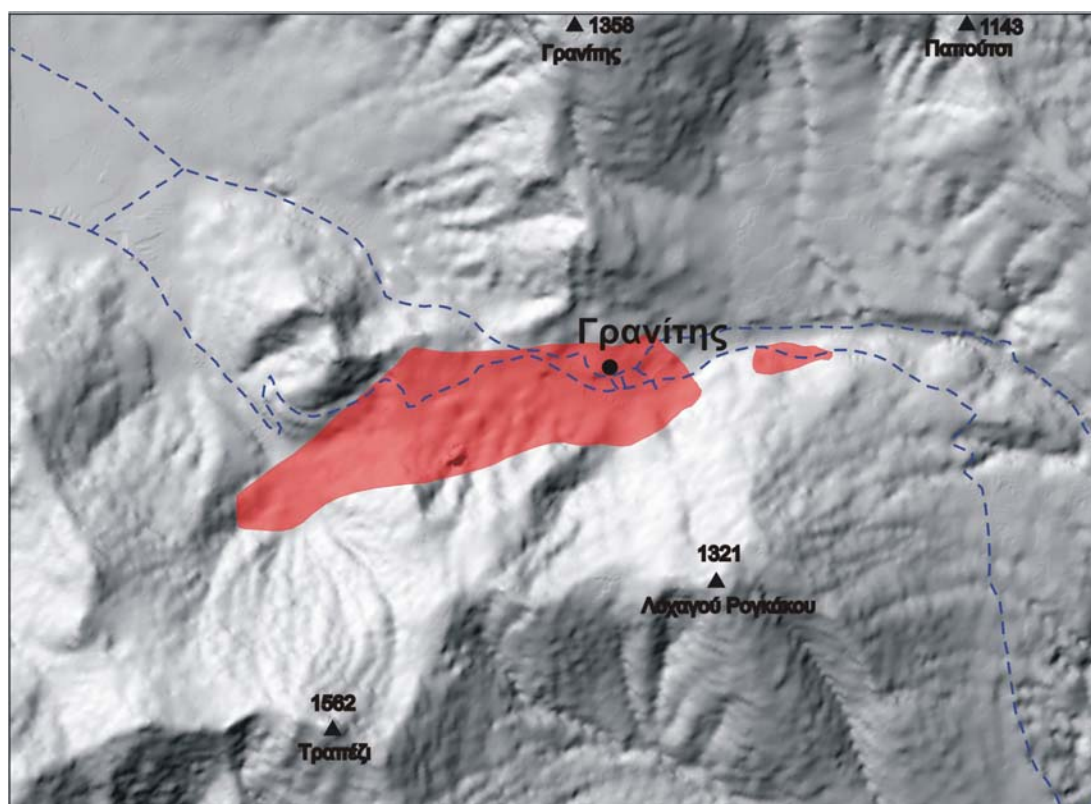


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΚΑΡΚΑΒΑΝΙΔΟΥ ΕΙΡΗΝΗ-ΤΙΓΚΛΙΑΝΙΔΟΥ ΑΛΕΞΑΝΔΡΑ

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2008

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	1
1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	2
ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	5
2.1 Η ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ.....	5
2.2 ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ.....	9
ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ.....	11
3.1 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ.....	11
3.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΤΥΠΩΝ.....	15
3.2.1 Γρανίτης (Gr).....	15
3.2.2 Χαλαζιακός μονζονίτης (QMz).....	17
3.2.3 Εγκλείσματα (Enc).....	20
ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ.....	21
4.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	21
4.2 ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΟΞΕΙΔΙΩΝ.....	24
4.2.1 Al_2O_3	24
4.2.2 TiO_2	24
4.2.3 MnO	25
4.2.4 Fe_2O_3	25
4.2.5 MgO	25
4.2.6 CaO	25
4.2.7 Na_2O	25
4.2.8 K_2O	26
4.2.9 P_2O_5	26
4.3 ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΩΝ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ.....	30
4.3.1 Rb.....	30
4.3.2 Sr.....	30
4.3.3 Ba.....	30
4.3.4 Co.....	31

4.3.5 Cr.....	31
4.3.6 Zn.....	31
4.3.7 Ni.....	32
4.3.8 Pb.....	32
4.3.9 Cu.....	32
4.4 ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ.....	36
5. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ.....	40
6. ΕΞΕΛΙΞΗ-ΓΕΝΕΣΗ.....	43
 ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	 47
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	 48

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η μελέτη της μάζας της Ροδόπης και ιδιαίτερα του μαγματισμού της αποτελούσε και αποτελεί αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας από πολλούς επιστήμονες. Το Τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ. ασχολείται ιδιαίτερα με τη μάζα αυτή βοηθώντας στο να εκπονηθούν πολυάριθμες εργασίες με ουσιαστική συνεισφορά στη γνώση και κατανόησή της.

Στα πλαίσια του υποχρεωτικού μαθήματος του Ζ' εξαμήνου του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. εντάσσεται η παρακάτω διπλωματική εργασία με τίτλο «Γεωχημεία και Πετρογένεση του Πλουτωνίτη του Γρανίτη Δράμας: Ορυκτολογία-Πετρολογία» που εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ..

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει σαν στόχο τη μελέτη της γεωχημείας και πετρογένεσης του πλουτωνίτη, η οποία βασίστηκε στην βιβλιογραφική ενημέρωση για τα γεωλογικά στοιχεία που αφορούν την ευρύτερη περιοχή του πλουτωνίτη, καθώς και στην εργαστηριακή εξέτασή του. Η μελέτη στο εργαστήριο περιελάμβανε: α) κονιοποίηση των πετρωμάτων β) διαλυτοποίηση αυτών γ)χημική ανάλυση των διαλυμάτων.

Οι επίκουροι καθηγητές κ. Τριαντάφυλλος Σολδάτος και Κορωναίος Αντώνιος ήταν οι επιβλέποντες καθηγητές της διπλωματικής αυτής εργασίας. Τους ευχαριστούμε θερμά για τη συμπαράστασή τους, για τις συμβουλές τους και κυρίως για το άψογο κλίμα συνεργασίας μας.

Τέλος, ευχαριστώ τη χημικό δρ. Ε. Κόταλη-Θεοδωρίδου για τις χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων.

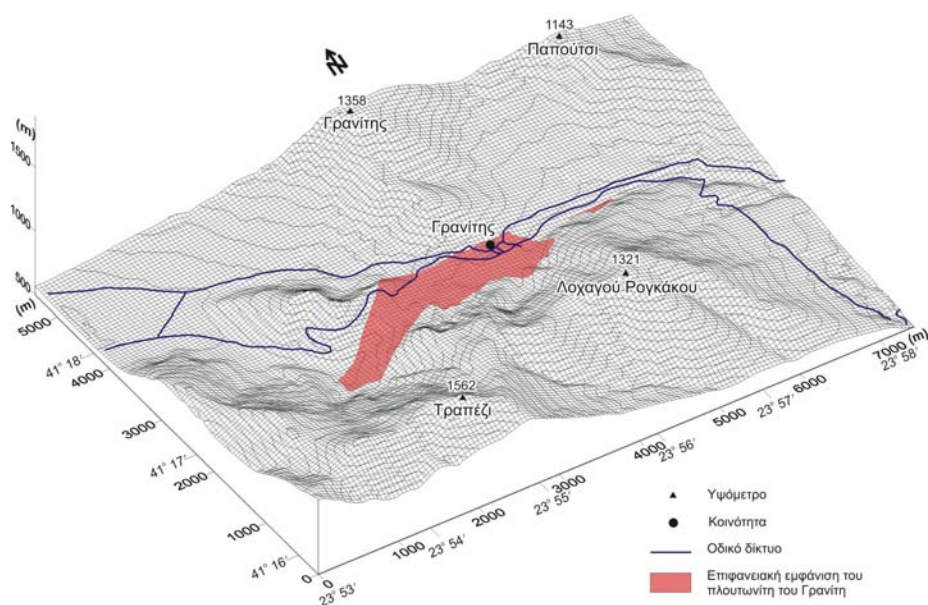
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο πλουτωνίτης του Γρανίτη βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του νομού Δράμας σε απόσταση περίπου 31km από την πόλη της Δράμας και 8km από το Κάτω Νευροκόπι. Μάλιστα από τον πλουτωνίτη του Γρανίτη πήρε το όνομά του το ομώνυμο χωριό, το οποίο βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα της κύριας εμφάνισης του πλουτωνίτη, η οποία μαζί με μία μικρότερη λίγο πιο ανατολικά, καταλαμβάνουν συνολικά έκταση περίπου 2 km² (Σχ. 1.1).

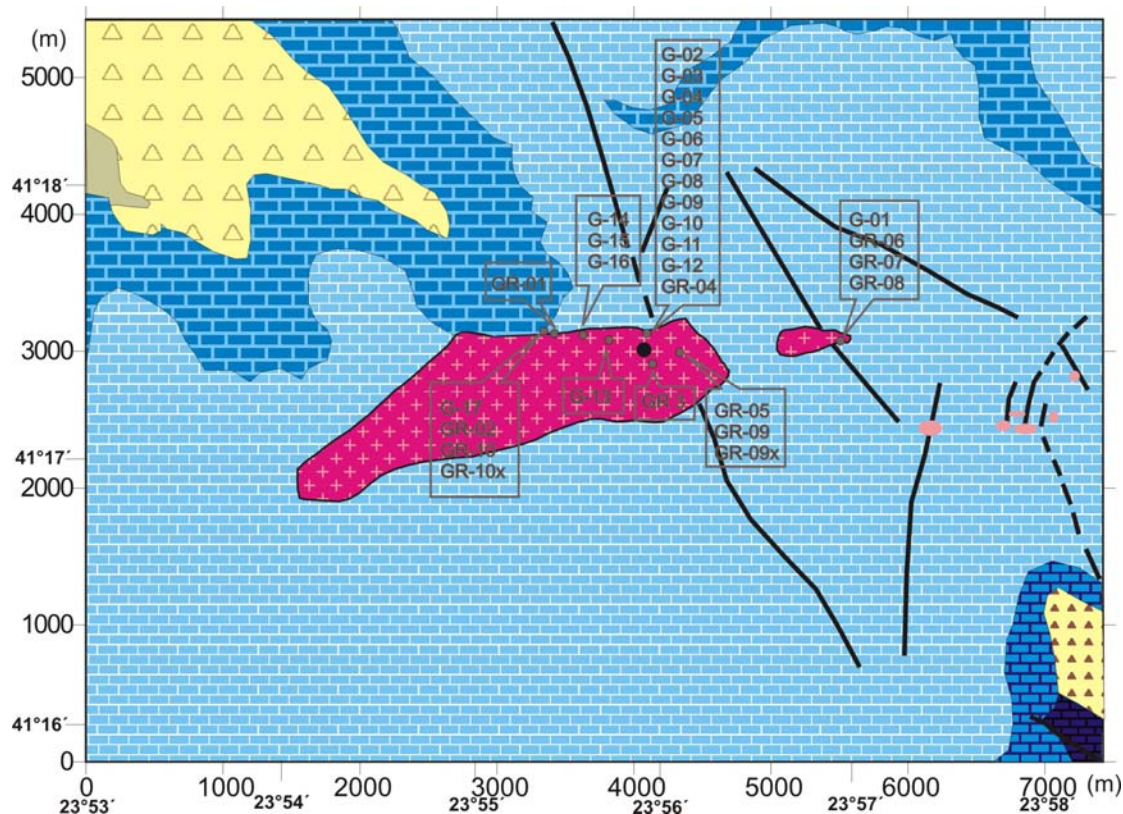
Η περιοχή χαρακτηρίζεται ορεινή με ψηλότερο σημείο τη κορυφή του Αγίου Παύλου ΝΔ του πλουτωνίτη, η οποία αποτελεί μία από τις τρεις ψηλότερες κορυφές του Φαλακρού Όρους με υψόμετρο 1768μ., και χαμηλότερο τη περιοχή του Βουρκορέματος Δ του πλουτωνίτη με υψόμετρο μόλις 600μ.

Γεωτεκτονικά ο πλουτωνίτης ανήκει στη μάζα της Ροδόπης (ενότητα Παγγαίου) και διεισδύει ασύμφωνα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής αυτής (Σχ. 1.2). Σε μικρή απόσταση στα δυτικά του πλουτωνίτη βρίσκεται ο πλουτωνίτης του Πανοράματος και λίγο δυτικότερα ο κατά πολύ μεγαλύτερος πλουτωνίτης της Βροντούς.

Για τον πλουτωνίτη του Γρανίτη αναφέρεται η ηλικία $28,2 \pm 0,5$ εκατ. έτη με ραδιοχρονολόγηση η οποία έγινε με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη (Meyer 1968).



Σχ. 1.1: Τρισδιάστατος χάρτης της ευρύτερης περιοχής του πλουτωνίτη του Γρανίτη όπου φαίνεται η αποκάλυψη του πλουτωνίτη από το κρυσταλλοσχιστώδες της περιοχής.



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Άμμοι, άργιλοι, ψηφίδες

ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ

Πλευρικά κορήματα

Κροκαλοπαγές συμπαγές από μάρμαρο

ΜΕΤΑΜΟΡΦΟΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Ανθρακικά και δολομιτικά μάρμαρα με κρυσταλλικές δολομιτικές ενστρώσεις

Λεπτοπλακώδη μάρμαρα

Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και μάρμαρα

ΕΚΡΗΞΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ

Γρανодиρίτες

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ

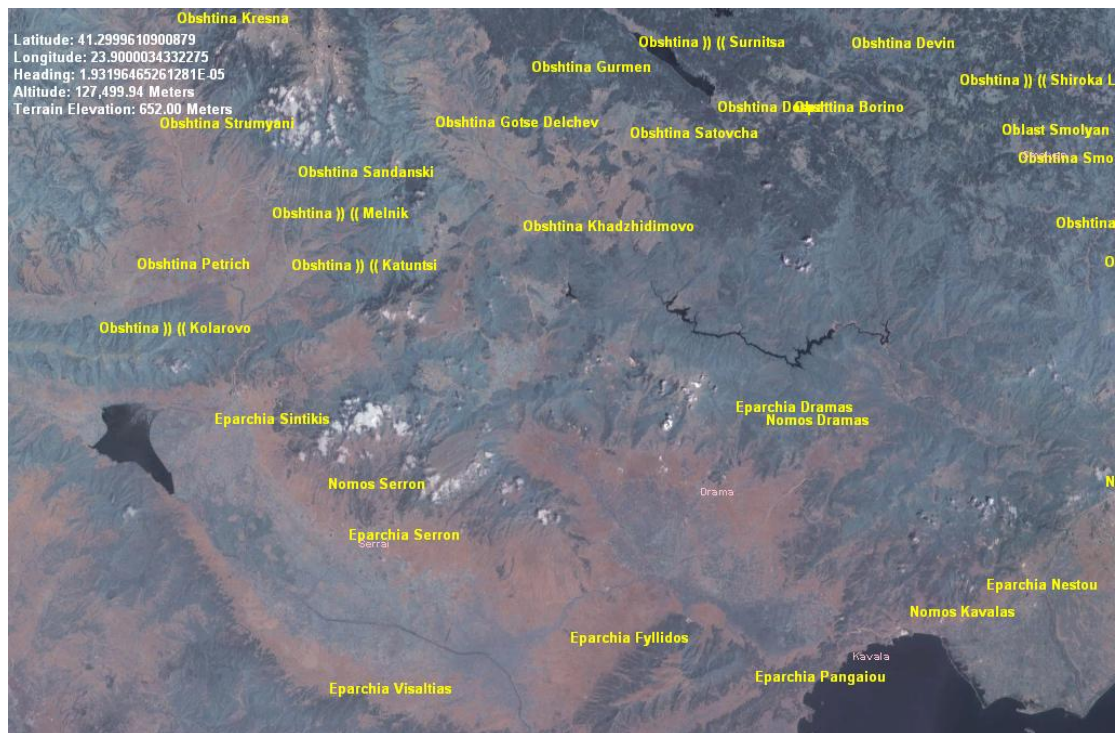
Ρυοδακίτες

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Γεωλογικό όριο

Κανονικό ρήγμα

Σχ. 1.2: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη του Γρανίτη. Στο χάρτη φαίνονται οι θέσεις υπαίθριας δειγματοληψίας. Ο χάρτης κατασκευάστηκε με βάση το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. κλίμακας 1:50.000 (φύλλο Κάτω Νευροκόπι).



Σχ. 1.3: Δορυφορική εικόνα της περιοχής της Ανατολικής Μακεδονίας. (Η εικόνα αυτή, όπως και η επόμενη προέρχονται από το πρόγραμμα World Wind της ιστοσελίδας <http://learn.arc.nasa.gov./worldwind.>)



Σχ. 1.4: Δορυφορική εικόνα της ευρύτερης περιοχής του πλουτωνίτη του Γρανίτη στην οποία παρατηρείται μια χρωματική διαφοροποίηση της περιοχής η οποία καταλαμβάνεται από τον πλουτωνίτη (επιφάνεια που εγκλείεται από την διακεκομμένη καμπύλη).

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

2.1 Η ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Στη μάζα της Ροδόπης ανήκει η Θράκη, η Ανατολική Μακεδονία με δυτικό όριο τη γραμμή του Στρυμώνα ποταμού, η Θάσος, καθώς και ένα τμήμα της Βουλγαρίας. Παλιότερα στη μάζα της Ροδόπης θεωρείτο ότι ανήκε και η Σερβομακεδονική μάζα, η οποία αργότερα (1961-66) διαχωρίστηκε σε ιδιαίτερη ζώνη.

