόλο στη μεταβολή των ισοθέρμων καμπυλών καθώς αυτές δεν διαφοροποιούνται για πιέσεις μικρότερες από 10 kbar (LINDSLEY, 1983), ενώ για μεγαλύτερες πιέσεις (>10 Kbar) η επίδραση της πίεσης είναι σημαντικότερη. Μπορεί να υπολογισθεί λοιπόν η κατώτερη θερμοκρασία σχηματισμού των κλινοπυροξένων με σφάλμα $\pm 50^\circ\text{C}$. Οι αναλύσεις των πυροξένων των πινάκων 6 και 7 έχουν προβληθεί στο τραπέζιο του σχήματος 56 από όπου προκύπτουν κατά μέσο όρο θερμοκρασίες της τάξεως των 800°C



Σχήμα 56. Προβολή της συστάσεως των πυροξένων από τα υπερβασικά της Λέσβου στο τετράπλευρο En - Di - Hd - Fs για πίεση 10Kbar, όπου έχουν σχεδιασθεί και οι ισόθερμες κατά LINDSLEY, (1983)
Με γεμάτο κύκλο προβάλλονται οι ορθοπυρόξενοι. Με τρίγωνο οι κλινοπυρόξενοι.

Γεωθερμόμετρο των Wood & Banno (1973) αναθεωρημένο από Wells (1977)

Στα υπερβασικά μέλη της Λέσβου παρατηρούμε συνύπαρξη ορθοπυροξένων και κλινοπυροξένων. Οι μοριακές αναλογίες τους όπως υπολογίζονται από τις μικροαναλύσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για υπολογισμό της θερμοκρασίας σχηματισμού τους.

Το γεωθερμόμετρο των WOOD & BANNO (1973) όπως αναθεωρήθηκε από τον WELLS (1977) στηρίζεται στην κατανομή των κατιόντων Mg^{++} και Fe^{++} μέσα στο ζεύγος ορθοπυρόξενος - κλινοπυρόξενος (OPX-CPX) η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία

Η σταθερά ισορροπίας κατανομής σιδήρου μαγνησίου στους πυρόξενους είναι:

$$K(1) a_{En}^{CPX} / a_{En}^{OPX}$$

Οι όροι a_{En}^{CPX} και a_{En}^{OPX} καθορίζουν αντίστοιχα τις ενεργότητες του μορίου του En μέσα στον OPX και CPX για ιδανικά διαλύματα, που εκφράζεται όπως ακολουθεί:

$$a_{Mg_2Si_2O_6}^{CPX} = (X_{Mg}^{M_2})_{CPX} (X_{Mg}^{M_1})_{CPX} \quad a_{Mg_2Si_2O_6}^{OPX} = (X_{Mg}^{M_2})_{OPX} (X_{Mg}^{M_1})_{OPX}$$

Τα σύμβολα $X_{Mg}^{M_2}$ και $X_{Mg}^{M_1}$ καθορίζουν το μοριακό κλάσμα του Mg που αντιστοιχεί μέσα στις θέσεις M_2 και M_1 στους πυρόξενους. Η κατανομή των κατιόντων στις διάφορες δομικές θέσεις των πυροξένων πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τη μέθοδο των Wood & Banno (1973).

Πρόσφατες εργασίες αναφέρουν ότι η υπόθεση των ιδανικών διαλυμάτων (OPX - CPX) δεν ισχύει γενικά (HOLLAND et al., 1979; LINDSLEY et al., 1981; DAVIDSON et al., 1982). Όμως στην περιοχή των μαγματικών θερμοκρασιών τα λάθη που δημιουργούνται στους υπολογισμούς με αυτή την υπόθεση έχουν την τάση να αναιρούνται μεταξύ τους

Η συγκέντρωση του δισθενούς σιδήρου Fe^{++} μέσα στους ορθοπυρόξενους εκφράζεται ως $X_{Fe}^{OPX} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$, όπου οι Fe και Mg αντιστοιχούν στις ατομικές αναλογίες Fe και Mg που υπολογίζονται με βάση 6 (O) αντίστοιχα (πίνακας 6, 7 και 12). Ένα μικρό σφάλμα περίπου $10^\circ C$ γίνεται εφόσον όλος ο Fe εκφράζεται με τη μορφή του Fe^{++} . Ο τελικός υπολογισμός της θερμοκρασίας έγινε με τη χρήση της ακόλουθης εξίσωσης (WOOD & BANNO, 1973):

$$T_{(oK)} = -10202 / \ln(K(l)) - 7,65 X_{Fe}^{OPX} + 3,88 (X_{Fe}^{OPX})^2 - 4,6$$

Η θερμοκρασιακή μέθοδος αυτών των συγγραφέων έχει μερικώς αναθεωρηθεί και εκσυγχρονισθεί από νέα πειραματικά δεδομένα στο σύστημα $CaSiO_3 - MgSiO_3 - Al_2O_3$. Ένας πρόσθετος υπολογισμός της θερμοκρασίας πραγματοποιήθηκε εισάγοντας τις ίδιες τιμές ενεργότητας και συγκέντρωσης του Fe και του Mg στην ακόλουθη εξίσωση (WELLS, 1977):

$$T_{(oK)} = 7341 / 3,355 + 2,44 X_{Fe}^{OPX} - \ln k(l)$$

Οι τιμές που υπολογίσθηκαν φαίνονται στον πίνακα 11 και η μέση τιμή τους είναι 954°C κατά τους WOOD & BANNO (1973) και 852C κατά WELLS, (1977).

Πίνακας 11. Θερμοκρασίες σχηματισμού των πυρόξενων των υπερβασικών πετρωμάτων της Λέσβου, όπως προσδιορίσθηκαν από τα γεωθερμόμετρα των Wood & Banno (1973) και Wells, (1977)

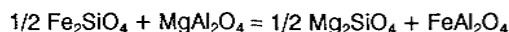
	Ζεύγος		Τ°C κατά Wood & Banno	Τ°C κατά Wells
	OPX	CPX		
ΔΕΙΓΜΑ 23	23-82	23-79	919	803
	23-83	23-89	1062	960
	23-84	23-80	930	897
ΔΕΙΓΜΑ 49	49-43	49-46	954	844
	49-42	49-47	958	847
	49-56	49-49	925	807
	49-54	49-48	925	809
	49-67	49-50	961	853
ΜΕΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ			954,25	852,5

Πίνακας 12. Κλινοπυρόξενοι από σπινελιούχους περιδοτίτες. Οι αναλογίες των μελών είναι υπολογισμένες σύμφωνα με το πρόγραμμα ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗ (1986) σε ποσοστά επί τοις εκατό (%)

	49-45	49-46	49-47	49-48	49-49	49-50	49-51	23-79	23-80	23-89	23-90	23-5	23-6	23-8
Ιοδείτης	1,22	1,17	1,45	2,11	1,38	1,65	1,45	1,69	2,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ακμίτης	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca-Fe-Τσερμακίτης	7,23	4,90	5,00	7,46	4,60	5,40	4,77	5,90	6,08	5,78	6,21	4,60	3,36	3,44
Ca-Ti-Τσερμακίτης	0,76	0,69	0,81	0,85	0,75	0,93	0,72	1,15	0,94	0,27	0,24	0,27	0,24	0,25
Ca-Al-Τσερμακίτης	7,44	6,18	5,37	7,12	5,44	7,72	5,80	6,03	6,42	5,68	5,51	6,08	6,34	7,10
Βολαστονίτης	30,80	42,49	42,42	40,58	42,84	41,31	41,66	41,97	41,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38
Ενοσταίτης	52,55	44,34	44,68	43,53	44,40	43,09	45,30	44,53	44,12	84,00	84,20	83,87	83,48	82,44
Φερροσίτης		0,23	0,27		0,60		0,30			4,26	3,83	5,18	6,57	6,38

Γεωθερμόμετρο ολιβίνη - σπινέλιου.

Η κατανομή του σιδήρου και του μαγνησίου μέσα στον ολιβίνη και σπινέλιο μπορεί να περιγραφεί με τη γενική αντίδραση:



Ως Kd ορίζεται ο συντελεστής κατανομής:

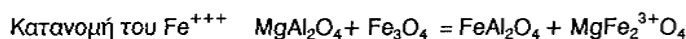
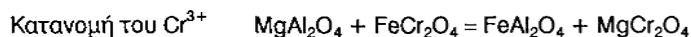
$$Kd = (X_{\text{Fe}^{++}}^{\text{sp}} X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{sp}} X_{\text{Fe}^{++}}^{\text{ol}})$$

$$X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} = \text{Cr} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) \quad \text{του σπινελίου}$$

$$X_{\text{Al}}^{\text{sp}} = \text{Al} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) \quad \gg \quad \gg$$

$$X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}} = \text{Fe}^{3+} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}) \gg \quad \gg$$

Η μεταβολή του συντελεστή αυτού σε σχέση με τη θερμοκρασία μελετήθηκε από τον IRVINE (1965). Δεδομένου ότι η ισορροπία της ανωτέρω αντίδρασης επηρεάζεται σημαντικά από την περιεκτικότητα σε Cr και Fe^{+++} του σπινελίου θα πρέπει να συσχετισθούν με τις δύο αντιδράσεις ισορροπίας που ακολουθούν:



Σε πρόσφατες εργασίες αναφέρονται διάφορα γεωθερμόμετρα που έχουν βαθμονομηθεί με θερμοδυναμικά δεδομένα τα οποία σχετίζονται με τις ανωτέρω αντιδράσεις.

Το κλασικό γεωθερμόμετρο του JACKSON, (1969) θεωρείται πλέον ξεπερασμένο, όμως έγιναν σημαντικές βελτιώσεις από τους ROEDER, et al (1979).

Ο υπολογισμός της θερμοκρασίας των υπερβασικών της Λέσβου κατά τον χρόνο που έγινε η κατανομή του Fe-Mg μέσα στον ολιβίνη και το σπινέλιο έγινε με τη χρήση της κατωτέρω εξίσωσης:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{3480X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} + 1018X_{\text{Al}}^{\text{sp}} - 1720X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}} + 2400}{1,9871\ln K_D + 2,23X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} + 2,56X_{\text{Al}}^{\text{sp}} - 3,08X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{sp}} - 1,47}$$

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών που έδωσαν θερμοκρασίες από 899' έως 1045°C παρουσιάζονται κατωτέρω και αναφέρονται στο δείγμα υπ' αριθμ 49. Οι χημικές αναλύσεις καθώς και οι ατομικές αναλογίες των ολιβινών και των σπινελιών παρουσιάζονται στους πίνακες 5 και 10.

Ζεύγος Ορυκτών		Προσδιορισθείσες Θερμοκρασίες	
ΟΛΙΒΙΝΕΣ - ΣΠΙΝΕΛΙΟΙ		ΚΕΛΒΙΝ	ΚΕΛΣΙΟΥ
49 - 55	49 - 52	1172,5	899,5
49 - 69	49 - 53	1189,4	917
49 - 55	49 - 58	1318,6	1045

Γεωβαρόμετρο OPX - CPX.

Η πίεση ισορροπίας του ζεύγους κλινοπυρόξενου - ορθοπυρόξενου των χαρτζβουργιτών με παραγένεση (Fo-OPX-CPX-SP) μπορεί να εκτιμηθεί σύμφωνα με τη μέθοδο MERCIER et al., (1984) ή SIMANDOV, (1989), MERCIER (1980).

Η πίεση επηρεάζει την κατανομή του Ca μεταξύ των συνυπαρχόντων OPX και CPX..

Η μέθοδος βασίζεται στο ότι ο λόγος $K_f = [X_{Ca^{M_2}}]_{OPX} / (1 - [X_{Ca^{M_2}}]_{CPX})$ είναι πολύ ευαίσθητος στην πίεση ισορροπίας και μάλιστα στα πεδία μέσων πιέσεων ισορροπίας (περίπου 10-15 Kbar).

Το σύμβολο $X_{Ca^{M_2}}$ εκφράζει τη μοριακή αναλογία του διοξειδίου στον OPX και CPX αντίστοιχα, η οποία είναι και η ποσότητα Ca στη θέση M_2 .

Ο υπολογισμός της πίεσης γίνεται σύμφωνα με την εξίσωση:

$$P(\text{GPa}) = 1,279 / (K_f + 0,006) - 2,29$$

Οι τιμές που υπολογίσθηκαν είναι της τάξης των 13,3 Kbar για το ζεύγος OPX 23-82, CPX 23-79 και 15,4 Kbar για τα ζεύγη OPX 49-51, CPX 49-49. Βεβαίως προέκυψαν και ακραίες τιμές μεταξύ 3,2 και 27 Kbar, αλλά αυτές θα μπορούσαν να δείξουν κάποια μερική ισορροπία του συστήματος.

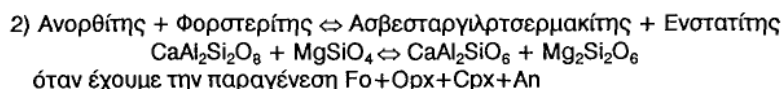
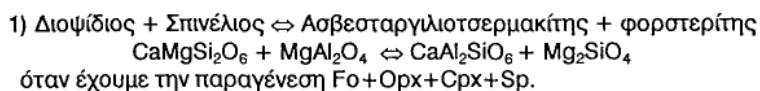
Γεωθερμόμετρο του Herzberg (1978)

Η διαλυτότητα του Al μέσα στον CPX όταν έχουμε συνύπαρξη OPX και CPX χρησιμοποιείται για τη γραφική εύρεση της θερμοκρασίας.

Η θερμοδυναμική προσέγγιση αυτής της μεθόδου καθώς και οι υπολογισμοί των σχετικών παραμέτρων των αντιδράσεων εκτίθενται με λεπτομέρεια στον HERZBERG (1978).

Η επίδραση της πίεσης στη διαλυτότητα του Al μέσα στους CPX εξαρτάται από τα συνυπάρχοντα ορυκτά (παραγένεση) όπως φαίνεται και στο σχήμα 57.

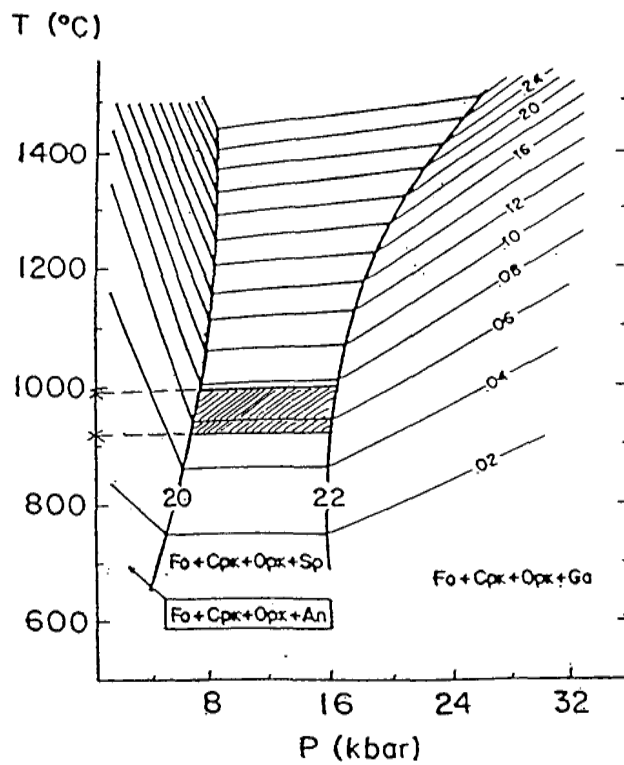
Στην προκειμένη περίπτωση η διαλυτότητα του Al μέσα στους κλινοπυρόξενους (CPX) εκφράζεται από τις παρακάτω αντιδράσεις:



Στις αντιδράσεις αυτές ο ασβεστούχος αργιλούχος τσερμακίτης θα συμβολίζεται με το CaAlTs. Το μοριακό κλάσμα αυτού του όρου συμβολίζεται ως $X_{\text{CaAlTs}}^{\text{CPX}}$.

Με βάση λοιπόν το μοριακό κλάσμα αυτού του όρου (Πίνακας 12) στον κλινοπυρόξενο υπολογισμένο σύμφωνα με το πρόγραμμα ΠΕΡΔΙΚΑΤΣΗΣ, (1986) προσδιορίστηκαν θερμοκρασίες σχηματισμού των κλινοπυρόξενων στο διάστημα των 920°-980°C για πιέσεις μεταξύ 8 και 16 Kbar (Σχήμα 57).

Οι ισοπεριεκτικές καμπύλες (AITs) έχουν αρνητική κλίση στην περιοχή της παραγένεσης Fo+Orx+Cpx+An, θετική στην περιοχή της παραγένεσης Fo+Orx+Cpx+Ga και μηδενική κλίση στην περιοχή της παραγένεσης Fo+Orx+Cpx+Sp. Στην τελευταία περίπτωση η διαλυτότητα του Al στον κλινοπυρόξενο εξαρτάται μόνο από την θερμοκρασία. και συνεπώς μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν γεωθερμόμετρο για μία περιοχή πιέσεων.



Σχημα 57. Μεταβολή της περιεκτικότητας του CaAlTs στον κλινοπυρόξενο για τις περιδοιτικές παραγενέσεις (Fo + Crx + Opx + An), (Fo + Crx + Opx + Sp) και (Fo + Crx + Opx + Ga) σε συνάρτηση με τη μεταβολή της πίεσης P και της θερμοκρασίας (T). Οι μικροί αριθμοί στις καμπύλες δείχνουν την επί τοις εκατό (%) αναλογία του μορίου Ca-Al-Ts στον κλινοπυρόξενο $X_{Ca-Al-Ts}^{Cpx}$ (HERZBERG, 1978). Οι καμπύλες 20 και 22 αντιστοιχούν στις αντιδράσεις $An + 2Fo = Crx + Opx + Sp$ και $Crx + Opx + Sp = Ga + Fo$.

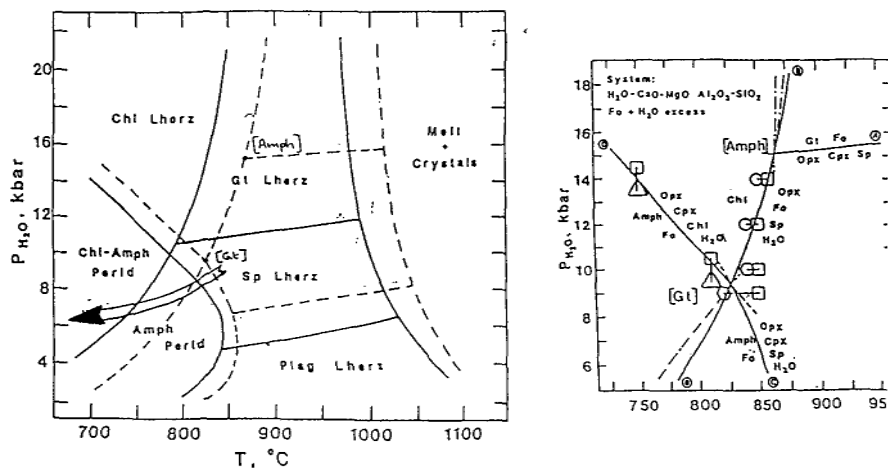
Προσδιορισμός της τροχιάς P - T - Χρόνος με τη βοήθεια των διαγραμμάτων φάσεων του συστήματος $H_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$,

Ο JENKINS (1980) προσδιόρισε πειραματικά τα διαγράμματα φάσεων του συστήματος $H_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, επίσης και την επίδραση FeO σε αυτά.

Στα δείγματα των περιδοτιτών που εξετάσαμε διακρίναμε τις παραγενέσεις 1) Fo + Orx + Crx + Sp, 2) Fo + Orx + Crx + Sp + Amph, 3) Fo + Orx + Crx + Sp + Amph + Chl. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα του σχήματος 58α οι παραγενέσεις αυτές αντιστοιχούν σε τρία γειτονικά πεδία και σύμφωνα με την τοπολογία του διαγράμματος θα μπορούσαν οι περιδοτίτες να διέλθουν από τα τρία αυτά γειτονικά πεδία κατά την ανοδική τους πορεία από τον μανδύα προς την παρούσα θέση τους

Από τα γεωθερμόμετρα - γεωβαρόμετρα που εφαρμόσαμε προκύπτουν για τους περιδοτίτες με παραγένεση Fo + Orx + Crx + Sp θερμοκρασίες περίπου της τάξεως των $900^{\circ}C$ και πιέσεις από 8 - 12 Kbar.

Εάν λάβουμε υπόψιν τα παραπάνω και συνδιάσουμε τις παραγενέσεις με τα αποτελέσματα των γεωθερμομέτρων και γεωβαρομέτρων τότε μπορούμε να δείξουμε με ένα βέλος την πορεία των περιδοτιτών της Λέσβου στο P - T διάγραμμα του σχήματος 58α.



Σχήμα 58α. Διαγράμματα φάσεων όπως καθορίστηκαν πειραματικά σε συνθήκες υψηλών θερμοκρασιών και P_{H_2O} , για το σύστημα $MgSiCaAlH_2O$. Χωρίς τη συμμετοχή Fe εμφανίζονται τα πεδία που περικλύονται από διακεκομμένη γραμμή. Με συμμετοχή FeO τα αντίστοιχα που περικλύονται από συνεχή γραμμή. JENKINS, (1980)

Σχήμα 58β Λεπτομέρεια του σχήματος α στην περιοχή 700 - 950 $^{\circ}C$ και 6 - 18 Kbar P_{H_2O}

V. 4.5. Οι συγκεντρώσεις μαγνησίτου στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου (περιοχής Βασιλικών).

Στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου κατά καιρούς έχουν γίνει προσπάθειες για να προσδιορισθούν κοιτάσματα ή ελπιδοφόρες ενδείξεις αυτών για συνέχιση των ερευνητικών εργασιών. Οι περισσότερες από αυτές τις προσπάθειες έγιναν από ιδιωτικές επιχειρήσεις με αποτέλεσμα να ενθαρρύνονται ή να διακόπτονται με κριτήρια καθαρά ιδιοτικά οικονομικά. Οι επιχειρήσεις αυτές στόχευαν στο άμεσο κέρδος χωρίς να δείχνουν διάθεση για επίμονη προσπάθεια και αυτό είχε σαν συνέπεια την έλλειψη εθνικής στρατηγικής πάνω στην εκμετάλλευση του ορυκτού πλούτου της περιοχής.

Τα κοιτάσματα μαγνησίτη είναι τα μοναδικά κοιτάσματα της Λέσβου στα οποία έγινε εκμετάλλευση μέχρι πρόσφατα και τα οποία συνδέονται με την υπερβασική μάζα που μελετάμε.

Η περιοχή Βασιλικών υπήρξε το πιό αξιόλογο μεταλλευτικό κέντρο του νησιού. Για πολλά χρόνια οι μεταλλευτικές εργασίες απετέλεσαν για τους κατοίκους των γύρω περιοχών πηγή εργασιακής απασχόλησης.

Μορφές συγκέντρωσης του Μαγνησίτου. Ο μαγνησίτης της Λέσβου είναι μια κρυσταλλοκρυσταλλική ποικιλία με κρυστάλλους μεγέθους 1 έως 5 μικρά. Λιθοψικά είναι παρόμοιος με αυτόν που συναντά κανείς στην Εύβοια. Είναι συνήθως λευκός με θραυσμό κογχώδη.

Οι μορφές μεταλλοφορίας μαγνησίτου που εμφανίζονται στην περιοχή των Βασιλικών, που είναι και το σημαντικότερο μεταλλευτικό κέντρο της Λέσβου είναι:

- α) φλεβικός τύπος,
- β) τύπος μορφής συγκριμάτων
- γ) τύπος πλέγματος φλεβών ή "STOCKWERK".

Από τους επισκέψιμους μεταλλευτικούς χώρους (ανοικτές στοές, απλήρωτα ανοικτά ορύγματα, "Νταμάρια") διακρίνεται ότι ο φλεβικού τύπου ήταν ποσοτικά ο πλέον αξιόλογος.

Ο μαγνησίτης στην περιοχή αυτή πληρώνει χώρους προϋπαρχόντων ρηγματίων, επομένως μας βοηθάει στην έρευνά του η μελέτη του τεκτονικού ιστού της περιοχής και μάλιστα του εφελκυστικού.

Το πάχος μεταλλοφορίας του φλεβικού τύπου αυξομειώνεται φθάνοντας τοπικά και τα 5 μέτρα (Σχήμα 61). Κατά θέσεις αποσφηνώνεται δίδοντας απομονωμένα τεμάχια μαγνησίτου τα οποία λόγω νεώτερου τεκτονισμού είναι φακοειδούς μορφής.

Σε πολλά σημεία κοντά στις επαφές του κοιτάσματος και του φιλοξενούντος πετρώματος διακρίνονται επιφάνειες λείες με αποτυπώματα "Slickensides" τα οποία είναι ίχνη μεταγενέστερων τεκτονικών κινήσεων.

Στις επιφάνειες αυτές αποτίθεται από την κίνηση των κατακρημνισμάτων σηπιόλιθος. Αυτός ο σχηματισμός διαβρώνεται δυσκολότερα, κάτω από ατμοσφαιρικές συνθήκες, σε σχέση με το περιβάλλον υπερβασικό. Ετσι διακρίνεται εύκολα μέσα στα εξαλλοιωμένα υπερβασικά.

Οι ιδιότυποι αυτοί σχηματισμοί με τον προσανατολισμό και τα "Slickensides" αποτελούν και οδηγό εξέλιξης των στοών εκμετάλλευσης, όταν μάλιστα

βρίσκονται στην οροφή τους είναι εγγύηση άριστης στατικής κατάστασης των στοών.

Οι φλέβες του μαγνησίτη της περιοχής Βασιλικών δείχνουν προσανατολισμό στη διεύθυνση ABA-ΔΝΔ με κλίση περίπου 50° ΒΔ.

Μια άλλη επικρατούσα διεύθυνση είναι η ΒΝ, με κλίσεις που κυμαίνονται από κατακόρυφες έως 45° Δυτικά. Την διεύθυνση αυτή έχει προσδιορίσει και ο HATZIDIMITRIADHS (1973) για το κοίτασμα του λόφου Αφοράδες κοντά στη Αγιάσο (στην υπερβασική μάζα Αμπελικού Κώμης).

Οι διευθύνσεις αυτές προκύπτουν και από τους χάρτες των μεταλλευτικών επιχειρήσεων που με μεγάλη λεπτομέρεια σημειώνουν τα επίπεδα των υπόγειων κυρίως εργασιών. Από τις υψομετρικές ενδείξεις και από τις διευθύνσεις των στοών εκμετάλλευσης προσδιορίζονται με μεγάλη ακρίβεια τα τεκτονικά δεδομένα που αναφέραμε (Σχήμα 61 "χάρτης μεταλλευτικών εργασιών"). Τέλος με ποσοτικές εκτιμήσεις δεν ασχοληθήκαμε διότι ο σκοπός της κοιτασματολογικής μας έρευνας είναι καθαρά γενετικός.

Άλλη μορφή μεταλλοφορίας είναι αυτή των συγκριμάτων μαγνησίτου, όπου αντικαθιστά σταδιακά το πέτρωμα. Η ποιοτική καθαρότητα της μορφής αυτής είναι υψηλή και το φιλοξενούν πέτρωμα είναι ο δουνίτης που έχει πλήρως αποδιοργανωθεί και δίδει σήμερα λεπτομερή φυλλοπιρρικά ορυκτά και άμορφα οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου. Για τη μορφή αυτή μεταλλοφορίας, που είναι σπάνια στη Λέσβο, έχουμε ελάχιστες πληροφορίες για αυτό περιοριζόμαστε σε απλή αναφορά της.

Η τρίτη μορφή είναι ο τύπος πλέγματος φλεβών Stockwerk και απαντά σε χώρους του πετρώματος που αναπτύχθηκε πυκνό δίκτυο διαρήξεων.

Είναι η μορφή με το μικρότερο ποιοτικό ενδιαφέρον, διότι περιέχει υψηλά ποσοστά πυριτίου και ασβεστίου. Ελέγχεται επομένως και αυτή η μορφή μεταλλοφορίας από τεκτονικά γεγονότα,

Συνήθως στους μεταλλευτικούς χώρους συνυπάρχουν όλες οι μορφές μεταλλοφορίας. Η πλέον κοινή όμως είναι αυτή του πλέγματος φλεβών. Αυτή υψομετρικά βρίσκεται στα ανώτερα επίπεδα της μεταλλοφορίας.

Γένεση του Μαγνησίτη της Λέσβου. Για την κοιτασματογενετική μελέτη του μαγνησίτη πών προσδιορίζουμε ή εκτιμούμε τις πηγές προέλευσης των συστατικών του. Ο μαγνησίτης της Λέσβου είναι ορυκτό που αποτελείται από κατιόντα Mg^{++} και από τη ρίζα CO_3^- .

Το μαγνήσιο είναι ένα από τα κύρια στοιχεία των υπερβασικών πετρωμάτων και απομακρύνεται εύκολα από τους κρυστάλλους ιδίως του ολιβίνη κατά τις διαδικασίες εξαλλοίωσης από ατμοσφαιρικούς παράγοντες. Συνεπώς δεν μένουν αμφιβολίες σχετικά με την προέλευση του Mg. Η ανθρακική ρίζα δεν μετέχει καθόλου στη δομή των υπερβασικών και το πρόβλημα εντοπίζεται στην προέλευσή της. Αν προσδιορισθεί αυτή τότε εύκολα θα βγάλουμε συμπεράσματα για το μηχανισμό γένεσης του μαγνησίτη. Στόχος μας τελικά είναι η προέλευση του άνθρακα (C) και του οξυγόνου (O) δηλαδή των συστατικών της ανθρακικής ρίζας.

Τα τελευταία χρόνια ο προσδιορισμός της προέλευσης του υδρογόνου, οξυγόνου και άνθρακα γίνεται με βάση το λόγο των βαρύτερων ισotόπων τους πρὸς τα ελαφρότερα δηλαδή του (D/H), του (O^{18}/O^{16}) και του (C^{13}/C^{12}) αντίστοιχα.

Οι συντελεστές κλασματικού διαχωρισμού των ισotόπων μεταξύ δύο φάσεων σε συνθήκες ισοροπίας έχουν προσδιορισθεί πειραματικά ή με θεωρητικούς υπολογισμούς με βάση τη στατιστική θερμοδυναμική. Έχουν βγει συμπεράσματα επίσης από την κανονικότητα των λόγων των σταθερών ισotόπων σε φυσικά υλικά. Αυτοί οι παράγοντες κλασματοποίησης έχουν χρησιμοποιηθεί στη Γεωχημεία, Μετεωρολογία, Ωκεανογραφία, Χημεία υγρών κ. λ. π.

Σε αυτό το σημείο θα δώσουμε μερικές σύντομες εξηγήσεις των όρων και συμβόλων που χρησιμοποιήθηκαν (FRIEDMAN and O NEILL, 1977).

- Η τιμή δ για γεωχημικούς σκοπούς είναι η διαφορά του λόγου των ισotόπων ενός δείγματος και του αντίστοιχου προτύπου (Standard) εκφρασμένη επί τοις χιλίοις ($^0/_{00}$). Η τιμή δ ορίζεται ως εξής

$$\delta_x = (R_x - R_{STD}) / R_{STD} \cdot 1000$$

Όπου R_x είναι ο λόγος των ισotόπων (O^{18}/O^{16})_x για το οξυγόνο ή (C^{13}/C^{12})_x για τον άνθρακα και R_{STD} είναι ο λόγος των ισotόπων αυτών στα πρότυπα. Ο R γενικά είναι ο λόγος του βαρέως ισotόπου προς το ελαφρό ισotόπο ενός στοιχείου.

- Ο παράγων κλασμάτωσης α ανάμεσα σε δύο ενώσεις ορίζεται ως εξής:

$$\alpha_{A-B} = \frac{(\delta_A/1000) + 1}{(\delta_B/1000) + 1} = \frac{(1000 + \delta_A)}{(1000 + \delta_B)}$$

- Η τιμή Δ και η τιμή $10^3 \ln \alpha$ συνδέονται ως $\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B = 10^3 \ln \alpha_{A-B}$

Ως πρότυπο για τον άνθρακα (FRIEDMANN & O NEILL, 1977), χρησιμοποιήθηκε το $CaCO_3$ των απολιθωμάτων των Βελεμνιτών του σχηματισμού Pee Dee της βόρειας Καρολίνας και συμβολίζεται ως C_{PDB} .

Ως πρότυπο για το οξυγόνο χρησιμοποιήθηκε δείγμα νερού μέσης σύστασης των ωκεανών και συμβολίζεται σύμφωνα με τον τύπο

$$(O^{18}/O^{16})_{SMOW} = 1,008 (O^{18}/O^{16})_{NBS1}$$

Το NBS-1 είναι τα αρχικά του αμερικανικού Εθνικού Γραφείου Προτύπων.

Στους Μαγνησίτες της Λέσβου έγινε αντιπροσωπευτική δειγματοληψία από τα φλεβικού τύπου κοιτάσματα της περιοχής Ραχίδα όπου και πήραμε τα δείγματα Lv.-1, Lv.-2 και από τα κοιτάσματα τύπου Stockwerk του λόφου Αξιωτάκη όπου πήραμε τα Lv.-3 και Lv.-4.

Όλα τα δείγματα διαλύθηκαν πλήρως με επίδραση φωσφορικού οξέως σε θερμοκρασία 50°C. Ο ισotοπικός λόγος προσδιορίσθηκε με φασματογράφο μαζας τύπου VG Mikromass 903 στο εργαστήριο σταθερών ισotόπων του ΕΤΗ της Ζυρίχης και χρησιμοποιήθηκε σαν πρότυπο το μάρμαρο Carrara. Η ισotοπική αναλογία του άνθρακα του μαγνησίτη εκφράσθηκε σε σχετική απόκλιση επί τοις χιλίοις, σε PDB, και η αντίστοιχη του οξυγόνου, σε σχετική απόκλιση επί τοις χιλίοις, σε SMOW.

Υπολογίσθηκαν έτσι η $\delta O^{18}_{SMOW} \cdot 1000$ και $\delta C^{13}_{PDB} \cdot 1000$ όπως προαναφέραμε στην εισαγωγή

Τα δεδομένα που προέκυψαν από την ανάλυση των μαγνησιτών αναφέρονται στον κατωτέρω πίνακα 13. Στον ίδιο πίνακα παρουσιάζονται ισotοπικά δεδομένα από τα παρόμοια κοιτάσματα της Βόρειας Ευβοίας (GARTZOS, 1986 και 1990).

Πίνακας 13. Τιμές του $\delta O^{18}_{SMOW}/\text{‰}$ και $\delta C^{13}_{PDB}/\text{‰}$ από μαγνησίτες της Λέσβου και της Βορείας Εύβοιας

Λέσβος			
Δείγμα	Φάση ορυκτ.	$\delta O^{18}_{SMOW}/\text{‰}$	$\delta C^{13}_{PDB}/\text{‰}$
Lv - 1	μαγνησ.	26,0	-13,3
Lv - 2	>>	27,7	-12,9
Lv - 3	>>	27,2	-12,5
Lv - 4	>>	24,0	-13,9
Β. Ευβοια			
Sot.1*	>>	27.7	-10.6
Sot 1**	>>	27.7	-10.6
Sot.1B	>>	29.1	-10.4
Kak, 4	>>	26.4	-10.6
Kak. 53	>>	28.2	-11.1
Kak. 2A	>>	25.4	-10.8
Pars. 20	>>	28.5	-10.0
Pars. 23	>>	29.8	-9.9
Pars. 22C	>>	30.1	-9.9
Pars. 21	>>	29.8	-9.7
Ger. 11	>>	27.7	-11.5
Pap. 6	>>	28.8	-12.3
Pink	>>	28.7	-13.3
MG	>>	27.2	-9.9
MG*	>>	28.6	-10.9
MG**	>>	27.1	-9.3
Limni	>>	27.4	-8.6

Ο GARTZOS (1986) προτείνει ότι το οξυγόνο του μαγνησίτη της Β. Εύβοιας προέρχεται από το μετεωρικό νερό της περιοχής το οποίο αντιδρά με τα υπερβασικά πετρώματα.

Τα μετεωρικά νερά της Εύβοιας - Λέσβου και γενικότερα της Αιγαϊακής περιοχής που βρίσκεται σε αυτό το γεωγραφικό πλάτος έχουν μέση τιμή $\delta O^{18}_{SMOW} = -8,6\%$ περίπου (PAPASTAMATAKI & LEONIS, 1982).

Η παρατηρούμενη διαφορά μεταξύ της μέσης τιμής δO^{18}_{SMOW} του μαγνησίτη της Β. Εύβοιας που είναι 26,5% και του αντίστοιχου μετεωρικού νερού της περιοχής είναι περίπου 35%.

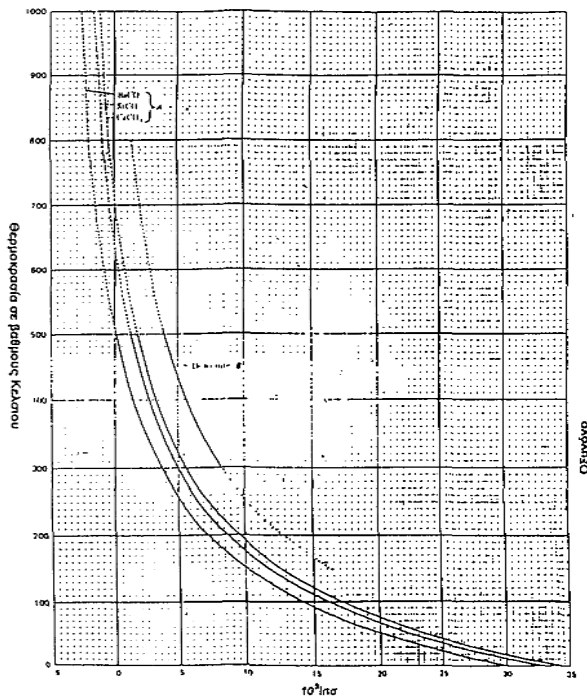
Οι τιμές δO^{18}_{SMOW} και δC^{13}_{PDB} των μαγνησιτών της Β. Εύβοιας και της Λέσβου έχουν προβληθεί στο αντίστοιχο διάγραμμα του σχήματος 59. Όπως φαίνεται από το διάγραμμα αυτό τα δείγματα των δύο περιοχών προβάλλονται στο ίδιο πεδίο. Αυτό οφείλεται στην επιλεκτική προτίμηση που δείχνει το O^{18} ως προς το μαγνησίτη σε αντίθεση με το νερό. Αυτή η διαφορά τιμής αναμένεται και από το διάγραμμα των FRIEDMAN & O NEILL (1977) (Σχήμα 59).

Στά διάγραμμα αυτό οι καμπύλες θερμοκρασίας T ως προς $10^3 \ln a$ δείχνουν την κλασμάτωση των ισοτόπων του οξυγόνου ανάμεσα στα ανθρακικά ορυκτά

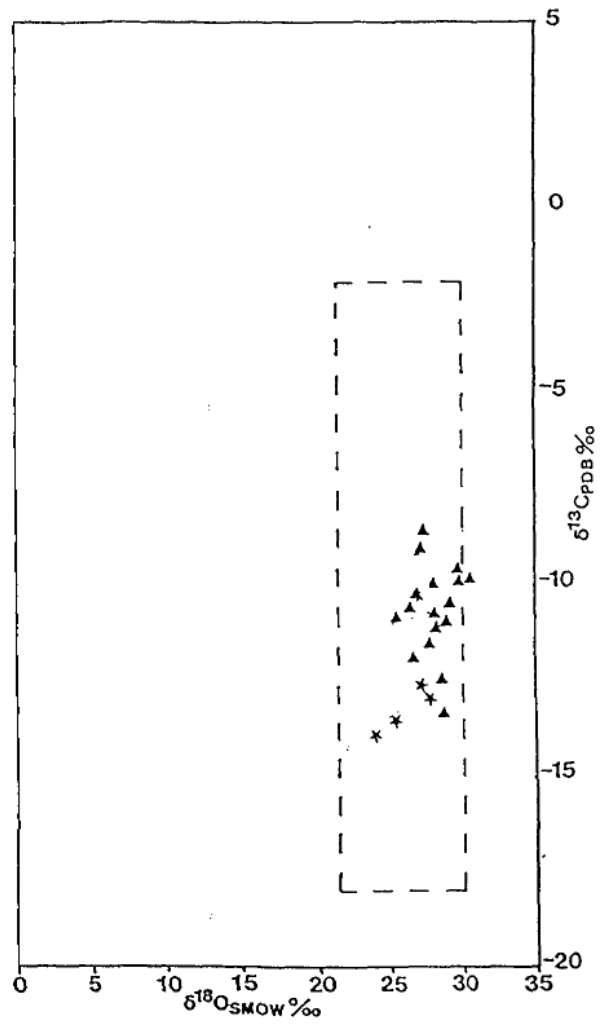
αλκαλικών γαιών και το νερό. Αρχικά παρατηρούμε στις καμπύλες μια παράλληλη τάση. Από την καμπύλη του ασβεστίτη προκύπτει δ περίπου 29‰ για θερμοκρασία των 25°C . Για τον δολομίτη η αντίστοιχη τιμή είναι 31 για την ίδια θερμοκρασία. Κατα αναλογία λοιπόν και για το μαγνησίτη αναμένεται ότι η κλασμάτωση θα είναι περίπου 34.

Σύμφωνα λοιπόν με τον GARTZOS (1986) το περισσότερο οξυγόνο που περιέχει η ανθρακική ρίζα του μαγνησίτη προήλθε από μετεωρικό νερό ο δε άνθρακας από ατμίδες CO_2 οι οποίες διέφυγαν από τα ανοικτά ρήγματα και το πλέγμα των διακλάσεων του υπερβασικού. Τα κατακρημνίσματα εμπλουτισμένα σε Mg^{++} από την εξαλλοίωση των υπερβασικών συναντούν το διοξείδιο του άνθρακα και δημιουργεί το μαγνησίτη στους κενούς χώρους των ρηγμάτων.

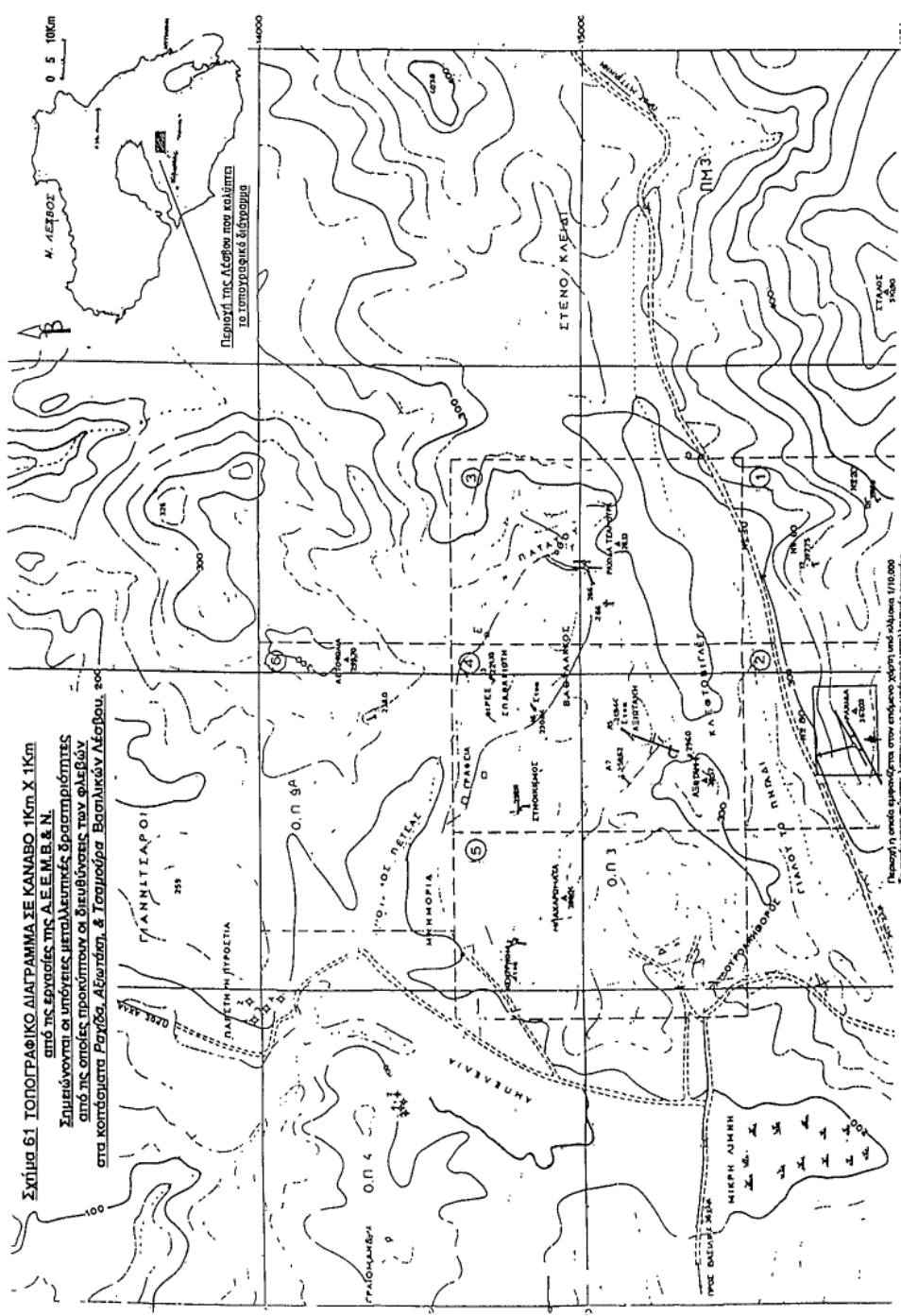
Ο μαγνησίτης της Λέσβου μπορεί να συγκριθεί γενετικά με τον μαγνησίτη της Β. Εύβοιας επειδή όλα τα προς σύγκριση μεγέθη είναι παρόμοια (Σχήμα 60), (ισοτοπική σύσταση μετεωρικού νερού, ισοτοπική σύσταση μαγνησίτη, κύριοι πετρολογικοί σχηματισμοί, τύποι κοιτασμάτων κ.λ.π.)



