



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΚΥΡΙΑΚΟΣ Χ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΩΝ ΠΙΕΣΕΩΝ (UHP)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





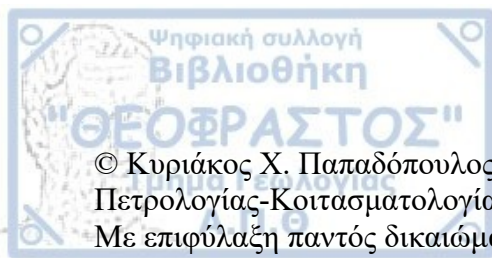
ΚΥΡΙΑΚΟΣ Χ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5243

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΩΝ ΠΙΕΣΕΩΝ (UHP)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας -
Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα

Παπαδοπούλου Α., Καθηγήτρια



© Κυριάκος Χ. Παπαδόπουλος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

METAMORΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΩΝ ΠΙΕΣΕΩΝ (UHP) – *Διπλωματική Εργασία*

© Kiriakos C. Papadopoulos, School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2023

All rights reserved.

ULTRAHIGH-PRESSURE METAMORPHISM (UHP) – *Bachelor Thesis*

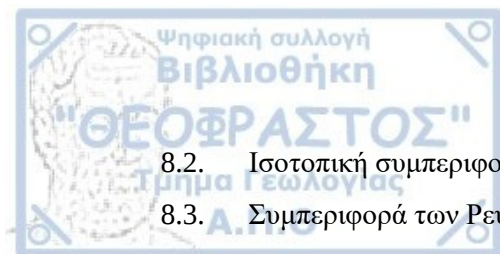
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται 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.



Περιεχόμενα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	1
ABSTRACT	2
1. Εισαγωγή.....	3
2. Μεταμόρφωση UHP & Στοιχεία P-T	7
2.1. Γενικά	7
2.2. Πολυμορφικοί δείκτες	10
2.3. Υπολείμματα, λείψανα και ψευδόμορφα.....	11
2.4. Άλλοι δείκτες UHP.....	14
3. UHP: έκταση & χρόνοι.....	16
3.1. Περιοχές UHP	16
3.2. Σχετικά με τη διαμόρφωση των ηπείρων	17
4. Κύριες UHP περιοχές ανά τον κόσμο.....	18
4.1. Νορβηγία	18
4.2. Δυτικές Άλπεις	21
4.3. Κίνα	23
4.4. Καζακστάν.....	26
4.5. Ένα Ενδιαφέρον Ανάλογο: Η Περίπτωση του Hindu Kush.....	27
5. Ορυκτολογικά Χαρακτηριστικά	29
5.1. Κοεσίτης και ψευδόμορφα	29
5.2. Διαμάντι.....	31
5.3. Κλινοπυρόξενος & K ₂ O	33
5.4. Σχετικά με τον μαγνησίτη	33
5.5. Εκλογιτικές παραγενέσεις με τάλη.....	35
6. Πετρολογικά Χαρακτηριστικά – Πρωτόλιθοι	36
6.1. Χαλαζιοαστριούχοι Γνεύσιοι.....	37
6.2. Πηλίτες & Χαλαζίτες.....	38
6.3. Μάρμαρα & άλλα Ανθρακικά πετρώματα	39
6.4. Βασικά πετρώματα	41
6.5. Υπερβασικά πετρώματα	42
7. Πρόδρομες και Ανάδρομες Πορείες P-T.....	45
8. Διεργασίες της ζώνης καταβύθισης	48
8.1. Έκταση μετασχηματισμού των πετρωμάτων	49



8.2. Ισοτοπική συμπεριφορά	49
8.3. Συμπεριφορά των Ρευστών, Αλληλεπίδραση Μανδύα-Φλοιού	49
8.4. Μηχανισμοί ταφής και εκταφής	50
8.5. Τεκτονικά Μοντέλα.....	51
8.6. Εξώθηση: ρυθμοί και διαδικασίες	54
9. Συμπεράσματα	57
10. Πηγές	59
10.1. Ξένη Βιβλιογραφία:.....	59
10.2. Διαδικτυακές Πηγές:	64



ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή εργασία αφορά τη μεταμόρφωση υπέρ-υψηλής πίεσης (UHP), τις συνθήκες στις οποίες συμβαίνει και τις παραγενέσεις που προκύπτουν. Προϊόντα της UHP μεταμόρφωσης αποτελούν οι εκλογίτες με κύρια συστατικά γρανάτη και ομφακίτη. Ανάλογα με τη σύσταση του πρωτολίθου, η μεταμόρφωση σε μεγάλα βάθη παράγει κοεσίτη, μικροδιαμάντια και άλλα χαρακτηριστικά UHP ορυκτά με ασυνήθιστες συστάσεις. Τέλος, περιγράφονται οι περιοχές που έχει διαπιστωθεί η ύπαρξη εκλογιτών με κοεσίτη και με μικροδιαμάντια.



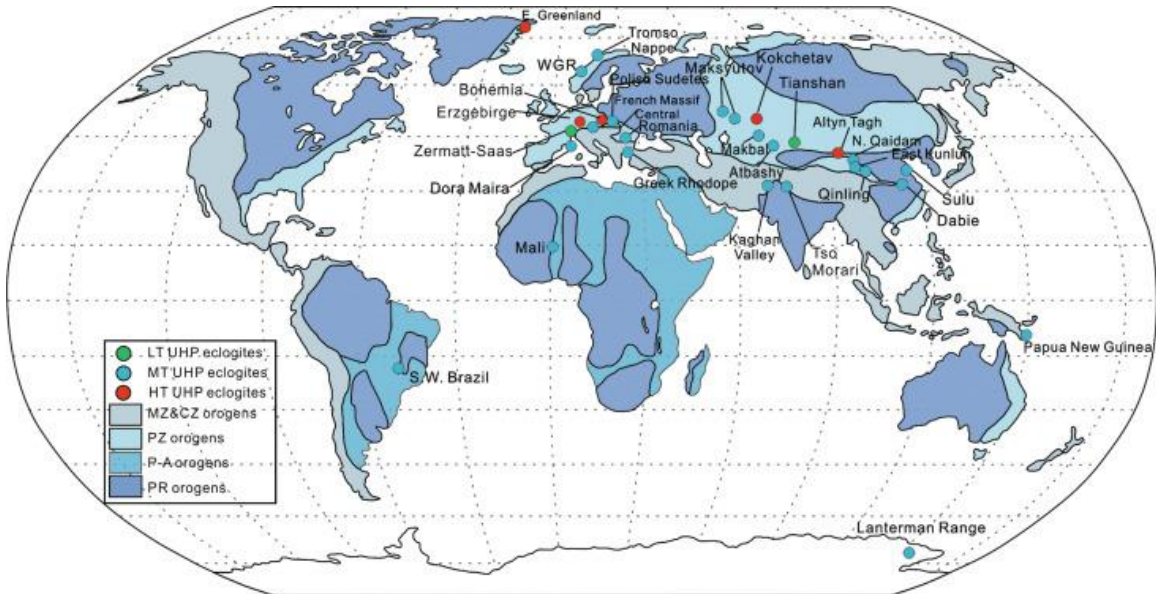
ABSTRACT

This bachelor thesis deals with Ultrahigh Pressure Metamorphism (UHP), the metamorphic conditions and the mineral assemblages that occur. Eclogites are the products of UHP metamorphism and they consist mainly of garnet and omphacite. Depending on the composition of the protolith, metamorphism at great depths produces coesite, microdiamonds and other UHP minerals with unusual compositions. Finally, the areas where eclogites with coesite and microdiamonds occur are described.

Η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής πίεσης (UHP) αναφέρεται σε μια ορυκτολογική και δομική αναπροσαρμογή πρωτόλιθων που βρίσκονται στο ανώτερο τμήμα του μανδύα (supracrustal rocks) και συνδεδεμένων με αυτά βασικά - υπερβασικά (mafic – ultramafic) πετρώματα σε μανδυακές πιέσεις μεγαλύτερες από 25kbar (80-90 km) (Liou et al. 1994). Τα τυπικά προϊόντα περιλαμβάνουν μεταπηλίτη (metapelite), χαλαζίτη (quartzite), κοκκώδη γρανουλίτη (granulite), εκλογίτη (eclogite), παραγνεύσιο (paragneiss) και ορθογνεύσιο (orthogneiss). Ο πηλίτης ή μεταπηλίτης, (<https://en.wikipedia.org/wiki/Pelite>) είναι ένα μεταμορφωμένο λεπτόκοκκο ιζηματογενές πέτρωμα. Ο όρος χρησιμοποιήθηκε από τους γεωλόγους για να περιγράψει ένα πλούσιο σε άργιλο, λεπτόκοκκο κλαστικό ίζημα ή ιζηματογενές πέτρωμα, δηλαδή πηλός ή πηλόλιθος, το μεταμορφωμένο προϊόν του οποίου είναι ένας μεταπηλίτης. Ο γνεύσιος (<https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%93%CE%BD%CE%B5%CF%8D%CF%83%CE%B9%CE%BF%CF%82>) είναι ένα ευρέως διαδεδομένο πέτρωμα που προέρχεται από υψηλού βαθμού περιοχική μεταμόρφωση πετρωμάτων. Χαρακτηριστικό των γνευσίων είναι οι εναλλασσόμενες ανοιχτόχρωμες και σκουρόχρωμες ζώνες από πυριτικά ορυκτά. Αυτό που χαρακτηρίζει τους γνεύσιους είναι περισσότερο η υφή τους, χαρακτηριστική της μεταμόρφωσης υψηλών θερμοκρασιών και πιέσεων, παρά η ορυκτολογική τους σύσταση. Οι κρύσταλλοι των ορυκτών λαμβάνουν κοκκώδη μορφή. Οι γνεύσιοι συνίστανται κυρίως από νατριούχους και καλιούχους αστρίους, χαλαζία και συμμετέχουν επίσης μαρμαρυγίες (μοσχοβίτης, βιοτίτης) και αμφίβολοι, ενώ συναντάται και γραφίτης. Ανάλογα με το αρχικό πέτρωμα από το οποίο προήλθαν χαρακτηρίζονται ως γρανιτικοί, διοριτικοί, σχιστολιθικοί, κτλ., ενώ αν το πρωτογενές πέτρωμα ήταν πυριγενές, οι γνεύσιοι χαρακτηρίζονται ως ορθογνεύσιοι, ενώ αν ήταν ιζηματογενές, τότε χαρακτηρίζονται ως παραγνεύσιοι. Ο χαλαζίτης αποτελείται από χαλαζία σε ποσοστό >85% και από σερίκητη, άστριο και άλλα. Προέρχεται από ψαμμίτες ή από χαλαζιακές φλέβες. Ο εκλογίτης έχει ως κύρια συστατικά γρανάτη και ομφακίτη (πυρόξενος). Είναι πέτρωμα μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης και ποικίλης θερμοκρασίας, αρχικών βασικών πυριγενών πετρωμάτων (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

Μικρά σώματα βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων εμφανίζονται ως εκλογιτικοί - υπερβασικοί φακοί ή τεμάχια διαφόρων διαστάσεων εντός των ανώτερων φλοιικών πετρωμάτων. Ανάλογα με τη σύσταση του πρωτόλιθου, η μεταμόρφωση σε μεγάλα βάθη παράγει κοεσίτη (coesite), μικροδιαμάντια (microdiamonds) και άλλα χαρακτηριστικά UHP ορυκτά με ασυνήθιστες συστάσεις. Μέχρι στιγμής, έχουν καταγραφεί τουλάχιστον επτά περιοχές εκλογιτών που περιέχουν κοεσίτη και τρεις UHP περιοχές που περιέχουν διαμάντια (Σχήμα 1). Όλα βρίσκονται μέσα σε μεγάλες ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης στην Ευρασία, έχουν παρόμοιους πρωτόλιθους και μεταμορφικές παραγενέσεις, εμφανίζονται σε μακριές, ασυνεχείς ζώνες που μπορεί να εκτείνονται αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα ή περισσότερα, και συνήθως συνδέονται με σύγχρονες ζώνες υψηλής πίεσης

γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Στη γεωλογία, ένα terrane (Terrane, 2004) είναι ένα τεμάχος φλοιού που σχηματίστηκε σε μια τεκτονική πλάκα (ή αποσπάστηκε από αυτήν) και προστέθηκε ή "συρράφηκε" με φλοιό που βρίσκεται σε άλλη πλάκα. Το μπλοκ ή το θραύσμα φλοιού διατηρεί τη δική του ξεχωριστή γεωλογική ιστορία. Η ζώνη συρραφής μεταξύ του τεμάχους και του φλοιού στον οποίο προσκολλάται είναι συνήθως αναγνωρίσιμη ως ρήγμα.



Σχήμα 1: Κατανομή των εκλογιτών UHP στον κόσμο. (Zhang and Zhang 2020)

Ο Φανεροζωικός μεγααιώνας

(https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%A6%CE%B1%CE%BD%CE%B5%CF%81%CE%BF%CE%B6%CF%89%CE%B9%CE%BA%CF%8C%CF%82_%CE%BC%CE%B5%CE%B3%CE%B1%CE%B1%CE%B9%CF%8E%CE%BD%CE%B1%CF%82),

θεωρητικά, άρχισε πριν από περίπου 542 εκατομμύρια χρόνια και διαρκεί μέχρι και την σημερινή εποχή, ακολουθώντας χρονολογικά τον Προτεροζωικό μεγααιώνα και χαρακτηρίζεται από την κατακόρυφη αύξηση του αριθμού των απολιθωμάτων. Όλο και περισσότερες ενδείξεις ανακαλύπτονται στις Φανεροζωικές ζώνες σύγκρουσης για την ταφή των πετρωμάτων του φλοιού σε προηγούμενως ανυποψίαστα (και συνεχώς αυξανόμενα) βάθη, που σήμερα είναι της τάξης των 150-200 km, αλλά και για την εκταφή των πετρωμάτων από τέτοια βάθη. Αυτό επεκτείνει κατά μία σχεδόν τάξη μεγέθους το βάθος που κλασικά αποδίδεται στον μεταμορφικό κύκλο του ηπειρωτικού φλοιού, και αποδεικνύει την πιθανή υποβύθιση. Τα στοιχεία που αποδεικνύουν αυτή τη νέα, υπερυψηλής πίεσης (UHP) μεταμόρφωση εμφανίζονται αποκλειστικά με τη μορφή υπολειμματικών ορυκτών υψηλής πίεσης που διέφυγαν από την επίδραση της ανάδρομης μεταμόρφωσης κατά την αποσυμπίεση. Τα κύρια ορυκτά - δείκτες UHP είναι, όπως αναφέρθηκε, τα πολύμορφα υψηλής πίεσης του πυριτίου και του άνθρακα, ο κοεσίτης και το μικροδιαμάντι, αντίστοιχα. Το τελευταίο συχνά προκύπτει από μεταμορφικό ρευστό και δεν σχετίζεται καθόλου με το κιμπεριλτικό διαμάντι. Πρόσφατες απομειξίσεις πυροξένου σε

γρανάτη και κοεσίτη σε τιτανίτη υποδηλώνουν έναν πρόδρομο γρανάτη ή τιτανίτη που περιέχει πυρίτιο με εξαπλή (οκταεδρική) σύνταξη, επομένως ακόμα υψηλότερες πιέσεις από αυτές που συνεπάγεται η σταθερότητα του διαμαντιού, της τάξης των 6 GPa. Τα πετρώματα UHP εγείρουν ένα μεγάλο γεωλογικό πρόβλημα: αυτό των μηχανισμών που ευθύνονται για την ταφή τους και, περισσότερο για την εκταφή τους από τα αντίστοιχα βάθη (Chopin 2003). Το πετρολογικό αρχείο δείχνει ότι μεγάλες εκτάσεις των UHP πετρωμάτων θάφτηκαν σε συνθήκες χαμηλού λόγου T/P, που συνάδουν με την ύπαρξη μιας ζώνης υποβύθισης. Η αποσυμπίεση συνέβη στις περισσότερες περιπτώσεις υπό συνεχή ψύξη, που συνεπάγεται συνεχή απώλεια θερμότητας στο ανώτερο και στο κατώτερο τοίχωμα του ανυψούμενου σώματος. Αυτή η άνοδος κατά μήκος του καναλιού υποβύθισης μέχρι τα μεσαία επίπεδα του φλοιού μπορεί να οφείλεται στη μικρότερη πυκνότητα των όξινων πετρωμάτων, μετά την αποκόλληση από τον κατώτερο φλοιό, σε ένα συγκλίνων περιβάλλον. Χρονολογικές μελέτες υποδηλώνουν ότι οι σχετικοί ρυθμοί είναι οι τυπικές ταχύτητες των πλακών (1-2 cm/yr), ιδίως κατά τα πρώιμα στάδια της εκταφής, και δεν έχουν καμία σχέση με τους συνήθεις ρυθμούς διάβρωσης. Λόγω της παραμόρφωσης και της διοχέτευσης ρευστών, σημαντικοί όγκοι υποβυθιζόμενου φλοιού μπορεί να μην αντιδράσουν (δηλ. είναι μετασταθείς) ακόμη και σε υψηλές συνθήκες (700°C και 3 GPa), με επιπτώσεις στη γεωφυσική μοντελοποίηση. Ο υποβυθιζόμενος ηπειρωτικός φλοιός δεν παρουσιάζει καμία ισοτοπική ή γεωχημική ένδειξη αλληλεπίδρασης με υλικό του μανδύα. Ένα άγνωστο ποσοστό του υποβυθιζόμενου ηπειρωτικού φλοιού πρέπει να έχει διαφύγει την εκταφή και να έχει ανακυκλωθεί αποτελεσματικά στο μανδύα, με γεωχημικές επιπτώσεις που πρέπει να διερευνηθούν, λαμβάνοντας υπόψη την παραπάνω αναποτελεσματικότητα της ανάμιξης. Η επανειλημμένη εμφάνιση UHP μεταμόρφωσης, άρα και ηπειρωτικής καταβύθισης, στο χώρο και στο χρόνο, τουλάχιστον από τον κατώτερο Προτεροζωικό, δείχνει ότι πρέπει να θεωρηθεί κοινή διαδικασία που συνυπάρχει με την ηπειρωτική σύγκρουση. Στοιχεία παλαιότερων, προκαμβριακών UHP μεταμορφισμών πρέπει να αναζητηθούν σε περιοχές υψηλής πίεσης γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης.

Πρόσφατη αναγνώριση μεταμορφωμένων περιοχών υπερυψηλής πίεσης (UHP) σε αρκετές ζώνες σύγκλισης της Ευρασιατικής ηπείρου έχει προκύψει από συνδυασμό: α) της πειραματικής διερεύνησης πηλινικών και πετρωμάτων αντίστοιχης χημικής σύστασης σε υψηλές πιέσεις, β) της ορυκτολογικής ταυτοποίησης λεπτόκοκκων εγκλεισμάτων ορυκτών με χρήση προηγμένων οργάνων όπως το λέιζερ φασματόμετρο micro-Raman, και γ) της προόδου στην κατανόηση της τεκτονικής των ζωνών σύγκρουσης. Κάποια UHP πετρώματα περιέχουν χαρακτηριστικά ορυκτά δείκτες που δείχνουν το βαθμό μεταμόρφωσης

(index minerals)

(<https://sites.radford.edu/~jtso/GeologyofVirginia/Rocks/GeologyOfVARocks2-5d.html>) όπως πυρωπό (pyrope), κοεσίτη (coesite) και διαμάντι σε πρωτόλιθους φλοιικής προέλευσης, και έχουν σχηματιστεί σε συνθήκες P-T χαμηλών γεωθερμικών βαθμίδων, και πιέσεις προσεγγιστικά έως 40 - 45 kbar (Schreyer 1988a). Αυτά τα ορυκτά σχηματίστηκαν κατά την μεταμόρφωση UHP στο βάθος του μανδύα, επομένως η διαδικασία υπεύθυνη για την υποβύθιση και την εκταφή τέτοιων περιοχών έχει τεκτονική

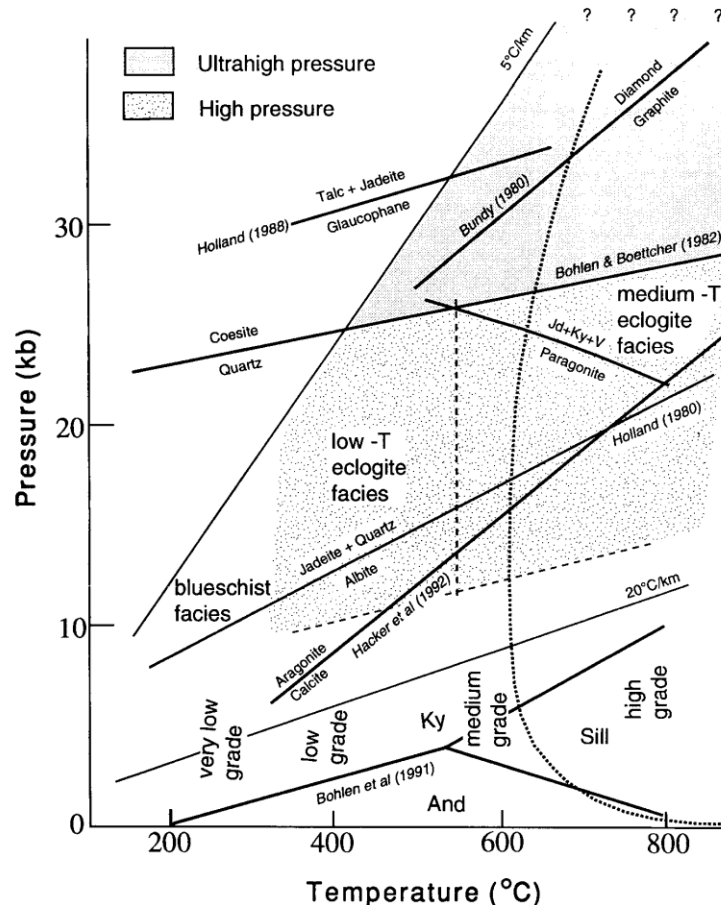
σημασία. Ο μηχανισμός και ο ρυθμός με τον οποίο τα βαθιά πετρώματα επέστρεψαν στην επιφάνεια, καθώς και ο τρόπος που τα ορυκτά UHP επιβίωσαν κατά την εκταφή αποτελεί σημαντική επιστημονική πρόκληση. Σε ορισμένες ζώνες σύγκρουσης (π.χ. Dora Maira, βουνά Dabie, περιοχή Su-Lu της κεντροανατολικής Κίνας), UHP & HP μεταμορφικές ζώνες συμπιέζονται μεταξύ πετρωμάτων χαμηλότερης πίεσης, και τα προτεινόμενα τεκτονικά μοντέλα για εκταφή τέτοιων UHP και HP ζωνών είναι πολυάριθμα.

Ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά της θεωρίας της τεκτονικής των πλακών είναι η αντίθεση μεταξύ μιας νέας, συνεχώς ανανεούμενης και υποβυθιζόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας με μια παλαιά και διαρκή ηπειρωτική λιθόσφαιρα (Chopin 2003). Σε αυτό το παράδειγμα, αποδόθηκε στον ηπειρωτικό φλοιό, λόγω της χαμηλής πυκνότητάς του, ο ρόλος του θερμαινόμενου αντικειμένου που μπορούσε να προσαυξηθεί, να παραμορφωθεί, να παχυνθεί και να διαβρωθεί στις ζώνες σύγκρουσης, αλλά η μοίρα του περιοριζόταν στη διάβρωση και την ιζηματογένεση - μεταμόρφωση - τήξη, που συμβαίνει στα 30 ή 40 εξωτερικά χιλιόμετρα της στερεάς Γης. Η ύπαρξη των ριζών των βουνών σε βάθος 70 χιλιομέτρων στο φλοιό είναι εμφανής από τη βαρύτητα και τα σεισμικά δεδομένα, αλλά δεν ήταν σαφές αν τα δείγματα θα μπορούσαν ποτέ να μεταφερθούν από τέτοιο βάθος στην επιφάνεια με τεκτονικές διεργασίες. Μια πρώτη ένδειξη δόθηκε από την αναγνώριση πετρωμάτων ωκεάνιας προέλευσης στις κεντρικές Άλπεις, που αφού μετασχηματίστηκαν υδροθερμικά κοντά στην επιφάνεια, μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες περίπου 25 kbar (Evans et al. 1979) και επομένως το περιβάλλον ηπειρωτικό υπόβαθρο μπορεί να είχε ταφεί στο ίδιο βάθος. Στις αρχές της δεκαετίας του '80 οι διαδοχικές ανακαλύψεις του κοεσίτη, ενός υψηλής πίεσης πολυμόρφου του χαλαζία, στις δυτικές Άλπεις και στην οροσειρά του Καλντονίου της Νορβηγίας, οδήγησαν στο αναπόφευκτο συμπέρασμα ότι ο ηπειρωτικός φλοιός μπορεί να θαφτεί σε βάθος 100 km και να επανέλθει στην επιφάνεια κατά τη διάρκεια ορογενετικών διεργασιών. Τα γεωλογικά προβλήματα έγιναν ακόμα πιο σημαντικά μετά την ανακάλυψη του αποδεδειγμένα μεταμορφωμένου διαμαντιού στο Κάμβριο του ορεινού όγκου Kokchetav, στο Καζακστάν, που υποδηλώνει ελάχιστες πιέσεις σχηματισμού, περίπου 40 kbar (Sobolev & Shatsky 1990), δηλ. ταφή σε βάθη που υπερβαίνουν τα 120 km. Τα συμπεράσματα αυτά, τα οποία βασίζονται εξ ολοκλήρου σε προσεκτική μικροσκοπική παρατήρηση, αποτέλεσαν το κίνητρο για την άνθηση της έρευνας της υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης. Μια πληθώρα νέων ευρημάτων κατά τη διάρκεια μιας δεκαετίας επιβεβαιώνει παγκοσμίως τη γενικότητα των πρώτων ανακαλύψεων, φέρνει απαντήσεις στα πιο σημαντικά ερωτήματα αλλά και δοκιμάζει όλο και περισσότερο τα όρια της ηπειρωτικής μεταμόρφωσης, μέσω της αναγνώρισης ολοένα και περισσότερων δεικτών της όλο και υψηλότερων πιέσεων.

2. Μεταμόρφωση UHP & Στοιχεία P-T

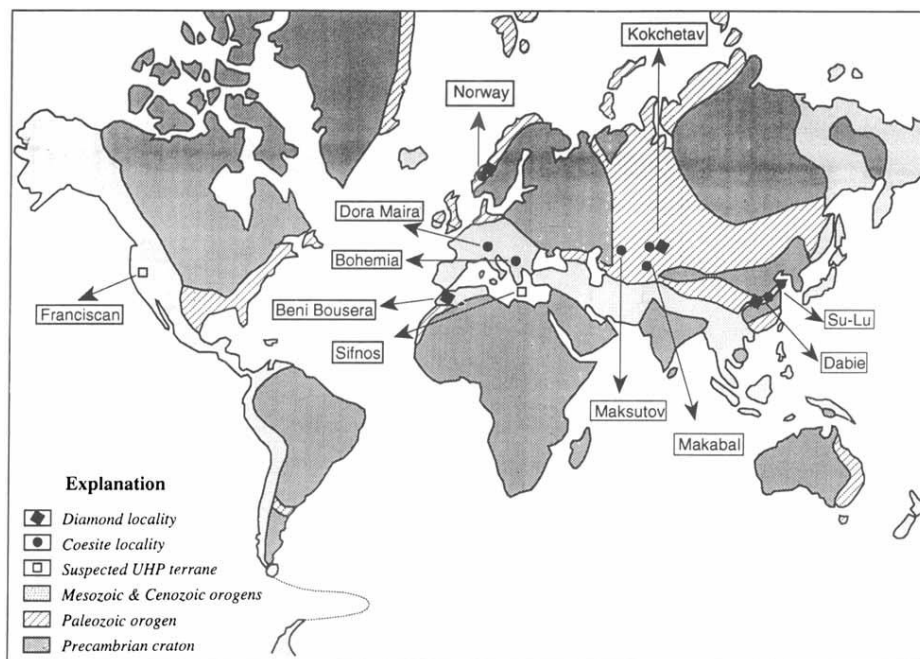
2.1. Γενικά

Στο σχήμα 2 απεικονίζεται ένα διάγραμμα P-T που δείχνει τις συνθήκες για μεταμορφικά πεδία υπερυψηλής, υψηλής και χαμηλής πίεσης, μαζί με γεωθερμικές βαθμίδες (ο ρυθμός με τον οποίο αυξάνεται η θερμοκρασία ως συνάρτηση του αυξανόμενου βάθους από την επιφάνεια προς το εσωτερικό της Γης (<https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%93%CE%B5%CF%89%CE%B8%CE%B5%CF%81%CE%BC%CE%B9%CE%BA%CE%AE%CE%B2%CE%B1%CE%B8%CE%BC%CE%AF%CE%B4%CE%B1>) περίπου 5-20 °C/km (Liou et al. 1994). Πειραματικά προσδιορισμένα πεδία σταθερότητας P-T για διαμάντι, κοεσίτη, νεφρίτη, αραγωνίτη, πολύμορφα Al_2SiO_5 , καθώς και το ελάχιστο σημείο τήξης του γρανίτη είναι επίσης εμφανή.



Σχήμα 2: Πεδία P-T διαφόρων μεταμορφικών τύπων: (i) υπερυψηλή P, (ii) υψηλή-P (πολύ χαμηλή-T, χαμηλή-T, υψηλή-T) και (iii) χαμηλή-P. Πεδία σταθερότητας του διαμαντιού, του κοεσίτη, του γλαυκοφάνη, του ιαδεΐτη + χαλαζία, του αραγωνίτη, του Al_2SiO_5 , του παραγωνίτη και το ελάχιστο σημείο τήξης γρανιτικής σύστασης (Liou et al. 1994).

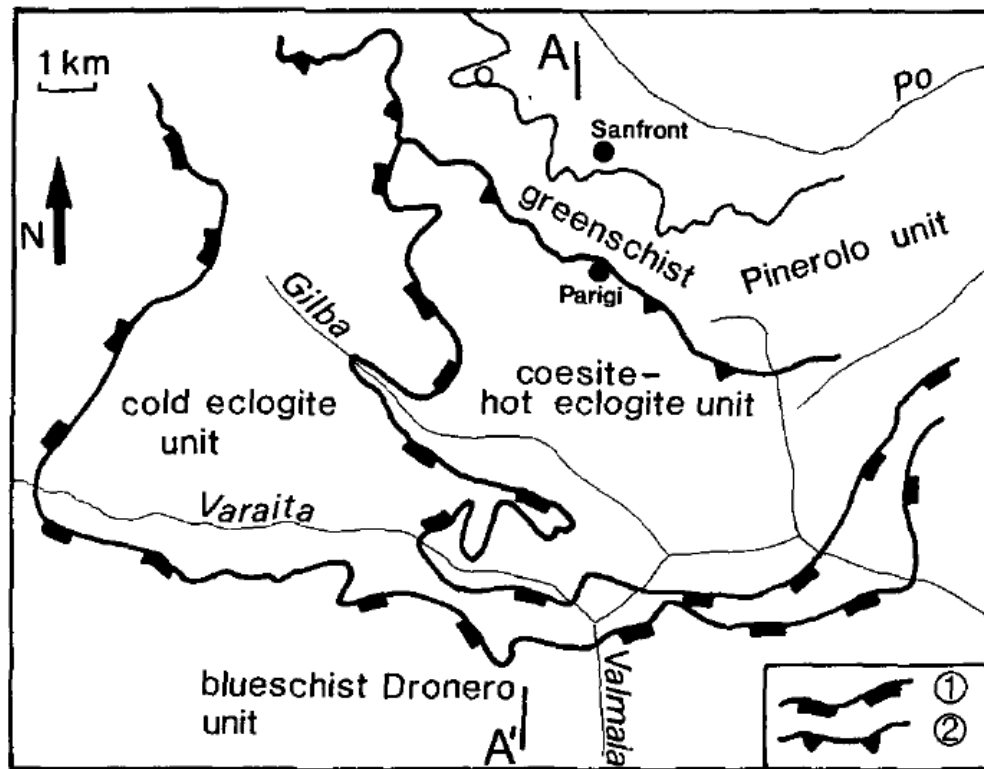
Οι συνθήκες υπερυψηλής και υψηλής πίεσης διαχωρίζονται εύκολα από την ισορροπία χαλαζία και κοεσίτη. Οι διακεκομμένες γραμμές διαχωρίζουν τις συνθήκες P-T για μέση και χαμηλή θερμοκρασία εκλογιτική φάση. Μέγιστες θερμοκρασίες τόσο για τη μεταμόρφωση UHP όσο και για την HP των πετρωμάτων του φλοιού θα πρέπει να είναι περίπου 750-800°C, επειδή υπό αυτές τις συνθήκες, παρουσία νερού, εμφανίζεται γρανιτικό τήγμα. Κάτω από θερμοκρασίες 400-450 °C, παρατηρείται μεταμόρφωση γλαυκοφανιτικής φάσης σε πιέσεις που κυμαίνονται από 5 έως 16 kbar (Liou et al. 1994). Ανάλογα με τις συνθήκες P-T, πετρώματα των UHP και HP πεδίων ταξινομούνται ως ενδιάμεσης- και χαμηλής-T εκλογίτες, ή ως «θερμοί εκλογίτες» (που σχηματίζονται σε πιέσεις μεγαλύτερες από τη μετάβαση κοεσίτη - χαλαζία) και «ψυχροί» εκλογίτες σε πιέσεις χαμηλότερες από τη μετάβαση (Avigad 1992). Στην πράξη, η διάκριση μεταξύ ψυχρού HP και θερμού UHP εκλογίτη είναι δύσκολη, ιδιαίτερα για πετρώματα των οποίων τα UHP ορυκτά – δείκτες και τα ψευδόμορφα τους δεν σώζονται. Μάλιστα, σε όλες τις UHP περιοχές που περιγράφονται παρακάτω (Σχήμα 3), γλαυκοφανιτικές ζώνες HP και ψυχρές εκλογιτικές ζώνες (απουσία κοεσίτη) εμφανίζονται σε επαφή με τη ζώνη UHP. Αυτά τα HP και UHP τμήματα μιας και μοναδικής UHP περιοχής σχηματίστηκαν από το ίδιο γεγονός υποβύθισης, πριν από ή κατά τη σύγκρουση ηπείρου-ηπείρου.



