

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

ΛΑΣΚΑΡΙΔΟΥ ΑΝΝΑ-ΜΑΡΙΑ

ΒΙΟΤΙΤΕΣ ΣΕ Α- ΚΑΙ Ι- ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



Θεσσαλονίκη

2018



ΛΑΣΚΑΡΙΔΟΥ ΑΝΝΑ-ΜΑΡΙΑ

ΒΙΟΤΙΤΕΣ ΣΕ Α- ΚΑΙ Ι- ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

Επιβλέποντες Καθηγητές

Καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος Αναπλ. Καθηγήτρια Παπαδοπούλου Λαμπρινή



© Λασκαρίδου Άννα- Μαρία, Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2018

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΒΙΟΤΙΤΕΣ ΣΕ Α- ΚΑΙ Ι- ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1. Ι-ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΕΣ	4
1.1.1. Γεωχημεία και Ορυκτολογία Ι-τυπού γρανίτων	4
1.1.2. Προελευση Ι-τυπου γρανιτων	5
1.2. Α-ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΕΣ	6
1.2.1. Γεωχημεία και Ορυκτολογία Α-τύπου γρανιτών	6
1.2.2. Προέλευση Α-τύπου γρανιτών	7
1.3. ΒΙΟΤΙΤΗΣ	10

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΒΙΟΤΙΤΟΝ	11
2.1.1 Squadaárn (Núzac Squadaárn)	11
2.1.1. $\Delta u \mu o o p u \kappa \eta$ ($N \eta o o c \Delta u \mu o o p u \kappa \eta$)	12
2.1.2. Mapuvela (Konotijvij) 2.1.3. Eģula (Eģula)	12
$2.1.5. \pm avoi (\pm avoi)$	12
2.1.4. Kapa λa (Kapa λa)	13
2.1.5. Παγγαιο (Καβαλα)	13
2.1.6. Ελατιά (Δράμα)	13
2.1.7. Παρανέστι (Δράμα)	14
2.1.8. Βροντού (Σέρρες)	14
2.1.9. Άθως (Άγιον Όρος)	14
2.1.10. Σιθωνία (Χαλκιδική)	15
2.1.11. Φανός (Κιλκίς)	15
2.1.12. Μονοπήγαδο (Θεσσαλονίκη)	16
2.1.13. Καϊμακτσαλάν ή Βόρας (Πέλλα)	16
2.1.14. Βαρνούντας (Φλώρινα)	17
2.1.15. Καστοριά (Καστοριά)	17
2.2. ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΒΙΟΤΙΤΩΝ ΑΠΟ ΑΛΛΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	18
2.2.1. Taili (Β. Κίνα)	18
2.2.2. Huitong (Ν. Κίνα)	18
2.2.3. Guijanyu (Ν. Κίνα)	19
2.2.4. Sabarkantha(Gujarat, Ινδία)	19
2.2.5. Kiangara (Μαδαγασκάρη)	19
2.2.6. Katharina (Αίγυπτος)	20
2.2.7. Damara (Ναμίμπια)	20
2.2.8. Rustfjellet και Svöfjell (Νορβηγία)	20
2.2.9. Lyngdal και Tranevag (Νορβηγία)	21



2.2.10. Wadi Dib (Αίγυπτος)	21
2.2.11. Ghorabat (Αίγυπτος)	22
2.2.12. Byram (Αμερική)	22
2.2.13. Mt. Prosara- Mt. Pozescka Gora (Γιουγκοσλαβία)	23
2.2.14. Oetemoed (Ναμίμπια)	23
2.2.15. Jamon (Ν. Αμερική)	24
2.2.16. Morro Redondo (Βραζιλία)	24
2.2.17. Carajas (Βραζιλία)	24
2.2.18. Pikes Peak (Β. Αμερική)	25
2.2.19. Red Mountain (Wyoming)	25
2.2.20. Red Rock Granite (Μεξικό)	26
2.2.21. America (Αμερική)	26
2.3. ΔΕΣΚΑΤΗ- ΚΕΡΚΙΝΗ	28
2.3.1. Δεσκάτη (Γρεβενά)	28
2.3.2. Κερκίνη (Σέρρες)	28
	 2.2.10. Wadi Dib (Αίγυπτος) 2.2.11. Ghorabat (Αίγυπτος) 2.2.12. Byram (Αμερική) 2.2.13. Mt. Prosara- Mt. Pozescka Gora (Γιουγκοσλαβία) 2.2.14. Oetemoed (Ναμίμπια) 2.2.15. Jamon (Ν. Αμερική) 2.2.16. Morro Redondo (Βραζιλία) 2.2.17. Carajas (Βραζιλία) 2.2.18. Pikes Peak (Β. Αμερική) 2.2.19. Red Mountain (Wyoming) 2.2.20. Red Rock Granite (Μεξικό) 2.2.21. America (Αμερική) 2.3. ΔΕΣΚΑΤΗ- ΚΕΡΚΙΝΗ 2.3.2. Κερκίνη (Γρεβενά)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ-ΒΙΟΤΙΤΗ	29
3.1.1. Διάγραμμα SiO _{2Bi} -SiO _{2R}	29
3.1.2. Διάγραμμα Al_2O_{3Bi} - Al_2O_{3R}	30
3.1.3. Διάγραμμα TiO_{2Bi} - TiO_{2R}	31
3.1.4. Διάγραμμα FeO_{Bi} - FeO_{R}	32
3.1.5. Διάγραμμα MgO _{Bi} -MgO _R 3.1.6. Διάγραμμα K ₂ O _{Bi} -K ₂ O _R	33 34

3.2. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΟΥ ΤΟΥ ΠΥΡΙΤΙΟΥ ΤΟΥ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ-ΚΑΤΙΟΝΤΩΝ ΒΙΟΤΙΤΗ

36

3.2.1. Διάγραμμα Sibi-SiO _{2R}	36
3.2.2. Διάγραμμα AltBi-SiO2r	36
3.2.3. Διάγραμμα Fe_{tBi} -SiO _{2R}	37
3.2.4. Διάγραμμα Ca _{Bi} -SiO _{2R}	38
3.2.5. Διάγραμμα Mg_{Bi} -SiO _{2R}	39
3.2.6. Διάγραμμα K _{Bi} -SiO _{2R}	40
3.2.7. Διάγραμμα Na _{Bi} - SiO _{2R}	41
3.2.8. Διάγραμμα Mn _{Bi} - SiO _{2R}	42
3.2.9. Διάγραμμα Fe/(Fe+Mg)-SiO _{2R}	43
3.3. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΒΙΟΤΙΤΗ	45
3.3.1. Διάγραμμα (Mg/(Mg + Fet))-TiBi	45
3.3.2. Διάγραμμα MgOBi-FeOBi	45



3.3.3. Τριγωνικό Διάγραμμα MgO-FeO-Al ₂ O ₃	46
3.3.4. Διάγραμμα Al ₂ O _{3Bi} -MgOBi	48
3.3.5. Διάγραμμα Al ₂ O _{3Bi} - FeOBitot	49
3.3.6. Διάγραμμα Alt-Mg	50
3.3.7. Διάγραμμα Al- Fe/(Fe+Mg)	51

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.1. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ4.2. Summary-Conclusions	53 56
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	58
Παράρτημα : Αναλύσεις Δειγμάτων	CD



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με βάση ποικίλες ερευνητικές εργασίες, όλα τα πυριγενή πετρώματα σχετίζονται με κάποιο γεωτεκτονικό περιβάλλον είτε περιθωρίων λιθοσφαιρικών πλακών είτε ενδοπλακικού μαγματισμού. Στα πρώτα, ανήκουν τα αποκλίνοντα ή δημιουργούμενα περιθώρια που περιλαμβάνουν τις μεσοωκεάνιες ράχες, όπου δημιουργούνται τεράστιες ποσότητες μαγματικών πετρωμάτων μαζί με τα προϊόντα διαφοροποίησής τους με βασαλτική κυρίως σύσταση. Με την απόκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών πίσω από ένα νησιωτικό τόξο ή ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο όπου επικρατούν εφελκυστικές τάσεις. Πάλι τα προϊόντα είναι βασαλτικά και η διαφορά με το πρώτο γεωτεκτονικό περιβάλλον είναι ότι οι οπισθοτόξειες λεκάνες σχετίζονται με υποβύθιση.

Εν συνεχεία, υπάρχουν τα συγκλίνοντα περιθώρια όπου καταστρέφονται τμήματα του φλοιού. Πρώτη περίπτωση είναι αυτή του νησιωτικού τόξου, όπου γίνεται καταβύθιση μίας ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από μια ωκεάνια, σε αντίθεση με το επόμενο περιβάλλον του ηφαιστειακού τόξου, όπου η υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας γίνεται κάτω από ηπειρωτική. Τα προϊόντα του νησιωτικού τόξου είναι ηφαιστειακά και ανήκουν στη θολεειϊτική, την ασβεσταλκαλική και την αλκαλική σειρά και οι πετρολογικοί τύποι κυμαίνονται από βασάλτες ως ρυόλιθους. Για το ηφαιστειακό τόξο τα προϊόντα ανήκουν στην χαμηλού K, στην ασβεσταλκαλική, στην υψηλού K και στη σωσσονιτική σειρά. Επιπλέον, καταστροφή των πλακών συμβαίνει κατά τη σύγκρουση δύο πλακών, όπου επικρατεί λεπιοειδής τεκτονική με εμφανή πάχυνση του φλοιού. Τα προϊόντα είναι όξινα πετρώματα, όπως οι μοσχοβιτικοί λευκογρανίτες και οι S-τύπου γρανίτες που έχουν ιζηματογενή προέλευση.

Περιοχές όπου δημιουργείται μάγμα αποτελεί και το εσωτερικό των πλακών και έτσι ο μαγματισμός χαρακτηρίζεται ενδοπλακικός. Πρώτο γεωτεκτονικό περιβάλλον ενδοπλακικού μαγματισμού είναι τα ωκεάνια νησιά, τα οποία συνδέονται με τις θερμές κηλίδες και τα προϊόντα τους είναι ηφαιστειακά με τα μάγματα που ανέρχονται να έχουν αλκαλική και θολεεϊιτική σύσταση. Ακόμα ένα παράδειγμα του μαγματισμού εντός των πλακών είναι τα ηπειρωτικά καλύμματα βασαλτών που δημιουργούνται μακριά από τα περιθώρια των πλακών. Τέλος, εδώ ανήκει και η ηπειρωτική διάρρηξη, όπου κυριαρχούν οι εφελκυστικές τάσεις και ο διττός μαγματισμός, δηλαδή είναι όξινης και βασικής σύστασης. Παρατηρούνται κυρίως όξινα πετρώματα και αλκαλιβασάλτες. Συνεπώς, τα γρανιτικά πετρώματα συνδέονται με ποικίλα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα όπου δημιουργείται μαγματισμός.

Οι γρανίτες είναι πλουτωνικά πετρώματα που προκύπτουν από την κρυστάλλωση του μάγματος. Μια κοινή κατηγοριοποίηση γρανιτών κατά τον White (1979 από Bonin 2007) είναι γνωστή ως S-I-M-A όπου χρησιμοποιείται ο αριθμός ASI ως διαγνωστικό στοιχείο της γεωχημείας των γρανιτών. Ο τύπος με τον οποίο υπολογίζεται είναι ο εξής : Al/(Ca–1,67P+Na+K). Ο αριθμός αυτός λαμβάνει υπόψιν και το ποσοστό του απατίτη που υπάρχει στο πέτρωμα και τότε το πέτρωμα που έχει ASI>1.0 χαρακτηρίζεται ως υπεραργιλικό. Εάν ο αριθμός ASI<1.0, και αν το μοριακό άθροισμα Na+K< μοριακό Al, τότε το πέτρωμα χαρακτηρίζεται ως μεταργιλικό και πλούσιο σε Ca. Εάν ο αριθμός ASI<1.0 και Na+K>Al, τότε το πέτρωμα είναι υπεραλκαλικό και πλούσιο σε Na.

Σύμφωνα με τον White (1979 από Bonin 2007) οι S-τύπου γρανίτες έχουν προέλευση από κάποια ιζηματογενή πηγή, ορυκτολογικά περιέχουν μαφικά ορυκτά, όπως κορδιερίτη και γρανάτη και ως προς τη χημική τους σύσταση είναι υπεραργιλικοί με αριθμό ASI>1.1. Οι I-τύπου γρανίτες έχουν πυριγενή προέλευση, ορυκτολογικά δεν περιέχουν υπεραγιλικά μαφικά ορυκτά και ως προς τη χημική τους σύσταση είναι μεταργιλικοί με αριθμό ASI<1.1. Οι Μ-τύπου γρανίτες προέρχονται από μανδυακό υλικό και ως προς τη χημική τους σύσταση έχουν χαρακτηριστικά ηφαιστειακού τόξου. Για τους Α-τύπου γρανίτες , δεν έχει διευκρινιστεί με ακρίβεια η προέλευσή τους αλλά η γεωχημεία τους συνδέεται με τη μερική τήξη ενός αρχικού βασικού μάγματος. Ορυκτολογικά, περιλαμβάνουν σαλικά και μαφικά ορυκτά, και ένα από αυτά είναι ο βιοτίτης του οποίου οι αναλύσεις μελετώνται και ως προς τη χημική τους σύσταση είναι κυρίως αλκαλικοί, άνυδροι και δημιουργούνται σε ανορογενετικές συνθήκες.

Το μάγμα είναι ένα τήγμα που χαρακτηρίζεται από διάφορα οξείδια (SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, CaO, P₂O₅, TiO₂, MgO, FeO και Fe₂O₃), ιχνοστοιχεία και ρευστά (H₂O, CO₂, SO₄⁻²). Το μάγμα υφίσταται διαφοροποίηση με διάφορους τρόπους, ένας από τους οποίους είναι η κλασματική κρυστάλλωση, σύμφωνα με τη σειρά του Bowen. Κατά τη διαδικασία αυτή, καθώς μειώνεται η θερμοκρασία του μάγματος αρχίζουν και κρυσταλλώνονται αρχικώς άνυδρα ορυκτά και στην εξέλιξή της, με την αύξηση του H₂O στο μάγμα, και ένυδρα ορυκτά. Ένα από τα ένυδρα ορυκτά είναι ο βιοτίτης που αποτελεί κύριο στοιχείο μελέτης της παρούσας εργασίας.

Ο βιοτίτης είναι ένα φυλλοπυριτικό ορυκτό που ανήκει στην κατηγορία των μαρμαρυγιών και έχει χημικό τύπο: K(Mg,Fe)₃(AlSi₃)O₁₀(OH)₂. Περιέχει OH και



συναντάται στα όξινα και ενδιάμεσα πυριγενή πετρώματα, τόσο στα πλουτωνικά όσο και στα ηφαιστειακά. Η χημική σύσταση του βιοτίτη παρουσιάζει διαφορές ανάλογα με το πέτρωμα στο οποίο εμφανίζεται. Ειδικότερα και μεταξύ των διαφόρων τύπων γρανιτών παρουσιάζει διαφορετική σύσταση.

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία, χρησιμοποιούνται δεδομένα αναλύσεων από βιοτίτες Ι- και Α-τύπου γρανιτικών πετρωμάτων. Πρέπει να σημειωθεί ότι, αν και το αντικείμενο της εργασίας είναι οι βιοτίτες γρανιτικών πετρωμάτων εντούτοις χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα και από ενδιάμεσης σύστασης πετρώματα, έως 55% SiO₂. Τα δεδομένα χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία διαγραμμάτων και την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Στο πρώτο κεφάλαιο, αναλύονται πιο ειδικά οι Α- και οι Ι-τύπου γρανίτες, που μας ενδιαφέρουν στην παρούσα εργασία, ως προς τη χημική τους σύσταση και την προέλευσή τους.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα διαγράμματα του ορυκτού με αντίστοιχα οξείδια του πετρώματος, στο τρίτο, γίνεται συζήτηση των αποτελεσμάτων και στο τέταρτο και τελευταίο παρατίθενται τα συμπεράσματα.

Σκοπός αυτής της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των χημικών χαρακτηριστικών βιοτιτών Ι- και Α-τύπου γρανιτικών πετρωμάτων για να βρεθούν οι ομοιότητες και οι διαφορές τους. Επίσης, οι βιοτίτες των γρανιτών Δεσκάτης και Κερκίνης, που αναφέρονται ως Α-τύπου γρανίτες, εξετάζονται σε σχέση με τους προηγούμενους για να διαπιστωθεί αν έχουν ή όχι χαρακτηριστικά βιοτιτών Α-τύπου γρανιτών.