Η Ροδόπη βρίσκεται μεταξύ του Δυναρικού και του Αλπικού κλάδου και θεωρείται κατ'άλλους μεν ένας μεσαίος αλπικός κλάδος και κατ'άλλους ένας ενδιάμεσος πυρήνας. Ο Kober (1931) χαρακτήρισε την περιοχή της Ροδόπης «Μεσόρειο περιοχή» ή «Μεσαία οροσειρά» (Zwischengebirge), ενώ ο Bonceu (1946) τοποθέτησε τη Ροδόπη στο Δυναρικό κλάδο. Είτε είναι κλάδος είτε μια μεσαία μάζα, εκείνο στο οποίο συμφωνούν οι περισσότεροι ερευνητές είναι ότι η Ροδόπη δεν είναι μια γεωτεκτονική μονάδα της κλίμακας της ζώνης, αλλά οπωσδήποτε μεγαλύτερης, πιθανόν ανάλογη του κλάδου. Έτσι ο διαχωρισμός της Σερβομακεδονικής μάζας από τη Ροδόπη έδωσε την ευκαιρία σε ορισμένους ερευνητές να χαρακτηρίσουν τη Σερβομακεδονική σαν μια επί μέρους ζώνη της Ροδοπικής μάζας. Τελικά σήμερα για την περιοχή Ροδόπης γίνεται γενικότερα αποδεκτή η άποψη του Dimitron (1955) που την ονόμασε «Μάζα της Ρίλα-Ροδόπης» από τις ομώνυμες οροσειρές Βουλγαρίας και Ελλάδας.

Ο γεωτεκτονικός χαρακτήρας της μάζας Ρίλα-Ροδόπης, συμφωνεί με τα πιο νέα μοντέλα λιθοσφαιρικών πλακών για την εξέλιξη της Μεσογείου, είναι καθαρά ηπειρωτικός και θεωρείται ότι η προέλευση της μάζας είναι από τη πλάκα της Λαυρασίας.

Από λιθοστρωματογραφικής άποψης υπάρχει δυσκολία όσον αφορά την ολοκληρωμένη μελέτη της μάζας της Ροδόπης και την οριστική γεωλογική τοποθέτησή της η οποία οφείλεται στην έλλειψη σαφούς στρωματογραφίας και γενικότερα ιζηματογενών πετρωμάτων. Πράγματι η όλη μάζα κυριαρχείται από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα. Έτσι οι περισσότερες έρευνες περιστράφηκαν κυρίως γύρω από τη λιθολογική εξέλιξη του

κρυσταλλοσχιστώδους, το πάχος του οποίου υπολογίζεται κατ'άλλους μεν στα 10km, κατ'άλλους δε φτάνει τα 20km. Η πρώτη μελέτη της Ελληνικής Ροδόπης έγινε από τον Osswald (1938) ο οποίος διαίρεσε το κρυσταλλοσχιστώδες σε τέσσερις σειρές (ορίζοντες), που από τις βαθύτερες προς τις ανώτερες είναι οι εξής:

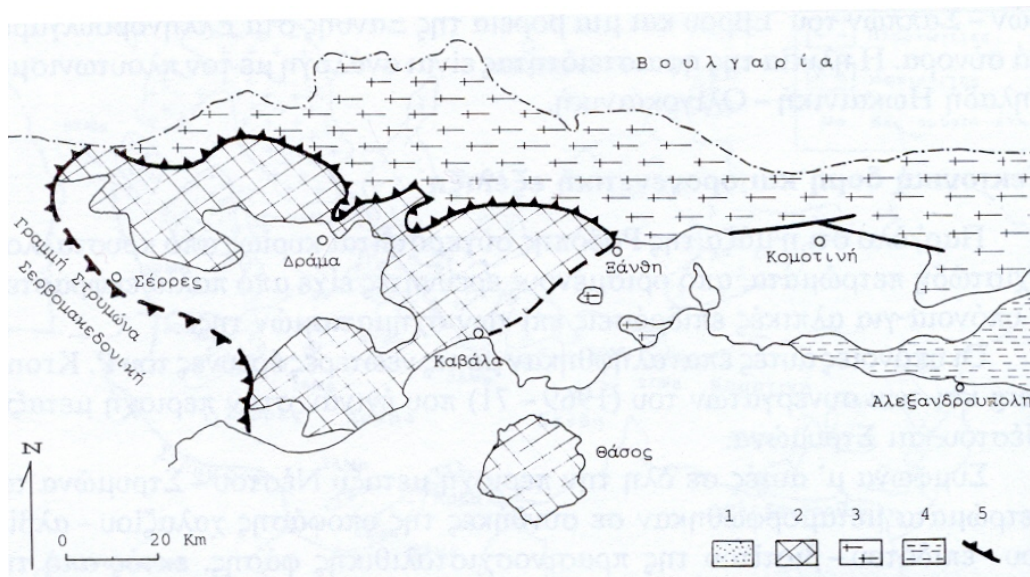
- Η σειρά *E* των γνευσίων της βάσης με πάχος περίπου 7km κατέχει τη Δυτική Ροδόπη και περιλαμβάνει κατά σειρά μοσχοβιτικούς γνεύσιους, βιοιτιτικούς και διμαρμαρυγιακούς γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων σιπολινών. Η σειρά αυτή είναι μια παλιά ιζηματογενής σειρά με βαθμιαία μετάβαση προς την υπερκείμενη σειρά μαρμάρων.
- Η σειρά *F* των μαρμάρων που εκτείνεται στην Ανατολική Μακεδονία μέχρι το Νέστο. Αποτελείται κυρίως από μάρμαρα με ενστρώσεις σιπολινών, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, ασβεστούχων μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και αμφιβολιτών. Το πάχος της σειράς υπολογίζεται σε 5½ -7km.
- Η σειρά *G* των μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων που εμφανίζεται στην περιοχή του Νέστου με πάχος 5km και αποτελείται από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους που συχνά μεταπίπτουν σε γνεύσιους, ενώ σπάνια παρεμβάλλονται και αμφιβολίτες καθώς και φακοί μαρμάρων.
- Η σειρά *H* των σχιστολίθων και μαρμάρων που αναπτύσσεται στη ΒΑ πλευρά του Νέστου, με πάχος περί τα 3km και συνίσταται κυρίως από σχιστόλιθους και μάρμαρα.

Τις δύο παλιότερες σειρές *E* και *F* ο Osswald θεωρεί ηλικίας Αλγωγκίου (Προκάμβριο), ενώ τις δύο νεότερες *G* και *H* τοποθετεί στο Κάτω Κάμβριο. Η μεταμόρφωση των παλιών αυτών ιζημάτων είχε ήδη λήξει το Λιθανθρακοφόρο. Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι οι παραπάνω καθορισμοί των ηλικιών των μεταμορφωμένων πετρωμάτων στηρίχθηκαν σε λιθολογικές και τεκτονικές συγκριτικές παρατηρήσεις και όχι σε στρωματογραφικά στοιχεία γιατί όπως έχει ήδη αναφερθεί απουσιάζουν τα χαρακτηριστικά ιζηματογενή πετρώματα.

Όσον αφορά την τεκτοορογενετική εξέλιξη της μάζας της Ροδόπης, παρ'ότι συγκροτείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, από ορισμένους ερευνητές είχε από παλιά εκφραστεί η υπόνοια για αλπικές επιδράσεις επί των σχηματισμών της. Οι υπόνοιες αυτές επαληθευτήκαν με τις νεότερες έρευνες του P. Kronberg και των συνεργατών του (1969-71) που έγιναν στην περιοχή

μεταξύ του Νέστου και Στρυμώνα. Σύμφωνα με αυτές σε όλη την περιοχή μεταξύ Νέστου-Στρυμώνα τα πετρώματα μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες της υποφάσης χαλαζία-αλβίτη-επιδότου-βιοτίτη της πρασινοσχιστολιθικής φάσης, εκτός από τη βορειότερη περιοχή όπου η μεταμόρφωση έγινε σε συνθήκες της υποφάσης χαλαζία-αλβίτη-επιδότου-αλμανδίνη. Όσον αφορά τους μεγάλους πλουτωνικούς όγκους της Ροδόπης, διακρίνονται σε σχέση με την κύρια πτύχωση της περιοχής σε συνκινητικούς (πλουτωνίτες Παγγαίου, Συμβόλου, Ελαιώνα), βραδυκινητικούς (Πανοράματος, Ποταμού, Γρανίτη) και μετακινητικούς (Ξάνθη).

Πτύχωση, μεταμόρφωση και πλουτωνισμός στην περιοχή αυτή της Ροδόπης είναι, κατά τον Kronberg και τους συνεργάτες του, αλπικής ηλικίας και τοποθετείται ειδικότερα μεταξύ Κάτω Κρητιδικού και Ολιγοκαίνου. Οι απόψεις όμως αυτές φαίνονται να συγκρούονται με έρευνες που έγιναν στη Βουλγαρική Ροδόπη, όπου καθορίστηκε η ηλικία του κρυσταλλοσχιστώδους σαν Προκάμβριος έως Κατωπαλαιοζωική, όπως επίσης και με ορισμένα απολιθώματα κοραλλιών ηλικίας Ορδοβισίου –ηλικία απολιθωμάτων που αμφισβητείται εν μέρει– που βρέθηκαν στην περιοχή της Δράμας από την ίδια ομάδα ερευνητών. Οι διαφορές αυτές των παρατηρήσεων οδήγησαν τον Kronberg στην διατύπωση της εξής θεωρίας για τη μάζα της Ροδόπης: η Βόρεια Ροδόπη (κυρίως στη Βουλγαρία) χαρακτηρίζεται σαν «Παλαιο-μάζα Ροδόπης» που διαμορφώθηκε στις προαλπικές πτυχώσεις ή και στο Προκάμβριο. Αυτή έπαιξε τον ρόλο των εσωτερικών κρυσταλλικών μαζών γύρω από τις οποίες περιπτυχώθηκαν και συγκολλήθηκαν νέες κρυσταλλικές μάζες που διαμορφώθηκαν στις αλπικές πτυχώσεις και συνιστούν τη «Νεο-μάζα της Ροδόπης» (κυρίως τη Νότια Ελληνική Ροδόπη). Πιο πρόσφατες έρευνες διαχωρίζουν τη μάζα της Ελληνικής Ροδόπης σε δύο τεκτονικές μονάδες (Σχ. 2.1): την ανώτερη «ενότητα του Σιδηρόνερου» στα βόρεια κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και την κατώτερη «ενότητα του Παγγαίου» που καταλαμβάνει τη δυτική, νοτιοδυτική Ροδόπη (Papanikolaou & Panagourios 1981). Η ενότητα Σιδηρόνερου εφίπτεται την ενότητα Παγγαίου από Βορρά προς Νότο κατά μήκος μιας μεγάλου μήκους τεκτονικής γραμμής γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (περίπου 110 °).



Σχ. 2.1: Τεκτονικό σκαρίφημα της μάζας της Ροδόπης. 1: Μετααιπικά ιζήματα, 2: Ενότητα Παγγαίου, 3: Ενότητα Σιδηρόνερου, 4: Σχηματισμοί της Περιροδοπικής ζώνης, 5: Γραμμή επώθησης. (Κατά Μουντράκη 1985)

Η τεκτονική ανάλυση του κρυσταλλοσχιστώδους, που έγινε μέχρι τώρα σε ορισμένες περιοχές της Ροδόπης διαπίστωσε τρεις φάσεις πτυχώσεων των σχηματισμών.

- Η πρώτη φάση προκάλεσε πτυχές ισοκλινείς, συμμεταμορφικές, γενικής αξονικής διεύθυνσης Β-Ν και η ηλικία της υποθέτεται ότι είναι Παλαιοζωική σύγχρονη της πρώτης κύριας μεταμόρφωσης του κρυσταλλοσχιστώδους.
- Η δεύτερη φάση με πτυχές υποίσοκλινείς και άξονες διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ συνοδεύεται από μια πολύ εμφανή γράμμωση που προέρχεται από την τομή της Παλαιοζωικής φύλλωσης των πετρωμάτων με μια δεύτερη σχιστότητα που συνόδευσε αυτή τη δεύτερη φάση πτυχώσεων. Οι δομές της φάσης αυτής είναι εκείνες που κυριαρχούν στα πετρώματα της Ροδόπης και τα περισσότερα πλουτωνικά σώματα εμφανίζονται προσανατολισμένα κατά τη διεύθυνση των αξόνων αυτών κατέχοντας κυρίως τους πυρήνες των μεγααντικλίνων. Η τοποθέτηση αυτή των πλουτωνικών σωμάτων αποτελεί και ουσιαστικό κριτήριο για την ηλικία της φάσης πτυχώσεων που εξαρτάται βέβαια από την αρχική ηλικία των πλουτωνιτών. Επομένως το θέμα μπαίνει ως εξής: αν η αρχική ηλικία των πλουτωνιτών είναι πράγματι Ηωκαινική-Ολιγοκαινική τότε και η δεύτερη φάση πτυχώσεων είναι της ίδιας ηλικίας, αν όμως, όπως υπάρχουν υπόνοιες, η αρχική κρυστάλλωση των πλουτωνιτών

είναι Παλαιοζωική ή Ιουρασική-Κρητιδική τότε και η πτύχωση είναι ανάλογης ηλικίας.

- Η τρίτη φάση πτυχώσεων έχει πτυχές ανοιχτές διεύθυνσης αξόνων ΒΔ-ΝΑ (συνήθως 120°) που επαναπτυχώνουν τις προγενέστερες πτυχές. Η ηλικία της τρίτης φάσης πιστεύεται ότι είναι Τριτογενής ίσως Ολιγοκαινική, και μ'αυτή μάλλον συνδέεται η μεγάλη εφίππευτική κίνηση της «ενότητας Σιδηρόνερου», που αναφέρθηκε παραπάνω, πάνω στην «ενότητα Παγγαίου» η τεκτονική επαφή των οποίων συμπίπτει γενικά με την αξονική διεύθυνση της τρίτης φάσης. Πολλές άλλες μικρότερης κλίμακας εφίππεύσεις και επωθήσεις που παρατηρούνται στη Ροδόπη έχουν επίσης την ίδια γενική διεύθυνση.

Οι φάσεις πτυχώσεων που περιγράφηκαν επιβεβαιώνουν την άποψη ότι η μάζα της Ροδόπης επηρεάσθηκε από τις Αλπικές παραμορφώσεις, ανεξάρτητα από την ηλικία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της, άποψη που σήμερα έχει πλέον εδραιωθεί.

2.2 ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

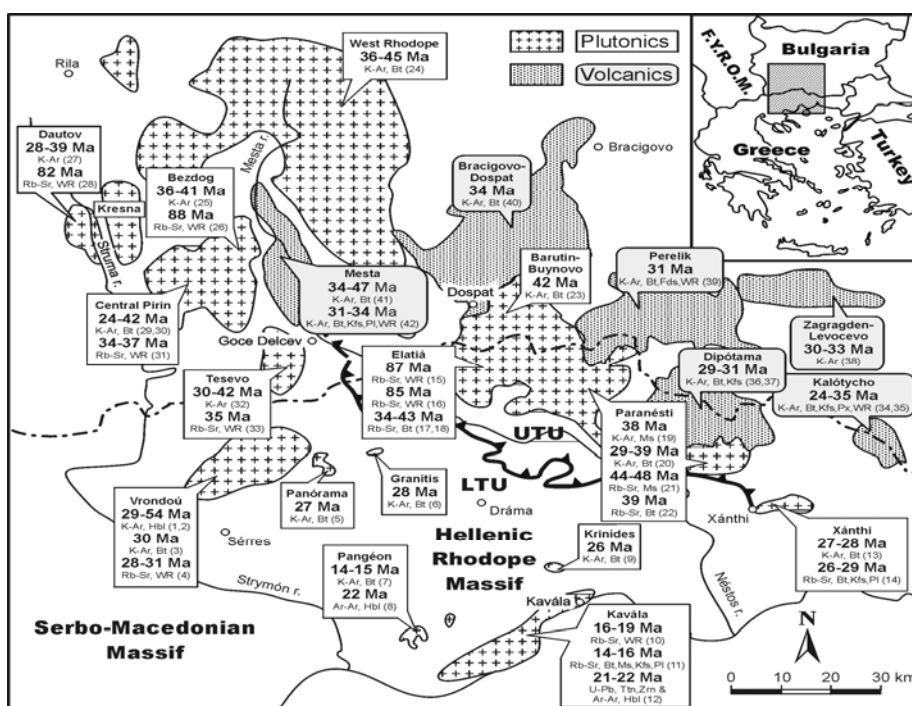
Στη μάζα της «Ρίλα-Ροδόπης» πολύ σημαντική είναι η παρουσία όξινων πυριγενών πετρωμάτων, πλουτωνιτών και ηφαιστιτών (Σχ. 2.2).

