



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

ΤΣΟΛΑΚΗ Β. ΣΩΤΗΡΙΑ

**ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΣΥΝΘΗΚΕΣ – ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ-
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ- ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2020







ΤΣΟΛΑΚΗ Β. ΣΩΤΗΡΙΑ

Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας

**ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΣΥΝΘΗΚΕΣ – ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ-
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ- ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια

Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια



© Τσολάκη Β. Σωτηρία, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2020

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΣΥΝΘΗΚΕΣ – ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ- ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ

ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ- ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ – *Διπλωματική εργασία*

©Tsolaki B. Sotiria. School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2020

All rights reserved.

ECLOGITES: CONDITIONS-MINERAL ASSEMBLAGES-GEOTECTONIC

SETTING-OCCURENCES IN GREECE-*Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ' ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	2
2 ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ: ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	4
2.1 ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	4
2.1.1 Κατώτερο όριο θερμοκρασίας μεταμόρφωσης.....	4
2.1.2 Ανώτερο όριο της θερμοκρασίας μεταμόρφωσης.....	5
2.1.3 Κατώτερο όριο της πίεσης μεταμόρφωσης.....	7
2.1.4 Ανώτερο όριο της πίεσης μεταμόρφωσης.....	7
2.2 ΤΥΠΟΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	8
2.2.1 Ορογενετική μεταμόρφωση.....	9
2.2.1 Ωκεάνια μεταμόρφωση.....	9
2.2.3 Θαπτική μεταμόρφωση.....	10
2.2.4 Μεταμόρφωση επαφής.....	10
2.2.5 Κατακλαστική μεταμόρφωση.....	11
2.2.6 Μεταμόρφωση πρόσκρουσης.....	11
2.2.7 Υδροθερμική μεταμόρφωση.....	11
3 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΤΥΠΟΙ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ.....	13
3.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	13
3.2 ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ-ΣΥΣΤΑΣΗ.....	13
3.3 ΤΥΠΟΙ ΕΚΛΟΓΙΤΩΝ.....	14
3.4 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΧΑΜΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ – ΥΨΗΛΗΣ ΠΙΕΣΗΣ...	16
3.5 ΛΤ/ΗΡ ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΒΑΣΙΚΕΣ ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ.....	17
3.6 ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΜΦΙΒΟΛΙΤΙΚΗ ΚΑΙ ΓΡΑΝΟΥΛΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ.....	18
4 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΑΝΤΙΔΡΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ.....	20
4.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	20
4.2 ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	20
4.3 ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΕ ΓΑΒΒΡΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.....	24
4.4 ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΤΟΥ ΟΛΙΒΙΝΙΚΟΥ ΓΑΒΒΡΟΥ.....	25
4.5 ΓΡΑΝΙΤΟΕΙΔΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗΣ ΦΑΣΗΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ.....	30
5 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ.....	32
5.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	32
5.2 ΣΥΡΟΣ.....	34
5.2.1 Βόρεια Σύρος.....	37
5.3 ΖΩΝΗ ΡΟΔΟΠΗΣ.....	38
5.4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΔΥΣΩΡΟ (ΚΡΟΥΣΙΑ).....	41
6 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΜΑΝΤΙΑ.....	44
6.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	44
6.2 ΔΙΑΜΑΝΤΙΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ.....	44
7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	45
8 ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	46
9 ABSTRACT.....	46
10 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	47
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	54





ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Α. Στο Ελληνικό ορογενές, όπως αυτό έχει διαμορφωθεί μέχρι σήμερα, παρατηρούνται θέσεις όπου εμφανίζονται ποικίλα πετρώματα, μεταξύ των οποίων και εκλογίτες. Η παρούσα εργασία εκπονείται στα πλαίσια του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του τμήματος γεωλογίας Α.Π.Θ. και στόχος αυτής αποτελεί η πετρογενετική μελέτη των εκλογιτών και η θέση αυτών στον ελλαδικό χώρο.

Στο πρώτο μέρος της εργασίας γίνεται μια σύντομη περιγραφή των συνθηκών μεταμόρφωσης και των τύπων μεταμόρφωσης. Στο δεύτερο μέρος περιγράφονται οι τύποι των εκλογιτών και η συμπεριφορά αυτών, στις διάφορες φάσεις μεταμόρφωσης. Τέλος, γίνεται μια σύντομη αναφορά στους εκλογίτες στις διάφορες περιοχές της Ελλάδας καθώς, και η σχέση των εκλογιτών με τα διαμάντια.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την αναπληρώτρια καθηγήτρια του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας κα. Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την βοήθεια και την καθοδήγηση που μου παρείχε καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης αυτής της εργασίας καθώς και για την ανάθεση αυτού του θέματος.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μεταμόρφωση είναι μια γεωλογική διαδικασία που αλλάζει την ορυκτολογική παραγένεση και τη χημική σύσταση, καθώς και τη δομή των πετρωμάτων. Η μεταμόρφωση σχετίζεται τυπικά με αυξημένη θερμοκρασία και πίεση, επηρεάζοντας με αυτό τον τρόπο τα πετρώματα, που βρίσκονται στο εσωτερικό του φλοιού της γης και στον μανδύα. Συνεπώς, ο όρος “μεταμόρφωση” συνδέεται με μια πρόδρομη κατάσταση, όπου τα πετρώματα είχαν διαφορετικά ορυκτολογικά και δομικά χαρακτηριστικά. Συνδέεται με μεταμορφικές διεργασίες και μετασχηματισμούς ορυκτών σε πετρώματα σε υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις με αλλαγή της χημικής σύστασης των πετρωμάτων.

Η μεταμόρφωση δεν περιλαμβάνει, εξ ορισμού, διαδικασίες που συμβαίνουν κοντά στην επιφάνεια της γης, όπως είναι οι καιρικές συνθήκες, η συγκόλληση και η διαγένεση. Από τη μεταμόρφωση, με την διαδικασία μερικής τήξης, μπορεί να γίνει μετάβαση σταδιακά σε διεργασίες που αφορούν τη γένεση πυριγενών πετρωμάτων. Ο όρος “μετασώματωση” χρησιμοποιείται εάν η τροποποίηση της ολικής χημικής σύστασης των πετρωμάτων είναι η κύρια μεταμορφωτική διαδικασία. Μεταμορφωμένα πετρώματα θεωρούνται αυτά που τα ορυκτολογικά και δομικά χαρακτηριστικά τους έχουν αναπτυχθεί με μεταμορφικές διαδικασίες.

Μια χαρακτηριστική περίπτωση μεταμόρφωσης είναι η μετατροπή ιζηματογενών πετρωμάτων σε μεταμορφωμένα, με την προσθήκη θερμότητας, κατά τη διάρκεια δημιουργίας οροσειρών ή κατά τη διείδυση μεγάλου όγκου μάγματος στο φλοιό. Παράδειγμα αποτελούν οι πηλόλιθοι του Άνω Ορδοβίσιου και οι κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι ηλικίας Περμίου που εμφανίζονται στο σύστημα διάρρηξης του Όσλο (Σχ.1.1) οι οποίοι θερμάνθηκαν σε περίπου 420 °C από συνηθιστικούς γρανίτες. Οι γκρίζοι σχιστοποιημένοι πηλόλιθοι αποτελούμενοι κυρίως από διαγενετικά αργιλικά ορυκτά και χαλαζία, μετασχηματίστηκαν σε σκουρόχρωμα σκληρά πετρώματα, που ονομάζονται «κερατίτες». Οι κερατίτες περιέχουν μεταμορφικά ορυκτά όπως κορδιερίτη, σιλλιμανίτη, καθώς και βιοτίτη και Κ-άστριο. Οι κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι αποτελούνται από καθαρό CaCO_3 (Σχ.1.1) στο αμεταμόρφωτο ιζηματογενές πέτρωμα.

Στη θερμοκρασία μεταμόρφωσης ο ασβεστίτης αντέδρασε με τα ορυκτά του πηλόλιθου. Η αντίδραση έδωσε κονδύλους με συγκεντρική ζώνωση που

αποτελούνται από τα ασβεστοπυριτικά ορυκτά ανορθίτη, βολλαστονίτη και διοψίδιο, τα λεγόμενα ασβεστοπυριτικά ορυκτά (Σχ.1.1).

Όλος ο ασβεστίτης καταναλώθηκε από την αντίδραση και όλο το CO_2 που υπήρχε στο αρχικό πέτρωμα διέφυγε μαζί με το H_2O που προέκυψε από την αφυδάτωση των αργιλικών ορυκτών. Το παραπάνω παράδειγμα παρουσιάζει όλα τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα της μεταμόρφωσης. Οι κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι και οι πηλόλιθοι αποτελούν τα αρχικά πετρώματα (πρωτόλιθοι) των νεοσχηματισθέντων κερατιτών. Ένα σύνολο νέων ορυκτών σχηματίστηκε σε βάρος των αρχικών ορυκτών από χημικές αντιδράσεις που έλαβαν χώρα μέσα στα πετρώματα. Οι αντιδράσεις αυτές ξεκίνησαν από τη θερμότητα που προστέθηκε στο πέτρωμα.

Η δομή του αρχικού πετρώματος τροποποιήθηκε και αντικαταστάθηκε από τους εξαιρετικά λεπτούς κόκκους του κερατίτη και από την ομόκεντρη διάταξη των χημικά διακριτών ζωνών αντίδρασης στους ασβεστοπυριτικούς κονδύλους ως αποτέλεσμα της μικρής κλίμακας ανακατανομής των χημικών συστατικών στο πέτρωμα. Προφανώς και η χημική σύσταση των πετρωμάτων άλλαξε σε τοπική κλίμακα επειδή ο όγκος που καταλαμβάνονταν από ανθρακικά ορυκτά στους αρχικούς κονδυλώδεις ασβεστόλιθους αντικαταστάθηκε από πυριτικά, κατά τη μεταμορφική διεργασία, ενώ από το πέτρωμα διέφυγε και CO_2 και H_2O (Bucher and Frey 2002).



Σχήμα 1.1 Παράδειγμα μεταμόρφωσης ιζηματογενών πετρωμάτων στη ζώνη επαφής πλουτωνιτών ηλικίας Περμίου στη ζώνη διάρρηξης του Όσλο, Νορβηγία: Στην αριστερή εικόνα είναι ο πηλόλιθος Αν. Ορδοβίσιου με απολιθωματοφόρους ασβεστολιθικούς κονδύλους, στην δεξιά εικόνα βλέπουμε το ίδιο πέτρωμα το οποίο έχει θερμανθεί στους 420°C από ένα γειτονικό πλουτωνίτη (Bucher and Frey 2002).

2 ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ: ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

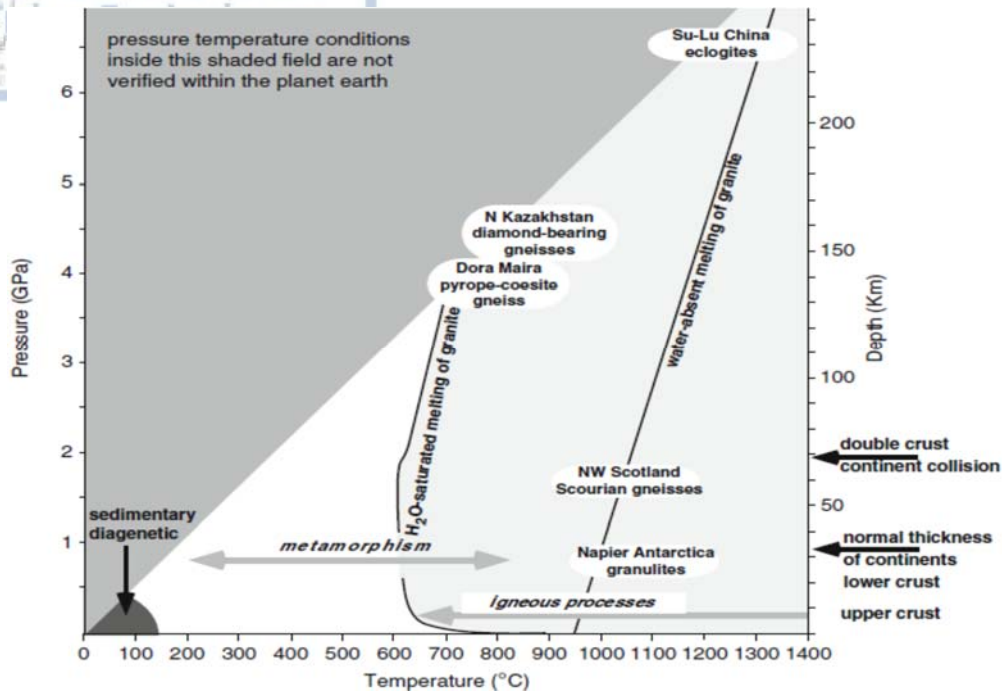
2.1 ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Μεγάλα γεωλογικά γεγονότα όπως οι μετακινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών, η υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, η σύγκρουση ηπειρωτικής με ηπειρωτική πλάκα και η εξάπλωση του ωκεάνιου πυθμένα, όλα έχουν ως συνέπεια τη μετακίνηση των πετρωμάτων και τη μεταφορά θερμότητας. Συνεπώς, οι μεταβολές της πίεσης (με το βάθος) και της θερμοκρασίας είναι οι σημαντικότεροι παράγοντες της μεταμόρφωσης. Για παράδειγμα, αν θεωρήσουμε ένα στρώμα ιζηματοστον πυθμένα του ωκεανού, που καλύπτεται συνεχώς με νέα στρώματα ιζημάτων μέσα στον γεωλογικό χρόνο, οι χημικοί και δομικοί μετασχηματισμοί που εμφανίζονται στο ιζημα σχετίζονται με μια σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας και πιθανόν και της πίεσης, με το χρόνο. Το ερώτημα που μπορεί να τεθεί είναι: Σε ποια θερμοκρασία αρχίζει η μεταμόρφωση; (Bucher and Frey 2002)

2.1.1 Κατώτερο όριο θερμοκρασίας μεταμόρφωσης

Οι θερμοκρασίες στις οποίες ξεκινούν οι μεταμορφικές διαδικασίες είναι ακόμα υπό έρευνα και εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από το αρχικό υλικό. Ο μετασχηματισμός των εβαποριτών, του υαλώδους και οργανικού υλικού, για παράδειγμα, αρχίζει να λαμβάνει χώρα σε σημαντικά χαμηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με τις χημικές αντιδράσεις στα περισσότερα πυριτικά και ανθρακικά πετρώματα. Σε πολλά πετρώματα οι μετασχηματισμοί των ορυκτών αρχίζουν λίγο μετά την ιζηματογένεση και συνεχίζουν με την συνεχώς αυξανόμενη ταφή. Οι αντιδράσεις αυτές μπορούν να χαρακτηριστούν είτε "διαγενετικές" είτε "μεταμορφικές" και η ονοματολογία είναι σε μεγάλο βαθμό αυθαίρετη.

Άλλα παραδείγματα διαδικασιών που συνδέονται στενά με μεταμόρφωση περιλαμβάνουν τη χαμηλής θερμοκρασία αλλοίωση των ηφαιστειακών πετρωμάτων, την καθίζηση και κρυστάλλωση ορυκτών σε διακλάσεις και τις αντιδράσεις χαμηλής θερμοκρασίας μεταξύ πετρώματος και νερού που οδηγεί στην πλήρωση ρωγμών και στο σχηματισμό φλεβών. Ως εκ τούτου, οι μεταμορφικές διεργασίες συμβαίνουν σε θερμοκρασίες από τη θερμοκρασία της επιφάνειας της γης και μεγαλύτερες.



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα Πίεσης-Θερμοκρασίας μεταξύ των τριών γεωδυναμικών συστημάτων. Εμφανίζονται οι κλίσεις P-T των τεσσάρων τυπικών γεωδυναμικών συστημάτων. Το όριο μεταξύ της διαγένεσης και της μεταμόρφωσης είναι μεταβατικό, αλλά για λόγους ευκολίας δίνεται μια τιμή που είναι ίση με $T \sim 150^{\circ}\text{C}$. Το πεδίο της μεταμόρφωσης δεν έχει ανώτερο όριο P-T σε αυτό το διάγραμμα και υπάρχει μεγάλη αλληλεπικάλυψη μεταξύ μεταμορφικών και μαγματικών συνθηκών (Bucher and Frey 2002).

Τέτοια πετρώματα ονομάζονται μεταμορφωμένα υπέρ υψηλής θερμοκρασίας (UHT) και πρόκειται για γενυσίους πλούσιους σε μαγνήσιο και αργίλιο, π.χ. Napier Complex (Ανταρκτική), Scourian gneiss (Σκωτία), the Highland Complex (Σρι Λάνκα).

Οι θερμοκρασίες στον κατώτερο ηπειρωτικό φλοιό γεωλογικά ενεργών περιοχών θεωρείται ότι είναι περίπου $750\text{--}850^{\circ}\text{C}$ και τα πετρώματα που σχηματίζονται υπό αυτές τις συνθήκες ονομάζονται γρανουλίτες. Η θερμοκρασία αυτή αποτελεί και το ανώτατο όριο θερμοκρασίας της μεταμόρφωσης στο φλοιό. Ωστόσο, η μεταμόρφωση δεν περιορίζεται μόνο στο φλοιό της Γης. Ένας δεδομένος όγκος πετρώματος στον μανδύα, υφίσταται συνεχώς μεταμορφικές διαδικασίες όπως ανακρυστάλλωση και διάφορους μετασχηματισμούς φάσεων, σε στερεή κατάσταση και σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 1500°C (Bucher and Frey 2002).

2.1.3 Κατώτερο όριο της πίεσης μεταμόρφωσης

Τα ανερχόμενα θερμά πυριτικά μάγματα είναι ένα τυπικό και παγκόσμια σημαντικό φαινόμενο σε γεωλογικά ενεργές περιοχές. Η θερμότητα που απελευθερώνεται από το μάγμα κατά την ψύξη του προκαλεί μεταμόρφωση στα περιβάλλοντα πετρώματα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία άλω επαφής σε μικρά βάθη και σε πιέσεις μερικών megapascal (MPa) (Bucher and Frey 2002).

2.1.4 Ανώτερο όριο της πίεσης μεταμόρφωσης

Για μεγάλο χρονικό διάστημα, υπήρχε η άποψη ότι οι μέγιστες πιέσεις που ασκούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα, δεν ξεπερνούσαν το 1,0 GPa, το οποίο αντιστοιχεί στη λιθοστατική πίεση που ασκείται στη βάση ενός ηπειρωτικού φλοιού με πάχος 30-40 χλμ. Καθώς νέα δεδομένα για τη σταθερότητα των ορυκτών γινόνταν διαθέσιμα, βρέθηκε ότι σε ορισμένα μεταμορφωμένα πετρώματα υπάρχουν ορυκτολογικές παραγενέσεις που καταγράφουν πιέσεις 1,5-2,0 GPa.

Διαπιστώθηκε αρκετά νωρίς πως τα πετρώματα αυτά που ονομάζονται εκλογίτες, αποτελούν τα υψηλής πυκνότητας και υψηλής πίεσης ισοδύναμα των βασαλτών (Eskola 1921).

