



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



ΓΙΑΝΝΗΣ ΜΠΑΡΜΠΑΡΕΣΟΣ

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΧΑΛΑΖΙΟΑΣΤΡΙΟΥΧΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2022





ΙΩΑΝΝΗΣ ΜΠΑΡΜΠΑΡΕΣΟΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5664

ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΧΑΛΑΖΙΟΑΣΤΡΙΟΥΧΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα καθηγήτρια

Παπαδοπούλου Λαμπρινή, Καθηγήτρια

© Ιωάννης Μπαρμπάρεσος, 2022
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.



© Ιωάννης Μπαρμπάρεσος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2022

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Μεταμόρφωση Χαλαζιοαστρίουχων Πετρωμάτων – *Πτυχιακή Εργασία*

© Ioannis Barbaresos, School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2022

All rights reserved.

Metamorphism of Quartzofeldspathic Rocks – *Bachelor Thesis*

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

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



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	6
ABSTRACT	7
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	8
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	9
2. Χαλαζιοαστριούχα πετρώματα	11
3. Μεταγραουβάκες	12
3.1. Γενικά.....	12
3.2. Μεταμόρφωση μεταγραουβάκη μεταψαμμιτικής σύστασης	14
3.3. Ορογενετική μεταμόρφωση μεταγραουβάκη	15
3.4. Μέση Πίεσης Μεταμόρφωση γραουβάκη	16
3.5. Υψηλής πίεσης μεταμόρφωση γραουβάκη	18
3.6. Μεταμόρφωση Επαφής μεταγραουβάκη και μεταψαμμίτη.....	21
4. Γρανитоειδή	26
4.1. Πρενίτης – Πουμπελλυΐτης.....	26
4.2. Στυλπνομέλας	27
4.3. Η ισόβαθμη μικροκλινή-σανίδινου.....	27
4.4. Γρανитоειδή εκλογιτικής και γλαυκοφανιτικής φάσης	29
4.5. Μιγματικά γρανитоειδή και χαρνοκίτες	30
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	33
Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία.....	34
Ιστολόγιο.....	36
Παράρτημα.....	37



ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα χαλαζιοαστριούχα μεταμορφωμένα πετρώματα αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος του φλοιού και προκύπτουν από γραουβάκες, ψαμμίτες, ιλυόλιθους, πρωτόλιθους γρανιτοειδών. Συγκεκριμένα, οι μεταγραουβάκες προέρχονται από κλαστικά ιζήματα (τουρβιδίτες) και περιέχουν κλαστικά υλικά από ηφαιστειακά, πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα. Τα σημαντικότερα κλαστικά ορυκτά αποτελούν ο χαλαζίας και οι άστριοι. Οι μεταγραουβάκες, εκτός από χαλαζία και αστρίους, περιέχουν επιπλέον στη σύστασή τους και αργίλικα ορυκτά. Οι μεταγραουβάκες διακρίνονται σε μεσαίας και υψηλής πίεσης. Οι μεταγραουβάκες μεσαίας πίεσης, σε συνθήκες μεταμόρφωσης αμφοβολιτικής φάσης περιέχουν τη μη διαγνωστική παραγένεση χαλαζία + πλαγιόκλαστο + μοσχοβίτη + βιοτίτη + γρανάτη. Οι μεταγραουβάκες υψηλής πίεσης διακρίνονται σε αυτούς με μέση και υψηλή θερμοκρασία. Στην πρώτη περίπτωση η μεταμόρφωση λαμβάνει χώρα σε συνθήκες γλαυκοφανιτικής φάσης με παραγένεση $Lws + Phe + Ab + Chl + Ttn + Gln + Arg + Pmp$. Στις υψηλές θερμοκρασίες εμφανίζονται γρανάτης και K-άστριος. Σε συνθήκες χαμηλής πίεσης-υψηλής θερμοκρασίας ο μεταγραουβάκης χαρακτηρίζεται από την παρουσία K-αστρίου, κορδιερίτη, σιλλιμανίτη και ορθοπυρόξενου, την εξαφάνιση των μαρμαρυγιών και την ύπαρξη μερικής τήξης που οδηγεί στο σχηματισμό μιγματιτών.

Σε αντίθεση με τους μεταγραουβάκες, τα γρανιτοειδή πετρώματα βρίσκονται σε άνυδρη κατάσταση όταν πρόκειται να μεταμορφωθούν. Παρόλα αυτά, το νερό αποτελεί καίριο παράγοντα στο κομμάτι της μεταμόρφωσης και απαιτείται σημαντική ποσότητα για να την έναρξη των μεταμορφικών αντιδράσεων. Επομένως, σημαντικός παράγοντας για τη μεταμόρφωση των γρανιτοειδών πετρωμάτων αποτελεί η παραμόρφωση. Ελλείψει παραμόρφωσης τα ιστολογικά χαρακτηριστικά του αρχικού πετρώματος διατηρούνται ακόμη και σε συνθήκες υπερυψηλής θερμοκρασίας. Χαρακτηριστικά ορυκτά των μεταγρανιτοειδών αποτελούν ο πρενίτης και ο πουμπελλυΐτης, όπου η παρουσία τους συνδέεται με την ύπαρξη υδροθερμικών διαλυμάτων, ο στίλπνομέλας, που αποτελεί ορυκτό δείκτης για συνθήκες χαμηλής πραιοσχιστολιθικής και γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωση.



ABSTRACT

The quartzofeldspathic metamorphic rocks constitute the largest part of the continental crust deriving from graywacke sandstone, siltstone and granitoid protoliths. Specifically, metagraywackes originate from clastic sediments (turbidites) containing clasts of volcanic, igneous and metamorphic rocks. The most abundant clastic minerals are quartz and feldspar. The metagraywackes, apart from quartz and feldspar, also contain clay minerals. Metagraywackes are distinguished into medium and high pressure. Under medium-pressure and in amphibolite metamorphic conditions metagraywackes contain the non-diagnostic paragenesis $Qtz + Pl + Ms + Bt + Grt$. High-pressure metagraywackes are distinguished in those of moderate and high temperature. In the first case, metamorphism takes place under blueschist conditions and leads to the assemblage $Lws + Phe + Ab + Chl + Ttn + Gln + Arg + Pmp$. At high temperatures garnet and K-feldspar are formed. Under low pressure-high temperature conditions, metagraywacke is characterized by the presence of K-feldspar, cordierite, sillimanite and orthopyroxene, the disappearance of mica and the occurrence of partial melting that results in the formation of migmatites.

Unlike metagraywackes, granitoid rocks are in anhydrous state when they are about to be transformed. However, water is a key factor in metamorphism and a significant amount may be necessary for metamorphic reactions to begin. Thus, deformation is another key factor in metamorphism of granitoid rocks. In the absence of deformation, textural characteristics of the parental rock can be preserved even in ultra-temperature metamorphism. Characteristic minerals of metagranitoids are prenite and pumpellyite, where their presence is associated with the existence of hydrothermal solutions, stilpnomelane, which is an index mineral of lower greenschist and blueschist facies.



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Τα πετρώματα από τα οποία αποτελείται ο φλοιός της γης χωρίζονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες με βάση τον τρόπο σχηματισμό τους: τα πυριγενή, ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα. Η παρούσα εργασία εκπονείται στα πλαίσια του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και στόχος αυτής αποτελεί η πετρογενετική μελέτη της μεταμορφικής διαδικασίας των χαλαζιοαστριούχων πετρωμάτων.

Στο πρώτο μέρος της εργασίας γίνεται μια σύντομη περιγραφή των συνθηκών μεταμόρφωσης και των τύπων μεταμόρφωσης. Στο δεύτερο μέρος, περιγράφονται οι τύποι των μεταψαμμιτών και των μεταγρανιτοειδών.

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



1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μεταμόρφωση αποτελεί μια γεωλογική διεργασία που συνεπάγεται την αλλαγή στη δομή κρυσταλλικών προϋπάρχοντων πετρωμάτων, καθώς και στην ορυκτολογική και χημική σύσταση αυτών. Πρόκειται, εν ολίγοις, για μια διαδικασία που λαμβάνει χώρα μέσα στο φλοιό και το μανδύα της γης και γι' αυτό συνδέεται με μεγάλες τιμές θερμοκρασίας και πίεσης. Πρωταγωνιστικό ρόλο στη μεταμόρφωση, όπως προαναφέρθηκε, αποτελεί η θερμοκρασία και η πίεση, ενώ επίσης σημαντικοί παράγοντες αποτελούν η ρευστή φάση, οι παραμορφωτικές τάσεις και ο χρόνος (Winter 2001). Οι τροποποιήσεις στις οποίες υπόκεινται τα μεταμορφωμένα πετρώματα, είναι εμφανείς μικροσκοπικά και μακροσκοπικά, συμπεριλαμβάνοντας, ωστόσο, τη δημιουργία καινούργιων ορυκτών που ορισμένες φορές δεν συγκαταλέγονται στις παρεγγενέσεις των ιζηματογενών και πυριγενών πετρωμάτων, στην αναδιαμόρφωση του ιστού του πετρώματος, αλλά και σε πολλές περιπτώσεις, στη χημική μεταβολή του αρχικού πετρώματος, όταν πρόκειται για συμμετοχή ρευστής φάσης. (Mason 2012).

Με βάση τους Bucher & Grapes (2011), τα μεταμορφωμένα πετρώματα χωρίστηκαν σε 7 συστασιακές ομάδες, ανάλογα με το είδος και τη χημική σύσταση του μητρικού πετρώματος (Πίν. 1.1) που συντείνει στο διαχωρισμό και τη μελέτη των πετρωμάτων αυτών.

Τα μεταψαμμιτικά και τα μεταγρανιτοειδή πετρώματα, θα αναλυθούν αργότερα με την ανάλυση των χαλαζιοαστριούχων πετρωμάτων στα οποία ανήκουν.

Πίνακας 1.1. Συστασιακές ομάδες μεταμορφωμένων πετρωμάτων (Bucher & Grapes 2011).

ΟΝΟΜΑ ΟΜΑΔΑΣ	ΠΡΩΤΟΛΙΘΟΣ	ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΓΝΩΡΙΣΜΑΤΑ
Πηλίτες	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O	Πλούσια σε μαρμαρυγίες και χαλαζία
Χαλαζιοαστρίουχα πετρώματα	Αρκοζικά ιζηματογενή ή λευκοκρατικά πυριγενή	Πλούσια σε χαλαζία και αστρίους
Ανθρακικά πετρώματα	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε ασβεστίτη και δολομίτη	Πλούσια σε ασβεστίτη και δολομίτη
Υπερβασικά πετρώματα	Υπερβασικά πυριγενή πλούσια σε MgO	Πλούσια σε σερπεντίνη, τάλκη, μαγνησίτη
Βασικά πετρώματα	Βασικά πυριγενή πλούσια σε Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO	Πλούσια σε χλωρίτη, αμφιβόλους, πυροξένους
Μάργες	Ιζηματογενή πετρώματα πλούσια σε αργιλικά ορυκτά και ασβεστίτη	Πλούσια σε μαρμαρυγίες, χαλαζία, ασβεστίτη – δολομίτη, Ca - ούχο πυρόξενο και αμφίβολο, ορυκτά της ομάδας του επιδότου, μαργαρίτη, σκαπόλιθο και βεζουβιανίτη.
Πετρώματα με διαφορετικές ολικές συστάσεις	Διάφορες κατηγορίες πετρωμάτων όπως κερατόλιθοι, εβαπορίτες, πυροκλαστικά υλικά, λατερίτες κ.α.	Διάφορες παραγενέσεις ανάλογα με το είδος του πρωτόλιθου

2. Χαλαζιοαστριούχα πετρώματα

Τα μεταμορφωμένα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα προκύπτουν από γραουβάκες, ψαμμίτες και ιλυόλιθους (κλαστικά ιζήματα, πίνακας 2.1) καθώς και γρανιτοειδείς πρωτόλιθους, όπως είναι ο γρανίτης, ο αλκαλικός γρανίτης, ο γρανοδιορίτης και ο τοναλίτης (Πίν. 2.1). Αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος του ηπειρωτικού φλοιού. Για παράδειγμα, οι χαλαζιοαστριούχοι γνεύσιοι (μεταϊζηματογενείς παραγνεύσιοι και γρανιτικοί ορθογνεύσιοι), συνήθως μιγματιτικοί, είναι ο επικρατέστερος λιθολογικός τύπος των ηπείρων, καταλαμβάνοντας μεγάλες εκτάσεις. Λόγω του ότι τα κύρια μεταμορφικά ορυκτά – Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Hbl εμφανίζονται σε ένα μεγάλο φάσμα συνθηκών P-T και επειδή τα αργιλοπυριτικά ορυκτά συνήθως απουσιάζουν εξαιτίας της υψηλής περιεκτικότητας σε διοξείδιο του πυριτίου (Πίν. 2.1), τα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα μπορεί να μην αποτελούν χρήσιμους δείκτες του βαθμού μεταμόρφωσης και συχνά παραλείπονται από τα βιβλία. Παρόλα αυτά, στη συνέχεια εξετάζεται η προοδευτική μεταμόρφωση των μεταγραουβακών και περιγράφονται συγκεκριμένα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του βαθμού μεταμόρφωσης σε μεταγρανιτικά πετρώματα (Bucher & Grapes 2011).

