



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΒΑΜΙΑΝΑΚΗ ΕΛΕΝΗ

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (UHT)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2023





BAMIANAKH ELENH

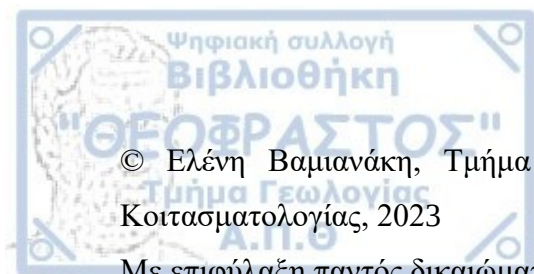
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5562

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (UHT)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-
Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα

Λαμπρινή Παπαδοπούλου



© Ελένη Βαμιανάκη, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

METAMORΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (UHT) – *Διπλωματική Εργασία*

© Eleni Vamianaki, School of Geology, Dept. of Minerology-Petrology-Economic Geology, 2023

All rights reserved.

ULTRA-HIGH TEMPERATURE METAMORPHISM (UHT)– *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.



ΑΦΙΕΡΩΣΗ

*Αυτή η εργασία είναι αφιερωμένη στους γονείς μου
που με έχουν στηρίξει όλα αυτά τα χρόνια
για να πραγματοποιήσω τα όνειρά μου.*

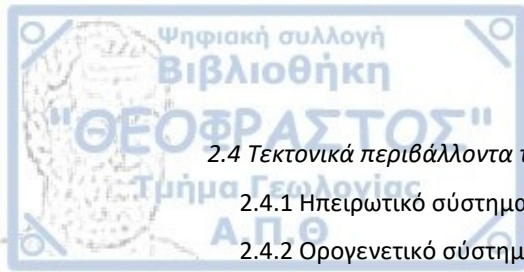


Αναμφισβήτητα, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την υπεύθυνη καθηγήτρια, Λαμπρινή Παπαδοπούλου, για την μεγάλη στήριξη και εμπιστοσύνη που μου έδειξε στην εκπόνηση της πτυχιακής αλλά και τη βοήθεια και την καθοδήγηση που έλαβα κατά τη διάρκεια αυτής. Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω όλο τον θαυμασμό μου προς αυτήν.



Πίνακας περιεχομένων

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	1
ABSTRACT.....	2
ΜΕΡΟΣ ΠΡΩΤΟ. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	3
1.1 Παράγοντες που επηρεάζουν την μεταμόρφωση	4
1.1.1 Η θερμοκρασία.....	4
1.1.2 Η πίεση και οι παραμορφωτικές τάσεις.....	5
1.1.3 Η ορυκτολογική σύσταση του μητρικού πετρώματος	7
1.1.4 Παρουσία ρευστών	7
1.1.5 Διαθέσιμος χρόνος	8
1.2 Ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων.....	8
1.2.1 Μεταμορφωμένα πετρώματα με φύλλωση.....	9
1.2.2 Μεταμορφωμένα πετρώματα χωρίς φύλλωση	14
1.3 Οι αλλαγές κατά τη μεταμόρφωση	17
1.3.1 Ισοφασική μεταμόρφωση	17
1.3.2 Αλλοφασική μεταμόρφωση	18
1.3.3 Ισοχημική μεταμόρφωση	18
1.3.4 Αλλοχημική μεταμόρφωση	19
1.4 Τα είδη της μεταμόρφωσης	19
1.4.1 Η γενική ή καθολική μεταμόρφωση.....	20
1.4.2 Η δυναμική μεταμόρφωση.....	20
1.4.3 Η θερμική μεταμόρφωση ή μεταμόρφωση επαφής.....	21
ΜΕΡΟΣ ΔΕΥΤΕΡΟ	23
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ.....	23
2.1 Ιστορική αναδρομή.....	23
2.2 Μέθοδοι προσδιορισμού των συνθηκών της μεταμόρφωσης UHT	26
2.3 Πηγές θερμότητας.....	29
2.3.1 Ραδιογενής θερμότητα.....	29
2.3.2. Θερμότητα παραμόρφωσης.....	29
2.3.3 Θερμότητα μάγματος.....	30
2.3.4 Θερμική ενέργεια του μανδύα	30



2.4 Τεκτονικά περιβάλλοντα της μεταμόρφωσης UHT.....	31
2.4.1 Ηπειρωτικό σύστημα σύγκρουσης.....	31
2.4.2 Ορογενετικό σύστημα επαύξεσης	33
2.4.3 Επέκταση μετά την σύγκρουση, ενδοηπειρωτική διάρρηξη και μανδυακό διάπυρο	34
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΤΟΠΟΘΕΣΙΕΣ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ.....	36
3.1 Αναγνώριση τοποθεσιών μεταμορφωμένων πετρωμάτων υπερ-υψηλής θερμοκρασίας	36
3.2 Παλαιοπροτεροζωϊκή και κάμβρια μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Νότια Ινδία.....	37
3.3 Μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Σρι Λάνκα	39
3.4 Μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Κίνα	40
3.5 Μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Κεντρική Βραζιλία	42
3.6 Η νεότερη μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στο Δυτικό Σουλαουέζι της Ινδονησίας. ..	43
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	44
Ιστοχώροι	46





Σκοπός της εργασίας αυτής είναι να εξετασθεί η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Στο πρώτο μέρος δίνεται μια γρήγορη εισαγωγή για τα μεταμορφωμένα πετρώματα σχετική με τους παράγοντες που επηρεάζουν την μεταμόρφωση, την ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων, τις αλλαγές κατά την μεταμόρφωση καθώς και τα είδη της μεταμόρφωσης. Στο δεύτερο μέρος αναλύεται η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, οι μέθοδοι προσδιορισμού των συνθηκών της μεταμόρφωσης, οι πηγές θερμότητας καθώς και το γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο εμφανίζεται. Τέλος, δίνονται οι τοποθεσίες όπου έχουν βρεθεί πετρώματα υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, όπως στην Νότια Ινδία, στην Σρι Λάνκα, στην Κεντρική Βραζιλία και στην Ινδονησία.



ABSTRACT

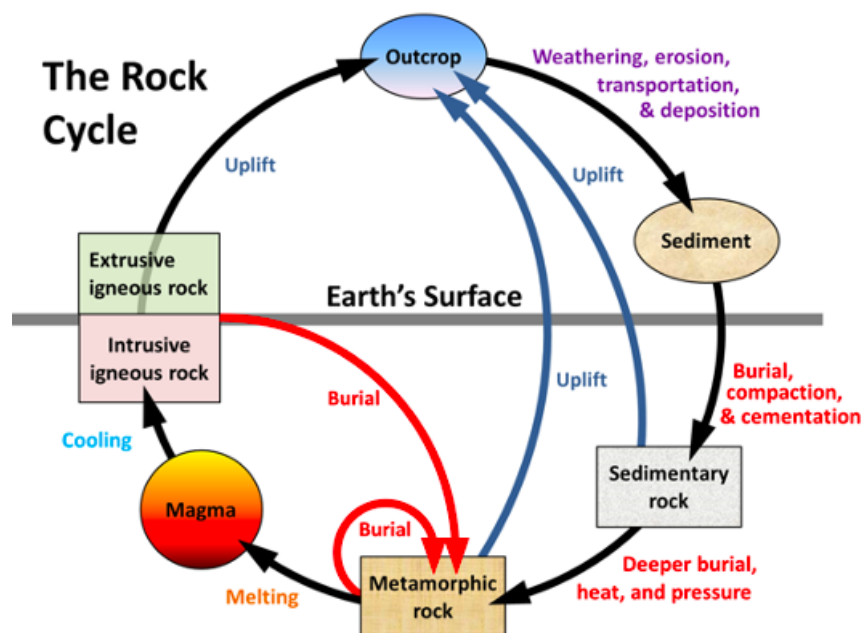
The aim of this Bachelor thesis is to examine ultra-high temperature metamorphism. The first part gives a quick introduction to metamorphic rocks related to factors affecting metamorphism, classification of metamorphic rocks, changes during metamorphism and types of metamorphism. In the second part, ultra-high temperature metamorphism is analysed, as well as the methods used to determine the metamorphic conditions, the sources of heat and the geotectonic environment in which ultra-high temperature metamorphism occurs. Finally, the locations where ultra-high temperature metamorphism occurs are reported, South India, Sri Lanka, Central Brazil and Indonesia.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

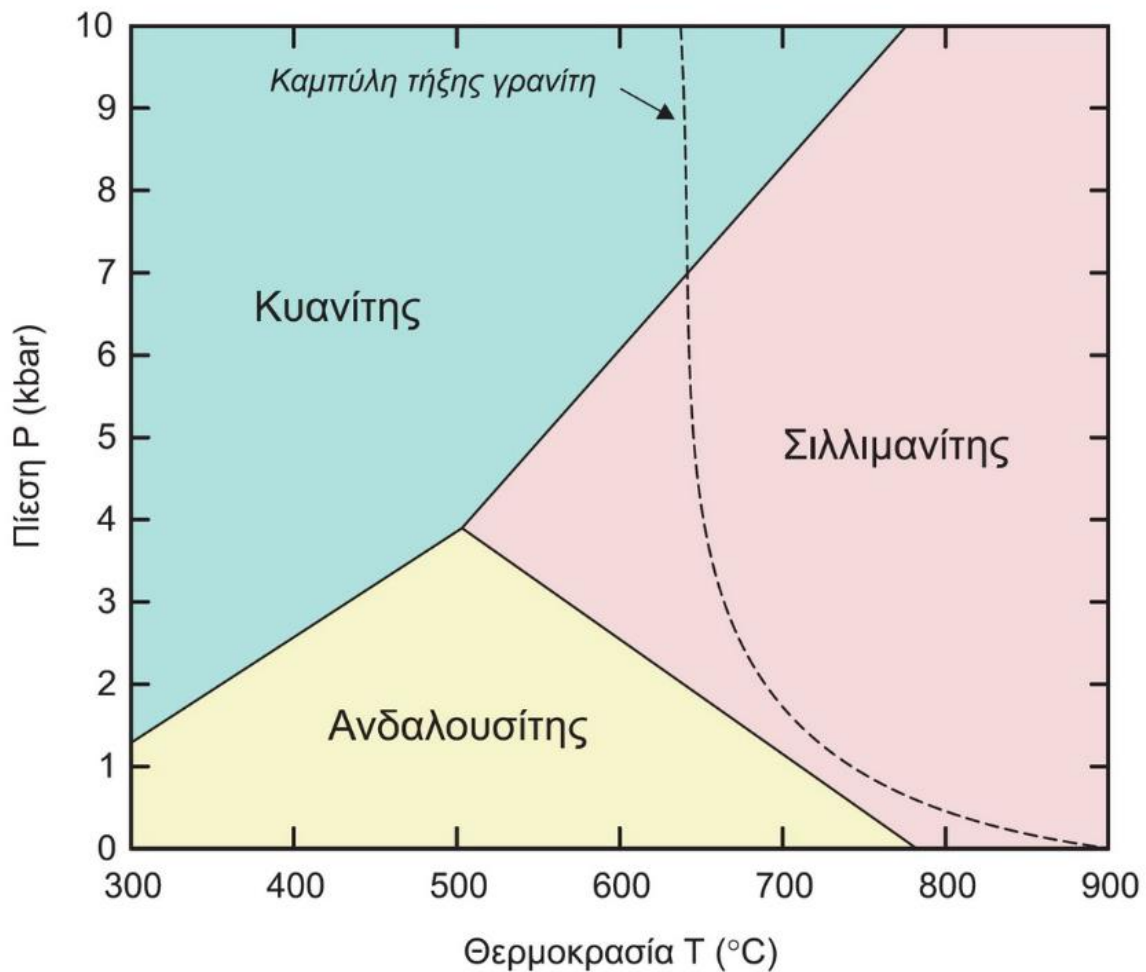
Πριν την ανάπτυξη της υπερ-υψηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωσης αξίζει να αναφερθούν ορισμένες πληροφορίες σχετικές με τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Οι πληροφορίες αυτές σχετίζονται με:

- τους παράγοντες που επηρεάζουν την μεταμόρφωση,
- την ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων,
- τις αλλαγές κατά την μεταμόρφωση
- τα είδη της μεταμόρφωσης.

Αρχικά, να σημειωθεί πως τα μεταμορφωμένα πετρώματα προκύπτουν από πετρώματα τα οποία προϋπάρχουν, είτε ιζηματογενούς προελεύσεως είτε πυριγενούς προελεύσεως, καθώς υποβάλλονται σε διάφορες τροποποιήσεις (Εικόνα 1), όπως χημικές ή ιστολογικές ή ορυκτολογικές, κατά την έκθεσή τους σε υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm). Τυπικά μπορεί να έχουν διαφορετική υφή και ορυκτολογική σύσταση από τα μητρικά τους πετρώματα, όμως η συνολική τους σύσταση να είναι όμοια με αυτά (Earle, 2015).



Εικόνα 1. Ο κύκλος ενός πετρώματος (Earle, 2015).



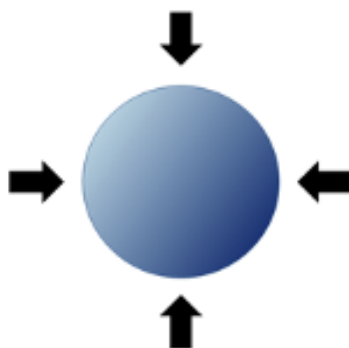
Εικόνα 2. Διάγραμμα φάσεων P-T των τριών πολυμόρφων του Al_2SiO_5 Ανδαλουσίτη - Κυανίτη - Σιλλιμανίτη (http://www.geo.auth.gr/212/1_neso/sillimanite.htm).

1.1.2 Η πίεση και οι παραμορφωτικές τάσεις

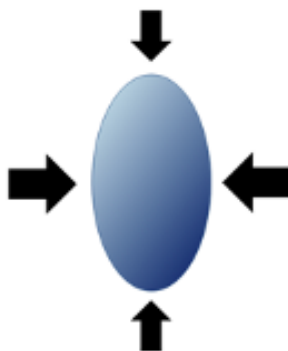
Άλλος ένας βασικός παράγοντας κατά την μεταμόρφωση είναι η μεταβολή της πίεσης. Κατά τη μεταβολή της πίεσης επηρεάζεται η σταθερότητα των ορυκτών, όπως απεικονίζεται και στην Εικόνα 2, καθώς και η υφή των πετρωμάτων. Συνήθως, τα πετρώματα που έχουν δεχτεί υψηλότερες πιέσεις εμφανίζουν μεγαλύτερη πυκνότητα, διότι οι κόκκοι των ορυκτών που αποτελείται το κάθε πέτρωμα συμπιέζεται το ένα με το άλλο (Εικόνα 3). Η πίεση αυτή που ονομάζεται λιθοστατική πίεση, είναι ισότροπη και έχει την ίδια τιμή προς όλες τις κατευθύνσεις.

Κατά κανόνα όμως, οι τάσεις που εφαρμόζονται εντός του φλοιού δεν είναι όμοιες προς όλες τις κατευθύνσεις, εξαιτίας των κινήσεων των τεκτονικών πλακών και ονομάζονται παραμορφωτικές τάσεις. Στο σημείο όπου πραγματοποιείται η σύγκλιση των τεκτονικών

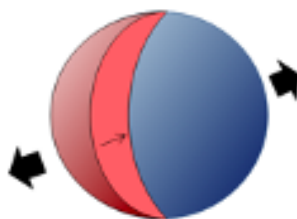
πλακών η τάση που εντοπίζεται κάθετα στην κατεύθυνση της σύγκλισης είναι υψηλότερη συγκριτικά με τις τάσεις των υπόλοιπων κατευθύνσεων (Εικόνα 4). Σε άλλες περιπτώσεις, όπου η ώθηση των τμημάτων του φλοιού λαμβάνει χώρα προς διαφορετικές κατευθύνσεις εμφανίζεται διατμητική τάση (Εικόνα 5). Το κύριο αποτέλεσμα της κατευθυνόμενης τάσης και της διατμητικής τάσης είναι η φύλλωση. Ορισμένα μεταμορφωμένα πετρώματα που δημιουργούνται σε καταστάσεις κατευθυνόμενης τάσης δεν εμφανίζουν απαραίτητα την ιδιότητα αυτή. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αυτών είναι ο χαλαζίτης και το μάρμαρο, καθώς τα ορυκτά, χαλαζίας και ασβεστίτης αντίστοιχα, δεν διαθέτουν την τάση της ευθυγράμμισης (Earle, 2015).



