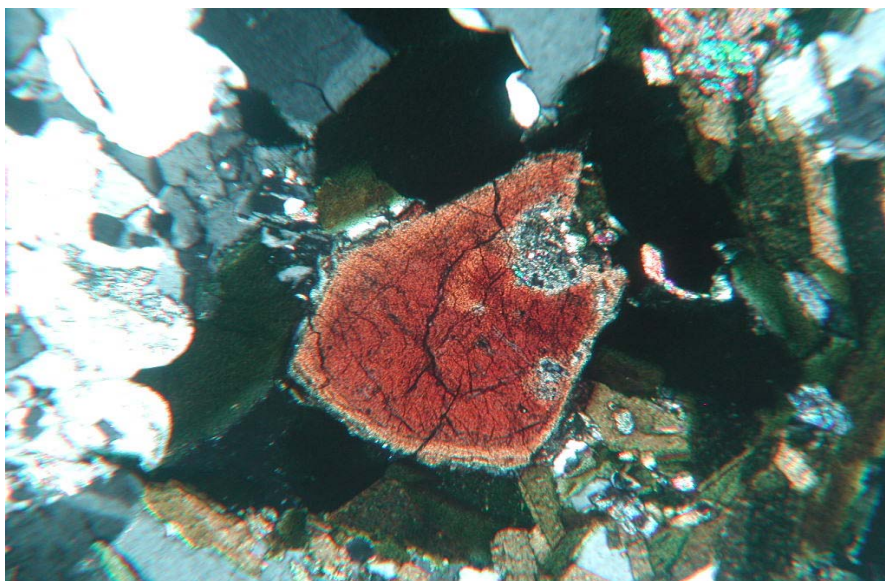


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΚΑΡΑΒΑΣΙΛΗ ΕΛΕΝΗ

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ, ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΡΑΔΙΕΝΕΡΓΕΙΑ
ΕΛΛΗΝΙΚΩΝ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων Καθηγητής

Χριστοφίδης Γεώργιος, Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Μέλη

Παπαστεφάνου Κωνσταντίνος, Αναπληρωτής Καθηγητής
Τμήματος Φυσικής Α.Π.Θ.

Κορωναίος Αντώνης, Επίκουρος Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. Πρόλογος.....	1
2. Εισαγωγή.....	3
3. Εργαστηριακές μέθοδοι έρευνας.....	5
3.1. Ορυκτολογική ανάλυση.....	5
3.2. Χημική ανάλυση ορυκτών και πετρωμάτων.....	5
3.3. Μέτρηση ραδιενέργειας.....	6
4. Γεωλογία Περιοχών.....	7
4.1. Μάζα Ροδόπης.....	7
4.1.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Ροδόπης.....	10
4.1.2. Πλουτωνίτης της Βροντούς.....	10
4.1.3. Πλουτωνίτης της Ελατιάς.....	11
4.1.4. Πλουτωνίτης της Ξάνθης.....	12
4.1.5. Πλουτωνίτης του Πανοράματος.....	12
4.1.6. Πλουτωνίτης του Γρανίτη.....	13
4.1.7. Πλουτωνίτης των Φιλίππων.....	14
4.2. Σερβομακεδονική Ζώνη.....	14
4.2.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Σερβομακεδονικής.....	15
4.2.2. Πλουτωνίτης των Μουριών.....	15
4.3. Περιροδοπική Ζώνη.....	16
4.3.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Περιροδοπικής.....	16
4.3.2. Πλουτωνίτης της Σιθωνίας.....	17
4.3.3. Πλουτωνίτης της Μαρώνειας.....	18
4.3.4. Πλουτωνίτης της Λεπτοκαρυάς – Κίρκης.....	18
4.4. Πελαγονική Ζώνη.....	19
4.4.1. Πλουτωνίτης του Βαρνούντα.....	20
5. Ορυκτολογία – Πετρογραφία.....	21
5.1. Πλουτωνίτης της Βροντούς.....	21
5.2. Πλουτωνίτης της Ελατιάς.....	29
5.3. Πλουτωνίτης της Ξάνθης.....	32

5.4. Πλουτωνίτης του Πανοράματος.....	33
5.5. Πλουτωνίτης του Γρανίτη.....	34
5.6. Πλουτωνίτης των Φιλίππων.....	35
5.7. Πλουτωνίτης των Μουριών.....	35
5.8. Πλουτωνίτης της Σιθωνίας.....	36
5.9. Πλουτωνίτης της Μαρώνειας.....	38
5.10. Πλουτωνίτης της Λεπτοκαρυάς – Κίρκης.....	39
5.11. Πλουτωνίτης του Βαρνούντα.....	39
6. Ραδιενέργεια.....	54
6.5. Εισαγωγή.....	54
6.5. Βασικές έννοιες ραδιενέργειας.....	59
6.3. Υπολογισμός της απορροφούμενης δόσης των γρανιτών και των δομικών υλικών.....	59
6.4. Δείκτης ενεργότητας.....	65
6.5. Εισαγόμενοι γρανίτες του ελληνικού εμπορίου.....	66
7. Συμπεράσματα.....	74
8. Βιβλιογραφία.....	81
Παράρτημα Π1.....	88
Παράρτημα Π2.....	96

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών στη Γεωλογία, κατεύθυνση “Πετρολογία – Γεωχημεία” του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας, του τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών, του Α.Π.Θ.

Η τριμελής συμβουλευτική επιτροπή αποτελείται από τον καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Γ. Χριστοφίδη ο οποίος ήταν και ο κύριος επιβλέπων, από τον αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ. κ. Κ. Παπαστεφάνου και από τον επίκουρο καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Α. Κορωναίο.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους βοήθησαν στην περάτωση της διατριβής ειδίκευσης.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στον καθηγητή κ. Χριστοφίδη για την ανάθεση του θέματος, την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, την άριστη συνεργασία, τη συνεχή επίβλεψη, το αμείωτο ενδιαφέρον και τις υποδείξεις του.

Τις ιδιαίτερες ευχαριστίες μου στον αναπληρωτή καθηγητή κ. Παπαστεφάνου για τις χρήσιμες συζητήσεις που είχα μαζί του, οι οποίες με βοήθησαν πάρα πολύ στο κεφάλαιο της ραδιενέργειας.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή κ. Κορωναίο για τη βοήθειά του και τις υποδείξεις του.

Θερμά ευχαριστώ τον επίκουρο καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Τ. Σολδάτο για το ενδιαφέρον του και την αρωγή του όποτε του ζητήθηκε.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τον Δρ. Στούλο Στυλιανό, μέλος του Ειδικού Εργαστηριακού Διδακτικού Προσωπικού του τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ., για τη μέτρηση των επιπέδων ραδιενέργειας των εξεταζόμενων γρανιτικών δειγμάτων στο Εργαστήριο Ατομικής και Πυρηνικής Φυσικής του τομέα Πυρηνικής Φυσικής και Φυσικής Στοιχειωδών Σωματιδίων του τμήματος

Φυσικής του Α.Π.Θ. Τον ευχαριστώ επίσης για τις χρήσιμες συζητήσεις που είχαμε όσον αφορά τα θέματα ραδιενέργειας.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στα μέλη ΕΕΔΙΠ και ΕΤΕΠ του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας κ. Γ. Μιχαηλίδη και κ. Δ. Κατσίκας αντίστοιχα, για την παρασκευή των λεπτών και λεπτών – στιλπνών τομών των εξεταζόμενων δειγμάτων και στον κ. Σ. Οικονομίδη για τη βοήθειά του στην ανάλυση των ορυκτών των δειγμάτων.

Τέλος ευχαριστώ θερμότατα τους γονείς μου για την υλική και ηθική τους συμπαράσταση όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στη χώρα μας όπως και σε όλο τον κόσμο αυξάνεται συνεχώς η χρήση των γρανιτικών πετρωμάτων ως δομικών υλικών. Ο εμπορικός όρος γρανίτης περιλαμβάνει μια σειρά από όξινα έως ενδιάμεσα και βασικά πλουτωνικά πετρώματα, όπως είναι οι γρανίτες, οι γρανοδιορίτες, οι μονζονίτες, οι διορίτες, οι γάββροι, οι συηνίτες κ.ά.

Η ποικιλία των χρωμάτων που έχουν, καθώς επίσης και η ανθεκτικότητά τους στη θέρμανση και στη θραύση τα κάνει ιδανικά για χρήση τους σε επιφάνειες, δάπεδα και σε επενδύσεις εσωτερικών και εξωτερικών χώρων.

Στον ελλαδικό χώρο τα γρανιτικά πετρώματα βρίσκονται σε μεγάλη αφθονία και δίνουν χρήσιμες πληροφορίες για το μαγματισμό που έλαβε χώρα στο παρελθόν. Πολλοί ερευνητές μελέτησαν κατά καιρούς αυτές τις γρανιτικές εμφανίσεις, βγάζοντας ενδιαφέροντα συμπεράσματα για την πετρογραφία, την ορυκτολογία και τον τρόπο γένεσής τους. Παρά τη συχνή εμφάνιση και την ποικιλία τους όμως, στη χώρα μας η εξόρυξη γρανιτών για εμπορική χρήση είναι περιορισμένη και οι ανάγκες στα συγκεκριμένα πετρώματα καλύπτονται με εισαγωγές από χώρες του εξωτερικού.

Η καταλληλότητα των εισαγόμενων γρανιτών για χρήση τους ως οικοδομικών υλικών όσον αφορά την ορυκτολογία, την πετρολογία, τη γεωχημεία και τη ραδιενέργειά τους εξετάστηκε από την Παυλίδου (2002) στα πλαίσια της διατριβής ειδίκευσής της στον τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Ανάλογη εξέταση για τους ελληνικούς γρανίτες δεν είχε γίνει μέχρι στιγμής.

Σκοπός της παρούσας διατριβής ειδίκευσης λοιπόν, είναι η μελέτη της ορυκτολογίας, της πετρογραφίας και της ραδιενέργειας ελληνικών γρανιτικών πετρωμάτων, καθώς επίσης και η σύγκριση των αποτελεσμάτων με εκείνα για τους εισαγόμενους γρανίτες, με στόχο τη διερεύνηση της δυνατότητας χρήσης τους σε ασφαλή επίπεδα για το περιβάλλον και τον άνθρωπο – τουλάχιστον όσον αφορά την έκθεση στην ακτινοβολία από φυσικές πηγές – και κατά

συνέπεια της δυνατότητας εξόρυξης και εκμετάλλευσής τους, με όλες τις ευεργετικές για την ελληνική οικονομία συνέπειες.

Τα γρανιτικά πετρώματα που μελετήθηκαν σ' αυτή την εργασία προέρχονται από αρκετές περιοχές της Βορείου Ελλάδας και συγκεκριμένα από το Βαρνούντα Φλώρινας, τη Σιθωνία, τις Μουριές Κιλκίς, τη Βροντού Σερρών, το Πανόραμα, τον Γρανίτη και την Ελατιά Δράμας, τους Φίλιππους Καβάλας, την Ξάνθη, τη Μαρώνεια Ροδόπης και από τη Λεπτοκαρυά Έβρου. Πρόκειται για 29 δείγματα, με πετρογραφικούς τύπους που κυμαίνονται από αλκαλιγρανίτες, γρανίτες και γρανοδιορίτες ως μονζονίτες και γάββρους.

Στη συνέχεια περιγράφονται οι ερευνητικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη των δειγμάτων, η πετρογραφία, η ορυκτολογία τους και παραθέτονται τα αποτελέσματα της εξέτασης των δειγμάτων για τις στάθμες ραδιενέργειας που τυχόν εκπέμπουν, καθώς επίσης και τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την όλη μελέτη.

3. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Στο κεφάλαιο αυτό αναφέρονται όλες οι μέθοδοι έρευνας που χρησιμοποιήθηκαν για την ορυκτολογική και πετρογραφική μελέτη, καθώς και για τη μέτρηση της φυσικής ραδιενέργειας των εξεταζόμενων δειγμάτων.

3.1. Ορυκτολογική ανάλυση

Όλα τα δείγματα που εξετάζονται στην παρούσα εργασία παραχωρήθηκαν από δύο μέλη της Συμβουλευτικής επιτροπής (από τον κ. Γ. Χριστοφίδη και τον κ. Α. Κορωναίο), από τον επίκουρο καθηγητή κ. Τ. Σολδάτο, τον καθηγητή κ. Γ. Ελευθεριάδη και τη Δρ. Λ. Παπαδοπούλου, τους οποίους και ευχαριστώ. Η ορυκτολογική τους ανάλυση έγινε σε παλιότερη εξέτασή τους με τη μέθοδο της εμβαδομέτρησης, από τους παραπάνω.

Προκειμένου να εξεταστούν τα δείγματα στο μικροσκόπιο, για ορισμένα από αυτά κατασκευάστηκαν αντιπροσωπευτικές λεπτές τομές στο παρασκευαστήριο του τομέα, ενώ για τα υπόλοιπα χρησιμοποιήθηκαν οι τομές που είχαν κατασκευαστεί στο παρελθόν.

Κατά την παρατήρηση των δειγμάτων (μικροσκοπικών και μακροσκοπικών) φωτογραφήθηκε ο ιστός τους καθώς και τα ορυκτά συστατικά τους με τη χρήση ψηφιακής φωτογραφικής μηχανής του τομέα. Στα παραρτήματα Π 1 και Π 2 δίνονται οι πιο αντιπροσωπευτικές φωτογραφίες των πετρωμάτων και των ορυκτών τους.

3.2. Χημική ανάλυση ορυκτών και πετρωμάτων

Η χημική ανάλυση πολλών ορυκτών των δειγμάτων πάρθηκε από δημοσιεύσεις των ερευνητών που παραχώρησαν τα δείγματα, αλλά παράλληλα έγιναν και συμπληρωματικές αναλύσεις. Για τις αναλύσεις αυτές έγινε χρήση του Σαρωτικού Ηλεκτρονικού Μικροσκοπίου (SEM), του Εργαστηρίου Σαρωτικής

μικροσκοπίας του Α.Π.Θ., τύπου JEOL JSM 840 στο οποίο είναι ενσωματωμένο σύστημα διασποράς ενέργειας (EDS) τύπου LINK-AN 10000. Για το σκοπό αυτό κατασκευάστηκαν λεπτές στιλπνές τομές οι οποίες στη συνέχεια επανθρακώθηκαν.

Οι χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων παραχωρήθηκαν ως παραπάνω.

3.3. Μέτρηση ραδιενέργειας

Οι γρανίτες καθώς και τα οικοδομικά υλικά που προέρχονται από το στερεό φλοιό της Γης περιέχουν ραδιενεργά ισότοπα, όπως το ^{40}K και τα προϊόντα των ραδιενεργών σειρών του ^{238}U , ^{235}U και ^{232}Th , σε συγκεντρώσεις της τάξης των μερικών ppm. Για την ανίχνευση και μέτρηση των συγκεντρώσεων των ισοτόπων αυτών στα εξεταζόμενα δείγματα χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της φασματοσκοπίας ακτίνων – γ. Αυτή έγινε στο Εργαστήριο Ατομικής και Πυρηνικής Φυσικής του τομέα Πυρηνικής Φυσικής και Φυσικής Στοιχειωδών Σωματιδίων του τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ..

Κατά τη μέθοδο της γ – φασματοσκοπίας προσδιορίζεται η συγκέντρωση ενός συγκεκριμένου ραδιοϊσοτόπου με βάση τις ακτίνες – γ που εκπέμπονται μετά την άλφα ή βήτα διάσπασή του, ακολουθώντας τη διαδικασία αποδιέγερσης του θυγατρικού πυρήνα (Στούλος 1998).

Τα 29 δείγματα που εξετάζονται στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης κονιοποιήθηκαν ώστε οι κόκκοι τους να έχουν διάμετρο $< 800\mu\text{m}$. Ακολούθησε ξήρανση των δειγμάτων σε ήπια θέρμανση $\sim 60\text{ }^{\circ}\text{C}$, μέχρι σταθερού βάρους, ώστε να απομακρυνθεί η υγρασία που τυχόν περιέχουν. Στη συνέχεια, για τη φασματοσκοπία των ακτίνων – γ χρησιμοποιήθηκε ανιχνευτής στερεάς κατάστασης υπερκαθαρού Γερμανίου (High Purity Ge Detector), υψηλής διακριτικής ικανότητας (1,9 keV στα 1,33 MeV του ^{60}Co) και υψηλής απόδοσης (42 %).

4. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΩΝ

Τα δείγματα που εξετάστηκαν προέρχονται από πλουτωνικά σώματα τα οποία βρίσκονται στη Μάζα της Ροδόπης, στη Σερβομακεδονική, στην Περιροδοπική και στην Πελαγονική ζώνη (Σχ. 4.1). Παρακάτω δίνονται στοιχεία για τις γεωτεκτονικές αυτές ζώνες και περιγράφεται η γεωλογία των διαφόρων πλουτωνιτών. Στον πίνακα 4.1 παρουσιάζεται ο πετρογραφικός τύπος όλων των εξεταζόμενων δειγμάτων, η περιοχή προέλευσής τους, καθώς επίσης και η γεωτεκτονική ζώνη στην οποία ανήκουν.

4.1. Μάζα Ροδόπης

Η μάζα της Ροδόπης εκτείνεται ανατολικά του Στρυμόνα ποταμού στη Βόρεια Ελλάδα και στη Βουλγαρία. Στον ελληνικό χώρο καλύπτει τη ΒΑ Μακεδονία και τη Θράκη. Δυτικά συνορεύει με τη Σερβομακεδονική ζώνη κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Στρυμόνα (Dinter & Royden 1993), ενώ νότια και νοτιοανατολικά με την Περιροδοπική ζώνη.

Η δυτική και κεντρική Ροδόπη χωρίζεται σε δύο τεκτονικές μονάδες, την Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα του Σιδηρόνερου (ΑΤΕ) στα βόρεια κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και την Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα του Παγγαίου (ΚΤΕ) που καταλαμβάνει τη δυτική και νοτιοδυτική Ροδόπη (Papanikolaou & Panagopoulos 1981, Kiliass & Mountrakis 1990). Η ενότητα του Σιδηρόνερου επιπτεύει την ενότητα του Παγγαίου από την Ξάνθη ως τα σύνορα της Βουλγαρίας κατά μήκος της μεγάλης τεκτονικής γραμμής του Νέστου γενικής διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ. Στην ΑΤΕ επικρατούν ορθογενέισιοι, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες, που έχουν υποστεί υψηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης από τα πετρώματα της ΚΤΕ (ορθογενέισιοι, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες και μάρμαρα) (Mposkos et al. 1990).



Πίνακας 4.1. Πετρογραφικοί τύποι, περιοχή προέλευσης και γεωτεκτονική ζώνη στην οποία ανήκουν τα εξεταζόμενα δείγματα.

ΔΕΙΓΜΑ	ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΤΥΠΟΣ	ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ	ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ
SB 36	Hb Συηνίτης*	Βροντού	Ροδόπη
SB 41	Hb Χαλαζιακός Μονζονίτης	Βροντού	
SB 50	Hb Γρανίτης	Βροντού	
SB 55	Γάββρος	Βροντού	
L 4	Hb Γρανίτης	Βροντού	
B 7	Γρανίτης	Βροντού	
TS 10	Hb Γρανίτης	Βροντού	
D 5	Bi Γρανοδιορίτης	Ελατιά	
D 8b	Bi Τοναλίτης	Ελατιά	
D 15	Γρανίτης	Ελατιά	
DSK 17	Bi Τοναλίτης	Ελατιά	
A 13	Γρανίτης	Ελατιά	
H 9	Αλκαλιγρανίτης	Ελατιά	
G 2	Γρανίτης	Γρανίτης	
G 6	Hb – Bi Γρανίτης	Γρανίτης	
PR 27	Γρανίτης	Πανόραμα	
P 6	Χαλαζιακός Μονζονίτης	Πανόραμα	
NG 5	Γάββρος	Ξάνθη	
MZ 500	Bi – Px Χαλαζιακός Μονζοδιορίτης	Ξάνθη	
YD 12	Bi - Hb Χαλαζιακός Μονζοδιορίτης	Φίλιπποι	
MP 501	Bi Γρανίτης	Μουριές	Σερβομακεδονική
STH 5**	Γρανοδιορίτης	Σιθωνία	Περιοδοτική
STH 6	Γρανίτης	Σιθωνία	
STH 13	Λευκογρανίτης	Σιθωνία	
STH 118	Bi Γρανοδιορίτης	Σιθωνία	
STH 450	Hb – Bi Γρανοδιορίτης	Σιθωνία	
MR 11	Hb – Bi – Px Μονζονίτης	Μαρώνεια	
L 23a	Bi – Px – Hb Χαλαζιακός Μονζονίτης	Λεπτοκαρυά - Κίρκη	
KR 9	Hb – Bi Χαλαζιακός Μονζονίτης	Βαρνούνας	Πελαγονική

*Η ταξινόμηση έγινε με βάση το τρίγωνο QAP (I.U.G.S., 1973)

**Το πρόθεμα STH χρησιμοποιείται για τα δείγματα της Σιθωνίας

4.1.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Ροδόπης

Η πυριγενής δραστηριότητα της Ροδόπης από το Κρητιδικό ως το Τριτογενές σχετίζεται με την ανάπτυξη του Αλπικού ορογενούς, το οποίο δημιουργήθηκε στο ενεργό περιθώριο της ΝΑ Ευρώπης κατά το κλείσιμο της Παλαιοτρηθούς (Boyanov et al. 1987, Sanduleskou 1987, Schwan 1987).

Στην κεντρική και ανατολική μάζα της Ροδόπης είναι ευρέως διαδεδομένη μια ηφαιστειότητα του Κ. Τριτογενούς (Innocenti et al. 1984, Eleftheriadis et al. 1989a, Eleftheriadis 1995). Δύο είναι οι βασικές ηφαιστειακές εμφανίσεις, μία βόρεια της Ξάνθης και μία κοντά στην Αλεξανδρούπολη. Η ηφαιστειότητα ξεκίνησε στο Μ. Ηώκαινο δίνοντας άφθονα ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα και ιγκνιμβρίτες και ολοκληρώθηκε στο Α. Ολιγόκαινο με υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά έως σωσσονιτικά πετρώματα, κυρίως όξινης έως βασικής σύστασης (Christofides et al. 2004).

Στη μάζα της Ροδόπης επίσης, είναι πολύ διαδεδομένα γρανιτικά πετρώματα ποικίλης σύστασης. Στη δυτική και κεντρική Ροδόπη υπάρχουν κάποιες μεγάλες γρανιτικές διεισδύσεις στην περιοχή της Βροντούς (Theodorikas 1982, Kolocotroni 1992), στην Ελατιά (Σκλαβούνος 1981, Σολδάτος 1985), στην Ξάνθη (Χριστοφίδης 1977, Liati 1986) και στην Καβάλα (Kokkinakis 1977, Neiva et al. 1996), η σύσταση των οποίων κυμαίνεται από γρανίτες, γρανοδιορίτες και μονζονίτες, έως γάββρους.

4.1.2. Πλουτωνίτης της Βροντούς

Ο πλουτωνίτης της Βροντούς βρίσκεται κοντά στα ελληνοβουλγαρικά σύνορα, βόρεια της πόλης των Σερρών στην Κεντρική Μακεδονία και έχει έκταση πάνω από 250 km².

Ο πλουτωνικός όγκος της Βροντούς διεισδύει σε μάρμαρα, γνεύσιους και σχιστόλιθους της ΚΤΕ στο δυτικό τμήμα της μάζας της Ροδόπης. Στα ανατολικά και βορειοανατολικά περιθώρια του πλουτωνίτη δημιουργούνται φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής (Kolocotroni 1992), ενώ στην ίδια περιοχή εντοπίζονται βασικά μικροκοκκώδη εγκλείσματα με ελλειψοειδή ή ακανόνιστα σχήματα και

διάμετρο ως 30 cm. Στα ΝΑ βρίσκονται κάποιες μικρές εμφανίσεις γαβροδιοριτών. Σε ολόκληρο τον πλουτωνικό όγκο εμφανίζονται κυρίως απλιτικές, αλλά και πηγματιτικές φλέβες.

Τα πετρώματα της Βροντούς είναι κυρίως ασβεσταλκαλικά έως σωσσονιτικά. Στα βορειοανατολικά επικρατούν διορίτες, γάββροι, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και γρανοδιορίτες, που σε αρκετά σημεία τους μεταβαίνουν σε χαλαζιακούς μονζοδιορίτες. Στα νοτιοδυτικά εμφανίζονται κυρίως γρανίτες, που σε κάποια σημεία τους μεταβαίνουν σε χαλαζιακούς συηνίτες και γρανοδιορίτες (Soldatos et al. 1998).

Το βορειοανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη έχει ολιγοκαινική ηλικία, ενώ το νοτιοδυτικό μειοκαινική.