Πίνακας 2.1 Χημική σύσταση ιζηματογενών και πυριγενών πετρωμάτων (Caramichael 1989)

	Sandstones, graywackes	Shales (platforms)	Pelites, pelagic clays	Carbonates (platforms)	Tonalite	Granite	Basalt MORB
SiO ₂	70.0	50.7	54.9	8.2	61.52	70.11	49.2
TiO ₂	0.58	0.78	0.78	–	0.73	0.42	2.03
Al ₂ O ₃	8.2	15.1	16.6	2.2	16.48	14.11	16.09
Fe ₂ O ₃	0.5	4.4	7.7	1.0	–	1.14	2.72
FeO	1.5	2.1	2.0	0.68	5.6	2.62	7.77
MgO	0.9	3.3	3.4	7.7	2.8	0.24	6.44
CaO	4.3	7.2	0.72	40.5	5.42	1.66	10.46
Na ₂ O	0.58	0.8	1.3	–	3.63	3.03	3.01
K ₂ O	2.1	3.5	2.7	–	2.1	6.02	0.14
H ₂ O	3.0	5.0	9.2	–	1.2	0.23	0.70
CO ₂	3.9	6.1	–	35.5	0.1		
C	0.26	0.67	–	0.23			

3. Μεταγραουβάκες

3.1. Γενικά

Επειδή οι χαλαζιοαστριούχοι μεταγραουβάκες πρωτοσηματίζονται ως κλαστικά ιζήματα (τουρβιδίτες), περιέχουν άφθονα κλαστικά ορυκτά συνήθως μαζί με λιθικούς κλάστες διαφόρων ηφαιστειακών, πλουτωνικών και μεταμορφικών πετρωμάτων (Εικ. 3.1) Τα επικρατέστερα και πιο προφανή ορυκτά είναι ο χαλαζίας και οι άστριοι και σε αυτά τα ορυκτά οφείλεται η ολική περιεκτικότητα του πετρώματος σε SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O και K_2O , έτσι ώστε να εξομοιώνονται ουσιαστικά με την ολική χημική σύσταση ενός γρανοδιορίτη.



Εικόνα 3.1. Μεταγραουβάκης – Οντάριο, Καναδάς

(<https://www.flickrriver.com/photos/jsjgeology/46974518554/>)

Σε χαμηλούς βαθμούς μεταμόρφωσης, δηλαδή σε υποπρασινοςχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης, πρέπει να δοθεί προσοχή για να γίνει διάκριση μεταξύ των κλαστικών και των νεομεταμορφικών ορυκτών. Συνήθως, αυτό είναι προφανές από το μέγεθος των κόκκων και από χαρακτηριστικά όπως η κάμψη, η θραύση, η πολωτική παραμόρφωση των κόκκων των ορυκτών, αλλά όχι πάντα, ειδικά αν υπάρχουν σχετικά λεπτόκοκκα κλαστικά ορυκτά. Για παράδειγμα, η κλαστική και μεταμορφική ορυκτολογική παραγένεση δύο ψαμμιτών πρενιτικής-πουμελλυϊτικής φάσης από περιοχές πλούσιες σε γραουβάκη, στο Βόρειο Νησί της Νέας Ζηλανδίας, παρατίθενται στον Πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1. Κλαστικά και νεομεταμορφικά ορυκτά που εμφανίζονται σε δύο μεταγραουβάκες από τη Ν. Ζηλανδία πρενιτικής-πουμελλυϊτικής φάσης μεταμόρφωσης. Ολική χημική σύσταση του γραουβάκη-1: SiO₂ (70,9%), TiO₂ (0,4%), Al₂O₃ (14,1%), Fe₂O₃ (0,6%), FeO (2,3%), MgO (1,0%), CaO (1,3%), Na₂O (4,0%), K₂O (2,6%). Ολική χημική σύσταση του γραουβάκη-2: SiO₂ (63,7%), TiO₂ (0,8%), Al₂O₃ (16,1%), Fe₂O₃ (1,2%), FeO (5,5%), MgO (2,4%), CaO (3,1%), Na₂O (4,2%), K₂O (2,3%) (Grapes et al. 2001).

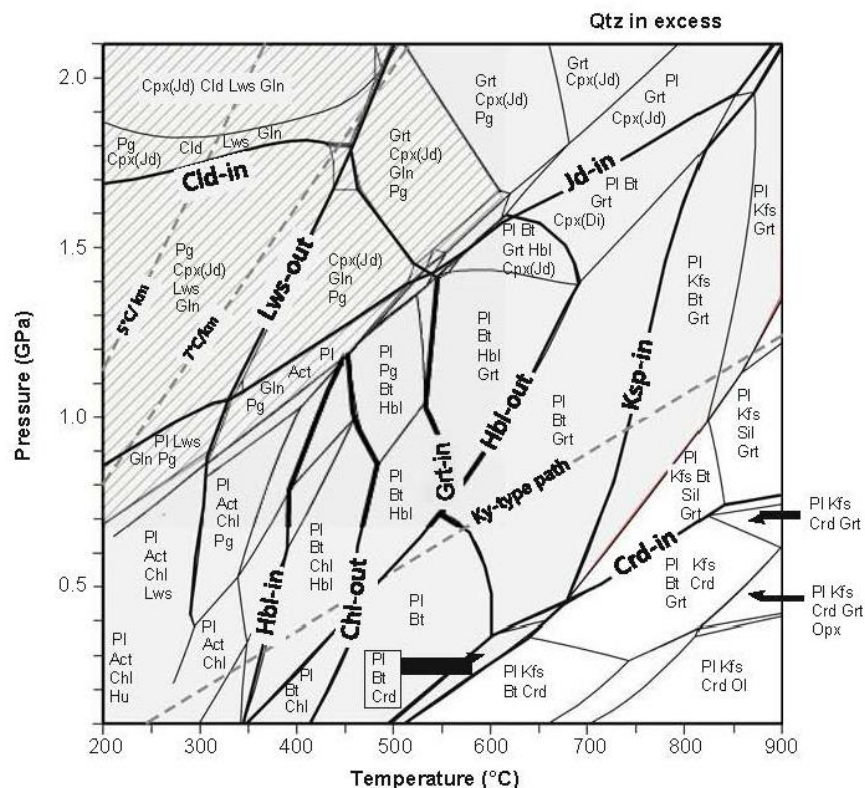
Ορυκτά	Γραουβάκης 1		Γραουβάκης 2	
	Κλαστικά	Νεομεταμορφικά	Κλαστικά	Νεομεταμορφικά
Χαλαζίας	x	x	x	x
Πλαγιόκλαστο	x		x	
Αλβίτης	x	x	x	x
Κ-άστριος	x		x	
Μοσχοβίτης	x	x	x	x
Βιοτίτης	x		x	
Στιλπνομέλας		x		
Χλωρίτης	x	x	x	x
Πρενίτης			x	x
Πουμελλυϊτης	x	x	x	x
Κεροστίλβη			x	
Κλινοπυρόξενος			x	
Γρανάτης	x			
Επίδοτο	x	x	x	x
Αλλανιτης	x			
Τιτανίτης	x	x	x	x
Τουρμαλίνης	x		x	
Ζιρκόνιο	x		x	
Απατίτης	x		x	
Ασβεστίτης		x		x
Ιλμενίτης	x		x	
Μαγνητοπυρίτης		x		
Σιδηροπυρίτης		x		x
Γραφίτης	x			

Και στις δύο περιπτώσεις, τα ορυκτολογικά συστατικά και οι ιστολογικές τους σχέσεις διακρίθηκαν προσεκτικά τόσο οπτικά όσο και χρησιμοποιώντας την τεχνική απεικόνισης οπισθοσκεδαζόμενων ηλεκτρονίων (BEI) του μικροαναλυτή (EPMA). Τα πετρώματα περιέχουν περισσότερες από είκοσι διαφορετικές ορυκτές φάσεις και τα μεταμορφικά ορυκτά που καθορίζουν τον βαθμό μεταμόρφωσης $Ab + Chl + Pmp + Prh + Ep$ εμφανίζονται τόσο ως κλαστικοί όσο και ως νεομεταμορφικοί κόκκοι. Τα κλαστικά ορυκτά $Qtz, Pl, Kfs, Ms, Chl, Ep, Hbl, Ilm$ και αλλανίτης, επιβιώνουν ακόμη και σε ημισχιστοποιημένα πετρώματα πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Ως αναφορά τις ολικές χημικές συστάσεις, ο γραουβάκης-1 ισοδυναμεί με αδαμελλίτη και ο γραουβάκης-2 με γρανοδιορίτη (Πίν. 3.1). Σε άλλους μεταγραουβάκες, π.χ. σε αυτούς του Φραγκισκανού πεδίου της Καλιφόρνια που είναι γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης, τόσο τα κλαστικά όσο και τα νεομεταμορφικά Lws, Gln και Jd έχουν διακριθεί (Bucher and Grapes 2011).

3.2. Μεταμόρφωση μεταγραουβάκη μεταψαμμιτικής σύστασης

Τα πετρώματα αυτά που αρχικά αποτελούνταν κυρίως από χαλαζία και άστριο, όπως οι γρανίτες ή οι αρκοζικοί ψαμμίτες, μετά τη μεταμόρφωσή τους, θα εξακολουθούν να απαρτίζονται από χαλαζία και άστριο και ελάχιστα αργιλικά ορυκτά, εφόσον τα ορυκτά αυτά είναι σταθερά και κάτω από ένα μεγάλο φάσμα θερμοκρασίας και πίεσης (<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>).

Στο σχήμα 3.1 φαίνονται κάποιες παραγενέσεις ορυκτών σε ισορροπία για ένα τυπικό γραουβάκη με ψαμμιτική σύσταση (=γρανοδιορίτη). Όλες οι παραγενέσεις περιέχουν χαλαζία, όπως αναμένεται από ένα πλούσιο σε διοξείδιο του πυριτίου πρωτόλιθο (70.9%κ.β.) και οι καλιούχοι μαρμαρυγίες (Ms, Cel, Phe) είναι σταθεροί στο μεγαλύτερο μέρος του πεδίου P-T. Ωστόσο, ο σταυρόλιθος απουσιάζει και ο χλωριτοειδής είναι περιορισμένος σε πολύ υψηλές συνθήκες P (Bucher and Grapes 2011).