Σχήμα 59. Διάγραμμα που δείχνει την κλασμάτωση των ισότοπων οξυγόνου ανάμεσα στα ανθρακικά ορυκτά αλκαλικών γαιών και το νερό ($10^3 \ln \alpha$), σε σχέση με τη θερμοκρασία (T), από FRIEDMAN & O'NEILL, (1977)
Θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου



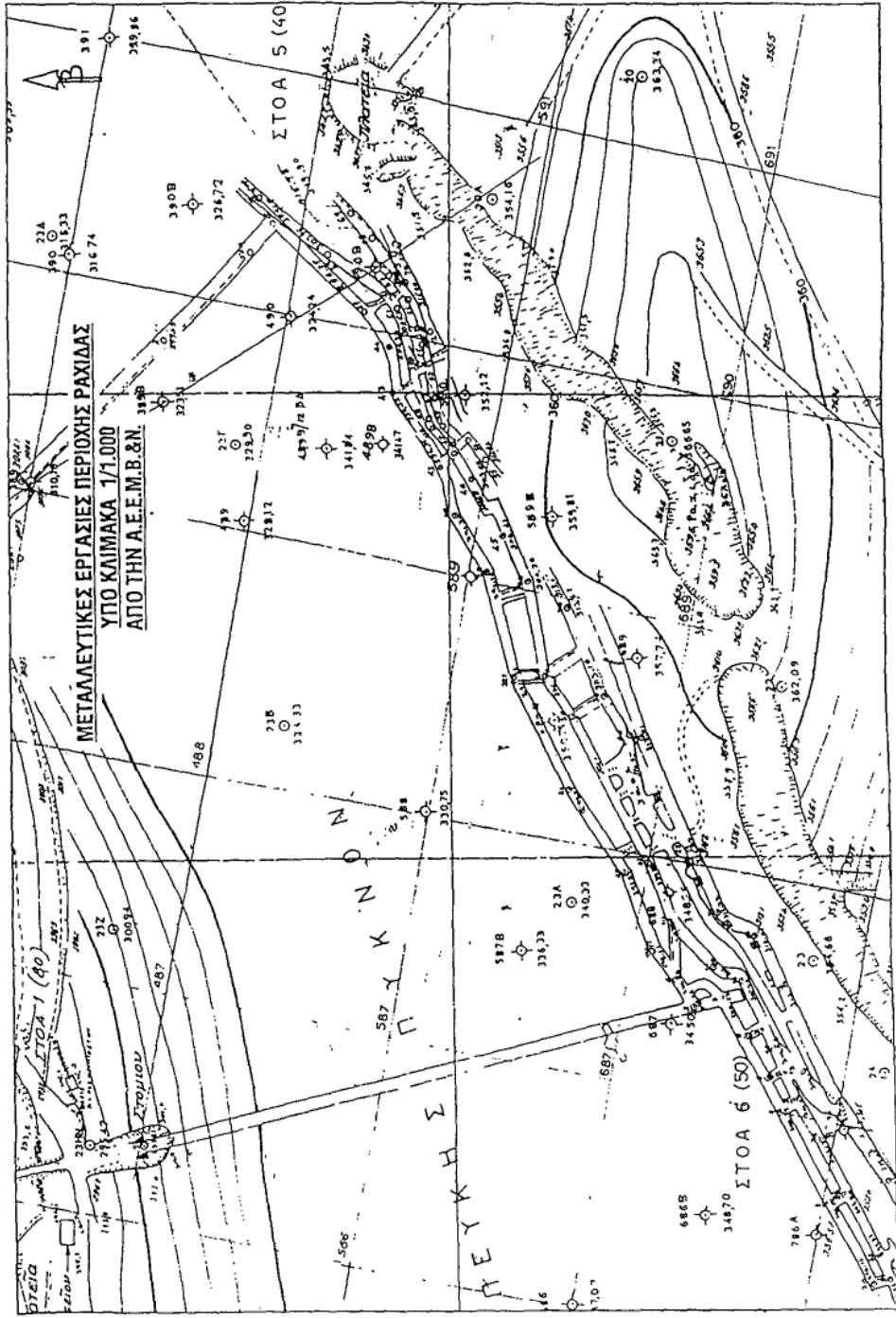
Σχήμα 60. Προβολή των ισοτοπικών δεδομένων $\delta O^{18}_{SMOW} \text{‰}$ και $\delta C^{13}_{PDB} \text{‰}$ από τους μαγνησίτες της Β. Εύβοιας (τρίγωνα) και της Λέσβου (αστερίσκοι)



Σχήμα 61 ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΣΕ ΚΑΝΑΒΟ 1km X 1km από τις εργασίες της Α.Ε.Ε.Μ.Β. & Ν. Σημειώνεται οι υπόνευες μεταλλευτικές δραστηριότητες από τις οποίες προκύπτουν οι διαβιύσεις των ολεβιών στα κοπύσματα Ραγιάς, Αδωνίδη, & Τσιμπούρα Βασιλικών Αδελφών.

Περιοχή της Αδωνίδη που κλύπτει το τοπογραφικό έδαφος

Παραρτήση από το σχέδιο στην κλίμακα 1:10.000. Σε αυτήν απεικονίζονται λεπτομερώς οι υπόνευες μεταλλευτικές δραστηριότητες, τα ολεβία των παλαιών των οποίων και άλλες δραστηριότητες.



V. 4.6. Σερπεντινίωση των υπερβασικών της Λέσβου

V. 4.6.1. Γενικά

Η σερπεντινίωση αποτελεί την τελευταία μεταμορφική ή εξαλλοιωτική δραστηριότητα που έχει συμβεί στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου.

Συμβαίνει σε περιβάλλον υποωκεάνιο και μάλιστα σε μικρό σχετικά βάθος στη λιθόσφαιρα κοντά στην τάφρο ή κοντά σε χώρους ρηγμάτων μετασχηματισμού. Εκεί το θαλάσσιο νερό μπορεί να διεισδύσει και με την βοήθεια της θερμοκρασίας από την υψηλή θερμοβαθμίδα δημιουργούνται οι συνθήκες σχηματισμού του. Η μελέτη του φαινομένου πειραματικά δείχνει ότι έχει ευρύτατο φάσμα δημιουργίας από πλευράς πίεσεως και θερμοκρασίας με παρουσία νερού. Αρχίζει από τις συνθήκες φυσικού περιβάλλοντος (επιφανειακές συνθήκες) και φθάνει σχεδόν σε συνθήκες μεσων θερμοκρασιών και πιέσεων πάντοτε με την παρουσία της ρευστής φάσης ($H_2O + CO_2$), η οποία είναι πολύ πλούσια σε H_2O .

Οι παρατηρήσεις στο ύπαιθρο ή κάτω από το πολωτικό μικροσκόπιο μας δίδουν το τελικό αποτέλεσμα και δεν γνωρίζουμε τις περισσότερες φορές τη διαδικασία που ακολουθήθηκε.

Η εμφάνιση των υπερβασικών πετρωμάτων επηρεάζεται κυρίως από την σερπεντινίωση σε συνδιασμό με τις εξαλλοιωτικές διεργασίες. Ο βαθμός σερπεντινίωσης των υπερβασικών της Λέσβου ποικίλει στις διάφορες περιοχές.

Τα κύρια ορυκτά των υπερβασικών πετρωμάτων ολιβίνης, πυρόξενοι και αμφίβολοι μετατρέπονται σε δευτερογενή ορυκτά του σερπεντίνης (αντιγορίτη, χρυσοτίλη, λιζαρδίτη), οξειδία σιδήρου και χλωρίτη. Μόνο οι χρωμοσπινέλιοι εμφανίζονται σχετικά αδρανείς κατά την διάρκεια της σερπεντινίωσης.

Οι ολιβίνες και λιγότερο οι ορθοπυρόξενοι αρχίζουν την σερπεντινίωση κατά μήκος των ορίων των κρυστάλλων και των θραυσμών τους. Η σερπεντινίωση τότε παίρνει τη μορφή πέλματος πτηνού (Chicken-wire) (WICKS and WHITTAKER, 1977). Ακολουθεί η σερπεντινίωση κατά μήκος των σχισμών των κρυστάλλων.

Ο κλεψιθροειδής σερπεντίνης (hourglass) είναι αρκετά διαδεδομένος στα υπερβασικά της Λέσβου (Εικόνα 18).

Ο ιστός που επικρατεί είναι κυψελώδης (mesh texture). Τα κελιά των κυψελών που είναι πολυγωνικού σχήματος έχουν σχηματισθεί από κόκκους ολιβίνης σερπεντινωμένους (Εικόνα 20). Η περιφέρεια των συχνά διαγράφεται από την παρουσία μαγνητίτη. Κάθε κελί έχει μια περιφέρεια από ινώδη σερπεντίνη και ένα πυρήνα από υπολειμματικό ολιβίνη ή ορθοπυρόξενο ή σερπεντίνη.

Τα πλήρως σερπεντινωμένα σώματα είναι γενικά σχιστοποιημένα κοντά στις τεκτονικές επαφές. Η παρουσία τάλκη είναι συνήθης και μάλιστα στις επαφές με το υγιέστερο περιβάλλον των υπερβασικών καθώς και σε μικρορηξηγενείς ζώνες. Το χρώμα τους στο μικροσκόπιο παρουσιάζει μια ποικιλία τεφρού, πρασίνου, καστανού. Στο δείγμα 51 πραγματοποιήθηκε λεπτομερής σειρά μικροαναλύσεων σε περιοχές που είχαν διαφορετικό χρώμα και διαπιστώθηκε η συσχέτιση του ερυθροκάστανου χρώματος με την αυξημένη περιεκτικότητα σε σίδηρο (Πίνακας 16. Μικροαναλύσεις 134, 136, 137, 138). Η οξειδωτική κατάσταση του σιδήρου και η κατανομή του μαγνητίτη στο πέτρωμα δίδει αυτή την ποικιλοχρωμία.

Η σερπεντινίωση πυριτικών ορυκτών δημιουργεί υπόλοιπα σιδήρου

Τα ανθρακικά ορυκτά εμφανίζονται μόνο σε φλέβες που ακολουθούν κυρίως διατμητικές ζώνες. Οι ανθρακικές φλέβες κόβουν φλέβες σερπεντίνη.

Βρουκίτης δεν παρατηρήθηκε στους σερπεντίνες αυτούς.

Μικροαναλύσεις από μεγάλη σειρά σερπεντινών δίδονται στον πίνακα 15.

Η έναρξη της σερπεντινίωσης εκδηλώνεται με πολλαπλά παράλληλα φλεβίδια που διασχίζουν τα δουνιτικά πετρώματα (Εικόνα 19).

Το πιό ευαίσθητο ορυκτό είναι ο ολιβίνη. Αυτός αντικαθίσταται από σερπεντίνη κατά μήκος θραυσμών και των ορίων των κόκκων προς σχηματισμό εύκολα αναγνωρίσιμων ψευδομορφών που συνθέτουν δομές τύπου κλεψίθρας (hourglass) και δικτυωτές (mesch).

Γενικά χαρακτηριστικά της σερπεντινίωσης των κρυστάλλων ολιβίνη δίδονται στις εικόνες 20α,β και λεπτομέρειες στις εικόνες 21 και 22.

Το πλέον κοινό συνοδό ορυκτό που προέρχεται από την σερπεντινίωση του ολιβίνη είναι ο μαγνητίτης (Εικόνες 20α, β). Υπάρχει συνήθως συσχέτιση ανάμεσα στην κατανομή του μαγνητίτη και του βαθμού σερπεντινίωσης καθώς και του χρώματος του σερπεντινίτη. Κατά τα πρώτα στάδια ο μαγνητίτης κατανέμεται υπό μορφή λεπτών κόκκων μέσα στο σερπεντίνη και το πέτρωμα γίνεται ανοικτό έως σκούρο γκρι. Στα τελευταία στάδια της σερπεντινίωσης οι μικροκόκκοι διατάσσονται στα περιθώρια των κρυστάλλων του σερπεντίνη (Εικόνες 20α, β). Σε προχωρημένο στάδιο ο σερπεντίνης αντικαθιστά όχι μόνο τον ολιβίνη αλλά και τους κρυστάλλους του ορθοπυροξένου, ενώ οι κλινοπυρόξενοι είναι ακόμη διατηρημένοι (εικόνα 23α, β).

Ο σερπεντίνης που προέρχεται από αντικατάσταση ορθοπυρόξενο δείχνει στο μικροσκόπιο ενιαία επιφάνεια με οπτικά ομοιόμορφο προσανατολισμό, ώστε οι ψευδομορφώσεις αυτές να δείχνουν ολόκληρο το περίγραμμα των πρώην κρυστάλλων ορθοπυροξένου (Εικόνα 23α, β).

Η σερπεντινίωση των πυροξένων της Λέσβου αρχίζει από τα όρια των κόκκων και τους θραυσμούς, συνεχίζει κατά μήκος του σχισμού παίρνει δε τη μορφή ινών ή επιπέδων παράλληλα με τα επίπεδα του σχισμού. Αντικαθιστά ομοιόμορφα τους κρυστάλλους του πυροξένου, προσανατολίζεται παράλληλα προς τις επιφάνειες σχισμού τους (110) και παρουσιάζει θετική επιμήκυνση (γ-σερπεντίνης).

Οι κλινοπυρόξενοι δέχονται τη δράση της σερπεντινίωσης δυσκολότερα από τους ορθοπυρόξενους, γεγονός που γίνεται αντιληπτό από τα ποσοστά επηρεασμού των κρυστάλλων σε απλή παρατήρηση υπό το μικροσκόπιο (Εικόνα 24α, β).

Από τις μικροαναλύσεις διαπιστώνεται διαφορά στη χημική σύσταση των σερπεντινών που προέρχονται από ολιβίνη ή πυροξένους (Πίνακας 15). Οι σερπεντίνες που προέρχονται από ολιβίνες παρουσιάζουν εμπλουτισμό στο SiO_2 και MgO ενώ αυτοί που προέρχονται από πυροξένους (βασίτες) είναι εμπλουτισμένοι σε Cr_2O_3 . Παρόμοιες παρατηρήσεις αναφέρονται και από τους WICKS & PLANT (1979).

Στην εικόνα 25 φαίνεται η αντικατάσταση αμφίβολου από σερπεντίνη. Η αντικατάσταση αυτή διαπιστώνεται στο μικροσκόπιο από μια σταδιακή εξασθένηση του καστανού χρώματος και της αντίθεσης (κοντράστ) από τον σερπεντίνη. Στην εικόνα 26 φαίνεται η αντικατάσταση ολιβίνη από σερπεντίνη. Οι μικροαναλύσεις σε 9 σημεία μέσα σε μια τέτοια ψευδομόρφωση που αντιπροσωπεύουν την εξέλιξη χημισμού κατά τη μετάβαση του αμφίβολου προς

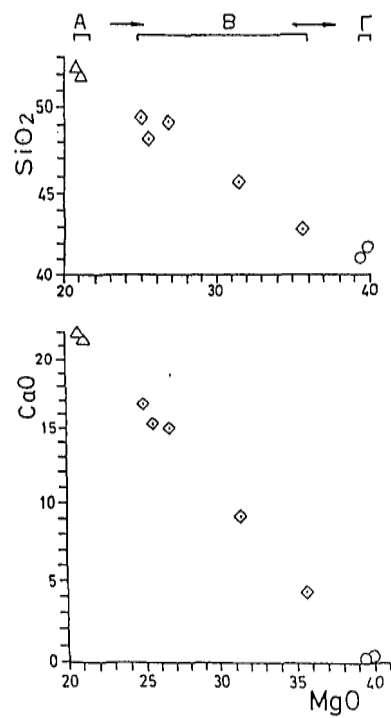
σερπεντίνη δίδονται στον πιο κάτω πίνακα 14. Η μεταβατική αυτή εξέλιξη χημισμού προβάλλεται παραστατικά και στο σχήμα 62.

Πίνακας 14. Εξέλιξη χημισμού μετατροπής αμφιβόλων προς σερπεντίνη
A = αμφιβόλος B = Μεταβατικό στάδιο Γ = σερπεντίνης

Ορυκτά	A	A	B	B	B	B	B	Γ	Γ
Ανάλ.	72	68	67	62	69	70	7	74	Φ
SiO ₂	52,33	51,98	49,60	48,19	49,21	45,64	42,92	41,85	41,21
Al ₂ O ₃	1,08	1,10	1,07	1,19	1,14	1,13	1,12	0,79	0,94
FeO	2,19	2,24	2,69	2,92	2,93	3,24	5,60	3,53	3,72
MnO	0,12	0,12	0,09	0,13	0,11	0,09	0,23	0,12	0,11
MgO	20,81	21,15	24,94	25,44	26,66	31,50	35,64	39,93	39,44
CaO	21,87	21,53	16,78	15,42	15,01	9,18	4,31	0,34	0,23
Na ₂ O	0,40	0,37	0,27	0,35	0,28	0,11	0,09	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,56	0,47	0,58	0,58	0,51	0,70	0,47	0,30	0,50
Συνολο	99,36	98,96	96,02	94,22	95,85	91,59	90,38	86,86	86,15

Σημείωση: Όλες οι μικροαναλύσεις έγιναν μέσα στο περιθώριο της ψευδομόρφωσης της εικόνας 5 Φ=μέσος όρος 6 αναλύσεων σερπεντινών

Η σερπεντινίωση των αμφιβόλων αρχίζει από τους θραυσμούς και το σχισμό των κρυστάλλων μπορεί δε να παράγει παρόμοια ψευδομόρφωση με αυτή των πυροξένων. Αυτό συμβαίνει και στους αμφιβόλους της Λέσβου οι οποίοι δεν έχουν κεντρικό τμήμα στο δίκτυό τους. Αναπτύσσονται κατά μήκος των επιφανειών σχισμού και δημιουργούν δίκτυο που εκφράζει τις χαρακτηριστικές γωνίες των αρχικών αμφιβολικών κρυστάλλων. Μαγνητίτης ή αλλα συνοδά ορυκτά δεν υπάρχουν και στην σερπεντινίωση των αμφιβόλων.



Σχήμα 62. Εξέλιξη του χημισμού αμφιβόλων που μετατρέπονται σε σερπεντίνη (βάσει των αναλύσεων του πίνακα 14).
 A= Αμφίβολος B= Μετάβαση προς σερπεντίνη Γ= Σερπεντίνης

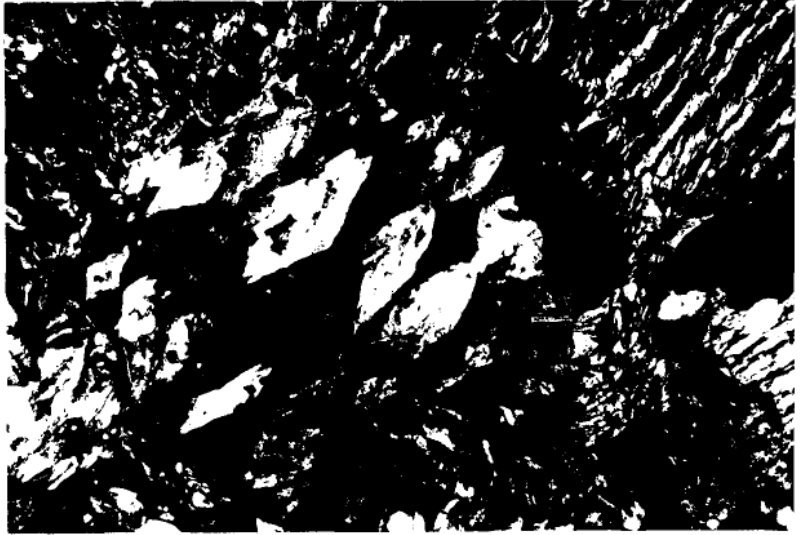
Συνέχεια πίνακα 15..

Αρ. Δειγ.	A-29			71					
Αρ. Αναλ.	117	118	164	13	14	15	35	21	22
SiO ₂	44,50	43,86	45,1	42,52	44,25	45,07	46,44	44,82	44,70
Al ₂ O ₃	1,50	1,71	1,41	2,12	1,52	2,38	1,72	1,35	1,77
FeO	4,00	4,00	3,64	3,98	4,14	3,79	3,83	3,67	3,81
MnO	0,00	0,07	0,00	0,03	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04
MgO	41,75	39,71	40,40	39,60	40,13	41,43	42,38	41,14	41,24
CaO	0,01	0,18	0,06	0,07	0,14	0,08	0,08	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,15	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,92	3,99	4,04	3,98	4,00	3,96	4,01	3,90	3,98
Al	0,16	0,18	0,15	0,23	0,16	0,25	0,18	0,14	0,19
Fe	0,3	0,31	0,27	0,30	0,31	0,28	0,28	0,27	0,29
Mn	0,0	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	5,54	5,39	5,39	5,39	5,41	5,42	5,45	5,44	5,47
Ca	0,0	0,18	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Cr	0,0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0
Πρόελευση αερηντήνη από	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol

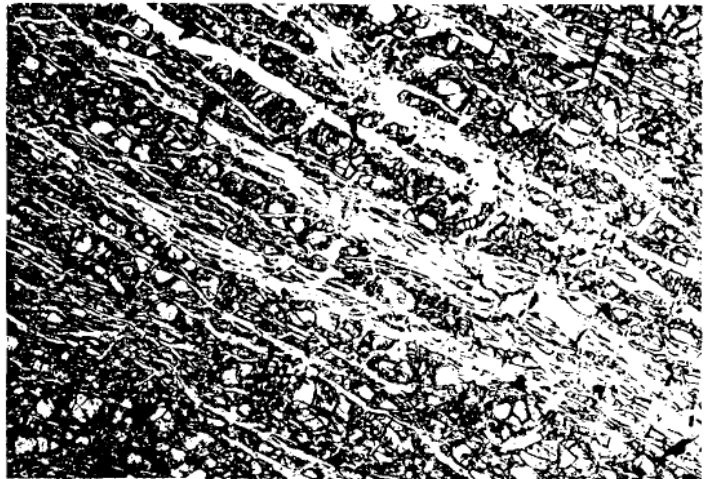
Αρ. Δειγ.	31									
Αρ. Αναλ.	40	44	45	50	51	57	60	61	71	72
SiO ₂	40,16	42,12	42,72	41,72	41,92	41,70	41,45	41,16	41,33	41,8
Al ₂ O ₃	0,96	0,73	0,76	0,79	0,92	0,01	0,84	0,94	1,04	0,79
FeO	4,00	3,96	3,64	3,55	3,19	4,11	3,45	4,11	3,61	3,53
MnO	0,10	0,11	0,06	0,08	0,11	0,12	0,09	0,11	0,13	0,12
MgO	38,63	39,60	40,60	40,45	39,53	39,39	40,14	38,65	39,53	39,9
CaO	0,30	0,04	0,09	0,13	0,12	0,17	0,22	0,14	0,34	0,3
Cr ₂ O ₃	0,69	0,05	0,00	0,29	0,36	0,53	0,39	0,65	0,45	0,3
Si	3,90	3,98	3,97	3,94	3,97	3,98	3,91	3,95	3,92	3,95
Al	0,11	0,08	0,08	0,09	0,11	0,01	0,09	0,11	0,12	0,09
Fe	0,33	0,31	0,28	0,28	0,26	0,33	0,27	0,33	0,29	0,28
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	5,59	5,58	5,63	5,66	5,58	5,61	5,68	5,52	5,59	5,62
Ca	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Cr	0,05	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02
O	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
Πρόελευση αερηντήνη από	Px	ol	ol	Px	Px	Px	Px	Px	Px	Px

Συνέχεια πίνακα 15..

Αρ. Δειγ.	27										
Αρ. Αναλ.	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	41,90	42,94	41,56	42,81	42,19	42,37	42,31	42,32	41,39	41,18	42,77
Al ₂ O ₃	1,58	1,00	0,88	1,47	1,30	1,23	1,24	0,42	1,80	1,72	0,98
FeO	3,37	3,32	3,66	3,56	3,15	3,12	3,05	3,57	3,88	4,03	3,32
MnO	0,06	0,12	0,08	0,09	0,12	0,04	0,06	0,10	0,08	0,08	0,10
MgO	38,52	38,63	40,08	39,75	39,56	40,51	40,35	39,17	38,55	37,96	38,53
CaO	0,06	0,07	0,03	0,05	0,07	0,03	0,01	0,05	0,05	0,05	0,06
Cr ₂ O ₃	0,21	0,29	0,02	0,01	0,07	0,05	0,03	0,40	0,45	0,45	0,48
Si	3,98	4,05	3,94	3,98	3,98	3,95	3,95	4,02	3,93	3,95	4,04
Al	0,18	0,11	0,10	0,16	0,15	0,14	0,14	0,05	0,21	0,19	0,11
Fe	0,27	0,26	0,29	0,28	0,25	0,24	0,24	0,28	0,31	0,32	0,26
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	5,46	5,43	5,67	5,51	5,56	5,63	5,63	5,45	5,46	5,43	5,43
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04
O	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
Προέλευση σερπεντίνη από	Px	Px	ol	ol	ol	ol	ol	Px	Px	Px	Px



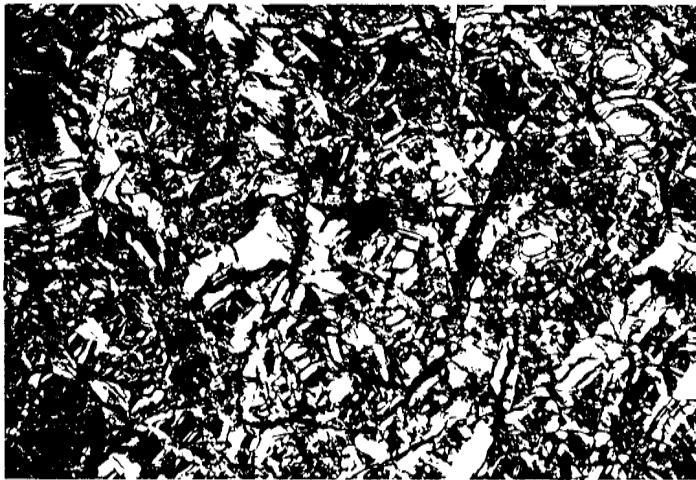
Εικόνα 18. Δομή σερπεντίνη της Λέσβου μορφής κλεψίδρας (hourglass) (Nicols +), Διάσταση φωτογ 0,4X0,6mm



Εικόνα 19. Εντονη σερπεντινίωση σε μορφή πολλών φλεβιδίων που διασχίζουν σε παράλληλη διάταξη τον δουνίτη (Nicols //), Υψος φωτογρ 22mm (Δείγμα Α29)



Εικόνα 20α. Σερπεντινίωση δουνίτη σε προχωρημένο στάδιο. Από τους κρυστάλλους του ολιβίνη απέμειναν μόνο λίγα κοκκώδη υπολείμματα. Οξειδία σιδήρου περιγράφουν τα πρωταρχικά όρια του ολιβίνη. Οι λεπτές γραμμώσεις στο εσωτερικό ορίζουν σε κυψελώδη μορφή τον διαχωρισμό από την αρχική κατάτμηση του κρυστάλλου του ολιβίνη (δείγ 51)(Nicolis //) Ύψος φωτογραφίας 1,75 m,m



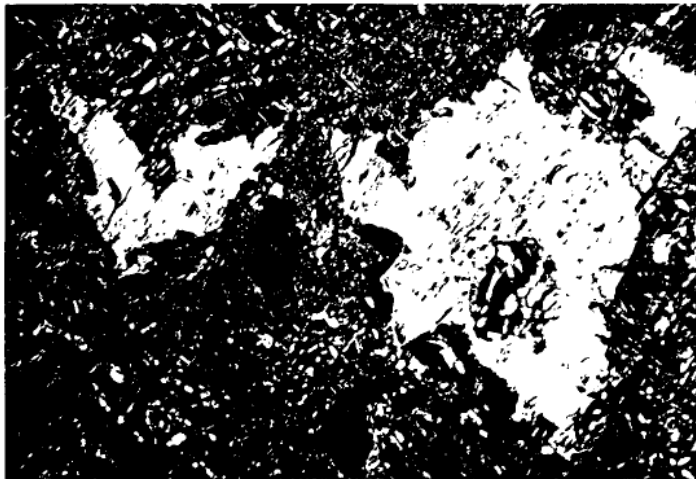
Εικόνα 20β. ίδια παρατήρηση με την 20α με (Nocolis +)



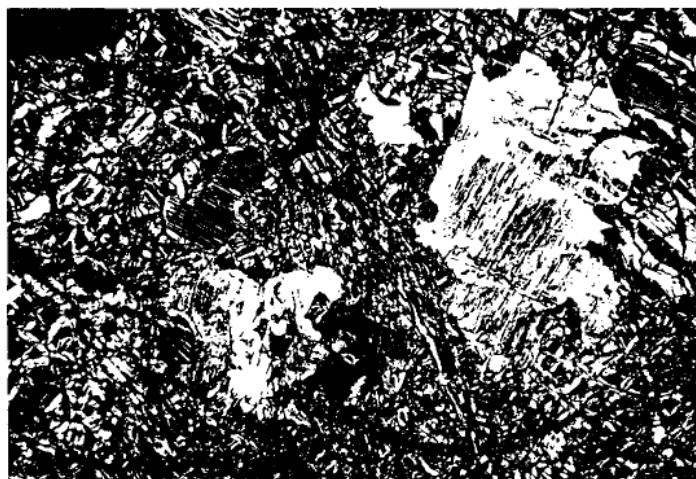
Εικόνα 21. Σερπεντινωμένος κρύσταλλος ολιβίνη με διαχωρισμό κυψελώδη που διαγράφεται από καφέ κίτρινες γραμμώσεις σύμφωνα με την πρωταρχική του κατάτμηση (Nicols //) Υψος φωτος 0.35mm



Εικόνα 22. Ίδια παρατήρηση με την 21α με (Nicols +) Φαίνονται καθαρά τα υπολείμματα ολιβίνη (κυανό χρώμα) και μικροί πυρήνες ενός τέτοιου υπολείμματος (κίτρινο)



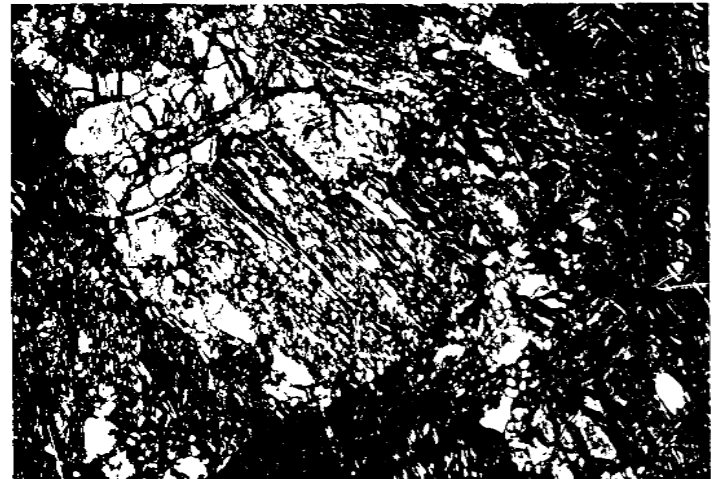
Εικόνα 23α. Γενική άποψη σερπεντινίωσης. Η κύρια μάζα αποτελείται από μικροκρυσταλλικό κυψελώδη σερπεντίνη από αντικατάσταση ολιβίνη. Οι μεγάλες ανοιχτόχρωμες ψευδομορφώσεις είναι βασίτης σε ανάλογη αντικατάσταση κρυστάλλων ορθοπυροξένου (Nicolis //) Ύψος φωτογ 1,75mm



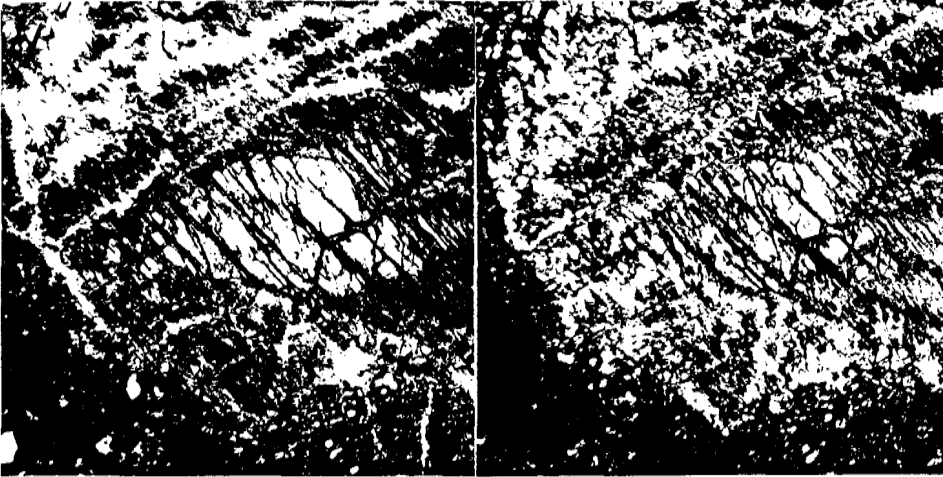
Εικόνα 23β. Ανάλογη περίπτωση με την 23α με (Nicolis +). Εδώ επί πλέον φαίνονται ότι ενώ οι ολιβίνες και ορθοπυρόξενοι είναι ολοκληρωτικά σερπεντινωμένοι οι κλινοπυρόξενοι (κιτρινοκόκκινα έως κυανά πολωτικά χρώματα διατηρούνται ακόμη υγιείς. Ύψος φωτογ 2,2mm



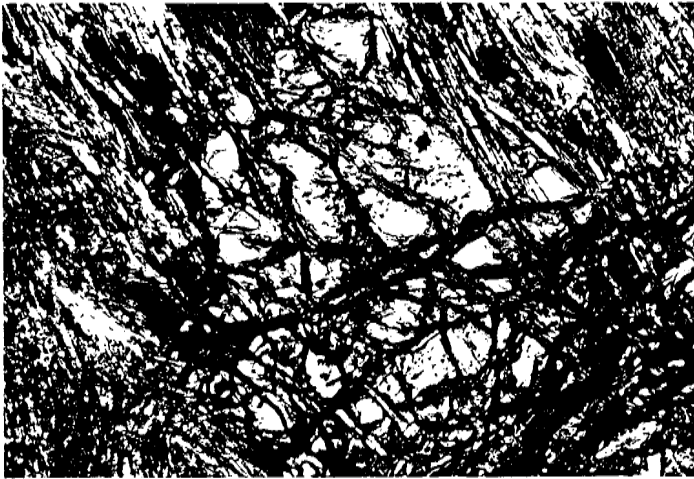
Εικόνα 24α. Ψευδομόρφωση από αντικατάσταση μεγάλου ορθοπιροξένου στο κέντρο. Περιφερειακά μικροί κρύσταλλοι κλινοπιροξένων και υπολειμμάτων ολιβίνης. Ο ορθοπιροξένος αντικαταστάθηκε σε πρώτη φάση από αμφίβολο (καφέ) ο οποίος στη συνέχεια μετατρέπεται σε σερπεντίνη. Εξέλιξη του καφέ χρώματος σε γκριζόλευκο. (Nicolis //) Υψος φωτογ 1,4mm



Εικόνα 24β. ίδια παρατήρηση με την 24α. Διακρίνονται σαφέστερα οι σερπεντινωμένες περιοχές



Εικόνα 25α. Μετατροπή μεγάλου ορθοπυροξένου σε ακτινόλιθο (αριστερά), μετατροπή του ακτινόλιθου σε σερπεντίνη. Στο κέντρο και δεξιά φαίνεται υπόλειμμα ορθοπυροξένου. (Nicols //) Υψος φωτογ. 1,75mm
 Η δεξιά εικόνα έχει την ίδια παρατήρηση με (Nicols +). Φαίνονται σαφέστερα οι περιοχές υπολειμματικού ορθοπυροξένου (γκρίζα επιφάνεια) περιφερειακά του ο ακτινόλιθου (κίτρινα χρώματα) και ο σερπεντίνης (λευκός) στο άνω μέρος της εικόνας



Εικόνα 26. Κρύσταλλοι ολιβίνη με πλευρική μετατροπή σε ακτινόλιθο (έγχρωμη ταινιοειδής εμφάνιση) και σε σερπεντίνη (σκοτεινές γκριζες έως μαύρες περιοχές). Ο σερπεντίνης φαίνεται να αντικαθιστά μερικώς τον προηγούμενο ακτινόλιθο. Nicols + Υψος φωτογ 0,56mm

Εξέταση σερπεντινών της Λέσβου με ακτινοδιαγνωστικές και αναλυτικές μεθόδους.

Για μία καλύτερη προσέγγιση των φαινομένων της σερπεντινίωσης έγινε προσπάθεια να καθορισθεί το επικρατέστερο ορυκτό της ομάδας του σερπεντίνη. Είναι γνωστό ότι αυτό είναι ιδιαίτερα δύσκολο διότι οι κρύσταλλοι του σερπεντίνη συνυπάρχουν και δίδουν παρόμοιες εικόνες οπτικές, ακτινοδιαγνωστικές και ανάλογες χημικές αναλύσεις.

Εμείς πραγματοποιήσαμε ακτινογραφήματα (XRD) σε πολλά πλήρως σερπεντινωμένα δείγματα, επίσης δε προβάλλαμε χημικές αναλύσεις πολλών σερπεντινών σε τριγωνικό διάγραμμα με κορυφές SiO_2 , FeO και MgO των WICKS & PLANT (1979) (Σχήμα 63).

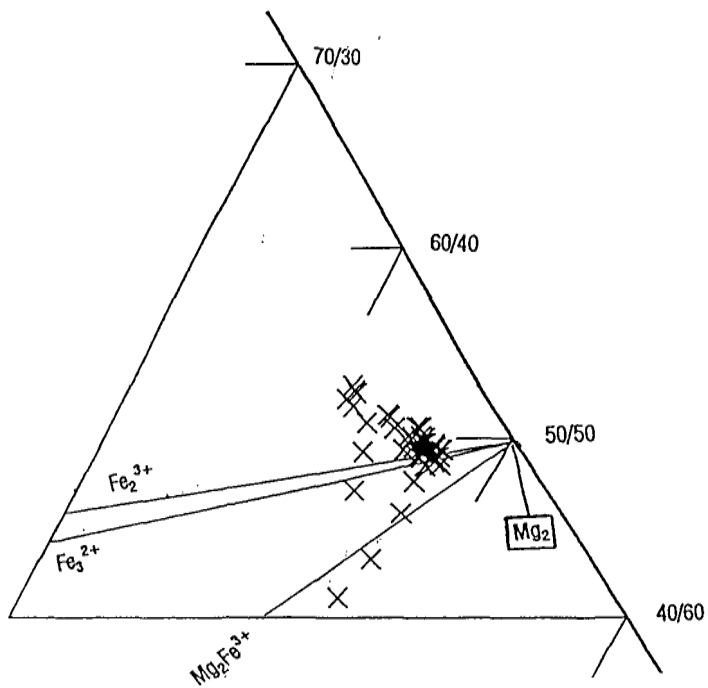
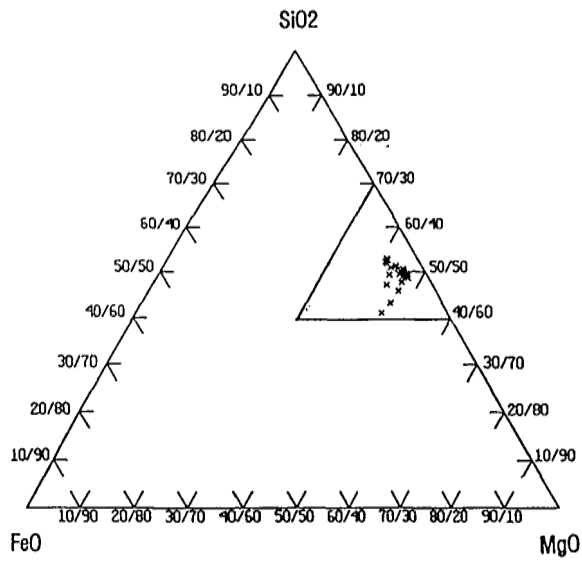
Τα αποτελέσματα των διαγραμμάτων που παίρναμε από τον ηλεκτρονικό ανιχνευτή ο οποίος ήταν συνδεδεμένος απ' ευθείας με την συσκευή (XRD) μας προσδιόρισαν λιζαρδίτη, αντιγορίτη και λιγότερο χρυσσίτη (Σχήμα 65).

Οι προβολές των χημικών αναλύσεων των σερπεντινών στο τριγωνικό διάγραμμα των WICKS & PLANT (1979) προσδιόρισε σαφώς μεγαλύτερες ποσότητες σε αντιγορίτες διότι οι περισσότεροι σερπεντίνες προβάλλονταν πάνω από τις γραμμές $\text{Mg}_3\text{-Fe}_3^{2+}$ και $\text{Mg}_3\text{-Fe}_2^{3+}$ και αυτή είναι περιοχή όπου προβάλλονται κυρίως αντιγορίτες.

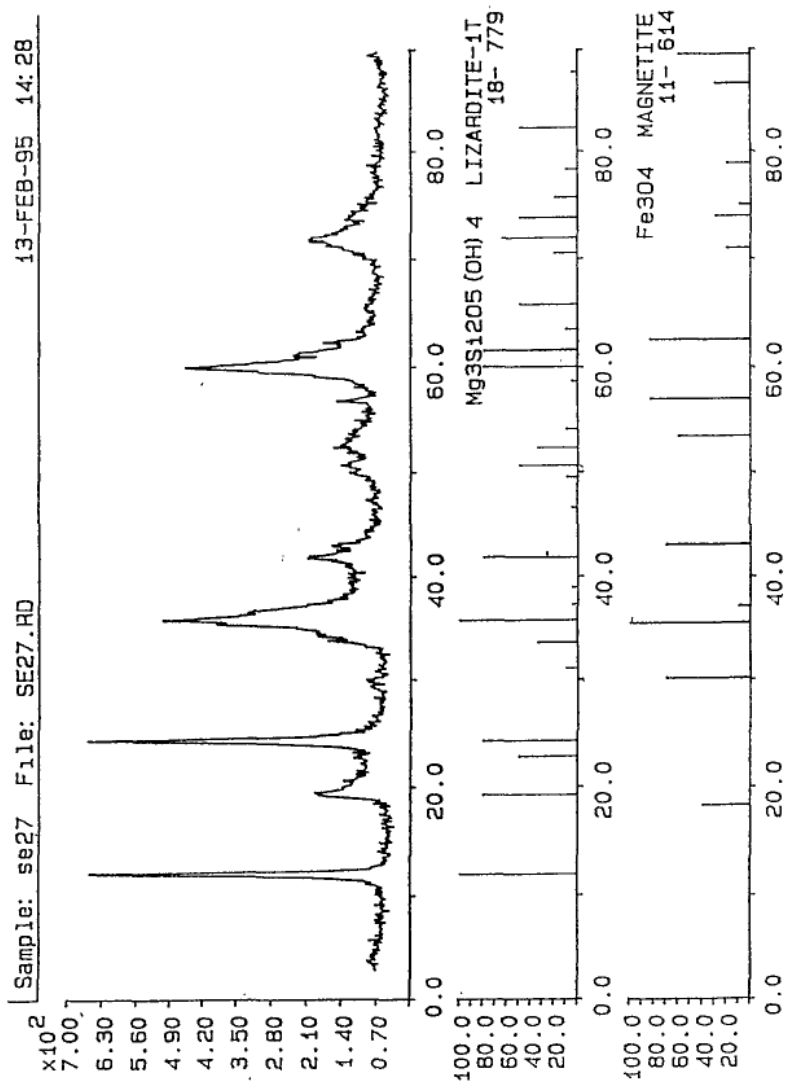
Πολλά ακτινογραφήματα των ορυκτών του σερπεντίνη της Λέσβου έδειξαν και την παρουσία μαγνητίτη (Σχήμα 64). Τα οξείδια του σιδήρου (κυρίως μαγνητίτες) είναι συχνά σύνδρομα προϊόντα της σερπεντινίωσης, ιδίως όταν ο σερπεντίνης προέρχεται από ολιβίνη.

Σχολιάζοντας το χημισμό των σερπεντινών από αναλύσεις μεγάλου αριθμού αντιπροσωπευτικών δειγμάτων όπως φαίνεται και από τον πίνακα 15 προκύπτουν τα εξής περιληπτικά συμπεράσματα.

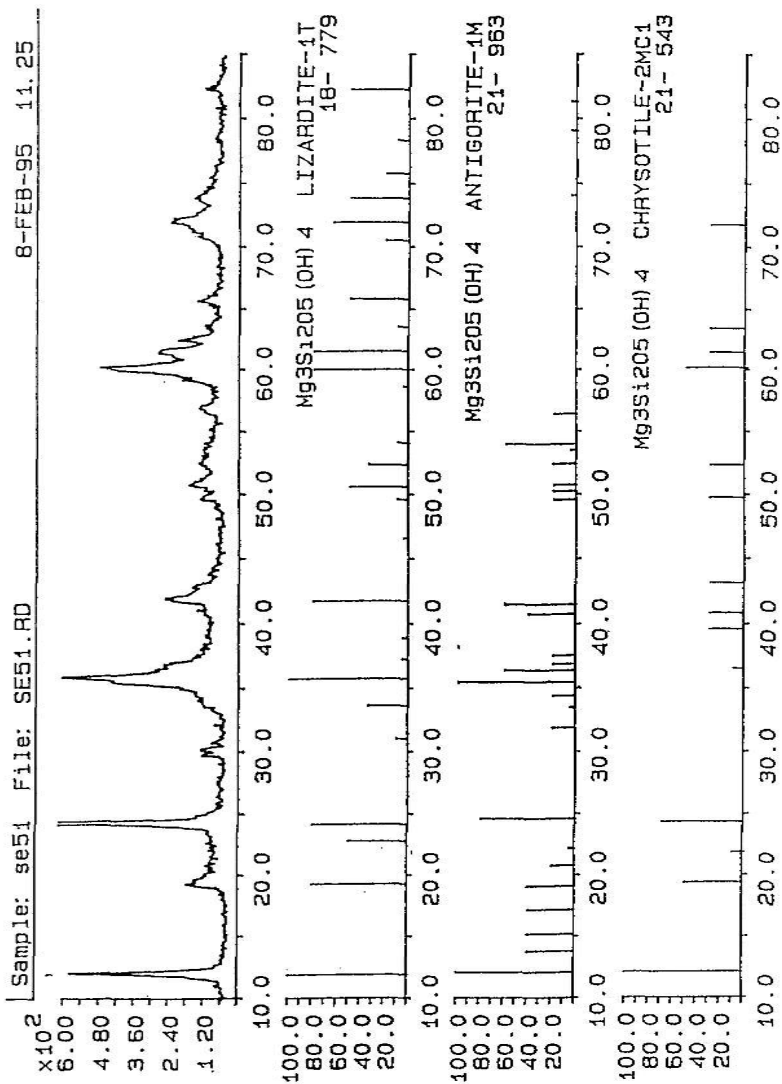
- Οι σερπεντίνες γενικά παρουσιάζουν αισθητές περιεκτικότητες σε Al_2O_3 που συνήθως περνάει τα 1 έως 2.4%.
- Έχει υψηλές περιεκτικότητες σε FeO που σε μερικές περιπτώσεις περνά τα 5%. Εδώ παρατηρούμε ότι η αύξηση αυτή συνδέεται με μείωση του MgO .
- Οι σερπεντίνες που αντικατέστησαν ορθοπυρόξενους (βασίτες) παρουσιάζουν έναντι αυτών που προέρχονται από ολιβίνη αυξημένες περιεκτικότητες σε Cr_2O_3 και μάλιστα σε ορισμένα δείγματα ξεπερνούν το 1% π.χ. στο δείγμα 51.



Σχήμα 63. Διάγραμμα MgO, FeO, SiO₂ στο οποίο προβάλλονται οι μικροαναλύσεις από σερπεντίνες υπερβασικών της Λέσβου Τα όρια του πεδίου προβολής του αντιγρότη αναφέρονται στο κείμενο (WICKS & PLANT 1979)



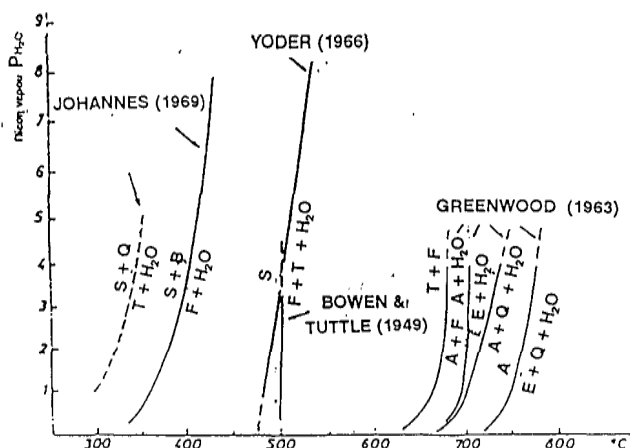
Σχήμα 64. Ακτινοδιάγραμμα (περιθλασίγραμμα XRD) ενός πλήρως σερπεντινωμένου δείγματος που προερχόταν από ολιβινούχο υπερβασικό πετρώμα. Προσδιορίστηκε λιζαρδίτης επικρατέστερος των σερπεντινών και όπως είναι αναμενόμενο ύπαρξη μαγνητίτη.



Σχήμα 65. Ακτινοδιάγραμμα (περιθλασίγραμμα XRD) σερπεντινωμένου δείγματος. Εδώ υπάρχει σε μεγάλο ποσοστό ο αντιγορίτης με το λίζαρδίτη και σε πολύ μικρότερες ποσότητες ο χρυσοτίλης.

V. 4.6.2. Συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης που είναι σταθερός ο σερπεντίνης.

Αρχικά οι BOWEN & TUTTLE (1949) και κατόπιν οι YODER (1966) και JOHANNES (1969) μετά από σειρά πειραματικών προσπαθειών προσδιόρισαν τις καμπύλες ισορροπίας των κυριώτερων αντιδράσεων του συστήματος SiO_2 - MgO - H_2O . Ο JOHANNES (1969) προσδιόρισε μερικές από τις βασικές αντιδράσεις του προαναφερομένου συστήματος όπως Σερπεντίνης + Χαλαζίας = Τάλκη + H_2O και Σερπεντίνης + Βρουκίτης = Φορστερίτης + H_2O . Τα πειραματικά τους δεδομένα συνοψίζονται στο ακόλουθο διάγραμμα.