Πετρώματα υψηλής πίεσης φλοιϊκής προέλευσης, ανακαλύφθηκαν στον ορεινό όγκο Dora-Maira των Άλπεων (Chopin 1984). Γνεύσιοι με καθαρό πυρωπό που περιέχει εγκλείσματα κοεσίτη, υποδεικνύουν πιέσεις τουλάχιστον 3,0 GPa. Παρόμοια πετρώματα υπέρ-υψηλής πίεσης έχουν ανακαλυφθεί σήμερα σε πολλά άλλα μέρη του κόσμου (Reinecke 1991, Wain et al. 2000). Σήμερα, εκλογίτες με εγκλείσματα κοεσίτη μέσα σε γρανάτη ή ακόμη και με διαμάντια, έχουν αναφερθεί (Smith and Lappin 1989, Okay 1993, Zhang and Liou 1994, Coleman et al. 1995, Schreyer 1995, Ernst 1999, Lü et al. 2009). Μερικά από αυτά τα πετρώματα απαιτούν πιέσεις τουλάχιστον 6 GPa για να σχηματιστούν. Πετρώματα που σχηματίζονται σε τόσο υψηλές πιέσεις θεωρείται ότι ανήκουν σε φάση μεταμόρφωσης υπέρ-υψηλής πίεσης (UHP). Είναι σαφές ότι τέτοια πετρώματα UHP σχετίζονται με τη μεταφορά πετρωμάτων σε πολύ μεγάλο βάθος, πάνω από 100 km.

Ωστόσο, η μεταμόρφωση, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, δεν περιορίζεται στο φλοιό της Γης ή στα πετρώματα που καταβυθίζονται. Μανδυκά πετρώματα όπως οι γρανατούχοι περιδοτίτες (ή γρανατούχοι-ολιβινικοί-πυροξενικοί γνεύσιοι), από

οφειολιθικούς σχηματισμούς ή από ξενόλιθους σε κιμπερλίτη, καταγράφουν πιέσεις υψηλότερες από 3-4 GPa (Yang et al. 1993, Song et al. 2009).

Συνεπώς, είναι δυνατό να βρεθούν και να μελετηθούν πετρώματα που σχηματίστηκαν 100-200 km κάτω από την επιφάνεια της γης και σε αντίστοιχες πιέσεις πάνω από 3-6 GPa (Bucher and Frey 2002). Στον πίνακα 2.1 δίνονται οι ανώτερες και οι κατώτερες τιμές θερμοκρασίας κι πίεσης της μεταμόρφωσης.

Πίνακας 2.1. Πίνακας ορίων των θερμοκρασιών και των πιέσεων των μεταμορφικών διαδικασιών.

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ	ΠΙΕΣΗ
<i>Κατώτερο όριο θερμοκρασίας</i>	<i>Κατώτερο όριο πίεσης</i>
0°C για διαδικασίες κοντά στην επιφάνεια του εδάφους	0,1 MPa σε επαφή της επιφάνειας με ροές λάβας
Η θερμοκρασία έναρξης μεταμορφικών διαδικασιών: $T > 150-200^{\circ}\text{C}$	
<i>Ανώτερο όριο θερμοκρασίας</i>	<i>Ανώτερο όριο πίεσης</i>
Σε πετρώματα του φλοιού: $750-850^{\circ}\text{C}$	Σε πετρώματα του φλοιού: 3–6 GPa σε βάθη 100–200 km
$T_{\text{max}}: 1500^{\circ}\text{C}$	

2.2 ΤΥΠΟΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Οι κύριοι τύποι μεταμόρφωσης διακρίνονται σε Μεγάλης κλίμακας και Τοπικής κλίμακας (<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo761e>).

Η μεταμόρφωση μεγάλης κλίμακας διακρίνεται στις εξής κατηγορίες:

- Ορογενετική ή περιοχική μεταμόρφωση.
- Μεταμόρφωση σε ζώνες υποβύθισης
- Μεταμόρφωση σε ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης
- Ωκεάνια μεταμόρφωση
- Θαπτική μεταμόρφωση.

Η μεταμόρφωση τοπικής κλίμακας διακρίνεται στις παρακάτω κατηγορίες:

- Μεταμόρφωση επαφής
- Κατακλαστική μεταμόρφωση
- Υδροθερμική μεταμόρφωση

Σ' αυτή την κατηγορία ανήκουν και οι παρακάτω ιδιαίτερες περιπτώσεις:

- Μεταμόρφωση πρόσκρουσης (impact metamorphism)
- Μεταμόρφωση λόγω κεραυνού (lightning metamorphism)
- Μεταμόρφωση καύσης (combustion metamorphism)

2.2.1 Ορογενετική μεταμόρφωση

Η ορογενετική ή περιοχική μεταμόρφωση συνδέεται με ορογενετικές διαδικασίες ή τη δημιουργία οροσειρών. Τα πετρώματα αυτά καταλαμβάνουν μεγάλες ζώνες, εκατοντάδων έως χιλιάδων χιλιομέτρων μήκος και δεκάδων έως εκατοντάδων χιλιομέτρων πλάτος. Μπορούν να βρεθούν ακόμη σε ζώνες ρηγμάτων μετασχηματισμού. Η ορογενετική μεταμόρφωση συνδέεται με συντεκτονικούς και μετατεκτονικούς γρανίτες.

Σε πολλές θέσεις υψηλών θερμοκρασιών των ορογενετικών μεταμορφικών ζωνών υπάρχουν συν- ή μετα-τεκτονικοί γρανίτες. Η ορογενετική μεταμόρφωση και οι γρανιτικοί πλουτωνίτες είναι στενά συνδεδεμένοι. Στο μέσο και ανώτερο φλοιό, οι γρανιτικοί πλουτωνίτες μεταφέρουν θερμότητα προκαλώντας μεταμόρφωση HT-LP στα περιβάλλοντα πετρώματα. Αυτά τα γρανιτικά μάγματα δημιουργούνται στον κατώτερο και μέσο φλοιό από μερική τήξη σαν αποτέλεσμα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης.

Η ορογενετική μεταμόρφωση χαρακτηρίζεται από δυο διαφορετικά είδη μεταμορφικών μετασχηματισμών που ακολουθεί το ένα το άλλο. Μια πρώιμη μεταμόρφωση σε συνθήκες HP/LT που σχετίζεται με ζώνη υποβύθισης και μια νεότερη μεταμόρφωση που ακολουθεί μια πορεία μέσης πίεσης και θερμοκρασίας και η οποία σχετίζεται με ηπειρωτική σύγκρουση.

Η ορογενετική μεταμόρφωση συνοδεύεται από παραμόρφωση. Τα περιοχικά μεταμορφωμένα πετρώματα παρουσιάζουν μια διαπεραστική υφή με προσανατολισμό των κρυστάλλων των ορυκτών. Παραδείγματα τέτοιας υφής είναι οι φυλλίτες, οι σχιστόλιθοι και οι γνεύσιοι. Η ορογενετική μεταμόρφωση διαρκεί για εκατομμύρια ή δεκάδες εκατομμύρια χρόνια και επομένως περιλαμβάνει διακριτά επεισόδια μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης. Μπορούν να διαχωριστούν επομένως διαδοχικές φάσεις μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης και να καθοριστούν οι μεταξύ τους χρονικές σχέσεις (Bucher and Frey 2002).

2.2.2 Ωκεάνια μεταμόρφωση

Αυτός ο τύπος μεταμόρφωσης προτάθηκε από το Miyashiro (1971) για τους μετασχηματισμούς που συμβαίνουν στον ωκεάνιο φλοιό στην περιοχή των μεσοωκεάνιων ράχων. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα που δημιουργούνται κινούνται πλευρικά κατά την εξάπλωση του ωκεάνιου πυθμένα.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα που προκύπτουν είναι βασικής και υπερβασικής σύστασης, χωρίς σχιστότητα και χαρακτηρίζονται από εκτεταμένες φλεβικές διεισδύσεις λόγω της επίδρασης του ωκεάνιου νερού (υδροθερμική μεταμόρφωση) (Bucher and Frey 2002).

2.2.3 Θαπτική μεταμόρφωση

Ο όρος θαπτική μεταμόρφωση προτάθηκε από τον Coombs (1961) για χαμηλού βαθμού περιοχική μεταμόρφωση ιζηματογενών και ηφαιστειοκλαστικών πετρωμάτων που έχουν αποτεθεί σε ένα γεωσύγκλινο, χωρίς να έχουν επηρεαστεί από ορογενετικές διαδικασίες ή από μαγματικές διεισδύσεις. Χαρακτηριστικά αυτών των πετρωμάτων είναι η έλλειψη σχιστότητας και η διατήρηση της αρχικής υφής του πετρώματος. Οι ορυκτολογικές αντιδράσεις συνήθως δεν ολοκληρώνονται με αποτέλεσμα να διατηρούνται τα ορυκτά του αρχικού πετρώματος.

Η θαπτική μεταμόρφωση πολλές φορές δεν μπορεί να διακριθεί σαφώς από τη διαγένεση. Οι μεταμορφικές αλλαγές συχνά δεν αναγνωρίζονται μακροσκοπικά παρά μόνο κάτω από το μικροσκόπιο (Bucher and Frey 2002).

2.2.4 Μεταμόρφωση επαφής

Η μεταμόρφωση επαφής συμβαίνει στην επαφή με θερμά πλουτωνικά ή ηφαιστειακά πυριγενή πετρώματα. Οι μεταμορφικές τροποποιήσεις προκαλούνται στο περιβάλλον πέτρωμα από τη θερμότητα που εκπέμπεται κατά την ψύξη του πυριγενούς σώματος καθώς και από αέρια και ρευστά που απελευθερώνονται κατά την κρυστάλλωση του μάγματος.

Το πλάτος της ζώνης επαφής εξαρτάται από τον όγκο, τη φύση και το βάθος διείσδυσης του πλουτωνικού σώματος, καθώς και από τις ιδιότητες του περιβάλλοντος πετρώματος, κυρίως την περιεκτικότητά του σε ρευστά και τη διαπερατότητά του. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα επαφής είναι λεπτόκοκκα, χαρακτηρίζονται από έλλειψη σχιστότητας και ονομάζονται κερατίτες.

Ένα πλουτωνικό σώμα μεγάλου όγκου μεταφέρει μεγάλο ποσό θερμότητας και επομένως επιδρά μεγαλύτερο χρονικό διάστημα στα περιβάλλοντα πετρώματα. Η θερμοκρασία ενός βασικού μάγματος είναι $>1000^{\circ}\text{C}$, ενός όξινου ένυδρου μάγματος $650-700^{\circ}\text{C}$ κι ενός άνυδρου μάγματος $900-950^{\circ}\text{C}$. Μάγματα που κρυσταλλώνονται σε μεγάλα βάθη ($>10\text{ Km}$) δεν προκαλούν μεταμόρφωση επαφής επειδή τα περιβάλλοντα πετρώματα είναι ήδη θερμά και οι παραγενέσεις τους σταθερές σε

υψηλές θερμοκρασίες. Η επίδραση της μεταμόρφωσης επαφής είναι πιο έντονη σε αμεταμόρφωτα ή χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα περιβάλλοντα πετρώματα (Bucher and Frey 2002).

Η πυρομεταμόρφωση είναι ένας ιδιαίτερος τύπος μεταμόρφωσης επαφής. Αναφέρετε στην επίδραση ιδιαίτερα υψηλών θερμοκρασιών σε πετρώματα που βρίσκονται σε επαφή με μάγμα κάτω από ηφαιστειακές ή ημι-ηφαιστειακές συνθήκες, όπως για παράδειγμα στην περίπτωση των ξενολίθων. Σ' αυτή την περίπτωση μπορεί να συμβεί μερική τήξη, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πετρωμάτων που περιέχουν γυαλί και που ονομάζονται μπουχίτες. Από αυτή την άποψη, η πυρομεταμόρφωση μπορεί να θεωρηθεί ότι βρίσκεται μεταξύ μεταμορφικών και πυριγενών διαδικασιών.

2.2.5. Κατακλαστική μεταμόρφωση

Η κατακλαστική μεταμόρφωση συμβαίνει σε ζώνες ρηγμάτων και επωθήσεων και περιλαμβάνει μηχανικές δυνάμεις που προκαλούν θραύση των πετρωμάτων. Πειραματικά δεδομένα δείχνουν ότι η κατακλαστική μεταμόρφωση ευνοείται από υψηλές παραμορφωτικές και διατμητικές τάσεις κάτω από χαμηλές θερμοκρασίες.

Κατακλαστικά μεταμορφωμένα πετρώματα είναι τα τεκτονικά λατυποπαγή, οι ρηγματογενείς λιθοκονίες και οι ψευδοταχυλίτες. Σ' αυτή την κατηγορία δεν συμπεριλαμβάνονται οι μυλωνίτες γιατί συνοδεύονται από συντεκτονική αναक्रυστάλλωση και νεορυκτογένεση (Bucher and Frey 2002).

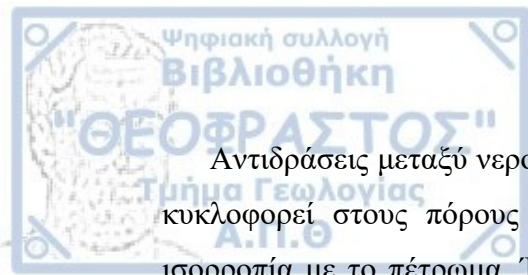
2.2.6 Μεταμόρφωση πρόσκρουσης

Σ' αυτή την κατηγορία ανήκουν πετρώματα που έχουν υποστεί μεταμόρφωση από την πρόσκρουση ενός μετεωρίτη.

Η διάρκεια της μεταμόρφωσης είναι πολύ μικρή, μόλις μερικά msec. Τα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά αυτών των πετρωμάτων είναι η παρουσία διαταραγμένου (shocked) χαλαζία και η δημιουργία κοεσίτη, στισοβίτη και λεπτομερών κόκκων διαμαντιού (Bucher and Frey 2002).

2.2.7 Υδροθερμική μεταμόρφωση

Η υδροθερμική μεταμόρφωση προτάθηκε ως όρος από τον Coombs (1961). Στην υδροθερμική μεταμόρφωση θερμά υδατικά διαλύματα ή αέρια, ρέουν μέσα σε σπασίματα πετρωμάτων προκαλώντας ορυκτολογικές και χημικές τροποποιήσεις στο πέτρωμα.



Αντιδράσεις μεταξύ νερού και πετρώματος μπορεί να συμβούν όποτε το νερό που κυκλοφορεί στους πόρους ή στα σπασίματα του πετρώματος δεν βρίσκεται σε ισορροπία με το πέτρωμα. Έτσι η υδροθερμική μεταμόρφωση μπορεί να συμβεί σε όλο το φάσμα των θερμοκρασιών, από την επιφάνεια της γης έως το βάθος όπου έχουμε πολύ θερμές συνθήκες. Οι συνθήκες της υδροθερμικής μεταμόρφωσης, θερμοκρασία, πίεση και σύσταση ρευστής φάσης, βασίζεται στη μελέτη των ορυκτών παραγενέσεων του πετρώματος (Bucher and Frey 2002).

3 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΤΥΠΟΙ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Οι εκλογίτες εμφανίζονται σε περιοχική μεταμόρφωση χαμηλής, μέσης ή υψηλής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με υψηλή πίεση από αρχικά βασικά πυριγενή πετρώματα. Επειδή παρουσιάζουν μεγάλη πυκνότητα ($>3.300 \text{ kg/m}^3$) η προέλευσή τους μπορεί να σχετίζεται άμεσα με πολύ υψηλές συνθήκες πίεσης. Το σταθερό ορυκτολογικό ζεύγος γρανάτης (Grt) - ομφακίτης (Omp) είναι διαγνωστική παραγένεση για μεταβασικά πετρώματα που ανακρυσταλλώνονται σε πιέσεις πάνω από περίπου 1,2-1,4 GPa έξω από το πεδίο σταθερότητας του πλαγιόκλαστου. Οι τυπικοί εκλογίτες σχηματίζονται σε πιέσεις 1,8-2,2 GPa και πάνω.

Είναι συμπαγή πετρώματα, χωρίς φολίδωση και σχιστότητα. Ο ιστός τους είναι κυρίως γρανοβλαστικός ή πορφυροβλαστικός, ενώ τα πετρώματα είναι μεσόκοκκα έως αδρόκοκκα. Τα κύρια ορυκτά συστατικά είναι ο ομφακίτης (διοψίδιος πλούσιος στο μόριο του ιαδεΐτη) και ο γρανάτης, ενώ μπορεί να συμμετέχει ο κυανίτης, το επίδοτο, η κεροστίλβη, ο μοσχοβίτης ή ο χαλαζίας ενώ απουσιάζει τελείως το πλαγιόκλαστο. Πολλοί εκλογίτες που βρέθηκαν σε ορογενετικές ζώνες, όπως οι Δυτικές Άλπεις ή οι Σκανδιναβικές Καληδονίδες εξακολουθούν να εμφανίζουν σαφείς συστασιακές και δομικές ενδείξεις ότι προέρχονται από βασάλτη.

3.2 ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ-ΣΥΣΤΑΣΗ

Ένα πέτρωμα μπορεί να περάσει στην εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης από τα τρία γειτονικά πεδία φάσεων, τη γλαυκοφανιτική φάση, την αμφιβολιτική και τη γρανουλιτική φάση, ανάλογα με το γεωτεκτονικό πλαίσιο μιας περιοχής. Σε ζώνες υποβύθισης, οι εκλογίτες προέρχονται κυρίως από τους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους και αυτού του τύπου οι εκλογίτες συχνά υποδηλώνουν συνθήκες πολύ υψηλής πίεσης.

Σε μια τεκτονική σύγκρουση ηπειρωτικής πλάκας με μια άλλη ηπειρωτική πλάκα τότε, διπλασιάζεται το πάχος του ηπειρωτικού φλοιού σε σχέση με το αρχικό και τα βαθύτερα τμήματά του εκτίθενται σε πιέσεις μεταξύ 1,2- 2,4 GPa. Οποιοδήποτε

βασικό πέτρωμα κατάλληλης σύστασης που βρίσκεται στα βαθύτερα τμήματα του ηπειρωτικού φλοιού μπορεί να μεταμορφωθεί σε εκλογίτη.

Οι εκλογίτες μπορούν να προέλθουν από αμφιβολίτες αν ακολουθήσουν τη γεώθερμη του κυανίτη. Αυτοί οι εκλογίτες καταγράφουν πιέσεις μεταξύ 1,4-1,8 GPa.

Εάν η σύγκρουση συνοδεύεται από σημαντική μεταφορά μαγματικής θερμότητας στο φλοιό, οι εκλογίτες μπορούν να σχηματιστούν από γρανουλίτες. Βασαλτικά μάγματα προερχόμενα από το μανδύα μπορούν να αποκόψουν τεμάχια γειτονικών πετρωμάτων κατά την άνοδό τους στην επιφάνεια. Αυτά τα τεμάχια βρίσκονται ως ξενόλιθοι σε βασαλτικές λάβες και περιλαμβάνουν υπερβασικά πετρώματα του μανδύα, γρανουλίτες από τον κατώτερο φλοιό και εκλογίτες από διάφορα βάθη. Αυτοί οι ξενόλιθοι είναι χαρακτηριστικοί ανώμαλα θερμών γεώθερμων που προκύπτουν από σύγκρουση και μαγματισμό, αρχικά στάδια επέκτασης του φλοιού ή μόνο από μαγματισμό. Σε τέτοιες συνθήκες μπορεί να δημιουργηθούν εκλογίτες από βασικούς γρανουλίτες ή από κρυστάλλωση βασαλτικού μάγματος σε μεγάλο βάθος. Τα βασαλτικά μάγματα μπορεί επίσης να παρασύρουν εκλογιτικούς ξενολίθους από μεγάλα βάθη στον μανδύα. Η προέλευση αυτών των εκλογιτών μεγάλου βάθους δεν έχει αποσαφηνιστεί και θα μπορούσαν να αντιπροσωπεύουν τεμάχια ανακυκλωμένου πρώην ωκεάνιου φλοιού.