Σχήμα 3.1: Υπολογισμένες ορυκτολογικές παραγενέσεις ορυκτές σε ισορροπία στο πεδίο P-T για ένα γραουβάκη ψαμμιτικής (γρानοδιοριτικής) σύστασης: (SiO_2 – 73,83%; Al_2O_3 – 13,25%; FeO (ολικός) – 3,37%; MgO – 1,16%; CaO – 1,41%; Na_2O – 3,10%; K_2O – 2,53%). Οι ισόβαθμες παρουσιάζονται ως έντονες γραμμές. Η σκιασμένη περιοχή είναι το πεδίο σταθερότητας των Καλιούχων λευκών μαρμαρυγιών (Ms, Phe, Cel). Η διαγραμμισμένη περιοχή είναι το πεδίο σταθερότητας του Gln. Ο χαλαζίας βρίσκεται σε όλες τις ορυκτολογικές παραγενέσεις.

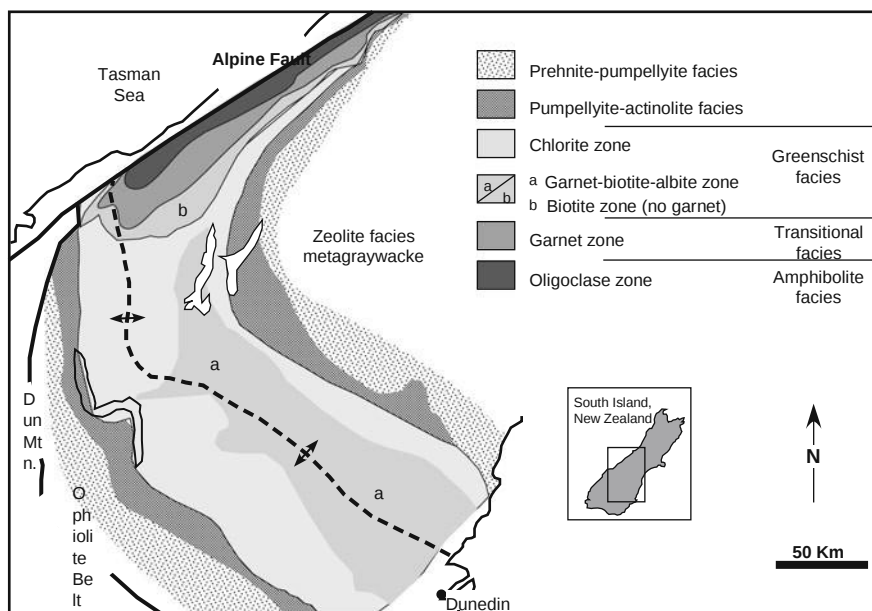
3.3. Ορογενετική μεταμόρφωση μεταγραουβάκη

Πρόδρομες πορείες υψηλής και μέσης πίεσης, γεώθερμες τύπου κυανίτη, παρουσιάζονται στο σχήμα 3.1. Στη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης, τα ορυκτά: λοσονίτης, γλαυκοφανής και ιαδεΐτης είναι τα κρίσιμα ορυκτά που σχηματίζονται σε λιθολογικούς τύπους μεταγραουβάκη. Για $P > 1,7 \text{ GPa}$ και $T < 450^\circ\text{C}$, προβλέπεται το πεδίο σταθερότητας του χλωριτοειδούς και μετακλαστικοί σχιστόλιθοι που περιέχουν χλωριτοειδή + λοσονίτη + γλαυκοφανή + ιαδεΐτη + φενγκίτη ± παραγωνίτη αναφέρονται από τη ΒΔ Τουρκία, όπου οι μέγιστες μεταμορφικές συνθήκες θεωρούνται ότι είναι $>2,0 \text{ GPa}$ σε $\sim 430^\circ\text{C}$ (Okay and Kelley 1994, Okay 2002). Πολύ υψηλών πιέσεων παραγενέσεις με χλωριτοειδή σχηματίζονται μόνο όταν η γεωθερμική βαθμίδα είναι $< 7^\circ\text{C/km}$ (Σχήμα 3.1). Σε μικρότερες πιέσεις, οι σχιστόλιθοι και οι γενεύσιοι που

προκύπτουν από τη μεταμόρφωση του γραουβάκη μπορούν να υποδιαιρεθούν σε εκείνους που περιέχουν κεροστίλβη (+βιοτίτη + μοσχοβίτη + πλαγιόκλαστο ± γρανάτη) και σε εκείνους χωρίς κεροστίλβη. Οι υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης μεταγραουβάκες χαρακτηρίζονται από την παρουσία καλιούχου αστρίου και την, ως αποτέλεσμα, εξαφάνιση του μοσχοβίτη.

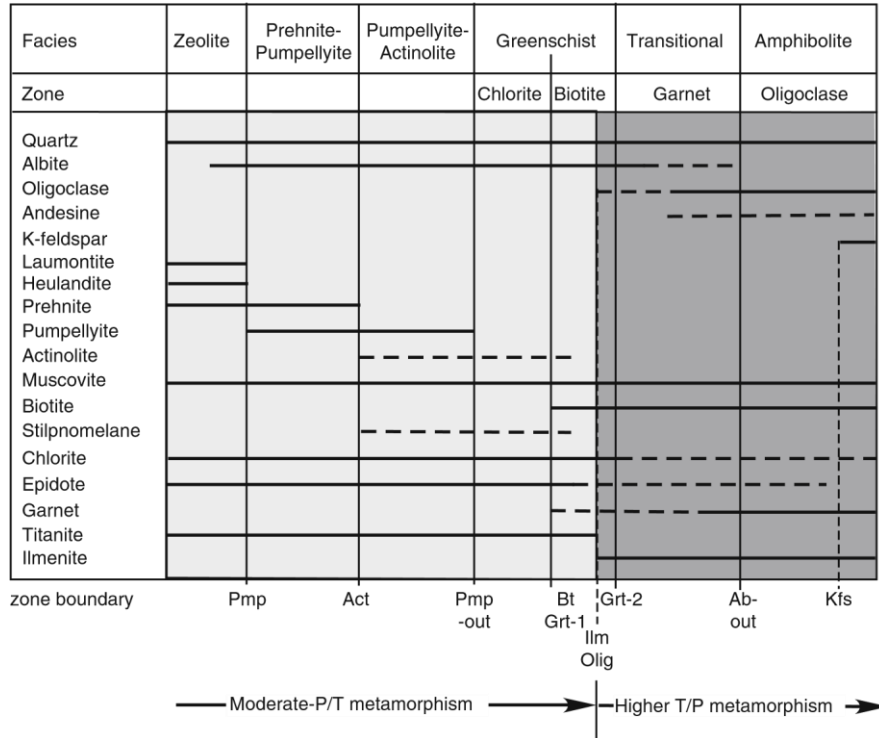
3.4. Μέση Πίεσης Μεταμόρφωση γραουβάκη

Η γενική διαδοχή των πεδίων σταθερότητας των ορυκτών με αυξανόμενο βαθμό μεταμόρφωσης, κατά μήκος μιας γεώθερμης μέσης πίεσης, όπως για παράδειγμα κοντά στην πορεία τύπου κυανίτη στο σχήμα 3.1, μπορεί να απεικονιστεί χρησιμοποιώντας ως κύριο παράδειγμα την περιοχή μεταγραουβάκη στη Νέα Ζηλανδία. Οι μεταμορφικές φάσεις ταξινομούνται σε έναν χάρτη στο σχήμα 3.2, όπου πρόκειται για το Νότιο Νησί στη Νέα Ζηλανδία και οι ορυκτολογικές τους συγκεντρώσεις στον πίνακα 3.2.



Σχήμα 3.2. Χάρτης που δείχνει την κατανομή από την πρενιτική-πουμελλυϊτική στην αμφιβολιτική φάση καθώς και τις ορυκτολογικές ζώνες σε μεταγραουβάκη-σχιστόλιθο του Νότιου Νησιού στη Νέα Ζηλανδία. (Mortimer 2000).

Πίνακας 3.2. Παρουσιάζονται οι διακυμάνσεις των πεδίων σταθερότητας των ορυκτών από ζεολιθική έως αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης σε μεταγρσουβάκη-σχιστόλιθο, Νότιο Νησί της Νέας Ζηλανδίας. Οι ισόβαθμες των ορυκτών υποδεικνύονται παρακάτω. Για δύο κύρια στάδια μεταμόρφωσης βλέπε σχήμα 2.



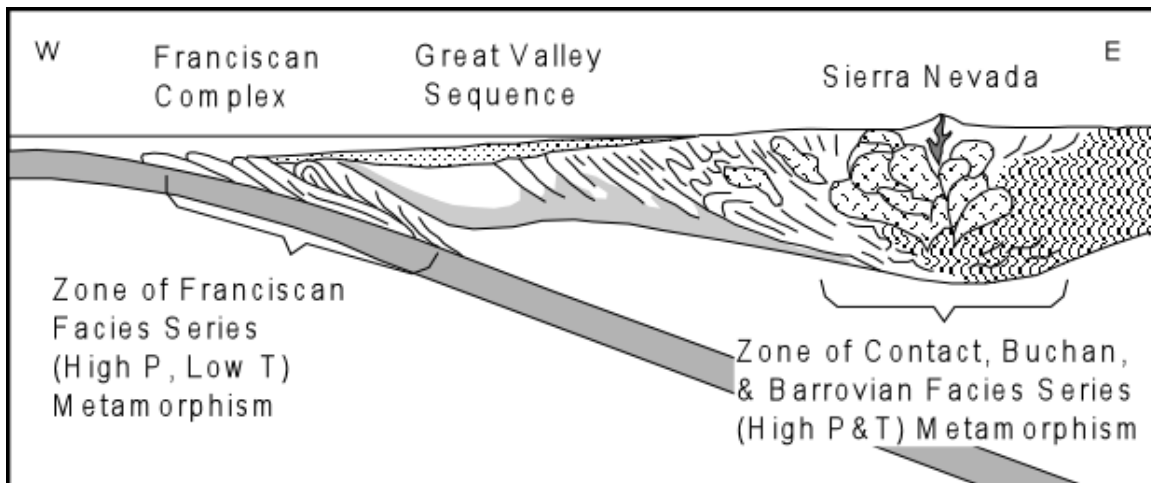
Σε αυτά τα πετρώματα, η κεροστίλβη δεν αποτελεί μεταμορφικό ορυκτό, παρόλο που ο ακτινόλιθος εμφανίζεται σε πρενιτικής-πουμελλυϊτικής και πρασινοσχιστολιθικής φάσης πετρώματα. Σχιστόλιθοι μεγαλύτερου βαθμού μεταμόρφωσης, από τη μεταβατική και αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης, χαρακτηρίζονται από τη μη-διαγνωστική παραγένεση: χαλαζία + πλαγιόκλαστο + μοσχοβίτη + βιοτίτη + γρανάτη, ενώ οι υψηλότερου βαθμού σχιστόλιθοι που βρίσκονται κοντά στο Αλπικό ρήγμα χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση ελάχιστου K-αστρίου. Αναλυτικές δομικές και ορυκτολογικές μελέτες, δείχνουν ότι ο μεταγρσουβάκης έχει υποστεί τουλάχιστον δύο κύριες φάσεις μεταμορφικής ανακρυστάλλωσης και παραμόρφωσης. Μία πρώτη σχετικά υψηλής P/T φάση που οδήγησε στο σχηματισμό μιας γαλάζιας Na-ούχας αμφιβόλου (κροσσίτης) σε μεταβασίτη, λοσονίτη (σε μεταγρσουβάκη) και μαγγανιούχο γρανάτη με αλβίτη (σε μεταγρσουβάκη) και στη συνέχεια επέδρασε ένα γεγονός υψηλότερων T/P συνθηκών που αντιπροσωπεύεται από σχιστόλιθο αμφιβολιτικού βαθμού μεταμόρφωσης, ο οποίος εμφανίστηκε κατά την Καινοζωϊκή ανύψωση στο Αλπικό Ρήγμα, ώστε να σχηματίσει τις Νότιες Άλπεις (Σχ. 2.5). Ο μεταγρσουβάκης της υψηλότερου βαθμού αμφιβολιτικής φάσης, περιέχει φακούς ή στρώματα γρανιτικού πηγματίτη (χαλαζία,

πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο, μοσχοβίτη, βιοτίτη, γρανάτη) ο οποίος πιθανόν αποτελεί προϊόν ανάτηξης.