Οι πλουτωνίτες είναι κυρίως γρανίτες (μοσχοβιτικοί, βιοτιτικοί και κεροστιλβικοί), γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και διορίτες. Η ηλικία των πλουτωνιτών έχει διαπιστωθεί με πολλές ραδιοχρονολογήσεις ως Ηωκαινική-Ολιγοκαινική (συνήθεις τιμές μεταξύ 25-50 εκ. έτη). Οι κυριότεροι πλουτωνικοί όγκοι της Ελληνικής Ροδόπης αυτής της ηλικίας είναι του Παγγαίου, του Παρανεστίου, της Ξάνθης, της Βροντούς, του Πανοράματος, της Ελατιάς κ.α.

Ειδικότερα ο πλουτωνίτης του Γρανίτη ανήκει στον σχηματισμό των γρανοδιοριτών του Φαλακρού Όρους στους οποίους περιλαμβάνονται και οι γρανοδιορίτες Πανοράματος και Ποταμών. Οι Kronberg et al. (1970) χαρακτηρίζουν τις εμφανίσεις αυτές όπως έχουμε ήδη αναφέρει ως βραδυκίνηματικές. Γεωχρονολογήσεις από τον Meyer (1968) δίνουν για τους πλουτωνικούς σχηματισμούς Γρανίτη και Πανοράματος ολιγοκαινική ηλικία ($28,2 \pm 0,5$ και $26,8 \pm 0,5$ εκατ. έτη αντίστοιχα).

Εκτός όμως από τις παραπάνω ηλικίες, ορισμένες ραδιοχρονολογήσεις έδωσαν πολύ παλιότερες ηλικίες, όπως Κρητιδική για τους πλουτωνίτες Σαμοθράκης και Ελατίας καθώς και Λιθανθρακοφόρο για τον γρανοδιορίτη Καβάλας-Συμβόλου. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι τρεις τελευταίες ραδιοχρονολογήσεις είναι οι μόνες που έγιναν με άλλες μεθόδους εκτός της μεθόδου K-Ar. Ιδιαίτερα για τον γρανοδιορίτη Καβάλας-Συμβόλου η ραδιοχρονολόγηση που έγινε σε ζirkόνιο έδωσε ηλικία Ολιγοκαινική. Αυτή η πολύ μεγάλη διαφορά στον ίδιο πλουτωνικό όγκο, όπως και οι προηγούμενες διαφορές που αναφέρθηκαν, δείχνουν ότι μέχρι τώρα ραδιοχρονολογήσεις δεν έχουν ξεκαθαρίσει το θέμα της αρχικής κρυστάλλωσης των πλουτωνιτών που μπορεί να ήταν παλιότερη του Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ελληνικής Ροδόπης είναι κυρίως ρυόλιθοι, ανδεσίτες, δακίτες, και δολερίτες και κατανέμονται κατά το μεγαλύτερο μέρος τους σε δυο κύριες περιοχές εμφανίσεων: μία στην περιοχή Φερρών-Σαππών του Έβρου (Δυτική Θράκη) και μια βόρεια της Ξάνθης στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα στην περιοχή μεταξύ Διποτάμων και Καλότυχου. Η ηλικία της ηφαιστειότητας είναι ανάλογη με τον πλουτωνισμό δηλαδή Ηωκαινική-Ολιγοκαινική.



Σχ. 2.2: Χάρτης των μαγματικών πετρωμάτων της δυτικής και κεντρικής μάζας της Ροδόπης (Ελληνικής και Βουλγαρικής). Ανώτερη (ενότητα Σιδηρόνερου/**UTU**) και κατώτερη (ενότητα Παγγαίου/**LTU**) τεκτονική ενότητα της Ελληνικής μάζας της Ροδόπης. Η καμπύλη υποδεικνύει την επώθηση κατά μήκος της γραμμής Νέστου. (Soldatos T., Koroneos A., Christofides G., Del Moro A., 2001)

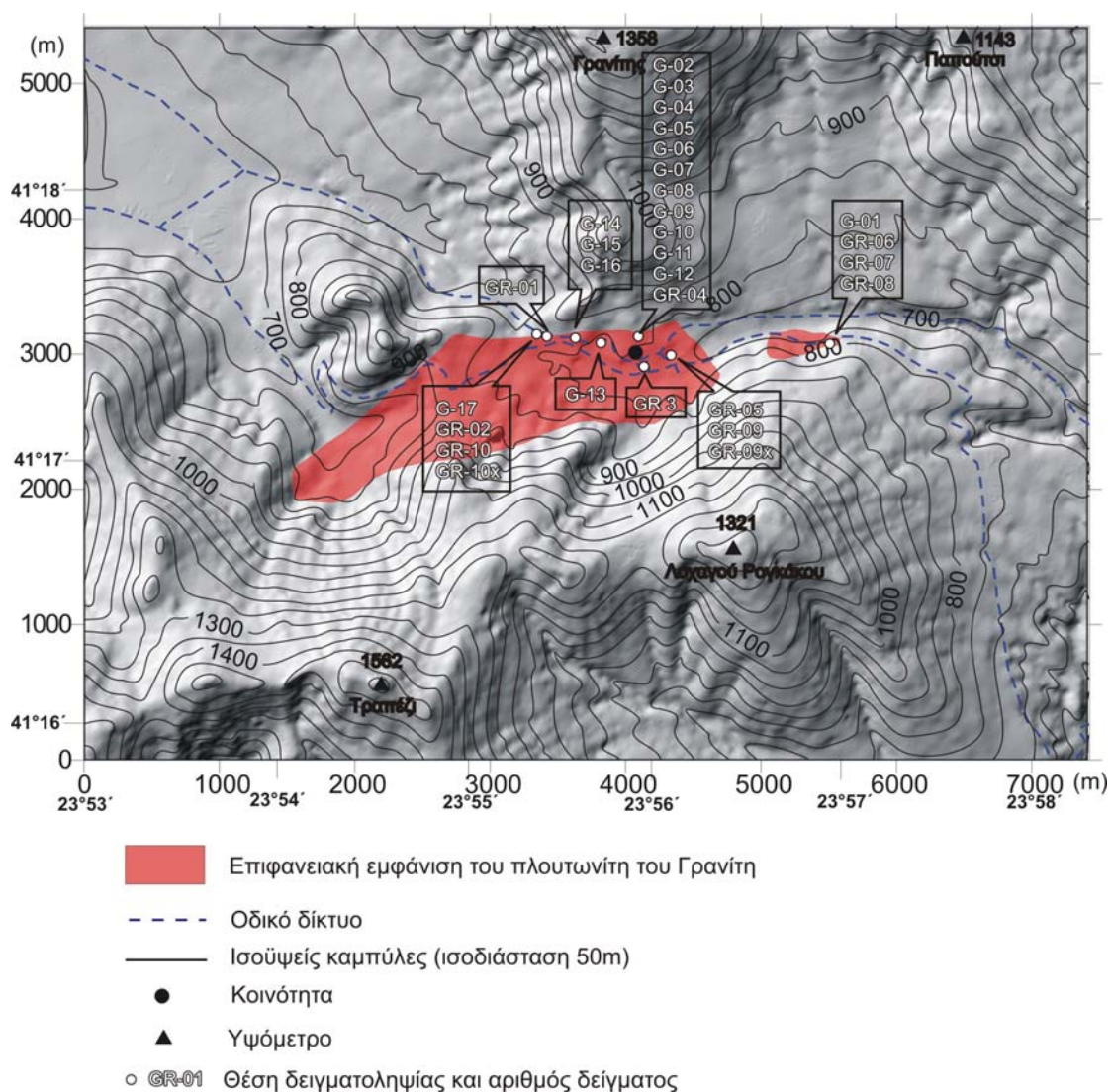
3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ

Όπως προαναφέραμε ο πλουτωνίτης του Γρανίτη ανήκει στους κυριότερους πλουτωνικούς όγκους της Ελληνικής Ροδόπης ηλικίας Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου.

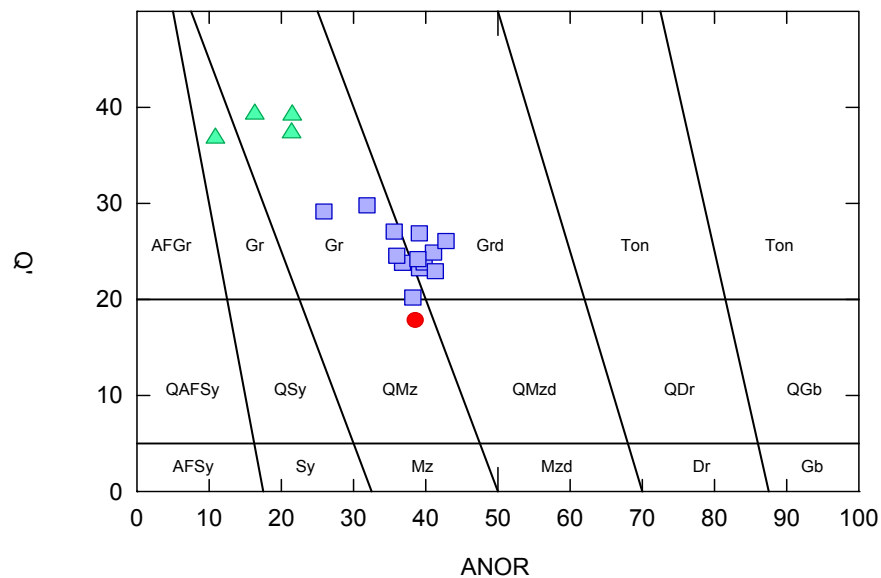
Διεισδύει στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής κι έχουν παρατηρηθεί φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής σε μικρή έκταση γύρω από τη διείσδυση.

Λιθολογικά αποτελείται από γρανίτη, χαλαζιακό μονζονίτη και εγκλείσματα.



Σχ. 3.1.: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής του πλουτωνίτη του Γρανίτη στον οποίο φαίνονται οι θέσεις δειγματοληψίας καθώς και τα δείγματα που συλλέχθηκαν από αυτές.

Για τον προσδιορισμό του πετρογραφικού τύπου του Γρανίτη χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Q-ANOR (Σχ.3.1) των STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) όπου τα πετρώματα προβάλλονται στα πεδία των γρανιτών τα περισσότερα και ελάχιστα στο πεδίο των χαλαζιακών μονζονιτών.



Σχήμα 3.1. Προβολή των πετρωμάτων του Γρανίτη στο διάγραμμα Q-ANOR των STRECKEISEN & LE MAITRE όπου $Q=100Q/(Q+An+Or+Ab)$ και $ANOR=100An/(Or+An)$. Με Δ συμβολίζεται ο γρανίτης, με $\square$ ο χαλαζιακός μονζονίτης και το έγκλεισμα.

Πίνακας 3.1: Συνοπτική περιγραφή των εξετασθέντων δειγμάτων του πλουτωνίτη του Γρανίτη.

Δείγμα	Τύπος	Qz	Kf	Pl	Bt	Hb	Cpx	Ap	Tt	Op	Λοιπά	Σύνολο	Χ.Δ.
ΔΕΙΓΜΑ	ΤΥΠΟΣ	ΙΣΤΟΣ		ΣΑΛΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ		ΦΕΛΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ		ΕΠΙΟΥΣΙΩΔΗ ΟΡΥΚΤΑ		ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗ ΟΡΥΚΤΑ			
G02	Gr	Γρ/Με.		Qz Or per Pl		Bt		(Tt) Ap (Zrn) (Mo) Op		Chl (Cc) Ser Kaol			
G08	Gr	Γρ/Με.		Qz Or per Pl		(Hb) Bt		(Tt) Ap (Zrn) (Mo) Op		Chl Cc (All) Ser Kaol			
G09	Gr	Γρ/Με.		Qz Or per Pl		Bt		(Tt) (Ap) (Zrn) Op		Chl Cc (All) Ser Kaol			
GR04	Gr	Γρ/Με.		QZ Or Pl		(Hb) Bt		Tt Ap Zrn Op		Chl Cc Kaol			
G03	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		QZ Or Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Op		Chl (Cc) Ser Kaol			
G06	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Op		Chl Cc Kaol			
G07	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Op		Chl Ser Kaol			
G11	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Zrn Op		Chl (Cc) Kaol			
G13	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl		Hb Bt		Tt Ap Zrn Op		Chl (Cc) (Ep) Ser Kaol			
G14	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		QZ Or Pl		Hb Bt		Tt Ap (Zrn) (Mo) Op		Chl Cc Ser Kaol			
G15	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl antip		Hb Bt		Tt Ap (Zrn) Op		Chl Cc (Ep) Kaol			
GR01	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl antip		Hb Bt		Tt Ap (Zrn) Op		Chl Cc Ser Kaol			
GR02	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl		Hb Bt (Cpx)		Tt Ap (Zrn) Op		Chl Cc Ser Kaol			
GR03	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or per Pl antip		Hb Bt Cpx		Tt Ap (Zrn) Op		Chl (Cc) Ser/Sos Kaol			
GR05	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		Qz Or Pl antip		Hb Bt (Cpx)		Tt Ap (Zrn) Op		Chl Cc Ser Kaol			
GR09	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		QZ Or Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Op		Chl Ser Kaol			
GR10	QMz	Ολ.-Αν./Με.-Αδ		QZ Or Pl		Hb Bt		Tt Ap Op		Chl (Cc) Kaol			
GR10x	Enc	Μικ.-Αν./Λεπτ		QZ Or Pl		Hb Bt Cpx		Tt Ap Op		Chl Cc Ser Kaol			

Τύπος: Gr: Γρανίτης, QMz: Χαλαζιακός Μονζονίτης, Enc: Εγκλείσματα

Ιστός: Γρ.: Γρανιτικός, Πορ.: Πορφυροειδής, Ολ.: Ολοκρυσταλλικός, Μικ.: Μικροκρυσταλλικός, Αν.: Ανισοκοκκώδης, Λεπ.: Λεπτόκοκκο, Με.: Μεσόκοκκο, Αδ.: Αδρόκοκκο

Ορυκτά: Qz: χαλαζίας, Kf: Κ-άστριος, Or: ορθόκλαστο, per: περθίτες, Pl: πλαγιόκλαστα, antip: αντιπερθίτες,

Bt: βιοτίτης, Hb: αμφίβολος, Cpx: κλινόπυρόξενος, Tt: τιτανίτης, Ap: απατίτης, Zrn: Ζιρκόνιο,

Op: αδιαφανή, Chl: Χλωρίτης, Cc: Ασβεστίτης, Ep: Επίδοτο, All: Αλανίτης, Ser: Σερίκητης,

Sos: Σωσσυρίτης, Kaol: Καολίνη, Gt: Γρανάτης

(_): Οι παρενθέσεις υποδηλώνουν την παρουσία πολύ μικρής ποσότητας.

G-02	Gr	29,3	46,5	22,0	1,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,6	100,0	2,3
G-08	Gr	32,0	42,7	22,1	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	1,2	100,0	3,2
GR-04	Gr	33,6	40,1	23,2	1,5	0,0	0,0	0,1	0,1	0,5	0,8	100,0	3,1
G-03	QMz	17,3	20,8	44,2	7,9	3,4	2,3	0,2	0,2	1,9	2,1	100,0	17,8
G-06	QMz	17,4	17,3	46,4	9,1	1,9	4,2	0,3	0,4	1,3	1,7	100,0	19,0
G-11	QMz	14,0	25,6	43,7	7,5	4,7	0,1	0,3	0,5	2,1	1,4	100,0	16,7
G-14	QMz	17,9	24,0	39,6	2,7	7,9	0,0	0,3	0,7	2,0	5,2	100,0	18,7
GR-01	QMz	10,5	32,7	40,1	5,1	3,1	0,0	0,3	0,2	1,4	6,6	100,0	16,7
GR-03	QMz	16,2	32,0	36,1	5,2	3,1	2,2	0,1	0,5	1,3	3,2	100,0	15,6
GR-05	QMz	13,9	21,4	50,6	4,1	3,7	0,1	0,5	0,5	0,9	4,3	100,0	14,2
G-10x	Enc	8,4	5,1	52,4	14,3	0,9	12,2	0,9	0,5	4,6	0,7	100,0	34,1
GR-10x	Enc	5,7	8,1	61,5	9,6	3,5	8,0	0,4	0,2	2,6	0,4	100,0	24,7

Πίνακας 3.2: Ορυκτολογικές συστάσεις των εμβαδομετρηθέντων δειγμάτων του πλουτωνίτη του Γρανίτη.

Gr: Γρανίτης, QMz: Χαλαζιακός Μονζονίτης, Enc: Εγκλείσματα,

Qz: χαλαζίας, Kf: Κ-άστριος, Pl: πλαγιόκλαστο, Bt: βιοτίτης, Hb: αμφίβολος, Cpx: κλινοπυρόξενος, Ap: απατίτης,

Tt: τιτανίτης, Or: αδιαφανή, Χ.Δ.: χρωματικός δείκτης (φεμικά + επουσιώδη ορυκτά)

Διακρίθηκαν οι εξής πετρογραφικοί τύποι οι οποίοι θα περιγραφούν παρακάτω:

- 1) Γρανίτης (Gr)
- 2) Χαλαζιακός μονζονίτης (QMz)
- 3) Εγκλείσματα (Enc)

Ο πίνακας 3.3 δείχνει τις μέσες τιμές και τα εύρη των ορυκτολογικών συστάσεων των πετρογραφικών τύπων 1, 2 και 3.

Πίνακας 3.3: Μέσες τιμές και εύρη των ορυκτολογικών συστάσεων των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη του Γρανίτη.