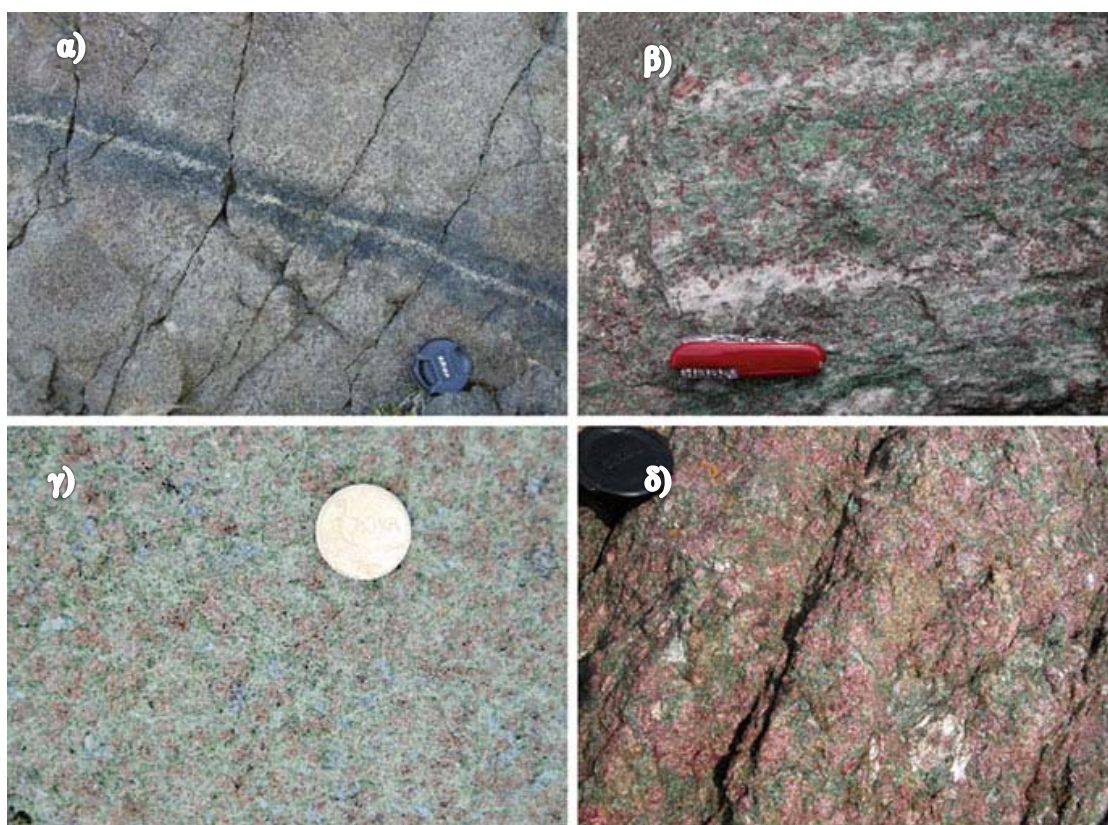
Συμπεραίνουμε λοιπόν, πως οι εκλογίτες μπορούν να σχηματιστούν σ ένα ευρύ φάσμα γεωτεκτονικών περιβαλλόντων και η εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης καταλαμβάνει τη μεγαλύτερη περιοχή τιμών P-T σε σχέση με τα υπόλοιπα πεδία μεταμορφικών φάσεων, με τη θερμοκρασία να κυμαίνεται μεταξύ 400°C-1000°C (Bucher and Frey 2002).

3.3 ΤΥΠΟΙ ΕΚΛΟΓΙΤΩΝ

Ανάλογα με τις γεωλογικές συνθήκες και τις θερμοκρασιακές τιμές μπορούν να διακριθούν τρεις γενικοί τύποι εκλογιτών (Σχ. 3.1):

1. Οι εκλογίτες χαμηλής θερμοκρασίας/υψηλής πίεσης (**LT/HP**). Σχετίζονται με τεκτονικές κινήσεις υποβύθισης και προέρχονται από τους γλαυκοφανιτικούς σχιστολίθους. Αυτός ο τύπος περιλαμβάνει και τους εκλογίτες που εμφανίζονται σε μεταμορφικά περιβάλλοντα υπερ-υψηλής πίεσης UHP.
2. Οι ενδιάμεσης ή μέσης θερμοκρασίας (**MT**) εκλογίτες που σχηματίζονται κατά την σύγκρουση του ηπειρωτικού φλοιού που αποτελείται από αμφιβολίτες.

3. Οι εκλογίτες υψηλής θερμοκρασίας (HT). Αυτοί σχηματίζονται σε συνθήκες εφελκυσμού, όπου η γεώθερμη είναι εξαιρετικά υψηλή εξαιτίας της μεταφοράς μαγματικής θερμότητας από το μανδύα. Προέρχονται από βασικούς γρανουλίτες ή έχουν κρυσταλλωθεί απευθείας ως εκλογίτες από βασικό μάγμα (Bucher and Frey 2002).



Σχήμα 3.1 Παραδείγματα MT και HT εκλογιτών από το δυτικό τμήμα της περιοχής Gneiss της Νορβηγίας: α) Εκλογίτης με κοεσίτη από το Elvehornet, Fure, Stadlandet, με αμφιβολιτική ζώνη που δαικώπει τον εκλογίτη. β) Εκλογίτης της περιοχής Verpeneset, με ομφακίτη, κυανίτη, κλινοζοισίτη, γρανάτη και χαλαζία. γ) HT εκλογίτης από την θαλάσσια περιοχή Flatraket, με ομφακίτη, γρανάτη, κυανίτη και χαλαζία. δ) HT εκλογίτης της περιοχής Gryting, με γρανάτη, ομφακίτη, ορθοπυρόξενο και χαλαζία. Στην ίδια περιοχή ο εκλογίτης χωρίς ορθοπυρόξενο περιέχει κοεσίτη, ως εγκλείσματα μέσα στο γρανάτη (Bucher and Frey 2002).

Οι τρεις αυτοί διαφορετικοί γεωδυναμικοί τύποι εκλογίτη, χαρακτηρίζονται επίσης από κάποιες τυπικές ορυκτολογικές παραγενέσεις, εξαιτίας των διαφορετικών θερμοκρασιών αλλά και των κυμαινόμενων πιέσεων H_2O που σχετίζονται με τον σχηματισμό τους. Οι εκλογίτες που σχηματίζονται σε ζώνες υποβύθισης, κι άρα σε συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας και υψηλής πίεσης, περιέχουν ένυδρα ορυκτά ενώ οι υψηλής θερμοκρασίας εκλογίτες συχνά περιέχουν άνυδρες παραγενέσεις.

Για τα πετρώματα υψηλής πίεσης, σημαντικά ζητήματα τα οποία πρέπει να ληφθούν υπόψη είναι: α) ο μηχανισμός με τον οποίο τα πετρώματα “επιστρέφουν” στην επιφάνεια, β) η πορεία P-T της εκταφής και γ) το σημαντικότερο, οι τροποποιήσεις που παρατηρούνται στα πετρώματα κατά τη διάρκεια της αποσυμπίεσης. Για παράδειγμα, εάν ένας εκλογίτης σχηματίστηκε σε ζώνη υποβύθισης και ισορρόπησε στους 650°C και 2.0 GPa, τότε είναι πολύ σημαντικό να γνωρίζουμε αν τα πετρώματα φτάνουν στην επιφάνεια: α) μέσω του πεδίου των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων (η ψύξη και η αποσυμπίεση συμβαίνουν ταυτόχρονα) b) μέσω του πεδίου των αμφιβολιτών και των πρασινοσχιστολίθων (αρχική αποσυμπίεση και επακόλουθη ψύξη) ή c) μέσω του γρανουλιτικού πεδίου (αρχική θέρμανση και αποσυμπίεση και στη συνέχεια ψύξη).

Οι περισσότεροι εκλογίτες εμφανίζουν μερικές ενδείξεις ορυκτολογικών αντιδράσεων κατά μήκος της πορείας τους στην επιφάνεια. Η δυνατότητα να προσλάβουν H₂O κατά μήκος αυτής της πορείας είναι σημαντική, γιατί καθορίζει αν οι υψηλής θερμοκρασίες παραγενέσεις θα διατηρηθούν ή αν το πέτρωμα θα υποστεί εκτεταμένη ανάδρομη μεταμόρφωση.

Σε αντίθεση, οι LT/HP εκλογίτες, συχνά περιέχουν ένυδρα ορυκτά, όπως Cld, Tlc, Czo. Τέτοια πετρώματα θα υποστούν εκτεταμένες αντιδράσεις αφυδάτωσης που θα εξαλείψουν τελικά την παραγένεση του εκλογίτη, εάν η αποσυμπίεση πραγματοποιηθεί χωρίς ταυτόχρονη ψύξη (Bucher and Frey 2002).

3.4 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΧΑΜΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ – ΥΨΗΛΗΣ ΠΙΕΣΗΣ

Οι παραγενέσεις των γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων αντικαθίστανται σταδιακά από την τυπική παραγένεση του εκλογίτη Omp + Grt σε $P \geq 1,4-1,6$ GPa. Επειδή οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι σε υψηλές πιέσεις συνήθως περιέχουν Grt, η εμφάνιση του ομφακίτη σηματοδοτεί την μετάβαση σε συνθήκες εκλογιτικής φάσης. Η μετάβαση είναι σταδιακή και υπάρχει ένα μεγάλο εύρος πίεσης όπου $Gln + Pg + Ep + Grt + Omp$ μπορούν να συνυπάρξουν ως μια σταθερή παραγένεση, η οποία είναι διαγνωστική για την εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης.

Σε μία ενδιάμεση γεώθημη HP/LT, τυπικές παραγενέσεις εκλογίτη σχηματίζονται σε πιέσεις περίπου 1.6-1.8 GPa και αντίστοιχη θερμοκρασία στους 500°C περίπου (Bucher and Frey 2002).

3.5 LT/HP ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΒΑΣΙΚΕΣ ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ

Τα μεταβασικά πετρώματα της γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης χαρακτηρίζονται από την παραγένεση $Qtz + Ab + Gln + Lws + Jd + Chl + Pmp + Ttn + Arg$ που μπορεί να περιλαμβάνει επίσης Phe και Str με Grt και Ep, στις υψηλότερες συνθήκες μεταμόρφωσης. Οι πιο συνηθισμένες παραγενέσεις σε LT/HP εκλογίτες βρίσκονται μαζί με τα ακόλουθα ορυκτά: $Grt + Omp \pm Czo \pm Cld \pm Phe \pm Pg \pm Gln \pm Qtz \pm Ky \pm Tlc \pm Rt \pm Dol$.

- Ομφακίτης (**Omp**): είναι ένας νατριούχος, υψηλής πίεσης κλινοπυρόξενος, που αποτελείται κυρίως από τα μέλη ιαδεΐτη (Jd), ακμίτη (Acm), διοψίδιο (Di) και εδενβεργίτη (Hd). Ουσιαστικά πρόκειται για ένα στερεό διάλυμα στο σύστημα: $NaAlSi_2O_6 - NaFe^{3+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6$. Στον τυπικό ομφακίτη, η θέση M(2) της δομής του πυροξένου περιέχει 50% Na και 50% Ca. Οι εκλογίτες LT/HP συχνά περιέχουν καθαρό Jd μαζί με τον Omp, που συνήθως περιέχει μικρές ποσότητες Cr που δίνουν στο ορυκτό ένα βαθύ πράσινο χρώμα, ιδιαίτερα στους εκλογιτικούς μεταγάββρους. Να σημειωθεί ότι ο χρωμιούχος διοψίδιος σε γρανατούχους περιδοτίτες παρουσιάζει επίσης βαθύ πράσινο χρώμα. Επειδή όμως τα περισσότερα υπερβασικά πετρώματα περιέχουν χαμηλό ποσοστό νατρίου, το ποσοστό του Jd στον κλινοπυρόξενο (Cpx) υψηλών πιέσεων υπερβασικών πετρωμάτων, είναι γενικά χαμηλό.

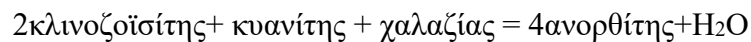
- Γρανάτης (**Grt**): στον εκλογίτη ο γρανάτης είναι ένα στερεό διάλυμα των ακραίων μελών αλμανδίνη (Alm), πυρωπό (Prp) και γροσσουλάριος (Grs), δηλ. $Fe_3Al_2Si_3O_{12} - Mg_3Al_2Si_3O_{12} - Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. Ωστόσο, λόγω του ανθεκτικού του χαρακτήρα, ο γρανάτης στον εκλογίτη, μπορεί να προέρχεται από τις προηγούμενες φάσεις της μεταμόρφωσης ή από τον ίδιο τον πρωτόλιθο, π.χ. από γρανατούχο γρανουλίτη. Ο χλωριτοειδής και ο παραγωνίτης, αποτελούν τα διαγνωστικά ορυκτά στους LT/HP εκλογίτες. Στους LT/HP εκλογίτες, ο χλωριτοειδής (Cld) είναι πλούσιος σε Mg και το X_{Mg} μπορεί να φτάσει μέχρι και 0,9. Τα δυο αυτά ορυκτά απομακρύνονται με διάφορες αντιδράσεις σε υψηλότερες θερμοκρασίες έτσι ώστε να απουσιάζουν από τους μέσης (MT) και υψηλής θερμοκρασίας (HT) εκλογίτες. Ο φεγγίτης και τα υπόλοιπα φυλλοπυριτικά ορυκτά που απαντώνται στους εκλογίτες LT/HP που προέρχονται από γάββρο, περιέχουν επίσης μικρές ποσότητες Cr που τους προσδίδουν ένα πράσινο χρώμα. Ο χρωμιούχος φεγγίτης ονομάζεται φουζίτης.

Οι πολύ υψηλής πίεσης (Ultrahigh-P) εκλογίτες που συναντώνται στις Δυτικές Άλπεις, στον ορεινό όγκο της Βοημίας, στη δυτική Νορβηγία, στην οροσειρά Kokchetan στο Καζακστάν, στα βουνά Dabie και στις περιοχές Sulu Κίνα, είναι συνδεδεμένοι με την παρουσία κοεσίτη, ακόμα και διαμαντιού σε ορισμένες περιπτώσεις, όπου τις περισσότερες φορές βρίσκονται ως εγκλείσματα μέσα σε γρανάτη και ζirkόνιο (Bucher and Frey 2002).

3.6 ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΜΦΙΒΟΛΙΤΙΚΗ ΚΑΙ ΓΡΑΝΟΥΛΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ

Σε συνθήκες εκλογιτικής φάσης, το ανορθιτικό (An) περιεχόμενο του πλαγιοκλάστου (Pl) που υπάρχει σε αμφιβολίτες και γρανουλίτες, απομακρύνεται σύμφωνα με την αντίδραση: Ca-τσερμακίτης + χαλαζίας = ανορθίτης, για να δημιουργηθεί το Ca-τσερμακίτικό συστατικό στον ομφακίτη. Η ισορροπία της αντίδρασης είναι σχεδόν ανεξάρτητη από τη θερμοκρασία και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εύρεση της πίεσης (P).

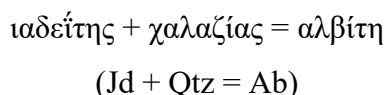
Η αντίδραση :



στην οποία αντικαθίσταται ο ανορθίτης (An) από κλινοζοϊσίτη (Czo) και κυανίτη (Ky) αποτελεί την πιο σημαντική αντίδραση κατανάλωσης An που πραγματοποιείται σε υψηλής πίεσης μεταμόρφωση τόσο στους μέσης (MT) όσο και στους υψηλής θερμοκρασίας (HT) εκλογίτες.

Κατά την αντίδραση ενυδάτωσης καταναλώνεται H₂O, αλλά η απουσία νερού θα έχει ως αποτέλεσμα την σταθεροποίηση του An. Παρ' όλα αυτά, εάν το νερό δεν είναι διαθέσιμο ως διαλύτης, τότε η κινητική της αντίδρασης είναι τόσο αργή και οι αποστάσεις μεταφοράς τόσο μικρές, που ο αλβίτης (Ab) και άλλες φάσεις χαμηλής πίεσης, μπορούν να επιβιώσουν σε υψηλές πιέσεις.

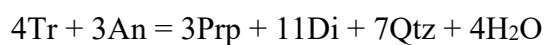
Η αντίδραση:



είναι η πιο σημαντική αντίδραση σε υψηλής πίεσης μεταβασικά πετρώματα γιατί διαχωρίζει, σε διάγραμμα P-T, τις παραγενέσεις με Pl απ' αυτές χωρίς Pl. Εάν και τα τρία ορυκτά είναι παρόντα (Qtz, Pl και Na-Cpx), τότε οι συνθήκες ισορροπίας της

αντίδρασης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της πίεσης εάν, η θερμοκρασία μπορεί να προσδιοριστεί από κάποιο γεωθερμόμετρο, όπως η κατανομή Fe-Mg μεταξύ Grt και Omp. Αν απουσιάζει ο χαλαζίας, η μέγιστη πίεση μπορεί να εκτιμηθεί από το ζεύγος πυροξένου-αστρίου. Στην περίπτωση όμως που δεν υπάρχει άστριος, (η πιο συνηθισμένη περίπτωση για τους εκλογίτες) η παραγένεση Omp + Qtz μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εύρεση της ελάχιστης πίεσης (P_{min}) για τον σχηματισμό εκλογίτη.

Άλλες σημαντικές αντιδράσεις κατά τη μετάβαση από την αμφιβολιτική (ή/και τη γρανουλιτική) φάση μεταμόρφωσης στην εκλογιτική είναι η διάσπαση Cam ή Cpx. Ένα παράδειγμα είναι η αντίδραση:



που καταστρέφει το τρεμολιτικό και ανορθιτικό συστατικό ($Hbl + Pl =$ αμφιβολίτης) και παράγει Grt + Cpx. Επίσης, οι αντιδράσεις:



είναι παραδείγματα αντιδράσεων κατανάλωσης ανορθίτη, οι οποίες σχετίζονται με τη μετάβαση από τη γρανουλιτική στην υψηλής θερμοκρασίας εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης.