Εικόνα 3. Όμοια εφαρμογή πίεσης προς όλες τις κατευθύνσεις (Earle, 2015).



Εικόνα 4. Κατευθυνόμενη πίεση, με πλευρικές πιέσεις μεγαλύτερες από τις υπόλοιπες (Earle, 2015).



Εικόνα 5. Διατμητική τάση που προέρχεται από την ώθηση διαφορετικών τμημάτων σε διαφορετικές κατευθύνσεις (Earle, 2015).

1.1.3 Η ορυκτολογική σύσταση του μητρικού πετρώματος

Το μητρικό πέτρωμα είναι το βασικότερο δεδομένο για να αρχίσει η διαδικασία της μεταμόρφωσης. Ως μητρικό πέτρωμα θεωρείται ένα ιζηματογενές πέτρωμα, ένα πυριγενές πέτρωμα ή ακόμα και ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα, το οποίο αφού έχει φτάσει στην επιφάνεια της Γης έχει θαφτεί εκ νέου στο φλοιό. Το χαρακτηριστικό που επηρεάζει την ίδια την μεταμόρφωση του πετρώματος είναι η ορυκτολογική σύστασή του. Συνεπώς, όταν το μητρικό πέτρωμα υποβληθεί σε καταστάσεις με αύξηση της θερμοκρασίας και μεταβολή της πίεσης τότε τα περισσότερα ορυκτά από τα οποία απαρτίζεται θα γίνουν ασταθή ενώ στην συνέχεια θα ξεκινήσει η διαδικασία της ανακρυστάλλωσης και η μετατροπή τους σε καινούργια ορυκτά (Earle, 2015).

1.1.4 Παρουσία ρευστών

Η παρουσία ρευστών είναι εξίσου ένας παράγοντας που επηρεάζει την μεταμορφική διαδικασία. Αρχικά, τα ρευστά έχουν την ικανότητα να μεταφέρουν τα ιόντα εντός των ορυκτών αλλά και μεταξύ αυτών, αυξάνοντας έτσι το ρυθμό των αντιδράσεων που πραγματοποιούνται. Ουσιαστικά, καταφέρνει να επιταχύνει την διαδικασία της μεταμόρφωσης χωρίς απαραίτητα να αλλάζει το αποτέλεσμα αυτής, ή να επιτυγχάνει την ολοκλήρωση των μεταμορφικών διεργασιών που δεν θα είχαν την δυνατότητα να ολοκληρωθούν σε δεδομένο χρόνο. Επίσης, υπάρχει περίπτωση τα ρευστά, θερμά ή μη, να έχουν σημαντικές συγκεντρώσεις διαλυμένων ουσιών, τα οποία κατά συνέπεια μετακινούνται μέσα στο φλοιό. Συνεπώς, διευκολύνεται η μεταφορά των ιόντων από το ένα σημείο στο άλλο, γεγονός ιδιαίτερα σημαντικό για τις υδροθερμικές διεργασίες και για τον σχηματισμό ορυκτών

κοιτασμάτων (Earle, 2015). Σε αυτή τη φάση, αξίζει να σημειωθεί πως το κρίσιμο σημείο του καθαρού H_2O είναι οι $374^{\circ}C$ και τα 21,8 MPa, ενώ αν περιέχονται διαλυμένα άλλα ιόντα ή οξείδια, τότε το κρίσιμο σημείο επεκτείνεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις (Winter, 2001).

1.1.5 Διαθέσιμος χρόνος

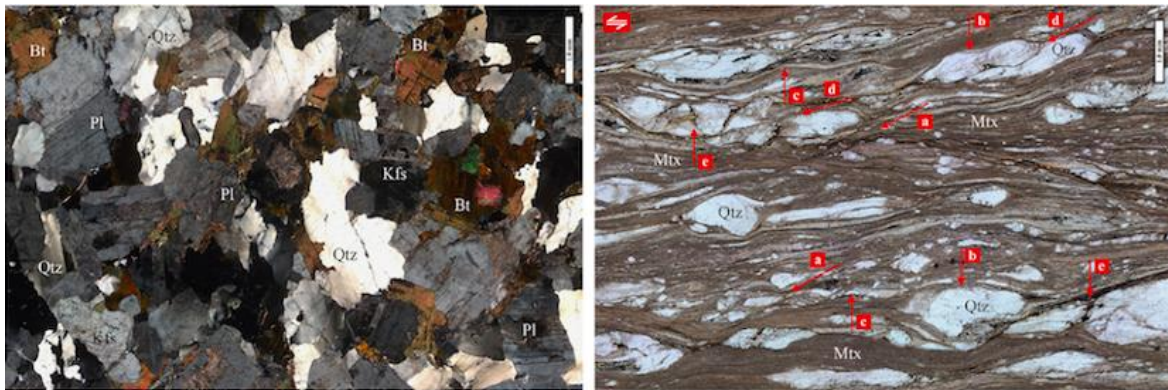
Ο τελευταίος παράγοντας για την ολοκλήρωση της μεταμόρφωσης είναι ο διαθέσιμος χρόνος. Συνήθως, το μεγαλύτερο μέρος των διεργασιών της μεταμόρφωσης και των αντιδράσεων πραγματοποιούνται με αργούς ρυθμούς. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι πως κατά τη μεταμορφική διεργασία η δημιουργία νέων ορυκτών μέσα στο μητρικό πέτρωμα είναι σχεδόν 1 mm ανά εκατομμύριο χρόνια. Κατά αυτόν τον τρόπο, είναι αυτονόητο πως οι διεργασίες είναι ανέφικτο να μελετηθούν εντός του εργαστηρίου (Earle, 2015).

Μία ακόμη εξαιρετικά αργή διαδικασία είναι οι τεκτονικές διεργασίες που προκαλούν τη μεταμόρφωση των πετρωμάτων. Το πιο σημαντικό μεταμορφικό γεγονός λαμβάνει χώρα μέσα στις ρίζες των οροσειρών, χιλιόμετρα βαθιά στο φλοιό. Για τη δημιουργία μίας οροσειράς απαιτούνται δεκάδες εκατομμύρια χρόνια και εξίσου άλλα τόσα χρόνια για να διαβρωθεί μέχρις ότου να είναι ορατή η μεταμόρφωση των πετρωμάτων της (Earle, 2015).

1.2 Ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων

Η ευρέως διαδεδομένη ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων βασίζεται στην παρουσία ή απουσία φύλλωσης. Στα μεταμορφωμένα πετρώματα που απουσιάζει η φύλλωση και επομένως ο προσανατολισμός των κρυστάλλων των ορυκτών, ο σχηματισμός τους επηρεάζεται από την παρουσία ισότροπης πίεσης ή η δημιουργία τους συμβαίνει κοντά στην επιφάνεια, όπου η πίεση είναι χαμηλότερη. Ο σχηματισμός τέτοιων πετρωμάτων προκύπτει ακόμη όταν το μητρικό πέτρωμα απαρτίζεται από ορυκτά, όπως ο ασβεστίτης και ο χαλαζίας, όπου η μορφή των κρυστάλλων αυτών των ορυκτών δεν επιτρέπει τον προσανατολισμό τους. Σε καταστάσεις έντονης παραμόρφωσης, ακόμη και πετρώματα που περιέχουν αυτά τα ορυκτά μπορούν να εμφανίσουν φύλλωση (Εικόνα 6), καθώς κάτω από έντονες παραμορφωτικές τάσεις υπάρχει η δυνατότητα να συμπιεστούν ορυκτά, όπως ο χαλαζίας, δίνοντας ως αποτέλεσμα επιμήκεις μορφές ορυκτών.

(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).



Εικόνα 6. Εικόνες μικροσκοπίου από την οροσειρά των Δυτικών Καρπαθίων, κλίμακας 1 mm. Αριστερά απεικονίζεται ένας γρανοδιוריτής ο οποίος αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστο, καλιούχο άσπριο, χαλαζία και βιοτίτη. Η μικροσκοπική εικόνα δίνεται με διασταυρωμένο πολωμένο φως. Δεξιά διακρίνεται ένας μυλωνίτης, ο οποίος προκύπτει από την ακραία παραμόρφωση του γρανοδιוריτή. Στην μικροσκοπική εικόνα, η οποία δίνεται με παράλληλα πολωμένο φως, φαίνεται η μυλωνιτική υφή με πορφυροκλάστες χαλαζία (Farkašonský, et al., 2016).

1.2.1 Μεταμορφωμένα πετρώματα με φύλλωση

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα με φύλλωση αποτελούνται από τέσσερεις τύπους, οι οποίοι αναφέρονται κατά σειρά βαθμού μεταμόρφωσης, και είναι ο αργιλικός σχιστόλιθος (slate), ο φυλλίτης (phyllite), ο σχιστόλιθος (schist) και ο γνεύσιος (gneiss) (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.1.1 Αργιλικός Σχιστόλιθος (slate)

Ο αργιλικός σχιστόλιθος (slate) σχηματίζεται υπό χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Αποτελείται από αργιλικά ορυκτά, κρυστάλλους μαρμαρυγία κυρίως, που αναπτύχθηκαν κάθετα προς τη διεύθυνση της μέγιστης τάσης. Όπως διακρίνεται και στην Εικόνα 7, έχει την τάση να σπάει σε λεπτές επίπεδες πλάκες.

(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).



Εικόνα 7. Αριστερά απεικονίζεται ο αργιλικός σχιστόλιθος ο οποίος έχει σπάσει σε λεπτές επίπεδες πλάκες. Δεξιά απεικονίζεται ο αρχικός πηλόλιθος από τον οποίο προέκυψε ο αργιλικός σχιστόλιθος (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.1.2 Φυλλίτης (phyllite)

Η διαφορά του φυλλίτη με τον αργιλικό σχιστόλιθο είναι πως ο φυλλίτης έχει εκτεθεί σε υψηλότερες θερμοκρασίες δίνοντας ως αποτέλεσμα μεγαλύτερους κρυστάλλους μαρμαρυγιών. Αν και οι μαρμαρυγίες συνεχίζουν να μην είναι ορατοί σαν μεμονωμένοι κρύσταλλοι, αφήνουν μια λάμψη στην επιφάνεια του πετρώματος, εξαιτίας του μεγαλύτερου μεγέθους τους. Χαρακτηριστικό του φυλλίτη (Εικόνα 8) είναι η ύπαρξη μικροπτυχώσεων σε σχέση με τον αργιλικό σχιστόλιθο (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

Phyllite



Photo by Chadmull

10 cm



Εικόνα 8. Αριστερά απεικονίζεται ο φυλλίτης με την λάμψη στην επιφάνεια. Δεξιά εμφανίζεται ο ίδιος τύπος πετρώματος στην πόλη Sopron της Ουγγαρίας (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.1.3 Σχιστόλιθος (schist)

Ο σχιστόλιθος (schist) σχηματίζεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις. Αποτελείται από κρυστάλλους μαρμαρυγία, οι οποίοι έχουν μέγεθος τέτοιο που είναι διακριτοί με γυμνό μάτι. Ορισμένες μεμονωμένες επιφάνειες κρυστάλλων του πετρώματος υπάρχει πιθανότητα να γυαλίζουν όταν το πέτρωμα στρέφεται στο φως. Επίσης ορατός, όταν υπάρχει, είναι και ο γρανάτης (Εικόνα 9). Συχνά ο σχιστόλιθος μπορεί να αποτελείται από ένα μόνο ορυκτό.

(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).



Εικόνα 9. Σχιστόλιθος με κοντινή όψη των κρυστάλλων μαρμαρυγίας και γρανάτη
(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>)

1.2.1.4 Γνεύσιος (gneiss)

Ο γνεύσιος είναι κατά σειρά ο υψηλότερος στην ταξινόμηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων με φύλλωση, βάση του βαθμού μεταμόρφωσης, καθώς σχηματίζεται στις υψηλότερες πιέσεις και θερμοκρασίες ενώ χαρακτηρίζεται από αρκετά μεγάλους κρυστάλλους (Εικόνα 10). Ο γνεύσιος διαχωρίζεται σε χρωματικές ζώνες, σύμφωνα με τα ορυκτά που διαθέτει, τα οποία ορίζουν ταυτοχρόνως και τη φύλλωσή του. Οι σκουρόχρωμες ζώνες αποτελούνται κυρίως από αμφιβόλους ενώ οι ανοιχτόχρωμες ζώνες απαρτίζονται από χαλαζία και αστρίους. Σπανίως, και σε μικρές ποσότητες, μπορούν να εμφανιστούν μαρμαρυγίες στο πέτρωμα, καθότι σχηματίζεται σε υψηλές θερμοκρασίες όπου οι μαρμαρυγίες δεν είναι σταθεροί (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).



Εικόνα 10. Γνεύσιος στον κόλπο Beltevigga στην Νορβηγία
(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

Ο αργιλικός σχιστόλιθος (slate) και ο φυλλίτης σχηματίζονται κυρίως από ιλυόλιθους ενώ ο σχιστόλιθος (schist) και ο γνεύσιος σχηματίζονται από διάφορα μητρικά πετρώματα, όπως ιλυόλιθους, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή καθώς και μια σειρά τόσο ηφαιστειακών όσο και πλουτωνικών πυριγενών πετρωμάτων. Ωστόσο η ονομασία των δύο τελευταίων μεταμορφωμένων πετρωμάτων προκύπτει σύμφωνα με τα σημαντικά ορυκτά που περιέχονται στο πέτρωμα (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>). Ο σχιστόλιθος (schist), ο οποίος προέχεται από βασικά πυριγενή πετρώματα, όπως βασάλτες, γάββροι και δολερίτες, ή ακόμα από ανάδρομη μεταμόρφωση αμφιβολιτών και βιοτιτικών σχιστολίθων, ονομάζεται πρασινοσχιστόλιθος και αποτελείται κυρίως από αλβίτη, χλωρίτη, επίδοτο (Εικόνα 11.α.). Κάποιος που προέρχεται από αργιλοπηλικά και μαργαϊκά ιζήματα ονομάζεται μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος καθώς περιέχει μοσχοβίτη και βιοτίτη (Εικόνα 11.β.). Κάποιος άλλος σχιστόλιθος που προέρχεται από γαββρικά πετρώματα, μαγνησιούχες μάργες ή και ασβεστοδολομιτικά ιζήματα ονομάζεται αμφιβολιτικός σχιστόλιθος και αποτελείται από αμφίβολο, ίσως μικροποσότητες από πλαγιόκλαστα, χαλαζία, χλωρίτη ή και βιοτίτη (Εικόνα 11.γ.). Μία ακόμη περίπτωση σχιστόλιθου είναι ο ταλκικός σχιστόλιθος, ο οποίος προέρχεται από γαββρικά και υπερβασικά πετρώματα και αποτελείται κατά κύριο λόγο από τάλκη (Εικόνα 11.δ.). Τέλος, είναι ο γλαυκοφαντικός σχιστόλιθος (Εικόνα 11.ε.), ο οποίος ονομάζεται έτσι διότι αποτελείται από γλαυκοφανή, ο οποίος είναι νατριούχα αμφίβολος με χαρακτηριστικό κυανό χρώμα, και

προέρχεται από γαββρικά πετρώματα και σε περιοχές όπου η πίεση είναι υψηλή αλλά η θερμοκρασία χαμηλή (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)



Εικόνα 11. α. Πρασινοσχιστόλιθος, β. Μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος, γ. Αμφιβολιτικός σχιστόλιθος, δ. Ταλκικός σχιστόλιθος, ε. Γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος.
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