1.1. Ι-ΤΥΠΟΥ ΓΡΑΝΙΤΕΣ

Γενικότερα, τα πετρώματα με SiO₂ χαμηλότερο από 65% θεωρούνται Ι-τύπου γρανίτες όπως αναφέρεται από τους Hine et al. (1978). Πιο συγκεκριμένα, οι πετρολογικοί τύποι που περιλαμβάνονται σε αυτή την ομάδα γρανιτών είναι κυρίως ο γρανοδιορίτης, ο τοναλίτης και ο μονζοδιορίτης. Τα πετρώματα γρανοδιορίτης και τοναλίτης με τα αντίστοιχα ηφαιστειακά τους (δακίτες) που προέρχονται από ηφαιστειακό τόξο είναι κατά κύριο λόγο Ι-τύπου γρανιτοειδή. Οι βιοτιτικοί και οι διμαρμαρυγιακοί γρανιτικοί όγκοι είναι πετρώματα ηπειρωτικού φλοιού. Παρόλη τη μεταργιλική γεωχημεία τους η πετρογένεσή τους παραμένει περίπλοκη, αλλά θεωρείται ότι ανήκουν στους Ι-τύπου γρανίτες με μεταπυριγενή προέλευση.

1.1.1. Γεωχημεία και Ορυκτολογία Ι-τύπου γρανιτών

Η σύσταση των Ι-τύπου γρανιτών είναι μεταργιλική και αυτό ορυκτολογικά εμφανίζεται από την απουσία υπεραγιλικών ορυκτών όπως ο μοσχοβίτης. Αντίθετα, επικρατούν οι αμφίβολοι, κυρίως η κεροστίλβη με αλκαλική σύσταση, οι πυρόξενοι και ο βιοτίτης. Στα δύο αυτά προαναφερθέντα ορυκτά μπορεί να παρατηρηθεί απατίτης ως έγκλεισμα. Όσον αφορά το βιοτίτη, στους Ι-τύπου γρανίτες παρουσιάζει πλεοχροϊσμό με χρώμα σκούρο καστανό. Από σαλικά ορυκτά, οι άστριοι παρουσιάζουν χρώμα ανοιχτό ροζ και κάποιες φορές άσπρο. Ακόμη, συναντάται και το ορυκτό μοναζίτης ως σφήνα, καθώς και το ορυκτό τιτανίτης. Υπάρχουν επίσης, ιλμενίτης και μαγνητίτης με το δεύτερο μεταλλικό ορυκτό να είναι χαρακτηριστικό στους Ι-τύπου γρανίτες. Τέλος, σε Ι-τύπου γρανιτοειδή, παρατηρείται μεταλλοφορία μολυβδαινίου (Mo) και πορφυριτικού Cu.

Γεωχημικά σύμφωνα με τους Chapell & White (1974), οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν υψηλές τιμές νατρίου, Na₂O>3,2 % σε πετρώματα που έχουν K₂O περίπου ίσο με 5% και έχουν πιο όξινη σύσταση και σε πετρώματα με 2% K₂O και με σύσταση πιο βασική, το Na₂O γίνεται μικρότερο από 2,2%. Ο λόγος Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) στα Ι-τύπου γρανιτοειδή παίρνει τιμή κάτω του 1.1. Έτσι, οι Ι-τύπου γρανίτες εκτός από υψηλές τιμές Na παρουσιάζουν και υψηλές τιμές Ca. Ακόμη, το δυνητικό κορούνδιο είναι < 1%.

Οι Chapell & White (1974), για να χαρακτηρίσουν Ι-τύπου γρανιτικά πετρώματα βασίστηκαν στην τιμή του αρχικού λόγου ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr που σε Ι- τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,704-0,706. Επιπλέον, οι Ο' Neil & Chappell (1977) βασίστηκαν στο κριτήριο του ισότοπου του οξυγόνου, ¹⁸O, κυρίως, για να διακρίνουν τους Ι-τύπου γρανίτες από τις υπόλοιπες κατηγορίες. Έτσι, για τους Ι- τύπου γρανίτες



η τιμή του ισοτόπου του οξυγόνου, ¹⁸O, κυμαίνεται από την τιμή 7,9 έως την τιμή 9,4. Ο O' Neil (1977) θεώρησε ακόμη, πως η τιμή της συγκέντρωσης του ¹⁸O είναι υπόλειμμα από τη διαδικασία της μερικής τήξης που δημιούργησε τον γρανιτικό όγκο. Έτσι, υπάρχουν ενδείξεις στα διάφορα πετρώματα που τα ταξινομούν στα Ιτύπου γρανιτοειδή.

1.1.2. Προέλευση Ι-τύπου γρανιτών

Η δημιουργία τους, συνδέεται με ζώνη υποβύθισης ηπειρωτικού περιθωρίου. Προέρχονται από τη μερική τήξη ενός πυριγενούς πρωτόλιθου που δεν έχει υποστεί έντονα το φαινόμενο της διάβρωσης και της αποσάθρωσης ή από την κλασματική κρυστάλλωση του μάγματος. (White 1979 από Bonin 2007). Δεν προέρχονται ξεκάθαρα από μείξη μαγμάτων ηπειρωτικού φλοιού και μανδυακού υλικού. Επιπλέον η πηγή προέλευσης των Ι- τύπου γρανιτών δεν έχει υψηλές περιεκτικότητες στο ιχνοστοιχείο Rb. Στη συνέχεια αναφέρονται τα χαρακτηριστικά των Α-τύπου γρανιτών.



1.2. A-TYHOY **FPANITES**

Οι Α-τύπου γρανίτες είναι πετρώματα που χρονολογούνται από το Προκάμβριο. Οι παλαιότεροι με ηλικίες 2.73 και 2.75, προέρχονται από τις περιοχές Botswana της νοτίου Αφρικής και Carajas της Βραζιλίας, αντίστοιγα. Στο τέλος του Παλαιο- και Μεσο-Προτεροζωικού Μεγααιώνα, δηλαδή γύρω στα 1.9 έως τα 1.0 δις. χρόνια, εξελισσόταν η τοποθέτηση μεγάλων όγκων Α-τύπου γρανιτών και άλλα συνοδά μαφικά πετρώματα που όλα μαζί όρισαν μεγάλες ηπειρωτικές ζώνες στο χώρο της βόρειας Ευρώπης και στη νότια Αμερική. Κατά τον Προτεροζωικό Μεγααιώνα, δηλαδή γύρω στα 1.35 Ga έως τα 580 Ma, αναφέρονται ως παραδείγματα πλουτωνικά συμπλέγματα πετρωμάτων από τις περιοχές Chimakurti (Kumar et al. 2007), Errakonda και Uppalapadu (Li et al. 2007) της Ινδίας. Μαγματισμός ίδιας ηλικίας παρατηρήθηκε και στη Βραζιλία όπως αναφέρεται από τους Vlach & Gualda (2007). Κατά τον Φανεροζωικό Μεγααιώνα, βρέθηκαν επίσης Α-τύπου γρανίτες, κυρίως στην Αυστραλία (Hergt et al. 2007). Μεσοζωικοί Α-τύπου γρανίτες παρατηρήθηκαν στην Κίνα μέσω έρευνας των Li et al. (2007), ενώ οι Haapala et al. (2007) παρατήρησαν Κρητιδικούς Α-τύπου γρανίτες στην περιοχή της Ναμίμπια. Αναφέρονται και νεότερες διεισδύσεις Α-τύπου γρανιτών διττού μαγματισμού στην περιοχή της Τουρκίας από τους Boztuğ et al. (2007).

1.2.1. Γεωχημεία και Ορυκτολογία Α-τύπου γρανιτών

Οι Α-τύπου γρανίτες είναι μία ειδική κατηγορία γρανιτικών πετρωμάτων που παρουσιάζουν κάποια χαρακτηριστικά. Αρχικά, περιλαμβάνουν πετρογραφικούς τύπους που κυμαίνονται από καθαρά γρανιτικά πετρώματα έως συηνιτικά. Η σύστασή τους είναι κυρίως αλκαλική έως υπεραλκαλική. Οι Α-τύπου γρανίτες, επιπλέον, εκτός από αλκαλικοί και υπεραλκαλικοί μπορούν να είναι και αργιλικοί στη σύστασή τους. Οι μεταργιλικοί περιέχουν αμφιβόλους και από μαρμαρυγίες το βιοτίτη. Οι υπεραργιλικοί περιέχουν κατά κύριο λόγο μαρμαρυγίες.

Οι Loiselle & Wones (1979) θεωρούν πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν αλκαλική σύσταση λόγω του υψηλού Κ και Να, δευτερευόντως, και ότι η κρυστάλλωσή τους γίνεται σε χαμηλές συνθήκες οξυγόνου και νερού. Στο μάγμα αρχικά, επικρατούν υψηλές τιμές HF/H₂O. Έτσι, τα μάγματα που δίνουν γένεση σε Ατύπου γρανίτες έχουν υψηλά ποσά διαλυμένων OH-F ρευστών που κρυσταλλώνονται όμως κάτω από οξειδωτικές συνθήκες. Λόγω των προαναφερθέντων συνθηκών, κρυσταλλώνονται πρώιμα άνυδρα σιδηρούχα ορυκτά, όπως ο φαυαλίτης. Έτσι, οι Ατύπου γρανίτες είναι αλκαλικοί και άνυδροι, περιέχουν όμως και κάποια ορυκτά που



είναι ένυδρα και πλούσια σε F, όπως οι αμφίβολοι και οι μαρμαρυγίες. Σε αυτές τις κατηγορίες ορυκτών περιλαμβάνονται η κεροστίλβη και ο βιοτίτης, αντίστοιχα. Επίσης, καθώς οι Α-τύπου γρανίτες είναι γρανιτικά πετρώματα περιέχουν και σαλικά ορυκτά, όπως ο χαλαζίας αλλά και άλλα ορυκτά που είναι πλούσια σε K και Na, όπως οι άστριοι και ειδικότερα οι αλκαλιούχοι άστριοι.

Ειδικότερα, ένα από τα κριτήρια για να χαρακτηριστεί ένας γρανιτικός όγκος ως Α-τύπου γρανίτης είναι το άθροισμα (Na₂O + K₂O) του ολικού πετρώματος (Ewart 1979 & Nardi 1991 από Nardi & Bitencourt 2009)που πρέπει να έχει τιμή υψηλότερη από 9 wt% και ο λόγος $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ του ολικού πετρώματος, επίσης, πρέπει να έχει τιμή υψηλότερη από 0.9. Αυτό το κριτήριο ισχύει για γρανιτικά πετρώματα με SiO₂ >70 %. Ακόμη, σημαντικό ρόλο για το χαρακτηρισμό ενός γρανίτη ως Α-τύπου γρανίτη είναι η αναλογία των στοιχείων Ga:Al και ειδικότερα ο λόγος (10⁴*Ga)/Al που πρέπει να είναι μεγαλύτερος από 2.6 και το άθροισμα Ce + Y +Nb + Zr να έχει τιμή πάνω από 340 ppm. Οι Collins et al. (1982) & Whalen et al. (1987) παρατήρησαν επίσης πως οι Α-τύπου γρανίτες παρουσιάζουν αρκετά υψηλές περιεκτικότητες σε στοιχεία όπως: Zr, Nb, W, Mo, REE.

Σύμφωνα με τον Le Maitre (2002) διακρίνονται δύο είδη Α-τύπου γρανιτών, ως προς το χημισμό τους: Οι νατριούχοι και οι υψηλού Κ. Οι πρώτοι, συνδέονται με διττό αλκαλικό μαγματισμό όπου κυριαρχούν τα μεταργιλικά πετρώματα. Επίσης, η πρώτη κατηγορία σχετίζεται κυρίως με συηνητικά πετρώματα και τα γρανιτικά πετρώματα που ανήκουν σε αυτή την κατηγορία έχουν περιεκτικότητα K₂O/Na₂O wt% κοντά στο 1. Ένα παράδειγμα αυτής της κατηγορίας είναι το ανορογενετικό σύμπλεγμα Bryasky (Litvinovsky et al. 2002 από Nardi & Bitencourt 2009). Οι γρανίτες της δεύτερης κατηγορίας προκύπτουν από διαφοροποίηση συηνητικού μάγματος από το οποίο έχουν αποχωριστεί, όπως αναφέρουν οι Plá Cid & Nardi (2006 από Nardi & Bitencourt 2009). Επιπλέον, οι γρανίτες με ασβεσταλκαλική σύσταση έχουν τιμή λόγου K₂O/Na₂O μεγαλύτερο από 2, περιέχουν ισχυρά λιθόφιλα στοιχεία και μικρότερες περιεκτικότητες στα στοιχεία Nb, Y, Zr, Hf και Ga σε σύγκριση με τους τυπικούς ανορογενετικούς γρανίτες. Μία τρίτη κατηγορία, περιλαμβάνει τους γρανίτες που ανήκουν στην υποαλκαλική σειρά έως στη μέσουυψηλού K σειρά και σχετίζονται με θολεειιτικά πετρώματα.

1.2.2. Προέλευση Α-τύπου γρανιτών

Τα είδη των γρανιτικών πετρωμάτων συνδέονται με τα διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα είτε περιθωρίων λιθοσφαιρικών πλακών είτε ενδοπλακικού



μαγματισμού, όπως προαναφέρθηκε στην εισαγωγή. Πιο συγκεκριμένα, οι Α-τύπου γρανίτες, σχετίζονται με εκτατικό περιβάλλον νησιωτικού ή ηφαιστειακού τόξου.

Μία εξήγηση για την προέλευση των Α-τύπου γρανιτών δόθηκε από τους Loiselle & Wones (1979), οι οποίοι υποστήριξαν ότι είναι ανορογενετικοί γρανίτες που δημιουργούνται σε αποκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών και σε κρατονικά τεμάχη και ασπίδες. Ένα παράδειγμα που αφορά κρατογενή είναι το πυριγενές σύμπλεγμα πετρωμάτων του Bushveld της Αφρικής με ηλικία 2.05±0.01 Ga (Kleeman & Twist 1989). Τα μάγματα που δίνουν γένεση σε Α-τύπου γρανίτες, δημιουργούνται κυρίως όταν ηπειρωτικά τεμάχη ρωγματωθούν και τότε το βασικό μάγμα έρθει σε επαφή με το φλοιό. Έτσι, οι Α-τύπου γρανίτες σχετίζονται άμεσα με μαφικά και ενδιάμεσα πετρώματα. Το πιο σημαντικό όμως, για τους Α-τύπου γρανίτες είναι η θεώρηση ότι δεν έχουν προέλευση από το φλοιό αλλά από ένα συμπληρωματικό-υπολειμματικό κρυσταλλούμενο αλκαλιβασαλτικό μάγμα του μανδύα (Collins et al. 1992). Το βασαλτικό μάγμα του φλοιού και δίνει ως κύρια προϊόντα ασβεσταλκαλικούς Ι-τύπου γρανίτες ή υπεραργιλικούς S-τύπου γρανίτες.

Ο Bowden (1985 από Bonin 2007). διατύπωσε επίσης την άποψή του για τους Α-τύπου γρανίτες, λέγοντας πως είναι ανορογενετικοί, άνυδροι, και αλκαλικοί. Οι Bonin et al.(1998 από Bonin 2007) ειδικότερα, έδωσαν έμφαση σε δύο γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, στο ηφαιστειακό τόξο Pearce et al. (1984 από Bonin 2007) και στην ηπειρωτική διάρρηξη η οποία συνδέεται άμεσα με τις μεσοωκεάνιες ράχες (Whalen et al. 1987 από Bonin 2007). Σε αυτά τα περιβάλλοντα, συναντώνται οι μεγαλύτερες ποσότητες Α-τύπου γρανιτών καθώς επικρατούν ανορογενετικές συνθήκες. Ένα παράδειγμα αποτελεί ο γρανίτης Conway από τη μαγματική σειρά των White Mountains της Αμερικής ο οποίος είναι βιοτιτικός γρανίτης και η σειρά αυτή περιλαμβάνει και αλκαλικά συηνιτικά πετρώματα (Eby 1995).

Κάποιοι άλλοι ερευνητές, θεωρούν πως οι Α-τύπου γρανίτες προέρχονται από τήξη γρανουλιτών και άλλοι όπως οι Haapala & Rämö (1992 από Dall'Agnol et al. 2005) θεώρησαν πως οι ανορογενετικοί Α-τύπου γρανίτες προέρχονται από τήξη του φλοιού ή από ανάτηξη ή από τήξη ενός μετασωματωμένου φλοιού, όπως αναφέρει και ο Martin (2006 από Bonin 2007). Τέλος, η κλασματική κρυστάλλωση αλκαλιβασαλτικού ή και θολεειϊτικού μάγματος αναφέρεται ως πετρογενετικό μοντέλο για τους Α- τύπου γρανίτες (Bonin 1982, Frost & Frost 1997 από Nardi & Bitencourt 2009).



Συμπερασματικά, σύμφωνα με τους Nardi & Bitencourt (2009), οι Α-τύπου γρανίτες μπορούν να δημιουργηθούν με :

 I) Κλασματική κρυστάλλωση μάγματος, με ενδιάμεση έως βασική σύσταση, που η γεωχημεία του αντιστοιχεί σε αλκαλινατριούχα σειρά ή σε υψηλού K σειρά.