3.5. Υψηλής πίεσης μεταμόρφωση γραουβάκη

Δύο τύποι μεταγραουβάκη είναι αποδεκτοί : οι μεταγραουβάκες υψηλής πίεσης-μέσης θερμοκρασίας (HP-MT) και οι μεταγραουβάκες υψηλής πίεσης και υψηλής θερμοκρασίας (HP-HT). Ο γρανάτης στους μέσης θερμοκρασίας μεταγραουβάκες, δείχνει καίρια ανάπτυξη ζωνών και έχει στη σύστασή του λιγότερη ποσότητα MgO από τους μεταγραουβάκες υψηλής θερμοκρασίας με ασθενής ζώνωση γρανάτη.

Το Φρανκισκανό πεδίο μεταγραουβάκη στην Καλιφόρνια, είναι ένα παράδειγμα μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας ζεολιθικής, πρενιτικής-πουμελλυϊτικής και γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης (Σχήμα 3.3, Πίν. 3.3), ενδεικτικό χαμηλής γεωθερμικής βαθμίδας ($< 7^{\circ}\text{C}/\text{Km}$). (Σχήμα 3.1). Τα χαρακτηριστικά μεταμορφικά ορυκτά υψηλής πίεσης (γλαυκοφανιτική φάση) στους μεταγραουβάκες είναι ο λοσονίτης, ο γλαυκοφανής, ο αραγωνίτης και ο ιαδεΐτης, αν και πιθανολογείται μια κλαστική προέλευση για τον ιαδεΐτη (Σχήμα 3.5β) με βάση την τοπική και περιφερειακή κατανομή του, τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά του και την αντικατάστασή του από αλβίτη, χλωρίτη, πουμπελλυϊτη και χαλαζία (Brothers and Grapes 1989).



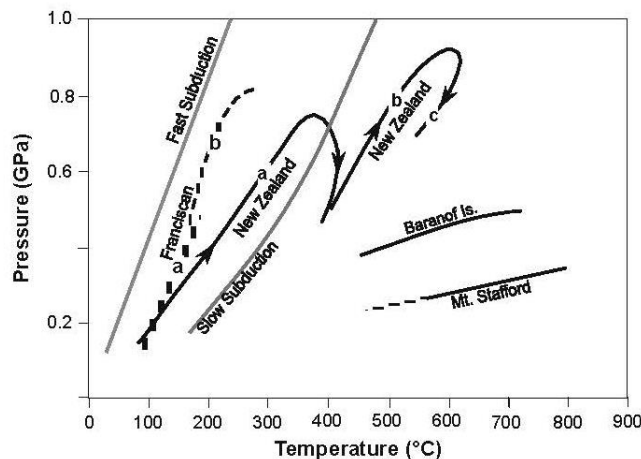
After Raymond (1995)

Σχήμα 3.3. Συνθήκες μεταμόρφωσης στο Φρανκισκανό πεδίο μεταγραουβάκη.
(<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/regionalmetamorph.htm>)

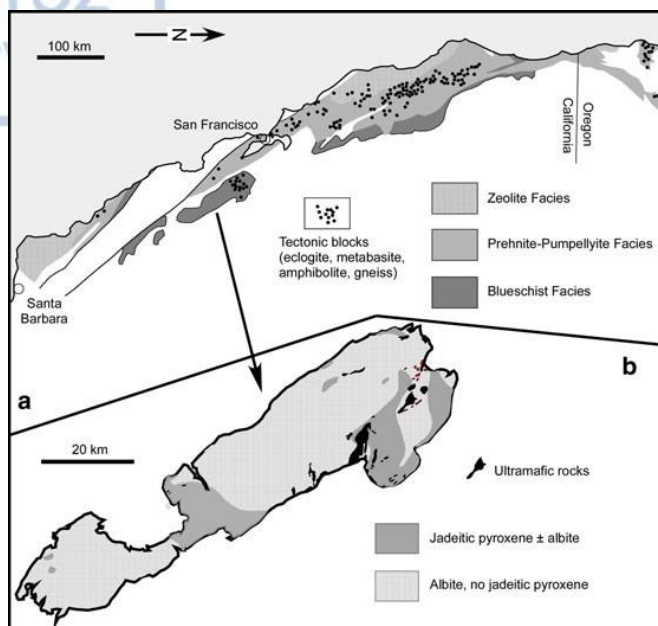
Πίνακας 3.3. Ορυκτολογικές παραγενέσεις και ορυκτολογικές διαδοχές στο Φρανκισκανό μεταγραιοβάκη

Facies	Zeolite	Prehnite-Pumpellyite	Blueschist
Quartz			
Albite	---		
Laumontite	---		
Prehnite		---	
Pumpellyite		---	
Lawsonite			---
Jadeite			---
Glaucophane			---
Chlorite/ vermiculite			---
Chlorite			---
Phengite			
Stilpnomelane			---
Titanite			---
Calcite			
Aragonite			---

Σε αυτή την περίπτωση, οι Φρανκισκανοί μεταγραιοβάκες έχουν ασθενώς ανεπτυγμένες παραγενέσεις γλαυκοφανιτικής φάσης με λοσονίτη, φεγγίτη, αλβίτη, χλωρίτη, τιτανίτη ±γλαυκοφανή±αργωνίτη± πουμπελλυίτη που υποδεικνύουν συνθήκες μεταμόρφωσης από 350-500MPa και 100-200°C (Σχήμα 3.4).

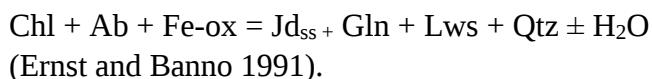
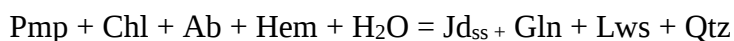


Σχήμα 3.4. Πρόδρομες πορείες θερμοκρασίας-πίεσης από μεταγραιοβάκες και μεταψαμμιτικά πετρώματα. Φρανκισκανός μεταγραιοβάκης, **a** = κλαστικός ιαδεΐτης (Brothers and Grapes 1989) και **b** νεομεταμορφικός ιαδεΐτης (Maruyama et al. 1985). Μεταγραιοβάκης -σχιστόλιθος Νέας Ζηλανδίας, **a** = Άνω.Τριαδική-Ιουρασική σχετικά υψηλής πίεσης μεταμόρφωση σε ζώνη υποβύθισης και ανύψωση, **b** = Κρητιδική συμπίεση, **c** = Άνω.Κρητιδική ανύψωση πριν έως κοντά στην ισοθερμική Κενοζωική ανύψωση στο Αλπικό Ρήγμα (Yardley 1982, Grapes 1995) Νησί Μπαρανοφ, Αλάσκα, μεταγραιοβάκες (Loney and Brew 1987) Όρος Stafford, Κεντρική Αυστραλία, μεταψαμμίτες (White et al. 2003)



Σχήμα 3.5. (α) Χάρτης που δείχνει την κατανομή της ζεολιθικής, πρενιτικής-πουμπελλυϊτικής και γλαυκοφανιτικής φάσης μεταμόρφωσης του Φρανκισκανού μεταγρσουβάκη, Καλιφόρνια (Ernst 1975). (β) Χάρτης που απεικονίζει την κατανομή του μεταγρσουβάκη με ιαδεϊτικό πυρόξενο και του μεταγρσουβάκη μόνο με αλβίτη.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι ο λοσονίτης και ο γλαυκοφανής εμφανίζονται και ως κλαστικοί κόκκοι αλλά και ως νεομεταμορφικά ορυκτά στους μεταγρσουβάκες. Μία πιθανή κλαστική πηγή καθώς βρίσκονται τοπικές συγκεντρώσεις κλαστών ιαδεϊτικού πυροξένου + χαλαζία και/ή αλβίτη μέσα σε καλά καθορισμένες περιοχές, οι οποίες μπορεί να αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτική ιζηματογένεση από ιαδεϊτικά μετασωματικά εγκλείσματα με χαλαζία και αλβίτη τοποθετημένα τεκτονικά μέσα σε υπερβασικά πετρώματα και ιαδεϊτικά-χαλαζιακά-λοσονιτικά εγκλείσματα σε κάποια μεταβασικά τεμάχια. Από το σχήμα 3.1, ένας ιαδεϊτικός μεταγρσουβάκης, θα σχηματιζόταν σε πιέσεις μεγαλύτερες από 0,85 GPa στους 200°C, αλλά αν η συγκέντρωση ιαδεϊτη στον πυρόξενο ήταν μικρότερη από 100, τότε θα μπορούσε να σχηματιστεί σε μικρότερες πιέσεις (Holland 1983). (Σχήμα 3.4). Οι ανωμαλίες εξαιτίας της παρουσίας ή της απουσίας νεομεταμορφικού ιαδεϊτη, με ή δίχως αλβίτη (σχήμα 3.5β), έχουν αποδοθεί στο γεγονός ότι ο αλβίτης επιμένει σαν μετασταθή φάση εξαιτίας των αργών ρυθμών αντίδρασης, της διακύμανσης του X_{H_2O}/X_{CO_2} στη ρευστή φάση και εξαιτίας της μεταβλητής σύστασης του μεταγρσουβάκη, με πιθανές ιαδεϊτικές αντιδράσεις που σχηματίζουν πυρόξενο:

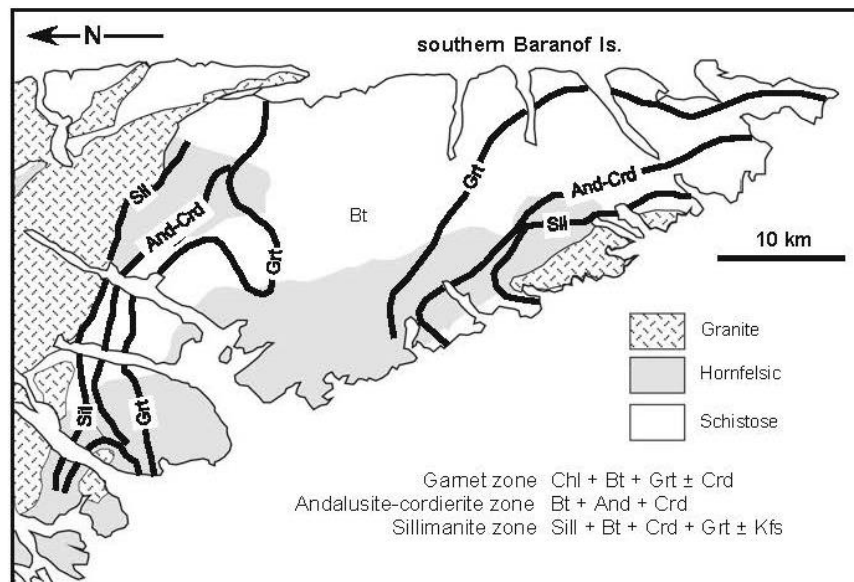


3.6. Μεταμόρφωση Επαφής μεταγραουβάκη και μεταψαμμίτη

Η μεταμόρφωση επαφής συμβαίνει ως αποτέλεσμα μίας υψηλής γεωθερμικής βαθμίδας που παράγεται τοπικά από μάγμα. Η μεταμόρφωση επαφής λαμβάνει χώρα κυρίως σε χαμηλά βάθη (χαμηλή πίεση) και συγκεκριμένα σε μέρη όπου υπάρχει τεράστια αντίθεση στην τιμή της θερμοκρασίας μεταξύ του μάγματος που παρεμβάλλεται και του γύρω πετρώματος (<http://www2.tulane.edu/~sanelson/eens212/contactmeta.pdf>).

Η χαμηλής πίεσης-υψηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση αναμένεται να οδηγήσει στο σχηματισμό Κ-αστρίου, κορδιερίτη, σιλλιμανίτη και ορθοπυρόξενου, στην εξαφάνιση μαρμαρυγιών και στη μερική τήξη ώστε να σχηματιστούν μιγματίτες. Αυτά τα χαρακτηριστικά απεικονίζονται μέσα από δύο παραδείγματα, ένα που αφορά μεταμόρφωση επαφής και ένα που αφορά μιγματιτίωση (Σχ. 3.1).