1.2.2 Μεταμορφωμένα πετρώματα χωρίς φύλλωση

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα τα οποία σχηματίζονται σε συνθήκες χαμηλής πίεσης ή σε συνθήκες υπό την επίδραση ισότροπης πίεσης, η οποία παρουσιάζεται όμοια προς όλες τις κατευθύνσεις, δεν εμφανίζουν φύλλωση. Στις περισσότερες περιπτώσεις αυτό συμβαίνει διότι τα πετρώματα δεν εντοπίζονται σε μεγάλο βάθος, και η θερμότητα που απαιτείται για τη μεταμόρφωση προέρχεται από μάγμα, το οποίο έχει μετακινηθεί στο πάνω μέρος του φλοιού. Η μεταμόρφωση λόγω της επαφής του πετρώματος με το μάγμα ονομάζεται μεταμόρφωση επαφής και θα αναλυθεί παρακάτω, στην υποενότητα 1.4. Ορισμένα χαρακτηριστικά παραδείγματα τέτοιων πετρωμάτων είναι το μάρμαρο, ο χαλαζίτης και ο κερατίτης

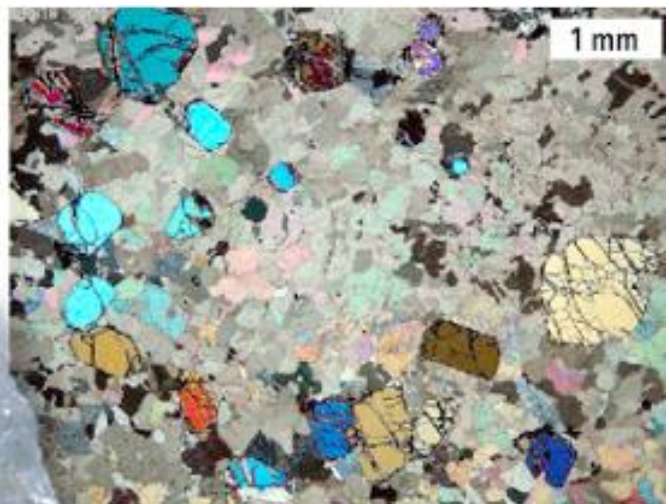
(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.2.1 Μάρμαρο

Το μάρμαρο χαρακτηρίζεται ως μονόμεικτο πέτρωμα και αποτελεί προϊόν ανακρυστάλλωσης των ασβεστολίθων. Συνήθως το αρχικό πέτρωμα είναι καθαρός ασβεστίτης επομένως, το μάρμαρο έχει λευκή όψη (Εικόνα 12). Μάρμαρα τα οποία έχουν μικρές ποσότητες μαρμαρυγιών δίνεται η ονομασία σιπολίνες.

(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)

Marble



Εικόνα 12. Αριστερά απεικονίζεται ένα δείγμα καθαρού μαρμάρου. Δεξιά και στο πάνω μέρος είναι μια εικόνα από μικροσκόπιο και κάτω δεξιά φαίνεται ένα δείγμα μαρμάρου, το οποίο φαίνεται πως το μητρικό πέτρωμα ασβεστόλιθου αποτελούταν και με άλλα συστατικά πέρα από ασβεστίτη (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.2.2 Χαλαζίτης

Το μητρικό πέτρωμα του χαλαζίτη (Εικόνα 13) είναι οι ψαμμίτες ή οι χαλαζιακές φλέβες και αποτελείται κυρίως από χαλαζία, με ποσοστό μεγαλύτερο από 85%, καθώς και από σερικίτη, άστρο και άλλα ορυκτά (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm). Ωστόσο, αξίζει να αναφερθεί πως ο χαλαζίτης ακόμα και αν συμβεί η μεταμόρφωσή του υπό κατευθυνόμενη πίεση, δεν θα εμφανίζει φύλλωση, διότι δεν προσανατολίζονται οι κόκκοι χαλαζία υπό την εφαρμογή κατευθυνόμενης πίεσης.

(<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).



Εικόνα 13. Αριστερά φαίνεται ένα πέτρωμα χαλαζίτη από την οροσειρά Baraboo και δεξιά μία μικροσκοπική εικόνα χαλαζίτη, στην οποία πάνω αριστερά παρατηρείται μια μικρή ευθυγράμμιση των κόκκων με κατεύθυνση BA-NA (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

1.2.2.3 Κερατίτης

Ο κερατίτης είναι ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα, το οποίο δεν παρουσιάζει σχιστότητα και συνήθως προέρχεται από θερμομεταμόρφωση επαφής λεπτόκοκκων πετρωμάτων. Παρατηρείται πως οι κρύσταλλοι έχουν τυχαίο προσανατολισμό καθώς η πίεση που λαμβάνει χώρα κατά την μεταμόρφωση δεν είναι υψηλή προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση. Οπτικά, φαίνεται να παρουσιάζει ζώνες, που σε πολλές περιπτώσεις θυμίζουν τον γνεύσιο. Αυτές οι ζώνες αντικατοπτρίζουν εναλλαγές ψαμμίτη με αργιλικό σχιστόλιθο στο αρχικό, μητρικό πέτρωμα (Εικόνα 14.α). Η μικροσκοπική του εικόνα θυμίζει ένα μωσαϊκό (Εικόνα 14.β) και ο ιστός του ονομάζεται γρανοβλαστικός (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm,



Εικόνα 14. α. Δείγμα κερατίτη ιζηματογενούς μητρικού πετρώματος από την περιοχή Novosibirsk της Ρωσίας, β. Μικροσκοπική εικόνα κερατίτη με μαρμαρυγίες τυχαίου προσανατολισμού (<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>).

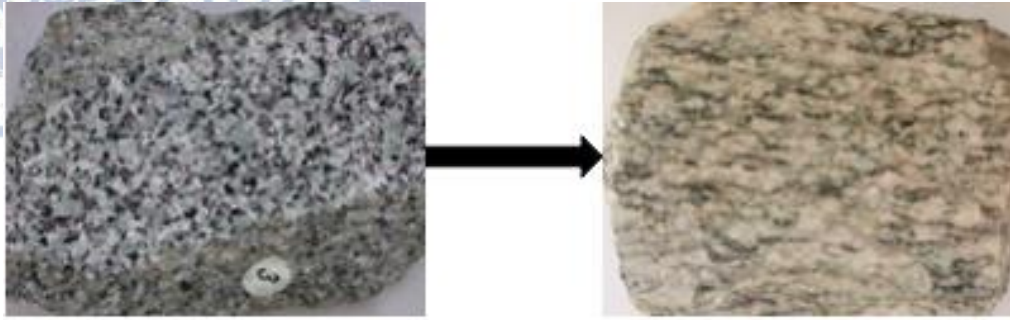
1.3 Οι αλλαγές κατά τη μεταμόρφωση

Οι αλλαγές που λαμβάνουν χώρα κατά τη μεταμόρφωση επηρεάζουν τόσο την ορυκτολογική σύσταση του μητρικού πετρώματος όσο και τη χημική του σύσταση. Οι τροποποιήσεις που συμβαίνουν κατά τη μεταμόρφωση χωρίζονται σε τέσσερις κατηγορίες οι οποίες είναι:

- ισοφασική,
- αλλοφασική,
- ισοχημική,
- αλλοχημική.

1.3.1 Ισοφασική μεταμόρφωση

Η ισοφασική μεταμόρφωση αντικατοπτρίζει τη μεταβολή μόνο του ιστού του μητρικού πετρώματος. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της συγκεκριμένης μεταβολής είναι ο γρανίτης που μετατρέπεται σε γνεύσιο (Εικόνα 15). Τόσο ο γρανίτης όσο και ο γνεύσιος αποτελούνται από χαλαζία, μαρμαρυγίες και αστρίους, όμως ο ιστός του γρανίτη είναι ολοκρυσταλλικός ενώ του γνεύσιου λεπιδοβλαστικός. (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)



Εικόνα 15. Ισοφασική μεταμόρφωση γρανίτη σε γνέσιο
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)

1.3.2 Αλλοφασική μεταμόρφωση

Κατά την αλλοφασική μεταμόρφωση παρατηρείται μεταβολή τόσο του ιστού όσο και της ορυκτολογικής σύστασης. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της συγκεκριμένης μεταμόρφωσης είναι η μετατροπή αργιλικού σχιστόλιθου, ο οποίος αποτελείται από αργιλικά ορυκτά, σε γνέσιο (Εικόνα 16), ο οποίος αποτελείται, όπως προαναφέρθηκε, από χαλαζία, μαρμαρυγίες και αστρίους (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).



Εικόνα 16. Αλλοφασική μεταμόρφωση αργιλικού σχιστόλιθου σε γνέσιο
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

1.3.3 Ισοχημική μεταμόρφωση

Ισοχημική μεταμόρφωση ονομάζεται η μεταμόρφωση κατά την οποία η χημική σύσταση του μητρικού πετρώματος παραμένει ίδια. Ένα παράδειγμα είναι ο ασβεστόλιθος, ο οποίος αποτελείται από ασβεστίτη (CaCO_3), ανακρυσταλλώνεται και μετατρέπεται σε μάρμαρο (Εικόνα 17), το οποίο έχει όμοια ορυκτολογική και χημική σύσταση (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).



Εικόνα 17. Ισοχημική μεταμόρφωση ασβεστόλιθου σε μάρμαρο
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

1.3.4 Αλλοχημική μεταμόρφωση

Αλλοχημική ονομάζεται η μεταμόρφωση κατά την οποία παρατηρείται μεταβολή της χημικής σύστασης του μητρικού πετρώματος. Για παράδειγμα, ένα ανθρακικό πέτρωμα, όπως είναι το μάρμαρο ή ο ασβεστόλιθος, το οποίο αποτελείται από ασβεστίτη (CaCO_3), κατά την θερμομεταμόρφωση επαφής μετατρέπεται σε skarn (Εικόνα 18), που απαρτίζεται από ασβεστοπυριτικά ορυκτά (Ca, Fe, Al, Si).

(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).



Εικόνα 18. Αλλοχημική μεταμόρφωση ασβεστόλιθου σε skarn
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)

1.4 Τα είδη της μεταμόρφωσης

Τα είδη της μεταμόρφωσης εξαρτώνται από τους παράγοντες που δρουν κατά τη μεταμόρφωση, είναι τρία στο σύνολο και είναι τα εξής:

- η γενική ή και καθολική μεταμόρφωση,
- η δυναμική μεταμόρφωση,

1.4.1 Η γενική ή καθολική μεταμόρφωση

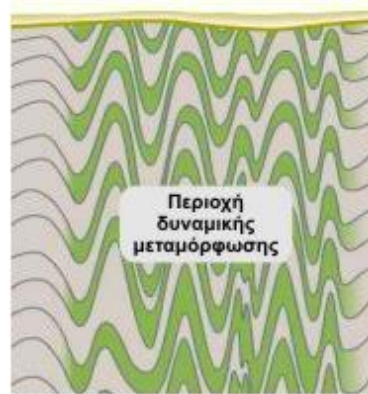
Η γενική μεταμόρφωση είναι η πιο συχνή μεταμόρφωση ενώ οι κύριοι παράγοντες που την προκαλούν είναι η πίεση και η θερμοκρασία. Οι τιμές αυτών ποικίλουν ενώ μπορεί να συμμετέχουν και τα ρευστά. Τα προϊόντα που προκύπτουν χαρακτηρίζονται ως «μεγάλου όγκου» και συσχετίζονται με ορογενετική δράση. Εντοπίζεται εξίσου σε ζώνες με μεγάλη ευκινησία, όπως είναι τα γεωσύγκλινα στα οποία το πάχος των ιζημάτων της λεκάνης μπορεί να ξεπεράσει τα 35 χιλιόμετρα. Για παράδειγμα, σε βάθος 20 χιλιομέτρων, όπου η μέση γεωθερμική βαθμίδα αγγίζει τους 20-25°C/km, έχουμε χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση, ενώ καθώς η θερμοκρασία φτάνει περίπου τους 400 °C έως 500 °C έχουμε μέσου βαθμού. Σε περιπτώσεις όπου εντοπίζονται πτυχώσεις, αυξάνει το πάχος των ιζημάτων, άρα αυξάνει η θερμοκρασία και κατά συνέπεια ο βαθμός μεταμόρφωσης. Στα 35 km, όπου φτάνουν τα γεωσύγκλινα, η λιθοστατική πίεση αγγίζει τα 10 Kbars, καθώς έχει τιμές 250-300bars/km. Στο σημείο αυτό αξίζει να τονιστεί πως η καθολική μεταμόρφωση επιτυγχάνεται σε θερμοκρασίες από 400 °C έως 800 °C και σε πιέσεις από 3 Kbars έως 10 Kbars (<https://eclass.upatras.gr/modules/document/index.php?course=GEO390&openDir=/5f91850cBIOj>)

1.4.2 Η δυναμική μεταμόρφωση

Η δυναμική μεταμόρφωση είναι το αποτέλεσμα ισχυρών παραμορφωτικών τάσεων (Εικόνα 19). Παρατηρείται πως οι θερμοκρασίες που επικρατούν έχουν χαμηλές τιμές συγκριτικά με άλλους τύπους μεταμόρφωσης. Συχνά εντοπίζεται ο θρυμματισμός του πετρώματος, υπό την δράση χαμηλών πιέσεων και θερμοκρασιών. Οι περιοχές που συναντάται συνήθως η δυναμική μεταμόρφωση είναι τα ρήγματα, οι ζώνες ολίσθησης και οι επωθήσεις (http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm, <https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/>). Τέλος, σε μικρά βάθη, λόγω της παρουσίας των ρηγμάτων, παρατηρείται η δημιουργία τεκτονικών λατυποπαγών χωρίς ανακρυστάλλωση, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη, όπου

οι θερμοκρασίες είναι υψηλότερες, υπάρχει πιθανότητα εντοπισμού τοπικής ανακρυστάλλωσης ή ακόμα και ανάτηξης

(<https://eclass.upatras.gr/modules/document/index.php?course=GEO390&openDir=/5f91850cBIOj>).

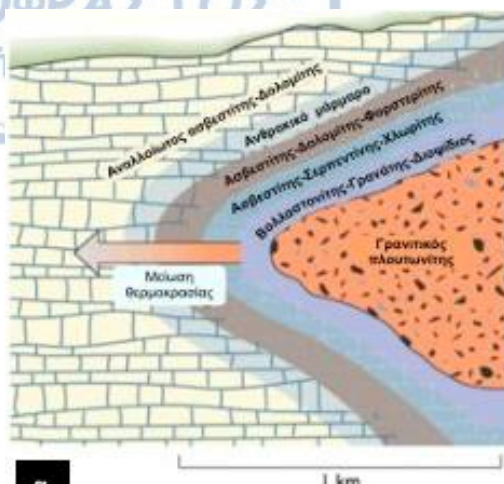


Εικόνα 19. Απεικόνιση της δυναμικής παραμόρφωσης
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

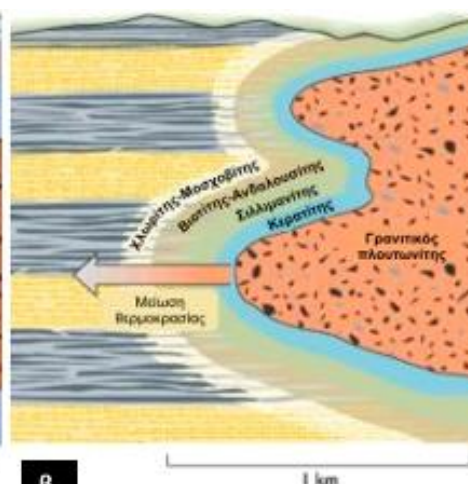
1.4.3 Η θερμική μεταμόρφωση ή μεταμόρφωση επαφής

Η θερμική μεταμόρφωση επηρεάζεται κατά κύριο λόγο από τη θερμοκρασία αλλά και από τα ρευστά διαλύματα, ή αλλιώς ρευστά συστατικά, τα οποία προέρχονται κυρίως από ένα πυριγενές πέτρωμα. Το πάχος της θερμομεταμόρφωσης ενός πετρώματος μπορεί να ξεκινήσει από λίγα εκατοστά και να φτάσει έως εκατοντάδες μέτρα. Η ζώνη όπου έχει πραγματοποιηθεί η μεταμόρφωση ονομάζεται «άλως μεταμόρφωσης», ενώ το πλάτος της σχετίζεται με το μέγεθος της διείσδυσης και το είδος αυτής. Όπως αναφέρθηκε και στην υποενότητα 1.3.4, σε περιπτώσεις θερμομεταμόρφωσης ασβεστολιθικών πετρωμάτων από όξινα μάγματα σχηματίζεται skarn (Εικόνα 20.α), ενώ σε περίπτωση επαφής μάγματος με άλλο πέτρωμα σχηματίζεται κερατίτης (Εικόνα 20.β). Οι μεταμορφικές μεταβολές παρατηρείται πως είναι εντονότερες σε σημεία κοντά στην επαφή της διείσδυσης. Η σειρά ονομάζεται «σειρά προοδευτικής μεταμόρφωσης» και ξεκινάει από αμεταμόρφωτα έως και τα πιο μεταμορφωμένα πετρώματα, τους κερατίτες

(<https://eclass.upatras.gr/modules/document/index.php?course=GEO390&openDir=/5f91850cBIOj>, http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm)



α



β



Εικόνα 20. α. Σχηματισμός skarn β. Σχηματισμός κερατίτη
(http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm).