Ως αποτέλεσμα των αντιδράσεων που παράγουν εκλογίτες μέσης θερμοκρασίας (MT-eclogites) από αμφιβολίτες, τα κύρια ορυκτά που βρίσκονται στα πετρώματα είναι: Grt + Omp $\pm$ Zo (Czo) $\pm$ Phe $\pm$ Ky $\pm$ Am (Na-Cam) $\pm$ Qtz (κοεσίτης σε υψηλές πιέσεις) $\pm$ Rt.

Οι υψηλής θερμοκρασίας εκλογίτες (HT-eclogites) που παράγονται από γρανουλίτες, περιέχουν κυρίως: Gr + Omp $\pm$ Ky $\pm$ Opx $\pm$ Am $\pm$ Qtz (κοεσίτης σε υψηλές πιέσεις) $\pm$ Rt (Bucher and Frey 2002).

4 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ: ΑΝΤΙΔΡΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Οι αντιδράσεις μεταμόρφωσης που επηρεάζουν τους εκλογίτες, είναι ουσιαστικά βασικές αντιδράσεις αφυδάτωσης. Οι αντιδράσεις αυτές, αντικαθιστούν παραγενέσεις των LT/HP εκλογιτών που περιέχουν ένυδρα ορυκτά σε λιγότερο ένυδρες στους MT εκλογιτών και τελικά στους HT εκλογίτες. Παραδείγματα αποτελούν, η διάσπαση του παραγωνίτη (Pg) που περιγράφεται από την αντίδραση $Pg = Jd + Ky + H_2O$, η αντίδραση διάσπασης κλινοζοϊσίτη (Czo), $6Czo + 4Prp + 7Qtz = 13Ky + 12Di + 3H_2O$ και η αντικατάσταση του τάλκη + κυανίτη (Tlc + Ky) από ορθοπυρόξενο (Opx) με βάση την αντίδραση: $Tlc + Ky = 2En + Mg-Ts + 2Qtz + H_2O$. Άλλες αντιδράσεις αφαιρούν σταδιακά το χλωρίτη (Chl) από τους εκλογίτες μέσης θερμοκρασίας (MT-eclogites) που δεν περιέχουν χαλαζία (Qtz), μερικές από τις οποίους παράγουν Opx. Η αντίδραση $6Czo + 4Prp + 7Qtz = 13Ky + 12Di + 3H_2O$ αντικαθιστά το Czo και Grt με Ky + Crx. Αυτή η συνεχής αντίδραση συνδεει τους MT- σε HT-εκλογίτες. Ακόμη, κάποιες άλλες σημαντικές αντιδράσεις των HT εκλογιτών, είναι:

1. $Grs + Prp + 2Qtz = 3Di + 2Ky$
2. $Grs + 6Opx = 3Di + Prp$

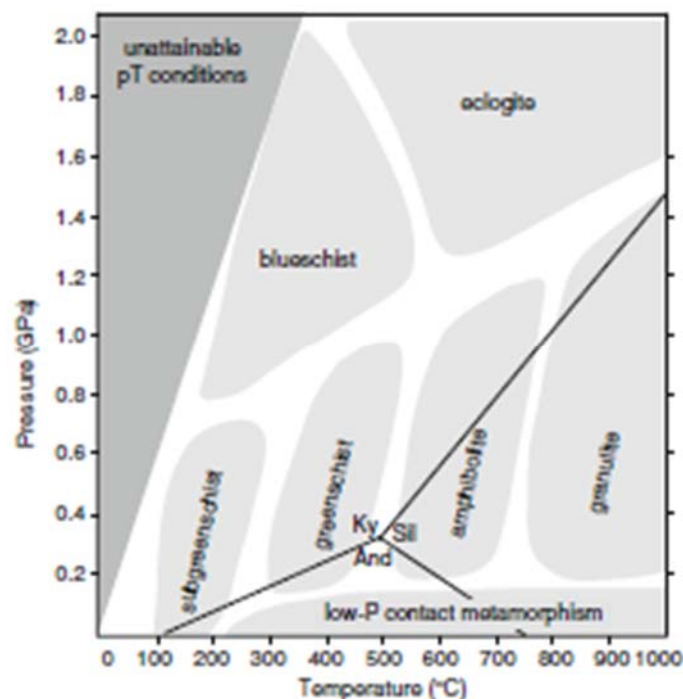
Η τελευταία αντίδραση είναι σημαντική σε σχετικά σπάνιους εκλογίτες, που περιέχουν Opx, όπως είναι οι εκλογίτες της περιοχής Western Gneiss της Σκανδιναβίας. Ο φεγγίτης είναι η μόνη φάση που περιέχει K στους LT/HP εκλογίτες. Σε υψηλότερες θερμοκρασίες ο μαρμαρυγίας διαπάται συνεχώς για να δώσει τη θέση του σε μια καλιούχα αμφίβολο. Μέσα σε υψηλού βαθμού εκλογίτες οι Na-Ca αμφίβολοι που περιέχουν K είναι πολλοί σταθερές και παραμένουν ο κυριος φορέας K σε υψηλής θερμοκρασίας εκλογίτες.

4.2 ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι είναι πετρώματα που περιέχουν μια σημαντική ποσότητα μπλε άλκαλι-αμφιβόλων, με ένα πολύ μεγάλο ποσοστό γλαυκοφανιτικού μέλους. Αυτά τα πετρώματα, όπως λέει και το όνομα τους, έχουν μπλε χρώμα. Ωστόσο, ο καθαρός γλαυκοφανής είναι άχρωμος κάτω από το μικροσκόπιο. Εάν όμως, ένα πέτρωμα περιέχει μπλε πλεοχροϊκή αμφίβολο σε λεπτή τομή, αυτό

σημαίνει ότι δεν είναι καθαρός γλαυκοφανής και σημαντικές ποσότητες του ρειβεκτιτικού (Rbk) μέλους και άλλα μέλη νατριούχων σιδηρο-αμφιβόλων είναι παρόντα, οπότε το ορυκτό αυτό ονομάζεται κροσσίτης, ένα όνομα αμφιβόλου που απορρίφθηκε από την IMA, αλλά χρησιμοποιείται ακόμα από τους πετρολόγους. Σημειώνεται επίσης, ότι η πλούσια σε Cl κεροστίλβη μπορεί να έχει μπλε χρώμα κάτω από το μικροσκόπιο. Ωστόσο, αν μεταμορφωμένα πετρώματα βασαλτικής σύστασης περιέχουν νατριούχο αμφίβολο, τότε τα πετρώματα αυτά πιθανόν να έχουν μεταμορφωθεί κάτω από συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης.

Το γενικό πεδίο P-T της γλαυκοφανιτικής φάσης δίνεται στο σχήμα 4.4. Η χαμηλότερη περιοχή πίεσης χαρακτηρίζεται από την παραγένεση: Gln (Na-Am) + Lws + Chl. Στην ανώτερη γλαυκοφανιτική φάση, τα τυπικά μεταμορφωμένα πετρώματα χαρακτηρίζονται από παραγενέσεις που περιέχουν: Gln (Na-Am), Zo (Czo-Ep), Grt, Pa, Phe, Chl, Tlc, Ky, Rt, Ank και άλλα ορυκτά.

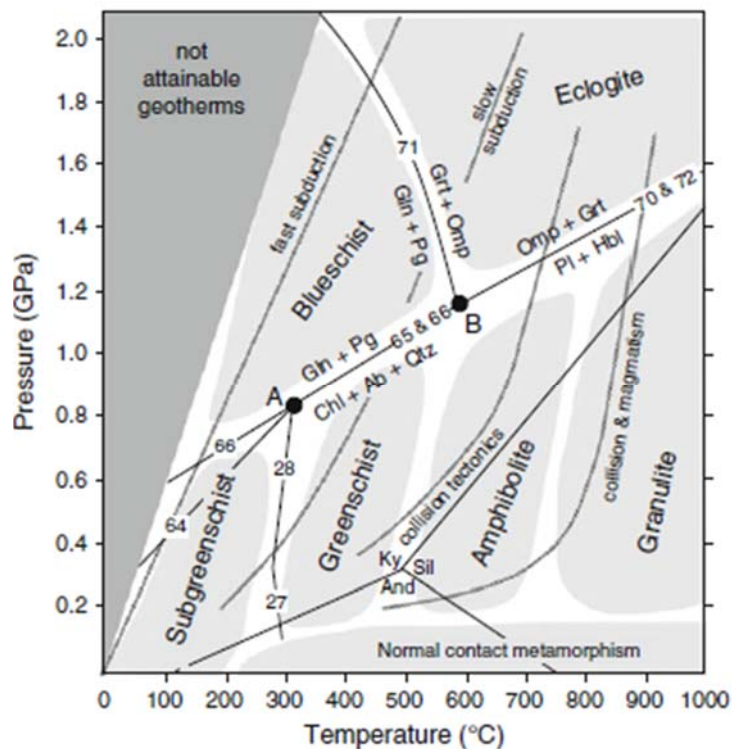


Σχήμα 4.4: P-T πεδία μεταμορφικών φάσεων (Bucher and Grapes 2011).

Η γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης συνδέεται με μεταμόρφωση ζωνών υποβύθισης που συμβαίνει σε καταστροφικά περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών, όπου ωκεάνιος φλοιός ανακυκλώνεται στο μανδύα κάτω από το ηπειρωτικό περιθώριο. Δύο χαρακτηριστικές γεώθερμες που συνδέονται με τεκτονική υποβύθισης,

διακρίνονται στο σχήμα 4.5. Η αργή γεώθερμη καταβύθισης περνά οριακά μόνο, μέσα από το γλαυκοφανιτικό πεδίο και εκλογιτικές παραγενέσεις σχηματίζονται σε χαμηλές πιέσεις, με τιμές από 1,3 έως 1,4 GPa. Αν η καταβύθιση είναι γρήγορη, τότε σχηματίζονται παραγενέσεις γλαυκοφανιτικής φάσης και η δημιουργία εκλογιτικών παραγενέσεων δεν συμβαίνει μέχρι τις πιέσεις των 1,8 έως 2,0 GPa (που αντιστοιχούν σε βάθη 50-60km).

Επειδή υπάρχουν φυσικά όρια για την επίτευξη ταχυτήτων υποβύθισης στις παγκόσμιες τεκτονικές διεργασίες, στις συνθήκες P-T που αναπαρίστανται στην άνω αριστερή περιοχή στο σχήμα 4.5, δεν συμβαίνει μεταμόρφωση (Bucher and Grapes 2011).



Σχήμα 4.5: Μεταμορφικές φάσεις-Αντιδράσεις-Όρια πεδίων (Bucher and Grapes 2011)

Οι αντιδράσεις:

- $5\text{Prh} + \text{Chl} + 2\text{Qtz} = 4\text{Czo} + \text{Tr} + 6\text{H}_2\text{O}$
- $25\text{Pmp} + 2\text{Chl} + 29\text{Qtz} = 7\text{Tr} + 43\text{Czo} + 67\text{H}_2\text{O}$

σηματοδοτούν το όριο μεταξύ της υποπρασινοσχιστολιθικής φάσης και της πρασινοσχιστολιθικής. Το όριο μεταξύ της κάτω πρασινοσχιστολιθικής και της γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης δίνεται από την αντίδραση:



στην οποία αντικαθίσταται η χαμηλού βαθμού παραγένεση $\text{Act} + \text{Chl} + \text{Ab}$ από την παραγένεση υψηλής πίεσης $\text{Gln} + \text{Lws}$. Η αντίδραση αυτή καταναλώνει H_2O και για αυτό είναι ανεξάρτητη από το $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ ή τη σύσταση της ρευστής φάσης. Στο σχήμα 4.5 φαίνεται η ισορροπία της προαναφερθείσας αντίδρασης για τη μέση ορυκτολογική σύσταση που βρίσκεται σε χαμηλού βαθμού πετρώματα ισοδύναμα με βασαλτικά.

Facies	Zeolite	Prehnite-Pumpellyite	Blueschist	Eclogite
Quartz				
Albite	—		—	
Laumontite	—			
Other zeolites	—			
Prehnite	—	—		
Pumpellyite	—	—		
Lawsonite			—	
Epidote			—	—
Clinopyroxene			— Jd —	— Omp —
Glaucophane			—	—
Actinolite		—	—	
Garnet			—	—
Chlorite			—	
Stilpnomelane		—	—	—
Phengite	—	—	—	—
Titanite				—
Rutile				—
Calcite			—	
Aragonite			—	

Σχήμα 4.6 : Σχηματική αναπαράσταση των ορυκτολογικών τροποποιήσεων των μεταβασιτών κατά την προϊούσα μεταμόρφωσή τους στην γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης. Διακρίνονται τα πεδία σταθερότητας του κάθε ορυκτού (μαύρη γραμμή) (Bucher and Grapes 2011).

Το σημείο A στο σχήμα 4.5 σηματοδοτεί μια σημαντική περιοχή στο διάγραμμα P-T, όπου συναντώνται οι παραγενέσεις της γλαυκοφανιτικής, πρασινοςχιστολιθικής και υποπρασινοςχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης, σε συνθήκες περίπου 800 MPa και 300°C. Η περιοχή P-T ορίζεται από την κατά προσέγγιση τομή των αντιδράσεων:

- $86\text{Lws} + 17\text{Tr} = 30\text{Pmp} + 11\text{Chl} + 95\text{Qtz} + 40\text{H}_2\text{O}$
- $25\text{Pmp} + 2\text{Chl} + 29\text{Qtz} = 7\text{Tr} + 43\text{Czo} + 67\text{H}_2\text{O}$
- $4\text{Lws} + \text{Ab} = \text{Pg} + 2\text{Czo} + 2\text{Qtz} + 6\text{H}_2\text{O}$
- $14\text{Lws} + 5\text{Pmp} = 17\text{Czo} + \text{Chl} + 4\text{Qtz} + 33\text{H}_2\text{O}$

- $Tr + 10Ab + 2Chl = 2Lws + 5Gln$
- $13Ab + 3Chl + 1Qtz = 5Gln + 3Pg + 4H_2O$
- $Jd + Qtz = Ab$

Σημειώνεται ωστόσο, ότι το σημείο A δεν είναι ένα αμετάβλητο σημείο, αλλά μια στενή περιοχή P-T διαφόρων αμετάβλητων σημείων που δημιουργείται από τις τομές των συνεχών αντιδράσεων στο σύστημα NCMASH (Bucher and Grapes 2011).

4.3 ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΕ ΓΑΒΒΡΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Τα βασικά πυριγενή πετρώματα, που είναι πλούσια κυρίως σε μαγνήσιο και σίδηρο, καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα συστάσεων. Τα πετρώματα αυτά είναι σκούρα στο χρώμα και ορυκτολογικά περιλαμβάνουν ολιβίνη, πυρόξενο, αμφίβολο και βιοτίτη. Τα κοινά βασικά πυριγενή πετρώματα είναι ο βασάλτης, ο δολερίτης και ο γάββρος. Τυπικοί εκλογίτες που περιέχουν ως βασικά ορυκτά τον γρανάτη και ομφακίτη, συνήθως προέρχονται από βασαλτικούς πρωτόλιθους. Πρόκειται για βασικούς εκλογίτες τύπου μεσοωκεάνιων ράχων (MORB), αλλά πολλά γαββρικά πετρώματα εμφανίζουν διαφορετικά χημικά χαρακτηριστικά.

Συγκεκριμένα, οι γάββροι είναι συνήθως περισσότεροι μαγνησιούχοι ή σιδηρούχοι σε σύγκριση με τα MORB-τύπου πετρώματα και έτσι τα υψηλής πίεσης χημικά ισοδύναμα πετρώματα των τροκτολίθων και των ολιβινικών γάββρων θα δώσουν παραγενέσεις αρκετά διαφορετικές από τους συνηθισμένους βασαλτικούς εκλογίτες με γρανάτη και ομφακίτη. Ο πλούσιος σε Mg ολιβινικός γάββρος που μεταμορφώνεται στους 600°C και στα 2,5 GPa μπορεί να μην περιέχει γρανάτη και ομφακίτη ως κύρια παραγένεση. Αυτό συμβαίνει γιατί η χαμηλή περιεκτικότητα σε Fe του Mg-γάββρου, εμποδίζει το σχηματισμό του γρανάτη (Grt).

Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα της LT/HP εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης ενός ολιβινικού γάββρου συναντάται στις Δυτικές Άλπεις. Αν και τα πετρώματα αυτά έχουν μεταμορφωθεί κάτω από συνθήκες εκλογιτικής φάσης, δεν είναι αυστηρά εκλογίτες και δεν πρέπει να θεωρούνται, ούτε ως πηλιτικοί εκλογίτες ούτε ως πηλιτικοί γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι. Οι κατάλληλες εκφράσεις για τέτοια πετρώματα είναι μεταπηλίτες γλαυκοφανιτικής φάσης ή πηλιτικοί γνεύσιοι εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης.

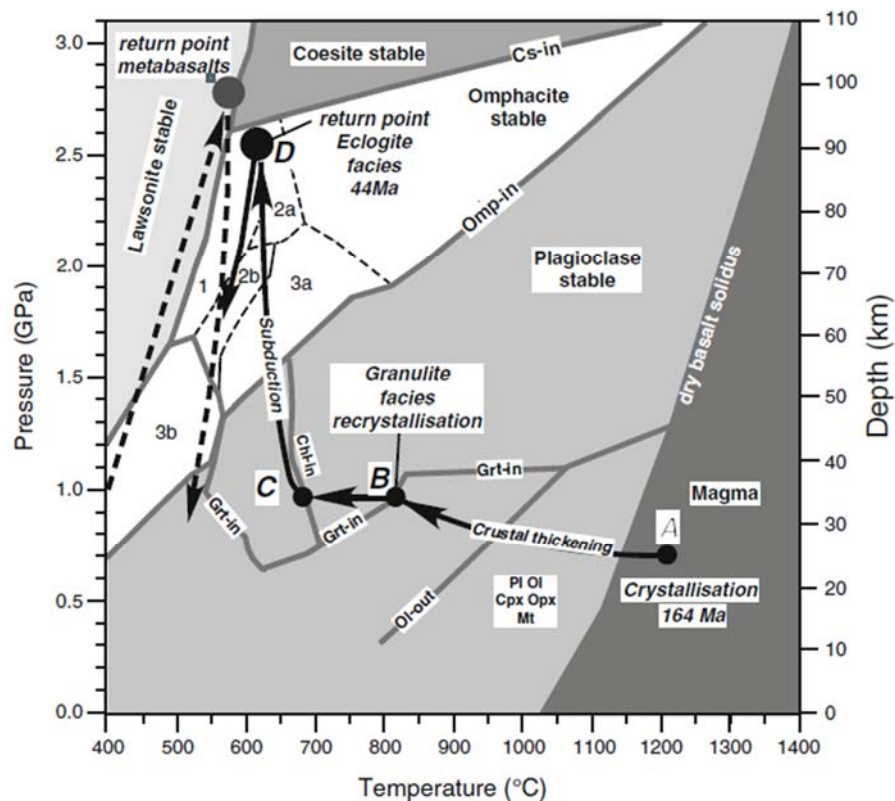
Οι ανορθοσίτες, οι οποίοι είναι βασικά πετρώματα, δεν μπορούν να μετατραπούν σε εκλογίτες, σε συνθήκες υψηλής πίεσης επειδή τα πετρώματα περιέχουν 90-95% Pl. Τα πλαγιόκλαστα με σύσταση 70% σε An θα μετατραπούν στην παραγένεση Jd + Zo + Ky + Qtz, κάτω από LT/HP και MT εκλογιτικές συνθήκες μεταμόρφωσης (Bucher and Grapes 2011).