 II) Τήξη υψηλού βαθμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων ή πυριγενών που πιθανόν να έχουν υποστεί μετασωμάτωση από μανδυακά ρευστά.

III) Κλασματική κρυστάλλωση θολεειϊτικού μάγματος με γεωχημεία μέσου-υψηλούK σειράς.

1.3. BIOTITH Σ

Το ορυκτό βιοτίτης ανήκει στην κατηγορία των μαρμαρυγιών και είναι ένα φυλλοπυριτικό ορυκτό. Αυτό σημαίνει πως έχει φυλλόμορφη ανάπτυξη με τους κρυστάλλους του να είναι συνήθως πρισματικοί. Ακόμη, παρουσιάζει τέλειο σχισμό που είναι παράλληλος στα φύλλα ανάπτυξής του. Είναι σκουρόχρωμος, σε αντίθεση με το μοσχοβίτη που ανήκει στην ίδια κατηγορία αλλά είναι λευκός. Ο χημικός του $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$, τύπος είναι 0 εξής: είναι δηλαδή ένα σιδηρομαγνησιούχο ορυκτό που περιέχει ΟΗ και από τη χημική του σύσταση εκλείπει το Ca. Στην ίδια κατηγορία με το βιοτίτη ανήκει και ο φλογοπίτης, ο οποίος είναι ο μαγνησιούχος βιοτίτης με αναλογία Mg:Fe> 2:1 και ο φλογοπίτης έχει καστανοκόκκινο χρώμα σε αντίθεση με το βιοτίτη που εμφανίζει μαυροπράσινο χρώμα. Ο βιοτίτης είναι ένα ορυκτό που μπορεί να αλλοιωθεί είτε σε χλωρίτη, είτε να υποστεί οπακιτίωση, κατά την οποία η περιφέρεια του ορυκτού μετατρέπεται σε αδιαφανή ορυκτά και πυρόξενους. Μπορεί να δημιουργήσει και πλεογροϊκές άλω λόγω του ότι εγκλείει κρυστάλλους ζιρκονίου. Η δεύτερη αλλοίωση που προαναφέρθηκε, συναντάται σε ηφαιστίτες. Έτσι, ο βιοτίτης εμφανίζεται τόσο σε πλουτωνικά όσο και σε ηφαιστειακά πετρώματα. Πιο ειδικά, συναντάται σε όξινα και ενδιάμεσα πυριγενή πετρώματα, ενώ η πιο μαγνησιούχα του μορφή, ο φλογοπίτης σε βασικά και υπερβασικά πετρώματα. Ο βιοτίτης, τέλος, μελετάται στην παρούσα διπλωματική εργασία με δεδομένα από Α- και Ι-τύπου γρανιτικά πετρώματα για να βρεθούν οι ομοιότητες και οι διαφορές τους. Επίσης, μελετώνται οι βιοτίτες των γρανιτών Δεσκάτης και Κερκίνης, που αναφέρονται ως Α-τύπου γρανίτες και εξετάζονται σε σχέση με τους προηγούμενους για να διαπιστωθεί αν έχουν ή όχι χαρακτηριστικά βιοτιτών Α-τύπου γρανιτών. Παρακάτω, αναφέρονται στοιχεία πετρογραφίας, ορυκτολογίας, γεωχημείας και γένεσης των γρανιτικών πετρωμάτων από όπου πάρθηκαν τα δεδομένα των αναλύσεων των βιοτιτών και ανήκουν τόσο στον Ελληνικό χώρο, όσο και σε άλλες περιοχές.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1. ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΒΙΟΤΙΤΩΝ ΑΠΟ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Τα δείγματα ανήκουν στις Εσωτερικές Ελληνίδες, ξεκινώντας από τη Μάζα της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής Μάζας, έπειτα από τη Ζώνη Αξιού, από την Περιροδοπική και την Πελαγονική Ζώνη.

Στη μάζα της Ροδόπης, ανήκουν οι πλουτωνίτες του Παγγαίου, της Ξάνθης, της Μαρώνειας, του Παρανεστίου, της Καβάλας και της Ελατιάς που έχουν Τριτογενή ηλικία. Στη Σερβομακεδονική ανήκουν οι γρανίτες της Κερκίνης και της Αρναίας που έχουν Τριαδική ηλικία. Στη Ζώνη Αξιού εντάσσεται ο γρανίτης του Φανού και του Μονοπήγαδου που έχουν Ιουρασική ηλικία. Η Περιροδοπική Ζώνη περιλαμβάνει τους γρανιτικούς όγκους της Σιθωνίας, του Άθω και της Σαμοθράκης. Η ηλικία των πλουτωνιτών είναι Ηωκαινική για τους δύο πρώτους και Μειοκαινική για τον τελευταίο πλουτωνίτη, αντίστοιχα. Στην Πελαγονική Ζώνη ανήκει ο γρανίτης του όρους Καϊμακτσαλάν (Βόρας), ο γρανίτης της Δεσκάτης, της Καστοριάς και του Βαρνούντα οι οποίοι θεωρούνται πως έχουν ηλικία Λιθανθρακοφόρου.

Οι περιοχές από όπου πάρθηκαν τα δεδομένα των αναλύσεων των βιοτιτών δίνονται παρακάτω με γεωγραφική ταξινόμηση από Ανατολικά προς Δυτικά. Αναφέρονται με τη σειρά, η πετρογραφία, η ορυκτολογία, η γεωχημεία και τέλος η γένεση των πλουτωνιτών. Πρώτα, αναφέρονται τα δεδομένα από τον Ελληνικό χώρο που η πλειοψηφία των γρανιτικών όγκων ανήκει σε Ι-τύπου γρανίτες και έπειτα από άλλες περιοχές που όλα τα δεδομένα είναι από Α-τύπου γρανιτικά πετρώματα. Στο τέλος, γίνεται αναφορά σε δύο γρανίτες του Ελληνικού χώρου, της Δεσκάτης και της Κερκίνης, οι οποίοι γρανιτικοί όγκοι εξετάζονται για να διαπιστωθεί αν οι βιοτίτες τους έχουν χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών. Για κάθε περιοχή αναφέρονται με τη σειρά το όνομα του γρανιτικού όγκου – συμπλέγματος και έπειτα σε παρένθεση ο νομός ή η χώρα όπου ανήκει.

2.1.1 Σαμοθράκη (Νήσος Σαμοθράκη)

Ο γρανίτης της Σαμοθράκης έχει Ηωκαινική ηλικία σύμφωνα με τον Κυριακόπουλο (1987 από Παπαδόπουλος 2011) και οι αναλύσεις του ορυκτού βιοτίτη προέρχονται από μονζογρανίτη και γρανίτη. Η ορυκτολογία του περιέχει: χαλαζία, άστριους, βιοτίτη, κεροστίλβη, απατίτη και τιτανίτη. Η χημική του σύσταση είναι μεταργιλική ως και υπεραργιλική και ανήκει στη σειρά υψηλού Κ (Τσικούρας κ.α. 1992 & Christofides et al. 2000a από Παπαδόπουλος 2011) Τεκτονικά, συνδέεται με ηφαιστειακό τόξο και με ηπειρωτική σύγκρουση (Seymour et al. 1996 από



Παπαδόπουλος 2011), με συμμετοχή όμως και του υλικού της ωκεάνιας υποβύθισης. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Christofides et al. (2000a).

2.1.2. Μαρώνεια (Κομοτηνή)

Ο γρανίτης αυτός που βρίσκεται νότια της Κομοτηνής, δημιουργήθηκε κατά τον Τριτογενή μαγματισμό στη μάζα της Ροδόπης και στην Περιροδοπική Ζώνη. Διεισδύει στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Περιροδοπικής (Παπαδοπούλου 2003). Πετρολογικά, οι αναλύσεις που ανήκουν σε μονζογρανίτη. Η ορυκτολογική σύσταση περιλαμβάνει τα εξής: βιοτίτης, κεροστίλβη, άστριοι, απατίτης. Χημικά, οι κατηγορίες των πετρωμάτων ανήκουν στην υψηλού-Κ ασβεσταλκαλική σειρά, στη σωσσονιτική και τα πιο όξινα τμήματα είναι υψηλού-Κ. Με τη μέθοδο Rb-Sr στο ολικό πέτρωμα αλλά και σε βιοτίτη προσδιορίστηκε ότι ο πλουτωνίτης έχει Ολιγοκαινική ηλικία (Παπαδοπούλου 2003). Τεκτονικά, συνδέεται με ζώνη υποβύθισης ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από ηπειρωτική. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα της Παπαδοπούλου (2003).

2.1.3. Ξάνθη (Ξάνθη)

Ο γρανιτικός όγκος βρίσκεται στο νομό Ξάνθης και διεισδύει κυρίως στα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης, δηλαδή σε γνεύσιους, αμφιβολίτες και μάρμαρα, στην επαφή των οποίων δημιουργείται χαρακτηριστική μεταμόρφωση επαφής. Πετρογραφικά, επικρατεί γρανοδιορίτης στον οποίο ανήκουν και οι αναλύσεις. Πιο ειδικά, η ορυκτολογία του πλουτωνίτη περιλαμβάνει σύμφωνα με τον Χριστοφίδης (1997) χαλαζία, άστριους, βιοτίτη, κεροστίλβη, απατίτη, τιτανίτη, ζιρκόνιο και χλωρίτη από την αλλοίωση του βιοτίτη. Τα πετρώματα έπειτα από χρονολόγηση βρέθηκαν να έχουν Ολιγοκαινική ηλικία (Liati 1986, Κυριακόπουλος 1987 από Παπαδόπουλος 2011) και χημισμό σύμφωνο με την ασβεσταλκαλική ως την υψηλού Κ-ασβεσταλκαλική σειρά, άρα ανήκουν σε Ι-τύπου γρανιτοειδή. Τεκτονικά, ο πλουτωνίτης δημιουργήθηκε σε περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Χριστοφίδης 1997). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα



2.1.4. Καβάλα (Καβάλα)

Ο γρανίτης της Καβάλας διεισδύει στη μάζα της Ροδόπης. Οι αναλύσεις ανήκουν σε πετρολογικό τύπο διορίτη, τοναλίτη, γρανοδιορίτη και μονζογρανίτη. Τα ορυκτά που συνιστούν τα πετρώματα: χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, κεροστίλβη και τιτανίτης και από δευτερεύοντα ορυκτά υπάρχουν επίδοτο, απατίτης, ζιρκόνιο και αλλανίτης. Η χημεία του αντιστοιχεί κυρίως σε Ι-τύπου γρανίτη και η σύστασή του είναι ασβεσταλκαλική, μεταργιλική. Οι Κυριακόπουλος (1987) & Neiva et al. (1996) πρότειναν πως η πηγή του μάγματος βρίσκεται στον άνω-μανδύα και κάτω φλοιό. Οι συνθήκες τεκτονικής που επικρατούσαν κατά τη δημιουργία του πλουτωνικού όγκου συνδέονται με εφελκυσμό. Με χρονολόγηση σε Zr με U-Pb και με Ar-Ar από τους Dinter et al. (1995 από Παπαδόπουλος 2011) η ηλικία του πλουτωνίτη βρέθηκε ότι είναι Μειοκαινική. Ακόμη, χρονολόγηση στο ολικό πέτρωμα με Rb-Sr σε Bi, Mu, Kfs, Pl, έδωσε ηλικία πάλι Μειοκαινική, σύμφωνα με τον Κυριακόπουλο (1987). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Neiva et al. (1996).

2.1.5. Παγγαίο (Καβάλα)

Το Παγγαίο γεωγραφικά βρίσκεται στο νομό Καβάλας. Ο γρανιτικός αυτός όγκος έχει Μειοκαινική ηλικία (Eleftheriadis et al. 1999) και διεισδύει σε μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης. Οι βιοτίτες ανήκουν σε πετρογραφικό τύπο που αντιστοιχεί σε μονζοδιορίτη και σε τοναλίτη-γρανοδιορίτη, που ανήκουν στην υψηλού Κ-ασβεσταλκαλική, υπεραργιλική σειρά και σε διμαρμαρυγιακό γρανίτη με ελαφρώς υπεραργιλική γεωχημεία. Ο βιοτίτης συνυπάρχει με κεροστίλβη, αλλά θεωρείται το κύριο σιδηρομαγνησιούχο μαφικό ορυκτό και έχει ασβεσταλκαλική σύσταση. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Koroneos et al. (2002) και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα

2.1.6. Ελατιά (Δράμα)

Γεωγραφικά βρίσκεται στο Νομό Δράμας. Γεωλογικά, τα πετρώματα της διεισδύουν σε μεταμορφωμένα ,όπως μάρμαρα, σχιστόλιθους και γνεύσιους. Ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι ο πορφυριτικός βιοτιτικός γρανοδιορίτης, ο οποίος σε σημεία διακόπτεται από βιοτιτικό γρανίτη και λευκογρανίτη. Από χημική σύσταση τα πετρώματα είναι ασβεσταλκαλικά και έχουν Ηωκαινική ηλικία με χρονολόγηση



ζιρκονίου με τη μέθοδο U-Pb (Soldatos et al. 2008 από Παπαδόπουλος 2011). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Σολδάτος (1985).

2.1.7. Παρανέστι (Δράμα)

Το Παρανέστι βρίσκεται στο νομό Δράμας. Ο πλουτωνικός όγκος που έχει Ηωκαινική ηλικία, χαρακτηρίζεται γενικότερα ως γρανίτης και ποικίλει τόσο σε πάχος-έκταση, όσο και σε χρώμα. Τα ορυκτά που περιλαμβάνει είναι τα παρακάτω: χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, μοσχοβίτης και χλωρίτης κυρίως και δευτερευόντως απατίτης, ζιρκόνιο και τιτανίτης. Ο χημισμός των πετρωμάτων ανήκει στην ασβεσταλκαλική σειρά και η γένεση του πλουτωνίτη θεωρείται από μάγμα που τήχθηκε στον κατώτερο φλοιό, σύμφωνα με τον Σκλαβούνος (1981). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Σκλαβούνος (1981).

2.1.8. Βροντού (Σέρρες)

Ο γρανίτης της Βροντού βρίσκεται στο νομό Σερρών. Ο πλουτωνικός αυτός όγκος διεισδύει και αυτός, όπως της Ξάνθης σε πετρώματα της μάζας της Ροδόπης, κυρίως όμως σε σχιστόλιθους, και γνεύσιους. Ο γρανίτης εμφανίζεται κυρίως στο ΝΔ τμήμα και έχει Μειοκαινική ηλικία (Παπαδάκης 1965, Theodorikas 1983, Soldatos et al. 1998 από Παπαδόπουλος 2011). Ο χημισμός του είναι ασβεσταλκαλικής σύστασης ως και σωσσονιτικής. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Theodorikas (1983).

2.1.9. Άθως (Άγιον Όρος)

Η περιοχή του Άθω βρίσκεται στο Άγιον Όρος και ο πλουτωνίτης έχει Ηωκαινική ηλικία. Οι πετρογραφικοί τύποι των αναλύσεων ανήκουν σε διορίτη, σε χαλαζιακό μονζογρανίτη, σε χαλαζιακό διορίτη, σε γρανοδιορίτη, σε μονζογρανίτη και σε χαλαζιακό συηνίτη. Ορυκτολογικά υπάρχουν, χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, κεροστίλβη, επίδοτο, ζιρκόνιο, απατίτης, τιτανίτης και χλωρίτης (Poli et al. 2013). Γεωχημικά, ο γρανιτικός όγκος έχει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Τέλος, οι αναλύσεις βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν αποτελούν αδημοσίευτα αποτελέσματα που παραχωρήθηκαν από τον Κορωναίο, ενώ οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Poli et al. (2013).



2.1.10. Σιθωνία (Χαλκιδική)

Η Σιθωνία βρίσκεται στο νομό Χαλκιδικής και γεωλογικά ο πλουτωνίτης διεισδύει κυρίως σε πετρώματα της Περιροδοπικής μάζας και σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007) υπολογίστηκε ότι έχει Ηωκαινική ηλικία. Οι αναλύσεις ανήκουν στους παρακάτω πετρογραφικούς τύπους : βιοτιτικό τοναλίτη , κεροστιλβικό γρανίτη, βιοτιτικό γρανοδιορίτη και λευκογρανίτη. Η χημική του σύσταση είναι ασβεσταλκαλική και πιο ειδικά οι τοναλίτες και οι κεροστιλβικοί γρανοδιορίτες έχουν μεταργιλική σύσταση ενώ οι βιοτιτικοί, οι διμαρμαρυγιακοί γρανίτες και οι λευκογρανίτες, υπεραργιλική, σύμφωνα με τους Christofides et al. (1990). Τεκτονικά, ο μαγματισμός της Σιθωνίας σχετίζεται με ωκεάνια υποβύθιση πριν από σύγκρουση πλακών, κάτι που υποδεικνύει γένεση στη μετασωματωμένη σφήνα του μανδύα. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Christofides et al. (2007).