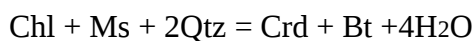
Στο νησί Baranof, στη ΝΑ Αλάσκα, μεταγραουβακικοί τουρβιδίτες πρενιτικής-πουμελλυϊτικής φάσης, έχουν μεταμορφωθεί σε επαφή με γρανίτη (σχήμα 3.6).



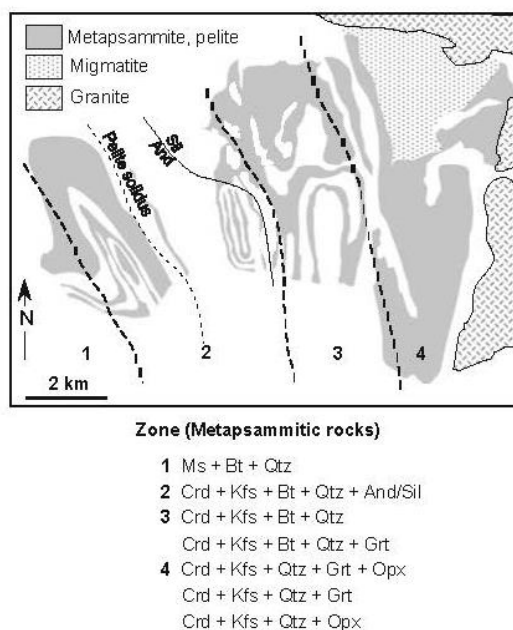
Σχήμα 3.6. Χάρτης που δείχνει την κατανομή των ισοβάθμων των ορυκτών της μεταμόρφωσης επαφής σε κερατιτικούς και σχιστολιθικούς μεταγραουβάκες, στο Baranof, ΝΑ Αλάσκα (Loney and Brew 1987).

Οι κλαστικές φάσεις στους αστριούχους, λιθικούς και αρκοζικούς ψαμμίτες περιλαμβάνουν κυρίως χαλαζία, Κ-άστριο, πλαγιόκλαστο με ελάχιστο βιοτίτη, μοσχοβίτη, κεροσίτλη, γρανάτη, ορθοπυρόξeno, κλινοπυρόξeno, απατίτη, ζirkόνιο και 30-60% θραύσματα, παρόμοια με αυτά που του γραουβάκη-2 στον πίνακα 3.1. Η

μεταμόρφωση επαφής έχει παράγει, με αυξανόμενο βαθμό, τις ζώνες του γρανάτη, ανδालουσίτη-κορδιερίτη-βιοτίτη και του σιλλιμανίτη-γρανάτη-κορδιερίτη (σχήμα 3.1 και 3.6) σε ένα εύρος θερμοκρασίας-πίεσης (T-P) περίπου 530-720°C και 390-450 MPa (Σχήμα 3.4). Η παραγένεση ανδालουσίτη-κορδιερίτη-βιοτίτη, υποδηλώνει την αντίδραση: $\text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Bt} + \text{Crld} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$. Στην ισόβαθμη του σιλλιμανίτη, ο K-άστριος πρωτοεμφανίζεται ταυτόχρονα με μείωση του μοσχοβίτη, σύμφωνα με τις αντιδράσεις:



Στο όρος Stafford της Κεντρικής Αυστραλίας, η μεταμόρφωση υψηλής θερμοκρασίας-χαμηλής πίεσης (high-T/low-P) των μεταψαμμιτών που ενδοστρωματώνονται με μετα-ιλιόλιθους και μεταπηλίτες και συνδέονται με μιγματίτες, οι οποίοι σχετίζονται με γρανιτικά πετρώματα σχηματίζοντας μια τοπική άλω που υποδιαιρείται σε 4 ζώνες (Σχήμα 3.7). Οι μεταψαμμίτες της 1^{ης} ζώνης περιέχουν μία άνω πρασινοσχιστολιθικής φάσης παραγένεση με μοσχοβίτη, βιοτίτη, χαλαζία.



Σχήμα 3.7. Χάρτης που δείχνει την κατανομή των ορυκτολογικών ζωνών στα μεταϊζηματογενή πετρώματα, στο όρος Stafford στην Κεντρική Αυστραλία (White et al. 2003).

Η 2^η ζώνη χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση κορδιερίτη, K-αστρίου, ανδालουσίτη (χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση) και σιλλιμανίτη (υψηλού βαθμού μεταμόρφωση). Στη 3^η ζώνη, την εμφάνισή του κάνει ο γρανάτης, και στη 4^η ζώνη,

επιτυγχάνονται συνθήκες μεταμόρφωσης γρανουλιτικής φάσης με την εμφάνιση ορθοπυρόξενου.

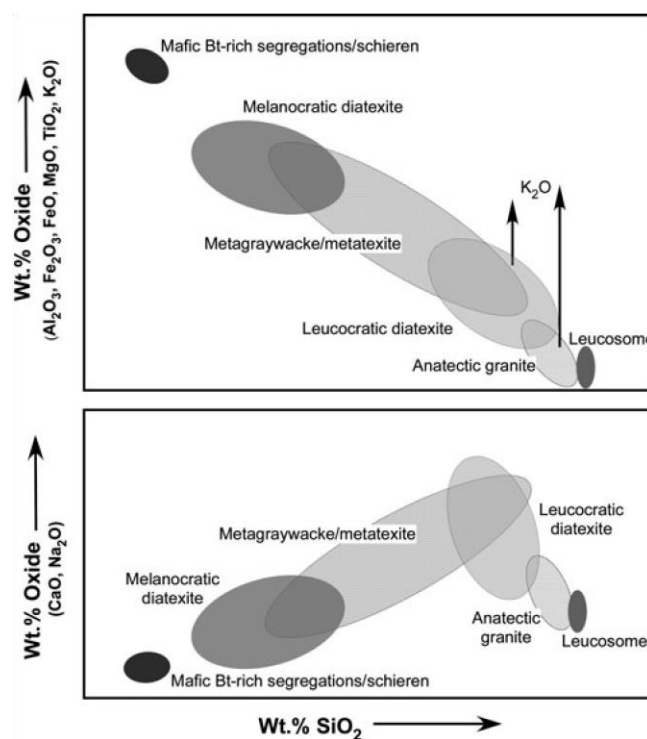
Λευκοσώματα πλούσια σε Κ-άστριο και χαλαζία με επιπρόσθετα κορδιερίτη, βιοτίτη, γρανάτη, ανάλογα με το βαθμό μεταμόρφωσης, εμφανίζονται από το μέσο της 2^{ης} ζώνης. Στη 4^η ζώνη, η παρουσία διατηξίτη και μιγματιτών με μορφή ταινιών υποδεικνύει ότι μία αξιόλογη ποσότητα τήξης πρέπει να προέκυψε, ειδικά σε μεταπηλιτικά πετρώματα, καθώς μεταψαμμιτικά στρώματα συνήθως σπάνε και περιστρέφονται μέσα στη μάζα του διατηξίτη. Η ζωνώδης κατανομή των ορυκτών στα μεταψαμμιτικά πετρώματα στο όρος Stafford, δείχνει μια πρόδρομη πορεία υψηλής θερμοκρασίας και πίεσης (Σχ. 3.4), με τη διαδοχική εμφάνιση κορδιερίτη, Κ-αστρίου, σιλλιμανίτη, γρανάτη και ορθοπυρόξενου (Σχήμα 3.1).

Εκτεταμένα μιγματιτωμένος μεταγραουβακικός σχιστόλιθος βρίσκεται στο όρος Malo Terrane, Brittany (Brown 1979, Milord et al. 2001). Η συνηθισμένη ορυκτολογική παραγένεση μη-μιγματιτωμένων πετρωμάτων είναι χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, μοσχοβίτης, βιοτίτης, με επουσιώδη ορυκτά τουρμαλίνη, απατίτη, ζirkόνιο και γραφίτη. Τα μιγματιτικά πετρώματα χαρακτηρίζονται από την παραγένεση χαλαζίας, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης, Κ-άστριος, απατίτης, ζirkόνιο, ιλμενίτης, γραφίτης με επουσιώδη ορυκτά τουρμαλίνη και σπανιότερα φιμπρολίτη. Η ορυκτολογική διακύμανση στα πετρώματα είναι κυρίως αποτέλεσμα των διαφορετικών αναλογιών των κύριων φάσεων. Ο γρανάτης και ο ορθοπυρόξενος λείπουν, ενώ ο κορδιερίτης εμφανίζεται περιστασιακά. Οι θερμοκρασίες μιγματιτώσης υπολογίζονται σε χαμηλότερες των 800°C εντός του πεδίου του βιοτίτη και αφορούν κυρίως τη διάσπαση των ορυκτών μοσχοβίτη-πλαγιόκλαστο-χαλαζία, σύμφωνα με τις αντιδράσεις



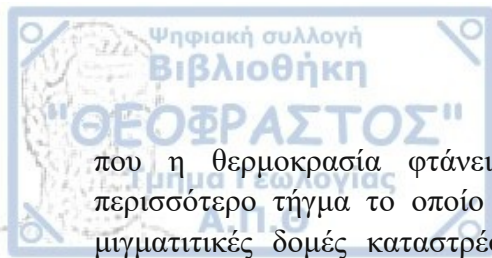
Οι γεωχημικές αλλαγές του πρωτόλιθου του μεταγραουβάκη κατά τη διάρκεια της μιγματιτώσης ώστε να σχηματιστούν διατηξίτες, μετατηξίτες (μελανοκρατικές, μεσοκρατικές, λευκοκρατικές ποικιλίες) και ανατηκτικοί γρανίτες συνοψίζονται στο σχήμα 3.8. Οι πιο σκούροι μιγματίτες (χαμηλή περιεκτικότητα σε SiO₂) περιέχουν μεγαλύτερα ποσοστά βιοτίτη, πιο ανοιχτόχρωμοι μιγματίτες περιέχουν περισσότερο χαλαζία και αστρίους (το πλαγιόκλαστο βρίσκεται σε μεγαλύτερη περιεκτικότητα από τους καλιούχους αστρίους). Με την αύξηση του διοξειδίου του πυριτίου (αύξηση χαλαζία) στο μεταγραουβακικό πρωτόλιθο (παλαιόσωμα), αυξάνουν το CaO και το Na₂O με αποτέλεσμα την αύξηση του πλαγιόκλαστου, και η μείωση των Al₂O₃, FeO, MgO, TiO₂ και K₂O υποδεικνύει τη μείωση του βιοτίτη. Σε σχέση με αυτή τη διακύμανση, μπορεί να περιγραφεί μια εξελικτική σειρά προοδευτικής τήξης που ισχύει για άλλα μεταίζηματα, όπως παραδείγματος χάρη στα ηλιτικά. Στο πρώιμο στάδιο της μιγματιτώσης σχηματίζεται μετατηξίτης, με την ίδια περιεκτικότητα σε SiO₂ όσο και ο

μεταγρουνβακικός πρωτόλιθος και με κάποια τήξη ώστε να σχηματιστούν πλούσια σε πυρίτιο λευκοσώματα (χαλαζίας, άστριοι, λίγος βιοτίτης) και φτωχά σε πυρίτιο μελανοσώματα (πλούσια σε βιοτίτη) που σχηματίζουν υπολειπόμενες “μεμβράνες” γύρω από τα λευκοσώματα. Με αύξηση της τήξης και της ομογενοποίησης των παλαιοσωματικών δομών, όπως είναι η στρώση, ο μετατηξίτης εξελίσσεται σε πιο αδρόκοκκο διατηξίτη, που εμφανίζει δομή ροής και διαχωρισμό σε φτωχό σε Si, Ca και Na, πλούσιο σε Fe, Mg, Ti, K μελανοκρατικό σώμα και σε ένα πλουσιότερο σε Si, Ca και Na λευκοκρατικό σώμα, ανάλογα με το λόγο Bt/Qtz+Pl. Ο λευκοκρατικός διατηξίτης σχετίζεται με ανατηκτικό γρανίτη (φλέβες καθώς και μεγαλύτεροι όγκοι που μπορεί να περιέχουν πηγματιτικές φλέβες) (Bucher and Grapes, 2011).