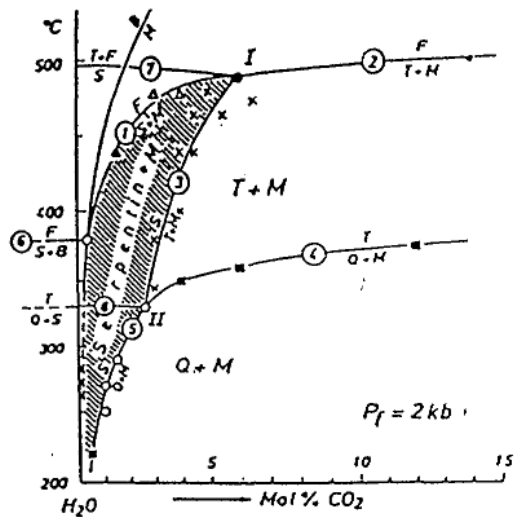


Σχήμα 66. S=Σερπεντίνης T=Τάλκης B=Βρουκίτης E=Ενστατίτης
F=Φορστερίτης P=Περίκλαστο A=Mg-Ανθοφυλλίτης

Ο JOHANNES (1969) λαμβάνοντας υπόψη την θερμοκρασία και την μοριακή αναλογία του ποσοστού του CO_2 στη ρευστή φάση και υπό συνθήκες σταθερής πίεσης ρευστής φάσης 2Kbar μετά από εργαστηριακή έρευνα έδωσε τις καμπύλες ισορροπίας αντίδρασης των ορυκτών. Φορστερίτη, Βρουκίτη, Μαγνησίτη, Χαλαζία, Σερπεντίνη και Τάλκη.

- 1) Φορστερίτης = Σερπεντίνης + Μαγνησίτης
- 2) Φορστερίτης = Τάλκης + Μαγνησίτης.
- 3) Σερπεντίνης = Τάλκης + Μαγνησίτης
- 4) Τάλκης = Χαλαζίας + Μαγνησίτης.
- 5) Σερπεντίνης = Χαλαζίας + Μαγνησίτης.
- 6) Φορστερίτης = Σερπεντίνης + Βρουκίτης.
- 7) Τάλκης + Φορστερίτης = Σερπεντίνης.
- 8) Τάλκης = Χαλαζίας + Σερπεντίνης.

Προσδιόρισε μάλιστα το πεδίο σταθερότητας του σερπεντίνης όπως φαίνεται στο κατωτέρω διάγραμμα.



Σχήμα 67. Πεδίο δημιουργίας του σερπεντίνη σε σχέση με τη θερμοκρασία και τη μοριακή αναλογία του CO_2 %

Ο ίδιος ερευνητής λαμβάνοντας υπόψιν και μία σειρά άλλων ορυκτών φάσεων αφού συμπλήρωσε τα πειραματικά δεδομένα σε συνθήκες ρευστής φάσης που η μοριακή της αναλογία σε CO_2 έφθανε μέχρι το 100% έδωσε το συμπληρωμένο διάγραμμα. Σε αυτό το πεδίο σταθερότητας του σερπεντίνη καταλαμβάνει ένα μεγάλο θερμοκρασιακό εύρος αρχίζοντας από τους 500°C μέχρι και θερμοκρασίες περιβάλλοντος περιορίζοντας όμως τη μοριακή αναλογία της ρευστής φάσης σε ποσοστά από 0 έως 5% CO_2 μεγίστη.

Η αύξηση του ποσοστού του CO_2 πάνω από το όριο αυτό συνεπάγεται δημιουργία μαγνησίτη και άλλων πυριτικών ορυκτών φάσεων όπως φαίνεται στο διάγραμμα αλλά όχι σερπεντίνη.

Πρέπει να σημειώσουμε ότι και σέ αυτά τα πειραματικά δεδομένα είχαμε σταθερή πίεση ρευστής φάσης 2Kbar.

V. 4.6.3. Ισορροπία κυριών πετρογενετικών ορυκτών των υπερβασικών πετρωμάτων σε υδατικά διαλύματα

Εδώ θα μελετήσουμε το πως συμπεριφέρονται διάφορα κύρια πετρογενετικά ορυκτά υπερβασικών πετρωμάτων σε υδατικά διαλύματα κάτω από συνθήκες παρόμοιες με αυτές που επικρατούν στην επιφάνεια της γής ή παραπλήσιες με αυτές

Τα τελευταία χρόνια χρησιμοποιούνται όλο και περισσότερο θερμοδυναμικά δεδομένα για την επίλυση προβλημάτων σχετικών με την γένεση ορυκτών φάσεων στο χώρο της πετρολογίας. Αυτή η προσπάθεια επεκτάθηκε και σε θέματα αποδόμησης των ορυκτών από παράγοντες διαβρωτικούς από φυσικά ή τεχνικά αίτια. Έχουν συγκεντρωθεί με το χρόνο αρκετά στοιχεία ώστε να μπορεί να αντιμετωπίσει κανείς με τη μέθοδο αυτή το θέμα της εξαλλοίωσης των πετρωμάτων και ειδικότερα των υπερβασικών.

Θα προσπαθήσουμε να διαπιστώσουμε αν πράγματι συμφωνούν οι παρατηρήσεις μας με τις θεωρητικές προβλέψεις ή όχι. Στην περίπτωση που συμφωνούν θα έχουμε εξαλλοίωση κάτω από συνθήκες θερμοδυναμικής ισορροπίας. Εάν δεν συμφωνούν θα έχουμε περίπτωση μετασταθούς ισορροπίας με σχηματισμό μετασταθών φάσεων ή πρέπει να ελεγχθεί η ακρίβεια με την οποία έχουν προκύψει από το πείραμα τα θερμοδυναμικά δεδομένα.

Πρέπει να βρούμε ποιά ορυκτά (φάσεις) είναι ευσταθή σε συμθήκες ίδιες ή πολύ κοντά σε αυτές που επικρατούν στην επιφάνεια της Γής από πλευράς Πίεσης P και Θερμοκρασίας T παρουσία αραιών υδατικών διαλυμάτων. Την περίπτωση δηλαδή μετεωρικού νερού ή υγρόθερμων διαλυμάτων που ανέρχονται στην επιφάνεια της γής, σε αντίθεση πάντα με πυκνότερα υδατικά διαλύματα που υπάρχουν σε άλλες περιοχές της γής (π.χ. Ερυθρά θάλασσα όπου τα αντίστοιχα διαλύματα είναι της τάξης των 20.000 ppm ή και περισσότερο σε αντίθεση με τα δοκίμιά μας που είναι της τάξης μερικών ppm έως λίγες δεκάδες ppm.

Εδώ θα χρησιμοποιήσουμε διαγράμματα για την κατασκευή των οποίων ακολουθήθηκε η μέθοδος BROWN (1970) και η οποία φαίνεται στο σχήμα 68, (GARTZOS, 1986).

Τα ορυκτά και οι αντιδράσεις υδρόλυσης του καθενός που χρησιμοποιήθηκε για την μελέτη της ισορροπίας που εμφανίζεται στα διαγράμματα αυτά φαίνονται κάτω από κάθε διάγραμμα.

Στο σχήμα 68 παρουσιάζουμε και τις θερμοδυναμικές σταθερές επιφάνειες κορεσμού για εκείνα από τα ορυκτά που έχουν τέτοιες π. χ. Βρουκίτης Br, Σερπεντινής Sr, και ο Τάλκης Ta. Ο Φορστερίτης Fo και ο Ενστατίτης En δέν έχουν σταθερή επιφάνεια κορεσμού. Είναι γνωστό βέβαια ότι για να είναι σταθερή η επιφάνεια του Φορστερίτη ή του Ενστατίτη θα πρέπει στο διάγραμμα να συνορεύει με το πεδίο του νερού. Αλλά από την τοπολογία του διαγράμματος βλέπουμε ότι δεν είναι δυνατόν να πετύχουμε τέτοιες τιμές στα εν διαλύσει είδη διότι σε πολύ χαμηλότερες τιμές υπάρχουν οι επιφάνειες των ορυκτών Βρουκίτης, Σερπεντίνης, Τάλκης, οι οποίες δεν θα μας επιτρέψουν να πετύχουμε μεγαλύτερες τιμές. Τούτο βέβαια διότι αναφερόμαστε σε συνθήκες ισορροπίας και θα σχηματισθούν τα ορυκτά αυτά καταναλώνοντας το μαγνήσιο και τα άλλα εν διαλύσει συστατικά.

Το πιο απλό σύστημα που μπορεί να περιγραφεί στα υπερβασικά πετρώματα και περιέχει τις κυριώτερες ορυκτολογικές φάσεις είναι το σύστημα SiO_2 , Mg^{++} , H^+ , και H_2O . Το σύστημα αυτό περιλαμβάνει τα εξής ορυκτά: Φορστερίτης, Ενστατίτης, Βρουκίτης, Σερπεντίνη, Τάλκης, Αντιγορίτης, Χαλαζίας και Σηπιόλιθος. (Βλέπε πίνακα 16 αντιδρ. υδρολύσεως). Οι αντιδράσεις υδρολύσεως αυτών των ορυκτών είναι οι αναφερόμενες κατωτέρω.

α-χαλαζίας	SiO_2	$=4\text{SiO}_2 - 2\text{H}_2\text{O}$
Αντιγορίτης	$\text{Mg}_{48}\text{Si}_{34}\text{O}_{147}\text{H}_{62}$	$=7\text{Mg}^{++} + 8\text{SiO}_2 + 8\text{H}_2\text{O} - 14\text{H}^+$
Βρουκίτης	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	$=\text{Mg}^{++} + 2\text{H}_2\text{O} - 2\text{H}^+$
Ενστατίτης	MgSiO_3	$=\text{Mg}^{++} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} - 2\text{H}^+$
Φορστερίτης	Mg_2SiO_4	$=2\text{Mg}^{++} + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} - 4\text{H}^+$
Μαγνησίτης	MgCO_3	$=\text{Mg}^{++} + \text{SiO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
Σηπιόλιθος	$\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{23}\text{H}_{14}$	$=4\text{Mg}^{++} + 6\text{SiO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} - 8\text{H}^+$
Τάλκης	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{H}_2$	$=3\text{Mg}^{++} + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} - 6\text{H}^+$

Πίνακας 16. Θερμοδυναμικά δεδομένα των στοιχείων και ενώσεων που παίρνουν μέρος στις αντιδράσεις υδρολύσεως

	DH	S	a	b	c	Yen
α-χαλαζίας SiO_2	-910647	41.330	63 5000	0 0076	-1913257	22.68
Αντιγορίτης $\text{Mg}_{48}\text{Si}_{34}\text{O}_{147}\text{H}_{62}$	-71424608	3603.930	5172.9500	2 0960	-122743057	1749.00
Βρουκίτης $\text{Mg}(\text{OH})_2$	-926296	63137.000	101.0310	0 0160	-2556432	24 63
Ενστατίτης MgSiO_3	-1546071	68.550	102 7172	-0 0198	-2627551	31 29
Φορστερίτης Mg_2SiO_4	-2175679	95 180	149 8290	0 0273	-3564767	43.79
Μαγνησίτης MgCO_3	-1111395	65.680	82 5545	0 0524	-1986562	28 01
Σηπιόλιθος $\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{23}\text{H}_{14}$	-10116909	613.370	660 7371	0 4363	-7815706	285.60
Τάλκης $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{H}_2$	-1410500		82 4800	41 6100	13 34	

Σημ : DH= η μεταβολή της ενθαλπίας
S= εντροπία
a, b, c= δείκτες

Οι φάσεις που εμφανίζονται στα διαγράμματα αυτά είναι Φορστερίτης, Βρουκίτης, Περίκλαστο, Ενστατίτης τα πολύμορφα του Σερπεντίνη ο Τάλκης και ο Σηπιόλιθος. Τα διαγράμματα που εμφανίζονται είναι κατασκευασμένα για θερμοκρασίες 5, 25, και 50°C και πίεση 1Bar. Σε αυτά βλέπουμε ότι η μεταβολή στην τοπολογία των διαγραμμάτων είναι μικρή. Έχουμε δηλαδή ακριβώς τις ίδιες φάσεις και απλά μια μικρή μετατόπιση των γραμμών. Το ενδιαφέρον μας για την εξαλλοίωση υπερβασικών (επίδραση πολύ αραιού υδατικού διαλύματος στα πετρώματα) είναι για να δούμε ποιές από τις φάσεις μπορούν να έλθουν σε ισορροπία με υδατικά διαλύματα, δηλαδή να έχουν σταθερές επιφάνειες κορεσμού και ποιές όχι.

Το διάγραμμα του σχήματος 68 έχει στην κατακόρυφο το λογάριθμο του λόγου της ενεργότητας του μαγνησίτου δια του τετραγώνου της ενεργότητας του υδρογόνου ως προς το λογάριθμο της ενεργότητας του SiO_2 σε 25 °C. (Σύστημα H^+ , SiO_2 , H_2O , Mg^{++})

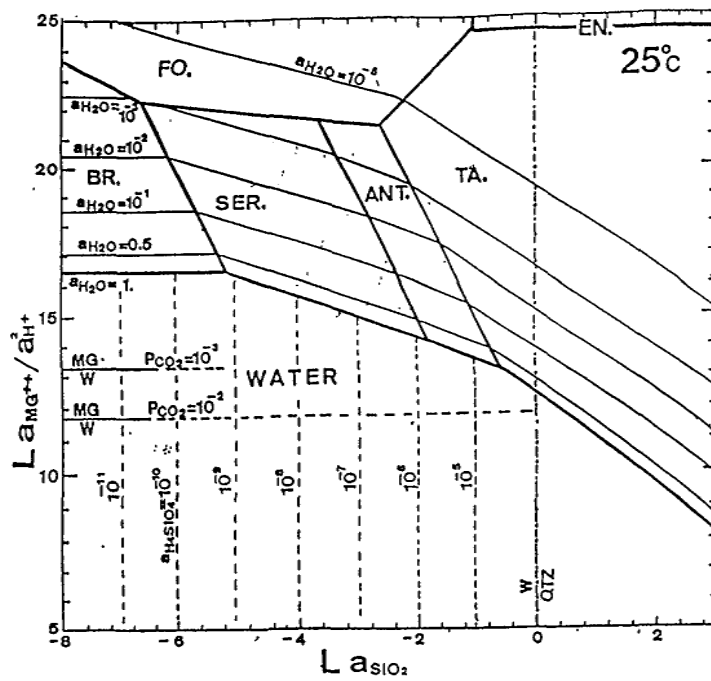
Οι ενεργότητες του H_2O που μας ενδιαφέρει είναι πρακτικά ίσες με 1 (ένα) γιατί έχουμε αραιά υδατικά διαλύματα σε κανονικές συνθήκες. Παρόλα αυτά με διακεκομμένες δείχνουμε τη θέση του θα έχουν οι επιφάνειες κορεσμού για το H_4SiO_4 όταν οι ενεργότητες του H_2O είναι μικρότερες π χ 0.5. Ακόμη και αυτές

οι επιφάνειες του νερού είναι πολύ κοντά στο 1. Έτσι η τοπολογία του διαγράμματος ουσιαστικά δεν επηρεάζεται.

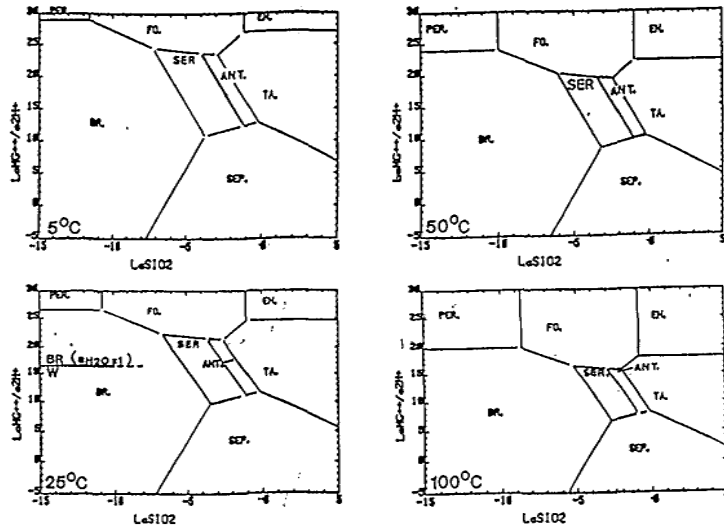
Από το παραπάνω διάγραμμα φαίνεται ότι μόνο οι φάσεις Βρουκίτης, Αντιγορίτης και Τάλκης μπορούν να έλθουν σε ισορροπία με υδατικά διαλύματα δηλαδή να έχουν σταθερές επιφάνειες κορεσμού.

Συμπέρασμα λοιπόν που προκύπτει από την μελέτη των διαγραμμάτων αυτών είναι ότι τα κύρια πετρογενετικά ορυκτά των υπερβασικών πετρωμάτων ο Φορστερίτης και ο Ενστατίτης όταν έλθουν σε επαφή με το H_2O θα αντιδράσουν και θα καταστραφούν ενώ θα σχηματίζεται ο Βρουκίτης ο Σερπεντίνης ο Αντιγορίτης και ο Τάλκης Αντίθετα ο Βρουκίτης ο Σερπεντίνης και ο Τάλκης όταν έλθουν σε επαφή με το H_2O θα αντιδράσουν μεν μαζί του πλην όμως μπορούν να έλθουν σε ισορροπία και να σταματήσει η αντίδραση διάλυσής τους.

Τα παραπάνω συμπεράσματα είναι ιδιαίτερα σημαντικά γιατί είναι απόδειξη της εικόνας που παρατηρούμε στη φύση, δηλαδή τους σταδιακά εξαλλοιωμένους ολιβίνες και πυρόξενους που είναι η ορυκτολογική βάση γενικά των υπερβασικών πετρωμάτων.



Σχήμα 68. Διάγραμμα του λόγου της ενεργότητας του μαγνησίτη (Mg) δια του τετραγώνου της ενεργότητας του υδρογόνου (H) ως προς το λογάριθμο της ενεργότητας του SiO₂ σε 25°C (Σύστημα H⁺, SiO₂, H₂O, Mg⁺⁺)



Σχήμα 69. Διαγράμματα ανάλογα με το 68, αλλά σε διαφορετικές θερμοκρασίες

V. 5. Φλεβικές εμφανίσεις στα υπερβασικά της Λέσβου

V. 5.1. Γενικά

Η πρώτη αναφορά σχετικά με τις φλέβες στα υπερβασικά της Λέσβου έγινε από τη ΔΗΜΟΥ (1971), η οποία αναφέρθηκε πετρογραφικά μόνο στα ροδιγκιτιωμένα φλεβικά πετρώματα

Οι φλεβικές εμφανίσεις στα υπερβασικά της Λέσβου αποτελούνται κυρίως από: α) γαββρικές - μικρογαββρικές ροδιγκιτιωμένες φλέβες και β) από πυροξενιτικές φλέβες. Οι φλέβες αυτές δέχθηκαν θερμική και τεκτονική επίδραση και μεταμορφώθηκαν σε διάφορο βαθμό. Υπάρχει σημαντικός αριθμός φλεβών πλην όμως από πλευράς όγκου υστερούν σε σχέση με τους υπερβασικούς σχηματισμούς που τις φιλοξενούν καθώς οι περισσότερες έχουν μικρό πάχος.

Οι γαββρικές φλέβες συνήθως απαντούν στο ΝΑ τμήμα της υπερβασικής μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλή). Έχουν πάχος έως 1,5m και οι παραγενέσεις τους είναι ολιβίνης ορθο- και κλινοπυρόξενοι γρανάτες - υδρογρανάτες και χλωρίτης.

Οι πυροξενιτικές φλέβες έχουν μικρότερες διαστάσεις, με πάχος που κυμαίνεται μεταξύ 3 - 30 cm. Απαντούν στο βορειότερο τμήμα της μεγάλης υπερβασικής μάζας Αμπελικού - Κώμης, στην περιοχή του χωριού Αγ. Παρασκευή.

Στο κεφάλαιο αυτό έχουν συμπεριληφθεί και μεγαλύτερες γαββρικές διεισδύσεις οι οποίες δεν παρουσιάζουν μορφή φλέβας. Οι διεισδύσεις αυτές έχουν συντεκτονισθεί με τα υπερβασικά και το σχήμα τους είναι μάλλον ακανόνιστο.

V. 5.2. Ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες

Ο όρος ροδιγκίτης προήλθε από τον ποταμό Roding που αποστραγγίζει μέρος της οροσειράς Dun της Ν. Ζηλανδίας και οφείλει το όνομά του στον BELL et al., (1911) σύμφωνα με τους BATES & JACKSON (1987).

Ροδιγκίτες κατά τον COLEMAN (1977) ονομάζονται τα Ca-μετασσωματωμένα πετρώματα που αποτελούνται κυρίως από ασβεστούχα πυριτικά ορυκτά και συνδέονται με σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα.

Οι ροδιγκιτιωμένοι γάββροι στη Λέσβο περιορίζονται στο νότιο τμήμα της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης και εμφανίζονται σαν φλέβες μέσα στους σχιστοποιημένους σερπεντινίτες.

Έχουν πάχος που κυμαίνεται από 1cm έως 1,5m. Εμφανίζονται συνήθως να έχουν μεγάλες κλίσεις και όχι σπάνια γίνονται κατακόρυφες (Εικόνα 27).

Αξιοσημείωτο είναι ότι οι μεγαλύτερες γαββρικές φλέβες είναι επηρεασμένες και από ρήγματα μικρού άλματος (Εικόνα 27). Κατά θέσεις και μάλιστα στη βάση της σειράς των γαββρικών φλεβών όπου το πάχος τους συνήθως μεγαλώνει αυτές παραμορφώνονται έτσι ώστε συχνά να παραλληλίζονται με τη σχιστότητα των υπερβασικών που τις φιλοξενούν, κατά θέσεις δε παρουσιάζουν και μορφή "Boutinage"

Οι ροδιγκίτες στη Λέσβο περιέχουν υδρογρανάτες, διοψίδιο, χλωρίτη, σερπεντίνες, επίδοτο, κλινοπυρόξενο, αμφίβλους, υπόλοιπα ράκη ολιβινών, επίσης δε παραγωνίτη και βουαγνατίτη

Κυριότερο χαρακτηριστικό τους γνώρισμα είναι οι νεοβλάστες γρανατών σε συνδυασμό με ανάπτυξη κλινοπυροξένων, τρεμολίτη, ασβεσίτη, χαλαζία και οξειδίων Fe και Ti. Παραμένουν όμως υπολειμματικοί κρύσταλλοι πλαγιόκλαστών και αρχικών κλινοπυροξένων

Διακρίνονται πρωτογενής και δευτερογενής κλινοπυρόξενοι που με βάση οπτικές ιδιότητες ταξινομούνται ως διοψίδιοι. Συχνά στο μικροσκόπιο δεν είναι δυνατή η διάκριση πρωτογενούς και δευτερογενούς κλινοπυρόξενου. Γενικά όμως οι νεοβλάστες είναι μικρότεροι και διαυγέστεροι.

Στην περιφέρεια των ροδιγκιτιωμένων γαββρικών φλεβών στην επαφή με τους σερπεντινίτες αναπτύσσεται μια ζώνη πάχους λίγων χιλιοστών. Σε αυτήν παρατηρείται μια βαθμιαία αλλαγή του χρώματος από σκοτεινό στο κέντρο σε σχεδόν λευκό στην περιφέρεια.

Μεταξύ φλέβας και σερπεντίνη αναπτύσσεται λεπτό σκουροπράσινο στρώμα χλωριτικού σχιστόλιθου που διακρίνεται εύκολα. Το στρώμα αυτό (δείγμα 102), μοιάζει με black Wall όπως το περιγράφει ο CHIDESTER (1962).

Οι εξωτερικές επιφάνειες των ροδιγκιτιωμένων φλεβών συχνά είναι λείες, γεγονός που φανερώνει ότι έχουμε μικρές τεκτονικές μετακινήσεις λόγω τάσεων εφελκυσμού ή συμπίεσης. Αυτό συμφωνεί με τον παρατηρούμενο ιστό των φλεβών.

Μεγάλα τμήματα των φλεβών αυτών καταλαμβάνονται από γροσουλάριο ο οποίος υπό το μικροσκόπιο είναι τελείως άχρωμος. Πολλές φορές παρουσιάζει ένα είδος κοκκίωσης και εμφανίζεται με κηλιδωτό καστανό χρώμα ποικίλης έντασης. Ο ενδιάμεσος χώρος του πετρώματος πληρώνεται με κλινοπυρόξενους και με προϊόντα εξαλλοίωσης π. χ. αμφίβολους, χλωρίτες κ. ά.

Σε ορισμένα δείγματα ο γρανάτης στο μικροσκόπιο είναι τελείως άχρωμος και ισότροπος.

Συχνά βρίσκουμε τον γρανάτη (γροσουλάριο) να παρουσιάζεται σε ψευδομορφώσεις πλαγιόκλαστων διατηρώντας καθαρά το περίγραμμα των πλαγιόκλαστων (Εικόνες 28, 43, 44). Οι ενδιάμεσοι χώροι καταλαμβάνονται από μεγάλους κρυστάλλους κλινοπυροξένων οι οποίοι διακρίνονται σαν ενιαίοι, επειδή παρουσιάζουν παρόμοια χρώματα πολώσεων και ταυτόχρονη κατάσβεση. Αυτό είναι επίσης σοβαρή ένδειξη ότι οι φλέβες που ροδιγκιτιώθηκαν ήταν γάββρικής σύστασης με οφειτικό ιστό (πλέγμα πλαγιόκλαστων και ενδιάμεσα πυρόξενοι), που διατηρήθηκε και μετά τη μετασωμάτωση.

Σε ορισμένες θέσεις προσδιορίστηκαν μικροφυλλοπυριτικά ορυκτά τα οποία όπως προκύπτει και από τις μικροαναλύσεις είναι κυρίως παραγωνίτης χλωρίτες και βουαγνατίτης.

Στο εσωτερικό των φλεβών της Αμαλής και μετά από σειρά μικροαναλύσεων σε υγιές πλαγιόκλαστο προσδιορίστηκε η βασικότητά του και κατατάχθηκε στο ολιγόκλαστο. Αυτός ο σχεδόν ανεπηρέαστος γάββρος εκτός από το πλαγιόκλαστο περιέχει και καφέ κεροσίλβη.

Οι μόνες ενδείξεις που μας πιστοποιούν υπάρχουσα μετασωμάτωση είναι η μετατροπή της κεροσίλβης περιφερειακά σε κυανοπράσινο ακτινόλιθο και η εν μέρει αντικατάσταση του πλαγιόκλαστου.

Όσο απομακρυνόμαστε από το κέντρο των φλεβών τα φαινόμενα αντικατάστασης γίνονται όλο και πιο έντονα, ενώ ο γαββρικός ιστός όλο και λιγότερο διακριτός. Κοντά στην επαφή με το σερπεντινίτη ο αρχικός ιστός διακρίνεται αμυδρά και το πλαγιόκλαστο έχει αντικατασταθεί πλήρως από

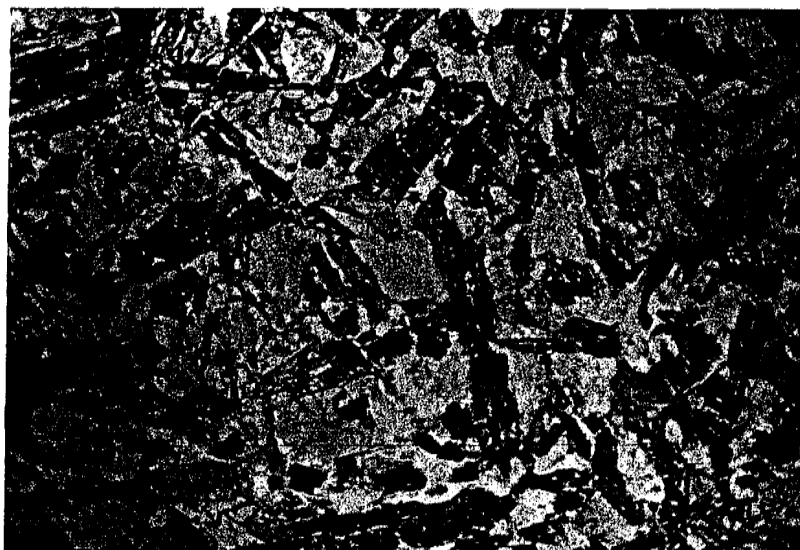
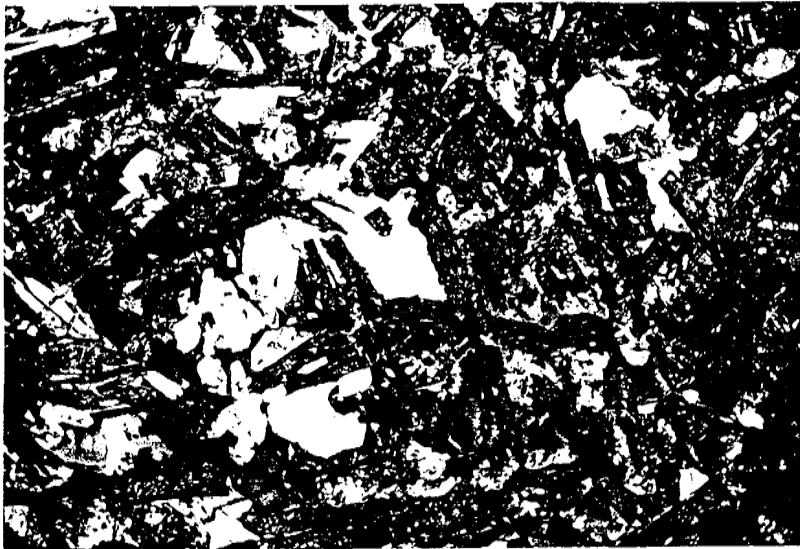
γρανάτες - υδρογρανάτες και άλλα δευτερογενή ορυκτά. Ετσι στη ζώνη αυτή δεν διατηρείται ο αρχικός γαββρικός ιστός λόγω της έντασης του μετασωματικού φαινομένου και όλα τα αρχικά ορυκτά του γαββρικού πετρώματος έχουν αντικατασταθεί πλήρως. Στη ζώνη αυτή οι γρανάτες είναι θρυμματισμένοι υπιδιόμορφοι έως αλλοτριόμορφοι, σπάνια είναι ισότροποι και ο ιστός του πετρώματος γίνεται κατακλαστικός. Συνήθως παρουσιάζουν χρώμα υπόλευκο στα παράλληλα Nicols, ενώ στα κάθετα ανώμαλα χρώματα συμβολής 1ης τάξεως, συχνά δε εμφανίζουν ζωνώσεις. Η ιδιότητα αυτή χαρακτηρίζει τους γρανάτες της κατηγορίας γροσουλάριος, ανδρανδίτης (DEER et al. 1982b).

Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν ισότροπα μικροκρυσταλλικά συσσωματώματα γρανάτων ανοικτού χρώματος με νεφελώδη μορφή που θεωρούνται ως " παραγρανάτες" (HONOREZ & KIRST, 1975). Μπορεί να υποθεθεί ότι τουλάχιστον οι παραγρανάτες προέρχονται από μετατροπή των πλαγιοκλάστων, όπως συνήθως συμβαίνει σε παρόμοια ροδιγκιτωμένα πετρώματα και όπως υποδηλώνεται από τις ψευδομορφώσεις που παρατηρήθηκαν (ADIB & PAMIC, 1980).

Σύμφωνα με τα πετρογραφικά δεδομένα που μελετήθηκαν οι ροδιγκιτωμένες φλέβες της Λέσβου μπορεί να θεωρηθούν ότι αντιπροσωπεύουν την πρώτη κατηγορία ροδιγκιτώσεως όπως προτείνουν οι SCHANDL, et al (1989).

Πρέπει τέλος να αναφέρουμε ότι κατά τη διάρκεια της ροδιγκιτώσεως μπορεί μέρος του Ca να συνδυασθεί με CO₂ και να σχηματίσει ασβεστίτη ή με παρουσία και Mg δολομίτη.

Τέτοιες ανθρακικές φλέβες βρέθηκαν στα σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα της Αμαλής, οι οποίες αφού αναλύθηκαν με μικροαναλυτή (δείγμα 52) προσδιορίσθηκε η θερμοκρασία των διαλυμάτων που τις δημιούργησαν (RICE, 1977; McDOWELL & PACES, 1985).



Εικόνα 28. Φωτογραφίες από μικροσκοπικές παρατηρήσεις. Η άνω φωτογραφήθηκε με Nicols + ενώ η κάτω στην ίδια παρατήρηση με Nicols // Διακρίνεται το περίγραμμα των πλαγιόκλαστων που μετασώματώθηκαν προς υδρογροσσούλαιο. Επίσης διακρίνονται και κόκκοι αδιαφανών ορυκτών (πιτανίτη) με μέγεθος 0.05mm. Διάστ. φωτ. 1,7X2,2mm.



Εικόνα 27. Ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες από την υπερβασική μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλίας).

V. 5.3. Πυροξενιτικές φλέβες.

Πυροξενιτικές φλέβες απαντώνται κυρίως στην μεγάλη περιδοτική μάζα του Αμπελικού-Κώμης και συγκεκριμένα στις περιοχές ανατολικά του χωριού Αγίας Παρασκευής.

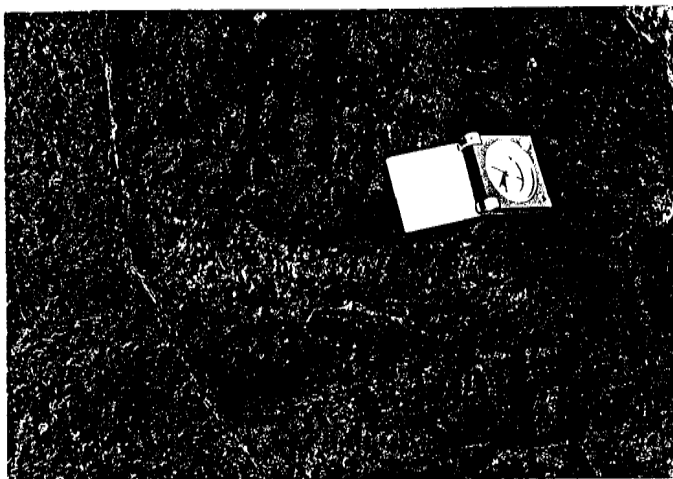
Οι πυροξενιτικές φλέβες αυτής της περιδοτικής μάζας έχουν κύριο ορυκτολογικό συστατικό τον κλινοπυρόξενο, λίγους μαγνησιούχους αμφίβλους, ελάχιστους γρανάτες - υδρογρανάτες και χλωρίτες επί πλέον δε μικρούς κρυστάλλους ολιβινών καθώς και ελάχιστους σπινέλιους σαν συνοδά ορυκτά. Αντιπροσωπευτικά δείγματα που μελετήθηκαν ορυκτολογικά είναι τα 28 και 29.

Από τις μικροαναλύσεις βλέπουμε στους κλινοπυρόξενους μια μέση περιεκτικότητα En 47%, Wo 44%, Fe + CaFeTs = 8% και στους αμφίβλους μέση περιεκτικότητα άνω των 90% σε Mg-αμφίβολο.

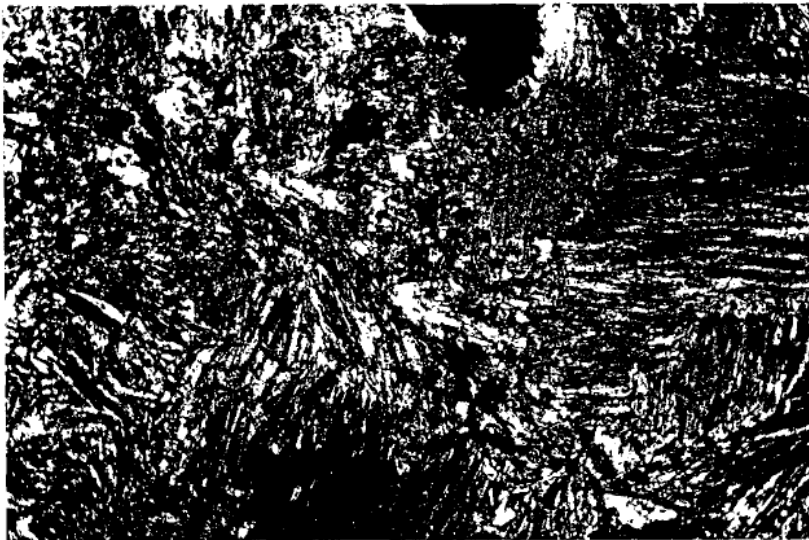
Οι φλέβες της περιοχής αυτής είναι ελάχιστα επηρεασμένες από μετασωματικές δραστηριότητες και η σερπεντινίωση του περιβάλλοντος υπερβασικού είναι επίσης ασθενέστερη. Έχουν μετατρέψει αρκετούς πυρόξενους προς αμφίβλους και σπάνια συναντά κανείς γρανάτες που θεωρούνται δείγματα έντονης μετασωματικής διεργασίας. Το πάχος τους είναι από 3-30cm, τα όρια τους σαφή και ο μακροσκοπικός προσδιορισμός τους πολύ εύκολος, λόγω του ότι παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση στις εξαλλοιωτικές διεργασίες σε σχέση με το περιβάλλον πέτρωμα. Ο προσανατολισμός τους όμως γενικά είναι δύσκολο να προσδιορισθεί επειδή έχουν τεκτονισθεί.

Οι πύο πλούσιες σε πυρόξενους φλέβες δέχθηκαν παραμορφώσεις δίδοντας μορφές "boullinage" (Εικόνα 29) Αντίθετα, οι φτωχές σε πυροξένους φλέβες και συνεπώς οι περισσότερο μετασωματωμένες έχουν τοποθετηθεί λόγω ισχυρότερων τάσεων παράλληλα προς το επίπεδο της φύλλωσης του περιβάλλοντος περιδοτική.

Στις φλέβες που έχει δράσει παραμορφωτική και ρηγματογόνος τεκτονική διακρίνονται πορφυροκλάστες. Εκεί οι πυρόξενοι φαίνονται με κεκαμμένο σχισμό, θραυσμό, κυματοειδή κατάσβεση και απομείξεις που οφείλονται σε πιέσεις (Kink-controlled exsolution blebs) (Εικόνα 30).



Εικόνα 29. Πυροξενιτικές φλέβες από την υπερβασική μάζα Αμπελικού - Κώμης, (περιοχή ανατολικά του χωριού Αγ Παρασκευή) Επάνω διακρίνεται η μορφή "boutinage" που πήρε φλέβα λόγω τεκτονισμού. Κάτω διακρίνονται μικρές μετακινήσεις στις φλέβες. Το περιβάλλον είναι ελαφρά σερπεντινωμένος χαρτζβουργίτης.



Εικόνα 30. Φωτογραφίες από μικροσκοπικές παρατηρήσεις. Ανω: Πυρόξενοι από πυροξεντική φλέβα ισχυρά τεκτονισμένοι οι οποίοι σταδιακά μετατρέπονται σε αμφίβολους (Nicolis +) Κάτω: Κλινοπυρόξενοι επίσης σε πυροξεντική φλέβα οι οποίοι έχουν μετατραπεί σχεδόν πλήρως σε αμφίβολους (Nicolis //) Διαστ φωτ 0,4X0,65mm

V. 5.4. Μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις.

Μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις απαντώνται κυρίως στη μάζα του Λουτρού - Μυτιλήνης (Αμαλής). Έχουν εστρωμένη διάταξη με μικρή βόρεια κλίση που κυμαίνεται από 10 - 35° και προσανατολισμό ΒΑ - ΝΔ. Το πάχος τους κυμαίνεται από 1 έως 10 μέτρα (νότια της εκκλησίας Παναγίας Αμαλής). Τα ορυκτολογικά τους συστατικά αναπτύσσονται στο χώρο με ταινωτό τρόπο και διακρίνονται μακροσκοπικά και μικροσκοπικά (Εικόνα 31).

Η μετασσωμάτωση των γαββρικών διεισδύσεων χαρακτηρίζεται από μία ζωνώδη ροδιγκιτίωση που περιγράφεται λεπτομερώς πιά κάτω. Οι λεπτές ζώνες από διαφορετικά ορυκτά που φαίνονται με απλή μεγέθυνση (x6) είναι προϊόντα θερμικών αλλά και τεκτονικών δραστηριοτήτων, που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της σερπεντινίωσης καθώς και τη μετακίνηση των θερμών ρευστών που δημιούργησαν τους ροδιγκίτες.

Αντιπροσωπευτικά δείγματα των πετρωμάτων αυτών στα οποία έγινε ορυκτολογική ανάλυση είναι τα 54 και 83. Τα ορυκτά που βρέθηκαν είναι: πυρόξενος, αμφίβολος, ολιβίνης, γρανάτης, χλωρίτης, παραγωνίτης και επίδοτο.

Τα ορυκτά προσδιορίστηκαν με πολωτικό μικροσκόπιο και επιβεβαιώθηκαν με μικροαναλύσεις. Έγιναν επίσης και ακτινοσκοπήσεις ορισμένων κρυστάλλων (XRD), για να προσδιορίσουμε σε ποιές ορυκτολογικές φάσεις μεταπίπτουν τα πρωτογενή ορυκτά.

Η ροδιγκιτίωση των πετρωμάτων αυτών εκφράζεται με το σχηματισμό γρανάτη (πάντοτε γροσουλάριο) που συγκεντρώνεται σε λεπτές ζώνες. Ενδιάμεσα ο χώρος καταλαμβάνεται από κρυστάλλους αμφιβόλων, και κατά θέσεις διακρίνονται φακοειδείς περιοχές οι οποίες καταλαμβάνονται αποκλειστικά από ολιβίνη σε διάφορα στάδια σερπεντινίωσης (Εικόνα 32).

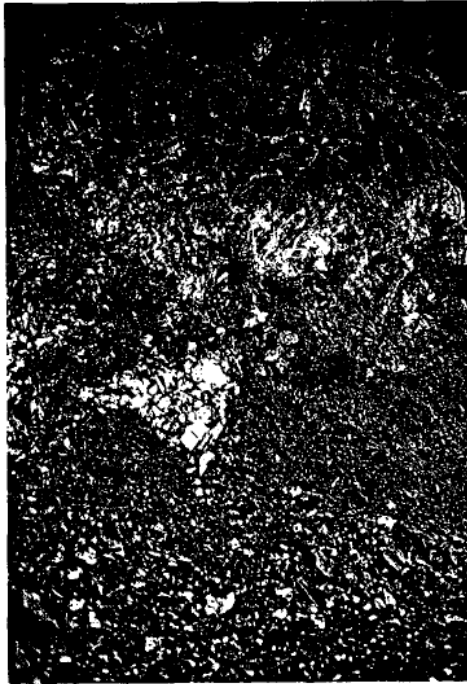
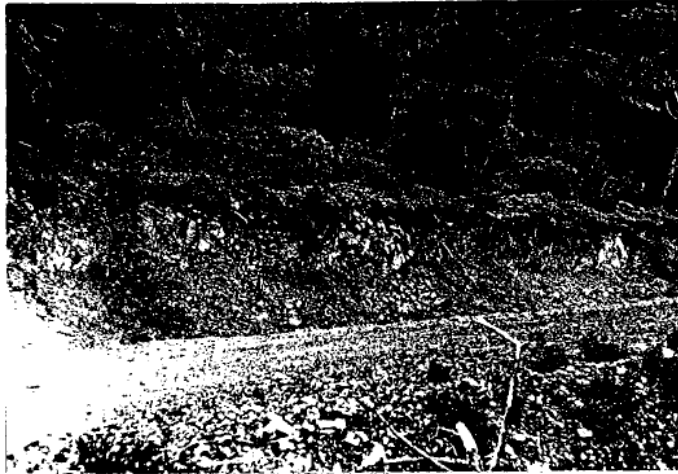
Μακροσκοπικά οι περιοχές που καταλαμβάνονται από γροσουλάριο, είναι τελείως λευκές και παρουσιάζουν εντυπωσιακή αντίθεση έναντι των σκοτεινών πράσινων περιοχών του αμφιβόλου (Εικόνα 33, 36). Σε όλα τα μετασσωματωμένα δείγματα του είδους ο γροσουλάριος παρουσιάζει εξαλλοιώσεις προς μικροκρυσταλλικό παραγωνίτη και βουαγνατίτη.

Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι οι μετασσωματικές διεργασίες στις γαββρικές διεισδύσεις της περιοχής αφού αρχικά μετέτρεψαν τους ελάχιστους πυρόξενους του πρωτόλιθου σε αμφίβολους, στη συνέχεια έδωσαν υδρογρανάτες - γρανάτες και κατόπιν φλλοπυριτικά ορυκτά (αναλύσεις 30, 31, 32 του δείγματος 54) τα οποία σε επόμενο στάδιο έδωσαν παραγωνίτη και κατά περίπτωση βουαγνατίτη. Σε πολλές περιπτώσεις οι μετασσωματικές διεργασίες δημιουργούν και χλωρίτη.

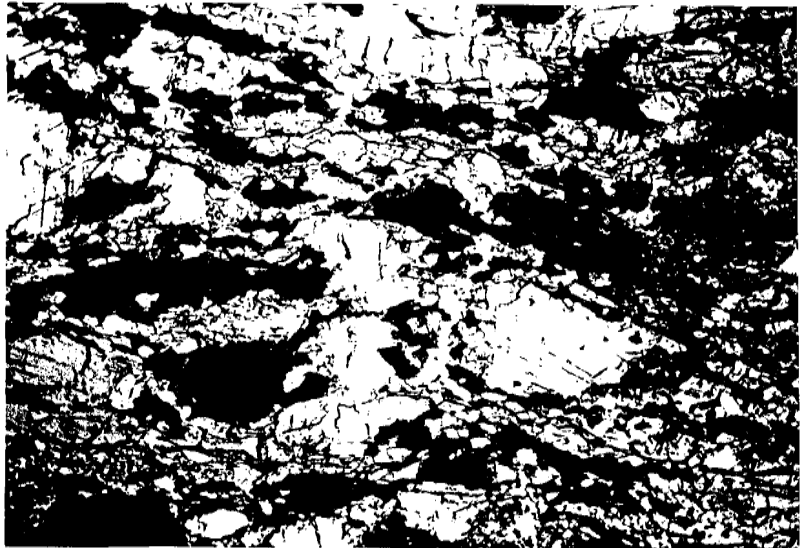
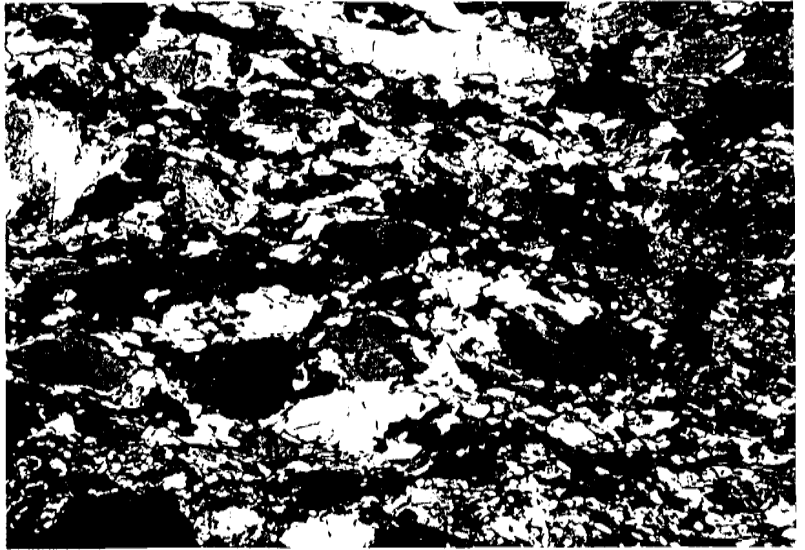
Συχνά εμφανίζεται ροδιγκιτίωση σε διάσπαρτα μικρά δουνιτικά σώματα που γειτνιάζουν με τις γαββρικές διεισδύσεις. Εμφανίζεται κάποια "σημειακή" ροδιγκιτίωση σε δουνίτη, όπου νησίδες γροσουλάριου περιβάλλονται από χλωρίτη ο οποίος υπό το μικροσκόπιο είναι τελείως άχρωμος (Εικόνες 37, 38)

Ο γρανάτης μερικές φορές διακλαδίζεται ακανόνιστα έτσι ώστε να περικλύει κρυστάλλους ολιβίνης (εικόνες 38) Παρατηρούμε τότε κάποιο μικροκρυσταλλικό υλικό (εικόνες 39, 40) το οποίο θεωρείται σαν αρχικό στάδιο μετάβασης προς παραγωνίτη (μικρή αύξηση του Na_2O)

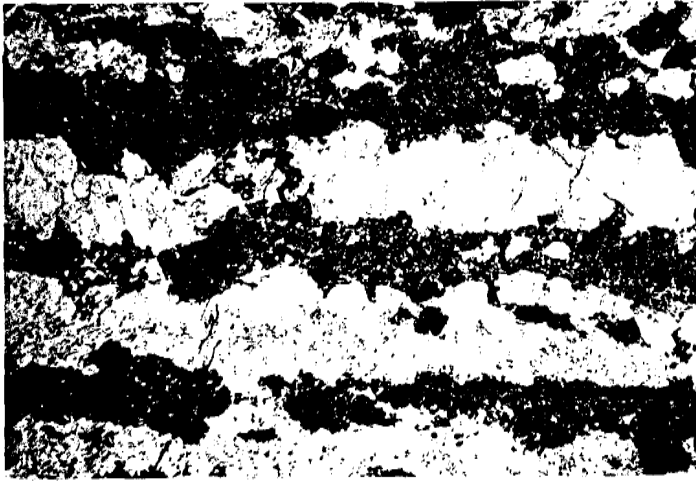
Σε μερικά δείγματα παρατηρήθηκαν κρύσταλλοι με υψηλά χρώματα πολώσεως (Εικόνα 41 και 42). Σύμφωνα με τις μικροαναλύσεις και τα ακτινοδιαγράμματα πρόκειται για βουαγνατίτη.



