



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ  
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος

Πτυχιακή Εργασία

---

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ  
ΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΩΝ ΜΕΘΑΝΩΝ  
ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΦΑΣΜΑΤΟΣΚΟΠΙΑΣ ΑΚΤΙΝΩΝ-ΓΑΜΜΑ**

---

Παπακώστα Βαΐα

A/M 201200075

Επιβλέποντες:

Θεόδωρος Μερτζιμέκης

Επίκουρος Καθηγητής

Τμήμα Φυσικής

Μαρία Τριανταφύλλου

Καθηγήτρια

Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος

Αθήνα, 2018



## Ευχαριστίες

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, Θεόδωρο Μερτζιμέκη, για την ευκαιρία που μου έδωσε να συνεργαστούμε και δέχθηκε να είναι ο επιβλέπων της παρούσας εργασίας. Κυρίως, θέλω να τον ευχαριστήσω που με ευγένεια, θέληση και υπομονή ήταν διαρκώς παρών.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στην Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, Μαρία Τριανταφύλλου. Πέραν της πολύτιμης βοήθειάς της, εκείνη και η ομάδα της είναι ο λόγος ύπαρξης αυτής της εργασίας, αφού εκείνοι είναι που σύλλεξαν τα περιβαλλοντικά δείγματα της μελέτης μου.

Στη συνέχεια, θα ήθελα να ευχαριστήσω την κα. Παρασκευή Νομικού, Επίκ. Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, καθώς και στην ερευνητική της ομάδα που μου παρείχαν βοήθεια σε οτιδήποτε κι αν χρειάστηκα.

Επίσης, ευχαριστώ οφείλω και στον κ. Κ.Α. Κάλφα που μου παραχώρησε το λογισμικό SpectrW, με τη βοήθεια του οποίου πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία των φασμάτων.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου και τους φίλους μου για την ανεκτίμητη συμβολή τους και την απέραντη στήριξη, καθ'όλη τη διάρκεια μελέτης και συγγραφής της εργασίας.

## Περίληψη

Στις θερμές πηγές της χερσονήσου των Μεθάνων διεξήχθη μια μελέτη των επιπέδων φυσικής ραδιενέργειας. Για τη διεξαγωγή αυτής της έρευνας, συλλέχθηκαν 17 δείγματα νερού περιμετρικά και υποθαλάσσια της ηφαιστειακής χερσονήσου σε βάθη που κυμαίνονταν από 0-5 m. Η περιοχή των Μεθάνων ανήκει στο Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο και χαρακτηρίζεται από έντονη ηφαιστειακή και κατ' επέκταση υδροθερμική δραστηριότητα.

Με τη βοήθεια του φασματομέτρου σπινθηριστή NaI(Tl) (AMESOS) μετρήθηκε η ακτινοβολία-γ των δειγμάτων, με απώτερο σκοπό τον υπολογισμό συγκεντρώσεων των φυσικών ραδιονουκλιδίων των σειρών  $^{238}\text{U}$  και  $^{232}\text{Th}$ , καθώς και  $^{40}\text{K}$  στα θερμά νερά. Τα αποτελέσματα αναμένεται να παρέχουν πληροφορίες για το γεωλογικό περιβάλλον της χερσονήσου των Μεθάνων. Επίσης έχει αξιολογηθεί η επίδραση των φυσικών ραδιοϊσοτόπων, που ανιχνεύθηκαν, στην ανθρώπινη υγεία με βάση τον κίνδυνο δόσης ακτινοβολίας που αντιστοιχεί στις μετρήσεις μας.

## Abstract

A preliminary study of natural radioactivity was conducted on the thermal spas in Methana Peninsula, which belongs to the Hellenic Volcanic Arc and is characterized by hydrothermal vent activity. To carry out this research, 17 water samples were collected from thermal springs around and underwater of the volcanogenic Peninsula at depths ranging 0-5 m from the surface.

A NaI(Tl)-based spectrometer (AMESOS) was used to carry out gamma-ray counting of the samples to deduce the activity concentrations of the natural radionuclides of the  $^{238}\text{U}$  and  $^{232}\text{Th}$  decay series, as well as  $^{40}\text{K}$  in spa waters. Results are expected to provide information on the geological setting of the Methana peninsula. The impact of naturally occurring radioisotopes to human health has also been assessed in terms of the radiation dose risk corresponding to the measured activities.

---

## Περιεχόμενα

---

|   |    |
|---|----|
| <b>Εισαγωγή</b> .....   | 6  |
| <b>Κεφάλαιο 1: Γεωλογικά Χαρακτηριστικά της Περιοχής Μελέτης</b> .....              | 7  |
| 1.1 Γεωτεκτονική Εξέλιξη του Σαρωνικού Κόλπου.....                                  | 7  |
| 1.1.1 Γεωλογία και Γεωμορφολογία.....   | 7  |
| 1.1.2 Γεωδυναμικό Καθεστώς.....   | 8  |
| 1.2 Χερσόνησος των Μεθάνων .....  | 10 |
| 1.2.1 Γεωμορφολογία, Γεωλογία και Γεωδυναμικό Καθεστώς.....                         | 10 |
| <b>Κεφάλαιο 2: Εισαγωγή στη Ραδιενέργεια</b> .....                                  | 14 |
| 2.1 Νόμος Ραδιενεργού Διάσπασης.....  | 14 |
| 2.2 Τρόποι Διάσπασης.....   | 15 |
| 2.3 Μέτρηση Ακτινοβολίας.....   | 18 |
| 2.3.1 Αλληλεπιδράσεις Ακτίνων-γ με την Ύλη.....                                     | 19 |
| 2.4 Αλυσίδες Διάσπασης.....   | 21 |
| 2.5 Ραδιονουκλίδια στα Ορυκτά.....  | 24 |
| 2.5.1 Ουράνιο (U).....  | 24 |
| 2.5.2 Θόριο (Th).....   | 26 |
| 2.5.3 Κάλιο (K).....  | 28 |
| <b>Κεφάλαιο 3: Ανιχνευτές σπινθηρισμών NaI(Tl)</b> .....                            | 31 |
| 3.1 Αργή λειτουργίας.....   | 31 |
| 3.2 Χαρακτηριστικά Ανιχνευτή.....   | 34 |
| 3.3 Απόδοση Ανιχνευτή.....  | 35 |
| 3.3.1 Το Ανιχνευτικό Σύστημα της Έρευνας.....                                       | 35 |
| 3.3.2 Ενεργειακή Βαθμονόμηση.....   | 37 |
| 3.3.3 Απόδοση, Γραμμικότητα και Διακριτική Ικανότητα.....                           | 40 |
| 3.3.4 Υπολογισμός της συγκέντρωσης ενεργότητας.....                                 | 42 |
| <b>Κεφάλαιο 4: Δόσεις Ραδιενέργειας</b> .....                                       | 44 |
| 4.1 Συντελεστές Εκτίμησης Δόσης.....  | 45 |
| <b>Κεφάλαιο 5: Πειραματική Διαδικασία</b> .....                                     | 47 |
| 5.1 Μετρήσεις Φυσικής Ραδιενέργειας - Πειραματικά Δεδομένα.....                     | 47 |
| 5.2 Υπολογισμός Δόσης - Ανάλυση των Μετρήσεων με τη Βοήθεια των<br>Συντελεστών..... | 66 |
| <b>Βιβλιογραφία</b> .....   | 70 |
| <b>Παράρτημα</b> .....  | 72 |

## Εισαγωγή

Η ραδιενεργή διάσπαση είναι μια αυθόρμητη αλλαγή μέσα στον πυρήνα ενός ατόμου που οδηγεί στην εκπομπή σωματιδίων ή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Οι βασικοί τρόποι ραδιενεργής διάσπασης είναι οι  $\alpha$ ,  $\beta$ , και  $\gamma$ . Στην παρούσα εργασία ασχοληθήκαμε με ακτινοβολία- $\gamma$ . Η ακτινοβολία  $\gamma$  είναι ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία και η παρουσία της είναι ιδιαίτερα αισθητή στο περιβάλλον.