Σχήμα 3.8. Γενικευμένη περιεκτικότητα οξειδίων του ολικού πετρώματος προς την περιεκτικότητα σε διοξείδιο του πυριτίου, με προοδευτική μιγματιώση του μεταγρουνβάκη, όρος Malo Terrane, Γαλλία. (Milord et al 2001).

Η τήξη με προσθήκη νερού, δηλαδή, σε θερμοκρασίες που τέμνουν τη solidus και κάτω από τη θερμοκρασία αφυδάτωσης του μοσχοβίτη, έχει ως αποτέλεσμα την απότομη εξάντληση του διαθέσιμου νερού, αλλά παράγει αρκετό τήγμα ώστε να υπερβεί το όριο της υγρής φάσης, έτσι ώστε αυτό να μπορεί να μετακινηθεί σε μικρές αποστάσεις και να συσσωρευτεί σε λευκοσώματα με σχήμα φακού ή φλεβών (μετατηξίτες). Από τη στιγμή



που η θερμοκρασία φτάνει την τιμή διάσπασης του μοσχοβίτη, σχηματίζεται περισσότερο τήγμα το οποίο μπορεί να διαχωριστεί σε περιοχική κλίμακα. Οι προ-μιγματιτικές δομές καταστρέφονται ολοσχερώς, αλλά μπορούν να διατηρηθούν σε εγκλείσματα και τα πετρώματα ονομάζονται τότε διατηξίτες. Τα κρυσταλλικά και ρευστά μέρη του διατηξίτη μπορεί να διαχωριστούν περαιτέρω, οδηγώντας σε μελανοκρατικούς διατηξίτες καθώς και σε πλούσιους σε τήγμα λευκοκρατικούς διατηξίτες. Ο μελανοκρατικός διατηξίτης, περιέχει $> 30\%$ βιοτίτη και μεγαλύτερες ποσότητες από ζιρκόνιο, τουρμαλίνη, απατίτη, ιλμενίτη, ρουτίλιο και γραφίτη, συγκριτικά με τους λευκοκρατικούς διατηξίτες με περιεκτικότητα σε βιοτίτη $< 10\%$ και μεγάλη αναλογία K-άστριο/πλαγιόκλαστο. Στους γρανίτες, τα λευκοσώματα και μερικούς λευκοκρατικούς διατηξίτες παρατηρείται μία τάση μείωσης του Ca, Na με αύξηση του Si (σχήμα 3.8) που οφείλεται στην αύξηση του χαλαζία, ενώ στο λευκοκρατικό διατηξίτη και στο γρανίτη, παρατηρείται αύξηση και του K-αστρίου, ως αποτέλεσμα της κινητικότητας του K και της κλασματικής κρυστάλλωσης του τήγματος που παράγει ένα ρευστό πλούσιο σε K-άστριο και ένα στερεό υπόλειμμα πλούσιο σε χαλαζία και πλαγιόκλαστο (τα βέλη στο σχήμα 3.8). Η μετάβαση από το λευκοκρατικό διατηξίτη σε «in-situ» γρανίτη χαρακτηρίζεται από πιο μεγάλους κόκκους, μαγματικές υφές και έλλειψη φύλλωσης. Ο γρανίτης του όρους Malo αποτελείται από μεγάλα σώματα βιοτιτικού γρανίτη, φλέβες και κομμάτια διμαρμαρυγιακού γρανίτη και γρανίτη που περιέχει τουρμαλίνη. (Bucher and Grapes 2011)

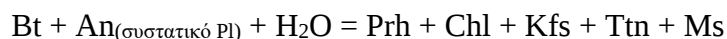


4. Γρανιτοειδή

Σε αντίθεση με τα χαλαζιοαστριούχα ιζηματογενή πετρώματα, τα γρανιτοειδή εισέρχονται στο «κομμάτι» της μεταμόρφωσης, κυρίως, σε ξηρή κατάσταση. Ωστόσο, όπως συμβαίνει και στα βασικά πετρώματα, για να μπουν στη διαδικασία έναρξης των μεταμορφικών αντιδράσεων, η ενυδάτωση παίζει καθοριστικό ρόλο. Κάτι τέτοιο συμβαίνει κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης. Οι πρωτογενείς υφές και δομές των πυριγενών πετρωμάτων διατηρούνται στα μεταγρανιτοειδή πετρώματα, απουσία διεισδυτικής παραμόρφωσης, ακόμα και όταν υπόκεινται σε συνθήκες μεταμόρφωσης υπερ-υψηλής πίεσης (UHP).

4.1. Πρενίτης – Πουμπελλυΐτης

Παρόλο που ο πρενίτης (Prh) και πουμπελλυΐτης (Pmp) είναι κοινώς διαδεδομένα στα χαμηλού βαθμού βασικά πυριγενή πετρώματα και στους γραουβάκες, αυτά τα ασβεστο-αργιλοπυριτικά ορυκτά, βρίσκονται ορισμένες φορές και σε γρανιτικά πετρώματα (Tulloch 1979, AlDahan 1989). Και τα δύο ορυκτά, συσχετίζονται, κυρίως, με βιοτίτη και σε δεύτερη φάση με χλωρίτη και κεροστίλβη. Στην περίπτωση του βιοτίτη, ο πρενίτης σχηματίζεται κατά μήκος των επιπέδων του σχισμού που παρέχουν κατάλληλες δομικές θέσεις για κρυστάλλωση γιατί διευκολύνουν τη ροή ρευστών, ενώ η αντικατάσταση του πρενίτη από βιοτίτη κατά μήκος των περιθωρίων του, υποδεικνύει την αντίδραση:



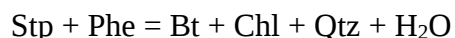
(Tulloch 1979).

Η παρουσία του πρενίτη και του πουμπελλυΐτη στα γρανιτοειδή πετρώματα έχει αποδοθεί στη δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων, αλλά τροποποιήσεις σε συνθήκες πρενιτικής-πουμπελλυΐτικής φάσης θεωρούνται περισσότερο πιθανό να συμβούν και ειδικά αν υπάρχουν ενδείξεις συνθηκών μεταμόρφωσης χαμηλής θερμοκρασίας σε συσχετιζόμενες λιθολογίες.



4.2. Στιλπνομέλας

Ο στιλπνομέλας (stp) είναι ένα πλούσιο σε σίδηρο πυριτικό ένυδρο ορυκτό, χαμηλής περιεκτικότητας σε αργίλιο και κάλιο και συνήθως συγχέεται με το βιοτίτη και βρίσκεται ως στιλπνομέλας με δύο διαφορετικές ποικιλίες, ως φερροστιλπνομέλας με δισθενή σίδηρο (Fe^{2+}) και ως φερριστιλπνομέλας με τρισθενή σίδηρο (Fe^{3+}), ο δεύτερος σχηματίζεται από δευτερογενή οξείδωση του πρώτου. Στα μεταγρανитоειδή πετρώματα, ο στιλπνομέλας εμφανίζεται με μορφή «δεματιού» και βρίσκεται μέσα σε καλιούχο άστριο (μικροκλινή) ή αντικαθιστά βιοτίτη και κεροστίλβη του πυριγενούς πετρώματος. Οι αντιδράσεις σχηματισμού στιλπνομέλα σε χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα γρανитоειδή πετρώματα δεν είναι πλήρως κατανοητές, αλλά ο βιοτίτης και/ή ο χλωρίτης θεωρούνται τα σημαντικότερα αντιδρώντα ορυκτά που οδηγούν στο σχηματισμό του. Ο στιλπνομέλας αποτελεί ορυκτό χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης και συνυπάρχει με χλωρίτη, φεγγίτη (ένδειξη υψηλής πίεσης), επίδοτο, χαλαζία, καλιούχο άστριο και αλβίτη, αλλά σε ελάχιστα υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωση, βρίσκεται μαζί με πράσινο βιοτίτη. Μία πιθανή αντίδραση αφανισμού του στιλπνομέλα σε χαμηλού βαθμού γρανитоειδή, είναι η παρακάτω :



Η συγκεκριμένη αντίδραση, μελετήθηκε από τον Nitsch (1970) . Στα υδροθερμικά διαλύματα, η μερική πίεση του οξυγόνου ελεγχόταν από το ρυθμιστικό διάλυμα HM και η ισορροπία επιτεύχθηκε στις συνθήκες: 400 MPa/445°C και 700 MPa/460°C. Ο στιλπνομέλας είναι ένα ορυκτό δείκτης των μεταγρανитоειδών πετρωμάτων και υποδεικνύει συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής και γλαυκοφανιτικής φάσης, όπως και στα μεταψαμμιτικά και μεταβασικά πετρώματα.

4.3. Η ισόβαθμη μικροκλινή-σανίδινου

Μια ασυνέχεια στη δομή των καλιούχων αστρίων, επιτρέπει τη χαρτογράφηση της ισόβαθμης μικροκλινή-σανίδινου κατά την πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης των μεταγρανитоειδών πετρωμάτων.

Για την καλύτερη κατανόηση των παραπάνω, είναι απαραίτητη η περιγραφή ορισμένων όρων σχετικά με τη δομή των καλιούχων αστρίων. Στο σταθερό υψηλής θερμοκρασίας σανίδινο, το Al και το Si κατανέμονται μεταξύ των δύο διαθέσιμων τετραεδρικών (T) θέσεων, T_1 και T_2 , με το Al να προτιμάει την T_1 θέση. Στο χαμηλής θερμοκρασίας μικροκλινή υπάρχουν τέσσερις T θέσεις, T_10 , T_1m , T_20 , T_2m , με το Al να

προτιμάει τη θέση T_{10} . Επειδή υπάρχουν και ενδιάμεσες δομικές καταστάσεις, παρατηρούνται οι παρακάτω μετατροπές K-αστρίου καθώς αυξάνει η θερμοκρασία: χαμαι-μικροκλινής, υψι-μικροκλινής, χαμαι-σανίδινο, υψι-σανίδινο. Στο χαμαι- και υψι-μικροκλινή οι κατανομές Al, Si δίνονται σαν θέσεις Al t_{10} , t_{1m} , t_{20} , t_{2m} . Η ταξινόμηση Al, Si στις T_1 τετραεδρικές θέσεις καθορίζονται από τη γωνία οπτικών αξόνων $2V_x$ ή από τη μέθοδο XRD.

Μία ισόβαθμη μετασχηματισμού μικροκλινή-σανίδινο έχει χαρτογραφηθεί στα μεταγρανιτοειδή πετρώματα των κεντρικών Ελβετικών Άλπεων, όπου έχουν διακριθεί τρεις ζώνες, κατανεμημένες με κριτήριο την αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης.

Η 1^η ζώνη περιλαμβάνει κρυσταλλικές δομές που κυμαίνονται από χαμαι- έως υψι-μικροκλινή, δείχνοντας τιμές $2V_x \sim 55-85^\circ$. Ο βαθμός μεταμόρφωσης περιορίζεται στη χαμηλότερη πρασινοσχιστολιθική φάση.

Η 2^η ζώνη αποτελείται από χαμαι-μικροκλινή, με $2V_x \sim 75-88^\circ$, t_{10} , $t_{1m} \sim 1.0$, 1-4 mol% Ab. Στη προκειμένη περίπτωση, ο βαθμός μεταμόρφωσης είναι ισοδύναμος με τη χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθική φάση.

Η 3^η ζώνη περιλαμβάνει ορθόκλαστο, με κρυσταλλική δομή υψι-μικροκλινή ($2V_x \sim 53-75^\circ$, t_{10} , $t_{1m} = 0,0-0,4$, 2,5–6.5 mol % Ab) μαζί με διάφορες ποσότητες χαμαι-μικροκλινή που εμφανίζει μικροκλινική πολυδυμία (t_{10} , $t_{1m} \sim 1$). Ο βαθμός μεταμόρφωσης στη 3^η ζώνη, κυμαίνεται από συνθήκες υψηλής πρασινοσχιστολιθικής φάσης έως και υψηλής αμφιβολιτικής φάσης.