Σχήμα 3: Κατανομή των αναγνωρισμένων UHP περιοχών στον κόσμο. Εκείνα που περιλαμβάνουν εμφανίσεις ορυκτών δεικτών, όπως ο κοεσίτης και το διαμάντι, χαρακτηρίζονται ως βέβαιες UHP περιοχές (Liou et al. 1994).

Η UHP μεταμόρφωση αναφέρεται σε ορυκτολογική και δομική αναπροσαρμογή φλοιικών πετρωμάτων και σχετιζόμενα με αυτά υπερβασικά (ultramafic) τεμάχια σε μανδουακές πιέσεις μεγαλύτερες από 25 kbar (80-90 km). Οι ορυκτολογικές παραγενέσεις εξαρτώνται

από τη χημική σύσταση των πρωτολίθων. Όταν οι χημικές συνθήκες είναι κατάλληλες, η μεταμόρφωση σε τέτοια βάθη παράγει κοεσίτη, μικροδιαμάντι και άλλα χαρακτηριστικά ορυκτά UHP. Όπως ειπώθηκε, πειραματικά αποτελέσματα απέδειξαν ότι οι σταθερότητες των UHP φάσεων απαιτούν σημαντικά χαμηλές γεωθερμικές βαθμίδες (geothermal gradients), περίπου 7 °C/km (Schreyer 1988b), κάτι που επιτυγχάνεται μόνο με καταβύθιση μιας ψυχρής ωκεάνιας πλάκας που καλύπτεται από λιθόσφαιρα ± πελαγικά ιζήματα ή από μια παλιά ψυχρή ήπειρο.



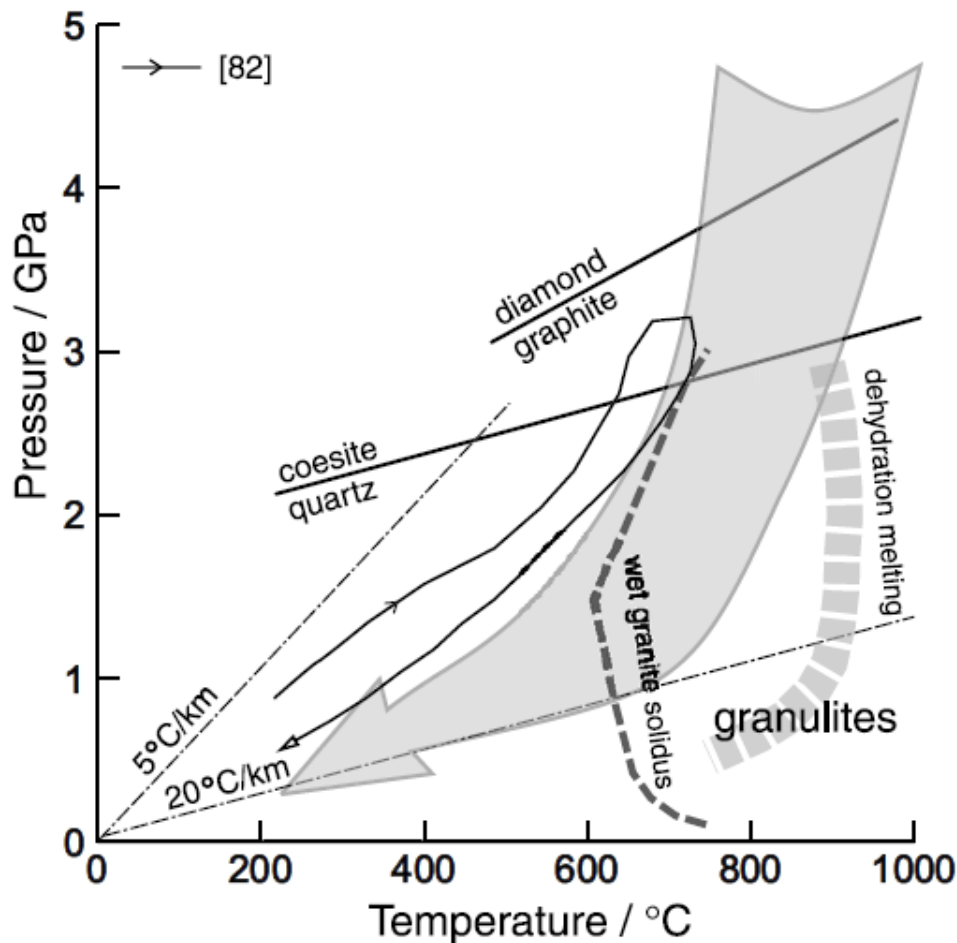
Σχήμα 4: Τεκτονομεταμορφικός χάρτης του νότιου ορεινού όγκου Dora Maira (Avigad 1992).

Εγκλείσματα συσσωματωμάτων χαλαζία ως ψευδόμορφα κοεσίτη σε εκλογιτικούς γρανάτες με ακτινωτά σπασίματα αναγνωρίστηκαν πριν από πολύ καιρό στο ορεινό σύμπλεγμα Maksuton των Νοτίων Ουραλίων. Η παρουσία όμως του κοεσίτη σε φλοιικά πετρώματα δεν τεκμηριώθηκε και η τεκτονική του σημασία δεν έγινε αντιληπτή μέχρι το 1984, όταν υπολείμματα κοεσίτη ως μικροεγκλείσματα σε γρανάτη περιγράφηκαν ανεξάρτητα στον ορεινό όγκο Dora Maira (Σχήμα 4) και αλλού. Αυτή η ανακάλυψη προκάλεσε μια αναθεώρηση της κλασικής θεωρίας των πετρωμάτων του φλοιού. Μεταγενέστερα ευρήματα εγκλεισμάτων μικροδιαμαντιών σε ζirkόνιο και γρανάτη στον ορεινό όγκο Kokchetan, σε γρανάτη στα όρη Dabie και σε δύο δείγματα γνεύσιου από τη Νορβηγία ενισχύουν περαιτέρω τη θεωρία της UHP μεταμόρφωσης των πετρωμάτων του

φλοιού. Σημειωτέον ότι το διαμάντι και ο κοεσίτης, ως ορυκτά UHP, έχουν από καιρό αναγνωριστεί σε κιμπεριτικούς σωλήνες και κρατήρες μετεωριτών.

2.2. Πολυμορφικοί δείκτες

Όπως έχει αναφερθεί, η αναγνώριση των μεταμορφωμένων υπό υπερυψηλή πίεση πετρωμάτων έχει ουσιαστικά βασιστεί στην ταυτοποίηση των πολυμόρφων υψηλής πίεσης του πυριτίου (κοεσίτης) ή του άνθρακα (διαμάντι) (Σχήμα 5). Η απλότητα των μεταβάσεων φάσης πρώτης τάξης που εμπλέκονται καθιστά την ίδια την παρουσία μιας τέτοιας φάσης, όποιο και αν είναι το μέγεθος των κόκκων ή η αφθονία της, μια άμεση ένδειξη των ελάχιστων πιέσεων που επιτυγχάνονται, της τάξης των 3 και 4 GPa, αντίστοιχα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.

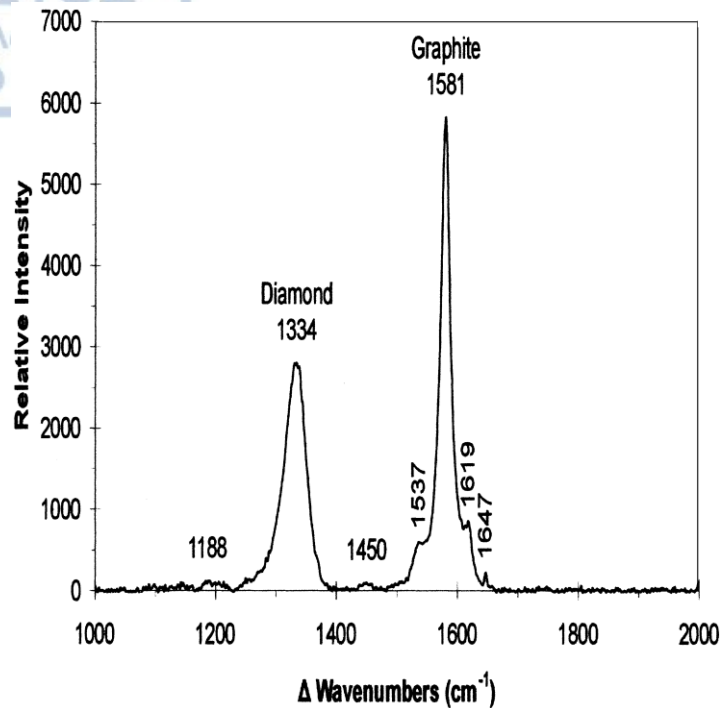


Σχήμα 3: Διάγραμμα P-T που δείχνει το πεδίο σταθερότητας των κύριων ορυκτών-δεικτών UHP, του κοεσίτη και του διαμαντιού, και την πορεία αποσυμπίεσης που είναι κοινή για τις περισσότερες UHP περιοχές (παχύ βέλος). Οι μεταμορφικές συνθήκες UHP επιτυγχάνονται πάνω από τη γραμμή coesite-quartz (Chopin 2003).

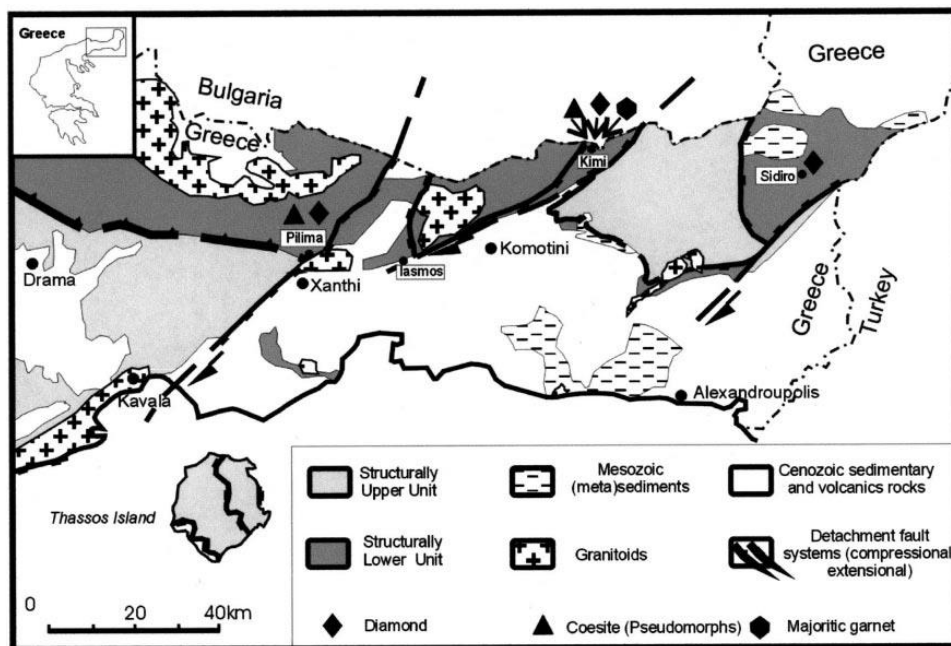
Η ορυκτολογική παραγένεση των πετρωμάτων τείνει να προσαρμοστεί σε μεταβαλλόμενες συνθήκες πίεσης (P) και θερμοκρασίας (T), ώστε τέτοιες φάσεις UHP εξαφανίζονται κατά τη διάρκεια αποσυμπίεσης, δηλαδή κατά τη διάρκεια της μετακίνησης του πετρώματος προς την επιφάνεια (εκταφή). Αυτό παρατηρείται πολύ περισσότερο αν το πέτρωμα εισέρχεται στο πεδίο σταθερότητας της αντίστοιχης φάσης χαμηλής πίεσης και υψηλής θερμοκρασίας. Στην πραγματικότητα, η μετασταθής διατήρηση αυτών των ορυκτών-δεικτών μέχρι τις επιφανειακές συνθήκες είναι συνήθως το αποτέλεσμα της ενσωμάτωσής τους σε μηχανικά ισχυρά ορυκτά ξενιστές, όπως ο γρανάτης ή το ζirkόνιο. Αυτά λειτουργούν ως «δοχεία προστασίας» γύρω από κάθε έγκλεισμα, απομονώνοντάς το από το μεταμορφωμένο υγρό και εμποδίζουν την αύξηση του όγκου του ανάδρομου μετασχηματισμού, διατηρώντας την πίεση του εγκλείσματος στη σχετική καμπύλη μετάβασης, εφόσον η αντοχή σε εφελκυσμό του ορυκτού ξενιστή μπορεί να αντέξει τη διαφορά μεταξύ της εσωτερικής (εγκλείσματος) και της εξωτερικής πίεσης. Η αποτελεσματικότητα αυτού του μηχανισμού αποδείχθηκε μόλις πρόσφατα για μικρά (10-20 μm) εγκλείσματα κοεσίτη σε γρανάτη και ζirkόνιο, όπου η μικροφασματοσκοπία Raman αποκάλυψε υπολειμματικές εσωτερικές πιέσεις που θα μπορούσαν να υπερβούν τα 2 GPa (Chopin 2003). Τέτοιες υπολειμματικές πιέσεις αποτελούν επίσης απόδειξη κατά του σχηματισμού μετασταθούς κοεσίτη. Μόλις το ορυκτό ξενιστής σπάσει δεν υπάρχει άλλο εμπόδιο, εκτός από την κινητική, στον πλήρη μετασχηματισμό της υψηλής P φάσης σε πολύμορφο χαμηλότερης P (δηλαδή, για τον μετασχηματισμό κοεσίτη/χαλαζία, σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από περίπου 375-400°C (Mosenfelder & Bohlen 1997).

2.3. Υπολείμματα, λείψανα και ψευδόμορφα

Το μικρότερο υπόλειμμα ενός ορυκτού δείκτη UHP σε ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα είναι από μόνο του μια αδιάσειστη απόδειξη ότι το πέτρωμα πέρασε σε κάποιο στάδιο από συνθήκες UHP, και αυτό μπορεί να συνεπάγεται πλήρη επανεξέταση του γεωλογικού ή δομικού αρχείου της περιοχής. Δεδομένων αυτών των εκτεταμένων συνεπειών, απαραίτητη προϋπόθεση είναι ότι τα ορυκτολογικά στοιχεία είναι αναμφισβήτητα χαρακτηρισμένα και αποδεδειγμένα *in situ*. Τεχνικές με υψηλή χωρική ανάλυση, όπως η μικροφασματοσκοπία Raman, είναι ανεκτίμητα συμπληρώματα της οπτικής παρατήρησης από αυτή την άποψη. Ωστόσο, το όριο του τι μπορεί να γίνει πειστικά έχει μάλλον επιτευχθεί με ένα ασθενές κοεσιτικό φάσμα Raman (Σχήμα 6), πχ με την αναφορά διαμαντιού από τη Ροδόπη (Σχήμα 7), στην Ελλάδα (Mposkos & Kostopoulos 2001).

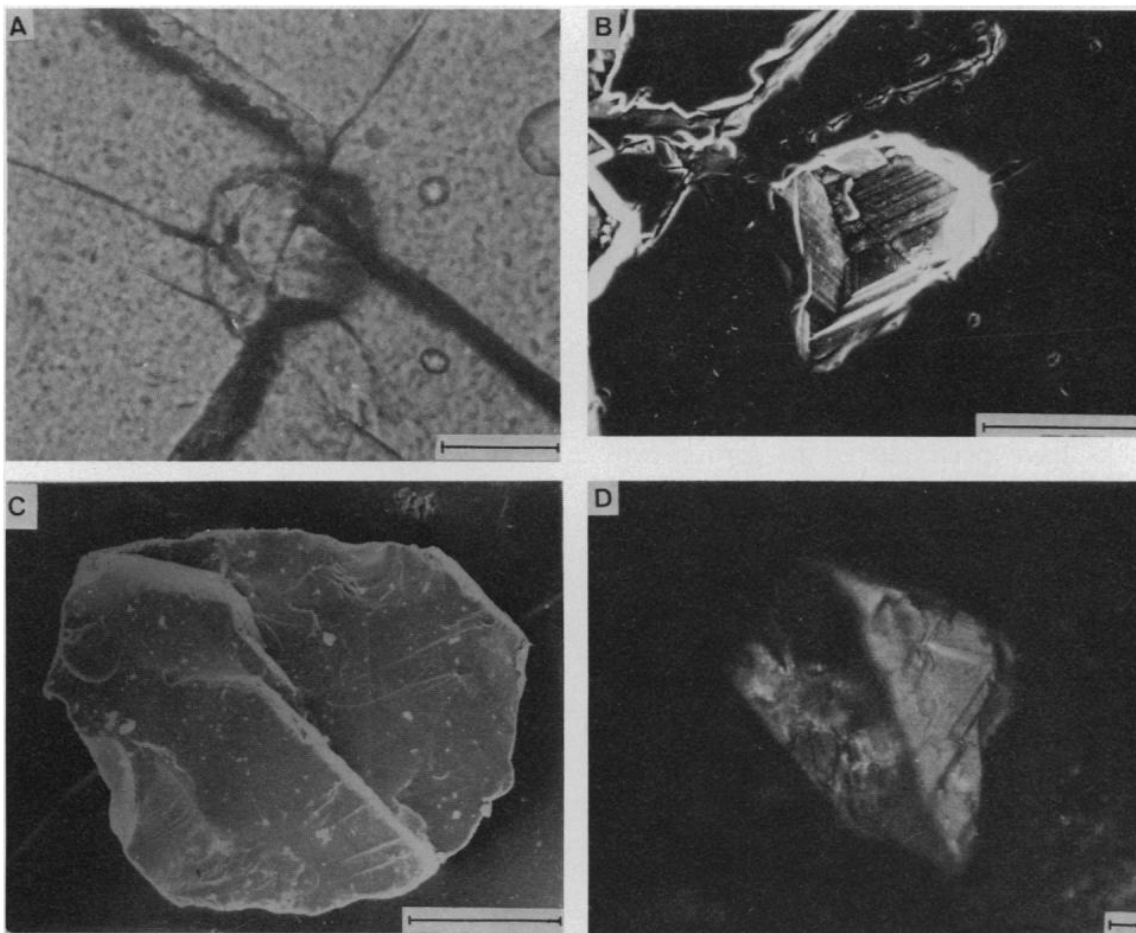


Σχήμα 6: Φάσμα Raman από έγκλεισμα οκταεδρικού άνθρακα σε γρανάτη (Μποςκος & Kostopoulos 2001)



Σχήμα 7: Γεωλογικός χάρτης της κεντρικής και ανατολικής Ροδόπης, με τις θέσεις των δειγμάτων που περιέχουν διαμάντια, πρώην κοεσίτη και υπερπυριτικό γρανάτη (Μποςκος & Kostopoulos 2001).

Το φάσμα Raman του διαμαντιού συνήθως εμφανίζει μια έντονη αιχμηρή κορυφή και μπορεί να ερμηνευθεί, όπως εκείνο ενός ελαττωματικού γραφίτη. Εκτός αυτού, το διαμάντι είναι ιδιαίτερα ευαίσθητο, και η αφαίρεσή του ή η εισαγωγή του σε ένα δείγμα κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας απαιτεί τη μεγαλύτερη δυνατή προσοχή και ειδικές τεχνικές για να εξασφαλιστεί η ταυτοποίηση *in situ*. Ο ασφαλέστερος τρόπος είναι η εργασία αποκλειστικά με κρυστάλλους που εγκλείονται εξ ολοκλήρου σε άλλο ορυκτό και είναι μικρού μεγέθους (Σχήμα 8). Αυτός ίσως είναι ο λόγος για τον οποίο οι αρχικές αναφορές των μεγάλων διαμαντιών UHP από το Dabie Shan (Shutong et al. 1992), στην ανατολική Κίνα, ήταν δύσκολο να επιβεβαιωθούν.

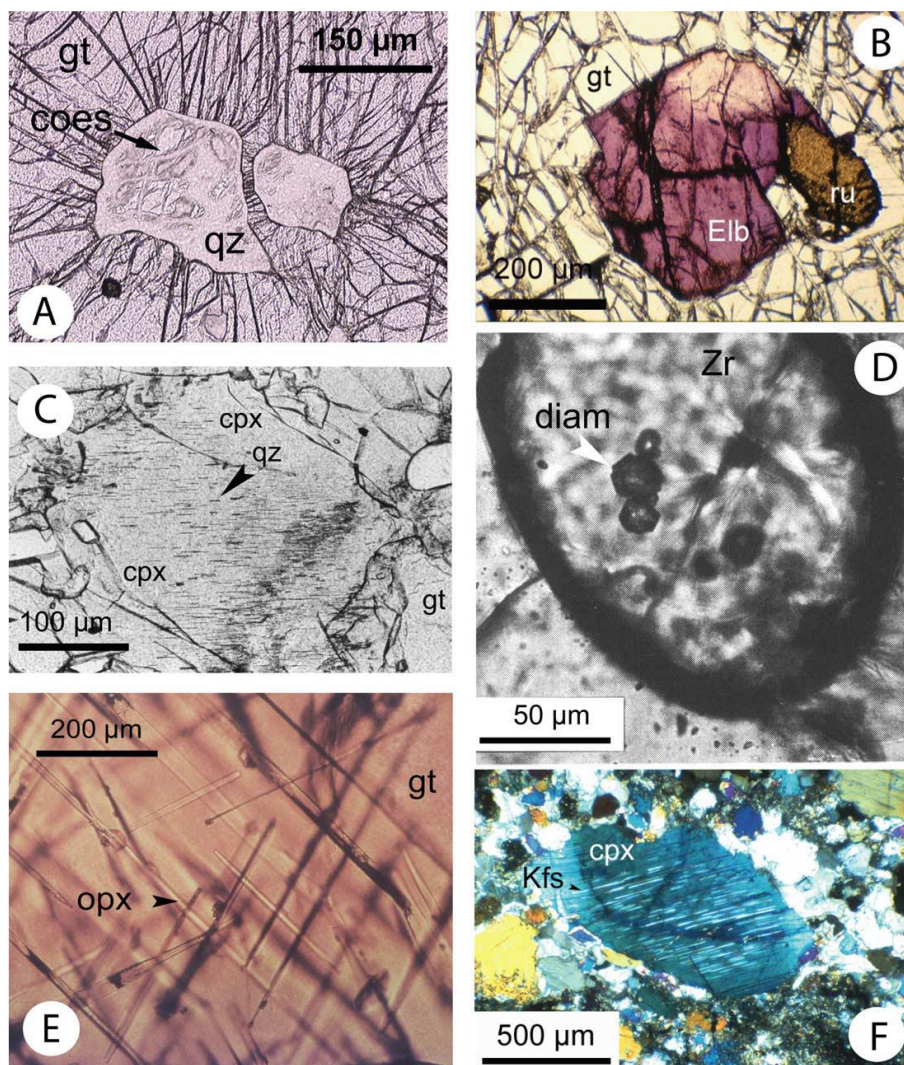


Σχήμα 4: Κρύσταλλοι διαμαντιών (Α) Οκταεδρικό έγκλεισμα σε γρανάτη (Β) Κυβικό έγκλεισμα σε γρανάτη (C) Οκταεδρικός κρύσταλλος διαμαντιού από εκλογίτη (D) Τετραεδρικό διαμάντι από γρανατούχο – πυροξενίτη (Shutong et al. 1992).

Τα αποδεικτικά στοιχεία μπορεί να γίνουν πιο δυσδιάκριτα, όταν τα αδιαμφισβήτητα υπολείμματα των ορυκτών UHP έχουν εξαφανιστεί και υπάρχουν μόνο ψευδόμορφά τους, δηλαδή προϊόντα διάσπασης που διατηρούν το αρχικό σχήμα του μητρικού ορυκτού. Γραφιτικά οκτάεδρα είναι ένα απλό παράδειγμα ψευδομόρφων κατά το διαμάντι (Pearson et al. 1989).

2.4. Άλλοι δείκτες UHP

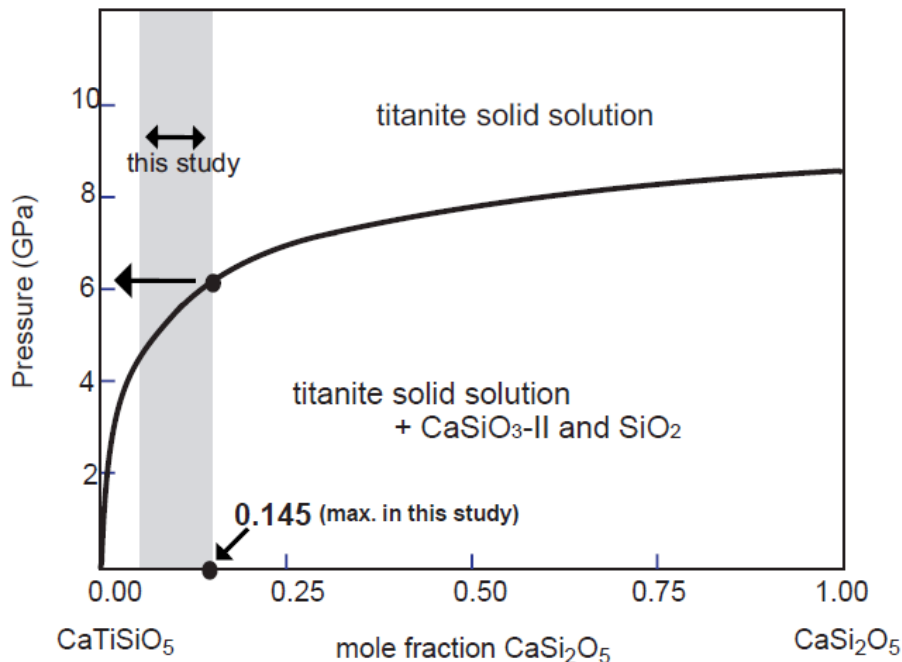
Η εντατική μελέτη των διαπιστωμένων ή δυνητικών πετρωμάτων UHP έχει αποκαλύψει μια σειρά από ασυνήθιστα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά και παραγενέσεις (Σχήμα 9). Ορισμένες από αυτές τις ορυκτολογικές υποδείξεις για UHP έχουν πρόσφατα επανεξεταστεί, και καμία δεν περιλαμβάνει πολυμορφική μετάβαση.



Σχήμα 9: Φωτομικρογραφίες χαρακτηριστικών ή δυνητικών ορυκτών-δεικτών των συνθηκών UHP (A) Έγκλεισμα κοεσίτη σε πυρωπό, ακτινωτές ρωγμές στον γρανάτη ξενιστή, ορεινός όγκος Dora-Maira (B) Ελενμπεργκερίτης που περιλαμβάνεται σε πυρωπό μαζί με ρουτίλιο, Dora-Maira (C) Προσανατολισμένες βελόνες χαλαζία εγκλεισμένες μέσα σε ομφακίτικο κλινοπυρόξενο, Erzgebirge (D) Εγκλείσματα μικροδιαμαντιών σε ζirkόνιο (E) Προσανατολισμένες βελόνες ορθοπυρόξενου σε γρανάτη, ένδειξη ενός πρώην υπερπυριτικού, μαγιוריτικού γρανάτη σε περιδοτίτη (F) Προσανατολισμένα εγκλείσματα K-αστρίου σε κλινοπυρόξενο, ορεινός όγκος Kokchetav (Chopin 2003).

Η εμφάνιση (σε ασβεστοπυριτικά πετρώματα του αδαμαντοφόρου ορεινού όγκου Kokchetav) κλινοπυροξένιου με εξαιρετικά υψηλή περιεκτικότητα σε κάλιο (έως και 1,5 % κ.β. K_2O) ήταν μια επιβεβαίωση συνθηκών UHP (Sobolev & Shatsky 1990). Μια άλλη πιο σημαντική ανακάλυψη είναι, σε περιδοτίτη του νησιού Otroy, στη δυτική Νορβηγία, όπου ορθοπυροξένος εξαλλοιώνεται σε αδρόκοκκο γρανάτη, που υποδηλώνει ένα "υπερπυριτικό" πρόδρομο γρανάτη, δηλαδή την παρουσία μαγιορίτη σε ποσοστό αρκετών mol%. Οι εκτιμήσεις του συστατικού μαγιορίτη που υπήρχε αρχικά στον νορβηγικό γρανάτη, δηλαδή πριν από την εξαλλοίωση, οδηγούν σε πιέσεις σχηματισμού που υπερβαίνουν τα 6 GPa (>200 km) (Roermund & Drury 1988). Ομολογουμένως, το υλικό του μανδύα και όχι του φλοιού ήταν εμπλεκόμενο σε κάθε περίπτωση, αλλά ακόμη και με τους ρυθμούς της μεταμόρφωσης, τέτοια στοιχεία θα μπορούσαν να διατηρηθούν - ανοίγοντας νέα προοπτική στο τι μπορεί να βρεθεί και σε φλοιικά πετρώματα UHP.

Άλλες ενδείξεις για τη μεταμόρφωση του υλικού του φλοιού σε μεγάλο βάθος είναι η ανακάλυψη απομείξεων κοεσίτη στον τιτανίτη, $CaTiSiO_5$, σε μη αμιγές μάρμαρο από τον ορεινό όγκο Kokchetav (Ogasawara et al. 2002). Αυτό υποδηλώνει την ύπαρξη ενός υπερπυριτικού πρόδρομου τιτανίτη, όπως αναμενόταν πειραματικά από τη μελέτη υψηλής πίεσης της σειράς $CaTiSiO_5$ - $CaSi_2O_5$ (Σχήμα 10), στην οποία το τελικό Ca-πυριτικό μέλος είναι σταθερό πάνω από 8 GPa και έχει τη δομή τιτανίτη με 50% εξαπλή σύνταξη πυριτίου.



Σχήμα 10: Διάγραμμα P-X για το σύστημα $CaTiSiO_5$ - $CaSi_2O_5$ στους 1350°C (Ogasawara et al. 2002).

3. UHP: έκταση & χρόνοι

Μετά από μια περίοδο 5 ετών μετά τις πρώτες αναφορές για τον κοεσίτη, όλο και περισσότερα στοιχεία για την μεταμόρφωση UHP ανακαλύπτονται παγκοσμίως, ακόμη και σε ορογενή όπου μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλής πίεσης ήταν μέχρι τώρα σχεδόν ανύπαρκτα ή υποτιμήθηκαν τρομερά, όπως στα Ιμαλάια, Ινδονησία, Ανταρκτική ή Νότια Αμερική. Εν ολίγοις, σαφείς ενδείξεις της UHP μεταμόρφωσης λείπουν τώρα μόνο από την Αυστραλία και τη Βόρεια Αμερική.

3.1. Περιοχές UHP

Ένα σημαντικό πρόβλημα αφορά την πραγματική έκταση των πετρωμάτων UHP μέσα σε μια δεδομένη μεταμορφωμένη περιοχή. Κομμάτια με σαφείς ενδείξεις για UHP παραμένουν σπάνια και εμφανίζονται σε τύπους πετρωμάτων (εκλογιτικός μεταβασίτης, μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος, μάρμαρο ή πηλιτικός μετασχιστόλιθος) που είναι μικρότεροι σε έκταση σε σχέση με γενευσιακά πετρώματα (μεταγρανίτες), στα οποία οι ενδείξεις για UHP παρέμεναν επί μακρόν κρυμμένες. Ωστόσο, η έκταση της UHP είναι χιλιόμετρα στις Άλπεις (Chopin & Schertl 1999), δεκάδες χιλιόμετρα στη Νορβηγία και στο Kokchetav, και εκατοντάδες χιλιόμετρα κατά μήκος της τριαδικής ζώνης Hong'an-Dabie-Su-Lu της ανατολικής κεντρικής Κίνας.