Φυσικά ραδιοϊσότοπα υπάρχουν στη γη από τη στιγμή της δημιουργίας της. Τα κυριότερα είναι το ουράνιο ( $^{238}\text{U}$ ), το θόριο ( $^{232}\text{Th}$ ), το κάλιο ( $^{40}\text{K}$ ) και τα θυγατρικά τους ραδιοϊσότοπα. Εκτός από το έδαφος και τα ορυκτά, ανιχνεύονται στο νερό, στον αέρα, στις τροφές και στα οικοδομικά υλικά. Η ανίχνευση ραδιενεργών στοιχείων στο περιβάλλον γίνεται με τη βοήθεια κατάλληλων ανιχνευτικών συστημάτων. Προκειμένου να προσδιορίσουμε τη συγκέντρωση ραδιοϊσοτόπων σε περιβαλλοντικά δείγματα, πρέπει να πραγματοποιήσουμε φασματοσκοπική  $\gamma$  ανάλυση. Οι μετρήσεις γίνονται με τη βοήθεια ανιχνευτών ακτίνων- $\gamma$ . Τα κύρια είδη ανιχνευτών ακτίνων- $\gamma$  είναι δυο, οι ανιχνευτές Ιωδιούχου Νατρίου,  $\text{NaI(Tl)}$ , και οι ανιχνευτές γερμανίου,  $\text{Ge(Li)}$  και υπερκαθαρού γερμανίου (HPGe). Οι ανιχνευτές  $\text{NaI(Tl)}$  βασίζονται στο φαινόμενο του σπινθηρισμού, δηλαδή της εκπομπής φωτονίου όταν περάσει μέσα από το ενεργό τους υλικό ακτινοβολία- $\gamma$  και χαρακτηρίζονται από υψηλή απόδοση καταγραφής της ακτινοβολίας. Ωστόσο, έχουν χαμηλότερη διακριτική ικανότητα σε σχέση με τους ανιχνευτές γερμανίου.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήσαμε έναν ανιχνευτή  $\text{NaI(Tl)}$ , έχοντας ως βασικό κίνητρο τον εντοπισμό φυσικών ραδιοϊσοτόπων στο υδάτινο περιβάλλον της χερσονήσου των Μεθάνων.

Η πειραματική διαδικασία αποτελείται από δυο κύρια μέρη. Το πρώτο μέρος αποσκοπεί στη καταγραφή των βασικών χαρακτηριστικών της επίδοσης του ανιχνευτή σε ενέργειες μεταξύ περίπου 500-1500 keV, δηλαδή της γραμμικότητας, ενδογενούς απόδοσης και διακριτικής του ικανότητας, με τη βοήθεια σημειακών πηγών γνωστής ενεργότητας. Στο δεύτερο κομμάτι, χρησιμοποιήσαμε περιβαλλοντικά δείγματα προκειμένου να καταγράψουμε τη συγκέντρωσή τους σε ραδιοϊσότοπα και έπειτα να τα αξιολογήσουμε ως προς την επικινδυνότητά τους στην ανθρώπινη υγεία.

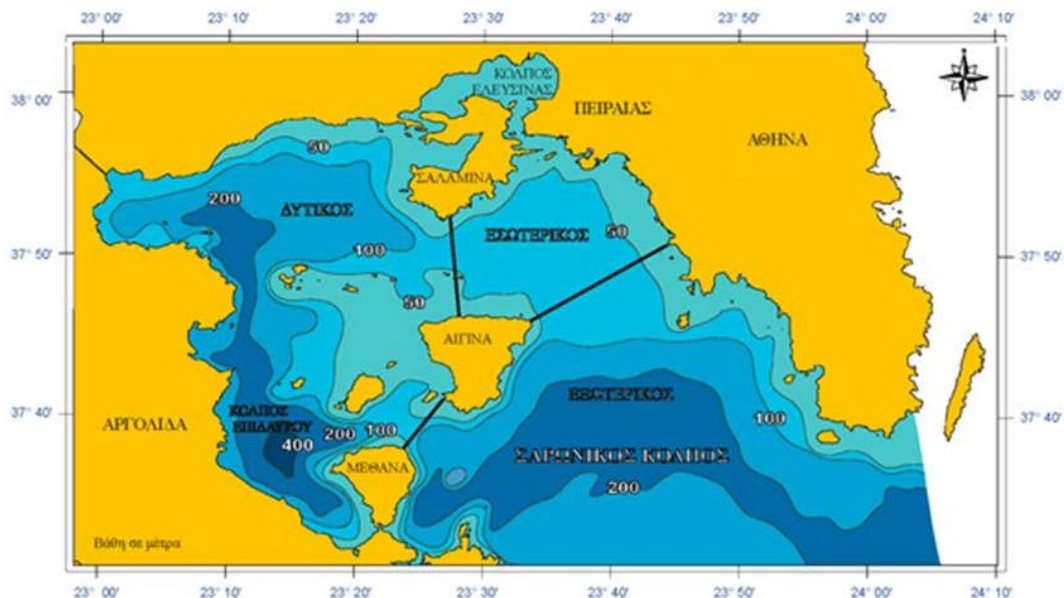
# Κεφάλαιο 1 / Γεωλογικά Χαρακτηριστικά της Περιοχής Μελέτης

## 1.1 Γεωτεκτονική Εξέλιξη του Σαρωνικού Κόλπου

### 1.1.1 Γεωλογία και Γεωμορφολογία

Ο Σαρωνικός κόλπος δημιουργήθηκε τα τελευταία 4-5 εκ. χρόνια, στο Κατώτερο Τεταρτογενές, από τεκτονική καταβύθιση της περιοχής. Γεωτεκτονικά, ο Σαρωνικός ανήκει στις ζώνες της Ανατολικής Ελλάδας, του Λαυρίου και της Αττικής που χαρακτηρίζονται από ανθρακικά ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα (ασβεστόλιθοι, δολομίτες, μάρμαρα και σχιστόλιθοι). Στην Αίγινα και στην περιοχή του Πόρου εμφανίζονται νεώτερα ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία προέρχονται από ηφαιστειακή δραστηριότητα του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου. Σε αρκετές παράκτιες περιοχές του Σαρωνικού υπάρχουν καλύμματα από νεώτερα ιζήματα του Τεταρτογενούς και του Νεογενούς, σχετικά μικρού πάχους, που έχουν δημιουργηθεί από ποταμοχειμάρρεις αποθέσεις. Χαρακτηριστικά του Σαρωνικού είναι ο μεγάλος αριθμός ρηγμάτων (κυρίως στο δυτικό τμήμα του κόλπου) όπου περισσότερα από 200 μικρά και μεγάλα ρήγματα έχουν χαρτογραφηθεί. Αυτά αποτελούν ενεργό παράγοντα της σύγχρονης διαμόρφωσης του κόλπου καθώς της ύπαρξης ηφαιστειότητας σε διάφορα σημεία του (Αίγινα, Σουσάκι, Μέθανα, Ραπανικόλαου et al. 1988).

Ο Σαρωνικός κόλπος παρουσιάζει πολύπλοκη βαθυμετρία. Στο βόρειο τμήμα του υπάρχει ο κόλπος της Ελευσίνας, μια ρηχή λεκάνη με μέγιστο βάθος 33 m. Το βορειοανατολικό τμήμα του Σαρωνικού καλύπτεται από μια επίπεδη λεκάνη μέσου βάθους 90 m. Το νοτιοανατολικό τμήμα του καταλαμβάνεται από μια ομαλή ηπειρωτική κατωφέρεια, που ξεκινάει από την ισοβαθή των 100 m μεταξύ Αίγινας και Φλεβών και καταλήγει στην ισοβαθή των 300 m, μεταξύ Πόρου και Σουνίου. Στο βορειοδυτικό τμήμα του υπάρχει η λεκάνη των Κεχριών με μέσο βάθος 150 m. Στο νοτιοδυτικό τμήμα υπάρχει η λεκάνη της Επιδαύρου, που χαρακτηρίζεται από βάρη μεγαλύτερα των 300 m. Εδώ παρατηρείται και το μέγιστο βάθος του Σαρωνικού κόλπου (430 m).



Εικόνα 1. Τοπογραφία και βαθυμετρία του Σαρωνικού κόλπου (Σκληβάγκου Ε., 2003).

Οι ακτές του Σαρωνικού παρουσιάζουν έντονο οριζόντιο και κατακόρυφο διαμελισμό. Οι βορειοανατολικές ακτές του είναι στο μεγαλύτερο τμήμα τους ομαλές και έχουν σχηματιστεί από ποταμοθαλάσσιες αποθέσεις. Σ' αυτές τις ακτές περιλαμβάνονται και οι εκβολές του Κηφισού και του Ιλισού, οι οποίοι αποστραγγίζουν το μεγαλύτερο μέρος του Λεκανοπέδιου της Αττικής. Αντίθετα, στο βορειοδυτικό τμήμα του Σαρωνικού, οι ακτές είναι απότομες και βραχώδεις, ενώ μικρά τμήματα αμμωδών ή χαλικωδών ακτών απαντούν μόνο κοντά στην Παλαιά και τη Νέα Επίδαυρο και στο νότιο τμήμα του Κόλπου Επιδαύρου. Στη νότια πλευρά του Σαρωνικού εναλλάσσονται βραχώδεις και αμμώδεις χαλικώδεις ακτές.