Η ισόβαθμη μετασχηματισμού μικροκλινή-σανίδινο, που χωρίζει τη 2^η με τη 3^η ζώνη, θεωρείται ως υπόλειμμα της διάχυσης μετασχηματισμού του σανίδινο → μικροκλινή στο αποκορύφωμα του ύστερου αλπικού μεταμορφισμού με την ακόλουθη διαδικασία. Ο καλιούχος άστριος από τη 2^η ζώνη, υπέστη ανόπτηση για αρκετό χρονικό διάστημα σε χαμηλή θερμοκρασία κατά την αλπική μεταμόρφωση σχηματίζοντας χαμαι-μικροκλινή. Στη ζώνη 3, οι θερμοκρασίες ξεπέρασαν τη διαφορά θερμοκρασίας μετά από αργή θέρμανση και ο καλιούχος άστριος μετασχηματίστηκε στο υψηλής θερμοκρασίας πολύμορφο σανίδινο. Κατά τη διάρκεια της επακόλουθης ψύξης, οι θερμοκρασίες έπεσαν κάτω από τη θερμοκρασία μετασχηματισμού. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι κατά την ανάδρομη μετάβαση του σανίδινο σε μικροκλινή, τρικλινικοί τομείς πρέπει να σχηματιστούν μέσα σε ένα μονοκλινικό ξενιστή (το σανίδινο κρυσταλλώνεται στο μονοκλινές, ενώ ο μικροκλινής στο τρικλινές σύστημα). Εξαιτίας της ταχείας ψύξης, η διάχυση έγινε με πιο αργό ρυθμό και ο καλιούχος άστριος παρέμεινε «ενδιάμεσος» ως υψι-μικροκλινής. Ο χαμαι-μικροκλινής που παρατηρήθηκε στην αρχή της 3^{ης} ζώνης, ερμηνεύεται ως υπόλειμμα της 2^{ης} ζώνης.

Η θερμοκρασίας μετασχηματισμού του μικροκλινή σε σανίδινο δεν έχει καθοριστεί με πειράματα, εξαιτίας της πολύ αργής κινητικής της κατανομής Al, Si.

Σύμφωνα με τους Bambauer και Bernotat (1982), αυτή η θερμοκρασία εκτιμάται γύρω στους 450°C, για σύσταση περίπου: 90-95% ορθόκλαστο και 5-10% αλβίτη, με αμελητέα εξάρτηση από την πίεση.

Στις κεντρικές Άλπεις, μία ισόβαθμη μετασχηματισμού μικροκλινή-σανιδίνου χαρτογραφήθηκε σε απόσταση ανώτερη των 140 χιλιομέτρων και είναι συμβατή με τη γενική διάταξη της μεταμορφωμικής ζώνωσης της περιοχής, αφού προκύπτει μεταξύ των ζωνών εμφάνισης και εξαφάνισης στυλπομέλα. Επιπροσθέτως, φαίνεται ότι η επιφάνεια της ισόβαθμης μετασχηματισμού έχει κλίση περίπου 15° προς βόρεια.

4.4. Γρανιτοειδή εκλογιτικής και γλαυκοφανιτικής φάσης

Ένα όχι τόσο συνηθισμένο παράδειγμα μεταμορφωμένου γρανίτη, γρανοδιορίτη και τοναλίτη σε συνθήκες εκλογιτικής φάσης, είναι γνωστό στη ζώνη Sesia, στις δυτικές Άλπεις (Compagnoni and Maffeo 1973, Oberhänsli et al 1985, Compagnoni and Rolfo 2003). Τα παραπάνω γρανιτοειδή, είναι υπολείμματα του Βαρισκανικού υποβάθρου, καθώς μεταμορφώθηκαν κατά την πρώτη φάση της Αλπικής μεταμόρφωσης κατά το μέσο Κρητιδικό. Τα λιγότερο παραμορφωμένα πετρώματα έχουν καλοδιατηρημένες πυριγενείς υφές με υπολειμματικό K-άστριο και βιοτίτη. Κάτω από συνθήκες εκλογιτικής φάσης, το πλαγιόκλαστο αντικαθίσταται από ιαδεΐτη, χαλαζία, ζοϊσίτη, κυανίτη, K-άστριο και ο βιοτίτης αντικαθίσταται ψευδόμορφα από πλούσιο σε σελαδονίτη τιτανιούχο φεγγίτη και ρουτίλιο με κορονιτικό γρανάτη. Κατά τη διάρκεια της μεταγενέστερης αποσυμπίεσης, ο ιαδεΐτης αντικαθίσταται από ομφακίτη και γρανάτη ενώ στη συνέχεια από γλαυκοφανή. Παρόλο που ο κοεσίτης δεν έχει βρεθεί μέσα στα γρανιτοειδή πετρώματα, η παρουσία πολυγωνικού γρανοβλαστικού χαλαζία στη θέση πυριγενούς χαλαζία, θεωρείται ότι είναι προϊόν αντιστροφής κοεσίτη (Cs). Αν η προαναφερθέντα ερμηνεία είναι σωστή, υπονοούνται συνθήκες πολύ μεγάλης πίεσης πάνω από 3,5 GPa και 700°C (Compagnoni and Rolfo 2003). Ειδικά, οι ανώτερες συνθήκες θερμοκρασίας-πίεσης είναι χαμηλότερες, στα > 1,4 GPa/500-600°C. Άλλα παραδείγματα γρανιτοειδών (ορθογενέσιων) που έχουν μεταμορφωθεί σε πολύ υψηλές πιέσεις παρατηρούνται στην ανατολική Κίνα (Liu et al. 2002), όπου η παραγένεση: χαλαζίας + K-άστριος + πλαγιόκλαστο και δευτερευόντως: βιοτίτη + γρανάτη + επίδοτο, είναι τυπική. Μόνο σε καθαρές ζώνες ανάπτυξης γύρω από κόκκους ζirkονίου έχουν εντοπιστεί εγκλείσματα κοεσίτη και φεγγίτη, ένδειξη ότι ο ορθογενέσιος υπέστη μεταμόρφωση σε συνθήκες υπερ-υψηλής πίεσης (UHP) > 3GPa και σε θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν από γειτονικές λιθολογίες στους 750 με 800°C. Αυτές οι θερμοκρασίες είναι ψηλότερες από την υγρή γρανιτική solidus και η απουσία ενδείξεων τήξης

υποδηλώνει ότι η ενεργότητα νερού (aH_2O) ήταν μικρότερη από τη μονάδα και γι' αυτό δεν σχηματίστηκαν άλλα ορυκτά δείκτες υψηλής πίεσης.

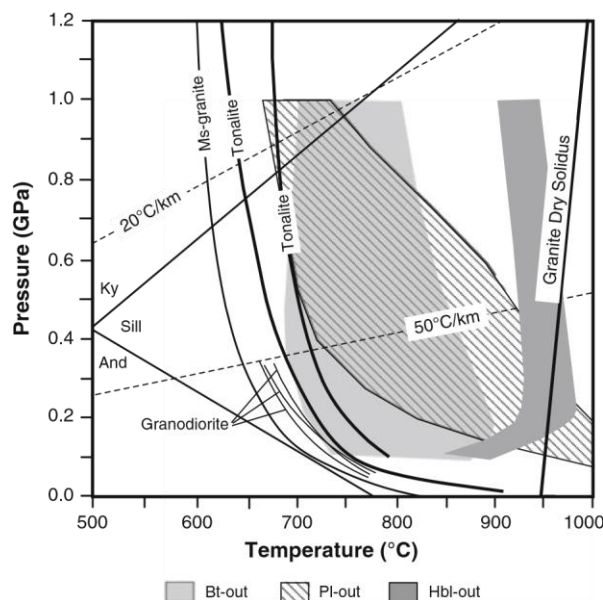
Ορθογενέσιοι γρανιτικής, γρανοδιοριτικής και τοναλιτικής σύστασης από τη χερσόνησο Seward της Αλάσκας, υποβλήθηκαν σε προοδευτική ορογενετική μεταμόρφωση γλαυκοφανιτικής φάσης, ακολουθούμενη από μερική επαναεξισορρόπηση κατά τη διάρκεια της αποσυμπίεσης κάτω από συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. (Evans and Patrick 1987, Patrick 1995). Η ορυκτολογική παραγένεση στο γρανιτικό ορθογενέσιο αποτελείται από χαλαζία, αλβίτη, Κ-άστριο (μικροκλινή), φεγγίτη, βιοτίτη. Αλμανδινικός γρανάτης εμφανίζεται στο μετατοναλίτη απουσία μικροκλινή. Δεν παρουσιάζονται ορυκτά δείκτες υψηλής πίεσης στους ορθογενέσιους όπως για παράδειγμα ιαδείτης, ομφακίτης ή γλαυκοφανής καθώς και άλλα ψευδόμορφα, αλλά διαγνωστικές παραγένεσεις γλαυκοφανιτικής φάσης αναπτύσσονται σε συσχετιζόμενους με αυτούς μεταβασίτες και μεταπηλίτες που υποδεικνύουν συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (P-T) περίπου στους 0,9-1 GPa και 420°C (Thurston 1985).

Το βαρισκανικό γρανιτικό υπόβαθρο της Κορσικής, εν μέρει ενεπλάκη στην πρώιμη Αλπική μεταμόρφωση κατά τη διάρκεια του Μ.-Α. Κρητιδικού (Gibbons και Horak 1984). Η μεταμόρφωση των πετρωμάτων του υποβάθρου που προκλήθηκε από την εφίπλευση ενός λεπίου γλαυκοφανιτικής φάσης μετμόρφωσης, το οποίο περιορίστηκε σε μία πλαστικής παραμόρφωσης διατμητική ζώνη πάχους 1 χλμ, μέσα στην οποία η παραμόρφωση αυξάνει προς τα πάνω στο υπερκείμενο λέπι. Σε έναν μυλωνιτωμένο γρανοδιορίτη, ο βιοτίτης και η κεροστίλβη αντικαθίστανται από Na-αμφίβολο (κροσσίτη), χαμηλό σε τιτάνιο βιοτίτη, φεγγίτη, τιτανίτη ± επίδοτο, καταγράφοντας μεταμορφικές συνθήκες μεταβατικές μεταξύ γλαυκοφανιτικής και πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης. Οι εκτιμώμενες τιμές P-T για τη μεταμόρφωση στη βάση της διατμητικής ζώνης κυμαίνονται από 390°C έως 490°C σε 600-900 MPa, αλλά αυτές οι τιμές δεν είναι καλά υπολογισμένες.

4.5. Μιγματιτικά γρανιτοειδή και χαρνοκίτες

Υπάρχουν πολλά παραδείγματα γενεσιακού γρανίτη (ορθογενέσιου) που σχηματίζει μιγματίτες κάτω από συνθήκες γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης (Mehnert 1968). Τέτοια πετρώματα αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, Κ-άστριο, μία παραγένεση που είναι ιδιαίτερα κατάλληλη για την παραγωγή χαμηλής θερμοκρασίας γρανιτικού τήγματος κάτω από συνθήκες κορεσμού με νερό (Sawyer 1998).

Μικρές ποσότητες βιοτίτη, μοσχοβίτη, κεροστίλβης, αργιλοπυριτικών ορυκτών και γρανάτη μπορεί επίσης να υπάρχουν σε γνευσιακά γρανιτικά πετρώματα και ανάλογα με τις τιμές της πίεσης, η μερική τήξη θα δώσει γρανουλιτικές παραγενέσεις $Grt/Crd + Opx/Cpx + K-Nfs + Qtz + Ky/Sil \pm Ca-Pl +$ γρανιτικό τήγμα. Ωστόσο, οι υγρές solidus Ms -γρανίτη, γρανοδιορίτη και τοναλίτη (Σχήμα 4.1), υποδεικνύουν ότι η τήξη θα ξεκινούσε σε ένα εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 650 με 725°C στα 300MPa. Οι καμπύλες του βιοτίτη, του πλαγιοκλάστου και της κεροστίλβης σε αυτά τα γρανιτοειδή, εκτείνονται σε περιοχές θερμοκρασίας πάνω από τη solidus, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.1.