4.1.3. Πλουτωνίτης της Ελατιάς

Ο πλουτωνίτης της Ελατιάς τοποθετείται στο βόρειο τμήμα του νομού Δράμας. Αποτελεί το κύριο τμήμα του συμπλέγματος Ελατιάς – Σκαλωτής - Παρανεστίου και μαζί με τον πλουτωνίτη Barutin – Buyonono της ΝΔ Βουλγαρίας αποτελούν έναν από τους μεγαλύτερους βαθύλιθους της Ροδόπης με έκταση 850 km² περίπου. Τα πετρώματα της Ελατιάς διεισδύουν σε μάρμαρα, σχιστόλιθους και γνεύσιους της ΑΤΕ της Ροδόπης, (Κοτοπούλη 1981, Σολδάτος 1985, Soldatos et al. 2001a, Soldatos et al. 2001b, Christofides et al. 2001) δημιουργώντας φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής.

Ο κύριος πετρογραφικός τύπος του πλουτωνίτη είναι μεσόκοκκος ως αδρόκοκκος πορφυριτικός (κεροστιλβικός) βιοιτικός γρανοδιορίτης, που συχνά είναι ισχυρά σχιστοποιημένος και ο οποίος εμφανίζεται στο δυτικό τμήμα της Ελατιάς. Ο γρανοδιορίτης αυτός συχνά κόβεται από φλέβες λεπτόκοκκου ως μεσόκοκκου βιοιτικού γρανίτη και λευκογρανίτη, με πάχος που κυμαίνεται από μερικά εκατοστά ως μερικά μέτρα. Η σύστασή του μεταβάλλεται τοπικά από χαλαζιακό διορίτη, δια μέσου χαλαζιακού μονζοδιορίτη και τοναλίτη, σε γρανίτη. Στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη επικρατούν οι διμαρμαρυγιακοί γρανίτες και οι λευκογρανίτες.

Τα πετρώματα της Ελατιάς είναι ασβεσταλκαλικά, ηωκαινικής ηλικίας (Soldatos et al. 2001b).

4.1.4. Πλουτωνίτης της Ξάνθης

Ο ολιγοκαινικός πλουτωνίτης της Ξάνθης διεισδύει σε μάρμαρα, γνεύσιους και σε ηωκαινικά ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα της μάζας της Ροδόπης. Στην επαφή του με τα μεταμορφωμένα πετρώματα δημιουργείται μεταμορφική άλω επαφής εκατοντάδων μέτρων. Νότια, έρχεται σε ρηξιγενή επαφή με πετρώματα του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς (Χριστοφίδης 1977, Kyriakopoulos 1987).

Ο κύριος πετρογραφικός τύπος του πλουτωνίτη είναι γρανοδιορίτης που περιέχει κεροστίλβη και βιοτίτη, ο οποίος συχνά μεταπίπτει σε γρανίτη. Αυτός καλύπτει περίπου τα τρία τέταρτα του πλουτωνίτη και εμφανίζεται στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του. Συχνά περιέχει μικροκοκκώδη εγκλείσματα χαλαζιοδιοριτικής κυρίως σύστασης. Το ανατολικό τμήμα αποτελείται κυρίως από μονζονίτες, με λιγότερο χαλαζιακούς μονζοδιορίτες, χαλαζιακούς μονζονίτες και μονζογάββρους, που περιέχουν βιοτίτη, κεροστίλβη και πυρόξενο. Στο ανατολικό του άκρο υπάρχει πυροξενικός – ολιβινικός γάββρος. Απλιτικές φλέβες και μερικές φορές λαμπροφυρικές φλέβες διακόπτουν τον πλουτωνίτη.

Τα πετρώματα της Ξάνθης είναι ασβεσταλκαλικά ως υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά.

4.1.5. Πλουτωνίτης του Πανοράματος

Ο πλουτωνικός όγκος του Πανοράματος βρίσκεται στο νομό Δράμας, κοντά στα σύνορα με το νομό Σερρών, ανάμεσα στα χωριά Πανόραμα και Κ. Βροντού. Πρόκειται για ένα μικρό γρανιτικό σώμα εκτάσεως 7 km² που γεωλογικά τοποθετείται στην ΚΤΕ της Ροδοπικής μάζας και το οποίο διεισδύει

στα μάρμαρα του Φαλακρού όρους. Ο πλουτωνίτης εμφανίζεται σχετικά απαραμόρφωτος και αρκετά αποσαθρωμένος (Νταγκουνάκη 2000).

Διακρίνονται δύο ξεχωριστά τμήματα. Το βορειότερο έχει έκταση 2 km², διεύθυνση ΔΝΔ – ΑΒΑ και αποτελείται κυρίως από χαλαζιακό μονζονίτη. Το νοτιότερο τμήμα του πλουτωνίτη με κατεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και έκταση 5 km² είναι ένας γρανίτης. Σε αυτό το νοτιότερο τμήμα κυρίως και στην επαφή του με τα μάρμαρα σχηματίζονται ζώνες skarn με γρανάτη και βολλαστονίτη.

Στον πλουτωνίτη του Πανοράματος εντοπίστηκαν ελλειψοειδή εγκλείσματα μεγέθους 30 – 40 cm από λεπτόκοκκα μεσοκρατικά πετρώματα. Επίσης βρέθηκαν απλιτικές και γρανοδιοριτικές φλέβες μικρού πάχους, που διακόπτουν τα γρανιτικά πετρώματα (Jones et al. 1992).

Τα πετρώματα του Πανοράματος έχουν ηλικία $26,8 \pm 0,5$ Ma (Meyer 1968) και όσον αφορά τη χημεία τους είναι ασβεσταλκαλικά υψηλού Κ.

4.1.6. Πλουτωνίτης του Γρανίτη

Βορειοανατολικά του Πανοράματος, στο βόρειο τμήμα του νομού Δράμας εμφανίζεται ο μικρός πλουτωνίτης του Γρανίτη με επιφανειακή έκταση περίπου 2 km². Ο μικρός αυτός πλουτωνικός όγκος διεισδύει ασύμφωνα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδόπης.

Ανήκει στο σχηματισμό των γρανοδιοριτών του Φαλακρού όρους μαζί με τους γρανοδιορίτες του Πανοράματος και των Ποταμών. Άλλοι πετρογραφικοί τύποι που συναντώνται είναι γρανίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και βασικά εγκλείσματα. Στην επαφή του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα της περιοχής δημιουργούνται ζώνες skarn.

Η ηλικία του πλουτωνίτη του Γρανίτη υπολογίστηκε στα 28 Ma (Meyer 1968).

4.1.7. Πλουτωνίτης των Φιλίππων

Ο πλουτωνίτης των Φιλίππων είναι τεταρτογενούς ηλικίας και βρίσκεται στην ανατολική Μακεδονία βορειοδυτικά της Καβάλας. Διεισδύει σε μάρμαρα και σχιστόλιθους της ΚΤΕ της Ροδόπης προκαλώντας φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής (Papanikolaou & Panagopoulos 1981, Eleftheriadis et al. 1995). Η επιφανειακή έκτασή του είναι 1 km² και τα πετρώματά του διακόπτονται από απλιτικές φλέβες πάχους μέχρι 50 cm.

Οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη των Φιλίππων είναι ο χαλαζιακός μονζοδιוריτίτης, ο μονζοδιוריτίτης και ο χαλαζιακός μονζονίτης. Στο εσωτερικό τους εντοπίζονται εγκλείσματα λεπτόκοκκα, μελανοκρατικά, μονζοδιוריτιτικής κυρίως σύστασης, με ελλειψοειδές μέχρι ακανόνιστο σχήμα (Μαλέα 1993).

Η ηλικία του πλουτωνικού όγκου των Φιλίππων βρέθηκε ότι είναι 28 Ma με εφαρμογή της μεθόδου K – Ar σε Bi (Melidonis 1969).

4.2. Σερβομακεδονική Ζώνη

Η Σερβομακεδονική ζώνη είναι μία σύνθετη γεωτεκτονική ενότητα που εκτείνεται από τη Σερβία μέχρι τη Χαλκιδική με διεύθυνση ΒΒΔ – ΝΝΑ. Στα δυτικά συνορεύει με την Περιροδοπική ζώνη και στα ανατολικά με τη μάζα της Ροδόπης παράλληλα στο ρήγμα μικρής γωνίας του Στρυμόνα. Έχει υποστεί τα μεγάλα μεταμορφικά, μαγματικά και παραμορφωτικά επεισόδια του Μ. Μεσοζωικού, τα οποία ακολουθήθηκαν από τον πλουτωνισμό του Ηωκαίνου και του Ολιγοκαίνου (D' Amico et al. 1990).

Διαιρείται σε δύο μεγάλες σειρές πετρωμάτων, από τις οποίες η παλιότερη ονομάζεται σειρά Κερδυλλίων και η νεότερη σειρά Βερτίσκου. Η πρώτη καλύπτει μια μικρή περιοχή στη ΒΑ Χαλκιδική και συγκροτείται από γνεύσιους, αμφιβολίτες και μάρμαρα που μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες της ανώτερης αμφιβολιτικής φάσης. Η σειρά Βερτίσκου βρίσκεται δυτικότερα, σε τεκτονική επαφή με τα μάρμαρα της σειράς Κερδυλλίων. Αποτελείται κυρίως από γνεύσιους, αμφιβολίτες, σχιστόλιθους και λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων. Τα

πετρώματα αυτά μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες χαμηλής αμφιβολιτικής φάσης (Kockel et al. 1977, Dixon & Dimitriadis 1984, Chatzidimitriadis et al. 1985, Papadopoulos & Kiliadis 1985, Sakellariou 1989).

4.2.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Σερβομακεδονικής

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Σερβομακεδονικής διακόπτονται από μεγάλους ή μικρότερους όγκους πυριγενών πετρωμάτων.

Μεγάλοι γρανιτικοί όγκοι δημιουργήθηκαν κατά το Μεσοζωικό στην Αρνέα (De Wet et al. 1989), στο Άγιο Όρος, στο Μονοπήγαδο (Christofides et al. 2000), στο Λαχανά, στο Φλαμούρι και στο όρος Βερτίσκος. Η τελευταία φάση μαγματισμού έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές και έδωσε μεταξύ άλλων το γρανίτη της Ιερισσού, το γρανοδιορίτη του Στρατωνίου (Papadakis 1971), τους χαλαζιακούς διορίτες της Μεγάλης Παναγιάς και το γρανίτη της Σιθωνίας (De Wet et al. 1989, D' Amico et al. 1990).

Στη Σερβομακεδονική ζώνη εντοπίζονται και ηφαιστειακά πετρώματα, (ρυόλιθοι) τα οποία δημιουργήθηκαν κατά τη μεταλπική πλειο – τεταρτογενή ηφαιστειότητα.

4.2.2. Πλουτωνίτης των Μουριών

Ο γρανίτης των Μουριών ανήκει στο γρανιτικό σύμπλεγμα της Κερκίνης, το οποίο βρίσκεται στο βουνό Κερκίνη στα σύνορα Ελλάδας – Πρώην Γιουγκοσλαβικής Δημοκρατίας της Μακεδονίας (Π.Γ.Δ.Μ.). Το σύμπλεγμα αυτό που είναι έντονα παραμορφωμένο και αρκετά αλλοιωμένο διεισδύει στην ενότητα Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας (Christofides et al. 1999).

Ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης, ενώ τοπικά απαντούν ο βιοιτικός και ο μοσχοβιτικός γρανίτης.

Τα πετρώματα της περιοχής είναι υπεραργιλικά. Γεωχρονολογήσεις K – Ar σε μαρμαρυγίες έδωσαν ηλικία σχηματισμού Κάτω Κρητιδικού. Η γένεση του

γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης πιθανώς συνδέεται με τον μαγματισμό του Α. Ιουρασικού που έδωσε αρκετούς γρανίτες στην περιοχή.

4.3. Περιροδοπική Ζώνη

Η Περιροδοπική ζώνη εκτείνεται από τα σύνορα Ελλάδας – Π.Γ.Δ.Μ. προς τα ΝΑ στη λίμνη Λαγκαδά, τον κορμό της Χαλκιδικής και τη χερσόνησο της Σιθωνίας όπου κάμπτεται προς τα ΒΑ και με διεύθυνση ΝΔ – ΒΑ περνάει από την άκρη της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς τη Σαμοθράκη και την περιοχή Αλεξανδρούπολης – Έβρου (Μουντράκης 1985). Προς βορρά εκτείνεται και στη νοτιοανατολική Βουλγαρία. Στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας η Περιροδοπική συνορεύει τεκτονικά με τη ζώνη Αξιού προς τα δυτικά και με τη Σερβομακεδονική προς τα ανατολικά, ενώ στην περιοχή της Θράκης συνορεύει με τη μάζα της Ροδόπης.

Στην περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας τρεις ενότητες συγκροτούν την Περιροδοπική ζώνη, η ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, η ενότητα Μελισχωρίου – Χολομώντα και η ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη. Σε αυτές επικρατούν τα μεταμορφωμένα πετρώματα (σχιστόλιθοι, χαλαζίτες, μάρμαρα, φυλλίτες, γνεύσιοι). Στην περιοχή της Θράκης η Περιροδοπική διακρίνεται σε δύο ενότητες, στην ενότητα Μάκρης και στην ενότητα Δρυμού – Μελίας, στις οποίες κυριαρχούν τα μεταμορφωμένα πετρώματα.

4.3.1. Πυριγενής δραστηριότητα της Περιροδοπικής

Στην Περιροδοπική ζώνη εκτός από τα μεταμορφωμένα πετρώματα συναντώνται και πυριγενή ως αποτέλεσμα μαγματισμού που έλαβε χώρα από το Μεσοζωικό ως το Τριτογενές (Μαγκανάς 1988). Πρόκειται για ασβεσταλκαλικά ως σωσσονιτικά, ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα. Τα τελευταία αντιπροσωπεύονται από ιγκνιμβρίτες, ρυόλιθους, οψιδιανούς, δακίτες και τραχείτες και εναλλάσσονται με αργιλικά, αργιλοψαμμιτικά και ανθρακικά ιζήματα (Ασβεστά 1992).

Γρανιτικοί όγκοι ηλικίας Ηώκαινου (γρανίτης Σιθωνίας), Ολιγόκαινου (γρανίτες Μαρώνειας και Λεπτοκαρυάς - Κίρκης) και Μειόκαινου κόβουν σε αρκετές θέσεις τα παλιότερα μεταμορφωμένα σώματα της Περιροδοπικής ζώνης, ηλικίας Α. Παλαιοζωικού και Μεσοζωικού.

Στην περιοχή της Θράκης υπάρχει μια ζώνη ABA διεύθυνσης μικρών γρανιτικών πλουτωνιτών (Λεπτοκαρυά – Κίρκη, Τρεις Βρύσες – Χαλάσματα, Μαρώνεια) που αποτελούνται κυρίως από μονζονίτες, γρανοδιορίτες και γάββρους (Kyriakopoulos 1987, Del Moro et al. 1988).

4.3.2. Πλουτωνίτης της Σιθωνίας

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας καλύπτει όλη την ομώνυμη χερσόνησο της Χαλκιδικής, εκτός από το κεντροδυτικό και το νοτιότερο τμήμα της. Έχει έκταση περίπου 350 km² και διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ. Τα πετρώματα της Σιθωνίας διεισδύουν σε εκείνα της Περιροδοπικής και μερικώς της Σερβομακεδονικής ζώνης. Η ηλικία τους υπολογίστηκε στα 50 Ma (De Wet et al. 1989, D'Amico et al. 1990, Christofides et al. 1990).

Από βορρά προς νότο, οι βασικότεροι πετρογραφικοί τύποι του συγκεκριμένου πλουτωνικού όγκου είναι οι διμαρμαρυγικοί γρανίτες, οι λευκογρανίτες, οι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες και οι κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (Soldatos et al. 1976). Εκτός αυτού, εντοπίζονται μικρές εμφανίσεις τοναλιτών. Εγκλείσματα χαλαζιακών διοριτών είναι συχνά στους γρανοδιορίτες και στους τοναλίτες, ενώ πορφυριτικοί γρανοδιορίτες εμφανίζονται ως μικρές φλέβες που κόβουν τους βιοτιτικούς γρανοδιορίτες.

Οι πλουτωνίτες εμφανίζουν κατά τόπους σχιστότητα και έχουν μια θερμική άλω περίπου 100 m, η οποία κόβεται από απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες.

Όσον αφορά τη χημεία τους τα πετρώματα της Σιθωνίας είναι ασβεσταλκαλικά. Συγκεκριμένα, οι τοναλίτες και οι κεροστιλβικοί γρανοδιορίτες είναι ελαφρώς μεταργιλικόι, ενώ οι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες, οι διμαρμαρυγικοί γρανίτες και οι λευκογρανίτες είναι ελαφρά υπεραργιλικόι (Christofides et al. 1990).

4.3.3. Πλουτωνίτης της Μαρώνειας

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας εμφανίζεται στην περιοχή της νοτιοδυτικής Θράκης και συγκεκριμένα 30 km νότια της Κομοτηνής. Έχει έκταση 6 km² και διεισδύει στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Περιοδοτικής ζώνης.

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας διακρίνεται στις εξής ομάδες με τους αντίστοιχους πετρογραφικούς τύπους (Παπαδοπούλου 2003).

α) Βασική ομάδα. Αποτελείται από αδρόκοκκους γάββρους οι οποίοι παρουσιάζουν τον τυπικό γρανιτικό ιστό.

β) Ενδιάμεση ομάδα. Τα πετρώματα της ομάδας αυτής είναι μονζονίτες οι οποίοι με αύξηση του ποσοστού τους σε χαλαζία μεταπίπτουν σε χαλαζιακοί μονζονίτες και μονζογάββροι οι οποίοι επίσης με αύξηση του χαλαζία έχουν σύσταση χαλαζιακού μονζογάββρου.

γ) Όξινη ομάδα. Τα πετρώματα που ανήκουν στην ομάδα αυτή είναι γρανίτες, απλιτικές φλέβες και πορφυριτικοί μικρο – γρανίτες.

Τα γρανιτικά πετρώματα εμφανίζονται ως διεισδύσεις με τη μορφή φλεβών πάχους από 50 cm ως μερικά μέτρα.

Τα πετρώματα της Μαρώνειας δεν παρουσιάζουν μεταμόρφωση. Όσον αφορά τη χημεία τους, τα πετρώματα της βασικής ομάδας είναι υψηλού Κ ασβεσταλκαλικά, αυτά της ενδιάμεσης ομάδας είναι σωσσονιτικά και αυτά της όξινης είναι υπερκαλιούχα.

Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας είναι αποτέλεσμα του τριτογενούς μαγματισμού που έλαβε χώρα στην Περιοδοτική ζώνη και στη μάζα της Ροδόπης. Συγκεκριμένα, με τη μέθοδο Rb – Sr σε ολικό πέτρωμα και σε βιοτίτη ο πλουτωνίτης έδωσε ηλικία Ολιγοκαίνου (29 Ma).

4.3.4. Πλουτωνίτης της Λεπτοκαρυάς – Κίρκης

Τα πλουτωνικά πετρώματα Λεπτοκαρυάς – Κίρκης εμφανίζονται κατά μήκος μιας ρηξιγενούς ζώνης διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ και Β – Ν κυρίως, η οποία είναι υποπαράλληλη με τα βορειότερα περιθώρια της λεκάνης Αισύμης – Κίρκης (Eleftheriadis et al. 1989b).

Έχουν τη μορφή μικρών διεισδυτικών σωμάτων τα οποία από ΝΔ προς ΒΑ είναι τα εξής: Κασσιτερά, Κίρκη, Λεπτοκαρυά, Χαλάσματα και Τρεις Βρύσες. Το μεγαλύτερο είναι αυτό της Λεπτοκαρυάς. Όλα αυτά τα σώματα αποτελούν τους πλουτωνίτες Λεπτοκαρυάς – Κίρκης που διεισδύουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης ή βρίσκονται σε επαφή με Πριαμπόνιες ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές και με ηφαιστειακά ανδεσιτικής σύστασης (Mavroudchiev et al. 1993).

Οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι των πλουτωνιτών είναι χαλαζιακοί γάββροι, χαλαζιακοί διορίτες, χαλαζιακοί μονζογάββροι ως μονζοδιορίτες, τοναλίτες και γρανοδιορίτες. Ο ιστός τους είναι γρανιτικός και σπανιότερα είναι μονζονιτικός και υποφειτικός. Γενικά πρόκειται για μεσόκοκκα πετρώματα που αποτελούνται από πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους, χαλαζία, αμφίβολο, βιοτίτη, ορθοπυρόξενο και κλिनοπυρόξενο.

Η ηλικία των πλουτωνιτών Λεπτοκαρυάς – Κίρκης είναι Ολιγοκαινική (Kyriakopoulos 1987, Del Moro et al. 1988) και όσον αφορά τη χημεία τους είναι ασβεσταλκαλικοί, οι οποίοι σε ορισμένες περιοχές παρουσιάζουν υψηλές τιμές Κ.

4.4. Πελαγονική Ζώνη

Η Πελαγονική ζώνη έχει διεύθυνση ΒΒΔ – ΝΝΑ και εκτείνεται από τη Σερβία προς τους ελληνικούς ορεινούς όγκους του Βόρα, του Βέρνου, του Βερμίου, των Πιερίων, του Ολύμπου, του Πηλίου και της Βόρειας Εύβοιας. Στη συνέχεια κάμπτεται προς τις Σποράδες και περιλαμβάνει τα νησιά Σκιάθος, Σκόπελος και Σκύρος. Πιθανώς η ζώνη επεκτείνεται προς τα νησιά Οινούσες (βόρεια της Χίου), απ' όπου περνάει στη βόρεια Μικρά Ασία. Επίσης, πολλοί ερευνητές πιστεύουν ότι η Αττικοκυκλαδική ζώνη αποτελεί προέκταση της Πελαγονικής (Μουντράκης 1985).

Οι κύριοι σχηματισμοί της Πελαγονικής ζώνης είναι μεταμορφωμένα πετρώματα του Άνω Παλαιοζωικού, γρανιτικοί όγκοι του Άνω Λιθανθρακοφόρου που διεισδύουν στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της ζώνης, ιζήματα και

ηφαιστειακά υλικά του Περμοτριάδικου, ανθρακικά πετρώματα του Μεσοζωικού, οφειόλιθοι και τέλος φλύσχης του Μ. – Α. Κρητιδικού.

Από την παρουσία του τεκτονικού παραθύρου του Ολύμπου στην Πελαγονική, διαπιστώθηκε ότι η ζώνη είναι επωθημένη πάνω στις εξωτερικές ζώνες. Η επώθηση αυτή πρέπει να έγινε μετά το Ηώκαινο.

4.4.1. Πλουτωνίτης του Βαρνούντα

Ο πλουτωνίτης του Βαρνούντα βρίσκεται στο ΒΔ άκρο του Νομού Φλώρινας στο όρος Βαρνούς. Αποτελεί το ανατολικό τμήμα ενός μεγάλου πλουτωνικού όγκου της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και αποτελεί την προέκταση του πλουτωνίτη της Καστοριάς (Μουντράκης 1983).

Ο γρανιτικός όγκος του Βαρνούντα διεισδύει στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης με αποτέλεσμα τη δημιουργία κερατιτών λόγω μεταμόρφωσης από επαφή. Επίσης, συχνά εντοπίζονται τμήματα του υποβάθρου μέσα στον πλουτωνίτη.

Χαλαζιακοί μονζονίτες, γρανίτες, μονζονίτες και μονζοδιορίτες είναι οι κύριοι πετρογραφικοί τύποι του πλουτωνίτη, ενώ ορυκτολογικά χαρακτηρίζεται κυρίως από την παρουσία χαλαζία, αστρίων, βιοτίτη, αμφιβόλων, απατίτη, τιτανίτη, επίδοτου, αλλανίτη, ζirkονίου και μαγνητίτη. Σε αρκετά σημεία του πλουτωνίτη εντοπίζονται πράσινοι οφθαλμοειδείς και στικτοί γνεύσιοι, οι οποίοι θεωρούνται γνευσιωμένα τμήματά του.

Τα πετρώματα του Βαρνούντα είναι ασβεσταλκαλικά και η ηλικία τους είναι Ερκύνια (Κορωναίος 1991).

5. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ – ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η πετρογραφία και η ορυκτολογία των δειγμάτων που εξετάστηκαν. Στον πίνακα 5.1α παρουσιάζεται η ορυκτολογική σύσταση όλων των δειγμάτων, η οποία απεικονίζεται στο τριγωνικό διάγραμμα QAP του σχήματος 5.1. Στον πίνακα 5.1β δίνεται η συμμετοχή των επουσιωδών, των δευτερογενών και των μεταλλικών ορυκτών στα εξεταζόμενα γρανιτικά πετρώματα. Στον πίνακα 5.2 δίνονται οι χημικές αναλύσεις των κύριων στοιχείων των εξεταζόμενων δειγμάτων, οι οποίες απεικονίζονται στο διάγραμμα Q' – ANOR του σχήματος 5.2. Η ταξινόμηση των δειγμάτων στη συνέχεια γίνεται με βάση το διάγραμμα QAP. Το διάγραμμα Q' – ANOR δίνεται για λόγους αναφοράς, επειδή το έχουν χρησιμοποιήσει αρκετοί ερευνητές που μελέτησαν τα εξεταζόμενα δείγματα. Στο τέλος του κεφαλαίου δίνονται οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών των δειγμάτων.

5.1. Πλουτωνίτης της Βροντούς

Δείγμα SB 36: Ο πετρογραφικός τύπος του είναι κεροστιλβικός συνηίτης (φωτ. Π 1.1), ο οποίος περιέχει ελάχιστο χαλαζία. Το κυριότερο ορυκτό του πετρώματος είναι το ορθόκλαστο, οι μεγάλοι κρύσταλλοι του οποίου εγκλείουν μικρότερους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων (φωτ. Π 2.1). Τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν τις κλασσικές πολυδυμίες, εμφανίζουν ζώνωση και κάποιοι μεγάλοι κρύσταλλοι έχουν εγκλείσματα διαφόρων ορυκτών. Όλοι οι άστριοι είναι αλλοιωμένοι σε καολινίτη και συχνά παρουσιάζουν περθιτικές συμφύσεις. Η πράσινη κεροστίλβη είναι το κύριο φεμικό ορυκτό του μονζονίτη, η οποία μάλιστα σε πολλά σημεία είναι αλλοιωμένη. Στο πέτρωμα εντοπίζονται ελάχιστοι κρύσταλλοι κλινοπυρόξενου με σύσταση διοψίδιου (Soldatos et al. 1998) και βιοτίτη, ενώ από τα επουσιώδη παρουσιάζεται απατίτης με αρκετούς μικρούς κρυστάλλους και τιτανίτης, ο οποίος είναι σχετικά συχνός.

Πίνακας 5.1α. Ορυκτολογική σύσταση των εξεταζόμενων δειγμάτων.

	Qz	KF	Pl	Hb	Bi	Mu	Px	Ol	ΛΟΙΠΑ	ΣΥΝΟΛΟ
ΒΡΟΝΤΟΥ										
SB36	1,06	59,89	23,51	14,04	-	-	-	-	1,49	99,99
SB41	14,80	39,90	34,80	6,10	1,60	-	-	-	2,80	100,00
SB50	23,70	23,10	41,90	7,10	2,10	-	-	-	2,10	100,00
SB55	-	-	36,28	-	-	-	62,02	1,59	0,11	100,00
L4	21,10	25,50	36,45	9,70	4,90	-	-	-	2,35	100,00
B7	23,67	29,88	35,44	3,80	4,85	-	-	-	2,35	99,99
TS10	16,40	47,00	16,20	16,40	0,10	-	-	-	3,90	100,00
ΕΛΑΤΙΑ										
D5	18,40	12,00	49,60	3,80	14,40	-	-	-	1,80	100,00
D8b	16,40	0,80	60,40	-	15,60	-	-	-	5,80	100,00
D15	26,20	35,60	32,20	-	2,00	1,20	-	-	1,40	100,00
DSK17	18,80	-	56,50	0,20	22,00	-	-	-	2,60	100,00
A13	28,70	24,70	37,00	-	-	3,00	-	-	6,70	100,00
H9	24,00	66,00	6,70	-	3,30	-	-	-	-	100,00
ΞΑΝΘΗ										
NG5	-	0,76	65,91	-	3,50	-	17,26	6,53	6,03	99,99
MZ500	6,56	12,77	47,33	2,08	11,04	-	15,83	-	4,38	99,99
ΠΑΝΟΡΑΜΑ										
PR27	23,0	26,80	42,90	3,30	1,80	-	-	-	2,20	100,00
P6	11,40	36,30	45,40	4,50	-	-	-	-	2,40	100,00
ΓΡΑΝΙΤΗΣ										
G2	34,84	44,71	18,05	-	1,97	-	-	-	0,42	99,99
G6	20,34	22,79	36,76	8,09	9,07	-	-	-	2,94	99,99
ΦΙΛΙΠΠΟΙ										
YD12	11,22	22,34	45,49	8,82	7,82	-	-	-	4,31	100,00
ΜΟΥΡΙΕΣ										
MP501	37,44	45,88	8,54	-	5,49	1,73	-	-	0,92	100,00
ΣΙΘΩΝΙΑ										
STH5	44,00	14,70	34,10	-	3,90	3,10	-	-	0,20	100,00
STH6	34,50	31,00	30,60	-	2,80	0,60	-	-	0,50	100,00
STH13	30,42	23,80	41,36	-	2,31	1,31	-	-	0,80	100,00
STH118	37,98	7,07	45,59	-	9,03	-	-	-	0,33	100,00
STH450	30,00	12,20	35,50	6,70	11,30	-	-	-	4,30	100,00
ΜΑΡΩΝΕΙΑ										
MR11	0,60	16,20	24,20	10,50	18,10	-	30,00	-	0,40	100,00
ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑ - ΚΙΡΚΗ										
L23a	10,30	27,30	38,00	9,60	5,50	-	6,10	-	3,20	100,00
ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ										
KR9	10,60	29,00	33,90	11,00	12,40	-	-	-	3,10	100,00

Πίνακας 5.1β. Επουσιώδη, δευτερογενή και μεταλλικά ορυκτά των εξεταζόμενων δειγμάτων (Ap: απατίτης, Tit: τιτανίτης, Zr: ζirkόνιο, Ep: επίδοτο, All: αλλανίτης, Mon: μοναζίτης, Chl: χλωρίτης, Cc: ασβεστίτης, Kaol: καολίνης, Ser: σερικήτης).

	Ap	Tit	Zr	Ep	All	Mon	Chl	Cc	Kaol	Ser	Μεταλλικά ορυκτά
ΒΡΟΝΤΟΥ											
SB36	+	+	+		+		+		+		
SB41	+	+	+	+			+				+
SB50	+	+	+	+	+		+				
SB55							+				+
L4	+	+	+	+	+		+		+	+	
B7	+	+	+	+							+
TS10	+	+	+	+	+		+				
ΕΛΑΤΙΑ											
D5	+	+	+	+	+		+		+	+	
D8b	+	+	+	+	+		+		+	+	+
D15	+	+	+	+			+		+	+	+
DSK17	+	+	+	+	+		+		+	+	+
A13	+	+	+			+		+	+	+	
H9	+		+						+	+	+
ΞΑΝΘΗ											
NG5	+						+				+
MZ500	+	+	+	+			+		+	+	
ΠΑΝΟΡΑΜΑ											
PR27	+	+	+				+		+	+	+
P6	+	+	+						+	+	+
ΓΡΑΝΙΤΗΣ											
G2	+	+	+	+			+		+	+	
G6	+	+	+				+	+	+	+	
ΦΙΛΙΠΠΟΙ											
YD12	+	+	+	+			+		+	+	+
ΜΟΥΡΙΕΣ											
MP501	+		+	+	+				+	+	
ΣΙΘΩΝΙΑ											
STH5	+		+	+					+		+
STH6	+	+	+	+	+				+	+	
STH13	+		+						+	+	
STH118	+	+	+	+	+		+		+	+	
STH450	+	+	+	+	+					+	
ΜΑΡΩΝΕΙΑ											
MR11	+		+				+			+	+
ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑ - ΚΙΡΚΗ											
L23a	+		+				+		+	+	+
ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ											
KR9	+	+	+	+	+		+			+	+

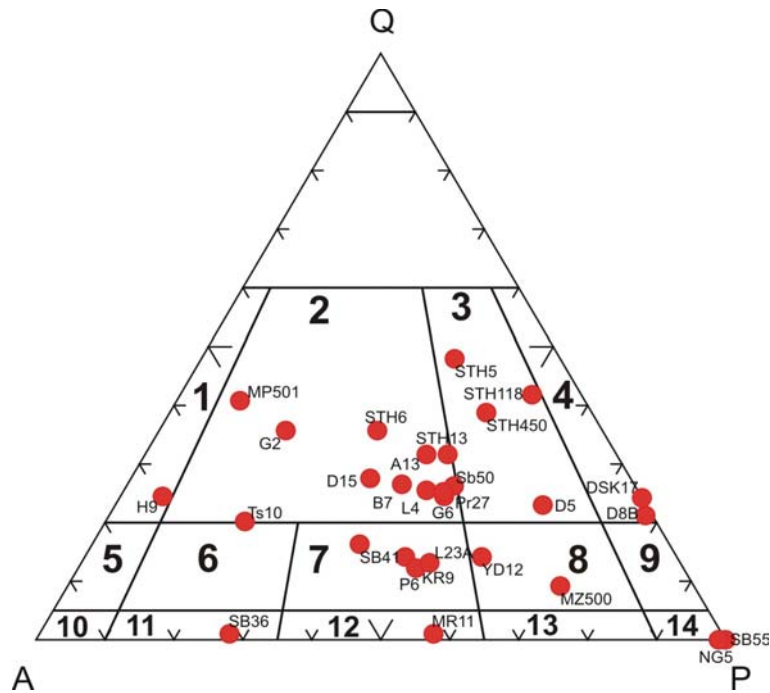
Πίνακας 5.2. Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων των εξεταζόμενων δειγμάτων.

	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	Α.Π.	ΣΥΝΟΛΟ
ΒΡΟΝΤΟΥ													
SB36	58,02	0,58	17,44	1,38	3,12	0,14	2,29	6,03	3,97	6,14	0,35	0,55	100,01
SB41	66,31	0,41	16,35	0,99	1,95	0,10	1,49	3,99	3,55	4,13	0,22	0,52	100,01
SB50	64,59	0,41	16,62	1,78	2,00	0,13	1,33	5,13	3,90	3,57	0,14	0,40	100,00
SB55	41,56	1,26	18,13	7,68	5,46	0,20	8,40	15,01	0,98	0,24	0,09	0,99	100,00
L4	64,41	0,46	15,76	2,27	2,07	0,15	1,32	5,22	3,33	4,17	0,19	0,65	100,00
B7	65,54	0,54	13,98	3,55	1,56	0,18	1,16	4,67	3,49	4,28	0,15	0,91	100,01
TS10	61,72	0,63	17,00	2,37	2,45	0,15	0,30	4,49	3,77	5,99	0,36	0,77	100,00
ΕΛΑΤΙΑ													
D5	61,32	0,68	17,57	1,96	2,45	0,09	1,99	5,17	4,20	2,23	0,41	1,83	99,90
D8b	63,81	0,63	16,87	1,08	2,48	0,09	1,66	4,35	4,15	2,81	0,36	1,58	99,87
D15	72,75	0,23	14,37	0,07	1,26	0,07	0,39	1,57	3,53	4,64	0,07	1,09	100,04
DSK17	59,84	0,76	17,72	2,00	3,06	0,15	2,41	5,28	4,29	1,89	0,44	1,95	99,79
A13	71,55	0,12	15,10	0,50	0,44	0,04	0,25	1,39	3,80	4,92	0,05	1,94	100,10
H9	73,58	0,16	14,06	0,83	0,50	0,04	0,53	1,13	3,55	4,86	0,05	0,77	100,06
ΞΑΝΘΗ													
NG5	49,89	1,03	18,03	-	10,99	0,20	6,92	8,47	3,01	0,37	0,27	0,15	99,33
MZ500	53,51	1,14	15,57	3,14	4,27	0,18	5,48	7,93	3,32	3,95	0,73	0,70	99,92
ΠΑΝΟΡΑΜΑ													
PR27	68,37	0,39	15,37	1,42	1,65	0,12	0,93	3,63	3,51	3,93	0,13	0,56	100,01
P6	65,78	0,39	16,42	1,66	1,75	0,09	0,92	3,51	3,62	4,64	0,12	1,11	100,01
ΓΡΑΝΙΤΗΣ													
G2	75,21	0,14	13,09	0,14	0,82	0,07	0,29	1,14	2,30	6,25	0,04	0,74	100,23
G6													
ΦΙΛΙΠΠΟΙ													
YD12	62,43	0,56	16,66	0,81	1,62	0,28	2,20	7,43	3,25	4,49	0,28	-	100,01

Πίνακας 5.2. (Συνέχεια).

	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	Α.Π.	ΣΥΝΟΛΟ
ΜΟΥΡΙΕΣ													
MP501	73,93	0,35	13,67	1,05	0,55	0,03	0,08	0,93	3,52	5,30	0,06	0,29	99,76
ΣΙΘΩΝΙΑ													
STH5	71,77	0,29	15,34	1,73	-	0,02	0,55	2,25	4,63	2,70	0,09	0,64	100,01
STH6	67,58	0,37	16,06	2,77	-	0,06	1,37	3,29	4,67	2,60	0,22	1,01	100,00
STH13	73,85	0,10	14,96	0,58	-	0,01	0,14	1,37	5,22	3,42	0,02	0,33	100,00
STH118	70,14	0,30	15,62	2,04	-	0,07	0,94	2,59	4,29	3,25	0,17	0,60	100,01
STH450	68,15	0,28	16,03	2,19	-	0,04	1,20	3,12	4,45	3,51	0,18	0,86	100,01
ΜΑΡΩΝΕΙΑ													
MR11	54,38	0,91	14,91	3,39	4,59	0,14	4,96	8,87	2,49	4,15	0,57	0,12	99,48
ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑ - ΚΙΡΚΗ													
L23a	58,99	0,65	14,30	6,29	-	0,10	7,69	5,66	2,31	3,40	0,17	-	99,56
ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ													
KR9	58,19	1,00	16,35	2,80	3,61	0,16	3,33	5,57	3,14	4,14	0,74	0,60	99,63

Α.Π.: Απώλεια Πύρωσης



Σχήμα 5.1. Προβολή της ορυκτολογικής σύστασης των εξεταζόμενων δειγμάτων στο διάγραμμα Q – A – P (I.U.G.S., 1973). 1: Αλκαλιγρανίτης, 2: γρανίτης, 3: γρανοδιορίτης, 4: τοναλίτης, 5: χαλαζιακός αλκαλισυηνίτης, 6: χαλαζιακός συηνίτης, 7: χαλαζιακός μονζονίτης, 8: χαλαζιακός μονζοδιορίτης, χαλαζιακός μονζογάββρος, 9: χαλαζιακός διορίτης, χαλαζιακός γάββρος, χαλαζιακός ανορθοσίτης, 10: αλκαλισυηνίτης, 11: συηνίτης, 12: μονζονίτης, 13: μονζοδιορίτης, μονζογάββρος, 14: γάββρος, διορίτης, ανορθοσίτης.

Σχήμα 5.2. Προβολή των εξεταζόμενων δειγμάτων στο διάγραμμα Q'–ANOR. $Q' = Q/(Q+Or+Ab+An)$, $ANOR = 100AN/(Or+An)$ (Streckeisen & Le Maitre, 1979). AFGr: Αλκαλιγρανίτης, Gr: γρανίτης, Grd: γρανοδιορίτης, Ton: τοναλίτης, QAFSy: χαλαζιακός αλκαλισυηνίτης, QSy: χαλαζιακός συηνίτης, Qmz: χαλαζιακός μονζονίτης, Qmzd: χαλαζιακός μονζοδιορίτης, Qdr: χαλαζιακός διορίτης, AFSy: αλκαλισυηνίτης, Sy: συηνίτης, Mz: μονζονίτης, Mzd: μονζοδιορίτης, Gb: γάββρος.

Εντοπίστηκαν επίσης κρύσταλλοι ζirkονίου και αλλανίτη. Στους πίνακες 5.9, 5.10, 5.11 και 5.13 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις του τιτανίτη, του ζirkονίου, του απατίτη και του αλλανίτη αντίστοιχα.

Δείγμα SB 41: Πρόκειται για κεροστιλβικό χαλαζιακό μονζονίτη (φωτ. Π 1.2) με κυριότερα ορυκτά χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα, αμφίβολο και βιοτίτη. Ο χαλαζίας είναι αλλοτριόμορφος και παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση λόγω τεκτονικής καταπόνησης. Ο καλιούχος άστριος είναι ορθόκλαστο, εμφανίζεται περθιτωμένος (φωτ. Π 2.2) και οι μεγάλοι κρύσταλλοί του εγκλείουν μικρότερους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων και άλλων ορυκτών (Hb, Bi). Τα πλαγιόκλαστα είναι ζωνώδη, παρουσιάζουν πολυδυμίες και οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος κρύσταλλοι έχουν εγκλείσματα άλλων ορυκτών. Η κεροστίλβη είναι το συχνότερο φεμικό ορυκτό του δείγματος το οποίο κάποιες φορές αλλοιώνεται και ακολουθεί ο βιοτίτης με μικρότερες ποσότητες. Και τα δύο ορυκτά έχουν εγκλείσματα ζirkονίου με πλεοχροϊκές άλω. Στο πέτρωμα υπάρχει λίγος τιτανίτης, ελάχιστα ποσά απατίτη και επίδοτου και μεταλλικά ορυκτά. Στους πίνακες 5.9 και 5.11 δίνεται η χημική ανάλυση για τον τιτανίτη και τον απατίτη του δείγματος.

Δείγμα SB 50: Ο πετρογραφικός τύπος του δείγματος SB 50 είναι κεροστιλβικός γρανίτης με αρκετά μεγάλους κρυστάλλους καλιούχων αστρίων (φωτ. Π 1.3). Από τα σαλικά ορυκτά, ο χαλαζίας παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση και γεμίζει τα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών. Με ίσες περίπου αναλογίες συμμετέχουν οι καλιούχοι άστριοι, οι οποίοι αντιπροσωπεύονται από μικροκλινή. Στους κρυστάλλους του μικροκλινή δημιουργούνται περθιτικές συμφύσεις, ενώ συχνά στα όριά του με τα πλαγιόκλαστα δημιουργούνται μυρμηκίτες. Το πιο κοινό συστατικό του πετρώματος είναι τα πλαγιόκλαστα, τα οποία παρουσιάζουν ζώνωση και πολυδυμίες. Από τα φεμικά ορυκτά εμφανίζονται η κεροστίλβη και ο καστανοπράσινος βιοτίτης, τα οποία σε κάποια σημεία είναι αλλοιωμένα σε χλωρίτη. Το υπόλοιπο του πετρώματος συμπληρώνουν τα επουσιώδη ορυκτά τιτανίτης, απατίτης, επίδοτο, αλλανίτης και ζirkόνιο (φωτ. Π 2.3, Π 2.4). Στον πίνακα 5.6 παρουσιάζεται η χημική ανάλυση του βιοτίτη.

Δείγμα SB 55: Πρόκειται για γάββρο μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο. Στη σύσταση του πετρώματος συμμετέχουν πλαγιόκλαστα σε σημαντικές ποσότητες, τα οποία έχουν σχετικά μικρό μέγεθος, δεν είναι ζωνώδη σε

αντίθεση με τους άλλους πετρογραφικούς τύπους της Βροντούς και παρουσιάζουν πολυδυμίες. Οι πυρόξενοι είναι πολύ συχνοί και στο μεγαλύτερο ποσοστό τους είναι κλινοπυρόξενοι με σύσταση διοψίδιου (Soldatos et al. 1998). Κάποιοι μεγάλοι κρύσταλλοι των πυροξένων περιέχουν πλαγιόκλαστα και άλλα ορυκτά και αρκετοί αλλοιώνονται σε αμφίβολο (ουραλιτίωση). Κατά την παρατήρηση στο μικροσκόπιο εντοπίστηκαν μαύρα σκληρόμορφα τμήματα που σχηματίστηκαν από την παρουσία μεταλλικών ορυκτών (συμπλεκτίτες) (φωτ. Π 2.5). Στο γάββρο της Βροντούς συναντάται ακόμη η πράσινη κεροσίλβη, η οποία είτε είναι πρωτογενής, είτε παρουσιάζεται ως δευτερογενής αλλοίωση των πυροξένων. Επίσης στο δείγμα υπάρχει βιοτίτης που πολλές φορές είναι αλλοιωμένος, καθώς και ολιβίνης σε μικρές ποσότητες.

Δείγμα L 4: Ο πετρογραφικός τύπος του δείγματος είναι κεροσιλβικός γρανίτης. Ο χαλαζίας, αλλοτριόμορφος, γεμίζει τα διάκενα μεταξύ των ορυκτών και τα σπασίματά τους, ο μικροκλινής είναι καολινιωμένος και πολλοί κρύσταλλοί του είναι περθιτωμένοι. Τα πλαγιόκλαστα σε κάποια σημεία είναι αλλοιωμένα, ενώ στα όριά τους με τον μικροκλινή σχηματίζονται πολλές μυρμηκιτικές συμφύσεις (φωτ. Π 2.6). Η κεροσίλβη σε ορισμένες θέσεις αλλοιώνεται σε χλωρίτη και οι μεγαλύτεροι κρύσταλλοι εγκλείουν κρυστάλλους διάφορων ορυκτών. Ο βιοτίτης είναι καστανοπράσινος και συχνά περιέχει εγκλείσματα ζirkονίου με τη χαρακτηριστική πλεοχρωϊκή άλω. Τα επουσιώδη ορυκτά του δείγματος είναι ο τιτανίτης, ο απατίτης, το επίδοτο, ο αλλανίτης και όπως προαναφέρθηκε, το ζirkόνιο.

Δείγμα B 7: Πρόκειται για γρανίτη (φωτ. Π 1.4) με κυριότερα ορυκτά χαλαζία, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα, βιοτίτη και κεροσίλβη. Ο χαλαζίας παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση, ενώ τα πλαγιόκλαστα κατέχουν το μεγαλύτερο ποσοστό στη σύσταση του πετρώματος. Είναι συνήθως ζωνώδη, με πολυδυμίες, και στα όριά τους με τον καλιούχο άστριο σχηματίζονται μυρμηκίτες. Επίσης εντοπίστηκαν αντιπερθίτες. Ο καλιούχος άστριος είναι έντονα περθιτωμένος μικροκλινής, οι μεγάλοι κρύσταλλοι του οποίου περιέχουν μικρότερους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων και άλλων ορυκτών όπως κεροσίλβης και βιοτίτη. Ο βιοτίτης είναι το πιο συχνό έγχρωμο ορυκτό καστανοπράσινου χρώματος, το οποίο εγκλείει διάφορα, μικρότερα σε μέγεθος ορυκτά. Η κεροσίλβη συμμετέχει σε μικρότερες ποσότητες και όπως ο βιοτίτης έχει εγκλείσματα άλλων ορυκτών. Από τα επουσιώδη, ο απατίτης εμφανίζεται με

μικρούς κρυστάλλους, το ζirkόνιο όταν εγκλείεται σε βιοτίτη σχηματίζει πλεοχροϊκές άλω, ο τιτανίτης συμμετέχει με μικρό ποσοστό και το επίδοτο παρουσιάζεται με λίγους κρυστάλλους (φωτ. Π 2.7). Επίσης, στο δείγμα υπάρχουν και μεταλλικά ορυκτά. Στον πίνακα 5.6 παρουσιάζεται η χημική ανάλυση του βιοτίτη.

Δείγμα TS 10: Ο πετρογραφικός τύπος του είναι κεροστιλβικός γρανίτης (φωτ. Π 1.5). Ο χαλαζίας του πετρώματος είναι λεπτόκοκκος, ενώ το πιο διαδεδομένο ορυκτό είναι ο μικροκλινής, ο οποίος χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση περθιτικών συμφύσεων. Τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν πολυδυμίες, διδυμίες και ζώνωση και στα όριά τους με τους καλιούχους αστρίους σχηματίζονται μυρμηκίτες. Η κεροστίλβη είναι το κύριο έγχρωμο συστατικό του γρανίτη (φωτ. Π 2.8). Σε πολλά σημεία είναι αλλοιωμένη σε χλωρίτη και αρκετοί κρύσταλλοι περιέχουν εγκλείσματα διαφόρων ορυκτών. Ο βιοτίτης του πετρώματος είναι ελάχιστος και από τα επουσιώδη ορυκτά εμφανίζεται ζirkόνιο με αρκετούς σχετικά κρυστάλλους, απατίτης, τιτανίτης, επίδοτο και αλλανίτης. Στους πίνακες 5.9 και 5.10 δίνονται οι χημικές αναλύσεις του τιτανίτη και του ζirkονίου αντίστοιχα.

