



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

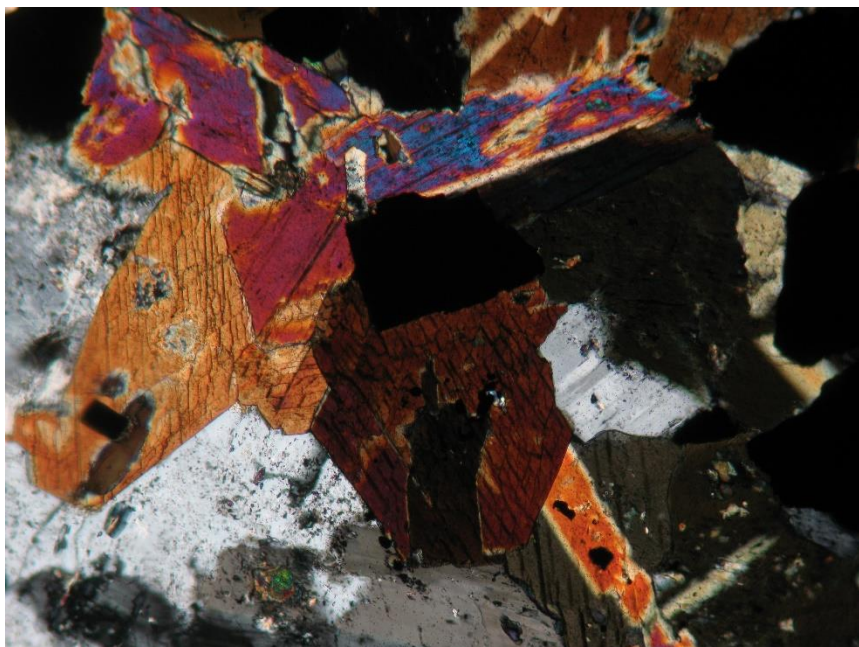
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ Α. ΤΣΙΡΙΓΩΤΗΣ

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑΣ (ΘΡΑΚΗ)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2016

ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ Α. ΤΣΙΡΙΓΩΤΗΣ

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑΣ (ΘΡΑΚΗ)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής: Κορωναίος Αντώνης

© Παναγιώτης Α. Τσιριγώτης

Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑΣ (ΘΡΑΚΗ)

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 στην συγγραφέα.

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ	2
1.1. Η Γεωτεκτονική μάζα της Ροδόπης	2
1.2. Περιοδοπική ζώνη	4
1.3. Γεωλογία της Περιοχής.....	5
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	6
3. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ	7
3.1. Πλαγιόκλαστο.....	7
3.2. Καλιούχος Άστριος	7
3.3. Αμφίβολος.....	7
3.4. Βιοτίτης.....	7
3.5 Πυρόξενοι.....	8
4. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	11
4.1. Κύρια Στοιχεία	14
4.1.1. Al_2O_3	14
4.1.2. CaO	14
4.1.3. FeO_{tot}	14
4.1.4. K_2O	14
4.1.5. MgO	14
4.1.6. MnO	14
4.1.7. Na_2O	15
4.1.8. P_2O_5	15
4.1.9. TiO_2	15
4.2. Ιχνοστοιχεία.....	18
4.2.1. Ba	18
4.2.2. Cr	18
4.2.3. Nb	18
4.2.4. Ni	19
4.2.5. Rb.....	19
4.2.6. Sr.....	19
4.2.7. Zr.....	19
4.2.8. Y	19
5. REE	21
6. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ	23

6.1. Γεωτεκτονικό Περιβάλλον	23
6.2. Πηγή και Εξέλιξη του Μάγματος	26
7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	28
8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	29

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Γεωτεκτονική μάζα της Ροδόπης αποτέλεσε αντικείμενο πολλών ερευνών με κύριο σκοπό την κατανόηση της εξέλιξης της μέσα από ορυκτολογικές, πετρολογικές και γεωχημικές έρευνες.

Αρκετές έρευνες έχουν γίνει στο ανατολικό κομμάτι της μάζας όπου εμφανίζονται οι πλουτωνίτες στις περιοχές Λεπτοκαρυάς, Κίρκης, Κασσιτερών, Χαλάσματα και Τρείς Βρύσες.

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και πετρογένεσης του πλουτωνίτη της Λεπτοκαρυάς.

Χρησιμοποιήθηκαν συνολικά 21 δείγματα από τους Del Moro et al. (1988), Eleftheriadis et al. (1989), Mavroudchiev et al. (1993) και Christofides et al. (1998) από την περιοχή της Λεπτοκαρυάς.

Ο καθηγητής Α. Κορωναίος ήταν ο επιβλέπων της διπλωματικής αυτής εργασίας, τον οποίο ευχαριστώ θερμά για τη πολύτιμη βοήθεια και κατανόηση του.

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

1.1. Η Γεωτεκτονική μάζα της Ροδόπης

Η γεωτεκτονική μάζα της Ροδόπης εκτείνεται από τη Θράκη και τη Νότια Βουλγαρία έως την Ανατολική Μακεδονία με όριο τη γραμμή του ποταμού Στρυμόνα (Σχήμα 1) (Μουντράκης, 2010). Ανατολικά, η μάζα της Ροδόπης υπέρκειται από την Περιοδοπική γεωτεκτονική ζώνη, που αποτελείται κυρίως από πρασινοσχιστόλιθους και οφιόλιθους (Pipera, 2015).

Για την εξέλιξη και την τοποθέτηση αυτής της γεωτεκτονικής μάζας έχουν εκφραστεί πολλές απόψεις με κυρίαρχη σήμερα την άποψη που θεωρεί ότι ο γεωτεκτονικός χαρακτήρας της μάζας της Ροδόπης είναι καθαρά ηπειρωτικός και η προέλευση της μάζας είναι είτε από την πλάκα της Ευρασίας είτε από τα Κιμμερικά ηπειρωτικά τεμάχια που αποσπάστηκαν από την Gondwana, κινήθηκαν βορειοανατολικά και ενσωματώθηκαν στην πλάκα της Ευρασίας (Μουντράκης, 2010).

Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από δύο κυρίως τεκτονικές ενότητες. Την ενότητα του Σιδηρόνερου και την ενότητα του Παγγαίου. Η ενότητα του Σιδηρόνερου αποτελεί την ανώτερη τεκτονική ενότητα (ΑΤΕ) και η ενότητα του Παγγαίου την κατώτερη τεκτονική ενότητα (ΚΤΕ). Οι δύο τεκτονικές ενότητες χωρίζονται μεταξύ τους από το ρήγμα του Νέστου, με κατεύθυνση NNA – BBD (Pipera, 2015).

Όσον αφορά τον μαγματισμό στη μάζα της Ροδόπης, αυτός είναι αποτέλεσμα της κατάδυσης της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η σύσταση των πετρωμάτων είναι από όξινη έως βασική (Pipera, 2015).

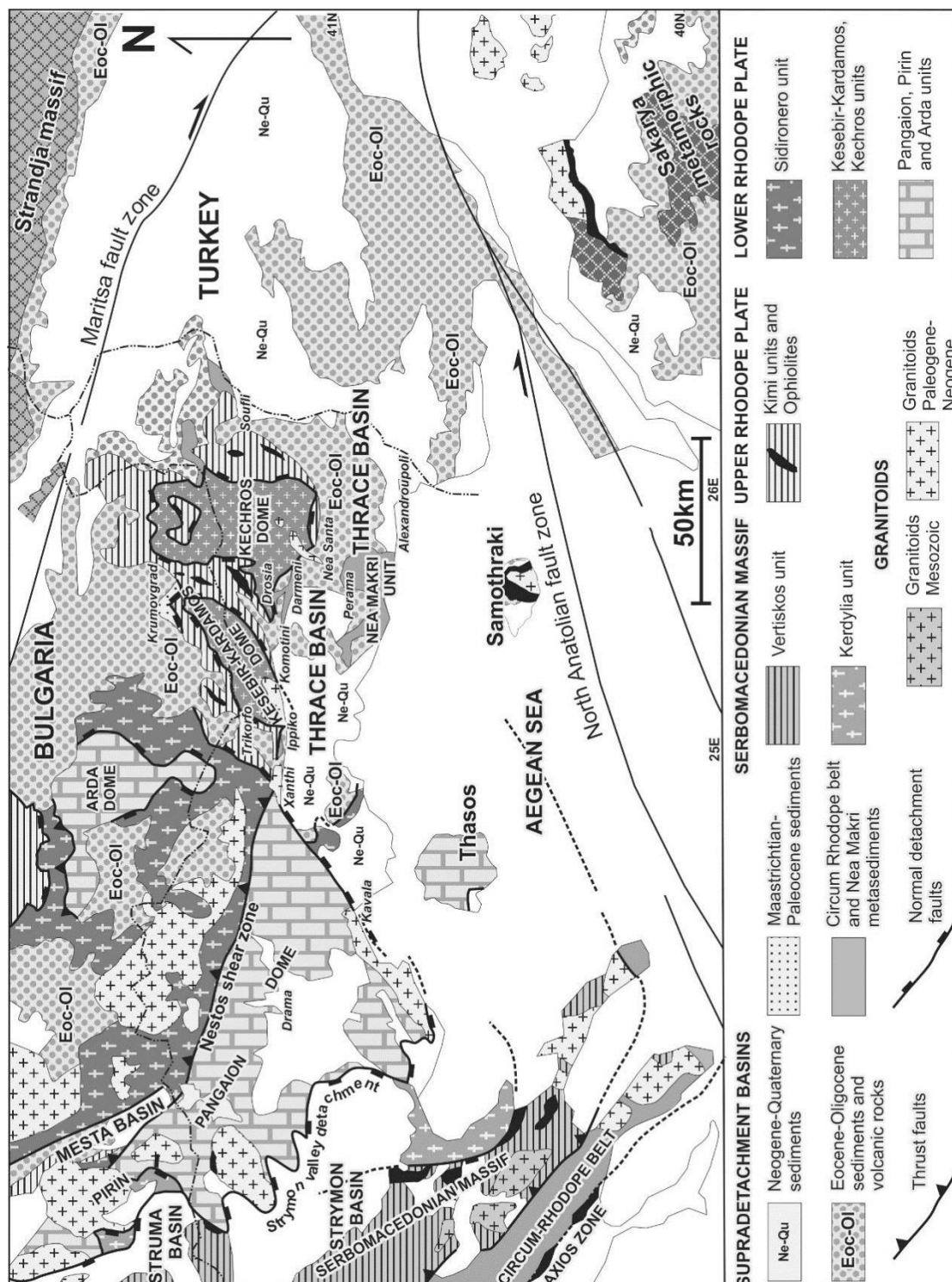
Τα κύρια μαγματικά γεγονότα, που σχετίζονται με υποβύθιση στη μάζα της Ροδόπης, είναι τρία:

- Μαγματισμός ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού που έδωσε πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα θολειτικής, ασβεσταλκαλικής, σωσονιτικής και υψηλού Κ ασβεσταλκαλικής σύστασης.
- Μαγματισμός ηλικίας Ηωκαίνου που έδωσε τους πλουτωνίτες της Ελατιάς και της Σιθωνίας.
- Μαγματισμός που σχετίζεται με την δημιουργία οπισθοτόξιας λεκάνης και την κατάρρευση του Ροδοπικού ορογενούς κατά το Άνω Μειόκαινο – Ολιγόκαινο (Pipera, 2015).

Στη μάζα της Ροδόπης έγιναν τουλάχιστον τέσσερα κύρια μεταμορφικά γεγονότα κατά την Αλπική ορογένεση:

- Κατά το Κάτω Ιουρασικό υπέρ υψηλή και υψηλή φάση μεταμόρφωσης
- Κατά το Κάτω Κρητιδικό, αμφιβολιτική και τοπικά γρανουλιτική φάση
- Κατά το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο συνέβη ανάτηξη των προηγούμενα μεταμορφωμένων πετρωμάτων κατά την εκταφή αυτών σε μικρό βάθος στον φλοιό

- Κατά το Μεσοζωικό, χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση, γεγονός που αντιστοιχεί στην Περιοδοπική ζώνη (Pirera, 2015).