Το σημείο κλειδί είναι το κατά πόσον τα πετρώματα UHP και ο γενεύσιος, ο οποίος φέρει μόνο χαμηλού βαθμού παραγενέσεις, μοιράζονται το ίδιο ιστορικό UHP ή βρέθηκαν μαζί τεκτονικά κατά τη διάρκεια ενός μεταγενέστερου σταδίου, δηλαδή αν η μεταμορφωμένη περιοχή ως σύνολο αποτελεί μια περιοχή UHP ή ένα μείγμα πετρωμάτων UHP και πετρωμάτων χαμηλής πίεσης. Νέο πρόβλημα, νέες μέθοδοι: εκτός από δεδομένα χρονολόγησης U-Pb σε ζirkόνιο (Hacker et al. 1998) και δεδομένων σταθερών ισοτόπων (Rumble 1998), η συστηματική μελέτη με φασματοσκοπία Raman των μικροσκοπικών ορυκτών εγκλεισμάτων στους κρυστάλλους ζirkονίου που εξάγονται από τους γενεύσιους έχει αποδειχθεί πιο αποτελεσματική για την αποκάλυψη της προηγούμενης έκτασης των συνθηκών UHP σε πετρώματα που φέρουν τώρα χαμηλού βαθμού παραγενέσεις, ιδιαίτερα στην τεράστια ζώνη Dabie-Su-Lu (Ye et al. 2000). Εκεί οι υπάρχουσες ενδείξεις είναι ότι οι γενεύσιοι, είτε είναι ιζηματογενούς προέλευσης (παραγενεύσιοι που συνδέονται με εκλογίτες και μάρμαρα), είτε μαγματικού χαρακτήρα (ορθογενεύσιοι, πρώην γρανίτες που καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις), συνήθως φέρουν εγκλείσματα κοεσίτη στο ζirkόνιο, αποδεικνύοντας έτσι τη συνοχή της UHP περιοχής. Παρόμοιο συμπέρασμα προέκυψε και στη μικρή UHP περιοχή (15x5x1 km) του ορεινού όγκου Dora-Maira, στις Δυτικές Άλπεις (Chopin & Schertl 1999) και μπορεί να ισχύει και στη Νορβηγία (Cuthbert et al. 2000), καθώς και στο Erzgebirge και στον ορεινό όγκο Kokchetav, όπου τα μικροδιαμάντια φιλοξενούνται επίσης σε γενεύσιο. Ωστόσο, η έκταση των μεταμορφικών πετρωμάτων UHP στην Κίνα, είναι τεράστια: αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα σε μήκος, μερικές δεκάδες χιλιόμετρα πλευρική έκθεση, και μερικά χιλιόμετρα πάχος δηλώνοντας ότι μεγάλες εκτάσεις ηπειρωτικού φλοιού εμπλέκονται στη μεταμόρφωση UHP.

3.2. Σχετικά με τη διαμόρφωση των ηπείρων

Μία από τις πιο συναρπαστικές πτυχές πρόσφατων ευρημάτων είναι η επαναλαμβανόμενη εμφάνιση μέσα στο χρόνο της μεταμόρφωσης UHP του ηπειρωτικού φλοιού. Η Ευρασιατική ήπειρος φέρει τα σημάδια των διαδοχικών ορογενέσεων που την καθιστούν ένα κολλάζ από μικροηπειρωτικά μπλοκ. Σε κάθε μία από αυτές τις συρραφές εμφανίζονται πετρώματα UHP, που σηματοδοτούν τα στάδια της ηπειρωτικής προσάυξης: από τον Κάμβριο ορεινό όγκο Kokchetav στο Καζακστάν (530 Ma) (Katayama et al. 2001), έως την πρώιμη Παλαιοζωική ζώνη της κεντρικής Κίνας (Altun-Qaidam και Qinling, περίπου 500 Ma) (Yang et al. 2001), και έως την Τριαδική ζώνη Hong'an-Dabie-Su-Lu (220-240 Ma) (Hacker et al. 1998), την Κρητιδική συγχώνευση της Lhasa στην Ινδονησία (110-120 Ma) (Parkinson et al. 1998), την Τριτογενή ζώνη των Ιμαλαίων (45 Ma) (O'Brien et al. 2001). Στη δυτική πλευρά του Ευρασιατικού μπλοκ, η μεταμόρφωση του φλοιού σε συνθήκες UHP φαίνεται καλά στην Καληδονική αλυσίδα (Λαυρεντία-Βαλτική) από την ανατολική Γροιλανδία έως τη Νορβηγία, στη ζώνη του Βαρίσκιου (Laurentia-Gondwana collision) από την Κεντρική έως τη Δυτική Ευρώπη (ορεινός όγκος Βοημίας και Monts du Lyonnais), αλλά και στην Μέσο-Καινοζωική Αλπική αλυσίδα (Ευρώπη-Απουλία), από την οροσειρά της Ροδόπης (70-75 Ma) έως τις δυτικές Άλπεις (38-35 Ma) (Chopin 2003). Αντίθετα, οι διεργασίες που είναι ενεργές κατά μήκος των περιθωρίων του Ειρηνικού φαίνεται να είναι ακατάλληλες για την παραγωγή ή για την εμφάνιση πετρωμάτων UHP. Στην περίπτωση της Ευρασίας, τα πετρώματα UHP μπορεί να είναι ωκεάνιας προέλευσης σε λίγες περιπτώσεις (Sulawesi, Monts du Lyonnais, Cignana), αλλά ηπειρωτικής στις περισσότερες, πιστοποιώντας τον γενικό κανόνα ότι η ηπειρωτική καταβύθιση λειτουργεί τουλάχιστον από τα τέλη του Προτεροζωικού.

Η σπανιότητα των Προκάμβριων πετρωμάτων υψηλής πίεσης, χαμηλής θερμοκρασίας (γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι και εκλογίτες) οδήγησαν στην άποψη μιας ταχείας μείωσης της γεωθερμικής βαθμίδας της ζώνης υποβύθισης κατά τη διάρκεια του ύστερου Προτεροζωικού, μετά από μια μαζική απελευθέρωση θερμότητας που συνέβη λόγω της αποκοπής της υπερηπείρου Rodinia (Maruyama & Liou 1998). Ωστόσο, η ύπαρξη Προτεροζωικής μεταμόρφωσης UHP δείχνει ότι ζώνες χαμηλού λόγου T/P υπήρχαν στην αρχή της ιστορίας της Γης. Η διατήρηση των πετρωμάτων HP/UHP που σχηματίστηκαν ήταν ομολογουμένως πιο δύσκολη λόγω της υψηλότερης παραγωγής θερμότητας της Γης και της πιθανώς υψηλότερης μέσης γεωθερμικής βαθμίδας και του μικρότερου πάχους των πλακών. Το σημαντικό είναι ότι στις ζώνες σύγκρουσης η υποβύθιση του ηπειρωτικού φλοιού σε βάθη που φθάνουν τα 100-200 km φαίνεται να είναι ο κανόνας τουλάχιστον από τον Προτεροζωικό (Chopin 2003). Οι επιπτώσεις από την άποψη της τεκτονικής και της γεωδυναμικής είναι σημαντικές. Αν ήταν απλά για τα Ιμαλία, τα περισσότερα από αυτά που προηγουμένως θεωρούνταν σημαντικά για το αρχέτυπο των ζωνών σύγκρουσης αφορούν στην πραγματικότητα ένα ύστερο στάδιο της εξέλιξης της αλυσίδας: η μεταμόρφωση του ηπειρωτικού φλοιού ξεκίνησε περίπου 20 Ma νωρίτερα με την καταβύθιση της της Ινδικής πλάκας και τη δημιουργία κοεσίτη σε βάθη 90-100 km.

4. Κύριες UHP περιοχές ανά τον κόσμο

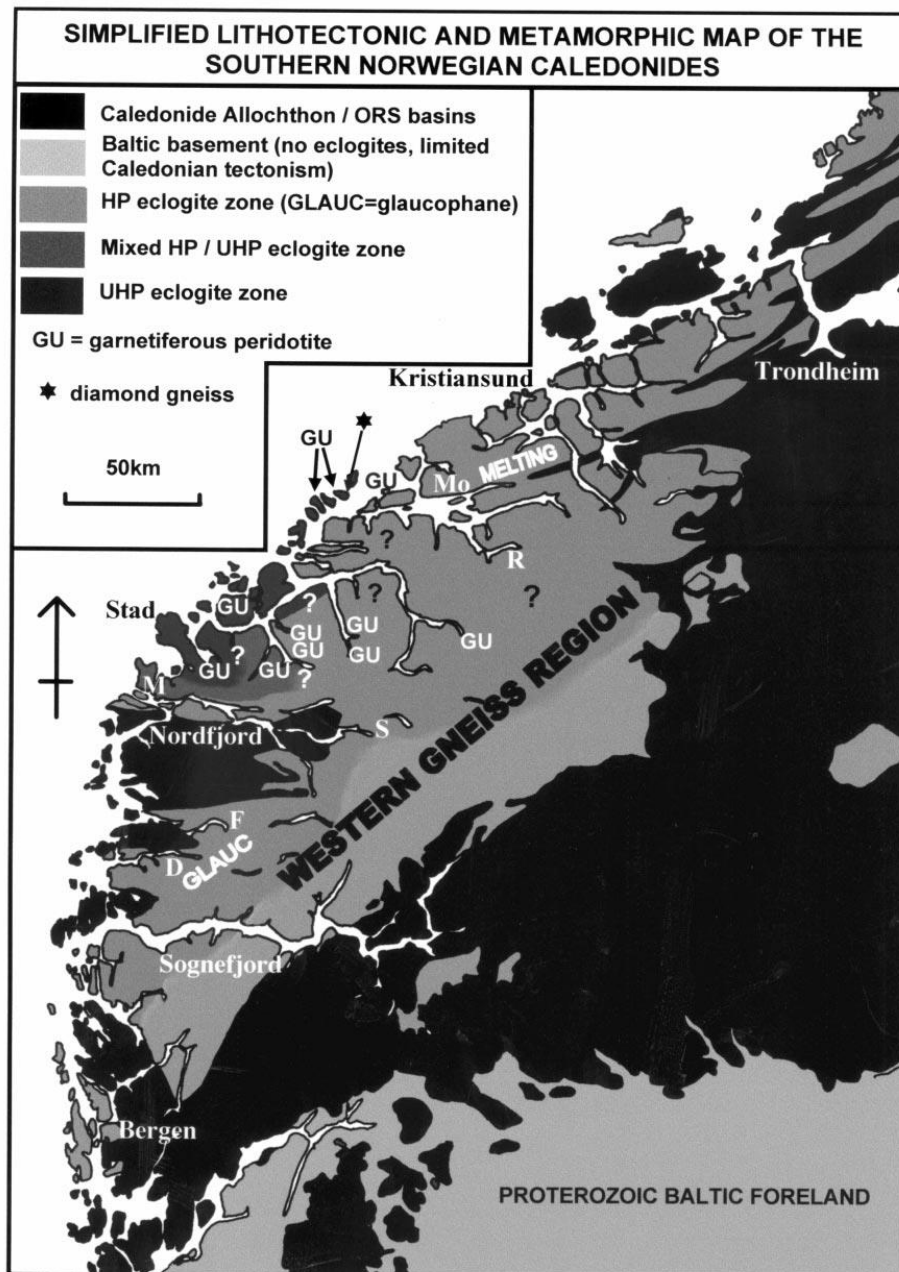
Οι εμφανίσεις των πετρωμάτων UHP αναγνωρίζονται όλο και περισσότερο. Μέχρι στιγμής, τουλάχιστον επτά τεκτονοστρωματογραφικά πεδία φέροντα κοεσίτη και τρεις περιοχές UHP φέρουσες διαμάντια έχουν τεκμηριωθεί. Όλα αυτά τα εδάφη UHP βρίσκονται σε μεγάλες ηπειρωτικές ζώνες σύγκρουσης στην Ευρασία, έχουν παρόμοιους φλοιικούς πρωτόλιθους και μεταμορφικές παραγενέσεις, εμφανίζονται σε μακριές, ασυνεχείς ζώνες που μπορεί να εκτείνονται σε αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα, και στις περισσότερες περιπτώσεις σχετίζονται με σύγχρονες ζώνες HP γλαυκοφανιτικού σχιστόλιθου και εκλογίτη. Αυτές οι περιοχές χαρακτηρίζονται από μεγάλη χρονική διάρκεια μεταξύ των ηλικιών των ηπειρωτικών πρωτόλιθων και αυτών της UHP μεταμόρφωσης. Σημειωτέον ότι οι περισσότεροι πρωτόλιθοι των αναγνωρισμένων UHP περιοχών έχουν ηπειρωτικά χαρακτηριστικά. Ωστόσο, μεταπελαγικά ιζήματα που φέρουν κοεσίτη υπερκείμενα οφιολιθικών συμπλεγμάτων έχουν καταγραφεί στη ζώνη Zermatt-Saas, στις δυτικές Άλπεις. Τα εγκλείσματα κοεσίτη παρατηρούνται σε γρανάτη, πυρόξενο και τουρμαλίνη, τόσο στους μεταβασίτες όσο και στα μεταϊζήματα. Υπολογισμοί έδειξαν ότι ορισμένοι εκλογίτες της Καλιφόρνιας και της Σίφνου έφτασαν σε μεταμορφωτικές πιέσεις > 30 kbar (Liou et al. 1994). Και οι δύο περιοχές αποτελούν κλασική περίπτωση καταβύθισης συμπλεγμάτων ωκεάνιων & ιζηματογενών υλικών που έχουν ερευνηθεί εντατικά στο παρελθόν.

4.1. Νορβηγία

Το Σύμπλεγμα Δυτικού Γνεύσιου (WGR) στην περιοχή της Νορβηγίας (Σχήμα 11) περιλαμβάνει ένα Προκάμβριο γνευσιακό υπόβαθρο σε εναλλαγές με μεταμορφωμένα και παραμορφωμένα φλοιικά πετρώματα ηλικίας περίπου 400 έως 450 Ma κατά τη σύγκρουση μεταξύ Βαλτικής και Λαυρεντίας. Η περιοχή αντιπροσωπεύει το βαθύτερο δομικό επίπεδο των Σκανδιναβικών Καληδονίδων, και η μεταμορφική βαθμίδα αυξάνει από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά (Dobrzhinetskaya et al. 1995). Το Σύμπλεγμα Δυτικού Γνεύσιου βρίσκεται εντός της Καληδονιακής ζώνης σύγκρουσης που εκτείνεται από το Trondjheimfjord στα βόρεια, στο Songnefjord στο νότο. Η ζώνη έχει μήκος περίπου 300 km και 150 km πλάτος (Cuthbert et al. 2000). Αποτελείται από ενλλαγές πηλίτη και μιγματίτη, μάρμαρου, χαλαζίτη και αμφιβολίτη, με τεκτονικούς φακούς γάββρου, ανορθοσίτη και περιδοτίτη. Οι πρωτόλιθοι είναι Προκάμβριας ηλικίας. Οι γνευσιακές ενότητες εμφανίζουν κυρίως παραγενέσεις αμφιβολίτης φάσης αλλά και υπολείμματα παραγενέσεων υψηλής-P. Οι εκλογίτες είναι ευρέως διαδεδομένοι ως λοβοί ή φακοί με μήκος από εκατοστά έως δεκάδες μέτρα και εμφανίζουν σύμφωνες επαφές με τους παρακείμενους γνεύσιους. Τέτοιοι εκλογίτες που σχετίζονται με τους γνεύσιους αποτελούνται κυρίως από γρανάτη και ομφακίτη, ρουτίλιο, φεγγίτη και κυανίτη. Ο κοεσίτης είναι αρκετά σπάνιος στο WGR. Μικροδιαμάντια πάχους 0,02-0,05 mm σε υπολείμματα από τους δύο γνεύσιους στο νησί Fjortoft έχουν περιγραφεί πρόσφατα, και οι σχετιζόμενοι εκλογίτες περιέχουν κυανίτη και εγκλείσματα ψευδομόρφων κοεσίτη σε

γρανάτες. Ορθοπυροξενικοί εκλογίτες που προήλθαν από γρανατούχους περιδοτίτες έχουν την παραγένεση γρανάτη+κλινοπυρόξeno+ορθοπυρόξeno+αμφίβολο+ρουτίλιο+χαλαζία. Αυτοί οι εκλογίτες και οι περικλειόμενοι γρανατούχοι περιδοτίτες έχουν υποβληθεί στην ίδια Καληδονιακή φάση μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης. Θεωρείται πως έχουν σχηματιστεί στους 700-850°C και τουλάχιστον στα 30 kbar (Liou et al. 1994). Οι Προκάμβριοι πρωτόλιθοι είχαν υποβληθεί σε μεταμόρφωση UHP κατά το Καληδόνιο, που σημαίνει ότι υπήρχε τουλάχιστον ένα κενό 300 εκατομμυρίων ετών μεταξύ του σχηματισμού των φλοιικών πετρωμάτων και της μεταμόρφωσης των ζωνών βαθιάς καταβύθισης.

Οι εκλογίτες στην Σκανδιναβία σταθεροποιούνται σε μεταβασικά πετρώματα, αλλά έχουν υποστεί ποικίλους βαθμούς ανάδρομης μεταμόρφωσης κατά την εκταφή. Στην περιοχή μεταξύ Jostedal και Nordfjord, οι εκλογίτες έχουν συνήθως γρανάτες με πρόδρομη ζώνωση με αμφιβολιτικής και επιδοτιτικής-αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης στερεά εγκλείσματα. Επίσης στερούνται ενδείξεων για τη σταθερότητα του κοεσίτη. Στα νότια αυτής της περιοχής, στο Sunnfjord, οι εκλογίτες περιέχουν τοπικά γλαυκοφάνη ως εγκλείσμα. Βόρεια του Nordfjord, οι εκλογίτες στερούνται ως επί το πλείστον πρόδρομη ζώνωση, και ενδείξεις για κοεσίτη, είτε ως υπόλειμμα είτε ως αντικατάσταση από πολυκρυσταλλικό χαλαζία, είναι παρούσες στους εκλογίτες υπερυψηλής πίεσης και, σπάνια, στους γενεύσιους. Ο κοεσίτης ή ο πολυκρυσταλλικός χαλαζίας έχει βρεθεί τώρα σε οκτώ νέες τοποθεσίες, συμπεριλαμβανομένης μιας κοντά σε έναν γενεύσιο που φέρει μικροδιαμάντια. Αυτές οι νέες ανακαλύψεις υποδηλώνουν ότι, σύμφωνα με μια συντηρητική εκτίμηση, το τέμαχος UHP στο WGR καλύπτει μια παράκτια λωρίδα περίπου 5000 km² μεταξύ του εξωτερικού Nordfjord και του Moldefjord. Επιβεβαιώνεται μια "μικτή ζώνη HP-UHP" που περιέχει τόσο HP όσο και UHP εκλογίτες, και επεκτείνεται περαιτέρω 40 km ανατολικά κατά μήκος του Nordfjord. Θερμοβαρομετρία σε εκλογίτες που περιέχουν φεγγίτη χρησιμοποιήθηκε για την ποσοτικοποίηση της περιφερειακής κατανομής της πίεσης P και της θερμοκρασίας T κατά μήκος του WGR. Συνολικά, προέκυψε ένα σενάριο όπου η P και η T αυξάνονται προοδευτικά από 500°C και 16 kbar στο Sunnfjord σε 800°C και 32 kbar στο εξωτερικό Moldefjord, αντίστοιχα, σύμφωνα με την κατανομή των πετρογραφικών χαρακτηριστικών του εκλογίτη (Cuthbert et al. 2000). Τα αποτελέσματα συμφωνούν με την παρουσία πολύμορφου διοξειδίου του πυριτίου υψηλής πίεσης. Οι συνθήκες P-T ορίζουν μια γραμμική διάταξη στο επίπεδο P-T με κλίση περίπου 5°C/km, με τους μέσους όρους για τις πετρογραφικές ομάδες να βρίσκονται κατά μήκος της τάσης σύμφωνα με τη γεωγραφική κατανομή τους από ΝΑ έως ΒΔ, ορίζοντας έτσι μια σαφή κλίση πεδίου. Αυτή η κλίση P-T θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να υποστηρίξει το συχνά διατυπωμένο μοντέλο για τη βορειοδυτική καταβύθιση του WGR ως συνεκτικού σώματος. Ωστόσο, το WGR είναι σαφώς ένα σύνθετο οικοδόμημα που χτίστηκε από διάφορες τεκτονικές ενότητες. Επιπλέον, η μικτή ζώνη HP-UHP φαίνεται να σηματοδοτεί ένα βήμα στην περιφερειακή βαθμίδα P, υποδεικνύοντας μια πιθανή τεκτονική ρήξη των ενοτήτων HP και UHP.



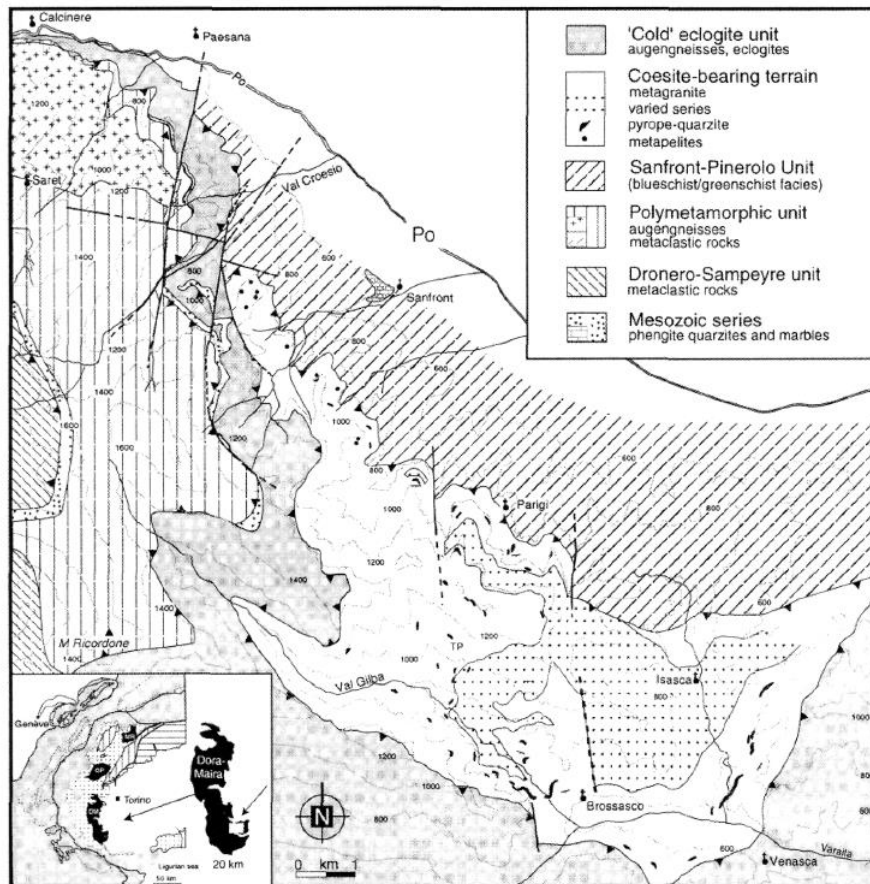
Σχήμα 5: Απλοποιημένος λιθοτεκτονικός και μεταμορφικός χάρτης των Καληδονίδων της νότιας Σκανδιναβίας με την κατανομή της μεταμόρφωσης εκλογιτικής φάσης (Cuthbert et al. 2000).

Συνολικά, αν το WGR έχει καταβυθιστεί κατά τη διάρκεια της Σκανδιναβικής ορογένεσης, διατήρησε τη γενική εικόνα της P και της T της καταβύθισης, παρά την όποια διαταραχή κατά την εκταφή. Οι γρανατούχοι περιδοτίτες που προέρχονται από υποηπειρωτικό λιθοσφαιρικό μανδύα μπορεί να περιορίζονται στο τέμαχος UHP και φαίνεται να εμφανίζονται στις επαφές υποβάθρου-καλύμματος σε πολλές περιπτώσεις. Πιστεύεται ότι κατά τη διάρκεια της καταβύθισης του ηπειρωτικού περιθωρίου της

Βαλτικής σε βάθη >100 km, θραύσματα αυτών των πετρωμάτων παρασύρθηκαν σε ένα UHP τέμαχος (Cuthbert et al. 2000).

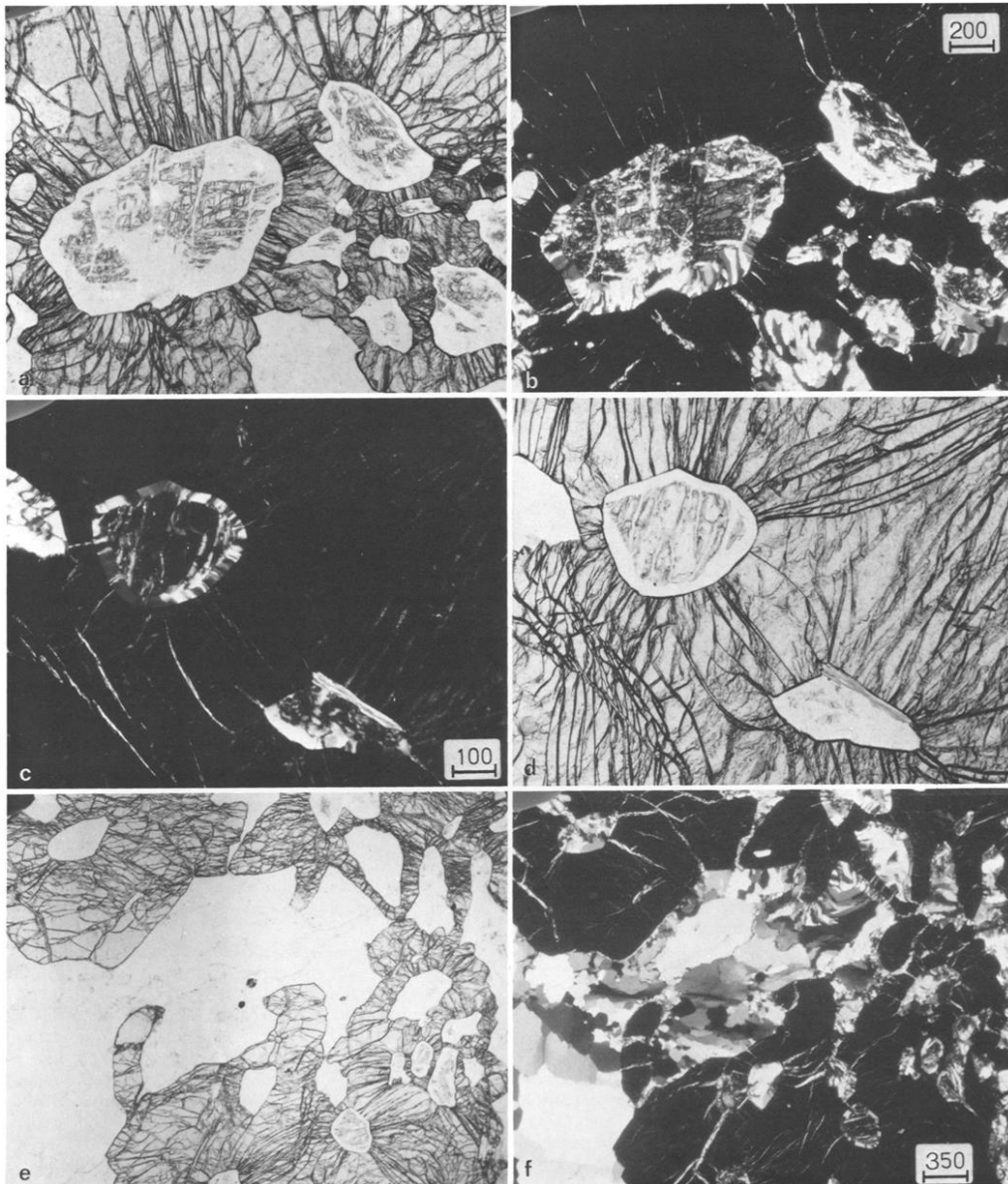
4.2. Δυτικές Άλπεις

Ο ορεινός όγκος Dora Maira (Σχήμα 12) εντοπίζεται στις Δυτικές Άλπεις. Αποτελείται από Ερκύνια και παλιά κρυσταλλικά ηπειρωτικά πετρώματα μεταμορφωμένα υπό συνθήκες UHP και HP ως αποτέλεσμα της Μεσοζωικής-Καινοζωικής σύγκλισης Ευρώπης και Αδρίας. Η ζώνη HP & UHP αποτελείται από τέσσερις βασικές ενότητες που χωρίζονται με ρήγματα μικρής γωνίας (Chopin et al. 1991). Όλα έχουν επηρεαστεί από την Αλπική μεταμόρφωση HP και την επακόλουθη επανεξισορρόπηση σε χαμηλότερες πιέσεις. Οι συνθήκες μέγιστων P-T διαφέρουν πολύ από ενότητα σε ενότητα, υποδεικνύοντας ότι έχουν προέλθει από διαφορετικά βάθη εντός της Αλπικής ορογενετικής σφήνας μετά την ανακρυστάλλωση (Avigad 1992). Από τη βάση μέχρι την κορυφή, εμφανίζονται τέσσερις ενότητες.



Σχήμα 12: Γεωλογικό σκαρίφημα της κοεσιτοφόρας περιοχής στη νότια Dora Maira μάζα (Chopin & Schertl 1999).

Η βασική ενότητα Pinerolo, αποτελείται από Τριαδικά ανθρακικά μεταίζηματα που ανακρυσταλλώθηκαν σε γλαυκοφανιτική φάση μεταμόρφωσης και στη συνέχεια υπέστησαν πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Η μονάδα Venesca, που αποτελείται από τον Παλαιοζωικό γρανίτη που μετατρέπεται σε ορθογνέυσιο και από παρεμβλλόμενα μεταίζηματα με boudins πυρωπό-χαλαζία (Chopin 1984) στα οποία εμφανίζονται υπολείμματα υπερυψηλής-P, όπως κοεσίτης, ελενμπεργκερίτης, Mg-σταυρόλιθος και άλλες φάσεις UHP (Σχήμα 13).



Σχήμα 6: a-b, c-d: Υπολειμματικός κοεσίτης που μετατρέπεται μερικώς σε χαλαζία, ως εγκλείσματα σε πυρωπό. e-f: Η ίδια υφή ψευδόμορφου χαλαζία κατά κοεσίτη υπάρχει σε ένα τμήμα της κύριας μάζας που ενσωματώνεται σε έναν κρύσταλλο πυρωπού, αλλά πουθενά αλλού στην κύρια μάζα (Chopin 1984).

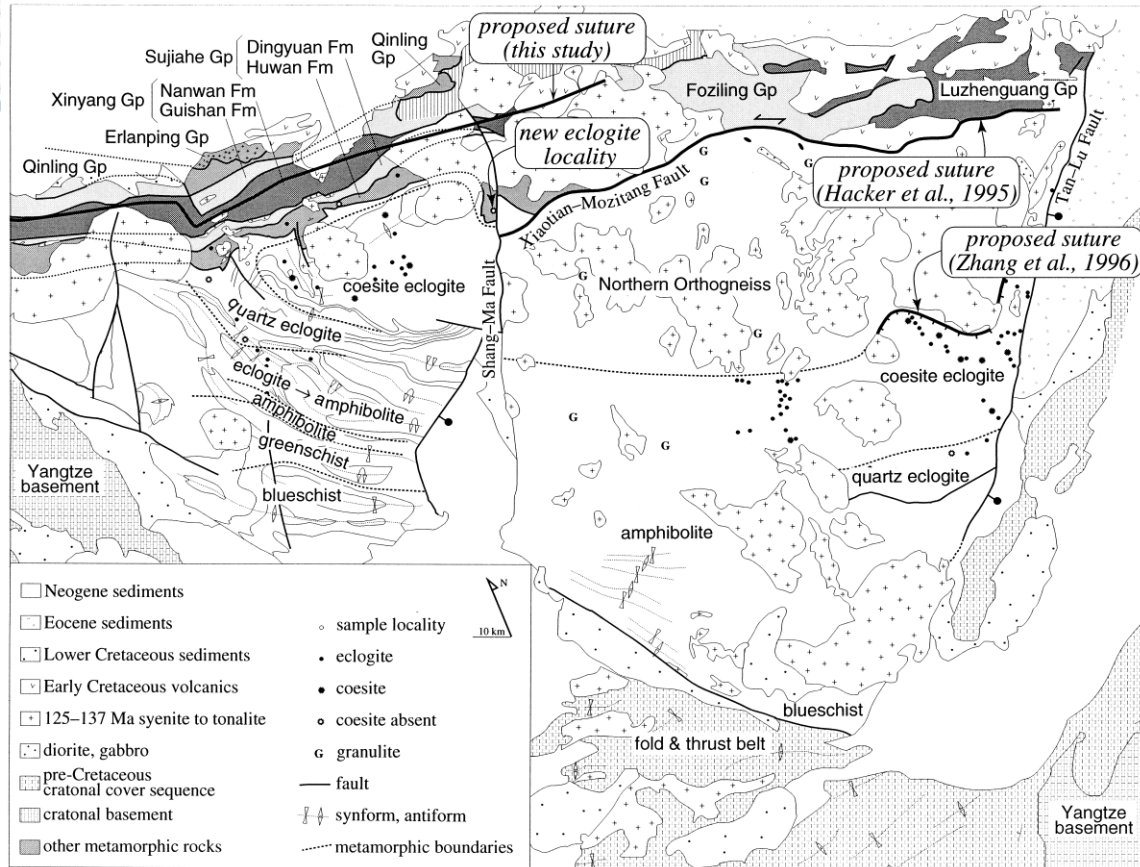
Αυτή η ενότητα υποδιαιρέθηκε περαιτέρω (Chopin et al. 1991) σε δύο μεταμορφωτικές υποενότητες: (i) μία που φέρει κοεσίτη υπερυψηλής πίεσης και περιλαμβάνει κυανιτικούς εκλογίτες με υπολείμματα κοεσίτη και ψευδόμορφα χαλαζία κατά κοεσίτη, με εκτιμώμενες ανώτερες συνθήκες P-T της τάξεως των 37 kbar και 800°C (Schertl et al. 1991), πολύ κοντά στην εμφάνιση του διαμαντιού, και (ii) μια υποενότητα ψυχρού εκλογίτη που μεταμορφώθηκε σε χαμηλότερες πιέσεις από αυτές της μετάβασης κοεσίτη-χαλαζία. Στην υποενότητα (ii) οι μεταπηλίτες περιέχουν χλωριτοειδή και οι εκλογίτες φέρουν παραγωνίτη, γλαυκοφανή και επίδοτο. Οι εκτιμήσεις P-T για αυτή την υποενότητα είναι 15 kbar και 500°C.