5.2. Πλουτωνίτης της Ελατιάς

Δείγμα D 5: Ο πετρογραφικός τύπος του είναι βιοιτιτικός γρανοδιορίτης (φωτ. Π 1.6). Ο χαλαζίας με αλλοτριόμορφα σχήματα γεμίζει τα διάκενα ανάμεσα στα υπόλοιπα ορυκτά, δείχνοντας ότι είναι το τελευταίο ορυκτό που κρυσταλλώθηκε. Ο καλιούχος άστριος είναι μικροκλινής, ο οποίος στα όριά του με τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζει μυρμηκιτικά φαινόμενα. Τα πλαγιόκλαστα είναι σε αρκετά σημεία ζωνώδη και εμφανίζουν πολύδυμους και δίδυμους κρυστάλλους. Αλλοιώνονται σε σερικήτη και καολινίτη. Το δείγμα έχει αρκετό καστανοπράσινο βιοτίτη, αρκετοί κρύσταλλοι του οποίου εγκλείουν διάφορα ορυκτά όπως ζirkόνιο, απατίτη και τιτανίτη. Σε πολλά σημεία ο βιοτίτης χλωριτώνεται και συχνά είναι κεκαμμένος. Η κεροστίλβη συμμετέχει σε μικρό ποσοστό και είναι αλλοιωμένη. Επουσιώδη ορυκτά του πετρώματος είναι ο τιτανίτης, το επίδοτο, ο αλλανίτης, ο απατίτης και το ζirkόνιο, με την πλεοχροϊκή

Πίνακας 5.3. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής πλαγιокλάστων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	D 5		D 8b		D 15		DSK 17		H 9	
	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.
SiO₂	59,58	60,97	55,00	61,60	64,18	66,27	56,11	60,80	63,45	63,89
Al₂O₃	25,70	24,48	28,37	24,97	22,62	21,51	28,26	25,11	22,62	22,59
FeOt	-	-	-	0,13	-	-	0,09	0,12	0,09	0,10
CaO	7,93	6,22	10,03	5,55	4,02	1,95	9,91	6,04	3,49	3,45
Na₂O	6,90	7,86	5,98	8,72	9,40	10,32	6,02	8,27	9,76	9,60
K₂O	0,27	0,12	0,12	0,15	0,10	0,33	0,16	0,17	0,26	0,26
ΣΥΝΟΛΟ	100,38	99,65	99,61	100,99	100,32	100,41	100,55	100,39	99,67	99,89
Κατανομή ιόντων με βάση τα 32 (O)										
Si	10,58	10,86	9,94	10,80	11,30	11,56	10,04	10,75	11,25	11,29
Al	5,38	5,14	6,05	5,16	4,69	4,42	5,96	5,24	4,73	4,71
Fe	-	-	-	0,02	-	-	0,01	0,02	0,02	0,02
Ca	1,51	1,19	1,94	1,04	0,76	0,37	1,90	1,14	0,66	0,66
Na	2,36	2,72	2,10	2,96	3,21	3,49	2,09	2,84	3,36	3,30
K	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,08	0,04	0,04	0,06	0,06
Z	15,96	16,00	15,99	15,98	15,99	15,98	16,01	16,01	16,00	16,02
X	3,93	3,94	4,07	4,03	3,99	3,94	4,03	4,02	4,08	4,02
Μοριακή συμμετοχή επί τοις %										
Or	1,62	0,71	0,69	0,79	0,50	1,93	0,89	0,90	1,47	1,50
Ab	60,18	69,07	51,52	73,37	80,52	88,71	51,89	70,62	82,27	82,14
An	38,20	30,21	47,79	25,84	18,98	9,36	47,22	28,49	16,26	16,37

FeOt: Ολικός σίδηρος

Πίνακας 5.3. (συνέχεια).

	PR 27 (*2)		P 6 (2)		STH 5 (7)		STH 13 (4)		KR 9	
	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.	Πυρ.	Περ.
SiO₂	57,57	58,78	50,69	53,60	61,08	64,71	64,25	65,61	58,56	60,52
Al₂O₃	26,38	24,80	31,13	28,88	23,90	21,80	22,30	21,60	26,09	25,04
FeOt	0,00	0,00	0,21	0,22	-	-	-	-	-	-
CaO	8,06	6,70	13,49	11,32	6,11	3,35	3,66	2,99	7,51	6,52
Na₂O	7,54	8,18	4,24	5,57	7,78	9,14	9,40	9,71	7,16	7,94
K₂O	0,30	0,33	0,00	0,20	0,20	0,22	0,15	0,18	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	99,85	98,79	99,76	99,79	99,07	99,20	99,76	100,09	99,32	100,02
Κατανομή ιόντων με βάση τα 32 (O)										
Si	10,36	10,66	9,25	9,74	10,94	11,47	11,36	11,53	10,51	10,76
Al	5,59	5,27	6,70	6,18	5,05	4,55	4,65	4,47	5,52	5,25
Fe	-	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-
Ca	1,55	1,29	2,64	2,20	1,17	0,64	0,69	0,56	1,44	1,24
Na	2,63	2,87	1,50	1,96	2,70	3,14	3,22	3,31	2,49	2,74
K	0,07	0,07	0,00	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	-	-
Z	15,95	15,93	15,95	15,92	15,99	16,02	16,01	15,82	16,03	16,01
X	4,25	4,23	4,14	4,21	3,92	3,83	3,94	3,91	3,93	3,98
Μοριακή συμμετοχή επί τοις %										
Or	1,60	1,75	0,00	1,10	1,20	1,30	0,90	1,00	-	-
Ab	61,80	67,80	36,15	46,65	68,90	82,10	81,60	84,60	63,31	68,75
An	36,50	30,40	63,85	52,25	29,90	16,60	17,50	14,40	36,69	31,25

Πίνακας 5.4. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής καλιούχων αστρίων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	D 5 (*5)	D 8b (2)	D 15 (6)	H 9 (6)	PR 27 (1)	P 6 (3)	KR 9 (2)
SiO₂	64,73	63,78	65,24	64,09	64,67	65,76	64,06
TiO₂	0,40	0,01	0,06	0,05	0,00	0,00	-
Al₂O₃	18,39	19,11	18,37	18,70	18,75	18,89	18,78
FeOt	-	0,02	-	0,07	0,00	0,00	0,00
CaO	-	0,02	-	0,06	0,00	0,00	0,09
Na₂O	1,02	1,12	0,94	1,14	1,13	2,02	0,96
K₂O	15,11	14,94	15,39	14,99	14,70	13,38	15,42
BaO	-	0,45	-	0,15	0,00	0,00	-
ΣΥΝΟΛΟ	99,65	99,45	100,00	99,25	99,25	100,05	99,31
Κατανομή ιόντων με βάση 32 (O)							
Si	11,96	11,82	12,01	11,91	11,96	12,00	11,91
Ti	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-
Al	4,00	4,18	3,98	4,10	4,09	4,06	4,11
Fe	-	0,00	-	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	-	0,00	-	0,01	0,00	0,00	0,02
Na	0,36	0,40	0,34	0,41	0,40	0,71	0,35
K	3,56	3,53	3,61	3,56	3,47	3,12	3,66
Ba	-	0,03	-	0,01	0,00	0,00	-
Z	16,01	16,00	16,00	16,01	16,05	16,06	16,02
X	3,92	3,96	3,95	4,00	3,87	3,83	4,03
Μοριακή συμμετοχή επί τοις %							
Or	90,72	89,74	91,49	89,53	89,50	81,50	90,95
Ab	9,28	10,26	8,51	10,27	10,50	18,50	8,63
An	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,42

FeOt: Ολικός σίδηρος

Πίνακας 5.5. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής αμφιβόλων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	D 5 (*7)	DSK 17 (5)	PR 27 (3)	P 6 (4)	MR 11	KR 9 (4)
SiO₂	44,74	43,76	49,65	49,37	48,00	43,79
TiO₂	1,04	1,02	0,56	1,06	0,90	1,33
Al₂O₃	9,60	9,85	4,38	5,30	6,21	9,18
FeOt	18,13	17,80	13,04	13,54	15,38	18,88
MnO	0,40	0,56	1,12	0,72	0,42	0,36
MgO	10,48	10,31	14,87	14,79	13,96	10,18
CaO	11,92	11,64	11,87	11,82	11,10	11,81
Na₂O	1,46	1,62	1,15	1,69	1,68	1,70
K₂O	1,03	1,06	-	0,50	0,70	1,20
Cr₂O₃	-	-	-	-	0,02	-
ΣΥΝΟΛΟ	98,80	97,63	96,64	98,79	98,37	98,43
Αριθμός ιόντων με βάση 23 (O)						
Si	6,68	6,63	7,28	7,14	7,01	6,62
Al^{IV}	1,32	1,37	0,72	0,86	0,99	1,38
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,37	0,38	0,04	0,04	0,07	0,26
Ti	0,12	0,12	0,06	0,11	0,10	0,15
Fe	2,27	2,27	1,60	1,64	1,79	2,39
Mn	0,05	0,05	0,05	0,02	-	0,05
Mg	2,33	2,33	3,25	3,19	3,04	2,24
Cr	-	-	-	-	0,00	-
Y	5,14	5,15	5,00	5,00	5,00	5,09
Ca	1,91	1,89	1,86	1,83	1,74	1,91
Na	0,42	0,47	0,05	0,10	0,13	0,50
K	0,20	0,21	-	0,09	0,13	0,23
X	2,53	2,57	1,91	2,02	2,00	2,64
<u>FeO</u>						
FeO+MgO	0,63	0,63	0,28	0,31	0,52	0,65

FeOt: Ολικός σίδηρος

Πίνακας 5.6. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής βιοτιτών αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	D 5 (*3)	D 8b (5)	D 15 (4)	DSK 17 (3)	H 9 (10)
SiO₂	37,03	36,35	35,67	37,06	35,95
TiO₂	2,35	2,09	3,53	2,26	2,85
Al₂O₃	15,56	15,70	16,79	15,92	16,07
FeOt	19,24	19,40	25,45	17,69	22,07
MnO	0,29	0,39	0,47	0,43	0,70
MgO	11,72	10,88	5,65	12,69	7,80
CaO	-	0,09	-	0,03	0,05
Na₂O	-	0,27	0,23	0,37	0,24
K₂O	9,56	9,52	9,45	9,59	9,41
ΣΥΝΟΛΟ	95,75	94,69	97,24	96,04	95,14
Αριθμός ιόντων με βάση 22 (O)					
Si	5,62	5,58	5,50	5,57	5,58
Al^{IV}	2,38	2,42	2,50	2,43	2,42
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,40	0,43	0,55	0,39	0,53
Ti	0,27	0,24	0,41	0,26	0,33
Fe	2,44	2,49	3,28	2,22	2,87
Mn	0,04	0,05	0,06	0,06	0,09
Mg	2,65	2,52	1,30	2,84	1,81
Y	5,80	5,73	5,60	5,77	5,63
Ca	-	0,01	-	0,00	0,01
Na	-	0,08	0,07	0,11	0,07
K	1,85	1,86	1,86	1,84	1,86
X	1,85	1,96	1,93	1,95	1,94
<u>FeO</u>					
FeO+MgO	0,62	0,64	0,82	0,58	0,74

FeOt: Ολικός σίδηρος

Πίνακας 5.6. (συνέχεια).

	PR 27 (2)	STH 5 (9)	STH 13 (7)	MR 11 (3)	KR 9 (3)
SiO₂	35,21	36,35	36,45	37,96	37,44
TiO₂	4,48	3,56	3,03	3,74	2,11
Al₂O₃	13,15	17,06	15,94	13,48	15,16
FeOt	17,73	21,70	23,50	18,27	19,57*
MnO	0,89	0,41	0,99	0,06	0,34
MgO	12,22	7,90	6,82	13,75	11,97
CaO	-	-	-	0,02	0,07
Na₂O	0,54	-	-	0,80	0,14
K₂O	8,63	9,47	9,27	9,18	9,65
ΣΥΝΟΛΟ	92,83	96,45	96,00	97,26	96,44
Αριθμός ιόντων με βάση 22 (O)					
Si	5,52	5,53	5,64	5,59	5,62
Al^{IV}	2,43	2,47	2,36	2,34	2,38
Z	7,95	8,00	8,00	7,93	8,00
Al^{VI}	-	0,59	0,55	-	0,31
Ti	0,53	0,41	0,35	0,41	0,24
Fe	2,33	2,76	3,04	2,12	2,43
Mn	0,12	0,05	0,13	0,01	0,04
Mg	2,86	1,79	1,57	3,02	2,68
Y	5,84	5,60	5,64	5,56	5,70
Ca	-	-	-	-	0,01
Na	0,16	-	-	0,23	0,04
K	1,73	1,84	1,83	1,73	1,85
X	1,89	1,84	1,83	1,96	1,9
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	0,45	0,73	0,78	0,57	0,62

FeOt: FeO ολικό

Πίνακας 5.7. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής μοσχοβίτη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	D 15 (*2)	STH 5	STH 13
SiO₂	46,57	46,84	46,50
TiO₂	0,68	1,76	0,98
Al₂O₃	32,22	31,06	29,60
Fe₂O₃t	-	3,85	6,01
FeOt	4,22	-	-
MnO	-	-	-
MgO	0,72	1,02	0,75
CaO	-	-	-
Na₂O	0,42	0,16	0,54
K₂O	10,99	10,84	10,59
ΣΥΝΟΛΟ	95,82	95,53	94,97
Αριθμός ιόντων με βάση 22 (O)			
Si	6,28	6,27	6,31
Al^{IV}	1,72	1,73	1,69
Z	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	3,40	3,18	3,05
Ti	0,07	0,18	0,10
Fe²⁺	0,48	-	-
Fe³⁺	-	0,39	0,61
Mn	-	-	-
Mg	0,14	0,20	0,15
Y	4,09	3,95	3,91
Ca	-	-	-
Na	0,11	0,04	0,14
K	1,89	1,85	1,83
X	2,00	1,89	1,97

FeOt: Ολικός δισθενής σίδηρος

Fe₂O₃t: Ολικός τρισθενής σίδηρος

Πίνακας 5.8. Χημικές αναλύσεις ορθοπυροξένων και κλिनοπυροξένων από το δείγμα MR 11. Η κάθε ανάλυση αποτελεί το μέσο όρο τριών αναλύσεων.

	Ορχ	Crx
SiO₂	51.91	52.11
TiO₂	0.22	0.37
Al₂O₃	0.91	1.84
Cr₂O₃	0.05	0.00
FeOt	23.66	11.10
MnO	0.59	0.42
MgO	20.46	14.19
CaO	1.62	20.00
Na₂O	0.42	0.51
K₂O	0.00	0.00
ΣΥΝΟΛΟ	99.84	100.54
Κατανομή ιόντων με βάση 6 (O)		
Si^{IV}	1.95	1.94
Al	0.04	0.06
Fe³⁺	0.01	0.00
T	2.00	2.00
Al^{VI}	0.00	0.02
Ti	0.01	0.01
Cr^{VI}	0.00	0.00
Fe³⁺	0.07	0.07
Fe²⁺	0.00	0.12
Mn	0.00	0.00
Mg	0.93	0.78
M1	1.00	1.00
Fe²⁺	0.66	0.15
Mn	0.02	0.01
Mg	0.22	0.00
Ca	0.06	0.80
Na	0.03	0.04
K	0.00	0.00
M2	1.00	1.00
En	58.07	40.51
Fs	38.62	18.46
Wo	3.30	41.03

FeOt: Ολικός σίδηρος

Πίνακας 5.9. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής τιτανιτών αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	SB 36	SB 41 (*4) N**	TS 10 (5) N	DSK 17	KR 9	PR 27 N	P 6
SiO₂	29,90	29,58	29,56	28,75	30,21	30,92	29,81
TiO₂	36,48	37,09	36,46	37,15	39,84	37,88	35,15
Al₂O₃	1,90	1,15	1,46	0,92	1,67	1,39	1,22
FeOt	0,98	1,88	1,56	0,89	1,42	1,68	2,02
CaO	27,60	27,15	27,42	27,41	27,17	26,89	27,37
K₂O	-	-	0,04	0,02	-	0,20	-
Y₂O₃	-	-	-	-	-	-	1,24
Ce₂O₃	-	1,05	-	-	-	-	1,17
Nd₂O₃	-	-	-	-	-	1,29	-
V₂O₅	1,09	0,27	-	-	-	-	-
ZrO₂	-	0,22	0,18	0,07	-	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	97,95	98,39	96,68	95,21	100,31	100,20	97,98
Αριθμός ιόντων με βάση 20 (O)							
Si	3,94	3,96	4,00	4,00	4,00	4,06	4,04
Ti	3,88	3,74	3,73	3,88	3,98	3,74	3,59
Al	0,19	0,18	0,22	0,15	0,26	0,21	0,19
Fe²⁺	0,13	0,18	0,17	0,10	0,16	0,18	0,23
Ca	3,94	3,90	4,01	4,09	3,86	3,78	3,97
K	-	-	-	-	-	0,03	-
Y	-	-	-	-	-	-	0,09
Ce	-	-	-	-	-	-	0,05
Nd	-	-	-	-	-	0,06	-
V	-	0,11	-	-	-	-	-
Zr	-	0,04	-	-	-	-	-

FeOt: Ολικός δισθενής σίδηρος

**Με N συμβολίζονται οι αναλύσεις των ορυκτών που έγιναν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης

Πίνακας 5.10. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής ζirkονίων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	SB 36 (*4) N	TS 10 (2) N**	D 15 (2) N	DSK 17	A 13 N	H 9	PR 27 (2) N	P 6 (2) N	MP 501 N
SiO₂	31,92	32,57	32,08	31,50	31,37	31,16	32,25	31,88	31,17
FeOt	-	-	-	0,28	-	0,18	-	-	-
ZrO₂	65,76	65,53	64,44	68,57	66,25	68,89	65,53	65,41	65,37
Y₂O₃	0,59	-	-	-	-	-	-	-	-
HfO₂	1,53	1,90	3,49	-	2,08	-	2,31	2,00	3,31
ΣΥΝΟΛΟ	99,80	100,00	100,01	100,35	99,70	100,23	100,09	99,29	99,85
Αριθμός ιόντων με βάση 16 (O)									
Si	3,95	4,00	3,98	3,86	3,90	3,84	3,98	3,96	3,95
Fe²⁺	-	-	-	0,03	-	0,02	-	-	-
Zr	3,97	3,93	3,90	4,10	4,02	4,14	3,94	3,97	3,96
Y	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	0,05	0,07	0,12	-	0,07	-	0,08	0,07	0,09

FeOt: Ολικός διασθενής σίδηρος

**Με N συμβολίζονται οι αναλύσεις των ορυκτών που έγιναν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης

Πίνακας 5.11. Χημικές αναλύσεις απατίτη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	SB 36 (*3)	SB 41 (4) N**	D 15 (2) N	G 2 (6) N	DSK 17 N
SiO₂	-	-	-	-	0,01
FeOt	0,36	0,43	-	0,35	0,36
MnO	0,17	0,15	-	0,15	0,02
MgO	0,06	0,07	-	0,05	-
CaO	54,00	54,73	54,47	54,89	55,59
K₂O	-	-	-	-	0,13
Ce₂O₃	-	0,15	-	-	-
P₂O₅	44,35	43,47	43,71	43,60	41,73
SrO	0,06	-	-	-	-
ZrO₂	-	-	-	-	0,48
ΣΥΝΟΛΟ	99,00	99,00	98,18	99,04	98,32
Αριθμός ιόντων με βάση 26 (O)					
Si	-	-	-	-	0,00
Fe²⁺	0,05	0,06	-	0,05	0,05
Mn	0,02	0,02	-	0,02	0,00
Mg	0,01	0,02	-	0,01	-
Ca	9,88	10,07	10,06	10,08	10,41
K	-	-	-	-	0,03
Ce	-	0,01	-	-	-
P	6,41	6,32	6,38	6,33	6,17
Sr	0,01	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	0,04

FeOt: Ολικός δισθενής σίδηρος

**Με N συμβολίζονται οι αναλύσεις των ορυκτών που έγιναν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης

Πίνακας 5.12. Χημική ανάλυση και τύποι δομής επίδοτου αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	DSK 17	D 8b	KR 9 (*2)
SiO₂	37,95	36,60	37,68
TiO₂	0,20	0,62	0,15
Al₂O₃	24,01	20,84	21,99
Fe₂O₃t	-	14,27	15,55
FeOt	12,25	-	-
MnO	0,25	0,20	0,00
MgO	0,22	0,00	0,00
CaO	23,52	26,76	22,66
Na₂O	0,20	1,11	0,16
K₂O	0,04	0,00	0,00
ΣΥΝΟΛΟ	98,64	100,40	98,18
Αριθμός ιόντων με βάση 25 (O)			
Si	6,12	6,12	6,02
Ti	0,02	0,03	0,02
Al	4,56	4,51	4,14
Fe³⁺	-	1,68	1,87
Fe²⁺	1,65	-	-
Mn	0,04	0,03	0,00
Mg	0,05	-	0,00
Ca	4,06	4,16	3,88
Na	0,06	0,02	0,05
K	0,01	0,00	0,00

Fe₂O₃t: Ολικός τρισθενής σίδηρος

FeOt: Ολικός δισθενής σίδηρος

Πίνακας 5.13. Χημικές αναλύσεις και τύποι δομής αλλανίτη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων (*n = αριθμός αναλύσεων).

	SB 36 N**	D 5 (*3)	MP 501 N
SiO₂	34,40	31,40	32,94
Al₂O₃	17,07	15,43	13,57
FeOt	14,86	13,66	16,26
MgO	-	0,99	-
CaO	14,23	14,25	9,38
La₂O₃	5,89	-	4,71
Ce₂O₃	8,87	-	13,04
Nd₂O₃	-	-	3,51
ThO₂	2,98	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	98,30	75,73	93,41
Αριθμός ιόντων με βάση 25 (O)			
Si	6,32	6,38	6,58
Al	3,69	3,68	3,19
Fe²⁺	2,28	2,33	2,72
Mg	-	0,31	-
Ca	2,80	3,08	2,01
La	0,40	-	0,35
Ce	0,60	-	0,95
Nd	-	-	0,25
Th	0,12	-	-

Πίνακας 5.14. Χημικές αναλύσεις μοναζίτη στο δείγμα A 13 (*n = αριθμός αναλύσεων).

	A 13 (*4) N
P₂O₅	25,78
Y₂O₃	1,50
La₂O₃	12,20
Ce₂O₃	23,35
Pr₂O₃	2,07
Nd₂O₃	9,04
Sm₂O₃	1,15
ThO₂	20,51
ΣΥΝΟΛΟ	95,60

**Με N συμβολίζονται οι αναλύσεις των ορυκτών που έγιναν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης

6. ΡΑΔΙΕΝΕΡΓΕΙΑ

6.1. Εισαγωγή

Τα άτομα αποτελούνται από ηλεκτρόνια, πρωτόνια και νετρόνια. Τα αρνητικά φορτισμένα ηλεκτρόνια περιστρέφονται γύρω από τον πυρήνα σε καθορισμένες τροχιές, ενώ τα θετικά φορτισμένα πρωτόνια και τα ουδέτερα νετρόνια βρίσκονται μέσα σε αυτόν. Πολλές φορές τα άτομα του ίδιου στοιχείου παρουσιάζουν διαφορετικούς αριθμούς νετρονίων, αλλά πάντα έχουν τον ίδιο ατομικό αριθμό (αριθμός πρωτονίων). Τα άτομα αυτά ονομάζονται ισότοπα.

Η αυθόρμητη διάσπαση των πυρήνων στη φύση έχει ως αποτέλεσμα την εκπομπή ραδιενέργειας. Οι τρεις βασικοί τύποι της διάσπασης των πυρήνων είναι η α - διάσπαση ή α - πυρηνική μετατροπή (εκπομπή σωματιδίων - άλφα που αποτελούνται από δύο πρωτόνια και δύο νετρόνια), η β - διάσπαση ή β - πυρηνική μετατροπή (εκπομπή σωματιδίων - βήτα τα οποία είναι ηλεκτρόνια ή ποζιτρόνια) και η γ - διάσπαση ή γ - πυρηνική μετατροπή (εκπομπή φωτονίων - γάμμα). Ραδιενέργεια επίσης είναι και η εκπομπή ακτίνων - X και νετρονίων, όταν λαμβάνουν χώρα.

Τα σωματίδια - άλφα είναι σχετικά μεγάλα και δεν μπορούν να διαπεράσουν περισσότερο από ένα φύλλο χαρτί ή περίπου 10 cm αέρα. Η ακτινοβολία - βήτα σταματάει σε μερικά εκατοστά ξύλου, πλαστικού ή γυαλιού, καθώς επίσης και σε λίγα χιλιοστά αλουμινίου, ενώ η ακτινοβολία - γάμμα που είναι και η πιο διεισδυτική και πιο επιβλαβής, είναι φωτόνια υψηλής ενέργειας που μπορούν να προκαλέσουν ιονισμό, όπως και οι ακτίνες - X (ακτίνες Roentgen).