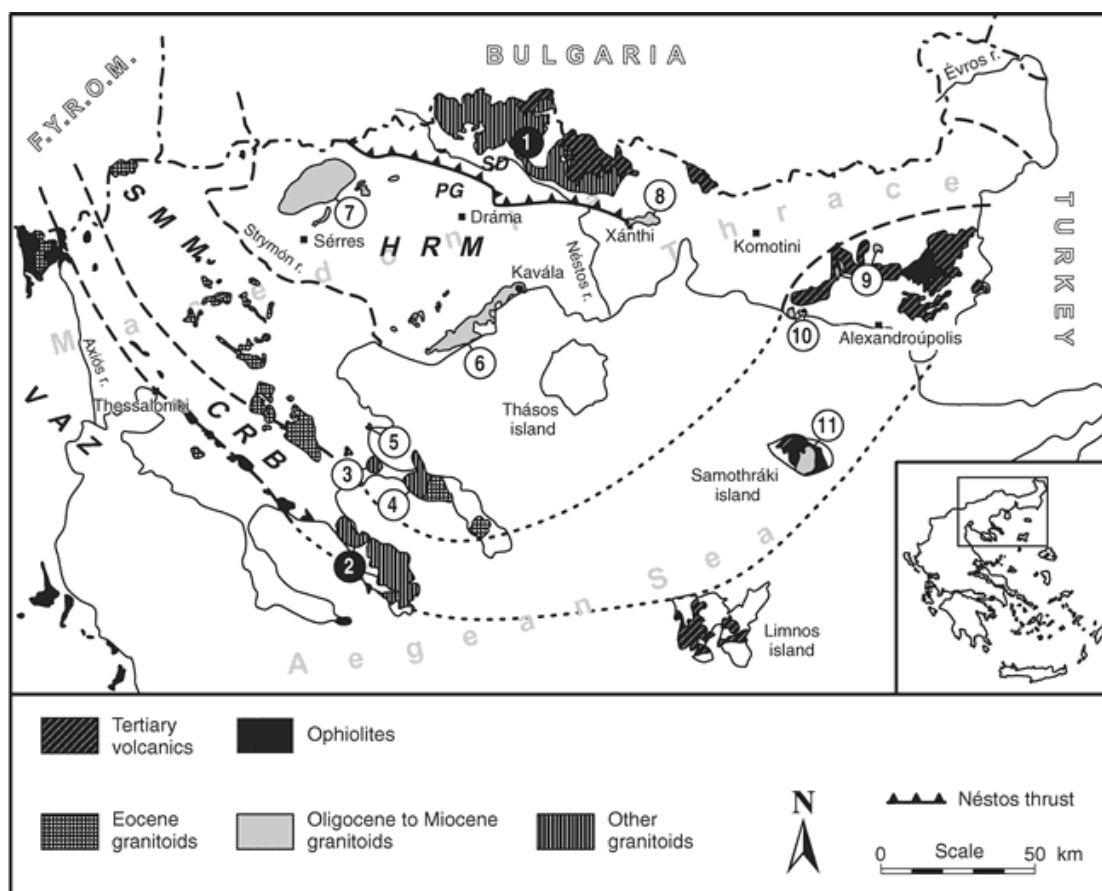
Σχήμα 1: Δομή της Γεωτεκτονικής μάζας της Ροδόπης κατά Kiliyas et al. (2011).

1.2. Περιροδοπική ζώνη

Η Περιροδοπική ζώνη αποτελείται κυρίως από χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης Τριαδικά και Ιουρασικά πετρώματα. Κατά τον Ricou et al. (1998) υπάρχουν δύο πρασινοσχιστολιθικές μεταϊζηματογενείς μονάδες του Μεσοζωικού, η μία ανατολικά της Ροδοπικής μάζας και η άλλη στα δυτικά της Σερβομακεδονικής μάζας (Pirera, 2015).

Η Περιροδοπική ζώνη εμφανίζεται:

- Στη Χαλκιδική, που αποτελείται από Μεσοζωικά ιζήματα, πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα και οφιολίθους, και
- Στην ανατολική Μακεδονία και Θράκη με εμφανίσεις στις περιοχές Λεπτοκαρυά, Κίρκη, Κασσιτερά, Τρεις Βρύσες, Μαρώνεια, Δαδία, Φέρρες και Σαμοθράκη και τον Έβρο.



Σχήμα 2: Η Περιροδοπική ζώνη (CRB) που περικλείει την μάζα της Ροδόπης και τη Σερβομακεδονική μάζα κατά Christofides et al. (1998). 1=Ελατιά, 2=Σιθωνία, 3=Ιερισσός, 4=Ουρανούπολη, 5=Στρατώνι, 6=Καβάλα, 7=Βροντού, 8=Ξάνθη, 9=Λεπτοκαρυά-Κίρκη-Κασσιτερά-Τρεις Βρύσες, 10= Μαρώνεια, 11=Σαμοθράκη.

1.3. Γεωλογία της Περιοχής

Στο ύπαιθρο, τα πετρώματα που μελετώνται εμφανίζονται ως μικρά, συνήθως επιμήκη σώματα (Christofides et al., 1990), τα οποία διεισδύουν σε μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιοδοπικής μάζας και σε Τεταρτογενή ιζήματα (Eleftheriadis et al., 1989).

Η ηλικία των πλουτωνικών σωμάτων έχει καθοριστεί στην περιοχή της Λεπτοκαρυάς με γεωχρονολόγηση Rb/Sr σε βιοτίτες. Οι ηλικία ψύξης των σωμάτων είναι περίπου στα 32 Ma. Τα δείγματα SA 68 και CK 22 έχουν ηλικίες $31,4 \pm 0,7$ Ma και $31,9 \pm 0,5$ Ma αντίστοιχα. Αυτές οι ηλικίες πιθανότατα να είναι και οι ηλικίες τοποθέτησης των σωμάτων, λόγω του μικρού τους όγκου και της υποηφαιστειακής τους φύσης (Del Moro et al., 1988).

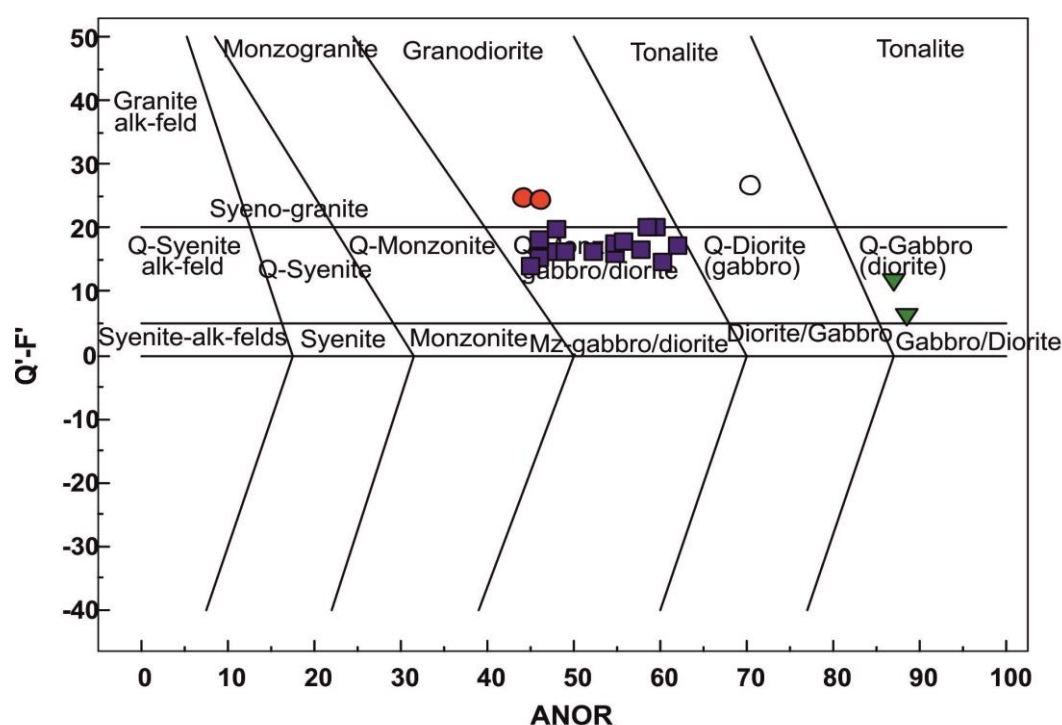
Γρανιτικοί πλουτωνίτες διαφόρων συστάσεων εμφανίζονται σε όλη την έκταση της Ροδοπικής μάζας. Στα ανατολικά, εμφανίζονται γρανιτικά σώματα μικρού μεγέθους κατά μήκος μιας ΑΝΑ ζώνης. Αυτοί οι πλουτωνίτες βρίσκονται στις περιοχές Τρείς Βρύσες, Χαλάσματα, Κίρκη, Κασσιτερά και Μαρώνεια (Σχ. 2) και αποτελούνται από πετρώματα μανζονιτικής και γρανοδιοριτικής σύστασης και γάββρους (Christofides et al., 1998).

Στα δυτικά, οι πλουτωνικές διεισδύσεις είναι μεγαλύτερες σε μέγεθος και βρίσκονται στις περιοχές (Σχ. 2) Ξάνθης, Ελατιάς, Καβάλας και Βροντούς (Christofides et al., 1998).

2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Μακροσκοπικά, τα πετρώματα που μελετήθηκαν έχουν γκριζοπράσινο - σκούρο χρώμα με ημι-καλοσχηματισμένους κόκκους (Eleftheriadis et al., 1989). Η υφή των πετρωμάτων αυτών είναι κυρίως γρανιτική, σε μικρότερη έκταση μονζονιτική και σπάνια υποφειτική (Mavroudchiev et al., 1993).

Για τον προσδιορισμό του πετρογραφικού τύπου των πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Q'-ANOR των Streckeisen & LeMaitre (1979), στο οποίο τα εξεταζόμενα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των γρανοδιοριτών (Granodiorite), των τοναλιτών (Tonalite), των χαλαζιακών μονζοδιοριτών (Q-Monzodiorite) και των χαλαζιακών γάββρων (Q-Gabbro).



Σχήμα 3: Διάγραμμα Q'-ANOR των Streckeisen & LeMaitre (1979). Με πράσινο τρίγωνο συμβολίζονται οι χαλαζιακοί γάββροι, με μπλε τετράγωνο οι χαλαζιακοί μονζοδιορίτες, με κύκλο ο τοναλίτης και με κόκκινο κύκλο οι γρανοδιορίτες.

3. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

Τα κύρια ορυκτά συστατικά των πετρωμάτων είναι πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, αμφίβολος, βιοτίτης και πυρόξενοι, ενώ ως εποψιδώδη ορυκτά εμφανίζονται απατίτης, τιτανίτης και ζirkόνιο (Mavroudchiev et al., 1993).

3.1. Πλαγιόκλαστο

Το πλαγιόκλαστο (Φωτ. 1, Φωτ. 2, Φωτ. 3 και Φωτ. 4) υπερσχύει του καλιούχου αστρίου (Kfs), με αναλογία Pl:Kfs, 5:1 για τους χαλαζιακούς μονζοδιορίτες μέχρι 16:1 για τους χαλαζιακούς γάββρους. Οι κρύσταλλοι του πλαγιόκλαστου είναι καλοσχηματισμένοι μέχρι και υπιδιόμορφοι και δείχνουν επανάστροφη και κανονική ζώνωση. Η περιεκτικότητα σε ανορθίτη (An) ποικίλει από 20 – 70 %. Η διαφορά στην περιεκτικότητα An ενός κρυστάλλου είναι > 30 %. (Eleftheriadis et al., 1989).

3.2. Καλιούχος Άστριος

Οι καλιούχοι άστριοι είναι κυρίως περθιτωμένα ορθόκλαστα, με ακανόνιστους κρυστάλλους και περικλείουν άλλα ορυκτά. Συνήθως είναι καολινιωμένοι. Αναπτύσσονται και αντικαθιστούν συχνά το πλαγιόκλαστο και σπανιότερα φεμικά ορυκτά. Χημικά, οι καλιούχοι άστριοι, είναι ανομοιογενείς. Η διαφορά του ορθόκλαστου % ανάμεσα σε πυρήνα και περιφέρεια είναι περίπου 10 %, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να ξεπερνά και το 20 %. Γενικά, η περιεκτικότητα του ορθόκλαστου βρίσκεται ανάμεσα στο 52 έως 90 %. Δομικά οι καλιούχοι άστριοι είναι πιο κοντά στο ορθόκλαστο (Eleftheriadis et al., 1989).