Στο Σαρωνικό Κόλπο σχηματίζονται πολλοί μικρότεροι κόλποι και όρμοι, καθώς και μικρά ακρωτήρια. Στο βορειοανατολικό τμήμα του διανοίγονται οι όρμοι της Αναβύσσου, της Βάρης, της Βουλιαγμένης και του Φαλήρου. Στη συνέχεια δημιουργούνται ο Κόλπος της Ελευσίνας και ο βαθύς Όρμος της Σαλαμίνας, ενώ δυτικά, κοντά στη Διώρυγα της Κορίνθου, σχηματίζονται οι όρμοι Καλαμακίου, Κεχριών, Αλμυρής και το Φραγκολίμανο, και νοτιότερα ο Όρμος Σοφικού, ο Κόλπος Επιδαύρου και η Χερσόνησος των Μεθάνων.

### 1.1.2 Γεωδυναμικό Καθεστώς

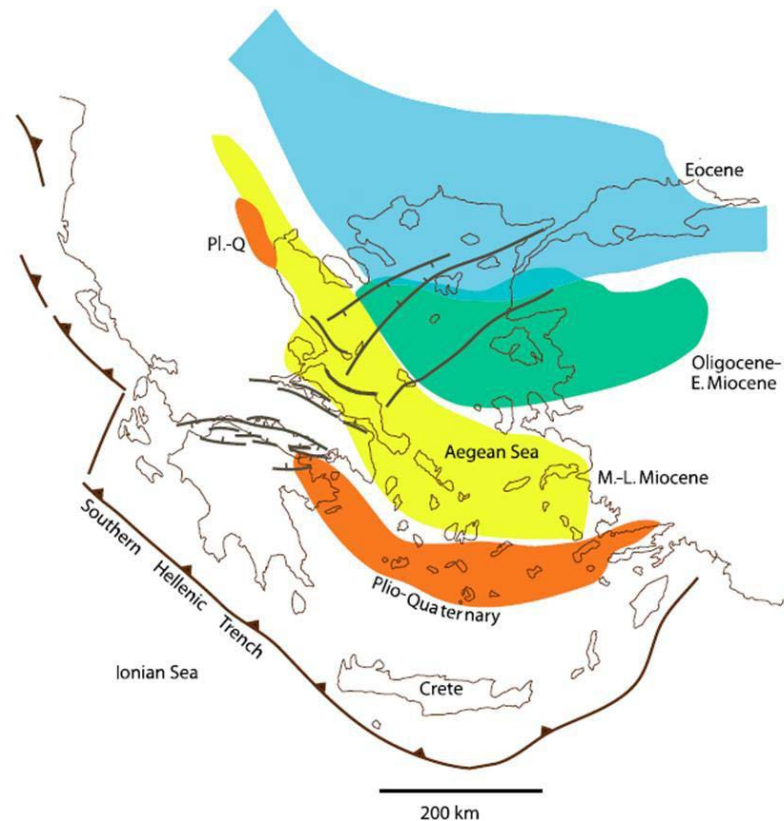
Η λεκάνη του Σαρωνικού κόλπου αποτελεί μια σύνθετη νεοτεκτονική δομή στο ΒΔ άκρο του σύγχρονου ελληνικού ηφαιστειακού τόξου (Paranikolaou et al. 1988, Dietrich et al. 1993). Μια σχετικά ρηχή υποθαλάσσια κορυφογραμμή στο κεντρικό τμήμα της, που αναδύθηκε ως τμήμα των νησιών της Σαλαμίνας, της Αίγινας, του Πόρου και της χερσονήσου των Μεθάνων, οριοθετεί το ανατολικό από το δυτικό τμήμα της λεκάνης. Αυτή η κεντρική πλατφόρμα υποδηλώνει την ύπαρξη ρηξιγενούς ζώνης, διεύθυνσης BBA-NNΔ, η οποία πιθανώς να αποτελεί την υπεράκτια επέκταση μιας μεγάλης ζώνωσης που κυριαρχεί στις γειτονικές παράκτιες περιοχές (Drakatos et al. 2005). Το σύστημα αυτό σηματοδοτεί ένα σημαντικό τεκτονικό όριο, διαιρώντας την κυκλαδική κυανοσχιστολιθική ζώνη στα νοτιοανατολικά από την υπο-πελαγονική, Παλαιοζωική έως Μεσοζωική, ανθρακική πλατφόρμα στα Δυτικά. Κατά το Πλειόκαινο έχει επανενεργοποιηθεί με μια ελαφριά αριστερόστροφη περιστροφή (Dietrich et al. 1993). Το νεοτεκτονικό εφελκυστικό καθεστώς της περιοχής συνδέεται με την ελάττωση του φλοιού στα 20 Km στη λεκάνη του Σαρωνικού (Drakatos et al. 2005) και της Πλειο-Τεταρτογενούς ηφαιστειακής δραστηριότητας του τόξου, η οποία διακρίνεται σε δύο κύριες φάσεις (Pe 1973, Pe-Piper et al. 1983, Dietrich et al. 1988, Seymour 1996, Morris 2000).

Τα ηφαιστειακά κέντρα στο Σουσάκι, την Αίγινα και τον Πόρο ανήκουν στην πρώτη ηφαιστειογενή δραστηριότητα κατά το Πλειόκαινο και το ηφαιστειακό κέντρο των Μεθάνων ανήκει στη δεύτερη φάση κατά το Πλειστόκαινο (Fytikas et al. 1986). Η πιο πρόσφατη ηφαιστειακή δραστηριότητα σημειώθηκε το 230 π.Χ. στο ΒΔ κομμάτι της χερσονήσου των Μεθάνων, δημιουργώντας τους ανδεσίτες της Καμένης Χώρας (Fytikas et al. 1986). Η ηφαιστειακή δραστηριότητα σήμερα περιορίζεται στις θερμές πηγές και τις φουμαρόλες των Μεθάνων και της Αίγινας, οι οποίες συνδέονται άμεσα με τα ενεργά ρηξιγενή συστήματα (Makris et al. 2004, D'Alessandro et al. 2008). Ολόκληρη η περιοχή των ακτών της Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μεγάλων ρηξιγενών ζωνών και από πολυάριθμα άλλα ρήγματα δεύτερης και τρίτης τάξης, σχηματίζοντας μεγάλες τεκτονικές τάφρους και κέρατα (Paranikolaou et al. 1989, Kranis et al. 2004). Η αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας κάτω από ένα εντατικό καθεστώς με διεύθυνση BBA-NNΔ, παρατηρείται κυρίως στα δυτικά περιθώρια του Σαρωνικού Κόλπου, όπου παρουσιάζονται περιοχές ισχυρής ιστορικής και πρόσφατης σεισμικότητας (Makropoulos et al.



1989, Parazachos and Parazachou 1997, Papadopoulos et al. 2000). Στην κεντρική κορυφογραμμή του Σαρωνικού κόλπου η μικροσεισμική δραστηριότητα σχετίζεται περισσότερο με την παραμόρφωση του φλοιού κάτω από ένα εφελκυστικό καθεστώς και όχι τόσο με την ηφαιστειότητα της περιοχής (Makropoulos and Burton 1981, Bath 1983, Makris et al. 2004, Paradisopoulou et al. 2010).

Στο χώρο του Σαρωνικού Κόλπου μπορεί να πιστοποιηθεί η μετανάστευση του ηφαιστειακού τόξου κατά τα τελευταία 15 εκατομμύρια χρόνια, από το χώρο της Κεντρικής Εύβοιας (Μέσο Μειόκαινο), στο χώρο της νότιας Αττικής (Ανώτερο Μειόκαινο), της Αίγινας (Πλειόκαινο) και τέλος στα Μέθανα κατά τις τελευταίες 700.000 χρόνια (Μέσο Πλειστόκαινο - Ολόκαινο).