Τρεις είναι οι κυριότερες ραδιενεργές σειρές που απαντούν στη φύση. Η σειρά του ουρανίου (U), η σειρά του θορίου (Th) και η σειρά του ακτινίου (Ac). Οι ραδιενεργές σειρές είναι ακολουθίες - σειρές από ραδιενεργά ισότοπα, το καθένα από τα οποία μετασχηματίζεται με ραδιενεργό διάσπαση στο επόμενο, μέχρι να δημιουργηθεί ένα σταθερό ισότοπο, το τελικό προϊόν της φυσικής ραδιενεργού σειράς. Το πρώτο ονομάζεται μητρικό, τα ενδιάμεσα μέλη λέγονται

θυγατρικά ραδιενεργά ισότοπα και το τελευταίο σταθερό μέλος είναι το τελικό προϊόν. Στη σειρά του U το μητρικό είναι το ^{238}U , στη σειρά του Th είναι το ^{232}Th και στη σειρά του Ac είναι το ^{235}U . Καθώς ο λόγος $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ είναι μικρότερος του 1 %, ήτοι $0,720 / 99,2746 = 0,00725$ ή 0,725 %, η συμβολή του ^{235}U και των προϊόντων της διάσπασής του στην ακτινοβολία του περιβάλλοντος είναι περιορισμένη σε σχέση με τις φυσικές σειρές του ουρανίου και του θορίου και των προϊόντων της διάσπασής τους.

Υπάρχουν επίσης αρκετά μεμονωμένα ραδιοϊσότοπα, όπως το ^{40}K που είναι πολύ σημαντικά, επειδή εκπέμπουν ακτίνες - β και - γ και επομένως συμβάλλουν στην αύξηση του ποσοστού της ακτινοβολίας γ. Άλλοι εκπομποί σωματιδίων - β, όπως το ^{87}Rb , δεν αυξάνουν τη δόση της ακτινοβολίας στον άνθρωπο, καθώς τα σωματίδια - βήτα απορροφούνται τοπικά λόγω της πολύ μικρής ενέργειάς τους (Walley El – Dine et al. 2001). Γι' αυτό και ένα πολύ μικρό ποσοστό της ραδιενεργού ακτινοβολίας στη φύση και επομένως στον άνθρωπο οφείλεται στην επίδραση του ^{87}Rb (0,3 %), ενώ τα στοιχεία ^{232}Th , ^{238}U και ^{40}K είναι εκείνα που ευθύνονται κυρίως για τη ραδιενεργό ακτινοβολία (Luigi et al. 1997).

Οι τιμές της ραδιενέργειας κυμαίνονται στα διάφορα είδη πετρωμάτων. Υψηλότερα ποσά ραδιενέργειας συναντώνται σε πυριγενή πετρώματα, όπως είναι οι γρανίτες και χαμηλότερα ποσά συναντώνται σε ιζηματογενή. Υπάρχουν και εξαιρέσεις πάντως, καθώς κάποιοι σχιστόλιθοι και φωσφορικά πετρώματα έχουν υψηλές ποσότητες ραδιοϊσοτόπων, ιδιαίτερα του ^{238}U και του ^{226}Ra (UNSCEAR 2000).

Οι γρανίτες παρουσιάζουν αυξημένες συγκεντρώσεις U και Th σε σχέση με τις χαμηλές τιμές που παρατηρούνται στο μανδύα και το στερεό φλοιό της Γης. Το φαινόμενο αυτό εξηγείται με τη διαδικασία της μερικής τήξης και εν συνεχεία της κλασματικής κρυστάλλωσης του μάγματος. Κατά τις διαδικασίες αυτές, τα στοιχεία U και Th ως ασυμβίβαστα (συντελεστής κατανομής $K_d < 1$) έχουν την τάση να συγκεντρώνονται στην υγρή φάση και να ενσωματώνονται στα περισσότερα όξινα προϊόντα. Για τους λόγους αυτούς τα πυριγενή πετρώματα γρανιτικής σύστασης είναι εμπλουτισμένα σε U και Th (μέσος όρος 5 ppm U και 15 ppm Th) σε σχέση με τα βασαλτικά ή τα υπερβασικά πετρώματα (< 1 ppm U) (Faure 1986).

Σύμφωνα με τον Heinrich (1958), τα ορυκτά που κυρίως ευθύνονται για τη ραδιενέργεια των όξινων και βασικών πετρωμάτων είναι το ζιρκόνιο, το οποίο είναι ραδιενεργό παρά το γεγονός ότι η δομή του αλλάζει με την πάροδο του χρόνου, ο αλλανίτης που εξαιτίας της ραδιενέργειας εμφανίζεται με διαφορετικές μορφές, το ξενότιμο, ο μοναζίτης, ο τιτανίτης και ο απατίτης. Επίσης, εξαιρετικά ραδιενεργά αλλά σπάνια είναι τα ορυκτά ουρανιοθορίτης, θοριανίτης, ευξενίτης, φθορίτης, θορίτης, πυρόχλωρο, σεβκινίτης, μπαστναεζίτης και νταβιδίτης. Εκτός από τα παραπάνω ορυκτά, στη ραδιενέργεια των πετρωμάτων είναι δυνατό να συνεισφέρουν και ορισμένα μεταλλικά ορυκτά όπως ο ιλμενίτης, ο σιδηροπυρίτης, ο αιματίτης, το ρουτίλιο και ο κολουμπίτης.

Τα στοιχεία ^{238}U (με τη μορφή U^{4+}), ^{40}K (με τη μορφή K^+) και ^{232}Th (με τη μορφή Th^{4+}) που είναι κυρίως υπεύθυνα για τη ραδιενεργό φύση των παραπάνω ορυκτών, είτε αποτελούν κύρια συστατικά τους, είτε υποκαθιστούν κάποια άλλα ιόντα μπαίνοντας έτσι στη δομή τους. Συγκεκριμένα, το U^{4+} μπορεί να υποκαταστήσει το Zr^{4+} , το Th^{4+} , το Ca^{2+} , τον Fe^{2+} και τις σπάνιες γαίες και μπαίνει στη δομή των οξειδίων και των άνυδρων φωσφορικών και πυριτικών ενώσεων. Το K^+ αποτελεί κύριο στοιχείο των καλιούχων αστρίων, των μαρμαρυγιών και των αμφιβόλων, γι' αυτό και συναντάται σε σημαντικές ποσότητες στα πυριγενή πετρώματα, και το Th^{4+} εκτός από το ότι αποτελεί κύριο στοιχείο κάποιων ορυκτών (μοναζίτης, θορίτης, θοριανίτης, ουρανιοθορίτης), μπορεί να υποκαταστήσει το Zr^{4+} , το Ce^{4+} και άλλες σπάνιες γαίες και να συμμετάσχει έτσι στη δομή και άλλων ορυκτών.

Στον πίνακα 6.1 δίνονται οι χημικοί τύποι των ραδιενεργών ορυκτών σύμφωνα με τον Heinrich (1958) και ακολουθούν φωτογραφίες ορισμένων από αυτά.

Κάποια ραδιενεργά ορυκτά, όπως το ζιρκόνιο, ο αλλανίτης, ο μοναζίτης και ο θορίτης εμφανίζουν μεταμεικτικούς κρυστάλλους. Αυτοί προκύπτουν από τις καταστροφικές επιδράσεις της ραδιενεργούς ακτινοβολίας των ορυκτών στο ίδιο τους το πλέγμα. Η ακτινοβολία μπορεί να καταστρέψει εξολοκλήρου ένα κρυσταλλικό πλέγμα αφήνοντας ανέπαφη την εξωτερική του εμφάνιση. Κάτι τέτοιο παρατηρείται στο ζιρκόνιο που περιέχει ίχνη των ραδιενεργών στοιχείων Hf, U και Th, τα οποία με την πάροδο του χρόνου καταστρέφουν το πλέγμα του κρυστάλλου. Επίσης, γύρω από το ζιρκόνιο και τον αλλανίτη που εγκλείονται σε ορισμένα ορυκτά, όπως π.χ. στον βιοτίτη και την κεροσίλβη, συχνά εμφανίζεται

μια άλως σαν σκουρόχρωμη περιφέρεια, ένδειξη ραδιενεργού επίδρασης στα ορυκτά αυτά (πλεοχρωϊκές άλω). Οι σκουρότεροι κρύσταλλοι του ζirkονίου μπορεί να είναι πιο ραδιενεργοί εξαιτίας προσμίξεων σπάνιων γαιών.

Πίνακας 6.1. Χημικοί τύποι ραδιενεργών ορυκτών (Heinrich 1958).

Ορυκτό	Χημικός τύπος
Ζirkόνιο	ZrSiO_4
Αλλανίτης	$(\text{Ca,Ce,La,Y})_2(\text{Al,Fe,Mg})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Ξενότιμο	YPO_4
Μοναζίτης	$(\text{Ce,La,Nd,Y,Th})\text{PO}_4$
Τιτανίτης	CaTiOSiO_4
Απατίτης	$\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$
Ουρανιοθορίτης	$(\text{U,Th})\text{SiO}_4$
Θοριανίτης	ThO_2
Ευξενίτης	$(\text{Y,Ca,Ce,U,Th})(\text{Nb,Ta,Ti})_2\text{O}_6$
Φθορίτης	CaF_2
Θορίτης	ThSiO_4
Πυρόχλωρο	$(\text{Ca,Na})_2(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{O,OH,F})$
Σεβκινίτης	$(\text{Ca,Ce,Th})_4(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_2(\text{Ti,Fe}^{3+})_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$
Μπαστναεζίτης	$(\text{Y,Ce})(\text{CO}_3)\text{F}$
Νταβιδίτης	$(\text{Ce,La})(\text{Y,U,Fe}^{2+})(\text{Ti,Fe}^{3+})_{20}(\text{O,OH})_{38}$
Ιλμενίτης	FeTiO_3
Σιδηροπυρίτης	FeS_2
Αιματίτης	Fe_2O_3
Ρουτίλιο	TiO_2
Κολουμπίτης	$(\text{Fe,Mn})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$

Φωτογραφίες ραδιενεργών ορυκτών



Αλλανίτης



Απατίτης



Ζιρκόνιο



Θοριανίτης



Θορίτης



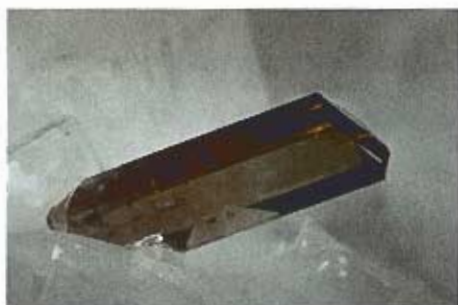
Μοναζίτης



Ξενότιμο

Τιτανίτης

Φωτογραφίες ραδιενεργών ορυκτών



Αλλανίτης



Απατίτης



Ζιρκόνιο



Θοριανίτης



Θορίτης



Μοναζίτης



Ξενότιμο



Τιτανίτης

6.2. Βασικές έννοιες ραδιενέργειας

Η ραδιενέργεια των ραδιενεργών ισοτόπων δια της εκπομπής της α - , β - και γ - ακτινοβολίας μετριέται σε Becquerel (Bq) και αντιστοιχεί στη διάσπαση ενός ραδιενεργού πυρήνα ανά δευτερόλεπτο.

Απορροφούμενη δόση D_a (*absorbed dose*) είναι η ενέργεια της ακτινοβολίας που απορροφάται από κάθε μονάδα μάζας ιστού, η δε μονάδα μέτρησής της είναι το Gray (Gy) και ισχύει ότι $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J kg}^{-1}$ ιστού.

Η επίδραση που έχει η απορροφούμενη δόση στον ιστό από τον οποίο απορροφάται εξαρτάται από το είδος της ακτινοβολίας και εκφράζεται με την ετήσια *ισοδύναμη δόση*, H_E (*effective dose*). Αυτή προκύπτει από την απορροφούμενη δόση πολλαπλασιαζόμενη με έναν παράγοντα (RBE = Relative Biological Effectiveness = Σχετική Βιολογική Δραστητικότητα) που είναι διαφορετικός για το κάθε είδος ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα για την ακτινοβολία - άλφα ο παράγοντας αυτός είναι ίσος με 20, ενώ για την ακτινοβολία - γάμμα είναι ίσος με τη μονάδα. Ως εκ τούτου, η ισοδύναμη δόση εκφράζει τις βιολογικές συνέπειες των ακτινοβολιών στον ανθρώπινο οργανισμό.

Η ισοδύναμη δόση μετριέται σε Sievert (Sv) και η μετατροπή της απορροφούμενης δόσης σε ισοδύναμη δόση γίνεται σύμφωνα με τη σχέση $1 \text{ Gy} = 0,7 \text{ Sv}$. Ο συντελεστής μετατροπής F είναι ίσος με $0,7 \text{ Sv Gy}^{-1}$ (UNSCEAR 1993).

6.3. Υπολογισμός της απορροφούμενης δόσης των γρανιτών και των δομικών υλικών

Τα οικοδομικά υλικά ενεργούν σαν πηγές ακτινοβολιών και ταυτόχρονα σαν ασπίδες στην εξωτερική ακτινοβολία. Σε σπίτια που κατασκευάζονται από διάφορα οικοδομικά υλικά, όπως οικοδομικοί λίθοι, τούβλα, τσιμέντο ή γρανίτης, ο παράγοντας που κυρίως επηρεάζει την απορροφούμενη δόση στο εσωτερικό των κατοικιών είναι οι συγκεντρώσεις των φυσικών ραδιονουκλιδίων σε αυτά τα υλικά, καθώς η ακτινοβολία που εκπέμπεται από εξωτερικές πηγές στους ενοίκους των κατοικιών απορροφάται από τους τοίχους.

Η απορροφούμενη δόση που οφείλεται στα υλικά αυτά μπορεί να αποβεί άκρως επικίνδυνη στην υγεία των ανθρώπων αν ξεπεράσει κάποιες συγκεκριμένες τιμές – επιτρεπτά όρια που έχουν οριστεί από Διεθνείς Οργανισμούς και Επιτροπές. Είναι λοιπόν απαραίτητο να υπολογίζεται η απορροφούμενη δόση των οικοδομικών υλικών για να περιορίζεται η χρήση αυτών που είναι επιβλαβή για τον άνθρωπο.

Στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό της απορροφούμενης δόσης από γρανιτικά πετρώματα χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο που έχει ορίσει η Διεθνής Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας (UNSCEAR 1993). Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο ένας άνθρωπος διαμένει σε κατοικία χτισμένη από ένα υλικό που έχει συγκεκριμένες συγκεντρώσεις ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th (ειδικές ενεργότητες). Η κατοικία έχει σχήμα ορθογώνιου παραλληλεπιπέδου με διαστάσεις $3 \times 3 \times 3 \text{ m}^3$ με απείρως λεπτούς τοίχους, χωρίς πόρτες και παράθυρα (πρότυπο μοντέλο δωματίου, standard room model).

Οι συγκεντρώσεις του ^{40}K , του ^{226}Ra και του ^{232}Th των εξεταζόμενων δειγμάτων μετρήθηκαν στο Εργαστήριο Ατομικής και Πυρηνικής Φυσικής του τομέα Πυρηνικής Φυσικής και Φυσικής Στοιχειωδών Σωματιδίων του τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ. με τη μέθοδο της φασματοσκοπίας ακτίνων – γ. Τα αποτελέσματα των μετρήσεων αυτών δίνονται στον πίνακα 6.2, ενώ στο σχήμα 6.1 δίνεται η σχηματική απεικόνιση των συγκεντρώσεων ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th . Σημειώνεται ότι το ^{226}Ra προέρχεται από τη ραδιενεργό διάσπαση του ^{238}U .

Ο ρυθμός απορροφούμενης δόσης D_a (nGy h^{-1}) δίνεται από τον τύπο (UNSCEAR 1993):

$$D_a = \alpha_1 C^{40}_{\text{K}} + \alpha_2 C^{226}_{\text{Ra}} + \alpha_3 C^{232}_{\text{Th}}, \quad (1)$$

όπου:

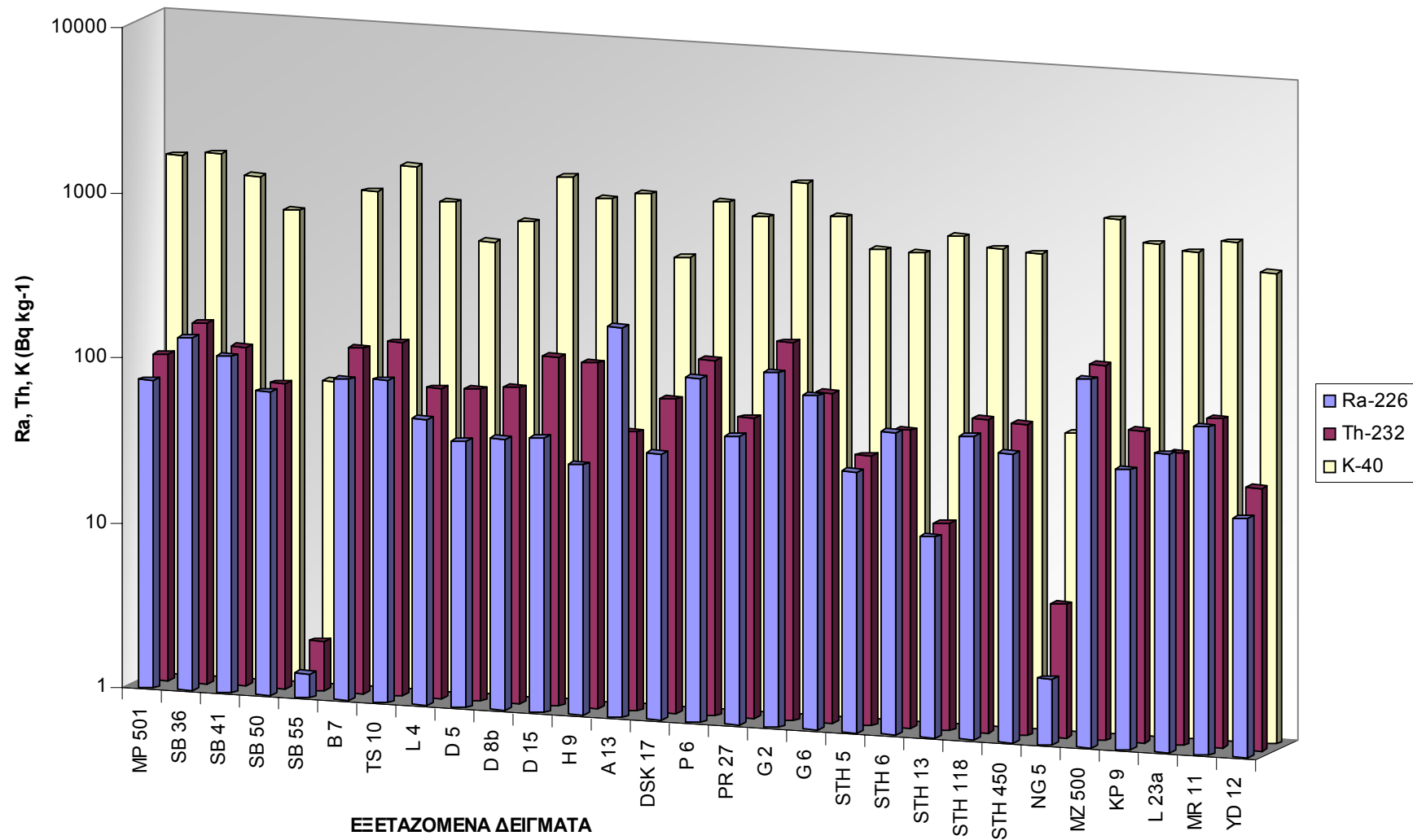
- C^{40}_{K} = η ειδική ενεργότητα του ^{40}K (Bq kg^{-1})
- C^{226}_{Ra} = η ειδική ενεργότητα του ^{226}Ra (Bq kg^{-1})
- C^{232}_{Th} = η ειδική ενεργότητα του ^{232}Th (Bq kg^{-1})
- $\alpha_1 = 0,0417 \text{ nGy h}^{-1} / \text{Bq kg}^{-1}$
- $\alpha_2 = 0,462 \text{ nGy h}^{-1} / \text{Bq kg}^{-1}$
- $\alpha_3 = 0,604 \text{ nGy h}^{-1} / \text{Bq kg}^{-1}$

Πίνακας 6.2. Συγκεντρώσεις ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th στα εξεταζόμενα δείγματα.

ΔΕΙΓΜΑ		^{40}K (Bq kg ⁻¹)	^{226}Ra (Bq kg ⁻¹)	^{232}Th (Bq kg ⁻¹)
ΒΡΟΝΤΟΥ				
SB 36	Hb Συηνίτης	1466 ± 17	136 ± 1	152 ± 2
SB 41	Hb Χαλαζιακός Μονζονίτης	1110 ± 14	109 ± 1	113 ± 2
SB 50	Hb Γρανίτης	717 ± 12	69 ± 1	70 ± 1
SB 55	Γάββρος	68 ± 4	1,4 ± 0,3	2,0 ± 0,3
L 4	Hb Γρανίτης	919 ± 12	54 ± 1	75 ± 1
B 7	Γρανίτης	993 ± 13	88 ± 1	123 ± 2
TS 10	Hb Γρανίτης	1460 ± 16	90 ± 1	138 ± 2
ΕΛΑΤΙΑ				
D 5	Bi Γρανοδιορίτης	546 ± 11	41 ± 1	77 ± 1
D 8b	Bi Τοναλίτης	748 ± 10	44 ± 1	82 ± 1
D 15	Γρανίτης	1448 ± 19	46 ± 1	130 ± 2
DSK 17	Bi Τοναλίτης	524 ± 10	41 ± 1	80 ± 1
A 13	Γρανίτης	1232 ± 16	231 ± 1	49 ± 1
H 9	Αλκαλιγρανίτης	1111 ± 14	33 ± 1	124 ± 2
ΓΡΑΝΙΤΗΣ				
G 2	Γρανίτης	1632 ± 21	141 ± 1	195 ± 3
G 6	Hb - Bi Γρανίτης	1060 ± 13	106 ± 1	100 ± 1
ΠΑΝΟΡΑΜΑ				
PR 27	Γρανίτης	987 ± 14	56 ± 1	66 ± 1
P 6	Χαλαζιακός Μονζονίτης	1177 ± 16	122 ± 1	143 ± 2
ΞΑΝΘΗ				
NG 5	Γάββρος	64 ± 3	2,5 ± 0,3	6,5 ± 0,3
MZ 500	Bi - Px Χαλαζιακός Μονζοδιορίτης	1304 ± 22	170 ± 2	189 ± 3
ΦΙΛΙΠΠΟΙ				
YD 12	Bi - Hb Χαλαζιακός Μονζονίτης	709 ± 10	28 ± 1	39 ± 1
ΜΟΥΡΙΕΣ				
MP 501	Bi Γρανίτης	1386 ± 15	73 ± 1	95 ± 1
ΣΙΘΩΝΙΑ				
STH 5	Γρανοδιορίτης	693 ± 9	38 ± 0,5	43 ± 1
STH 6	Γρανίτης	689 ± 11	68 ± 1	64 ± 1
STH 13	Γρανίτης	892 ± 11	16,4 ± 0,4	18 ± 1
STH 118	Bi Γρανοδιορίτης	777 ± 10	69 ± 1	80 ± 1
STH 450	Hb-Bi Γρανοδιορίτης	754 ± 14	56 ± 1	77 ± 1
ΜΑΡΩΝΕΙΑ				
MR 11	Hb - Bi - Px Μονζονίτης	1051 ± 14	97 ± 1	99 ± 1
ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑ - ΚΙΡΚΗ				
L 23a	Bi - Px - Hb Χαλαζιακός Μονζονίτης	882 ± 13	64 ± 1	59 ± 1
ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ				
KR 9	Hb-Bi Χαλαζιακός Μονζονίτης	956 ± 14	50 ± 1	78 ± 1

Για το έδαφος οι μέσες συγκεντρώσεις ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th είναι 400, 35 και 30 Bq kg⁻¹ αντίστοιχα (UNSCEAR 2000).

Σχήμα 6.1. Συγκεντρώσεις ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th των εξεταζόμενων δειγμάτων



Ο ρυθμός απορροφούμενης δόσης D_a της ακτινοβολίας γ που υπολογίζεται από τη σχέση (1) πρέπει σε κάθε περίπτωση να είναι μικρότερος ή ίσος των 80 nGy h^{-1} για να είναι επιτρεπτή η χρήση ενός οικοδομικού υλικού σε κατοικίες. Μέχρι και τη διπλάσια τιμή πάντως, δηλαδή 160 nGy h^{-1} ο ρυθμός απορροφούμενης δόσης D_a θεωρείται ανεκτός. Αυτό εξαρτάται από τη ραδιενέργεια του εδάφους η οποία κυμαίνεται από περιοχή σε περιοχή.