3.3. Αμφίβολος

Η αμφίβολος (Φωτ. 5, Φωτ. 6, Φωτ. 7 και Φωτ. 8) είναι το πιο άφθονο φεμικό ορυκτό και εμφανίζει καλοσχηματισμένους μέχρι και υπιδιόμορφους κρυστάλλους με πλεοχρωισμό. Σε αρκετές περιπτώσεις, η αμφίβολος, είναι προϊόν αλλοίωσης πυροξένου και δείχνει προέλευση τελικού σταδίου κρυστάλλωσης. Είναι ασβεστούχοι αμφίβολοι που κυμαίνονται από Mg – κεροσίλβη σε ακτινολιθική κεροσίλβη και ακτινολίθο. (Eleftheriadis et al., 1989). Κοινή αλλοίωση της αμφιβόλου είναι η χλωριτίωση (Φωτ. 9 και Φωτ. 10).

3.4. Βιοτίτης

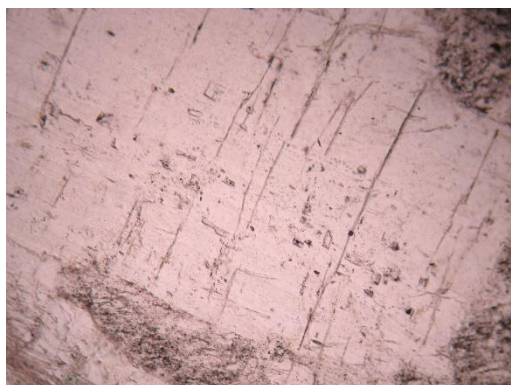
Ο βιοτίτης (Φωτ. 11, Φωτ. 12, Φωτ. 13 και Φωτ. 14) εμφανίζεται με υπιδιόρφους έως αλλοτριόμορφους πλεοχρωικούς κρυστάλλους. Σχεδόν λείπει από τα πιο βασικής

σύστασης πετρώματα. Η ανάπτυξη του βιοτίτη στα όρια των κρυστάλλων αμφιβόλου δείχνει ότι ο βιοτίτης κρυσταλλώθηκε μετά από την αμφίβολο. Ο βιοτίτης συχνά αλλοιώνεται σε χλωρίτη ή/και επίδοτο. Οι συστασιακές του μεταβολές φαίνονται κυρίως από το MgO (12 - 16 wt %) και το FeO (12 - 19 wt %). Η περιεκτικότητα του TiO_2 στον βιοτίτη είναι σχετικά μεγάλη (4,31 - 5,63 wt %), ενώ του Al_2O_3 είναι μικρή (12,3 - 13,6 wt %) (Eleftheriadis et al., 1989).

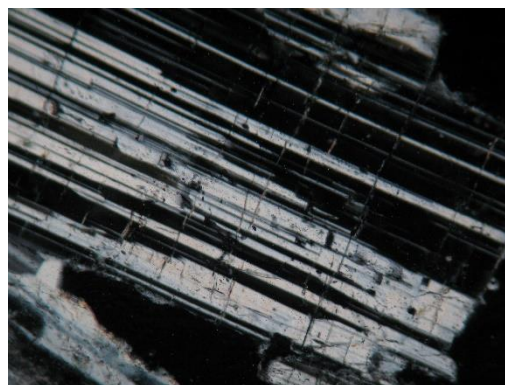
3.5 Πυρόξενοι

Οι πυρόξενοι (ορθοπυρόξενος και κλिनοπυρόξενος) (Φωτ. 15, Φωτ. 16), υπάρχουν σε μικρότερες ποσότητες απ' ότι η αμφίβολο και ο βιοτίτης (μέγιστο 6-7 vol. %). Εμφανίζονται ως υπολείμματα στην αμφίβολο και σπανιότερα μόνοι τους. Είναι καλοσηματισμένοι με υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Ο ορθοπυρόξενος συνιστά συχνά τον πυρήνα του κρυστάλλου. Ο κλινοπυρόξενος είναι κυρίως άχρωμος, ενώ ο ορθοπυρόξενος παρουσιάζει ελαφρύ πλεοχρωισμό. Η σύσταση του ορθοπυρόξενου είναι υπερσθενής με περιορισμένη γραμμική μεταβολή από $Wo_3 En_{34} Fs_{34}$ έως $Wo_3 En_{67} Fs_{30}$, ορίζοντας μια τάση από εμπλουτισμό σε Fe. Ο κλινοπυρόξενος είναι αυγιτικής - σαλιτικής σύστασης εύρους $Wo_{40} En_{44} Fs_{16} - Wo_{47} En_{40} Fs_{12}$. (Eleftheriadis et al., 1989).

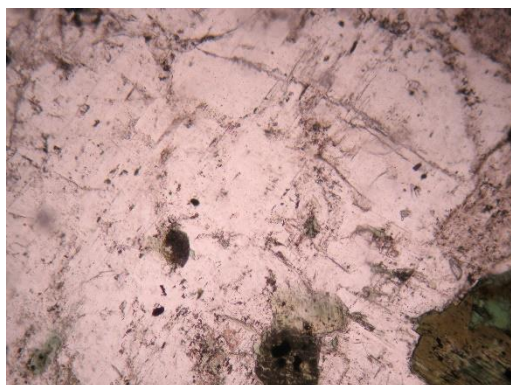
Πίνακας 1: Φωτογραφίες από τις λεπτές τομές αντιπροσωπευτικών δειγμάτων της περιοχής της Λεπτοκαρυάς.



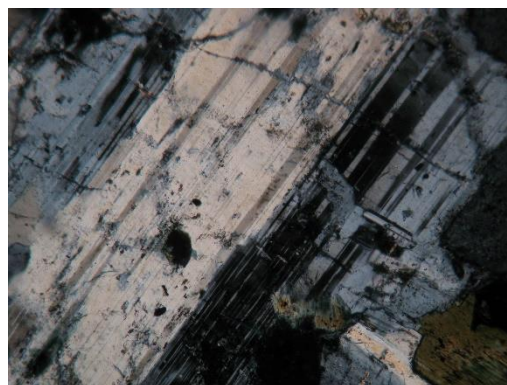
Φωτ. 1: Κρύσταλλος πλαγιокλάστου. Nicols (-).



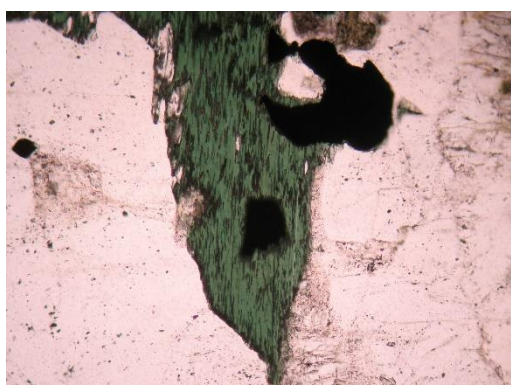
Φωτ. 2: Κρύσταλλος πλαγιокλάστου. Nicols (+).



Φωτ. 3: Κρύσταλλος πλαγιοκλάστου. Nicols (-).



Φωτ. 4: Κρύσταλλος πλαγιοκλάστου. Nicols (+).



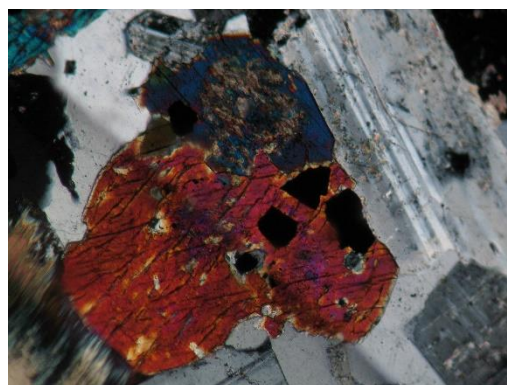
Φωτ. 5: Κρύσταλλος αμφιβόλου. Nicols (-).



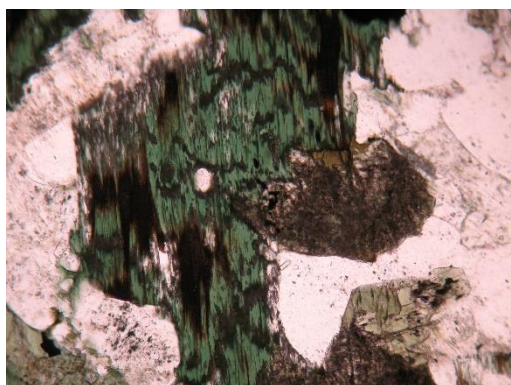
Φωτ. 6: Κρύσταλλος αμφιβόλου. Nicols (+).



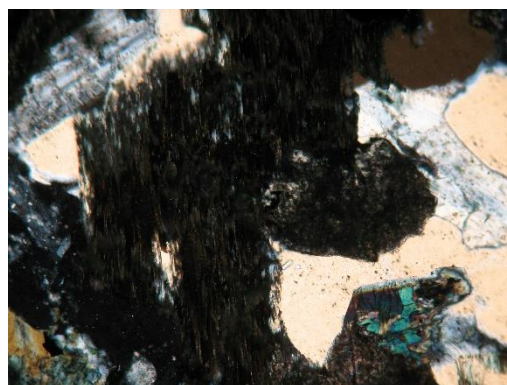
Φωτ. 7: Κρύσταλλος κεροσίλβης. Nicols (-).



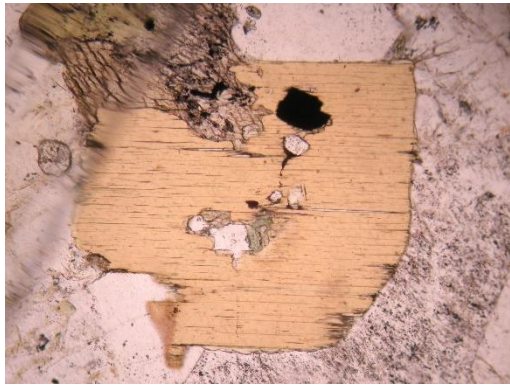
Φωτ. 8: Κρύσταλλος κεροσίλβης. Nicols (+).



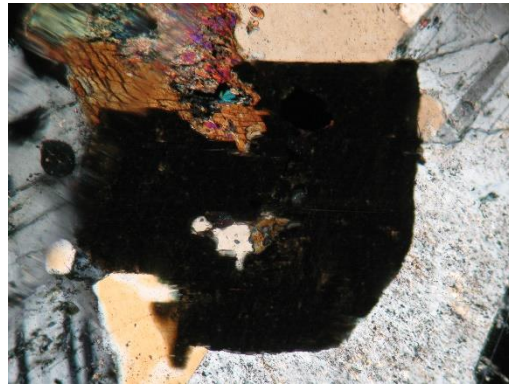
Φωτ 9: Κρύσταλλος χλωρίτη. Nicols (-).



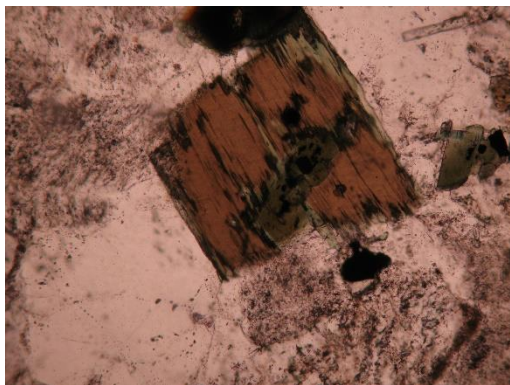
Φωτ 10: Κρύσταλλος χλωρίτη. Nicols (+).



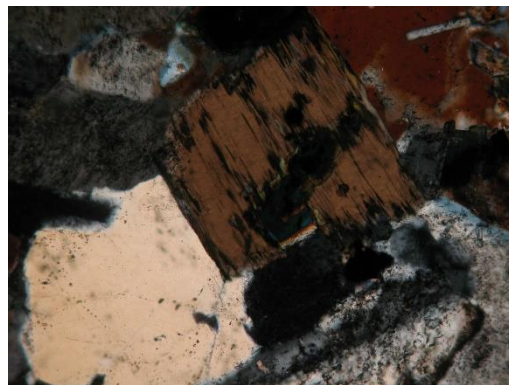
Φωτ. 11: Κρύσταλλος βιοτίτη. Nicols (-).