*Εικόνα 2. Συνεχής μετανάστευση του ηφαιστειακού τόξου προς νότο: από το χώρο της Ροδόπης όπου ήταν και κατά το Ηώκαινο (45-25 εκ. χρόνια), στο Β. Αιγαίο κατά το Ολιγόκαινο και το Κάτω Μειόκαινο (25-15 εκατ. χρόνια) και στη συνέχεια στο χώρο των Κυκλάδων, Χίου, Σάμου στο Ανώτερο Μειόκαινο (15-5 εκατ. χρόνια) για να φθάσει σταδιακά στο σημερινό του χώρο στο κράσπεδο νότια των Κυκλάδων προς την Κρητική Λεκάνη κατά το Πλειόκαινο-Τεταρτογενές (5-0 εκατ. χρόνια) (Royden & Paraniκoλoυ, 2011).*

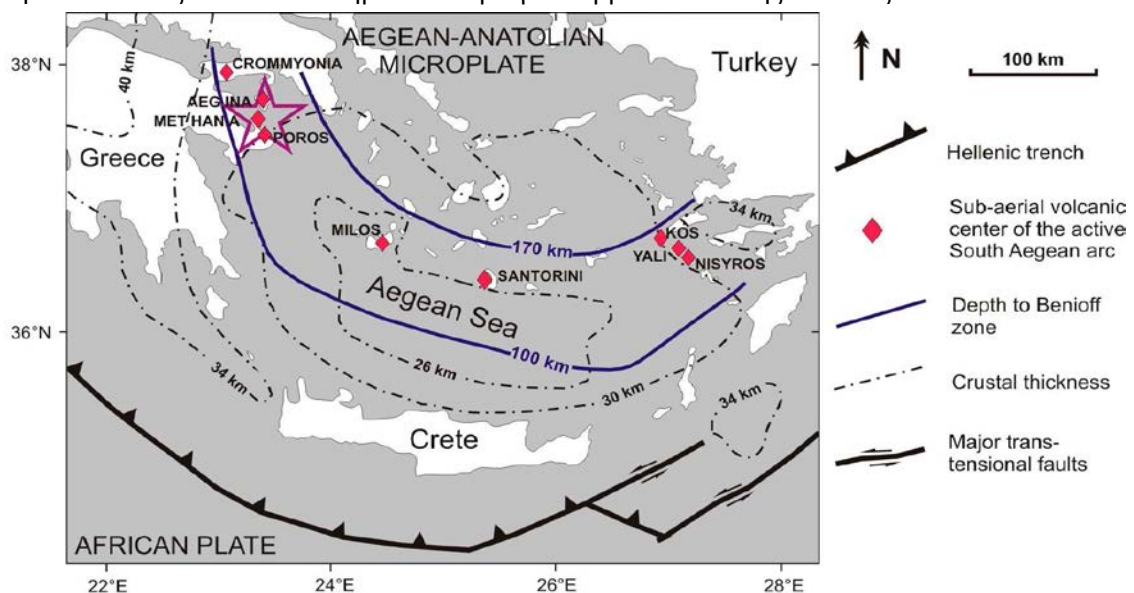
Στο διάστημα αυτό παρατηρείται μία αλλαγή από εφελκυστικές δομές τάφρων και κεράτων με ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης παράλληλα με το τόξο σε ρήγματα διεύθυνσης περίπου Α-Δ εγκάρσια έως διαγώνια προς το τόξο. Αυτό φαίνεται τόσο από τις δομές των χερσαίων περιοχών όσο και ιδιαίτερα από τις υποθαλάσσιες δομές. Έτσι, χαρακτηριστικά η λεκάνη της Επιδαύρου οριοθετείται από ρήγματα ΒΔ-ΝΑ με άλμα πολλών εκατοντάδων μέτρων ενώ το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Πausania βόρεια της χερσονήσου των Μεθάνων αναπτύσσεται μέσα σε μία τάφρο με διεύθυνση Α-Δ, όπως και βορειότερα η Λεκάνη των Μεγάρων. Είναι χαρακτηριστικό ότι η σεισμικότητα στον ανατολικό Σαρωνικό Κόλπο πίσω από το σημερινό ηφαιστειακό τόξο είναι ελάχιστη σε σχέση με την σεισμικότητα στο δυτικό κόλπο, γεγονός που συμβαδίζει με το μεγαλύτερο βάθος της λεκάνης της Επιδαύρου (425 m) σε σχέση με την αβαθέστερη λεκάνη του ανατολικού Σαρωνικού (250 m).

Ταυτόχρονα, κατά μήκος των ακτών της ανατολικής Αργολίδας δεν παρατηρούνται παλαιές ακτογραμμές ή αναβαθμίδες του Πλειστοκαίνου λόγω των κλιματικών εναλλαγών σε αντίθεση με ότι συμβαίνει στις ακτές της Βόρειας Πελοποννήσου στην Κορινθία όπου φθάνουν έως τα 650 m υψόμετρο. Αντίθετα, στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του Σαρωνικού Κόλπου οι παλαιοακτές του Πλειστοκαίνου ανιχνεύονται σε διάφορα βάθη 80-250 m. Τα παραπάνω στοιχεία δείχνουν την διαφορετική γεωδυναμική θέση του Κορινθιακού και του Σαρωνικού κόλπου στο σημερινό Ελληνικό τόξο με διαφορετικές κατακόρυφες κινήσεις άνω του 1 km. Στην συνολική διαφορά της τεκτονικής δομής μεταξύ του Δυτικού Σαρωνικού και του Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου πρέπει να τονισθεί η δημιουργία του ηφαιστειακού ανάγλυφου των Μεθάνων που επίσης ξεπερνά τα 1100 m από τα 400 m βάθος της βάσης του υποθαλάσσιου Πausanία έως τις κορυφές της χερσονήσου των Μεθάνων στα 750 m.

## 1.2 Χερσόνησος των Μεθάνων

### 1.2.1 Γεωμορφολογία, Γεωλογία και Γεωδυναμικό Καθεστώς

Η χερσόνησος των Μεθάνων βρίσκεται στη βορειοανατολική ακτή της Πελοποννήσου στον Ελλαδικό χώρο και έχει έκταση περίπου 44 km<sup>2</sup>. Συγκεκριμένα, ανήκει στο Σαρωνικό Κόλπο. Αποτελεί το δυτικότερο άκρο του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, που εκτείνεται από το Σαρωνικό Κόλπο, τη Μήλο, τη Σαντορίνη έως και τη Νίσυρο. Αποτελεί το εσωτερικότερο τμήμα του ενεργού Ελληνικού ορογενετικού τόξου (Nomikou et al., 2013) που σχηματίζεται κατά μήκος της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης, στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και της Ευρώπης. Αυτό την καθιστά ως ένα από τα σημαντικότερα γεωθερμικά πεδία της Ελλάδας.



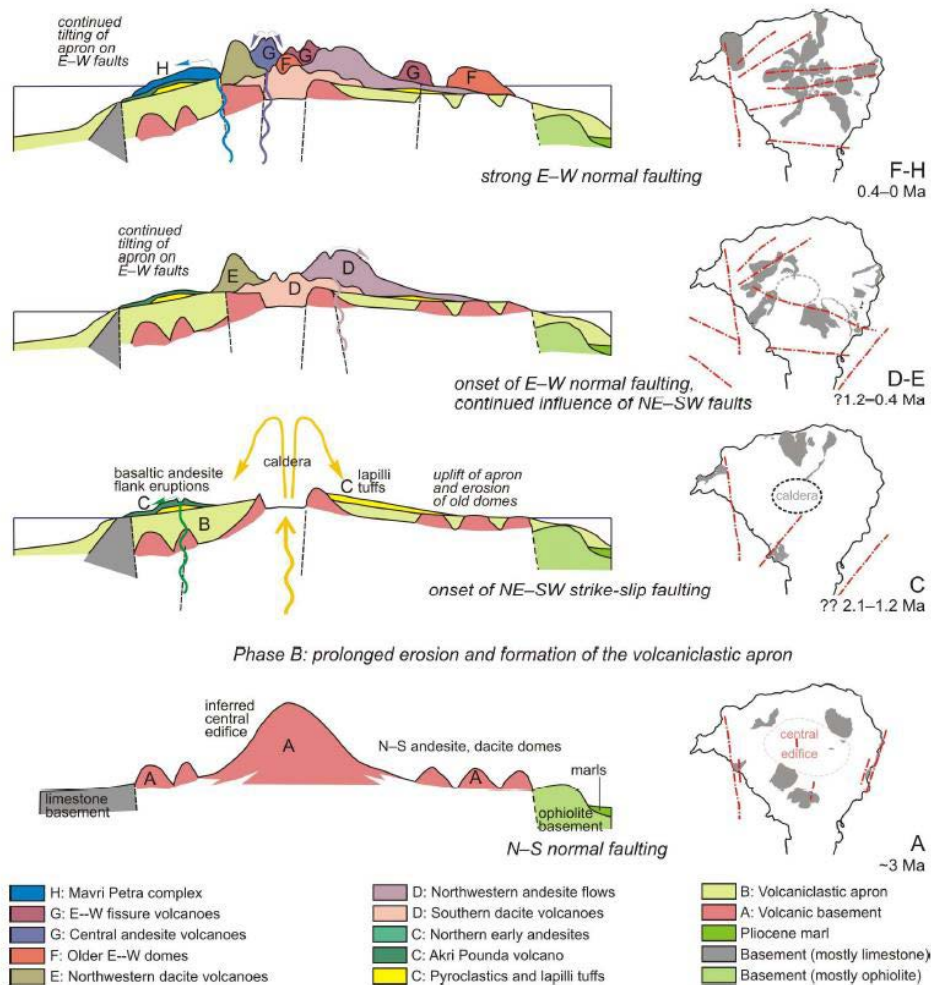
Εικόνα 3. Εικόνα 1: Τα ηφαιστειακά κέντρα του Ελληνικού Ορογενετικού Τόξου (Bailey et al, 2009).