Εκτός από την απορροφούμενη δόση υπολογίζεται και η ετήσια ισοδύναμη δόση H_E από τη σχέση (2) (UNSCEAR 1993).

$$H_E (\text{mSv y}^{-1}) = 10^{-6} D_a T F \quad (2)$$

όπου:

- D_a = ο ρυθμός απορροφούμενης δόσης ακτινοβολίας γ (nGy h^{-1})
- T = ο χρόνος διαβίωσης σε εσωτερικούς χώρους ($T = 0,8 \times 24 \text{ h d}^{-1} \times 365 \text{ d y}^{-1} \approx 7000 \text{ h y}^{-1}$), όπου 0,8 του T είναι ο παράγοντας που δείχνει ότι ο άνθρωπος δαπανά 80 % του χρόνου της ζωής του σε εσωτερικούς χώρους (occupancy factor)
- F = ο συντελεστής μετατροπής ($F = 0,7 \text{ Sv Gy}^{-1}$)

Σύμφωνα με την κοινοτική οδηγία αρ. 112 (EC 1999) για ρυθμό απορροφούμενης δόσης ακτινοβολίας γ , $D_a \leq 80 \text{ nGy h}^{-1}$, η σχέση (2) δίνει ετήσια ισοδύναμη δόση $H_E \approx 0,3 \text{ mSv y}^{-1}$, που είναι και η επιτρεπτή ετήσια ισοδύναμη δόση για κάθε ενήλικο άνθρωπο όταν διαβιεί σε εσωτερικούς χώρους. Και εδώ μέχρι και τη διπλάσια τιμή ($H_E = 0,6 \text{ mSv y}^{-1}$), η ετήσια ισοδύναμη δόση θεωρείται ανεκτή.

Στον πίνακα 6.3 δίνονται οι τιμές της απορροφούμενης δόσης και της ετήσιας ισοδύναμης δόσης για τα εξεταζόμενα γρανιτικά δείγματα της παρούσας διατριβής ειδίκευσης. Σημειώνεται ότι για το έδαφος σε παγκόσμια κλίμακα οι τιμές της απορροφούμενης δόσης (D_a) και της ετήσιας ισοδύναμης δόσης (H_E) είναι $43,502 \text{ nGy h}^{-1}$ και $0,38 \text{ mSv y}^{-1}$ αντίστοιχα (UNSCEAR 1993).

Όπως φαίνεται από τον πίνακα 6.3, τα δείγματα SB 36, SB 41, TS 10, D 15, A 13, G 2, P 6 και MZ 500 έχουν απαγορευμένες τιμές απορροφούμενης δόσης ($D_a > 160 \text{ nGy h}^{-1}$) και ετήσιας ισοδύναμης δόσης ($H_E > 0,6 \text{ mSv y}^{-1}$). Τα δείγματα B 7, H 9, G 6 και MP 501 έχουν λίγο μικρότερες τιμές

απορροφούμενης δόσης από το ανώτατο επιτρεπόμενο όριο, ενώ η ετήσια ισοδύναμη δόση τους ξεπερνάει τα $0,6 \text{ mSv } \gamma^{-1}$. Από τα υπόλοιπα δείγματα, οι γάββροι SB 55 και NG 5 έχουν πολύ μικρές τιμές D_a και H_E , ενώ επιτρεπτές είναι και οι τιμές των δειγμάτων ΥD 12, και STH 13. Σε όλα τα υπόλοιπα εξεταζόμενα γρανιτικά πετρώματα οι τιμές απορροφούμενης και ετήσιας ισοδύναμης δόσης που μετρήθηκαν θεωρούνται ανεκτές.

6.4. Δείκτης ενεργότητας

Εκτός από την απορροφούμενη και την ισοδύναμη δόση, η επίδραση της ραδιενέργειας στον ανθρώπινο οργανισμό εκφράζεται και με τον *δείκτη ενεργότητας* (*Active Index, AI*) που μετράται σε Bq kg^{-1} . Πολλές χώρες χρησιμοποιούν διαφορετικούς τύπους για τον υπολογισμό του δείκτη ενεργότητας ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των υλικών που διαθέτουν στην αγορά. Και εδώ χρησιμοποιείται το πρότυπο μοντέλο δωματίου που αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Για να είναι ασφαλές στη χρήση του ένα οικοδομικό υλικό από το οποίο κατασκευάζεται εξολοκλήρου ένα δωμάτιο που έχει χαρακτηριστικά του πρότυπου μοντέλου, πρέπει ο δείκτης ενεργότητάς του να είναι μικρότερος ή το πολύ ίσος με τη μονάδα.

Στον πίνακα 6.4 δίνονται οι τύποι που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση του δείκτη ενεργότητας σε πέντε διαφορετικές χώρες.

Πίνακας 6.4. Τύποι που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του δείκτη ενεργότητας σε πέντε διαφορετικές χώρες (Chen & Lin 1995).

Χώρα	Δείκτης Ενεργότητας (AI)
Πρώην ΕΣΣΔ & Πρώην Δυτική Γερμανία	$C_{Ra} / 370 + C_{Th} / 260 + C_K / 4810$
Πολωνία	$C_{Ra} / 370 + C_{Th} / 233 + C_K / 3700$
Σουηδία	$C_{Ra} / 999 + C_{Th} / 703 + C_K / 9990$
Κίνα	$C_{Ra} / 350 + C_{Th} / 260 + C_K / 4000$

Στον πίνακα 6.5 δίνονται οι δείκτες ενεργότητας για τα εξεταζόμενα δείγματα, όπως υπολογίστηκαν με βάση τα πρότυπα της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δυτικής Γερμανίας, της Πολωνίας, της Σουηδίας και της Κίνας. Η σχηματική απεικόνιση των δεικτών ενεργότητας με βάση τα πρότυπα της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δυτικής Γερμανίας δίνεται στο σχήμα 6.2.

Από τον πίνακα 6.5 είναι φανερό ότι έξι δείγματα, τα TS 10, G 2, A 13, SB 36, MZ 500 και P 6 έχουν δείκτη ενεργότητας πάνω από το επιτρεπόμενο όριο της μονάδας (σύμφωνα με το πρότυπο της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δυτικής Γερμανίας). Επίσης, άλλα επτά δείγματα (B 7, G 6, MP 501, D 15, H 9, MR 11, SB 41) παρουσιάζουν δείκτη ενεργότητας πάνω από $0,80 \text{ Bq kg}^{-1}$. Οι δύο γάββροι έχουν σχεδόν μηδενικούς δείκτες ενεργότητας, ενώ σχετικά μικρές τιμές υπολογίστηκαν για τους γρανοδιορίτες και τους τοναλίτες.

6.5. Εισαγόμενοι γρανίτες του ελληνικού εμπορίου

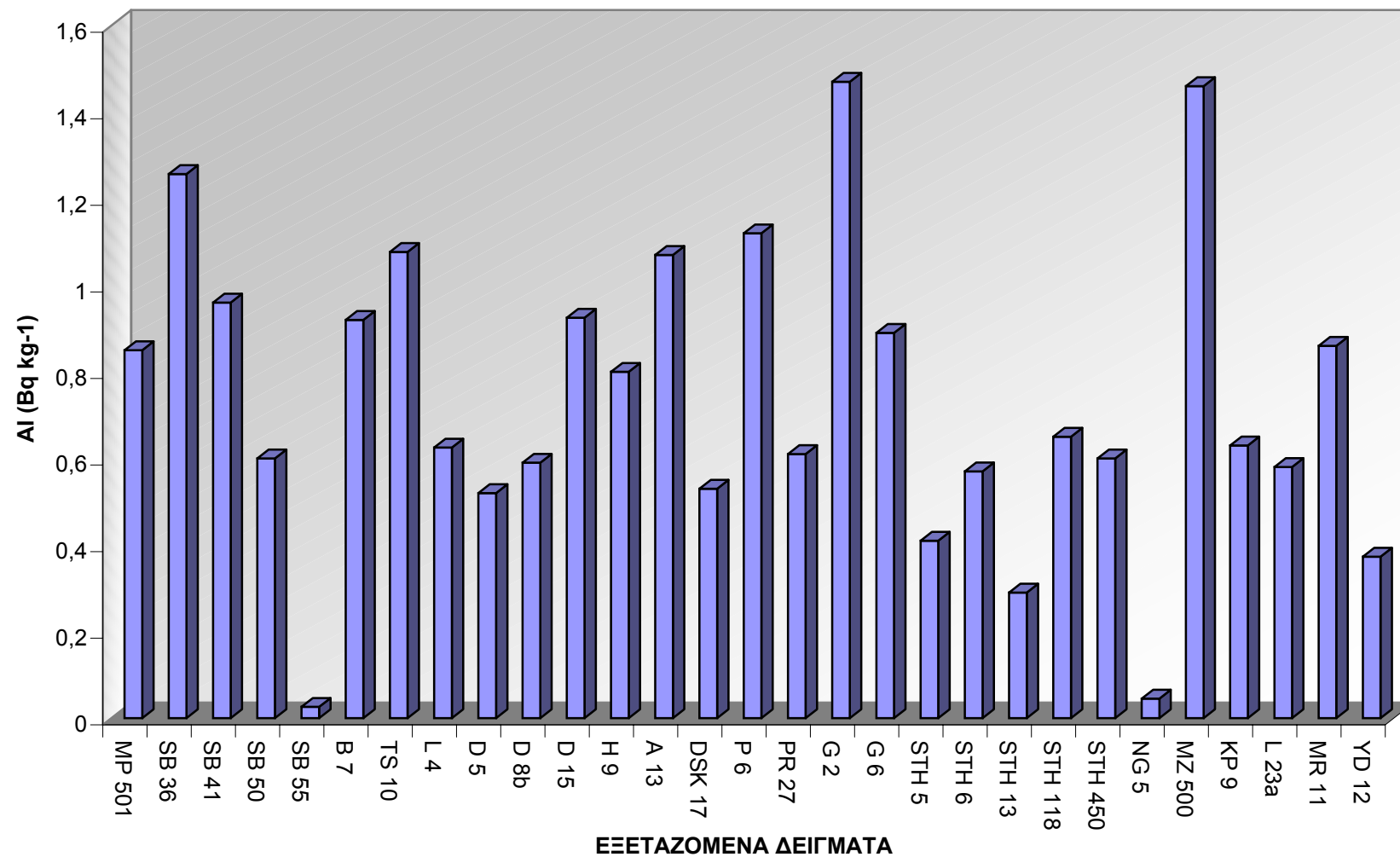
Στην Ελλάδα, όπως προαναφέρθηκε, οι γρανίτες που χρησιμοποιούνται ως δομικά υλικά είναι εισαγόμενοι. Στον πίνακα 6.6 δίνονται οι τιμές της απορροφούμενης δόσης, της ετήσιας ισοδύναμης δόσης και του δείκτη ενεργότητας (με βάση το κριτήριο της πρώην Σοβιετικής ένωσης και της Πρώην Δυτικής Γερμανίας) 16 γρανιτικών πετρωμάτων. Επίσης, δίνεται ο πετρογραφικός τύπος του κάθε δείγματος κατά I. U. G. S. (1973), καθώς και η εμπορική του ονομασία (Παυλίδου 2002).

Όπως προκύπτει από τον πίνακα, οι τιμές της απορροφούμενης και της ετήσιας ισοδύναμης δόσης του δείγματος Balmoral είναι πολύ πάνω από τα επιτρεπόμενα και ανεκτά όρια, ενώ απαγορευμένες είναι οι τιμές τους και στα δείγματα Blanco real, Blanco crystal και African red. Σε όλα τα υπόλοιπα δείγματα η απορροφούμενη δόση και η ετήσια ισοδύναμη δόση κυμαίνονται εντός των ανεκτών και επιτρεπόμενων τιμών τους. Σημειώνεται ότι οι δείκτες ενεργότητας όλων των δειγμάτων είναι μικρότεροι από το ανώτατο όριο του 1 Bq kg^{-1} , εκτός από το δείγμα Balmoral στο οποίο μετρήθηκε ένας αρκετά αυξημένος δείκτης ενεργότητας ($1,76 \text{ Bq kg}^{-1}$).

Πίνακας 6.5. Δείκτες ενεργότητας των εξεταζόμενων δειγμάτων με βάση τα πρότυπα της πρώην Ε.Σ.Σ.Δ. και της πρώην Δυτικής Γερμανίας, της Πολωνίας, της Σουηδίας και της Κίνας.

ΔΕΙΓΜΑ	AI (Πρώην ΕΣΣΔ, πρώην Δ. Γερμανία)	AI (Πολωνία)	AI (Σουηδία)	AI (Κίνα)
ΒΡΟΝΤΟΥ				
SB 36	1,26	1,42	0,50	1,33
SB 41	0,96	1,08	0,38	1,02
SB 50	0,60	0,68	0,24	0,64
SB 55	0,03	0,03	0,01	0,03
L 4	0,63	0,72	0,25	0,67
B 7	0,92	1,03	0,36	0,97
TS 10	1,08	1,23	0,43	1,15
ΕΛΑΤΙΑ				
D 5	0,52	0,58	0,20	0,55
D 8b	0,59	0,67	0,23	0,63
D 15	0,93	1,07	0,38	0,99
DSK 17	0,53	0,60	0,20	0,55
A 13	1,07	1,17	0,42	1,15
H 9	0,80	0,92	0,32	0,85
ΓΡΑΝΙΤΗΣ				
G 2	1,47	1,66	0,58	1,56
G 6	0,89	1,00	0,35	0,95
ΠΑΝΟΡΑΜΑ				
PR 27	0,61	0,70	0,25	0,66
P 6	1,12	1,26	0,44	1,19
ΞΑΝΘΗ				
NG 5	0,05	0,05	0,02	0,05
MZ 500	1,46	1,62	0,57	1,54
ΦΙΛΙΠΠΟΙ				
YD 12	0,37	0,43	0,15	0,41
ΜΟΥΡΙΕΣ				
MP 501	0,85	0,98	0,35	0,92
ΣΙΘΩΝΙΑ				
STH 5	0,41	0,47	0,17	0,44
STH 6	0,57	0,64	0,23	0,61
STH 13	0,29	0,36	0,13	0,34
STH 118	0,65	0,74	0,26	0,69
STH 450	0,60	0,69	0,24	0,64
ΜΑΡΩΝΕΙΑ				
MR 11	0,86	0,97	0,34	0,92
ΛΕΠΤΟΚΑΡΥΑ - ΚΙΡΚΗ				
L 23a	0,58	0,66	0,24	0,63
ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ				
KR 9	0,63	0,73	0,26	0,68

Σχήμα 6.2. Δείκτες ενεργότητας των ελληνικών γρανιτών με βάση τα πρότυπα της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δυτικής Γερμανίας.



Συγκρίνοντας τους ελληνικούς με τους εισαγόμενους γρανίτες παρατηρούμε ότι και στις δύο περιπτώσεις οι γάββροι παρουσιάζουν πολύ μικρές τιμές απορροφούμενης δόσης, ετήσιας ισοδύναμης δόσης και δείκτη ενεργότητας. Αντίθετα, τα δύο ελληνικά δείγματα G 2 και MZ 500 που έχουν αρκετά αυξημένες τιμές ραδιενέργειας σε σχέση με τις επιτρεπτές στάθμες, δε φτάνουν τα πολύ αυξημένα επίπεδα του Balmoral. Στο σχήμα 6.3 δίνεται η διακύμανση της ετήσιας ισοδύναμης δόσης για όλα τα δείγματα γρανιτών (ελληνικά και εισαγόμενα) και φαίνεται η ελαφρά μεγαλύτερη ισοδύναμη δόση των εισαγόμενων γρανιτών του ελληνικού εμπορίου.

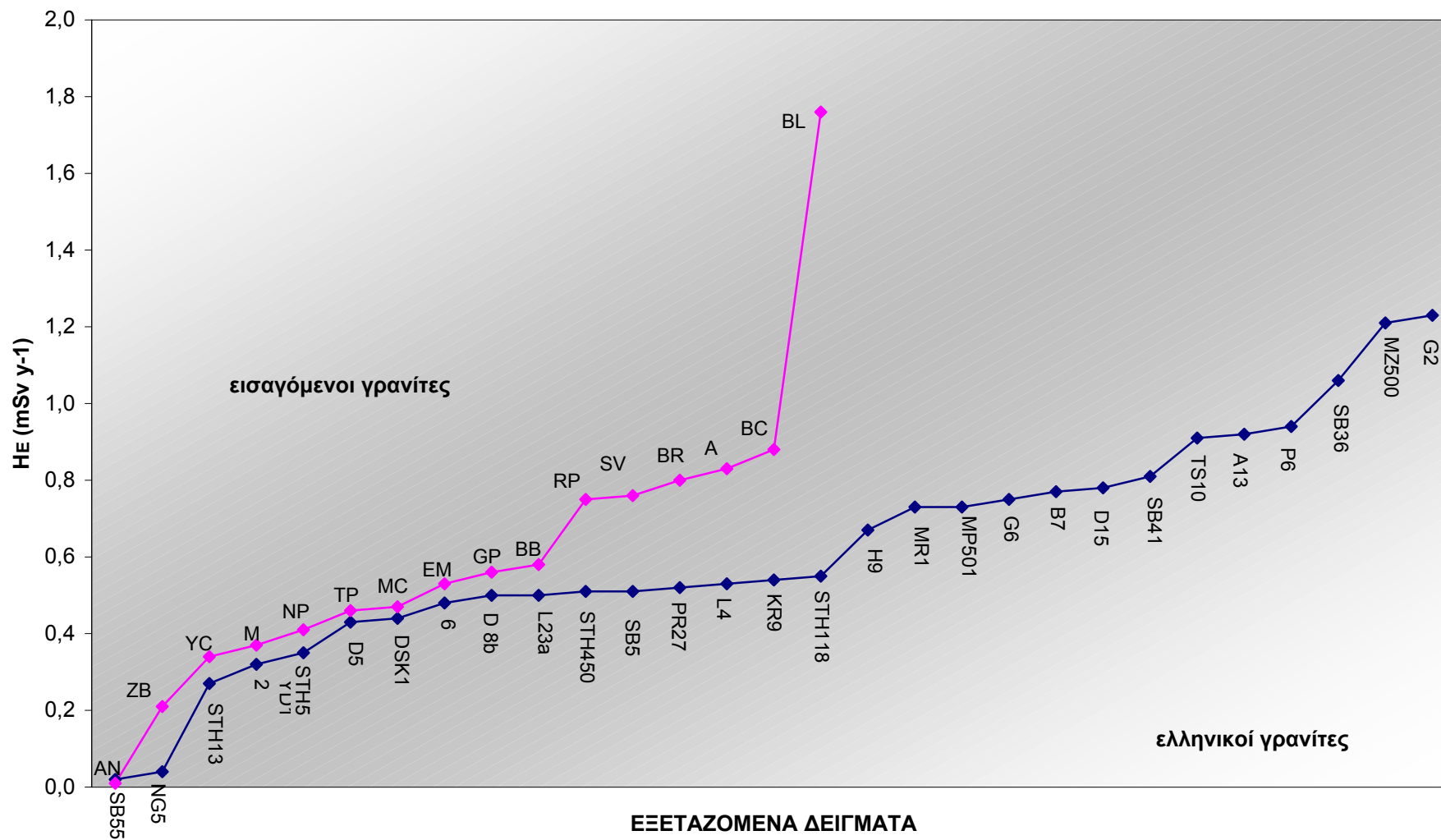
Εξάλλου, σε μια περαιτέρω σύγκριση των συγκεντρώσεων ^{238}U (σχήμα 6.4), ^{232}Th (σχήμα 6.5) και ^{40}K (σχήμα 6.6) στους ελληνικούς γρανίτες και σε αυτούς του ελληνικού και του κυπριακού εμπορίου (Tzortzis et al. 2003) είναι φανερό ότι οι τιμές των στοιχείων αυτών στους ελληνικούς γρανίτες είναι μικρότερες από εκείνες των γρανιτών του εμπορίου. Σημειώνεται ότι αρκετοί γρανίτες που εισάγονται και χρησιμοποιούνται ως οικοδομικά υλικά στην Ελλάδα και στην Κύπρο είναι ίδιοι.

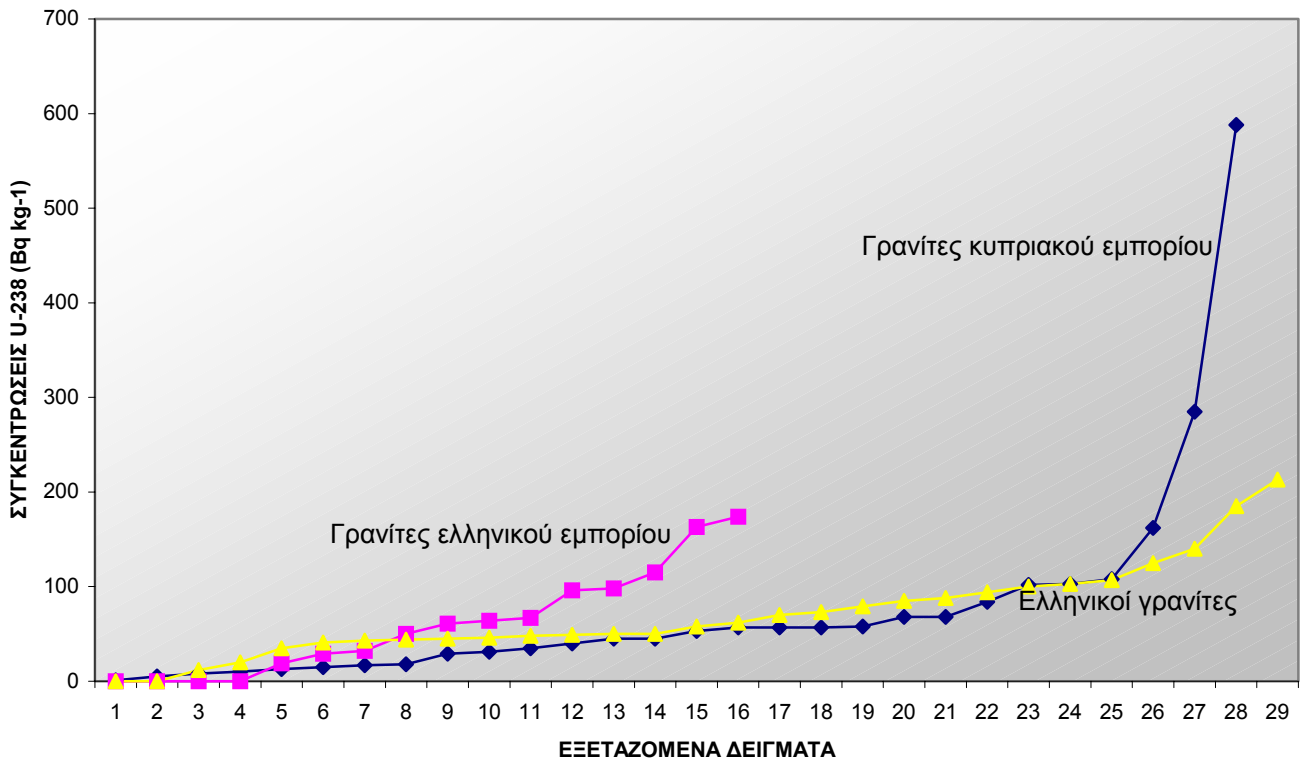
Πίνακας 6.6. Απορροφούμενη δόση, ετήσια ισοδύναμη δόση και δείκτες ενεργότητας των εισαγόμενων γρανιτών (Παυλίδου 2002).