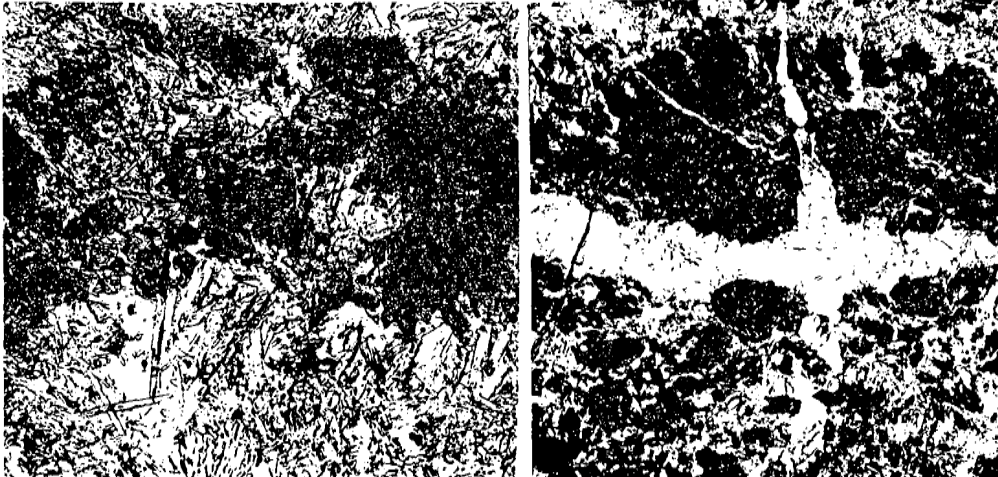
Εικόνα 31. Μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις που εγκλύονται μέσα στις υπερβασικές μάζες του Λουτρού - Μυτιλήνης. Το πάχος τους όπως φαίνεται στηνεπάνω φωτογραφία φθάνει τα 10 μέτρα



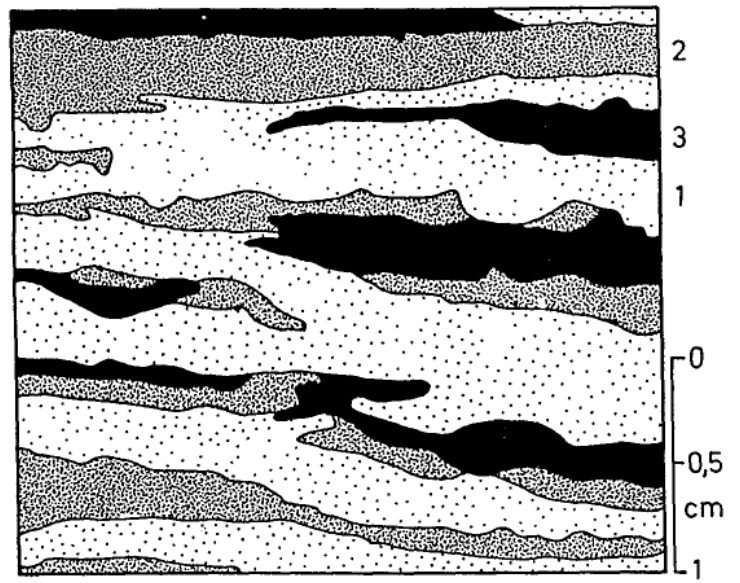
Εικόνα 32 Φωτογραφίες από μικροσκοπικές παρατηρήσεις σε μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις από το εσωτερικό της υπερβασικής μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης. Έχει υποστεί μερική ροδιγκτίωση. Ανω Nicols +, Κάτω Nicols // Διάστ. φωτ. 1,1X1,6mm



Εικόνα 33. Λεπτή τομή από τις μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις. Ο γρανάτης κατέλαβε το πέτρωμα σε παράλληλες λωρίδες (σκοτεινό καφέ χρώμα). Ο ενδιάμεσος χώρος (ανοικτό χρώμα καταλαμβάνεται από τους αμφιβόλους (λεπτομέρειες στην επόμενη εικόνα) Ο γρανάτης είναι εξαλλοιωμένος σε μικροκρυσταλλικό υλικό (βουαγνατίτη) Nicols // Υψος φωτογ. 2,2mm



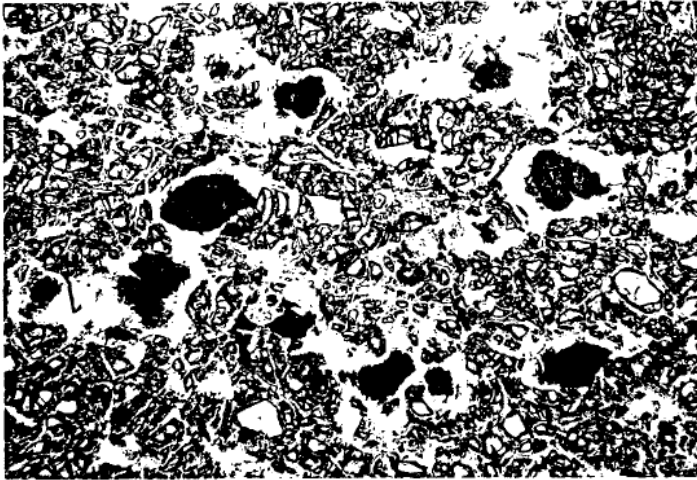
Εικόνα 34. Μεγέθυνση και λεπτομέρειες της άνω εικόνας. Αριστερά εμφανής μία βαθμιαία αλλοίωση του γρανάτη με ανάλογη προοδευτική κατάληψη του χώρου από τον αμφιβόλο (συμφύσεις από επιμήκεις ινώδεις και μικροκοκκώδεις κρυστάλλους). Ο μεταγενέστερος σχηματισμός αμφιβόλου φαίνεται από το γεγονός ότι πληροί και τις ρωγμές που διασχίζουν κάθετα τις λωρίδες γρανάτη. Υψος αριστερής φωτογρ 0.56mm και δεξιάς 1.75mm Nicols//



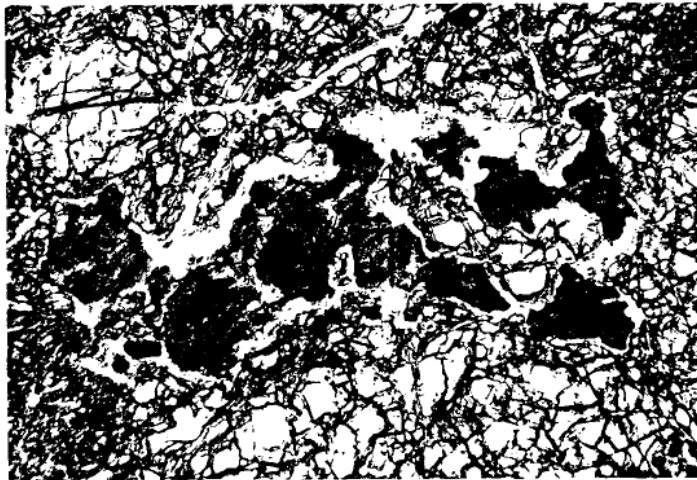
Εικόνα 35. Σχεδιάγραμμα (αντιγραφή) από μικροσκοπική τομή του δείγματος 54 (Εικόνα 33)
 Ο γροσσουλάριος συμβολίζεται με 3 Καταλαμβάνει μεγάλα τμήματα του πετρώματος σε λωρίδες. Εδώ είναι σχεδιασμένο με μαύρο χρώμα, ενώ στα δείγματα χειρός έχει χρώμα άσπρο, (βλέπε εικόνα 36). Τα ενδιάμεσα τμήματα καταλαμβάνονται από αμφιβόλους=1. Εναλλαγές με δουνιτικές λωρίδες=2



Εικόνα 36. Ανάλογη της προηγούμενης εικόνας. Η μετασώματωση αποτυπώθηκε σύμφωνα με τις αρχικές μικροϊτιχώσεις. Το λευκό χρώμα εδώ είναι γροσσουλάριος. Η εικόνα είναι σε φυσικό μέγεθος.



Εικόνα 37. Δείγμα 71 Γρανάτης (γροσουλάριος) σε μορφή νησίδων μέσα σε σερπεντινωμένες δουντικές ζώνες που βρίσκονται σε επαφή με μετασφωτωμένες γαββρικές διεισδύσεις. Οι γρανάτες περιβάλλονται από χλωρίτη (λευκό χρώμα). Μέσα στον σερπεντίνη (γκριζοπράσινο) φαίνονται διάσπαρτα τα υπολείμματα του ολιβίνη. Μικρή διάστ φωτ 175χλ.



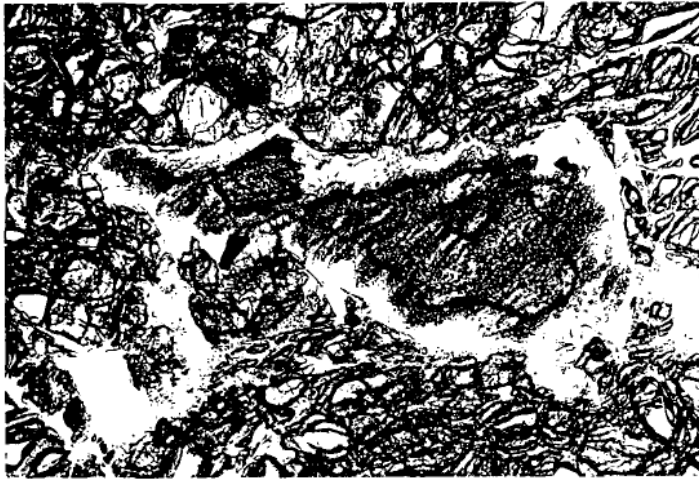
Εικόνα 38. Γρανάτης σε ανάλογο δείγμα υπερβασικού (49) αλλά λιγότερο σερπεντινωμένο. Διακλαδίζεται και περικλύει κατά θέσεις κρυστάλλους ολιβίνη. Φαίνεται και εδώ το περίβλημα του χλωρίτη. Μικρ διάστ φωτ 14 χλ. Nicols //



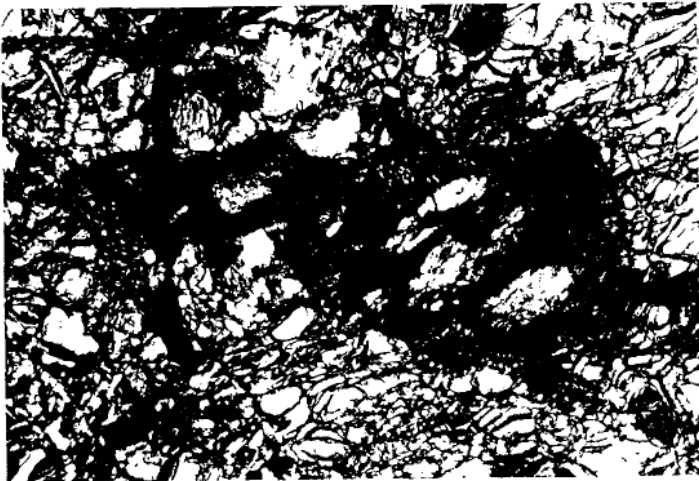
Εικόνα 39. Λεπτομέρεια της εικόνας 38 Μικρ διαστ φωτ, 0.45 χιλ. Nicols //.



Εικόνα 40. Ίδια εικόνα με την 39 αλλά με Nicols (+) Ο γροσουάριος βρίσκεται σε αρχικό στάδιο μετατροπής προς μικροκρυσταλλικό παραγωνίτη Μικρό τμήμα του γρανάτη είναι υγιές (ισότροπο) Η διπλοθλαστικότητα του χλωρίτη είναι σχεδόν μηδενική.



Εικόνα 41. Γροσσουλάριος εξαλλοιωμένος προς βουαγνατίτη και μικροκρυσταλλικό παραγωνίτη. Περιφερειακά διακρίνεται χλώριτης (λευκό με κίτρινες αποχρώσεις). Ιδιαίτερα εμφανής είναι ο σχηματισμός του βουαγνατίτη κόνοντας το γρανάτη διαυγή (Nicolis //). Υψος φωτογ = 0.56mm



Εικόνα 42. Ίδια εικόνα με την 41 αλλά με Nicolis (+). Διακρίνονται με λίγο υψηλότερα χρώματα πολώσεως οι θέσεις που υπάρχει βουαγνατίτης.



Εικόνα 43. Από το δείγμα 78 Γρανάτης που αντικατέστησε μόνο το πλαγιόκλαστο γάββρικής ροδιγκιτωμένης φλέβας και σχημάτισε πρισματικές ψευδομορφώσεις. Ο ενδιάμεσος χώρος καλύπτεται από κλινοπυροξένους (ανοικτότερα χρώματα) οι οποίοι κατά περιοχές δείχνουν ενιαίες οπτικές ιδιότητες (κάτω εικόνα). Οι γρανάτες είναι εν μέρει εξαλλοιωμένοι σε παραγωνίτη. Nicols // Ύψος φωτός 0,56mm



Εικόνα 44. Η άνω παράσταση με Nicols + Διακρίνεται ο διαχωρισμός γρανάτη και των ενδιάμεσων κλινοπυροξένων οι οποίοι παρουσιάζουν ενιαία απόσβεση, έτσι ώστε να παρουσιάζεται κλασική εικόνα οφειτικού ιστού του ροδιγκιτωμένου γάββρου. Στην εικόνα αυτή φαίνεται και ο μικροκρυσταλλικός σχηματισμός του παραγωνίτη από την μετατροπή του γρανάτη.

V. 5.5. Ορυκτοχημεία.

V. 5.5.1. Ολιβίνες

Από την ομάδα των ολιβινών αναλύθηκαν μόνον τεσσέρις κρύσταλλοι από δείγματα γαββρικών διεισδύσεων .

Όπως φαίνεται και από τον πίνακα 17 οι ολιβίνες περιείχαν σταθερό ποσοστό σε φοροτερίτη (87%). Το ποσοστό αυτό πλησιάζει το αντίστοιχο των ολιβινών των υπερβασικών πετρωμάτων που περιβάλλουν τις γαββρικές διεισδύσεις.

Πίνακας 17. Μικροανάλυσεις ολιβινών από μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις της υπερβασικής μάζας Λουτρού Μυτιλήνης.

Αρ. Δειγμ.	20-54	210-54	22-54	27-54
<i>SiO₂</i>	39.08	39.51	39.59	39.50
<i>Al₂O₃</i>	—	—	—	—
<i>FeO⁺</i>	12.89	13.11	12.34	12.94
<i>MnO</i>	0.19	0.21	0.22	0.16
<i>MgO</i>	48.93	48.61	48.70	48.37
<i>Cr₂O₃</i>	—	—	—	—
<i>NiO</i>	0.20	0.22	0.19	0.18

Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 4(0)

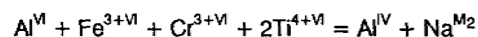
<i>Si</i>	0.967	0.971	0.975	0.974
<i>Fe</i>	0.266	0.269	0.254	0.267
<i>Mn</i>	0.004	0.004	0.005	0.003
<i>Mg</i>	1.789	1.78	1.787	1.778
<i>Ni</i>	0.004	0.004	0.004	0.004
Forst	87%	87%	87%	87%

V. 5.5.2. Πυρόξενοι.

Στον πίνακα 18 παρουσιάζονται 9 μικροαναλύσεις πυροξένων από ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες, 7 από μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις της Αμαλής και 32 από πυροξενιτικές φλέβες της μάζας Αμπελικού - Κώμης στην περιοχή του χωριού Αγ. Παρασκευής.

Τα ορυκτά σε όλες τις περιπτώσεις παρουσιάζουν χημική ομοιογένεια από τον πυρήνα προς την περιφέρειά τους και έτσι δεν δίδονται αναλύσεις από διάφορα σημεία του ίδιου κρυστάλλου. Οι κρύσταλλοι αυτοί των πυρόξενων που επελέγησαν για μικροανάλυση δεν είχαν επηρεασθεί από τις μετασωματικές δραστηριότητες.

Η στοιχειομετρία τους υπολογίστηκε με βάση 6 άτομα οξυγόνου (O) και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο XYZ_2O_6 , όπου η οκταεδρική θέση X καταλαμβάνεται από Ca, Na, Mn, Fe^{+2} και Mg, η Y από Mn, Fe^{+2} , Mg, Fe^{+3} , Cr, Al και Ti και τέλος η τετραεδρική θέση Z από Si και Al. Η περιεκτικότητα σε Fe^{+3} υπολογίστηκε με τη μέθοδο των ΡΑΡΙΚΕ, et al (1974) σύμφωνα με τη σχέση:



Σύμφωνα με την ταξινόμηση του MORIMOTO et al (1988), όπως φαίνεται στο σχήμα 70, οι κρύσταλλοι πυροξένων από ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες προβάλλονται στο πεδίο του αυγίτη εκτός από μια εξαίρεση που προβάλλεται στο πεδίο του πιζονίτη. Οι πυρόξενοι από τους μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις της περιοχής Αμαλής προβάλλονται στα πεδία του διοψιδίου προς τα όρια του αυγίτη και οι πυρόξενοι από τις μεταμορφωμένες πυροξενιτικές φλέβες της Αγ. Παρασκευής προβάλλονται οι περισσότεροι στο όριο του διοψιδίου - αυγίτη, ορισμένοι στο πεδίο του αυγίτη και ένας στο πεδίο του πιζονίτη. Τα οπτικά τους όμως χαρακτηριστικά πλησιάζουν περισσότερο προς τον διοψίδιο.

Ο ρυθμός ψύξης κατά τη διάρκεια του σχηματισμού ή της μεταμόρφωσης επηρεάζει έντονα το χημισμό των κλινοπυρόξενων και ιδιαίτερα την περιεκτικότητά τους σε Ca, Mg και Fe, ενώ η συμμετοχή των Cr, Al και Ti επηρεάζεται σε μικρότερο βαθμό από αυτό τον παράγοντα.

Στο διάγραμμα Al_2 ως προς TiO_2 , όπου το Al_2 αντιπροσωπεύει το ποσοστό κάλυψης της τετραεδρικής θέσης από αργίλιο, έχουν χαραχθεί τα πεδία των θολεϊτικών, αλκαλικών, υπεραλκαλικών τάσεων σύμφωνα με τον LABAS, (1962). Όλοι οι πυρόξενοι έχουν προβληθεί και ταξινομούνται ως θολεϊτικοί.

Ο LOUCKS (1990) στο ίδιο διάγραμμα προσδιορίζει εάν οι πυρόξενοι προέρχονται από περιβάλλοντα τόξου ή από περιβάλλοντα μεσοωκεάνιας ράχης και περιθωριακής λεκάνης. Εάν μεν η τάση της βέλτιστης γραμμικής συσχέτισης των προβολών των πυροξένων είναι παράλληλη με την τάση 1 αυτοί προέρχονται από περιβάλλοντα τόξου. Εάν δε είναι παράλληλη με την τάση 2 αυτοί προέρχονται από περιβάλλοντα μεσοωκεάνιας ράχης και περιθωριακής λεκάνης.

Στις προβολές των πυροξένων από όλες τις φλέβες και τις γαββρικές διεισδύσεις που μελετάμε διακρίνουμε μία ενδιαμέση τάση που πλησιάζει περισσότερο σε περιβάλλοντα μεσοωκεάνιων ράχων και περιθωριακών λεκανών.

Ο Fe^{+3} βρίσκεται σε υψηλό ποσοστό ως προς το σύνολο του Fe σε όλους ανεξαίρετως τους πυρόξενους. Έχει δειχθεί ότι η αύξηση της P_{H_2O} με σταθερό

λόγο Fe^{+3}/Fe^{+2} στο πήγμα προκαλεί εμπλουτισμό σε Fe^{+3} (HOLLOWAY BURNHAM, 1972).

Ο υπολογισμός της κατώτερης θερμοκρασίας σχηματισμού των πυροξένων μπορεί να γίνει με προβολές στο τετράεδρο $Dl - Hd - F_s - E_n$ (LINDSLEY, 1983). Το γεωθερμόμετρο αυτό μπορεί να δώσει τιμές θερμοκρασιών με μεγάλη ακρίβεια όταν συνυπάρχουν όρθο και κλίνο-πυρόξενοι. Στην περίπτωση μόνο κλινοπυροξένων μπορεί να υπολογισθεί με σφάλμα $\pm 50^\circ C$ μόνο η κατώτερη θερμοκρασία σχηματισμού τους. Έτσι στους πυρόξενους των γαββρικών φλεβών της Λέσβου μπορεί να θεωρηθεί ότι αυτοί σχηματίσθηκαν σε θερμοκρασίες ανώτερες από $850 - 900^\circ C$. Στους πυρόξενους των πυροξενιτικών φλεβών μπορούμε να προσδιορίσουμε τις θερμοκρασίες σχηματισμού τους ότι κυμαίνονται μεταξύ 750° και $850^\circ C$ πλην όμως υπάρχουν και ελάχιστοι που προβάλλονται στα πεδία των ισοθέρμων 1100° έως $1200^\circ C$. Οι πυρόξενοι τέλος από τις μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις προσδιορίζονται ότι σχηματίσθηκαν σε θερμοκρασίες από $800^\circ - 900^\circ C$.

Πίνακας 18. Μικροαναλύσεις πυροξένων από μετασσωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις (αρ δειγ 1-5 2-54, 5-54, 6-54, 7-54, 10-54, 11-54) και απο ροδιγκτωμένες γαββρικές φλέβες (αρ δειγ 8 55, 85-55, 97-55, 101-55, 48-78, 49-78, 51-78, 52-78, 54-78)

Αρ Δειγ	84-55	85-55	97-55	101-55	48-78	49-78	51-78	52-78	54-7
SiO ₂	53,79	53,94	54,03	46,63	49,68	51,81	51,27	50,88	50,4
Al ₂ O ₃	3,18	3,26	1,75	10,82	3,52	2,31	2,25	2,17	1,4
FeO*	2,38	2,41	2,07	4,15	9,45	7,16	8,57	12,80	9,2
MnO	0,09	0,06	0,07	0,11	0,27	0,17	0,27	0,36	2,3
MgO	16,25	15,38	19,42	17,96	14,39	19,07	18,20	15,85	15,3
CaO	22,74	22,48	20,09	15,82	20,13	17,97	17,48	16,28	19,6
Na ₂ O	1,93	2,08	1,03	2,54	0,47	0,32	0,30	0,36	0,4
K ₂ O									
TiO ₂				0,10	1,02	0,42	0,52	0,69	0,5
Cr ₂ O ₃	0,10	0,33	0,03	0,29		0,20			
N ₂ O			0,05	0,09					
Fe ₂ O ₃	3,80								
Συν	100,36	100,89	98,49	98,51	98,93	99,37	98,76	99,39	99,2

Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 6 άτομα οξυγόνου (O)

Si	1,922	1,942	1,959	1,668	1,864	1,895	1,897	1,908	1,88
Al ^{IV}	0,078	0,058	0,041	0,332	0,136	0,100	0,098	0,092	0,06
Σ	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,995	1,995	2,000	1,95

Al ^M	0,056	0,081	0,034	0,124	0,020			0,004	
Fe ³⁺	0,071	0,072	0,063	0,124	0,088	0,101	0,096	0,072	0,15
Fe ²⁺					0,209	0,118	0,169	0,329	0,13
Mn	0,003	0,002	0,002	0,003	0,009	0,005	0,009	0,011	0,07
Mg	0,865	0,826	1,049	0,957	0,805	1,039	1,004	0,886	0,85
Ca	0,871	0,867	0,780	0,606	0,809	0,704	0,693	0,654	0,78
Na	0,134	0,145	0,072	0,176	0,034	0,023	0,022	0,026	0,02
K									
Ti				0,003	0,029	0,012	0,015	0,019	0,01
Cr	0,003	0,009	0,001	0,008		0,006			

Προσδιορισμός ορυκτού σε αναλογία %

% En%	43,18	41,18	52,36	44,72	39,52	51,18	49,50	43,87	42,6
% Wo%	39,64	40,50	37,02	19,41	36,17	31,47	31,10	29,64	34,7
% Fers%					10,67	6,07	8,77	16,84	10,3
% CaFeTs	3,82	3,83	3,28	6,33	4,31	5,25	4,73	3,57	7,81
% CaTs%	0,01		0,12	12,83	3,14	2,65	2,35	1,53	0,25
% CaTts%				0,25	2,83	1,14	1,43	1,93	1,40
% IAD	13,34	13,80	7,22	16,46	3,36	2,23	2,12	2,59	2,90

Αρ Δειγ	1-54	2-54	5-54	6-54	7-54	10-54	11-54
SiO ₂	52,04	51,26	51,71	51,61	51,53	51,95	51,48
Al ₂ O ₃	1,43	1,75	2,64	2,58	2,30	2,05	2,42
FeO*	2,99	3,23	3,42	3,51	3,97	3,25	3,29
MnO	0,13	0,12	0,11	0,14	0,14	0,13	0,13
MgO	16,94	16,85	16,86	16,76	17,10	16,99	16,70
CaO	25,06	24,58	24,39	24,72	24,40	24,39	24,70
Na ₂ O	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,15
K ₂ O							
TiO ₂	0,11	0,13	0,21	0,19	0,11	0,17	0,22
Cr ₂ O ₃	0,31	0,35	0,47	0,42	0,36	0,44	0,43
N ₂ O	0,03				0,04	0,06	0,03

Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 6 άτομα οξυγόνου (O)

Si	1,909	1,895	1,883	1,874	1,875	1,901	1,883
Al ^{IV}	0,062	0,076	0,113	0,110	0,098	0,088	0,104
Σ	1,971	1,971	1,996	1,984	1,973	1,989	1,987

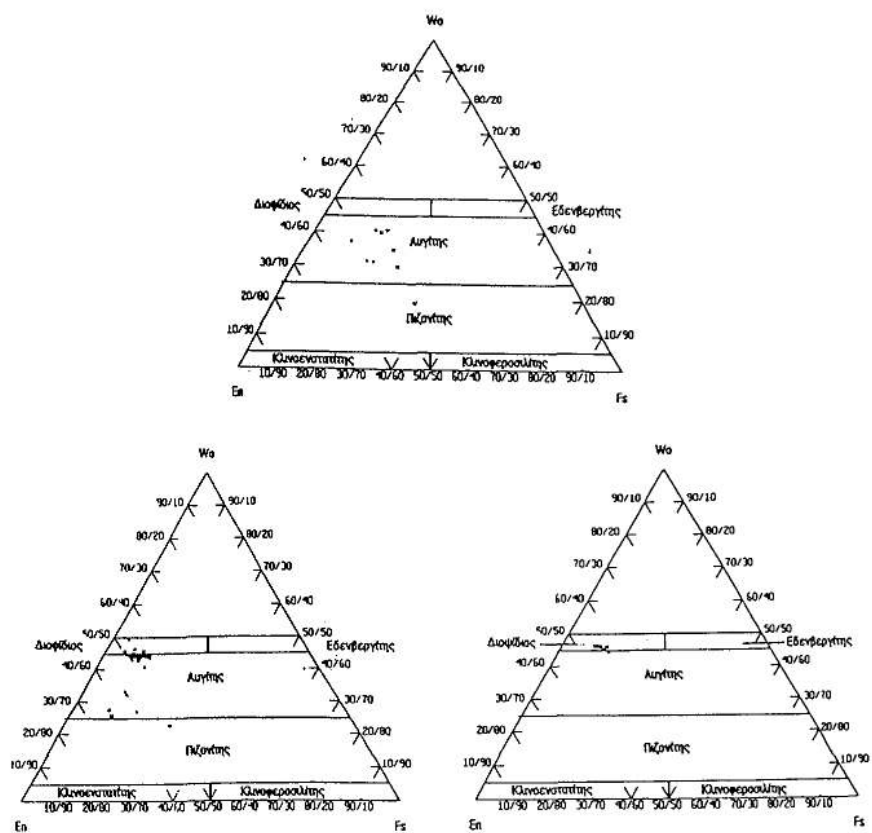
Al ^M							
Fe ³⁺	0,092	0,100	0,104	0,106	0,121	0,092	0,101
Fe ²⁺			0,001			0,001	
Mn	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	0,926	0,928	0,915	0,907	0,927	0,927	0,911
Ca	0,985	0,974	0,952	0,961	0,951	0,956	0,968
Na	0,012	0,012	0,011	0,012	0,012	0,008	0,010
K				0,019			
Ti	0,003	0,004	0,006	0,005	0,003	0,005	0,006
Cr	0,009	0,010	0,013	0,012	0,010	0,013	0,014

Προσδιορισμός ορυκτού σε αναλογία %

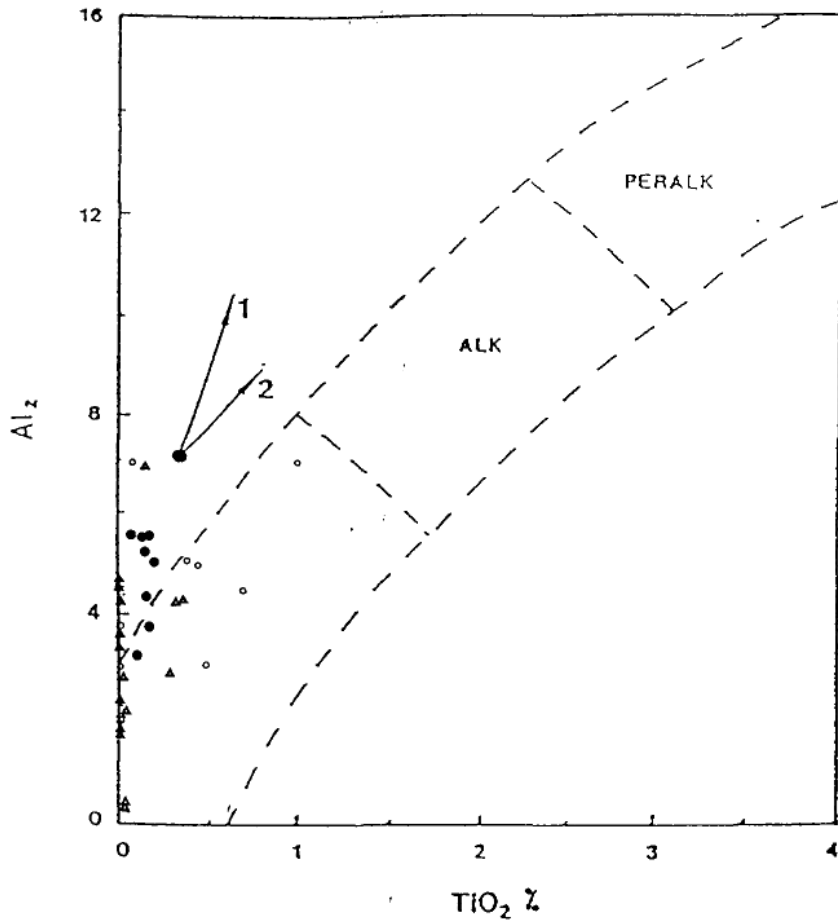
% En%	45,73	45,67	44,68	44,06	45,35	45,45	44,55
% Wo%	45,45	44,42	43,32	43,08	42,62	44,10	44,03
% Fers%			0,20			0,57	
% CaFeTs	5,17	5,59	5,71	5,97	6,62	5,13	5,80
% CaTs%	2,16	2,83	4,42	3,35	3,94	3,46	3,99
% CaTts%	0,30	0,38	0,56	0,50	0,29	0,46	0,59

Συνέχεια Πίνακα 18, με μικροανάλυσεις πυροξένων από πυροξενιτικές φλέβες της υπερβασικής μάζας Αμπελικού - Κώμης (περιοχή Αγ Παρασκευής)

Αρ Δειγ.	32-29	34-29	35-29	36-29	37-29	38-29	88-28	89-28	91-28	96-28	99-28	100-28	102-28	104-28	105-28	92-28
SiO ₂	52,30	51,14	53,56	53,33	53,55	53,55	51,99	52,35	53,01	52,77	54,71	54,52	54,37	53,02	52,43	55,96
Al ₂ O ₃	2,30	1,20	1,19	1,13	1,27	1,22	3,07	1,29	1,94	2,65	1,84	0,83	0,32	1,15	3,12	2,48
TiO ₂							0,37	0,04	0,28	0,36	0,01	0,08	0,02	0,03	0,04	0,14
FeO ¹	2,47	2,52	2,47	2,71	2,38	2,27	2,37	4,31	2,66	2,49	2,68	2,48	1,87	4,13	3,27	6,27
Mn	0,07	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,07	0,21	0,08	0,08	0,17	0,14	0,12	0,33	0,10	0,08
MgO	17,66	18,06	18,23	18,02	18,07	18,02	16,17	16,27	16,97	18,65	16,41	17,20	17,19	16,27	17,74	20,91
CaO	24,09	24,18	24,07	24,20	24,37	24,62	23,76	23,0	23,54	24,39	22,73	24,52	25,52	23,60	22,27	13,55
Na ₂ O	0,11	0,13	0,10	0,15	0,10	0,12	0,32	0,39	0,29	0,25	0,98	0,54	0,10	0,27	0,25	0,28
K ₂ O																
Cr ₂ O ₃	0,66	0,46	0,52	0,54	0,50	0,50	0,50	0,19	0,08	0,05	0,07				0,38	0,32
NiO							0,05	0,19	0,08	0,05	0,07	0,04		0,20		0,02
ΣΥΝ	99,96	98,32	100,47	100,48	100,57	100,64	98,67	98,08	99,30	98,26	99,69	100,50	99,58	98,94	99,80	99,99
Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 6(O)																
Si	1,902	1,892	1,937	1,931	1,935	1,934	1,918	1,952	1,942	1,918	1,988	1,971	1,885	1,981	1,908	2,013
Al ^{IV}	0,098	0,052	0,051	0,048	0,054	0,052	0,082	0,046	0,055	0,082	0,014	0,029	0,014	0,039	0,094	
Σ	2,000	1,944	1,988	1,979	1,989	1,986	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000	2,013
Al ^{VI}	0,001						0,051	0,008	0,028	0,031	0,065	0,006		0,011	0,040	0,105
Fe ²⁺	0,075	0,078	0,064	0,082	0,083	0,068	0,115	0,092	0,021	0,030	0,003	0,051	0,018	0,040	0,055	
Fe ³⁺			0,011	0,001	0,008	0,058	0,072	0,060	0,045	0,078	0,024	0,039	0,088	0,045	0,189	
Mn	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,007	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,010	0,003	0,002
Mg	0,957	0,996	0,983	0,972	0,973	0,970	0,889	0,904	0,927	0,902	0,888	0,927	0,936	0,897	0,962	1,073
Ca	0,939	0,959	0,933	0,939	0,944	0,953	0,939	0,919	0,924	0,949	0,884	0,950	0,998	0,935	0,868	0,522
Na	0,008	0,009	0,007	0,011	0,007	0,008	0,023	0,028	0,021	0,018	0,069	0,038	0,007	0,019	0,018	0,019
K																
Ti							0,01	0,001	0,06	0,010	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004
Cr	0,019	0,013	0,064	0,016	0,014	0,014	0,015	0,013	0,014	0,010					0,011	0,009
Σ																
Προσδιορισμός ορυκτού σε αναλογία %																
% En	48,74	49,16	48,49	48,10	47,98	47,88	43,39	44,84	45,71	44,15	44,19	46,23	46,64	44,43	46,67	56,12
% Wo	43,37	43,18	44,09	44,03	44,60	44,94	44,60	43,96	44,35	44,91	43,66	46,18	49,29	45,29	40,47	26,88
% Fer ₂			0,70	0,17	0,57	0,09	2,92	3,90	3,06	2,34	4,16	1,39	2,12	4,85	2,32	9,99
% CaFeTa	4,70	4,64	3,97	4,81	3,83	4,13	1,48	3,09	1,70	2,19	0,65	2,22	0,91	1,99	3,19	0,48
% CaTa	4,43	2,12	2,16	1,88	2,32	2,15	4,39	1,30	2,35	3,73	0,46		0,28	1,44	0,11	4,08
% CaTiTa							1,00	0,11	0,76	0,96	0,03	0,22	0,05	0,08	5,53	0,40
% IAD	0,78	0,92	0,69	1,04	0,89	0,83	2,23	2,80	2,03	1,72	6,67	3,09	0,71	1,92	1,71	2,04
ΣΥΝΕΧΕΙΑ																
Αρ Δειγ.	14-29	15-29	16-29	17-29	18-29	19-29	20-29	21-29	22-29	23-29	24-29	25-29	26-29	27-29	28-29	29-29
SiO ₂	53,34	52,40	53,83	53,37	53,23	53,09	53,23	52,58	52,67	51,73	51,93	52,60	52,30	51,82	52,45	52,58
Al ₂ O ₃	0,98	2,08	0,88	1,11	0,85	0,74	2,10	2,00	1,80	1,51	2,11	1,84	2,04	2,14	2,24	1,80
TiO ₂																
FeO ¹	2,24	2,40	2,24	2,21	1,24	2,22	3,82	4,43	2,40	1,42	2,61	2,39	2,45	2,38	2,48	2,34
MnO	0,08	0,08	0,08	0,05	0,09	0,08	0,09	0,12	0,11	0,11	0,05	0,10	0,06	0,07	0,10	0,09
MgO	18,30	17,93	18,52	18,08	18,51	18,54	21,33	23,30	18,10	19,08	18,07	17,38	17,61	17,49	17,62	17,58
CaO	24,30	24,70	24,78	25,01	24,92	24,90	18,98	16,87	25,12	24,27	24,34	24,22	24,14	24,20	24,42	24,53
Na ₂ O	0,18	0,17	0,09	0,14	0,15	0,14	0,05	0,10	0,08	0,12	0,15	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11
K ₂ O																
Cr ₂ O ₃	0,43	0,58	0,49	0,82	0,40	0,27	0,57	0,60	0,56	0,27	0,60	0,58	0,56	0,53	0,58	0,82
NiO																
ΣΥΝ	101,14	100,78	101,04	101,58	99,73	100,45	100,48	99,99	101,29	97,86	100,36	99,46	99,57	99,05	100,33	99,94
Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 6(O)																
Si	1,934	1,891	1,928	1,915	1,932	1,919	1,908	1,885	1,893	1,914	1,882	1,924	1,910	1,902	1,902	1,914
Al ^{IV}	0,042	0,088	0,036	0,047	0,036	0,036	0,089	0,085	0,076	0,066	0,090	0,076	0,088	0,083	0,096	0,077
Σ	1,976	1,979	1,964	1,962	1,968	1,955	1,997	1,970	1,969	1,980	1,972	2,000	1,998	1,985	1,998	1,991
Al ^{VI}												0,003				
Fe ²⁺	0,068	0,073	0,067	0,066	0,038	0,087	0,081	0,132	0,072	0,044	0,079	0,061	0,075	0,075	0,075	0,071
Fe ³⁺							0,034	0,001				0,012				
Mn	0,002	0,002	0,002	0,020	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003
Mg	0,989	0,964	0,992	0,966	1,002	0,999	1,139	1,245	0,999	0,996	0,976	0,948	0,959	0,957	0,952	0,954
Ca	0,944	0,955	0,955	0,961	0,969	0,965	0,728	0,829	0,987	0,962	0,945	0,949	0,945	0,952	0,949	0,957
Na	0,011	0,012	0,006	0,010	0,011	0,010	0,006	0,007	0,006	0,009	0,011	0,009	0,009	0,008	0,008	0,008
K																
Ti																
Cr	0,012	0,018	0,014	0,018	0,012	0,008	0,016	0,017	0,016	0,008	0,017	0,017	0,016	0,015	0,017	0,018
Σ																
Προσδιορισμός ορυκτού σε αναλογία %																
% En	48,96	47,22	49,17	47,74	49,66	49,59	55,68	60,90	47,52	49,00	47,78	46,47	46,89	46,79	46,50	46,78
% Wo	44,32	43,40	44,57	44,34	45,44	44,53	33,20	27,12	44,00	44,62	42,51	44,83	43,88	43,91	43,78	44,55
% Fer ₂							1,77	0,22								
% CaFeTa	4,09	4,48	5,15	5,12	2,57	3,63	4,74	7,28	4,48	2,72	4,79	3,82	4,54	4,40	4,64	4,51
% CaTa	1,52	3,75	1,49	1,84	1,28	1,08	4,09	3,79	3,48	2,82	3,90	3,44	3,88	4,14	4,28	3,41
% CaTiTa																
% IAD	1,11	1,16	0,62	0,96	1,05	0,97	0,54	0,68	0,55	0,85	1,03	0,90	0,83	0,77	0,82	0,76



Σχήμα 70. Ταξινόμηση πυροξένων κατά MORIMOTO et al (1988) Προβολές από τις ροδιγκτιωμέν-γαββρικές φλέβες (άνω), από τις μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις (κάτω δεξιά) κ από τις πυροξενιτικές φλέβες (κάτω αριστερά)

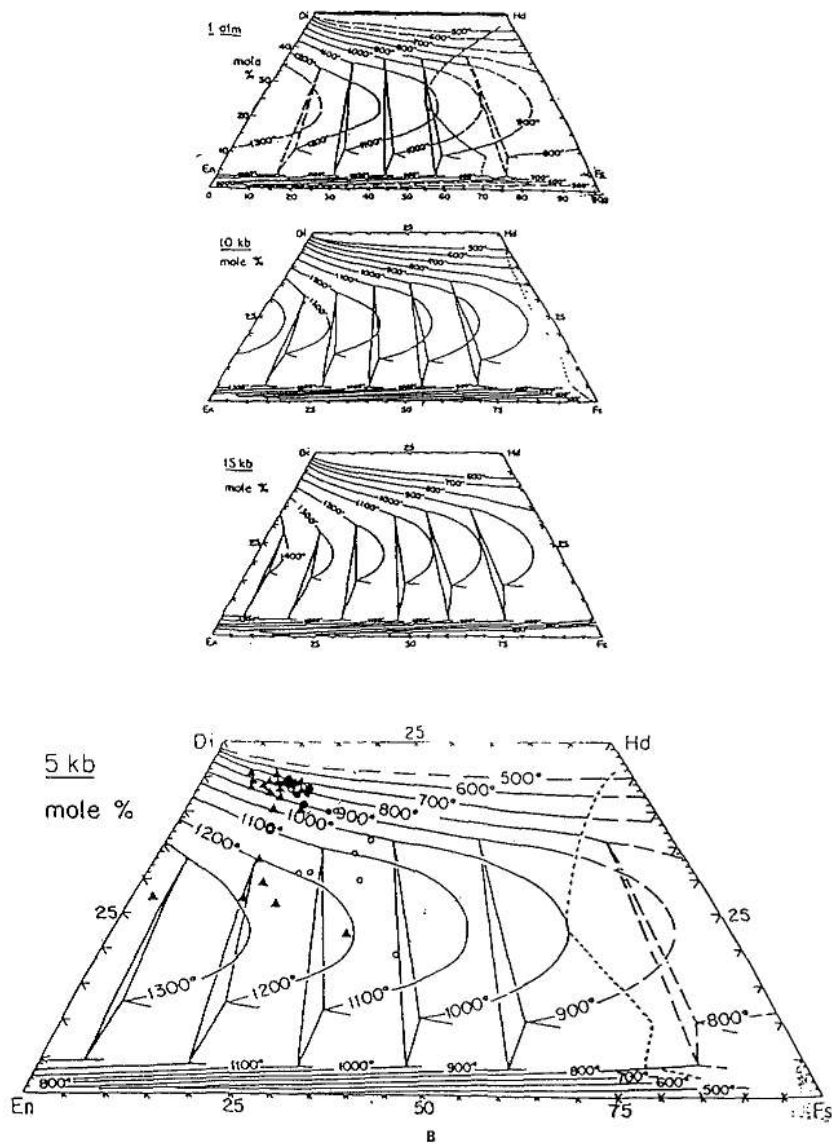


Σχήμα 71. Προβολή πυροξένων από φλέβες και μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις στο διάγραμμα $Al_2 - TiO_2$ (Όπου Al_2 είναι το ποσοστό του τετραεδρικού αργιλίου στο μόριο του πυροξένου). Με το βέλος 1 προσδιορίζεται η τάση βέλτιστης γραμμικής συσχέτισης για πυροξένους από περιβάλλοντα τόξου. Με το βέλος 2 η αντίστοιχη τάση από περιβάλλοντα μεσσωκεάνιας ράχης ή περιθωριακής (οπισθοτόξιας) λεκάνης, κατά LOOCKS, (1990)

Ανοικτός κύκλος = Πυροξένοι από ροδιγκτωμένες γαββρικές φλέβες

Γεμάτος κύκλος = Πυροξένοι από μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις

Τρίγωνο = Πυροξένοι από πυροξενιτικές φλέβες (περιοχή Αγ. Παρασκευής)



Σχήμα 72. Προβολή πυροξένων στο διάγραμμα En - Di - Hd - Fs από φλέβες και μετασ γαββρικές διεισδύσεις από τα υπερβασικά της Λέσβου, στο οποίο είναι χαραγμένες οι ισόθερμες καμπύλες κατά LINDSLEY, (1983) για πιέσεις 5Kbar. Εμφανίζονται και τα αντίστοιχα διαγράμματα για πιέσεις 1Atm, 10Kbar, 15Kbar

Ανοκτός κύκλος = Πυρόξενοι από ροδιγκτιωμένες γαββρικές φλέβες

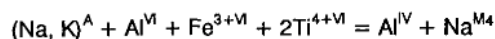
Γεμάτος κύκλος = Πυρόξενοι από μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις

Τρίγωνα = Πυρόξενοι από πυροξεντικές φλέβες (περιοχή Αγ. Παρασκευής)

V. 5.5.3. Αμφιβόλοι.

Από την ομάδα των αμφιβόλων αναλύθηκαν 16 κρύσταλλοι από τις γαββρικές διεισδύσεις και 25 κρύσταλλοι από τις ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες της υπερβασικής μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης (Πίνακας 19).

Η στοιχειομετρική τους κατανομή υπολογίστηκε με βάση 23 άτομα οξυγόνου (O) και σύμφωνα με το χημικό τύπο του LEAKE (1978) $A_{0.1}X_2\psi_5Z_8O_{22}(OH)_2$. Όπου X και A είναι οι μεγαλύτερες πολυεδρικές θέσεις, οι οποίες δέχονται Ca, Na και K, Y είναι η θέση όπου σε οκταεδρική συνδιάταξη φιλοξενούνται Al, Ti, Cr, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn και Z είναι η τετραεδρική θέση όπου συμμετέχουν Si και Al. Η περιεκτικότητα σε Fe^{3+} υπολογίστηκε σύμφωνα με τη μέθοδο PAPIKE et al (1974) κατά την οποία ισχύει η σχέση:



Στο σχήμα 73 προβάλλονται ο λόγος $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ως προς Si για την ταξινόμηση των αμφιβόλων (LEAKE, 1978; ROCK & LEAKE, 1989).

Ο χαρακτηρισμός των αμφιβόλων έγινε και με υπολογιστικό πρόγραμμα (PERDIKATSI, 1986) το οποίο βασίζεται στην ταξινόμηση κατά LEAKE, (1978).