Τέλος, η μονάδα Dronero, ένα Πέρμο-Τριαδικό τέμαχος με εναλλαγές μεταπυριτικών και μεταβασικών πετρωμάτων. Περιέχει κυανίτη ή γλαυκοφανή ως ορυκτά δείκτες σε ορισμένους γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, αλλά στερείται εκλογιτών (Chopin et al. 1991).

Παρά τα πολυάριθμα γεωλογικά και ραδιομετρικά δεδομένα, ο χρόνος της μεταμόρφωσης UHP είναι ασαφής. Θεωρείται πως κορυφώθηκε μεταξύ 90 και 125 Ma. Ωστόσο, έχουν υπολογιστεί ηλικίες σχηματισμού των πρωτόλιθων στα 300-350 Ma και μεταμορφωτικές ηλικίες 30-55 Ma (Tilton et al. 1989) με χρήση μεθόδων U-Th-Pb σε ελενμπεργκερίτη και ζirkόνια, και μεθόδων Sm-Nd σε πυρωπό από πετρώματα που περιέχουν πυρωπό και κοεσίτη. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν πυρήνες ζirkονίου ηλικίας 240-275 Ma και πρόσφατα σχηματισμένων περιφερειών 35 Ma για ορισμένα ζirkόνια. Επομένως, τα UHP και HP συμβάλλοντας πρέπει να έλαβαν χώρα κατά την εποχή του Ολιγόκαινου.

4.3. Κίνα

Το μεταμορφικό σύμπλεγμα Qinling-Dabie (Σχήμα 14), που καταλαμβάνει την Τριαδική συρραφή μεταξύ της Σινοκορεατικής και της Yangtze κρατονικής ασπίδας, αποτελείται από τρεις κύριες ενότητες: ένα βόρειο τέμαχος μιγματίτη ($P < 20$ kbar), μία κεντρική UHP εκλογιτική ζώνη που φέρει κοεσίτη και διαμάντι (20-40 kbar) και μία νότια HP ζώνη αποτελούμενη από γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο και εκλογίτη (5-12 kbar). Οι πρωτόλιθοι περιλαμβάνουν ηπειρωτικό υπόβαθρο της Ύστερης Αρχαϊκής περιόδου στο οποίο διείσδυσαν Προτεροζωικά γρανιτικά ορθογενεσιακά συμπλέγματα, στα οποία επικάθονται από Μέσο- έως Άνω-Προτεροζωικά διτού χαρακτήρα ηφαιστειακά και ανθρακικά πετρώματα, καθώς και τουρβιδιτικές ακολουθίες με υπεραργιλικά ιζήματα. Μικρότερα σε όγκο Παλαιοζωικά πετρώματα περιλαμβάνονται ως πρωτόλιθοι στη ζώνη HP. Το μεταμορφικό σύμπλεγμα χωρίζεται σε πολλά μεγάλα μπλοκ από ρήγματα BA-ND διεύθυνσης που τέμνουν το Dabie τέμαχος στην κεντρική Κίνα και στην ανατολική του επέκταση, το μπλοκ Su-Lu. Το τελευταίο εκτοπίστηκε προς τα βόρεια με αριστερή ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος Tanlu.



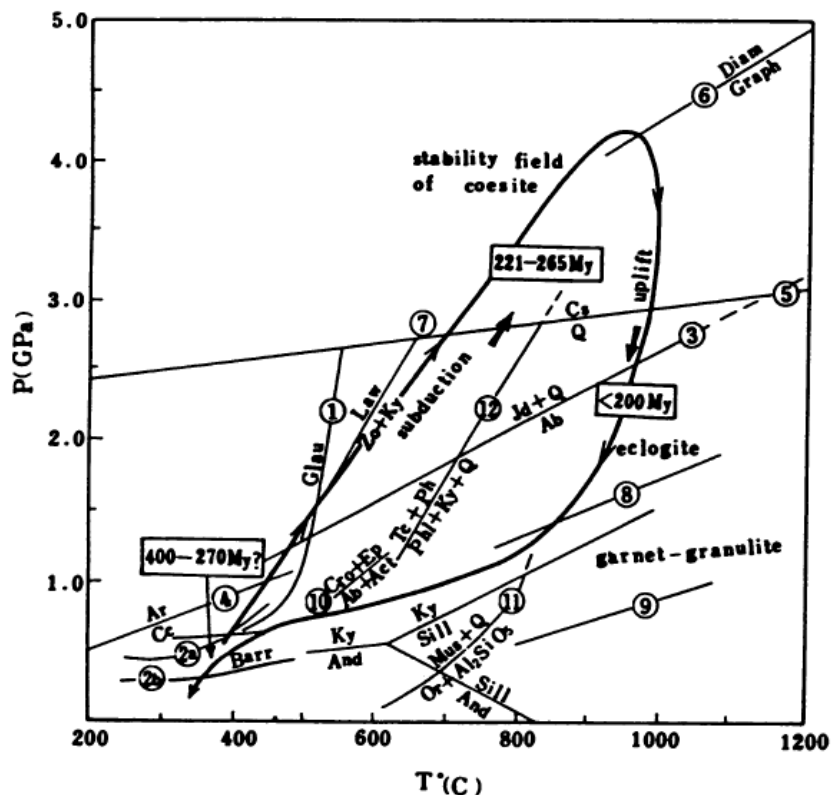
Σχήμα 7: Χάρτης των περιοχών Dabie Shan και Hong'an. (Hacker et al. 1998)

Ο κοεσίτης και τα ψευδόμορφα του σε γρανάτη, ομφακίτη, κυανίτη, επίδοτο και ζοϊσίτη είναι σπάνιοι αλλά ευρέως διαδεδομένοι στα μπλοκ Su-Lu και Dabie. Μια νέα περιοχή κοεσίτη στο βόρειο άκρο του μπλοκ Hongan δίπλα στο μπλοκ Dabie έχει εντοπιστεί πρόσφατα, επομένως η ζώνη UHP επεκτείνεται περαιτέρω στα δυτικά από ό,τι ήταν γνωστό στο παρελθόν (Liou et al. 1994).

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα εκλογιτικής φάσης κατανέμονται σε μια έκταση άνω των 1000 km² στο Dabie Shan. Οι τύποι πετρωμάτων περιλαμβάνουν εκλογίτη, γρανατούχο πυροξενίτη και σπανότερα ιαδεϊτίτη σε ζώνες και φακούς που παρεμβάλλονται ή εγκλείονται σε λευκοκρατικούς γενεύσιους και μάρμαρα. Μερικές από τις ζώνες εκλογίτη παρεμβάλλονται με γρανατούχο περιδοτίτη ή περικλείονται σε άλλα υπερβασικά πετρώματα. Περισσότεροι από 20 κρύσταλλοι διαμαντιού βρέθηκαν σε λεπτές τομές. Όλοι τους εμφανίζονται ως εγκλείσματα σε γρανάτες. Οι περισσότεροι είναι από 10 έως 60μm σε διάμετρο, αλλά βρέθηκαν επίσης μερικοί μεγαλύτεροι κόκκοι, έως και 240μm. Αναγνώριση των διαμαντιών έγινε με οπτικό μικροσκόπιο και στη συνέχεια με περίθλαση ακτινών X και φασματοσκοπία Raman (Shutong et al. 1992).

Η in situ μεταμόρφωση UHP υποστηρίζεται περαιτέρω από: (i) σύμφωνες επαφές και εναλλασσόμενα εκλογιτικά στρώματα με παρακείμενο γενεύσιο ή μάρμαρο, (ii)

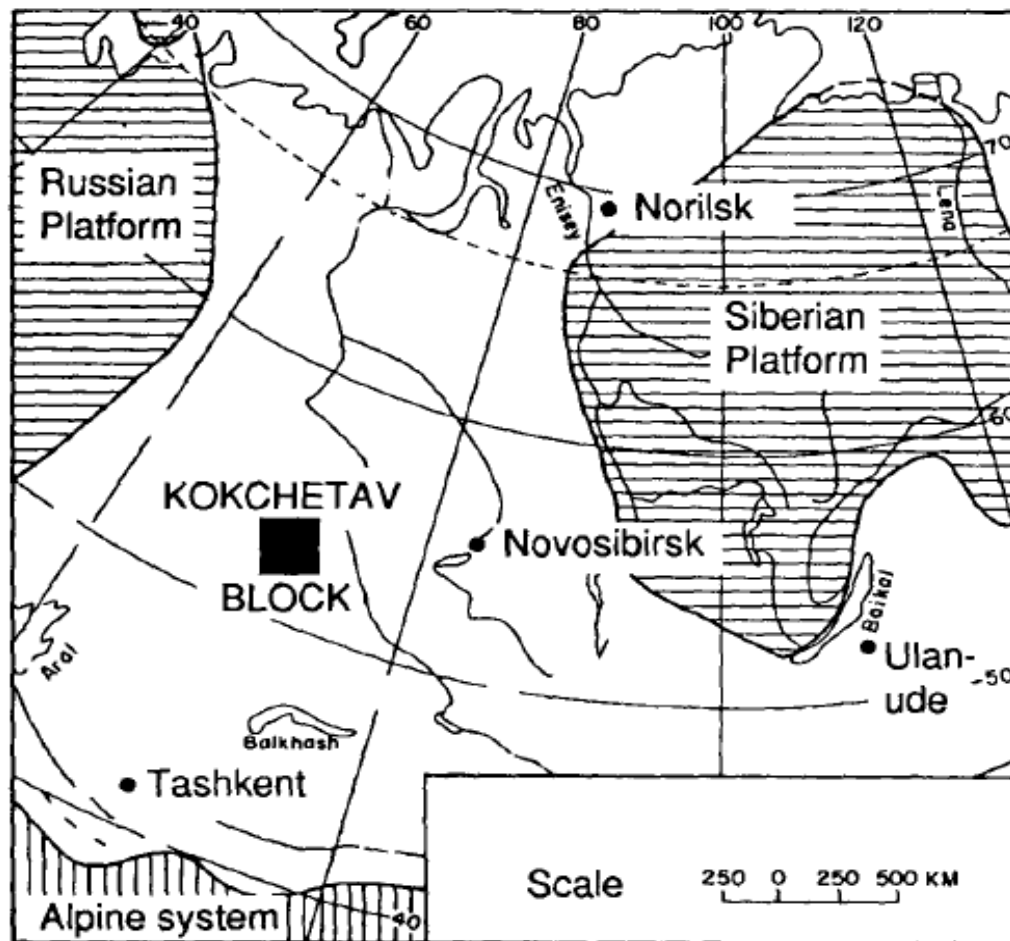
συστηματική προς τα νότια και προς τα δυτικά μείωση των συνθηκών εξισορρόπησης εκλογίτη (Okay 1993), (iii) προοδευτική προς βορρά αύξηση του βαθμού ανάδρομης μεταμόρφωσης από επιδοτιτική αμφιβολιτική σε αμφιβολιτική και γρανουλιτική φάση και (iv) παρόμοιες Τριαδικές μεταμορφικές ηλικίες για δείγματα εκλογίτη και του γνεύσιου. Οι εκτιμώμενες συνθήκες P-T για τους εκλογίτες (Σχήμα 15) μειώνονται προς τα νότια από >35 kbar στους 700-800°C για τους «θερμούς» εκλογίτες έως 20-25 kbar στους 550-600°C για τους «ψυχρούς» εκλογίτες (Wang et al. 1992). Το ανάλογο HP τέμαχος εμφανίζει προς βορρά προοδευτική ζώνωση, από μεταβατική γλαυκοφανιτική/πρασινοςχιστολιθική, μέσω πρασινοςχιστολιθικής και επιδοτιτικής αμφιβολιτικής σε εκλογιτική φάση. Ζιρκόνια από UHP γνεύσιους εμφανίζουν Pb/U ηλικίες 209 Ma, Nd/Sm ισόχρονες γρανάτη, ομφακίτη και ολικού πετρώματος μερικών εκλογιτών δίνουν ηλικίες 210-240 Ma (Liou et al. 1994). Οι UHP και HP ζώνες έχουν παρόμοιες μεταμορφωτικές τάσεις, χαρακτηριστικά παραμόρφωσης και καταγράφουν δεξιόστροφες πορείες P-T-χρόνου. Η διάταξη της ζώνης UHP στα βόρεια της ζώνης HP, η προς βορρά αύξηση του μεταμορφικού βαθμού, και η προς νότο σύγκλιση των δομών υποδηλώνουν σχηματισμό κατά την προς βορρά κίνηση μιας μικροηπείρου κάτω από την Σινο-Κορεατική κρατονική ασπίδα πριν από την Μεσοζωική σύγκρουση με το νοτιότερο τέμαχος του Yangtze.



Σχήμα 8: P-T πορεία των UHP μεταμορφικών πετρωμάτων των εκλογιτικών φάσεων του Dabie Shan (Shutong et al. 1992).

4.4. Καζακστάν

Ο ορεινός όγκος Kokchetav (Σχήμα 16) είναι ένα μεγάλο μεταμορφικό σύμπλεγμα πρωτολίθων Προτεροζωικής ηλικίας στο βόρειο Καζακστάν που περιβάλλεται από τα Καληδονιακά πετρώματα της Ουραλο-Μογγολικής ζώνης. Το κεντρικό τμήμα αυτού του ορεινού όγκου αποτελείται από προ-Ρίφεια πετρώματα (Σειρά Zerendin), κυρίως μεταμορφωμένα σε αμφιβολιτική φάση. Δυτικά του αρχαίου πυρήνα, εμφανίζονται μεταηφαιστειογενή και μεταϊζηματογενή πετρώματα μεταμορφωμένα σε πρασινοσχιστολιθική φάση, και ασθενώς ανακρυσταλλωμένα υπερκείμενα ιζήματα. Ο πυρήνας του ορεινού όγκου, όπου ανακαλύφθηκαν διαμαντοφόρα πετρώματα (Sobolev & Shatsky 1990), αποτελείται από μια ποικιλία αδροκρυσταλλικού σχιστόλιθου, γνεύσιου, εκλογίτη, αμφιβολίτη, γρανουλίτη, χαλαζίτη, μαρμάρου και συνδεδεμένων με αυτά πετρώματα αμφιβολιτικής-γρανουλιτικής φάσης.



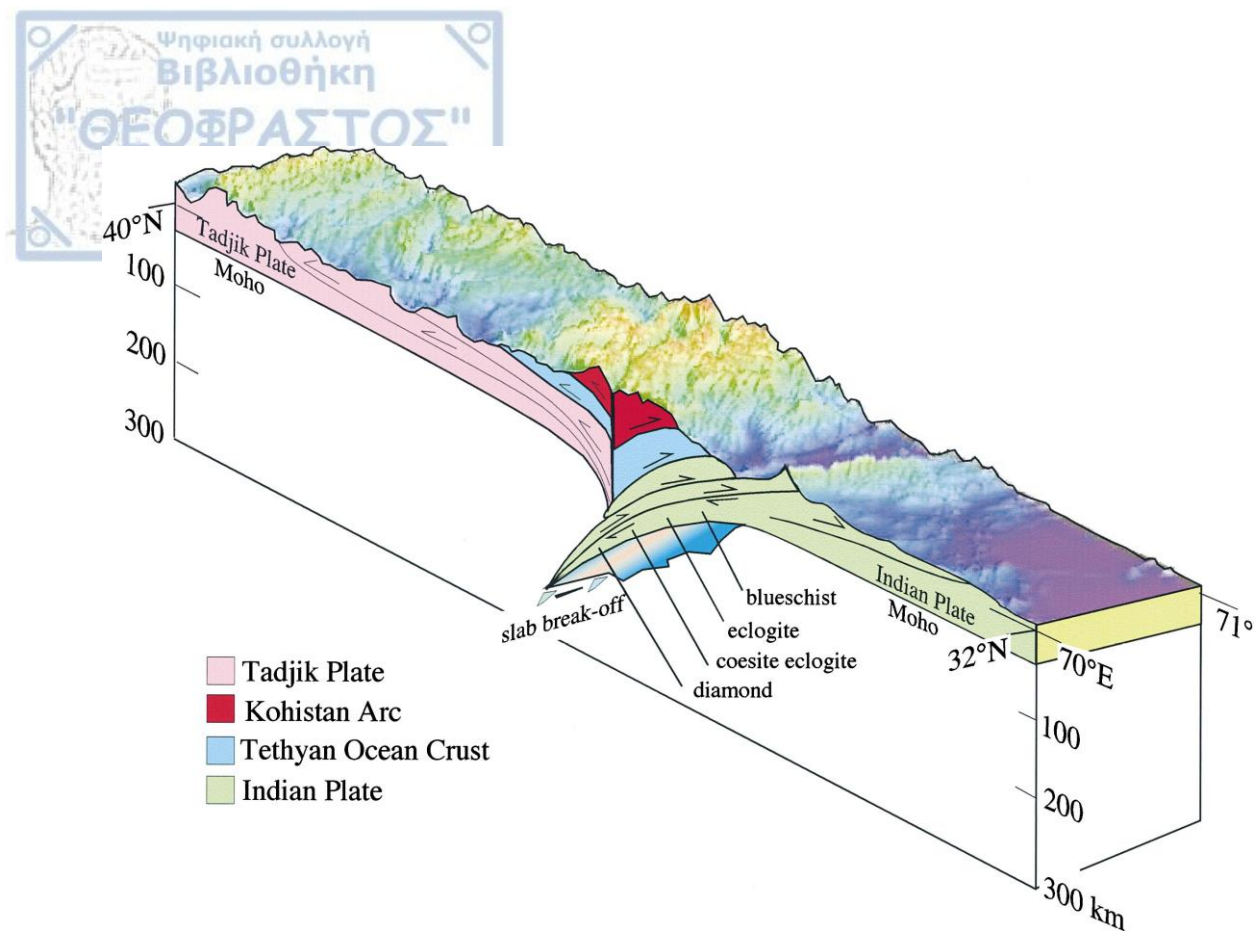
Σχήμα 9: Χάρτης του ορεινού όγκου Kokchetav (Claoue-Long et al. 1991).

Εκλογίτες που σχετίζονται με διαμαντοφόρο γνεύσιο εξισορρόπησαν τελευταία φορά στους 600-700°C και 12-14 kbar (Liou et al. 1994). Τα διαμάντια εμφανίζονται ως μικροσκοπικά εγκλείσματα σε γρανάτη και ζirkόνιο σε γρανατούχα-πυροξενικά και γρανατούχα-πυροξενικά-ανθρακικά πετρώματα, γρανατούχους-βιοτιτικούς γνεύσιους και σχιστόλιθους. Μέχρι στιγμής, διαμάντια δεν έχουν βρεθεί σε μεταβασάλτικούς εκλογίτες. Μερικά διαμάντια ψευδόμορφα από γραφίτη, κυρίως κατά μήκος σπασιμάτων σε ξενιστές γρανάτες. Η εξέταση πολλών λεπτών τομών γνευσίου της σειράς Zerendin έδειξαν μια ακόμη «in-situ» εμφάνιση διαμαντιού 15 χλμ δυτικά της πρώτης τοποθεσίας. Πρόσφατες εργασίες οδήγησαν στην ανακάλυψη μιας τρίτης αδαμαντοφόρου λιθολογικής ενότητας. Διαμαντοφόρα πετρώματα UHP εμφανίζονται σε μια περιοχή 80-100 km². Τα διαμαντοφόρα μεταιζήματα έχουν ανακρυσταλλωθεί σε $P > 40$ kbar και $T > 900-1000^\circ\text{C}$. Οι συσχετιζόμενοι πυρόξενοι εμφανίζουν ασυνήθιστα υψηλή περιεκτικότητα σε K₂O και παρουσιάζουν λαμέλλες K-αστρίου. Τα μεταμορφικά ζirkόνια έδωσαν ηλικίες UHP μεταμόρφωσης περίπου στα 530 Ma (Claoue-Long et al. 1991).

4.5. Ένα Ενδιαφέρον Ανάλογο: Η Περίπτωση του Hindu Kush

Οι κοεσιτοφόροι εκλογίτες και τα διαμαντοφόρα μεταμορφωμένα πετρώματα υπερυψηλής πίεσης (UHP) κατά μήκος αρχαίων ορίων λιθοσφαιρικών πλακών προέρχονται κυρίως από χαλαζιακά και ανθρακικά πετρώματα που σχηματίστηκαν αρχικά κοντά στην επιφάνεια της Γης. Το γεωλογικό αρχείο δείχνει ότι ηπειρωτικής προέλευσης UHP πετρώματα μπορούν να σχηματιστούν από την καταβύθιση λεπτυσμένου φλοιού ηπειρωτικού περιθωρίου κάτω από οφιολίθους ή κάτω από νησιωτικά τόξα, καθώς και σε ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης (π.χ. ζώνη Dabie Shan-Su-Lu, Καζακστάν, δυτική Νορβηγία, Άλπεις). Το μοντέλο που παρουσιάζεται βασίζεται στη γεωμετρία της σεισμικά ενεργής ηπειρωτικής ζώνης καταβύθισης Hindu Kush και στην αποκατάστασή της, υποθέτοντας σημερινές κινήσεις των πλακών και εξηγεί πώς οι επιφανειακοί γραφιτικοί σχιστόλιθοι και τα ανθρακικά πετρώματα που αποτέθηκαν κατά μήκος του βορειοδυτικού περιθωρίου της Ινδικής πλάκας σύρθηκαν σε αυτά τα βάθη και προσκολλήθηκαν στην εκλογιτιωμένη εμπρόσθια άκρη του λεπτυσμένου φλοιού της Ινδικής πλάκας. Το μοντέλο υποδηλώνει ότι κοεσιτοφόρος εκλογίτης και η διαμαντοφόρα μεταμόρφωση UHP λαμβάνει χώρα σήμερα σε βάθος κατά μήκος της σεισμικής ηπειρωτικής ζώνης καταβύθισης Hindu Kush.

Η ζώνη Hindu Kush συνδέεται με χαμηλή εξασθένηση των σεισμικών κυμάτων. Το μοντέλο για το σχηματισμό των μεταμορφωμένων πετρωμάτων UHP (Σχήμα 17) προβλέπει ότι ο Ινδικός φλοιός που βυθίζεται κάτω από το Hindu Kush είναι ο παλιός, ψυχρός κατώτερος φλοιός της Ινδικής πλάκας που αποτελείται από Προκάμβριο υπόβαθρο γρανουλιτικής φάσης το οποίο καλύπτεται από Παλαιοζωικούς- Μεσοζωικούς μαύρους σχιστόλιθους που θα έχουν υποβυθιστεί και μετασχηματιστεί σε εκλογίτη σε περίπου 60-70 km βάθος. Θερμοκρασίες στη βάση της καταδυόμενης ηπειρωτικής πλάκας μπορεί να φτάσουν τους 800-900°C στα 4-6 GPa (Searle et al. 2001).



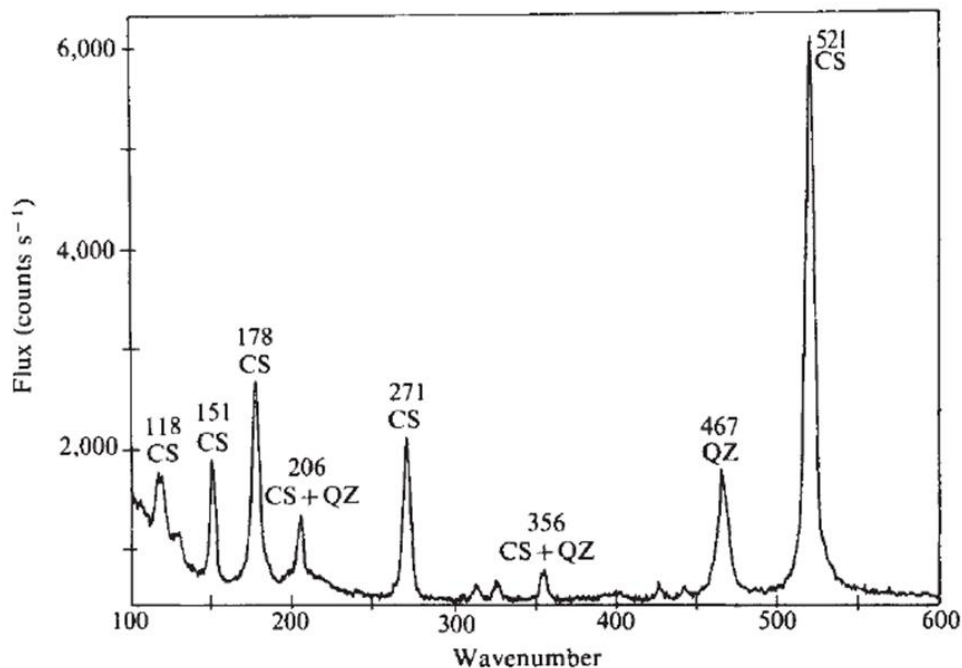
Σχήμα 10: Μοντέλο για το σχηματισμό μεταμορφωμένων πετρωμάτων UHP με βαθιά καταβύθιση του ηπειρωτικού φλοιού, με βάση τη γεωλογική ερμηνεία της σεισμικής ζώνης Hindu Kush (Searle et al. 2001).

5. Ορυκτολογικά Χαρακτηριστικά

Φαίνεται ότι τα υλικά του φλοιού υποβυθίστηκαν στα βάθη του μανδύα, εκεί που υπόκεινται σε μεταμόρφωση UHP, και στη συνέχεια επέστρεψαν στην επιφάνεια. Κατά συνέπεια, αυτά τα πετρώματα πρέπει να έχουν υποστεί πολύπλοκες διαδικασίες ανακρυστάλλωσης και παραμόρφωσης. Η διατήρηση ορυκτών HP και UHP εξαρτάται από την ανάδρομη διαδρομή P-T η οποία, με τη σειρά της, εξαρτάται από το ρυθμό εκταφής, το μέγεθος της υποβυθιζόμενης μάζας, τη γεωμετρία της ζώνης καταβύθισης, την πρόσβαση σε ρευστά, τη δυνατότητα συνεχούς ψύξης και πολλούς άλλους πετροτεκτονικούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένης της παραμόρφωσης μετά τη σύγκρουση και της μαγματικής δραστηριότητας. Επειδή είναι τόσο σπάνια, τα περισσότερα ορυκτά UHP πρέπει να έχουν εξαλειφθεί κατά την επιστροφή στην επιφάνεια. Δυνατοί, άκαμπτοι, μη αντιδρώντες κρύσταλλοι, όπως γρανάτης, ζirkόνιο, κυανίτης και ομφακίτης προφανώς λειτουργούν ως φορείς σταθερής πίεσης, διατηρώντας πρώιμα σχηματισμένα ορυκτά εγκλείσματα UHP. Εξέταση ζirkονίων και γρανατών για ύπαρξη πρωτογενών φάσεων UHP, όπως ο κοεσίτης και το διαμάντι, έχει αποδειχθεί πως είναι μια ισχυρή τεχνική εύρεσης στοιχείων UHP συνθηκών. Χαρακτηριστικά ορυκτά και ορυκτές παραγενέσεις δίνονται παρακάτω.

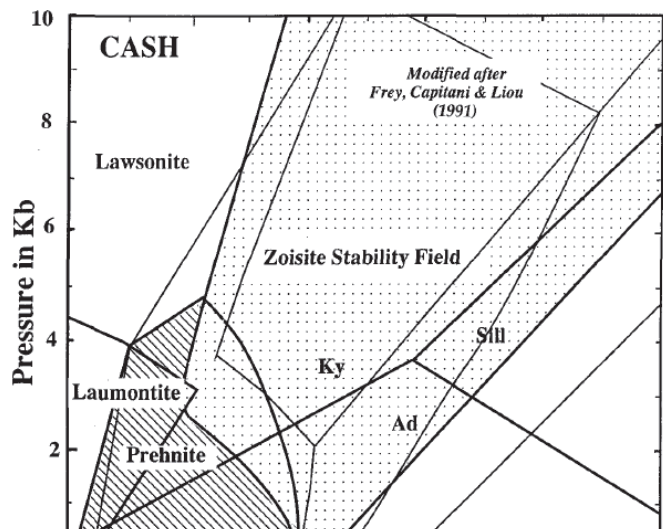
5.1. Κοεσίτης και ψευδόμορφα

Ο κοεσίτης (Σχήμα 18) είναι μια φάση υψηλής P του SiO_2 , σταθερή για $P > 27 \text{ kbar}$ στους 700°C . Πειράματα υπολόγισαν το όριο ισορροπίας του χαλαζία = μετάβαση κοεσίτη στα 24.6, 24.9, 25.5, 26.2, 27.0, 27.9, 28.8 και 29.7 kbar στους 350, 400, 500, 600, 700, 800, 900 και 1000°C , αντίστοιχα. Η ισορροπία δεν επηρεάζεται από την παρουσία H_2O ή ιαδεΐτη (**Bohlen & Boettcher 1982**). Επειδή ο χαλαζίας είναι ένα από τα πιο κοινά ορυκτά στον ηπειρωτικό φλοιό, η θετική ταυτοποίηση κοεσίτη και ψευδομόρφων χαλαζία κατά κοεσίτη, θεωρείται ο πλέον χρήσιμος δείκτης για τη διαπίστωση μεταμόρφωσης UHP. Μέχρι στιγμής, ο κοεσίτης και τα ψευδόμορφά του έχουν απαντηθεί σε εκλογιτικά και σε άλλα UHP πετρώματα από τις δυτικές Άλπεις (**Chopin 1984**), τις Καληδονίδες της Νορβηγίας (**Smith 1984**) κλπ. Στη ζώνη σύγκρουσης μεταξύ των κρατονικών ασπίδων της Σινο-Κορεατικής και της Yangtze, ο κοεσίτης και τα ψευδόμορφά του εμφανίζονται σε εκλογίτες, σε μάρμαρο, και στον γενεύσιο από τα όρη Dabie, και σε εκλογίτες από την περιοχή Su-Lu.

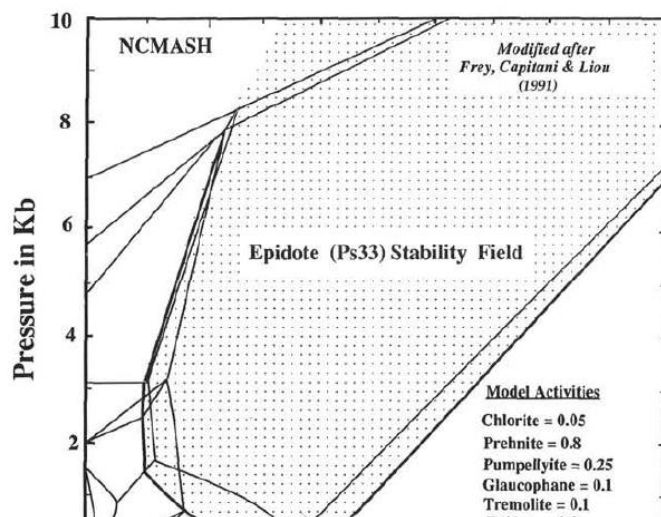


Σχήμα 11: Φάσμα RMP από υπολειμματικό κοεσίτη, με χαρακτηριστικές κορυφές κοεσίτη και χαλαζία (Smith 1984).