4.4 ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗ ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΕΝΟΣ ΟΛΙΒΙΝΙΚΟΥ ΓΑΒΒΡΟΥ

Παράδειγμα μεταμόρφωσης ολιβινικού γάββρου αποτελεί ένα τέμαχος γάββρου που συναντάται στις Δυτικές Άλπεις, Ελβετία και αναφέρεται ως Allalin γάββρος (Meyer 1983a, b). Ο γάββρος εμφανίζεται μέσα σε ένα τυπικό οφιολιθικό σύμπλεγμα (οφιόλιθος Zermatt-Saas) που αντιπροσωπεύει την ωκεάνια λιθόσφαιρα του Μεσοζωικού Ωκεανού της Τηθύος. Κατά τη διάρκεια της πρώιμης τριτογενούς αλπικής ορογένεσης, οι οφιόλιθοι και ο Allalin γάββρος καταβυθίστηκαν σε μεγάλο βάθος και μεταμορφώθηκαν κάτω από LT/HP εκλογιτικές συνθήκες. Οι pillow λάβες μετατράπηκαν αρχικά σε LT/HP εκλογίτες, στη συνέχεια δέχτηκαν ανάδρομη μεταμόρφωση και μετατράπηκαν σε γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, και τελικά επηρεάστηκαν από μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Ο εκλογιτικός γρανάτης αποτελεί το μόνο εναπομείνων ορυκτό από το εκλογιτικό στάδιο, σε τοπικά έντονα, ανάδρομα μεταμορφωμένους εκλογίτες και οι πρασινοσχιστόλιθοι που περιέχουν γρανάτη, αποδεικνύουν τη σταθερή φύση του.

Ο Allalin γάββρος είναι ένας πλούσιος σε Mg ολιβινικός γάββρος με ακανόνιστα στρώματα τροκτόλιθου. Η έρευνα των Bucher και Grapes (2008), δείχνει ότι κατά πάσα πιθανότητα ο γάββρος αυτός σχηματίστηκε στο όριο φλοιού-μανδύα κατά τη διάρκεια του Ιουρασικού, όπου υπέστη ανακρυστάλλωση σε συνθήκες γρανουλιτικής φάσης, πριν την ενσωμάτωσή του με τους οφιόλιθους της Τηθύος κατά την καταβύθιση.

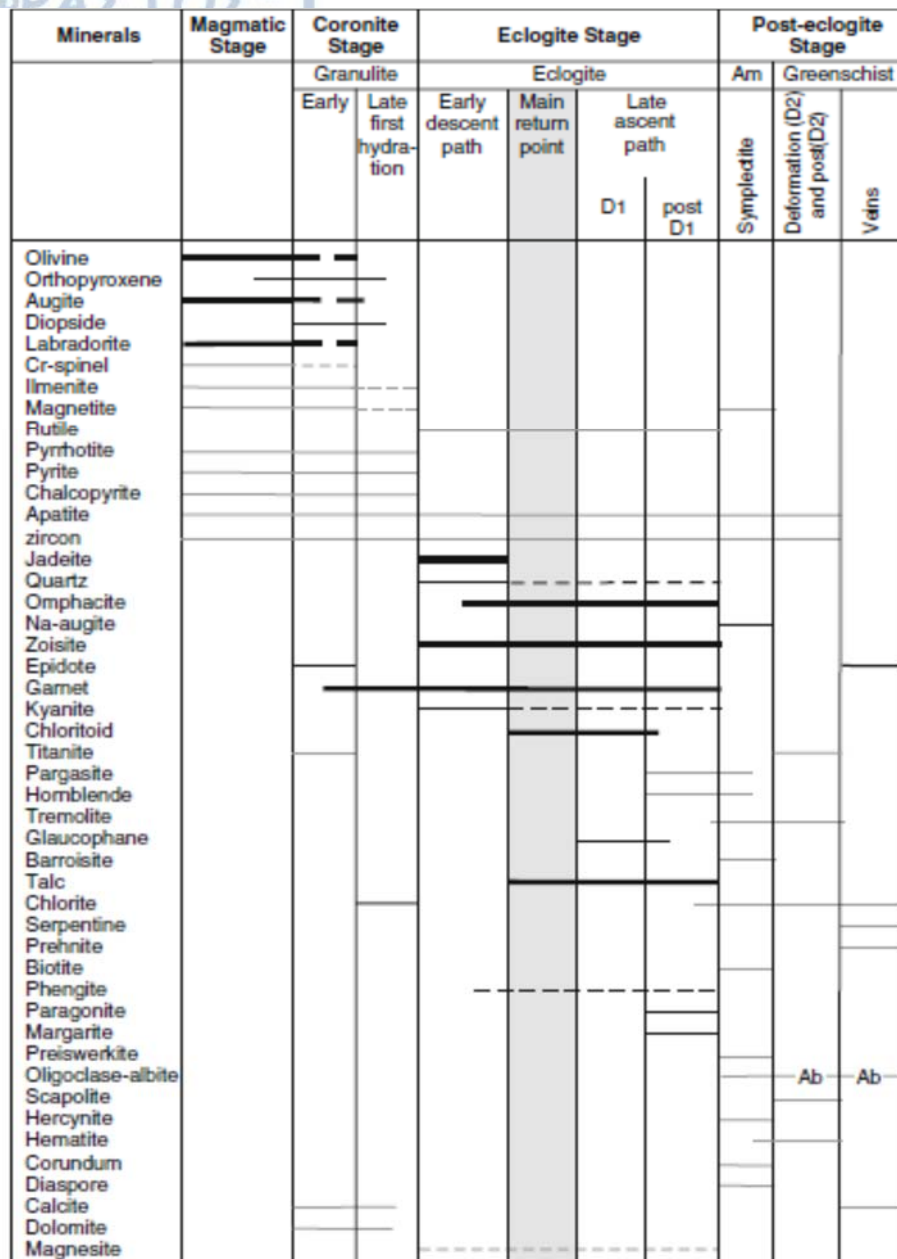
Η πορεία μεταμόρφωσης αυτού του γάββρου, από τη μαγματική κρυστάλλωση, μέσω της γρανουλιτικής φάσης στην εκλογιτική και ανάδρομα από την εκλογιτική στην αμφιβολιτική και στην αμφιβολιτική-πρασινοσχιστολιθική δίνεται στο σχήμα 4.7 (Bucher and Grapes 2008). Η διαδοχή των ορυκτών κατά τη διάρκεια της μεταμορφικής ιστορίας του γάββρου δίνεται στο σχήμα 4.8 (Bucher and Grapes 2011).



Σχήμα 4.7: Οι πρόδρομες και ανάδρομες P-T πορείες (συμπαγείς γραμμές με βέλη) του Allalin γάββρου σε σχέση με τα στάδια (A-D) στο διάγραμμα σταθερότητας των ορυκτών. Τα πεδία σταθερότητας των ορυκτών στην περιοχή του ομφακίτη έχουν ως εξής: 1) Cld με Omp Grt Zo Tlc $\pm$ Ky $\pm$ Qtz, 2a) Tlc με Omp Gr Zo $\pm$ Ky $\pm$ Qtz, 2b) Tlc με Omp Gr Zo Hbl Pg Qtz, 3a) Hbl, Pg με Omp Grt Qtz $\pm$ Zo $\pm$ Ep $\pm$ Gln $\pm$ Mt $\pm$ Hm, 3b) Hbl, Pg με Omp Zo Act Chl. Η ανάδρομη πορεία των Zermatt-Saas μεταφαισειακών πετρωμάτων που συσχετίζονται πλέον με το Allalin γάββρο παριστάνονται με διακεκομμένες γραμμές με βέλη (Bucher et al. 2005). Σημειώνεται πως κατά τη διάρκεια της ανάδρομης πορείας ο γάββρος έχει ενσωματωθεί στο Zermatt-Saas οφιόλιθο σε βάθος περίπου 65 χιλιομέτρων και τη συνέχεια, επηρεάστηκε από την ίδια γλαυκοφανιτική-πρασινोσχιστολιθική φάση ανακρυστάλλωσης.

Η μεταμορφική ιστορία του γάββρου μπορεί να διαιρεθεί σε 4 στάδια:

1. Κρυστάλλωση της παραγένεσης Pl + Ol + Cpx + Ilm. Αυτά τα πυριγενούς προέλευσης ορυκτά επιβίωσαν της μεταμόρφωσης σε απαραμόρφωτες θέσεις του πετρώματος όπου το H₂O δεν είχε προσβαση.
2. Ανακρυστάλλωση κατά την τελική ψύξη σε συνθήκες γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης που προκλήθηκαν από την πάχυνση του φλοιού και κατά την οποία σχηματίστηκαν Opx και Grt (ως ορυκτά κορώνας μεταξύ ολιβίνη και πλαγιοκλάστου) στους περίπου 850°C και στα 0,8-1,0 GPa.



Σχήμα 4.8: Διάγραμμα των ορυκτολογικών παραγενέσεων του Allalin γάββρου ανάλογα με τις τιμές των P-T (Bucher and Grapes 2011).

3. Ενσωμάτωση του γάββρου στους υποβυθιζόμενους οφιόλιθους και η πρώτη ενυδάτωση με το σχηματισμό χλωρίτη, ο οποίος αντικαθιστά μερικώς ολιβίνη, ορθοπυρόξено και κλinoπυρόξено. Ο χλωρίτης σχηματίζει μέρος της κορώνας $Opx + Grt$ αντί του σπινελίου ο οποίος θα σχηματιζόταν κανονικά κάτω από άνυδρες συνθήκες γρανουλιτικής φάσης.

4. Αντικατάσταση του πλαγιокλάστου από την παραγένεση $Jd + Omp + Czo + Ky + Qtz$ που δηλώνει συνθήκες εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης, η οποία ακολουθείται από αντικατάσταση του κλinoπυροξένου από $Omp + Tlc + Rt$ και του

ολιβίνη από Tlc + Cld + Ky, ενώ ο γρανάτης στην κορώνα παραμένει σταθερός, υποδεικνύοντας συνθήκες εκλογιτικής φάσης στα 2,5-2,6 GPa και στους περίπου 600°C. Ο LT/HP εκλογιτικός γάββρος περιέχει εντέλει ένα σημαντικό αριθμό ένυδρων φάσεων (Tlc, Cld, Czo $\pm$ Chl) που οφείλονται στην πρόσβαση νερού κατά την υποβύθιση.

5. Μια υψηλής πίεσης ανάδρομη μεταμόρφωση γλαυκοφανιτικής φάσης χαρακτηρίζεται από το σχηματισμό γλαυκοφανή, φεγγίτη, παραγωνίτη που αντικαθιστούν ομφακίτη και χλωριτοειδή σε τμήματα του πετρώματος που η παραμόρφωση ήταν πιο έντονη και επέτρεψε τη διείσδυση νερού.

6. Σε χαμηλότερη πίεση, τα πετρώματα πέρασαν στη μεταβατική φάση μεταξύ γλαυκοφανιτικής και πρασινοσχιστολιθικής φάσης με το σχηματισμό συμπλεκτιτών που αντικαθιστούν τα ορυκτά της εκλογιτικής φάσης. Έτσι έχουμε μπαροϊσίτη + Na-κλινοπυρόξενο + αλβίτη + ολιγόκλαστο + χλωρίτη στη θέση του ομφακίτη, μαργαρίτη + πραϊσβερκίτη στη θέση του χλωριτοειδή και αλβίτη + μπαροϊσίτη στη θέση του γλαυκοφανούς. Αυτές οι παραγενέσεις είναι λεπτόκοκκα προϊόντα αντιδράσεων τοπικής ενυδάτωσης.

7. Η ανακρυστάλλωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης προέκυψε από την άνοδο του πετρώματος σε μικρότερα βάθη και το σχηματισμό ακτινόλιθου + βιοτίτη + αλβίτη + χλωρίτη + επιδότου στα 400-500MPa και στους 400-450°C. Η κατώτερη αλπική πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης συνοδεύεται από δύο διακριτά επεισόδια παραμόρφωσης. Η επίδραση αυτών των επεισοδίων στον Allalin γάββρο διαφέρει από θέση σε θέση. Η πρασινοσχιστολιθικής φάσης παραμόρφωση και ενυδάτωση είναι πλαστική και εντοπίζεται κατά μήκος ζωνών διάτμησης, σε αντίθεση με την παραμόρφωση εκλογιτικής φάσης που είναι θραυσιγενής.

8. Τα ορυκτά της υποπρασινοσχιστολιθικής φάσης, αλβίτης, ασβεστίτης, πρενίτης βρίσκονται κυρίως σε φλέβες. Ο Allalin γάββρος περιέχει επίσης σουλφίδια, οξείδια και άλλα επουσιώδη ορυκτά όπως τιτανίτης, κορούνδιο και διάσπορο, τα οποία ήταν σταθερά σε διάφορα στάδια της P-T ιστορίας του πετρώματος.

Το παράδειγμα του Allalin γάββρου δείχνει μια πολύπλοκη μεταμορφική ιστορία. Η διαδοχική ανάπτυξη ορυκτών και παραγενέσεων δείχνει ότι:

- Η παραμόρφωση είναι απαραίτητη στις μεταμορφικές διαδικασίες. Επιτρέπει στο νερό να εισέλθει σε άνυδρα πυριγενή πετρώματα. Σε περίπτωση απουσίας νερού

πυριγενείς ή/και οι μεταμορφικές παραγενέσεις, θα επιβιώσουν ακόμη και σε ακραίες συνθήκες P-T (π.χ. η πυριγενής παραγένεση $Pl + Crx + Ol$ μπορεί να βρεθεί σε συνθήκες 2,5 GPa και 600°C).

- Βασικά πετρώματα που υποβάλλονται σε μεταμόρφωση εκλογιτικής φάσης, δεν είναι απαραίτητο ότι θα γίνουν εκλογίτες. Η ολική χημική σύσταση πολλών γάββρων μπορεί να μην είναι ευνοϊκή για το σχηματισμό γρανάτη (Grt).

- Τα χαμηλής θερμοκρασίας εκλογιτικής φάσης βασικά πετρώματα (LT-eclogites) που σχηματίζονται κατά την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, χαρακτηρίζονται από την παρουσία ενός αριθμού ένυδρων ορυκτών σε συνθήκες υψηλής πίεσης (HP) εκλογιτικής φάσης (Zo, Cld, Tlc, Chl, Phe).

- Τα χαμηλής θερμοκρασίας εκλογιτικής φάσης πετρώματα μπορεί να περάσουν από τη γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης κατά την άνοδό τους στην επιφάνεια. Η επιστροφή αυτή είναι ανάδρομη και προσθέτει άλλη μια ομάδα ένυδρων ορυκτών, όπως ο γλαυκοφανής και ο παραγωνίτης, στις παραγενέσεις HP/LT.

- Όλα τα στάδια της μεταβολής των τιμών P-T που ακολουθεί ο Allalin γάββρος καθώς και οι αντιδράσεις που συμβαίνουν περιλαμβάνουν έναν μεγάλο αριθμό ορυκτών μπορούν να βρεθούν σε ένα μόνο πέτρωμα. Η κύρια παραγένεση που βρίσκεται σ' ένα δείγμα πετρώματος ή σε μια μικρή εμφάνισή του εξαρτάται από το πόσο νερό εισήλθε στο πέτρωμα σε ένα δεδομένο στάδιο P-T της μεταμορφικής του εξέλιξης.

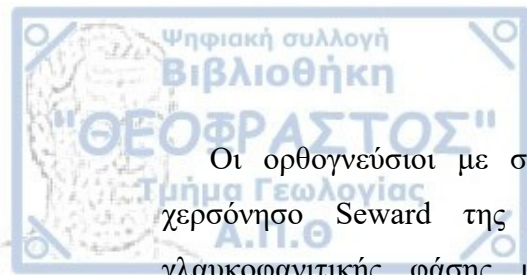
- Η διαθεσιμότητα νερού σχετίζεται με την τοπική έκταση της παραμόρφωσης. Δεδομένου ενός συγκεκριμένου σταδίου μεταμόρφωσης, αν υπάρχει πολύ νερό, ο σχηματισμός της μέγιστης ένυδρης παραγένεσης, για το στάδιο αυτό, είναι δυνατή. Το νερό καταναλώνεται με αντιδράσεις ενυδάτωσης που τείνουν να αφυδατώσουν το πέτρωμα. Έτσι, το νερό θα πρέπει να παρέχεται συνεχώς προκειμένου να διευκολυνθούν οι αντιδράσεις που παράγουν τη μέγιστη ενυδατωμένη παραγένεση στο συγκεκριμένο στάδιο. Έτσι, η πρόσβαση νερού στο αρχικά άνυδρο πέτρωμα διευκολύνεται μέσω μικρορωγμών αλλά και εύθραυστων δομών παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια HP μεταμόρφωσης ή διεισδυτικών πλαστικών παραμορφώσεων κατά την πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης (Bucher and Grapes 2011).

4.5 ΓΡΑΝΙΤΟΕΙΔΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΕΚΛΟΓΙΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΓΛΑΥΚΟΦΑΝΙΤΙΚΗΣ ΦΑΣΗΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Ένα σπάνιο παράδειγμα γρανίτη, γρανοδιορίτη και τοναλίτη που έχει μεταμορφωθεί κάτω από συνθήκες εκλογιτικής φάσης, είναι γνωστή από την Sesia Ζώνη των Δυτικών Άλπεων (Compagnoni και Maffeo 1973, Compagnoni και Rolfo 2003). Αυτά τα γρανιτοειδή πετρώματα είναι υπολείμματα του Βαρίσκειου υποβάθρου και μεταμορφώθηκαν κατά τη διάρκεια της πρώιμης φάσης της Αλπικής μεταμόρφωσης στο Μέσο Κρητιδικό.

Τα λιγότερα παραμορφωμένα πετρώματα διατηρούν πυριγενείς υφές με υπολειμματικό K-άστριο και βιοτίτη. Υπό συνθήκες εκλογιτικής φάσης, το πλαγιόκλαστο (Pl) αντικαθίσταται από Id, Qtz, Zo, Ky, Kfs, ενώ ο βιοτίτης (Bt) έχει αντικατασταθεί ψευδομορφικά από πλούσιο σε σελαδονίτη, υψηλής περιεκτικότητας σε Ti φεγγίτη και ρουτίλιο με Grt σε μορφή κορόνας. Κατά τη διάρκεια της μεταγενέστερης αποσυμπίεσης, ο ιαδείτης αντικαταστάθηκε από ομφακίτη (Omp) και γρανάτη (χλωρομελανίτης) και ακολουθήθηκε από γλαυκοφανή. Αν και δεν έχει βρεθεί κοεσίτης στα γρανιτοειδή πετρώματα, η παρουσία πολυγωνικών γρανοβλαστικών συσσωματωμάτων χαλαζία στη θέση προϋπάρχοντος πυριγενούς χαλαζία, θεωρείται ότι είναι προϊόντα από αρχικό κοεσίτη. Αν ισχύουν τα παραπάνω, τότε σημαίνει ότι έχουμε συνθήκες UHP μεταμόρφωσης σε πιέσεις πάνω από 3,5 GPa και θερμοκρασίες πάνω από 700°C (Compagnoni και Rolfo 2003). Αν τα παραπάνω δεν ισχύουν, τότε οι συνθήκες P-T της μεταμορφικής ανακρυστάλλωσης είναι χαμηλότερες, με πιέσεις πάνω από 1,4 GPa και θερμοκρασίες 500-600°C.