Παρατηρούμε ότι έχουμε μια συνεχή σειρά από Mg-κεροσίτη, ακτινολιθική κεροσίτη, ακτινολίθο, τρεμολίτη καθώς και Mg-χαστιγκσίτη, Mg-χαστιγκσιτική κεροσίτη και παρασίτη. Μετά από σειρά αναλύσεων στο κέντρο και στην περιφέρεια των κρυστάλλων διαπιστώθηκε ότι στους περισσότερους κρυστάλλους δεν έχουμε φαινόμενο ζώνωσης και ο πυρήνας είναι της αυτής ορυκτολογικής σύστασης με την περιφέρεια.

Στους δύο τύπους των σχηματισμών που μελετάμε εμφανίζονται η Mg-κεροσίτη, η ακτινολιθική κεροσίτη, και ο τρεμολίτης πλην όμως στις γαββρικές ροδιγκιτωμένες φλέβες παρατηρούμε μια σαφή υπεροχή του παρασίτη και της παρασιτικής κεροσίτης. Στις μετασωμ. γαββρικές διεισδύσεις υπερέχει η ομάδα της ακτινολιθικής κεροσίτης και του τρεμολίτη.

Η συμμετοχή του Al_2O_3 στους αμφιβόλους και των δύο λιθοτύπων σε αρκετές περιπτώσεις δεν υπερβαίνει το 10%. Αυτό θεωρείται ως το ανώτερο όριο για τις μεταμορφικές αμφιβόλους από τα διάφορα οφιολιθικά συμπλέγματα (HUTCHISON, 1978; ΛΙΟΥ & ERNST, 1979; STERN & ELTHON, 1979).

Η συμμετοχή του Na στη θέση M_4 υποδηλώνει το βαθμό πίεσης που εξασκήθηκε κατά τη μεταμόρφωση (BROWN, 1977; LAIRD & ALBEE, 1984). Το εν λόγω γεωβαρόμετρο προϋποθέτει την παραγένεση αμφιβόλος + αλβίτης + χλωρίτης + οξειδία Fe (BROWN, 1977). Στις φλέβες των ροδιγκιτωμένων γάββρων προσδιορίστηκε η εν λόγω παραγένεση και έτσι μπορούμε να εκτιμήσουμε την πίεση δημιουργίας των φλεβών αυτών μεταξύ 2 και 4 Kbar (Σχήμα 74). Δεν μπορούμε όμως να προσδιορίσουμε την πίεση δημιουργίας των αμφιβόλων στις γαββρικές διεισδύσεις με το γεωβαρόμετρο αυτό, καθόσον δεν προσδιορίσαμε σε αυτές αλβίτη.

Στο διάγραμμα Na+K ως προς Al^{IV} (Σχήμα 75), μεγάλο μέρος των αναλύσεων προβάλλεται αρκετά κοντά και με την ίδια τάση με την ευθεία της τάσης του παρασίτη.

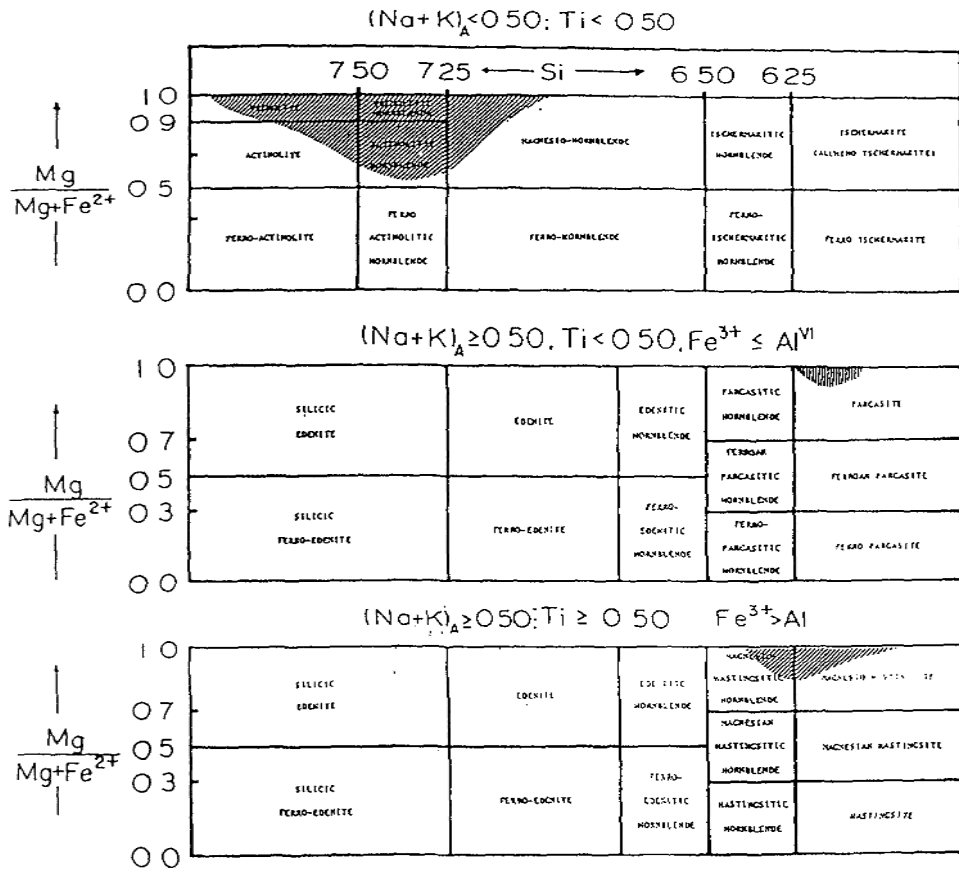
Για τον προσδιορισμό της πίεσης κάτω από την οποία σχηματίζονται οι αμφιβόλοι χρησιμοποιήθηκε και το γεωβαρόμετρο των HAMMARSTROM & ZEN

(1986), βελτιωμένο από την PE-PIPER, (1988) που βασίζεται στην περιεκτικότητα του Al^{IV} ως προς Al^{tot} . Οι ερευνητές διέκριναν μία γραμμική συσχέτιση μεταξύ Al^{IV} και Al^{tot} . Η σχέση ανάμεσα στην Al^{tot} της κερροσττίλβης και της πίεσης δημιουργίας της P σε Kbar για δεδομένα από ασβεσταλκαλικά πλουτώνια είναι $P = -3,92 + 5,03Al^{tot}$, με συντελεστή συσχέτισης $r^2 = 0,81$, (HAMMARSTROM & ZEN, 1986).

Αξιοσημείωτο είναι ότι όλοι οι αμφίβολοι από τις γαββρικές διεισδύσεις δίδουν τιμές που εκτείνονται από 0,5Kbar έως 7Kbar. Οι αμφίβολοι των ροδιγκιτωμένων γαββρικών φλεβών διακρίνονται σε δύο ομάδες. Μία ομάδα υψηλών πιέσεων (περίπου 7Kbar) και μία ομάδα χαμηλών πιέσεων (<2Kbar) (Σχήμα 76).

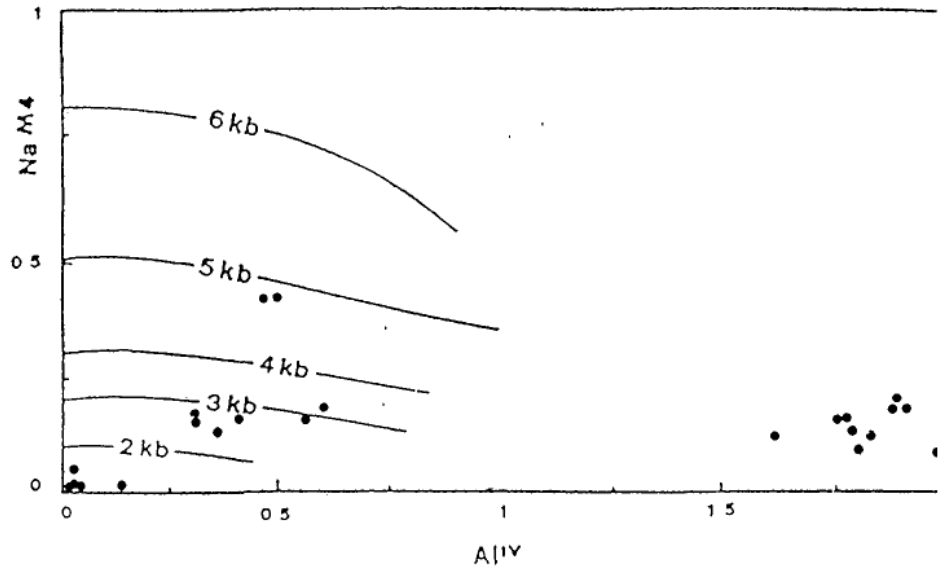
Η ύπαρξη αμφιβόλων, υψηλών και χαμηλών πιέσεων, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο σχηματισμός των αμφιβόλων άρχισε όταν τα πετρώματα που τους φιλοξενούσαν βρισκόνταν σε σχετικά μεγάλα βάθη όπου οι πιέσεις ήταν της τάξης των 7Kbar και συνεχίστηκε ο σχηματισμός τους και σε περιβάλλον χαμηλών πιέσεων.

Το γεωβαρόμετρο αυτό βασίστηκε σε αναλύσεις αμφιβόλων από εκρηξηγενή πετρώματα που περιέχουν χαλαζία HAMMARSTROM & ZEN (1986). Σύμφωνα όμως με τους BLANDY & HOLLAND, (1992) η μεταβολή του Al^{IV} με την πίεση και τη θερμοκρασία δεν επηρεάζεται αισθητά από τη χημική σύσταση του πετρώματος και μάλιστα σε πειράματα που αναφέρουν χρησιμοποιήθηκαν πετρώματα που η χημική σύστασή τους κυμαίνεται από γρανιτικά έως περιδοτιτικά.

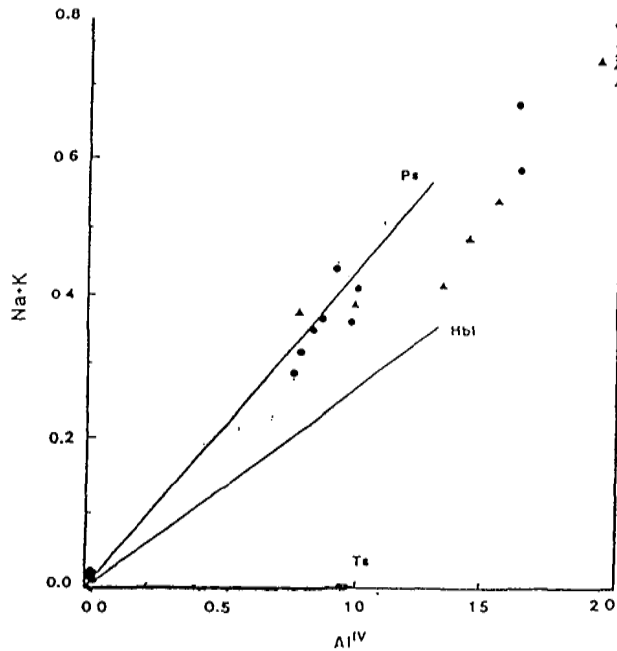


Σχήμα 73. Προβολή της σύστασης των αμφιβόλων των ροδιγκιτωμένων γαββρικών φλεβών και των μετασωμ γαββρικών διασχύσεων στο διάγραμμα ταξινόμησης του LEAKE, (1978)

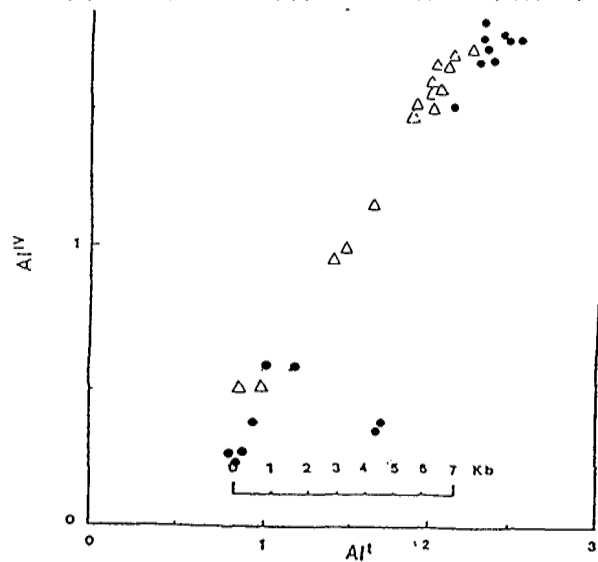
Περιοχές στις οποίες προβάλλονται οι αμφιβόλοι



Σχήμα 74. Προβολή του Na^{M4} ως προς Al^{IV} των αμφιβόλων των ροδισκιτωμένων γαββρικών φλεβών στο ενδεικτικό διάγραμμα πιέσεων $\text{Na}^{\text{M4}} - \text{Al}^{\text{IV}}$ BROWN, (1977)



Σχήμα 75. Προβολή της συστάσεως των αμφιβόλων στο διάγραμμα Na + K ως προς Al^{IV} . Οι συντομογραφίες στις ευθείες (Ps, Hbl, Ts) προσδιορίζουν την τάση των σημείων που προβάλλονται ο παραγάσιτης, η κεροστύβη, και ο τσερμακίτης αντίστοιχα. Με γεμάτο κύκλο προβάλλονται αμφίβολοι από τις ροδιγκ γαββρικές φλέβες. Με τρίγωνο προβάλλονται αμφίβολοι από τις μετασ. γαββρικές διεσδύσεις.



Σχήμα 76. Προβολή της συστάσεως των αμφιβόλων στο γεωβαρομετρικό διάγραμμα Al^{IV} ως προς Al^I HAMMARSTON & ZEN, (1986). Η ευθεία αναφοράς είναι διορθωμένη από την PE-PIPER, (1988). Με γεμάτο κύκλο προβάλλονται αμφίβολοι από ροδιγκ γαββρικές φλέβες. Με τρίγωνο προβάλλονται αμφίβολοι από τις μετασ. γαββρικές διεσδύσεις.

Μετατροπή πυροξένων σε αμφίβολους.

Οι κλινοπυρόξενοι των μετασσωματωμένων πετρωμάτων που αναλυθηκαν αντιπροσωπεύουν τους πρωτογενείς υπολειμματικούς κρυστάλλους.

Αυτό φαίνεται και από τον παρόμοιο χημισμό με τους πυρόξενους των ανεπηρέαστων υπερβασικών πετρωμάτων. Διαφορά χημισμού παρουσιάζουν οι κλινοπυρόξενοι του δείγματος 78, που προέρχεται από ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες και οι οποίοι έχουν υψηλότερες τιμές σε FeO και ανάλογα χαμηλότερες τιμές MgO και CaO. Ανάλογο συμπεριφορά επίσης παρουσιάζουν οι κλινοπυρόξενοι από το δείγμα 55.

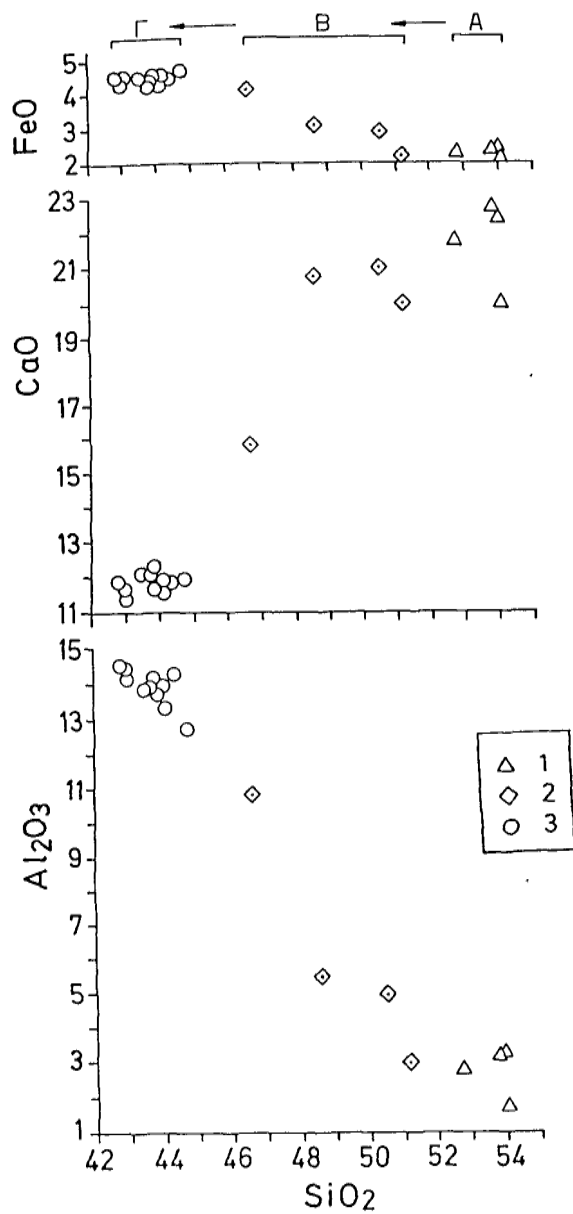
Οι κλινοπυρόξενοι από τις πυροξεντικές φλέβες παρότι παρουσιάζουν στο μικροσκόπιο μια ινώδη επιφάνεια, δείχνουν παρόμοιο χημισμό όπως και οι κλινοπυρόξενοι των άλλων δειγμάτων. Στη συνέχεια εξελίσσεται ο ινώδης χαρακτήρας εντονότερα και το χρώμα των κρυστάλλων γίνεται κιτρινοκαστανό.

Οι μικροαναλύσεις δείχνουν αύξηση του Al_2O_3 ελάτωση SiO_2 και CaO. Ο σχηματισμός αμφιβόλου από μετατροπή του κλινοπυρόξενου καταλήγει στην τελική του μορφή με την εμφάνιση διαφανών πρισματών τα οποία είναι σαφώς διαυγέστερα από τον ινώδη κλινοπυρόξενο και τα μεταβατικά του στάδια (Εικόνες 45 και 46).

Οι μεταβάσεις αυτές από κλινοπυρόξενους σε αμφίβολους φαίνονται στο σχήμα 77 και τους πίνακες 18 και 19 των μικροαναλύσεων των φλεβικών σχηματισμών και των μετασσωματωμένων γαββρικών διεισδύσεων της Λέσβου. Οι αμφίβολοι αποτελούν βασικό ορυκτό των ροδιγκιτωμένων σχηματισμών. Σε ορισμένες περιπτώσεις αποτελούν με τον γροσουλάριο τα μόνα ορυκτά συστατικά. Οι αμφίβολοι όπως φαίνεται στην εικόνα 33 συνδέονται με τη ροδιγκιτίωση και την ανάπτυξη γροσουλάριου.

Σύμφωνα με μικροσκοπικές παρατηρήσεις και από ορυκτοχημικά δεδομένα που αναφέρθηκαν παραπάνω φαίνεται ότι οι περισσότεροι αμφίβολοι προήλθαν κυρίως από κλινοπυρόξενους. Συχνά βλέπουμε να συνεχίζεται ο σχηματισμός του αμφιβόλου και μετά το σχηματισμό του γροσουλάριου. Στις περιπτώσεις αυτές ο αμφίβολος πληρώνει τις ρωγμές που διασχίζουν τον γροσουλάριο (Εικόνα 34).

Οι αμφίβολοι παρουσιάζουν πολλές διακυμάνσεις χημισμού σε ότι αφορά τις ποσοτικές σχέσεις σε MgO, FeO, Al_2O_3 και SiO_2 . Αυτό φαίνεται από τις πολυάριθμες μικροαναλύσεις των αντίστοιχων πινάκων.



Σχήμα 77. Γραφική παράσταση της εξέλιξης χημισμού κλινοπυρόξενου που μεταβαίνει προς αμφίβολο 1=κλινοπυρόξενος, 2=μεταβατικό στάδιο προς αμφίβολο, 3=αμφίβολο

V. 5.5.4. Γρανάτες - υδρογρανάτες.

Από την ορυκτολογική ομάδα των γρανατών πραγματοποιήθηκαν συνολικά δέκα τρεις (13) αναλύσεις από τις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες, τέσσερις (4) από τις ελαφρά μετασωματωμένες πυροξενιτικές φλέβες της περιοχής Αγ Παρασκευής και επτά (7) από τις μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις της μάζας Λουτρού Μυτιλήνης, όπως φαίνονται και στους πίνακες 20, 21 και 22.

Τα ορυκτά υπολογίστηκαν στοιχειομετρικά με βάση 12 άτομα οξυγόνου σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο $X_3Y_2(ZO_4)_3$. Η θέση X καταλαμβάνεται από κατιόντα Fe^{2+} , Mg, Mn, Ca, η Y από Fe^{3+} , Ti, Al, Cr και η Z από Si και Al. Όλοι ο γρανάτες που αναλύθηκαν δείχνουν πολύ υψηλό ποσοστό σε γροσσουλάριο. Οι αναλύσεις που δείχνουν σχετικά χαμηλά αθροίσματα οξειδίων μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκουν σε υδρογροσσουλάριους.

Σε μερικές περιπτώσεις που πραγματοποιήσαμε αναλύσεις σε διάφορα σημεία στον ίδιο κρύσταλλο, προσδιορίσαμε ότι στο εσωτερικό του κρυστάλλου βρίσκονται τα πιο ένυδρα μέλη (υδρογροσσουλάριος).

Οι γρανάτες που συμμετέχουν κυρίως στις γαββρικές διεισδύσεις και στους ροδιγκίτες είναι υδρογροσσουλάριοι που συνοδεύονται και με γροσσουλάριους.

Ο υδρογροσσουλάριος μετατρέπεται σε γροσσουλάριο με αύξηση της θερμοκρασίας. Πολλοί ερευνητές αναφέρουν επίπεδα θερμοκρασιών από 800°C έως 400 °C (YODER, 1950). Ο HSU (1980) όμως με βάση πειραματικά δεδομένα προσδιόρισε ότι η εμφάνιση του υδρογρανάτη για πίεση 2Kbar γίνεται σε θερμοκρασίες μικρότερες από 420°C.

Η αύξηση του λόγου Mn/Fe^{2+} των γρανατών ακολουθεί την αύξηση της θερμοκρασίας σχηματισμού τους. Στους γρανάτες των φλεβικών που μελετήσαμε ο λόγος Mn/Fe^{2+} αυξομειωνόταν χωρίς να προσδιορίζει κάποια αυξητική τάση

Πίνακας 20. Μικροαναλύσεις γκρανατών από ροδιγκτωμένες γαββρικές φλέβες της Αμαλγής

Αρ. Δειγ.	76-55	80-55	83-55	89-55	92-55	93-55	102-55	103-55	104-55	105-55
SiO ₂	38 96	37 07	37 18	36 28	37.84	37 77	36 93	37 99	37 10	37 20
Al ₂ O ₃	22 24	24 58	21 77	22 14	21 76	21. 78	22 82	22 59	22 70	22 68
FeO ^I	0 57	0 61	1 02	0 19	0 70	0 69	0 22	0 14	0 26	0 09
MnO	0 11	0 08	0 10		0.08	0 09	0 04	0 04	0 04	0 04
MgO			1 56							
CaO	38 15	38 97	35 97	38.74	38 17	38 07	38 01	38 29	38 10	38 57
Na ₂ O	0 03	0 03	0 04	0 02	0 05				0 08	0 12
TiO ₂					0 03					
N ₂ O							0.03			
ΣΥΝ.	100.1	97 6	97.6	97 3	98 6	98.4	98 0	98.6	98 5	98 75
Υπολογισμός των ατομικών αναλογιών των στοιχείων με βάση 12 άτομα οξυγόνου (O)										
Si	2 94	2.78	2.88	2 84	2 92	2.92	2 86	2 90	2 87	2.86
Al ^{IV}	0.06	0.22	0 12	0.16	0.08	0.08	0.14	0 1	0 13	0 14
Σ	3 00	3 00	3 00	3 00	3.00	3 00	3 00	3 00	3 00	3 00
Al ^{VI}	1.93	1 95	1.87	1.88	1 9	1 9	1 94	1 93	1.94	1 92
Ti					0.01					
Fe ⁺³	0 04	0.04	0.07	0 01	0.05	0.05	0 02	0 01	0 02	0 01
Σ	1 97	1.99	1.94	1 89	1.96	1.95	1 96	1 94	1 96	1.93
Fe ⁺²										
Mg			0 18							
Mn	0 01	0 01	0 01		0 01	0 01	0 01	0 01	0.01	0.01
Ca	3.09	3 13	2.99	3 25	3 15	3 15	3 15	3 13	3 15	3 18
Σ	3 1	3 14	3.18	3 25	3 16	3 16	3 15	3 14	3 16	3 19
gr	98 6	98 6	92 2	99 6	98 4	98 4	99 5	99 4	99 4	99 7
Alm	1 2	1 2	2 1	0 4	1 4	1 4	0 4	0 3	0 5	0 2
Spes	0 2	0 2	0 2		0 2	0 2	0 1	0 1	0 1	0 1

Συνέχεια

Αρ.Δειγ.	96-86	97-86	106-86
SiO ₂	39,47	39,38	39,74
Al ₂ O ₃	22,18	22,12	22,42
FeO ^I	0,49	0,90	0,56
MnO	0,28	0,68	0,49
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	38,02	37,32	37,14
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00
N ₂ O	0,00	0,00	0,00
Συν.	100,44	100,40	100,27

* Στις αναλύσεις του δειγ. 86 (96-86, 97-86, 106-86) ο γκρανάτης είναι απόλυτα υγιής και έτσι οι αναλύσεις του είναι σχεδόν ίδιες.

Πίνακας 21. Μικροανάλυσεις γρανατών από πυροξενιτικές φλέβες που απαντούν στην υπερβασική μάζα Αμπελικού - Κώμης (περιοχή Αγ Παρασκευής)

Αρ. Δειγ.	36-54	37-54	34-54	75-83	79-83	82-83	83-83
SiO ₂	37.50	36.95	37.23	38.56	44.98	35.30	34.45
Al ₂ O ₃	27.66	28.95	39.92	25.00	30.52	22.35	22.88
TiO ₂							
FeO ^I	0.10	0.10	0.14	0.16	0.08	0.48	0.14
MgO			0.23		0.04	0.15	0.05
CaO	28.00	25.20	18.84	30.09	16.24	37.80	37.47
MnO	0.03	0.02		0.02	0.02	0.05	0.03
Cr ₂ O ₃							
ΣΥΝ.	93.29	91.22	89.36	93.83	91.88	96.12	95.02

Πίνακας 22. Μικροανάλυσεις γρανατών από τις μετασρωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις της Αμαλής, οι οποίοι βρίσκονται σε αρχικό στάδιο εξαλλοίωσης.

Αρ. Δειγ.	95-28	96-28	97-28	106-28
SiO ₂	37.96	39.47	39.38	39.74
Al ₂ O ₃	21.89	22.18	22.12	22.42
FeO ^I	2.72	0.49	0.90	0.56
MnO	0.74	0.28	0.68	0.41
MgO	0.78			
CaO	34.42	38.02	37.32	37.14
ΣΥΝ.	98.51	100.44	100.4	100.27
Υπολογισμός ατομικών αναλογιών των στοιχείων με βάση 12 άτομα οξυγόνου (O)				
Si	2.928	2.969	2.969	2.986
Al ^{IV}	0.072	0.031	0.031	0.014
Σ	3.000	3.000	3.000	3.000
Al ^{VI}	1.918	1.935	1.934	1.971
Ti				
Fe ⁺³	0.082	0.031	0.057	0.029
Σ	2.000	1.966	1.991	2.000
Fe ⁺²	0.093			0.006
Mg	0.090			
Mn	0.048	0.018	0.043	0.026
Ca	2.845	3.064	3.014	2.990
Σ	3.076	3.082	3.057	3.022
gr	90.07	98.44	96.78	97.99
Alm	5.56	0.99	1.82	1.15
Spes	1.53	0.57	1.39	0.86

V. 5.5.5. Γεωθερμόμετρο ασβεστίτη δολομίτη.

Σε ορισμένες ροδιγκιτιωμένες φλέβες παρατηρούνται τα ανθρακικά ορυκτά δολομίτης και Mg-ούχος ασβεστίτης τα οποία συνυπάρχουν με τους γρανάτες - υδρογρανάτες. Προφανώς στις θέσεις αυτές ο λόγος CO₂/H₂O στη ρευστή φάση θα πρέπει να υπήρξε υψηλότερος.

Κατά τη διάρκεια της μετασώματωσης των φλεβών μπορεί ένα μέρος από το Ca να συνδυασθεί με CO₂ για το σχηματισμό του ασβεστίτη ή με παρουσία Mg να σχηματισθεί Mg-ούχος ασβεστίτης και δολομίτης. Αυτή η παραγένεση μπορεί να μας δώσει τις θερμοκρασίες μετασωματικών διεργασιών των ροδιγκιτιωμένων φλεβών από το γεωθερμόμετρο των ανθρακικών δολομίτη - ασβεστίτη καθώς αυτά τα ανθρακικά ορυκτά απαντούν σε ορισμένες θέσεις των ροδιγκιτιωμένων γαββρικών φλεβών (Δείγμα 52).

Αυτό είναι ένα γεωθερμόμετρο το οποίο έχει διαπιστωθεί πειραματικά και βασίζεται στη σχέση του ποσού του διαλελυμένου MgCO₃ στον ασβεστίτη και το οποίο βρίσκεται σε ισορροπία σε ορισμένη θερμοκρασία (GRAF & GOLDSMITH, 1955, 1958; GOLDSMITH & NEWTON, 1969; RICE, 1977b; BICKLE & POWELL, 1977).

Νεώτερα δεδομένα που βασίζονται στο αυτό γεγονός κάνουν χρήση καμπυλών Solvus για τα συνυπάρχοντα ζεύγη Mg-ούχου ασβεστίτη - δολομίτη (ANOVITY & ESSENE, 1982; McDOWELL & PACES, 1985).

Το πλέον αξιόπιστο για τα δεδομένα μας γεωθερμόμετρο είναι αυτό των McDOWELL & PACES (1985), διότι είναι το πλέον σύγχρονο.

Το δείγμα 52 που μελετήσαμε προσεκτικά πριν το υποβάλλουμε σε μικροανάλυση δεν περιείχε τρεμολίτη σε παραγένεση με τα ανθρακικά ορυκτά.

Μετά τη μικροανάλυση διαπιστώθηκε ότι η συμμετοχή του FeCO₃ και MnCO₂ στη δομή των ορυκτών ήταν ελάχιστη και κάτω του 1% (Πίνακας 23). Ετσι κάναμε χρήση των solvus που δίδουν οι McDOWELL & PACES για συστάσεις ανθρακικών ελεύθερων από FeCO₃ και MnCO₃. Η συμμετοχή FeCO₃ και MnCO₃ στη δομή των ανθρακικών αυτών ορυκτών τροποποιεί την Solvus οδηγώντας την σε χαμηλότερες θερμοκρασίες (McDOWELL & PACES, 1985) όπως φαίνεται στο σχήμα 78, ενώ γενικά ο παράγοντας πίεση ελάχιστα την επηρεάζει (GOLDSMITH & NEWTON, 1969).

Οι τιμές των θερμοκρασιών που πήραμε ήταν περίπου της τάξεως των 500°C (Σχήμα 78).

Εφαρμόστηκε επίσης και μια άλλη ανάλογη μέθοδος προσδιορισμού θερμοκρασίας των μετασωματικών διεργασιών όταν συνυπάρχουν Mg-ούχος ασβεστίτης - δολομίτης. Αυτή προτείνεται από τον RICE (1977b) και προσδιορίζει τη θερμοκρασία με επίλυση της κατωτέρω εξίσωσης:

$$\text{Log } X_{\text{MgCO}_3} = (-1690/T_K) + 0,795$$

Σε αυτή όπως και στην προηγούμενη μέθοδο με τις καμπύλες Solvus συσχετίζουμε το περιεχόμενο MgCO₃ στον ασβεστίτη με την αύξηση της θερμοκρασίας σχηματισμού του. Μετά από την επίλυση της πήραμε θερμοκρασίες πολύ κοντά στις θερμοκρασίες της προηγούμενης μεθόδου. Συγκεκριμένα για το ποσοστό 3,3 και 3,8 του MgO των αναλύσεων του δείγματος 52 πήραμε θερμοκρασίες 480°C και 500°C αντίστοιχα.

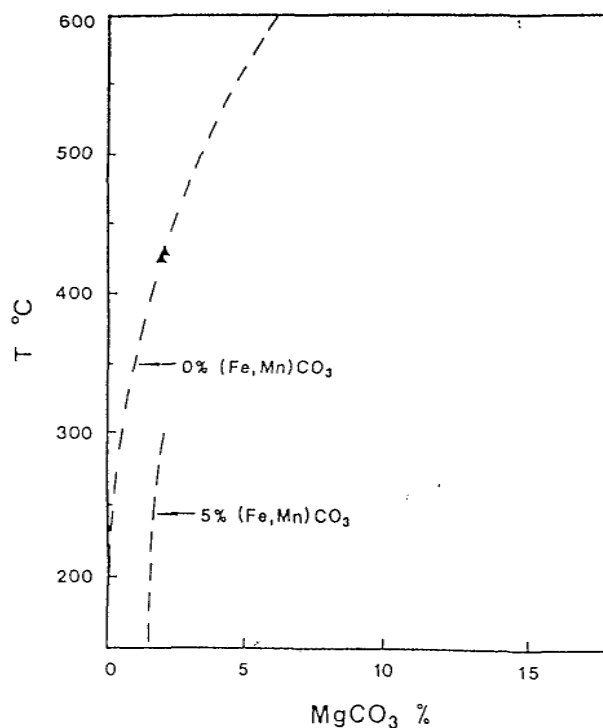
Συνεκτιμώντας τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων καταλήγουμε ότι η πιθανότερη θερμοκρασία σχηματισμού των ανθρακικών αυτών μέσα στις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες των υπερβασικών της Λέσβου είναι 500°C.

Πιθανόν η θερμοκρασία αυτή να πλησιάζει τη θερμοκρασία σχηματισμού των Ca-μετασσωματωμένων αυτών φλεβών.

Πίνακας 23. Αναλύσεις από ανθρακικά ορυκτά τα οποία απαντούν κατά θέσεις στις ροδιγκπιωμένες γαββρικές φλέβες

Αρ. Δειγ.	109-52	110-52	111-52	112-52	113-52
SiO ₂			0,85		
Al ₂ O ₃			0,11		
FeO	0,11	0,08	0,21		
MnO	0,15	1,10			
MgO	28,87	22,57	4,72	3,79	3,30
CaO	29,9	29,89	52,90	59,48	62,03
Na ₂ O					
K ₂ O					
TiO ₂					
Cr ₂ O ₃					
N ₂ O					
ΣΥΝ.	53,0	52,6	58,8	63,3	65,3

Το υπόλοιπο μέχρι 100% είναι CO₂↑



Σχήμα 78. Προβολή της περιεκτικότητας σε MgCO₃ ασβεστίτων στο διάγραμμα θερμοκρασιών όπου σχεδιάστηκε το τμήμα της καμπύλης του ασβεστίτη από την Solvus ασβεστίτη - δολομίτη (McDOWELL & PACES, 1985)

V. 5.5.6. Γρανάτες - υδρογρανάτες και μετατροπή τους προς Παραγωνίτη και Βουαγνατίτη (*Vuagnatit* $\text{CaAl}((\text{OH})\text{SiO}_2)$)

Στις φλεβικές εμφανίσεις των υπερβασικών της Λέσβου προσδιορίστηκαν, ως προϊόντα εξαλλοίωσης των γρανατών και των υδρογρανατών τα ορυκτά παραγωνίτες, κλινοζωισίτες και κλινόχλωρο με τα οποία εμπλέκονται κρύσταλλοι (*Vuagnatit*) βουαγνατίτη.

Οι γρανάτες των ροδιγκιτιωμένων γαββρικών φλεβών και των μετασωματωμένων γαββρικών διεισδύσεων όταν βρίσκονται σε απόλυτα ισότροπη κατάσταση δίδουν χημισμό καθαρού γροσσουλαριου, αλλά και υδρογροσσουλάριου. Ο τελευταίος προσδιορίζεται εφόσον το άθροισμα των οξειδίων είναι μικρότερο από 98%, συνεπώς έχουμε απώλεια νερού της τάξεως του 1 - 2% (Πίνακας 20)

Κατά το στάδιο μιάς αρχικής εξαλλοίωσης, δηλαδή όταν ο γρανάτης αποκτά μικροκοκκώδη εμφάνιση διαπιστώνεται με τις μικροαναλύσεις αισθητή αύξηση του Na. Αυτό ερμηνεύεται σαν αρχικό στάδιο εξαλλοίωσης προς παραγωνίτη.

Ο εμπλουτισμός σε Na με συνέπεια την ελάττωση σε Ca διαπιστώθηκε σε όλα τα μεταβατικά στάδια μέχρι την ολοκλήρωση του χημισμού του παραγωνίτη. Η εξέλιξη αυτή φαίνεται στον πίνακα 24 και παραστατικά στο σχήμα 79, όπου αυξάνεται το SiO_2 και Al_2O_3

Από τις μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις που συναντώνται κύρια στη μάζα Λουτρού-Μυτιλήνης έγιναν 12 συνολικά μικροαναλύσεις και προσδιορίσαμε ότι οι 9 ανήκαν σε κρυστάλλους παραγωνίτη και οι τρεις 3 σε κρυστάλλους βουαγνατίτη. Από τις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες της ίδιας περιοχής έγιναν 5 συνολικά μικροαναλύσεις και όλες ανήκαν σε κρυστάλλους παραγωνίτη (Πίνακας 25).

Ο παραγωνίτης συχνά εμφανίζεται σε συσσωματώματα, κάνοντας ακόμα πιο δύσκολη την οπτική του αναγνώριση.

Οι οπτικές ιδιότητες του παραγωνίτη είναι παρόμοιες με του μοσχοβίτη, έτσι τα δύο αυτά ορυκτά μπορούν να διαχωριστούν, είτε με χημική ανάλυση οπότε και προσδιορίζεται η ποσοστιαία αναλογία των αλκαλίων, είτε με χρήση ακτινοδιαγραμμάτων (XRD), (σχήμα 80).

Η χημική σύνθεση του παραγωνίτη διαφέρει από αυτή του μοσχοβίτη στο ότι το Na αντικαθιστά το K. Η υποκατάσταση του K από το μικρότερο ιόν Na έχει ως αποτέλεσμα μια σμίκρυνση της κυψελίδας ιδίως στη διάσταση της z διεύθυνσης. Κατά τα άλλα η δομή του παραγωνίτη είναι παρόμοια με αυτή του μοσχοβίτη (DEER et al, 1962). Οι τιμές των ακραίων μελών μοσχοβίτη (mu), παραγωνίτη Pg και του ενδιάμεσου σελαδονίτη (Cl) μπορούν να υπολογισθούν ως εξής:

$$\text{Pg} = 100 \times \text{Na} / (\text{Na} + \text{K}), \text{Ce} = (\text{Si} - 6)/2 \text{ και } \text{Mu} = 100 - \text{Ce} - \text{Pg}$$

Ασφαλής προσδιορισμός όμως των όρυκτων αυτών έγινε μόνο με τη συνδυασμένη χρήση χημικών αναλύσεων και ακτινοδιαγραμμάτων (XRD) οπότε επιβεβαιώθηκε η παρουσία τους.

Η στοιχειομετρική κατανομή των ανωτέρω ορυκτών γίνεται με βάση $22(\text{O})$ άτομα οξυγόνου και με τη χρήση του γενικού χημικού τύπου $\text{X}_2\text{Y}_{4-6}\text{Z}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$, όπου:

X = K, Na, Ca

Y = Al, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mn, Mg, Ti και

Z = Si, Al.

Από τις αναλύσεις των παραγωγών που παρατίθενται και από τους δύο λιθοτύπους και εφόσον προσδιοριστούν με βάση 11 άτομα οξυγόνου παρατηρείται ότι το άθροισμα των κατιόντων είναι πολύ κοντά στην τιμή 7. Αυτό δείχνει την διοκταεδρική φύση αυτών καθόσον είναι πολύ κοντά στην ιδανική τιμή 7 (ERNST, 1983).

Ο λόγος Si/Al^{IV} στους παραπάνω μαρμαρυγίες είναι μικρότερος από 3 εκτός από τις τέσσερις αναλύσεις της φλέβας 83 που είναι μεγαλύτερος από 3. Η μεγαλύτερη του 3 τιμή υποδεικνύει φεγγιτική τάση, βέβαια με τη στενή έννοια του όρου "φεγγίτης" όπως ορίστηκε από τους MASSONE and SCHREVER (1986) ως ο μαρμαρυγίας με $3,2 < Si < 3,6$ στη βάση των 11(O) οξυγόνων. Η μικρή διακύμανση στο ποσοστό της συμμετοχής τους σημαίνει ότι έχουμε σταθερές συνθήκες πίεσης μεταμόρφωσης (SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1976).

Ο βουαγνατίτης που σχηματίστηκε παράλληλα με τον παραγωνίτη είναι σπάνιο ορυκτό.

Ο χημικός του τύπος είναι $CaAl_2(OH)SiO_2$. Περιγράφηκε για πρώτη φορά από τους McNEAR et al. (1976) και τους SARP et al. (1976) και ένα έτος αργότερα από τους PABST et al. (1977). Η μορφολογία του ορυκτού περιγράφηκε το ίδιο έτος από τους DEFERNE & SARP (1977).

Ο βουαγνατίτης εντοπίστηκε από τους ερευνητές αυτούς σε ροδιγκιτωμένες φλέβες οφιολίθων. Πρόκειται για ορυκτό ρομβικού συστήματος με οπτικές ιδιότητες παρόμοιες με τον πρενίτη. Αυτό ήταν η αιτία κάποιας σύγχυσης στην αρχή της έρευνάς μας διότι οι μικροαναλύσεις δεν είχαν πλήρη αντιστοιχία με τις υπάρχουσες οπτικές ιδιότητες.

Οι σημαντικές ποσοτικές διαφορές ήταν στο CaO , Al_2O_3 , και SiO_2 .

Οι αμφιβολίες μας οδήγησαν στην επισταμένη και εκλεκτική ακτινογράφιση κρυστάλλων οι οποίοι διαχωρίστηκαν από το πέτρωμα. Η ακτινογράφιση με το περιθλασίμετρο ακτίνων Χ (XRD) (που έγινε στο πανεπιστήμιο του Αμβούργου) έδειξε βουαγνατίτη δίνοντας ακριβή ταξινόμηση του ορυκτού και με το χημισμό που προσδιόρισε η μικροανάλυση (Σχήμα 81).

Οι κατώτέρω μικροαναλύσεις αντιπροσωπεύουν το χημισμό του βουαγνατίτη σε δύο διαφορετικά δείγματα.

A: Βουαγνατίτης σαν ορυκτό πλήρωσης μικροσχισμών γροσουλάριου εξαλλοιωμένου σε παραγωνίτη (Εικόνες 47 και 48).

B: Βουαγνατίτης ο οποίος σχηματίστηκε απευθείας σαν προϊόν εξαλλοίωσης του γροσουλάριου (Εικόνες 41 και 42)

Ο Βουαγνατίτης φαίνεται να σχηματίστηκε σε ένα δεύτερο στάδιο εξασφαλίζοντας έτσι το ασβέστιο το οποίο ελευθερώθηκε από την εξαλλοίωση του γρανάτη σε παραγωνίτη

Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει και από το γεγονός ότι το τελικό προϊόν πληρώνει τις ρωγμές που διασχίζουν τον γρανάτη (Εικόνα 34).

Σε ορισμένες περιπτώσεις όμως παρατηρήθηκε μια κατευθείαν εξαλλοίωση του γροσουλάριου σε βουαγνατίτη, παράλληλα ή ανεξάρτητα με το σχηματισμό του παραγωνίτη. Ο υπόλοιπος γροσουλάριος παραμένει υγιής ή δείχνει μια ασθενή ανισοτροπία μιας αρχικής εξαλλοίωσης σε παραγωνίτη (Εικόνες 41 και 42).

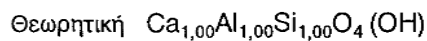
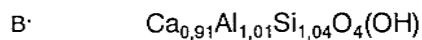
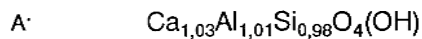
A: Δείγμα 54				B: Δείγμα 49				
Αρ.	30	31	32	1.2	1.3	1.4	5.5	5.6
SiO ₂	32.71	33.17	32.92	36.53	35.87	35.77	37.03	35.80
Al ₂ O ₃	28.97	29.08	28.78	29.65	30.12	29.21	30.45	29.53
FeO	0.00	0.04	0.07	0.07	0.20	0.14	0.14	0.25
CaO	32.33	32.28	32.29	29.34	29.16	29.78	28.92	30.26
Na ₂ O	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04
Συν.	94.03	94.60	94.10	95.63	95.40	95.93	96.58	95.91

Υπολογισμός στοιχείων με βάση 4.5 άτομα οξυγόνου (O)

Si	0.973	0.900	0.978	1.047	1.032	1.037	1.048	1.030
Al	1.015	1.012	1.008	1.002	1.021	0.998	1.016	1.001
Fe	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.003	0.003	0.006
Ca	1.030	1.022	1.028	0.901	0.899	0.925	0.876	0.932

Οι διαφορές χημισμού είναι ελάχιστες. Στην περίπτωση του δείγματος Α έχουμε μικρή έλλειψη σε Si με ελαφρά αυξημένο το Ca. Στην περίπτωση Β έχουμε ακριβώς το αντίστροφο.

Βέβαιο πάντως είναι ότι και στις δύο περιπτώσεις οι υπολογισθείσες στοιχειομετρικές αναλογίες πλησιάζουν πολύ το θεωρητικό τύπο του βουαγνατίτη. Οι μέσοι χημικοί τύποι που προκύπτουν από τον ανωτέρω πίνακα είναι:



Πίνακας 24. Μικροαναλύσεις γρανατών σε σταδιακή εξέλιξη προς παραγωνίτη και βουαγκατίτη από ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες.