Τα περισσότερα υπολειμματικά και ψευδόμορφα κοεσίτη εμφανίζονται ως οβάλ εγκλείσματα (50-350 μm) σε ζirkόνιο, γρανάτη, ομφακίτη, κυανίτη και ακόμη και σε ένυδρες φάσεις όπως ο ζοϊσίτης (Σχήμα 19) και το επίδοτο (Σχήμα 20) (Liou 1993). Τα ψευδόμορφα κοεσίτη αποτελούνται από λεπτόκοκκο πολυκρυσταλλικό χαλαζία. Ένα παράδειγμα κοεσίτη από έναν εκλογίτη του Su-Lu το οποίο αναλύθηκε με μικρο-Raman,

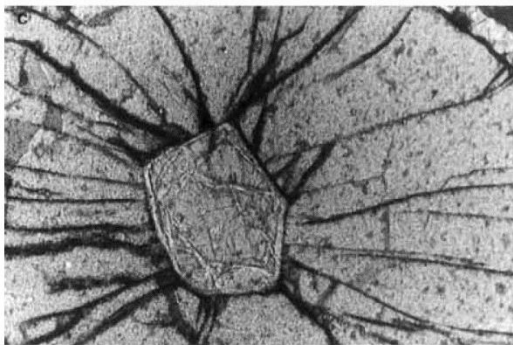


Σχήμα 13: Πεδία σταθερότητας P-T ζοισίτη (Liou 1993)

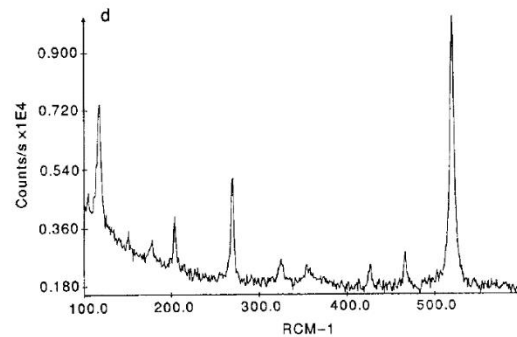


Σχήμα 12: Πεδία σταθερότητας P-T επιδότου (Liou 1993)]

αναγνωρίστηκε από την εμφάνιση ακτινωτών σπασιμάτων γύρω από το πυριτικό έγκλεισμα μέσα στο ορυκτό ξενιστή (Liou et al. 1994). Τα ακτινωτά σπασίματα αναπτύχθηκαν λόγω της διαστολής κατά 10% που προκύπτει από τον μετασχηματισμό του κοεσίτη σε χαλαζία. Οι περισσότεροι αναφερόμενοι κοεσίτες εμφανίζονται είτε ως ένας απλός αλλοτριόμορφος κρύσταλλος που περιβάλλεται από μια περιφέρεια λεπτού πολυκρυσταλλικού χαλαζία ή ως ακανόνιστος κρύσταλλος που τέμνεται από φλέβες χαλαζία. Ο κοεσίτης χαρακτηρίζεται επίσης από ένα μοναδικό φάσμα Raman (Σχήμα 21).



(α)



(β)

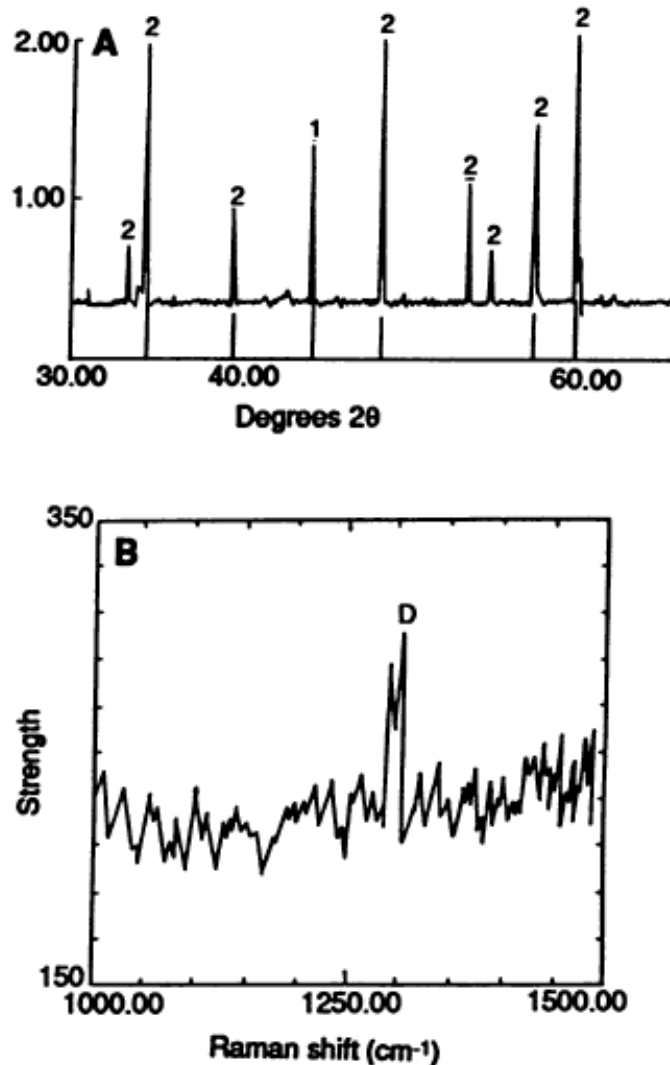
Σχήμα 14: (α) Φωτομικρογραφία εγκλείσματος κοεσίτη στον εκλογίτη Weihai και (β) φάσμα λέιζερ micro-Raman του κοεσίτη από το δείγμα αυτό (Liou et al. 1994).

Στα δυτικά βουνά Dabie της επαρχίας Hubei, πολλές λεπτές τομές εκλογιτικών πετρωμάτων έχουν μελετηθεί. Δεν έχει εντοπιστεί κοεσίτης, αλλά ψευδόμορφα του εμφανίζονται μόνο σε μερικά από αυτά τα εκλογιτικά πετρώματα. Έλλειψη κοεσίτη και ψευδόμορφών του μπορεί να οφείλεται σε έναν από τους δύο παράγοντες: (i) μεταμόρφωση UHP των εκλογιτικών πετρωμάτων Dabie στο Hubei σε χαμηλότερες πιέσεις από τις ισοδύναμες στο Anhui και στο Su-Lu, επομένως, ο κοεσίτης δεν ήταν σταθερός, ή (ii) εντονότερη Κρητιδική γρανιτική δραστηριότητα που ανόπτησε και ανακρυστάλλωσε τους προγενέστερα σχηματισμένους εκλογίτες, άρα ο προϋπάρχων κοεσίτης έχει εξαλειφθεί. Μερικοί εκλογιτικοί γρανάτες στο Hubei περιέχουν εγκλείσματα μονοκρυσταλλού χαλαζία με οβάλ σχήμα, 20-30 μm σε διάμετρο, οι οποίοι παρουσιάζουν ακτινωτά σπασίματα στον γρανάτη ξενιστή. Τέτοια εγκλείσματα μπορεί να έχει βιώσει τρία στάδια ανακρυστάλλωσης: (i) σχηματισμός κοεσίτη κατά τη μεταμόρφωση UHP. (ii) παραγωγή ψευδομόρφων πολυκρυσταλλικού χαλαζία κατά κοεσίτη κατά την εκταφή και (iii) ανακρυστάλλωση των πολυκρυσταλλικών συσσωματωμάτων σε ένα μονοκρύσταλλο χαλαζία κατά τη διάρκεια της γρανιτικής διείδυσης.

5.2. Διαμάντι

Το μικροδιαμάντι προέλευσης UHP ανακαλύφθηκε για πρώτη φορά ως έγκλεισμα σε ζιρκόνια και γρανάτες του ορεινού όγκου Kokchetav (Sobolev & Shatsky 1990), σε γρανάτες εκλογίτη, γρανατούχου πυροξενίτη και ιαδεδίτη στα βουνά Dabie της κεντρικής

Κίνας (Shutong et al. 1992), και σε γενεσίους από το σύμπλεγμα WGR της Νορβηγίας. Άλλα εγκλείσματα σε διαμαντοφόρα πετρώματα περιλαμβάνουν κοεσίτη, μαρμαρυγία, κλινοπυρόξено, κυανίτη, ρουτίλιο και τιτανίτη. Μικροδιαμάντια από τη Νορβηγία έχουν μέγεθος 0,02-0,05 mm και είναι στρογγυλοί. Τα μικροδιαμάντια Kokchetav έχουν κυβο-οκταεδρικές όψεις και κατά μέσο όρο 12 μm σε διάμετρο, ενώ κάποιοι κόκκοι έχουν αντικατασταθεί από γραφίτη. Στα βουνά Dabie, έχουν εντοπιστεί πάνω από 20 κρύσταλλοι διαμαντιών, και κυμαίνονται σε μέγεθος κόκκων από 150 έως 700 μm , πολύ πιο αδρόκοκκοι από εκείνους στον ορεινό όγκο Kokchetav. Αναγνώριση των μικροδιαμαντιών επετεύχθη με περίθλαση ακτίνων X και μικροφασματομέτρο λέιζερ Raman (Σχήμα 22).



Σχήμα 15: (Α) Διάγραμμα περίθλασης ακτίνων X εγκλεισμάτων διαμαντιού σε γρανάτη (Β) Φάσμα Raman εγκλεισμάτων διαμαντιού σε γρανάτη (Shutong et al. 1992).

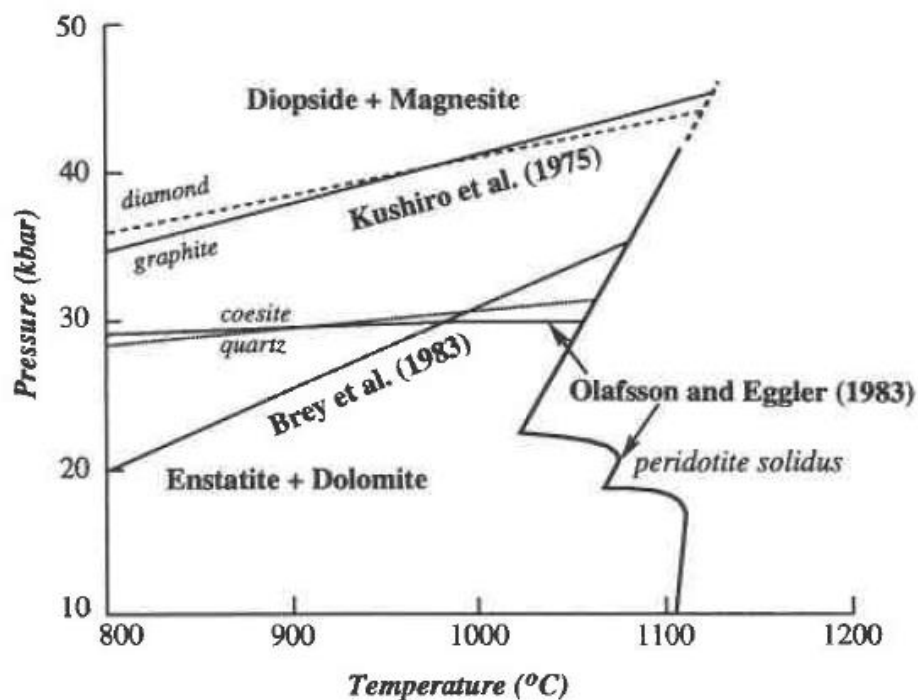
5.3. Κλिनोπυρόξενος & K_2O

Κρύσταλλοι κλινοπυρόξενου και εγκλείσματα σε γρανάτη από διαμαντοφόρα πετρώματα περιέχουν έως και 1,55 wt% K_2O (Sobolev & Shatsky 1990). Λαμέλλες K-αστρίου που έχουν απομειχθεί σε κλινοπυρόξενο υποδεικνύουν επίσης υψηλή περιεκτικότητα K_2O σε κλινοπυρόξενο UHP. Παρόμοια εγκλείσματα έχουν εντοπιστεί σε εκλογιτικούς γρανάτες από κιμπερλίτες (Harlow & Velben 1991). Η περιεκτικότητα του K_2O στο κλινοπυρόξενο έχει βαθμονομηθεί πειραματικά ως συνάρτηση της πίεσης και της σύστασης του κλινοπυρόξενου. Αποδεικνύεται ότι η περιορισμένη διαλυτότητα του K_2O στον κλινοπυρόξενο φλοιικών πετρωμάτων δεν μπορεί να αποδοθεί στην έντονη μη-ιδεατή ανάμιξη μεταξύ διοψιδίου ($CaMgSi_2O_6$) και K-ιαδεΐτη ($KAlSi_2O_6$). Ο πιο πιθανός λόγος είναι η αστάθεια του καλιούχου ακραίου μέλους σε σχέση με άλλες φάσεις που περιέχουν K. Η ενσωμάτωση του K στη δομή του κλινοπυρόξενου γίνεται λιγότερο δύσκολη σε υψηλότερη πίεση (Safonov et al. 2011).

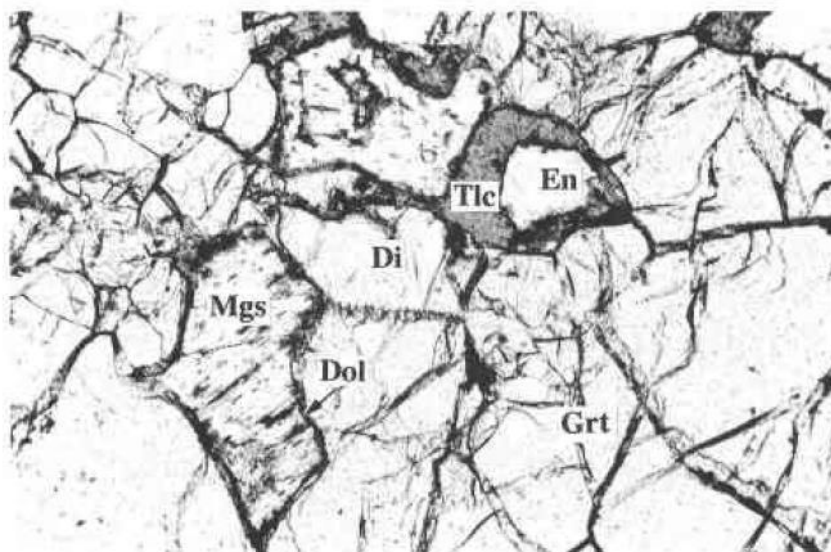
5.4. Σχετικά με τον μαγνησίτη

Πρόσφατες πειραματικές μελέτες για τη σταθερότητα του μαγνησίτη δείχνουν ότι ο μαγνησίτης είναι ένα σταθερό ανθρακικό ορυκτό σε μανδυακές συνθήκες, έχει τη δυνατότητα αποθήκευσης C στον ανώτερο και κατώτερο μανδύα της Γης, και μπορεί να είναι επίσης φορέας C σε πλάκες υποβύθισης. Η αντίδραση διοψίδιος + μαγνησίτης = δολομίτης + ενστατίτης (Σχήμα 23) εντοπίστηκε μεταξύ 40 έως 45 kbar στους 1000°C και 45-50 kbar στους 1200°C, κοντά στη μετάβαση γραφίτη-διαμαντιού (Kushiro et al. 1975). Διαθέσιμα πειραματικά δεδομένα δείχνουν ότι η παραγένεση διοψίδιος + μαγνησίτης είναι σταθερή σε μανδυακά βάθη και ότι ο μαγνησίτης θα μπορούσε να είναι ένα σημαντικό ορυκτό ξενιστής του άνθρακα στον ανώτερο μανδύα.

Ο μαγνησίτης έχει εντοπιστεί σε γρανατούχο βεμπστερίτη και εκλογίτη σε ορισμένες UHPM περιοχές όπου έχουν εντοπιστεί κοεσίτης και μικροδιαμάντι, π.χ. Dabie mountains (Zhang & Liou 1994). Αυτές τις εμφανίσεις μαγνησίτη σε πετρώματα υπερυψηλής P και σε κιμπερλίτη (Berg 1986) υποστηρίζουν τα πειραματικά δεδομένα. Ο μαγνησίτης συνυπάρχει με γρανάτη, διοψίδιο (Σχήμα 24), ενστατίτη και Ti-ούχο κλिनoχουμίτη σε γρανατούχο βεμπστερίτη από τα βουνά Dabie, και μπορεί να έχει σχηματιστεί σε P περίπου 56 kbar και 800-900°C. Μαγνησίτης σε εκλογίτη που φέρει κοεσίτη περιέχει σημαντική ποσότητα FeO και σχηματίζεται σε $P > 26$ kbar εντός του πεδίου σταθερότητας του κοεσίτη. Εμφάνιση μαγνησίτη στο μεταμορφικό σύμπλεγμα UHP μας επιτρέπει να συμπεράνουμε την ύπαρξη διαμαντιών στο νοτιοανατολικό Dabie.



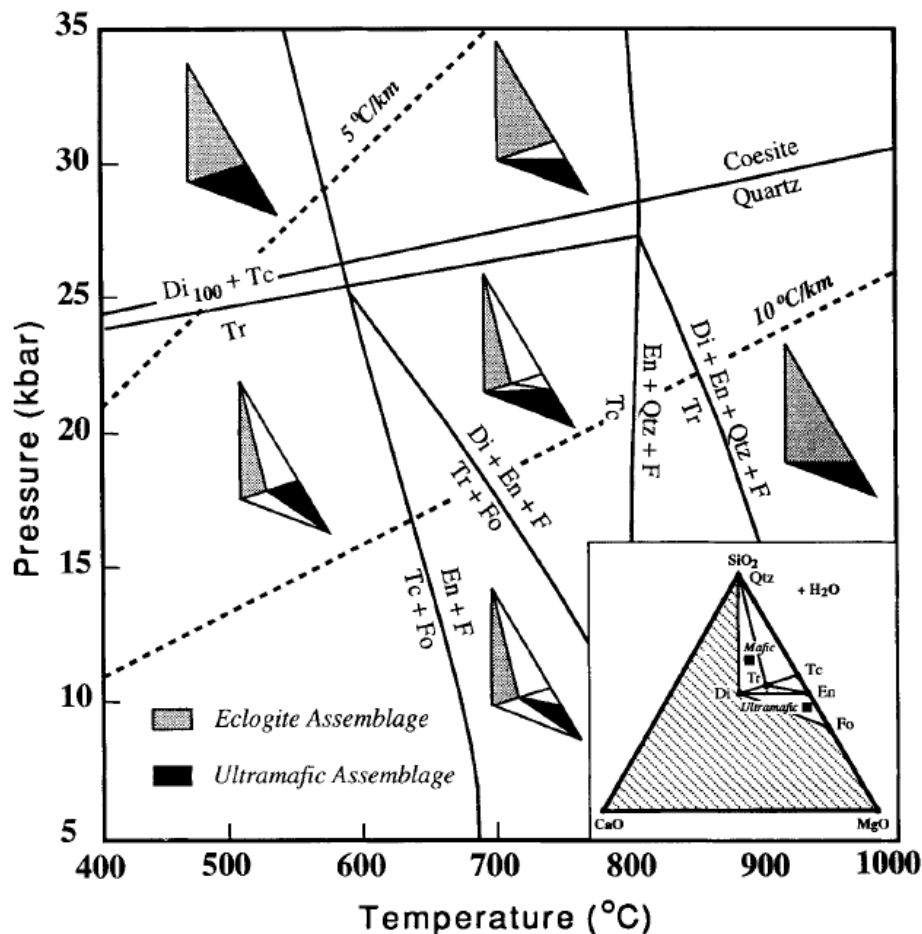
Σχήμα 23: Διάγραμμα P-T με τις πειραματικά προσδιορισμένες θέσεις της μονοσήμαντης αντίδρασης διοψιδίου + μαγνησίτη = δολομίτη + ενστατίτη (Zhang & Liou 1994).



Σχήμα 16: Φωτομικρογραφίες αδρόκοκκου μαγνησίτη που συνυπάρχει με διοψίδιο. Μια πολύ λεπτή ζώνη δολομίτη παρατηρείται γύρω από τον μαγνησίτη (Zhang & Liou 1994).

5.5. Εκλογιτικές παραγενέσεις με τάλκη

Η εμφάνιση τάλκη μαζί με ομφακίτη + κυανίτη + γρανάτη + κοεσίτη έχει καταγραφεί σε αρκετές περιοχές υπερυψηλής P. Ο τάλκης προσδιορίστηκε είτε ως έγκλεισμα σε ζοϊσίτη, κυανίτη ή γρανάτη, ή ως διακριτός κόκκος στην κύρια μάζα εκλογιτικών και κοεσιτικών πετρωμάτων. Ο τάλκης περιβάλλεται από τρεμολίτη και προφανώς αντέδρασε με ασβεστούχες φάσεις όπως ο διοψιδικός πυρόξενος ή ο ζοϊσίτης για να σχηματιστεί ο τρεμολίτης. Ισορροπίες φάσεων (Σχήμα 25) που περιλαμβάνουν τρεμολίτη, διοψίδιο, τάλκη, φορστερίτη, ενστατίτη, χαλαζία, κοεσίτη και ρευστό για εκλογιτική και υπερβασική σύσταση έχουν καθιερωθεί (Liou et al. 1994).



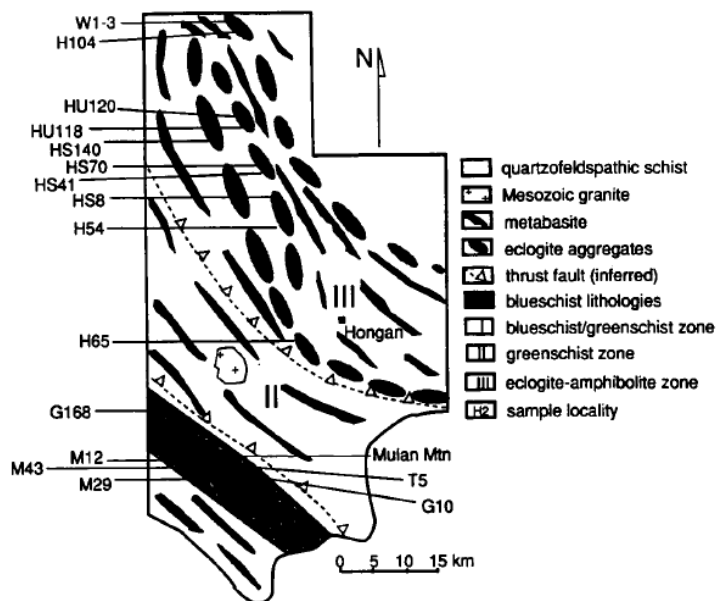
Σχήμα 17: Πεδία σταθερότητες P-T του τάλκη (Tc), του διοψιδίου (Di), του τρεμολίτη (Tr), του ενστατίτη (En), του φορστερίτη (Fo), του χαλαζία (Qtz) και του ρευστού (F) στο σύστημα CaO-SiO₂-MgO-H₂O (Liou et al. 1994).

Η εμφάνιση τάλκη σε μανδρακά βάθη μπορεί να επιτευχθεί μόνο σε βαθιά υποβυθιζόμενα μη υπερβασικά πετρώματα, όπως ο λευκός σχιστόλιθος (whiteschist), ο χαλαζίτης με πυρωπό, ο Mg-μεταπηλίτης και ο κυανιτικός βασικός εκλογίτης που υποβάλλονται σε συνθήκες UHP.

6. Πετρολογικά Χαρακτηριστικά – Πρωτόλιθοι

Ένα από τα πιο χαρακτηριστικά στοιχεία των UHP περιοχών είναι η συχνή εμφάνιση πρωτόλιθων που αποτελούνται από μεταπηλίτη, χαλαζίτη, μάρμαρο, ορθογνεύσιο, γρανίτη, διορίτη, τωναλίτη και τροντγεμίτη. Αυτά τα πετρώματα αντιπροσωπεύουν τυπικό ηπειρωτικό φλοιό. Μερικοί πρωτόλιθοι περιλαμβάνουν μιγματίτη και μεταμορφωμένα πετρώματα γρανουλιτικής φάσης. Τα αναγνωρίσιμα βασικά και υπερβασικά πετρώματα είναι λιγότερα και εμφανίζονται ως εκλογιτικοί-υπερβασικοί φακοί ή τεμάχια διαφόρων διαστάσεων εντός των φλοιικών πετρωμάτων. Μεγάλες μάζες οφιολιθικών πετρωμάτων δεν έχουν καταγραφεί, εκτός από λίγους εκλογίτες με κοεσίτη και μαγγανιούχους χαλαζίτες στη ζώνη Zermatt-Saas στις δυτικές Άλπεις (Reinecke 1991). Γρανατούχοι περιδοτίτες ορισμένων UHP περιοχών μπορεί να αντιπροσωπεύουν τεκτονικά λείπια του βαθύτερου ανώτερου μανδύα που εισήχθησαν κατά τη σύγκρουση. Άλλα μπορεί να είναι υπερβασικά σωρευτικά πετρώματα που κρυσταλλώθηκαν πριν από τη μεταμόρφωση UHP, στο βαθμό που οι παραγενέσεις τους και οι συνδεδεμένοι με αυτούς εκλογίτες περιέχουν ορυκτά UHP.

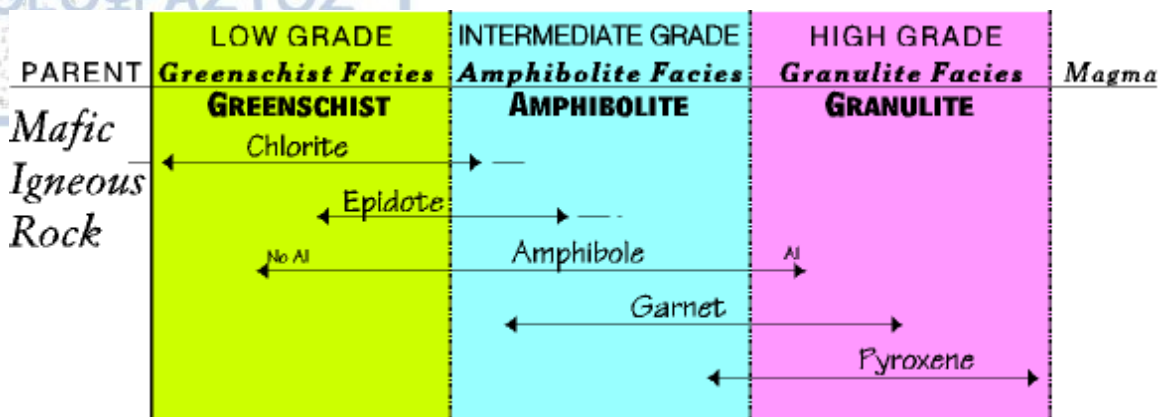
Η υποβυθιζόμενη ήπειρωτική πλάκα που υπόκειται σε UHP + HP μεταμόρφωση μπορεί να περιλαμβάνει μια ποικιλία λιθολογιών που κυμαίνονται από γρανατούχο γνεύσιο έως μάρμαρο και από πελίτη έως βασικά – υπερβασικά πετρώματα. Πριν από τη μεταμόρφωση UHP, μερικά από αυτά τα πετρώματα μπορεί να έχουν βιώσει διάφορα στάδια παραμόρφωσης και ανακρυστάλλωσης συμπεριλαμβανομένης της γρανουλιτικής ή της γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Κατά τη διάρκεια της κύριας ανακρυστάλλωσης UHP + HP, σχηματίζονται μεταμορφικές παραγενέσεις που δείχνουν προοδευτικές ζώνες από κοεσιτικό εκλογίτη σε κυανιτικό εκλογίτη και γλαυκοφανιτικό και παραγωνιτικό εκλογίτη μέχρι επιδοτιτικό γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο, όπως έχει τεκμηριωθεί στον ορεινό όγκο Dora Maira (Avigad 1992) και στο νότιο τέμαχος Dabie + Hongan (Σχήμα 26) (Zhou et al. 1993). Κατά την ανύψωση, αυτά τα βαθιά πετρώματα υποβλήθηκαν σε Barrovian τύπου ανάδρομη μεταμόρφωση που κυμαίνεται από γρανουλιτική, αμφιβολιτική και πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Το αποτύπωμα αυτής της μεταμόρφωσης μπορεί να συνοδεύεται από έντονη παραμόρφωση και μερική τήξη, που οδηγεί σε σχηματισμό μετασυγκρουσιακών γρανιτών τύπου A.



Σχήμα 18: Σχηματικός χάρτης που δείχνει την κατανομή των τριών μεταμορφικών ζωνών και τις κύριες λιθολογίες στη ζώνη υψηλής P/T του Hongan. Από τα νότια προς τα βόρεια: Ζώνη 1, γλαυκοφανιτική/πρασινοςχιστολιθική φάση, Ζώνη 2, πρασινοςχιστολιθική φάση και Ζώνη 3, φάσεις επιδοτο-αμφιβολιτική / εκλογιτική / γρανατούχα αμφιβολιτική (Zhou et al. 1993).

6.1. Χαλαζιοαστριούχοι Γενύσιοι

Αυτή η λιθολογία μπορεί να περιλαμβάνει γρανιτικό γενύσιο, χαλαζιοαστριούχο ψαμμίτη και μιγματίτη. Περιέχουν άφθονο χαλαζία, αλβιτικό πλαγιόκλαστο, φεγγιτικό μαρμαρυγία και K-άστριο μαζί με βιοτίτη, κεροστίλβη, κλινοζοϊσίτη, λίγο γρανάτη, και άλλα επουσιώδη ορυκτά, όπως ζirkόνιο, ρουτίλιο, τοπάζιο και τουρμαλίνη. Τέτοιες ορυκτές παραγενέσεις είναι σταθερές σε ένα ευρύ φάσμα P-T και φαίνεται να εξισορροπούνται εύκολα κάτω από ανάδρομες συνθήκες τύπου Barrow. Η Barrovian μεταμόρφωση είναι αρκετά συνηθισμένη. Εμφανίζεται συγχρόνως με έντονες τεκτονικές συνθήκες που συνδέονται με ηφαιστειακά τόξα και μεγάλη ορογένεση. Η Barrovian μεταμόρφωση συναντάται ευρέως στο χώρο και στο χρόνο σε όλα τα μέρη της γης και παράγει τα πιο κοινά μεταμορφωμένα πετρώματα. Είναι επίσης η πιο πολύπλοκη και η πιο χρήσιμη μεταμόρφωση από γεωλογικής άποψης. Στη μεταμόρφωση Barrovian υπάρχουν τρεις φάσεις. Συνήθως ονομάζουμε χαμηλού, μεσαίου και υψηλού βαθμού μεταμόρφωση, αλλά γεωλογικά είναι η πρασινοςχιστολιθική φάση, η αμφιβολιτική φάση και η γρανουλιτική φάση. Τα πάντα στη μεταμόρφωση Barrovian (<https://csmgeo.csm.jmu.edu/geollab/fichter/metarx/barrovian.html>) αναφέρονται σε αυτές τις τρεις φάσεις ή συνθήκες μεταμόρφωσης (Σχήμα 27).



Σχήμα 19: Οι τρεις φάσεις της Barrovian μεταμόρφωσης (<https://csmgeo.csm.jmu.edu/geollab/fichter/metarx/barrovian.html>).

Ως εκ τούτου, τα γενεσιακά πετρώματα των περισσότερων UHP περιοχών δεν διαθέτουν σαφή καταγραφή του ανώτερου UHP γεγονότος, εκτός από αδαμαντοφόρους βιοτιτικούς γενεύσιους όπως αυτοί από τον ορεινό όγκο του Kokchetav. Γρανάτης και ζirkόνιο από αδαμαντοφόρους γενεύσιους από τον ορεινό όγκο Kokchetav περιέχουν κοεσίτη και διαμάντι μαζί με κυανίτη, ομφακίτη και ρουτίλιο. Ομοίως, στην περιοχή WGR της Νορβηγίας, διαστρωματωμένοι γενεύσιοι, μεταπηλίτες και αμφιβολίτες παρουσιάζουν παραγενέσεις αμφιβολιτικής φάσης αλλά υπολείμματα παραγενέσεων υψηλής P όπως Crx + Grt + Ksp + Ky + Qz εμφανίζονται ως εγκλείσματα.