	Τύπος 1	Τύπος 2	Τύπος 3
Χαλαζίας	26,8(12,0-33,6)	15,8(10,5-17,9)	6,0 (1,3-13,1)
Κ-άστριος	46,3(40,1-46,9)	24,0(17,3-32,7)	6,8 (1,6-12,2)
Πλαγιόκλαστα	26,5(21,8-43,2)	43,2(36,1-50,6)	61,2(52,4-64,5)
Βιοτίτης	1,1 (0,0-1,8)	6,4 (2,7-9,9)	5,7 (0,1-14,3)
Κεροσίλβη	0,3 (0,0-1,7)	3,6 (1,2-7,9)	8,6 (0,9-22,1)
Κλινοπυρόξενος	-	1,6 (0,0-4,0)	3,9 (0,0-12,2)
Λοιπά	1,7 (0,8-1,8)	5,5 (3,4-8,5)	7,8 (3,2-14,8)

Τύπος 1: Γρανίτης (Μέσος όρος 5 εμβαδομετρήσεων)

Τύπος 2: Χαλαζιακός μονζονίτης (Μέσος όρος 8 εμβαδομετρήσεων)

Τύπος 3: Εγκλείσματα (Μέσος όρος 6 εμβαδομετρήσεων)

3.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΤΥΠΩΝ

3.2.1 Γρανίτης (Gr)

Καταλαμβάνει το βόρειο και ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη. Από την εμβαδομέτρηση έξι δείγματα προβάλλονται στο πεδίο του γρανίτη εκτός από το δείγμα GR-08 το οποίο προβάλλεται στο πεδίο του χαλαζιακού μονζονίτη και συμπεριλαμβάνεται στην ομάδα αυτή, καθόσον τα μακροσκοπικά και μικροσκοπικά χαρακτηριστικά του είναι ίδια με τα υπόλοιπα πετρώματα της ομάδας αυτής.

Ο γρανίτης μακροσκοπικά είναι μεσόκοκκο, ισοκοκκώδες πέτρωμα με ανοιχτό γκρίζο χρώμα. Χαρακτηριστικό είναι το ρόδινο χρώμα των Κ-Αστρίων του σε αρκετά δείγματα.

Μικροσκοπικά έχει τυπικό γρανιτικό ιστό και είναι μεσόκοκκο λευκοκρατικό πέτρωμα. Τα ορυκτά συστατικά του είναι χαλαζίας, ο οποίος συμμετέχει κατά μέσο όρο με ποσοστό 26,8%, Κ-άστριος (Μ.Ο. 46,3%) και πλαγιόκλαστα (Μ.Ο. 26,5%). Από τα φεμικά συμμετέχουν βιοτίτης και αμφίβολος με ποσοστό όμως που δεν ξεπερνάει το 1,7%. Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, απατίτης, ζirkόνιο, πολύ λίγος μοσχοβίτης και αλλανίτης και τέλος τα αδιαφανή. Τα δευτερογενή ορυκτά είναι καολίνης, ασβεστίτης, χλωρίτης, σερικήτης και επίδοτο.

- *Χαλαζιάς*: Η αναλογία του κυμαίνεται από 12-33,6% (Πίν. 3.2). Βρίσκεται υπό τη μορφή αλλοτριόμορφων κρυστάλλων, οι οποίοι πληρούν τα διάκενα μεταξύ των υπολοίπων ορυκτών, ενώ συχνά σχηματίζει κατά τόπους συγκεντρώσεις. Σε λιγοστές περιπτώσεις παρατηρείται κυματοειδής κατάσβεση κατά την περιστροφή της τράπεζας.
- *Κ-άστριοι*: Η αναλογία τους κυμαίνεται από 40,1-46,9% (Πίν. 3.2). Οπτικά έχουν την εμφάνιση ορθοκλάστου, συχνά με διδυμία Carlsbad. Συνήθως έχουν ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο πρισματικό σχήμα. Το μέγεθος των κρυστάλλων τους συνήθως είναι αρκετά μεγάλο (>2mm) σε σχέση με αυτό των υπολοίπων ορυκτών, ενώ σε αρκετές περιπτώσεις ξεπερνάνε ακόμα και τα 5mm. Γενικά στους κρυστάλλους των αστρίων κυριαρχεί η καολινίωση σε αρκετά όμως σημεία παρατηρούνται και αλλοιώσεις προς σερικίτη. Εμφανίζουν επίσης περθιτικές συμφύσεις. Σε κάποια δείγματα παρατηρούνται μυρμηκιτικά φαινόμενα πολύ περιορισμένης έκτασης, ενώ αρκετά δείγματα εμφανίζουν «ημιγραφική σύμφυση». Στην περίπτωση της «ημιγραφικής σύμφυσης» πρόκειται για παραλλαγή της γραφικής, όπου οι κρύσταλλοι του χαλαζία δεν εμφανίζονται με την κλασική ιερογλυφική τους μορφή αλλά μάλλον αλλοτριόμορφοι και κατασβένουν ανά ομάδες σε αντίθεση με την γραφική, όπου έχουμε ταυτόχρονη κατάσβεση όλων των κρυστάλλων χαλαζία
- *Πλαγιόκλαστα*: Το ποσοστό τους κυμαίνεται από 22-43,2% (Πίν. 3.2). Η σύσταση των πλαγιοκλάστων, η οποία προσδιορίστηκε με τη μέθοδο Michel-Levy (μέγιστης κατάσβεσης), είναι 37% An. Εμφανίζονται σε υπιδιόμορφους έως ιδιόμορφους πρισματικούς κρυστάλλους μεγέθους συνήθως μικρότερο από αυτό των αστρίων (<2,5mm). Εμφανίζουν τις τυπικές απλές και σύνθετες διδυμίες των πλαγιοκλάστων κατά τους γνωστούς νόμους (αλβιτικό, albite-Carlsbad, και περικλινικό). Αρκετές είναι οι περιπτώσεις που εμφανίζουν οπτική ζώνωση. Είναι σχετικά αναλλοίωτα αλλά συχνά παρουσιάζουν έντονα αλλοιωμένο πυρήνα προς ασβεσίτη και σερικίτη.
- *Βιοτίτης*: Απαντάται σε όλα τα δείγματα εκτός από το GR-08 με ποσοστό που κυμαίνεται από 0,9-1,5% (Πίν. 3.2) και αποτελεί το κυρίαρχο φεμικό συστατικό. Συχνά οι κρύσταλλοί του είναι σχετικά μεγάλοι με μέγεθος που ξεπερνάει τα 1,5mm. Είναι ζωηρά πλεοχροϊκός και το χρώμα του είναι κατά

τον n_{α} =ανοιχτό καστανό και $n_{\beta}=n_{\gamma}$ =σκούρο καστανό έως κόκκινο. Χαρακτηριστικές είναι οι πλεοχρωϊκές άλω από τα εγκλείσματα ζirkονίου στον βιοτίτη. Όχι συχνά μετατρέπεται σε μοσχοβίτη ή ασβεστίτη, ενώ η κυριότερη αλλοίωσή του είναι προς χλωρίτη.

- **Αμφίβολος:** Στο γρανίτη η αμφίβολος σε αντίθεση με τον βιοτίτη, βρίσκεται στο πέτρωμα σε πολύ μικρό ποσοστό. Απαντάται κυρίως στο δείγμα GR-08 με ποσοστό 1,7% (Πίν. 3.2) με τη μορφή υπολειμμάτων, ενώ στα υπόλοιπα δείγματα είτε δεν εμφανίζεται καθόλου είτε βρίσκεται σε ίχνη. Συνήθως έχει υπιδιόμορφο σχήμα, αλλά δε λείπουν και οι τομές με ιδιόμορφο ή αλλοτριόμορφο σχήμα. Το μέγεθος ποικίλει αλλά σπάνια ξεπερνάει τα 2,5mm. Έχει τα οπτικά χαρακτηριστικά της πράσινης κεροσίλβης. Στα δείγματα όπου συνυπάρχει με χλωρίτη φαίνεται ότι αντικαθίσταται από αυτόν.
- Από τα επουσιώδη ορυκτά σημαντικότερα σε ποσοστό είναι ο τιτανίτης, ο οποίος βρίσκεται σε υπιδιόμορφους και αλλοτριόμορφους κρυστάλλους με το χαρακτηριστικό γκριζοκάστανο χρώμα, τη σφηνοειδή μορφή και το πολύ υψηλό ανάγλυφο, ο απατίτης σε μικρούς ιδιόμορφους κρυστάλλους και ζirkόνιο. Σε πολύ μικρές ποσότητες εμφανίζεται ο μοσχοβίτης ο οποίος συνήθως καταλαμβάνει ενδιάμεσες θέσεις μεταξύ του χλωρίτη και του μη αλλοιωμένου βιοτίτη. Ελάχιστη είναι και παρουσία του αλλανίτη με το χαρακτηριστικό ερυθροκαστάνινο χρώμα και το ψηλό ανάγλυφο. Τα αδιαφανή ορυκτά είναι πολύ πιθανό να αποτελούνται από μαγνητίτη λόγω της συχνής παρουσίας εξαγωνικών διατομών στους κρυστάλλους τους, στοιχείο πολύ χαρακτηριστικό για τον μαγνητίτη, αλλά και χαλκοπυρίτη ο οποίος είναι πολύ εύκολο να παρατηρηθεί και μακροσκοπικά.

3.2.2 Χαλαζιακός μονζονίτης (QMz)

Ο χαλαζιακός μονζονίτης περιλαμβάνει τα περισσότερα δείγματα του πλουτωνίτη. Από τα δείγματα στα οποία έγινε εμβαδομέτρηση στο τρίγωνο Q-A-P τρία δείγματα προβάλλονται στο πεδίο του χαλαζιακού μονζονίτη (G-11, GR-01, GR-03), τρία στο πεδίο του γρανοδιορίτη (G-03, G-06, G-10), ένα στο πεδίο του γρανίτη (G-14) και τέλος ένα στο πεδίο του χαλαζιακού μονζοδιορίτη (GR-05). Τα παραπάνω δείγματα συμπεριλαμβάνονται στην ίδια ομάδα καθώς

τόσο τα μακροσκοπικά όσο και τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά τους είναι παρόμοια.

Μακροσκοπικά έχει γκρίζο χρώμα, πιο σκούρο από αυτό του γρανίτη. Είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα και εμφανίζει πορφυροειδή ιστό με τους κρυστάλλους των αστρίων να ξεχωρίζουν.

Ο QMz κάτω από το μικροσκόπιο εμφανίζεται μεσόκοκκος έως αδρόκοκκός με ολοκρυσταλλικό ιστό. Ο ιστός του είναι ανισοκοκκώδης και κατά θέσεις κρύσταλλοί του, και ιδιαίτερα αυτοί των πλαγιόκλαστων και των ορθοκλάστων, μπορούν να ξεπεράσουν σε μέγεθος ακόμα και τα 10mm.

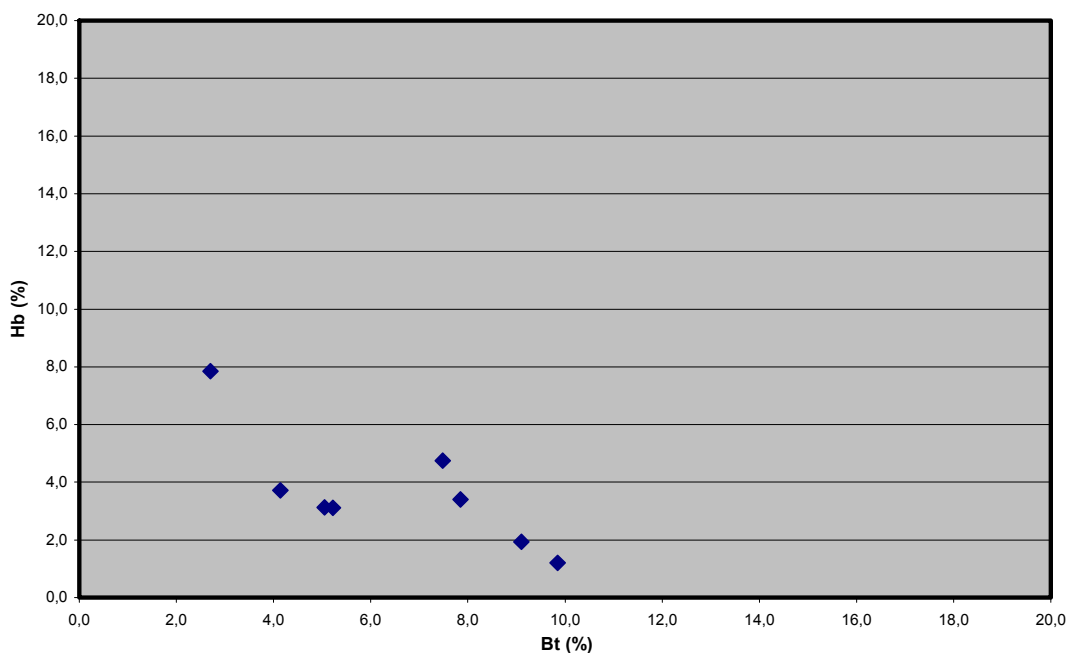
Τα ορυκτά συστατικά του είναι πλαγιόκλαστα με μέσο όρο συμμετοχής 43,2%, Κ-άστριοι (Μ.Ο. 24,0%), χαλαζίας (Μ.Ο. 15,8%), βιοτίτης (Μ.Ο. 6,4%) και λιγότερο αμφίβολος (Μ.Ο. 3,6%) και κλινοπυρόξενος (Μ.Ο. 1,6%). Ως επουσιώδη ορυκτά εμφανίζονται τιτανίτης, απατίτης, ζιρκόνιο, ίχνη μοσχοβίτη και αδιαφανή. Τα δευτερογενή ορυκτά του είναι καολίνης, χλωρίτης, ασβεστίτης, σερικίτης και επίδοτο.

- **Χαλαζίας:** Η αναλογία του κυμαίνεται από 10,5-17,9% (Πίν. 3.2). Η μικροσκοπική περιγραφή του χαλαζία είναι παρόμοια με αυτή του γρανίτη, με τη διαφορά ότι στον χαλαζιακό μονζονίτη εμφανίζεται πιο λεπτόκοκκος με κρυστάλλους μικρότερους ακόμα των 0,2mm.
- **Κ-άστριοι:** Η αναλογία τους κυμαίνεται από 17,3-33,1% (Πίν. 3.2). Οπτικά έχουν την εμφάνιση ορθοκλάστου με διδυμία Carlsbad. Συνήθως έχουν αλλοτριόμορφο έως υπιδιόμορφο πρισματικό σχήμα. Το μέγεθος των κρυστάλλων τους είναι αρκετά μεγάλο (>2mm). Γενικά στους κρυστάλλους των αστρίων κυριαρχεί η καολινίωση σε αρκετά όμως σημεία παρατηρούνται και αλλοιώσεις προς σερικίτη. Εμφανίζουν επίσης αρκετές περθιτικές και «ημιγραφικές» συμφύσεις, όπως αυτές περιγράφηκαν και στον πετρογραφικό τύπο του γρανίτη (Gr).
- **Πλαγιόκλαστα:** Το ποσοστό τους κυμαίνεται από 35,5-50,6% (Πίν. 3.2). Τα πλαγιόκλαστα αυτού του πετρογραφικού τύπου εμφανίζονται πιο βασικά με σύσταση 48%. Αν και προσδιορίστηκε και σε αυτήν την περίπτωση με τη μέθοδο Michel-Levy. Παρόλο που οι κρύσταλλοι των πλαγιόκλαστων (μαζί με αυτών των ορθοκλάστων) είναι δυνατόν να ξεπεράσουν τα 10mm, συχνά το μέγεθος τους είναι μικρότερο και από 0,2mm. Τα πλαγιόκλαστα και εδώ είναι αλλοιωμένα (καολινίωση, σερικιτίωση) και μάλιστα σε

μεγαλύτερο βαθμό από ότι αυτά του γρανίτη. Χαρακτηριστική είναι και η παρουσία μαγματικής διάβρωσης η οποία εμφανίζεται σε αρκετούς κρυστάλλους. Η έντονη ζώνωση είναι και εδώ συχνή, ενώ λιγότερο συχνά είναι τα φαινόμενα «ημιγραφικής σύμφυσης» που όμως δε λείπουν. Επίσης εμφανίζονται και αντιπερθιτικά φαινόμενα.