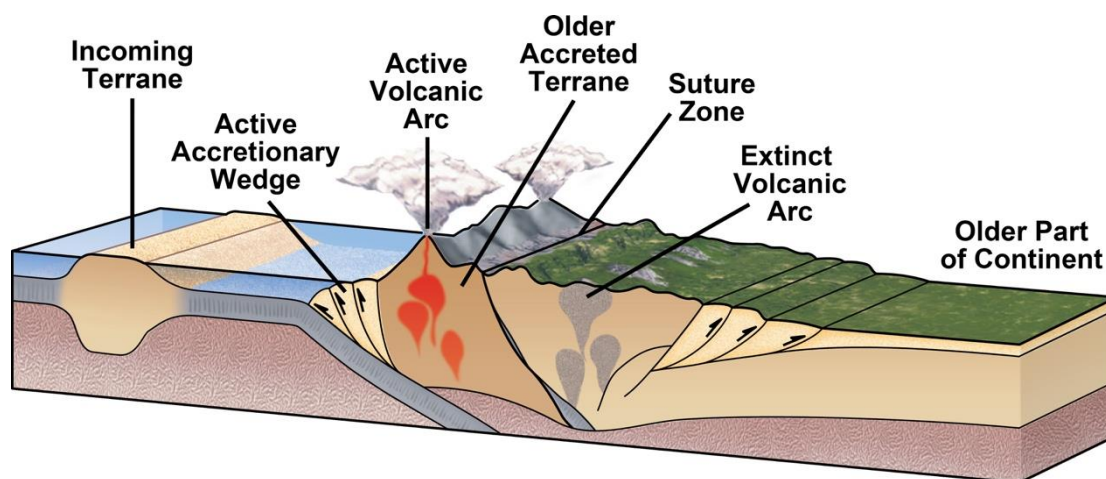
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΥΠΕΡ-ΥΨΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας (UHT) αντιπροσωπεύει μια εξαιρετικά ακραία περίπτωση μεταμόρφωσης του φλοιού με θερμοκρασίες οι οποίες ξεπερνούν τους 900 °C και μεσαίες πιέσεις που ξεκινούν τα 7 kbar και καταλήγουν να λαμβάνουν τιμές έως και 13 kbar. Ο φλοιός υπάρχει πιθανότητα να μην παρουσιάσει τήξη ή να τηχθεί μερικώς, γεγονός που λαμβάνει χώρα σε πετρώματα γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Μεταμορφωμένα πετρώματα υπερ-υψηλής θερμοκρασίας εμφανίζονται τόσο σε εκτατικά τεκτονικά περιβάλλοντα όσο και σε συμπιεστικά (Lei & Xu, 2018). Αναγνωρίζονται από την παρουσία ορυκτών συσσωματωμάτων που είναι πλούσια σε Mg-Al (μαγνήσιο και αργίλιο), δηλαδή σε πηλικά και σε πιο πυριτικά πετρώματα (Chetty, 2017). Για την εκτίμηση της μεταμόρφωσης UHT χρησιμοποιούνται τα μη συμβατικά γεωθερμοβαρόμετρα, στα οποία συμπεριλαμβάνονται τα θερμόμετρα που βασίζονται στην συγκέντρωση Ti στο ζirkόνιο (Ti-in-zircon = TIZ) και στη συγκέντρωση Zr στο ρουτίλιο (Zr-in-rutile = ZIR) καθώς και μοντέλα ισορροπίας φάσης. Στην συνέχεια αναλύεται το ιστορικό για την έρευνα που έχει πραγματοποιηθεί για τη μεταμόρφωση UHT, τις μεθόδους προσδιορισμού των συνθηκών της μεταμόρφωσης UHT, τις πηγές θερμότητας και τις τεκτονικές διεργασίες της μεταμόρφωσης UHT (Lei & Xu, 2018).

2.1 Ιστορική αναδρομή

Μετά τη μεταμόρφωση υπερ-υψηλής πίεσης (UHP) βασικό μέλημα των ερευνητών ήταν η μελέτη της μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής θερμοκρασίας (UHT). Μέσω της έρευνας δόθηκε η δυνατότητα να κατανοηθούν θέματα σχετικά με τις θερμικές ιδιότητες του φλοιού στο γεωδυναμικό μοντέλο καθώς και την προέλευση και εξέλιξη των υπερ-ηπείρων. Συγκεκριμένα, ζωτικής σημασίας χαρακτηρίζεται η μεταμόρφωση σε συνθήκες HP-UHT (υψηλής πίεσης – υπερ-υψηλής θερμοκρασίας) προκειμένου να κατανοηθεί η φύση και η δομή του φλοιού στα βαθύτατα στρώματα, η ηπειρωτική διεπιφανειακή αλληλεπίδραση, ενώ παράλληλα κατανοείται η υποβύθιση, η εξέλιξη και η γεωδυναμική των ορογενών (Lei & Xu, 2018).

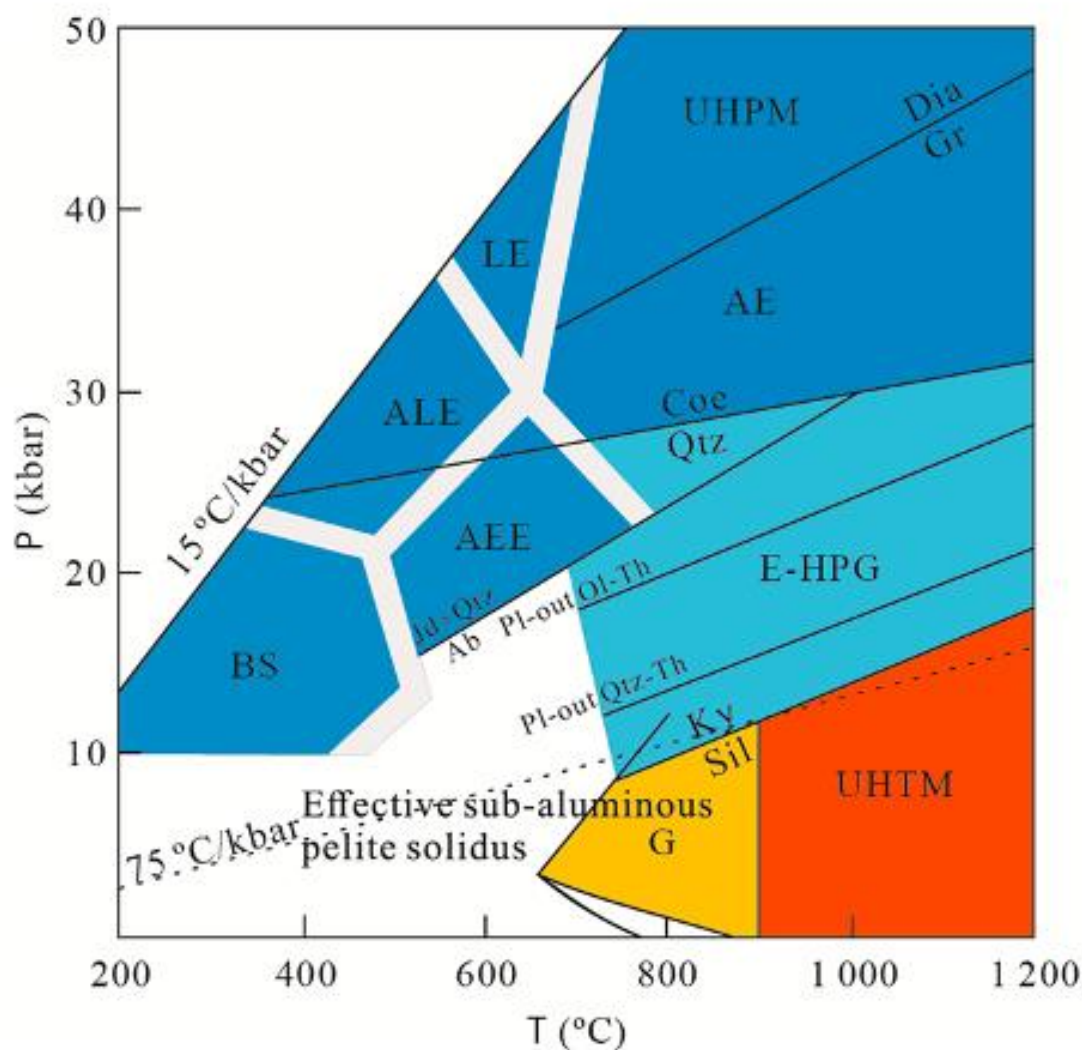
Το 1968 ο Dallwitz ήταν ο πρώτος που ανέφερε ένα μεταμορφωμένο πηλτικό πέτρωμα με ορυκτολογική σύσταση από ζάπφειρο και χαλαζία στην περιοχή Enderby, που βρίσκεται στην Ανατολική Ανταρκτική, όμως δεν έγινε σαφής η γεωλογική του σημασία. Στην συνέχεια, το 1980, ο Ellis ανακάλυψε ένα άλλο μεταμορφωμένο πηλτικό πέτρωμα στην ίδια περιοχή, με ορυκτολογική σύσταση από ζάπφειρο, κορδιερίτη, σιλλιμανίτη και γρανάτη. Ο Ellis υπολόγισε πως η θερμοκρασία μεταμόρφωσης ξεπερνούσε τους 1.000 °C. Μέχρι το 1990 η πολύ υψηλή θερμοκρασία μεταμόρφωσης που υπολογίστηκε δεν ήταν αποδεκτή. Το 1990 η συνεργασία του Hensen και του Harley απέδειξε, σύμφωνα με γραφικές αναλύσεις των σχέσεων P-T-X σε μεταπηλίτες, πως υπάρχει δυνατότητα μεταμόρφωσης σε τέτοιες, ακραίες, θερμοκρασίες, ονομάζοντας την μεταμόρφωση ως «Μεταμόρφωση Υπερ-υψηλής Θερμοκρασίας» (Lei & Xu, 2018).



Εικόνα 21. Στο διάγραμμα απεικονίζεται ένα ωκεάνιο νησί (incoming terrane), το οποίο προσεγγίζεται από μια ζώνη υποβύθισης. Ένα ενεργό ηφαιστειακό τόξο (active volcanic arc) αναπτύσσεται στο σημείο του φλοιού όπου βρίσκεται ένα παλαιότερο terrane. Τα ηφαιστειακά τόξα, τα οποία έχουν εξαλειφθεί, (extinct volcanic arcs) σε παλαιότερα ακόμη terranes σκιαγραφούν τις προηγούμενες ζωνών υποβύθισης. Οι ζώνες συρραφής (suture zones) υποδηλώνουν τα όρια μεταξύ των διαφορετικών terranes (<https://www.nps.gov/subjects/geology/plate-tectonics-accreted-terranes.htm>).

Το 1998, ο Harley συγκέντρωσε ποικίλα δεδομένα από διάφορες τοποθεσίες και απέδειξε πως αρκετά «terrane» έχουν υποστεί μεταμόρφωση με θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 900°C (Lei & Xu, 2018). Ως «terrane» (τεκτονοστρωματογραφικά πεδία) ορίζεται ένα μπλοκ (Εικόνα 21), το οποίο οριοθετείται από ρήγματα που αποτελούνται από πετρώματα με ιδιαίτερη γεωλογική ιστορία (<https://en.wikipedia.org/wiki/Terrane>). Επίσης, την ίδια περίοδο, ορίστηκε επίσημα από τον ίδιο πως η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας είχε μέση πίεση από 7kbar έως 13kbar και θερμοκρασία από 900°C έως 1100°C. Σαφέστατα, από τότε πολλές μελέτες επικεντρώνονται στην πετρογένεση καθώς και στην τεκτονική σημασία της UHT

μεταμόρφωσης. Οι έρευνες συνεχίστηκαν από τον Brown (2007a, b) και τον Stüwe (2007), οι οποίοι όρισαν το όριο της μέγιστης πίεσης, το οποίο ήταν περίπου ≥ 20 °C/km ή ακόμα καλύτερα 75 °C/kbar. Το όριο αυτό αντιστοιχεί σχεδόν στο όριο μετατροπής του κυανίτη σε σιλλιμανίτη (Εικόνα 22). Ως εκ τούτου, αρκετοί ερευνητές τοποθετούν την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας ως μια συνέχεια μεταμόρφωσης της γρανουλιτικής φάσης και όχι ως μια θερμική ανωμαλία (Lei & Xu, 2018).



Εικόνα 22. Διάγραμμα P-T το οποίο αντικατοπτρίζει τις συνθήκες συγκεκριμένων μεταμορφωτικών φάσεων και διακυμάνσεις P-T διαφόρων τύπων μεταμόρφωσης. BS= Blueschist, AEE= amphibole-epidote eclogite facies, ALE= amphibole-lawsonite eclogite facies, LE= lawsonite-eclogite facies, AE= amphibole-eclogite facies, UHPM= ultrahigh-pressure metamorphism, E-HPG= eclogite-high-pressure granulite metamorphism, G= granulite facies, UHTM= ultrahigh-temperature metamorphism, Ol-Th.= olivine tholeiite, Q-Th.= quartz tholeiite (Lei & Xu, 2018).

2.2 Μέθοδοι προσδιορισμού των συνθηκών της μεταμόρφωσης UHT

Στις μεθόδους για τον προσδιορισμό των συνθηκών της μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής θερμοκρασίας ανήκουν τα γεωθερμοβαρόμετρα καθώς και το μοντέλο ισορροπίας των φάσεων (Lei & Xu, 2018).