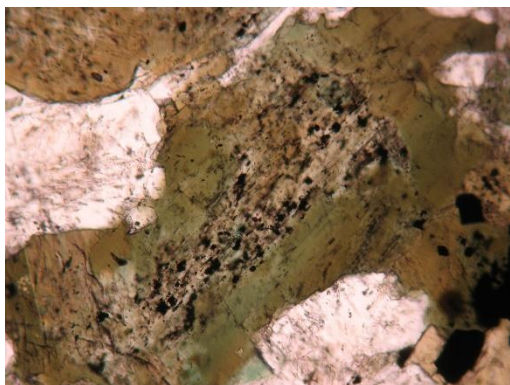
Φωτ. 12: Κρύσταλλος βιοτίτη. Nicols (+).



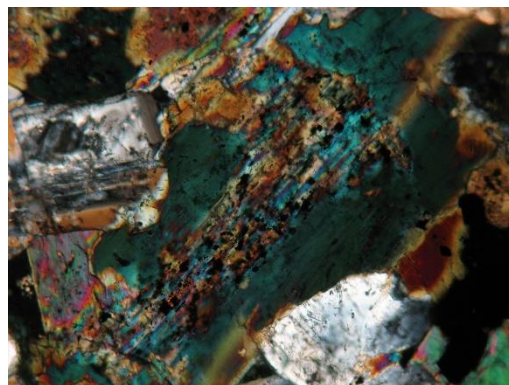
Φωτ. 13: Κρύσταλλος βιοτίτη. Nicols (-).



Φωτ. 14: Κρύσταλλος βιοτίτη. Nicols (+).



Φωτ 15: Κρύσταλλος πυροξένου. Nicols (-).



Φωτ 16: Κρύσταλλος πυροξένου. Nicols (+).

4. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή τη διπλωματική εργασία πάρθηκαν από τους Del Moro et al. (1988), Eleftheriadis et al. (1989), Mavroudchiev et al. (1993) και Christofides et al. (1998). Στα διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων των κύριων στοιχείων χρησιμοποιήθηκε ως δείκτης διαφοροποίησης το SiO_2 . Οι χημικές αναλύσεις των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.

Πίνακας 2: Πίνακας χημικών αναλύσεων κύριων στοιχείων των πλουτωνικών πετρωμάτων της Λεπτοκαρυάς. QGb=Χαλαζιακός Γάββρος, QMzd=Χαλαζιακός Μονζοδιορίτης, Ton=Τοναλίτης, Grd=Γρανοδιορίτης.

Δείγμα	L52	L-54	L-57	L-25	L-14	L-23a	L-22	SA 66	L-23	L02
Π. τύπος	QGb	QGb	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd
SiO ₂	52.22	52.48	57.52	58.17	58.73	58.99	59.04	59.14	59.25	59.57
TiO ₂	0.89	0.58	0.59	0.59	0.69	0.65	0.68	0.58	0.65	0.76
Al ₂ O ₃	16.38	23.65	13.93	14.97	14.19	14.3	14.24	13.76	14.36	16.21
FeOtot	8.48	4.65	6.20	5.62	6.03	5.60	5.59	5.86	5.62	5.96
MnO	0.19	0.11	0.1	0.21	0.09	0.1	0.09	0.1	0.1	0.07
MgO	7.65	2.23	9.57	6.59	7.17	7.69	7.53	6.06	7.72	6.05
CaO	9.87	11.48	6.55	7.36	6.28	5.66	5.58	5.88	5.68	5.86
Na ₂ O	2.34	3.08	2.46	2.42	2.69	2.31	2.46	2.98	2.32	2.91
K ₂ O	0.79	1.03	2.25	2.71	2.82	3.4	3.48	3.09	3.41	2.47
P ₂ O ₅	0.34	0.15	0.21	0.18	0.21	0.17	0.18	0.17	0.17	0.21
Cr	46	36	246	186	190	234	229		229	80
Ni	4	2	161	87	87	129	128		128	32
Sc	26									23
V	164									126
Cu	11									47
Zn	75									70
Rb	20	28	56	72	86	143	142	97	142	78
Ba	311	396	679	762	736	682	671	637	671	713
Sr	495	734	294	299	318	271	265	275	265	338
Nb		1	2	6	11	8	9	7.6		11
Zr	150	192	149	139	154	174	176	116	176	148
Y	16	18	26	36	20	19	15	17	15	22
U										
Th								10.6		
Pb										
La		10.69						22	22.34	
Ce		21.9						42	42.36	
Pr		3.21							4.9	
Nd		11.67						16	18.85	
Sm		2.77						2.9	3.9	
Eu		0.89						0.81	0.83	
Gd		1.94							3.38	
Dy		2.44							3.18	
Ho		0.51							0.64	
Er		1.48							2	
Yb		1.35						1.9	1.88	
Lu		0.24						0.39	0.29	

Πίνακας 2:(συνέχεια)

Δείγμα	L-09	SA 68	L-12	L-13	L-07	CK 22	L-55B	CK20	L-51	SA82	SA 65
Π. τύπος	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	QMzd	Ton	Grd	Grd
SiO ₂	59.98	60.54	60.77	60.96	61.02	61.1	61.15	62.58	61.82	63.01	64.46
TiO ₂	0.79	0.7	0.71	0.63	0.68	0.69	0.69	0.65	0.63	0.63	0.58
Al ₂ O ₃	16.46	15.67	16.13	16.43	16.28	14.29	14.66	16.78	16.25	13.95	15.05
FeOtot	5.46	5.69	5.19	5.35	5.49	5.68	4.62	4.84	6.05	4.81	4.26
MnO	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.1	0.05	0.06	0.12	0.09	0.08
MgO	4.28	3.25	4.35	4.96	4.25	4.79	5.97	3.03	3.75	3.98	2.95
CaO	5.92	5.56	5.98	5.09	5.77	5.84	5.92	5.49	5.9	4.76	4.22
Na ₂ O	3.25	3.3	3.21	3.1	3.07	2.64	2.71	3.34	2.64	2.65	3.15
K ₂ O	2.99	3.22	2.91	2.97	2.62	3.21	3.45	2.71	1.89	3.41	3.33
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.21	0.22	0.22	0.17	0.2	0.16	0.19	0.15	0.15
Cr	53		65	64	63		172		34		
Ni	18		28	23	23		103		2		
Sc				24							
V				114							
Cu				145							
Zn				37							
Rb	103	97	101	99	80	123	107	71	73	88	109
Ba	562	711	664	699	650	637	808	560	678	694	659
Sr	390	325	346	300	329	273	269	312	369	247	284
Nb	8	8.7	7	10	9	9.7		9	4	11	9.4
Zr	138	152	135	141	125	151	154	144	186	164	135
Y	21	21	22	22	21	19	29	21	31	22	20
U											
Th		11.3									14.9
Pb											
La		25					23.5				25
Ce		50					45.33				52
Pr							5.55				
Nd		21					20.37				24
Sm		5.1					4.16				4.1
Eu		1.2					0.85				1.1
Gd							3.42				
Dy							3.41				
Ho							0.69				
Er							2.14				
Yb		2.3					1.99				2.2
Lu		0.43					0.31				0.43

4.1. Κύρια Στοιχεία

Το SiO_2 αυξάνεται από 52 μέχρι 65%. Παρατηρείται ότι τα οι χαλαζιακοί γάββροι έχουν περιεκτικότητα SiO_2 περίπου 52%, οι χαλαζιακοί μονζοδιορίτες από 57,52 έως 61,82%, ο τοναλίτης 62,58% και οι δύο γρανοδιορίτες 63,01% και 64,46%. Η συμπεριφορά των οξειδίων των κύριων στοιχείων σε σχέση με την αύξηση του SiO_2 περιγράφεται παρακάτω:

4.1.1. Al_2O_3

Το ποσοστό του Al_2O_3 κυμαίνεται από 16% μέχρι 24% στους χαλαζιακούς γάββρους για περίπου σταθερή τιμή του ποσοστού του SiO_2 , 52%. Στα υπόλοιπα δείγματα, που (γρανοδιορίτες, τοναλίτες και χαλαζιακοί μονζοδιορίτες) παρατηρείται αύξηση του ποσοστού του Al_2O_3 από 13% μέχρι 17% καθώς αυξάνεται το ποσοστό του SiO_2 .

4.1.2. CaO

Το ποσοστό του CaO μειώνεται καθώς αυξάνεται το SiO_2 . Πιο συγκεκριμένα, τα χαλαζιακά γαββρικά δείγματα εμφανίζουν τιμές από 9,5% μέχρι 12%, έχοντας σχεδόν το ίδιο ποσοστό SiO_2 , ενώ στα υπόλοιπα δείγματα το ποσοστό του CaO μειώνεται από 7,5% μέχρι 4% καθώς το SiO_2 αυξάνεται από 57% έως 65%.

4.1.3. FeO_{tot}

Η περιεκτικότητα του FeO_{tot} μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 . Οι χαλαζιακοί γάββροι έχουν τιμές περίπου 4,7 και 8,5, ενώ στα υπόλοιπα δείγματα μειώνεται από 6,3% μέχρι το 4,25% καθώς το SiO_2 αυξάνεται από το 57% μέχρι 65%.

4.1.4. K_2O

Παρατηρείται μεγάλη αύξηση του ποσοστού του K_2O , από 0,75% έως 3,5%, με την αύξηση του SiO_2 . Ομοίως με τα παραπάνω, τα χαλαζιακά γαββρικά δείγματα και εδώ ξεχωρίζουν έχοντας τιμές από 0,75% και 1,25% και τα υπόλοιπα δείγματα εμφανίζουν τιμές από 1,75 % μέχρι 3,5% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 .

4.1.5. MgO

Η συνολική περιεκτικότητα του MgO μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 . Πιο αναλυτικά οι χαλαζιακοί γάββροι έχουν τιμές 2% και 8% έχοντας μια σχεδόν σταθερή τιμή SiO_2 . Τα υπόλοιπα δείγματα έχουν τιμές από 10% μέχρι 3,5% καθώς το SiO_2 αυξάνεται.

4.1.6. MnO

Το ποσοστό του MnO μειώνεται από 0,21% σε 0,04% καθώς το SiO_2 αυξάνεται. Εδώ τα χαλαζιακά γαββρικά έχουν μεγάλη διαφορά στην περιεκτικότητα τους σε MnO ενώ έχουν σχεδόν την ίδια περιεκτικότητα SiO_2 . Οι τιμή MnO για το ένα δείγμα είναι περίπου 0,19%, ενώ για το άλλο 0,11%. Επίσης παρατηρείται ότι ενώ τα δείγματα από τον τοναλίτη,

τους χαλαζιακούς μονζοδιορίτες και τους γρανοδιορίτες εμφανίζουν διασπορά, έχοντας περιεκτικότητα MnO από 0,12% μέχρι 0,04%, ένα δείγμα, το L-25, που ανήκει στους χαλαζιακούς μονζοδιορίτες, έχει 0,21%.