Σχεδόν ολόκληρη η Χερσόνησος των Μεθάνων αποτελεί ένα ηφαιστειακό συγκρότημα με ενεργό δράση που ξεκίνησε πριν από περίπου 750 χιλιάδες έτη. Οι ιστορικές αναφορές για ηφαιστειακή δραστηριότητα τον 3ο π.Χ. αιώνα στο ΒΔ άκρο των Μεθάνων (Ovidius (43 BC-17 AD); Πausanias (2ος αιώνας μ.Χ); Στράβωνας (64 πΧ-24μΧ) αποτελούν σαφείς ενδείξεις για την υποθαλάσσια ηφαιστειακή

δραστηριότητα (1700 μΧ) κατά την περίοδο αυτή (Παυλάκης et al., 1990). Συγκεκριμένα αναφέρεται ότι ξεχύθηκαν στην επιφάνεια οι λάβες στο βορειοδυτικό τμήμα της χερσονήσου στην περιοχή της Καμμένης Χώρας και ταυτόχρονα δημιουργήθηκε ένας υποθαλάσσιος ηφαιστειακός κώνος βορειοδυτικά της χερσονήσου των Μεθάνων, ανάμεσα σε αυτή και το Αγκίστρι. Ο χώρος αυτός ανακαλύφθηκε το 1987 με τη χρήση γεωφυσικών μεθόδων σεισμικής ανάκλασης (Παπανικολάου et al., 1989; Παυλάκης et al., 1990) και ονομάστηκε Υποθαλάσσιο Ηφαίστειο του Πausanία. Η θέση του επιβεβαιώθηκε και προσδιορίστηκε και το βάθος του μαγματικού του θαλάμου στα 3 – 6 Km, με τη χρήση αερομαγνητικών και μαγνητοτελλουρικών δεδομένων (Efstathiou and Tzanis, 2012; Efstathiou et al., 2012).

Την ίδια εποχή διαμορφώθηκε η σημερινή λειτουργία των θερμών ιαματικών πηγών των Μεθάνων ενώ παλαιότερα βρίσκονταν στα Παλαιά Λουτρά στο βόρειο τμήμα της Χερσονήσου. Πλέον μπορεί το ηφαιστειακό της σύστημα να είναι αδρανές, παρόλα αυτά γεωδυναμικά και υδροθερμικά είναι ενεργό. Για το λόγο αυτό είναι και ευρέως γνωστή για τις θερμές πηγές της.

Ανάμεσα στην αρχική ηφαιστειακή δραστηριότητα και την σημερινή διακρίνονται ακόμη 2-3 περιόδοι έντονης ηφαιστειακής δράσης, κυρίως με λάβες και λιγότερο με πυροκλαστικά και τέφρα, στα 350 και 200 χιλιάδες έτη. Οι διαδοχικές αυτές ηφαιστειακές εκρήξεις δημιούργησαν μία σειρά από πολύ καλά διατηρημένους ηφαιστειακούς δόμους (μέχρι στιγμής έχουν καταγραφεί περίπου 30) και άλλες ηφαιστειακές μορφές που οδήγησαν στη δημιουργία του έντονου σημερινού αναγλύφου της, με υψόμετρα μεταξύ 400-700 m.

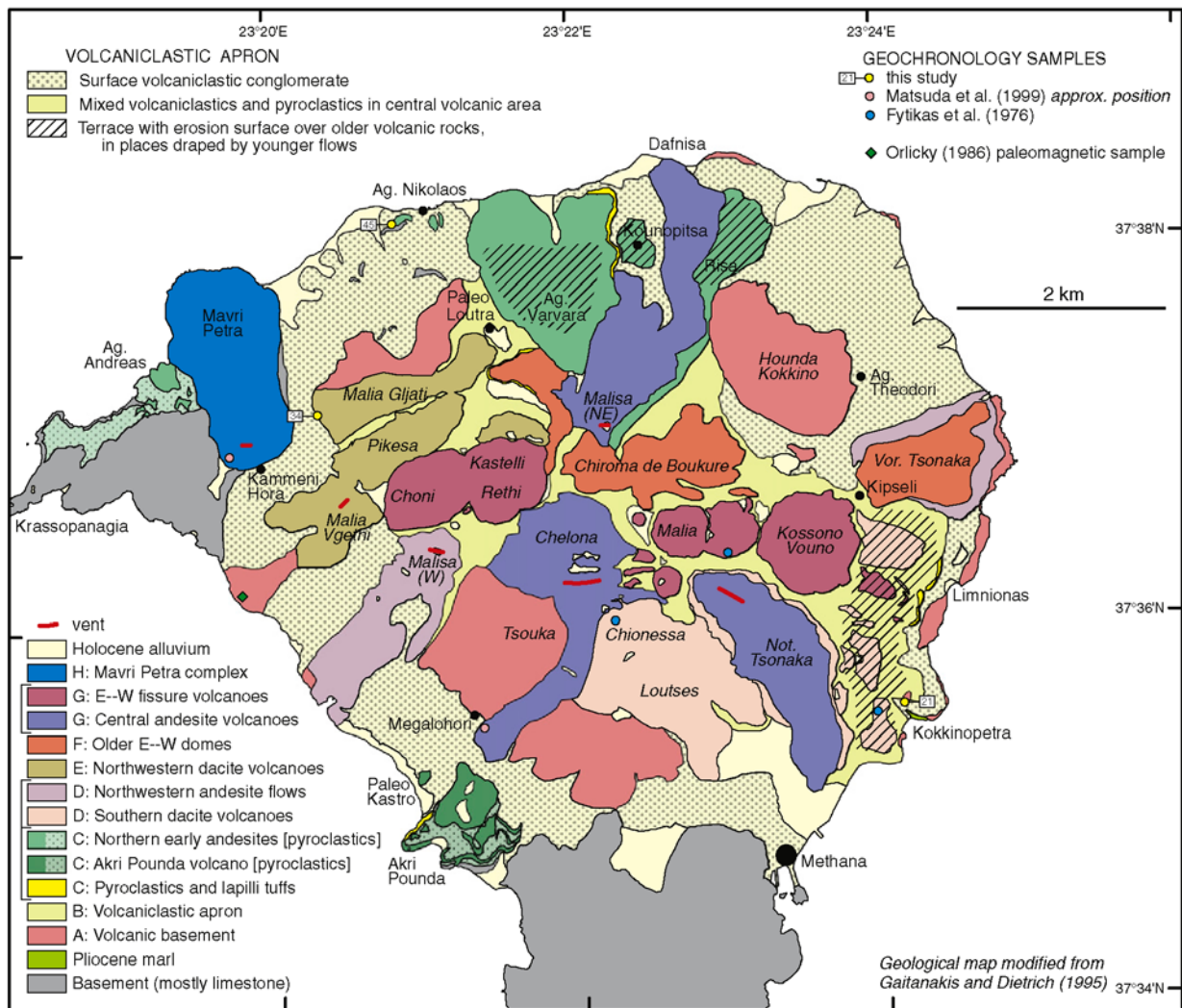


Εικόνα 4. Η εξέλιξη του ηφαιστείου των Μεθάνων επηρεάζεται από τις τεκτονικές κινήσεις του Σαρωνικού Κόλπου (Piper & Piper, 2013).