2.2.1 Γεωθερμοβαρόμετρα

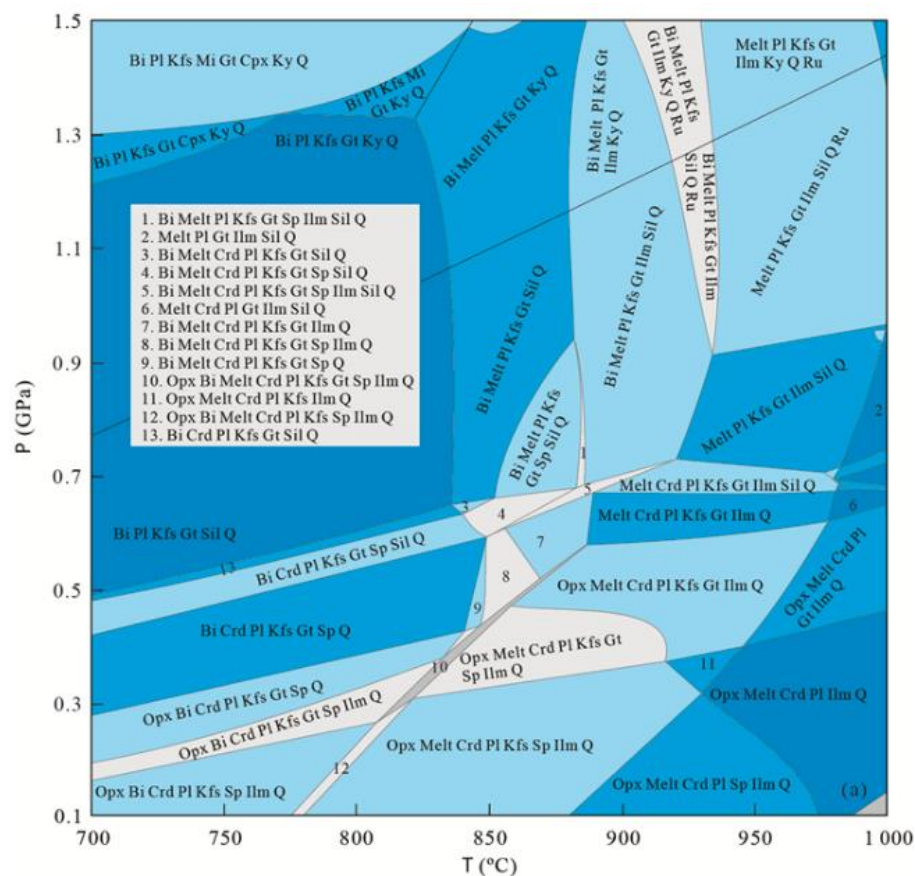
Η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, μέχρι το τέλος του περασμένου αιώνα, δεν ήταν αποδεκτή ως ένας κοινός τύπος μεταμόρφωσης. Το 1989 ο Frost και ο Chacko χρησιμοποίησαν τα γεωθερμόμετρα των δύο πυροξένων, των δύο οξειδίων και γρανάτη-κλινουρόξενου προκειμένου να εκτιμήσουν την θερμοκρασία (T). Με αυτή τους την κίνηση διαπίστωσαν πως η τυπική, συμβατική θερμοβαρομετρία δεν είναι και τόσο ικανή να δώσει τη μέγιστη θερμοκρασία μεταμόρφωσης και πως πρέπει να ληφθούν συγκεκριμένα μέτρα για την απόκτηση των δεδομένων. Τα μη συμβατικά γεωθερμοβαρόμετρα εφαρμόζονται πιο συχνά τα τελευταία χρόνια με σκοπό τον ορθό προσδιορισμό των θερμοκρασιών των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Τα δημοφιλέστερα αυτών είναι η συγκέντρωση Ti στο ζirkόνιο (TIZ = Ti-in-zircon) και η συγκέντρωση Zr στο ρουτίλιο (ZIR = Zr-in-rutile) διότι είναι αυτά που μπορούν να προσδιορίσουν την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Το θερμόμετρο TIZ βασίζεται στην ενσωμάτωση του τιτανίου στο ζirkόνιο, το οποίο συνυπάρχει με το ρουτίλιο και τον χαλαζία. Να σημειωθεί πως η περιεκτικότητα τιτανίου στο ζirkόνιο υπερβαίνει τα 50 ppm. Το θερμόμετρο ZIR βασίζεται στην ενσωμάτωση του ζirkονίου στο ρουτίλιο, το οποίο συνυπάρχει με το ζirkόνιο και τον χαλαζία. Εξίσου, η περιεκτικότητα ζirkονίου στο ρουτίλιο ξεπερνάει τα 1500 ppm (Lei & Xu, 2018).

Οι Baldwin et al. (2007), εφάρμοσαν το θερμόμετρο TIZ σε δύο περιοχές υπερ-υψηλής θερμοκρασίας και έλαβαν δύο θερμοκρασίες φάσεων ανάπτυξης. Η πρώτη φάση ανάπτυξης έδωσε τιμές από 878°C έως 1024°C και η δεύτερη φάση τιμές από 839°C έως και 936°C. Το 2011, οι Jiao et al., μέτρησαν τις θερμοκρασίες της ζώνης χονταλίτη (khondalite belt) σε τρία διαφορετικά σημεία με το θερμόμετρο ZIR, το οποίο έδωσε ως αποτέλεσμα θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 900°C, φτάνοντας τους 1000°C. Και τα δύο θερμόμετρα προσφέρουν αξιόπιστες πληροφορίες και χρησιμοποιούνται όλο και περισσότερο για την εύρεση ακραίων τιμών θερμοκρασιών. Τέλος, αξίζει να επισημανθεί πως το 2007 ο Ferry και ο Watson επιβεβαίωσαν την ύπαρξη ισορροπίας μεταξύ TIZ και ZIR, σε περιπτώσεις όπου τα υπερ-

υψηλής θερμοκρασίας μεταμορφωμένα πετρώματα περιέχουν τόσο ζirkόνιο όσο και ρουτίλιο (Lei & Xu, 2018).

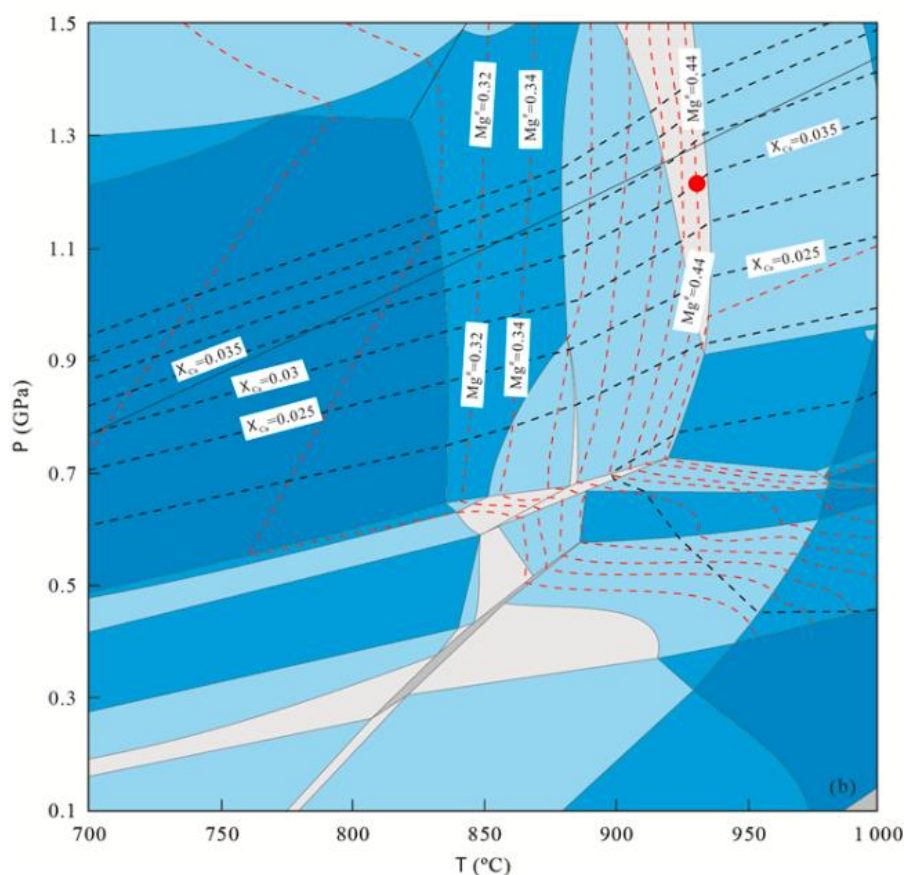
2.2.2 Μοντελοποίηση των φάσεων πίεσης και θερμοκρασίας

Από την στιγμή που καθιερώθηκαν και βελτιώθηκαν οι θερμοδυναμικές βάσεις δεδομένων, η μοντελοποίηση ψευδοτομών πίεσης και θερμοκρασίας έχει γίνει πιο αποτελεσματική στην εύρεση των συνθηκών P-T, καθώς και της πορείας P-T της μεταμόρφωσης. Συγκριτικά με τα συμβατικά γεωθερμοβαρόμετρα, τα μοντέλα ισορροπίας φάσεων που βασίζονται στη σταθερότητα των ορυκτολογικών παραγενέσεων, την χημεία και την αναλογία των ορυκτών αλλά και θερμοδυναμικά δεδομένα, δεν εστιάζουν μόνο στη σύσταση των ορυκτών αλλά και στις συνεχείς και ασυνεχείς αντιδράσεις αυτών. Η ποσοτική μελέτη και η έρευνα της ισορροπίας των φάσεων έχει την δυνατότητα να προσομοιάσει ποσοτικά την επανάτηξη, την μεταβολή της σύστασης του τήγματος και το πόσο επιδρά η συμπεριφορά του τήγματος στην σύσταση των ορυκτών καθ' όλη τη διάρκεια της μεταμόρφωσης.



Εικόνα 23. Ψευδοτομή P-T που απεικονίζει την σύσταση του γρανάτη (Lei & Xu, 2018).

Ωστόσο, δίνει και τη δυνατότητα να κατασκευαστούν P-T διαγράμματα, ψευδοτομές των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας, καθώς και διαγράμματα συστατικών. Η επιτυχία της μοντελοποίησης της ισορροπίας των φάσεων (Εικόνα 23, Εικόνα 24) έδωσε την αίσθηση πως η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας είναι πλήρως ποσοτικοποιημένη σχετικά με την πίεση, την θερμοκρασία και την συγκέντρωση των ορυκτών στους μεταπηλίτες (Lei & Xu, 2018).



Εικόνα 24. Ψευδοτομή P-T που απεικονίζει την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας της ορογενούς ζώνης Sulu. Οι κόκκινες και οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές αντικατοπτρίζουν τις ισοϋψείς καμπύλες των $Mg^{\#}$ και X_{Ca} για τον γρανάτη. $Mg^{\#} = Mg/(Fe+Mg)$ και $X_{Ca} = Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn)$ (Lei & Xu, 2018).

Αξίζει να σημειωθεί πως προηγούμενα μοντέλα a-x, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς για την ψευδοτομή του κλινοπυροξένου και της αμφιβόλου, βασίστηκαν σε υπολογισμούς ισορροπίας της εκλογιτικής φάσης και της αμφιβολιτικής φάσης. Ακόμη, να σημειωθεί πως τα προηγούμενα μοντέλα a-x δεν είναι χρήσιμα για ισορροπία φάσεων στη γρανουλιτική φάση μεταμόρφωσης. Το 2016 ο Green και οι συνεργάτες του παρουσίασαν ένα

σύνολο θερμοδυναμικών μοντέλων. Τα μοντέλα αυτά αποτελούνται από καινούριες σχέσεις μεταξύ ενεργότητας και σύστασης, με τα οποία μπορούν πλέον να υπολογιστούν οι ισορροπίες φάσεων κατά τη μερική τήξη των μεταβασικών πετρωμάτων. Η βαθμονόμηση αυτών των νέων σχέσεων ενεργότητας-σύστασης είχε ως στόχο να αναπαραχθούν πειραματικά τα όρια τα οποία ορίζουν την μετάβαση από την αμφιβολιτική στην γρανουλιτική φάση, σε συνθήκες πίεσης ≤ 13 kbar (Lei & Xu, 2018).

2.3 Πηγές θερμότητας

Η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας σχετίζεται με μια ανώμαλη γεωθερμική βαθμίδα του φλοιού, σχετική με 20 °C/km ή αλλιώς 75 °C/kbar (Brown, 2007a, b, 2006; Stüwe, 2007). Για να επιτευχθεί η απαιτούμενη θερμοκρασία είναι απαραίτητη η παραγωγή θερμότητας μεγάλης ποσότητας. Συγκεκριμένα, η θερμότητα πιθανότατα να είναι:

- ραδιογενής θερμότητα,
- θερμότητα παραμόρφωσης,
- θερμότητα μάγματος,
- θερμική ενέργεια του μανδύα.

2.3.1 Ραδιογενής θερμότητα

Η ραδιογενής θερμότητα κατέχει σημαντικό ρόλο για την κατανομή της θερμοκρασίας στο φλοιό. Σαφέστατα, η θερμότητα αυτή παράγεται από τα στοιχεία Ουράνιο (U), Θόριο (Th), Κάλιο (K) και εντός της λιθόσφαιρας. Έχει την δυνατότητα να παράγει αισθητή θερμοκρασία που αγγίζει τους 300°C και 25 mWm^{-2} . Το 2011, ο Clark με τους συνεργάτες του δήλωσαν πως η ραδιογενής θερμότητα σχετίζεται στενά σε κάποιον βαθμό με την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας και κατά συνέπεια παρέχει θερμότητα στη μεταμόρφωση αυτή. Το 2017, ο Ferrero με τους συνεργάτες του είπαν πως η ραδιογενής θερμότητα μπορεί να είναι ένας λόγος για τη μεταμόρφωση των πετρωμάτων στο βορειοανατολικό Κονέκτικατ των ΗΠΑ (Lei & Xu, 2018).

2.3.2. Θερμότητα παραμόρφωσης

Η θερμότητα που παράγεται λόγω παραμόρφωσης στις ζώνες διάτμησης εξαρτάται αρχικά από τάσεις που επιβάλλονται στη λιθόσφαιρα, καθώς και στον ρυθμό μεταφοράς

θερμότητας από την περιοχή της παραμόρφωσης. Κατά την αύξηση της θερμοκρασίας, μειώνεται η διάχυση της θερμότητας και εν κατακλείδι θερμαίνεται η παραμορφωμένη περιοχή φτάνοντας σε υψηλότερες θερμοκρασίες. Όταν μία ζώνη διάτμησης είναι αδρανής ή έχει χάσει όλα τα ρευστά και είναι άνυδρη, τότε η παραμόρφωση μπορεί να οδηγήσει σε συνθήκες γρανουλιτικής ή UHT φάσης μεταμόρφωση, κοντά στην ζώνη διάτμησης, με την θερμοκρασία να ξεκινάει από 940°C και να αγγίζει τους 1040 °C (Lei & Xu, 2018).

2.3.3 Θερμότητα μάγματος

Η ροή θερμότητας από τα μάγματα θα μπορούσε να προκαλέσει υπερ-υψηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση στα πετρώματα, ε τα οποία έρχονται σε επαφή. Τέτοια μάγματα περιλαμβάνουν διεισδύσεις υψηλής θερμοκρασίας, όπως είναι ο ανορθοσίτης (anorthosite), ο χαρνοκίτης (charnockite) ή/και ο γαββρονορίτης (gabbro-norite). Βασιζόμενοι στη διαλυτότητα του αργιλίου (Al) στον ορθοπυρόξενο, η θερμομετρία καταγράφει μια θερμοκρασιακή βαθμίδα που μπορεί να ξεκινήσει από τους 700°C φτάνοντας τους 900°C σε απόσταση 5750 m και 20 m συγκεκριμένα από την διείσδυση του πλουτωνίτη της λίμνη Makhavinekh (McFarlane et al., 2003). Άλλο ένα παράδειγμα είναι τα δείγματα που συλλέχθηκαν στον δόμο Brejões, πλούσια σε αργίλιο και μαγνήσιο, τα οποία έδωσαν θερμοκρασίες μεταξύ των 900°C και των 1000°C (Lei & Xu, 2018).

2.3.4 Θερμική ενέργεια του μανδύα

Η θερμική ενέργεια, η οποία προέρχεται από τον μανδύα, μπορεί να παράξει ροή μεγάλης θερμότητας και με αυτόν τον τρόπο να προωθηθεί η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Χαρακτηρίζεται ως μία από τις σημαντικότερες πηγές θερμότητας που μπορούν να προκαλέσουν μεταμόρφωση UHT. Σε ορισμένες περιπτώσεις, αν παρατηρείται ακραία πάχυνση του φλοιού, τότε η θερμότητα μεταφέρεται μέσω της διάτμησης της λιθόσφαιρας ή/και ίσως από την αυτοθέρμανση του ίδιου του φλοιού. Εσωτερικά της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας υπάρχουν πολλές διεργασίες, οι οποίες μπορεί να πραγματοποιούνται εξαιτίας της μεταφοράς θερμότητας από τον μανδύα. Αυτού του είδους η μεταμόρφωση UHT λαμβάνει χώρα σε τοποθεσίες όπως η ζώνη του Νότιου Αλτάι της ΒΔ Κίνας (Lei & Xu, 2018).