Ένα άλλο παράδειγμα UHP μεταμόρφωσης γρανιτοειδών (ορθογενέσιος) καταγράφεται στην ανατολική Κίνα (Liu et al. 2002), όπου η μη διαγνωστική παραγένεση Qtz + Kfs + Pl και σε μικρότερο βαθμό η παραγένεση Bt + Grt + Ep είναι τυπικές. Μόνο σε ζώνες ανάπτυξης γύρω από κόκκους ζirkονίου έχουν βρεθεί εγκλείσματα κοεσίτη και φεγγίτη που δείχνουν ότι ο ορθογενέσιος βρέθηκε σε συνθήκες UHP μεταμόρφωσης (> 3 GPa) σε θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν από άλλες συσχετιζόμενες παραγενέσεις με τιμές 750-800°C περίπου. Αυτές οι θερμοκρασίες, είναι υψηλότερες από την υγρή solidus του γρανίτη. Επίσης, η έλλειψη στοιχείων που να συνηγορούν για τήξη, δείχνει ότι η aH₂O ήταν σημαντικά μικρότερη από τη μονάδα και ο κύριος λόγος για τον οποίο άλλα διαγνωστικά HP ορυκτά δεν σχηματίστηκαν.



Οι ορθογνεύσιοι με σύσταση γρανίτη, γρανοδιορίτη και τοναλίτη από τη χερσόνησο Seward της Αλάσκας, υπέστησαν μια πρόδρομη ορογενετική, γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωση, η οποία ακολουθήθηκε από μερική επαναεξισσορόπηση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης κατά τη διάρκεια αποσυμπίεσης (Evans και Patrick 1987, Patrick 1995). Το σύνολο των ορυκτών από το οποίο αποτελείται ο ορθογνεύσιος είναι Qtz + Ab + Kfs (μικροκλινής) + (3 T) Phe + Bt. Στο μετατοναλίτη εμφανίζεται αλμανδινικός γρανάτης απουσία μικροκλινή. Στους ορθογνεύσιους δεν υπάρχουν τυπικά ορυκτά υψηλής πίεσης όπως ιαδείτης, ομφακίτης ή γλαυκοφανής, ή ψευδόμορφα από αυτά, αλλά σε μεταβασίτες και μεταπηλίτες που σχετίζονται με τους ορθογνεύσιους έχουν υπολογιστεί από παραγενέσεις γλαυκοφανιτικής φάσης, συνθήκες P-T από 0,9 έως 1,0 GPa και θερμοκρασία στους 420°C (Thurston 1985).

5 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

5.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η Ελλάδα παρουσιάζει μία σύνθετη γεωλογική δομή με μεγάλη ποικιλία γεωλογικών σχηματισμών, αποτέλεσμα της σύνθετης γεωλογικής ιστορίας και εξέλιξης της (Σχ. 5.1).

Γεωλογικά η Ελλάδα χωρίζεται στις παρακάτω γεωτεκτονικές ζώνες, η κάθε μία από τις οποίες συνίσταται από ορισμένη στρωματογραφική διαδοχή των ιζημάτων της, από τους ιδιαίτερους λιθολογικούς χαρακτήρες της και από την ιδιαίτερη τεκτονική της συμπεριφορά, στοιχεία γενικά που εξαρτώνται από την παλαιογεωγραφική της θέση.

Μάζα Ροδόπης: Η μάζα της Ροδόπης περιλαμβάνει κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα. Αποτελείται κυρίως από γνεύσιους, μάρμαρα, σχιστόλιθους, γρανίτες-γρανοδιορίτες, ρυόλιθους, ανδεσίτες και δακίτες. Έχει επηρεαστεί από τρεις πτυχωσιγενείς τεκτονικές φάσεις.

Σερβομακεδονική Μάζα: Αποτελείται από γνεύσιους, μαρμαρυγικούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες. Διακρίνεται μια κατώτερη ενότητα με χαρακτηριστικό την παρουσία μαρμάρων και μια ανώτερη με χαρακτηριστικό την παρουσία μεγάλων οφιολιθικών μαζών.

Περιοδοπική ζώνη: Η Περιοδοπική ζώνη περιλαμβάνει τρεις ενότητες, αποτελούμενες από ανατολικά προς τα δυτικά από α) ψαμμίτες, χαλαζίτες, σχιστόλιθους, ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, ασβεστόλιθους, β) μάρμαρα, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και φλύσχη και γ) κερατόλιθους, σχιστόλιθους, φυλλίτες, μάρμαρα, γνεύσιους.

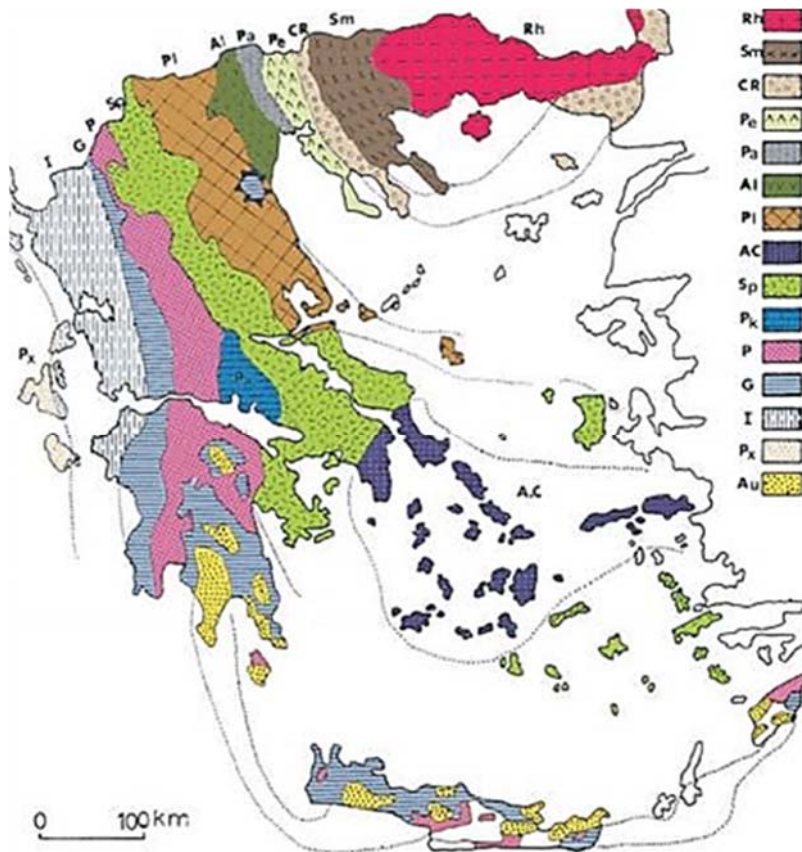
Ζώνη Αξιού: Ζώνη με χαρακτήρες παλιάς ωκεάνιας περιοχής με χαρακτηριστική εξάπλωση μεγάλων οφιολιθικών μαζών. Αποτελείται από σχιστόλιθους, φυλλίτες, μάρμαρα, κερατόλιθους, ψαμμίτες και ασβεστόλιθους.

Πελαγονική ζώνη: Αποτελείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο (γνεύσιους, γνευσιοσχιστόλιθους και αμφιβολίτες με μεγάλες γρανιτικές διεισδύσεις), μάρμαρα, φυλλίτες, σχιστόλιθους, ψαμμίτες, ασβεστόλιθους και δολομίτες.

Αττικοκυκλαδική μάζα ή Αττικοκυκλαδικό σύμπλεγμα: Η Αττικοκυκλαδική μάζα αποτελείται από μάρμαρα, δολομίτες, μαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους.

Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας: Η ζώνη αυτή έχει περιορισμένη έκταση στην Κεντρική Ελλάδα και αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ασβεστόλιθους και δολομίτες.

Ζώνη Ολωνού – Πίνδου: Κατέχει κεντρική θέση στον κορμό της Ελλάδας και ακολουθεί την κάμψη του ορογενετικού τόξου, ενώ τμήματα της απαντούν στην Κρήτη και τη Ρόδο. Συνίσταται από ασβεστόλιθους, δολομίτες, κερατόλιθους, ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, ραδιολαρίτες, αργίλους, ψαμμίτες και πηλίτες.



Σχήμα 5.1 : Σχηματική απεικόνιση των Ελληνίδων γεωτεκτονικών ζωνών (Μουντράκης 2010).

Ζώνη Γαβρόβου – Τριπόλεως: Η ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως χαρακτηρίζεται από συνεχή ανθρακική ιζηματογένεση με κυρίαρχα πετρώματα τους ασβεστόλιθους και δολομίτες. Οι σχηματισμοί της ζώνης αυτής επικάθονται σε ένα υπόβαθρο αποτελούμενο από φυλλίτες, χαλαζιακούς φυλλίτες και μάρμαρα.

Ιόνιος (ή Αδριατικοϊόνιος) ζώνη: Χαρακτηρίζεται από την παρουσία εβαποριτών, κυρίως γύψου και ορυκτού άλατος, στη βάση της αλλά και σε ανώτερα στρώματα, όπου ανήλθαν λόγω διαπυρισμού.

Ζώνη Παξών (ή Προαπούλια): Είναι η πιο εξωτερική γεωτεκτονική ζώνη της Ελλάδας, της οποίας εμφανίζεται ένα μικρό τμήμα στα Ιόνια νησιά. Χαρακτηρίζεται από μια συνεχή νηριτική ιζηματογένεση και την απουσία φλύσχη. Τα παλαιότερα πετρώματα είναι γύψοι και ακολουθούν δολομίτες, ασβεστόλιθοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, μάργες και κερατόλιθοι.

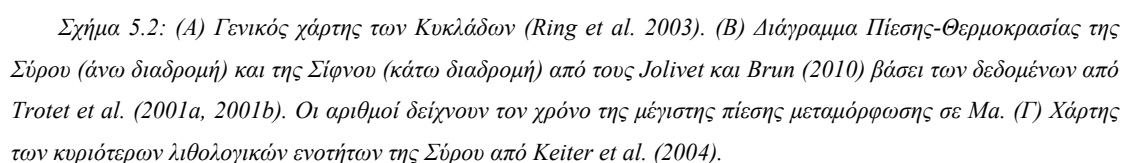
5.2 ΣΥΡΟΣ

Πολλοί εκλογίτες και γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι θεωρούνται ότι έχουν σχηματιστεί από ωκεάνιους βασάλτες σε υποβυθιζόμενες ζώνες. Η γνώση της ελαστικής συμπεριφοράς τους είναι απαραίτητη για την κατανόηση της εσωτερικής δομής των ζωνών υποβύθισης. Η γλαυκοφανιτική ενότητα των Κυκλάδων εμφανίζεται στη νήσο Σύρο και περιέχει πετρώματα που ανήκουν σε ένα σύμπλεγμα υποβύθισης τριτογενούς ηλικίας που έχει εκταφεί (Σχ. 5.2).

Στη Σύρο διακρίνονται τρεις λιθοστρωματογραφικές ενότητες, από κάτω προς τα πάνω:

- Το γρανιτικό υπόβαθρο Κόμητο-Βάρης
- Οι ενότητες Πύργου και Καστρί που αποτελούν μια ιζηματογενή ακολουθία μαρμάρων και σχιστολίθων
- Το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Κάμπου.

Η τεκτονική ιστορία ακολούθησε τρία στάδια: α) στο πρώτο στάδιο κατά το Μέσο Ηώκαινο, η ωκεάνια ενότητα του Κάμπου επωθήθηκε πάνω στην ιζηματογενή ακολουθία. Η πλαστική διατμηση συνέβη σύγχρονα με την πρόδρομη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης, β) μια δεύτερη πλαστική διάτμηση που επηρέασε όλο το πακέτο των πετρωμάτων και συνέβη παράλληλα με την ανάδρομη μεταμόρφωση από την εκλογιτική στη γλαυκοφανιτική φάση. Τμήματα της ωκεάνιας ενότητας του Κάμπου έμειναν ανεπηρέαστα από αυτή τη φάση και γ) το τρίτο στάδιο χαρακτηρίζεται από θραυσιγενή παραμόρφωση και συνδέεται με ένα εφελκυστικό σύστημα με μετατόπιση στα 7 km περίπου και με δύο κανονικά ρήγματα με διεύθυνση είτε Α-Δ είτε Β-Ν που επηρεάζουν όλα τα μεταμορφωμένα πετρώματα (Philippon et al. 2011).

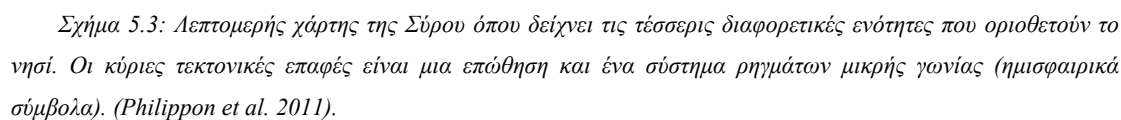


Οι γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι και οι εκλογίτες, όπως έχουμε αναφέρει και σε προηγούμενα κεφάλαια, είναι πετρώματα υψηλής πίεσης που σχηματίζονται όταν ο ωκεάνιος φλοιός βυθίζεται σε μεγαλύτερα βάθη μέσα στη Γη και συγκεκριμένα σε ζώνες υποβύθισης.

Η γλαυκοφανιτική ενότητα των Κυκλάδων αποτελεί ένα από τα καλύτερα εμφανιζόμενα συμπλέγματα υποβύθισης στον κόσμο (Le Pichon and Angelier 1979, Gautier 1993). Ωκεάνιος φλοιός πιθανόν Κρητιδικής ηλικίας (Keiter et al. 2011) υποβυθίστηκε μέσα στο Μεσοελληνικό σύστημα υποβύθισης, κατά μήκος μιας πρόδρομης υψηλής πίεσης P-T πορείας, και στη συνέχεια υπέστη ταχεία εκταφή. Η ενότητα αυτή αποτελείται από ένα μεγάλο εύρος γλαυκοφανιτικών σχιστολίθων και εκλογιτών με διάφορες υφές και συστάσεις. Αποτελεί μέρος του Αττικοκυκλαδικού Κρυσταλλικού Συμπλέγματος που εκτείνεται από τα νοτιοανατολικά της Εύβοιας μέχρι τα νησιά Σάμο και Ικαρία και συνεχίζει μέχρι τα δυτικά του Anatolian Menderes Συμπλέγματος στην Τουρκία. Από κάτω προς τα πάνω υπάρχουν τέσσερις μεγάλες τεκτονικές μονάδες (Σχ. 5.3):

- Η Ενότητα Υποβάθρου που αποτελείται από προ-Αλπικούς γρανίτες, παραγενέσιους και ορθογενέσιους (Ιος και Σίκινος- van der Maar 1980) καθώς και μεσαίου έως υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα έως μιγματίτες στις κεντρικές Κυκλάδες (Νάξος και Πάρος- Andriessen et al. 1987, Jacobshagen 1986).
- Η HP/LT γλαυκοφανιτική ενότητα των Κυκλάδων (κυρίως Σύρος, Σίφνος και Τήνος).
- Η Ενδιάμεση Ενότητα αποτελούμενη από μεταπηλίτες, μάρμαρα και μεταβασικά πετρώματα η οποία εμφανίζεται στα περισσότερα νησιά των Κυκλάδων (Jansen and Schuiling 1976, Dürr et al. 1978, Schliestedt et al. 1987).
- Η ανώτατη αλλόχθονη Πελαγονική Ενότητα με οφιολιθικά υπολείμματα της ζώνης Αξιού η οποία εντοπίζεται στο hanging wall των μεταμορφικών πυρήνων στις βόρειες (Άνδρο, Τήνο και Μύκονο) και στις κεντρικές Κυκλάδες (Πάρο και Νάξο) (Jolivet et al. 2013, Huet et al. 2009, Kerpler et al. 2017).

Το μεγαλύτερο μέρος της Σύρου αποτελείται από πετρώματα που ανήκουν στη γλαυκοφανιτική ενότητα των Κυκλάδων (Σχήμα 5.2C) που τοπικά ονομάζεται ενότητα Ερμούπολης. Η ενότητα αυτή αποτελείται από ισχυρά τεκτονισμένες εναλλαγές γνευσίων, σχιστολίθων, μαρμάρων, σερπεντινιτών και μεταβασικών



Τα περισσότερα από αυτά είναι μεταμορφωμένα σε εκλογιτική έως γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης και μόνο τοπικά επηρεάζονται από πρασινοςχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Οι σχιστόλιθοι και τα μάρμαρα θεωρείται ότι προέρχονται από ιζήματα φλύσχη, ενώ τα μεταβασικά πετρώματα και οι σερπεντινίτες πιθανότατα να αποτελούσαν μέρος ενός οφιολιθικού συμπλέγματος (Keiter et al. 2011).

Η Βόρεια Σύρος εμφανίζει κάποια σπάνια μεταμορφωμένα πετρώματα, με σημαντικότερα τους εκλογίτες. Οι εκλογίτες αυτοί είναι αποστρογγυλεμένοι, σκουρόχρωμοι και προεξέχουν αρκετά σε σχέση με το υπόλοιπο τοπίο του νησιού. Προέρχονται από μεταμόρφωση HP/LT βασικών πετρωμάτων και κυρίως μεταγέβρων. Πρόκειται λοιπόν, για μια εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης που

μεταπίπτει σε γλαυκοφανιτική, με χαρακτηριστικό ορυκτό το γλαυκοφανή, ο οποίος ανακαλύφθηκε στη Σύρο το 1845. Οι τιμές της πίεσης κυμαίνονται μεταξύ των 14-20 kb δηλαδή πιέσεις, που αντιστοιχούν σε βάθη 40-60km στο χώρο υποβύθισης ενός ορογενετικού τόξου. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της εκλογιτικής-γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης υπολογίζονται χονδρικά σε 14 kbar και 450-500°C.