- **Βιοτίτης:** Είναι το σημαντικότερο φεμικό συστατικό. Συναντάται σε όλα τα δείγματα και το ποσοστό του κυμαίνεται από 4-10% (Πίν. 3.2). Μόνο σε μία περίπτωση (δείγμα G-14) το ποσοστό είναι μόλις 2,7% όπου παρατηρείται ιδιαίτερα υψηλή, σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα, συμμετοχή της κεροστίλβης με ποσοστό 7,9%. Έχει τα οπτικά χαρακτηριστικά του βιοτίτη με ψηλό ανάγλυφο, καστανό χρώμα με έντονο πλεοχροϊσμό με n_{α} =ανοιχτό καστανό και n_{β} = n_{γ} =σκούρο καστανό έως κόκκινο. Συνήθως έχει υπιδιόμορφο σχήμα, αλλά δε λείπουν και οι τομές με ιδιόμορφο εξαγωνικό ή αλλοτριόμορφο σχήμα. Το μέγεθος ποικίλει από 0,2-2,5mm. Στα δείγματα, όπου συνυπάρχει με χλωρίτη, συχνά φαίνεται ότι αντικαθίσταται από αυτόν ενώ επίσης συχνά εγκλείει κρυστάλλους ζirkονίου, απατίτη και αδιαφανών ορυκτών.
- **Αμφίβολος:** Συναντάται και αυτή σε όλα τα δείγματα αλλά με μικρότερη συμμετοχή από αυτή του βιοτίτη, με ποσοστό από 1,2-7,9% (Πίν. 3.2). Βρίσκεται είτε με τη μορφή μεμονωμένων κρυστάλλων είτε με τη μορφή συσσωματωμάτων. Συνήθως έχει υπιδιόμορφο σχήμα, αλλά δε λείπουν και οι τομές με ιδιόμορφο ή αλλοτριόμορφο σχήμα. Το μέγεθος ποικίλει αλλά σπάνια ξεπερνάει τα 2mm. Έχει πλεοχροϊσμό με n_{α} =ανοιχτό πράσινο έως λευκό, n_{β} =ανοιχτό πράσινο και n_{γ} =σκούρο πράσινο. Στα δείγματα όπου συνυπάρχει με κλινοπυρόξενο συχνά φαίνεται ότι τον αντικαθιστά, ενώ στα δείγματα όπου συνυπάρχει με βιοτίτη φαίνεται ότι αντικαθίσταται από αυτόν. Χαρακτηριστικές είναι και οι αυξομειώσεις του ποσοστού με το οποίο συμμετέχει η κεροστίλβη στο πέτρωμα ανάλογα με αυτή του βιοτίτη. Έτσι όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 3.2 για αυξημένα ποσοστά βιοτίτη παρατηρείται η ελάχιστη συμμετοχή κεροστίλβης με 1-2% (δείγμα G-06, G-10) ενώ αντίθετα για μειωμένα ποσοστά βιοτίτη (2,9%) παρατηρείται η μέγιστη συμμετοχή κεροστίλβης με 7,9%. Η σχέση αυτή όπως φαίνεται και από το Σχ. 3.4 κατά προσέγγιση είναι γραμμική.

- **Κλινόπυρόξενοι:** Απαντάται στα περισσότερα δείγματα όπου το ποσοστό του φθάνει μέχρι τα 4,2% (Πίν. 3.2). Βρίσκεται είτε με τη μορφή υπιδιόμορφων έως αλλοτριόμορφων, ενίοτε πρισματικών κρυστάλλων, είτε με τη μορφή υπολειμμάτων. Το μέγεθός τους φθάνει έως τα 2,5mm. Έχει μία ελαφρώς υποπράσινη χροιά. Σχεδόν πάντα όταν υπάρχει κεροστίλβη αντικαθίσταται από αυτήν.
- Από τα επουσιώδη ορυκτά σημαντικότερα σε ποσοστό και εδώ είναι ο τιτανίτης και ο απατίτης. Σε μικρές ποσότητες εμφανίζεται το ζirkόνιο κυρίως μέσα στους κρυστάλλους του βιοτίτη αλλά και της κεροστίλβης και του χλωρίτη, ενώ ο μοσχοβίτης βρίσκεται με τη μορφή ιχνών σε ένα μόνο δείγμα (G-14). Τέλος τα αδιαφανή ορυκτά στον χαλαζιακό μονζονίτη (QMz) είναι περισσότερα σε σχέση με αυτά του γρανίτη (Gr).



Σχ. 3.4: Γραφική παράσταση του ποσοστού με το οποίο συμμετέχει η κεροστίλβης (Hb) σε σχέση με την αντίστοιχη συμμετοχή του βιοτίτη (Bt) στα δείγματα του χαλαζιακού μονζονίτη (QMz) -με βάση τον Πίνακα 3.2- από την οποία προκύπτει μια κατά προσέγγιση γραμμική σχέση ανάμεσα σε αυτές τις δύο τιμές.

3.2.3 Εγκλείσματα (Enc)

Τα εγκλείσματα (Enc) μακροσκοπικά είναι σκουρόχρωμα και λεπτόκοκκα. Βρίσκονται κυρίως μέσα στον QMz με τη μορφή ελλειπτικών σωμάτων, τα οποία ξεχωρίζουν λόγω του σκούρου γκριζού χρώματός τους. Συνήθως έχουν μέγεθος λίγα εκατοστά.

Μικροσκοπικά είναι λεπτόκοκκα, μεσοκρατικά, ολοκρυσταλλικά πετρώματα με πορφυροειδή ιστό και μέσο όρο κρυστάλλων ~0,2mm και φαινοκρυστάλλους μεγέθους 1-2mm. Κύρια ορυκτά συστατικά τους είναι τα πλαγιόκλαστα, τα οποία αποτελούν το θεμελιώδες ορυκτό του πετρώματος με συμμετοχή πάνω από 60% σε όλα σχεδόν τα δείγματα που εμβαδομετρήθηκαν (εξαίρεση αποτελεί το δείγμα G-10 στο οποίο τα πλαγιόκλαστα συμμετέχουν με ποσοστό 52,4%). Ακολουθούν οι Κ-άστριοι και ο χαλαζίας, ορυκτά τα οποία συμμετέχουν με ποσοστό της τάξης του 10% το καθένα. Από τα φεμικά συστατικά με μεγαλύτερο ποσοστό συμμετέχει η κεροστίλβη (Μ.Ο. 8,6%), ακολουθεί ο βιοτίτης (Μ.Ο. 5,7%), και τέλος ο κλινοπυρόξενος (Μ.Ο. 3,9%), ο οποίος δεν βρίσκεται σε όλα τα δείγματα. Τα εγκλείσματα μικροσκοπικά συνήθως εμφανίζονται αλλοιωμένα, με τα πλαγιόκλαστα να παρουσιάζουν σερικιτίωση και σωσσυριτίωση, το ορθόκλαστο να αλλοιώνεται προς καολίνη και σερικήτη και την κεροστίλβη και το βιοτίτη να αλλοιώνονται σε χλωρίτη και ασβεστίτη. Από τα επουσιώδη χαρακτηριστική είναι η παρουσία απατίτη σε μακροπρισματικούς έως βελονοειδείς κρυστάλλους. Οι WYLLIE et al. (1962) υποστηρίζουν ότι η παρουσία αυτού του είδους απατίτη μαρτυρά γρήγορη ψύξη του πετρώματος μέσα στο οποίο βρίσκονται. Υπάρχει ακόμα τιτανίτης, ελάχιστο ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά με αρκετά μεγάλη συμμετοχή που σε ποσοστό μπορεί να φτάσει και το 4,6%.

4.ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

4.1.ΓΕΝΙΚΑ

Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων για τα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία που περιέχουν έγιναν στο Εργαστήριο Ορυκτολογίας του Α.Π.Θ. με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΠΥΡΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Η τυπική διαδικασία διαλυτοποίησης για ένα γρανιτικό υλικό είναι η εξής: Το δείγμα κονιοποιείται πολύ καλά και στη συνέχεια προξηρένεται στους 105° C για μια νύχτα.

ΔΙΑΛΥΜΑ Α :200mg δείγματος σε μορφή αναφούς σκόνης ζυγίζονται με ακρίβεια 0.03 στο εσωτερικό δοχείο Teflon και διυγραίνονται με 1 ml

απιονισμένου H_2O . Ακολουθεί προσθήκη 10 ml HF 40 % και 2.5 ml H_2SO_4 και ανάδευση σε μαγνητικό αναδευτήρα 2 min με κλειστό καπάκι. Το δοχείο teflon τοποθετείται στο μεταλλικό περίβλημα, ασφαρίζεται και στη συνέχεια εισάγεται στο φούρνο σε θερμοκρασία 110°C για 60 min. Ακολουθεί ψύξη μέσα σε δοχείο με νερό για 30 min περίπου. Το αυτόκλειστο απασφαλίζεται και στο εσωτερικό δοχείο teflon γίνεται γρήγορη προσθήκη 5g H_3BO_3 (βορικού οξέος) και 30 ml θερμού H_2O (για τη δέσμευση φθοριούχων). Ακολουθεί ανάδευση σε μαγνητικό αναδευτήρα με κλειστό το καπάκι του Teflon για 5-15 min. Το διάλυμα στο στάδιο αυτό, μετά την ανάδευση, είναι διαυγές. Ακολουθεί αραίωση μέχρις όγκου 250 ml.

Από το διάλυμα Α γίνεται προσδιορισμός των στοιχείων Si Al Fe Mn με φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης με φλόγα.

ΔΙΑΛΥΜΑ Β: 10 ml από το διάλυμα Α συμπυκνώνονται σε ανοιχτό δοχείο Teflon μέχρι ξηρού. Ακολουθεί προσθήκη 5ml HCL 1:9 και εξάτμιση μέχρι ξηρού (δύο φορές). Στο υπόλειμμα γίνεται προσθήκη 10 ml HCL 1:9 και ακολουθεί ελαφρά θέρμανση για να διαλυτοποιηθεί και στη συνέχεια προσθήκη 1 ml π. HCL και μεταφορά σε ογκομετρική φιάλη 100 ml όπου έχει ήδη προστεθεί ποσότητα 10 ml διαλύματος LaCl_3 50mg/ml. Το διάλυμα αραιώνεται στα 100 ml.

Από το διάλυμα Β προσδιορίζονται τα στοιχεία K Na Ca Mg Fe με φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης με φλόγα.

Για τα αντίστοιχα Α και Β διαλύματα παρασκευάζονται και τα αντίστοιχα τυφλά διαλύματα.

ΑΠΩΛΕΙΑ ΠΥΡΩΣΗΣ: 0.5 g-1.0g δείγματος για 2h στους 1050°C

P_2O_5 : Ο προσδιορισμός του P γίνεται φωτομετρικά.

ΠΡΟΤΥΠΑ ΔΙΑΛΥΜΑΤΑ: Ως πρότυπα διαλύματα για τις μετρήσεις μας στη φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης με φλόγα χρησιμοποιούμε διεθνή γεωχημικά πετρώματα αναφοράς (standards πετρώματα). Τα standards πετρώματα είναι παρόμοιας χημικής σύστασης με τα προς ανάλυση πετρώματα.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΠΥΡΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Ο προσδιορισμός των ιχνοστοιχείων γίνεται με φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης.

Η διαλυτοποίηση των πετρωμάτων έγινε με επίδραση μίγματος πυκνών οξέων :νιτρικού, υπερχλωρικού και υδροφθορίου σε ανοιχτό δοχείο teflon και σε αυτόκλειστα δοχεία. Χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι του Terashima και των Warren και Carter αντίστοιχα με μερικές τροποποιήσεις. Το αυτόκλειστο δοχείο το οποίο χρησιμοποιήθηκε είναι το ίδιο με αυτό που χρησιμοποιήθηκε για την διαλυτοποίηση πετρωμάτων για τον προσδιορισμό των κύριων στοιχείων.

Αναλυτικά περιγράφονται παρακάτω οι δυο διαδικασίες διαλυτοποίησης.

Διαδικασία διαλυτοποίησης σε ανοιχτό δοχείο :

500.00mg δείγματος υπό μορφή αναφούς σκόνης ζυγίζονται σε ανοιχτό δοχείο teflon και θερμαίνονται με 8 ml HClO_4 ,5 ml HNO_3 10 ml HF, μέχρι ξηρού. Προστίθενται 15 ml διαλύματος HCL 1:5 και ακολουθεί θέρμανση μέχρι διαλύσεως .Με αραίωση στα 50 ml λαμβάνεται το διάλυμα Α από το οποίο προσδιορίζονται τα ιχνοστοιχεία Cu Co Ni Pb και Zn. Από το διάλυμα Α λαμβάνονται 10 ml,προστίθεται διάλυμα $\text{LaCl}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (2.5 ml διαλύματος ,50 mg La/ml) ,αραιώνεται μέχρις όγκου 25 ml και προσδιορίζεται το Sr (διάλυμα Β).Από το διάλυμα Α επίσης λαμβάνονται 5ml διαλύματος ,προστίθεται διάλυμα KCL (2.5 ml διαλύματος ,20mg K/ml) αραιώνεται μέχρις όγκου 10 ml και προσδιορίζεται το Rb.(διάλυμα Γ).

Διαδικασία διαλυτοποίησης σε αυτόκλειστο δοχείο :

2.000g δείγματος υπό μορφή αναφούς σκόνης ζυγίζονται σε μια βόμβα από teflon και προστίθενται 6ml HNO_3 , 5ml HClO_4 και 20 ml HF. Το δοχείο teflon τοποθετείται στο μεταλλικό περίβλημα και όλο το σύστημα τοποθετείται στο φούρνο σε θερμοκρασία 110°C για 1.5h.Μετά από ψύξη του αυτόκλειστου δοχείου ,το περιεχόμενο του δοχείου teflon εξατμίζεται σχεδόν μέχρι ξηρού. Η εξάτμιση δεν πρέπει να φθάσει μέχρι ξηρού γιατί παρατηρήθηκε μικροέκρηξη .Προστίθενται 20ml διαλύματος HCL 1:1 και 2g H_3BO_3 και ακολουθεί ήπια θέρμανση μέχρι να διαλυθεί το περιεχόμενο .Το περιεχόμενο μεταφέρεται σε ογκομετρική φιάλη 200ml ,όπου προστίθεται διάλυμα KCL (10 ml διαλύματος

20 mg K/ml) και ακολουθεί αραίωση μέχρι τα 200ml(διάλυμα Γ) και προσδιορισμός των ιχνοστοιχείων Cu Co Ni Cr Ba.

Οι μετρήσεις έγιναν σε φασμαφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Perkin Elmer 5000.Χρησιμοποιήθηκε φλόγα ακετυλενίου –αέρα για όλα τα στοιχεία εκτός του Ba για τον προσδιορισμό του οποίου χρησιμοποιήθηκε φλόγα ακετυλενίου – πρωτοξειδίου του αζώτου.

Ως διαλύματα standards για τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν υδατικά standards για ατομική απορρόφηση της εταιρείας Merck και γεωχημικά standards πετρωμάτων ανάλογης σύστασης με τα αναλυόμενα ,την Διεθνών Γεωλογικών Ενώσεων.

4.2.Διαγράμματα μεταβολής οξειδίων

Στον πίνακα 3.1. παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των οξειδίων των κύριων στοιχείων.

Η συμπεριφορά των οξειδίων σε σχέση με το ποσοστό του SiO₂ είναι η παρακάτω

4.2.1.Al₂O₃

Η περιεκτικότητα του Al₂O₃ παρουσιάζει μείωση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ .Στους γρανίτες κυμαίνεται από 11,82 έως 12,56 ,στους χαλαζιακούς μονζονίτες επίσης παρατηρούμε μείωση με ποσοστά μεταξύ του 14,54 έως 11,97 ενώ στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 14,11.

4.2.2.TiO₂

Το ποσοστό του TiO₂ στους γρανίτες παρουσιάζει μείωση από 0,26 σε 0,09 με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ των δειγμάτων. Μείωσή του παρατηρούμε και στους χαλαζιακούς μονζονίτες με τιμές να κυμαίνονται από 0,61 έως 0,32 και στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 0,56.

4.2.3.MnO

Το ποσοστό του MnO παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση στους γρανίτες με τιμές να κυμαίνονται από 0,016 έως 0,032 ενώ στους χαλαζιακούς μονζονίτες , με μεγαλύτερες τιμές, από 0,121 μέχρι 0,085. Στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 0,138.

4.2.4.Fe₂O₃

Το ποσοστό του Fe₂O₃ παρουσιάζει μείωση στους γρανίτες από 1,56 μέχρι 0,86 και στους χαλαζιακούς μονζονίτες από 5,47 έως 4,90. Στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 6,59.

4.2.5.MgO

Στους γρανίτες η τιμή του MgO κυμαίνεται από 0,48 μέχρι 0,26 ενώ στους χαλαζιακούς μονζονίτες , με μεγαλύτερες τιμές, από 2,49 έως 1,84. Η τιμή του MgO στο έγκλεισμα είναι 3,32.

4.2.6.CaO

Το ποσοστό του CaO παρουσιάζει μείωση με την αύξηση του SiO₂ στους γρανίτες με τιμές να κυμαίνονται από 1,65 μέχρι 1,26 και στους χαλαζιακούς μονζονίτες , με εμφανώς μεγαλύτερες τιμές , από 4,93 έως 3,62. Η τιμή του CaO στο έγκλεισμα είναι 5,64.

4.2.7.Na₂O

Στους γρανίτες το ποσοστό του Na₂O παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ με μέγιστη τιμή 3,12 και ελάχιστη 2,62. Στους χαλαζιακούς μονζονίτες οι τιμές του Na₂O κυμαίνονται από 3,39 έως 2,87. Το ποσοστό του Na₂O στο έγκλεισμα είναι 2,97.

4.2.8.K₂O

Το ποσοστό του K₂O παρουσιάζει αύξηση με την αύξηση του ποσοστού του SiO₂ και στους δύο τύπους πετρωμάτων με τιμές που κυμαίνονται από 5,91 έως 4,44 στους γρανίτες και από 4,09 μέχρι 3,41 στους χαλαζιακούς μονζονίτες. Στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 3,78.