4.1.7. Na_2O

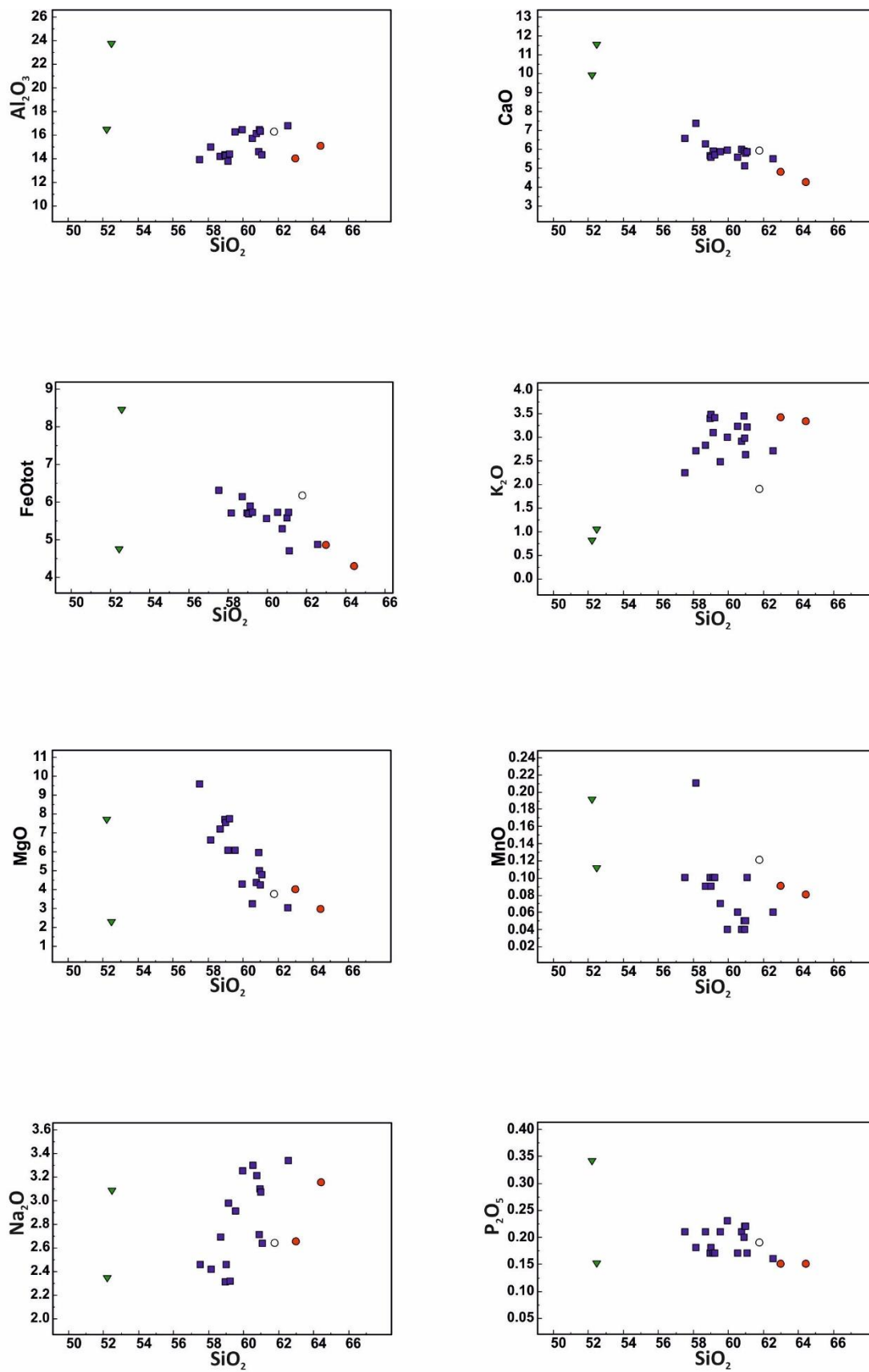
Το ποσοστό του Na_2O κυμαίνεται μεταξύ 2,3% και 3,4% και παρουσιάζει διασπορά στην κατανομή του. Οι χαλαζιακοί γάββροι εμφανίζουν τιμές 2,3% και 3,1%.

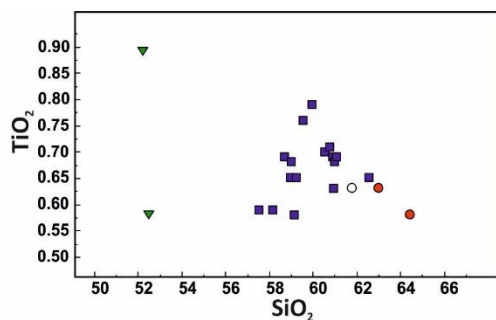
4.1.8. P_2O_5

Το ποσοστό του P_2O_5 μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 . Πιο συγκεκριμένα, το ποσοστό των χαλαζιακών γάββρων κυμαίνεται από 0,15% έως 0,35% και το ποσοστό των υπολοίπων δειγμάτων μειώνεται από 0,24% έως 0,15%.

4.1.9. TiO_2

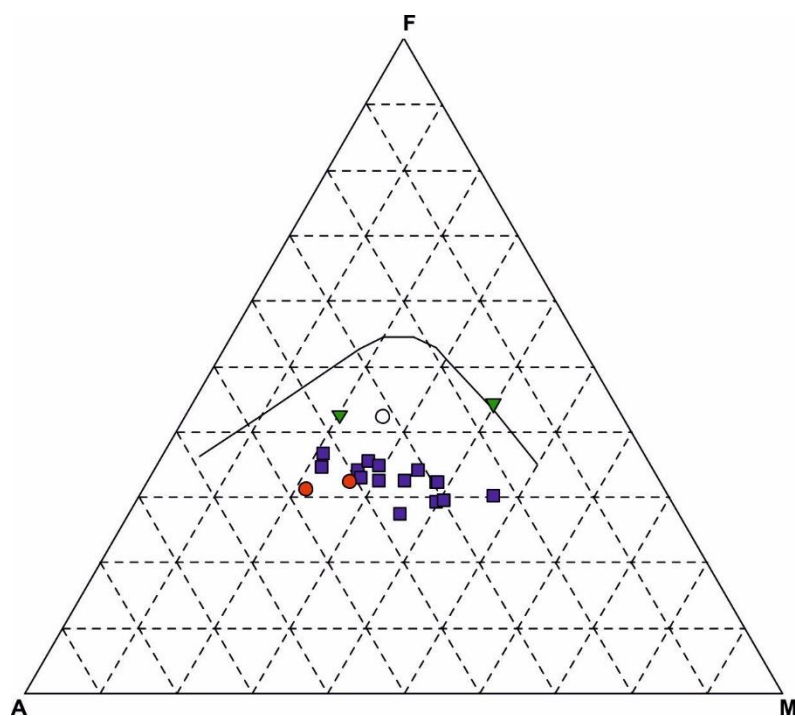
Η περιεκτικότητα σε TiO_2 μειώνεται από 0,9% σε 0,57% με την αύξηση του ποσοστού του SiO_2 . Αυτές είναι επίσης και οι τιμές της περιεκτικότητας των χαλαζιακών γάββρων. Τα υπόλοιπα δείγματα έχουν περιεκτικότητα από 0,8% έως 0,57% και παρατηρείται μια διασπορά σε αυτά.



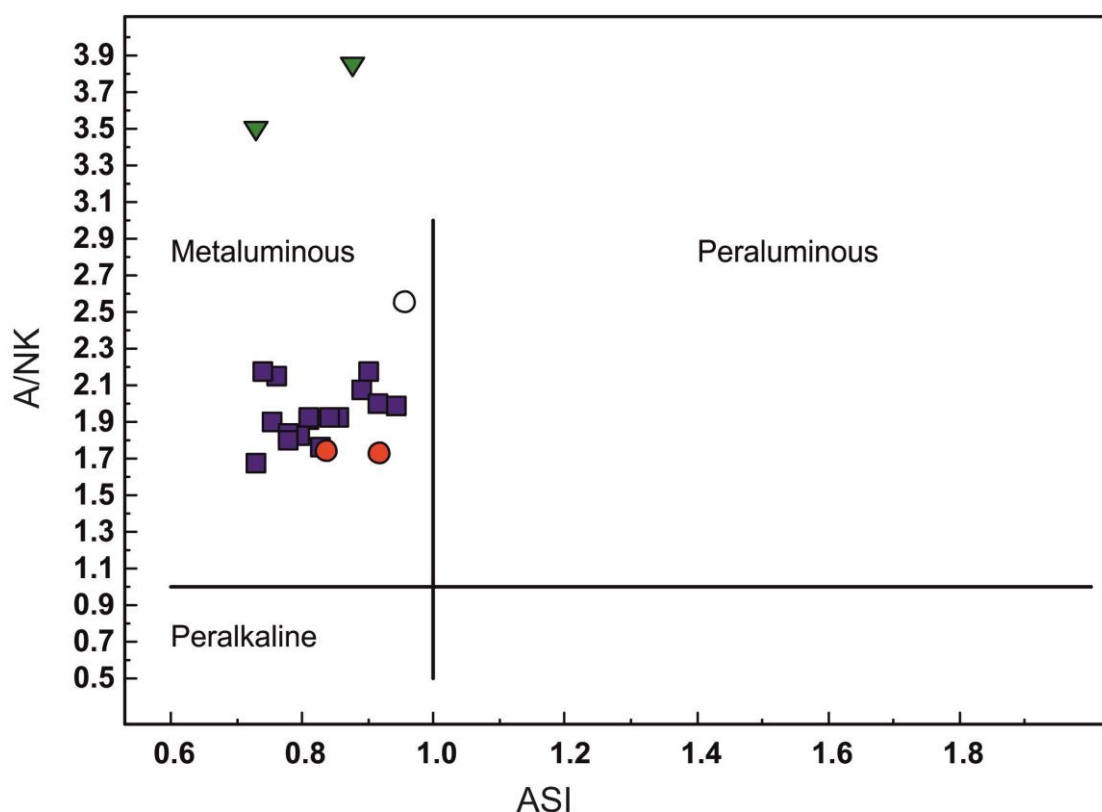


Σχήμα 4: Προβολή των κύριων στοιχείων με τη μορφή οξειδίων ως προς την περιεκτικότητα σε SiO_2 για τα πλουτωνικά πετρώματα της Λεπτοκαρύας. Συμβολισμός όπως Σχήμα 3.

Από τα παραπάνω διαγράμματα μπορούμε να χωρίσουμε τα δείγματα σε δύο ομάδες, μια ομάδα που αποτελείται από τους χαλαζιακούς γάββρους και μια ομάδα που αποτελείται από τους υπόλοιπους πετρογραφικούς τύπους της παρούσας εργασίας. Παρατηρείται ότι οι χαλαζιακοί γάββροι έχουν μεγάλη διαφορά στις περιεκτικότητες των κύριων στοιχείων. Πιο συγκεκριμένα, το δείγμα L54 είναι πλούσιο σε Al_2O_3 , CaO , και Na_2O και φτωχότερο σε MgO , MnO , P_2O_5 , FeO_{tot} και TiO_2 . Αυτό δείχνει ότι πιθανώτατα είναι ένα σωρρεϊτικό πέτρωμα ως προς πλαγιόκλαστο. Το κενό που παρουσιάζεται στο SiO_2 για τα πετρώματα της Λεπτοκαρύας καλύπτεται από τα άλλα πυριγενή σώματα των πλουτωνιτών δηλαδή της Κίρκης, των Κασσιτερών, των Χαλασμάτων και των Τριών Βρυσών.



Σχήμα 5: Διάγραμμα AFM[A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F: FeO , M: MgO] Irvine & Baragar(1971). Όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο της ασβεσταλκαλικής σειράς πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.



Σχήμα 6: Διάγραμμα χημικής ταξινόμησης. Όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο των μεταργλικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

4.2. Ιχνοστοιχεία

Στα διαγράμματα μεταβολής των ιχνοστοιχείων ως δείκτης διαφοροποίησης χρησιμοποιήθηκε το SiO_2 .

4.2.1. Ba

Το Ba αυξάνεται καθώς αυξάνεται και το SiO_2 . Αυξάνεται από τα 300ppm μέχρι τα 825ppm. Πιο συγκεκριμένα, οι χαλαζιακοί γάββροι εμφανίζουν τιμές από τα 300ppm μέχρι τα 400ppm, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα από τα 550ppm μέχρι τα 825ppm.

4.2.2. Cr

Το Cr μειώνεται με την αύξηση του SiO_2 . Παρατηρείται μια διασπορά για τους χαλαζιακούς μονζοδιορίτες και για τον τοναλίτη καθώς μειώνονται από τα 250ppm μέχρι τα 25ppm. Οι χαλζιακοί γάββροι μειώνονται από τα 50ppm μέχρι τα 25ppm.

4.2.3. Nb

Το Nb αυξάνεται από το 1ppm μέχρι τα 11ppm και παρατηρείται μια διασπορά στα δείγματα.

4.2.4. Ni

Η περιεκτικότητα του Ni μειώνεται από τα 165ppm μέχρι τα 2ppm καθώς αυξάνεται το SiO₂. Πιο συγκεκριμένα οι χαλαζιακοί γάββροι μειώνονται από τα 4ppm μέχρι τα 2ppm. Τα υπόλοιπα δείγματα παρουσιάζουν μια διασπορά καθώς μειώνεται η περιεκτικότητα τους από τα 165ppm στα 2ppm.

4.2.5. Rb

Το ποσοστό του Rb παρουσιάζει αύξηση από τα 20ppm μέχρι τα 145ppm καθώς αυξάνεται η περιεκτικότητα σε SiO₂. Τα χαλαζιακά γαββρικά δείγματα αυξάνονται από τα 20ppm μέχρι τα 30ppm και τα υπόλοιπα από τα 50ppm μέχρι τα 145ppm.