2.4 Τεκτονικά περιβάλλοντα της μεταμόρφωσης UHT

Τα τεκτονικά περιβάλλοντα στα οποία εμφανίζεται η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας είναι κυρίως τρία. Αυτά σχετίζονται με το ηπειρωτικό σύστημα σύγκρουσης, το ορογενετικό σύστημα επαύξησης, καθώς και τον εφελκυσμό μετά την σύγκρουση, την ενδοηπειρωτική διάρρηξη και το μανδυακό διάπυρο, που αναλύονται στην συνέχεια.

2.4.1 Ηπειρωτικό σύστημα σύγκρουσης

Η μεταμόρφωση UHT είναι, πλέον, αλληλένδετη με τον σχηματισμό των υπερηπείρων. Σε αρκετές περιπτώσεις η μεταμόρφωση UHT του φλοιού συνδέεται με περιβάλλοντα σύγκρουσης και οι πιθανές συνθήκες είναι οι εξής:

A) Αποκοπή της πλάκας μετά την σύγκρουση

Στην περίπτωση αυτή (Εικόνα 25.α) φαίνεται πως η πρόσθετη θερμική ενέργεια υπάρχει πιθανότητα να προέρχεται από την ασθενόσφαιρα και κατά συνέπεια το κατώτερο τμήμα του υπερκείμενου φλοιού θα υποστεί μεταμόρφωση UHT. Στην χερσόνησο της Κορέας, το νοτιοδυτικό σύμπλεγμα του Odaesan, γνευσίου έχει υποστεί μεταμόρφωση UHT, με θερμοκρασία που κυμαίνεται στους 902–950°C και πίεση 8,8–9,4kbar. Η θερμότητα προήλθε από τον ασθενοσφαιρικό μανδύα ο οποίος ανυψώθηκε μέσω της διάνοιξης που προέκυψε από την αποκοπή της πλάκας, κατά την αρχική φάση μετά την σύγκρουση (Lei & Xu, 2018).

B) Ισοθερμική εκταφή

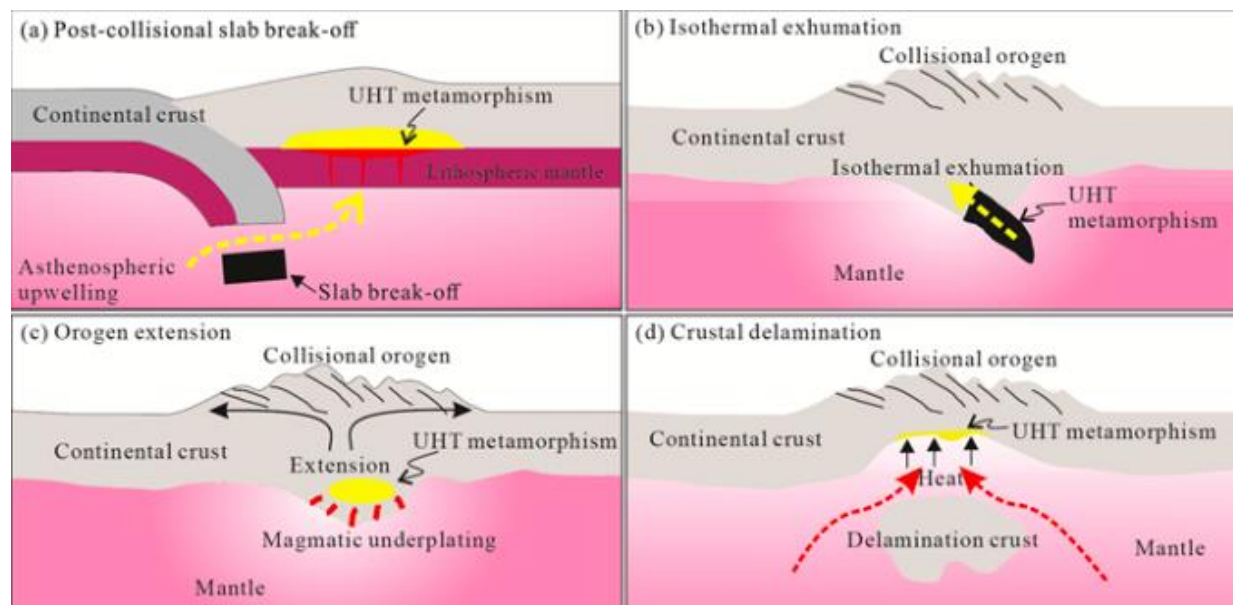
Το 2008, οι Tsunogae et al., κατέγραψαν πως η ισόθερμη εκταφή στο τελικό στάδιο μιας ηπειρωτικής ορογενούς ζώνης σύγκρουσης σχετίζεται με την UHT μεταμόρφωση. (Εικόνα 25.β) Η μεταμόρφωση UHT του βόρειου τμήματος Madurai του Komateri, που βρίσκεται στην Νότια Ινδία, με θερμοκρασία που κυμαίνεται στους 880–1040°C και πίεση 9,8–12,5kbar, συσχετίζεται με τη σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών κατά το τελικό στάδιο συνένωσης της υπερηπείρου Γκοντβάνα (Lei & Xu, 2018).

Γ) Μαγματική διείσδυση

Σε αυτή την περίπτωση έχουμε διείσδυση μάγματος κάτω από έναν πεπαχυμένο φλοιό, όταν μετά το ορογενές επήρθε εφελκυσμός με αριστερόστροφη πορεία P-T (Εικόνα 25.γ). Χαρακτηριστικό παράδειγμα η μεταμόρφωση UHT γρανουλιτών που είναι πλούσια σε Mg και Al από το σύμπλεγμα Central Highland της Σρι Λάνκα με θερμοκρασία να αγγίζει τους 1150°C και σε πίεση 12kbar (Lei & Xu, 2018).

Δ) Διάτμηση του ηπειρωτικού κατώτερου φλοιού και εφελκυστική κατάρρευση του του ορογενούς.

Στην τελευταία περίπτωση οι υψηλές θερμοκρασίες υποδεικνύουν την αποκόλληση ή λέπτυνση του θερμικού ορίου της λιθόσφαιρας κατά τη διάρκεια ή μετά την πάχυνση του φλοιού. Παράδειγμα αυτού είναι η αποκόλληση του μανδύα κάτω από τον φλοιό In Ouzzal, που προκλήθηκε από σε συνθήκες P-T, με τιμές 8,5–9,0 kbar και 930–980°C (Lei & Xu, 2018).



Εικόνα 25. Διαγράμματα που απεικονίζουν πιθανές τοποθεσίες της μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής θερμοκρασίας σχετιζόμενες με την ηπειρωτική σύγκρουση (Lei & Xu, 2018).

Επιπρόσθετα, η αυτοθέρμανση του ορογενούς μέσω μείωσης του ιξώδους ή ακόμη μέσω μηχανικής θέρμανσης αποτελεί μια ακόμη περίπτωση πηγή θερμότητας σε τεκτονικά περιβάλλοντα σύγκρουσης, παρέχοντας έτσι με ταχείς ρυθμούς μεταφορά θερμότητας μεταξύ της λιθόσφαιρας και του υπερκείμενου φλοιού. Ουσιαστικά, στο ορογενετικό σύστημα ηπειρωτικής σύγκρουσης μία επιτόπου πηγή θερμότητας από τον παραμορφωμένο

λιθοσφαιρικό μανδύα παρέχει άμεση αύξηση θερμοκρασίας στον υπερκείμενο φλοιό. Η θερμότητα που παρέχεται μέσω του ιξώδους επιδρά στην κατανομή της θερμοκρασίας και στις μεγάλης κλίμακας τεκτονικές δομές εντός του παραμορφωμένου φλοιού και επομένως η εκταφή των κατώτερων τμημάτων του φλοιού θα επιταχυνθεί. Ακόμα, στο χαμηλότερο τμήμα του φλοιού η θερμότητα δεν διαχέεται με τόση ευκολία, διατηρώντας έτσι την θερμότητα για μεγαλύτερο διάστημα και ο υποκείμενος μανδύας έχει υψηλότερη μέση θερμοκρασία. Συνεπώς, η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας μπορεί να θεωρηθεί συνάρτηση των υπαρχόντων χαρακτηριστικών και ιδιοτήτων του φλοιού που προκύπτει από ηπειρωτική σύγκρουση (Lei & Xu, 2018).

2.4.2 Ορογενετικό σύστημα επαύξησης

Ένα θερμό τμήμα, το οποίο εμπλέκεται στη μεταμόρφωση υψηλής-υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, υπάρχει πιθανότητα να σχηματιστεί εντός του ορογενετικού συστήματος επαύξησης, κατά τη διάρκεια αλλαγής της τεκτονικής όταν μια μακρά λιθοσφαιρική επέκταση διακοπεί από μία παροδική σύγκλιση (Εικόνα 26). Οι ευνοϊκές συνθήκες για την μεταμόρφωση UHT είναι οι εξής (Lei & Xu, 2018):

A) Ανύψωση της ασθενόσφαιρας.

Κατά τη βαθιά υποβύθιση ωκεάνιας πλάκας, η στασιμότητα, η υποχώρηση (rollback) και η απόσπασή (break-off) της οδηγεί σε ανύψωση της ασθενόσφαιρας. Η επέκταση και στη συνέχεια η υποχώρηση της πλάκας οδηγεί σε μεταμόρφωση UHT, με θερμοκρασία ίση με τους 1000°C και πίεση μεταξύ 7kbar και 8kbar (Lei & Xu, 2018).

B) Εισχώρηση υλικού του μανδύα στον ανώτερο φλοιό.

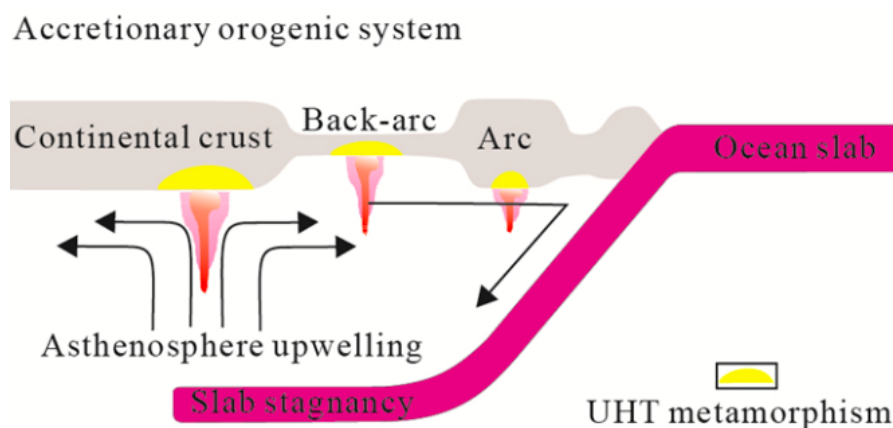
Η είσοδος υλικού από τον μανδύα στον ανώτερο φλοιό προκαλείται μέσω της πάχυνσης του φλοιού, καθώς τμήματα του μανδύα αποκόπτονται. Παράδειγμα αυτού είναι τα μεταπηλιτικά πετρώματα γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης στην περιοχή Archean Pikwitonei, τα οποία έδωσαν θερμοκρασία περίπου ίση με 910°C και πίεση ίση με 9kbar (Lei & Xu, 2018).

Γ) Διείσδυση μάγματος

Η διείσδυση μάγματος κάτω από τα τόξα και η επακόλουθη μεταμόρφωση γρανουλιτικής φάσης (Lei & Xu, 2018).

Δ) Οπισθοτόξια λεκάνη σε ενεργό επεκτατικό περιθώριο

Μία οπισθοτόξια λεκάνη σε ένα ενεργό επαυξητικό-επεκτατικό περιθώριο ή ορογενές υπάρχει πιθανότητα να είναι ένα από συχνά περιβάλλοντα για την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Οι οπισθοτόξιες λεκάνες χαρακτηρίζονται από ένα λεπτό και ασθενή φλοιό με υψηλή ροή θερμότητας. Παράδειγμα αυτού είναι η μεταμόρφωση UHT στην Ανατολική Ανταρκτική, στους λόφους Schirmacher (Lei & Xu, 2018).

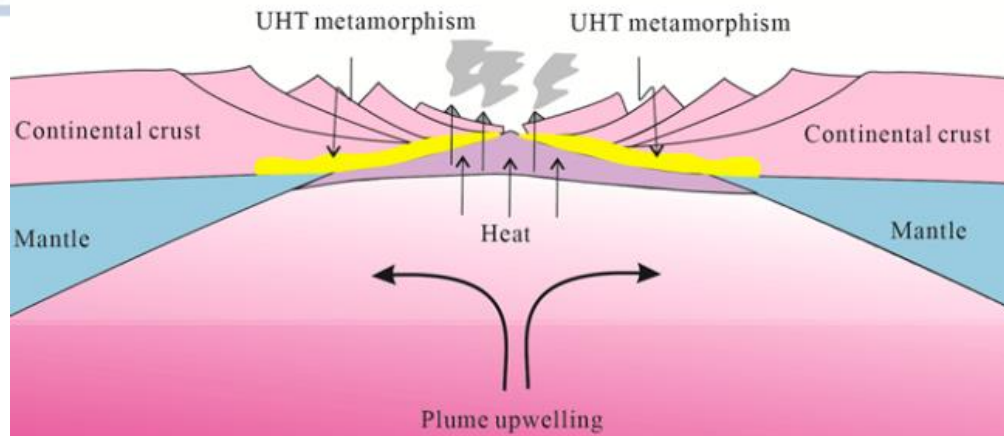


Εικόνα 26. Τομή που σκιαγραφεί πιθανά σημεία μεταμόρφωσης UHT σχετιζόμενα με υποβύθιση σε ένα επαυξητικό ορογενετικό σύστημα (Lei & Xu, 2018).

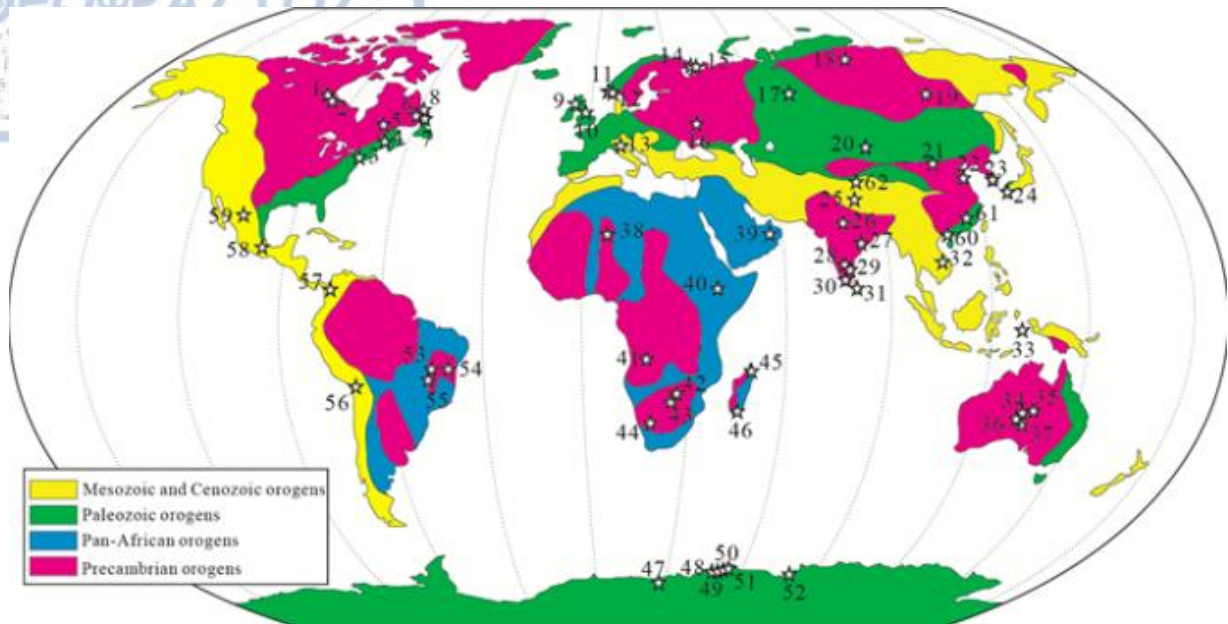
2.4.3 Επέκταση μετά την σύγκρουση, ενδοηπειρωτική διάρρηξη και μανδυακό διάπυρο

Η εκτατική τεκτονική συνδέεται με την μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, όπως η επέκταση μετά την σύγκρουση, η ενδοηπειρωτική διάρρηξη και το μανδυακό διάπυρο. Στα περιβάλλοντα αυτά υψηλής θερμοκρασίας διεισδύσεις προκαλούν συνθήκες κατάλληλες για την μεταμόρφωση UHT. (Εικόνα 27) Παράδειγμα αυτού είναι η συρραφή Gondwana στη νότια Ινδία και η ζώνη συρραφής της Εσωτερικής Μογγολίας στην κρατονική ασπίδα της Βόρειας Κίνας, τα οποία συνδέονται με την επέκταση των ζωνών υποβύθισης μετά τη σύγκρουση (Lei & Xu, 2018).