2.1.11. Φανός (Κιλκίς)

Ο γρανίτης του Φανού βρίσκεται στο νομό Κιλκίς. Ο πλουτωνίτης διεισδύει στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Ζώνης Αξιού στην υποενότητα της Γευγελής, το οποίο αποτελείται από μιγματιτιωμένο και γνευσιωμένο υπόβαθρο. Έχει ηλικία Άνω Ιουρασική, όπως και η οφιολιθική ακολουθία, όπως αναφέρεται από τους Borsi et al. (1966 από Christofides et al. 2000b). Ορυκτολογικά σύμφωνα με τους Soldatos et al. (1993) υπάρχουν χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, κεροστίλβη, απατίτης, ζιρκόνιο, τιτανίτης. Οι απόψεις διίστανται όσον αφορά το χημισμό του πλουτωνίτη, αλλά το κυριότερο συμπέρασμα είναι πως παρουσιάζει χαρακτηριστικά κυρίως Ι-τύπου γρανιτών καθώς όμως υπάρχουν και κάποια από S-τύπου γρανίτες, όπως αναφέρεται από τους Christofides et al. (2000b) και από τους Saric et al. (2009 από Παπαδόπουλος 2011). Το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του θεωρείται, όπως και του γρανίτη του Μονοπήγαδου, το νησιωτικό τόξο που δημιουργήθηκε κατά το Άνω Ιουρασικό. Ο γρανίτης, δημιουργήθηκε κατά το Κάτω Ιουρασικό σε περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης στο όριο περιθωριακής θάλασσας με βάση ωκεάνια λιθόσφαιρα. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Christofides et al. (1990).

2.1.12. Μονοπήγαδο (Θεσσαλονίκη)

Το Μονοπήγαδο βρίσκεται στο νομό Θεσσαλονίκης (Χορτιάτης). Ο πλουτωνίτης, με ηλικία Άνω Ιουρασική, ανήκει στη Ζώνη Αξιού και συγκεκριμένα στην υποζώνη της Παιονίας και διεισδύει σε ασβεστολιθικά πετρώματα που έχουν Άνω Κρητιδική ηλικία. Το γεωτεκτονικό καθεστώς της διείσδυσης είναι ηφαιστειακό τόξο με τήξη ενός φλοιού που έχει ετερογενή σύσταση, όπως αναφέρεται από τον Koroneos (2008). Τα δείγματα από το γρανίτη ανήκουν σε πετρολογικό τύπο βιοτιτικού γρανοδιορίτη ο οποίος έχει λεπτόκοκκη ως αδρόκοκκη υφή ενώ άλλα ανήκουν σε βιοτιτικό γρανίτη και σε μονζογρανίτη. Ο γρανίτης του Μονοπήγαδου, πιο συγκεκριμένα, αποτελείται από βιοτιτικό γρανοδιορίτη και από βιοτιτικό διμαρμαρυγιακό γρανίτη. Οι δύο πετρογραφικοί τύποι όμως δεν προέρχονται από την ίδια πηγή. Ο γρανοδιορίτης έχει προέλευση από κάποια αμφιβολιτική πηγή, ενώ ο γρανίτης από πηγή με ανδεσιτική και αμφιβολιτική σύσταση που δημιουργήθηκε υπό διαφορετικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Ορυκτολογικά, ο γρανίτης περιέχει τα ορυκτά: χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, μοσχοβίτης και από δευτερογενή ορυκτά έχει ζιρκόνιο, μοναζίτη, απατίτη και τιτανίτη και από μεταλλικά, σιδηροπυρίτη και ιλμενίτη. Επίσης, γημικά ανήκει στην υπεραργιλική σειρά και στην υψηλού-Κ ασβεσταλκαλική σειρά, όπως αναφέρεται από τον Koroneos (2008) κάτι που δηλώνει ότι ανήκει σε Ι-τύπου κυρίως και δευτερευόντως σε S-τύπου γρανιτοειδή. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Koroneos (2008).

2.1.13. Καϊμακτσαλάν ή Βόρας (Πέλλα)

Ο πλουτωνίτης του Καϊμακτσαλάν (Βόρας) βρίσκεται στο νομό Πέλλας και έχει ηλικία Λιθανθρακοφόρου. Διεισδύει στο Παλαιοζωικό υπόβαθρο της Πελαγονικής Ζώνης, όπως αναφέρεται από τους Christofides & Mountrakis (1978 από Παπαδόπουλος 2011). Ο πετρολογικός τύπος είναι βιοτιτικός γρανοδιορίτης και θεωρείται αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης. Τα ορυκτά που περιέχονται στα γρανιτικά πετρώματα της περιοχής : χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, κεροστίλβη, τιτανίτης, απατίτης, αλλανίτης και λευκός μαρμαρυγίας. Το γεωτεκτονικό περιβάλλον δημιουργίας του μαγματισμού είναι ηφαιστειακό τόξο και η σύσταση των πετρωμάτων είναι ασβεσταλκαλική, σύμφωνα με τους Αυγερινάς κ.α. (2004).



2.1.14. Βαρνούντας (Φλώρινα)

Ο Βαρνούντας βρίσκεται στο νομό Φλώρινας και γεωλογικά αποτελεί εκτεταμένο τμήμα της Πελαγονικής Ζώνης στο υπόβαθρο της οποίας και διεισδύει ο γρανιτικός όγκος και έτσι παρατηρείται μεταμόρφωση επαφής. Πετρογραφικά, κυριαρχεί ο τύπος του λευκογρανίτη. Ορυκτολογικά, περιλαμβάνει κυρίως χαλαζία, άστριους, βιοτίτη, αμφίβολους, απατίτη και τιτανίτη και δευτερευόντως επίδοτο, αλλανίτη και ζιρκόνιο. Ο χημισμός του πλουτωνίτη είναι ασβεσταλκαλικός και σύμφωνα με τον Κορωναίος (1991) και έχει ηλικία Λιθανθρακοφόρου. Ο γρανίτης φαίνεται να δημιουργήθηκε από ένα αρχικό τήγμα μονζοδιοριτικής σύστασης και μετέπειτα από την κλασματική κρυστάλλωση των διαδοχικών τηγμάτων που προέκυψαν. Στη διαδικασία δεν συμμετείχε υλικό του φλοιού. Τεκτονικά, δημιουργήθηκε σε συνθήκες ηφαιστειακού τόζου, δηλαδή κατά την υποβύθιση ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική, όπως αναφέρεται από τον Κορωναίος (1991). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Κορωναίος (1991).

2.1.15. Καστοριά (Καστοριά)

Ο πλουτωνίτης της Καστοριάς που βρίσκεται στον ομώνυμο νομό, ενώνεται σε κάποιο σημείο με τον πλουτωνίτη του Βαρνούντα. Πετρογραφικά περιλαμβάνει βιοτιτικούς-κεροστιλβικούς γρανίτες έως γρανοδιορίτες. Η ορυκτολογική σύσταση περιλαμβάνει κυρίως τα ορυκτά χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης και κεροστίλβη,. Χημικά οι κατηγορίες των πετρωμάτων ανήκουν στην υψηλού-Κ ασβεσταλκαλική σειρά, στη σωσσονιτική και τα πιο όξινα τμήματα είναι υψηλού-Κ. Με τη μέθοδο Rb-Sr, ο πλουτωνίτης βρέθηκε ότι έχει ηλικία Λιθανθρακοφόρου. (Παπαδοπούλου 2003, Papadopoulou et al. 2004 από Παπαδόπουλος 2011). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Γρηγοριάδου κ.α. (2003).

2.2. ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΒΙΟΤΙΤΩΝ ΑΠΟ ΑΛΛΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

2.2.1. Taili (B. Κίνα)

Ο γρανιτικός όγκος της περιοχής Taili, γεωγραφικά βρίσκεται στη βορειοανατολική Κίνα και γεωλογικά τα δεδομένα των βιοτιτών ανήκουν σε βιοτιτικό συηνογρανίτη με Τριαδική ηλικία. Στην περιοχή αυτή, εμφανίζεται το Αρχαϊκό υπόβαθρο και Μεσοζωικά μαγματικά πετρώματα, ένα από τα οποία είναι ο γρανίτης Taili. Όσον αφορά την ορυκτολογία, περιλαμβάνονται στα μαφικά ορυκτά βιοτίτης και κεροστίλβη που έχουν προσανατολισμένους τους κρυστάλλους τους παράλληλα στα όρια του διεισδυτικού σώματος. Τα δείγματα από αυτή την περιοχή έχουν χαμηλά ποσά FeO, MgO, TiO₂ και πιο υψηλά σε Na₂O, Al₂O₃, K₂O και ανήκουν στην υποαλκαλική σειρά με μεταργιλική σύσταση. Γεωχημικά δεδομένα έδειξαν πως η πετρογένεση του βιοτιτικού συηνογρανίτη συνδέεται με αδακιτική πηγή που υπέστη μερική τήξη (Barbarin 1999, Nabelek et al. 2001 από Weimin et al. 2017). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Weimin et al. (2017).

2.2.2. Huitong (N. Κίνα)

Ο γρανίτης <u>Huitong</u> γεωγραφικά, βρίσκεται στη νότια Κίνα. Τα δεδομένα παρουσιάζουν σύσταση γρανοδιορίτη και διορίτη. Ο γρανιτικός όγκος έχει χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών. Ορυκτολογικά, περιέχεται βιοτίτης που έχει σχηματιστεί μετά τα πλαγιόκλαστα και το χαλαζία και αυτό δείχνει πως το πρωτογενές μάγμα ήταν άνυδρο. Πιο ειδικά, είναι εμπλουτισμένος σε σίδηρο και ο λόγος $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})=0,6-0,74$ είναι υψηλός, όπως και το άθροισμα (Na₂O+K₂O = 6.96–9.39 wt.%), κάτι που δείχνει αλκαλική σύσταση (Wright 1969 από Shang-Jie et al. 2014). Αντίθετα, τα οξείδια CaO, MgO έχουν μικρές περιεκτικότητες και γενικά η γεωχημεία του πλουτωνίτη είναι υπεραργιλική (Whalen et al. 1987). Ο γρανιτικός όγκος δημιουργήθηκε από μία άνυδρη πηγή που υπέστη μερική τήξη σε θερμοκρασία αρκετά υψηλή, όπως συμβαίνει στους Α-τύπου γρανίτες, με το αρχικό μάγμα να είχε μεταργιλικό ή και αλκαλικό χαρακτήρα (Chapell 1999, Li et al. 2007 από Shang-Jie et al. 2014). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Shang-Jie et al. 2014).



2.2.3. Guijanyu (Ν. Κίνα)

Οι αναλύσεις της περιοχής <u>Guijanyu</u> της νότιας Κίνας, ανήκουν σε πετρογραφικό τύπο μονζογρανίτη, σύμφωνα με τους Xiaoqin et al. (2016). Ορυκτολογικά, περιλαμβάνονται αλκαλικές αμφίβολοι, αννίτης και δεν υπάρχουν πολλά αλκαλικά μαφικά ορυκτά. Ο βιοτίτης που υπάρχει είναι ελαφρά αλλοιωμένος σε χλωρίτη και επιπλέον λόγω της περιεκτικότητας του σε σίδηρο πλησιάζει τη σύσταση του σιδηροφυλλίτη και αννίτη. Γεωχημικά, η σύσταση είναι καθαρά αλκαλική και τα ποσοστά των MgO, CaO είναι σχεδόν μηδενικά. Επίσης, η ανωμαλία του Eu είναι αρνητική και το άθροισμα K₂O+Al₂O₃ υψηλό, όπως και ο λόγος FeO_t/(FeO_t+MgO), όπως αναφέρεται από τους Loiselle & Wones (1979). Οι γρανίτες όμως της περιοχής είναι αργιλικοί σε σύσταση και προήλθαν από μερική τήξη ασβεσταλκαλικών γρανιτοειδών. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα των Xiaoqin et al. (2016).

2.2.4. Sabarkantha (Gujarat, Ινδία)

Οι πλουτωνίτες της Ινδίας του ανήκουν πετρογραφικά σε βιοτιτικό γρανίτη σύμφωνα με τον Pathak (2017). Οι αναλύσεις προέρχονται από τρείς γρανιτικούς όγκους. Ο πρώτος, ονομάζεται Sendra Ambaji Granite (SAG), ο δεύτερος Idar Granite (IG) που διεισδύει στον πρώτο και ο τρίτος Nadri Granite (NG). Ο γρανίτης (SAG), ορυκτολογικά, περιέχει χαλαζία, άστριους, βιοτίτη και κεροστίλβη κυρίως και έχει υφή Rapakivi. Ο γρανίτης (IG) είναι ένας βιοτιτικός αλκαλικός γρανίτης και έχει υπεραργιλική σύσταση που αποδεικνύεται από τη σύσταση του βιοτίτη. Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του (NG) γρανίτη προσεγγίζουν τα χαρακτηριστικά του (IG) που είναι παλιότερος. Επιπλέον, έχει υποαλκαλική, μεταργιλική σύσταση. Όλοι οι προαναφερόμενοι γρανίτες έχουν ως κύρια μαφική φάση το βιοτίτη που χρησιμοποιείται για την εύρεση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος που έδωσε γένεση σε αυτά τα γρανιτικά μάγματα. Επίσης, οι βιοτίτες δεν έχουν υποστεί αλλοίωση, χλωριτίωση ή σερικιτίωση. Η πετρογένεσή τους δείχνει μίζη μαγμάτων. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα του Pathak (2017).

2.2.5. Kiangara (Μαδαγασκάρη)

Οι γρανίτες της περιοχής έχουν τα τυπικά χαρακτηριστικά των Α-τύπου γρανιτών σύμφωνα με τους Whalen et al. (1987), με παράδειγμα την τιμή του



οξειδίου του CaO που είναι χαμηλή. Όσον αφορά τα μαφικά ορυκτά, περιέχουν κυρίως βιοτίτη και αλκαλιούχο αμφίβολο. Ο βιοτίτης είναι πλούσιος σε σίδηρο. Η προέλευση των γρανιτών είναι μία όξινη πυριγενής πηγή που υπέστη μερική τήξη. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Nédélec et al. (2016).

2.2.6. Katharina (Αίγυπτος)

Ο πλουτωνίτης αυτός της Αιγύπτου πετρογραφικά ανήκει σε συηνογρανίτη και αλκαλιούχο γρανίτη, όπως παρατήρησαν οι Katzir et al. (2007). Ο συηνογρανίτης είναι πιο εμπλουτισμένος σε Ca, K, Ba σε σχέση με τον αλκαλιούχο γρανίτη. Ο συηνογρανίτης, έχει υψηλά ποσοστά CaO, K₂O, MgO και TiO₂. Ορυκτολογικά, ο βιοτίτης είναι το μοναδικό μαφικό ορυκτό και έχει σύσταση ανάμεσα στον αννίτη και το φλογοπίτη. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Katzir et al. (2007).

2.2.7. Damara (Ναμίμπια)

Γεωγραφικά, ο γρανίτης Damara βρίσκεται στη Ναμίμπια και ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι κεροστιλβικός γρανίτης, όπως αναφέρουν οι S. Jung et al. (1998). Ορυκτολογικά, έχουν κυρίως αμφίβολο και μαρμαρυγία και πιο ειδικά κεροστίλβη και βιοτίτη, τα οποία ορυκτά είναι εμπλουτισμένα σε σίδηρο. Παρά τα γενικά χαρακτηριστικά των Α-τύπου γρανιτών, οι γρανίτες αυτής της περιοχής, γεωχημικά, εμφανίζουν υψηλά ποσοστά CaO, Al₂O₃, MgO, FeO, Ba, Sr και Eu και έχουν μεταργιλική έως ελαφρά υπεραργιλική σύσταση. Η πετρογένεση τους δείχνει προέλευση από μερική τήξη μάγματος με σύσταση τοναλιτικής πηγής και με περιορισμένη κρυστάλλωση. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Jung et al. (1998).

2.2.8. Rustfjellet και Svöfjell (Νορβηγία)

Το κεροστιλβικό βιοτιτικό σύμπλεγμα γρανιτών της βόρειας Νορβηγίας, ανήκει στον πλουτωνισμό που δημιουργήθηκε στη νοτιοανατολική Βαλτική Ασπίδα (νότια Νορβηγία και Σουηδία). Ο πετρογραφικός τύπος που επικρατεί είναι ο κεροστιλβικός βιοτιτικός γρανίτης. Σύμφωνα με τους Auwera et al. (2003), ο



πλουτωνίτης Rustfjellet, από όπου προέρχονται τα δεδομένα των αναλύσεων, έχει κυρίως σύσταση λευκογρανίτη και περιέχει χαλαζία, πλαγιόκλαστα, άστριους (μικροκλινή) και βιοτίτη και δευτερευόντως και μοσχοβίτη. Επίσης, ο όγκος του Svöfjell από όπου υπάρχουν επίσης δεδομένα, αποτελεί την πιο εκτεταμένη διείσδυση και έχει σύσταση που κυμαίνεται από γρανοδιοριτική ως γρανιτική και τα ορυκτά του περιλαμβάνουν χαλαζία, πλαγιόκλαστα και άστριους και από μαφικά κυρίως βιοτίτη. Ο γρανίτης αυτός διακόπτεται και από απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες. Τέλος, λόγω έντονης διαφοροποίησης, από ένα βασικό μάγμα δημιουργήθηκαν οι γρανιτικές διεισδύσεις. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Auwera et al. (2003).