4.2.6. Sr

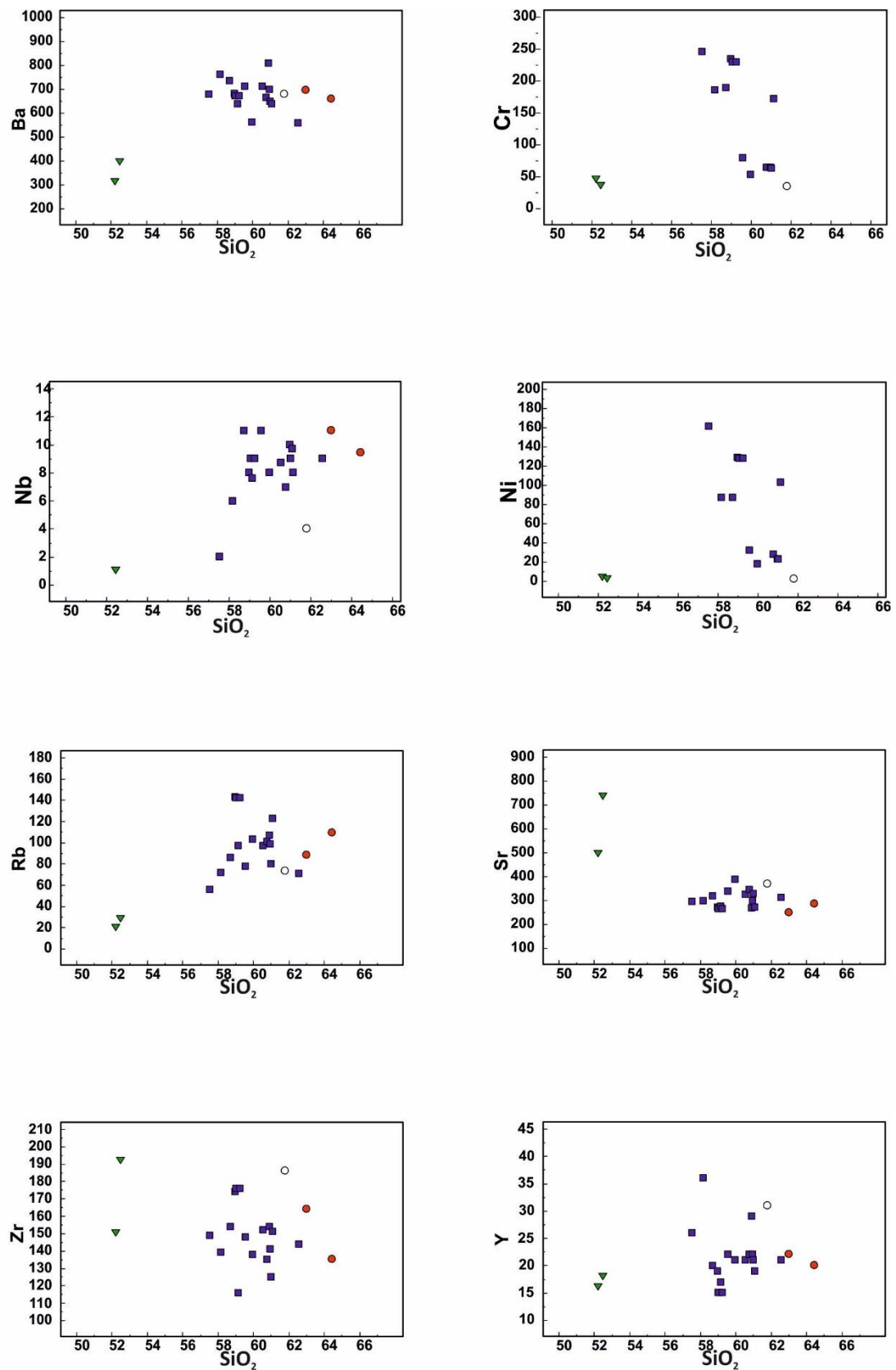
Το Sr αυξάνεται από τα 250ppm στα 750ppm με την αύξηση του SiO₂. Τα χαλαζιακά γαββρικά δείγματα παρουσιάζουν μια αύξηση από τα 500ppm στα 750ppm, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα έχουν μια πιο ομαλή αύξηση από τα 250ppm στα 400ppm.

4.2.7. Zr

Το Zr μειώνεται από τα 195ppm στα 115ppm με την αύξηση του SiO₂. Πιο συγκεκριμένα τα χαλαζιακά γαββρικά εμφανίζουν τιμές από τα 150ppm μέχρι τα 195ppm. Τα υπόλοιπα δείγματα έχουν τιμές από τα 185ppm μέχρι τα 115ppm, καθώς το SiO₂ αυξάνεται από το 57% μέχρι 65%.

4.2.8. Y

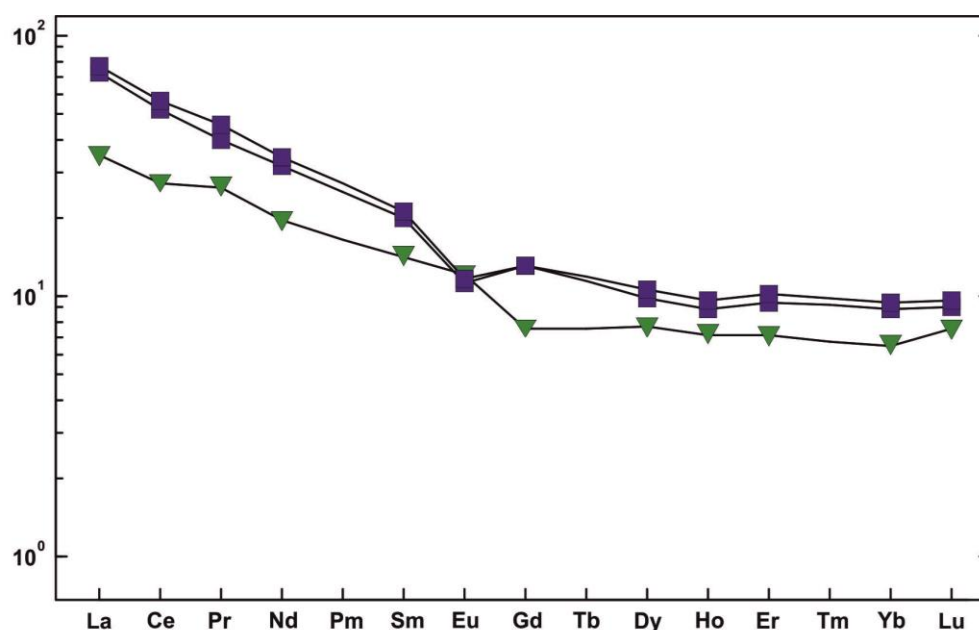
Το Y παρουσιάζει μείωση από τα 36ppm στα 15ppm. Πιο συγκεκριμένα τα χαλαζιακά γαββρικά εμφανίζουν τιμές από τα 16ppm μέχρι τα 18ppm, ενώ τα υπόλοιπα δείγματα μειώνονται από τα 36ppm στα 15ppm.



Σχήμα 7: Προβολή των ιχνοστοιχείων με τη μορφή οξειδίων με βάση την περιεκτικότητα σε SiO_2 από τα πλουτωνικά πετρώματα της Λεπτοκαρύας. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

5. REE

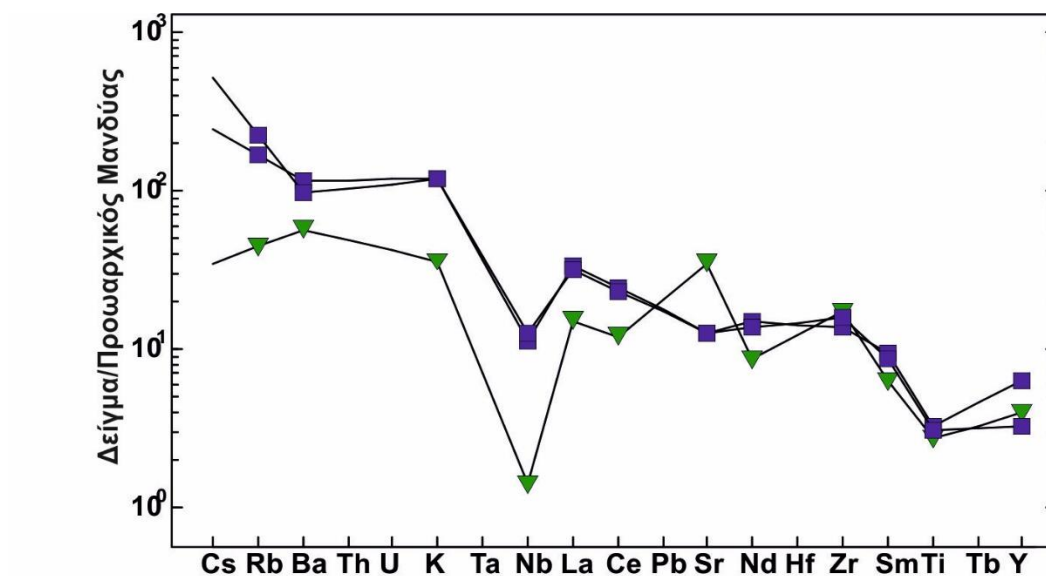
Στο σχήμα 8 παρουσιάζεται η κατανομή των REE τριών αναλυμένων δειγμάτων της Λεπτοκαρυάς. Στον πίνακα 3 δίνεται το άθροισμα των REE (ΣREE) που κυμαίνεται από 59,09 έως 111,70ppm και η κλίση των REE που εκφράζεται από τον λόγο La_{CN}/Lu_{CN} και κυμαίνεται από 46,6 έως 78,8. Το La_{CN} , που εκφράζει τον εμπλουτισμό των LREE, κυμαίνεται από 34,5 έως 75,8 και το Lu_{CN} , που εκφράζει τον εμπλουτισμό των HREE, κυμαίνεται από 0,74 έως 0,96. Η ανωμαλία Eu (Eu/Eu^*) για το L-54 είναι θετική ενώ για τους δύο χαλαζιακούς μονζοδιορίτες αρνητική.



Σχήμα 8: Κανονικοποιημένο διάγραμμα RRE κατά Boynnton (1984). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

	ΣREE	La_{CN}	Lu_{CN}	La_{CN}/Lu_{CN}	Eu/Eu^*
L-54	59,09	34,48	0,74	46,59	1,16
L-23	104,55	72,06	0,93	77,48	0,22
L-55B	111,70	75,8	0,96	78,95	0,69

Πίνακας 3: Συνολική συγκέντρωση (ΣREE), κανονικοποιημένες τιμές REE (La_{CN} , Lu_{CN}), κλίση των REE (La_{CN}/Lu_{CN}) και ανωμαλία Eu από δείγματα της περιοχής της Λεπτοκαρυάς.



Σχήμα 9: Πολυστοιχειακό διάγραμμα ιχνοστοιχείων. Κανονικοποίηση κατά McDonough et al.(1995). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

Στο αραχνόγραμμα του σχήματος 8 παρουσιάζονται οι κανονικοποιημένες τιμές των πλουτωνικών πετρωμάτων της Λεπτοκαρυάς. Οι κανονικοποιημένες τιμές δείχνουν έναν ευδιάκριτο εμπλουτισμό στις LREE και σχεδόν μη κλασματοποιημένες (unfractionated) HREE (Christofides et al., 1998). Το χαλαζιακό γαββρικό δείγμα L-54, έχει τη χαμηλότερη τιμή ΣREE σε σχέση με τα δείγματα L-23 και L-55B. Παρουσιάζει επίσης θετική ανωμαλία Eu αντίθετα με τα άλλα δύο δείγματα που παρουσιάζουν αρνητικές ανωμαλίες Eu (Eleftheriadis et al., 1989). Το χαρακτηριστικό αυτό επιβεβαιώνει τη σωρρευτική φύση του δείγματος.