4.2.9.P₂O₅

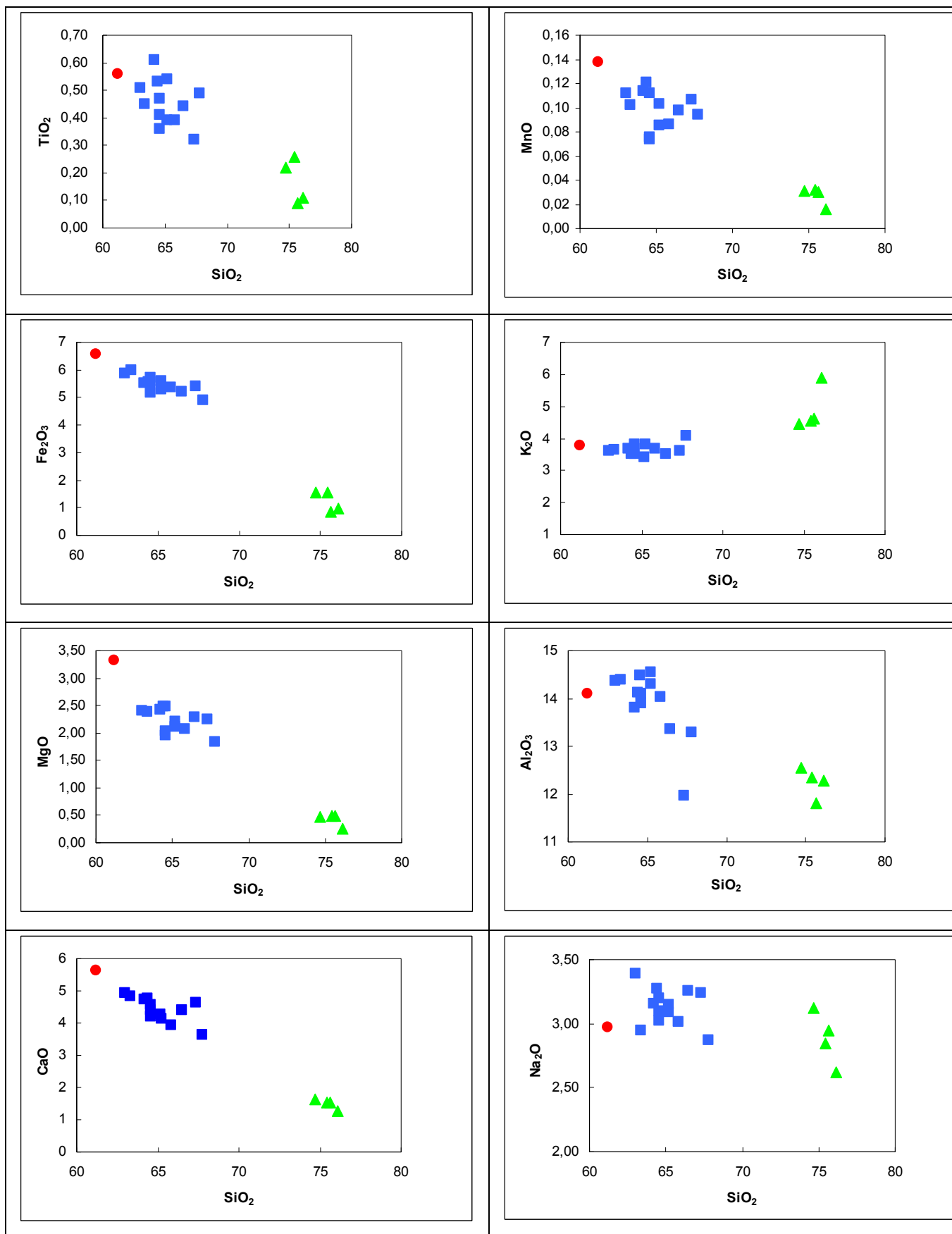
Το ποσοστό του P₂O₅ στους γρανίτες κυμαίνεται από 0,082 έως 0,037 και παρουσιάζει αύξηση με την αύξηση του SiO₂ ενώ στους χαλαζιακούς μονζονίτες παίρνει τιμές από 0,210 έως 0,106 και παρουσιάζει μείωση με την αύξηση του SiO₂. Η τιμή του στο έγκλεισμα είναι 0,188.

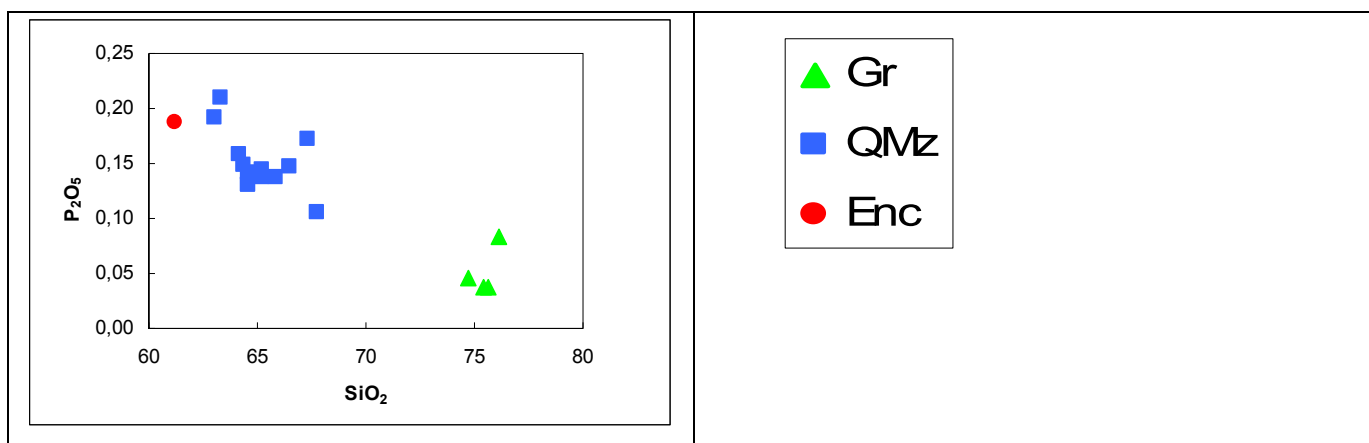
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1

ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΔΡΑΜΑΣ

Sample	Rocktype	K	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
G-02	Gr	2	76,11	0,11	12,27	0,96		0,016	0,26	1,26	2,62	5,91	0,084	0,33
G-08	Gr	2	74,70	0,22	12,56	1,54		0,031	0,46	1,65	3,12	4,44	0,046	0,82
G-09	Gr	2	75,64	0,09	11,82	0,86		0,030	0,48	1,52	2,95	4,63	0,037	1,45
GR-04	Gr	2	75,42	0,26	12,35	1,56		0,032	0,48	1,53	2,85	4,54	0,037	0,63
G-03	QMt	4	64,18	0,61	13,82	5,51		0,114	2,43	4,73	3,16	3,68	0,158	1,16
G-06	QMt	4	64,39	0,53	14,12	5,57		0,121	2,48	4,76	3,27	3,53	0,149	1,06
G-07	QMt	4	66,46	0,44	13,37	5,23		0,098	2,28	4,39	3,26	3,51	0,147	0,73
G-11	QMt	4	64,58	0,41	14,11	5,58		0,112	2,49	4,56	3,20	3,52	0,130	1,04
G-13	QMt	4	65,81	0,39	14,03	5,38		0,086	2,07	3,93	3,01	3,67	0,138	1,30
G-14	QMt	4	64,58	0,47	13,91	5,72		0,076	2,03	4,19	3,10	3,83	0,141	1,63
G-15	QMt	4	64,57	0,36	14,48	5,19		0,074	1,95	4,41	3,02	3,67	0,130	2,06
GR-01	QMt	4	63,34	0,45	14,40	5,97		0,102	2,38	4,84	2,95	3,66	0,210	1,64
GR-02	QMt	4	67,33	0,32	11,97	5,41		0,107	2,25	4,62	3,24	3,61	0,172	0,77
GR-03	QMt	4	67,78	0,49	13,29	4,90		0,094	1,84	3,62	2,87	4,09	0,106	0,77
GR-05	QMt	4	65,19	0,54	14,30	5,61		0,103	2,20	4,28	3,09	3,41	0,144	1,04
GR-09	QMt	4	65,20	0,39	14,54	5,29		0,085	2,11	4,13	3,15	3,80	0,137	1,12
GR-10	QMt	4	63,00	0,51	14,37	5,88		0,112	2,41	4,93	3,39	3,63	0,192	1,44
GR-10X	Enc	8	61,19	0,56	14,11	6,59		0,138	3,32	5,64	2,97	3,78	0,188	1,17

ΣΧΗΜΑ 4.1 ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ





4.3.Διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων

Με τον όρο ιχνοστοιχεία εννοούμε εκείνα τα στοιχεία που συμμετέχουν στη χημική σύσταση των πετρωμάτων και οι συγκεντρώσεις τους δεν ξεπερνούν τις μερικές χιλιάδες ppm. Τα ιχνοστοιχεία που εξετάζονται στην παρούσα εργασία είναι τα : Sr, Rb , Ba , Co ,Cr , Cu ,Ni , Pb , Zn.

Στον πίνακα 3.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των ιχνοστοιχείων.

4.3.1.Rb

Το Rb είναι στοιχείο που μοιάζει πολύ με το K τόσο στο μέγεθος όσο και στο χημικό χαρακτήρα , γεγονός που φαίνεται από τη στενή συσχέτιση του στοιχείου αυτού με το K. Το Rb αντικαθιστά το K στο πλέγμα των ορυκτών. Η σχέση Rb:K αυξάνει όσο προχωρά η διαφοροποίηση ,με αποτέλεσμα να αυξάνεται και η συγκέντρωσή του στις τελευταίες φάσεις μιας σειράς που διαφοροποιήθηκε μαγματικά.

Στους γρανοδιορίτες οι τιμές του Rb κυμαίνονται από 235 έως 256 ppm ενώ στους χαλαζιακούς μονζονίτες οι τιμές είναι χαμηλότερες με ελάχιστη τιμή 168 και μέγιστη 191.Στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 206 ppm.

4.3.2Sr

Το Sr έχει παρόμοιο μέγεθος με το Ca και το K και αντικαθιστά και τα δυο αυτά στοιχεία. Στα γρανιτικά πετρώματα το Sr υπάρχει κυρίως στα πλαγιόκλαστα όπου αντικαθιστά το Ca και στους καλιούχους αστρίους όπου αντικαθιστά το K. Στους γρανίτες οι τιμές είναι σχετικά χαμηλές και κυμαίνονται από 179 έως 212 ενώ στους χαλαζιακούς μονζονίτες από 400 έως 488 ppm. Στο έγκλεισμα η τιμή του Sr είναι 491 η οποία είναι και η μεγαλύτερη.

4.3.3.Ba

Το Ba λόγω του μεγέθους της ιοντικής ακτίνας αντικαθιστά το K γι αυτό και το συναντάμε στο βιοτίτη και στους καλιούχους αστρίους. Ακόμη μπορεί να γίνει 'δεκτό' και στην πλαγιοκλαστική δομή καθώς επίσης και μέχρι ένα βαθμό στην κεροσίλβη. Στις ασβεσταλκαλικές σειρές παρουσιάζει μείωση από τα

ενδιάμεσα προς τα όξινα πετρώματα της σειράς. Οι τιμές του κυμαίνονται 145 μέχρι 387 στους γρανίτες. Στους χαλαζιακούς μονζονίτες οι τιμές κυμαίνονται από 422 μέχρι 600, όπου ελαττώνεται με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 698.

4.3.4Co

Το Co λόγω της σχεδόν της ισομεγέθους ακτίνας με το Fe^{+2} και το Mg τα αντικαθιστά στο πλέγμα των ορυκτών. Παρατηρείται μείωση του ποσοστού του καθώς προχωρά η κλασματική κρυστάλλωση από τα βασικά προς τα όξινα πετρώματα κι αυτό οφείλεται στην περιεκτικότητα τους σε Mg και Fe^{+2} που δεσμεύονται από ορυκτά που σχηματίζονται νωρίς, όπως ο ολιβίνης.

Το ποσοστό του στους γρανίτες κυμαίνεται από 47 έως 86, στους χαλαζιακούς μονζονίτες από 46 έως 87 και στο έγκλεισμα είναι 55.

4.3.5.Cr

Το Cr παίρνει τη θέση του Fe^{+3} στο πλέγμα του βιοτίτη και του μαγνητίτη. Το ποσοστό του μειώνεται ανάλογα με τον τύπο των πετρωμάτων από τα λιγότερο προς τα περισσότερα όξινα.

Το ποσοστό του στους γρανίτες παίρνει τιμές από 12 έως 14. Στους χαλαζιακούς μονζονίτες το ποσοστό του μειώνεται με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 και οι τιμές που παίρνει είναι 15 μέχρι 31 ενώ στο έγκλεισμα η τιμή του είναι 38.

4.3.6.Zn

Ο Zn έχει την τάση να συγκεντρώνεται στις υπολειμματικές μαγματικές φάσεις και κυρίως σε ορυκτά που περιέχουν MgO και FeO. Γι αυτό το λόγο τον βρίσκουμε κυρίως στο πλέγμα του βιοτίτη να αντικαθιστά το Fe.

Στους γρανίτες η τιμή του κυμαίνεται από 17 έως 23, στους χαλαζιακούς μονζονίτες η τιμή του κυμαίνεται από 25 μέχρι 67 και τέλος η τιμή του στο έγκλεισμα είναι 50.

4.3.7.Ni

Το Ni αντικαθιστά το Mg στο πλέγμα των ορυκτών. Η αναλογία Ni:Mg παρουσιάζει μείωση από τα βασικά όπου εμφανίζεται στο πλέγμα του ολιβίνη, προς τα όξινα πετρώματα, όπου μπορεί να αντικαταστήσει το Mg στις οκταεδρικές θέσεις της κερυστίλβης και του βιοτίτη.

Το ποσοστό του Ni μειώνεται με την αύξηση του SiO₂. Στους γρανίτες το ποσοστό του κυμαίνεται από 21 μέχρι 25, στους χαλαζιακούς μονζονίτες από 25 έως 42 και η τιμή του εγκλείσματος 44.

4.3.8.Pb

Ο Pb γίνεται δεκτός σε ορυκτά του K, αντικαθιστώντας το. Βρίσκεται ως ίχνη κυρίως στους γρανίτες επειδή συγκεντρώνεται στα υπολειμματικά υγρά κατά τη διαδικασία της διαφοροποίησης.

Στους γρανίτες ο Pb παίρνει τιμές από 44 έως 56, στους χαλαζιακούς μονζονίτες οι τιμές κυμαίνονται από 30 μέχρι 79 και η τιμή του στο έγκλεισμα είναι 52. Επίσης παρατηρούμε ότι τα δείγματα του χαλαζιακού μονζονίτη παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά σε σχέση με αυτά του γρανίτη.

4.3.9.Cu

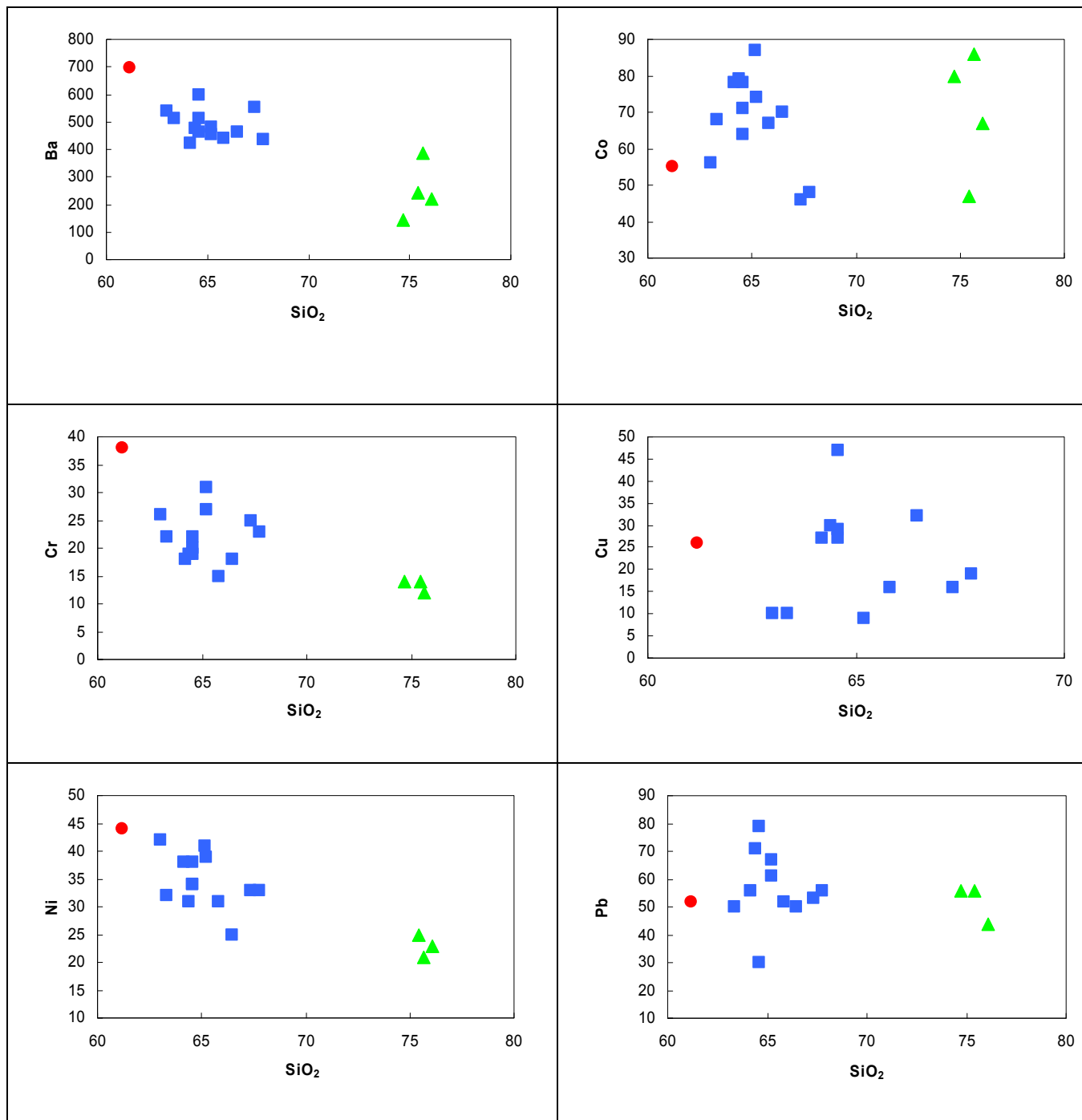
Το ποσοστό του Cu μειώνεται με την αύξηση του SiO₂ από 32 σε 9 στους χαλαζιακούς μονζονίτες. Στους γρανίτες δεν παρατηρήθηκε ποσότητα Cu ενώ στο έγκλεισμα η τιμή του ήταν 26.