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα των Μεθάνων περιλαμβάνει κυρίως ηφαιστειακούς δόμους όξινης έως ενδιάμεσης βασικής σύστασης, που διατάσσονται σύμφωνα με τις κύριες τεκτονικές ζώνες του δυτικού Σαρωνικού Κόλπου, σε διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΕ και ΒΑ-ΝΔ, και ρεύματα λάβας που διευθύνονται ακτινωτά προς την περιφέρεια, ενώ δε λείπουν τα πυροκλαστικά προϊόντα.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα των Μεθάνων αρχικά χωρίστηκαν σε οκτώ ομάδες (Gaitanakis and Dietrich, 1995) με βάση την ηλικία, τον τύπο του πετρώματος και τη μορφή της εκρηκτικής δραστηριότητας. Λαμβάνοντας υπόψιν όμως νεότερες χρονολογήσεις, ερμηνεύοντας και συνθέτοντας όλα τα παλαιότερα δεδομένα προτάθηκε από τους Ρε-Ρίπερ and Ρίπερ (2013) ο διαχωρισμός των ηφαιστειακών σχηματισμών του ηφαιστείου των Μεθάνων σε οκτώ αντίστοιχες φάσεις εξέλιξης, ως ακολούθως:

- Η *Φάση Α* εκδηλώθηκε περίπου πριν από  $3,4 \pm 0,9$  Ma (σχηματίζοντας το ηφαιστειακό υπόβαθρο (δόμοι και ροές ανδεσιτικής και δακιτικής σύστασης) κατά μήκος ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν, στο κεντρικό και το ανατολικό τμήμα της χερσονήσου.
- Η *Φάση Β*, αποτελείται από χονδρόκοκκο ηφαιστειοκλαστικό υλικό προερχόμενο από τη διάβρωση των κεντρικών ηφαιστειακών μαζών και καλύπτει μεγάλο τμήμα της χερσονήσου, διαχωρίζοντας τα αρχαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα της φάσης Α από όλες τις νεότερες φάσεις.
- Η *Φάση C* εκδηλώθηκε περίπου πριν από  $1,4 \pm 0,3$  Ma ( περιλαμβάνει τόφους ρυοδακιτικής σύστασης, δόμους και ροές των βασαλτικών ανδεσιτών μαζί με πυροκλαστικά υλικά. Στην Άκρη Πούντα αναγνωρίζονται αποθέσεις από καλά ταξινομημένους τόφους με λιθάρια που σχετίζονται με Πλίνιες εκρήξεις. Σημαντικό ρόλο σε αυτή τη φάση είχαν τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΑ ΝΔ.
- Η *Φάση D*, περιλαμβάνει τα νότια δακιτικά ηφαίστεια με δόμους και ροές αλλά και τις βορειοδυτικές ανδεσιτικές ροές. Πιθανώς σχετίζεται με τεκτονισμό και τη σχετική ανύψωση των νοτιοανατολικών και των βορειοδυτικών τμημάτων της χερσονήσου κατά μήκος ρηγμάτων κατεύθυνσης Α – Δ ενώ η ηλικία της προσδιορίστηκε στα 0,9–0,5 Ma.
- Η *Φάση E*, περιλαμβάνει τα βορειοδυτικά δακιτικά ηφαίστεια με δόμους και ροές που συνδέονται με ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και η ηλικία τους είναι  $0,6 \pm 0,2$  Ma.
- Η *Φάση F* συνδέεται με τους αρχαιότερους Α-Δ διατεταγμένους δακιτικούς και ανδεσιτικούς δόμους.
- Η *Φάση G* (ηλικίας από 0,34 έως 0,29 Ma) περιλαμβάνει τα κεντρικά ανδεσιτικά ηφαίστεια με δόμους και ροές και τα Α Δ ηφαίστεια με δόμους και ροές σύστασης δακιτικής έως ρυοδακιτικής.
- Η *Φάση H* είναι τμήμα του συμπλέγματος της Μαύρης Πέτρας που περιλαμβάνει ανδεσιτικούς και δακιτικούς δόμους και ροές. Συνδέεται με την έκρηξη λάβας της Καμμένης Χώρας, με δραστηριότητα στα τελευταία 0,2 Ma περιλαμβανομένων και των ιστορικών χρόνων. Οι ροές της έκρηξης αυτής παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση στο ΒΔ τμήμα της χερσονήσου και συνεχίζονται και στον υποθαλάσσιο χώρο.



Εικόνα 5. Γεωλογικός χάρτης της χερσονήσου των Μεθάνων, με τις Φάσεις A-H (Gaitanakis and Dietrich, 1995).

Ός προς το γεωδυναμικό πλαίσιο του ηφαιστείου των Μεθάνων, τα ηφαιστειακά πετρώματα αποτελούν τμήμα του μάγματος που δημιουργείται σε βάθος 100-150 χλμ. και ανέρχεται σταδιακά στην επιφάνεια σε χρονική διάρκεια μερικών εκατομμυρίων ετών. Η τελική έξοδος στην επιφάνεια γίνεται μέσω των εφελκυστικών δομών του ανώτερου φλοιού που είναι εύθραυστος και συνδέεται με κανονικά ρήγματα βαρύτητας.

Στα Μέθανα υπάρχει ένα ανδευσιτικής – δακτιτικής σύστασης ηφαιστειακό κέντρο έκτασης 35 km<sup>2</sup> περίπου, (Fytikas et al., 1988). Συγκεκριμένα, το ηφαιστειακό κέντρο των Μεθάνων έχει ηλικία Πλειόκαινο Τεταρτογενές ( 0 - 5 Ma), από ραδιοχρονολογήσεις που έγιναν (Fytikas et al. 1984). Η τελευταία φάση της ηφαιστειακής δραστηριότητας έλαβε χώρα κατά τους ιστορικούς χρόνους, το 230 π.Χ., όπου δημιουργήθηκε η ανδευσιτική λάβα στην Καμμένη Χώρα. Οι γνωστές θερμομεταλλικές πηγές επηρεάζονται τόσο από την ενεργή τεκτονική δομή όσο και από την ύπαρξη του μαγματικού θαλάμου.

## Κεφάλαιο 2 / Εισαγωγή στη Ραδιενέργεια

### 2.1 Νόμος Ραδιενεργού Διάσπασης

Ως Ραδιενεργός διάσπαση, ονομάζεται η αυθόρμητη μετάπτωση ενός ασταθούς νουκλιδίου σε ένα σταθερό ή σταθερότερο νουκλίδιο, με ταυτόχρονη εκπομπή σωματιδιακής ή/και ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Δεν μπορούμε να γνωρίζουμε πότε ένας συγκεκριμένος πυρήνας θα διασπαστεί, αλλά μπορούμε με βάση τους στατιστικούς κανόνες να υπολογίσουμε πόσοι πυρήνες θα διασπαστούν σε ένα δεδομένο χρονικό διάστημα (W.D.Ehmann, D.E.Vance, Ραδιοχημεία και Πυρηνικές Μέθοδοι Αναλύσεως, 1998).

Η ραδιενεργός διάσπαση από κινητική άποψη, ακολουθεί τους νόμους των χημικών αντιδράσεων πρώτης τάξεως. Έτσι, αν έχουμε αρχικά ένα μεγάλο αριθμό πυρήνων  $N$ , τότε η ταχύτητα ή ο ρυθμός διάσπασης,  $-dN / dt$ , θα είναι ανάλογος του αριθμού των παρόντων ατόμων:

$$dN / dt = \lambda N \quad (1)$$

Όπου:

$N$ : ο αριθμός των μητρικών ατόμων

$t$ : ο χρόνος

$\lambda$ : μια σταθερά αναλογίας, χαρακτηριστική για κάθε ραδιονουκλίδιο

Το  $\lambda$  εκφράζει την πιθανότητα διάσπασης κάθε πυρήνα σε χρόνο 1 s. Η πιθανότητα διάσπασης, εξαρτάται μόνον από τις ιδιότητες και τη δομή του ατομικού πυρήνα. Η χημική και φυσική κατάσταση του νουκλιδίου δεν επηρεάζει την πιθανότητα αυτή, εκτός από ελάχιστες εξαιρέσεις.

Ως Ραδιενέργεια,  $A$ , ονομάζουμε το ρυθμό ή την ταχύτητα διάσπασης ενός δείγματος και εκφράζει τον αριθμό των ατόμων του μητρικού νουκλιδίου που διασπώνται στη μονάδα του χρόνου.

$$A = -dN / dt = \lambda N \quad (2)$$

Το αρνητικό πρόσημο, δείχνει ότι το  $dN$  αντιστοιχεί σε μείωση του αριθμού των υπάρχοντων ραδιενεργών πυρήνων. Με ολοκλήρωση της παραπάνω σχέσης προκύπτει ότι:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3)$$

Όπου:

$N_0$ : ο αριθμός των ραδιενεργών πυρήνων σε χρόνο  $t = 0$

$N$ : αριθμός των πυρήνων σε χρόνο  $t$ .