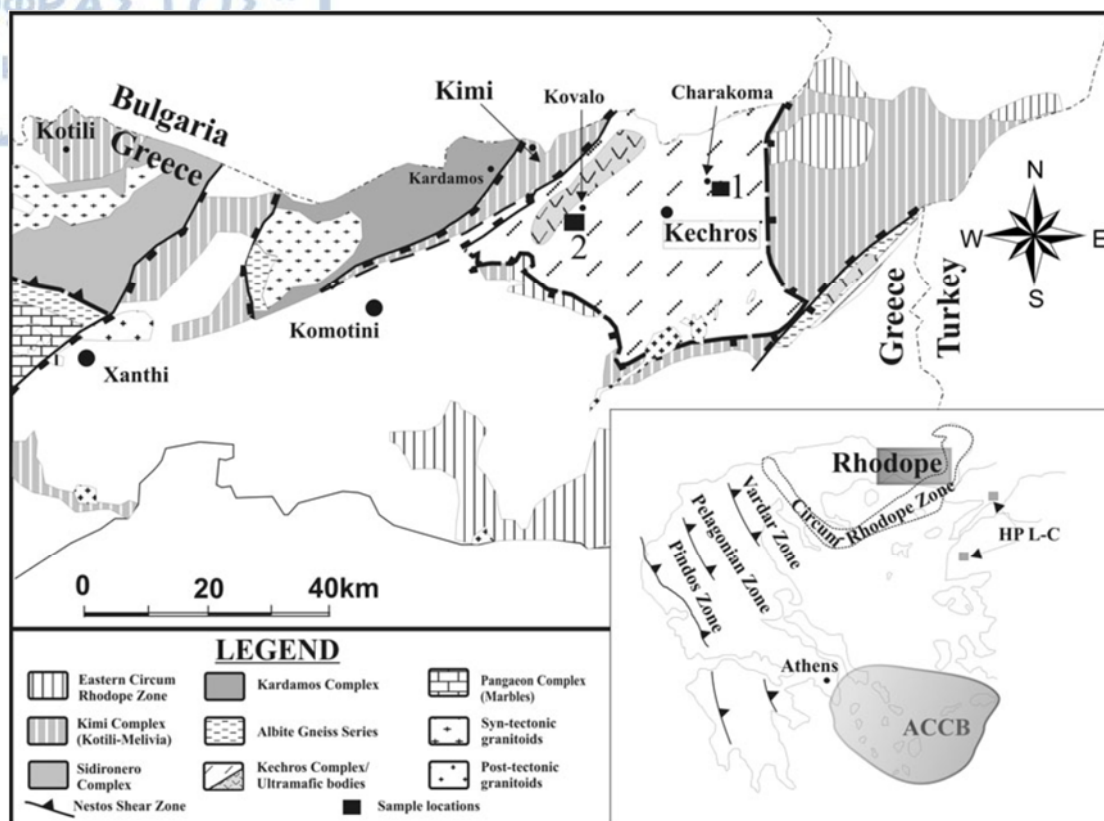
Από γεωχρονολογήσεις προκύπτει ότι η διαδικασία αυτή συνέβη στο Ηώκαινο, πριν από 40-50 εκατομμύρια χρόνια. Οι εκλογίτες βρίσκονται μέσα σε μεταμορφωμένο φλύσχη, στον οποίο συμμετέχουν βασικά και υπερβασικά πετρώματα, που σήμερα όλα μαζί αποτελούν το χαρακτηριστικό οφιολιθικό mélange της Β. Σύρου (Σχ. 5.4). Το mélange επικάθεται σε μάρμαρα (Παπανικολάου 2018).



Σχήμα 5.4 : Εκλογιτικοί όγκοι (αερόλιθοι) από την Σύρο (www.eyrhoia.gr)

5.3 ΖΩΝΗ ΡΟΔΟΠΗΣ

Η μάζα της Ροδόπης περιλαμβάνει γεωγραφικά τη Θράκη, την ανατολική Μακεδονία, ένα κομμάτι της νότιας Βουλγαρίας και ένα τμήμα της βορειοδυτικής Τουρκίας. Θεωρείται ως μια «ενδιάμεση ζώνη» που χωρίζει τις Ελληνίδες από τις Βαλκανίδες και αποτελεί την «Ενδοχώρα» (Zwischengebirge, Kober 1932). Ραδιοχρονολογήσεις όμως, που έγιναν το '70 έδειξαν ότι τα πετρώματα της Ροδόπης, δεν μπορούν να θεωρούνται ως «Ενδοχώρα» επειδή έχουν υποστεί μια έντονη Αλπική ορογενετική φάση συνοδευόμενη από μια υψηλού βαθμού μεταμόρφωση και συνακόλουθη μαγματική δραστηριότητα. Δομείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα των οποίων η ηλικία θεωρείται ότι ήταν Παλαιοζωική (Σχήμα 5.5) (Μ. Παπασπύρου 2016).



Σχήμα 5.5: Γεωλογικός χάρτης της Κεντρικής και Ανατολικής Ροδόπης στην Ελλάδα (από Mposkos και Krohe 2000). Οι αριθμοί 1 και 2 δείχνουν τις θέσεις του κυανίτη και του εκλογίτη αντίστοιχα (Mposkos 2011).

Γενικά, η μάζα της Ροδόπης μπορεί να διαιρεθεί σε δύο τεκτονικές ενότητες: την Ανώτερη Ενότητα Σιδηρόνερου και την Κατώτερη Ενότητα Παγγαίου οι οποίες διαχωρίζονται από την επώθηση του Νέστου. Η Ανώτερη Ενότητα Σιδηρόνερου αποτελείται από αμφιβολίτες, μεταπηλιτικά πετρώματα και μάρμαρα στην περιοχή της Ελλάδας και από ορθογνευσίους και μιγματιτικούς γνευσίους στην περιοχή της Βουλγαρίας. Η Κατώτερη Ενότητα Παγγαίου αποτελείται από αμφιβολίτες, μιγματίτες, γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και μάρμαρα (Ivanov 1988, Mposkos 1988, Krohe and Mposkos 2002).

Στην Κεντρική μάζα της Ροδόπης μεταμόρφωση υψηλής και υπερυψηλής πίεσης έχει καταγραφεί σε μεταϊζημάτα (Mposkos and Kostopoulos 2001), βασικά πετρώματα (Liati and Seidel 1996) και πιθανόν σε ανθρακικά πετρώματα (Mposkos et al. 2006). Τα πετρώματα της Μάζας της Ροδόπης καλύπτονται από κλαστικούς τουρβιδίτες, κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους (Mposkos and Krohe 2000, Krohe and Mposkos 2002). Επιπρόσθετα, στη Μάζα της Ροδόπης υπήρξε έντονος μαγματισμός κατά το Ολιγόκαινο με πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα (Eleftheriadis 1995, Del Moro et al. 1988, Christofides et al. 1998, Christofides et al. 2001). Κατά τη

διάρκεια του Μειοκαίνου εφελκυστική τεκτονική δημιούργησε τεκτονικές λεκάνες παράλληλα σε ρήγματα αποκόλλησης, αποτέλεσμα της δράσης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Krohe and Mposkos 2002). Οι μεγάλες ρηξιγενείς ιζηματογενείς λεκάνες του Τριτογενούς, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι οι εξής: λεκάνη του Στρυμόνα ή Σερρών, Φιλίππων ή Δράμας, Πρίνου, Νέστου, Ξάνθης-Κομοτηνής, Κίρκης-Αισίμης και Ορεστιάδας (Papanikolaou and Panagopoulos 1981).

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Μάζας της Ροδόπης χαρακτηρίζονται γενικά από δύο κύριες μεταμορφικές φάσεις: α) μία άνω αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης που καλύπτει την προγενέστερη υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας φάση και β) μία άνω πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης που καλύπτει τις προηγούμενες (Mposkos 1989).

Στην Κεντρική και Ανατολική Ροδόπη έχουν βρεθεί συνθήκες μεταμόρφωσης γρανουλιτικής φάσης οι οποίες παράλληλα με τη δράση της αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης έχουν εξαλείψει τις παραγενέσεις υψηλής πίεσης (Liati and Seidel 1996, Liati et al. 2001).

Από ραδιοχρονολογήσεις έχουν βρεθεί τέσσερις ηλικίες που αντιστοιχούν σε τέσσερα μεταμορφικά γεγονότα της Αλπικής ορογένεσης (Mposkos and Kostopoulos 2001, Liati 2005, Perraki 2006, Bauer 2007) :

- Ανώτερο Ιουρασικό, 150 Ma
- Ανώτερο Κρητιδικό, 73 Ma
- Κατώτερο Ηώκαινο, 51 Ma
- Ανώτερο Ηώκαινο, 42 Ma

Τέλος, έχει βρεθεί και μία ηλικία Κατώτερη Κρητιδική, περίπου στα 117 Ma, σε πετρώματα της Ανατολικής Ροδόπης, η οποία αντιστοιχεί στην υπερυψηλή πίεση μεταμόρφωση βασικών πετρωμάτων.

Οι εκλογίτες καταγράφουν την παλαιότερη μεταμορφική φάση η οποία έλαβε χώρα σε μεταμορφικές συνθήκες $P=19$ kbar και $T=700^{\circ}\text{C}$. Κατά θέσεις όμως, οι συνθήκες μεταμόρφωσης αντιστοιχούν σε γρανουλιτική φάση (πιέσεις $P>15$ kbar και θερμοκρασία $>800^{\circ}\text{C}$). Τα αντίστοιχα βάθη αυτών των πιέσεων και θερμοκρασιών είναι περίπου 45 χιλιόμετρα.

Στην επόμενη αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης, οι τιμές των πιέσεων κυμαίνονται από 7,5 έως 8,5 kbar και των θερμοκρασιών στους 600°C . Η παραγένεση στην οποία καταγράφηκαν οι αντίστοιχες συνθήκες είναι γρανάτες-κλινοπυρόξενοι μέσα σε γνευσίους. Αντίστοιχα, σε παραγένεση αμφιβόλων-

πλαγιοκλάστων μέσα σε μιγματίτες, οι συνθήκες πίεσης υπολογίστηκαν σε $P=8,5$ kbar και θερμοκρασία $T=728-746^{\circ}\text{C}$ για την αμφιβολιτική φάση.

Όπως αναφέρθηκε, η τελευταία φάση μεταμόρφωσης αντιστοιχεί σε συνθήκες κατώτερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

Σύμφωνα με τους Mposkos and Kostopoulos (2001), στο σύμπλεγμα της Κύμης που αποτελείται από χαλαζιακούς γνευσίους, γρανατούχους-κυανιτικούς γνευσίους, αμφιβολίτες/εκλογίτες, μάρμαρα και σερπεντινίτες έχουν βρεθεί μεταπηλίτες που περιέχουν διαμάντια (Perraki et al. 2006). Πετρολογικά στοιχεία από το σύμπλεγμα της Κύμης δίνουν συνθήκες μεταμόρφωσης 13-14Kbar και θερμοκρασίες $735-765^{\circ}\text{C}$ από ανάδρομα μεταμορφωμένους εκλογίτες (Mposkos and Perdikatsis 1989) και 16kbar και 800°C για τα υπερβασικά πετρώματα (Mposkos and Krohe 2000). Οι συνθήκες αυτές ακολουθήθηκαν από μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης σε 10kbar και 600°C και στη συνέχεια τα πετρώματα αυτά υπέστησαν μεταμόρφωση σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

5.4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΟΡΟΥΣ ΔΥΣΩΡΟ (ΚΡΟΥΣΙΑ)

Εκλογιτικά σώματα έχουν εντοπιστεί και στο όρος Δύσωρο, βόρεια από την ποόλη του Κιλκίς. Συγκεκριμένα, εκλογίτες έχουν βρεθεί στην περιοχή του Παλατιανού, Αντιγόνειας, Μονολιθίου, Κεντρικού και Προφήτη Ηλία. Οι εκλογίτες του Παλατιανού έχουν συνήθως μικρό μέγεθος, και μόνο σε αυτούς μπορούμε να συναντήσουμε σε κάποιες θέσεις την αρχική τυπική εκλογιτική παραγένεση ομφακίτης + γρανάτης. Στις άλλες περιοχές, οι εκλογίτες έχουν υποστεί τουλάχιστον δυο μεταγενέστερα μεταμορφικά επεισόδια.

1. Εκλογίτες Παλατιανού: στην περιοχή αυτή έχει εντοπιστεί ένα σώμα εκλογίτη πολύ μικρών διαστάσεων (5×2 m) με σκούρο πράσινο χρώμα και μεγάλο ειδικό βάρος. Οι εκλογίτες αυτοί είναι πολύ λεπτόκοκκοι, με αποτέλεσμα τα ορυκτά συστατικά τους να μην μπορούν να διακριθούν με γυμνό μάτι. Από τις μικροσκοπικές μελέτες βρέθηκε ότι αποτελούνται από γρανάτη, ομφακίτη, ρουτίλιο και ζοϊσίτη. Κυρίως στα όρια μεταξύ γρανάτη - ομφακίτη και ομφακίτη - ομφακίτη σχηματίζονται εξαιρετικά λεπτομερείς συμπλεκτίτες με μορφή κροσσών. Οι συμπλεκτίτες αυτοί, σύμφωνα με τους Mysen and Griffin (1973), σχηματίζονται με οξείδωση του ομφακίτη και αποχωρισμό από αυτόν του Na – ούχου μέλους του ιαδείτη. Με αυτό τον τρόπο ο ομφακίτης μετατρέπεται σε αυγίτη και σχηματίζει συμπλεκτίτες με τα πλαγιόκλαστα που προκύπτουν από την αντίδραση. Περιφερειακά, ο εκλογίτης έχει

επηρεαστεί από επόμενα μεταμορφικά επεισόδια και οι ομφακίτες έχουν εξαφανιστεί. Οι κλινοπυρόξενοι των συμπλεκτιτών τελικά μετατρέπονται σε αμφιβόλους και έτσι προκύπτουν οι συμπλεκτίτες αμφιβόλων-πλαγιοκλάστων. Στη συνέχεια, με ανακρυστάλλωση αυτών, προκύπτουν οι μεγάλοι κρύσταλλοι αμφιβόλων που παρατηρούνται στο πέτρωμα.

2. Εκλογίτης του Κεντρικού: πρόκειται για το καλύτερα διατηρημένο μετα-εκλογιτικό σώμα. Αποτελείται από γρανάτη, κεροστίλβη, χαλαζία, πλαγιόκλαστα, ζοϊσίτη, απατίτη, ιλμενίτη, ρουτίλιο και μαγνητίτη. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον σ' αυτό το πέτρωμα παρουσιάζουν οι υπολειμματικοί γρανάτες. Από τον αρχικό γρανάτη, διασώζονται μόνο κάποια υπολείμματα από τον πυρήνα του, ενώ η περιφερειά του είναι νεότερη. Σ' αυτά τα εκλογιτικά σώματα παρατηρούνται επίσης τιτανίτες που περιβάλλονται από ιλμενίτη.

3. Εκλογίτης της Αντιγόνειας: οι εκλογίτες αυτοί αποτελούνται κυρίως από γρανάτη, ζοϊσίτη, βιοτίτη, χλωρίτη, επίδοτο, απατίτη, χαλαζία, ακτινόλιθο, πλαγιόκλαστα, ιλμενίτη και τιτανίτη. Και εδώ υπάρχουν υπολείμματα γρανάτη που αντικαθίσταται από επίδοτο, ζοϊσίτη, χλωρίτη και βιοτίτη. Δεν υπάρχουν όμως αμφίβολοι ως αντικαταστάτες γρανατών. Επίσης πρέπει να σημειωθεί, πως μόνο σε αυτούς τους εκλογίτες, ο βιοτίτης συμμετέχει στα ορυκτά που αντικαθιστούν τον γρανάτη.

4. Εκλογίτης του Μονολιθίου: Αυτό το εκλογιτικό σώμα αποτελείται από γρανάτη, ακτινόλιθο, πλαγιόκλαστα, χλωρίτη, ζοϊσίτη, επίδοτο, χαλαζία, απατίτη, τιτανίτη και ιλμενίτη. Οι περισσότεροι από αυτούς είναι έντονα τροποποιημένοι, κι αυτό γιατί έχουν επηρεαστεί εντονότερα από τα μετέπειτα μεταμορφικά επεισόδια. Παρατηρείται στο πέτρωμα μια υφή που ορίζεται από τις εναλλαγές στρώσεων πλούσιων σε αμφιβόλους με μικροστρώσεις πλούσιες σε πλαγιόκλαστα.

5. Εκλογίτης του Προφήτη Ηλία: Στην περιοχή αυτή εντοπίστηκε αμφιβολιτικό σώμα με τη χαρακτηριστική στρωμάτωση των στρωματωδών αμφιβολιτών. Σε αυτόν τον εκλογίτη παρατηρούνται κηλίδες σφαιρικού σχήματος, διαμέτρου λίγων χιλιοστών, λευκού χρώματος που αποτελούνται από μικρούς κρυστάλλους πλαγιοκλάστου, κεροστίλβης, ζοϊσίτη, επιδότου και ασβεστίτη. Θεωρείται λοιπόν, ότι αυτές οι σφαιρικές κηλίδες είναι ίσως πρώην γρανάτες που έχουν αντικατασταθεί τελείως από τα παραπάνω ορυκτά. Επομένως είναι πιθανό αυτό το πέτρωμα να ήταν ένας πρώην εκλογίτης που έχει μεταμορφωθεί πλήρως σε αμφιβολίτη.



Το πέτρωμα αυτό ίσως να αποτελεί και το συνδετικό κρίκο ανάμεσα στους εκλογίτες και ενός μέρους των αμφιβολιτών, αν θεωρήσουμε ότι τα τελευταία έχουν υποστεί την εκλογιτική, υψηλής πίεσης μεταμόρφωση (Σιδηρόπουλος 1991).

6 ΕΚΛΟΓΙΤΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΜΑΝΤΙΑ

6.1 ΓΕΝΙΚΑ

Τα διαμάντια γενικά, δεν είναι συστατικά των κιμπερλιτών ή των άλλων λαμπροφυρικών πετρωμάτων, αλλά ορυκτά συστατικά των ξενολίθων τους. Τα διαμάντια δηλαδή ανήκουν στα πετρώματα που παρασύρονται από το κιμπερλιτικό μάγμα κατά την άνοδό του. Εφόσον αυτό το γεγονός έχει γίνει αποδεκτό από την επιστημονική κοινότητα προέκυψε και μια πιο εξειδικευμένη πληροφορία. Αναλυτικότερες μελέτες απέδειξαν ότι μόνο σε δύο συγκεκριμένα είδη πετρωμάτων, από τα πολλά που κουβαλάνε οι κιμπερλίτες, υπάρχουν τα διαμάντια. Τα πετρώματα αυτά είναι οι χαρτσβουργίτες και οι εκλογίτες.

Τα διαμάντια που προέρχονται από εκλογίτες έχουν διαφορές από τα διαμάντια των χαρτσβουργιτών. Έχουν διαφορετικά εγκλείσματα και διαφορετική ισοτοπική αναλογία, ενώ τα εκλογιτικά διαμάντια περιέχουν σαφώς μεγαλύτερες συγκεντρώσεις αζώτου στην κρυσταλλική τους δομή.

6.2 ΔΙΑΜΑΝΤΙΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Περιοχές της Βόρειας Ελλάδος, όπου εμφανίζονται μεταμορφωμένα πετρώματα υπέρ-υψηλών πιέσεων, με υψηλό δυναμικό σε διαμάντια, περιλαμβάνουν τους ορεινούς όγκους των νομών Θεσσαλονίκης και Κιλκίς και μία στενή ζώνη που εκτείνεται ασυνεχώς και κατά μήκος 100 km από το Κάτω Νευροκόπι Δράμας μέχρι τον Έβρο (Τσιραμπίδης 2005, Arvanitidis 2011). Γραφιτικά διαμάντια μεγέθους 2-300 μm που εγκλείονται μέσα σε γρανάτη, χαλαζία, αμφίβολο και γραφίτη μεταμορφωμένων πετρωμάτων έχουν εντοπιστεί στην Κεντρική Μακεδονία (Λιβάδι, Γαλαρινός, Μαραθούσα) (Kostopoulos 2000).