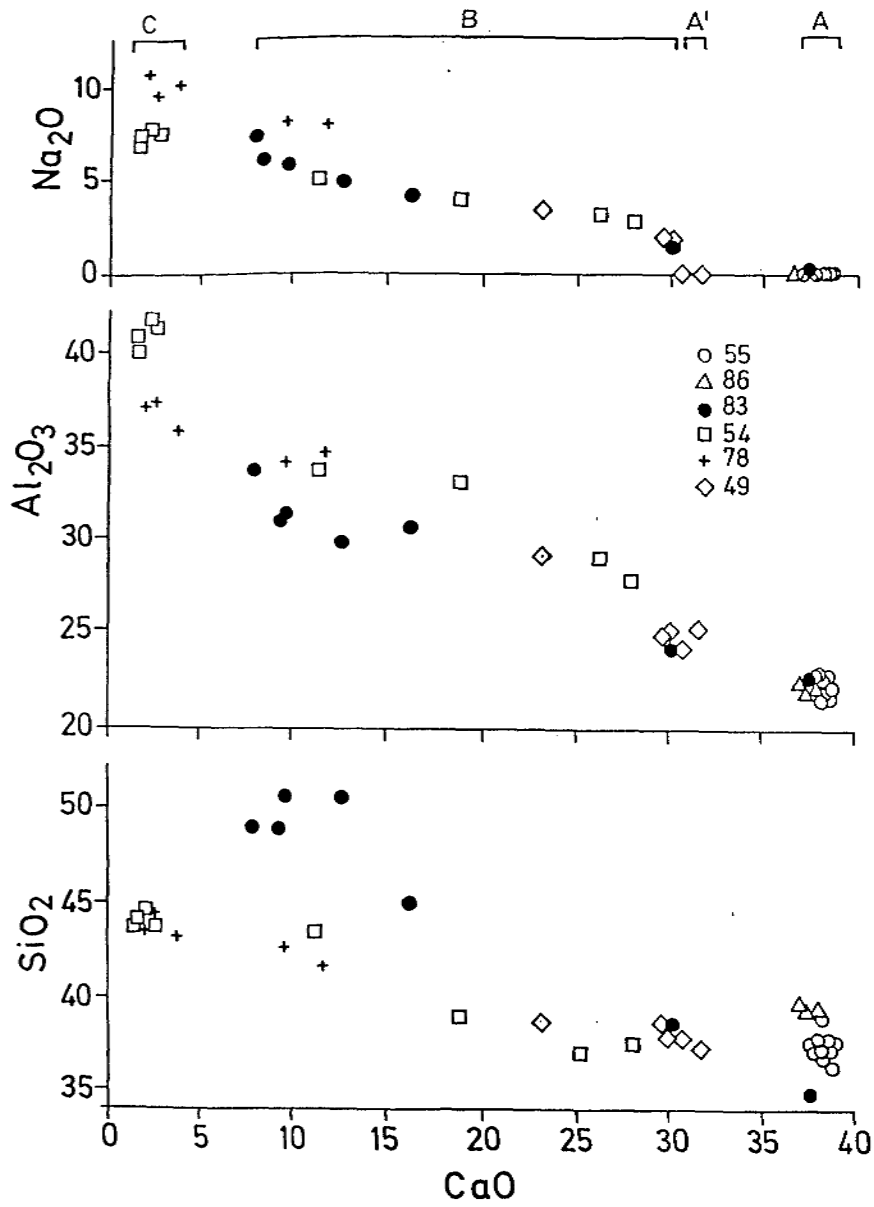
Αρ. Δειγ	A		B		C		C	
	49-3 1	49-2 2	49-3 2	49-5.2	49-1 1	49-1 2	49-2.3	49-5 5
SiO ₂	37,36	37,87	38,61	37,79	38,70	36,53	36 71	37 03
Al ₂ O ₃	25 07	24 03	25 76	25 91	28,99	29 67	30 12	30 45
FeO ⁺	5,52	8,27	4,77	6,35	7 15	0 07	0 35	0 14
MnO	0,66	0,64	0,21	0,50	0 14	0 00	0 02	0 01
MgO	0,63	0,11	0,05	0,08	0 06	0 00	0 00	0 00
CaO	31,50	30,51	29,69	29,93	23,06	29 34	29 70	28 92
Na ₂ O	0,09	0,01	1,74	1,91	2 72	0 03	0 04	0 03
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,03	0 04	0 00	0 00	0 01
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0 00	0 00	0 00	0 00
ΣΥΜ.	100,83	101 44	100,85	102,50	100,86	95 64	96,94	96,59

A=Γροσουλάριος υγιής B=Γροσουλάριος σε αρχικό στάδιο εξαλλοίωσης προς παραγωνίτη C= Βουαγκατίτης από την εξαλλοίωση του γροσουλάριου

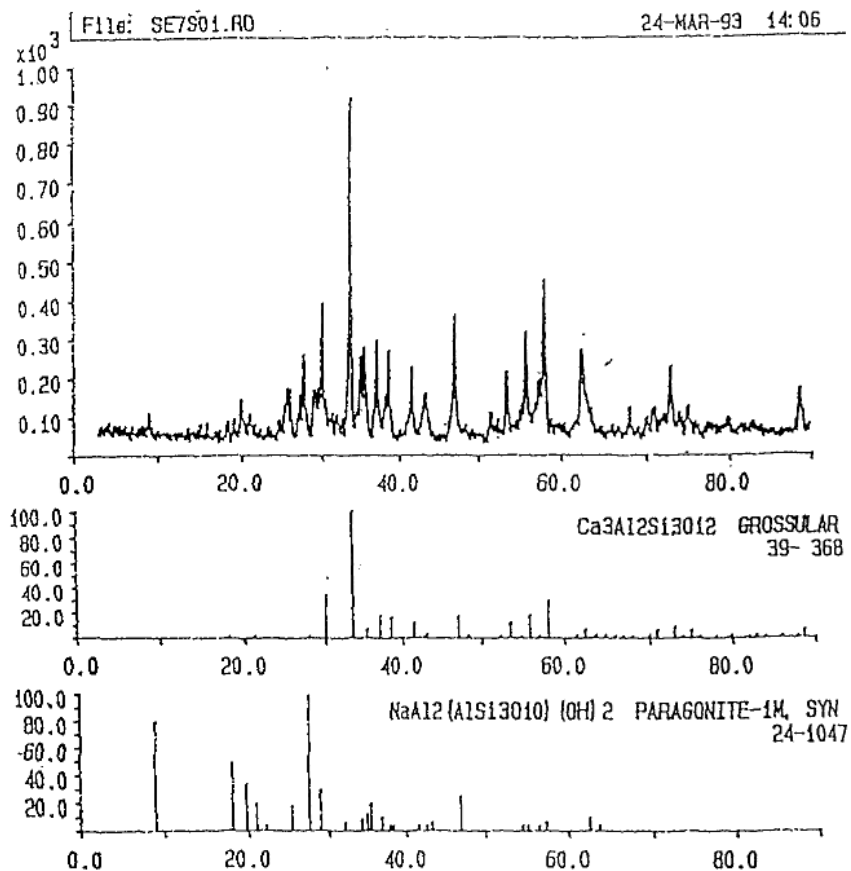
Πίνακας 25. Μικροαναλύσεις Παραγωνίτη = P & Βουαγκατίτη = V, που είναι προϊόντα μετατροπής γρανατών - υδρογρανατών από μετασ. γαββρικές διεισδύσεις και από ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες.

Ορυκτό Αρ. Δειγ.	P															V			V		
	33-54	35-54	38-54	39-54	41-54	76-83	77-83	80-83	81-83	50-78	53-78	65-78	66-78	71-78	30-54	31-54	32-54				
SiO ₂	43 81	44,3	44,8	43,8	44,36	50,55	50,53	49,01	48,88	42,40	44,45	43,63	41,65	42,70	32,71	33,97	32,91				
Al ₂ O ₃	41 13	41,6	40,75	39,96	40,77	31,39	29,78	33,57	30,67	33,80	37,12	33,08	34,63	34,10	28,97	29,08	28,78				
FeO ⁺	0 36	0,15	0,16	0,12	0,11	0,04	0,04	0,11	0,58	0,11	0,32	0,10	0,06	0,48		0,04	0,07				
MnO									0,01	0,01											
MgO	0 19	0,16	0,15	0,25	0,23			0,51	0,9	0,01	0,08	0,01	0,01	0,12							
CaO	2,01	2,26	1,76	1,76	1,65	9,71	12,75	7,95	9,37	3,74	2,40	1,98	11,84	9,57	32,33	32 28	32,29				
Na ₂ O	7,4	7,63	7,23	7,27	7 46	6,57	4,55	6,56	5,14	10,10	4,07	10,80	9,87	3 77	0 02	0 03	0,04				
K ₂ O	0,22	0,21	0 24	0 19	0 19	0 19	0 14	0,63	0,90	0,08	5,62	0,02	0,09	3,77							
Ανυδρ Σω	95 12	96,3	95,11	93,35	94,77	98,56	97,81	98,35	96,33	90,2	94,0	89,6	98,1	95 1	94 03	95,4	94,09				
Ατομικές αναλογίες στοιχείων με βάση 22 άτομα οξυγόνου (O)																					
Si	5,65	5,65	5,76	5,74	5 75	6,40	6,46	6,21	6,35	5,88	5,92	6,06	5,49	5,78							
Al	6,25	6,25	6,18	6,17	6,18	4,69	4,49	5,02	4,70	5,53	5,63	5,40	5,36	5,44							
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Fe	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05							
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Mg	0,03	0,03	0,03	0,49	0,04	0,00	0,00	0,10	0,17	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02							
Ca	0,28	0,31	0 24	0,25	0,23	1,32	1,75	1,08	1,30	0,56	0,34	0,29	1,67	1 39							
Na	1,85	1,89	1,80	1,85	1,87	1,61	1,13	1,61	1,30	2,71	1,05	2,90	2,52	0,89							
K	0 03	0 03	0,04	0,03	0,03	0 03	0,02	0,10	0,13	0,01	0,96	0,00	0,01	0 65							

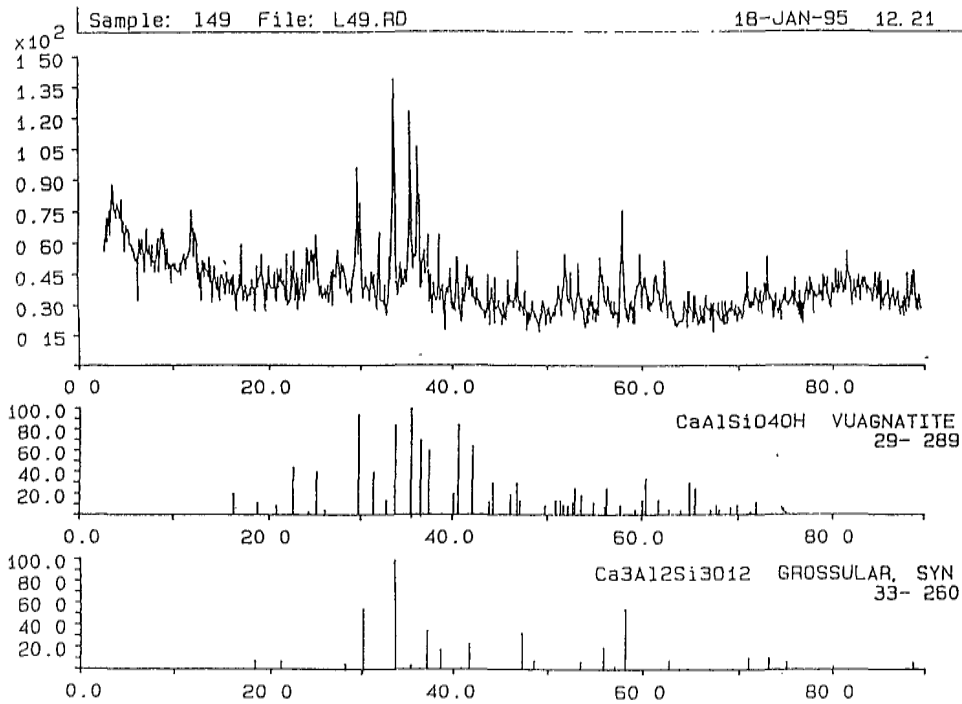
P = Παραγωνίτης, V = Βουαγκατίτης
 Στο δείγμα 33-54 ο γρανάτης είναι ολοκληρωτικά εξαλλοιωμένος μέχρι τη δημιουργία Παραγωνίτη
 Σε ορισμένα δείγματα αναλύσεις διαπιστώνεται με την αύξηση του Na και εμπλουτισμός σε K.



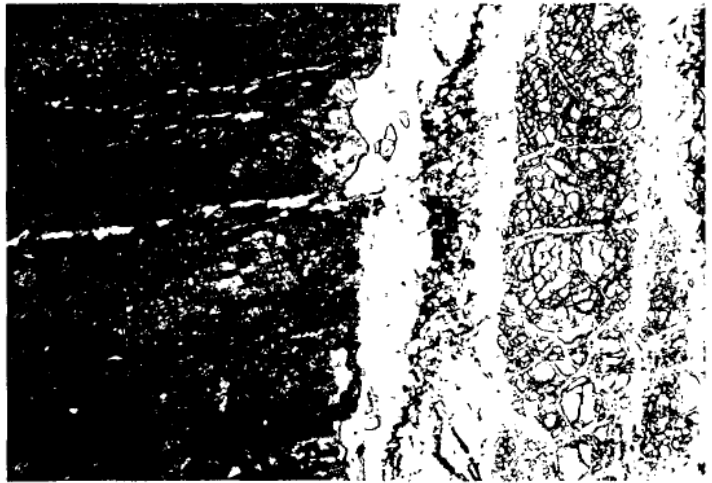
Σχήμα 79. Εξέλιξη του χημισμού κατά τη διαδικασία διαφόρων σταδίων εξαλλοίωσης γροσσουλάριου προς παραγωνίτη και βουαγνατίτη από εξη (6) δείγματα. Το διάστημα A καλύπτει γροσσουλάριους από ροδιγκτιωμένους γάββρους και μετασωμ γαββρικές διεισδύσεις. Το A' γροσσουλάριους από δουνίτες με διάσπαρτα σημεία ροδιγκτιώσεως. Το B μεταβατικά στάδια εξαλλοίωσης προς παραγωνίτη. Το C τελικό στάδιο σχηματισμού παραγωνίτη και βουαγνατίτη.



Σχήμα 80. Ακτινογραφικό διάγραμμα (XRD) από γρανάτη (γροσουλάριος), που είναι προϊόν ροδιγκτιώσεως. Στο διάγραμμα εμφανίζεται και παραγωνίτης σαν προϊόν εξαλλοίωσης του γρανάτη. Κάτω από το διάγραμμα εμφανίζεται η ανάλυση των κορυφών (Peak) σε ένταση (σχετικά κατακόρυφα μήκη) καθώς και η γωνία εμφάνισής τους. Αυτά προσδιορίστηκαν με χρήση υπολογιστή και με κατάλληλο πρόγραμμα.



Σχήμα 81. Ακτινογράφημα εξαλλοιωμένου γροσσουλάριου που αποχωρίσθηκε από το πέτρωμα με τη χρήση στερεοσκοπίου (δείγμα 49). Εκτός από τις κορυφές (Peak) του γροσσουλάριου και βουαγνατίτη εμφανίζονται και μερικές κύριες κορυφές του συνυπάρχοντος χλωρίτη. Η αναπόφευκτη συνύπαρξη και άλλων ορυκτών (παραγωγίτη, σερπεντίνη, ολιβίνη κ.τ.λ.) ενοχλεί τον απόλυτα σαφή διαχωρισμό των υπό πάνω αναφερομένων ορυκτών.



Εικόνα 47. Δείγμα 54. Από μετασσωματ γαββρικές διεισδύσεις στο όριο με το περιβάλλον υπερβασικό (δουντικό) Διακρίνουμε γρανάτες που καταλαμβάνουν μεγάλο μέρος του πετρώματος. Δεξιά συνορεύει με μία δουντική λωρίδα σε προχωρημένο στάδιο σερπεντινίωσης. Ο γρανάτης είναι εξαλλοιωμένος σε μικροκρυσταλλικό παραγωνίτη και βουαγνατίτη. Σχετικά εμφανέστεροι είναι οι κρύσταλλοι βουαγνατίτη. Είναι εμφυτευμένοι μέσα στον εξαλλοιωμένο γρανάτη ιδιαίτερα όμως σε ρωγμές που διασχίζουν το γρανάτη (π.χ. δεξιά του μέσου της φωτογραφίας). Nicols // . Ύψος φωτογρ 2.2 χιλ.



Εικόνα 48. Η παραπάνω τομή με διασταυρωμένα Nicols Διακρίνεται η εξαλλοίωση του γρανάτη σε μικροκρυσταλλικό παραγωνίτη και βουαγνατίτη σε σχετικά εμφανέστερους κρυστάλλους. Στη σερπεντινωμένη λωρίδα του δουνιτή διακρίνονται ο διατηρημένος ολιβίνης με τα υψηλά χρώματα πολώσεως

V. 5.5.7. Επίδοτο, κλινοζωϊσίτες και χλωρίτες.

Από τους φλεβικούς σχηματισμούς των υπερβασικών της Λέσβου μελετήθηκαν μόνο πέντε κρύσταλλοι επιδότων. Αυτοί βρέθηκαν στις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης.

Οι μικροαναλύσεις τους φαίνονται στον πίνακα 25 και η στοιχειομετρία τους υπολογίσθηκε με βάση 25 άτομα οξυγόνου (O), σύμφωνα με τον γενικό τύπο $X_4Y_6(Si,Al)_6O_{24}$ όπου:

X αντιστοιχεί σε Ca, Mg

Y αντιστοιχεί σε Al, Ti, Fe^{3+}

και με την παραδοχή ότι όλος ο Fe είναι τρισθενής. Στον ίδιο πίνακα υπολογίζεται το πιστακτικό μόριο $Ps = 100 \times Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{IV})$. Και στις πέντε αναλύσεις το μόριο Ps κυμαίνεται περίπου από 6 έως 10, που θεωρείται πολύ μικρή διακύμανση. Είναι γνωστό ότι η αύξηση του πιστακτικού μορίου των επιδότων συσχετίζεται με τη μείωση της θερμοκρασίας σχηματισμού των (MIYASHIRO & SEKI, 1958; BORD et al, 1988; CARUSO et al, 1988).

Η αντικατάσταση του Al^{IV} από Fe^{3+} στην οκταεδρική θέση φαίνεται από την αρνητική συσχέτιση των δύο αυτών στοιχείων στο σχήμα 82. Δεν υπάρχει ουδεμία έλλειψη φορτίου στη θέση W, αφού οι τιμές του Ca^{2+} είναι πάντα μεγαλύτερες από 4. Αυτό σημαίνει ότι όλος ο Fe είναι τρισθενής και δεν έχουμε καθόλου δισθενή (LIOU, 1973; COOMBS et al, 1976).

Κλινοζωϊσίτες παρατηρήθηκαν μόνο σε μερικά δείγματα σε αρχικά μεγάλους κρυστάλλους οι οποίοι παρουσιάζουν υψηλή διπλοθλαστικότητα και ανώμαλα χρώματα πολώσεως κυανά.

Οι χλωρίτες απαντούν συνήθως με τους κλινοζωϊσίτες. Χαρακτηριστικός είναι ο χλωρίτης που αναγνωρίστηκε περιφερειακά των γρανατών που φαίνεται και στις εικόνες 37 έως 42.

Σε οπτική παρατήρηση με μόνο τον πολωτή ο πυκνοχλωρίτης δίδει ασθενή πλεοχρωισμό με χρώματα πρασινίζοντα και έχει κρυστάλλους ριπιδοειδούς μορφής. Στα διασταυρωμένα Nicols παρουσιάζει χαμηλά χρώματα πρώτης τάξης καστανο-καστανοϊώδες και ο οπτικός του χαρακτήρας είναι αρνητικός.

Ο χλωρίτης απαντά σε όλα τα φλεβικά και μετασμοιωμένες γαββρικές διεισδύσεις των υπερβασικών μαζών της Λέσβου.

Από τα πετρώματα αυτά αναλύθηκαν 5 ορυκτά από τις γαββρικές διεισδύσεις, 9 από τις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες και 4 από τις πυροξενιτικές φλέβες. Η στοιχειομετρία τους υπολογίσθηκε με βάση 28 άτομα οξυγόνου και με την παραδοχή ότι όλος ο Fe είναι δισθενής (Πίνακες 27α, β, γ).

Στο διάγραμμα ταξινόμησής τους (HEY, 1954) παρατηρούμε ότι ο λόγος $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ μεταβάλλεται σημαντικά ως προς το Si. Έτσι οι χλωρίτες από όλες τις πετρογραφικές ομάδες κατατάσσονται κυρίως στο κλινόχλωρο και δευτερευόντως στον πυκνοχλωρίτη, στον πεννίνη και στον ριπιδόλιθο.

Ένα δείγμα προσδιορίστηκε σχεδόν οριακά ως διαβαντίτης και ένα άλλο ως σεριδινίτης. Βέβαιο πάντως είναι ότι παρουσιάζεται κάποιο μικρό συστασιακό χάσμα διότι ορισμένοι χλωρίτες από τις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες προβάλλονται ελαφρώς απομακρυσμένοι από τους άλλους χλωρίτες των πυροξενιτικών φλεβών και των γαββρικών διεισδύσεων (Σχήμα 83).

Οι λόγοι του $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$, Al/Si και Fe^{tot}/Mg στους χλωρίτες μειώνονται με την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης (COOPER, 1972; KAWASHI, 1975; KUYIYOSHI & LIOU, 1976, STERN & ELTHON, 1979; LIOU et al, 1981)

Σύμφωνα με τον FOSTER (1962) υπάρχει η τάση στα ορυκτά της ομάδας των χλωριτών το Al^{IV} να είναι σε πολύ μεγαλύτερες αναλογίες από το Al^{VI} , γεγονός που δεν ισχύει γενικά για τους χλωρίτες των φλεβικών της υπερβασικής σειράς της Λέσβου. Στους χλωρίτες όλων των φλεβικών λιθοτύπων που μελετάμε η συμμετοχή του Al^{IV} είναι γενικά μικρότερη από του Al^{VI} (Σχήμα 84). Αυτό πιθανότατα οφείλεται στη μη συμμετοχή του Fe^{3+} στις οκταεδρικές θέσεις, στη δομή των ορυκτών αυτών.

Πίνακας 26. Μικροαναλύσεις επιδότων από ροδιγκτιωμένες γαββρικές φλέβες των υπερβασικών της Λέσβου.

Αρ. Δειγ.	55-78	58-78	59-78	62-78	63-78
SiO ₂	38 18	38 38	38 54	38 38	38 51
Al ₂ O ₃	30 15	29 26	31,23	30 92	30 40
TiO ₂	0 06	0 05	0 06	0 09	0 07
FeO ^I	3 91	4 91	3 28	2 99	3 45
MnO	0 05	0 05	0 25	0 16	0 08
MgO	0 09	0 06	0 06	0 05	0 05
CaO	24 65	24 62	24 29	24 27	24 69
Na ₂ O					
K ₂ O					
Ανυδρ. ανθρ.	96.7	97.3	98 2	97 1	97 4
Ατομικές αναλογίες στοιχείων στη βάση των 25(O)					
Si	5.915	6 178	5 932	5 954	5 966
Al ^{IV}	0.085		0 067	0 056	0 034
Συν. (Si, Al ^{IV})	6.000	6 178	5 999	6 000	6.000
Al ^{VI}	5 485	4.982	5 000	5 589	5 517
Ti	0 007	0.006	0 007	0 010	0 008
Fe ⁺³	0 456	0 595	0 380	0 349	0 402
Mn	0 007	0 007	0 033	0 021	0 010
Mg	0 021	0 014	0 014	0 012	0 011
Συν. (Y)	5 976	5 774	5 434	5 971	5 948
Ca	4 092	4 246	4 006	4 034	4 099
Na					
K					
Συν. (X)	4 092	4 092	4 006	4 034	4 099
(Fe ³⁺ x 100)/(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	7.68	10.67	7 063	5 88	6 79

Πίνακας 27α. Μικροαναλύσεις χλωριτών από ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες των υπερβασικών της Λέσβου.

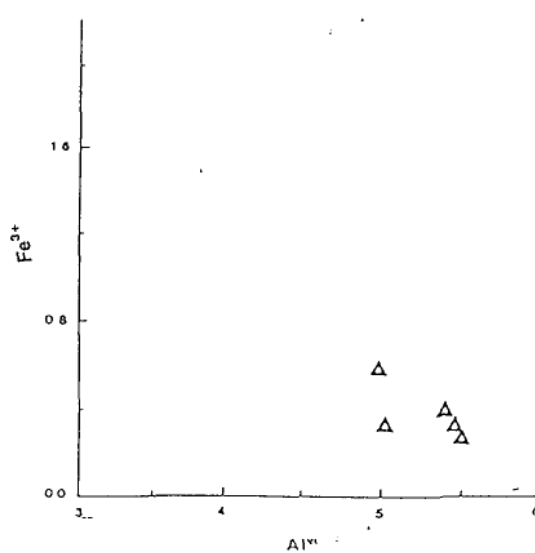
Αρ. Δειγ.	77-55	78-55	106-55	41-77	42-77	43-77	60-78	61-78
SiO ₂	28.94	30.49	29.35	33.46	31.50	31.82	26.17	25.83
Al ₂ O ₃	19.75	19.16	20.14	13.37	13.85	10.98	20.73	21.13
FeO ¹	8.54	7.19	8.22	3.45	3.83	3.94	21.88	20.66
MnO	0.10	0.08	0.09				0.20	0.18
MgO	28.71	30.81	29.14	33.31	30.24	33.97	17.68	17.17
CaO	0.04	0.07	0.05				0.17	0.04
Na ₂ O		0.03						
Cr ₂ O ₃				1.13	1.62	1.28		
N ₂ O	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.04	0.07
ΣΥΝ.	86.2	87.9	87.1	84.8	81.2	87.1	87.0	87.1
Υπολογισμός ατομικών αναλογιών των στοιχείων με βάση 28 άτομα (O)								
Si	5.67	5.81	5.67	6.48	6.40	6.43	5.47	5.47
Al ^{IV}	2.33	2.19	2.33	1.52	1.60	1.57	2.53	2.53
Σ	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	2.23	2.11	2.26	1.53	1.718	1.045	2.58	2.75
Fe	1.34	1.14	1.33	0.56	0.65	0.67	3.823	3.66
Mn	0.017	0.013	0.015				0.035	0.032
Mg	8.382	8.74	8.398	9.62	9.16	10.23	5.51	5.42
Ca	0.009	0.014	0.01				0.038	0.009
Na		0.011						
Cr								
Ni	0.018	0.015	0.014	0.016	0.015	0.016	0.007	0.012

Πίνακας 27β. Μικροαναλύσεις χλωριτών από μετασωματ. γαββρικές διεισδύσεις από τα υπερβασικά της Λέσβου.

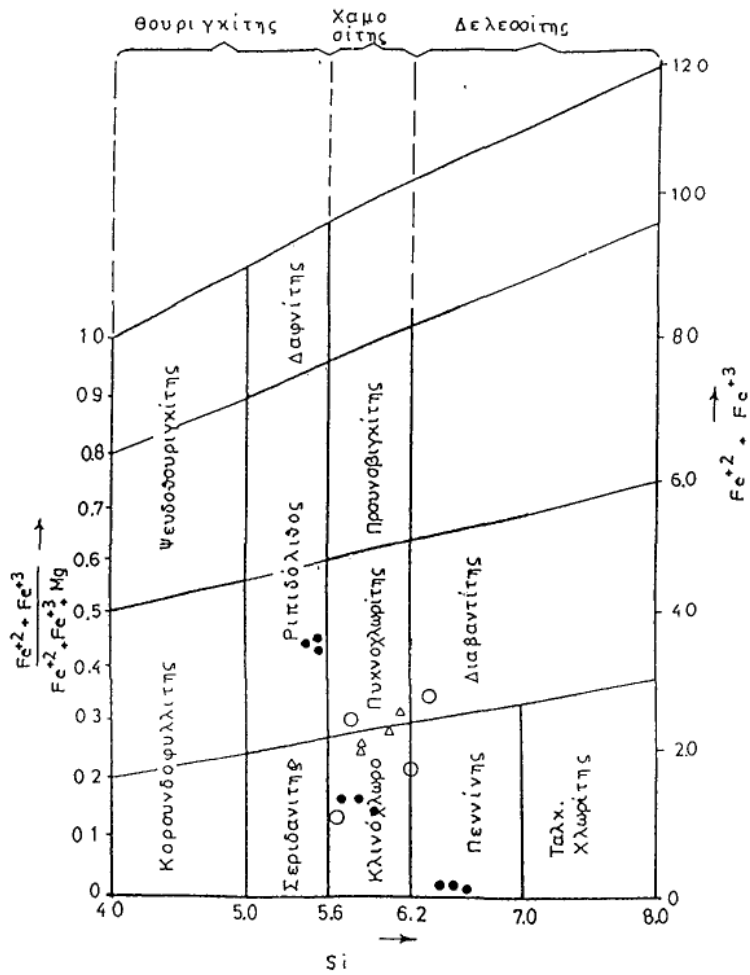
Αρ. Δειγ.	16-54	17-54	29-54	84-83	87-83
SiO ₂	31,10	30,82	27,3	30,07	29,81
Al ₂ O ₃	17,34	16,93	26,97	20,99	20,7
FeO ¹	12,03	13,37	8,85	9,93	10,19
MnO	0,68	0,84	0,14	0,09	0,11
MgO	27,85	25,49	24,05	27,12	26,93
CaO	0,12	0,07	0,08	0,11	0,12
Na ₂ O	0,04	0,04	0,12	0,12	0,07
TiO ₂			0,07		
Cr ₂ O ₃	0,32	0,76	0,26		
N ₂ O	0,04	0,06	0,02	0,12	0,11
ΣΥΝ.	89,52	88,38	87,86	88,55	88,04
Υπολογισμός ατομικών αναλογιών των στοιχείων με βάση 28 άτομα (O)					
Si	5,98	6,06	5,26	5,75	5,75
Al ^{IV}	2,02	1,94	2,24	2,25	2,25
Σ	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	1,91	1,98	3,84	2,48	2,45
Ti			0,01		
Fe	1,93	2,2	1,42	1,59	1,64
Mn	0,11	0,14	0,02	0,02	0,02
Mg	7,98	7,46	6,86	7,73	7,74
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Na	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03
Cr	0,05	0,12	0,04		
Ni	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Συν	12,03	11,95	12,26	11,90	11,93

Πίνακας 27γ. Μικροανάλυσεις χλωριτών από πυροξενιτικές φλέβες της υπερβασικής μάζας Αμπελικού-Κώμης (περιοχή Αγ. Παρασκευής),

Αρ. Δειγ.	94-28	101-28	117-28	118-28
SiO ₂	32,22	31,75	29,13	29,59
Al ₂ O ₃	16,33	18,01	22,22	20,38
FeO ¹	13,77	8,21	8,33	12,97
MnO	0,18	0,09	0,09	0,17
MgO	23,80	28,69	27,00	24,95
CaO	0,09	0,02	0,08	0,10
Na ₂ O	0,02	0,03	0,00	0,04
K ₂ O	0,20		0,00	
TiO ₂			0,040	
Cr ₂ O ₃			0,820	
N ₂ O	0,21	0,14	0,040	0,20
ΣΥΝ.	85,82	86,94	87,75	88,40
Υπολογισμός ατομικών αναλογιών των στοιχείων με βάση 28 άτομα (O)				
Si	6,295	6,122	5,587	5,766
Al ^{IV}	1,705	1,878	2,413	2,234
Σ	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^M	2,175	2,215	2,610	2,446
Ti			0,006	
Fe	2,322	1,324	1,336 ¹	2,114
Mn	0,031	0,015	0,015	0,028
Mg	7,153	8,246	7,723	7,247
Ca	0,019	0,004	0,016	0,021
Na	0,008	0,011		0,015
K	0,051			
Cr			0,124	
Ni	0,034	0,022	0,006	0,031
Συν	11,803	11,837	11,836	11,902

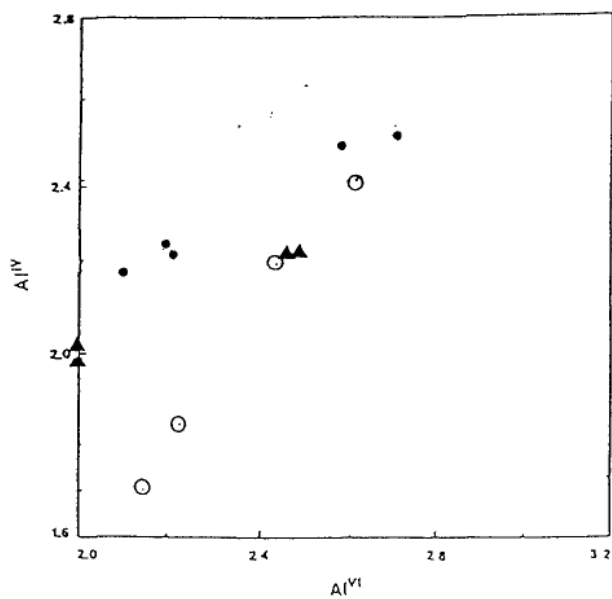


Σχήμα 82. Προβολή του Al^M ως προς Fe³⁺ στο επίδοτο των ροδιγκιτωμένων γαββρικών φλεβών κατά (LIOU, 1973; COOMBS, et al, 1976).



Σχήμα 83. Διάγραμμα ταξινόμησης χλωριτών κατά HEY, 1954.

- Γεμάτος κύκλος οι χλωρίτες από ροδιγκιτωμένους γάββρους.
- Απλός κύκλος οι χλωρίτες από πυροξενιτικές φλέβες.
- Τρίγωνα οι χλωρίτες από μετασ. γαββρικές διεισδύσεις.



Σχήμα 84. Διάγραμμα προβολής Al^{IV} ως προς Al^{VI} των χλωριτών από τους φλεβικούς σχηματισμούς των υπερβασικών της Λέσβου

- Γεμάτος κύκλος οι χλωρίτες από ροδιγκτιωμένους γάββρους.
- Απλός κύκλος οι χλωρίτες από πυροξενιτικές φλέβες.
- Τρίγωνα οι χλωρίτες από μετασ. γαββρικές διεισδύσεις.

V. 5.5.8. Μεταμορφικές διεργασίες στα φλεβικά ροδιγκιτωμένα πετρώματα της Λέσβου

Για να προσδιορίσουμε το καθεστώς πίεσης - θερμοκρασίας δημιουργίας των ροδιγκιτών και των άλλων φλεβικών απο τα υπερβασικά της Λέσβου κάνουμε τους εξής συλλογισμούς:

Κατά τη διαδικασία του σχηματισμού αυτών των φλεβικών σχηματισμών οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας πρέπει να είναι παρόμοιες, διότι παρατηρούνται οι ίδιες παραγενέσεις ορυκτών.

Κατά τους COLEMAN (1967) και VUAGNAT (1967) η ροδιγκιτώση (Ca-μετασώματωση) και η σερπεντινίωση είναι στενά συνδεδεμένες.

Επειδή οι μετασωματίτες βρίσκονται σε άμεση επαφή με σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα (δουνίτες ή περιδοτίτες) προκύπτει ότι οι μετασωματικές αντιδράσεις συμβαίνουν σε θερμοκρασίες κάτω από αυτές που απαιτώνται για τη μετατροπή του ολιβίνη και του πυρόξενου σε σερπεντίνη. Αρα περιοριζόμαστε σε θερμοκρασίες λίγο χαμηλότερα από 500°C. Επίσης δε, θερμοδυναμικά πειράματα για υπολογισμό των πεδίων σταθερότητας των ορυκτών που σχηματίζονται κατά τη μετασώματωση προσδιορίζουν ότι αναπτύσσονται σε θερμοκρασίες και πιέσεις με ανώτερο όριο τους 500 °C και 4Atm αντίστοιχα.

Συνεκτιμώντας αποτελέσματα δύο μεθόδων προσδιορισμού της θερμοκρασίας από ανθρακικά που συνυπάρχουν με τις ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες της Λέσβου καταλήγουμε ότι η πιθανότερη θερμοκρασία σχηματισμού των ανθρακικών αυτών φλεβών είναι της τάξεως των 500°C. Πιθανόν η θερμοκρασία αυτή να πλησιάζει τη θερμοκρασία σχηματισμού των ροδιγκιτωμένων αυτών φλεβών.

Η μικρή περιεκτικότητα σε SiO₂ δείχνει μετατόπιση αυτού του οξειδίου προς τα περιβάλλοντα πετρώματα (COLEMAN, 1967). Ανάλογες Ca-μετασωματικές ανταλλαγές καθώς και αυξημένη περιεκτικότητα σε CaO, MgO και H₂O συγκρίνονται με αυτές που έχουν περιγραφεί σε άλλες υπερβασικές μάζες με ροδιγκίτες.

Η μετέπειτα δημιουργία υδρογροσουλάριου οφείλεται στην ενυδάτωση του γροσουλάριου.

Έχουν υπολογισθεί θερμοκρασίες μετασώματωσης για πετρώματα της Καλιφόρνιας ανάμεσα σε 240-360°C και για πετρώματα της Ν. Ζηλανδίας 290-450°C από τους (COLEMAN, 1967; O'BRIEN & RODGERS, 1973). Η ενυδάτωση υπερβασικών πετρωμάτων και ο σχηματισμός των ορυκτών του σερπεντίνη γίνεται σε θερμοκρασίες κατώτερες των 500°C ενώ ο σχηματισμός τάλκη γίνεται μεταξύ 500° - 750°C (KITAHAARA & KENNEDY, 1967) και του μετασχηματισμού του ξονοτλίτη σε βολαστονίτη (μεταξύ 400°C σε 1Atm και 430°C, σε 2000 Atm (COLEMAN, 1967) Στα παραπάνω συνεκτιμήθηκε ο βαθμός ενυδάτωσης του υδρογροσουλάριου.

Οι BERTRAND et al (1980) υποδεικνύουν ένα ανώτερο όριο για τα μετασωματωμένα φλεβικά της Εύβοιας αισθητά πιο χαμηλό από 600°C Το όριο αυτό συνάγεται από την ταυτόχρονη παρουσία του πρενίτη και του ξονοτλίτη και από την απουσία του αντιγορίτη στους περιβάλλοντες σερπεντινίτες.

Οι HONNOREZ & KIRST (1975) μελέτησαν ροδιγκίτες από θραυσιγενείς ζώνες της μεσοωκεάνιας οροσειράς του Ατλαντικού που απαντούν στην περιοχή του ισημερινού, δηλαδή ένα περιβάλλον σύγχρονης δημιουργίας ωκεάνιου φλοιού

στο οποίο παρατηρείται και διαπειρική άνοδος σερπεντινωμένων υπερβασικών πετρωμάτων τα οποία περιέχουν και ροδιγκιτιωμένες γαββρικές διεισδύσεις.

Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς τα μητρικά πετρώματα των ροδιγκιτιών ήταν γαββρονορίτες οι οποίοι διείσδυσαν στα υπερβασικά πετρώματα κατά την άνοδο τους από τον ανώτερο μανδύα προς την επιφάνεια. Οι γαββρονορίτες ροδιγκιτιώθηκαν ενώ ευρίσκοντο ακόμη στον κατώτερο ωκεάνιο φλοιό. Σε αντίθεση τα βασαλτικά πετρώματα δεν έχουν ίχνη ροδιγκιτιώσης και το γεγονός αυτό ενισχύει την άποψη ότι η ροδιγκιτιώση των γαββρικών πετρωμάτων έχει συμβεί πριν από την τοποθέτηση των υπερβασικών πετρωμάτων που τα φιλοξενούν στη σημερινή τους θέση στο ανώτερο τμήμα του ωκεάνιου φλοιού πολύ κοντά στην επιφάνειά τους. Επίσης η σερπεντινίωση είναι σύγχρονη και συμπληρωματική της ροδιγκιτιώσης, κατά τους HONNOREZ & KIRST (1975) και προτείνουν ότι και η σερπεντινίωση έγινε στα βαθύτερα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού. Στη συνέχεια τα σερπεντινωμένα και ροδιγκιτιωμένα πετρώματα αναδύθηκαν στη σημερινή τους θέση σαν ψυχρές στερεές διαπειρικές τοποθετήσεις κατά μήκος ζωνών μικρότερης αντοχής, όπως είναι οι θραυσίγενείς ζώνες

Οι παρατηρήσεις που έγιναν ιδιαίτερα στη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης δεν επιτρέπουν να καθορίσουμε σε ποιά στιγμή ξεκίνησε η διαδικασία ροδιγκιτιώσης των φλεβικών πετρωμάτων, μπορούμε όμως παρ' όλα αυτά να ισχυρισθούμε ότι η ασβεστιτική μετασώματωση ήταν ενεργή για μια μακρά περίοδο και οι θερμοκρασίες που επικράτησαν ήταν της τάξεως των 300 - 500°C. Τούτο δε διότι οι γαββρικές διεισδύσεις που ανακαλύφθηκαν ανάμεσα στα σερπεντινωμένα περιδοτιτικά της περιοχής αυτής έχουν υποστεί παρόμοια μετασώματωση με αυτή των φλεβικών πετρωμάτων. Επειδή οι περιβάλλοντες περιδοτίτες είναι πλήρως σερπεντινωμένοι πράγμα που δεν συμβαίνει με τους περιδοτίτες που βρίσκονται σε επαφή με τον υποκείμενο αμφιβολίτη (soles), μας επιβεβαιώνει ότι υπάρχει σχέση μεταξύ Ca-μετασώματωσης των γαββρικών διεισδύσεων και της σερπεντινίωσης των περιδοτιτών, ενώ οι αμφιβολίτες που βρίσκονται σε επαφή με τους σερπεντινίτες δεν έχουν υποστεί καθόλου τη δράση της ροδιγκιτιώσης.

VI. ΠΕΡΙΛΗΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Επιδίωξη της παρούσας διατριβής ήταν η έρευνα των γεωλογικών, τεκτονικών, ορυκτολογικών, πετρολογικών και εξαλλοιωτικών χαρακτηριστικών των οφιολιθικών σχηματισμών της νήσου Λέσβου και ο προσδιορισμός των γεωτεκτονικών συνθηκών δημιουργίας τους καθώς επίσης και ο καθορισμός των μεταγενέστερων γεωλογικών διεργασιών που αυτοί υπέστησαν. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την όλη έρευνα συσχετίστηκαν με αντίστοιχα άλλων περιοχών της ηπειρωτικής και νησιωτικής Ελλάδας καθώς και περιοχών γειτονικών χωρών που εντάσσονται στον κλάδο της Τηθύος.

Στη συνέχεια περιγράφονται περιληπτικά τα σημαντικότερα αποτελέσματα της όλης έρευνας καθώς και τα τελικά συμπεράσματα που προκύπτουν από αυτά

Οι οφιολιθικοί σχηματισμοί απαντώνται στο ΝΑ/κό τμήμα της νήσου Λέσβου, το οποίο αποτελεί και την περιοχή μελέτης.

Η περιοχή αυτή στο μεγαλύτερο μέρος της δομείται από τους ακόλουθους Προαλπικούς και Αλπικούς σχηματισμούς που βρίσκονται σε τεκτονική μεταξύ τους σχέση:

1. Σχηματισμοί υποβάθρου (Παλαιοζωικοί και Τριαδικοί σχηματισμοί).
2. Ενδιάμεση κλαστική σειρά.
3. Οφιολιθικοί σχηματισμοί.

Η συγκριτική παρατήρηση των σχηματισμών αυτών στην περιοχή του ΝΑ/κού τμήματος της Λέσβου, συμπερασματικά έδειξε ότι:

1. Το κεντρικό και βόρειο τμήμα παρουσιάζει, από τα κάτω προς τα επάνω, την ακόλουθη λιθοστρωματογραφική ακολουθία:
 - Σχηματισμοί υποβάθρου, από Περμοτριάδικούς κατά το πλείστον κλαστικούς σχηματισμούς και Τριαδικούς, κατά το πλείστον ανθρακικούς σχηματισμούς που εξελίσσονται σε κλαστικούς με ικανή συμμετοχή μεταβασιτών.
 - Οφιολιθικοί σχηματισμοί, από έντονα παραμορφωμένα υπερβασικά στη βάση των οποίων διακρίνονται ασυνεχή και μικρού πάχους αμφιβολιτικά σώματα.
2. Το νότιο τμήμα παρουσιάζει, από τα κάτω προς τα επάνω, την ακόλουθη λιθοστρωματογραφική εικόνα:
 - Σχηματισμοί υποβάθρου, από Περμοτριάδικούς κλαστικούς και Τριαδικούς κυρίως ανθρακικούς σχηματισμούς.
 - Ενδιάμεση κλαστική σειρά, από ελαφρά μεταμορφωμένα ψαμμιτικά και πηλιτικά ιζήματα, φλυσχοειδούς χαρακτήρα, με παρουσία πολλών ανθρακικών και οφιολιθικών ολισθοστρωμάτων και ολισθολίθων.
 - Οφιολιθικοί σχηματισμοί, κυρίως από υπερβασικές μάζες με παρουσία κατά θέσεις μετασσωματωμένων γαββρικών διεισδύσεων και γαββρικών φλεβών. Στη βάση τους διακρίνονται ασυνεχή και μικρού πάχους αμφιβολιτικά σώματα

Η σύγκριση των σχηματισμών αυτών μεταξύ τους δείχνει τα ακόλουθα:

- Περισσότερο κλαστικούς Περμοτριάδικούς σχηματισμούς στο νότιο τμήμα από ότι στο κεντρικό και βόρειο όπου απαντώνται και πολλά ανθρακικά πετρώματα.

- Παρουσία ενδιάμεσης κλαστικής σειράς μόνο στην περιοχή της Αμαλίας (ανατολικά).
- Πολλές γαββρικές διεισδύσεις και φλέβες στα υπερβασικά πετρώματα του νότιου τμήματος, περιοχή Αμαλίας.

Πιο συγκεκριμένα οι οφιόλιθοι της Λέσβου αντιπροσωπεύονται κυρίως από υπερβασικά πετρώματα, με ποικίλο βαθμό σερπεντινίωσης, τα οποία σε ορισμένες περιοχές διασχίζονται από γαββρικές και πυροξενιτικές φλέβες καθώς και από μεγαλύτερες γαββρικές διεισδύσεις. Σε μεγάλη έκταση παράλληλα με τη βάση τους απαντώνται αμφιβολιτικά πετρώματα σε μορφή τεκτονικών παρεμβολών.

Γεωγραφικά, διακρίναμε δύο μεγάλες υπερβασικές μάζες αυτή του Αμπελικού - Κώμης, που είναι και η μεγαλύτερη και αυτή του Λουτρού - Μυτιλήνης, που καταλαμβάνει σχεδόν εξολοκλήρου τη χερσόνησο της Αμαλίας.

Η μελέτη της εσωτερικής τους δομής έδειξε ότι κάθε μία από αυτές συγκροτείται από δύο ευδιάκριτα σώματα, το ανώτερο και το κατώτερο, τα οποία βρίσκονται σε τεκτονική σχέση.

Το κατώτερο υπερβασικό σώμα και στις δύο μάζες είναι σχεδόν εξολοκλήρου σερπεντινωμένο με επικρατέστερο πετρολογικό τύπο τον χαρτζβουργίτη. Είναι έντονα τεκτονισμένο με εμφανή σχιστότητα και κατά θέσεις παρουσία μυλονιτωμένων ζωνών.

Το ανώτερο υπερβασικό σώμα, το οποίο και στις δύο μάζες υπέρκειται τεκτονικά του κατώτερου, συνίσταται από ελαφρά σερπεντινωμένα πετρώματα, με συμπαγή μορφή, που είναι κυρίως λερζόλιθοι και λιγότερο χαρτζβουργίτες και ολιβινίτες, με έντονα τα χαρακτηριστικά των τεκτονιτών.

Στο νοτιότερο τμήμα της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης διακρίνεται ένα τρίτο υπερβασικό σώμα το οποίο έχει σαν ιδιαίτερο χαρακτηριστικό την παρουσία πολυάριθμων ροδιγκπιωμένων γαββρικών φλεβών και διεισδύσεων. Το σώμα αυτό βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο επάνω στο κατώτερο σώμα, με το οποίο φαίνεται να έχει γεωτεκτονική ισοδυναμία.

Η ανάπτυξη στο χώρο των μαζών Αμπελικού - Κώμης και Λουτρού - Μυτιλήνης παρουσιάζει γωνιακή σχέση περίπου 25° , αφού η πρώτη αναπτύσσεται με μία μέση διεύθυνση $B40^\circ A$ ενώ η δεύτερη με $B15^\circ A$.

Οι γενικές κλίσεις της μάζας Αμπελικού - Κώμης προς τα ΒΔ/κά και της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης προς τα ΝΑ/κά, σε σχέση και με την εσωτερική γενική δομή τους, σε μεγαλοδομή αντιστοιχούν τις μάζες αυτές με σκέλη αντικλίνου ΒΑ/κής αξονικής βύθισης.

Η φύλλωση του ανώτερου σώματος και στις δύο μάζες δεν παρουσιάζει μεγάλη γεωμετρική διαφορά, γεγονός που θα πρέπει να οφείλεται στην ενιαία τοποθέτησή τους επάνω στο κατώτερο. Η διαφορά που παρουσιάζεται στις τιμές των κλίσεων οφείλεται στην εντονότερη δομή που παρουσιάζει η μεγάλη μάζα. Η απουσία άλλων ξένων ως προς το πετρολογικό περιβάλλον τους πετρωμάτων συνηγορεί για μία τεκτονική τοποθέτησή τους σε ωκεάνιες διεργασίες.

Από τις γαββρικές ροδιγκπιωμένες φλέβες του νοτιότερου σώματος της μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης πιστεύουμε ότι αυτές που δέχθηκαν τη μικρότερη τεκτονική καταπόνηση είναι αυτές που παρουσιάζουν και τις μεγαλύτερες κλίσεις, δηλαδή παρέμειναν σχεδόν ανορθωμένες (επικρατούσες διευθύνσεις $B5^\circ A$ και $B35^\circ A$ με αντίστοιχες κλίσεις $70^\circ NA/κά$ και $60^\circ ΒΔ/κά$) Όσο πλησιάζουμε

προς τη τεκτονική επιφάνεια, δηλαδή προς τη βάση του σώματος αυτού, οι κλίσεις των φλεβών παρουσιάζουν μικρότερες τιμές και συχνά εμφανίζονται οριζόντιες, χωρίς όμως αυτό να επηρεάζει σημαντικά τη γενική διεύθυνσή τους (επικρατούσα διεύθυνση $B55^\circ\Delta$ και κλίσεις $0-40^\circ\text{N}\Delta/\text{κ}\acute{\alpha}$).