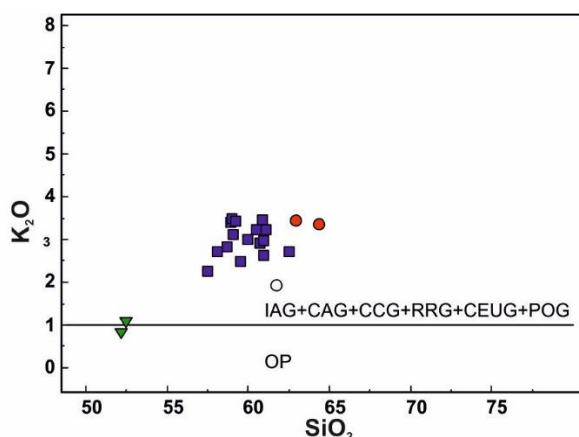
Στο αραχνόγραμμα του σχήματος 9 φαίνεται ότι οι δύο χαλαζιακού μονζοδιορίτες είναι παρόμοιοι, ενώ ο χαλαζιακός γάββρος έχει χαμηλότερη συγκέντρωση όλων των LILE εκτός του Sr, που οφείλεται στη σωρρευτική φύση του δείγματος, ως προς πλαγιόκλαστο.

6. ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ

6.1. Γεωτεκτονικό Περιβάλλον

Για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, με το οποίο συνδέονται τα πλουτωνικά πετρώματα της Λεπτοκαρυάς χρησιμοποιήθηκαν κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία.

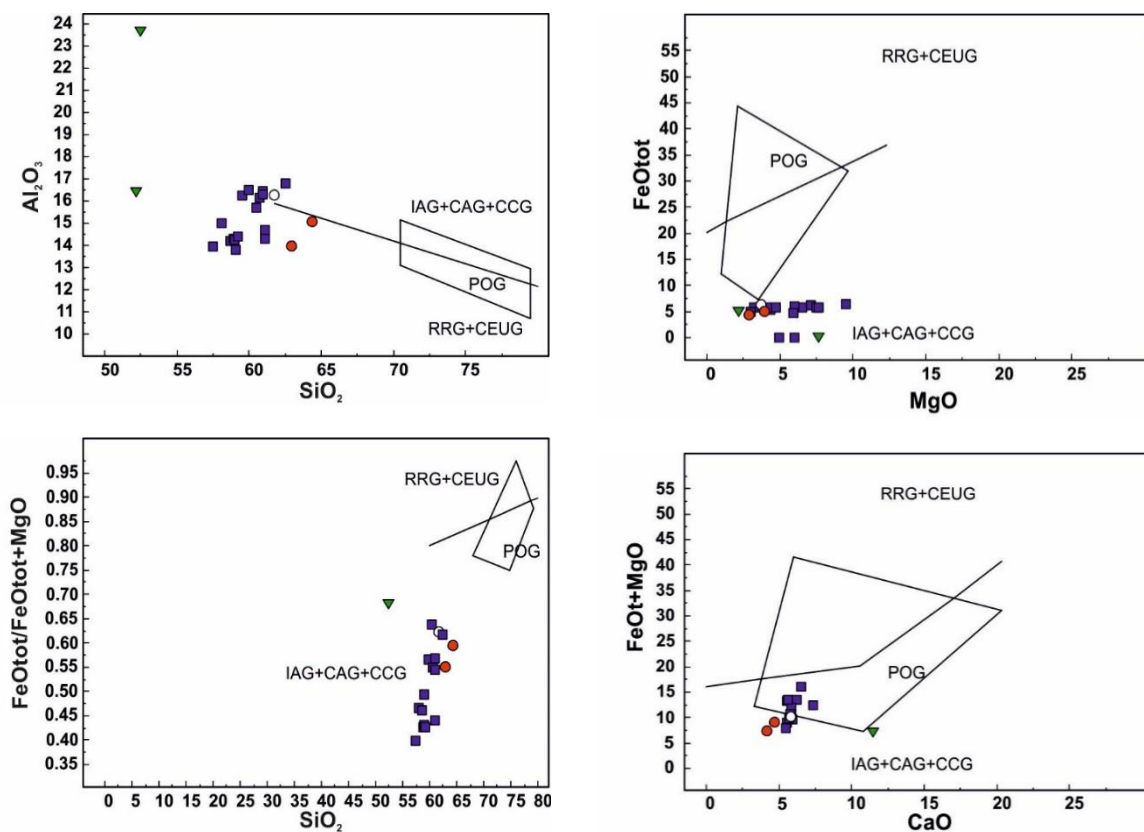
Κατά Maniar & Piccoli ο προσδιορισμός του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος είναι δυνατόν να γίνει από μια ακολουθία διαγραμμάτων. Καταρχήν, γίνεται διάκριση ανάμεσα στο περιβάλλον των ωκεάνιων πλαγιογρανιτών (OP) με όλα τα υπόλοιπα περιβάλλοντα. Αυτό επιτυγχάνεται με το διάγραμμα $K_2O - SiO_2$ (Maniar & Piccoli, 1989). Το K_2O είναι πολύ ευκίνητο στοιχείο και συνεπώς είναι πιθανόν, πολύ αλλοιωμένα γρανιτικά πετρώματα από οποιοδήποτε γεωτεκτονικό περιβάλλον να έχουν ασυνήθιστα χαμηλές τιμές K_2O . (Maniar & Piccoli, 1989).



Σχήμα 10: Διάγραμμα $K_2O - SiO_2$ Maniar & Piccoli (1989). IAG= γρανίτες νησιωτικού τόξου, CAG=γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, CCG=γρανίτες ηπειρωτικής σύγκρουσης, POG=μετά-ορογενετικοί γρανίτες, RRG=γρανίτες που συνδέονται με διάρρηξη ηπειρωτικού φλοιού, CEUG=γρανίτες ηπειρωτικής ανύψωσης, OP=ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

Στο διάγραμμα $K_2O - SiO_2$ (Σχήμα 10) παρατηρείται ότι η όλα τα δείγματα (εκτός από ένα χαλαζιακό γάββρο) προβάλλονται στο πεδίο IAG+CAG+CCG+RRG+CEUG+POG. Έτσι, σύμφωνα με το διάγραμμα του σχήματος 10 αποκλείεται το περιβάλλον να είναι OP.

Το επόμενο βήμα στον προσδιορισμό του περιβάλλοντος είναι τα διαγράμματα $Al_2O_3 - SiO_2$, $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO - SiO_2)$, $FeO_{tot} - MgO$ και $FeO_{tot} + MgO - CaO$ (Maniar & Piccoli, 1989) (Σχήμα 11). Από αυτά τα διαγράμματα προσδιορίζεται αν τα πετρώματα ανήκουν στα περιβάλλοντα IAG, CAG, CCG ή στα PPRG και CEUG ή στο POG. Συγκεκριμένα, το διάγραμμα $Al_2O_3 - SiO_2$ χρησιμοποιείται για την διάκριση γρανιτικών πετρωμάτων που έχουν SiO_2 μεγαλύτερο από 70 wt. %. Το διάγραμμα $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO) - SiO_2$ χρησιμοποιείται για τις χαμηλές τιμές SiO_2 για τον διαχωρισμό των περιβαλλόντων IAG, CAG και CCG από τα RRG και CEUG. Τα διαγράμματα $FeO_{tot} - MgO$ και $FeO_{tot} + MgO - CaO$, ή αλλιώς AFM και ACF χρησιμοποιούνται για την διάκριση IAG, CAG και CCG από τα RRG και CEUG (Maniar & Piccoli, 1989).



Σχήμα 11: Διαγράμματα $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO} - \text{SiO}_2)$, $\text{FeOt} - \text{MgO}$ και $\text{FeOt} + \text{MgO} - \text{CaO}$ Maniar & Piccoli, 1989. Πεδία όπως στο σχήμα 10 και συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

Παρατηρείται ότι σε όλα τα διαγράμματα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο IAG+CAG+CCG, εκτός από το διάγραμμα $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ που ο μεγαλύτερος αριθμός δειγμάτων προβάλλεται στο πεδίο RRG+CEUG και στο $\text{FeOt} + \text{MgO} - \text{CaO}$, που ο μεγαλύτερος αριθμός προβάλλεται στο πεδίο POG. Συνεπώς, τα πετρώματα ανήκουν σε ένα από τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα IAG, CAG και CCG.

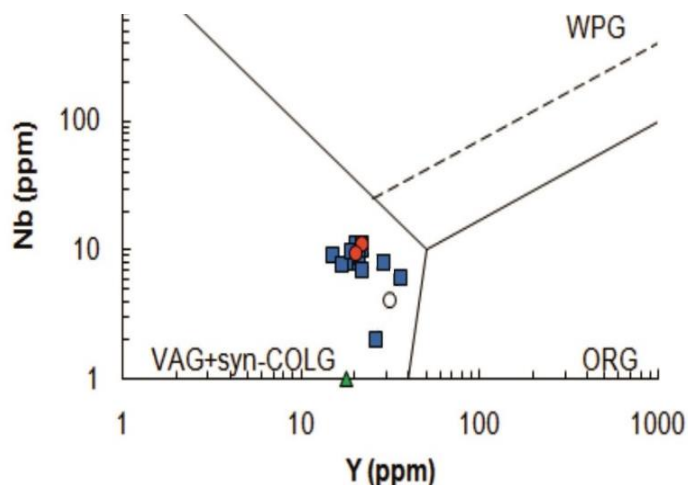
Το επόμενο βήμα για τον προσδιορισμό του περιβάλλοντος είναι η διάκριση ανάμεσα στα IAG + CAG και στο CCG. Η διάκριση αυτή γίνεται με την χρήση του διαγράμματος χημικής ταξινόμησης ASI/ANK (Σχήμα 6). Είναι γνωστό ότι το περιβάλλοντα IAG + CAG δεν παίρνουν τιμές ASI πάνω από 1,15, ενώ το περιβάλλον CCG δεν παίρνει τιμές ASI κάτω από 1,05 (Maniar & Piccoli, 1989).

Από το σχήμα 9 παρατηρείται ότι τα πετρώματα έχουν τιμές ASI κάτω από 1,05. Έτσι, σύμφωνα με τα παραπάνω το γεωτεκτονικό περιβάλλον της Λεπτοκαρυάς ανήκει στο πεδίο IAG + CAG, συνδέονται δηλαδή με περιβάλλον νησιωτικού τόξου ή ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου.

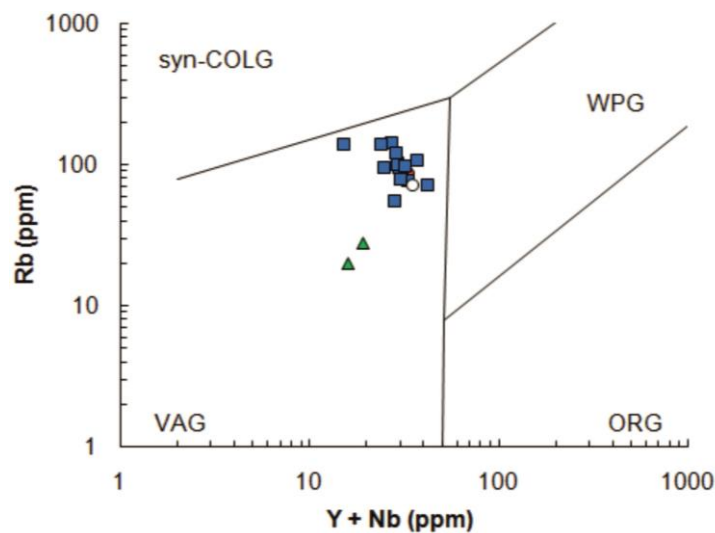
Στα διαγράμματα $\text{Y} - \text{Nb}$ και $\text{Y+Nb} - \text{Rb}$ (Pearce et al., 1984) (Σχήματα 12 και 13), προβάλλονται τα δείγματα με βάση τα ιχνοστοιχεία, για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος. Στο διάγραμμα $\text{Y} - \text{Nb}$, όλα τα δείγματα προβάλλονται στο πεδίο VAG+syn-COLG, ενώ, στο διάγραμμα $\text{Y+Nb} - \text{Rb}$, όλα τα δείγματα προβάλλονται στο

πεδίο VAG. Από τα διαγράμματα Pearce et al. (1984) φαίνεται λοιπόν ότι τα πετρώματα που μελετώνται συνδέονται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου.