Επίσης, μεταμορφικά ορυκτά-δείκτες υπερυψηλής πίεσης όπως ο κοεσίτης, το διαμάντι και ο γρανάτης, εντοπίστηκαν σε εκλογίτες και γνεύσιους στην κεντρική και ανατολική Μάζα της Ροδόπης. Υπομικροσκοπικοί κρύσταλλοι διαμάντιων, μεγέθους μικρότερων των 20 μm, έχουν αναφερθεί μέσα σε πορφυροβλάστες γρανατών στις περιοχές Πιλήματος Ξάνθης, Κύμης-Σμιγιάδας Ροδόπης και Σιδήρων Έβρου (Mposkos and Kostopoulos 2001, Κατερινόπουλος κ.ά. 2004).

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι εκλογίτες στον ελλαδικό χώρο δεν καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις, αλλά η εμφάνισή τους μας δίνει σημαντικές πληροφορίες για τη γεωτεκτονική εξέλιξη μιας περιοχής. Η γλαυκοφανιτική ενότητα των Κυκλάδων αποτελεί ένα από τα καλύτερα εμφανιζόμενα συμπλέγματα υποβύθισης στον κόσμο. Συγκεκριμένα, στη Βόρεια Σύρο εμφανίζονται αποστρογγυλεμένοι εκλογίτες που προέρχονται από μεταμόρφωση HP/LT βασικών πετρωμάτων και κυρίως μεταγάββρων. Οι εκλογίτες αυτοί έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε συνθήκες εκλογιτικής φάσης που μεταπίπτει σε γλαυκοφανιτική, όπως αποδεικνύεται από την ύπαρξη του γλαυκοφανή. Οι τιμές της πίεσης κυμαίνονται μεταξύ των 14-20 kb δηλαδή πιέσεις, που αντιστοιχούν σε βάθη 40-60km στο χώρο υποβύθισης ενός ορογενετικού τόξου. Οι συνθήκες μεταμόρφωσης της εκλογιτικής - γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης υπολογίζονται χονδρικά σε 14 kbar και 450-500°C.

Εμφάνιση εκλογιτικών σωμάτων έχει βρεθεί στη Μάζα της Ροδόπης. Αυτοί οι εκλογίτες καταγράφουν την παλαιότερη μεταμορφική φάση η οποία έλαβε χώρα σε μεταμορφικές συνθήκες $P=19$ kbar και $T=700^{\circ}\text{C}$. Βόρεια από το Κιλκίς, στο όρος Δύσωρο εντοπίζονται επίσης εκλογιτικά σώματα και μάλιστα με την αρχική τυπική παραγένεση ομφακίτη και γρανάτη.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι εκλογίτες είναι μεταμορφωμένα πετρώματα που έχουν προέλθει από αρχικά βασικά πυριγενή πετρώματα. Είναι πετρώματα μεγάλης πυκνότητας και για αυτό το λόγο συνδέονται με συνθήκες υψηλής πίεσης. Με βάση τη θερμοκρασία σχηματισμού τους διακρίνονται σε τρεις τύπους: α) χαμηλής θερμοκρασίας που σχετίζονται με τεκτονική υποβύθιση, β) μέσης θερμοκρασίας που σχηματίζονται σε περιβάλλον σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών από αμφιβολίτες και γ) υψηλής θερμοκρασίας που σχηματίζονται σε περιβάλλον εφελκυσμού του φλοιού από βασικούς γρανουλίτες ή κρυσταλλώνονται απευθείας από βασικό μάγμα. Οι κυριότερες εμφανίσεις των εκλογιτών στον Ελλαδικό χώρο είναι στη Σύρο, στη μάζα της Ροδόπης και στην περιοχή του όρους Δύσωρο. Συγκεκριμένα, στη Βόρεια Σύρο εμφανίζονται εκλογιτικοί όγκοι μέσα σε φλύσχη που επικάθεται πάνω σε μάρμαρα. Στη μάζα της Ροδόπης οι εκλογίτες εμφανίζουν ενδείξεις υπερυψηλής πίεσης, καθώς σε γενέσιους της κεντρικής και ανατολικής Ροδόπης έχουν βρεθεί κρύσταλλοι διαμαντιών μέσα σε γρανάτες. Τέλος, στο όρος Δύσωρο συναντάμε εκλογίτες με την αρχική τυπική παραγένεση ομφακίτη και γρανάτη, καθώς και εκλογίτες που έχουν υποστεί ανάδρομη μεταμόρφωση σε αμφιβολίτες.

ABSTRACT

Eclogites are metamorphic rocks that derive from mafic igneous rocks. They are very dense and so they are related to very high-P conditions of formation. Based on temperature of formation eclogites can be distinguished into three types: a) low temperature that are related to subduction tectonics and form from blueschists, b) middle temperature formed in continent collision double crust settings from amphibolites and c) high temperature formed in crustal extension settings from mafic granulites or have crystallized directly as eclogite from mafic magma. Eclogites in Greece occur in the island of Syros, in the Rhodope massif and in the area of mount Dysoro. In particular, in Northern Syros eclogitic bodies occur in flysch that overlies marbles. In the Rhodope massif, eclogites show indications of ultra-high P, since diamond inclusions have been found in garnets from gneisses of central and east Rhodope. Finally, in mount Dysoro, eclogites with their typical mineral assemblage, omphacite and garnet, as well as eclogites that have undergone retrograde metamorphism to amphibolites can be found.



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Κατερινόπουλος Α., Βουδούρης Π. και Κανελλόπουλος Χ. (2004). Ανάπτυξη γρανιτικού skarn σε αμφιβολίτες στην περιοχή Θεραπείου, του νομού Έβρου. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. 36, 518-525.
- Μουντράκης Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. Εκδόσεις: University Studio Press.
- Παπαύρου Μαριάννα (2014). Ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη του σχηματισμού skarn του πλουτωνίτη του Πανοράματος, Ν. Δράμας. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ, 128 σελ.
- Σιδηρόπουλος Ν. (1991). Λιθολογία, Γεωχημεία, Τεκτονική και Μεταμόρφωση του βορειοδυτικού τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή του όρους Δύσωρο (Κρουσιά) βόρεια από το Κιλκίς, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 592 σελ.
- Τσιραμπίδης Α. (2005). Ο ορυκτός πλούτος της Ελλάδος. Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, 361 σελ.

ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Andriessen P. A. M., Banga G. and Hebeda E. H. (1987). Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos Sikinos and Ios, Greek Cyclades. Geologie Mijnb. 66, 3-14.
- Bauer C., Rubatto D., Krenn K., Proyer A. and Hoinkes G. (2007). A zircon study from the Rhodope metamorphic complex, N-Greece: Time record of a multistage evolution. Lithos, [99, 3-4](#), 207-228
- Bucher K. and Frey M. (2002). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Science & Business Media.
- Bucher K. and Grapes R. (2008). The Allalin gabbro of the Zermatt-Saas ophiolite, Western Alps: a record of subduction zone hydration. J. Petrol., 50:1405–1442.
- Bucher K., de Capitani Ch. and Grapes R. (2005). The development of a margarite-corundum blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Lake Kvesjoen, Norwegian Caledonides. Can. Mineralog. 43:129–156.
- Bucher K. and Grapes R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Science & Business Media.

- Chopin C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Miner. Petrol.* 86:107–118.
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G. and Koroneos A. (1998.) Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G. and Kilias A. (2001a). Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 13(1-2), 73-89.
- Christofides G., Pecskey Z., Eleftheriadis G., Soldatos T. and Koroneos A. (2001b). Petrology and K/Ar geochronology of the Tertiary Evros volcanic rocks, Thrace, northeastern Greece. *PANCARDI 2001, Proc. II Abstracts*, DP6-7.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., and Brannock W.W. (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76:483–508.
- Compagnoni R. and Maffeo B. (1973). Jadeite-bearing metagranites and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, western Italian Alps). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 53:355–378,
- Compagnoni R. and Rolfo F. (2003). UHPM units in the Western Alps. In: Carswell DA, Compagnoni R. (eds) *High pressure metamorphism, European Mineralogical Union notes in mineralogy*, vol 5. Eotvos University Press, Budapest, pp 13–49.
- Coombs D.S. (1961). Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Aust. J. Sci.*, 24:203–215.
- Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos C., Manetti P. and Papadopoulos P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 159, 2, 113-135.
- Eleftheriadis G., (1995). Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). *Eur. J. Mineral.* 7, 1169-1182
- Dürr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M. and Seidel E. (1978). The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: *Alps, Appenines-Hellenides* (edited by Gloss, H., Roeder, D. & Schmidt, K). I.U.G.S. Rep., Stuttgart, Vol. 38, 11.455-476.
- Ernst W. (1999). Metamorphism, partial preservation, and exhumation of ultrahigh-pressure belts. *I Arc* 8:125–153.
- Eskola P. (1921). On the eclogites of Norway. *Skr. Vidensk. Selsk. Christiania Mat-nat Kl I* 8:1–118.

Gautier P., Brun J. P. and Jolivet L. (1993). Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, 12, 1180-1194.

Harley S.L., Motoyoshi Y. (2000). Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine. *Contrib. Miner. Petrol.*, 138:293–307

Hokada T. (2001). Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining (1100°C) in the Archean Napier Complex, East Antarctica. *Am. Miner.* 86:932–938.

Huet B., Labrousse L. and Jolivet L. (2009). Thrust or detachment? Exhumation processes in the Aegean: Insight from a field study on Ios (Cyclades, Greece). *Tectonics*, 28, TC3007, doi:10.1029/2008TC002397

Ivanov Z. (1988). A perçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull. Soc. Géol. France* 8:227–240.

Jacobshagen V. (1986). *Geologie von Griechenland*. [Geology of Greece] Berlin — Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

Jansen J. and Schuiling R. (1976). Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradients. *Am. J. Sci.* 276, 1225-1253.

Jolivet L. and Brun J.P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 109–138.

Jolivet L., Lecomte E., Huet B., Denele Y., Lacombe O., Labrousse L., Le Pourhiet L. and Mehl C. (2009). The north Cycladic detachment system: Earth and Planetary Science Letters, v. 289, p. 87–104.

Keiter M., Piepjohn K., Ballhaus C., Lagos M., and Bode M. (2004a). Structural development of high-pressure metamorphic rocks on Syros island (Cyclades, Greece). *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1433–1445.

Keiter M., Ballhaus C. and Tomaschek F. (2011). A new geological map of the island of Syros (Aegean Sea, Greece): Implications for lithostratigraphy and structural history of the Cycladic blueschist unit. *Geol. Soc. Amer. Special paper*: 481, 43 pp.

Keppler R., Behrman J.H. and Stipp M. (2017). Textures of eclogites and blueschists from Syros island, Greece: Inferences for elastic anisotropy of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 5306–5324.

Kober L. (1928). *Der Bau der Erde*. Borntraeger, Berlin, 2nd ed., 499 pp.

Kolcheva K., Zeljzkova-Panajotova M., Dobrecov N. and Stojanova V. (1986). Eclogites in Central Rhodope metamorphic group, Geochemistry, Mineralogy and Petrology, 20–21, 130–144.

Kostopoulos D. K., Ioannidis N. M. & Sklavounos S. A. (2000). A new occurrence of ultrahigh pressure metamorphism, central Macedonia, northern Greece: Evidence from graphitized diamonds? *Int. Geol. Rev.*, 42, 545-554.

Krohe A. and Mposkos E. (2002). Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. In: Blundell, D. J., Neubauer, F. and Von Quadt, A. (eds). The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen. Geological Society, Special Publication 204, London, 151-178.

Le Pichon, X. and Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the Neotectonic evolution of the eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics*, 69, 1-42.

Liati A. & Mposkos E. (1990). Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece. *Lithos*, 25, 89-99.

Liati A. and Seidel E. (1996). Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. *Contr. Miner. Petr.*, 123, 293-307.

Liati A., (2005). Identification of repeated Alpine (ultra) high-pressure metamorphic events by U-Pb SHRIMP geochronology and REE geochemistry of zircon: the Rhodope zone of Northern Greece. *Contribution Mineralogy Petrology*, 150, 608-630.

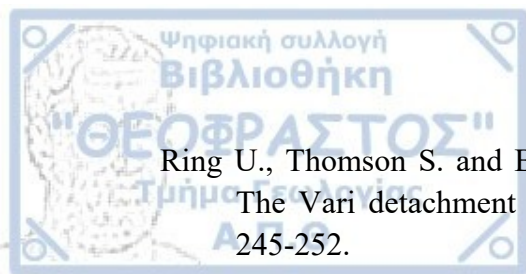
Liati A., Gebauer D. and Fanning, C. M. (2011). Geochronology of the Alpine UHP Rhodope Zone: a review of isotopic ages and constraints on the geodynamic evolution. In: Dobrzhenetskaya, L., Faryad, S. W., Wallis, S. and Cuthbert, S. (eds). *Ultrahigh-Pressure metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond*. Elsevier, Amsterdam, 295-324.

Liu F., Xu Z., Liou J.G., Katayama I., Masago H., Maruyama S. and Yang J. (2002). Ultrahigh-pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *Eur. J. Miner.* 14:499–512

Lü Z., Zhang L., Du J. and Bucher K. (2009). Petrology of coesite-bearing eclogite from Habutengsu Valley, western Tianshan, NW China and its tectonometamorphic implication. *J. Metamorph. Geol.*, 27:773–787

Meyer J. (1983a). *Mineralogie und Petrologie des Allalin gabbros*. Doctoral dissertation. unpublished Doctoral dissertation, University of Basel, 329 pp.

- Meyer J. (1983b). The development of the high-pressure metamorphism in the Allalin metagabbro (Switzerland). *Terra Cognita*, 3, 187.
- Miyashiro A. (1971). Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 13:141–159
- Mposkos E. (1989). High-pressure metamorphism in gneisses and schists in the East Rhodope zone (N. Greece). *Mineral. Petrol.*, 41, 25-39.
- Mposkos E., Papadopoulos P. and Perdikatsis B. (1989). The Rhodope crystalline basement east of Komotini. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 20(2), 259-273.
- Mposkos E. and Krohe A. (2000). Petrological and structural evolution of continental high-pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope domain. In: Panaydes, I., Xenophontos, C., Malpas, J. (eds). *Proceedings of the 3rd international conference geology East Mediterranean*. Geol. Surv. Nicosia, Cyprus, 1, 221–232.
- Mposkos E.D. and Kostopoulos D.K. (2001). Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth Planet. Sci. Letters*, 192, 497-506.
- Mposkos E., Baziotis I. and Proyer A. (2011). Pressure–temperature evolution of eclogites from the Kechros complex in the Eastern Rhodope (NE Greece). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, doi: 10.1007/s00531-011-0699-2.
- Mysen B. and Griffin W. L. (1973). Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *Am. Mineralogist*, 8, 60-63.
- Okay A.I. (1993). Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie Shan, China. *Eur. J. Miner.* 5:659–675
- Papanikolaou D. and Panagopoulos A. (1981). On the structural style of Southern Rhodope. *Geological Balcanica*, 11, 13-22.
- Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R. and Hoinkes G. (2006). Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 672–685.
- Philippon M., Brun J. and Gueydan F. (2011). Tectonics of the Syros blueschists (Cyclades, Greece): From subduction to Aegean extension. *Tectonics*, American Geophysical Union (AGU), 30, pp.TC4001, ff10.1029/2010TC002810ff.
- Reinecke T. (1991). Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *Eur. J. Miner.*, 3:7–17



Ring U., Thomson S. and Bröcker M. (2003). Fast extension but little exhumation: The Vari detachment in the Cyclades, Greece. *Geological Magazine* 140 (3), 245-252.

Sajeev K. & Osanai Y. (2004). Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of Mg-, Al-rich granulites from the Central Highland Complex, Sri Lanka. *J. Petrol.*, 45:1821–1844

Schliestedt M., Altherr R. and Matthews A. (1987). Evolution of the Cycladic crystalline complex: Petrology, isotope geochemistry and geochronology. In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, edited by H. C. Helgerson, pp. 389–428, D. Reidel, Dordrecht, Netherlands.

Schreyer W. (1995). Ultradeep metamorphic rocks: the retrospective viewpoint. *J. Geophys. Res.*, 100:8353–8366.

Smith D. and Lappin M. (1989). Coesite in the Straumen kyanite-eclogite pod, Norway. *Terra Nova*, 1:47–56

Song S.G., Niu Y.L., Zhang L.F. and Bucher K. (2009). The Luliangshan garnet peridotite massif of the North Qaidam UHPM belt, NW China – a review of its origin and metamorphic evolution. *J. Metamorph. Geol.*, 27:621–638.

Thurston S.P. (1985). Structure, petrology, and metamorphic history of the Nome Group blueschist terrane, Salmon Lake area, Seward Peninsula, Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96:600–617.

Trotet F., Jolivet L. and Vidal O. (2001a). Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338, 179–206.

Trotet F., Vidal O. and Jolivet L. (2001b). Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths. *Eur. J. Mineral.*, 13, 901–920.

van der Maar P. (1981). Metamorphism on Ios and the geological history of the Southern Cyclades, Greece. *Geologica Ultrajectiva*, 28, 1-142.

Wain A., Waters D., Jephcoat A. and Olijnyk H. (2000). The high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite transition in the Western Gneiss Region, Norway. *Eur. J. Miner.*, 12:667–688.

Yang J., Godard G., Kienast J.R., Lu Y. and Sun J. (1993). Ultrahigh-pressure (60 kbar) magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China. *J. Geol.*, 101:541–554.

Zhang R.-Y. and Liou J.G. (1994). Coesite-bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, glaucophane stability and PT-path. *Eur. J. Miner.* 6:217–233.



ΙΣΤΟΛΟΓΙΟ

<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo761e/>

<https://www.eyploia.gr/category/γεωλογία>



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Σύμβολα ορυκτών

Ab: αλβίτης

Act: ακμίτης

Act: ακτινόλιθος

Alm: αλμανδίνης

Am: αμφίβολος

An: ανορθίτης

Ank: ανκερίτης

Arg: αραγωνίτης

Bt: βιοτίτης

Cam: κλινοαμφίβολος

Chl: χλωρίτης

Cld: χλωριτοειδής

Cpx: κλिनοπυρόξενος

Czo: κλिनoζοισίτης

Di: διοψίδιος

Dol: δολομίτης

En: ενστατίτης

Ep: επίδοτο

Gln: γλαυκοφανής

Grs: γροσσουλάριος

Grt: γρανάτης

Hd: εδενβεργίτης

Hbl: κεροσίλβη

Ilm: ιλμενίτης

Jd: ιαδεΐτης

Kfs: K-άστριος

Ky: κυανίτης

Lws: λοσονίτης

Ol: ολιβίνης

Omp: ομφακίτης

Opx: ορθοπυρόξενος

Pg: παραγωνίτης

Phe: φεγγίτης

Pl: πλαγιόκλαστο

Pmp: πουμπελλυΐτης

Prh: πρενίτης

Prp: πυρωπό

Qtz: χαλαζίας

Rt: ρουτίλιο

Tlc: τάλκης

Tr: τρεμολίτης

Ts: τσερμακίτης

Ttn: τιτανίτης

Zo: ζοϊσίτης