2.2.9. Lyngdal και Tranevag (Νορβηγία)

Οι γρανιτικοί όγκοι από τη χώρα της Νορβηγίας ανήκουν σε κεροστιλβικό βιοτιτικό γρανίτη, σύμφωνα με τους Bogaerts et al. (2003). Ο γρανιτικός όγκος του Lyggdal, κυρίως, έχει υποαλκαλική, μεταργιλική σύσταση και πετρογραφικά είναι γρανοδιορίτης. Ο λόγος FeOt/(FeOt+MgO) είναι υψηλός, όπως και το ποσοστό του K₂O. Τέλος, η πετρογένεση των γρανιτών σχετίζεται με ανορθοσίτες, άρα με βασικό μάγμα. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Bogaerts et al. (2003).

2.2.10. Wadi Dib (Αίγυπτος)

Το μαγματικό σύμπλεγμα Wadi Dib είναι το παλαιότερο αλκαλικό σύμπλεγμα (Frisch & Abdel-Rahman 1999) πετρωμάτων στον Αιγυπτιακό χώρο. Τα περιθώρια του αποτελούνται από συηνιτικά πετρώματα και το κεντρικό τμήμα του από γρανίτη. Τα ορυκτολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του δηλώνουν ένα Α-τύπου γρανιτικό σύμπλεγμα.. Πιο συγκεκριμένα, ο γρανίτης περιλαμβάνει χαλαζία, καλιούχους άστριους, αμφιβόλους και βιοτίτη. Ο βιοτίτης περιέχει εγκλείσματα ζιρκονίου και απατίτη και η σύστασή του κυμαίνεται από καθαρό βιοτίτη έως αννίτη. Η πετρογένεσή του αλκαλικού αυτού συμπλέγματος συνδέεται με ενδοπλακικό μαγματισμό και τα γεωχημικά δεδομένα δείχνουν πως από τη διαφοροποίηση ενός αλκαλιβασαλτικού γειτονικού μάγματος έγινε η κρυστάλλωση του συηνιτικού τήγματος. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι



αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Frisch & Abdel-Rahman (1999).

2.2.11. Ghorabat (Αίγυπτος)

Οι γρανιτικοί όγκοι της περιοχής Ghorabat της Αιγύπτου ανήκουν σε ένα ασβεσταλκαλικό και σε ένα αλκαλικό σύμπλεγμα, με το δεύτερο να περιλαμβάνει μεταργιλικούς συηνογρανίτες και αλκαλιαστριούχους γρανίτες με χαρακτηριστικά Ατύπου γρανιτών (Mohamed & Kanisawa 1999). Το γρανιτικό σύμπλεγμα επίσης τοποθετείται στο ανατολικό περιθώριο του υποβάθρου της περιοχής που έχει Προκάμβια ηλικία. Ορυκτολογικά, ο συηνογρανίτης περιέχει χαλαζία, καλιούχους άστριους (μικροκλινή) και πλαγιόκλαστα μαζί με βιοτίτη που αποτελεί το κύριο μαφικό ορυκτό. Ο βιοτίτης είναι πλούσιος σε Fe με σύσταση αννίτη (Abdel-Rahman 1994) και επιπλέον έχει εγκλείσματα απατίτη. Ο αλκαλιαστριούχος γρανίτης περιέχει τα ορυκτά, χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης και κεροστίλβη, ενώ τα πλαγιόκλαστα είναι ελάχιστα σε σύγκριση με τον προηγούμενο πετρογραφικό τύπο. Ακόμη, ο βιοτίτης είναι και αυτός σε μικρές ποσότητες και είναι πλούσιος σε Mg με σύσταση φλογοπίτη (Abdel-Rahman 1994). Πετρογενετικά, το σύμπλεγμα συνδέεται με άνυδρες συνθήκες τήξης μονζονιτικού τήγματος που προοδευτικά δημιούργησε τους γρανίτες. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον Abdel-Rahman (1994).

2.2.12. Byram (Αμερική)

Το γρανιτικό σύμπλεγμα Byram βρίσκεται στην Αμερική. Πετρογραφικά, αποτελείται από συηνογρανίτες και μονζογρανίτες με SiO₂>68 wt.%. Ορυκτολογικά, τα πετρώματα του συμπλέγματος έχουν ως κύρια μαφικά ορυκτά το βιοτίτη και την αμφίβολο (κεροστίλβη) με το βιοτίτη να έχει κρυσταλλωθεί προς το τέλος της διαφοροποίησης και να συνυπάρχει με την αμφίβολο και επίσης να προσεγγίζει τη σύσταση του αννίτη λόγω της υψηλής τιμής Al που παρουσιάζει. Από σαλικά ορυκτά, υπάρχουν χαλαζίας και άστριοι (μικροκλινής, ολιγόκλαστο). Ακόμη, περιέχονται απατίτης, ζιρκόνιο, απατίτης και φθορίτης. Όσον αφορά τη γεωχημεία του πλουτωνικού όγκου, η τιμή του αθροίσματος K₂O+Na₂O κυμαίνεται από 7% έως 9%, ενώ οι τιμές των οξειδίων MgO και CaO είναι χαμηλές. Επιπλέον, η γεωχημεία του συμπλέγματος είναι μεταργιλική με αριθμό ASI<1, με κάποια δείγματα όμως να εμφανίζουν υπεραργιλική γεωχημεία όπως αναφέρουν οι Volkert et al. (2000). Τέλος,



πετρογενετικά ο γρανιτικός όγκος σχετίζεται με γρανουλιτική φάση μεταμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή του πλουτωνίτη, όπου ο πλουτωνίτης τοποθετήθηκε με ένα συμπιεστικό τεκτονικό γεγονός κατά τη μεταμόρφωση. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Volkert et al. (2000).

2.2.13. Mt. Prosara- Mt. Pozescka Gora (Γιουγκοσλαβία)

Οι γρανίτες Αλπικής ηλικίας από την περιοχή Mt. Prosara και από την περιοχή Mt. Pozescka Gora της Γιουγκοσλαβίας, ανήκουν στον πετρογραφικό τύπο του λευκογρανίτη σύμφωνα με τους Pamic & Lanphere (1991) και συνδέονται και με συηνίτες που περιέχουν υψηλές ποσότητες Zr. Οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι όμως είναι ο γρανίτης, ο συηνίτης και ο διορίτης με το γρανίτη να καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα των περιοχών. Ορυκτολογικά, περιέχουν από σαλικά ορυκτά, χαλαζία, καλιούχους άστριους και πλαγιόκλαστα (ολιγόκλαστο) και από μαρμαρυγίες μοσχοβίτη και βιοτίτη. Ο βιοτίτης έχει υποστεί αλλοίωση σε χλωρίτη και σε μερικά σημεία έχει αντικατασταθεί από λευκό μαρμαρυγία μοσχοβίτη. Επίσης, ο λόγος Fe/(Fe+Mg) στο βιοτίτη έγει υψηλές τιμές που κυμαίνονται από 0,6 έως 0,9. Υπάργει, ακόμη και F στο βιοτίτη που υποδηλώνει πως ο βιοτίτης έχει σύσταση αννίτη. Οι δύο γρανιτικοί όγκοι που προαναφέρθηκαν, γεωχημικά, έχουν υψηλές τιμές οξειδίων Na2O και K2O και χαμηλές τιμές του οξειδίου CaO και MgO και για αυτό το λόγο συγκαταλέγονται στους Α-τύπου γρανίτες. Τέλος, οι γρανίτες αυτοί συνδέονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Pamic et al. (1991).

2.2.14. Oetemoed (Ναμίμπια)

Το σύστημα Oetemoed βρίσκεται στη Ναμίμπια και παρουσιάζει κατά κύριο λόγο χαρακτηριστικά Ι-τύπου γρανιτών. Λόγω όμως κάποιων χαρακτηριστικών που εμφανίζουν τα ορυκτά κεροστίλβη και τιτανίτης καθιστούν τον πλουτωνικό όγκο Ατύπου γρανίτη. Επιπλέον, στην ορυκτολογία του γρανιτικού συμπλέγματος περιλαμβάνονται τα πλαγιόκλαστα και ο βιοτίτης που έχουν προκύψει από κλασματική κρυστάλλωση και μαζί τους συνυπάρχουν μοναζίτης και απατίτης. Γεωχημικά, τα ποσοστά των Al₂O₃, K₂O είναι υψηλά, ενώ των Na₂O, MgO, CaO, FeO_t είναι χαμηλά και η ολική σύσταση προσεγγίζει την υπεραργιλική. Πετρογενετικά, ο γρανιτικός όγκος σύμφωνα με τους Skjerlie & Johnston (1993 από



Jung et al. 2000) προέρχεται από τήξη μεταγρανοδιοριτικής έως μετατοναλιτικής πηγής. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Jung et al. (2000).

2.2.15. Jamon (Ν. Αμερική)

Το γρανιτικό αυτό σύμπλεγμα του Amazonian Craton της Βραζιλίας, πετρογραφικά, περιλαμβάνει κεροστιλβικό βιοτιτικό μονζογρανίτη και βιοτιτικό μονζογρανίτη (Oliveira et al. 2005 από Dall' Agnol 2005). Ορυκτολογικά, επικρατεί ο βιοτίτης, ενώ η αμφίβολος εκλείπει. Ο γρανιτικός αυτός όγκος φαίνεται να προέρχεται από μία χαλαζιακή διοριτική πηγή εμφανώς οξειδωμένη. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Dall' Agnol (2005).

2.2.16. Morro Redondo (Βραζιλία)

Από το γρανιτικό σύστημα Morro Redondo της Βραζιλίας, προέρχονται αναλύσεις που ο πετρογραφικός τους τύπος είναι βιοτιτικός συηνογρανίτης όπως αναφέρουν οι Vilalva & Vlach (2014). Ορυκτολογικά, υπάρχουν ορυκτά νατριούχα, ασβεστούχα, νατριούχες αμφίβολοι και πυρόξενοι. Ο βιοτίτης είναι πλούσιος σε τρισθενή σίδηρο. Η γεωχημεία τους είναι υπεραργιλική. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Vilalvai & Vlach (2014).

2.2.17. Carajas (Βραζιλία)

Ο γρανιτικός όγκος Carajars βρίσκεται στη Βραζιλία και πετρογραφικά είναι κεροστιλβικός βιοτιτικός μονζογρανίτης, σύμφωνα με τους Dall'Agnol et al. (2005). Γεωχημικά ανήκει στην κατηγορία των Rapakivi γρανιτών των οποίων η προέλευση είναι η ανάτηξη. Οι γρανίτες που ανήκουν σε αυτό το πυριγενές σύστημα γεωτεκτονικά συνδέονται με τη διάρρηξη της υπερηπείρου και όχι με διαδικασία υποβύθισης. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Dall'Agnol et al. (2005).



2.2.18. Pikes Peak (Β. Αμερική)

Ο ανορογενετικός βαθόλιθος Pikes Peak, με Προκάμβρια ηλικία, που βρίσκεται στο Κολοράντο, πετρογραφικά περιλαμβάνει κατά κύριο λόγο βιοτιτικό γρανίτη και βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανίτη και χαλαζιακό συηνίτη. Ο βιοτίτης που εμφανίζεται έχει σύσταση αννίτη, καθώς είναι πλούσιος σε σίδηρο. Η περιεκτικότητα σε K₂O είναι υψηλή, ενώ οι περιεκτικότητες των οξειδίων CaO, MgO είναι χαμηλή. Η γεωχημεία του βαθόλιθου είναι υποαλκαλική έως αλκαλική και η γενεσή του συνδέεται με ένα μοντέλο που προτάθηκε από τους Barker, Wones & Sharp et al. (1975), όπου μάγμα με προέλευση από το μανδύα και επακόλουθη σύσταση αλκαλιολιβινικού βασάλτη αντέδρασε αρχικά με τον κατώτερο φλοιό, γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης, που ήταν φτωχός σε K₂O και παρήχθη μάγμα με σύσταση όξινη που αντιστοιχεί σε συηνίτη. Το τήγμα αυτό αντέδρασε με τήγμα γρανοδιοριτικής σύστασης του ανώτερου φλοιού αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης και έτσι παρήχθησαν οι βιοτιτικοί γρανίτες του βαθόλιθου. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Barker, Wones & Sharp et al. (1975).

2.2.19. Red Mountain (Wyoming)

Ο γρανίτης του Red Mountain ανήκει στο σύμπλεγμα πετρωμάτων Laramie της περιοχής Wyoming της Αμερικής. Ο γρανίτης βρίσκεται στα όρια του ευρύτερου πλουτωνικού όγκου και τα όρια του είναι σύμφωνα με αυτόν. Ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι βιοτιτικός κεροστιλβικός χαλαζιακός συηνίτης. Ορυκτολογικά, ο βιοτίτης και σε αυτό το γρανιτικό όγκο είναι εμπλουτισμένος σε σίδηρο και το δεύτερο κατά σειρά σημαντικό μαφικό ορυκτό μετά την κεροστίλβη. Υπάρχουν επίσης και σαλικά ορυκτά, όπως πλαγιόκλαστα, χαλαζίας και άστριοι. Η γεωχημεία του πλουτωνίτη είναι αλκαλική και μεταργιλική, σύμφωνα με τους Frost et al. (2001). Από γεωγημικά στοιχεία, ο γρανίτης έχει υψηλά ποσοστά των οξειδίων K₂O, SiO₂, ενώ τα οξείδια TiO₂, Na₂O, CaO, FeO_t, MgO έχουν χαμηλές τιμές (Kolker & Lindsley 1989, Frost et al. 1999 από Frost et al. 2001) Η πετρογένεση του συμπλέγματος Laramie και συνάμα και του Red Mountain γρανίτη συνδέεται με θολεειΐτες σύμφωνα με τους Anders et al. (2006). Η έντονη διαφοροποίηση ή η μερική τήξη οδήγησαν σε γένεση μάγματος με μονζονιτική σύσταση. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Anderson et al. (2003).



2.2.20. Red Rock Granite (Μεξικό)

Ο γρανιτικός όγκος του Red Rock, Προτεροζωικής ηλικίας, ανήκει στο σύμπλεγμα πετρωμάτων των Burro Mountains που βρίσκονται στο Μεξικό των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής. Οι αναλύσεις που μελετήθηκαν, ανήκουν στον πετρογραφικό τύπο βιοτιτικό-κεροστιλβικό ή κεροστιλβικό γρανίτη ή σε αλκαλιαστριούχο γρανίτη, όπου στον βιοτιτικό-κεροστιλβικό γρανίτη σημειώνονται τα μεγαλύτερα ποσοστά βιοτίτη. Στον τελευταίο, ορυκτολογικά υπάρχουν και χαλαζίας, άστριοι, πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, και ποσότητες από ζιρκόνιο, απατίτη ,τιτανίτη και ιλμενίτη. Ο βιοτίτης φαίνεται να έχει κρυσταλλωθεί τελευταίος και έχει ιδιόμορφο έως και αλλοτριόμορφο σχήμα κρυστάλλων. Ταυτόχρονα, είναι εμπλουτισμένος σε σίδηρο, χαρακτηριστικό των βιοτιτών στους Α-τύπου γρανίτες (Anderson 1983 & Elliott 2001 από Mclemore et al. 2002). Ο γρανίτης Red Rock είναι μεταργιλικός έως υπεραγιλικός γεωχημικά και οριακά έχει αλκαλική έως υποαλκαλική σύσταση. Ακόμη, ο υψηλός λόγος Fe/Mg, χαρακτηριστικός των A γρανιτών εμφανίζεται και σε αυτό το γρανίτη (Rämö & Haapala 1995 από Mclemore et al. 2002). Τέλος, γεωτεκτονικά ο γρανίτης δημιουργήθηκε σε εκτατικό περιβάλλον. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Mclemore et al. (2002).