Όνομα	Πετρογραφικός τύπος	D_a^* (nGy h ⁻¹)	H_E^* (mSv y ⁻¹)	AI (Bq kg ⁻¹)
Salvatiera (SV)	Bi - γρανίτης	156,07	0,76	0,89
Rossa porrino (RP)	Bi - αλκαλιγρανίτης	152,31	0,75	0,87
Blanco real (BR)	Γρανίτης	162,85	0,80	0,94
Topazio (TP)	Γρανίτης	95,31	0,47	0,52
Yellow Cecilia (YC)	Χαλαζιακός αλκαλισυηνίτης	69,43	0,34	0,38
Blanco crystal (BC)	Γρανίτης	179,89	0,88	1,04
Napoleon (NP)	Bi Χαλαζιακός συηνίτης	82,91	0,41	0,46
Balmoral (BL)	Αλκαλιγρανίτης	358,74	1,76	2,15
African red (AR)	Γρανίτης	169,30	0,83	0,98
Multicolor (MC)	A. Αλκαλιγρανίτης B. Bi - γρανίτης	94,43	0,46	0,55
Baltic brown (BB)	Χαλαζιακός συηνίτης	118,44	0,58	0,66
Gris perla (GP)	Γρανίτης	114,19	0,56	0,63
Emerald (EM)	Bi - αλκαλισυηνίτης	107,37	0,53	0,61
Marina pearl (MP)	Αλκαλισυηνίτης	75,80	0,37	0,42
Zimbabwe (ZB)	Χαλαζιακός γάββρος	42,41	0,21	0,25
African nero (AN)	Χαλαζιακός γάββρος	2,78	0,01	0,01

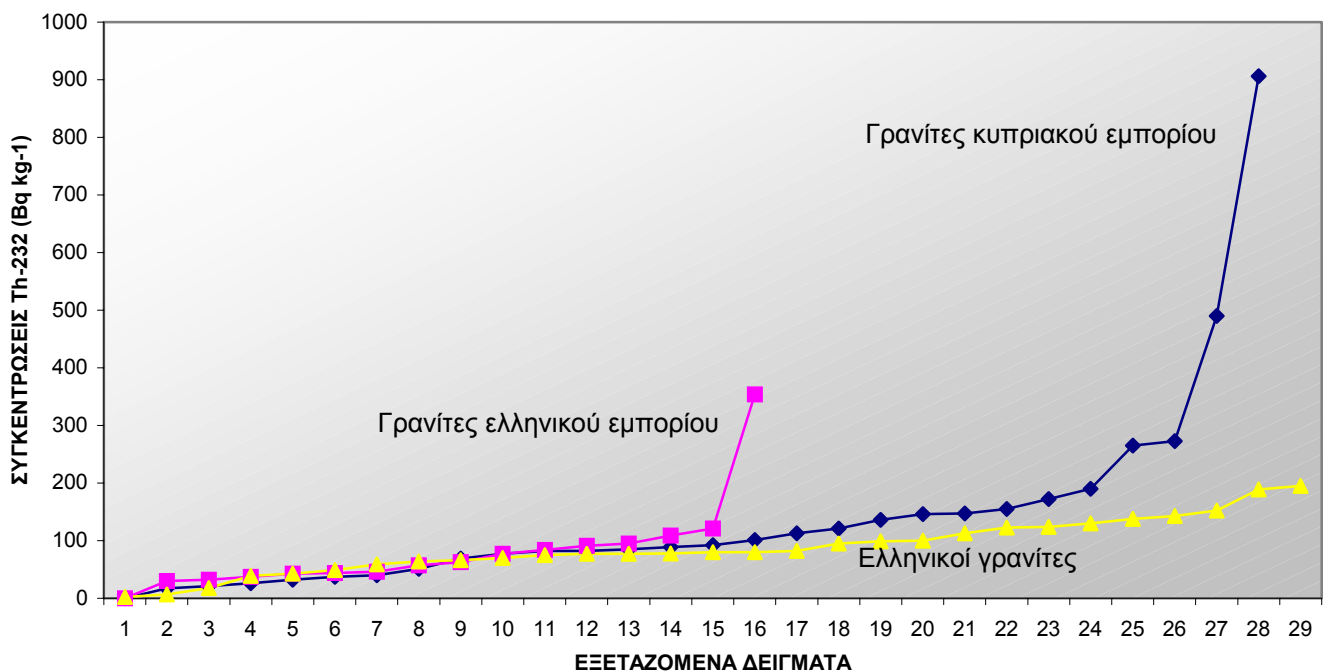
*Η απορροφούμενη δόση (D_a) και η ετήσια ισοδύναμη δόση (H_E) υπολογίστηκαν με βάση τους τύπους που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία.

Σχήμα 6.3. Ετήσια ισοδύναμη δόση (H_E) ελληνικών γρανιτών και εισαγόμενων γρανιτών του ελληνικού εμπορίου.

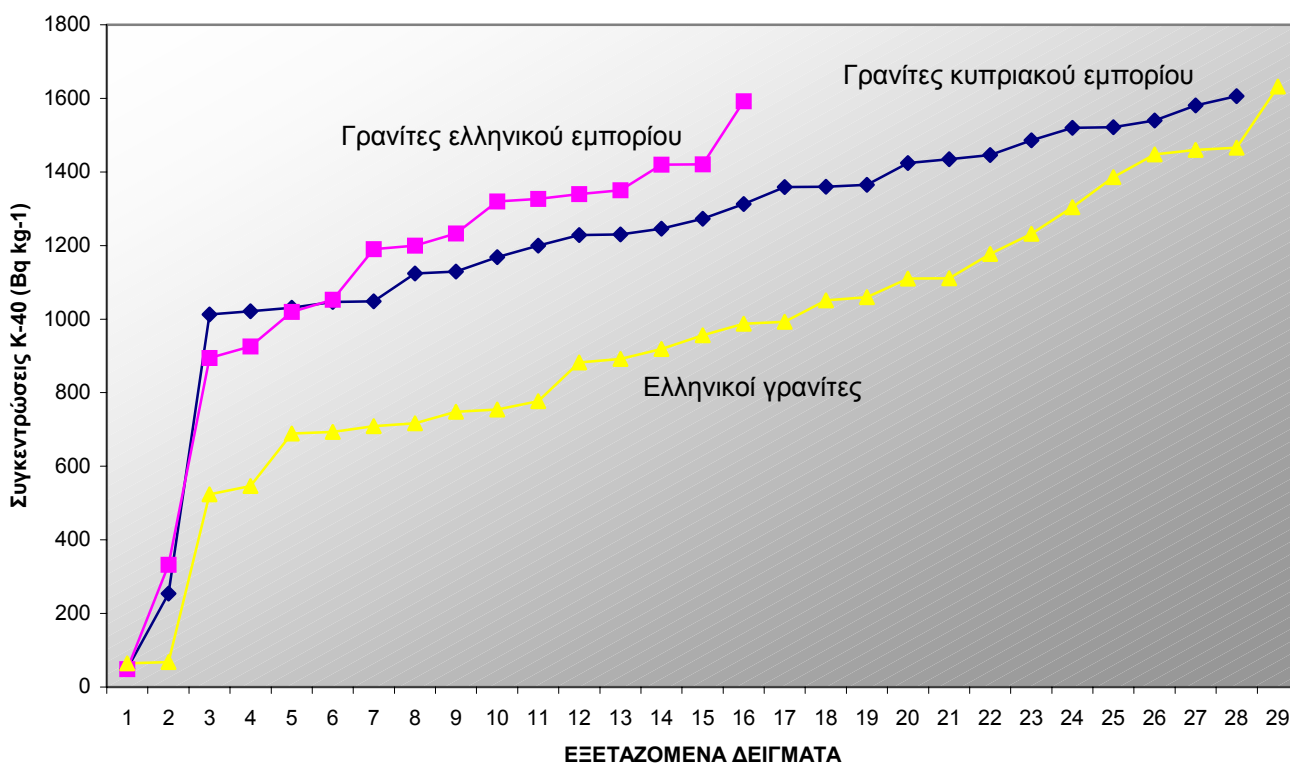




Σχήμα 6.4. Συγκεντρώσεις ^{238}U (Bq kg $^{-1}$) στους γρανίτες του ελληνικού και του κυπριακού εμπορίου και στους ελληνικούς εξεταζόμενους γρανίτες.



Σχήμα 6.5. Συγκεντρώσεις ^{232}Th (Bq kg $^{-1}$) στους γρανίτες του ελληνικού και του κυπριακού εμπορίου και στους ελληνικούς εξεταζόμενους γρανίτες.



Σχήμα 6.6. Συγκεντρώσεις ^{40}K (Bq kg^{-1}) στους γρανίτες του ελληνικού και του κυπριακού εμπορίου και στους ελληνικούς εξεταζόμενους γρανίτες.

7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης μελετήθηκαν 29 δείγματα πλουτωνικών πετρωμάτων όξινης έως βασικής σύστασης που προέρχονται από διάφορους πλουτωνίτες της Βορείου Ελλάδας.

Πιο συγκεκριμένα, εξετάστηκαν αλκαλιγρανίτες, γρανίτες, γρανοδιορίτες, τοναλίτες, συηνίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζοδιορίτες και γάββροι. Τα ορυκτά που συμμετέχουν στη σύσταση των εξεταζόμενων δειγμάτων είναι τα πλαγιόκλαστα, οι καλιούχοι άστριοι, ο χαλαζίας, οι αμφίβολοι, οι μαρμαρυγίες, οι πυρόξενοι και τα επουσιώδη απατίτης, επίδοτο, τιτανίτης, αλλανίτης και ζirkόνιο. Σε ορισμένα δείγματα υπάρχουν και δευτερογενή ορυκτά, όπως ασβεστίτης και χλωρίτης που προέρχονται από την αλλοίωση των πρωτογενών, ενώ αρκετές φορές εντοπίστηκαν και μεταλλικά ορυκτά. Σε ένα δείγμα, το A 13, παρατηρήθηκε κρύσταλλος μοναζίτη, ξενότιμου και οξειδίου ουρανίου και θορίου.

Στο κεφάλαιο 6 τα δείγματα της παρούσας εργασίας εξετάστηκαν ως προς τη ραδιενέργεια που μπορεί να περιέχουν. Όπως διαπιστώθηκε, 13 δείγματα παρουσιάζουν τιμές ετήσιας ισοδύναμης δόσης μεγαλύτερες από $0,6 \text{ mSv y}^{-1}$ που είναι το ανεκτό όριο, ενώ 6 από αυτά έχουν δείκτη ενεργότητας μεγαλύτερο της μονάδας (σύμφωνα με το πρότυπο της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δ. Γερμανίας). Ένα γρήγορο συμπέρασμα λοιπόν θα ήταν ότι αυτά τα δείγματα δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως οικοδομικά υλικά επειδή κρίνονται επιβλαβή για το περιβάλλον και τον άνθρωπο.

Κάτι τέτοιο όμως δεν είναι αληθές, γιατί τα παραπάνω αποτελέσματα προέκυψαν με χρήση του πρότυπου μοντέλου δωματίου (UNSCEAR 1993), σύμφωνα με το οποίο μια κατοικία είναι εξολοκλήρου χτισμένη από γρανίτη. Στην πραγματικότητα όμως, το υλικό αυτό χρησιμοποιείται σε πολύ μικρό ποσοστό στις διάφορες οικοδομικές κατασκευές και κυρίως ως διακοσμητικό. Ίσως θα ήταν πιο ρεαλιστική η εκτίμηση ότι σε ένα δωμάτιο σαν αυτό του πρότυπου μοντέλου, με γρανίτη καλύπτεται το πολύ το πάτωμά του (δηλαδή το 1 / 6 αυτού).

Οι Chen & Lin (1995) στην εργασία τους θεώρησαν ένα δωμάτιο με διαστάσεις $6 \text{ m} \times 4 \text{ m} \times 3 \text{ m}$ κατασκευασμένο εξολοκλήρου από σκυρόδεμα, με

τοίχους πάχους 0,2 m και πάτωμα από γρανίτη πάχους 0,02 m. Η όλη κατασκευή ζυγίζει περίπου 52.000 kg και το ποσοστό του γρανίτη σε αυτήν είναι μόνο 2,2 %. Ο γρανίτης που χρησιμοποιήθηκε περιέχει ^{40}K , ^{226}Ra και ^{232}Th σε ποσότητες 1468, 123 και 242 Bq kg⁻¹ αντίστοιχα και ο δείκτης ενεργότητάς του σύμφωνα με το πρότυπο της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δ. Γερμανίας (πίνακας 6.4) είναι 1,57, δηλαδή αρκετά πάνω από το επιτρεπόμενο όριο. Για τον υπολογισμό του δείκτη ενεργότητας του γρανίτη στην κατασκευή αυτή χρησιμοποιήθηκε ο παρακάτω τύπος (AEC 1992):

$$AI = (f_s C_K + \sum_{i=1}^n f_i C_{Ki})/3800 + (f_s C_{Ra} + \sum_{i=1}^n f_i C_{Rai})/330 + (f_s C_{Th} + \sum_{i=1}^n f_i C_{Thi})/260 \leq 1$$

όπου:

- f_s = το ποσοστό βάρους του γρανίτη
- C_K, C_{Ra}, C_{Th} = η ειδική ενεργότητα του ^{40}K , του ^{226}Ra και του ^{232}Th στο γρανίτη (Bq kg⁻¹)
- n = ο αριθμός των δομικών υλικών
- f_i = το ποσοστό βάρους κάθε οικοδομικού υλικού
- C_{Ki}, C_{Rai}, C_{Thi} = η ειδική ενεργότητα του ^{40}K , του ^{226}Ra και του ^{232}Th σε κάθε οικοδομικό υλικό (Bq kg⁻¹)

Σύμφωνα με τον τύπο αυτό ο δείκτης ενεργότητας του συγκεκριμένου γρανίτη είναι 0,38, αρκετά μικρότερος επομένως από το ανώτατο όριο της μονάδας.

Όσον αφορά τα ελληνικά γρανιτικά δείγματα που μελετήθηκαν, το μεγαλύτερο δείκτη ενεργότητας με βάση το πρότυπο της πρώην ΕΣΣΔ και της πρώην Δυτικής Γερμανίας τον έχει το δείγμα G 2 (1,47). Η τιμή αυτή είναι μικρότερη από εκείνη του γρανίτη του παραπάνω παραδείγματος, που όπως προαναφέρθηκε, σύμφωνα με το ίδιο πρότυπο είναι 1,57. Είναι φανερό επομένως, ότι αν το G 2 χρησιμοποιούνταν στην κατασκευή των Chen & Lin στην οποία θα κατείχε μόνο το 2,2 % αυτής, ο δείκτης ενεργότητάς του θα ήταν πολύ μικρότερος της μονάδας. Η πολύ μικρή συμμετοχή των γρανιτών επομένως στις διάφορες κατασκευές είναι αυτή που τους επιτρέπει να χρησιμοποιηθούν ακίνδυνα ως προς το περιβάλλον και τον άνθρωπο.

Σε μια προσπάθεια να κατανοήσουμε τα αποτελέσματα από την εξέταση των ελληνικών γρανιτών παρατηρούμε πως οι δύο γάββροι που μελετήθηκαν παρουσιάζουν πολύ μικρές τιμές απορροφούμενης δόσης και δείκτη ενεργότητας. Κάτι τέτοιο εξηγείται από το ότι στη σύστασή τους δε συμμετέχουν τα ορυκτά απατίτης, ζirkόνιο, τιτανίτης, αλλανίτης, μοναζίτης και ξενότιμο τα οποία περιλαμβάνουν πρωτογενή ραδιενεργά ισότοπα (Heinrich 1958). Επίσης, δεν περιέχουν κύρια ορυκτά που είναι πλούσια σε κάλιο (καλιούχοι άστριοι), το οποίο συνεισφέρει σημαντικά στη ραδιενεργό ακτινοβολία που εκπέμπουν τα διάφορα πετρώματα. Πιθανώς για τον ίδιο λόγο στους τοναλίτες και στους γρανοδιορίτες που μελετήθηκαν, οι τιμές της ισοδύναμης δόσης και του δείκτη ενεργότητας είναι μέσα στα ανεκτά όρια, δείχνοντας έτσι ότι τα πρωτογενή ραδιενεργά ορυκτά που συμμετέχουν στη σύστασή τους δε συμβάλλουν σημαντικά στην ακτινοβολία που εκπέμπεται.

Το δείγμα G 2 παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές ραδιενέργειας από όλα τα δείγματα και μάλιστα αυτές είναι πολύ πάνω από τα επιτρεπόμενα όρια ($H_E = 1,23 \text{ mSv y}^{-1}$, $A_I = 1,47 \text{ Bq kg}^{-1}$). Τα ραδιενεργά ορυκτά που παρατηρήθηκαν στο συγκεκριμένο γρανίτη είναι ο απατίτης, ο τιτανίτης και το ζirkόνιο, τα οποία μπορεί να ευθύνονται για τις αυξημένες συγκεντρώσεις στα ραδιενεργά στοιχεία ράδιο και θόριο (σχήματα 7.2 και 7.3). Θα μπορούσαμε πάντως να πούμε ότι το ιδιαίτερα αυξημένο κάλιο και θόριο που περιέχει σε σχέση με τα υπόλοιπα δείγματα, είναι αυτά που συμβάλλουν κατά κύριο λόγο στην υψηλή σχετικά ραδιενέργεια.

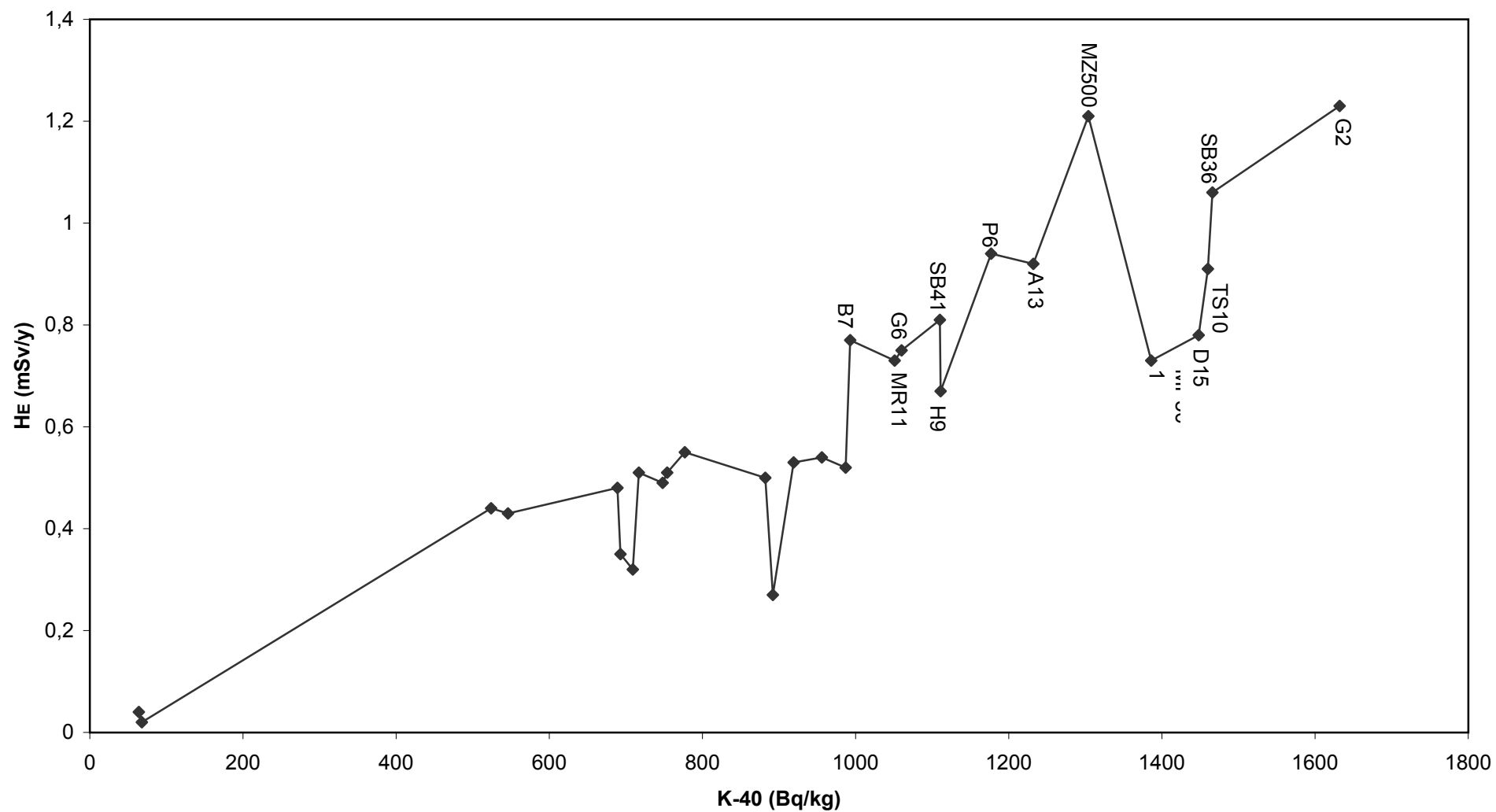
Το δείγμα MZ 500 είναι το δεύτερο δείγμα με ετήσια ισοδύναμη δόση μεγαλύτερη των $0,6 \text{ mSv y}^{-1}$ ($1,21 \text{ mSv y}^{-1}$). Εδώ η συμμετοχή του καλίου δεν είναι τόσο μεγάλη όπως το G 2 (σχήμα 7.1), όμως όπως φαίνεται στα σχήματα 7.2 και 7.3 οι συγκεντρώσεις του ραδίου και του θορίου είναι αρκετά αυξημένες. Τα ορυκτά που συμμετέχουν στη σύσταση του πετρώματος και που πιθανώς περιέχουν αυτά τα στοιχεία είναι ο απατίτης, ο τιτανίτης και το ζirkόνιο.

Το δείγμα A 13 έχει $H_E > 0,6 \text{ mSv y}^{-1}$ και παρουσιάζει την υψηλότερη συγκέντρωση ραδίου και μάλιστα με αρκετή διαφορά από τα υπόλοιπα δείγματα (σχήμα 7.2). Αυτό ίσως εξηγείται με τη σημαντική ποσότητα ασβεστίτη που υπάρχει στο δείγμα, στον οποίο το ^{238}U (μητρικό ισότοπο του ^{226}Ra) με τη μορφή U^{4+} μπορεί να υποκαθιστά το Ca^{2+} , όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 6.1. Αξιοσημείωτο είναι ότι στο δείγμα αυτό βρέθηκαν κρύσταλλοι ζirkονίου,

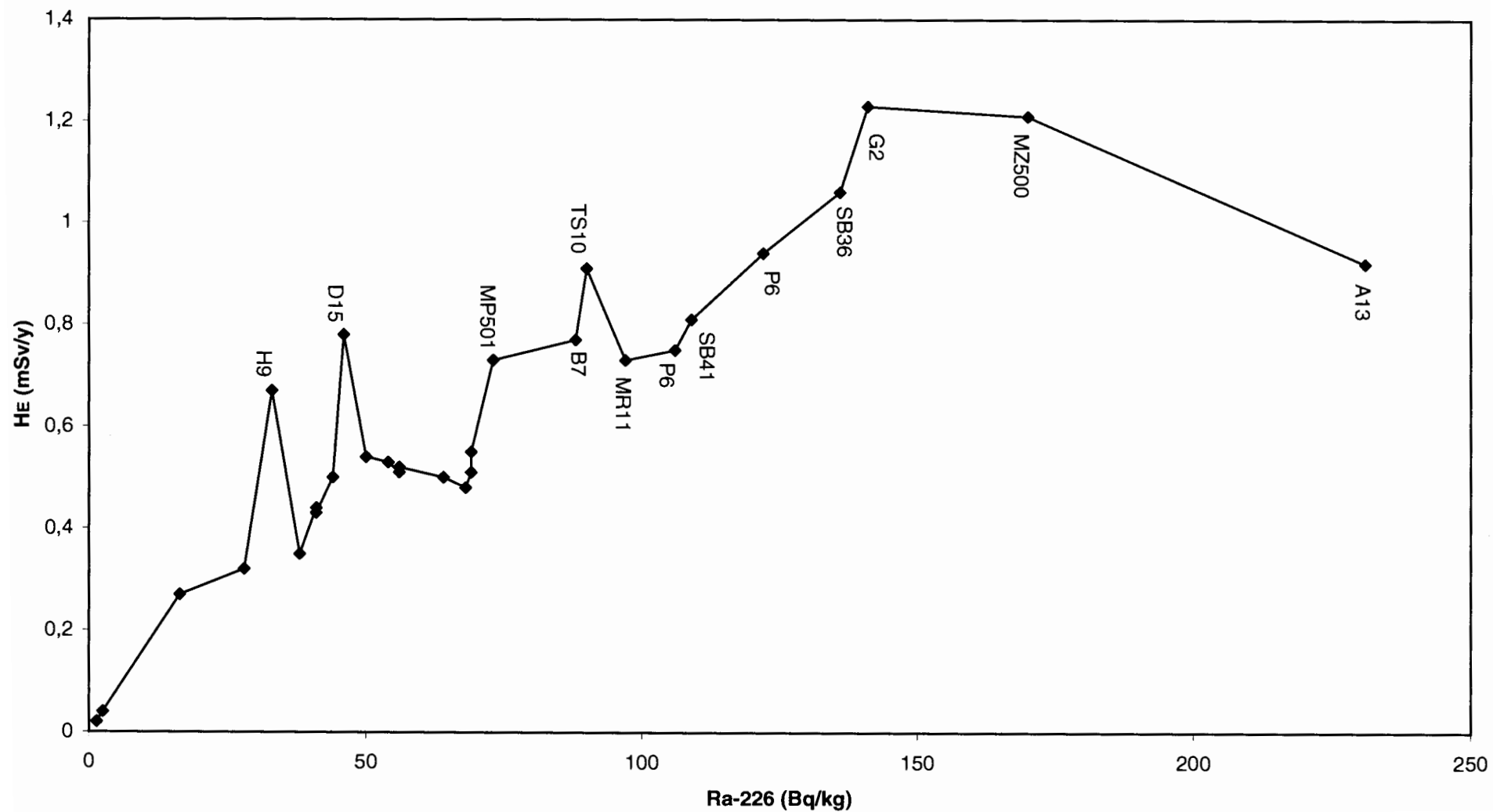
απατίτη, τιτανίτη, μοναζίτη, ξενότιμου και οξειδίου του ουρανίου και του θορίου, συμβάλλοντας προφανώς στην αυξημένη ακτινοβολία.