Ως χρόνος ημιζωής,  $T_{1/2}$ , ορίζεται ο χρόνος που χρειάζεται, ώστε να διασπαστεί ο μισός αριθμός ενός στατιστικά μεγάλου αριθμού ραδιενεργών πυρήνων,  $N_0$ . Επομένως, μετά από ένα χρόνο υποδιπλασιασμού θα είναι:  $N(T_{1/2}) = N_0/2$ . Με αντικατάσταση αυτής της σχέσης στην (3), προκύπτει μια σχέση, που συνδέει τη σταθερά διάσπασης με το χρόνο υποδιπλασιασμού:

$$N_0/2 = N_0 e^{-\lambda T_{1/2}} \quad (4)$$

Αν απαλείψουμε το  $N_0$  και λογαριθμίσουμε παίρνουμε:

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda \quad (5)$$

Η σχέση (5) μπορεί να χρησιμοποιηθεί, είτε για τον υπολογισμό του  $T_{1/2}$  ή της σταθεράς  $\lambda$ , εφόσον το ένα από τα δύο είναι γνωστό. Από τις σχέσεις (2) και (3) προκύπτει επίσης ότι:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (6)$$

Όπου:

$A_0$ : η ένταση της ραδιενέργειας σε χρόνο  $t = 0$ .

Η ένταση της ραδιενέργειας ενός δείγματος, μετριέται με κατάλληλους ανιχνευτές ακτινοβολιών. Αυτοί οι ανιχνευτές, ανιχνεύουν και καταγράφουν μόνο ένα ποσοστό της πραγματικής έντασης,  $A$ , της ακτινοβολίας. Η μέτρηση την οποία παίρνουμε από έναν ανιχνευτή, είναι ο ρυθμός κρούσεων,  $R$ , ο οποίος δηλώνει τον αριθμό των φωτονίων ή σωματίων που καταμετρώνται στη μονάδα του χρόνου και σχετίζεται με την ένταση της ραδιενέργειας με ένα συντελεστή  $f$ , ο οποίος αποτελεί μέτρο της απόδοσης του ανιχνευτή:

$$R = fA \quad (7)$$

Ο συντελεστής  $f$  είναι πάντοτε μικρότερος της μονάδας και εξαρτάται από έναν αριθμό παραγόντων όπως, το είδος και η ενέργεια της ακτινοβολίας, η αυτοαπορρόφηση και οπισθοσκέδαση, η γεωμετρική διάταξη δείγματος και ανιχνευτή, η μέθοδος παρασκευής δείγματος και το είδος του ανιχνευτή. Για τον αριθμό κρούσεων,  $R$ , ισχύει η αντίστοιχη θέση:

$$R = R_0 e^{-\lambda t} \quad (8)$$

Κάτω από τις ίδιες συνθήκες, οι ταχύτητες διάσπασης και οι ρυθμοί κρούσεων δύο δειγμάτων του ίδιου ραδιονουκλιδίου είναι ανάλογες. Επομένως, με τη χρήση πρότυπων πηγών, είναι δυνατόν να μετατρέψουμε το μετρούμενο ρυθμό κρούσεων σε απόλυτο ρυθμό διάσπασης, δηλαδή, να βρούμε το  $A$ .

## 2.2 Τρόποι Διάσπασης

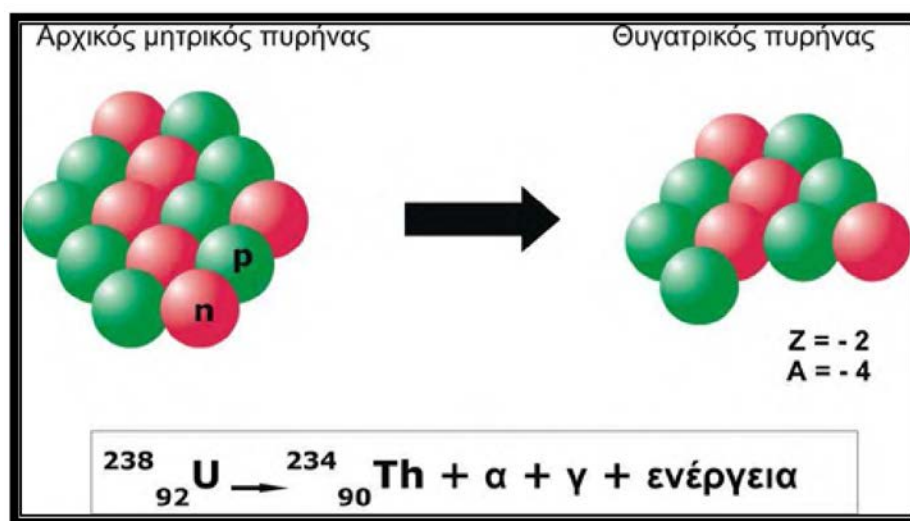
Ένα νουκλίδιο είναι σταθερό, δηλαδή δε διασπάται αυθόρμητα, όταν η μάζα του είναι μικρότερη από τη συνολική μάζα όλων των πιθανών προϊόντων διάσπασής του. Έτσι, όταν συμβεί ραδιενεργός διάσπαση, συνοδεύεται πάντα από μία συνολική μείωση στη μάζα (Ehmann & Vance, 1998; Ebbing & Gammon, 2002).

Η ενέργεια,  $E$  που εκλύεται, είναι ισοδύναμη προς τη μείωση στη μάζα μεταξύ προϊόντων και αντιδρώντων και εμφανίζεται με τη μορφή της κινητικής ενέργειας των προϊόντων διάσπασης. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάσπασης. Οι τρεις πιο συνηθισμένοι είναι:

### 1) $\alpha$ -διάσπαση

Στην  $\alpha$ -διάσπαση, ένας πυρήνας εκπέμπει ένα σωματίο- $\alpha$ , το οποίο είναι ένας πυρήνας ηλίου και προκύπτει ένας νέος πυρήνας, με μαζικό αριθμό μειωμένο κατά τέσσερα και ατομικό αριθμό μειωμένο κατά δύο. Η  $\alpha$ -διάσπαση τις πιο πολλές φορές, συνοδεύεται από εκπομπή ακτίνων- $\gamma$ .

Η  $\alpha$ -διάσπαση, συμβαίνει κυρίως σε πυρήνες με ατομικό αριθμό μεγαλύτερο του 82, ενώ υπάρχουν και ελαφρύτεροι πυρήνες στην περιοχή των σπάνιων γαιών που διασπώνται με εκπομπή σωματίου- $\alpha$ .



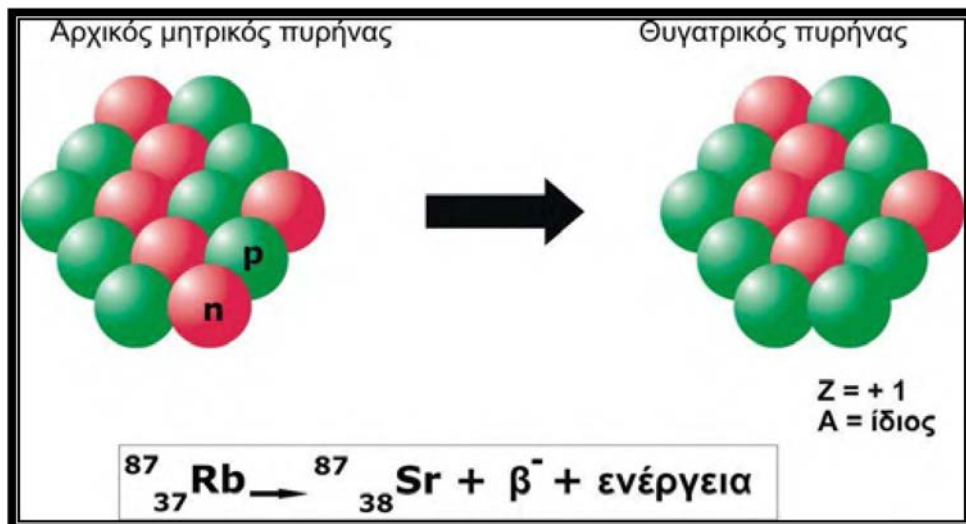
Εικόνα 6.  $\alpha$ -διάσπαση.

### 2) $\beta$ -διάσπαση

Στη  $\beta$ -διάσπαση, ο ατομικός αριθμός μεταβάλλεται κατά 1, ενώ ο μαζικός αριθμός παραμένει αμετάβλητος. Στο γενικό όρο, στη  $\beta$ -διάσπαση περιλαμβάνονται τρία διαφορετικά είδη διάσπασης:

**$\beta$ - διάσπαση:** Σε αυτό το είδος διάσπασης, ένα νετρόνιο μετατρέπεται σε πρωτόνιο στον πυρήνα με ταυτόχρονη εκπομπή ενός ηλεκτρονίου ( $\beta^-$ ) και ενός αντινετρίνου. Η  $\beta$ - διάσπαση, συμβαίνει μόνο σε νουκλίδια τα οποία περιέχουν περίσσεια νετρονίων. Ο ατομικός αριθμός αυξάνει κατά ένα, ενώ ο μαζικός παραμένει ίδιος.