Intracontinental rifting and mantle plume



Εικόνα 27. Τομή που σκιαγραφεί τη μεταμόρφωση UHT σε περίπτωση ενδοηπειρωτικής διάρρηξης και μανδνακού διάπυρρον (Lei & Xu, 2018).

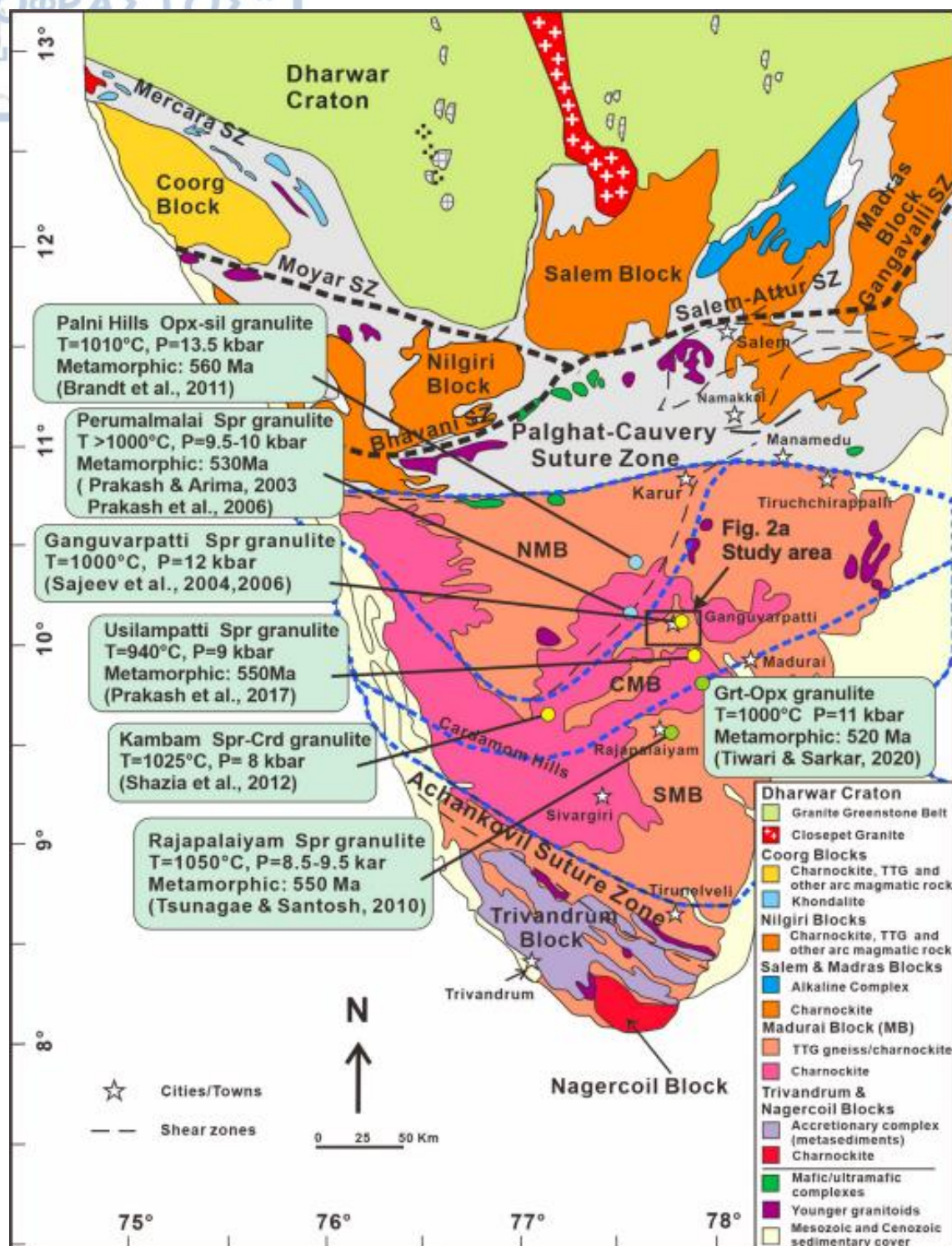


Εικόνα 28. Χάρτης με τις τοποθεσίες της μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής θερμοκρασίας ανά τον κόσμο (Lei & Xu, 2018).

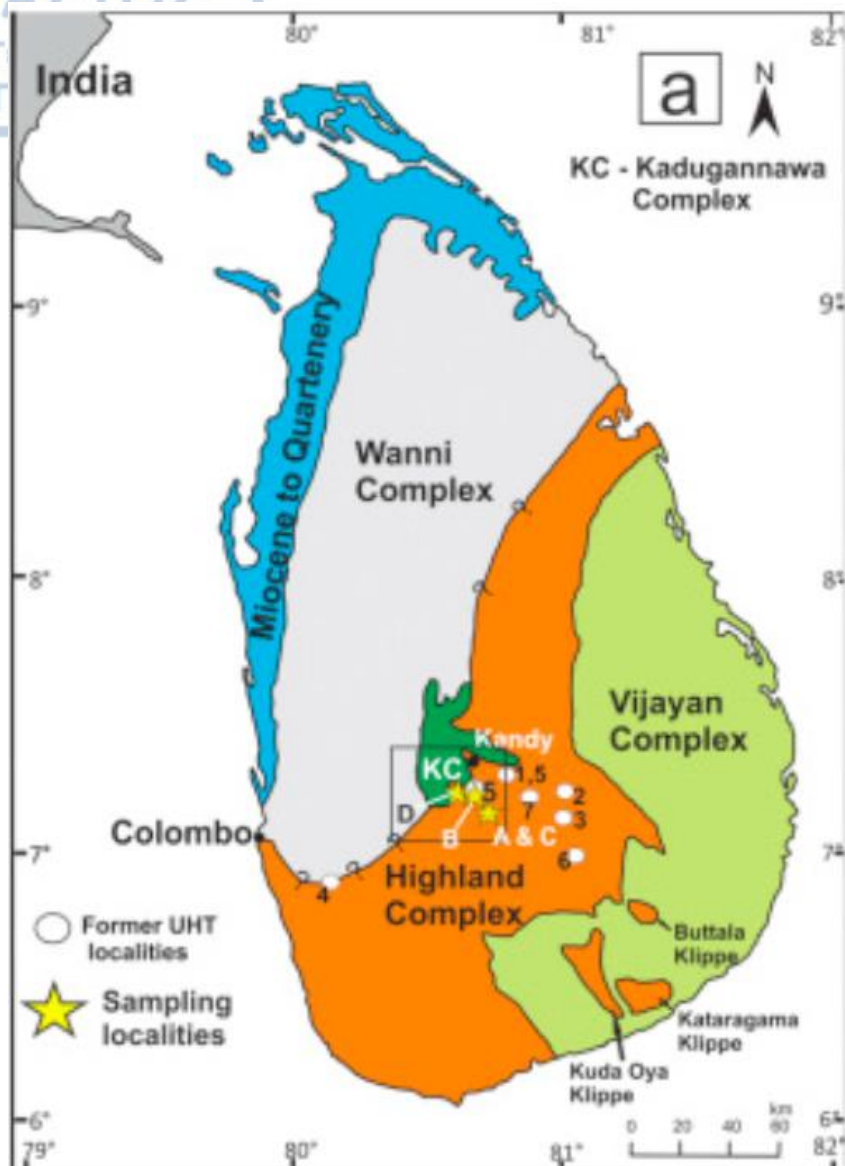
3.2 Παλαιοπροτεροζωϊκή και κάμβρια μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Νότια Ινδία

Το South Granulite Terrain (SGT) της χερσονήσου της Ινδίας, που βρίσκεται Νότια της κρατονικής ασπίδας Dharwar, απαρτίζεται από ένα μέρος του φλοιού με ενδιαφέρουσα ιστορία μαγματικών γεγονότων και μεταμορφώσεων, με ιστορική διαδρομή από την Πρώιμη Αρχαϊκή έως την Ύστερη Κάμβρια.

Το Madurai Block (MB) απαρτίζεται κυρίως από νεοαρχικές έως μεσο-νεοπροτεροζωϊκές πετρογραφικές σειρές με χαρνοκίτη (charnockite), γρανίτη (granite) και μιγματίτη (migmatite) που παρεμβάλλονται με μεταϊζήματα. Η οριοθέτηση του Madurai Block είναι στον Βορρά μεταξύ των ζωνών συρραφής Palghat-Cauvery (Palghat-Cauvery Suture Zone) και στον Νότο στη ζώνη συρραφής Achankovil (Achankovil Suture Zone). Στο κεντρικό μέρος του Madurai Block (Εικόνα 29) εντοπίζονται ενδείξεις παλαιοπροτεροζωϊκών μεταμορφώσεων υπερ-υψηλών θερμοκρασιών με ακραίες συνθήκες που αγγίζουν έως και τους 1100°C και τα 12 kbar (Yu et al., 2021).



Εικόνα 29. Γεωλογική και τεκτονική απεικόνιση του Southern Granulite Terrane της Νότιας Ινδίας. Εμφανίζονται τόσο οι τοποθεσίες των πετρωμάτων υπερ-υψηλής θερμοκρασίας, όσο και οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (Yu et al. 2021).

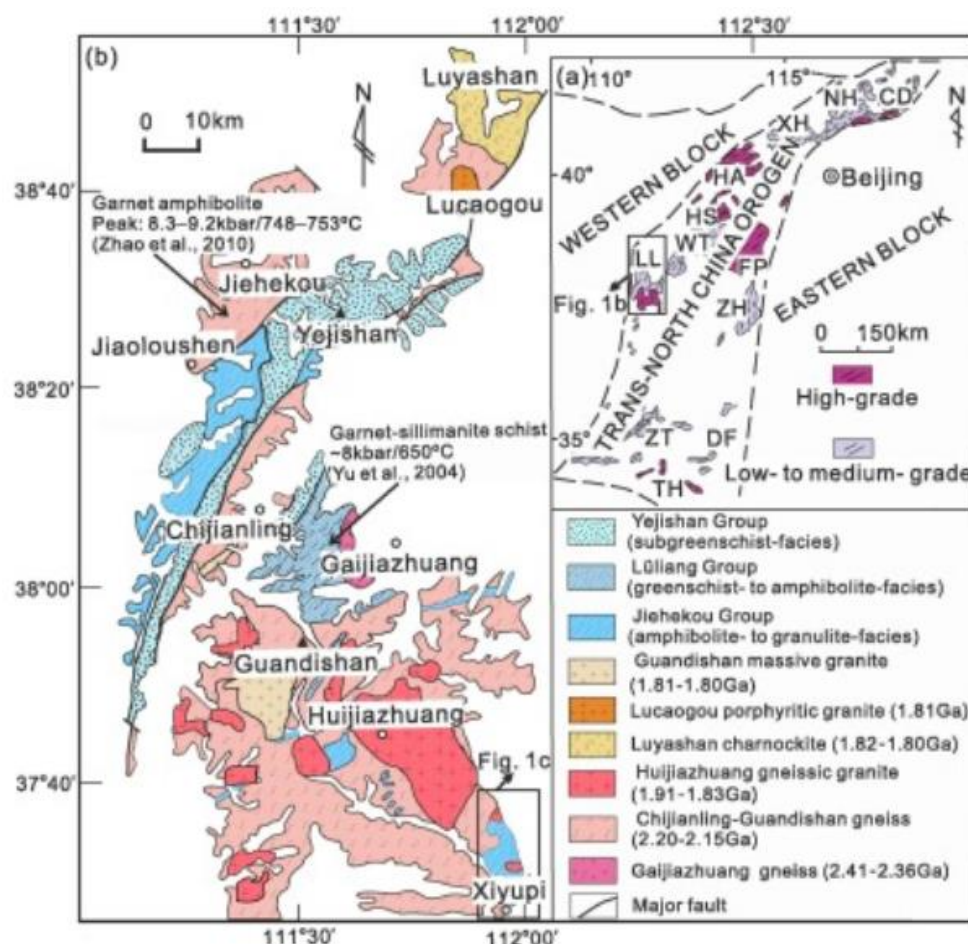


Εικόνα 30. Γεωλογικός χάρτης της Σρι Λάνκα όπου απεικονίζονται τα τέσσερα λιθολογικά συμπλέγματα. Οι κύκλοι δείχνουν τοποθεσίες UHT. Στην τοποθεσία 1 η θερμοκρασία αντιστοιχεί με 900 °C, στις τοποθεσίες 2 και 3 η θερμοκρασία κυμαίνεται από 830 °C ως 950 °C, στην τοποθεσία 4 ισούται με 950 °C, στην τοποθεσία 5 αγγίζει τους 1150 °C, στην τοποθεσία 6 τους 1000°C και στην τοποθεσία 7 είναι ίση με 925°C (Dharmapriya et al., 2017).