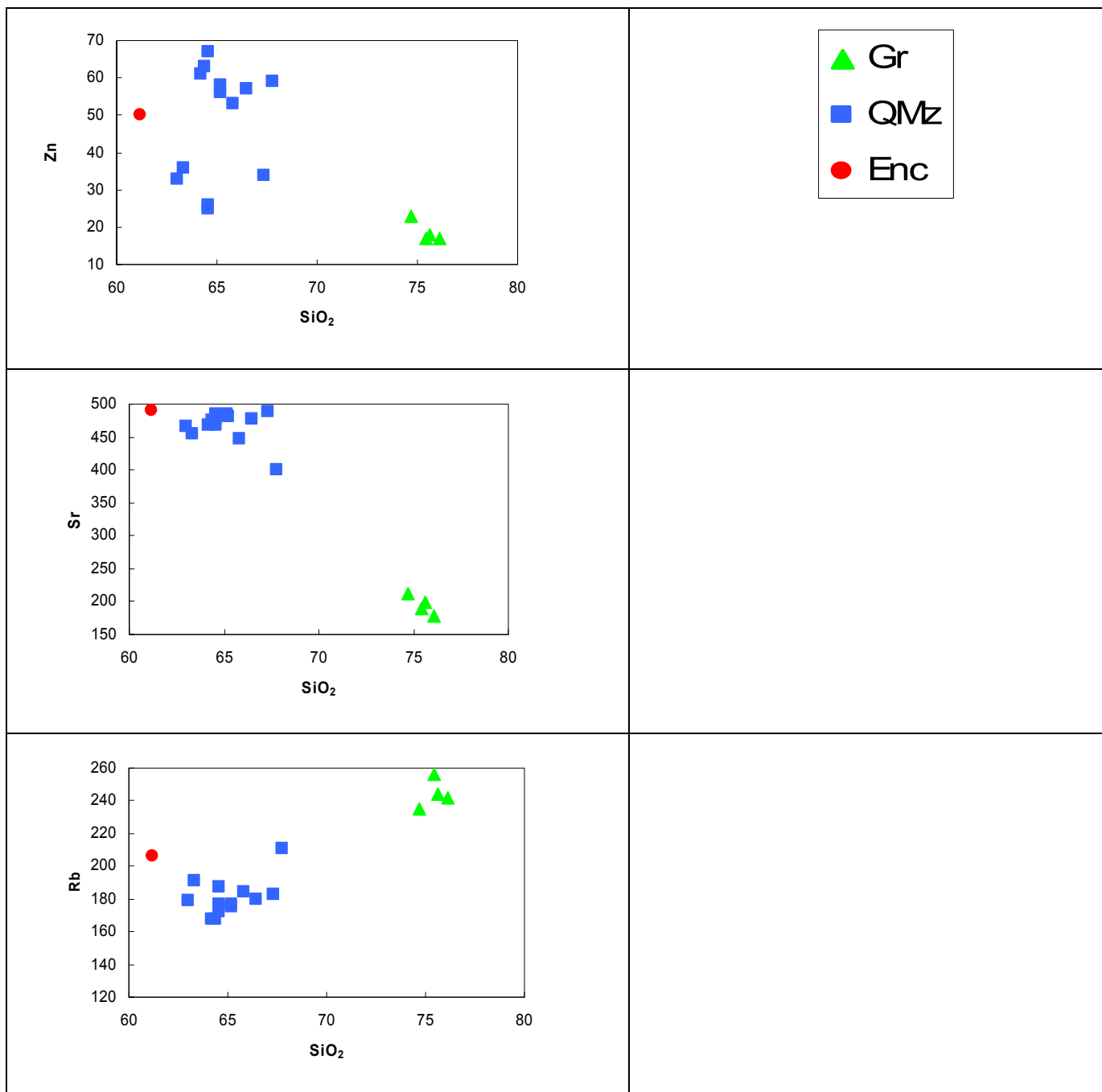
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2

ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ ΤΗΣ ΔΡΑΜΑΣ

Sample	Rocktype	SiO2	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	Rb	Sr
G-02	Gr	76,11	221	67			23	44	17	242	179
G-08	Gr	74,70	145	80	14			56	23	235	212
G-09	Gr	75,64	387	86	12		21		18	244	198
GR-04	Gr	75,42	243	47	14		25	56	17	256	189
G-03	Qmz	64,18	422	78	18	27	38	56	61	168	468
G-06	Qmz	64,39	477	79	19	30	31	71	63	168	476
G-07	Qmz	66,46	465	70	18	32	25	50	57	180	478
G-11	Qmz	64,58	465	64	19	27	34	79	67	172	485
G-13	Qmz	65,81	442	67	15	16	31	52	53	184	447
G-14	Qmz	64,58	511	78	22	29	34	30	26	177	478
G-15	Qmz	64,57	600	71	20	47	38		25	187	468
GR-01	Qmz	63,34	513	68	22	10	32	50	36	191	454
GR-02	Qmz	67,33	555	46	25	16	33	53	34	183	488
GR-03	Qmz	67,78	434	48	23	19	33	56	59	211	400
GR-05	Qmz	65,19	453	87	31		41	67	58	177	485
GR-09	Qmz	65,20	480	74	27	9	39	61	56	175	482
GR-10	Qmz	63,00	538	56	26	10	42		33	179	467
GR-10X	Enc	61,19	698	55	38	26	44	52	50	206	491

ΣΧΗΜΑ 4.2 ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΙΧΝΟΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

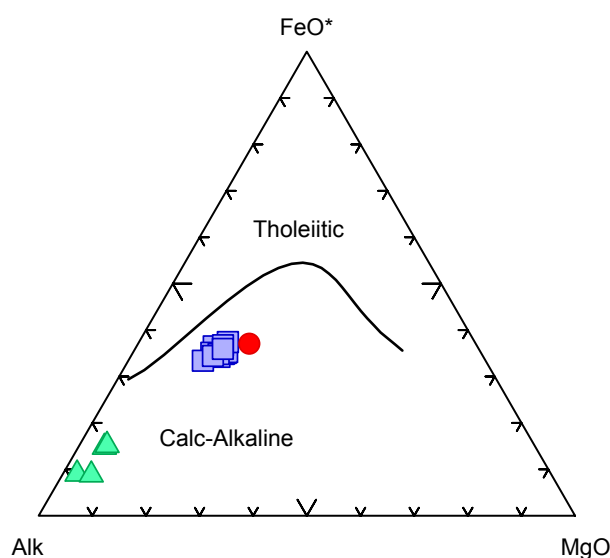




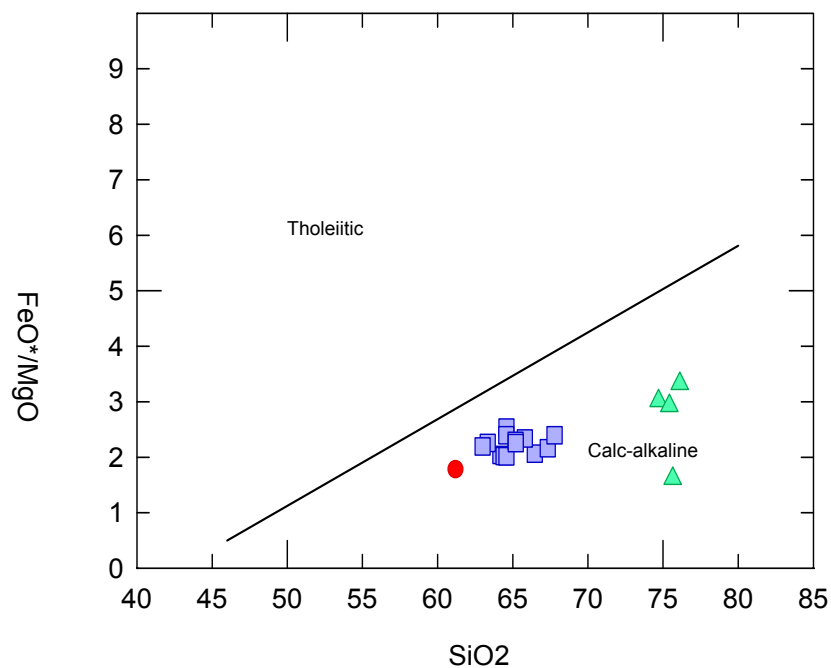
4.4.ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Με βάση τα κύρια στοιχεία θα προσπαθήσουμε να δούμε μερικά γεωχημικά χαρακτηριστικά του πλουτωνίτη του Γρανίτη. Προβάλλοντας τα κύρια στοιχεία στο διάγραμμα AFM (Σχήμα 4.3), η τάση που απεικονίζεται είναι η κλασική ασβεσταλκαλική με ελάττωση του σιδήρου και εμπλουτισμό σε αλκάλια κατά τη διαφοροποίηση. Η ασβεσταλκαλική φύση του μάγματος επιβεβαιώνεται και από τα διαγράμματα FeO/MgO προς SiO_2 (Σχήμα 4.4) και SiO_2 προς $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ του MIYASHIRO (1974) (Σχήμα 4.5) όπου δεν λαμβάνονται υπόψη τα αλκάλια αλλά το MgO και ο ολικός σίδηρος (FeO) εκφρασμένος ως δισθενής.

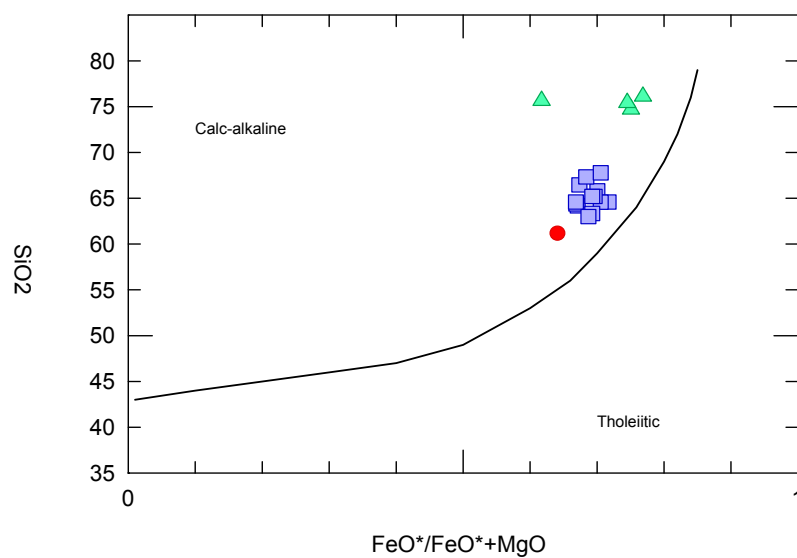
Με βάση το λόγο A/CNK , που είναι ο λόγος $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ με τη μορφή μοριακών αναλογιών (Σχήμα 4.6) τα πετρώματα χαρακτηρίζονται ως μεταργιλικά επειδή οι τιμές τους είναι μεγαλύτερες από 1.0.



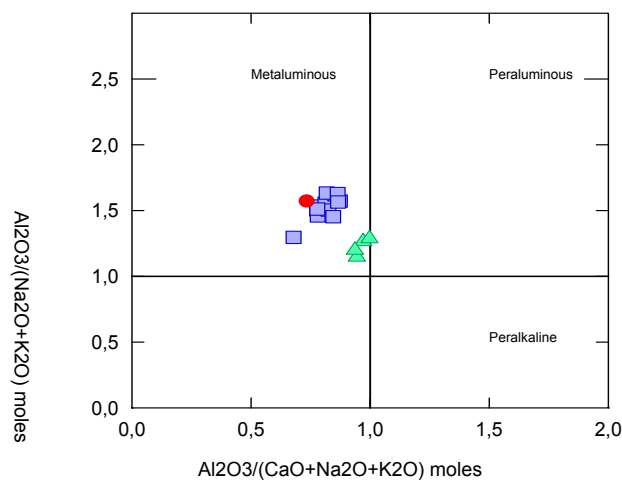
Σχήμα 4.3 Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών του Γρανίτη στο τρίγωνο AFM



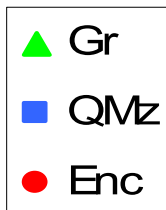
Σχήμα 4.4 Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων της περιοχής του Γρανίτη.



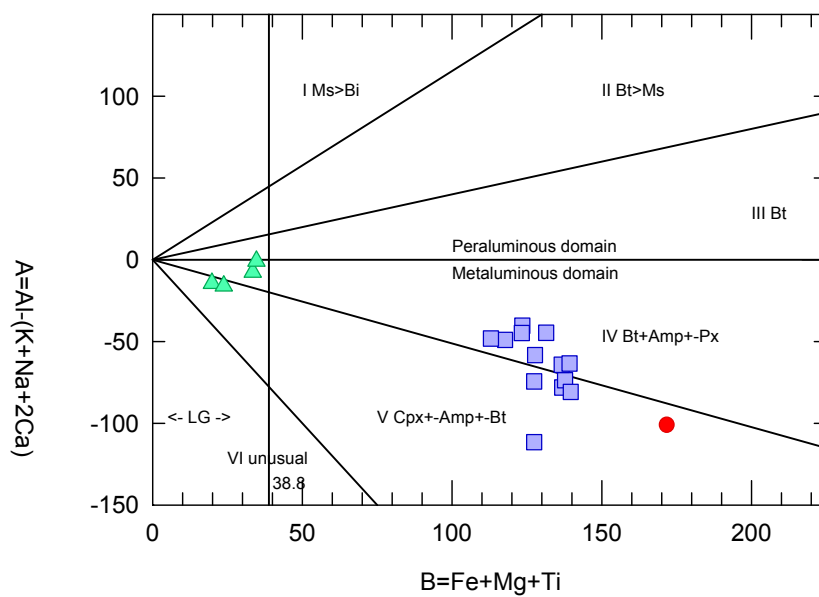
Σχήμα 4.5 Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών του Γρανίτη στο διάγραμμα $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ προς SiO_2 του MIYASHIRO (1974).



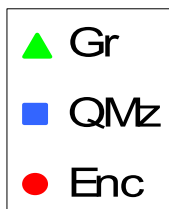
Σχήμα 4.6 Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του Γρανίτη στο διάγραμμα που είναι ο λόγος με τη μορφή μοριακών αναλογιών.



Τα πλουτωνικά πετρώματα του Γρανίτη προβλήθηκαν και στο διάγραμμα $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ προς $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (Σχήμα 4.7) των DEBON & LE FORT (1983). Στο διάγραμμα αυτό που διαχωρίζονται τα υπεραργιλικά πετρώματα με θετική τιμή του A από τα μεταργιλικά, τα αναλυμένα πετρώματα προβάλλονται όλα στο πεδίο των μεταργιλικών πετρωμάτων ενώ ελάχιστα βρίσκονται στο πεδίο όπου συνυπάρχουν πυρόξενος, αμφίβολος και βιοτίτης.



Σχήμα 4.7 Προβολή των πλουτωνικών πετρωμάτων του Γρανίτη στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1983).