Ο γενεύσιος του κοεσιτίτη με πυρωπό του ορεινού όγκου της Dora Maira στερείται επίσης στοιχεία ενδεικτικά του UHP γεγονότος. Ωστόσο, ιστολογικά και αναλυτικά δεδομένα για φεγγιτικό μαρμαρυγία + Bi + Ksp + Pl + Qz αποκάλυψαν μια τοπική μεταμόρφωση UHP για τον ορεινό όγκο Dora Maira (Chopin et al. 1991). Τα στοιχεία δείχνουν την ύπαρξη ενός πρώιμου συμβάντος υψηλής P (14 kbar) ακολουθούμενο από παραμόρφωση και την κύρια ανάδρομη ανακρυστάλλωση στα περίπου 6-13 kbar (Liou et al. 1994). Μικρά εγκλείσματα κλινοζοϊσίτη + γρανάτη και πυρήνες ρουτιλίου που περιβάλλονται από τιτανίτη χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της ελάχιστης μεταμορφικής πίεσης εντός του πεδίου σταθερότητας του κοεσίτη για το γενεύσιο σύμφωνα με την πειραματικά και θερμοδυναμικά βαθμονομημένη ισορροπία $Grt + Rt + \text{κοεσίτης} + H_2O = Zo + \text{τιτανίτης}$ (Manning & Bohlen 1991). Εάν είναι σωστό, ο K-άστριος των γενεσιακών πετρωμάτων θα πρέπει να ενυδατωθεί σε μια φάση που μοιάζει με κυμρίτη (cymrite), πάνω από περίπου 25 kbar, και Ksp + Bi θα πρέπει να αντιδράσουν για να σχηματίσουν φεγγίτη + ένα ένυδρο υγρό πλούσιο σε K-Mg. Έχουν παρατηρηθεί ελάχιστα εγκλείσματα K-άστριου σε εκλογιτικό γρανάτη με ακτινωτά σπασίματα. Αυτά τα εγκλείσματα μπορεί να έχουν μετατραπεί από μια φάση που μοιάζει με κυμρίτη,

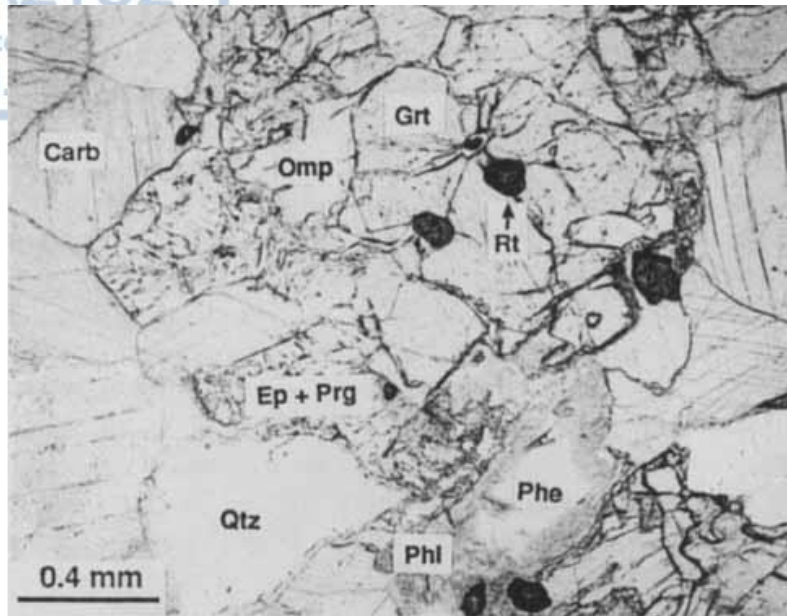
6.2. Πηλίτες & Χαλαζίτες

Τα πηλιτικά πετρώματα (<https://www.britannica.com/science/pelitic-rock>) προέρχονται από πρωτόλιθους πηλόλθων και είναι πλούσια σε κάλιο (K), αργίλιο (Al), πυρίτιο (Si),

σίδηρο (Fe), μαγνήσιο (Mg) και νερό (H₂O), με μικρότερες ποσότητες μαγγανίου (Mn), τιτανίου (Ti), ασβεστίου (Ca) και άλλων. Χαρακτηριστικές παραγενέσεις αυτών των λιθολογιών περιγράφονται καλύτερα στον ορεινό όγκο Dora Maira (Chopin et al. 1991, Chopin 1984, Wichard & Ballerive 1988). Εκτός από την εμφάνιση του εξαιρετικά αδρόκοκκου κοεσιτίτη με πυρωπό και φεγγίτη, αρκετές άλλες παραγενέσεις UHP μεταμόρφωσης παρατηρούνται σε μια ποικιλία πηλιτικών πετρωμάτων και χαλαζίτες. Ο κοεσιτίτης εμφανίζεται ως έγκλεισμα σε γρανάτη και κυανίτη. Σταθερές εμφανίσεις Ky + Tc + πυρωπό + κοεσιίτη δείχνουν $P > 27$ kbar στους 700-800°C, Ky + Tc + Ph + coesite σε $P > 36$ kbar (Chopin et al. 1991). Συνύπαρξη δευτερευόντων εγκλεισμάτων Tc + Jd σε πυρωπό θα πρέπει να εμφανίζονται σε πιέσεις υψηλότερες από την αντίδραση διατήρησης του H₂O: γλαυκοφάνης = Tc + Jd. Η ανάδρομη ανακρυστάλλωση φαίνεται από την ψευδοόρφωση χλωρίτη κατά πυρωπό, και κορώνα μοσχοβίτη γύρω από κυανίτη. Το τελικό προϊόν του πλούσιου σε Mg μεταπηλίτη είναι λευκοσχιστόλιθος που περιέχει κυρίως Tc + Ky + Qz + Ph (Schreyer 1977). Άλλα χαρακτηριστικά περιλαμβάνουν ψευδόμορφα ιαδεΐτη από συσσωματώματα Ab + Ph + Zo, σχηματισμό γλαυκοφανούς στην επαφή μεταξύ τάλκη και ιαδεΐτη σε Mg-πηλίτες, αλβίτη κατά ιαδεΐτη + χαλαζία, και χλωριτοειδής + κυανίτη κατά σταυρόλιθο σε κανονικούς μεταπηλίτες. Οι θολοί πυρήνες των πορφυροβλαστών γρανατών περιέχουν μικροσκοπικά μονο- ή διορυκτολογικών εγκλεισμάτων από χλωριτοειδή, σταυρόλιθο, παραγωνίτη, χαλαζία, κυανίτη, χλωρίτη, άφθονο ρουτίλιο και σπάνιο ιλμενίτη ως χαρακτηριστική προ-UHP παραγένεση. Πλούσια σε ιαδεΐτη πηλιτικά στρώματα πάχους μικρότερου από 1 m που εναλλάσσονται με παραγενέσιους στον κοεσιτικό εκλογίτη στη νότια Dabie περιοχή περιέχουν ψευδόμορφα κοεσιίτη ως εγκλείσματα στον ιαδεΐτη.

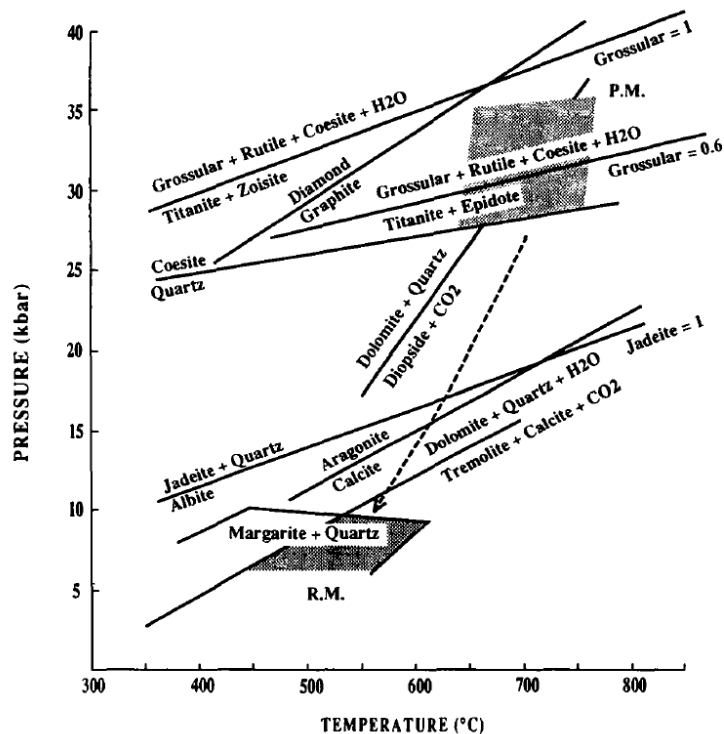
6.3. Μάρμαρα & άλλα Ανθρακικά πετρώματα

Διαμαντοφόρα ανθρακικά πετρώματα από τον ορεινό όγκο Kokchetan περιέχουν γρανάτη, πυρόξενο, ασβεσίτη, δολομίτη, μαγνησίτη, φλογοπίτη, ζοϊσίτη και ρουτίλιο. Οι πυρόξενοι έχουν 1,55 wt% K₂O και η περιεκτικότητα του ασβεστίτη σε MgCO₃ φτάνει το 25%. Λαμέλλες ορθοκλάστου και βελόνες χαλαζία σε πυρόξενο σχηματίστηκαν σε ένα ανάδρομο γεγονός. Μάρμαρα ενστρωματωμένα με κοεσιτικούς εκλογίτες εμφανίζονται σε πολλές άλλες UHP περιοχές. Τα περισσότερα ανθρακικά πετρώματα είναι αμιγή μάρμαρα. Μερικά πυριτικά μέλη περιέχουν άφθονα ανθρακικά ορυκτά μαζί με διοψιδικό πυρόξενο και κλινοχουμίτη ή ολιβίνη σε διαφορετικές συστασιακές στρώσεις. Πυριτικά δολομιτικά μάρμαρα από την περιοχή Su-Lu της Κίνας έχουν την παραγένεση Mg-ασβεστίτης + δολομίτης + ολιβίνης + διοψίδιος + Ti-κλινοχουμίτης. Στα βουνά Dabie (Σχήμα 28) έχει εξακριβωθεί η παραγένεση UHP αραγωνίτης/ασβεστίτης + δολομίτης + πλούσιος σε γροσουλάριο Grt + Cz + Omp + Ph + Rt (Wang & Liou 1993).



Σχήμα 20: Μικροφωτογραφία που δείχνει τα ορυκτά UHP του μαρμάρου: ανθρακικά ορυκτά (Carb), γρανάτης (Grt), ομφακίτης (Omp), φεγγίτης (Phe), ρουτίλιο (Rt), χαλαζίας (Qtz), και ένα λεπτόκοκκο έγλεισμα Ep + Prg και φλογοπίτη (Phl). (Wang & Liou 1993)

Μερικά λεπτόκοκκα συσσωματώματα ασβεστίτη ψευδομορφικά κατά αραγωνίτη εμφανίζονται ως εγκλείσματα σε γρανάτη και κλινοπυρόξενο με ακτινωτά σπασίματα παρόμοια με αυτά των ψευδομόρφων χαλαζία κατά κοεσίτη, τα οποία εμφανίζονται και στο ίδιο δείγμα. Ο δολομίτης είναι κοινός και εμφανίζεται να συνυπάρχει με κοεσίτη ή/και διαμάντι. Αυτό υποδηλώνει ότι ο δολομίτης είναι σταθερός μέχρι 30-40 kbar (Ross & Reeder 1992). Άλλα δείγματα περιέχουν υπολειμματικό κοεσίτη και αραγωνίτη. Ο γρανάτης περιβάλλει επίσης τον κλινοπυρόξενο και το ρουτίλιο. Μάρμαρο από το νότιο Dabie τέμαχος παρουσιάζουν ισχυρή ανάδρομη μεταμόρφωση σε παραγενέσεις αμφιβολιτικής και πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Οι περισσότεροι γρανάτες εν μέρει ή πλήρως έχουν αντικατασταθεί από λεπτόκοκκο επίδοτο + παργασιτική κεροστίλβη. Ο ομφακίτης αντικαθίσταται από ένα συμπλεκτίτη διοψιδίου + πλαγιόκλαστου. Ο φεγγίτης με υψηλή τιμή Si αντικαθίσταται μερικώς από βιοτίτη/φλογοπίτη κατά μήκος των περιθωρίων και του σχισμού. Οι εκτιμώμενες ανώτερες συνθήκες P-T για το μάρμαρο (Σχήμα 29) είναι συγκρίσιμες με εκείνες του εκλογίτη: γεωθερμομετρία για γρανάτη - κλινοπυρόξενο δίνει θερμοκρασίες 630 - 760°C. Η ελάχιστη πίεση της μέγιστης μεταμόρφωσης είναι 27 kbar με βάση την εμφάνιση του κοεσίτη. Αυτές οι εκτιμήσεις των εξαιρετικά υψηλών συνθηκών συνάδουν με τη συνύπαρξη πλούσιου σε γροσσουλάριου γρανάτη + ρουτίλιο, και την υψηλή περιεκτικότητα σε ιαδεΐτη του ομφακίτη στο μάρμαρο. Οι συνθήκες P-T για την ανάδρομη μεταμόρφωση υπολογίστηκαν σε 475 - 550°C σε < 7 kbar (Wang & Liou 1993).



Σχήμα 21: Μεταμορφικές συνθήκες P-T του μαρμάρου. (Wang & Liou 1993)

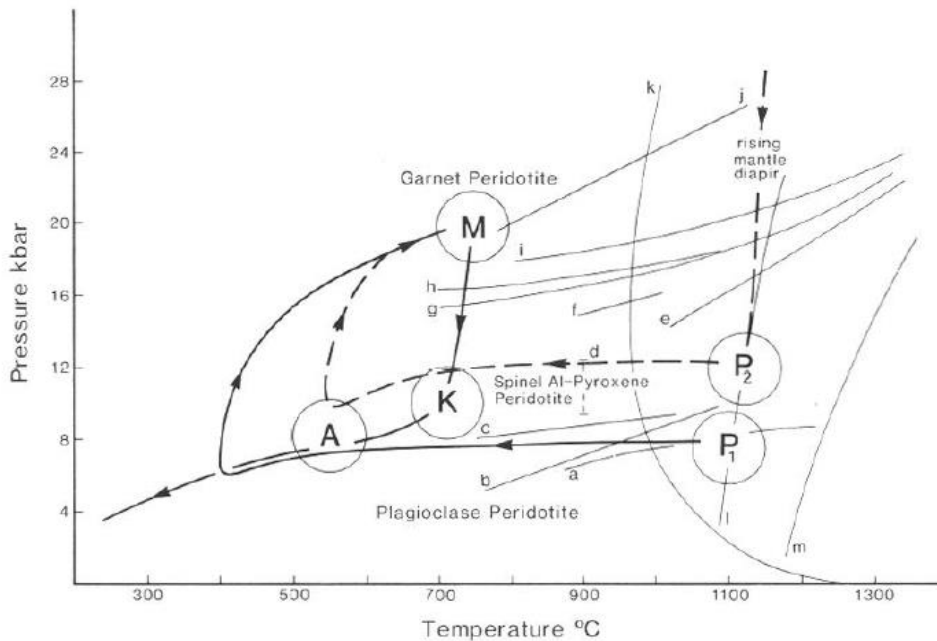
6.4. Βασικά πετρώματα

Τα τελικά προϊόντα της μεταμόρφωσης UHP των γάββρων, βασαλτικών ροών και τόφφων και των διαβασικών φλεβών είναι εκλογιτικά πετρώματα. Εκλογίτες που περιέχουν Grt + Omp + Rt ως βασικές φάσεις παρατηρούνται σε όλες τις γνωστές UHP περιοχές και διατηρούν το καλύτερο ιστορικό για πρόδρομα και για ανάδρομα γεγονότα. Ως εκ τούτου, τα εκλογιτικά πετρώματα έχουν λάβει την περισσότερη προσοχή. Τόσο οι «θερμές» όσο και οι «ψυχρές» εκλογιτικές ενότητες στον ορεινό όγκο Dora Maira και το Dabie τέμαχος χωρίζονται από ένα μικρής γωνίας ρήγμα επώθησης και βρίσκονται μεταξύ των ενοτήτων χαμηλότερης P. Οι εκλογίτες αφθονούν ως μικροί φακοί ή μπλοκ μικρότερα από 20 μέτρα σε μέγεθος στο νότιο Dabie τέμαχος. Τρεις διαφορετικοί τύποι εκλογίτη έχουν αναγνωριστεί: Τύπος I στα υπερβασικά, Τύπος II με κοεσίτη μέσα σε μάρμαρο και γνεύσιο, και εκλογίτες Τύπου III με γλαυκοφάνη σε γνεύσιο. Λόγω της μεγάλης περιοχής εμφάνισης εκλογίτη, ορυκτές παραγενέσεις για πρόδρομη και ανάδρομη μεταμόρφωση ποικίλλουν από μέρος σε μέρος. Οι εκλογίτες τύπου I εμφανίζονται ως λεπτοί φακοί και μικροί λοβοί μέσα σε γρανατούχους περιδοτίτες, οι οποίοι με τη σειρά τους εγκλείονται μέσα σε αμφιβολιτικούς ή βιοτιτικούς γνεύσιους. Εκλογίτες τύπου I αποτελούνται από Ga + Cpx + Ph + Rt, ενώ συνδεδεμένοι με αυτούς σερπεντινίτες περιέχουν ολιβίνη, αντιγορίτη, τάλκη και διοψίδιο. Εκλογίτες τύπου I από την περιοχή Su-Lu περιέχουν την παραγένεση Grt + Omp + Rt + coesite + Ph, και δηλώνουν συνθήκες 700-900°C (Zhang et al. 1994). Οι εκλογίτες τύπου II είναι ενστρωματωμένοι με τον Dabie κεροστιλβικό και βιοτιτικό γνεύσιο και μάρμαρο, και εμφανίζονται ως μπλοκ διαφόρων διαστάσεων σε

ορισμένους ορίζοντες. Η εκλογιτική παραγένεση είναι $Grt + Omp + Ky + Ph + coesite + Rt$. Μικροδιαμάντια έχουν αναφερθεί σε μερικούς εκλογίτες Τύπου II (Shutong et al. 1992).

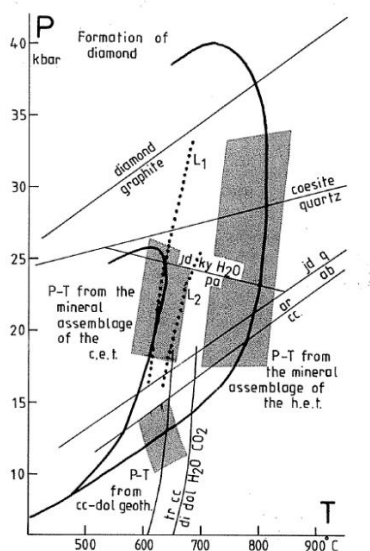
6.5. Υπερβασικά πετρώματα

Γρανατούχοι αλπικού τύπου περιδοτίτες αποτελούν ευρέως διαδεδομένα συστατικά σε πολλές ευρωπαϊκές HP και UHP περιοχές των Καληδονίων, Βαρισκανικών και Αλπικών ορογενετικών ζωνών. Αυτοί πάντα περιέχουν εκλογίτες όπως περιγράφεται παραπάνω, και έχουν υποβληθεί σε παρόμοια μεταμορφική P-T εξέλιξη. Πρωτόλιθοι των γρανατούχων περιδοτιτών περιλαμβάνουν τον λερζόλιθο, τον δουνίτη, τον πυροξενίτη και τον κεροστιλβικό βεμπστερίτη. Τα υπερβασικά αλπικού τύπου χωρίζονται (Carswell et al. 1983) σε δύο ομάδες: (i) ο τύπος Fe-Ti με $Mg^* = 60-75$, πλούσιο σε TiO_2 (1% wt), και φτωχό σε Cr_2O_3 (< 0,05% wt), και (ii), ο τύπος Mg-Cr με $Mg^* = 80-92$, πλούσιο σε Cr_2O_3 (~0,5% wt) και φτωχό σε TiO_2 (~0,25%) (Σχήμα 30). Οι γρανατούχοι περιδοτίτες τύπου Fe-Ti πιστεύεται ότι σχηματίστηκαν αρχικά σε σχετικά χαμηλή-P (< 10 kbar) σε στρωματωμένες, κλασματοποιημένες βασικές-υπερβασικές διεισδύσεις και στη συνέχεια υποβλήθηκαν σε μεταμόρφωση HP. Από την άλλη πλευρά, οι περιδοτίτες τύπου Mg-Cr, οι οποίοι είναι τα πιο κοινά υπερβασικά σε UHP περιοχές, αντιπροσωπεύουν λέπια πετρωμάτων του ανώτερου μανδύα. Αυτά τα θραύσματα είτε έχουν τοποθετηθεί απευθείας σε πεπαχυμένο ηπειρωτικό φλοιό κατά την καταβύθιση (αλλοφασικοί) ή έχουν τοποθετηθεί στο φλοιό πριν από την υποβύθιση (ισοφασικοί).



Σχήμα 22: Διάγραμμα που απεικονίζει τις πιθανές P-T πορείες για τη μεταμορφική εξέλιξη των πρωτολίθων των γρανατούχων περιδοτιτών Fe-Ti (P1) και Mg-Cr (P2) (Carswell et al. 1983).

τεμάχους (Okay 1993).



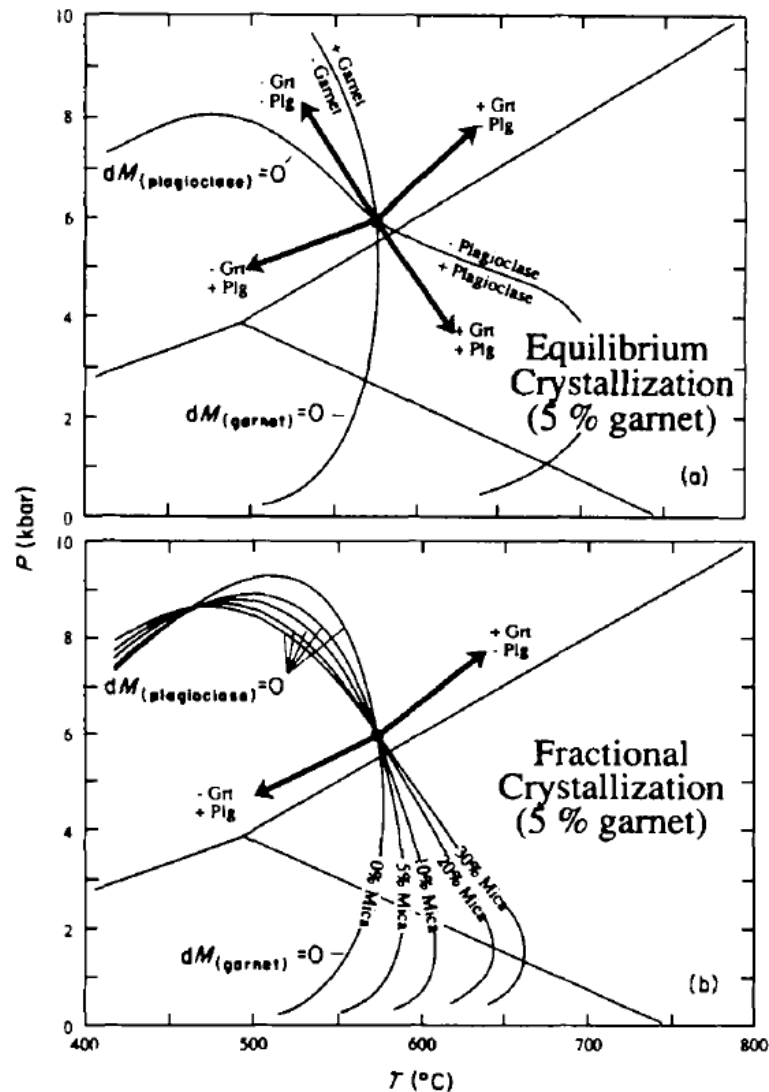
Σχήμα 231: P-T πορείες για τους ψυχρούς και θερμούς εκλογίτες (Okay 1993).

Αυτοί οι εκλογίτες εμφανίζουν σαφώς διακριτά στάδια εκλογιτικής και αμφιβολιτικής φάσης ανακρυστάλλωσης: (i) πρώιμο στάδιο σε υποφλοιικά βάθη, σχηματίζοντας κυανίτη, ομφακίτη, γρανάτη και κοεσίτη, και (ii) σε μεταγενέστερο στάδιο, παραγωγής συμπλεκτιών αμφιβόλου, επιδότου και αλβίτη κατά ομφακίτη, και παργασιτική αμφίβολο και επίδοτο κατά γρανάτη. Μερικοί εκλογίτες που φέρουν κοεσίτη από το Xingxian της επαρχίας Henan στο μπλοκ Hongan περιέχουν κυανίτη και γλαυκοφανή μαζί με γρανάτη + ομφακίτη + ρουτίλιο. Στις ακόμη χαμηλότερες θερμοκρασίες, ο παραγωνίτης είναι σταθερός σε πολλούς εκλογίτες αντί για κυανίτη και γλαυκοφανή. Γλαυκοφανιτικοί εκλογίτες τύπου III περιορίζονται στα νότια βουνά Dabie και στο βόρειο τμήμα του μπλοκ Hongan, έχουν εμφάνιση παρόμοια με αυτή των εκλογιτών τύπου II, και έχουν ονομαστεί «ψυχροί» εκλογίτες. Οι εκλογίτες τύπου III χαρακτηρίζονται από (i) άφθονα ορυκτά εγκλείσματα σε ζωνώδεις ποικιλοβλαστικούς γρανάτες. (ii) σύνθετη χημική ζώνωση γρανατών. (iii) εμφάνιση γλαυκοφανούς, κυανίτη, ομφακίτη, φεγγιτικού μαρμαρυγία (Si 3,4-3,58), επιδότου, γρανάτη και απουσία κοεσίτη, και (iv) τρία διακριτά στάδια μεταμορφικής ανακρυστάλλωσης που ορίζουν μία δεξιόστροφη πορεία P-T.

Αυτοί οι γρανατούχοι περιδοτίτες περιέχουν πάντα σερπεντίνη (+ κλिनохουμίτη), και έχουν υποβληθεί σε πρασινοσχιστολιθική ή γλαυκοφαντική φάση μεταμόρφωσης πριν από την ανακρυστάλλωση εκλογιτικής φάσης, και εμφανίζουν δεξιόστροφες πορείες P-T. Σε ορισμένες περιπτώσεις, οι σχετικοί εκλογίτες θα μπορούσαν να είναι μεταροδινηκίτες. Από την άλλη πλευρά, τα υπερβασικά πετρώματα αλλοφασικού τύπου όπως οι Νορβηγικοί περιδοτίτες και αυτοί στον ορεινό όγκο της Βοημίας διατηρούν μανδυακές παραγενέσεις σταδίου I. Αυτά τα πυριγενή πετρώματα περιλαμβάνουν: (i) αργιλούχο σπινέλιο με κορώνα από γρανάτη, και κλिनοπυρόξενο που παρουσιάζει λαμέλλες ορθοπυρόξενου και ρουτιλίου, (ii) μεγακρύσταλλοι αργιλούχου ορθοπυρόξενου με διάμειξη γρανάτη και κλिनοπυρόξενου, και (iii) μεγακρύσταλλοι κλινοπυρόξενου με διάμειξη γρανάτη και ορθοπυρόξενου. Τα επόμενα στάδια (II έως VII) της ανακρυστάλλωσης είναι ισοφασικά με τον περιβάλλοντα γνεύσιο αμφιβολιτικής φάσης. Αυτά τα ευρέως διαδεδομένα υπερβασικά έχουν μέγεθος από φακούς πάχους λίγων μέτρων έως μεγάλα πινακοειδή σώματα σε έκταση πολλών χιλιομέτρων. Αυτά στον ορεινό όγκο της Βοημίας συνδέονται με γρανουλίτες που περιέχουν την παραγένεση Ky + Bt + Grt + περθιτικό Kfs + Pl + Qz, και έχουν πρωτόλιθους γρανιτικών συστάσεων. Ορισμένα ψευδόμορφα χαλαζία κατά κοεσίτη στα σχετιζόμενα εκλογιτικά – γρανουλιτικά πετρώματα είχαν ως αποτέλεσμα ο ορεινός όγκος της Βοημίας να θεωρηθεί UHP περιοχή (Coleman & Wang 1994).

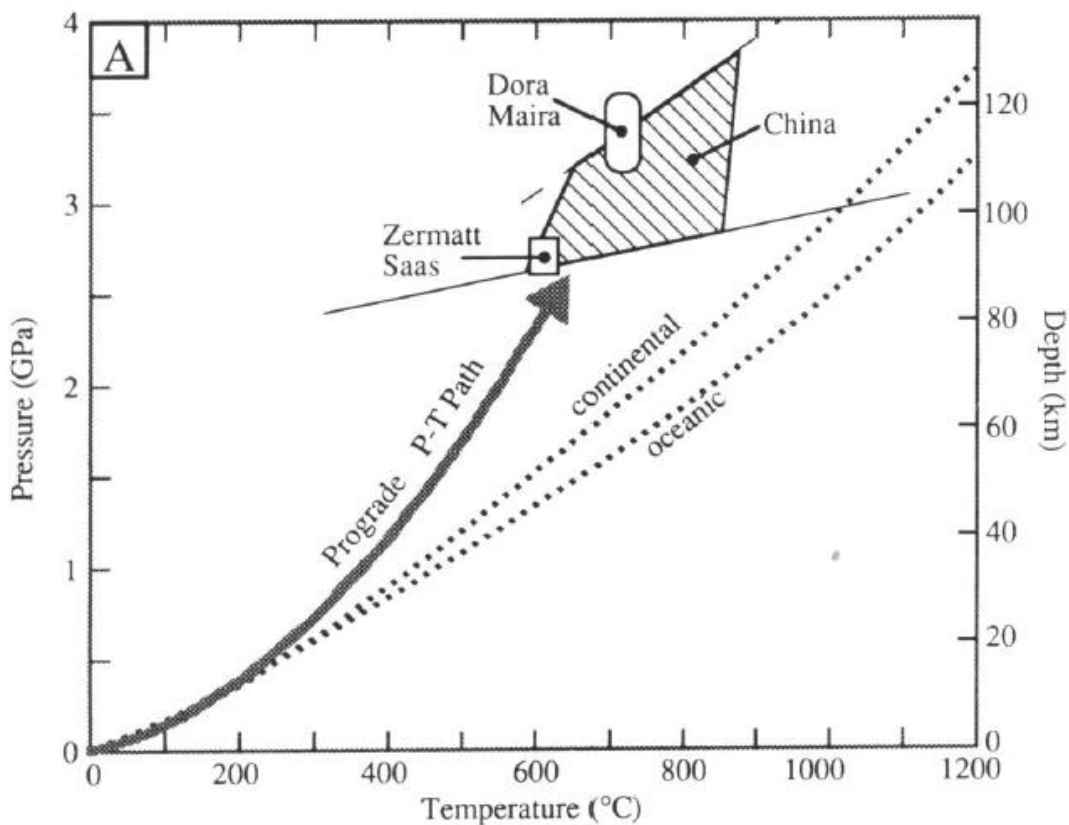
7. Πρόδρομες και Ανάδρομες Πορείες P-T

Οι μεταμορφωτικές πορείες P-T κατασκευάζονται με βάση λεπτομερείς προσδιορισμούς ορυκτών παραγενέσεων που σχηματίζονται σε διάφορα στάδια ανακρυστάλλωσης, σε συνδυασμό με εκτιμήσεις P-T χρησιμοποιώντας καλά καθορισμένες ισορροπίες (Σχήμα 32) ορυκτών φάσεων με διάφορες γεωθερμομετρικές και γεωβαρομετρικές βαθμονομήσεις, συστασιακή ζώνωση γρανάτη (Spear et al. 1991) ή διαφοροποίηση των τιμών Si του φεγγίτη.



Σχήμα 24: Διαγράμματα P-T που δείχνουν τη σχέση μεταξύ γρανάτη και της ανάπτυξης πλαγιόκλαστου στα μοντέλα (a) ισορροπίας και (b) κλασματικής κρυστάλλωσης (Spear et al. 1991).