Σε όλα τα υπόλοιπα δείγματα που έχουν ετήσια ισοδύναμη δόση πάνω από το επιτρεπόμενο όριο (B 7, TS 10, G 6, MP 501, D 15, H 9, SB 36, MR 11, SB 41, P 6) εντοπίστηκαν ένα ή περισσότερα από τα πρωτογενή επουσιώδη ραδιενεργά ορυκτά, όμως οι αυξημένες συγκεντρώσεις του καλίου στα κύρια ορυκτά των πετρωμάτων αυτών πρέπει να είναι η σημαντικότερη αιτία για τις υψηλές τιμές της ραδιενεργού ακτινοβολίας.

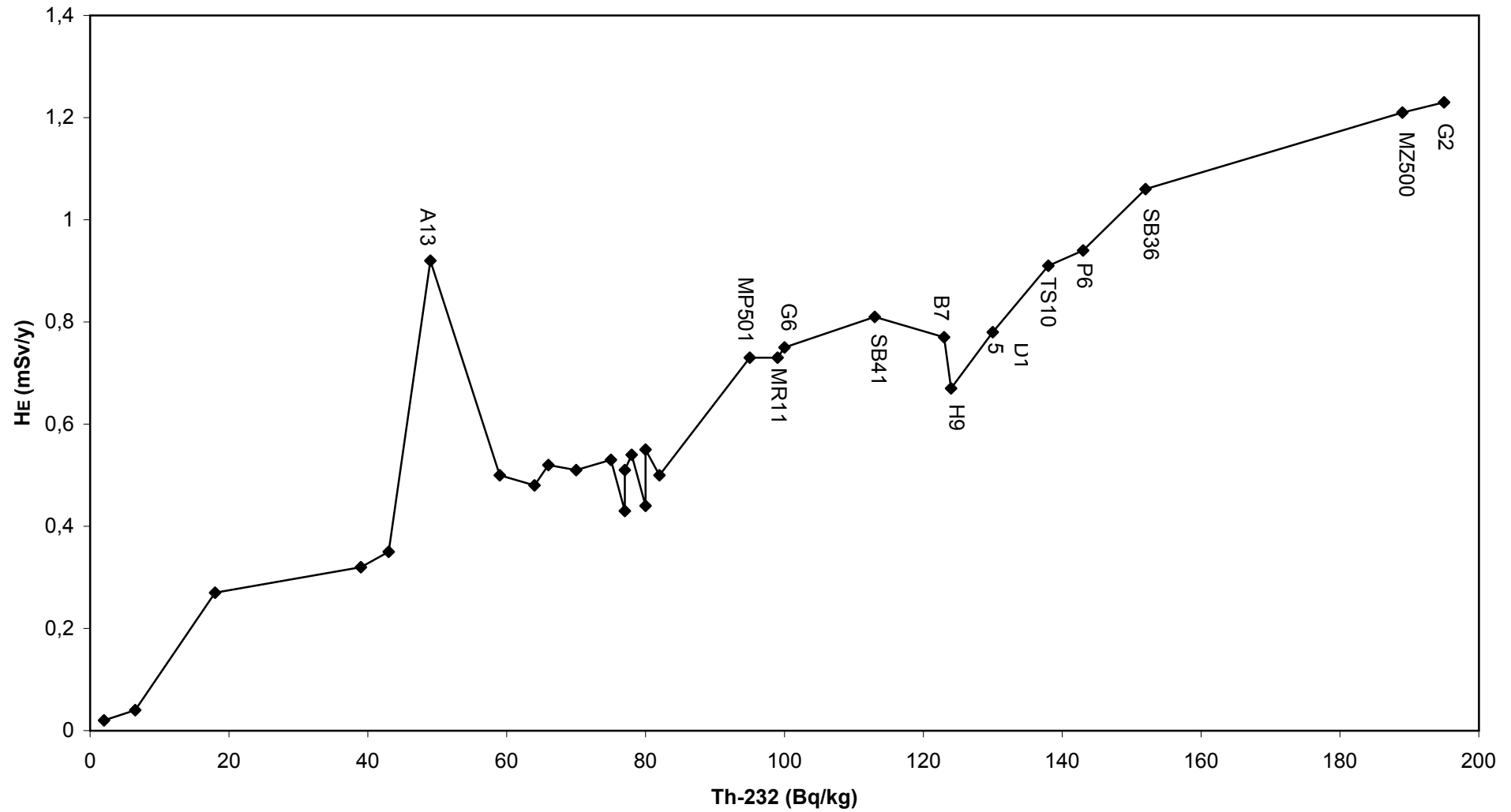
Σχήμα 7.1. Διάγραμμα σύγκρισης συγκέντρωσης K-40 και ετήσιας ισοδύναμης δόσης (H_E)



Σχήμα 7.2. Διάγραμμα σύγκρισης συγκέντρωσης Ra-226 και ετήσιας ισοδύναμης δόσης (H_E)



Σχήμα 7.3. Διάγραμμα σύγκρισης συγκέντρωσης Th-232 και ετήσιας ισοδύναμης δόσης (H_E)



- Atomic Energy Council (AEC), (1992). Standard for natural radioactivity of fly ash as building materials. Taiwan, ROC: AEC.
- Boyanov I., Dabovski C., Gocev P., Harkovska A., Kostadinov V., Shanov S., Tzakov T., Zagorcev I. (1987). A new view on the Alpine tectonic evolution of Bulgaria. – Presented at First Bulgarian – Greek Symposium on Geological and Physic – Geographical Problems of the Rhodope Massif, Smolyan, Sept. 17, 1987.
- Chatzidimitriadis E., Kiliass A., Staikopoulos G. (1985). Nuovi aspetti petrologici e tettonici del massiccio Serbomacedone e delle regioni adiacenti, della Grecia del Nord. Boll. Soc. Geol. 104. 515 – 526.
- Chen C. - J. & Lin Y. – M. (1995). Assessment of building materials for compliance with regulations of roc. Environment International, Vol. 22 (1), 221 – 226.
- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G. (2000). Mesozoic magmatism in the area between the Vardar (Axios) zone and the Serbo – Macedonian massif (Northern Greece). In: Karamata S., Jankovic S. (eds). Proceedings of the international symposium. Geology and metallogeny of the Dinarides and the Vardar zone, 111 – 120.
- 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, Vol. 10 (2), 305 – 318.
- Christofides G., D'Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G., Kyriakopoulos C. (1990). Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia Peninsula (Northern Greece). Eur. J. Mineral., 2 (1), 79 – 87.
- Christofides G., Koroneos A., Pe - Piper G., Katirtzoglou K., Chatzikirkou A. (1999). Pre – Tertiary magmatism in the Serbomacedonian massif (N. Greece): Kerkini granitic complex. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXIII, 131 – 148.
- Christofides G., Pecskey Z., Eleftheriadis G., Soldatos T., Koroneos A. (2004). The tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, North-eastern Greece): Petrology and K/Ar geochronology. Geologica Carpathica, 55, 5, Bratislava, in press.

- Christofides G., Koroneos A., Soldatos T., Eleftheriadis G., Killias A. (2001). Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene – Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, Vol. 13 (1 – 2), 73 – 89.
- D'Amico C., Christofides G., Eleftheriadis G., Bargossi G.M., Campana R., Soldatos T. (1990). The Sithonia plutonic complex (Chalkidiki, Greece). *Mineral. Petrol. Acta*, 33, 143 – 177.
- Del Moro A., Innocenti F., Kyriakopoulos C., Manetti P., Papadopoulos P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (N. Greece): Sr isotope and petrochemical data. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 159, 113 – 135.
- De Wet A. P., Miller J. A., Bickle M. J., Chapman H. J. (1989). Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 56 – 79.
- Dinter D.A. & Royden L. (1993). Late Cenozoic extension in north eastern Greece: Strymon valley detachment system in Rhodope metamorphic core complexes. *Geology*, 21, 45 – 48.
- Dixon J. E. & Dimitriadis S., (1984). Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbomacedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. In “The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean”, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No 17, Blackwell Scientific Publications, eds. Dixon J. E. and Robertson A. H. F., 713 – 728.
- Eleftheriadis G. (1995). Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). *Eur. J. Mineral.*, 7, 1169 – 1182.
- Eleftheriadis G., Christofides G., Papadopoulos P. (1989a). Petrology and geochemistry of Leptokarya – Kirki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece. *Geologica Rhodopica*, Vol. 1, 280 – 289.
- Eleftheriadis G., Pe – Piper G., Christofides G. (1995). Petrology of the Philippi granitoid rocks and their microgranular enclaves (East Macedonia, North Greece). *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.*, No. 4, 512 – 516.
- Eleftheriadis G., Christofides G., Mavroudchiev B., Nedyalkov R., Andreev A., Hristov L. (1989b). Tertiary volcanics from the East Rhodopes in Greece and Bulgaria. *Geol. Rhodopica*, 1, 202 – 217.

- European Commission (EC) (1999). European Commission Report on Radiological Protection Principles concerning the Natural Radioactivity of Building Materials. Radiation Protection, No. 112, Luxembourg.
- Faure G. (1986). Principles of Isotope Geology, second ed. John Wiley & Sons, ISBN: 0471864129.
- Heinrich W. M. E. (1958). Mineralogy and geology of radioactive raw materials. McGraw – Hill Book Company, New York, 643 p.
- Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Rita F., Villari L. (1984). Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in north eastern Greece. Bull. Volcanol., 47, 25 – 37.
- International Union of Geological Sciences (I.U.G.S.), Subcommision on the systematics of igneous rocks (1973). Classification and nomenclature of plutonic rocks. N. Jb. Min. Mh., 1973, 149 – 164.
- Jones C. E., Tarney J., Baker J. H., Gerouki F. (1992). Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism relates to extensional collapse of the Hellenic Orogen? Tectonophysics, 210, 295 – 314.
- Kilias A., Mountrakis D. (1990). Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. Geol. Rhodopica, 2, 100 – 116.
- Kockel F., Mollat H., Water W. H. (1977). Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender gebiete 1:100000 (Nord Griechenland), Bundesanstalt für geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Kokkinakis A. (1977). Das Intrusivgebiet des Symvolon – Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland. Ph. D. Thesis, Ludwig – Maximilians Univ. München, 268 pp.
- Kolocotroni C. (1992). The emplacement and petrogenesis of the Vrontou granitoid pluton, Rhodope Massif, NE Greece. PhD. Thesis, University of Edinburgh, 425 pp.
- Kotopouli C.N. & Pe-Piper G. (1989). Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks within the Hellenic Rhodope: A comparative study and petrogenetic implications. N. Jb. Miner. Abh., 161, 141 – 169.
- Kyriakopoulos C. (1987). Geochronological, geochemical, mineralogical and isotopic studies of the Tertiary plutonic rocks of the Rhodope. Ph. D. Thesis, Univ. of Athens, 343 pp. (in Greek with English abstract).

- Liati A., (1986). Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece). Petrology, Geochemistry, Geochronology. Ph. D. Thesis, Technical University of Braunschweig, Braunschweig, 186 pp.
- Luigi B., Maurizio B., Renato M., Elisabetta N. (1997). Proposal for a method of certification of natural radioactivity in building materials. J. Radiol. Prot. 17 (2), 85 – 94.
- Mavroudchiev B, Nedyalkov R, Eleftheriadis G., Soldatos T., Christofides G. (1993). Tertiary plutonic rocks from east Rhodope in Bulgaria and Greece. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. XXVIII/2, 643 – 660.
- Melidonis N.G. (1969). The peat – lignite deposit of Philippi, Macedonia, Greece. Geol. Geoph. Res., XII, No 3, IGME, Athens.
- Meyer W. (1968). Zur Alterstellung des plutonismus in Sudteil des Rila – Rhodope – Masse (Nordgriechenland). Geol. Paleont., 2, 173 – 192.
- Mposkos E., Liati A., Katagas C., Arvanitides N. (1990). Petrology of the metamorphic rocks of western Rhodope, Drama area, N. Greece. – In: Soldatos K. (ed.): Geologica Rhodopica 2. Aristotle University Press, Thessaloniki, Greece, 127 – 142.
- Neiva A. M. R., Christofides G., Eleftheriadis G., Soldatos T. (1996). Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, Northern Greece, Chem. Erde, 56, 117 – 142.
- Papadakis A., (1971). On the age of the granitic intrusion near Stratonion, Chalkidiki (Greece). Ann. Géol. Pays Hell., 23: 297 – 300 (in Greek with English summary).
- Papadopoulos C. & Kilias A. (1985). Altersbeziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im Teil Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, North Griechenland). Geol. Rundsch., 74, 77 – 85.
- Papanikolaou D. & Panagopoulos A. (1981). On the structural style of Southern Rhodope, Greece. Geol. Balcanica, 11, 13 – 22.
- Pe-Piper G. & Piper D. J. W. (2002). The igneous rocks of Greece, the anatomy of an orogen. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 573 pp.
- Pe-Piper G., Christofides G., Eleftheriadis G. (1998). Lead and neodymium isotopic composition of Tertiary igneous rocks of northern Greece and their regional significance. Acta Vulcanologica, Vol. 10 (2), 255 – 263.

- Sakellariou D. (1989). Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der Nordoestlichen Chalkidiki, N. Griechenland – Deformation und Metamorphose. Diss Mainz Univ., Geol Monographs N. 2, Dept. of Geology, Univ. Athens, 177 pp.
- Sandulescu M. (1987). Synchronism and Heterochronism of compressive Tectogenesis. – An example: the Central and Southeastern European Alpine Chains. – In: Y. G. Leonov & V. E. Klain (Editors), Global Correlation of Tectonic Movements. J. Wiley and Sons. N. Y., 97 – 118
- Schwan W. (1987). Summary of the timing of geotectonic events during Cretaceous and Tertiary times in the Balkan Peninsula. – In: Y. G. Leonov & V. E. Klain (Editors), Global Correlation of Tectonic Movements. J. Wiley and Sons. N. Y., 83 – 95.
- Soldatos T., Koroneos A., Christofides G., Del Moro A. (2001b). Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. N. Jb. Miner. Abh. 176 (2), 179 – 209.
- Soldatos T., Koroneos A., Del Moro A., Christofides G. (2001a). Evolution of the Elatia Plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece). Chem. Erde, 61, 92 – 116.
- Soldatos K., Sapountzis S. E., Christofides G., Eleftheriadis G. (1976). Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). I. Mineralogy. Ann. Geol. Pays Hellen., 28, 62 – 98 (in Greek).
- Soldatos T., Poli G., Christofides G., Eleftheriadis G., Koroneos A., Tommasini S. (1998). Petrology and evolution of transitional alkaline – subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. Acta Vulcanologica, Vol. 10 (2), 319 – 330.
- Streckeisen A. & Le Maitre R. W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues. Jahrb. Mineral. Abh., 136, 169 – 206.
- Theodorikas S., (1982). The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres – Drama granitic complex, Northern Greece. Ph. D Thesis, University of Keele. In: Sci. Ann. Phys. Math., Univ. Thessaloniki, 22, No 28, Thessaloniki 1983, 415 pp.
- Tzortzis M., Tsertos H., Christofides S., Christodoulides G. (2003). Gamma radiation measurements and dose rates in commercially – used natural

- tiling rocks (granites). Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 70, 223 – 235.
- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR) (1993). Sources and Biological Effects of Ionising Radiation. United Nations, New York.
- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR) (2000). Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations, New York.
- Walley El – Dine N., El – Shershaby A., Ahmed F., Abdel – Haleem A. S. (2001). Measurement of radioactivity and radon exhalation rate in different kinds of marbles and granites. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 55, 853 – 860.
- Ασβεστά Α. (1992). Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 436 σ.
- Κορωναίος Α. (1991). Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατ. Βαρνούντα (ΒΔ Μακεδονία). Διδακτορική διατριβή, 451 σ.
- Κοτοπούλη Κ., (1981). Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής – Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας, 255 σ.
- Μαγκανάς Α., (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 332 σ.
- Μαλέα Α. (1993). Ορυκτολογία και πετρολογία των πλουτωνικών εμφανίσεων της περιοχής των Φιλίππων. Διπλωματική εργασία, 66 σ.
- Μουντράκης Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για υφηγεσία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289 σ.
- Μουντράκης Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδος. Πραγματεία για υφηγεσία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 207 σ.
- Νταγκουνάκη Κ. (2000). Ο πλουτωνίτης του Πανοράματος Δράμας, ορυκτολογία – πετρολογία – γεωχημεία. Διπλωματική εργασία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 104 σ.

- Παπαδοπούλου Λ. (2003). Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνειας, Θράκη. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 4 – 94.
- Παυλίδου Σ. (2002). Εισαγόμενα πλουτωνικά πετρώματα που χρησιμοποιούνται στην Ελλάδα ως δομικά υλικά: Ορυκτολογία, πετρολογία, γεωχημεία, ραδιενέργεια και φυσικοχημικές ιδιότητες. Διατριβή ειδίκευσης, 100 σ.
- Σκλαβούνος Σ., (1981). Ο γρανίτης του Παρανεστίου (Ορυκτολογία – Πετρογραφία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. Της Φυσικομαθηματικής Σχολής, Παράρτημα 33, Τόμος 20, 175 σ.
- Σολδάτος Τ. (1985). Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική διατριβή, 262 σ.
- Στούλος Σ. (1998). Το ραδόνιο στις κατοικίες σαν συνάρτηση της ραδιενέργειας των οικοδομικών υλικών και άλλων φυσικών παραμέτρων. Διδακτορική διατριβή, σελ. 26 – 36.
- Χριστοφίδης Γ. (1977). Συμβολή εις την μελέτην των πλουτωνικών πετρωμάτων της περιοχής της Ξάνθης. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 249 σ.



Φωτ. Π 1.1. Δείγμα SB 36



Φωτ. Π 1.2. Δείγμα SB 41



Φωτ. Π 1.3. Δείγμα SB 50



Φωτ. Π 1.4. Δείγμα SB 55



Φωτ. Π 1.5. Δείγμα L 4



Φωτ. Π 1.6. Δείγμα B 7



Φωτ. Π 1.7. Δείγμα TS 10



Φωτ. Π 1.8. Δείγμα D 5



Φωτ. Π 1.9. Δείγμα D 8b



Φωτ. Π 1.10. Δείγμα D 15



Φωτ. Π 1.11. Δείγμα DSK 17



Φωτ. Π 1.12. Δείγμα A 13



Φωτ. Π 1.13. Δείγμα Η 9



Φωτ. Π 1.14. Δείγμα Ρ 6



Φωτ. Π 1.15. Δείγμα Γ 2



Φωτ. Π 1.16. Δείγμα G 6



Φωτ. Π 1.17. Δείγμα YD 12



Φωτ. Π 1.18. Δείγμα STH 5



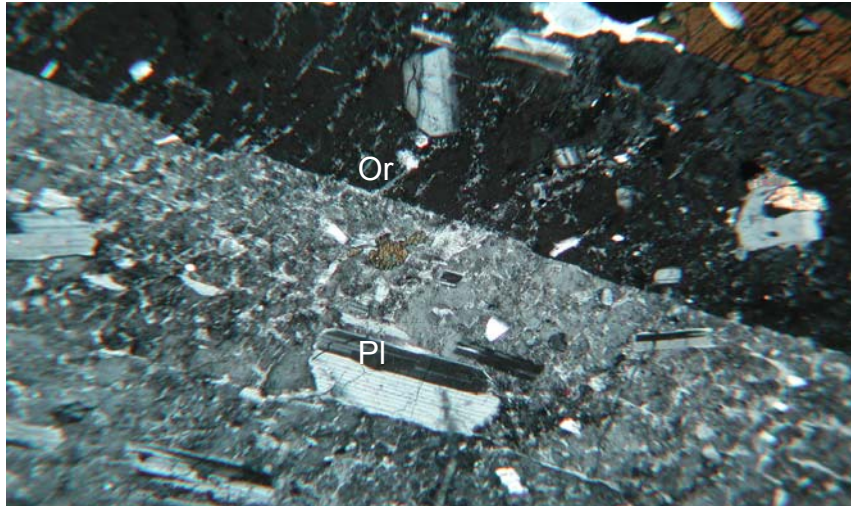
Φωτ. Π 1.19. Δείγμα STH 13



Φωτ. Π 1.20. Δείγμα STH 118



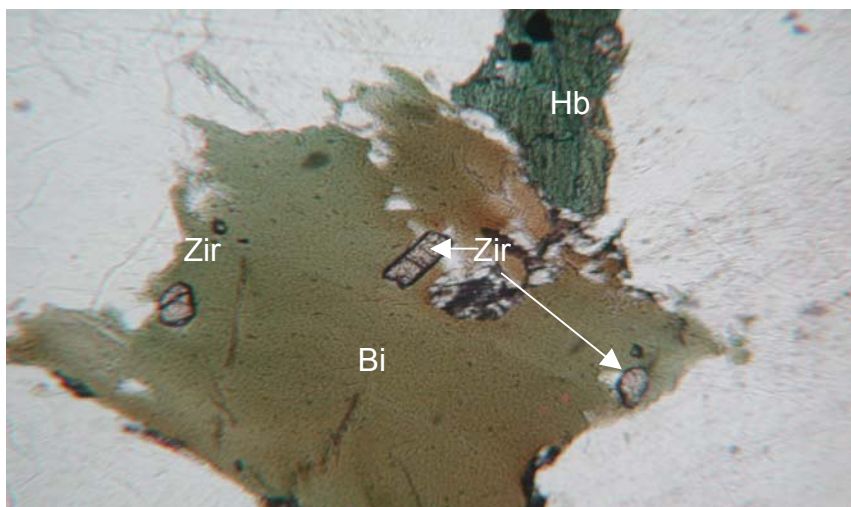
Φωτ. Π 1.21. Δείγμα MR 11



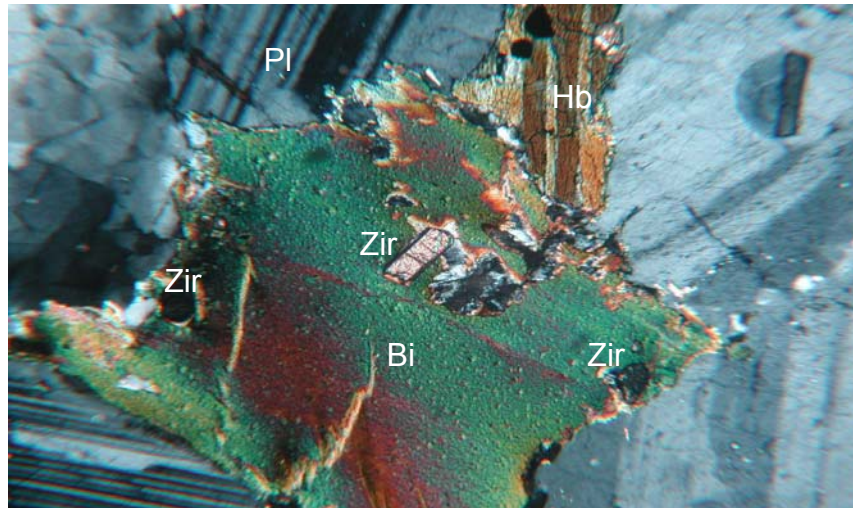
Φωτ. Π 2.1. Δείγμα SB 36, εγκλείσματα πλαγιοκλάστων σε ορθόκλαστο. Nicols (+), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 2,3 mm.



Φωτ. Π 2.2. Δείγμα SB 41, περθιτιωμένος κρύσταλλος ορθόκλαστου. Nicols (+), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 2 mm.



Φωτ. Π 2.3. Δείγμα SB 50, Κρύσταλλοι ζirkονίου σε βιοτίτη. Διακρίνεται και ένας κρύσταλλος κεροστήλβης. Nicols(-), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 1,5 mm.



Φωτ. Π 2.4. Δείγμα SB 50, Κρύσταλλοι ζirkονίου σε βιοτίτη. Nicols (+), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 1,5 mm.

Φωτ. Π 2.5. Δείγμα SB 55, Κρύσταλλος πυροξένου με συμπλεκτίτες. Nicols (+), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 1 mm.



Φωτ. Π 2.6. Δείγμα L 4, Μυρμηκίτες στα όρια πλαγιокλάστου – μικροκλινή. Nicols (+), η μεγάλη διάσταση αντιστοιχεί σε 1,46 mm.