3.4 Μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Κίνα

Όπως έχει προαναφερθεί, η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας χρονολογείται έως τον Φανεροζωικό και αφορά την σύγκλιση και την απομάκρυνση των υπερηπείρων ή των κρατονικών ασπίδων (cratons). Μια από τους πιο διαδεδομένες Προκάμπριες κρατονικές ασπίδες είναι της Βόρειας Κίνας (North China Craton - NCC). Στην προσπάθεια των ερευνητών να εξηγήσουν τον μηχανισμό δημιουργίας του NCC κατέληξαν στην αναγνώριση

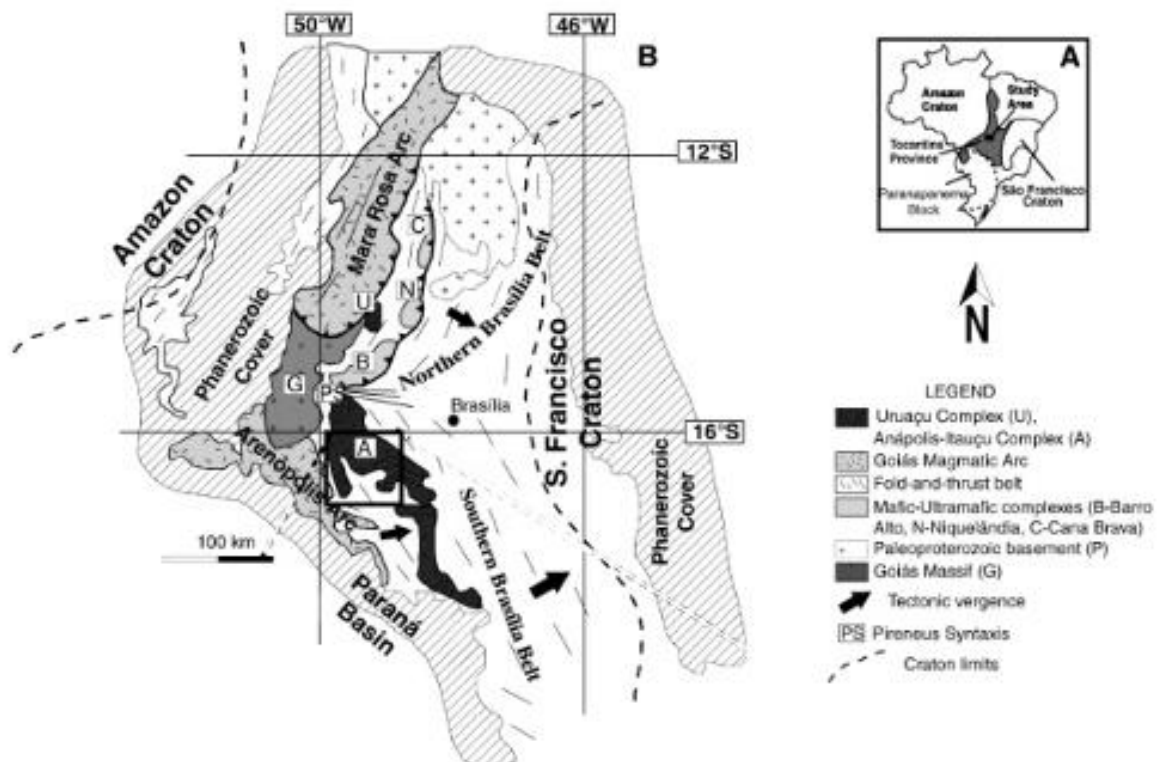
ενός αρχαίου ορογενούς τύπου Ιμαλαΐων, δηλαδή το ορογές Trans-North China (TNCO). Το TNCO χρονολογείται στα 1,95–1,85 Ga και σχηματίστηκε από την σύγκρουση του ανατολικού και του δυτικού τμήματος. Στο Βόρειο τμήμα του TNCO, στα συμπλέγματα Huai'an, Xuanhua και Chengde, έχουν εντοπιστεί βασικά και πηλικά εγκλείσματα και σύμφωνα με έρευνες οι θερμοκρασίες μεταμόρφωσης των πετρωμάτων ξεπερνούν τους 900°C, πάρα την απουσία τυπικών ορυκτών υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Ωστόσο, η μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας προκλήθηκε λόγω της ανύψωσης του μανδύα ή της θερμικής χαλάρωσης του φλοιού. (Εικόνα 31.α) Τέλος, στο σύμπλεγμα Lüliang του κεντρικού TNCO (Εικόνα 31.β) εντοπίστηκαν πολλοί μεταβασίτες και μεταπηλίτες, με όμοια πετρολογικά χαρακτηριστικά υπερ-υψηλής θερμοκρασίας με αυτά του Βόρειου τμήματος (Lu, et al., 2022).



Εικόνα 31. Α. Κατανομή μεταμορφωμένων συμπλεγμάτων στο ορογές Trans-North της Κίνας, όπου CD: Chengde, NH: Northern Hebei, XH: Xuanhua, HA: Huai'an, HS: Hengshan, WT: Wutai, LL: Lüliang, FP: Fuping, ZH: Zhanhuang, ZT: Zhongtiao, DF: Dengfeng, TH: Taihua. Β. Γεωλογικός χάρτης του συμπλέγματος Lüliang (Lu, et al., 2022).

3.5 Μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στην Κεντρική Βραζιλία

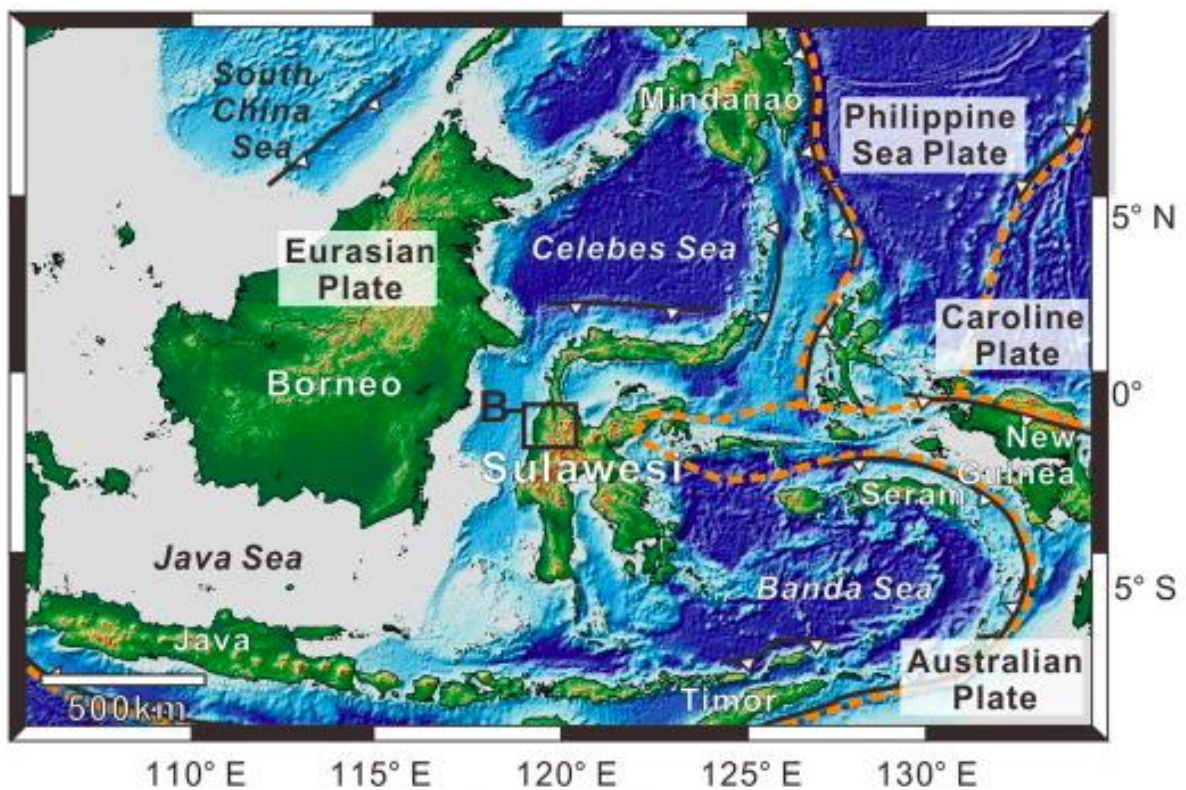
Στην Κεντρική Βραζιλία και συγκεκριμένα στο σύμπλεγμα Ανάπολις–Ιταυζου (AIC) έχουν εντοπιστεί συνθήκες μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Σύμφωνα με μελέτες, η ηλικία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων υπερ-υψηλής θερμοκρασίας αντιστοιχεί περίπου στα 645 Ma. Δυτικά του συμπλέγματος, οι ηλικίες των πετρωμάτων αντιστοιχούν περίπου στα 630 Ma. Το ορογενές στην κεντρική Βραζιλία της ζώνης «Brasília» χρονολογείται τον Νεοπροτεροζωικό. Αναπτύχθηκε από την ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ του «São Francisco Craton» και της λεκάνης Parapanema. Χωρίζεται σε τέσσερις περιοχές. Η πρώτη είναι το ανατολικό τμήμα, όπου υπάρχει μια ζώνη επώθησης αποτελούμενη από ποικίλες Νεοπροτεροζωικές ακολουθίες που σχηματίζονται κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου του São Francisco Craton. Η δεύτερη είναι το κεντρικό τμήμα της ζώνης, όπου εντοπίζονται μεταμορφωμένα πετρώματα υπερ-υψηλής θερμοκρασίας. Η τρίτη είναι η οροσειρά Γοιάς και η τέταρτη είναι το μαγματικό τόξο Γοιάς, που αντιπροσωπεύει το δυτικότερο τμήμα της ζώνης (Εικόνα 32.α, β). Αξίζει να σημειωθεί πως το σύμπλεγμα Ανάπολις–Ιταυζου εντοπίζεται στο Νότιο τμήμα της ζώνης Brasília (Giustina et al., 2011).



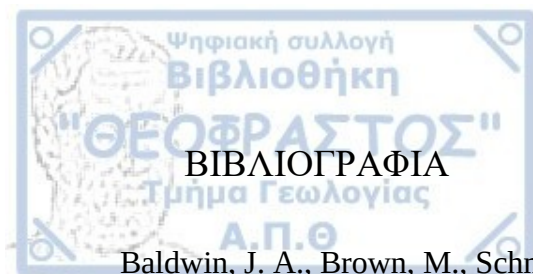
Εικόνα 32. (α) Απεικόνιση του τεκτονικού χάρτη της κεντρικής Βραζιλίας (β) Απεικόνιση του χάρτη της ζώνης Brasília (Giustina et al., 2011).

3.6 Η νεότερη μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας στο Δυτικό Σουλαουέζι της Ινδονησίας.

Η νεότερη μεταμόρφωση υπερ-υψηλής θερμοκρασίας χρονολογείται κατά τη περίοδο του Μειόκαινου, κοντά στα 16 Ma και βρίσκεται στο Seram της Ινδονησίας (Εικόνα 33). Το πηλινικό πέτρωμα βρίσκεται μαζί με μιγματίτη και λερζόλιθο (Iherzolite) και εντοπίζεται μέσα σε ένα σύμπλεγμα Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Η δημιουργία της υπερ-υψηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση ερμηνεύεται πως προκλήθηκε σε 2 στάδια: α) στο πρώτο στάδιο έχουμε ηπειρωτική σύγκρουση κατά το Κ. – Μ. Μειόκαινο μεταξύ της πλάκας του Δ. Sulawesi και των μικροπλάκων Banggai-Sula and Tukang Besi-Buton που οδήγησε στην επώθηση των οφιολίθων και στην πάχυνση του φλοιού, και β) στο δεύτερο στάδιο, μετά τη σύγκρουση, έχουμε διάτμηση της λιθόσφαιρας που προκάλεσε την εκταφή του φλοιού και άνοδο του ασθενοσφαιρικού μανδύα, το οποίο με τη σειρά του οδήγησε στη μεταμόρφωση UHT (Hsia et al., 2023).



Εικόνα 33. Χάρτης της Ανατολικής Ινδονησίας όπου απεικονίζονται τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής (Hsia et al., 2022).



- Baldwin, J. A., Brown, M., Schmitz, M. D., 2007. First Application of Titanium-in-Zircon Thermometry to Ultrahigh-Temperature Metamorphism. *Geology*, 35(4): 295–298.
- Brown, M. (2007a). Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: a Record of Secular Change. *International Geology Review* *International Geology Review*, 49 (2007), pp. 193-234
- Brown, M. (2007b). Metamorphism, Plate Tectonics, and the Supercontinent Cycle. *Earth Science Frontiers*, 14 (2007), pp. 1-18
- Chetty TRK. (2017). Proterozoic Orogens of India. A Critical Window to Gondwana, Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Clark, C., Fitzsimons, L.C., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements* 7, 235–240.
- Dallwitz, W. B. (1968). Co-Existing Sapphirine and Quartz in Granulite from Enderby Land, Antarctica. *Nature*, 219 (5153): 476–477.
- Dharmapriya, P. L., Malaviarachchi, S. P., Kriegsman, L. M., Sajeew, K., Galli, A., Osanai, Y., N. D., Subasinghe & Dissanayake, C. B. (2017). Distinct metamorphic evolution of alternating silica-saturated and silica-deficient microdomains within garnet in ultrahigh-temperature granulites: An example from Sri Lanka. *Geoscience Frontiers*, 8(5), 1115–1133.
- Earle, S. (2015). Physical geology, 2nd edition. <https://opentextbc.ca/geology/>
- Ellis, D. J. (1980). Osumilite-Sapphirine-Quartz Granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T Conditions of Metamorphism, Implications for Garnet-Cordierite Equilibria and the Evolution of the Deep Crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(2): 201–210. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF01132005>
- Farkašovský, R., Bónová, K., & Košuth, M. (2016). Microstructural, modal and geochemical changes as a result of granodiorite mylonitisation – a case study from the Rolovská shear zone (Čierna hora Mts, Western Carpathians, Slovakia). *Geologos*, 22(3), 171-190
- Ferrero, S., Axler, J., Ague, J. J., et al. (2017). Preserved Anatectic Melt in Ultrahigh-Temperature (or High Pressure?) Felsic Granulites, Connecticut, US. EGU General Assembly Conference Abstracts, <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017EGUGA..19.9692F>
- Ferry, J. M., Watson, E. B., 2007. New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4):
- Frost, B. R., Chacko, T., 1989. The Granulite Uncertainty Principle: Limitations on Thermobarometry in Granulites. *The Journal of Geology*, 97(4): 435–450.

- Green, E. C. R., White, R. W., Diener, J. F. A., et al., 2016. Activity-Composition Relations for the Calculation of Partial Melting Equilibria in Metabasic Rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9): 845–869.
- Giustina, M. E.S.D, Pimentel M.M., Ferreira Filho C. F., Hollanda M.H.B. Maia de (2011). Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Central Brazil. *Lithos*, 124, 1-2, 82-102
- Harley, S. L. (1998a). On the Occurrence and Characterization of Ultrahigh-Temperature Crustal Metamorphism. Geological Society, London, Special Publications, 138(1): 81–107. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1996.138.01.06>
- Hensen, B. J., Harley, S. L. (1990). Graphical Analysis of p-T-x Relations in Granulite Facies Metapelites. In: Ashworth, J. R., Brown, M., eds., *High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Unwin Hyman, London, 19–56.
- Hsia, J., Zhang J., Zhao G., Qian J., Liu J., Sun M., Yin C., Gao P., Xian W. W., Guo M. (2023). Newly discovered youngest UHT metamorphism on Earth, Western Sulawesi, Indonesia[J]. *Geoscience Frontiers*, 14(2): 101500. doi: 10.1016/j.gsf.2022.101500
- Jiao, S. J., Guo, J. H., Mao, Q., et al., 2011. Application of Zr-in-Rutile Thermometry: A Case Study from Ultrahigh-Temperature Granulites of the Khondalite Belt, North China Craton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2): 379–393.
- Lei H., Xu H. (2018). A Review of Ultrahigh Temperature Metamorphism. *Journal of Earth Science*, 29(5): pp. 1167-1180. doi: 10.1007/s12583-018-0846-9
- Lu, C., Qian, J., Yin C., Gao P., Guo M., Zhang W. (2022). Ultrahigh temperature metamorphism recorded in the Lüliang Complex, Trans-North China Orogen: P–T–t evolution and heating mechanism. *Precambrian Research* DOI:10.1016/j.precamres.2022.106900
- McFarlane, C. R. M., Carlson, W. D., Connelly, J. N., 2003. Prograde, Peak, and Retrograde P-T Paths from Aluminium in Orthopyroxene: High-Temperature Contact Metamorphism in the Aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(5): 405–423.
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere: Quantitative Description of Geological Problems*, 2nd Edition. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Dordrecht, 493
- Tsunogae, T., Santosh, M., Ohyama, H., et al. (2008). High-Pressure and Ultrahigh-Temperature Metamorphism at Komateri, Northern Madurai Block, Southern India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5/6): 395–413.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 p.
- Yu, B., Santosh, M., Wang, M.-X., & Yang, C.-X. (2021). Paleoproterozoic emplacement and Cambrian ultrahigh-temperature metamorphism of a layered magmatic intrusion



from the Central Madurai Block, southern India: From Columbia to Gondwana.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987121001249#s0045>

Ιστοχώροι

<https://eclass.upatras.gr/modules/document/index.php?course=GEO390&openDir=/5f91850cBIOj>

<https://docplayer.gr/6648884-Simeioseis-apo-tis-paradoseis-toy-mathimatos-petrologia-metamorfomenon-petromaton-dimitrios-kostopoylos-epikoyros-kathigitis.html>

http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm

http://www.geo.auth.gr/212/1_neso/sillimanite/and_ky_sil.jpg

http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm

<https://www.nps.gov/subjects/geology/plate-tectonics-accreted-terranes.htm> National Park Service. (n.d.-a). Convergent Plate Boundaries—Accreted Terranes.

<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/chapter/10-2-classification-of-metamorphic-rocks-2/> Panchuk, K. (2019, September). Physical Geology.

<https://en.wikipedia.org/wiki/Terrane>