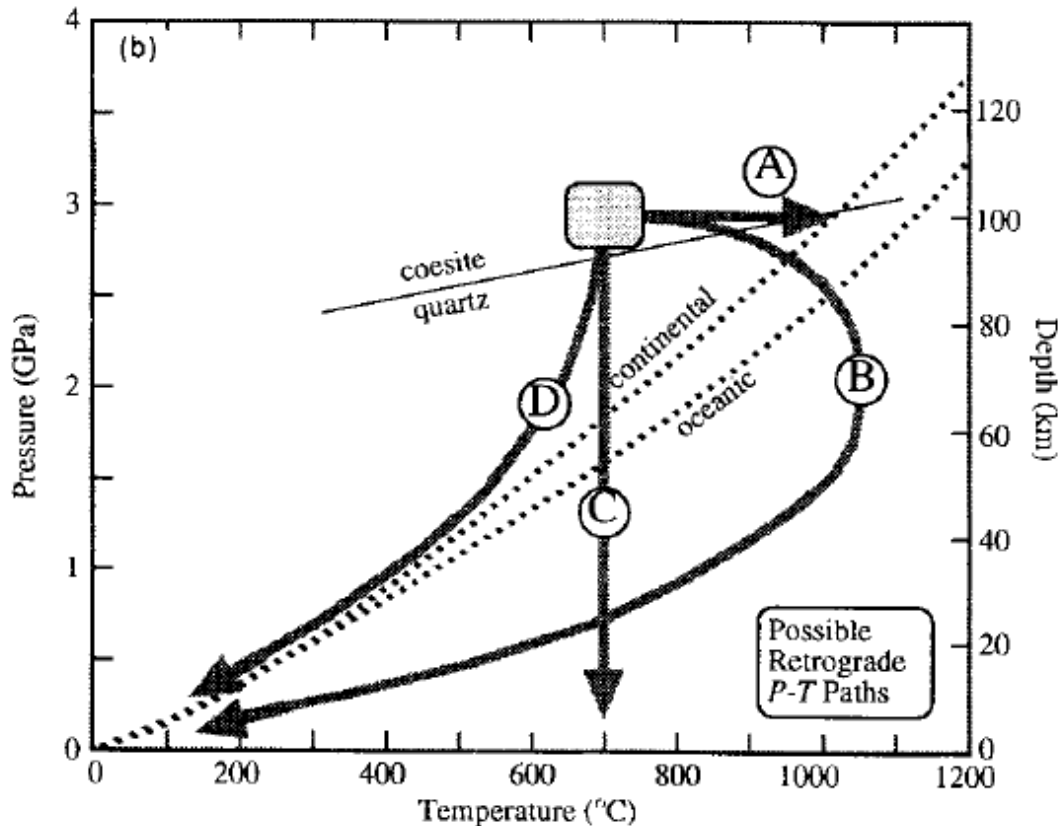
Το σχήμα 33 συνοψίζει τις ανώτερες μεταμορφικές συνθήκες P-T για ορισμένες UHP περιοχές μαζί με τυπικές ηπειρωτικές και ωκεάνιες γεώθερμες και μια υπολογισμένη πορεία P-T (Hacker & Peacock 1994) για συγκεκριμένο ρυθμό σύγκλισης (3 cm/έτος), γωνία υποβύθισης (25°), ροή θερμότητας (0,05 W/m²), θερμική διάχυση (10⁻⁶ m²/sec), και διατμητική τάση (80 MPa). Η υπολογιζόμενη P-T πορεία διέρχεται από τις ανώτερες συνθήκες P-T που καταγράφονται από κοεσιτοφόρους εκλογίτες που σχηματίζονται σε ζώνες καταβύθισης. Μόνο σε ένα τέτοιο τεκτονικό περιβάλλον μπορούν οι θερμοκρασίες στα βάθη να είναι σημαντικά χαμηλότερες από ό,τι σε ενδοπλακικές θέσεις, επειδή η υποβύθιση της ψυχρής, ωκεάνιας λιθόσφαιρας με πελαγικά σχεδόν επιφανειακά ιζήματα ή παλιές ψυχρές ηπειρωτικές μάζες θα συμπιέζαν τις ισόθερμες σε μεγάλα βάθη, ειδικά για μακροχρόνια υποβύθιση.



Σχήμα 25: Πρόδρομη P-T πορεία ζώνης υποβύθισης, σύμφωνα με τις μεταμορφικές συνθήκες που παρατηρούνται σε κοεσιτοφόρους εκλογίτες (Hacker & Peacock 1994).

Το σχήμα 34 δείχνει τέσσερις πιθανές διαδρομές P-T που ακολουθούν την κοεσιτική-εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης (Hacker & Peacock 1994). Η πορεία A αναφέρεται στην απουσία εκταφής μετά από την ανώτερη μεταμόρφωση, με αποτέλεσμα ισοβαρική θέρμανση προς τη γεώθερμη σταθερής κατάστασης. Τα πετρώματα UHP θα μετατραπούν σε υψηλότερης T μεταμορφωτικά πετρώματα. Η πορεία B είναι κατάλληλη για αδιαβατική επιστροφή προς την επιφάνεια με μέτριο ρυθμό ανύψωσης περίπου 1 km/m.y., με

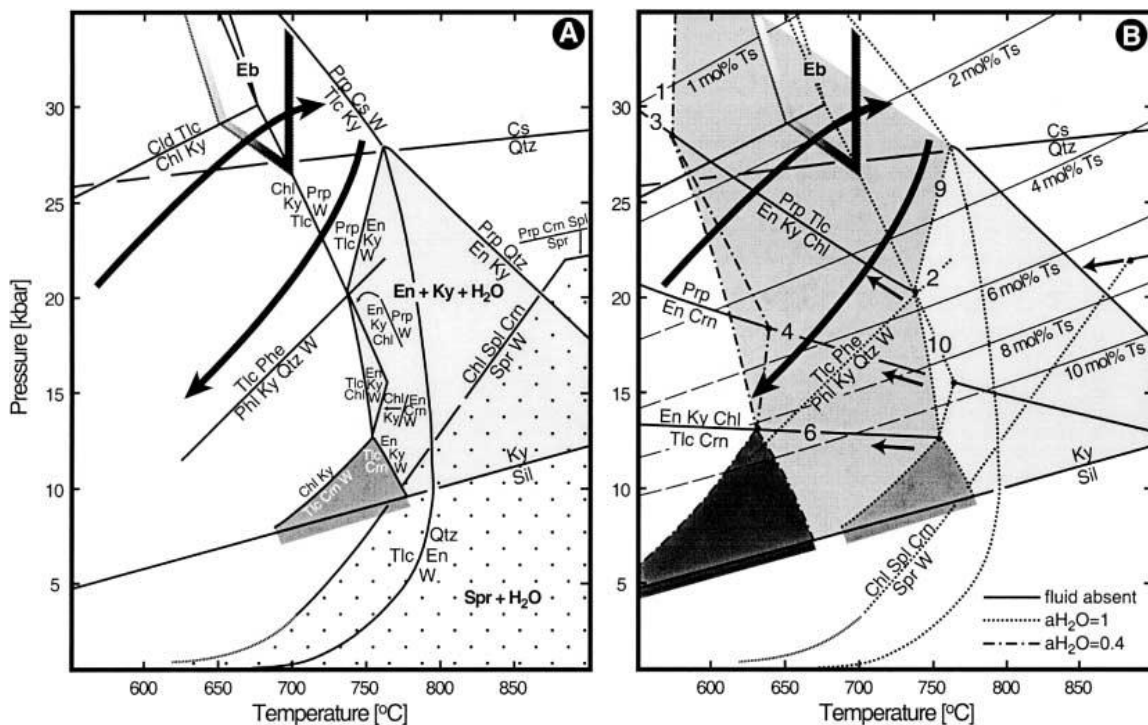
αποτέλεσμα μέτρια θέρμανση κατά την αποσυμπίεση, ακολουθούμενη από έντονη ψύξη καθώς πλησιάζουν τα πετρώματα την επιφάνεια. Κοεσιτοφόροι εκλογίτες θα αντικατασταθούν από εκλογιτικές παραγενέσεις υψηλής T , χαμηλότερης P που καταγράφουν ένα μέγιστο θερμοκρασίας περίπου 1050°C στα 20 kbar, και στη συνέχεια από γρανουλιτικές παραγενέσεις χαμηλότερης πίεσης. Η πορεία C αντιπροσωπεύει γρήγορη ανύψωση με αποτέλεσμα σχεδόν ισοθερμική αποσυμπίεση. Η πορεία D είναι για περιοχή με ταυτόχρονη αλλά αργή εκταφή και συνεχή ψύξη. Το αποτέλεσμα περιλαμβάνει ψύξη κατά την αποσυμπίεση.



Σχήμα 26: Τέσσερις πιθανές P-T πορείες επακόλουθες της μεταμόρφωσης των κοεσιτικών – εκλογιτικών φάσεων για $P = 2.9 \text{ GPa}$ & $T = 700^{\circ}\text{C}$ (Hacker & Peacock 1994).

8. Διεργασίες της ζώνης καταβύθισης

Οι εμφανίσεις μεγάλων εκτάσεων HP/UHP πετρωμάτων αντιπροσωπεύουν παράθυρα που ανοίγουν σε διαδικασίες που συμβαίνουν στη ζώνη υποβύθισης. Πτυχές προσιτές στην παρατήρηση και σε μετρήσεις περιλαμβάνουν την έκταση του μετασχηματισμού των ορυκτών και τον ρόλο των ρευστών και της παραμόρφωσης υπό τέτοιες συνθήκες, τον βαθμό αλληλεπίδρασης με το υλικό του μανδύα -στο κατώτερο τμήμα της ζώνης καταβύθισης ή στην υπερκείμενη σφήνα του μανδύα- και τα πιθανά γεωχημικά χαρακτηριστικά του (Σχήμα 35). Ομολογουμένως, είναι δύσκολο να αποκρυπτογραφηθούν αυτά τα στοιχεία, δεδομένου ότι τα χαρακτηριστικά που αποκτώνται υπό συνθήκες UHP μπορεί να έχουν αλλοιωθεί, να έχουν καλυφθεί ή διαγραφεί κατά τη διάρκεια της μεταγενέστερης αποσυμπίεσης. Ωστόσο, πρόκειται για μια μοναδική καταγραφή.



Σχήμα 27: Α) Διάγραμμα πίεσης-θερμοκρασίας που δείχνει την πρόδρομη και την ανάδρομη πορεία του χαλαζίτη με πυρωπό, όπως προκύπτει από τα πρόδρομα εγκλείσματα σε μεγακρυστάλλους πυρωπού και τη σταθερότητα του τάλκη - φεγγίτη στην κύρια μάζα κατά την αποσυμπίεση, καθώς και άλλα πεδία σταθερότητας. Β) Καμπύλες αντιδράσεων απουσίας ρευστού που αφορούν τη διάσπαση του πυρωπού και του En - Ky - Chl, και την επίδραση της μειωμένης ενεργότητας του H₂O στα πεδία σταθερότητας του πυρωπού, του ενστατίτη + κυανίτη και του τάλκη + κορούνδιο (Simon & Chopin 2001).

8.1. Έκταση μετασχηματισμού των πετρωμάτων

Μια επαναλαμβανόμενη παρατήρηση στις περιοχές HP/UHP είναι ότι σημαντικοί όγκοι πετρωμάτων μπορούν να διαφύγουν την παραμόρφωση και την εξισορρόπηση των ορυκτών στις επικρατούσες P-T συνθήκες, παρά τις υψηλές θερμοκρασίες 650-750°C για τα πετρώματα UHP. Γνωστά παραδείγματα είναι το μεταγρανιτικό σώμα Flaptraket στο WGR στη Νορβηγία, ή ο μεταγρανίτης Brossasco στον ορεινό όγκο Dora-Maira (Chopin 2003). Η καθαρή διάχυση όγκου είναι σαφώς μια ανεπαρκής διεργασία. Ο διαμελισμός των πετρωμάτων λόγω παραμόρφωσης και η σχετική πρόσβαση σε ρευστά, που πυροδοτούν τη δημιουργία πυρήνων και τη μεταφοράς μάζας, είναι στην πραγματικότητα πολύ πιο αποτελεσματικές από την επίδραση της θερμοκρασίας (Straume & Austrheim 1999). Αυτό έχει οδηγήσει στην εξέταση όχι μόνο της μεταβαλλόμενης ορυκτολογίας σύμφωνα με συνθήκες P-T, η οποία επηρεάζει και τις φυσικές ιδιότητες, όπως η πυκνότητα ή η ρεολογία, αλλά και την αποτελεσματικότητα της μετατροπής. Η επίδραση στην αλλαγή της πυκνότητας και της άνωσης είναι σημαντικές.

8.2. Ισοτοπική συμπεριφορά

Αυτή η αντίθεση μεταξύ των αντιδρώντων και των μετασταθών συστημάτων, ανεξάρτητα από τις υψηλές θερμοκρασίες που επιτυγχάνονται, αντανάκλαται επίσης στη γεωχημική και ισοτοπική τους συμπεριφορά, θέτοντας έτσι υπό αμφισβήτηση το νόημα και τη δυνατότητα εφαρμογής των θερμοκρασιών κλεισίματος. Οι ηλικίες U-Pb σε μοναζίτη σε μη παραμορφωμένες φάσεις του μεταγρανίτη Brossasco είναι ενδιάμεσες μεταξύ της Ερκύνειας ηλικίας της διείδυσης και της Αλπικής ηλικίας του γεγονότος UHP, ενώ σε πετρώματα κοντά στα UHP, όπως οι μαγνησιακοί σχιστόλιθοι που έχουν υποστεί πλήρη επεξεργασία κατά τους Αλπικούς χρόνους, η ηλικία είναι καθαρά Αλπική. Το ίδιο ισχύει και για τις ηλικίες U-Pb στον τιτανίτη, για τον οποίο οι ηλικίες σχηματισμού επιτρέπουν να χρονολογήσει κανείς τα διαδοχικά στάδια της μεταμόρφωσης UHP, ανάλογα με τον τύπο του πετρώματος που απευθύνεται (Rubatto & Hermann 2001). Προφανώς τα πετρώματα που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη ορυκτολογική μεταστάθεια υπό συνθήκες UHP εμφανίζουν ανισορροπία Rb-Sr μεταξύ των φάσεων τους (Tilton et al. 1997) και αποτελούν την χειρότερη επιλογή για χρονολόγηση Ar-Ar.

Ανεξάρτητα από την κλίμακα ισορροπίας, υπάρχει ένα εγγενές πρόβλημα στη χρονολόγηση με K-Ar στις UHP περιοχές. Υπό συνθήκες UHP η μερική πίεση του αργού αναμένεται να είναι μια τάξη μεγέθους υψηλότερη από ό,τι σε χαμηλής πίεσης περιοχές, οδηγώντας σε σημαντική ενσωμάτωση του αργού σε συγκεκριμένες φάσεις UHP, ιδίως του λευκού μαρμαρυγία. Το αποτέλεσμα είναι συνήθως ότι οι ηλικίες K-Ar των μαρμαρυγιών UHP είναι παραδόξως υψηλότερες από εκείνες που προέρχονται από τις μεθόδους U-Pb ή Rb-Sr, και γεωλογικά χωρίς νόημα (Scaillet 1998).

8.3. Συμπεριφορά των Ρευστών, Αλληλεπίδραση Μανδύα-Φλοιού

Σε αντίθεση με τις αναφορές για περιοχές χαμηλής πίεσης που επηρεάζονται από μεγάλες ποσότητες υδροθερμικών ρευστών, στην περίπτωση των HP και UHP περιοχών η ροή ρευστών είναι πολύ περιορισμένη και στην καλύτερη περίπτωση έχουμε ισοτοπική

εξισορρόπηση σε πολύ μικρή κλίμακα, παρά τις ασυνήθιστες συνθήκες P-T. Συνοψίζοντας (Rumble 1998), τα σταθερά ισότοπα υποδεικνύουν την απουσία ενός ρευστού που μπορεί να εισχωρήσει ελεύθερα διαμέσου λιθολογικών επαφών κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης UHP. Επιπλέον, η διατήρηση υψηλών θερμοκρασιών ισοτοπικών κλασμάτων οξυγόνου μεταξύ ορυκτών συνηγορεί κατά της παρουσίας ελεύθερου ρευστού μετά την ανώτερη μεταμόρφωση, κατά τη διάρκεια της εκταφής και της ψύξης. Η παραμονή στον ανώτερο μανδύα δεν είχε καμία διακριτή μετασωματική επίδραση στη σταθερή σύσταση των ισωτόπων των πετρωμάτων του φλοιού που καταβυθίστηκαν κατά τη διάρκεια της ηπειρωτικής σύγκρουσης. Η καλύτερη απόδειξη για αυτό είναι η διατήρηση, σε όλο το UHP γεγονός στο Dabie-Su-Lu, μιας τεράστιας αρνητικής ανωμαλίας ισωτόπων οξυγόνου και υδρογόνου που χρονολογείται σε ένα προμεταμορφικό, Νεοπροτεροζωικό υδροθερμικό σύστημα που περιλαμβάνει μετεωρικό νερό από ένα ψυχρό κλίμα (Rumble et al. 2002). Αυτό δεν σημαίνει ότι τα πετρώματα ήταν ξηρά: οι περισσότερες UHP παραγενέσεις φέρουν ένυδρα ορυκτά όπως μαρμαρυγία ή επίδοτο που είναι σταθερά κάτω από αυτές τις συνθήκες, και επομένως μπορούν να δώσουν ελάχιστο ρευστό. Η παρουσία ή η απουσία ενός ρευστού επηρεάζει άμεσα τη θερμοκρασία της μερικής τήξης. Επομένως, ανάλογα με τη διαθεσιμότητα του ρευστού όσο και από την ακολουθούμενη πορεία P-T, ιδίως κατά τη διάρκεια της αποσυμπίεσης, η τήξη μπορεί να είναι ελάχιστη ή γενικευμένη.

8.4. Μηχανισμοί ταφής και εκταφής

UHP μεταμόρφωση του ηπειρωτικού φλοιού μπορεί να συμβεί σε τρεις κύρια τεκτονικά περιβάλλοντα: (1) υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ωκεάνιο φλοιό ή οφιολίθο, (2) υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ένα νησιωτικό τόξο, και (3) υποβύθιση ηπειρωτικού φλοιού κάτω από άλλο ηπειρωτικό φλοιό κατά τη διάρκεια ηπειρωτικής σύγκρουσης (Searle et al. 2001).

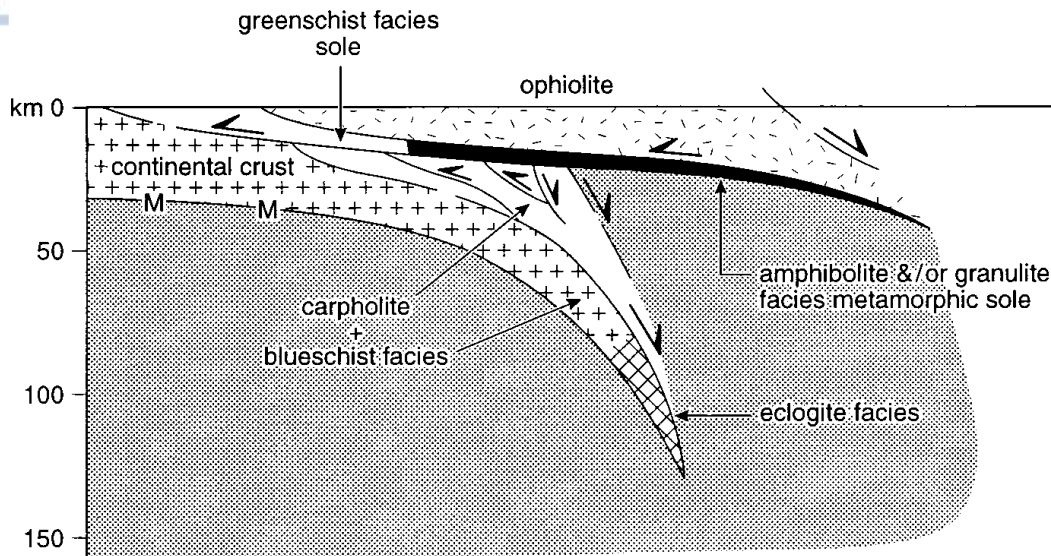
Υποβύθιση του ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ωκεάνιο φλοιό ή οφιολίθο (Σχήμα 36): Τα νοτιοανατολικά όρη του Ομάν είναι ένα παράδειγμα όπου ο ηπειρωτικός φλοιός έχει υποβυθιστεί σε βάθη 90-100 km κάτω από το πάνω τέμαχος καθαρά ωκεάνιου φλοιού και μανδύα. Η υποβύθιση είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό μιας HP περιοχής, που περιλαμβάνει μεταϊζημάτα με καρφόλιθο, γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους (14-17 kbar), και εκλογίτες (20-23 kbar). Ολόκληρη ο λεπτυσμένος ηπειρωτικός φλοιός της Αραβικής πλάκας σύρθηκε προς τα κάτω στη ζώνη υποβύθισης κατά τα τελικά στάδια της τοποθέτησης των οφιολίθων και πρέπει να εκταφιάστηκε γρήγορα προς την επιφάνεια της Γης κατά μήκος της ίδιας ζώνης ως αποτέλεσμα των δυνάμεων άνωσης.

Υποβύθιση του ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ένα νησιωτικό τόξο: Σημερινό παράδειγμα ενεργής υποβύθισης ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ένα ενεργό νησιωτικό τόξο είναι το βόρειο Αυστραλιανό περιθώριο, το οποίο καταβυθίζεται κάτω από το τόξο Timor και Java-Banda και άλλα, όπως αυτό στα δυτικά Ιμαλάια, στο Πακιστάν.

Continent - Ophiolite

or

Continent - Arc collision



Σχήμα 36: Τεκτονικό μοντέλο για το σχηματισμό των εκλογιτών HP με καταβύθιση μιας λεπτυσμένης ηπειρωτικής πλάκας κάτω από έναν οφιόλιθο που επωθείται πάνω στο ηπειρωτικό τέμαχος (Searle et al. 2001).

Υποβύθιση του ηπειρωτικού φλοιού κάτω από ένα άλλο ηπειρωτικό φλοιό με τον οποίο συγκρούεται: Η ηπειρωτική σύγκρουση τύπου Ιμαλαΐων περιλαμβάνει την πάχυνση του φλοιού με διεργασίες πτύχωσης και επώθησης (fold-and-thrust).

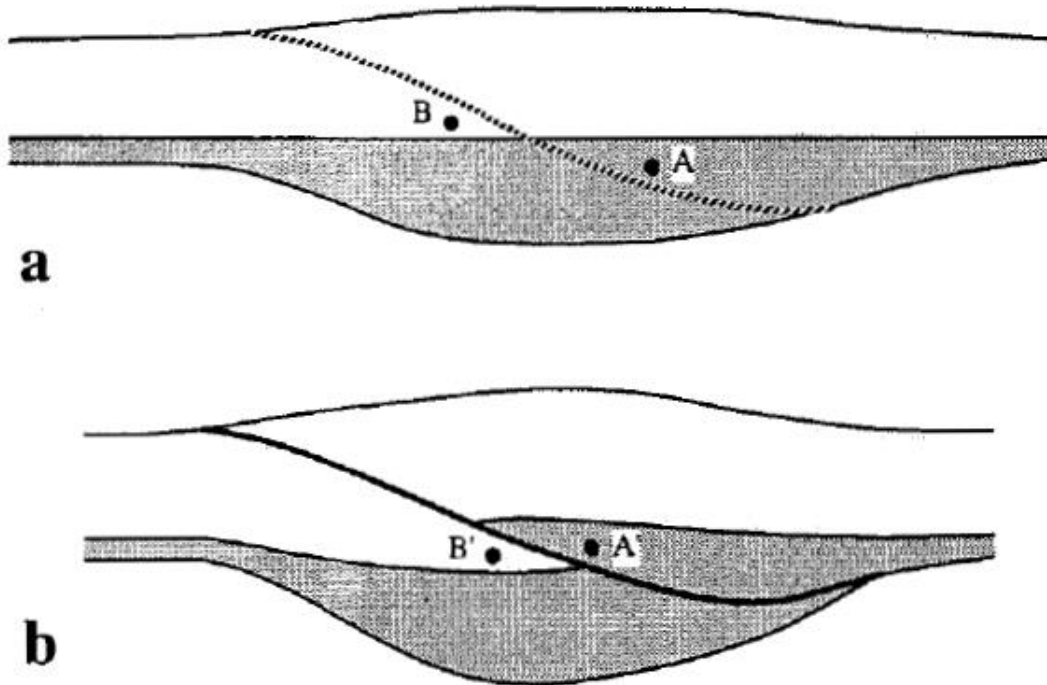
Ο σχηματισμός UHP πετρωμάτων που περιέχουν κοεσίτη και διαμάντια απαιτεί σαφώς την υποβύθιση φλοιϊκού υλικού σε βάθη πολύ μεγαλύτερα από εκείνα των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Οι απαιτήσεις για το σχηματισμό διαμαντιού και κοεσίτη σε πετρώματα του ηπειρωτικού φλοιού είναι, πρώτον, η διαθεσιμότητα γραφιτικού σχιστόλιθου, ανθρακικών πετρωμάτων και βασαλτικού πρωτολίθου κατά μήκος ενός ηπειρωτικού περιθωρίου, δεύτερον, ένας μηχανισμός ταχείας ταφής αυτών των πετρωμάτων σε βάθη 110-130 χιλιομέτρων και, τέλος, ένας μηχανισμός για να ανασύρει ταχέως βαθιά θαμμένα τμήματα λεπτυσμένου ηπειρωτικού φλοιού μεταξύ ορογενετικού φλοιού που δεν έχει θαφτεί τόσο βαθιά.

8.5. Τεκτονικά Μοντέλα

Ένα άλυτο πρόβλημα για όλα τις UHP ηπειρωτικές περιοχές περιλαμβάνει τον τρόπο με τον οποίο ο ηπειρωτικός φλοιός υποβυθίστηκε σε βάθη μεγαλύτερα από 100 km και αργότερα επέστρεψε στα ανώτερα επίπεδα του φλοιού. Μετατόπιση βαθιά θαμμένων πετρωμάτων προς την επιφάνεια της γης απαιτεί αφαίρεση του υπερκείμενου τμήματος που υπήρχε την εποχή της μεταμόρφωσης. Διάφορα τεκτονικά μοντέλα για εκταφή ζωνών

HP και UHP έχουν προταθεί. Οποιοδήποτε μοντέλο πρέπει να συμφωνεί με τους δομικούς, πετρολογικούς και γεωχρονολογικούς περιορισμούς που περιγράφονται παραπάνω..

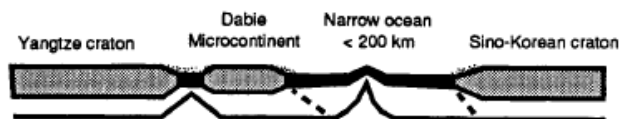
Η διαδικασία εκταφής (Σχήμα 37) μιας μεταμορφωμένης περιοχής μπορεί να περιλαμβάνει ιζηματογενή διάβρωση ή/και έκταση λόγω τεκτονικής. Ωστόσο, η διάβρωση από μόνη της δεν μπορεί να είναι υπεύθυνη για την αφαίρεση σχεδόν 100 χλμ φλοιού για τις UHP περιοχές (Platt 1993). Ως εκ τούτου, εφελκυστική τεκτονική διάτμηση μαζί με συγκέντρωση τηγμάτων μερικής τήξης στη βάση του ηπειρωτικού φλοιού είναι απαραίτητα για την εκταφή πετρωμάτων UHP και HP. Προκύπτει το συμπέρασμα ότι η εφελκυστική τεκτονική με υποοριζόντια επέκταση, πιθανώς με τη βοήθεια της διάβρωσης και της επώθησης σε βαθύτερα επίπεδα είναι ο πιο πιθανός μηχανισμός για εκταφή UHP περιοχών (Hacker & Peacock 1994).



Σχήμα 37: Η επώθηση από μόνη της δεν φέρνει τα πετρώματα πιο κοντά στην επιφάνεια της Γης. Ένα υλικό σημείο του πάνω τεμάχους (A) δεν είναι πιο κοντά στην επιφάνεια μετά την επώθηση (b) απ' ό,τι πριν (a). Ένα υλικό σημείο στο κάτω τέμαχος (B) είναι θαμμένο βαθύτερα (Platt 1993).

Έχει προταθεί από τους Maruyama et al. (1994) ένα μοντέλο επώθησης σφήνας (Σχήμα 38) λόγω υποοριζόντιας επέκτασης σε συνδυασμό με μεταγενέστερη θόλωση για να εξηγηθούν οι τεκτονικές μονάδες του Dabie τεμάχους.

(a) Middle Proterozoic



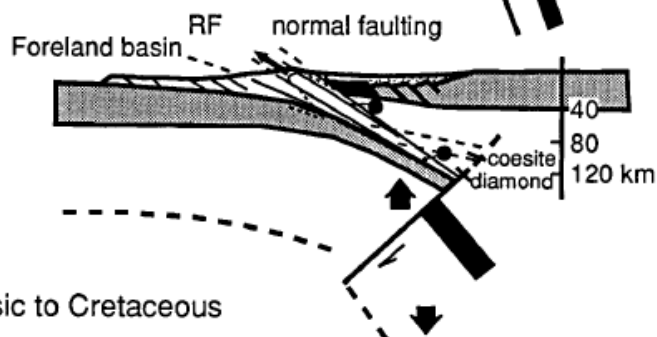
(b) Late Paleozoic



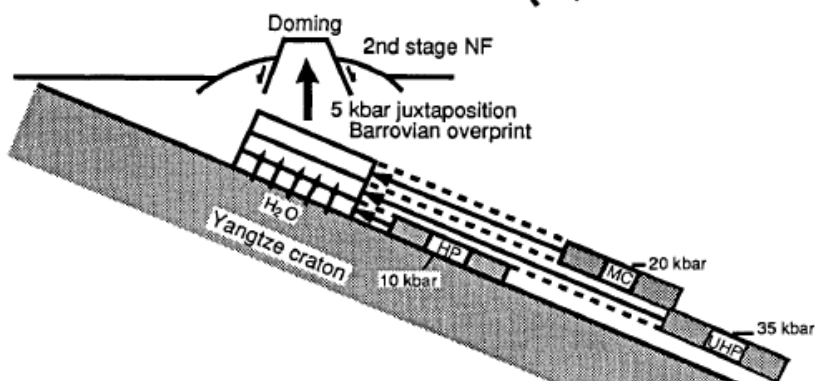
(c) Triassic



(d) Late Triassic to Jurassic



(e) Jurassic to Cretaceous



Σχήμα 28: Σχηματικά διαγράμματα που δείχνουν την τεκτονική εξέλιξη των ζωνών UHP και HP στην κεντρική Κίνα. (a) Ρήγμα της μικροηπείρου Dabie στα μέσα του Προτεροζωικού αιώνα και εμφάνιση ενός μικρού ωκεανού μεταξύ της μικροηπείρου και της Sino-Korean κρατονικής ασπίδας, (b) υποβύθιση του μικρού ωκεανού μεταξύ των Sino-Korean και Yangtze κρατονικών ασπίδων και σχηματισμός Παλαιοζωικού συμπλέγματος προσαύξεσης, (c) υποβύθιση της ηπείρου Dabie, σχηματισμός των UHP και HP ενοτήτων στις υποβυθιζόμενες πλάκες και σχηματισμός του βόρειου συμπλέγματος Dabie, (d) υποοριζόντια επώθηση αυτών των μεταμορφικών ενοτήτων με ταυτόχρονη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων (NF) στην κορυφή και αναστροφών (RF) στον πυθμένα. (e) Τεκτονική παράθεση αυτών των μεταμορφωμένων ενοτήτων στα 5 kbar, με συνθήκες Barrovian μεταμόρφωσης λόγω της ροής ρευστού από τα υποκείμενα χαμηλότερου βαθμού πετρώματα της Yangtze κρατονικής ασπίδας. Αυτές οι ενότητες στη συνέχεια σχηματίζουν θόλους και διάφορα κανονικά ρήγματα (Maruyama et al. 1994).

Οι ζώνες αυτές είναι: (i) οι ζώνες UHP+HP συμπίεζονται μεταξύ μεταμορφικών ενοτήτων χαμηλότερης πίεσης και οριοθετούνται από ένα κανονικό ρήγμα στο πάνω μέρος και ένα ανάστροφο ρήγμα στο κάτω μέρος (ii) η ενότητα που φέρει κοεσίτη περιορίζεται στην κορυφή των θόλων από τα οποία η μεταμορφική πίεση μειώνεται προς το κάτω μέρος (iii) εμφάνιση κανονικών ρηγμάτων λόγω του μεταγενέστερου γεγονότος θόλωσης.

Έχει προταθεί επίσης ένα μοντέλο πορείας διπλής κατεύθυνσης (Ernst 1971). Κατά τη διάρκεια της εκταφής, όσο πιο νωρίς σχηματίζονται και πιο βαθιά βρίσκονται τα πετρώματα UHP θα επιδέχονται συνεχές underplating από μία υποβυθιζόμενη πλάκα η οποία υπέστη ανακρυστάλλωση υπό συνθήκες υψηλής P-T σε ελαφρώς πιο ρηχά βάθη. Τα προκύπτοντα UHP και HP πετρώματα αναμένεται να εμφανίσουν την ακόλουθη τεκτονική ακολουθία: (i) οι UHP και HP περιοχές μπορεί να συμπίεστούν μεταξύ μεταμορφωμένων χαμηλότερης πίεσης ενοτήτων με τις οποίες οριοθετούνται από κανονικό ρήγμα ως άνω επαφή και ανάστροφο ρήγμα ως κάτω επαφή. (ii) οι UHP και τα HP περιοχές θα αποτελούνται από μια σειρά υποοριζόντιων επωθήσεων με μεταμορφικό βαθμό μειούμενο μακριά από τη συρραφή. Μεγάλες διαφορές στη μεταμορφική πίεση των διαφορετικών λεπίων υποδηλώνουν ότι αυτά έφτασαν σε διαφορετικά βάθη κατά τη διάρκεια της ανώτερης μεταμόρφωσης ή τουλάχιστον έχουν επιστρέψει από διαφορετικά βάθη (iii) τα πετρώματα υψηλότερου βαθμού μπορεί να έχουν παλαιότερους πρωτόλιθους από αυτούς του χαμηλότερου βαθμού και να έχουν μεταμορφωθεί νωρίτερα και (iv) τα πετρώματα υψηλότερου βαθμού που σχηματίστηκαν νωρίτερα πρέπει να υπόκεινται σε μεγαλύτερες περιόδους ανάδρομης ανακρυστάλλωσης υψηλότερης T από ότι τα πετρώματα χαμηλότερου βαθμού.