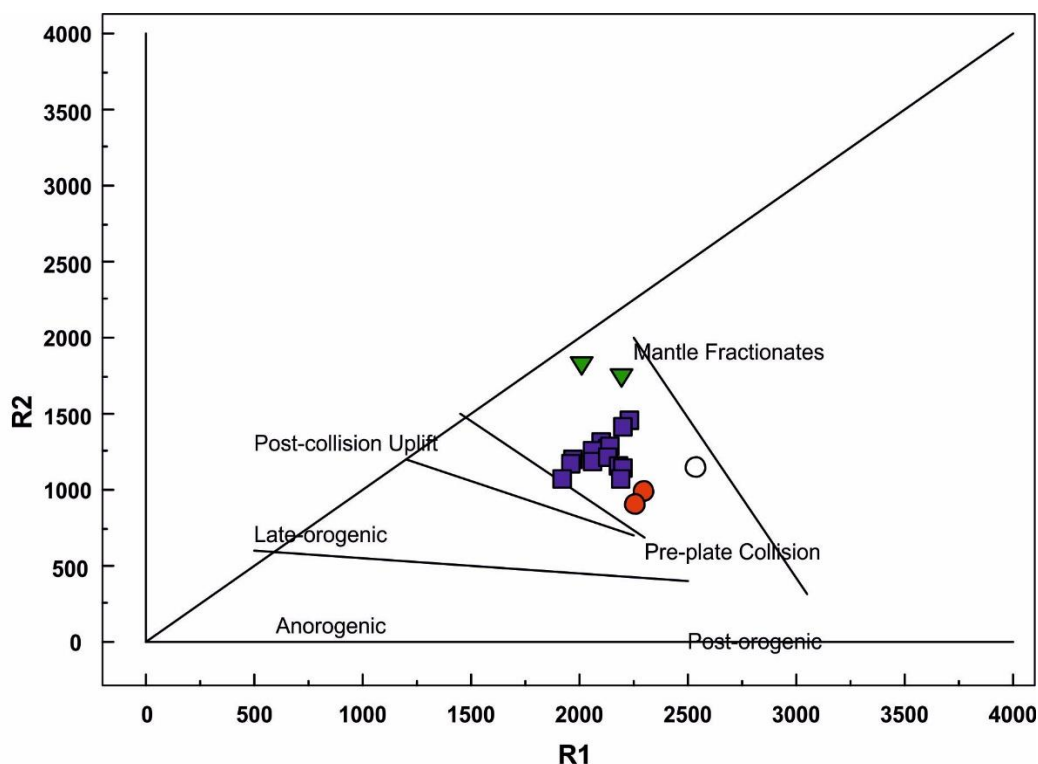
Στο διάγραμμα R1-R2 Batchelor & Bowden (1985) (Σχήμα 14) τα πετρώματα φαίνεται ότι συνδέονται με περιβάλλον γένεσης πριν από τη σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών.



Σχήμα 12: Διάγραμμα Y-Nb από Pearce et al. (1984). VAG+syn-COLG=γρανίτες ηφαιστειακού τόξου-γρανίτες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών, WPG=ενδοπλακικοί γρανίτες, ORG=γρανίτες μεσσωκεάνιων ράχων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.



Σχήμα 13: Διάγραμμα Y+Nb-Rb από Pearce et al. (1984). Πεδία όπως στο σχήμα 12 και συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.



Σχήμα 14: Διάγραμμα R1-R2 των Batchelor & Bowden (1985). Όπου $R1=6Ca+2Mg+Al$, και $R2=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω διακριτικά διαγράμματα που βασίζονται τόσο στα κύρια στοιχεία όσο και στα ιχνοστοιχεία φαίνεται ότι τα πετρώματα που μελετήθηκαν συνδέονται με περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου.

6.2. Πηγή και Εξέλιξη του Μάγματος

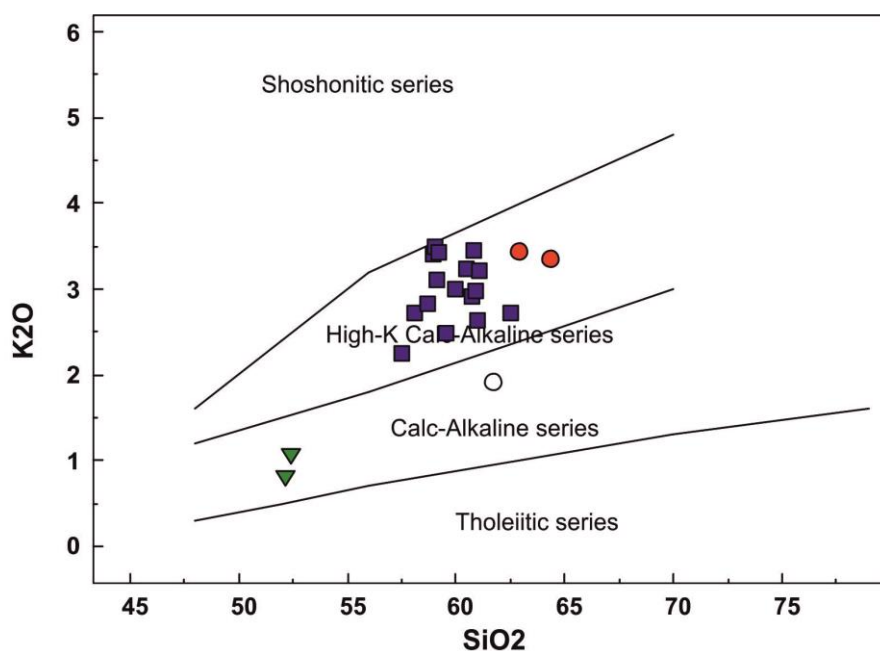
Τα πλουτωνικά πετρώματα της Λεπτοκαρυάς κατατάσσονται, με βάση το διάγραμμα AFM (Irvine & Baregar, 1971), ως ασβεσταλκαλικά (Σχήμα 5).

Στο διάγραμμα K_2O-SiO_2 (Peccherillo & Taylor, 1976) (Σχήμα 15), όλα τα πετρώματα εμφανίζονται στο πεδίο της υψηλού K ασβεσταλκαλικής σειράς, με εξαίρεση τους γάββρους που βρίσκονται στο πεδίο της ασβεσταλκαλικής σειράς.

Η ομαλή κατανομή των HREE και ο εμπλουτισμός των LREE και των LILE και η ύπαρξη βασικών πετρωμάτων υποστηρίζουν προέλευση του μάγματος από εμπλουτισμένο άνω μανδύα. Η διαδικασία που συνέβη για την δημιουργία αυτών των πετρωμάτων, αλλά και για τον ορογενετικό μαγματισμό της ευρύτερης περιοχής, σχετίζεται με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Αυτή η υποβύθιση συνέβαλλε στον εμπλουτισμό του μανδύα είτε από μερική τήξη είτε από υγρά που απελευθερώθηκαν από

τον καταδυόμενο ωκεάνιο φλοιό ή ακόμα και από τον συνδυασμό και των δύο αυτών μηχανισμών (Mavroudchiev et al., 1993).

Γενικά, συγκρίνοντας τα πλουτωνικά πετρώματα από τις περιοχές Τρεις Βρύσες - Χαλάσματα με τον πλουτωνίτη της Λεπτοκαρυάς, με βάση τα ισότοπα Sr, θεωρείται ότι οι δύο αυτοί πλουτωνίτες έχουν διαφορετικές πηγές. Υποθετικά, ένα μάγμα χαμηλού $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ προερχόμενο από τον μανδύα και μολυσμένο από ένα πέτρωμα του φλοιού, θα μπορούσε να δώσει τα πετρώματα της Λεπτοκαρυάς. Επίσης, μια διαφορετική μαγματική πηγή θα μπορούσε να υποστηριχθεί από τις σαφείς διαφορές στις περιεκτικότητες των MgO, Cr και Ni, αν και αυτές οι διαφορές μπορούν να εξηγηθούν και από τον μη τέλει διαχωρισμό κρύσταλλου-υγρού (Christofides et al., 1998).



Σχήμα 15: Διάγραμμα SiO₂-K₂O κατά Peccerillo & Taylor(1976). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 3.

7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Αυτή η εργασία έχει ως αντικείμενο την γεωχημική και πετρογραφική μελέτη των πλουτωνικών πετρωμάτων της περιοχής της Λεπτοκαρυάς με στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το γεωτεκτονικό περιβάλλον και τη γένεση αυτών των πετρωμάτων. Με βάση τα πετρογραφικά και γεωχημικά δεδομένα συμπεραίνεται ότι:

- Τα πλουτωνικά σώματα της Λεπτοκαρυάς εμφανίζονται στη Θράκη σε μία ζώνη BA-ND (Del Moro et al., 1988).
- Τα δείγματα που εξετάστηκαν ταξινομούνται ως γρανοδιορίτες, τοναλίτες, χαλαζιακοί μονζοδιορίτες και χαλαζιακοί γάββροι.
- Τα κύρια ορυκτά των πετρωμάτων είναι πλαγιόκλαστο, καλιούχος άστριος, αμφίβολος, βιοτίτης και πυρόξενοι, ενώ ως επουσιώδη εμφανίζονται απατίτης, τιτανίτης, ζirkόνιο (Mavroudchiev et al. 1993).
- Η ηλικία των πετρωμάτων που βρέθηκε με Rb/Sr σε βιοτίτες κυμαίνεται από 32-28,4 Ma.
- Τα πετρώματα ανήκουν στην ασβεσταλκαλική και υψηλού K ασβεσταλκαλική σειρά και η περιεκτικότητά τους σε SiO₂ κυμαίνεται από 52 μέχρι 65%.
- Τα πετρώματα σχετίζονται με περιβάλλον βύθισης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική.
- Το πιθανότερο μοντέλο προέλευσης των πετρωμάτων της Λεπτοκαρυάς είναι η υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό του μανδύα είτε από μερική τήξη είτε από υγρά που απελευθερώθηκαν από τον καταδυόμενο ωκεάνιο φλοιό ή ακόμα και από τον συνδυασμό και των δύο αυτών μηχανισμών.

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική βιβλιογραφία

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Μ. Δ. (2007): Γεωλογία της Ελλάδας – University Studio Press 35-48.

Ξένα βιβλιογραφία

BATCHELOR R. A. & BOWDEN P. (1985): Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.

BOYNTON W.V. (1984): Cosmochemistry of the Rare Earth Elements; Meteorite Studies. In: Rare Earth Elements Geochemistry. Henderson P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114.

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(2), 305-318.

DEL MORO A., INNOCENTI F., KYRIAKOPOULOS C., MANETTI P. & PAPADOPOULOS P. (1988): Tertiary Granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr Isotopic and Petrochemical Data. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 159,2, 113-135.

ELEFThERiADIS G., CHRISTOFIDES G., PAPADOPOULOS P. (1989): Petrology and Geochemistry of Leptokarya-Kirki Plutonic Intrusions in the NE Rhodope Massif, Thrace, Greece. *Geol. Rhod.*, 1, Kliment Ohridski University Press 280-289.

IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.V. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Amer. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

KILIAS A., FALLAKIS G., SFEIKOS, A., PAPADIMITRIOU, E., VAMVAKA A. and GKARLAOUNNI C. (2011) Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace basin: Rhodope Province (NE Greece): in *New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence*, (ed) U. Schattner, InTech, open access Publisher, Chapter 9, 241 -268.

MANIAR P.D. & PICCOLI P.M. (1989): Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geol. Soc. of America Bulletin*, 101, 635-643.

MAVROUDCHIEV B., NEDYALKOV R., ELEFThERiADIS G., SOLDATOS T. & CHRISTOFIDES G. (1993): Tertiary Plutonic Rocks from East Rhodope in Bulgaria and Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/2, 643-660.

McDONOUGH W.F., SUN S.-S., RINGWOON A.E., JAGOUTZ E., HOFMANN A.W. (1992): Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the Evolution of the Mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56. 1001-1012.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W & TINDLE A.G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25,4, 956-983.

- PECCERILLO A. & TAYLOR S. R. (1976): Geochemistry of Eocene Calk-alkine Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol*, 58, 63-81.
- PIPPERA K. K. (2015): Study of the High Potassium Magmatism in Northern Greece. Implications for the Mantle Geochemistry and the Geodynamic Evolution of the Area. 5-18.
- ROLLINSON H. (1993): Using Geochemical Data. Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group UK Limited 1993. 105.
- STRECKEISEN A. & LE MAITRE R. W. (1979): A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 169-206.