2.2.21. America (Αμερική)

Οι περισσότερες αναλύσεις ανήκουν σε μονζογρανίτη σύμφωνα με τους Anderson & Bender (1989) ο οποίος έχει Πρωτεροζωική ηλικία. Ορυκτολογικά, ο βιοτίτης, συγκεκριμένα, έχει εμφανώς αλλαγές στη σύστασή του καθώς από μεταργιλική σύσταση στο βιοτιτικό-κεροστιλβικό γρανίτη, μεταβαίνει οριακά σε υπεραργιλικό στο βιοτιτικό γρανίτη και τέλος στο διμαρμαρυγιακό γρανίτη έχει καθαρά υπεραργιλική σύσταση. Επίσης, οι γρανίτες έχουν υψηλά ποσοστά K και είναι εμπλουτισμένοι σε Fe σε σύγκριση με το Mg, ενώ αντίθετα έχουν ελάχιστο Ca, Mg, Sr σε αντίθεση με τους γρανίτες που είναι ορογενετικοί. Οι γρανιτικοί όγκοι της Αμερικής, παρουσιάζουν υψηλή μερική συγκέντρωση οξυγόνου και χαμηλή στους υδρατμούς, κάτι που καθιστά το βιοτίτη πιο μαγνησιούχο. Ακόμα, οι γρανίτες αυτής της ηλικίας, γενετικά δημιουργήθηκαν σε γεωτεκτονικό περιβάλλον έκτασης με διηπειρωτική διείσδυση των ανορογενετικών αυτών γρανιτών. Η έλλειψη ορογενετικών διαδικασιών υποδεικνύει ότι η υποβύθιση των πλακών ήταν ενδοωκεάνια. Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι



αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Anderson & Bender (1989).



2.3. ΔΕΣΚΑΤΗ- ΚΕΡΚΙΝΗ

2.3.1. Δεσκάτη (Γρεβενά)

Η Δεσκάτη βρίσκεται στο νομό Γρεβενών. Γεωλογικά, αποτελείται από γρανιτικά και γρανοδιοριτικά πετρώματα που διεισδύουν σε μεταμορφωμένα, όπως αμφιβολίτες. Τα δείγματα πετρολογικά, ανήκουν σε λευκογρανίτη. Η χημική σύσταση είναι υπεραργιλική, οπότε οι γρανίτες εντάσσονται στους γρανίτες S-τύπου, όπως αναφέρουν οι Katerinopoulos et al. (1994). Ακόμη, ο γρανίτης της Δεσκάτης βρέθηκε ότι έχει Τριαδική ηλικία σύμφωνα με τους Katerinopoulos et al. (1998) με Rb-Sr σε μοσχοβίτη-ολικό πέτρωμα, ενώ οι Anders et al. (2006) με U-Pb σε ζιρκόνια, προσδιόρισαν την ηλικία του γνευσίου στον οποίο διεισδύει ο γρανίτης της Δεσκάτης σε Άνω Προτεροζωική. Τέλος, η γένεση του πλουτωνίτη θεωρείται η ωκεάνια υποβύθιση κάτω από μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος που συμμετέχει στην αρχική σύσταση του μάγματος (Κορωναίος κ.α. 2015). Τέλος, οι αναλύσεις των βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Katerinopoulos et al. (1996).

2.3.2. Κερκίνη (Σέρρες)

Η Κερκίνη γεωγραφικά βρίσκεται στο νομό Σερρών. Το γρανιτικό σύμπλεγμα της Κερκίνης διεισδύει στην υποενότητα του Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας. Το σύμπλεγμα έχει υποστεί έντονη τεκτονική καταπόνηση που συνοδεύεται από έντονη παραμόρφωση. Πετρογραφικά, επικρατεί ο τύπος του διμαρμαρυγιακού γρανίτη, σύμφωνα με τους Christofides et al. (2000b). Οι αναλύσεις από το γρανιτικό όγκο, ανήκουν σε διμαρμαρυγιακό γρανίτη με ορυκτά το βιοτίτη και το μοσχοβίτη. Πιο ειδικά, ορυκτολογικά, περιλαμβάνονται τα εξής: χαλαζίας, άστριοι, βιοτίτης, λευκός μαρμαρυγίας, απατίτης, ζιρκόνιο, αλλανίτης και τιτανίτης. Χημικά, η σύσταση των πετρωμάτων εντάσσεται στους Α-τύπου γρανιτικά πετρώματα καθώς είναι υπεραγιλική. Τεκτονικά, όπως και για τον γρανίτη της Αρναίας, διατυπώθηκε η άποψη πως έχουν δημιουργηθεί ενδοπλακικά, δηλαδή ότι συνδέονται με ενδοπλακικό εφελκυσμό που σχετίζεται με κάποιο γεωτεκτονικό περιβάλλον που έλαβε χώρα μετά από τη σύγκρουση. Η γένεση του γρανιτικού όγκου φαίνεται να προέρχεται από ένα τήγμα άνυδρο, με προέλευση κάποια βιοτιτική τοναλιτική πηγή που ως υπόλειμμα παρέμεινε γρανουλίτης. Τέλος, οι αναλύσεις των αυτής βιοτιτών που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αναλύσεις για το ολικό πέτρωμα αποτελούν δημοσιευμένα αποτελέσματα από τους Christofides et al. (1999).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΒΙΟΤΙΤΕΣ

3.1. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ-ΒΙΟΤΙΤΗ

Σε αυτό το κεφάλαιο παρατίθενται διαγράμματα κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων μέσω των οποίων γίνεται σύγκριση των αναλύσεων του βιοτίτη με σκοπό την διάκριση των τύπων των γρανιτών ως Α- και Ι-τύπου. Η σύγκριση είναι μεταξύ δειγμάτων Α- και Ι-τύπου γρανιτοειδών ενώ ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στα Ατύπου γρανιτοειδή της Κερκίνης και της Δεσκάτης. Τα διαγράμματα αφορούν τα οξείδια του ορυκτού (πχ. SiO_{2Bi}) και του ολικού πετρώματος (πχ. SiO_{2R}) και τα οξείδια του πετρώματος (πχ. K₂O_{2R}) με τα κατιόντα του ορυκτού (πχ. K⁺). Η συγκριτική μελέτη γίνεται με σκοπό να διαπιστωθούν οι ομοιότητες και διαφορές που τυχόν υπάρχουν μεταξύ των βιοτιτών των δυο ομάδων καθώς και αν οι βιοτίτες των γρανιτών Δεσκάτης και Κερκίνης ομοιάζουν με βιοτίτες άλλων Α-τύπου γρανιτών. Πρώτα παρατίθενται τα διαγράμματα των οξειδίων του ολικού πετρώματος με το αντίστοιχο οξείδιο του βιοτίτη και στη συνέχεια με το αντίστοιχο κατιόν του ορυκτού. Τα δεδομένα των αναλύσεων των βιοτιτών παρατίθενται με τη μορφή excel στο cd που συνοδεύει την πτυχιακή εργασία.

Σε όλα τα διαγράμματα, με κόκκινους κύκλους συμβολίζονται τα δείγματα βιοτιτών του πλουτωνίτη της Κερκίνης και με μπλέ τετράγωνα τα δείγματα βιοτιτών του πλουτωνίτη της Δεσκάτης. Στα διαγράμματα, με πράσινο και με κίτρινο φόντο συμβολίζονται οι περιοχές που προβάλλονται τα δείγματα βιοτιτών Α- και Ι-τύπου γρανιτών αντίστοιχα.

3.1.1. Διάγραμμα SiO_{2Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το SiO_{2Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.1.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το SiO_{2Bi} κυμαίνεται από 35-39%. Ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 31-40%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών, εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που αποκλίνει και βρίσκεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.1. Προβολή του SiO_{2Bi} ως προς το SiO_{2R.} Κόκκινοι κύκλοι: βιοτίτες του πλουτωνίτη της Κερκίνης, μπλέ τετράγωνα: βιοτίτες του πλουτωνίτη της Δεσκάτης, πράσινη περιοχή: βιοτίτες Α-τύπου γρανιτών και κίτρινη περιοχή: βιοτίτες Ι-τύπου γρανιτών.

3.1.2. Διάγραμμα Al₂O_{3Bi}-Al₂O_{3R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του Al_2O_{3R} ως προς το Al_2O_{3Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.2.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Al_2O_{3Bi} κυμαίνεται από 12 έως και 19%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 11-19%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη μεταξύ των δύο τύπων γρανιτών και συνεπώς δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με μέσες τιμές Al₂O_{3Bi} που κυμαίνονται από 14-16,5.





Σχ. 3.2. Προβολή του Al_2O_{3Bi} ως προς το Al_2O_{3R} . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.1.3. Διάγραμμα ΤίΟ_{2Bi}-ΤίΟ_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του TiO_{2R} ως προς το TiO_{2Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.3.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το TiO_{2Bi} κυμαίνεται από 0,53-5,03%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,53-3,53%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές TiO_{2Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές TiO_{2Bi} που κυμαίνονται από 2,03-3,6%.



Σχ. 3.3. Προβολή του TiO_{2Bi} ως προς το TiO_{2R}. Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.1.4. Διάγραμμα FeO_{Bi}-FeO_R

Στο σχήμα γίνεται προβολή του FeO_R ως προς το FeO_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.4.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το FeO_{Bi} κυμαίνεται από 12-27,5%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 17,5-32%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν πιο χαμηλές τιμές FeO_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και μόνο στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών εκτός από το δείγμα Deskati LGR D7 που προβάλλεται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών και οι τιμές όλων κυμαίνονται από 17-22%. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές 29% και πάνω εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που προβάλλεται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών. Συνεπώς, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται κυρίως στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών και στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών, ενώ της Κερκίνης προβάλλονται κατά πλειοψηφία στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.4. Προβολή του FeO_{Bi} ως προς το FeO_R. Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.1.5. Διάγραμμα MgO_{Bi}-MgO_R

Στο σχήμα γίνεται προβολή του MgO_R ως προς το MgO_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.5.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το MgO_{Bi} κυμαίνεται από 4-16%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,0-15% περίπου. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές MgO_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και μόνο στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές γύρω στο 12%. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 1,02-10,02% εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 που προβάλλονται το πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών. Συνεπώς, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται κυρίως στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών.





Σχ. 3.5. Προβολή του MgO_{Bi} ως προς το MgO_R. Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.1.6. Διάγραμμα K₂O_{Bi}-K₂O_R

Στο σχήμα γίνεται προβολή του K_2O_R ως προς K_2O_{Bi} το για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.6.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-και τους Α-τύπου γρανίτες το K_2O_{Bi} κυμαίνεται από 7-10,68% με τους Α-τύπου γρανίτες να έχουν και λίγο πιο υψηλές τιμές από 10,68%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο χαμηλές τιμές K_2O_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται κατά πλειοψηφία στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 8,68-9% περίπου.





Sc. 3.6. Probolý tou K_2O_{Bi} ws pros to $K_2O_R.$ Sumbolismós ópws sto Sc. 3.1.



3.2. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΟΥ ΤΟΥ ΠΥΡΙΤΙΟΥ ΤΟΥ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ-ΚΑΤΙΟΝΤΩΝ ΒΙΟΤΙΤΗ

3.2.1. Διάγραμμα Si_{Bi} -SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Si_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.7.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Si_{Bi} κυμαίνεται από 4,3-6%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 5,3-6,2%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών, αλλά οι τιμές τους κυμαίνονται από 5,3-5,8%, δηλαδή έχουν τιμές κοντά σε αυτές των Α-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.7. Προβολή του Si_{Bi} ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.2.2. Διάγραμμα Al_{tBi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς Al_{tBi} το για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.8.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Al_{tBi} κυμαίνεται από 1,91-3%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,91-4,91%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές Al_{tBi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.



Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 2,5-3% περίπου, τα δείγματα όμως της Κερκίνης έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές.



Σχ. 3.8. Προβολή του Al_{tBi} ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.2.3. Διάγραμμα Fetbi-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Fe_{tBi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.9.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Fe_{tBi} κυμαίνεται από 1,33-3%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 1,83-4,91%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές Fe_{tBi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης αυτά προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 2-2,38% περίπου, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με πιο υψηλές τιμές που κυμαίνονται από 4-4,385 περίπου εκτός από το δείγμα Kerkini LGR12 που προβάλλεται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών.





Σχ. 3.9. Προβολή του Fe_{tBi} . ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.2.4. Διάγραμμα Ca_{Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Ca_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.10.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Ca_{Bi} κυμαίνεται από 0,0-0,055%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,0-0,06%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές Ca_{Bi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, τα δείγματα της Δεσκάτης δεν έχουν Ca_{Bi} και για αυτό δεν προβάλλονται στο σχήμα, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές 0,005% περίπου.



Σχ. 3.10. Προβολή του Ca_{Bi} ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως στο Σχ. 3.1.

3.2.5. Διάγραμμα Mg_{Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Mg_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.11.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Mg_{Bi} κυμαίνεται από 1,04-3,04% και πάνω, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,04-3,04% και πάνω. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές Mg_{Bi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές λίγο πιο κάτω από 3,04%, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Ατύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 0,04-1,04% εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που προβάλλεται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.11. Προβολή του Mg_{Bi} ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.2.6. Διάγραμμα K_{Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το K_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.12.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το K_{Bi} κυμαίνεται από 1,26-2,06%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 1,26-2% περίπου. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές K_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 1,86-1,96% περίπου εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που προβάλλεται στο πεδίο των Ιτύπου γρανιτών.





Σχ. 3.12. Προβολή του K_{Bi} ως προς το SiO_{2R}. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.2.7. Διάγραμμα Na_{Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Na_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.13.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Na_{Bi} κυμαίνεται από 0,0-0,25%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,0-0,2% περίπου. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές Na_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 0,0-0,2% εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που προβάλλεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών με τιμή γύρω στο 0,1%.





Σχ. 3.13. Προβολή του Na_{Bi} ως προς το SiO_{2R}. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.2.8. Διάγραμμα Mn_{Bi}-SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το Mn_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.14.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Mn_{Bi} κυμαίνεται από 0,002-0,225%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,002-0,202%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη και συνεπώς στο συγκεκριμένο διάγραμμα δεν μπορεί να γίνει σαφής διαχωρισμός των τύπων των γρανιτών, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές Mn_{Bi} σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές γύρω στο 0,052%.





Σχ. 3.14. Προβολή του Mn_{Bi} ως προς το SiO_{2R} . Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.2.9. Διάγραμμα Fe/(Fe+Mg) -SiO_{2R}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του SiO_{2R} ως προς το λόγο Fe/(Fe+Mg) για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.15.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες ο λόγος Fe/(Fe+Mg) κυμαίνεται από 0,28-0,78%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,38-0,98% περίπου. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη, αλλά παρατηρείται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές λόγου Fe/(Fe+Mg) σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης και από τα δείγματα της Κερκίνης τα δείγματα Kerkini LGR-103 και Kerkini LGR-12 προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 0,28-0,48%, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 0,78-0,9% περίπου.





Σχ. 3.15. Προβολή του λόγου Fe/(Fe+Mg) ως προς το SiO_{2R}. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.



3.3. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ-ΚΑΤΙΟΝΤΩΝ ΒΙΟΤΙΤΗ

3.3.1. Διάγραμμα (Mg/(Mg+Fe_t))-Ti_{Bi}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του Ti_{Bi} ως προς το λόγο (Mg/(Mg+Fe_t)) για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.16.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες ο λόγος (Mg/(Mg+Fe_t)) κυμαίνεται από 0,2006-0,7006%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,0006-0,6006%. Υπάρχει δηλαδή αλληλοεπικάλυψη, αλλά παρατηρείται πως οι Ι-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές λόγου (Mg/(Mg+Fe_t)) σε σύγκριση με τους Α-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές γύρω στο 0,5006%, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 0,1006-0,2006% περίπου εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-103 και Kerkini LGR-12 που προβάλλονται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.16. Προβολή του λόγου (Mg/(Mg+Fet)) ως προς το Ti_{Bi}. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.3.2. Διάγραμμα MgO_{Bi}-FeO_{Bi}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του FeO_{Bi} ως προς το MgO_{Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.17.)



παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το FeO_{Bi} κυμαίνεται από 12-17%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 14-33% περίπου και το MgO_{Bi} στους Ι-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 4,28-16,28%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,28-16% περίπου.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών όσον αφορά και τα δύο οξείδια. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών εκτός από το δείγμα Deskati LGR D9, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών εκτός από το δείγμα Kerkini LGR-12 που προβάλλεται στο κοινό πεδίο των Α-και Ι-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.17. Προβολή του MgO_{Bi} ως προς το FeO_{Bi}. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.3.3. Τριγωνικό Διάγραμμα MgO-FeO-Al₂O₃

Στο σχήμα που προτάθηκε από τον Abdel-Rahman (1994) γίνεται προβολή των οξειδίων MgO, FeO, Al₂O₃ για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Στην κορυφή του τριγωνικού διαγράμματος, τοποθετείται το MgO, στην αριστερή κορυφή το FeO και στη δεξιά κορυφή το Al₂O₃.

Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.18.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το MgO παίρνει τιμές από 8-38% περίπου, ενώ όσον αφορά τους Α –τύπου γρανίτες παίρνει τιμές από 0-36% περίπου. Αυτό δείχνει πως οι Α-τύπου γρανίτες δεν είναι πολύ μαγνησιούχοι, σε αντίθεση με τους Ι-τύπου γρανίτες.



Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 20-30%, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 0-10% εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 όπου το πρώτο προβάλλεται μαζί με τα δείγματα της Δεσκάτης στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών, ενώ το δεύτερο προβάλλεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών με τιμή 40% περίπου.