Οι πυροξενιτικές φλέβες, που απαντούν στο βορειότερο τμήμα του κατώτερου σώματος της μάζας Αμπελικού - Κώμης, έχουν επικρατούσα διεύθυνση $B20^\circ\Delta$ και κλίση $60^\circ\text{BA}/\text{κ}\acute{\alpha}$. Ενώ αυτές διαφέρουν λιθολογικά από τις ροδιγκπιωμένες γαββρικές φλέβες της Αμαλής παρουσιάζουν στις διευθύνσεις μια σχετική αναλογία, αφού η τιμή της επικρατούσας διεύθυνσής τους $B20^\circ\Delta$ αποτελεί περίπου μια μέση τιμή των διευθύνσεων των γαββρικών φλεβών $B5^\circ\Delta$, $B35^\circ\Delta$ και $B65^\circ\Delta$. Το γεγονός αυτό συνηγορεί στην άποψη ότι θα πρέπει να προέρχονται από το αυτό μανδυακό τμήμα και δημιουργήθηκαν σε μία ωκεάνια διαδικασία ανοίγματος στην οποία επικρατούσε ομόροπος εφελκυσμός.

Πτυχώσεις μεσοσκοπικής κλίμακας εμφανίζονται μόνο στη μάζα Αμπελικού - Κώμης γεγονός που θα πρέπει να οφείλεται στην πλαστικότερη κατάστασή της. Η απουσία τους από την υπερβασική μάζα της Αμαλής με παράλληλη παρουσία εντονότερης σχιστότητας θα πρέπει να οφείλεται στην ύπαρξη περισσότερο ξηράς παραμόρφωσης στη μάζα αυτή.

Η σχιστότητα εμφανίζεται και στις δύο μάζες, με εντονότερη εκδήλωση στη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης. Η γενική διεύθυνσή της στη μάζα Αμπελικού - Κώμης είναι $B\Delta/\text{κ}\acute{\alpha}$ ενώ στη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης κυμαίνεται από $B60^\circ\Delta$ έως $A-\Delta$. Οι κλίσεις όμως και στις δύο μάζες είναι ανατολικές.

Οι τεκτονικές επιφάνειες στη μάζα Αμπελικού - Κώμης παρουσιάζουν μεγάλο φάσμα διευθύνσεων. Στη μάζα Λουτρού - Μυτιλήνης καλύπτουν επίσης σημαντικό φάσμα διευθύνσεων, πλην όμως στο νοτιότερο τμήμα της (υπερβασικά με γαββρικές φλέβες) επικρατούν οι $BA/\text{κ}\acute{\alpha}$ με κλίσεις που κυμαίνονται από 30° έως και $45^\circ\text{NA}/\text{κ}\acute{\alpha}$.

Τεκτονική ανάλυση των οφιολίθων της Λέσβου έγινε επίσης με χρήση δορυφορικών εικόνων Landsat 5 και τα γραμμικά στοιχεία που προέκυψαν επεξεργαστήκαμε στατιστικά. Η γεωμορφολογία και τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά των υπερβασικών μαζών εκτιμήθηκαν και με τη δημιουργία και ανάλυση ψηφιακού μοντέλου ανάγλυφου (D.E.M.) και το παραγόμενο προϊόν του που είναι ο χάρτης σκιασμένου αναγλύψου. Τα δεδομένα που προέκυψαν για το σύνολο της περιοχής μελέτης και για τις διάφορες ενότητες ξεχωριστά δείχνουν ότι:

- Το σύστημα γραμμώσεων με διεύθυνση $BBA/\text{κ}\acute{\alpha}$ εμφανίζεται ανεξαιρέτως σε όλους τους προ-Νεογενείς σχηματισμούς.
- Το σύστημα γραμμώσεων με διεύθυνση $A-NA/\text{κ}\acute{\alpha}$ είναι περισσότερο αισθητό στα υπερβασικά Αμπελικού - Κώμης ενώ στα υπερβασικά Λουτρού - Μυτιλήνης είναι σχεδόν ανύπαρκτη εξαιτίας της έντονης γραμμώσεις που σχετίζεται με τη διατμητική ζώνη, $B\Delta-NA/\text{κ}\acute{\alpha}$ ς διεύθυνσης.
- Το σύστημα γραμμώσεων με διεύθυνση $BA/\text{κ}\acute{\alpha}$ εμφανίζεται στο υπόβαθρο αλλά και στα οφιολιθικά καλύμματα. Στους υπερβασικούς σχηματισμούς εμφανίζει μια στροφή κατά $20^\circ\text{BA}/\text{κ}\acute{\alpha}$. Η περιστροφή αυτή αποτυπώνεται εντονότερα στα υπερβασικά του Αμπελικού - Κώμης ενώ σε αυτά του Λουτρού-Μυτιλήνης παραμένει σχετικά σταθερή η $BA/\text{κ}\acute{\alpha}$ διεύθυνση. Η παρατηρούμενη στρέψη της $BA/\text{κ}\acute{\alpha}$ ς διεύθυνσης σε $ABA/\text{κ}\acute{\alpha}$ που φαίνεται

παράγωγα της Νεοτηθύος (OKAI et al. 1991). Οι οφιόλιθοι αυτοί ταξινομούνται γεωχημικά σε περιβάλλοντα περιθωριακών λεκανών. Το γεγονός αυτό είναι σαφέστερο όταν αναφερόμαστε σε εμφανίσεις περιοχών που βρίσκονται πλησιέστερα στις δυτικές ακτές της Μικράς Ασίας και συνεπώς πλησίον της Ανατολ. Λέσβου (Balkezir Terrane, DELALOVE et al. 1983). Τέλος ο SENGOR (1986) παρουσίασε σε χάρτη της περιοχής αυτής μία ωκεάνια οφιολιθική συρραφή "KARAKAYA", που λογικά αντιστοιχεί στη δυτική οφιολιθική αλυσίδα των Ελληνίδων, να φθάνει μέχρι την περιοχή της Λέσβου.

Οι αμφιβολίτες που με τη μορφή μεταμορφωμένου πέλματος βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένοι κάτω από τις υπερβασικές μάζες της Λέσβου εξετάστηκαν σαν ξεχωριστή ενότητα. Η μακρο και μικροσκοπική μελέτη τους μας έδειξε ότι πρόκειται για πλήρως μεταμορφωμένα βασικά πετρώματα. Σε μερικά βρέθηκαν υπολειμματικά χαρακτηριστικά (ορυκτά και ιστός) που δείχνουν ότι έχουν προέλθει από βασικά εκρηξιγενή πετρώματα. Οι παραγενέσεις των ορυκτών μας οδηγούν στο ότι σχηματίστηκαν σε χαμηλού βαθμού μεταμορφικές συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσεως και μάλιστα κοντά στα όρια με την μέσου βαθμού μεταμόρφωση.

Συγκριτική γεωχημική μελέτη των δειγμάτων που αναλύθηκαν σε κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία με σημερινά ωκεάνια περιβάλλοντα και αλπικούς οφιολίθους δείχνει ότι σύμφωνα με τις προβολές των αναλύσεων στο διάγραμμα TiO_2 ως προς FeO^*/MgO ακολουθούν την αβυσική θολεϊτική τάση. Επίσης οι προβολές στο διάγραμμα FeO^* ως προς FeO^*/MgO ακολουθούν την τάση MORB. Οι προβολές στο διάγραμμα TiO_2 ως προς MgO σχεδόν εξ ολοκλήρου (με εξαίρεση δύο δείγματα) αυτά αντιστοιχούν σε γάββρους και μεταγάββρους από θραυσιγενείς ζώνες (Fr. z.)

Ένα μέρος από αυτά ακολουθούν την τάση των ολιβινικών-πυροξενικών γάββρων, ενώ τα υπόλοιπα ακολουθούν την τάση που οδηγεί σε σιδηρογάββρους.

Τέλος η αύξηση του Y σε σχέση με το Zr που εμφανίζει ένα μεγάλο μέρος των δειγμάτων μπορεί να αποδοθεί είτε σε έναρξη κρυστάλλωσης των αμφιβόλων, οι οποίοι δεσμεύουν περισσότερο Y, είτε σε αύξηση του Y που παρουσιάζεται σε μεταγάββρους από Fr. z..

Τα παραπάνω μας οδηγούν στο ότι η ενότητα των αμφιβολιτών της Λέσβου προέρχεται εξ ολοκλήρου από βασικά οφιολιθικά πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε ωκεάνιο περιβάλλον. Στο γεγονός αυτό συνηγορεί και η παρουσία εγκλεισμάτων από τεμαχίδια πετρωμάτων που περιέχουν μεγάλους κρυστάλλους βασικών πλαγιοκλάστων και πυροξένων ανάλογους με αυτούς που συναντάμε σε γαββρικά πετρώματα, ενώ άλλα έχουν ενδιάμεσο υπολειμματικό ιστό.

Κατά την άποψή μας λοιπόν το πλέον κατάλληλο ωκεάνιο περιβάλλον για την τεκτονική τοποθέτηση, μεταμόρφωση και συγκόλληση των πετρωμάτων αυτών στη βάση των υπερβασικών μαζών είναι περιοχές κοντά σε μεσοωκεάνιες ράχεις όπου παρατηρούνται υψηλές θερμοβαθμίδες και έντονος τεκτονισμός. Εκεί δημιουργούνται θραυσιγενείς ζώνες (Fr. z), κατά μήκος ρηγμάτων μετασχηματισμού ή κατά μήκος ρηγμάτων μικρής γωνίας, οι οποίες φέρνουν σε επαφή τα υπερβασικά πετρώματα με τα βασικά και λόγω της υψηλής θερμοκρασίας των πρώτων έχουμε μεταμόρφωση των δευτέρων και συγκόλληση στη βάση των υπερβασικών

Στη συνέχεια έχουμε την αποκόλλησή και επώθησή τους, μαζί με τις υπερβασικές μάζες, επάνω στο γειτονικό ηπειρωτικό φλοιό με δημιουργία του αμφιβολπικού πέλματος.

Από τη μελέτη των υπερβασικών μελών των οφιολιθικών μαζών διαπιστώθηκε ότι οι λερζόλιθοι και οι χαρτζβουργίτες είναι οι κύριοι πετρολογικοί τύποι των υπερβασικών πετρωμάτων της Λέσβου. Οι σερπεντινίτες καταλαμβάνουν τη δεύτερη θέση από πλευράς όγκου, προέρχονται δε κυρίως από σερπεντινίωση χαρτζβουργιτών

Οι περιδοτίτες του ανώτερου σώματος, κυρίως λερζόλιθοι, διατηρούν τον πρωτολιθικό τους χαρακτήρα και παρουσιάζουν χαρακτηριστικά όμοια με περιδοτίτες του ανώτερου μανδύα. Σύμφωνα με τη χημική τους σύσταση θεωρούνται προϊόντα τυπικού εκχυμωμένου μανδύα

Η ορυκτολογική σύσταση και η υφή των χαρτζβουργιτών, που απαντώνται κυρίως στο κατώτερο σώμα, δημιουργήθηκαν στη διάρκεια της τελικής φάσης ανόδου του μανδουακού υλικού μετά από το στάδιο της μερικής τήξης, από τα προϊόντα του οποίου προέρχονται και οι γαββρικές φλέβες και διεισδύσεις.

Οι πυρόξενοι που μελετήθηκαν στους περιδοτίτες της Λέσβου είναι όρθο- και κλινοπυρόξενοι οι οποίοι με βάση το χημισμό τους προβάλλονται στο διάγραμμα ταξινόμησης αντίστοιχα στους ενστατίτες και στους αυγίτες.

Οι πυρόξενοι καθώς επίσης και το ζεύγος ολιβίνη - Cr-σπινέλιος των υπερβασικών δεν αντιπροσωπεύουν υψηλές θερμοκρασίες (liquidus), δηλαδή θερμοκρασίες οι οποίες επικράτησαν κατά τη μερική τήξη του μανδύα. Με χρήση γεωθερμομέτρων - γεωβαρομέτρων που βασίζονται στην ισορροπία όρθο και κλινοπυροξένων (OPX - CPX) καθώς επίσης και στην ισορροπία OI - Sp, προσδιορίσαμε θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 800^o -1050^o C και πιέσεις που κυμαίνονται από 8 - 16kbar. Οι συνθήκες αυτές, που σε μέση τιμή είναι θερμοκρασία 950^oC και πίεση 11kbar, αντιστοιχούν σε συνθήκες near solidus. Στις συνθήκες αυτές είναι σταθεροί οι σπινελιούχοι λερζόλιθοι - χαρτζβουργίτες, δηλαδή οι περιδοτίτες που χαρακτηρίζονται από την παραγένεση Fo + Opx + Crx + Sp. Οι συνθήκες αυτές με βάση τη βιβλιογραφία (NICOLAS et al. 1973, 1980) διαμορφώνονται κατά τη διάρκεια των συντεκτονικών παραμορφώσεων που γίνονται σε μανδουακό περιβάλλον.

Οι SIDERIS & SKOUNAKIS (1987) υπολόγισαν ελαφρά χαμηλότερες θερμοκρασίες σχηματισμού για περιδοτίτες (χαρτζβουργίτες) της περιοχής Μύρνα της Θηρως οι οποίες δεν αντιπροσωπεύουν θερμοκρασίες κρυστάλλωσης, αλλά ελαχιστοποίησης του ρυθμού ανταλλαγής των ιόντων. Αυτό σημαίνει ότι η ανταλλαγή ιόντων μεταξύ των δύο ορυκτών φάσεων OI - Sp συνεχίζεται μέχρι τις θερμοκρασίες του σταδίου Sub-solidus κάτω από αργό ρυθμό πτώσης της θερμοκρασίας.

Κατά την άποψή μας, η ορυκτολογική σύσταση και η υφή των χαρτζβουργιτών δημιουργήθηκε στη διάρκεια της τελικής φάσης ανόδου του μανδουακού υλικού μετά από αφαίρεση προϊόντων μερικής τήξης.

Η δημιουργία του χαρτζβουργίτη κάτω από μία ωκεάνια ράχη μπορεί να ερμηνευθεί με το μοντέλο της αδιαβατικής αποσυμπίεσης του πρωτογενούς μανδουακού υλικού στην πορεία ανόδου

Αν δεχθούμε ότι η υπόθεση αυτή αληθεύει για τη δημιουργία των χαρτζβουργιτών της Λέσβου πρέπει να δεχθούμε ότι συμβαίνει σε κατάσταση

αποσυμπιεστικής εξέλιξης με φθίνουσες θερμοκρασίες στο εσωτερικό της σπινελιούχου φάσης και υπό συνθήκες near solidus.

Σύμφωνα λοιπόν με τα παραπάνω αποδεχόμαστε το μοντέλο που προτάθηκε από τον FORSYTH (1977), δηλαδή της αδιαβατικής εξέλιξης του μανδουακού υλικού το οποίο αφού διέσχισε το όριο του DPS (όριο άνυδρου περιδοτικής Solidus κατά PRESNALL et al, 1979) σαν σπινελιούχος λερζόλιθος έφθασε σε περιβάλλον με πίεση σχετικά χαμηλή ώστε να προκληθεί μερική τήξη και να απομείνουν σαν υπολειμματικά πετρώματα οι χαρτζβουργίτες .

Οι σπινέλιοι, που εντοπίζονται κυρίως στο κατώτερο σώμα των υπερβασικών μαζών της Λέσβου, σαν διάσπαρτοι κρύσταλλοι και μικροσυγκεντρώσεις, με βάση τη χημική τους σύσταση, που προέκυψε από μικροαναλύσεις, εντάσσονται στους Al-πλούσιους. Κατά τους GARTZOS et al. (1990) οι Al-πλούσιοι σπινέλιοι εντάσσονται στο Δυτικό Οφιολιθικό Τόξο των Ελληνίδων, το οποίο συνδέεται με τους οφιόλιθους της Υποπελαγονικής.

Οι χλωρίτες που αναγνωρίστηκαν σε δείγματα του κατώτερου σώματος των υπερβασικών μαζών της Λέσβου, ανήκουν τόσο σε σερπεντινίτες όσο και σε σχετικά υγιείς περιδοτίτες. Με βάση τη χημική τους σύσταση αυτοί διακρίνονται σε δύο τύπους που η βασική τους διαφορά εντοπίζεται στην περιεκτικότητά τους σε Mg και Fe. Η υψηλή περιεκτικότητα σε Mg συνδυάζεται με υψηλές θερμοκρασίες, ενώ η χαμηλή περιεκτικότητα σε Mg με χαμηλές θερμοκρασίες. Η σερπεντινίωση που συνυπάρχει στο αντίστοιχο πέτρωμα έπαιξε σημαντικό ρόλο στη μείωση της περιεκτικότητας του Mg.

Οι αμφίβολοι με βάση το χημισμό τους κατατάσσονται σε μία συνεχή κροστοιβική σειρά.

Η παρουσία Mg-πλούσιων αμφιβόλων σε ορισμένα δείγματα σπινελιούχων περιδοτιτών, που σε ορισμένες περιπτώσεις συνοδεύονται και από χλωρίτες, μας βοήθησε στον προσδιορισμό του μεγέθους των θερμοκρασιών και P_{H_2O} , σε 600° - 800°C και 6 - 8Kbar αντίστοιχα, που επικρατούσαν κατά την φάση σχηματισμού τους (JENKINS, 1980). Επίσης η παρουσία περιδοτιτών στα κατώτερα υπερβασικά σώματα που περιέχουν και χλωρίτες μας οδηγεί σε ακόμη χαμηλότερες περιοχές θερμοκρασιών και πιέσεων. Τέλος σε ακόμη χαμηλότερες πιέσεις και θερμοκρασίες κυριαρχούν οι συνθήκες δημιουργίας σερπεντινών όπου έχουμε τα εκτεταμένα φαινόμενα σερπεντινίωσης που παρατηρήθηκαν στα υπερβασικά της Λέσβου.

Από τις φλεβικές εμφανίσεις των υπερβασικών της Λέσβου οι πυροξενιτικές έχουν ελάχιστα μετασσωματωθεί πλην όμως ορισμένοι φαινοκρύσταλλοι κλινοπυροξένων έχουν δεχθεί έντονες τεκτονικές δράσεις δίδοντας φαινόμενα κυματοειδούς κατάσβεσης και χαρακτηριστικούς θραυσμούς των κρυστάλλων.

Στις ροδιγκιτιωμένες γαββρικές φλέβες, όπου επικρατεί ο γροσσουλάριος, οι μετασσωματικές διεργασίες μετέτρεψαν όλους τους αστρίους σε υδρογρανάτες - γρανάτες με παράλληλη δημιουργία φυλλοπυριτικών ορυκτών, τα οποία σε επόμενο στάδιο έδωσαν παραγωνίτη και κατά περίπτωση βουαγνατίτη (Vuagnatit).

Ο βουαγνατίτης που σχηματίστηκε παράλληλα με τον παραγωνίτη είναι σπάνιο ορυκτό και εμφανίζεται σαν ορυκτό πλήρωσης μικροσχισμών γροσσουλάριου εξαλλοιωμένου σε παραγωνίτη. Ο Βουαγνατίτης φαίνεται να σχηματίστηκε σε ένα δεύτερο στάδιο εξασφαλίζοντας έτσι το απαιτούμενο ασβέστιο από αυτό που ελευθερώθηκε από τη μετατροπή του γρανάτη σε

παραγωγίτη. Σχηματίζεται επίσης και απευθείας σαν προϊόν μετατροπής του γροσουλάριου. Όχι σπάνια οι μετασωματικές διεργασίες δημιουργούν και χλωρίτη.

Από μικροαναλύσεις στους πυρόξενους που απέμειναν στις φλεβικές εμφανίσεις της Λέσβου προσδιορίσαμε με βάση την προβολή τους σε κατάλληλο γεωθερμόμετρο τις θερμοκρασίες σχηματισμού τους. Συγκεκριμένα σε πυρόξενους των πυροξεντικών φλεβών προσδιορίσαμε θερμοκρασίες σχηματισμού τους από 750° - 850° C, σε πυρόξενους από ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες 850° - 900° C και σε πυρόξενους από μετασωματωμένες γαββρικές διεισδύσεις 800° - 900° C.

Οι αμφίβολοι των ροδιγκιτωμένων γαββρικών φλεβών και των γαββρικών διεισδύσεων μπορούν να διακριθούν με βάση την προβολή τους σε γεωβαρομετρικά διαγράμματα σε δύο ομάδες. Μία ομάδα υψηλών πιέσεων, περίπου 7Kbar και μία ομάδα χαμηλών πιέσεων, μικρότερων των 2Kbar.

Η ύπαρξη αμφιβόλων, υψηλών και χαμηλών πιέσεων, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο σχηματισμός τους άρχισε όταν τα πετρώματα που τους φιλοξενούσαν βρίσκονταν σε σχετικά μεγάλα βάρη όπου οι πιέσεις ήταν της τάξης των 7Kbar και συνεχίστηκε ο σχηματισμός τους και σε περιβάλλον πιο χαμηλών πιέσεων.

Ο υδρογροσουλάριος μετατρέπεται σε γροσουλάριο με αύξηση της θερμοκρασίας. Πολλοί ερευνητές αναφέρουν επίπεδα θερμοκρασιών από 800°C έως 400 °C (YODER, 1950). Ο HSU (1980) όμως με βάση πειραματικά δεδομένα προσδιόρισε ότι η εμφάνιση του υδρογρανάτη για πίεση 2Kbar γίνεται σε θερμοκρασίες μικρότερες από 420°C.

Σε ορισμένες ροδιγκιτωμένες φλέβες βρέθηκαν ανθρακικά ορυκτά ασβεστίτης και δολομίτης τα οποία συνυπάρχουν με τους γρανάτες - υδρογρανάτες. Με γεωθερμόμετρα που βασίζονται στην αναλογία του MgCO₃ στο Mg-ούχο ασβεστίτη προσδιορίσαμε θερμοκρασία σχηματισμού του ζεύγους των ανθρακικών στην κατηγορία των 490° έως 500° C. Πιθανόν η θερμοκρασία αυτή να πλησιάζει τη θερμοκρασία σχηματισμού των Ca-μετασωματωμένων γαββρικών φλεβών της Λέσβου.

Για να προσδιορίσουμε το καθεστώς πίεσης - θερμοκρασίας δημιουργίας των ροδιγκιτών στα υπερβασικά της Λέσβου ακολουθήσαμε τους εξής συλλογισμούς:

- Κατά τη διαδικασία της ροδιγκιτώσεως σε όλους τους φλεβικούς σχηματισμούς οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας πρέπει να ήταν παρόμοιες, διότι παρατηρούνται οι ίδιες παραγενέσεις ορυκτών. Επειδή οι μετασωματίτες βρίσκονται σε άμεση επαφή με σερπεντινωμένα υπερβασικά πετρώματα προκύπτει ότι οι μετασωματικές αντιδράσεις συμβαίνουν σε θερμοκρασίες παρόμοιες ή μικρότερες από αυτές που απαιτούνται για τη μετατροπή του ολιβίνη και του πυρόξενου σε σερπεντίνη. Αρα περιοριζόμαστε σε θερμοκρασίες λίγο χαμηλότερα από 500°C. Επίσης από πειράματα για υπολογισμό των πεδίων σταθερότητας των ορυκτών που σχηματίζονται κατά τη μετασωμάτωση προσδιορίζεται ότι αναπτύσσονται σε θερμοκρασίες και πιέσεις με ανώτερο όριο τους 500 °C και 4Atm. Κατά τους (COLEMAN, 1967; VUAGNAT, 1967) η ροδιγκιτώση (Ca-μετασωμάτωση) και η σερπεντινίωση είναι στενά συνδεδεμένες.

- Η μικρή περιεκτικότητα σε SiO_2 στις ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες δείχνει μετατόπιση αυτού του οξειδίου προς τα περιβάλλοντα πετρώματα (COLEMAN, 1967). Ανάλογες Ca-μετασωματικές ανταλλαγές καθώς και αυξημένη περιεκτικότητα σε CaO, MgO και H_2O συγκρίνονται με αυτές που έχουν περιγραφεί σε άλλες υπερβασικές μάζες με ροδιγκίτες.
 - Έχουν υπολογισθεί θερμοκρασίες μετασώματωσης για πετρώματα της Καλιφόρνιας ανάμεσα σε 240-360°C και για πετρώματα της Ν. Ζηλανδίας 290-450°C από τους (COLEMAN, 1967; O'BRIEN & RODGERS, 1973). Η ενυδάτωση υπερβασικών πετρωμάτων και ο σχηματισμός των ορυκτών του σερπεντίνη γίνεται σε θερμοκρασίες κατώτερες των 500°C ενώ ο σχηματισμός τάλη γίνεται μεταξύ 500° - 750°C (KITAHARA & KENNEDY, 1967) και του μετασχηματισμού του ξονοτλίτη σε βολαστονίτη (μεταξύ 400°C σε 1Atm και 430°C, σε 2000 Atm (COLEMAN, 1967). Στα παραπάνω συνεκτιμήθηκε ο βαθμός ενυδάτωσης του υδρογροσουλάριου.
 - Οι BERTRAND et al., (1980) υποδεικνύουν ένα ανώτερο όριο για τα μετασωματωμένα φλεβικά της Εύβοιας αισθητά πιο χαμηλό από 600°C. Το όριο αυτό συνάγεται από την ταυτόχρονη παρουσία του πρενίτη και του ξονοτλίτη και από την απουσία του αντιγορίτη στους περιβάλλοντες σερπεντινίτες.
 - Οι HONNOREZ & KIRST (1975) μελέτησαν ροδιγκίτες από θραυσιγενείς ζώνες της μεσοωκεάνιας οροσειράς του Ατλαντικού που απαντούν στην περιοχή του ισημερινού, δηλαδή από ένα περιβάλλον σύγχρονης δημιουργίας ωκεάνιου φλοιού στο οποίο παρατηρείται και διαπειρική άνοδος σερπεντινωμένων υπερβασικών πετρωμάτων τα οποία περιέχουν και ροδιγκιτωμένες γαββρικές διεισδύσεις. Σύμφωνα με τα παραπάνω τα μητρικά πετρώματα των ροδιγκιτών ήταν γαββρονορίτες οι οποίοι διείσδυσαν στα υπερβασικά πετρώματα κατά την άνοδο τους από τον ανώτερο μανδύα προς την επιφάνεια. Οι γαββρονορίτες ροδιγκιτώθηκαν ενώ ευρίσκοντο ακόμη στον κατώτερο ωκεάνιο φλοιό. Σε αντίθεση τα βασαλτικά πετρώματα του ωκεάνιου πυθμένα δεν έχουν ίχνη ροδιγκίωσης και το γεγονός αυτό ενισχύει την άποψη ότι η ροδιγκίωση των γαββρικών πετρωμάτων έχει συμβεί πριν από την τοποθέτηση των υπερβασικών πετρωμάτων που τα φιλοξενούν στη σημερινή τους θέση στο ανώτερο τμήμα του ωκεάνιου φλοιού πολύ κοντά στην επιφάνειά του. Η σερπεντινίωση είναι σύγχρονη και συμπληρωματική της ροδιγκίωσης, κατά τους HONNOREZ & KIRST (1975) και προτείνουν ότι και η σερπεντινίωση έγινε στα βαθύτερα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού. Στη συνέχεια τα σερπεντινωμένα και ροδιγκιτωμένα πετρώματα αναδύθηκαν στη σημερινή τους θέση σαν ψυχρές στερεές διαπειρικές τοποθετήσεις κατά μήκος ζωνών μικρότερης αντοχής, όπως είναι οι θραυσιγενείς ζώνες.
- Συνεκτιμώντας τα αποτελέσματα προσδιορισμού της θερμοκρασίας από ανθρακικά ορυκτά που συνυπάρχουν με τις ροδιγκιτωμένες γαββρικές φλέβες της Λέσβου καταλήγουμε ότι η πιθανότερη θερμοκρασία σχηματισμού των ανθρακικών αυτών φλεβών είναι της τάξεως των 500°C. Πιθανόν η θερμοκρασία αυτή να πλησιάζει τη θερμοκρασία σχηματισμού των ροδιγκιτωμένων αυτών φλεβών.
- Οι γαββρικές διεισδύσεις που απαντώνται στο νότιο τμήμα της υπερβασικής μάζας Λουτρού - Μυτιλήνης έχουν υποστεί παρόμοια ροδιγκίωση με αυτή των γαββρικών φλεβών.

Οι ροδιγκιτωμένες γαββρικές διεισδύσεις και οι φλέβες περιβάλλονται πάντα από πλήρως σερπεντινωμένα πετρώματα.

Οι αμφιβολίτες πέλματος δεν έχουν ούτε ίχνος ροδιγκιτώσης ενώ βρίσκονται και αυτοί σε επαφή με σερπεντινωμένα πετρώματα.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις μας οδηγούν στο να δεχθούμε ότι υπάρχει στενή σχέση μεταξύ ροδιγκιτώσης των γαββρικών διεισδύσεων και φλεβών και της σερπεντινώσεως των περιδοτιτών της Λέσβου, γεγονός που δεν εμφανίζεται στους αμφιβολίτες. Τέλος η ροδιγκιτώση ήταν μάλλον ενεργή για μακρά περίοδο και οι θερμοκρασίες που επικράτησαν ήταν της τάξης των 300 - 500° C.

Οι υπολογισμοί των ποικίλων πιέσεων και θερμοκρασιών με χρήση ορυκτών που απαντούν στους περιδοτίτες καθώς επίσης και στα φλεβικά πετρώματα που περικλύονται σε αυτούς μας αποκαλύπτουν την πολύπλοκη ιστορία των υπερβασικών πετρωμάτων της Λέσβου. Αυτή ξεκίνησε από μία περιοχή του μανδύα η μέση πίεση ήταν 11Kbar και η μέση θερμοκρασία 950°C και η χαρακτηριστική παραγένεση των περιδοτιτών ήταν Fo + Orx + Crx + Sp. Κατά την ανοδική πορεία τους προς την επιφάνεια οι περιδοτίτες πέρασαν από ενδιάμεσες συνθήκες πίεσεως και θερμοκρασίας όπου είχαμε στην αρχή το σχηματισμό Mg-πλούσιου αμφιβόλου που αργότερα συνοδεύτηκε και από Mg-πλούσιο χλωρίτη. Έτσι προέκυψαν οι Amph-περιδοτίτες και οι Amph-Chl-περιδοτίτες. Στην αμέσως επόμενη φάση της ανοδικής πορείας τους έχουμε τη ροδιγκιτώση των γαββρικών φλεβών και διεισδύσεων και την ταυτόχρονη μαζική σερπεντινώση των περιδοτιτών κατά θέσεις. Ακολουθεί η διαπειρική τοποθέτησή τους σε μικρό βάθος, δηλαδή πλησίον της επιφάνειας του φλοιού.

Επί πλέον, ο χημισμός των σπινελίων, Al-πλούσιοι, που απαντούν στα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου δείχνει αναλογίες με το χημισμό των σπινελίων που απαντούν σε υπερβασικά που προέρχονται από περιβάλλοντα μεσοωκεάνιων ράχων (MORB) και περιβάλλοντα λεκανών που αναπτύσσονται όπισθεν ηφαιστειακών τόξων (BAB). Η χημική σύσταση των πυροξένων από τους φλεβικούς σχηματισμούς (ποσοστό Al στην τετραεδρική θέση ως προς TiO₂) συνηγορεί στο ότι το περιβάλλον δημιουργίας των οφιολιθικών της Λέσβου προσδιορίστηκε ως ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον τύπου BAB (περιβάλλον λεκάνης όπισθεν ηφαιστειακού τόξου) ή MORB (περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης). Επομένως τα γεωτεκτονικά αυτά περιβάλλοντα θεωρούνται ως τα πιθανότερα για τη δημιουργία αυτών των πετρωμάτων της Λέσβου.

Η ύπαρξη τέλος των λερζολίθων σε σημαντικό ποσοστό στους περιδοτίτες της Λέσβου και η χημική σύσταση των χρωμοσπινελίων που είναι παρόμοια με τη σύσταση των χρωμοσπινελίων της δυτικής οφιολιθικής ζώνης μας βοηθούν να ισχυρισθούμε ότι τα υπερβασικά πετρώματα της Λέσβου συνδέονται με την δυτική οφιολιθική ζώνη των Ελληνίδων. Βέβαια η διάκριση των ζωνών με βάση μόνο αυτά τα στοιχεία επιδέχεται κριτική.

BIBLIOΓΡΑΦΙΑ

- ADIB, D. PAMIC, J. (1980). Rodingites from the southeastern parts of the Neyriz ophiolite complex in the Zagros range, Iran. *Archiv. Sci. Genieve.* 33, 281 - 290.
- AMSTUTZ, G. C. (1979): The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945 In: Ophiolites, Proceedings International Ophiolites Symposium Cyprus 1979.
- ANEVITZ, L. M. and ESSENE, E. J., (1987): Phase equilibria in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 . *J. Petrol.* 38, 389 - 414.
- ANDERSON, D. E. and BUCKLEY, G. R., (1973): Zoning in garnets - diffusion models. *Contr. Min. Petr.* 40, 87 - 104.
- BATES, R. and JACKSON, J., (1987): Glossary of Geology. *Am. Geol. Inst. Alexandria, Virginia* p. 788.
- BAUMGARTNER, P. and BERNOULLI, D., (1976): Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a Late Jurassic - Early Cretaceous Section near Achladi (Evia, Eastern Greece): *Ecolgae Geol. Helv.* vol. 69, No 3, p. 601 - 626.
- BEBIEN J. (1980): Magmatismes basiques dits "orogeniques" et "anorogeniques" et teneurs et TiO_2 : les associations "isotitanees" et "anisotitanees". *J. Volcanol. Geothermal. Res.* 8, 337 - 342.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., and VERGELY P., (1980): Diversity of the Greek Ophiolites: Birth of oceanic basins in transcurrent systems. *Ophioliti, Special issue, Tethyan ophiolites*, vol. 2, 129 - 197.
- BEBIEN J., DUBOIS R. and GAUTHIER A. (1986) "Example of ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone" Innermost Hellenic ophiolite belt (Greece Macedonia). *Geology*, v. 14, p. 1015 - 1019, Dec 1986
- BEBIEN J., BAROZ F., CAPEDE S. and VENTURELLI G. (1987) "Magmatismes basiques associes a l'ouverture d' un bassin marginal dans les Hellenides internes au Jurassique". *Ophioliti*, 1987, 12. (1) 53-70
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. OHNENSTETTER, M and VENTURELLI, G., (1977): The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petr.* 64, 11 - 31
- BECCALUVA, L., MACCIOTTA, G., PICCARDO, G. B. & ZEDOU, O., (1984): Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites. *Lithos* 17, 299 - 316
- BELL, J.M. CLARKE, E. C. and MARSHALL, P., (1911): The Geology of Dun Mountain Subdivision, Nelson. *Bulletin Geological Survey of New Zealand Wellington.* Vol 12, p 1-71.
- BERGOUGNAN, H., (1975): Relation entre les edifices Pondique et Taurique dans le Nord-Est de l' Anatolie *Bull Soc Geol France*, (7), XVII, No 6
- BERTRAND, J., DIETRICH V., NIEVERGELT P. & VUAGNAT M. (1987) Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rocks sequences Montgenevre ophiolite, western Alps. *Schwetzer Mineral Petrogr. Mitt* 67, 147 - 169

- BERTRAND, J., ECONOMOU, C. and SKOUNAKIS, S., (1980): Rodingites et autres inclusions du complexe ophiolitique de l' Eubee centrale (Greece), Region Mont. Kandili, Col d' Aghios, Pagondas, *Arch Sci Geneve v 33, 2 -3*, p. 225 - 255.
- BICKLE, M. J. and POWELL, R., (1977): Calcite dolomite geothermometry for iron - bearing carbonates The Glockner area of the Tauern window Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 281 - 292.
- BICKLE, M. J. and PEARCE, J. A. (1975): Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. *Contrib. Min. Petr* 49, 177 - 189
- BISCHOFF, J. L. and DICKSON, F. W., (1979): Seawater - basalt interaction 200°C and 500 bars Implications for origin of sea floor heavy mineral deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth Plan Sci. Lett.* 25, 385 - 397.
- BLACKBURN, W. H. (1969): Zoned and unzoned garnets from the Grenville gneisses atound Gananoque, Ontario. *Can. Min* , 9, 691 - 698
- BLUNDY, J.D., HOLLAND, T.J.B., (1992): "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer": Reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 269 - 272
- BOCCALETTI, M., (1979): Mesogea and Mesoparatethys: Their development at the Tethyan continental margins and their influence of the later evolution of the Mediterranean and Paratethys *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 1878. 139 - 148, VIIIth International Congress on Mediterranean Neogene, Athens.
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P. & RADICATI F. (1975): Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06° N: Contact -hydrothermal dynamic metamorphism beneath the axial valley. *J. Petrol.*, 83, 61 - 78.
- BORSI, S., FERRARA, G., INNOCENTI, F. and MAZZJOLI, R., (1972): Geochronology and petrology of resent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos island). *Bull. Volc.*, 36, 473 - 496.
- BOWEN, N. L. & TUTTLE, O. F., (1949): The system MgO - SiO₂ - H₂O. *Bull. Geol.*, 19, 412 - 433
- BROGNIART, A. (1813): Essai d' une classification mineralogique des roches melangees *J. Mines, Paris*, no 199, 5 - 48.
- BROGNIART, A. (1821): Sur la gisement ou position relative des ophiolites euphodides, Jaspes, e.t.c.dans quelques parties des Apennins. *Ann. des Minnes ou Recueil de Memoires sur l' Exploitation des Mines* 6, 177 - 238
- BROGNIART, A. (1827): Classification et caracteres mineralogiques des roches homogenes et heterogenes *Levrault, Paris.* 144 p.
- BROWN, T. H., (1970): Theoretical Predictions of Equilibrium and Mass Transfer in the system: CaO - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ - NaCl Ph D Thesis Northwestern University, (Canada)
- BROWN, T. H., (1977): The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism *J Petrol* 18, 53 - 72
- BRUNN, J. H., (1960): Misse en place et differenciation de l' associations pluto-volcanic due cortege ophiolitique *Rev Geogr Phys et geol dyn* 3, 115 - 132

- BURGATH K., KOCKEL F., MOHR M., LASCHKA H., JUNG D. and MUSSALAM K. (1979): A complex of shetted dykes and pillow lavas in the southern part of the Chalkidiki peninsula Greece *Intern Opiolite Symposium Cyprus Abstract* p. 20
- ΓΚΑΡΤΖΟΣ Ε., ΜΙΓΚΙΡΟΣ Γ., ΣΕΡΕΛΗΣ Κ. και ΠΑΡΧΑΡΙΔΗΣ Ι. (In Press): Τα υπερβασικά πετρώματα της Ευβοίας - Αν. Θεσσαλίας και οι χρωμικές συγκεντρώσεις που φιλοξενούν. 7^ο Συνέδριο Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας. Μάϊος 1994
- ΓΚΑΡΤΖΟΣ Ε., ΣΕΡΕΛΗΣ Κ. & ΜΙΓΚΙΡΟΣ Γ., (1992): 'Μελέτη της ενότητας αμφιβολιτικών πετρωμάτων της νήσου Λέσβου. *Ann. Geol. Pays Hellen.* 35. 489 - 504.
- CAMERON W. E., (1985): Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 239 - 255
- CAMERON W. E., NISBET E. G. & DIETRICH V. J., (1979): Boninites, Komatites and ophiolitic basalts. *Nature*, 280 (5723), 550 - 553.
- CHATZIDIMITRIADIS, E. (1973): Die Geologisch - Tectonische untersuchung der Magnesitgange von "Aphorades" bei Agiassoss der Insel Lesbos. *Sc. Annals. Fac. Phys. & Mathem.*, Univ. Thessaloniki, Vol. 13, p. 15.
- CHATZIDIMITRIADIS, E. (1973): Geologisch - Lagerstaettenkundliche Studien ueber die Perlitvorkommen von den Gebieten Dhadhia Westtbraziens und Kalloni der Insel Lesbos. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.* 10 65 - 84
- CHIDESTER, A. H. (1962): Petrology and geochemistry of selected talk-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north - central Vermont *U. S Geological Survey. Prof. Paper* 345, 207 p
- CHOPIN, C., (1981): Talk - phengite: A widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps *J. Petrol.* 22, 628 - 650
- COLEMAN, R. G., (1967): Glaucophane schists from California and Caledonia. *Tectonophysics*, 4, 479 - 498.
- COLEMAN, R. G., (1977): Ophiolites - Ancient oceanic lithosphere? *Minerals and Rocks, Springer - Verlag*, 12, 229 p.
- COOBS, D. S., NAKAMURA, Y. and VUAGNAT, M., (1976): Pumpellyite - actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loeche, Valais, Switzerland *J. Petr.*, 17, 440 - 471
- COOPER, A. F., (1972): Progressive metamorphisme of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand. *J. Petr.*, 13, 457 - 492
- DAVIDSON, P., GROVER, J. E. and LINDSLEY, D. H. (1982): $(CaMg)_2Si_2O_6$ clinopyroxenes a solution models based on non-convergent site-disorder *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 88 - 102.
- DAVIS, J.C. 1986: *Statistics and Data Analysis in Geology*: Wiley , New York 646p.
- DE BETHUNE, S., LADURON, D. and BOCQUET, J., (1975): Diffusion processes in resorbed garnets *Contr Min. Petr.*, 50, 197 - 204
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J., (1962): Rock forming minerals, vol 3, Sheet Silicates, *John Wiley, New York*.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J., (1982) Rock forming minerals, vol. 1A Orthosilicates (2nd ed) -*Longman Group*, 919 p , London, New York
- DEFERNE, J. and SARP, H., (1978): Morphologie de la vuagnatite *Archives des Sci. (Geneve)*, 31, 67 - 72

- DAY, M. J., (1979): Surface Roughness as a Discriminator of tropical Karst Styles. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. 32, Berlin, Stuttgart, 1 - 8*
- ΔΑΒΗ, Ε., ΜΙΓΚΙΡΟΣ, Γ., ΤΣΑΓΚΑΛΙΔΗΣ, Α. & ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ, Α., (1988): Ο Μεσοζωϊκός βασικός μαγματισμός της Παιονίας 4^ο Επιστ. Συν. της ΕΛ. Γεωλ. Ετ., σ. 39.
- ΔΗΜΟΥ, Γ. Ε., (1971): Επί τινων εμφανίσεων ροδιγγκίτων εν Ελλάδι. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας VIII, τευχ 2, σελ. 142 - 162.
- DICK H. J. B., (1982): The petrology of two back arc basins of the northern Philippines Sea, *Am. J. Sci* 282, 644 - 700.
- DICK H. & BRYAN W. B., (1979): Variation of basalt phenocryst mineralogy and rock composition in DSDP hole 396B. *Initial Reports DSDP*, 46, 215 - 225.
- DICK H. & BULLEN T., (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54 - 76.
- DIETRICH V. J., (1979): International Atlas of ophiolites, ophiolitic belts of the central Mediterranean 1:2.500.000, compiled by V. DIETRICH *Geol. Soc. Amer. Mapand chart ser. Mc - 33, 5 - 8*.
- DIETRICH V. J., OBERHANSLI R. & MERCOULI I., (1987): A new occurrence of boninites from the ophiolitic melange in the Pindus - Sub pelagonian zone S. L., Aegina island, Saronic gulf (Greece), *Ophioliti*, 12, 83 - 90
- DIMITRIJEVIC, M. D. and DIMITRIJEVIC, M. N., (1979): Structura I kinematika metamorfno oboda zlatiborg ultramafitsog masiva *Vesnik Geol.*, 37, 101-121.
- DUBERTRET, L. (1953): Geologie des roches du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et Mem. sur la Moyen - Orient* 6, (Mus National d' Histoire Naturelle).
- ECONOMOU M., DIMOU E., ECONOMOU G., MIGOIROS G., VACONDIOS I., GRIVAS E., RASSIOS A. & DABITZIAS S., (1986): Chromite deposits of Greece (p. 129 - 159). In: CHROMITES, UNESCO' s IGCP - 197 project. Metalogeny of ophiolites Eds. W. PETRASCHECK et al. *Theophrastus publ.* Athens.
- ERNST, W. G., (1983): Mineral parageneses in metamorphic rocks exposed along Tailuko Gorge, Central Mountain Range, Taiwan *J. Metamorphic Geol.*, 1, 305 - 330.
- ERNST, W. G., (1979): Coexisting sodic and calcic amphiboles from high - pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Mag*, 43, 289 - 278.
- EVANS, L. S., (1972): General Geomorphometry, Derivatives of Altitude, and Descriptive Statistics In: Chorley , R. J. (Ed), *Spatial Analysis in Geomorphology Methuen, London, 17 - 90*
- EVARTS, R. C. SCIFFMAN, P., (1983): Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolites, *Colifornia Am J Sci*, 283, 289 - 340
- FABRIES, J., (1979) Spinel - olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes - geothermometer, *Contribs Mineral and Petrol*, v 68, p 325
- FERRARA, G. INNOCENTI, F. RICCI, C. A. and SERRI, G. (1976): Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites geochemical evidence *Chem Geol.* 17, 101 - 111.