5.ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

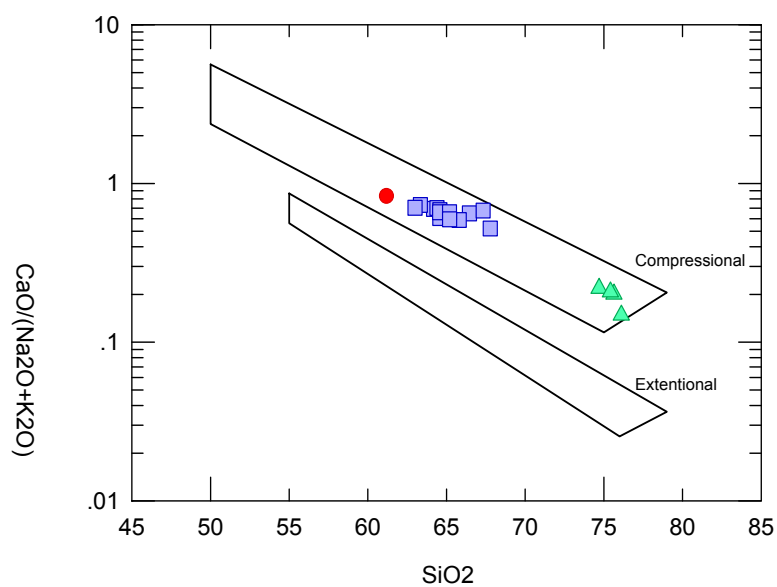
5.1.ΓΕΝΙΚΑ

Αρκετοί ερευνητές παρατήρησαν ότι πυριγενή πετρώματα ορισμένου χημισμού εμφανίζονται σε ορισμένο γεωτεκτονικό περιβάλλον .Η συσχέτιση αυτή ερμηνεύεται ,στα πλαίσια της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών με τη γνώση γένεσης του μάγματος και των διαφόρων διεργασιών τις οποίες υφίσταται μέχρι την κρυστάλλωσή του. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν κύρια στοιχεία ενώ αργότερα ιχνοστοιχεία. Ο SHAND(1951) διαίρεσε τα γρανιτικά πετρώματα σε υπεραργιλικά, μεταργιλικά και υπεραλκαλικά με βάση τα κύρια στοιχεία.

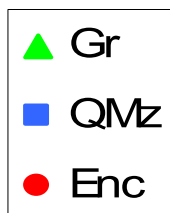
Καθώς το πρόβλημα του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος γένεσης των γρανιτικών πετρωμάτων έχει μεγάλη σημασία ,αρκετά διαγράμματα που συνδέουν τη γεωχημεία τους με το γεωτεκτονικό περιβάλλον έχουν κατά καιρούς προταθεί. Αυτά βασίζονται είτε στα κύρια στοιχεία είτε στα ιχνοστοιχεία .Για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού του πλουτωνίτη του Γρανίτη χρησιμοποιήθηκαν τέτοια διαγράμματα.

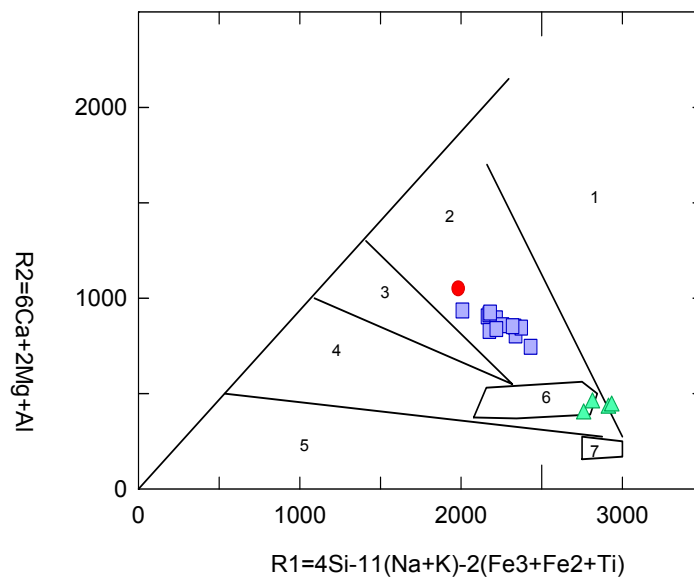
Στο διάγραμμα BROWN (1982,από WU & KERRICH 1986) ,όπως φαίνεται στο σχήμα 5.1 τα δείγματα από τον πλουτωνίτη του Γρανίτη προβάλλονται στο πεδίο Α των ασβεσταλκαλικών σειρών συμπίεσης.

Στο διάγραμμα R1-R2 των BATCHELOR & BOWDEN (1985),(Σχήμα 5.2) τα δείγματα του χαλαζιακού μονζονίτη και το έγκλεισμα προβάλλονται στην περιοχή των γρανιτών (πεδίο 2) που συνδέεται με περιβάλλον πριν τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Από την άλλη πλευρά τα δείγματα του γρανίτη προβάλλονται στην περιοχή του συνορογενετικού μαγματισμού με τήγματα να προέρχονται από φλοιϊκό υλικό.

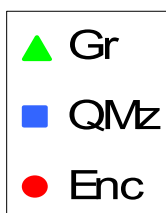


Σχήμα 5.1 Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων των περιοχών του Γρανίτη στο διάγραμμα $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ προς SiO_2 .





Σχήμα 5.2 Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων της περιοχής του Γρανίτη στο διάγραμμα R1-R2 των BATCHELOR & BOWDEN (1985). Στο πεδίο 1 προβάλλονται τα γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν κλάσματα μανδυακής προέλευσης. Στο 2 τα γρανιτικά πετρώματα που δημιουργούνται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Στο 3 τα γρανιτικά πετρώματα 'καληδονικού' τύπου που δημιουργούνται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια μετά από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών και σχετίζονται με περιβάλλον ανύψωσης του φλοιού. Στο πεδίο 4 προβάλλονται τα γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν μετα-ορογενετικό μαγματισμό αλκαλικής –υπεραλκαλικής σύστασης, ενώ αυτά που προβάλλονται στο πεδίο 5 αντιπροσωπεύουν ανορογενετικό μαγματισμό. Στο πεδίο 6 τα γρανιτικά πετρώματα που προβάλλονται αντιπροσωπεύουν συν-ορογενετικό μαγματισμό και οι γρανίτες αυτοί είναι τήγματα του φλοιού. Στο πεδίο 7, τέλος, προβάλλονται τα γρανιτικά πετρώματα που αντιπροσωπεύουν μετα-ορογενετικό μαγματισμό.



6.ΕΞΕΛΙΞΗ – ΓΕΝΕΣΗ

6.1.

Κατά την εξέταση ενός πλουτωνίτη σημαντικό είναι να προσδιοριστεί η προέλευσή του. Γι αυτό το λόγο έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι και κριτήρια καθώς πολλοί επιστήμονες εργάστηκαν με τον προσδιορισμό της προέλευσης των γρανιτών. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι των CHAPPEL & WHITE(1974) και WHITE & CHAPPEL (1977) , οι οποίοι χώρισαν τα γρανιτικά πετρώματα σε δυο τύπους , Ι-τύπου και S-τύπου με βάση την ορυκτολογία και τη χημική τους σύσταση. Ως Ι-τύπου χαρακτήρισαν τους γρανίτες που προέρχονται από μερική τήξη πυριγενών πετρωμάτων, ενώ ως S-τύπου τους γρανίτες που οφείλουν τη γένεσή τους σε μερική τήξη ιζηματογενών πετρωμάτων. Μια ακόμη μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτή του τριγώνου με κορυφές Al_2O_3 -(Na_2O+K_2O+CaO), Na_2O+K_2O και $CaO+FeO+MgO$.

Κατά τους WHITE & CHAPPEL (1977) τα κριτήρια διαχωρισμού των γρανιτών σε Ι- και S-τύπου είναι:

•Για τους γρανίτες Ι-τύπου :

- Εμφανίζουν σχετικά υψηλές περιεκτικότητες σε Na.Το Na_2O είναι μεγαλύτερο από 3.2% στα όξινα και μεγαλύτερο από 2.2% στα πιο βασικά μέλη.
- Ο λόγος K_2O/Na_2O έχει χαμηλές τιμές .
- Υψηλές τιμές Ca εμφανίζονται στα βασικότερα πετρώματα.
- Ισχύει η σχέση $Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O+CaO) < 1.1$ (μοριακή αναλογία).
- Χαμηλές τιμές Ni και Cr.
- Παρουσία διοψιδίου στη δυνητική σύσταση (CIRW) ή δυνητικό κορούνδιο <1%
- Ευρύ φάσμα συστάσεων από όξινα μέχρι βασικά μέλη ,με SiO_2 από 53% έως 76%.
- Κανονικές μεταβολές διαφόρων χημικών στοιχείων μέσα στον πλουτωνίτη . Τα διαγράμματα μεταβολής δείχνουν ευθύγραμμες ή σχεδόν ευθύγραμμες τάσεις.
- Παρουσία κεροστίλβης ,τιτανίτη.

- Παρουσία μαγνητίτη που σημαίνει υψηλή αναλογία $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ και υψηλή πίεση O_2 στο μάγμα.
- Οι περισσότεροι βασικοί I-τύποι περιέχουν εγκλείσματα πλούσια σε κεροστίλβη.
- Οι γρανίτες I-τύπου συνδέονται με κοιτάσματα πορφυριτικού χαλκού και μολυβδαινίου.
- Έχουν χαμηλές τιμές οξυγονοϊσοτόπων .
- Ο αρχικός λόγος $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ είναι γενικά κάτω από 0.708. Οι ισόχρονες Rb/Sr δίνουν κανονικές ευθείες χωρίς διασπορά.
- Συχνά εγκλείσματα απατίτη σε βιοτίτη και κεροστίλβη.

• Για τους γρανίτες S-τύπου:

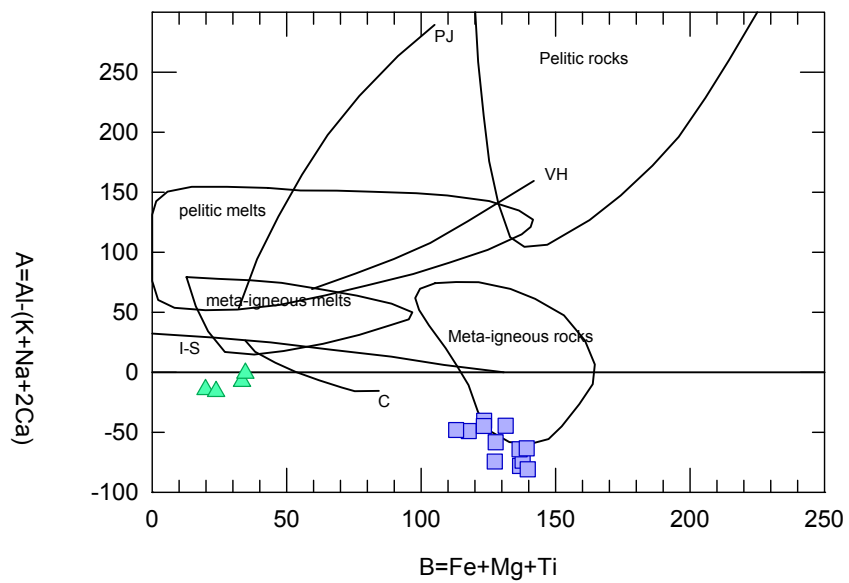
- Εμφανίζουν σχετικά χαμηλές περιεκτικότητες σε Na. Συνήθως το Na_2O είναι χαμηλότερο από 3.2% σε πετρώματα με περίπου 5% K_2O , που μειώνεται σε 2.2% σε πετρώματα με περίπου 2% K_2O .
- Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ έχει υψηλές τιμές.
- Χαμηλές τιμές Ca και Sr.
- Ισχύει η σχέση $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) > 1.1$ (μοριακή αναλογία).
- Υψηλές τιμές Ni και Cr σε σχέση με τους I-τύπου.
- Δυνητικό κορούνδιο $> 1\%$.
- Υψηλές τιμές SiO_2 .
- Τα διαγράμματα μεταβολής είναι πιο ακανόνιστα σε σχέση με τα διαγράμματα του I-τύπου.
- Παρουσία ιλμενίτη.
- Συχνή είναι η παρουσία μοσχοβίτη , γρανάτη , κορδιερίτη και μοναζίτη.
- Πιθανή ύπαρξη μεταϊζηματογενών εγκλεισμάτων.
- Μεταλλογένεση κασσιτέρου.
- Έχουν υψηλές τιμές οξυγονοϊσοτόπων.
- Ο αρχικός λόγος $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ είναι πάνω από 0.708, ενώ τα σημεία της ισόχρονης παρουσιάζουν διασπορά.
- Ο απατίτης βρίσκεται σε μεγάλους διακριτούς κρυστάλλους.

Εφαρμόζοντας τα παραπάνω κριτήρια στον πλουτωνίτη του Γρανίτη παρατηρούμε ότι:

1. Το ποσοστό του Na_2O είναι μεγαλύτερο από 3.2% στα περισσότερα δείγματα και πιο συγκεκριμένα από 3.01% – 3.39% ενώ ελάχιστα δείγματα περιέχουν Na_2O κάτω από 3.2%. → I-τύπου
2. Ο λόγος $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ έχει χαμηλές τιμές. → I-τύπου
3. Υψηλές τιμές Ca εμφανίζονται στα βασικότερα πετρώματα και υψηλές τιμές Sr. → I-τύπου
4. Στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1983) παρατηρούμε ότι ισχύει η σχέση $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1.1$ → I-τύπου
5. Το ποσοστό του Ni και του Cr κυμαίνεται σε ελάχιστα υψηλά επίπεδα. → S-τύπου.
6. Οι τιμές του SiO_2 είναι υψηλές. → S-τύπου.
7. Οι μεταβολές των διάφορων χημικών στοιχείων στον πλουτωνίτη είναι κανονικές. Τα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων δείχνουν ευθύγραμμες και σχεδόν ευθύγραμμες τάσεις. → I-τύπου
8. Παρατηρήθηκαν κρύσταλλοι τιτανίτη. → I-τύπου
9. Επίσης παρατηρήθηκε απατίτης σε μικρούς κρυστάλλους. → I-τύπου

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι πιθανότατα η προέλευση του γρανίτη του Γρανίτη είναι πυριγενής αφού τα περισσότερα κριτήρια συγκλίνουν σε αυτή την άποψη .

Η προβολή των πετρωμάτων του Γρανίτη στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1985) συμπίπτει με το αποτέλεσμα της εφαρμογής των κριτηρίων διαχωρισμού I- και S-τύπου των WHITE & CHAPPEL(1977) όπως φαίνεται στο σχήμα 6.1. Παρατηρούμε ότι όλοι οι πετρογραφικοί τύποι προβάλλονται κοντά στο πεδίο των τηγμάτων που προέρχονται από τήξη μεταπυριγενών πετρωμάτων και είναι γρανίτες I-τύπου.



Σχήμα 6.1. Προβολή των πυριγενών πετρωμάτων της περιοχής του Γρανίτη στο διάγραμμα A-B των DEBON & LE FORT (1985), όπου $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ και $B = Fe + Mg + Ti$.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αντικείμενο της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι η γεωχημική μελέτη των κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων του γρανίτη του χωριού Γρανίτη στη Δράμα καθώς και η μελέτη της προέλευσης και της γένεσής του.

Η ηλικία του πλουτωνίτη προδίδει έναν Ηωκαινικό-Ολιγοκαινικό μαγματισμό.

Ο χαρακτήρας του μάγματος διαπιστώθηκε πως ανήκει στην ασβεσταλκαλική σειρά πετρωμάτων.

Τα πετρώματα χαρακτηρίστηκαν ως μεταργιλικά ενώ ο μαγματισμός δημιουργείται σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών. Περαιτέρω ανάλυση των δεδομένων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι το υλικό αυτό ήταν πυριγενούς προέλευσης και ότι ο γρανίτης είναι Ι-τύπου.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters.- Chem. Geol. 48: 43-45
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173-174
- DEBON F & LE FORT P. (1983): A chemical –mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 73: 135-149
- DIMITROV, STR. (1955): Stand und Aufgaben der Untersuchungen der magmatischen und metamorphen Komplex in Bulgariens. Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., Ser. Geol. 1, 5-15
- KOBER, L. (1931): Das Alpine Eyropa. Borntraeger ed., Berlin. 310p
- KRONBERG, P., MEYER, W., & PILGER, A. (1970): Geology der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos. Beith. Geol. Jb. 88, 133-180
- ΚΟΤΑΛΗ, Ε. (1999): Πρακτικά 6^{ου} Συνεδρίου Χημείας Ελλάδας-Κύπρου. Χημεία και Συστήματα Ποιότητας Στην Παραγωγή και Τον Ελεγχό
- ΚΟΤΑΛΗ, Ε. (2001): Πρακτικά 18^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Χημείας. Ενόργανη Ανάλυση –Διαπίστευση Εργαστηρίων
- MEYER, W. (1968): Zur Alterstellung des plutonismus in Sudteil des Rila-Rhodope Masse (Nordgriechenland). Geol. Paleont., 2, 173-192
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.-Am. J. Sci. 274: 321-355
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. Μ. (1985): Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 206σ.
- OSSWALD, K. (1983): Geologische geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. Υπόμνημα Γεωλ. Υπηρεσίας Ελλάδος, 3.
- PAPANIKOLAOU, D. & PANAGOPOULOS, A. (1981): On the structural style of the Southern Rhodope.-Geol. Balcan. 11, 3: 13-22
- ΠΕΛΟΠΙΔΑ ΕΛΠΙΔΑ: Διπλωματική Εργασία, Πετρολογία Του Πλουτωνίτη Του Γρανίτη
- SHAND, H. S. (1951): Eruptive rocks. 4th ed., John Wiley and Sons, N. York, 480p

STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R. W. (1979): A chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. N. Jb. Min. Abh., 136, 169-206

WHITE, A. J. R. & CHAPPEL, B. W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22

WU, T. & KERRICH, R. (1986): Combined oxygen-isotope-compositional studies of some granitoids from Grenville Province of Ontario. Can. J. Earth Sci., 23, 1412-1432

WYLLIE, P. J., COX, K. G. & BIGGAR, G. M. (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol., 3, 238-243