Σχήμα 4.1. Υγρές solidi και πεδία βιοτίτη, πλαγιοκλάστου και κεροστίλβης από γρανιτοειδής συστάσεις (γρανίτης, γρανοδιορίτης και τοναλίτης) (Chen and Grapes 2007).

Ο χαρνοκίτης (εικ. 4.1) είναι ένας γρανίτης (ορθογενεύσιος) που περιέχει όρθοπυρόξενο (πιο σπάνια φαυαλίτη και πιο συχνά με κλίνοπυρόξενο) που εμφανίζεται μέσα σε γρανουλιτικά πεδία, όπως αυτά στην Ανταρκτική, στην Ινδία, στη Σρι Λάνκα, στην Αφρική και στη Μαδαγασκάρη. Οι χαρνοκίτες, έχουν ένα χαρακτηριστικό σκούρο-γκρι, καστανό ή πράσινο χρώμα στις φρέσκες επιφάνειες και μία λιπαρή λάμψη που αποτελεί ένδειξη ύπαρξης του ορθοπυρόξενου.



Εικόνα 4.1: Χαρνοκίτης, από Karyn Gorra (<http://www.turnstone.ca/charnock.htm>)

Ενώ οι περισσότεροι γνευσιακοί χαρνοκίτες έχουν πιθανόν μαγματική προέλευση (Frost and Frost 2008), υπάρχουν στοιχεία που δείχνουν τοπικό σχηματισμό ορθοπυρόξενου από αφυδάτωση βιοτίτη σε στερεή κατάσταση μέσα σε γρανιτικά πετρώματα σύμφωνα με την παρακάτω αντίδραση:



Η παραπάνω αντίδραση, σχετίζεται με εισροή CO_2 (προκαλώντας την αφυδάτωση) που δείχνει προέλευση γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης/μετασωμάτωσης. Η κατά τόπους (patchy) αλλοίωση, οι επαφές διάχυσης, οι φλέβες, η αλλοίωση κατά μήκος διατμητικών ζωνών, η αδρόκοκκη ανακρυστάλλωση και ο μετασχηματισμός ορυκτών που προκαλείται από ρευστό, παρέχουν στοιχεία για την τροποποίηση των γρανιτικών πετρωμάτων σε χαρνοκιτική παραγένεση μέσω μεταμόρφωσης επαφής ή μετασωμάτωσης μέσω της δράσης των υψηλών θερμοκρασιών μαγματικών ρευστών και κυρίως του διοξειδίου του άνθρακα. Πιθανές πυριγενείς πηγές των πλούσιων σε διοξείδιο του άνθρακα ρευστών περιλαμβάνουν την απόμειξη CO_2 κατά την κρυστάλλωση μιας εκτεταμένης βασαλτικής πλάκας ή τη διαφυγή αερίων από ένα μαγματικό διάπυρο κάτω από το φλοιό. Τα πλούσια σε CO_2 ρευστά προκάλεσαν αφυδάτωση του ορθογνεύσιου με αποτέλεσμα το σχηματισμό χαρνοκίτη, σύμφωνα με την παρακάτω αντίδραση:



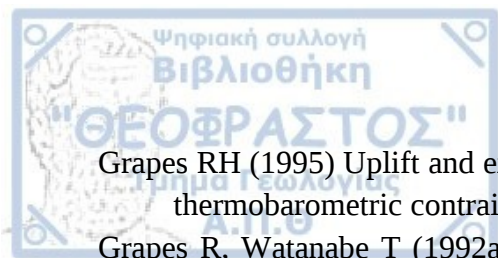


Το μεγαλύτερο μέρος του φλοιού απαρτίζεται από χαλαζιοαστριούχα μεταμορφωμένα πετρώματα. Οι γραουβάκες που υπόκεινται σε μια μεταμορφική διαδικασία, περιέχουν στη σύστασή τους κλαστικά ορυκτά, με κυριότερα το χαλαζία και τους αστρίους, ενώ περιέχουν και αργιλικά ορυκτά. Τα πετρώματα αυτά βρίσκονται σε ένυδρη κατάσταση σχηματίζοντας μεταγραουβάκες μεσαίας και υψηλής πίεσης, σε αντίθεση με τα γρανιτοειδή πετρώματα, τα οποία βρίσκονται σε άνυδρη κατάσταση και απαιτείται η παρουσία ακόμη και σημαντικής ποσότητας νερού για την έναρξη των μεταμορφικών αντιδράσεων. Αυτό επιτυγχάνεται με την παρουσία παραμόρφωσης. Ωστόσο, λόγω του ότι τα κύρια μεταμορφικά ορυκτά. Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Hbl, εμφανίζονται σε ένα μεγάλο φάσμα συνθηκών P-T, λόγω απουσίας αργιλοπυριτικών ορυκτών και εξαιτίας της υψηλής περιεκτικότητας σε διοξείδιο του πυριτίου, τα χαλαζιοαστριούχα πετρώματα μπορεί να μην αποτελούν χρήσιμους δείκτες του βαθμού μεταμόρφωσης. Παρόλα αυτά, οι μεταγραουβάκες κατά την προοδευτική μεταμόρφωση και με βάση διάφορα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά, συντείνουν στο προσδιορισμό βαθμού μεταμόρφωσής.

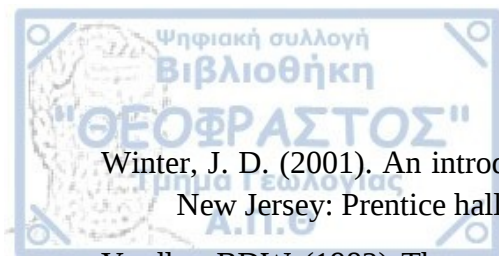


Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- AlDahan AA (1989) The paragenesis of pumpellyite in granitic rocks from the Siljan area, central Sweden. *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 8:367–38
- Brothers RN, Grapes RH (1989) Clastic lawsonite, glaucophane, and jadeitic pyroxene in Franciscan metagraywackes from the Diablo Range, California. *Geol Soc Am Bull* 101:14–26
- Brown M (1979) The petrogenesis of the St. Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to diatexites. *Neus Jahrbuch Mineral Abh* 135:48–74
- Bucher K. and Grapes R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-540-74169-5.
- Carmichael RS (1989) *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press, Boca Raton, 834 pp
- Chen G-N, Grapes R (2007) *Granite genesis: in-situ melting and crustal evolution*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, 273 pp
- Compagnoni R, Maffeo B (1973) Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, western Italian Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 53:355–378
- Compagnoni R, Rolfo F (2003) UHPM units in the Western Alps. In: Carswell DA, Compagnoni R (eds) *Ultrahigh pressure metamorphism*, vol 5, European Mineralogical Union notes on mineralogy. EMU, Italy, pp 13–49
- Ernst WG, Banno S (1991) Neoblastic jadeitic pyroxene in Franciscan metagraywacke from Pacheco Pass, central Diablo Range, California, and implications for the inferred metamorphic P-T trajectory. *NZ J Geol Geophys* 34:281–292, see also comment [Grapes] and reply [Ernst], (1992) *NZ J Geol Geophys* 35:381–387
- Ernst WG (1975) *Subduction zone metamorphism*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg
- Ernst WG (1987) *Jaditized Franciscan metamorphic rocks of the Pacheco Pass – San Luis Reservoir area, central California Coast Ranges*. Geological Society of America field guide – Cordilleran section: 245–250
- Evans BW, Patrick BE (1987) Phengite-3 T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska. *Can Mineralog* 25:141–158
- Frost BR, Frost CD (2008) On charnockites. *Gondwana Res* 13:30–44
- Gibbons W, Horak J (1984) Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath
- Gibbons W, Horak J (1984) Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustre's nappe of NE Corsica. *J Metamorph Geol* 2:95–113



- Grapes RH (1995) Uplift and exhumation of Alpine Schist, Southern Alps, New Zealand: thermobarometric constraints. *NZ J Geol Geophys* 38:525–533
- Grapes R, Watanabe T (1992a) Paragenesis of titanite in metagraywackes of the Franz Josef-Fox Glacier area, Southern Alps, New Zealand. *Eur J Mineral* 3:547–555
- Holland TJB (1983) The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib Mineralog Petrol* 82:214–22
- Loney RA, Brew DA (1987) Regional thermal metamorphism and deformation of the Sitka graywacke, southern Baranof Island, southeastern Alaska. *US Geological Survey Bulletin* 1779, 17 pp
- Maruyama S, Liou JG, Sasakura Y (1985) Low-temperature recrystallization of Franciscan greywackes from Pacheco Pass, California. *Mineral Mag* 49:345–355
- Mehnert KR (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam
- Milord I, Sawyer EW, Brown M (2001) Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *J Petrol* 42:487–505
- Mortimer N (2000) Metamorphic discontinuities in orogenic belts: example of the garnetbiotite-albite zone of the Otago schist, New Zealand. *Int J Earth Sci* 89:295–306
- Oberhänsli R, Hunziker JC, Martinotti G, Stern WB (1985) Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Muone: an example of eo-alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, western Alps, Italy. *Chem Geol* 52:165–184
- Okay AI (2002) Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite blueschists in north-west Turkey: unusually high P/T ratios in the continental crust. *J Metamorph Geol* 20:757–768
- Okay AI, Kelley SP (1994) Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite þ glaucophane and chloritoid þ glaucophane schists from north-west Turkey. *J Metamorph Geol* 12:455–466
- Patrick B (1995) High-pressure – low-temperature metamorphism of granitic orthogneiss in the Brooks Range, northern Alaska. *J Metamorph Geol* 13:111–124
- Sawyer EW (1998) Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *J Petrol* 39:1147–1167
- Thurston SP (1985) Structure, petrology, and metamorphic history of the Nome Group blueschist terrane, Salmon Lake area, Seward Peninsula, Alaska. *Geol Soc Am Bull* 96:600–617
- Tulloch AJ (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib Mineralog Petrol* 69:105–117
- White RW, Rowell R, Clarke GL (2003) Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt. Stafford, Central Australia. *J Petrol* 44:1937–1960



Winter, J. D. (2001). An introduction to igneous and metamorphic petrology (Vol. 697). New Jersey: Prentice hall.

Yardley BDW (1982) The early history of the Hasst schists and related rocks in New Zealand. Contrib Mineralog Petrol 81:317–327

Ιστολόγιο

<https://www.flickrriver.com/photos/jsjgeology/46974518554/> (σχήμα 2.3)

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/jmg.1220>

<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/typesmetamorph.htm>

<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/regionalmetamorph.htm>

<https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/contactmeta.htm>

<http://www.turnstone.ca/charnock.htm>

<http://www2.tulane.edu/~sanelson/eens212/contactmeta.pdf>



Παράρτημα

Σύμβολα ορυκτών:

Ab: αλβίτης

Act: ακτινόλιθος

Alm: αλμανδίνης

Am: αμφίβολος

An: ανορθίτης

Arg: αραγωνίτης

Bt: βιοτίτης

Chl: χλωρίτης

Cld: χλωριτοειδής

Cpx: κλινοπυρόξενος

Dol: δολομίτης

Ep: επίδοτο

Gln: γλαυκοφανής

Grt: γρανάτης

Hbl: κεροστίλβη

Ilm: ιλμενίτης

Jd: ιαδεΐτης

Kfs: K-άστριος

Ky: κυανίτης

Lws: λοσονίτης

Ol: ολιβίνης

Omp: ομφακίτης



Orx: ορθοπυρόξενος

Pg: παραγωνίτης

Phe: φεγγίτης

Pl: πλαγιόκλαστο

Pmp: πουμπελλυίτης

Prh: πρενίτης

Qtz: χαλαζίας

Rt: ρουτίλιο

Tlc: τάλκης

Ttn: τιτανίτης

Zo: ζοϊσίτης