- FORSYTH, D.W., (1977): The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, **38**, 89 - 118.
- FOSTER M. D., (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surf. Prof Pap.* **354 - B** 11 - 46.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J., (1977): Data of Geochemistry Sixth edition. Chapter KK: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest Geological Survey, prof. Paper 440 -KK. Washington, 1977.
- GANSSER, A., (1974): The ophiolitic melange, world-wide problem on Tethyan examples. *Eclogae geol. Helv.*, **67**, 479 - 507.
- GARTZOS, E., MIGIROS, G. and PARCHARIDIS, I., (1990): Chromites from ultramafic rocks of northern Evia (Greece) and their geotectonics significance. *Schweitz Mineral. Petrogr. Mitt.* **70**, 301- 307.
- GARTZOS, E., (1986): On the Genesis of Cryptocrystalline Magnesite Deposits in the Ultramafic Rocks of Northern Evia, Greece PhD E T H Zurich p. 199.
- GASS, I. G., (1968): In the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature* **220**, 39 - 42.
- GASS, I. G., (1982): Ophiolites. *Sci. Amer.*, **247**. 2 122 - 131.
- GEORGALAS, G., (1949): Contribution a la connaissance des roches eruptives de l' ile de Metelin. *Bull. Volc.*, **9**, 31 - 63
- GOLDSMITH, J. R. and NEWTON, R. C., (1969): P - T - X relations in the system CaCO₃ - MgCO₃, *American Journal of Science*. **267A**, 160 - 190.
- GRAF, D. L. and GOLDSMITH, J. R., (1955): Dolomite magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. *Geochim. Cosmochim. acta* **7**, 109 - 128
- GRAF, D. L. and GOLDSMITH, J. R., (1958): The solid solubility of MgCO₃ in CaCO₃ a revision. *Geochim. Cosmochim. acta* **13**, 218 - 219
- GRANT, J. A. and WEIBLEN, P. W., (1971): Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *Amer. J. Sci.*, **270**, 281 - 296
- GREEN D. H & RINGWOOD A. E., (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 103 - 190.
- GUERNET C., (1971): Etudes geologiques en Eubee et dans les regions voisines (Greece). *Docteur et Sciennes*, Paris 395p.
- GUIDITTI, C. V. and SASSI, F. P., (1976): Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schiste. *N. Jb. Mineral Abh.*, **127**, 97 - 142.
- GUPTA, R. P., (1991): Remote Sensing in Geology, *Springer - Verlag*, 356p., Berlin.
- GUSTAFSON, W. I., (1974): The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca - Fe - Si - O - H *J. Petr.*, **15**, 455 - 496.
- HARTE, B. (1977): Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths *J Geol* **85**, 279 - 288.
- HATZIPANAGIOTOU K. & PE_PIPER G. (1995) Ophiolitic and sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Vatera area, southern Lesbos (Greece) petrography and geochronology. *Ophioliti*.
- HAUER, F. v., (1873): Analysen von Felsarten von Mytilini *Verbandl Geol Reichsanstalt*, 218 - 221, Wien.
- HECHT, J., (1972a): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Πλωμάρι - Μυτιλήνη". *Ι.Γ.Μ.Ε*

- HECHT, J., (1972b): Zur Geologie von Sudost-Lesbos Griechenland. *Z dt geol. Ges.*, **123**, 423 - 432.
- HECHT, J., (1973): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Αγία Παρασκευή". *I.G.M.E*
- HECHT, J., (1974a): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Μυτιλήνη". *I.G.M.E*
- HECHT, J., (1974b): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Πολυχνίτος". *I.G.M.E*
- HECHT, J., (1975a): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Έρεσός". *I.G.M.E*
- HECHT, J., (1975b): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1/50 000, Φύλλο "Μήθυμνα". *I.G.M.E*
- HERZBERG C. T. (1978): Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 945 - 957.
- HEY, M. M., (1954): A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, **30**, 257 - 293.
- HOLLAND, J. b. NAVROTSKY, A. and NEWTON, R. C., (1979): Thermodynamic parameters of CaMgSi₂O₆ - Mg₂Si₂O₆. Pyroxenes based on regular solution and cooperative disordering models. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **69**, 337 -344.
- HOLLOWAY, J. R. and BURNHAM, C. W., (1972): Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* **13**, 1 - 30.
- HONNOREZ, J., MEVEL G. & MONTIGNY R., (1984): Occurens and significance of gneissic amphibolites in the Vema Fracture zone, equatorial Mid Atlantic ridge. In: GASS I.G., LIPPARD S G., and SHELTON A. W., (Ed), Ophiolites and oceanic lithosphere, *Geol. Soc. (London), Spec. Publ.* **13**, 121 - 130 Blackwell, Oxford.
- HONNOREZ, J. and KIRST, P., (1975): Petrology of rodingites from equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, **49**, 233 - 257.
- HSU, L. K., (1980): Hydration and phase relation of grossular - spessartine garnets at P_{H₂O} = 2Kbar. *Contr. Min. Petr.*, **71**, 407 - 415
- HUMMARSTROM, J. W. and ZEN, E-An., (1986): Aluminium in hornblende an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* **71**, 1297 - 1313.
- HUTCHSON, C. S., (1978): Ophiolites metamorphism in northeast Borneo, Oslo. *Lithos* **11**, 195 - 208
- INTERNATIONAL BATHYMETRIC MAP OF MEDITERRRANEAN, (1981): *Doc Publ. Sheet No. 4, scale 1:1000000, Legrand*
- IRVINE, T. N., (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 1 Theory, *Can. J. Earth Sci.*, **v. 2**, p. 648
- JACKSON, E. D., (1969): Chemical variation in coexisting chromite and olivine in the chromitite zones of the Stillwater complex. *Econ. Geol. Mon.*, **v 4**, p 41
- JACOBESHAGEN, V. (1994) Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *Proceed. VI Colloq Aegean Region Athens, 1977, IGMR, Athens* p.p 1355 - 1367.
- JACOBESHAGEN, V. (1994) Orogenic evolution of the Hellenides new aspects. *Geol. Rundsch.* **83**. 249 - 256

- JACOBSHAGEN, V., DURR, S., KOCKEL, F., KOPP, K. O. And KOWALZYK, S., (1976): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds): Alps, Apennines, Hellenides I U.G.S.C. Rep. 38: 537-564; Stuttgart (Schweizerbart)
- JENKINS, D. N., (1980): Experimentell bestimmtes phasendiagramm für wasser und Al-haltige ultramafite bei hohen drucken und temperaturen. In *Diss. Univ. Chicago*. (Από τις διδασκαλίες του καθ. Trommsdorff V. Στο Ε.Τ.Η Ζυρίχης).
- JOHANNES W., (1970): Zur Einstehung von Magnesitvorkommen. *N. Jh. Miner. Abb.* 113, 3, p 274 - 325.
- JONES, G. & ROBERTSON, A. H. F., (1991): Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, NW Greece *Journal Geol. Soc. London*, 148, 267 - 288.
- JONES G. ROBERTSON A. and CANN J. (1991): Genesis and Emplacement of the Supra - Subduction Zone Pindos ophiolite, NW Greece. In: *Ophiolite Genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (eds) PETERS T.J. NICOLAS A. and COLEMAN R. (Proceedings of the ophiolite conference Muscat, Oman, 7 - 18 January 1990)
- JONES, G., (1971): An outline of the geology of the island of Mytilini and Chios. In: Geology and history of Turkey, A. S. Cambell (ed), *Petroleum Exploration Society of Libya*, Tripoli, p. 275 - 282.
- JUNG D. and MUSSALLAM K. (1985): The Sithonia ophiolite: A fossil oceanic crust. *Ophioliti*, 1985, 10, (2/3), 329 - 342
- JUTEAU, T., LAPIERRE, H., NICOLAS, A., PARROT, J-F., RICOU, L.E., ROCCI, G. & ROLLET, M. (1973): Idees actuelles sur la constitution, l' origine et l' evolution des assemblages ophiolitiques mesogeens, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 15, 478 - 493.
- JUTEAU, T. & WHITECHURCH, H. (1980): The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): Evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chambers. In: PANAYIOTOU, A (ed.) *Ophiolites*, Proceedings of the International Ophiolite Symposium Cyprus 1979, 377 - 391.
- JUTEAU, T. (1980): Ophiolites of Turkey. In: ROCCI, G , (ed) *Ophioliti Special Issue Tethyan Ophiolites* Vol. 2, Eastern area, 199 - 237
- KAMB, W. B., 1959: Theory of preferred orientation developed by crystallization under stress: *Journal of Geology*, v 67, p. 153 - 170
- KAMB, W.B. 1959: Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, In relation to theory and experiments: *J Geophys Res.* 64: 1891 - 1991.
- KARAMATA, S. & LOVRIC, A. (1978): The age of metamorphic rocks of Brerovica and its importance for the explanation of ophiolite emplacement *Bull. Acad. Serbe Sci* 61, 1 - 9.
- KARAMATA, S., MAYER, V., and PAMIC, J., (1980): Ophiolites of Yugoslavia In: ROCCI, G. (ed) *Ophioliti Special Issue Tethyan Ophiolites*, Vol 1 Western area, 105 - 125.
- KATAGAS, C. and PANAGOS, A. G., (1979): Pumpellyite - actinolite and greenschist facies metamorphism in Lesvos Island (Greece) *Tschermacs Min. Petr. Mitt.*, 26, 235 - 254
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ. ΜΑΤΑΡΑΓΚΑΣ, Δ. ΜΙΓΚΙΡΟΣ, Γ. & ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛ-ΛΗΣ, Ε., (1982): Γεωλογική μελέτη νήσου Λέσβου *Εκθεση Ι Γ Μ Ε για τη Δ Ε. Η*

- KATSIKATSOS, G. MIGIROS, G. TRIANTAPHYLLIS, E. and METTOS, A., (1986): Geological Structure of Internal Hellenides (E. Thessaly - SW. Macedonia, Euboea - Attica - Northern Cyclades Islands and Lesvos) *I.G.M.E. Geol. & Geoph. Res., Special Issue*, pp 191 - 212.
- KAWACHI, Y., (1975): Pumpellite - actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys*, 18, 401 - 441
- KITAHARA, S. & KENNEDY, G. C., (1967): The calculated equilibrium curves for some reactions in the system MgO - SiO₂ - H₂O at pressures up to 30 Kilobars. *Am. J. Sci.* 265, 211 - 217,
- KOCKEL, F., MOLLAT, H. & WALTHER, H. W., (1971): Geologie des Serbo-Mazedonischen Massives und seines mesozoischen Rahmens (Nordgriechenland), *Geol. Jh* 89. 529 - 550; Hannover.
- KOEPKE, J., KREUZER, H. & SEIDEL, E., (1985): Ophiolites in the southern Aegean arc (Grece, Karpathos, Rhodes) - Linking the ophiolite belts of the Hellenides and the Taurides *Ophioliti*, 10., 343 - 354
- KTENAS, A. C., (1927): Rapport presente a l' Academie d' Athenes sur les travaux de la Section de volcanologie a l' Assemblée de l' Union Geologique et Geophysique a Prague. *Prak. Akad Ath.*, 2, 422.
- KTENAS, A. C., (1928): Sur la volcan de Psathoura Le lavas andesitique a facies basaltique de la mer Egee septentrionale *Prak. Akad Ath.*, 3, 226 - 249.
- KUNIYOSHI, S. K. and LIOU, J. G., (1976): Contact metamorphism at the Karmutsen volcanic rocks, Vancouver, Island British Columbia. *J. Petrol.* 17, 73 - 99.
- LAMPHERE M. A., COLEMAN R. G., KARAMATA S. & PAMIC J. (1975): Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolite zone. Yugoslavia. *Earth planet. Sci. Letters.* 26 271 - 276
- LANGMUIR C. H. & BENDER F. (1984): The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications. *Earth planet. Sci. Letters.* 69, 107 - 127
- LAUNAY, L., de, (1888): Histoire geologique de Metelin et de Thasus *Rev. archeologique de 1888*
- LAUNAY, L., de, (1890): La geologique de l' ile de Metelin. *C. R Acad. Sc. Paris.*
- LAUNAY, L., de, (1897): La geologique des iles de Metelin ou Lesbos et de Lemnos dans la mer Egee *C. R Acad Sc Paris.*
- LAUNAY, L., de, (1898): Etudes geologique sur la mer Egee. La geologie des iles de Metelin (Lesbos), Lemnos et Thasos *Ann de Mines*, 14, 187 - 316
- LEAKE, B. E., (1978): Nomenclature of amphibolites, *Min Mag*, 42, 533 - 563
- LEBAS, M. J., (1962): The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage *American Journal of Science*, v 260 p. 267 - 288
- LENSCH, G., (1968): Programm zur berechnung des normativen Mineralbestandes von Mafititen *N. JB Miner Abh*, 5, 306 - 320, Stuttgart
- LETERRIER, J. MAURY, R. THONON, P. GIRARD, D. and MARCHAL, M., (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo - volcanic series *Earth and Planet Science Letters*, 59, 139 - 154
- LINDSLEY, D. H. GROVER, J. E. and DAVIDSON, P. M., (1981) The Thermodynamics of the Mg₂Si₂O₆ - CaMgSi₂O₆ join: a review and an

- improved model. In R. C. NEWTON, A. NAVROSKY and B. J. WOOD, Eds *Advances in Physical Geochemistry Vol 1, pp 149 - 175, Springer New York.*
- LINDSLEY, D. H. (1983): Pyroxene thermometry. *Amer Mineralogist Vol 68, 477 - 483*
- LIPPARD, S. J., SHELTON, A. W., GASS, I. G., (1986). The Ophiolite of Northern Oman *Geol Soc. London Memoir No 11, 1 - 178*
- LIU, J. G., (1973): Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J Petr., 14, 381 - 413.*
- LIU, J. G., (1974): Stability relations of andradite - quartz in the system Ca - Fe - Si - O - H. *Amer. Min., 59, 1016 - 1025.*
- LIU, J. G. and ERNST, W. G., (1979): Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. *Contrib. Min. Petrol. 68, 335 - 348.*
- LOUCKS, R. R., (1990): Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic - mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene *Geology, v. 18, p 346 - 349.*
- MARK, D. M., (1978): Concepts of Data Structure for Digital Terrain Models. *Proc. DTM. Symp. Am Soc. of Photogrammetry, S. Louis MO, 24 - 31.*
- MASSONE, H. J. and SCHREYER, W., (1986): High pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$. *N. Jb. Min Abh., 153/2, 177 - 215*
- MCDOWELL, S. D., and PACES, J. B., (1985): Carbonate alteration minerals in the Salton Sea geothermal system an experimental study *J Metam. Geol., 2, 33 - 42*
- MCNEAR, E., VINCENT, M. G., and PARTHE, E., (1976): The crystal structure of Vuagnatite $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$. *Amer. Min., 61, 831 - 838.*
- MENZIES, M. A. and ALLEN, C., (1974): Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. *Contrib. to Mineralogy and Petrology, 46, 454 - 487.*
- MERCIER, J. C., (1980): Single pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics 70, 1 - 37.*
- MERCIER J. C. & NICOLAS A., (1975): Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *J Petrol. 16, 454 - 487.*
- ΜΙΓΚΙΠΟΣ, Γ. (1991): Στρωματογραφία - Εφαρμοσμένη Γεωλογία (Σημειώσεις), Γεωργ. Πανεπ Αθηνών. p 114
- MIGIROS, M. VIDAKIS & G. ECONOMOU (1986): The ophiolites in the geotectonic evolution of the Internal Hellenides *I.G.C.P. 197, Vol Abstracts Εκθεση Ι Γ.Μ.Ε 5699, 1988.*
- MIGIROS, G. and GALEOS, A., (1990): Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks (northern Greece) In: MALPAS, J., MOORES, E. M., PANAYIOTOU, A. and XENOPHONTOS, C., (eds) *Ophiolites: oceanic crustal analogues*. Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 279 - 284
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y., (1958): Mineral Assemblages and subfacies of the glaucophane - schist facies *Jap J Geol Geogr., 29, 199 - 208*
- MIYASHIRO, A. (1975) Classification, characteristics and origin of ophiolites *J Geol. 83, 249 - 281*

- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic belts*. George Allen & Unwin., London
- MOORES, E. M., (1969): Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. *Geological Society of America Special Paper*, 118.
- MOORES, E. M., (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev geophys. Space Phys.* 20, 735 - 780.
- MOORES, E. M., & WINE, F. J., (1971): Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implication. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A-268*, 443 - 466
- MOORES, E. M., ROBINSON, P. T., MALPAS, J. & XENOPHONTOS, C. (1984): Model for the origin of the Troodos Massif, Cyprus and other mid-east ophiolites. *Geology*, 12, 500 - 503.
- MORIMOTO, N. Chairman and Subcommittee Members of CNMMN, (1988): Nomenclature of pyroxene., *American Mineralogist*, Volume 73, Pages 1123 - 1133.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1983): Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. *Πραγμ. για Υψηλ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης* 289p.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1986): Γεωλογία της Ελλάδος Εκδ., *University Press*. Θεσσαλονίκη
- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A., PAVLIDES, S., PATRAS, D., SPYROPOULOS, N., (1987): Structural geology of the internal Hellenides and their role to the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Acta Naturalia de l' Ateneo Parmense*, 23, 147 - 181.
- MPOSKOS, E. and PERDIKATSI, V., (1982): Eclogite - Amphibolites in the east Rhodope Massif, Greece. *Geologica Balcanica*, 11/3, 13 - 22.
- NEWMAN, A. C. & BROWN, G. (1987): The chemical constitution of clays. In A.C.D. Newman ed., *Chemistry of Clays and Clay Minerals*. Minerals. Soc., London, 1 -128.
- NICOLAS A. & JACKSON E. D. (1972): Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpine longeant la Mediterranee: implications geotectoniques. *Bull. Suisse Mineral Petrol*, 53, 385 - 401.
- NICOLAS A., BOUDIER F. & BOULLIER A. M. (1973): Mechanismes of flow in naturally and experimentally deformed peridotites *Amer J. Sci.*, 273, 853 - 876.
- NOIRET, G., MONTIGNY, R. and ALLEGRE, C. J., (1981): Is the Vourinos complex an island arc ophiolite? *Earth plan. Sci. Lect* 56, 375 - 386
- O'BATA, M. (1980): The Ronda peridotite: garnet -, spinel - and plagioclase - ilherzolite facies and the P-T trajectories of an high - temperature mantle intrusion *J. Petrol* 21, 523 - 572
- O'BRIEN, J. P., and RODGERS, K. A., (1973): Xonotlite and rodingite from Wairere, New Zealand *Mineral Mag* 39, 233 - 240
- OKAY, A. I., SIYAKO, M. and BURKAN, K. A., (1991): Geology and tectonic evolution of the Biga peninsula, Northwest Turkey *Bull Tech. Univ. Istanbul*, Vol. 44, pp 191 - 256

- PRAGER, M., (1966): Presentation d' une esquisse geologique des terrairn volcaniques de l' ile de Lesbos. (Grece) (Note Preliminaire). *Ann Geol. Pays Hellen* 16, 512 - 527.
- PRESNALL, D. C., DIXON, J. R., O'DONNELL, T. H. & DIXON, S. A., (1979): Generation of mid-ocean ridge tholeiites *J. Petrol.* 20, 3-25
- PRICKARD H. M. & CANN J. R. (1982): Petrology and mineralogy of dredged gabbros from Gettysburg bank, Eastern Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 46 - 55.
- RICE, J. M., (1977b)· Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. *Contribs. Min. and Petrol.* 59, 237 - 259.
- ROCK, N. M. S. and LEAKE, B. E. (1984)· The international mineralogical association amphibole nomenclature scheme: computerization and its concequenses, *Min/ Mag* , 28, 211 - 227.
- ROEDER, P. L., CAMPBELL, I. H. and JANIESON, H. F., (1979): A re-evaluation of the olivine - spinel geothermometer, *Contribs. Mineral. and petrol* , v. 68, p.325.
- ROBERTSON, A. H. F. & DIXON, G. E., (1984): Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. *Journal of Geol.Society London* sp. publ. 17, 1 - 74
- ROBINSON, P. T., MELSON, W. G., O'HEARN, T. & SCHMINCKE, H-U. (1983): Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus *Geology* 11, 400 - 404
- ROSS, R. V., MERCIER, I. C., AVE-LALLEMAT, H. G., CARTER, N. L., and ZIMMERMAN, J. (1980): The Vourinos ophiolite complex Greece the tectonite suite. *Tectonophysics*, 70, 63 - 83
- SANDERS A. D., TARNEY J., STERN C. R. & DAZIEL J. W. (1979): Geochemistry of Messozoic marginal basin floor igneous rocks from southern chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 90, 237 - 250.
- SARP, H. BERTRAND, J., and McNEAR, E., (1976): Vuagnatite $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$ a new natural calcium aluminium nesosilicate. *Amer. Min.*, 61, 825 - 830
- SASSI, F. P. and SCOLARI, A., (1974)· The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist *Contr. Min. Petrol.* , 45, 143 - 152.
- SCHANDL, E. S., O HANLEY , D. S. and WICKS, F. J. (1989)· Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abiti Greenstone Belt Ontario. *Unpublished. Toronto Ontario*
- SENGOR, A. M., YILMAZ, Y. and SUNGURLU, O. (1984)· Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo - Tethys *Geological Society of London Special Publication*17, 351 - 361.
- SIMANDOV, J., (1989)· Magmatisme basatique, peridotites ophiolitiques et formations associees en Eubee centrale (Greece)· Origine et implications geotectoniques *Ph D Univ Des Geneve*
- SKIPPEN, G. B., (1971)· An experimental model for reaction in siliceous marbles *J. Geol.* 79, 451 - 481
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D. M. and WALL, V. J., (1975)· Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ *Am. J. Sci* 273, 143 - 162

- OKRUSCH M., SEIDEL E., KREUZER H. & HARRE W. (1978): Jurassic ages of metamorphism at the base of the Brezovica peridotite (Yugoslavia) *Earth Planet Sci. Letters*, 39, 291 - 297
- O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D. and POHN, H. A., (1976): Lineaments linear, lineations some standards for old terms *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, pp 1463 - 1469.
- ONORATI, G., POSCOLIERI, M., VENTURA, R., CHIARINI, V. and CRUCILLA, U., (1992): The Digital Elevation Model of Italy for Geomorphology and Structural Geology. *CATENA*, vol. 19, p 147 - 178
- PABST, A., ERD, R. K., GOFF, F., and ROSENHAHN, L., (1977): Vuagnatite from California. *Min. Record*, 8, 497 - 501.
- PAMIC, G. and MAJER, V., (1977): Ultramafic rocks of the Dinaride central zone in Yugoslavia *J. Geol.* 85, 553 - 568
- ΠΑΝΤΑΖΗΣ Θ. (1988): Ανασκόπηση των θεωριών των οφιολίθων στα πλαίσια της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών *Ορυκτός πλούτος*. 54, 21 - 37.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. Ι. (1986): Γεωλογία της Ελλάδος. *Εκδόσεις. Επτάλοφος Αθήνα*. 240 p.
- ΠΑΠΑΣΤΑΜΑΤΑΚΗ Α. & ΛΕΩΝΗΣ Κ., (1982): Γεωχημική έρευνα για τη Γεωθερμιά. - Περιοχή Αιδηψού. Τεύχος ΙΙΙ. Ι.Γ.Μ.Ε.
- PARIKE, J. I., CAMERON, K. L. and BALDWIN, K., (1974): Amphiboles and pyroxenes: Characterization of Other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data (abstracts). Geological Society of America. *Abstracts with Programmes*, 6, 1053 - 1054
- ΠΑΡΧΑΡΙΔΗΣ, Ι., ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ, Α. & ΜΙΓΚΙΡΟΣ, Γ. (1994): Αναγνώριση ρηξιγενών δομών με την επεξεργασία εικόνων LANDSAT TM στην περιοχή Τυρνάβου (Αν. Θασσαλία). 7^ο Συνέδριο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 25 - 27 / 5 / 1994 Θεσσαλονίκη.
- PATRIAT, P., SEGOUFIN, J., SCHLICK, R., GOSLIN, J., AUZENDE, J.M., BEUZARD, P., BONIN, J. and OLIVET, J.L., (1982): Les mouvements relatifs de l' Inde, de l' Afrique et des l' Eurasie *Bull. Soc. geol. France*, XXIV: 363 - 373.
- PEARCE, J. A., LIPARD, S. J. & ROBERTS, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: KOKEIAAR, B. P. and HOWELLS, M. F. (eds): Marginal basin geology, *Geol. Soc. Lon., Sp. publ.*, 14, 77-93.
- ΠΗ-PIPER, (1978): Τα καινοζωικά ηφαιστειακά πετρώματα της Ν. Λέσβου *Διατριβή επί Υψηγεία* Πανεπ Πατρών p 380
- PE-PIPER, G., (1988): Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada *Am Miner*, 73, 993 - 1006.
- PHILIPSON, A., (1910): Reisen und Forschungen in Westl. Kleinasien Petern, *Mitt. Erg. Haft.* No 167.
- POGNANTE U., LOMBARDO B. & VENTURELLI G. (1982): Petrology and geochemistry of Fe - Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites. *Bull. Suisse Mineral Petrogr* 62, 457 - 472
- POGNANTE U., ROSLI U. & TOSCANI L. (1985) Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (western Alps) *Lithos* 18, 201 - 214.

- SMITH, A. G., (1977): Othris, Pindos and Vourinos ophiolites and the Pelagonian zone. VI. *Coll. Geol. Aegean region, Athens*, 1369 - 1374.
- SMITH, A. G. & WOODCOCK, N. H., (1976): Emplacement model for some "Tethyan" ophiolites. *Geology*, 4, 653 - 656
- SMITH, A. G. and SPREY, J. G. (1984): A half-ridge transform model for the Hellenic - Dinaric ophiolites In: DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (eds) *The Geological evolutions of the Eastern Mediterranean* Geological Society London, Special Publication, 17, 629 - 644.
- SPRAY I. G. & RODDICK I. (1980): Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of some Hellenic subophiolite metamorphic rocks. *Contrib Mineral. Petrol.* 72, 43 - 55.
- STEINMANN, G. (1927): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen *Congres Geol Internat. XIV Sess Madrid 1926*. 637 - 677.
- STERN, C. and ELTHON, D., (1979): Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites. They implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55, 179 - 213.
- STRECKEISEN A. (1976): Classification of the common igneous rocks by their chemical composition. A provisional attempt. *N. Jb. Min. Mh. H.* 1, 1-15.
- SUESS, E., (1909): *Das Antlitz der Erde*. (Bd 31) Tempsky, Vien Freytag Leipzig
- THUIZAT R., WHITECHURCH H., MONTIGNY R. & JUTEAU T. (1981): K-Ar dating of some infraophiolitic metamorphic soles from the eastern Mediterranean new evidence for oceanic thrusting before obduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 302 - 310
- TRACY, R. J., ROBINSON, P. and THOMPSON, A. B., (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperatures and pressures of metamorphism, central Massachusetts, *Amer. Min.*, 61, 762 - 775.
- TROMMSDORFF V. & EVANS B. W., (1969): *Schweiz Mineral Petrog. Mitt.* 49, 325 - 332.
- TRUMPY, R. (1960): Palaeotectonic evolution of the central and western Alps *Bull. geol. Soc. Am.* 71, 843 - 908.
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β., (1992): Οι οφιόλιθοι της νήσου Σαμοθράκης Διδακτ. Διατρ. Πανεπιστήμιο Πατρών. 1 - 428
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. ΜΠΕΛΤΑΣ, Π. & ΧΑΤΖΗΠΑΝΑΓΙΩΤΟΥ, Κ., (In press): Πετρογραφία και Γεωχημεία βασαλτικών πετρωμάτων από την οφιολιθική 'melanges' των Βατερών (Ν Λεσβος, Β. Αιγαίο). *Συνέδριο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 1994*
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. ΤΡΑΚΗ, Κ. ΚΑΤΣΑΝΤΟΥΡΗ, Ο. & Χ"ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΥ, Κ., (1989): Συμβολή στη γεωλογική δομή και πετρογραφία της melanges και του υπολειματικού οφιολιθικού καλύμματος της Β Αργολίδος. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας* 23/1, 347 - 362 *πρ 4ου Συνεδρ*
- UPADHYAY H. D. & NEALEE R. W., (1979) On the tectonic regimes of ophiolite genesis. *Earth Plannet Sci Letters* 43, 93 - 102
- VERGELY, P., (1977): Ophiolites et phases tectoniques superposees dans les Hellenides. VI. *Coll. Geol. Aegean region, Athens*, 1293 - 1301
- VERGELY, P., (1984): Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes Consequences sur l' evolution des regions Tethysiennes Occidentales These Doct. d' Eat Paris - sud 650 p

- VUAGNAT, M., (1967): Quelques reflexions sur les ophispherites et les rodingites. *Soc. Italiana Min. Pet Rendus v 23, p. 471 - 482.*
- WEAVER, C. E. and BROEKSTRA, B. R., (1984): Illite - mica In: Weaver, C. E. and Associates, Shale Slate Metamorphism in Southern Appalachians. *Elsevier, Amsterdam, 67 - 199*
- WELLS, P. R. A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contribs. Mineral. and Petrol, 62, 129 - 130*
- WICKS, F. J. & WHITTAKER, W. E., (1977): Serpentine Textures and Serpentinization. *Canadian Mineralogist Vol 15, p p 459 - 488*
- WICKS, F. J. & PLANT A. G., (1979): Electron microprobe and X-Ray-Microbeam studies of serpentine textures *Canadian Mineralogist. Vol 17, pp 785 - 830.*
- WINKLER, H. G. F., (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Springer Verlag Fifth Edition, p. 168 -184*
- WOLERY, T. J. and SLEEP, N. H., (1976): Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid - ocean ridges *J. Geol, 84, 249 - 275.*
- WOOD, B. and BANNO, S. (1973): Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex 01.systems. *Contribs. Mineral. and Petrol., 42, 109 - 124.*
- YODER, H. S., (1950): Stability relations of grossularite. *J. Geol., 58, 221 - 253.*
- YODER, H. S., (1966): Spilites and Serpentinites. *Carnegie Instn Year Book 65, 269 - 283.*
- ZIMMERMAN, JR. J. & ROSS, J. V. (1976): Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece *Geol. Soc. Am Bull. 87. 1547 - 1550.*

VII. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ (Υλικά και Μέθοδοι)

Για τη μελέτη των οφιολιθικών σχηματισμών της Λέσβου από τεκτονική, πετρολογική, κοιτασματογενετική άποψη, επίσης για τη διαδικασία σερπεντινίωσης καθώς και τις εξαλλοιωτικές δραστηριότητες ακολουθήσαμε τις εξής μεθόδους και χρησιμοποιήσαμε τα εξής υλικά και όργανα .

Αρχικά χαρτογραφήσαμε το χώρο που καλυπτόταν από τους σχηματισμούς αυτούς. Η χαρτογράφηση έγινε σε τοπογραφικούς χάρτες της Γ.Υ.Σ. και σε κλίμακες από 1:20000 έως 1:50.000 ανάλογα με το βαθμό ακρίβειας που απαιτούσε η κάθε περίπτωση. Οι χαρτογραφήσεις από τον Hecht για λογαριασμό του ΙΓΜΕ και από την ομάδα Κατσικάτσου για λογαριασμό της ΔΕΗ ήταν η βάση στην οποία στηρίχθηκε η δική μας εργασία.

Μελετήσαμε με προσοχή τα όρια με τους γειτονικούς σχηματισμούς προκειμένου να βγάλουμε συμπεράσματα για την ιζηματολογική ή τεκτονική σχέση που έχουν οι οφιολιθικοί σχηματισμοί με τα υποκείμενα ή υπερκείμενα πετρώματα. Ο πλέον εκτεταμένος οφιολιθικός σχηματισμός ήταν τα υπερβασικά πετρώματα και σε αυτόν αφιερώσαμε το μεγαλύτερο μέρος του χρόνου στο στάδιο της λιθολογικής χαρτογράφησης. Ιδιαίτερη προσοχή δώσαμε στην παρουσία ορισμένων φλεβών και διεισδύσεων που βρέθηκαν σε μερικά τμήματα της υπερβασικής μάζας. Το μέγεθος, η πετρογραφία, η σχετική θέση τους, οι ορυκτολογικές φάσεις είναι στοιχεία απαραίτητα για να εξάγουμε συμπεράσματα σχετικά με τον τρόπο γένεσης και τοποθέτησης των σχηματισμών αυτών.

Ακολούθησε δειγματοληψία για να μελετηθούν διεξοδικά στο εργαστήριο όλα τα υπερβασικά καθώς και τα φλεβικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα που εμπλέκονται με αυτά.

Οι εργασίες δειγματοληψίας, χαρτογράφησης και τεκτονικής μελέτης υπαίθρου επανελήφθησαν αρκετές φορές προκειμένου να επιλυθούν απορίες που δημιουργούντο από τα αποτελέσματα των εργαστηριακών δοκιμών.

Τα δείγματα που μεταφέραμε στο εργαστήριο μας υποβλήθηκαν σε κατεργασία και ατασκευασθκαν περίπου 350 (προσανατολισμένες ή όχι) λεπτές τομές. Οι λεπτές τομές μελετήθηκαν διεξοδικά και σε διάφορα στάδια της εργασίας μας κάτω από το πολωτικό μικροσκόπιο μας τύπου LEITZ.

Παρατηρήθηκαν στοιχεία από τη δομή, υφή, ορυκτολογική σύσταση και ποσοστιαία αναλογία κάθε κατηγορίας ορυκτών και έτσι δώσαμε μια πρώτη εκτίμηση των πετρωμάτων που παρατηρήσαμε στην ύπαιθρο

Ορισμένες από τις τομές φωτογράφησαμε με το σύστημα μικροσκοπίου και φωτογραφικής μηχανής Leitz-Orthoplan

Στους πλέον αντιπροσωπευτικούς τύπους των πετρωμάτων απομονώσαμε τα πιό υγιή τμήματά τους τα κονιοποιούσαμε με σφαιρόμυλο κονιοποιητή με σφαίρες καρβιδίων τύπου FRITZ σε μέγεθος κόκκων της τάξεως 200 mesh περίπου. Τα προετοιμάζαμε για να υποβληθούν σε ολική χημική ανάλυση οξειδίων των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων τους με τη μέθοδο φθορισμού δια των ακτίνων Χ (XRF) Ορισμένες από αυτές τις αναλύσεις έγιναν στο πανεπιστήμιο του Αμβούργου ενώ άλλες στο ομοσπονδιακό πολυτεχνείο της Ζυρίχης ΕΤΗ

Η αρχή λειτουργίας της φθοριομετρίας βασίζεται στο ότι αν μία δέσμη ακτίνων Χ πέσει σε κάποιο άτομο διεγείρει την εσωτερική στοιβάδα των ηλεκτρονίων τα οποία κατόπιν αποδιεγειρόμενα δημιουργούν συνθήκες φθορισμού

Η συχνότητα που παράγει μια στιβάδα (κ) μεγαλώνει με ανάλογο τρόπο με τον ατομικό αριθμό Z Αυτό εξηγείται από την εξίσωση του Moseley

$$c/\lambda = \nu = a(z-\sigma)^2 \quad \text{όπου } a \text{ και } \sigma \text{ σταθερές.}$$

Για τα γραμμικά φάσματα το $\sigma = 1$ και το $a = 2.48 \times 10^{15}$

Τα γραμμικά φάσματα των ακτίνων X συσχετίζονται με τις ενεργειακές σταθερές των εσωτερικών ατομικών τροχιακών και είναι ανεξάρτητα από την φυσική κατάσταση και τους χημικούς συνδυασμούς που βρίσκονται τα άτομα.

Μια προσιπτούσα δέσμη ακτίνων X υψηλής ενέργειας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να διεγείρει αρκετά τα άτομα του στόχου ώστε να απομακρυνθούν τα (κ) ηλεκτρόνια. Σε λίγο χρόνο το ιόν επανέρχεται στη θεμελιώδη κατάσταση παράγοντας φάσμα φθορισμού.

Στα περισσότερα δείγματα που αναλύθηκαν στο πολυτεχνείο της Ζυρίχης (ETH) με φασματόμετρο τύπου PHILIPS (PW1450) ακολουθήσαμε την κατωτέρω μέθοδο

Τα κύρια στοιχεία (major elements) αναλύθηκαν σε παρασκεύασμα μορφής γυαλιού το οποίο κατασκευάστηκε ως εξής.

Η κοινωπιημένη ποσότητα του πετρώματος ανακατεύθηκε σε αναλογία 1/5 με $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ και αφού θερμάνθηκε επί 1/2 της ώρας σε 1150°C σε δοχείο από Pt ανακινήθηκε για ομογενοποίηση και αφέθηκε να κρυώσει. (DIETRICH et al. 1976). Το υαλώδες παρασκεύασμα τοποθετήθηκε στη συσκευή για να βομβαρδισθεί με ακτίνες X. Μετά λίγα λεπτά λαμβάνεται η εκατοστιαία αναλογία του δείγματος σε κύρια στοιχεία.

Τα δεδομένα υποβλήθηκαν σε αυτόματη διόρθωση και βαθμονόμηση με 12 σταθερά παρασκευάσματα ελεγμένα σύμφωνα με διάφορα συνθετικά διεθνή πρότυπα (U.S.G.S). Το FeO προσδιορίστηκε χρωματομετρικά Το CO_2 προσδιορίστηκε με το Coulomat CS 701 (η αρχή λειτουργίας βασίζεται στην κουλομετρική 'Coulometric' αλκαλική τιτλοδότηση) (SIXTA, 1977). Τέλος το ποσοστό του νερού υπολογίστηκε με απώλεια πυρώσεως και συνεκτίμηση οξειδωσης Fe και από το προϋπολογισμένο CO_2

Τα ιχνοστοιχεία προσδιορίστηκαν από ταμπλέτα πεπιεσμένης σκόνης του πετρώματος βάρους 10 gr. Ένα πρόγραμμα υπολογιστή χρησιμοποιήθηκε για προσδιορισμό του (Background) λαμβάνοντας υπόψη την αλληλεπίδραση του φθορισμού των διάφορων στοιχείων καθώς και τον παράγοντα απορρόφησης τον οποίο εκτιμά σαν σταθερή απόκλιση (NISBET et al 1979) Για βαθμονόμηση και διορθώσεις χρησιμοποιήθηκαν συνθετικά πρότυπα δειγμάτων αναφοράς σύμφωνα με (U.S.G.S). Αποτέλεσμα αυτών ήταν να παρουσιάζεται για στοιχεία με κατηγορία συμμετοχής στο δείγμα 1000ppm απόκλιση 2 - 3%, για τα 100ppm 5 - 10% και για τα 10ppm περίπου 10 - 20%

Μετά από αυτές τις δοκιμές ορισμένα από τα δείγματα υποβάλονταν επί πλέον και σε κρυσταλλογραφικές αναλύσεις προσδιορισμού ορισμένων ορυκτών με τη μέθοδο περίθλασης ακτίνων X (XRD)

Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο ορυκτολογίας και πετρογραφίας του Πανεπιστήμιο του Αμβούργου

Το όργανο με το οποίο έγιναν οι εργασίες αυτές είναι το κλασσικό περιθλασίμετρο τύπου PHILIPS στο οποίο χρησιμοποιήθηκαν λυχνίες Cu με χαρακτηριστικά μεγέθη $K_\alpha = 1.542$ και $K_\beta = 1.392$ Επίσης χρησιμοποιήθηκε φίλτρο Ni για απομάκρυνση της K_β καθώς και σύστημα σχισμών 1° απόκλισης και διασποράς και 1mm λήψης

Ο προσδιορισμός και η κατάταξη αρκετών πετρωμάτων έγινε με ακόμη μεγαλύτερη ακρίβεια όταν εκτός από την απλή αναγνώριση των ορυκτών και τον τρόπο και το ποσοστό που συμμετέχουν γνωρίζουμε και την ακριβή χημική σύσταση αυτών των ορυκτών. Αυτό το γεγονός πριν από τρεις δεκαετίες ήταν ιδιαίτερα δύσκολο να επιτευχθεί διότι ο κλασικός τρόπος ανάλυσης των ορυκτών απαιτούσε πολύ χρόνο και η ακρίβεια του ήταν πολύ περιορισμένη, και η πετρογραφική αναγνώριση σταματούσε σε αυτό το επίπεδο. Σήμερα ένα όργανο υψηλής ακρίβειας και πολύ μεγάλης παραγωγικής ικανότητας δίδει τη δυνατότητα να κάνουμε χημική ανάλυση σε κρυστάλλους με μέγεθος μερικές δεκάδες μικρά ή και στο ίδιο κρύσταλλο στο κέντρο και στην περιφέρειά του. Το όργανο αυτό είναι ο φασματομετρικός μικροαναλυτής EDS. Έχει υψηλό κόστος αγοράς συντήρησης και λειτουργίας και απαιτεί απόλυτα ειδικευμένο προσωπικό. Έτσι η απόκτησή του γίνεται προνόμιο των μεγάλων ερευνητικών ιδρυμάτων.

Με το όργανο αυτό μελετήσαμε την κρυσταλλοχημεία και βγάλαμε συμπεράσματα για τις χημικές συνθήκες σχηματισμού των υπό μελέτη ορυκτών.

Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών με τη μέθοδο αυτή έγιναν σε επανθρακωμένες λεπτές στιλπνές τομές σε μικροαναλυτή τύπου CAMECA με σύστημα ανάλυσης κατανομής της ενέργειας. Οι αναλύσεις έγιναν με βομβαρδισμό δέσμης ηλεκτρονίων στον κρύσταλλο με δυναμικό επιτάχυνσης των ηλεκτρονίων 15kV και έντασης της τάξεως των 20 nA. Το μέγεθος της ελάχιστης ηλεκτρονικής αυτής δέσμης ήταν της τάξης του 0.2μm. Ο χρόνος βομβαρδισμού χρησιμοποιείται σαν στατιστικό μέγεθος στην αυτόματη διόρθωση των αποτελεσμάτων.

Ο μικροαναλυτής ανήκει στο πανεπιστήμιο του Αμβούργου.

Τα αποτελέσματα των μικροαναλύσεων επεξεργαστήκαμε με πρόγραμμα σε γλώσσα BASIC (PERDIKATSI, 1986) για τον στοιχειομετρικό προσδιορισμό των ορυκτών. Μετά από υπολογισμούς και μελέτη παραγενέσεων μας έδωσαν πληροφορίες για τις θερμοβαρομετρικές συνθήκες σχηματισμού των ορυκτών και των πετρωμάτων γενικότερα.

Για τον προσδιορισμό συνθηκών γένεσης κοιτασμάτων του μαγνησίτη έγιναν μετρήσεις σε ισότοπα οξυγόνου και άνθρακα με τη μέθοδο της φασματομετρίας μάζας.

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε είναι ένας ειδικός Φασματογράφος μάζας του Πολυτεχνείου της Ζυρίχης Ε.Τ.Η. τύπου 'VG micromass 903 triple collector'.

Η μελέτη των τεκτονικών στοιχείων είναι εργασία συλλογής, επεξεργασίας και αξιολόγησης που μετά από σειρά προσεγγίσεων απλοποιούν την εικόνα των δυναμικών φαινομένων που συνέβησαν στην περιοχή.

Τα στοιχεία που επεξεργαστήκαμε στις γεωλογικές - τεκτονικές μελέτες ήταν τα εξής

- α) γραμμικά στοιχεία με ή χωρίς προσανατολισμένη φορά
- β) επίπεδα στοιχεία φυσικά στο χώρο.

Τα γραμμικά στοιχεία με φορά τα επεξεργαζόμαστε στατιστικά για την επιλογή της κύριας συνιστώσας της διεύθυνσεως. Προβάλονται μετά στατιστική επεξεργασία σε επίπεδο ισόγραμμα που δείχνει τις συχνότητες σε σχέση με την διεύθυνση MARSAL, (1989). Επειδή όμως αυτά έχουν φορά προσανατολισμού η διεύθυνση της επικρατούσας τάσης παίρνει τιμές σε όλο τον αζιμουθιακό κύκλο (360°). Αντίθετα εάν έχουμε γραμμικά στοιχεία χωρίς φορά τότε η διεύθυνση

επικρατούσας τάσης παίρνει τιμές στο αζιμουθιακό ημικύκλιο διότι η κάθε τάση εκφράζεται σε αντιστοιχίες ακτίνες στο στατιστικό κύκλο. Τα γραμμικά στοιχεία επίσης μπορεί να βρίσκονται στο επίπεδο ή στο χώρο. Όπως είναι αντιληπτό στην περίπτωση που βρίσκονται στο επίπεδο η στατιστικώς επικρατούσα τάση εκφράζεται γραμμικά. Στην περίπτωση που τα στοιχεία μας βρίσκονται στο χώρο η τάση εκφράζεται σαν επιφάνεια κάποιου ελλειψοειδούς ο μεγάλος άξονας του οποίου μας δίνει την επικρατούσα τάση.

Για να επεξεργασθούμε τα επίπεδα στοιχεία που φυσικά θα βρίσκονται στο χώρο χρησιμοποιούμε συνήθως τα δίκτυα των Wulff ή Smith. Το δίκτυο Smith είναι αυτό που χρησιμοποιούμε στις στερογραφικές προβολές. Τα επίπεδα προβάλλονται είτε σαν ημικυκλικές επιφάνειες από τις οποίες προκύπτει η επικρατούσα, είτε προβάλλονται οι πόλοι των επιπέδων.

Η πιο ακριβής και αυτή που εμείς ακολουθήσαμε στατιστική επεξεργασία είναι η διά προβολής των πόλων των επιφανειών (DAVIS, 1986).

Για τη στατιστική επεξεργασία των πόλων των επιπέδων που αντιστοιχούν στα διάφορα επίπεδα στοιχεία (φλέβες, τεκτονικά επίπεδα, σχιστότητα) έγινε χρήση του στατιστικού προγράμματος STEREO έκδοσης 1993 της ROCKWARE Inc..

Τα επίπεδα στοιχεία καθορίστηκαν βάσει της διεύθυνσής τους και της τιμής μεγίστης κλίσεώς τους. Το πρόγραμμα αυτόματα δίνει στη βάση των δεδομένων τη σημειοκή απεικόνιση των πόλων των επιπέδων και κατόπιν κάνει στατιστική επεξεργασία της πυκνότητας τους σε δίκτυο ίσων εμβαδών (SMITH)..

Η μέγιστη πυκνότητα και η διαβάθμιση των μικρότερων πυκνοτήτων απεικονίστηκε με "ράστερ" διαφορετικών συμβόλων ή με ισοπληθείς καμπύλες που οριοθετούν τους χώρους των συμβόλων αυτών.

Η μέθοδος επεξεργασίας της πυκνότητας των πόλων στο δίκτυο στηρίζεται στο πλήθος των πόλων που πέφτουν στην επιφάνεια μιας στοιχειώδους κυψελίδας η οποία μετακινείται σε βήματα ίσων αποστάσεων μέσα στο χώρο του ημισφαιρίου του Smith. Περικλύει έτσι κάθε φορά έναν αριθμό πόλων ο οποίος σημειώνεται στο κέντρο της.

Το ζητούμενο στην προκειμένη περίπτωση είναι να προσδιορισθεί το μέγεθος της κυψελίδας και είναι καθοριστικό για την απόρριψη ωρισμένων μη σημαντικών σημείων.

Με βάση τα στοιχεία αυτά θα χαραχθούν οι ισοπληθείς καμπύλες.

Βασικό λοιπόν στοιχείο της στατιστικής επεξεργασίας των πόλων στο χώρο είναι η επιλογή του μεγέθους των στοιχειωδών κυψελίδων. Αυτό μπορεί να σχετίζεται με τον αριθμό των πόλων που πέφτουν μέσα σε αυτές.

Το μέγεθός της επιφάνειας της κυψελίδας προκύπτει είτε σαν ποσοστό της όλης επιφάνειας είτε σαν επιφανειακό μέγεθος που αντιπροσωπεύει την τοπική απόκλιση, πολλαπλάσιο ή υποπολλαπλάσιο αυτής (1/2S, S, 2S, 3S) και η οποία υπολογίζεται με βάση το πλήθος των τιμών που επεξεργαζόμαστε.

Ο υπολογισμός του μεγέθους της τυπικής απόκλισης (S) γίνεται με τη μέθοδο KAMB, (1959) υπολογίζεται δε αυτόματα με υπορουτίνα που υπάρχει στο πρόγραμμα.

$$\text{Η τυπική απόκλιση είναι } S = [(N \cdot \text{Search area}) \cdot (1 - \text{Search area})]^{1/2}$$

Search area = κλάσμα της επιφάνειας έρευνας του δικτύου και προσδιορίζεται ως εξής: $\text{Search area} = 9 / (N + 9)$ N = αριθμός δειγμάτων

Η τεκτονική ανάλυση των σχηματισμών έγινε αρχικά με πλήθος μετρήσεων υπαίθρου προσδιορίζοντας τα επίπεδα τεκτονικών κινήσεων και τη φορά τεμαχών του υπερβασικού, των σχηματισμών του αμφιβολιτικού πέλματος των ξενολίθων και φλεβών καθώς και του υποβάθρου όλων των παραπάνω σχηματισμών

Όλα τα στοιχεία υποβλήθηκαν σε στατιστική επεξεργασία με το πρόγραμμα ROCKWARE και κειμήσαμε τις περιοχές μεγίστης πυκνότητας των πόλων των επιπέδων. Προσδιορίσαμε έτσι σε στερεογραφήματα ίσων εμβαδών (Smith) τις περιοχές όπου ο προσανατολισμός είναι στατιστικά σημαντικός.

Εκτός από την ανάλυση με στοιχεία υπαίθρου κάναμε και τεκτονική ανάλυση με στοιχεία από χρήση δορυφορικής εικόνας. Η δορυφορική εικόνα ήταν μια επιλεγμένη πολυφασματική εικόνα με φάσματα από τα κανάλια 7,5,4 του δορυφόρου LANDSAT, η οποία αγοράσθηκε για το σκοπό αυτό. Η επιλογή των καναλιών αυτών έγινε για να αναδειχθούν τα τεκτονικά στοιχεία.

Έγινε επεξεργασία της εικόνας με το πρόγραμμα ILWIS της εταιρίας ITC και στατιστική μελέτη των γραμμώσεων με το στατιστικό πρόγραμμα (ΠΑΝΟΥ, ΠΑΡΧΑΡΙΔΗ, 1992) και προσδιορίσθηκαν γραμμώσεις καθώς και σμήνη γραμμώσεων των οποίων η επικρατούσα διεύθυνση έδιδε σημαντικά στοιχεία για την ερμηνεία των τεκτονικών συνθηκών που έδρασαν στο χώρο.

Οι εξαλλοιωτικές συνθήκες που επικράτησαν στην περιοχή εξετάσθηκαν με μελέτη των σερπεντινωμένων φάσεων των υπερβασικών σχηματισμών με τη βοήθεια του πολωτικού μικροσκοπίου και του περιθλασιγράφου XRD.

Έγινε μελέτη των ορυκτών συγκεντρώσεων και με σύγκριση με πειραματικές θερμοδυναμικές ισορροπίες προσδιορίσθηκαν οι σχετικές συνθήκες κάτω από τις οποίες πραγματοποιήθηκαν οι διεργασίες αυτές. Στις προσπάθειες αυτές σημαντικό όργανο ήταν το περιθλασίμετρο με το οποίο ανιχνεύθηκαν και σπάνια ορυκτά που για πρώτη φορά προσδιορίζονται στον Ελλαδικό χώρο. Παράδειγμα ο *Vuagnatit* προϊόν εξαλλοίωσης των ροδιγκιτιωμένων γαββρικών φλεβών που στα Ελληνικά τον αποδώσαμε σαν Βουαγνατίτης