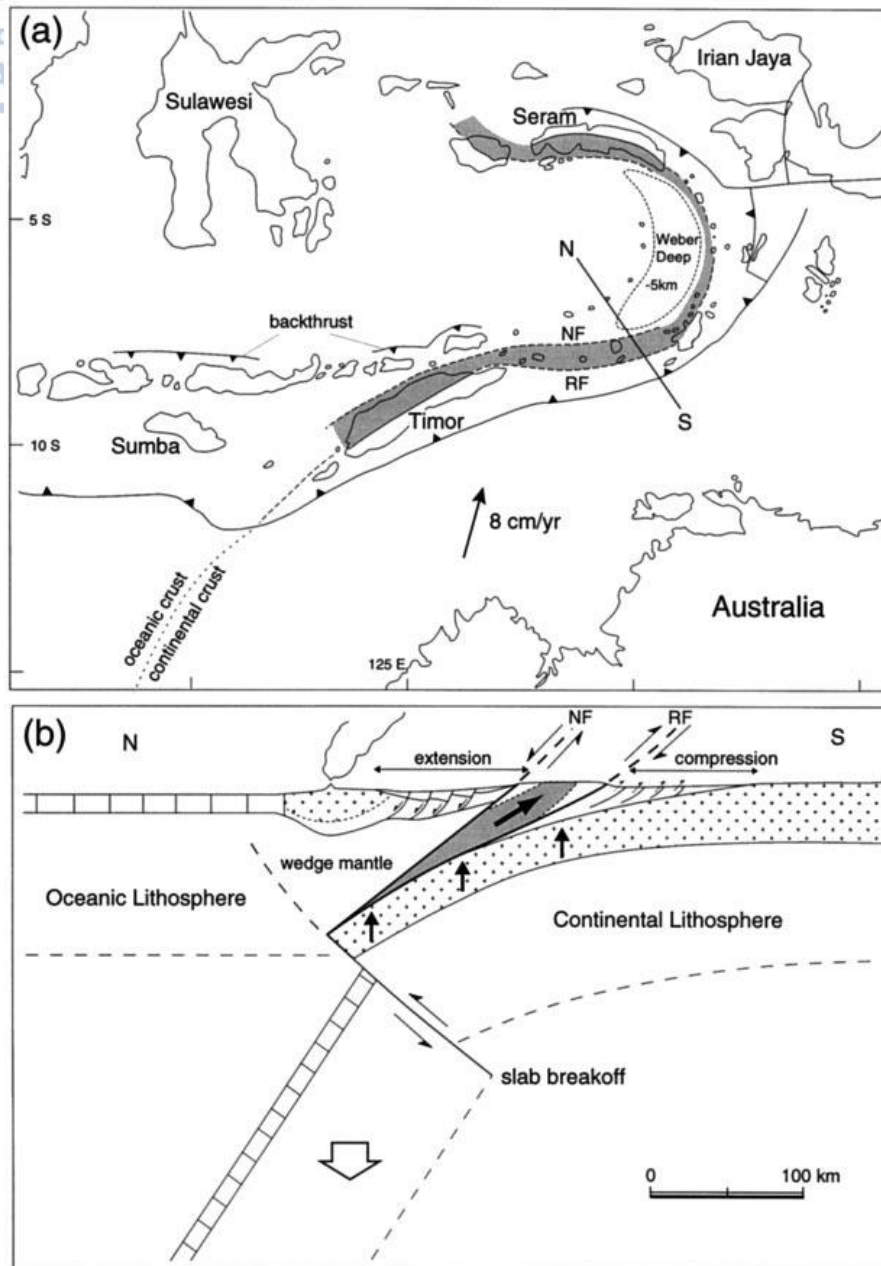
8.6. Εξώθηση: ρυθμοί και διαδικασίες

Η συνειδητοποίηση ότι τμήματα του φλοιού μπορούν να επιστρέψουν στην επιφάνεια από βάθη που υπερβαίνουν τα 120 χλμ. εγείρει ένα δύσκολο γεωλογικό πρόβλημα: αυτό των μηχανισμών που ευθύνονται για την ταφή τους και, ιδιαίτερα, για την εκταφή τους από τέτοια βάθη. Η πετρολογική καταγραφή δείχνει ότι μεγάλες εκτάσεις πετρωμάτων του φλοιού θάφτηκαν σε UHP συνθήκες χαμηλών λόγων T/P, γεγονός που συνάδει και εξηγείται καλύτερα από το γεωτεκτονικό πλαίσιο μιας ζώνης καταβύθισης. Πράγματι, έχει αναγνωριστεί εδώ και καιρό από μοντελοποίηση ότι αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα της εμπρόσθιας άκρης μιας ηπειρωτικής πλάκας μπορούν να παρασυρθούν σε μια ζώνη υποβύθισης, πόσο μάλλον όταν το ηπειρωτικό περιθώριο είναι λεπτότερο και η συνοχή μεταξύ της ηπειρωτικής και της υποβυθιζόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας είναι υψηλότερη. Η ηπειρωτική υποβύθιση κατά την αρχόμενη ηπειρωτική σύγκρουση είναι επομένως ένας εύκολος τρόπος να εξηγηθεί η σχετική ταφή.

Όσον αφορά την εκταφή, η πετρολογική καταγραφή στις περισσότερες περιπτώσεις δείχνει ότι η αποσυμπίεση συμβαίνει υπό συνεχή ψύξη (Simon & Chopin 2001), υπονοώντας συνεχή απώλεια θερμότητας. Επιπλέον, η ισοτοπική χρονολόγηση δείχνει ότι οι ηλικίες σχηματισμού και οι ηλικίες ψύξης που λαμβάνονται από πετρώματα UHP καλύπτουν ένα στενό φάσμα εύρους μερικών εκατομμυρίων ετών (Chopin 2003) στις

περισσότερες περιπτώσεις, γεγονός που υποδηλώνει υψηλούς ρυθμούς ψύξης και, μέσω των πετρολογικών περιορισμών, ασυνήθιστα υψηλούς ρυθμούς αποσυμπίεσης, ιδιαίτερα κατά τα πρώτα στάδια της εκταφής. Ο ρυθμός εκταφής (έως και 1-2 cm/yr) έχει πράγματι περισσότερο να κάνει με τις ταχύτητες των πλακών και δεν έχει καμία σχέση με τους κανονικούς ρυθμούς διάβρωσης. Σύντομα αναγνωρίστηκε ότι η διάβρωση και οι τεκτονικές διεργασίες, όπως η εφελκυστική τεκτονική, δεν είναι σε θέση να εξηγήσουν το κρίσιμο, πρώιμο στάδιο της ανόδου, ακόμη και αν γίνουν αποτελεσματικές κατά τα μεταγενέστερα στάδια, σε υψηλότερα τεκτονικά επίπεδα. Εξάλλου, σίγουρα δεν είναι τυχαίο ότι οι περισσότερες UHP περιοχές που είναι σήμερα εκτεθειμένες αποτελούνται ουσιαστικά από ελαφρύ υλικό του ανώτερου μανδύα, υποδεικνύοντας έτσι το ρόλο της άνωσης ως κύριο (?) παράγοντα της εκταφής (Ernst et al. 1997).

Ο περιορισμός της συνεχούς ψύξης αποκλείει οποιοδήποτε μηχανισμό, όπως η διαπυρική άνοδος κατά μήκος της υπερκείμενης σφήνας του μανδύα, και καθιστά την επιστροφή κατά μήκος της του καναλιού υποβύθισης -μια "αμφίδρομη οδός" και προφανής μηχανική ασυνέχεια- την πιο πιθανή πορεία εκταφής. Η διαδικασία ουσιαστικά οδηγείται από την άνοση μέχρι τα μεσαία επίπεδα του φλοιού, ως αποτέλεσμα της μικρότερης πυκνότητας των όξινων πετρωμάτων του φλοιού (ακόμη και αν έχουν εξισορροπηθεί πλήρως στο βάθος), μετά την αποκόλληση από τον κατώτερο φλοιό. Δεδομένα πεδίου καθώς και φυσικά, θερμικά ή θερμομηχανικά μοντέλα υποστηρίζουν την ιδέα ότι το μεγαλύτερο μέρος της εκταφής των πετρωμάτων UHP μπορεί να επιτευχθεί με τέτοια "άνοδο" ελαφρού υλικού του φλοιού κατά μήκος του καναλιού υποβύθισης, σε ένα συνεχώς συγκλίνον περιβάλλον (Σχήμα 39).



Σχήμα 39: Μοντέλο ηπειρωτικής σύγκρουσης και εκταφής μιας ζώνης γλαυκοφαντικού σχιστόλιθου τύπου A. Το τεκτονικό περιβάλλον και η μερικώς εκτεθειμένη HP ζώνη γλαυκοφαντικού σχιστόλιθου απεικονίζονται στο a. Ο Αυστραλιανός ηπειρωτικός φλοιός καταβυθίζεται κάτω από το τμήμα Timor-Seram της Ινδονησιακής ζώνης συρραφής. Η διατομή κατά μήκος της γραμμής B-N απεικονίζεται στο b. Η γεωφυσικά τεκμηριωμένη διάσπαση της πλάκας παρουσιάζεται ως εντοπισμένη στην ηπειρωτική-ωκεάνια διεπιφάνεια. Παρουσιάζονται δύο πιθανές συμβολές στην εκταφή των πετρωμάτων του φλοιού UHP: (i) αναπήδηση της υποβυθιζόμενης, διαρρηγμένης λιθόσφαιρας λόγω απομάκρυνσης του φορτίου και (ii) ροή επιστροφής λόγω άνωσης προς τα πάνω στο κανάλι υποβύθισης, που αντανάκλα την αύξηση της ολκιμότητας και τη μείωση της της σχετικής σημασίας των διατμητικών δυνάμεων που σχετίζονται με την υποβύθιση (Ernst et al. 1997).

9. Συμπεράσματα

Συνοψίζοντας, η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής πίεσης (UHP) αναφέρεται σε μια ορυκτολογική και δομική τροποποίηση φλοιικών πρωτόλιθων και συνδεδεμένων με αυτά βασικών – υπερβασικών πετρωμάτων σε πιέσεις > 25 kbar (80-90 km). Τα τυπικά προϊόντα περιλαμβάνουν μεταπηλίτη, χαλαζίτη, γρανουλίτη, εκλογίτη, παραγνεύσιο, ορθογνεύσιο και μάρμαρο, ενώ η μεταμόρφωση σε μεγάλα βάθη παράγει κοεσίτη, μικροδιαμάντια και άλλα χαρακτηριστικά UHP ορυκτά με ασυνήθιστες συστάσεις. Όλο και περισσότερες ενδείξεις ανακαλύπτονται στις Φανεροζωικές ζώνες σύγκρουσης για την ταφή των πετρωμάτων του φλοιού σε βάθη της τάξης των 150-200 km, αλλά και για την εκταφή από τέτοια βάθη, επεκτείνοντας κατά μία σχεδόν τάξη μεγέθους το βάθος στον μεταμορφικό κύκλο του ηπειρωτικού φλοιού, και αποδεικνύοντας πιθανή υποβύθιση. Ενδιαφέρον εμφανίζουν οι μηχανισμοί που ευθύνονται για την ταφή και, περισσότερο για την εκταφή από τα σχετικά βάθη. Οι συνθήκες της υπερυψηλής και της υψηλής πίεσης διαχωρίζονται εύκολα από την ισορροπία χαλαζία και κοεσίτη. Μέγιστες θερμοκρασίες για τη μεταμόρφωση UHP και HP των πετρωμάτων του φλοιού είναι περίπου 750-800°C, ενώ κάτω από θερμοκρασίες 400-450 °C, μεταμόρφωση γλαυκοφανιτικής φάσης παρατηρείται σε πιέσεις που κυμαίνονται από 5 έως 16 kbar. Τα πετρώματα των UHP και HP περιοχών ταξινομούνται ως θερμοί εκλογίτες και ψυχροί εκλογίτες. Οι σταθερότητες των φάσεων UHP απαιτούν χαμηλές γεωθερμικές βαθμίδες, περίπου 7 °C/km. Η αναγνώριση των μεταμορφωμένων υπό υπερυψηλή πίεση πετρωμάτων έχει ουσιαστικά βασιστεί στην ταυτοποίηση των πολύμορφων υψηλής πίεσης του πυριτίου (κοεσίτης) ή του άνθρακα (διαμάντι). Ο κοεσίτης είναι μια φάση υψηλής P του SiO₂, σταθερή για $P > 27$ kbar στους 700°C. Επειδή ο χαλαζίας είναι ένα από τα πιο κοινά ορυκτά στον ηπειρωτικό φλοιό, θετική ταυτοποίηση κοεσίτη και ψευδομόρφων χαλαζία κατά κοεσίτη, θεωρείται ότι είναι η πλέον χρήσιμη απόδειξη για μεταμόρφωση UHP. Το μικρότερο υπόλειμμα ενός δείκτη UHP σε ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα είναι από μόνο του μια αδιάσειστη απόδειξη ότι το πέτρωμα πέρασε σε κάποιο στάδιο από συνθήκες UHP. Επομένως, απαραίτητη προϋπόθεση είναι ότι τα ορυκτολογικά στοιχεία είναι αναμφισβήτητα χαρακτηρισμένα και αποδεδειγμένα in situ.

Οι εμφανίσεις των πετρωμάτων UHP αναγνωρίζονται όλο και περισσότερο. Μέχρι στιγμής, τουλάχιστον επτά τεκτονοστρωματογραφικά πεδία που φέρουν κοεσίτη και τρεις περιοχές UHP που φέρουν διαμάντια έχουν τεκμηριωθεί σε μεγάλες ηπειρωτικές ζώνες σύγκρουσης στην Ευρασία, και στις περισσότερες περιπτώσεις σχετίζονται με σύγχρονες ζώνες γλαυκοφανιτικού σχιστολιθου HP και εκλογίτη. Αυτά τα τεκτονοστρωματογραφικά πεδία χαρακτηρίζονται από μεγάλο χρονικό διάστημα μεταξύ της ηλικίας των ηπειρωτικών πρωτόλιθων και της UHP μεταμόρφωσης. Αρχικά, η περιοχή του WGR αντιπροσωπεύει το βαθύτερο τεκτονικό επίπεδο των Σκανδιναβικών Καληδονίδων, και η μεταμορφική βαθμίδα αυξάνει από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά. Το γνευσιακό σύμπλεγμα αποτελείται από πηλίτη και μιγματίτη, μάρμαρο, χαλαζίτη και αμφιβολίτη, με τεκτονικά

εγκλείσματα γάββρου, ανορθοσίτη και περιδοτίτη. Ο κοεσίτης είναι αρκετά σπάνιος στο WGR, ενώ έχουν παρατηρηθεί μικροδιαμάντια. Αντίστοιχα, ο ορεινός όγκος Dora Maira εντοπίζεται στις Δυτικές Άλπεις και αποτελείται από Ερκύνια και παλιά κρυσταλλικά ηπειρωτικά πετρώματα μεταμορφωμένα υπό συνθήκες UHP και HP. Η ζώνη HP & UHP είναι ένα πακέτο τεσσάρων βασικών ενοτήτων που χωρίζονται με ρήγματα μικρής γωνίας. Η μεταμόρφωση θεωρείται πως κορυφώθηκε μεταξύ 90 και 125 Ma. Εν συνεχεία, το μεταμορφικό σύμπλεγμα Qinling-Dabie, που καταλαμβάνει την Τριαδική συρραφή μεταξύ της Σινοκορεατικής και της Yangtze κρατονικής ασπίδας, αποτελείται από τρεις κύριες ενότητες: μια βόρειο ενότητα με μιγματίτη ($P < 20$ kbar), μία κεντρική UHP εκλογιτική ζώνη που περιέχει κοεσίτη και διαμάντι (20-40 kbar) και μία νότια HP ζώνη αποτελούμενη από γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο και εκλογίτη (5-12 kbar). Τα μεταμορφωμένα πετρώματα εκλογιτικής φάσης κατανέμονται σε μια έκταση άνω των 1000 km² στο Dabie Shan. Τέλος, ο ορεινός όγκος Kokchetav είναι ένα μεγάλο μεταμορφικό σύμπλεγμα Προτεροζωικής ηλικίας πρωτολίθων στο βόρειο Καζακστάν. Το κεντρικό τμήμα αυτού του ορεινού όγκου αποτελείται από προ-Ρίφεια πετρώματα (Σειρά Zerendin), κυρίως μεταμορφωμένα σε αμφιβολιτική φάση. Δυτικά του αρχαίου πυρήνα, εμφανίζονται μεταηφαιστειογενή και μεταϊζηματογενή πετρώματα μεταμορφωμένα σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης και ασθενώς ανακρυσταλλωμένα υπερκείμενα ιζήματα.

Η διατήρηση ορυκτών HP και UHP εξαρτάται από την ανάδρομη πορεία P-T η οποία, με τη σειρά της, εξαρτάται από το ρυθμό εκταφής, το μέγεθος της υποβυθιζόμενης μάζας, τη γεωμετρία της ζώνης υποβύθισης, την πρόσβαση σε ρευστά, τη δυνατότητα συνεχούς ψύξης, και πολλούς άλλους πετροτεκτονικούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένης της παραμόρφωσης μετά τη σύγκρουση και της μαγματικής δραστηριότητας. Εκτός από τις βασικές ενδείξεις, η εμφάνιση τάλκη μαζί με ομφακίτη + κυανίτη + γρανάτη + κοεσίτη έχει καταγραφεί σε αρκετές περιοχές εξαιρετικά υψηλής P. Ένα από τα πιο χαρακτηριστικά στοιχεία των UHP περιοχών είναι η ύπαρξη φλουικών πρωτόλιθων, ενώ τα αναγνωρίσιμα βασικά και υπερβασικά πετρώματα είναι ήσσονος σημασίας.

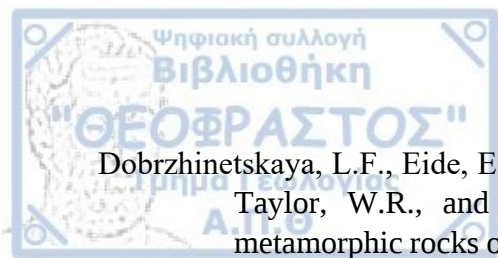
Δεδομένου του εκρηκτικού αριθμού ευρημάτων UHP κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών, η μεταμόρφωση UHP αργά ή γρήγορα θα αναγνωρίζεται σε όλες τις ηπείρους. Ένα σημαντικό ζήτημα θα είναι η προσπάθεια χρονολόγησης των σταδίων υψηλότερης πίεσης και της εκταφής. Όλο και περισσότερα πολύμορφα που έχουν θερμοδυναμική σταθερότητα σε συνθήκες UHP θα αναγνωρίζονται σε κλίμακα υπομικρομέτρων, και έτσι συναντάται το όριο κάτω από το οποίο οι επιφανειακές ενέργειες μπορούν να υπερσχύσουν έναντι των ενθαλπικών ιδιοτήτων, δημιουργώντας αμφιβολίες ως προς τις πραγματικές συνθήκες σχηματισμού P-T.



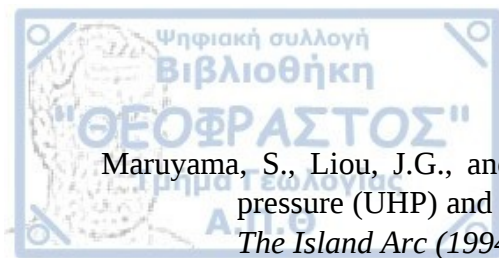
10. Πηγές

10.1. Ξένη Βιβλιογραφία:

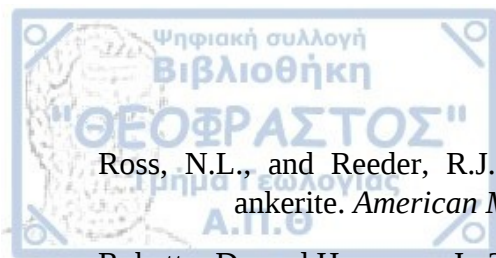
- Avigad, D. 1992. Exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora Maira massif (western Alps, Italy). *Geology*, January 1992
- Berg, G.W., 1986. Evidence for carbonate in the mantle. *Nature* Vol. 324 6 November 1986
- Bohlen, S.R., and Boettcher, A.L., 1982. The Quartz - Coesite Transformation: A Precise Determination and the Effects of Other Component. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 87, NO. B8, PAGES 7073-7078, AUGUST 10, 1982
- Carswell, D.A., Harvey, M.A., and Al Samman, A., 1983. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. *Bull. Minéral.* (1983), 106, 727-750
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol* (1984) 86:107-118
- Chopin, C., Henry, C., and Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.* 1991,3, 263-291
- Chopin, C., and Schertl, H.-P., 1999. The UHP Unit in the Dora-Maira Massif, Western Alps. *International Geology Review*. Vol. 41. 1999
- Chopin C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212 (2003) 1-14
- Claoue-Long, J.C., Sobolev, N.V., Shatsky, V.S., Sobolev, A.V., 1991. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR. *GEOLOGY*, v. 19, p. 710-713, July 1991
- Coleman, R.G., and Wang, X., 1994. Overview of the Geology and Tectonics of UHPM. Coleman R.G. and Wang X. eds. *Ultrahigh-pressure Metamorphism*, Cambridge University Press
- Cuthbert, S.J., Carswell, D.A., Krogh-Ravna, E.J., Wain, A., 2000. Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos* 52 2000. 165–195



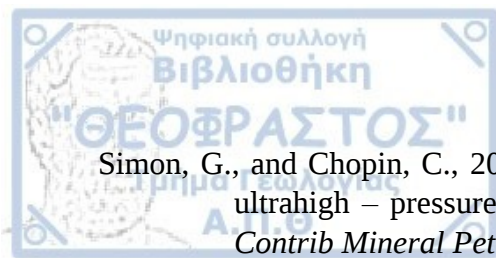
- Dobrzhinetskaya, L.F., Eide, E.A., Larsen, R.B., Sturt, B.A., Trønnes, R.G., Smith, D.C., Taylor, W.R., and Posukhova, T.V., 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway. *Geology*; July 1995; v. 23; no. 7; p. 597–600
- Ernst, W.G., 1971. Metamorphic Zonations on Presumably Subducted Lithospheric Plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. and Petrol.* 34, 43-59 (1971)
- Ernst, W.G., Maruyama, S., and Wallis, S., 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* Vol. 94, pp. 9532–9537, September 1997 *Geology*
- Evans B.W., Trommsdorff, V. and Richter, W., 1979. Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *American Mineralogist*, Volume 64, 1979
- Hacker, B.R., and Peacock, S.M., 1994. Creation, Preservation and Exhumation of UHPM Rocks. *Ultrahigh Pressure Metamorphism*, pp. 159 – 181
- Hacker, B.R., Ratschbacher, L., Webb, L., Ireland, T., Walker, D., Shuwen, D., 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling–Dabie Orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters* 161 (1998) 215-230
- Harlow, G.E., and Veblen, D.R., 1991. Potassium in Clinopyroxene Inclusions from Diamonds. *SCIENCE*, VOL. 251
- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K., Sano, Y., 2001. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters* 188 (2001) 185-198
- Kushiro, I., Satake, H., and Akimoto, S., 1975. CARBONATE-SILICATE REACTIONS AT HIGH PRESSURES AND POSSIBLE PRESENCE OF DOLOMITE AND MAGNESITE IN THE UPPER MANTLE. *Earth and Planetary Science Letters*, 28 (1975) 116-120
- Liou, J.G., 1993. Stabilities of natural epidotes. *Abh.Geol.B.-A.*, ISSN 0378-0864, ISBN 3-900312-85-0, Band 49, S.7-16, Wien, Juni 1993
- Liou, J.G., Hang, R. and Ernst, W.G., 1994. An introduction to ultrahigh-pressure metamorphism. *The Island Arc* (1994) 3, 1-24
- Manning, C.E., and Bohlen, S.R., 1991. The Reaction Titanite + Kyanite = Anorthite + Rutile and Titanite-Rutile Barometry in Eclogites. *Contrib Mineral Petrol* (1991) 109:1-9



- Maruyama, S., Liou, J.G., and Zhang, R., 1994. Tectonic evolution of the ultrahigh-pressure (UHP) and high-pressure (HP) metamorphic belts from central China. *The Island Arc* (1994) 3, 112-121
- Maruyama, S., and Liou, J.G., 1998. Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic + Phanerozoic boundary. *The Island Arc* (1998) 7, 6-35
- Mosenfelder, J.L., and Bohlen, S.R., 1997. Kinetics of the coesite to quartz transformation. *Earth and Planetary Science Letters* 153 (1997) 133–147
- 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 and Planetary Science Letters* 192 (2001) 497-506
- O'Brien, P.J., Zotov, N., Law, R., Khan, M.A., Jan, M.Q., 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*; May 2001; v. 29; no. 5; p. 435–438
- Ogasawara, Y., Fukasawa, K., and Maruyama, S., 2002. Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *American Mineralogist*, Volume 87, pages 454–461, 2002
- Okay, A.I., 1993. Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie shan, China. *Eur. J. Mineral.* 1993, 5, 659-675
- Parkinson, C.D., Miyazaki, K., Wakita, K., Barber, A.J., Carswell, D.A., 1998. An overview and tectonic synthesis of the pre-Tertiary very-high-pressure metamorphic and associated rocks of Java, Sulawesi and Kalimantan, Indonesia. *The Island Arc* (1998) 7, 184-200
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., and Milledge, H.J., 1989. Graphitized diamonds from a periodotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature*, Vol 338, 2 March 1989
- Reinecke, T., 1991. Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, western Alps. *European Journal of Mineralogy* 3, 7-17
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119-33
- Roermund, H.L.M., and Drury, M.R., 1998. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth. *Terra Nova*, 10, 295-301, 1998



- Ross, N.L., and Reeder, R.J., 1992. High-pressure structural study of dolomite and ankerite. *American Mineralogist*, Volume 77, pages 412-421, 1992
- Rubatto, D., and Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*; January 2001; v. 29; no. 1; p. 3–6
- Rumble, D., 1998. Stable Isotope Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. *B.R. Hacker and J.G. Liou (eds.), When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*, 241-259. © 1998 Kluwer Academic Publishers.
- Rumble, D., Giorgis, D., Ireland, T., Zhang, Z., Xu, H., Yui, T.F., Yang, J., Xu, Z., and Liou, J.G., 2002. Low $\delta^{18}\text{O}$ zircons, U-Pb dating, and the age of the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 12, pp. 2299–2306, 2002
- Safonov, O.G., Bindi, L., and Vinograd, V.L., 2011, Potassium-bearing clinopyroxene: a review of experimental, crystal chemical and thermodynamic data with petrological applications. *Mineralogical Magazine*, August 2011, Vol. 75(4), pp. 2467–2484
- Scaillet, S., 1998. K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Geochronology of Ultrahigh Pressure Rocks. *B.R. Hacker and J.G. Liou (eds.), When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*, 161-201. © 1998 Kluwer Academic Publishers
- Schertl, H.P., Schreyer, W., and Chopin, C., 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and PT-path. *Contrib Mineral Petrol* (1991) 108:1 21
- Schreyer, W., 1977. WHITESCHISTS: THEIR COMPOSITIONS AND PRESSURE-TEMPERATURE REGIMES BASED ON EXPERIMENTAL, FIELD, AND PETROGRAPHIC EVIDENCE. *Tectonophysics*, 43 (1977) 127-144
- Schreyer, W., 1988a. Subduction of Continental Crust to Mantle Depths: Petrological Evidence. *EPISODES*, Vol. 11, No. 2, June 1988
- Schreyer, W., 1988b. Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Mineralogical Magazine*, Volume 52, Number 364, March 1988
- Searle, M., Hacker, B.R., and Bilham, R., 2001 The Hindu Kush Seismic Zone as a Paradigm for the Creation of Ultrahigh-Pressure Diamond- and Coesite-Bearing Continental Rocks. *The Journal of Geology*, 2001, volume 109, p. 143–153
- Shutong, X., Okay, A.I., Shouyuan, J., Sengor, A.M.C., Wen, S., Yican, L., Laili, J., 1992. Diamond from the Dabie Shan Metamorphic Rocks and Its Implication for Tectonic Setting. *Science, New Series*, Vol. 256, No. 5053 (Apr. 3, 1992)



Simon, G., and Chopin, C., 2001. Enstatite – sapphirine crack – related assemblages in ultrahigh – pressure pyrope megablasts, Dora – Maira massif, western Alps. *Contrib Mineral Petrol* (2001) 140: 422-440

Smith, D.C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, vol. 310, 23 August 1984

Sobolev, N.V., and Shatsky, V.S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, VOL 343, February 1990

Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F.P., and Menard, T., 1991. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. metamorphic Geol.*, 1991, 8, 683-696

Straume, A.K., and Austrheim, H., 1999. Importance of fracturing during retro-metamorphism of eclogites. *J. metamorphic Geol.*, 1999, 17, 637–652

Tilton, G.R., Schreyer, W., and Schertl, H.P., 1989. Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 53, pp. 1391-1400

Tilton, G.R., Ames, L., Schertl, H.P., and Schreyer, W., 1997. Reconnaissance isotopic investigations on rocks of an undeformed granite contact within the coesite-bearing unit of the Dora Maira Massif. *Lithos* 41 (1997) 25-36

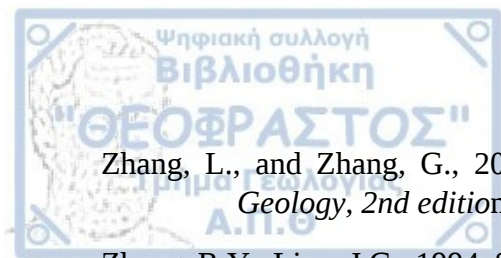
Wang, X., Liou, J.G., and Maruyama, S., 1992. Coesite-Bearing Eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrogenesis, P-T Paths, and Implications for Regional Tectonics. *Journal of Geology*, 1992, volume 100, p. 231-250

Wang, X., and Liou, J.G., 1993. Ultra-high-pressure metamorphism of carbonate rocks in the Dabie Mountains, central China. *J. metamorphic Geol.*, 1993, 11, 575-588

Wichard, J.P., and Balleve, M., 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. metamorphic Geol.* 1988, 6, 135-157

Yang, J., Xu, Z., Song, S., Zhang, J., Wu, C., Shi, R., Li, H., Brunel, M., 2001. Discovery of coesite in the North Qaidam Early Palaeozoic ultrahigh pressure (UHP) metamorphic belt, NW China. *Earth and Planetary Sciences* 333 (2001) 719–724

Ye, K., Yao, Y., Katayama, I., Cong, B., Wang, Q., Maruyama, S., 2000. Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. *Lithos* 52 2000. 157–164



Zhang, L., and Zhang, G., 2020. Ultrahigh Pressure Metamorphism. *Encyclopedia of Geology*, 2nd edition

Zhang, R.Y., Liou, J.G., 1994. Significance of magnesite paragenesis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *American Mineralogist*, Volume 79, pages 397-400, 1994

Zhang, R.Y., Liou, J.G., and Cong, B., 1994. Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su-Lu ultrahigh-P metamorphic terrane, eastern China. *J. metamorphic Geol.*, 1994, 12, 169-186

Zhou, G., Liou, Y.J., Eide, E.A., Liou, J.G., and Ernst, W.G., 1993. High-pressure/low-temperature metamorphism in northern Hubei Province, central China. *J. Met. Geol.*, 1993, 11, 561-574

10.2. Διαδικτυακές Πηγές:

<https://sites.radford.edu/~jtso/GeologyofVirginia/Rocks/GeologyOfVARocks2-5d.html>
(ανακτήθηκε την 02-10-2022)

https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%93%CE%B5%CF%89%CE%B8%CE%B5%CF%81%CE%BC%CE%B9%CE%BA%CE%AE_%CE%B2%CE%B1%CE%B8%CE%BC%CE%AF%CE%B4%CE%B1 (ανακτήθηκε την 04-10-2022)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Terrane> (ανακτήθηκε την 05-10-2022)

https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%A6%CE%B1%CE%BD%CE%B5%CF%81%CE%BF%CE%B6%CF%89%CE%B9%CE%BA%CF%8C%CF%82_%CE%BC%CE%B5%CE%B3%CE%B1%CE%B1%CE%B9%CF%8E%CE%BD%CE%B1%CF%82
(ανακτήθηκε την 15-11-2022)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Pelite> (ανακτήθηκε την 16-11-22)

<https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%93%CE%BD%CE%B5%CF%8D%CF%83%CE%B9%CE%BF%CF%82> (ανακτήθηκε την 16-11-22)

http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm (ανακτήθηκε την 17-11-22)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Sandstone> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Migmatite> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Plagioclase> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Mica> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://en.wikipedia.org/wiki/Feldspar> (ανακτήθηκε την 5-12-22)



<https://en.wikipedia.org/wiki/Hornblende> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://csmgeo.csm.jmu.edu/geollab/fichter/metarx/barrovian.html> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://www.mindat.org/min-1205.html> (ανακτήθηκε την 5-12-22)

<https://www.britannica.com/science/pelitic-rock> (ανακτήθηκε την 5-12-22)