Στη συνέχεια, από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.18.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το FeO παίρνει τιμές από 25-55% περίπου, ενώ όσον αφορά τους Α –τύπου γρανίτες παίρνει τιμές από 35-75% περίπου κάτι που δείχνει πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές FeO σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 35-45%, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 60-70% εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 όπου το πρώτο προβάλλεται μαζί με τα δείγματα της Δεσκάτης στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών, ενώ το δεύτερο προβάλλεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών με τιμή 30% περίπου.

Τέλος, από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.18.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Al₂O₃ παίρνει τιμές από 28-50% περίπου, ενώ όσον αφορά τους Α –τύπου γρανίτες παίρνει τιμές από 25-45% περίπου κάτι που δείχνει πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο χαμηλές τιμές Al₂O₃ σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 30-40%, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών που παίρνει τιμές από 30-35% εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 όπου το πρώτο προβάλλεται μαζί με τα δείγματα της Δεσκάτης στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου



γρανιτών, ενώ το δεύτερο προβάλλεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών με τιμή 35% περίπου.

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται πως οι Α-τύπου γρανίτες έχουν χαμηλές τιμές MgO και Al₂O₃, αλλά έχουν πιο υψηλές τιμές FeO σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες. Όσον αφορά τα δείγματα της Δεσκάτης έχουν μέσες τιμές και για τα τρία οξείδια, ενώ όσον αφορά τα δείγματα της Κερκίνης η πλειοψηφία αυτών έχουν χαμηλές τιμές MgO, μέσες τιμές FeO και υψηλές τιμές Al₂O₃. Επιπλέον, συμπεραίνεται πως η πλειοψηφία των αναλύσεων των Ι-τύπου γρανιτών όπως και τα δείγματα από την περιοχή της Δεσκάτης συμπίπτει με την ασβεσταλκαλική περιοχή του διαγράμματος, ενώ η πλειοψηφία των αναλύσεων των Α-τύπου γρανιτών συμπίπτει με την αλκαλική περιοχή όπως και η πλειοψηφία των δειγμάτων από περιοχή της Κερκίνης.



Σχ. 3.18. Τριγωνικό Διάγραμμα MgO-FeO-Al₂O₃ (Abdel-Rahman 1994) Α: αλκαλική C: ασβεσταλκαλική και P: υπεραργιλική σύσταση. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.3.4. Διάγραμμα Al₂O_{3Bi}-MgO_{Bi}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του MgO_{Bi} ως προς το Al₂O_{3Bi} για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.19.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Al₂O_{3Bi} κυμαίνεται από 12-19%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 11-20% περίπου και το MgO_{Bi}



στους Ι-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 4,18-16,18%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0,18-16,18% και πάνω. Οπότε, οι Α-τύπου γρανίτες έχουν λίγο πιο υψηλές τιμές MgO_{Bi} και Al₂O_{3Bi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών όσον αφορά και τα δύο οξείδια. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές γύρω στο 15,5% για το Al₂O_{3Bi} και 12,18% για το MgO_{Bi}. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 14-16,5% για το Al₂O_{3Bi} και από 1,18-4% περίπου για το MgO_{Bi} εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 που προβάλλονται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών.



 $\Sigma \chi$. 3.19. Προβολή του Al_2O_{3Bi} ως προς το MgO_{Bi} . Σ υμβολισμός όπως το $\Sigma \chi$. 3.1.

3.3.5. Διάγραμμα Al₂O_{3Bi}-FeO_{Bitot}

Στο σχήμα γίνεται προβολή του FeO_{Bitot} ως προς το Al₂O_{3Bi} για τα δείγματα χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.20.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Al₂O_{3Bi} κυμαίνεται από 12-19%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 11-20% περίπου και το FeO_{Bitot} στους Ι-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 11-26%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 11-26%, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες τιμές FeO_{Bitot} και Al₂O_{3Bi} σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες.



Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-και Ιτύπου γρανιτών ξεχωριστά όσον αφορά και τα δύο οξείδια. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με τιμές γύρω στο 15,5% για το Al₂O_{3Bi} και 16-21% για το MgO_{Bi} εκτός από το δείγμα Deskati LGR D9 που προβάλλεται στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές που κυμαίνονται από 14-16% για το Al₂O_{3Bi} και από 27-33% περίπου για το MgO_{Bi} εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 που προβάλλονται κοντά στο πεδίο των Ι-τύπου γρανιτών.



Σχ. 3.20. Προβολή του Al_2O_{3Bi} ως προς το FeO_{Bitot} . Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.3.6. Διάγραμμα Alt-Mg

Στο σχήμα που προτάθηκε από τους Nachit et al. (1985), γίνεται προβολή του Mg ως προς το Alt για τα δείγματα χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.21.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους Ι-τύπου γρανίτες το Alt κυμαίνεται από 2-3,5, ενώ στους Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 2,5 έως 3,5 και παραπάνω. Όσον αφορά το Mg στους Ι- και Α-τύπου γρανίτες κυμαίνεται από 0-3,5 Οπότε, οι Α-τύπου γρανίτες έχουν πιο υψηλές τιμές Alt και παραπλήσιες τιμές Mg σε σύγκριση με τους Ι-τύπου γρανίτες. Επιπλέον, η πλειοψηφία των αναλύσεων των Ι- και Α-τύπου γρανιτών προβάλλεται από την αλκαλική έως και την ασβεσταλκαλική σειρά.



Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών και με σύσταση που κυμαίνεται από την αλκαλική έως και την ασβεσταλκαλική σειρά. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών με σύσταση ασβεσταλκαλική και με τιμές γύρω στο 2,7 όσον αφορά το Alt και με τιμές γύρω στο 3 όσον αφορά το Mg. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών με σύσταση κυρίως αλκαλική, εκτός από τα δείγματα Kerkini LGR-12 και Kerkini LGR-103 που προβάλλονται στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών και οι τιμές των δειγμάτων της Κερκίνης κυμαίνονται από 1,8- 3 και παραπάνω όσον αφορά το Alt και από 2,25-3,5 όσον αφορά το Mg.



Σχ. 3.21. Διάγραμμα Nachit et al. (1985). Προβολή του Alt ως προς το Mg. Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

3.3.7. Al-Fe/(Fe+Mg)

Στο σχήμα που προτάθηκε από τους Deer et al. (2003), γίνεται προβολή του λόγου Fe/(Fe+Mg) ως προς το Al για τα δείγματα χρησιμοποιήθηκαν. Από την κατανομή των αναλύσεων του βιοτίτη (Σχ. 3.22.) παρατηρείται ότι όσον αφορά τους A- και I-τύπου γρανίτες η τιμή του λόγου Fe/(Fe+Mg) κυμαίνεται από 0,253-1 ενώ οι



τιμές του Al κυμαίνονται από 2,2 έως 3,6 περίπου. Επιπλέον, η πλειοψηφία των αναλύσεων προβάλλεται στο πεδίο σύστασης που αντιστοιχεί στο βιοτίτη.

Αναφορικά με τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, προβάλλονται τόσο στο κοινό πεδίο των Α- και Ι-τύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών. Πιο συγκεκριμένα, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται στο κοινό πεδίο Α- και Ι-τύπου γρανιτών όπως επίσης και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές λόγου Fe/(Fe+Mg) που κυμαίνονται από 0,2-0,4 και τιμές Al που κυμαίνονται από 2,4-3. Τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται στο κοινό πεδίο των Α- και Ιτύπου γρανιτών όσο και στο πεδίο των Α-τύπου γρανιτών με τιμές λόγου Fe/(Fe+Mg) κυμαίνονται από 0,3-0,55 και τιμές Al που κυμαίνονται από 2,2-2,8.



Σχ. 3.22. Διάγραμμα Deer et al. (2003). Προβολή του Al ως προς το λόγο Fe/(Fe+Mg). Συμβολισμός όπως το Σχ. 3.1.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.1. ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι γρανίτες Α-τύπου, χαρακτηρίζονται από ανορογενετικές συνθήκες σχηματισμού, είναι άνυδροι στη σύσταση τους και αλκαλικοί. Ακόμη, συνδέονται με εκτατική τεκτονική και χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές K₂O, Na₂O και χαμηλά ποσοστά MgO, CaO. Επίσης, η πετρογένεσή τους συνδέεται με κλασματική κρυστάλλωση μάγματος ενδιάμεσης έως βασικής σύστασης, που η γεωχημεία του αντιστοιχεί σε αλκαλινατριούχα σειρά ή σε υψηλού Κ. Οι Α-τύπου γρανίτες μπορούν να προέλθουν από την τήξη υψηλού βαθμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων ή από πυριγενή πετρώματα που πιθανόν έχουν υποστεί μετασωμάτωση από μανδυακά ρευστά ή τέλος από κλασματική κρυστάλλωση θολεειϊτικού μάγματος με μέσου-υψηλού Κ χαρακτήρα.

Οι γρανίτες Ι-τύπου από την άλλη, έχουν μεταργιλική γεωχημεία και χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές Na₂O. Επιπλέον, η δημιουργία τους, συνδέεται με ζώνη υποβύθισης κάτω από ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο. Προέρχονται από τη μερική τήξη ενός πυριγενούς πρωτόλιθου που δεν έχει υποστεί έντονα το φαινόμενο της διάβρωσης και της αποσάθρωσης ή από την κλασματική κρυστάλλωση του μάγματος.

Όσον αφορά τους γρανίτες του Ελληνικού χώρου, δύο από αυτούς έχουν χαρακτηριστικά Α-τύπου γρανιτών. Ο λευκογρανίτης της Δεσκάτης, ανήκει στην Πελαγονική ζώνη και έχει υπεραργιλική γεωχημεία. Η γένεση του πλουτωνίτη θεωρείται ότι σχετίζεται με ωκεάνια υποβύθιση κάτω από ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος που συμμετέχει στην αρχική σύσταση του μάγματος. Ο γρανιτικός όγκος της Κερκίνης ανήκει στη Σερβομακεδονική μάζα και πετρογραφικά είναι διμαρμαρυγιακός γρανίτης με υπεραργιλική σύσταση. Επίσης, η γένεσή του συνδέεται με την άνυδρη τήξη μιας βιοτιτικής τοναλιτικής πηγής που έδωσε ως υπόλειμμα γρανουλίτη.

Από τα διαγράμματα οξειδίων του βιοτίτη με τα αντίστοιχα οξείδια του ολικού πετρώματος, παρατηρήθηκε πως οι βιοτίτες των Ι- και οι Α-τύπου γρανιτών παρουσιάζουν μεγάλη αλληλεπικάλυψη στα περισσότερα από αυτά και έτσι δεν είναι σαφής ο διαχωρισμός τους. Ωστόσο, οι βιοτίτες των Ι-τύπου γρανιτών εμφανίζουν λίγο πιο υψηλές τιμές Al₂O₃ και MgO, ενώ οι βιοτίτες των Α-τύπου γρανιτών εμφανίζουν πιο υψηλές τιμές FeO και K₂O. Όσον αφορά τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, παρατηρήθηκε πως προβάλλονται στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι- και Α-τύπου γρανιτών στα περισσότερα διαγράμματα. Μόνο στο διάγραμμα FeO-SiO_{2R},

ένα δείγμα της Δεσκάτης προβάλλεται στο πεδίο βιοτιτών των Α-τύπου γρανιτών και στο διάγραμμα MgO-SiO_{2R}, ένα δείγμα της Κερκίνης προβάλλεται στο πεδίο βιοτιτών των Ι-τύπου γρανιτών.

Εν συνεχεία, από τα διαγράμματα του SiO_{2R} με τα κατιόντα του βιοτίτη, παρατηρήθηκε πως οι βιοτίτες στους Ι- και οι Α-τύπου γρανίτες παρουσιάζουν μεγάλη αλληλεπικάλυψη στα περισσότερα από αυτά και έτσι δεν είναι σαφής ο διαχωρισμός τους. Παρόλα αυτά κάποιες διαφοροποιήσεις μπορούν να παρατηρηθούν. Συγκεκριμένα, οι βιοτίτες Ι-τύπου γρανιτών εμφανίζουν πιο υψηλές τιμές στα κατιόντα K, Na και Mn, ενώ οι βιοτίτες Α-τύπου γρανιτών εμφανίζουν πιο υψηλές τιμές στα κατιόντα Alt, Fet, Ca, Mg, όπως επίσης και πιο υψηλό λόγο (Fe/Fe+Mg). Όσον αφορά τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, παρατηρήθηκε πως προβάλλονται στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι- και Α-τύπου γρανιτών στα περισσότερα διαγράμματα. Ωστόσο, τα δείγματα της Δεσκάτης προβάλλονται κυρίως στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι- και Α-τύπου γρανιτών, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης στα διαγράμματα Fet-SiO_{2R}, Mg- SiO_{2R} και (Fe/Fe+Mg)- SiO_{2R} προβάλλονται στο πεδίο βιοτιτών των Α-τύπου γρανιτών. Εξαίρεση αποτελεί ένα δείγμα της Κερκίνης όπου στα διαγράμματα Fet-SiO_{2R}, Mg- SiO_{2R} και (Fe/Fe+Mg)-SiO2R προβάλλεται στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι- και Α-τύπου γρανιτών, ενώ στα διαγράμματα K-SiO_{2R} και Na- SiO_{2R} προβάλλεται στο πεδίο βιοτιτών των Ι-τύπου γρανιτών.

Τέλος, από τα υπόλοιπα διαγράμματα, παρατηρήθηκε πως οι βιοτίτες των Ιτύπου γρανιτών έχουν πιο υψηλές τιμές στο διάγραμμα (Mg/(Mg+Fe_t))-Ti_{Bi.} Οι βιοτίτες των Α-τύπου γρανιτών επιπλέον, παρατηρήθηκε πως έχουν πιο υψηλές τιμές Fe στο διάγραμμα MgO_{Bi}-FeO_{Bi} και ακόμη δείχνουν να έχουν λίγο πιο χαμηλές τιμές MgO και Al₂O₃ σε σύγκριση με τους βιοτίτες των Ι-τύπου γρανίτων. Όσον αφορά τα δείγματα της Δεσκάτης και της Κερκίνης, τα πρώτα προβάλλονται στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι-και Α-τύπου γρανιτών, ενώ τα δείγματα της Κερκίνης προβάλλονται κατά κύριο λόγο στο πεδίο των βιοτιτών Α-τύπου γρανιτών. Εξαίρεση αποτελούν δύο δείγματα της Κερκίνης που στα διαγράμματα (Mg/(Mg+Fe_t))-Ti_{Bi}, MgO-FeO-Al₂O₃, Al₂O_{3Bi}-MgO_{Bi} και Al₂O₃-FeO_{Bitot} προβάλλονται στο πεδίο των βιοτιτών Ι-τύπου γρανιτών, ενώ στο διάγραμμα MgO_{Bi}. FeO_{Bi}, ένα δείγμα της Κερκίνης προβάλλεται στο κοινό πεδίο βιοτιτών Ι-και Α-τύπου γρανιτών.

Από την παραπάνω λοιπόν επεξεργασία και μελέτη των αναλύσεων του ορυκτού βιοτίτη σε Α- και Ι-τύπου γρανιτικά πετρώματα και λαμβάνοντας υπόψιν την πετρογραφία, την ορυκτολογία, την γεωχημεία και την πετρογένεση των γρανιτών,



τόσο του Ελληνικού χώρου, όσο και άλλων περιοχών, συμπεραίνεται πως οι βιοτίτες της Κερκίνης έχουν τα χαρακτηριστικά ώστε να χαρακτηριστεί ο συγκεκριμένος πλουτωνίτης ως Α-τύπου γρανίτης, ενώ οι βιοτίτες της Δεσκάτης βρίσκονται στα όρια των βιοτιτών Ι-τύπου γρανιτών, παρόλο που έχουν χαρακτηριστικά και βιοτιτών Α-τύπου γρανιτών.



4.2. Summary-Conclusions

A-type granites are characterized by anorogenic forming conditions, their chemical composition is anhydrous and alkaline. A-type granites are also associated with extensional tectonics and are characterized by high K₂O, Na₂O contents and low MgO, CaO contents. Their petrogenesis is associated with fractional crystallization of a magma with an intermediate to basic chemical composition which has a silica-saturated alcaline sodic or ultrapotassic character. A-type granites can be produced by melting of high grade metamorphic rocks or from igneous rocks that might have been metasomatized by mantle-derived fluids. Finally, they can derive by fractional crystallization of medium to high-K tholeiitic magmas.

On the other hand, I-type granites have metaluminous geochemistry and are characterized by high contents of Na_2O . Their formation is associated with the subduction zone that occurs during plate convergence under a continental margin. I-type granites derive from the partial melting of igneous protoliths that have not suffered intense surface weathering processes or from the fractional crystallization of a magma.

As regards the Greek granitic rocks, two of them have characteristics of Atype granites. The leucogranite of Deskati belongs to the Pelagonian zone and has peraluminous geochemistry. The pluton is considered to have formed during an oceanic subduction under a large continental margin which takes part in the initial composition of the magma. Kerkinis's pluton belongs to the Serbomacedonian massif and petrologically is a two-mica granite with peraluminous geochemistry. The pluton's petrogenesis is associated with the anhydrous melting of a biotite-tonalitic source, leaving behind a granulitic residue.

Taking into account the diagrams of biotite and corresponding whole rock oxides, it is evident that biotites of I- and A–type granites overlap in most of them and as a result it is difficult to separate them. However, biotites of I-type granites have slightly higher contents of Al_2O_3 and MgO while biotites of A-type granites have higher contents of FeO and K₂O. The samples of Deskati and Kerkini plot in the common field of I- and A-type granites in most of the diagrams, except for one sample of Deskati which plots in the biotite field of A-type granites in the FeO-SiO_{2R} diagram and one sample of Kerkini which plots in the I-type granites field.

In addition, biotites from I- and A-type granites show overlapping when plotted in the diagrams of SiO_{2R} versus biotite cations, making their separation ambiguous. However, some variations can be distinguished. Biotites of I-type granites



have high contents of K, Na and Mn, in contrast to biotites of A-type granites that exhibit higher contents of Alt, Fet, Ca, Mg and higher (Fe/Fe+Mg) ratios as well. The samples of Deskati and Kerkini plot in the common I-and A-type granites field in most of the diagrams. However, the samples from Deskati mainly plot in the common A-and I-type granites field, while those from Kerkini in the diagrams Fet-SiO_{2R}, Mg-SiO_{2R} and (Fe/Fe+Mg)-SiO_{2R} plot in the A-type granites field, with the exception of Kerkini one sample that plots in the common A-and I-type granites field of the Fet-SiO_{2R}, Mg- SiO_{2R} and (Fe/Fe+Mg)-SiO_{2R} diagrams whereas in the K-SiO_{2R} and Na-SiO_{2R} diagrams, it plots in the I-type granites field.

Finally, from the rest of the diagrams it appears that biotites from I-type granites have higher (Mg/(Mg+Fe_t))-Ti_{Bi} ratios. Biotites from A-type granites have higher contents of Fe, as noted on the MgO_{Bi}-FeO_{Bi} diagram and in addition A-type granites have slightly lower contents of MgO and Al₂O₃ in comparison to biotites from I-type granites. The samples of Deskati plot in the common field of I-and A-type granites but the samples of Kerkini mainly plot in the field of A-type granites, with the exception of two samples that plot in the I-type granites field in $(Mg/(Mg+Fe_t))$ -Ti_{Bi}, MgO-FeO-Al₂O₃, Al₂O_{3Bi}-MgO_{Bi} and Al₂O₃-FeO_{Bitot} diagrams. Also one sample from Kerkini plots in the common field of I- and A-type granites in MgO_{Bi}-FeO_{Bi} diagram.

From the studied chemical composition of biotites from A- and I-type granites and the petrography, mineralogy, geochemistry and petrogenesis of granitic rocks from Greece and other regions, we can conclude that biotites from Kerkini's granite characterize this pluton as of A-type granites. On the contrary, biotites from Deskati's granite have common characteristics of I- and A-type granites.



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αυγερινάς, Α., Κίλιας, Δ., Κορωναίος, Α. & Μουντράκης, Δ. (2004). Γεωχημεία, γένεση και παραμόρφωση των Ερκύνιων γρανιτικών πετρωμάτων της Πελαγονικής στην οροσειρά του Βόρα (Μακεδονία, Βόρεια Ελλάδα). Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, **ΧΧΧVΙ**, 1540-1549.
- Γρηγοριάδου, Α., Κορωναίος, Α. & Ελευθεριάδης, Γ. (2003). Ορυκτολογία του πλουτωνίτη της Καστοριάς (Δυτ. Μακεδονία). Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, **ΧΧΧV**, 46-60.
- Κορωναίος, Α. (1991). Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστημονική Επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών, παράρτημα 13, p. 451.
- Κορωναίος, Α., Παλαιολόγου, Μ., Poli, G. & Χριστοφίδης, Γ. (2015). Γεωχημεία και Γένεση του Γρανίτη της Δεσκάτης (ΒΔ Ελλάδα). Επιστημονική Επετηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Γ. Ελευθεριάδη, Ειδικός τόμος **103**, 27-30.
- Παπαδόπουλος, Α.Α. (2011). Φυσική ραδιενέργεια σε σχέση με την ορυκτολογία, γεωχημεία ουρανίου και θορίου μαγματικών πετρωμάτων από τον Ελλαδικό χώρο: Συμβολή στη χρήση φυσικών δομικών υλικών. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, p. 283.
- Παπαδοπούλου, Λ.Χ. (2003). Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, Θράκη. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, p. 342.
- Σκλαβούνος, Σ.Α. (1981). Ο γρανίτης του Παρανεστίου. (Ορυκτολογία-Πετρογραφία). Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. της Φυσικομαθηματικής σχολής, παράρτημα 33, **20**, p. 242.
- Σολδάτος, Τ.Γ. (1985) . Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας. Επιστημονική Επετηρίδα της Σχολής Θετικών Επιστημών Α.Π.Θ., παράρτημα 37, **23**, p. 242.
- Χριστοφίδης, Γ. (1977). Συμβολή εις τη μελέτην των πλουτωνικών πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. Διατριβή επί διδακτορία, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Φυσικομαθηματική σχολή, p.249.



- Abdel-Rahman, A. (1994). Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. Journal of Petrology, **35**, **2**, 525–541.
- Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D. & Poller, U. (2006). The oldest rocks of Greece: first evidence for a Precambrian terrane within the Pelagonian Zone. Geol. Mag., 143, 41-58.
- Anderson, I.C., Frost, C.D. & Frost, B.R. (2003). Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granite. Precambrian Research, **124**, 243-267.
- Anderson, J.L. & Bender, E.E. (1989). Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. Lithos, 23, 19-52.
- Auwera, J.V., Bogaerts, M., Liégeois, J-P., Demaiffe, D., Wilmart, E., Bolle, O. & Duchesne, J.C. (2003). Derivation of the 1.0–0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas. Precambrian Research, **124**, 107-148.
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. & Desborough, G.A. (1975). The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the Gabbro-Anorthosite-Syenite-Potassic granite suite. Precambrian Research, 2, 97-160.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J-P. & Auwera, J.V. (2003). Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. Precambrian Research, **124**, 149-184.
- Bonin B. (2007). A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, **97**, 1-29.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Satir, M. & Avci, N. (2007). K– Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divrigi–Sivas region, eastern–central Anatolia, Turkey. Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, 97, 193–218.
- Chappell, B.J. & White, A.J.R. (1974). Two Contrasting Granite Types. Pac. Geol., 8, 173-174.
- Chappell, B.W. &. White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, **48**, 489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. & Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology 28, 1111–1138.



- Christofides, G, Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (1998). Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. Acta Vulcanologica, **10**, 305-318.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., Soldatos, T., Koroneos, A. & Brocker, M. (2000a). The evolution of the Samothraki granitic pluton (N. Aegean sea, Greece): geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modelling. Proceedings in the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean. Panayides, I., Xenophontos, C. & Malpas, J. (eds.), 193-209.
- Christofides, G., Koroneos, A., Pe-Piper, G., Katirtzoglou, K. & Chatzikirkou, A. (1999). Pre-Tertiary A- Type magmatism in the Serbomacedonian massif (N. Greece): Kerkini granitic complex. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, XXXIII, 131-148.
- Christofides, G., Perugini, D., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., Eleftheriadis, G., Del Moro, A. & Neiva, A.M. (2007). Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). Lithos, 95, 243-266.
- Christofides, G., Soldatos, T. & Eleftheriadis, G. (2000b). Mesozoic magmatism in the area between the Vardar (Axios) Zone and the Serbo-Macedonian massif (Northern Greece), Proceedings of the international symposium geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone. The Academy of Sciences and Arts of the Republic of SRPSKA, **1**, 111-120.

Christofides, G., Soldatos, T. & Koroneos, A. (1990). Geochemistry and Evolution of the Fanos Granite, N. Greece. Mineralogy and Petrology, **43**, 49-63.

- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1982).
 Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 189–200.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. Lithos, 80, 101-129.
- Deer, Howie & Zussman. (2003).Rock-Forming Minerals, Sheet Silicates: Micas, 2nd edition by M.E. Fleet, The Geological Society, London, **3A**, p. 758.



- Eby, G.N. (1995). White Mountain Magma Series. (1995). Third Hutton Symposium at University of Maryland, College Park, MD, I, DOI: 10.13140/RG.2.1.1746.0883.
- Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (2003). Geochemistry and Petrogenesis of Post-Collision Pangeon Granitoids in Central Macedonia, Northern Greece. Chemie der Erde, 63, 364-389.
- Eleftheriadis, G., Frank, W. & Petrakakis, K. (1999). 40Ar/39Ar geochronology of the Pangeon granitoids, Rhodope Unit (northern Greece). Beih. z. Eur. J. Mineral., 11, 62.
- Frisch, W. &Abdel-Rahman, A. (1999). Petrogenesis of the Wadi Dib alkaline ring complex, Eastern Desert of Egypt. Mineralogy and Petrology, 65, 249-275.
- Frost, B.R., Barnes, G.C., Collins, W.J., Arculus, R.G., Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology, 42, 11, 2003-2048.
- Haapala, I., Frindt, S. & Kandara, J. (2007). Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks Namibia: Topaz-bearing in A-type related to continental rifting and mantle plume. Lithos, granites Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, **97**, 174–192.
- Hergt, J., Woodhead, J. & Schofield, A. (2007). A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, 97, 122–139.
- Hine, R., Williams, I.S., Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1978). Contrasts between Iand S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. J. Geol. Soc. Aust., 25, 219-234.
- Jung, S., Mezger, K. & Hoernes, S. (1998). Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites—a major and trace element and Nd–Sr–Pb–O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. Lithos, 45, 147-175.
- Jung, S., Mezger, K. & Hoernes, S. (2000). Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rock entrainment. Lithos, **50**, 259-287.



- Katerinopoulos, A., Kokkinakis, A. & Kyriakopoulos, K. (1994). Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. **XXX/3**, 79-88, Πρακτικά 7^{ου} Επιστημονικού Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη.
- Katerinopoulos, A., Kyriakopoulos, K., Del Moro, A., Kokkinakis, A. & Giannotti, U. (1998). Petrology, Geochemistry and Rb/Sr Age Determination of Hercynian Granitic Rocks from Thessaly, Central Greece. Chemie der Erde, 58, 64-79.
- Katzir, Y., Eyal, M., Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Zanvilevich, A.N., Valley, J.W., Beeri Y., Pelly I. & Shimshilashvili, E. (2007). Petrogenesis of A-type granites and origin of vertical zoning in the Katharina pluton, Gebel Mussa (Mt. Moses) area, Sinai, Egypt. Lithos, 95, 208-228.
- Kleeman, G.J. & Twist, D. (1989). The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: evidence bearing on the nature of A-type magmatism. Journal of Petrology, **30**, 1383–1414.
- Koroneos, A. (2008). Biotites from biotite-rich crusts of enclaves and clots in the Monopigadon pluton (Macedonia, northern Greece). Per. Mineral., **77**, **3**, 3-20.
- Koroneos, A. & Eleftheriadis, G. (2002). Mineralogical constraints on the petrogenesis of the Pangeon granitoids (Central Macedonia, northern Greece). Geologica Balcanica, **32**, **1**, 13-29.
- Kyriakopoulos, G. K. (1987). Geochonological, geochemical and mineralogical isotopic studies of the Tertiary plutonic rocks of Rhodope. Unpublished Ph. D. thesis, Athens University, Greece, p. 343.
- Le Maitre, R.W. (2002). Igneous Rocks a Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, Cambridge, U.K, p. 236.
- Li, Y., Barnes, M.A., Barnes, C.G. & Frost, C.D. (2007). Grenville-age A- type and related magmatism in southern Laurentia, Texas and New Mexico, U.S.A. Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, 97, 58–87.
- Loiselle, M.C. Wones, D.R. (1979). Characteristics origin & and of anorogenic Society of granites. Geological America, Abstracts with Programs, 11, 468.
- Mclemore, V.T., Dunbar, N., Kosunen, P. J., Rämö, O.T., Heizler, M. & Haapala, I. (2002). Geology and geochemistry of the Redrock Granite and Anorthosite Xenoliths (Proterozoic) in the Northern Burro Mountains, Grant County, New Mexico, USA. Bulletin of the Geological Society of Finland, 74, 1–2, 7–52.



- Mohamed, F. H. & Kanisawa, S. (1999). The Pan-African Intrusive Complex of Ghorabat Area, Southern Egypt: Geochemical and Mineralogical Constraints on Arc-related and Anorogenetic Magmatism. Chemie der Erde, **59**, 259-286.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. C.R. Acad. Sci., Paris, **301**, 813-818.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.D.F. (2009). A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. Canadian Mineralogist, 47, 1493-1503.
- Nédélec, A., Paquette, J-L., Antonio, P., Paris, G. & Bouchez, J-L. (2016). A-type stratoid granites of Madagascar revisited: Age, source and links with the breakup of Rodinia. Precambrian Research, **280**, 231-248.
- Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G. & Soldatos, T. (1996). Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, Northern Greece. Chemie der Erde-Geochemistry, 56, 117-142.
- O' Neill, J.R. & Chappell, B.W. (1977). Oxygen and Hydrogen Isotope Pelations in the Berridale Batholith. J.Geol. Soc. Lond., **133**, 559-571.
- Pamic J. & Lanphere M.A. (1991). Alpine A-type granites from the collisional area of the northernmost Dinarides and Pannonian basin, Yugoslavia. Neues Jahrbuch Miner. Abh., 162, 2, 215-236.
- Pathak M. (2017). Petrogenesis of Idar and Associated Granitoids of Sabarkantha District, Gujarat: An Assessment of Tectono-magmatic Evolution and Rare Metal and REE Potential of Idar Granite, Geological Survey of India. FSP No.: 2015-16/RP/WR/GUJ/2015/073; Item No-85 2016-17/RP/WR/GUJ/2015/072; Item No-97.
- Poli, G., Christofides, G., Koroneos, A., Soldatos, T., Papadopoulou, L., Manetti, P., Papadopoulos, A. & Rocchi, S. (2013). Petrogenesis of the Eocene Gregoriou plutonic complex (Mt. Athos, Chalkidiki, Greece): interplay between magma mixing, assimilation, and fractional crystallization. Acta Vulcanologica, 25/1-1, 121-151.
- Shang-Jie, F., Kui-Dong, Z., Hong-Fei, L., Pei-Rong, C., Wei-Feng, C., Tao, S, Shao-Yong, J. & Wei, P. (2014). Geochronology, elemental and Nd–Hf isotopic geochemistry of Devonian A-type granites in central Jiangxi, South China: Constraints on petrogenesis and post-collisional extension of the Wuyi–Yunkai orogeny. Lithos, **206-207**, 1-18.



- Theodorikas, S. (1983). The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, Northern Greece. PhD Thesis, Scientific Annales of the Faculty of Physics Mathematics, University of Thessaloniki, **22**, **28**, p. 415.
- Vijaya Kumar, K., Frost, C.D., Frost, B.R. & Chamberlain, K.R. (2007). The Chimakurti, Errakonda, and Uppalapadu Plutons, Eastern Ghats Belt, India: An unusual association of tholeiitic, and alkaline magmatism. Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, **97**, 30–57.
- Vilalva, F. C.J., & Vlach, S.R.F. (2014). Geology, petrography and geochemistry of the A-type granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), southern Brazil, Graciosa Province. Annals of the Brazilian Academy of Sciences, 86, 85-116.
- Vlach, S.R.F. & Gualda, G.A.R. (2007). Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time, 97, 58–87.
- Volkert R.A., Feigenson M.D., Patino L.C., Delaney J.S. & Drake Jr.A.A. (2000). Sr and Nd isotopic compositions, age and petrogenesis of A-type granitoids of the Vernon Supersuite, New Jersey Highlands, USA. Lithos, 50, 325-347.
- Weimin, L., Yongjiang, L., Wei, J., Neubauer, F., Yingli, Z., Chenyue, L., Quanbo, W., Zhiqiang, F., Jing, L. & Qing, L. (2017). Syntectonic emplacement of the Triassic biotite-syenogranite intrusions in the Taili area, western Liaoning, NE China: Insights from petrogenesis, rheology and geochronology. Journal of Asian Earth Sciences, 139, 202-223.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chapell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Mineralogy and Petrology, 95, 407-419.
- Xiaoqin, D., Touping, P., Taiping, Z. (2016). Geochronology and geochemistry of the late Paleoproterozoic aluminous A-type granite in the Xiaoqinling area along the southern margin of the North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications. Precambrian Research, 285, 127-146.