Εικόνα 7.  $\beta^-$  διάσπαση.

**$\beta^+$  διάσπαση:** Στη  $\beta^+$  διάσπαση, ένα πρωτόνιο του πυρήνα μετατρέπεται σε νετρόνιο με ταυτόχρονη εκπομπή ενός ποζιτρονίου ( $\beta^+$ ) και ενός νετρίνου.  $\beta^+$  διάσπαση υφίστανται τα νουκλίδια που έχουν περίσσεια πρωτονίων.

**Διάσπαση με σύλληψη ηλεκτρονίου:** Η σύλληψη ηλεκτρονίου (EC), είναι ένας τρόπος διάσπασης κατά τον οποίο ένα ηλεκτρόνιο ενός ατομικού τροχιακού, συλλαμβάνεται από ένα διεγερμένο πυρήνα, με αποτέλεσμα τη μετατροπή ενός πρωτονίου σε νετρόνιο.

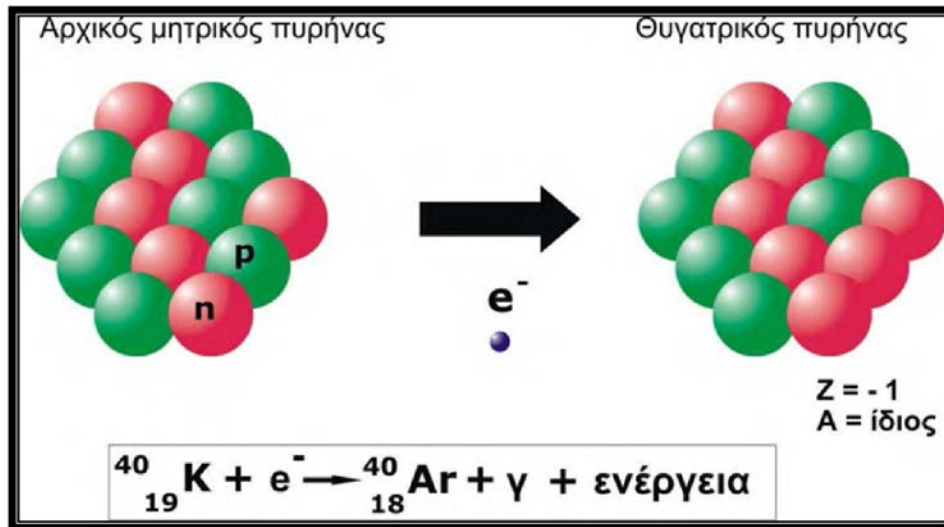
Αξίζει να σημειωθεί, ότι η EC, παράγει το ίδιο θυγατρικό νουκλίδιο που θα παρήγαγε η διάσπαση με εκπομπή ποζιτρονίου, έχουμε δηλαδή μείωση του Z κατά μία μονάδα, ενώ είναι ο μόνος δυνατός τρόπος διάσπασης, όταν η ενέργεια της μετάπτωσης είναι μικρότερη από 1,2 MeV. Αυτό συμβαίνει, διότι η εκπομπή ποζιτρονίου, απαιτεί ενέργεια τουλάχιστον ίση προς τη μάζα ηρεμίας δύο ηλεκτρονίων.

### 3) $\gamma$ -διάσπαση

Κατά την  $\alpha$  και  $\beta$  διάσπαση, το θυγατρικό νουκλίδιο σχηματίζεται συνήθως σε διεγερμένη κατάσταση, παρά στη βασική. Η μετάβαση του διεγερμένου νουκλιδίου στη βασική κατάσταση, μπορεί να συμβεί με τους εξής τρεις τρόπους:

- Στην εκπομπή ακτίνων- $\gamma$ , η ενέργεια διέγερσης του πυρήνα, απομακρύνεται με την εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (ακτίνες- $\gamma$ ).
- Στην εσωτερική μετατροπή, ο διεγερμένος πυρήνας μεταφέρει την ενέργεια διέγερσής του σε ένα ηλεκτρόνιο ενός ατομικού τροχιακού, το οποίο απομακρύνεται από το άτομο.

Όταν οι ενέργειες διέγερσης είναι μεγαλύτερες από 1,02 MeV, τότε έχουμε τη δημιουργία, μέσα στον πυρήνα, ζεύγους ηλεκτρονίου-ποζιτρονίου, το οποίο απομακρύνεται από τον πυρήνα.



Εικόνα 8. Σύλληψη ηλεκτρονίου.

## 2.3 Μέτρηση Ακτινοβολίας

Η ακτινοβολία η οποία εκπέμπεται κατά τη διαδικασία της ραδιενεργού διάσπασης, δεν μπορεί να ανιχνευθεί άμεσα, αλλά μόνο έμμεσα, μέσω της αλληλεπίδρασής της με την ύλη. Επομένως, η μέτρηση της ραδιενέργειας ενός παρασκευάσματος, εξαρτάται από την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με μια συσκευή, η οποία ανταποκρίνεται, παράγοντας κάποιο σήμα, το οποίο μπορεί με κάποιο τρόπο να καταγραφεί. Η συσκευή αυτή, ονομάζεται ανιχνευτής, στα περισσότερα όργανα δημιουργεί ένα ηλεκτρονικό σήμα, έναν παλμό τάσης, ο οποίος μπορεί να ενισχυθεί και τελικά να καταγραφεί σαν μια κρούση, σε ένα καταγραφικό ή σε έναν υπολογιστή.

Οι ακτινοβολίες που εκπέμπονται κατά τη ραδιενεργό διάσπαση, αλληλεπιδρούν με την ύλη με διάφορους τρόπους. Κυρίως όμως, αλληλεπιδρούν με τα ηλεκτρόνια των ατομικών τροχιακών, προκαλώντας διέγερση και ιονισμό των ατόμων. Τη βάση των περισσότερων συστημάτων ανίχνευσης, αποτελεί ο ιονισμός των ατόμων σε υγρά, στερεά και αέρια. Επειδή όμως τα διάφορα είδη ακτινοβολιών δεν αλληλεπιδρούν με την ύλη με τον ίδιο τρόπο και επιπλέον διαφέρουν σημαντικά στις ενέργειες τους, έχουν αναπτυχθεί κατάλληλα συστήματα ανίχνευσης για κάθε είδος ακτινοβολίας.

Η ένταση της ραδιενέργειας ενός δείγματος (dps), μπορεί να μετρηθεί μέσω της μέτρησης των σωματίων ή των φωτονίων που εκπέμπονται από το ραδιενεργό δείγμα κατά τη διαδικασία της διάσπασης και εκφράζεται σαν ρυθμός κρούσεων (c/rm ή cps). Ένα σωματίο ή φωτόνιο από μια πηγή, ανιχνεύεται (δημιουργεί μια κρούση) όταν αλληλεπιδρά με τον ανιχνευτή. Συνήθως όμως, δεν αλληλεπιδρούν όλα τα σωματίδια που εκπέμπονται με τον ανιχνευτή. Το κλάσμα των σωματίων που ανιχνεύονται, εξαρτάται από τη γεωμετρική σχέση δείγματος και ανιχνευτή, τη φύση της ακτινοβολίας, τις χημικές και φυσικές ιδιότητες της πηγής και τις ιδιότητες του ανιχνευτή.

Η απόδοση,  $f$ , ενός ανιχνευτή, αναφέρεται στον αριθμό των σωματίων ή φωτονίων που ανιχνεύονται προς τον αριθμό των σωματίων ή φωτονίων που εκπέμπονται από την πηγή:

$$f = 100x \text{ (cpm / dpm)}$$

(9)

Για ένα συγκεκριμένο ραδιονουκλίδιο, η απόδοση της μέτρησης μπορεί να βρεθεί αν προσδιορίσουμε το ρυθμό κρούσεων ενός πρότυπου δείγματος, του οποίου είναι γνωστός ο ρυθμός διάσπασής του. Έτσι, για ένα άγνωστο δείγμα του ίδιου ραδιονουκλιδίου, μπορούμε να προσδιορίσουμε τον απόλυτο ρυθμό διάσπασής του, αν διαιρέσουμε τον ρυθμό κρούσεων με την απόδοση της μέτρησης.

Στο περιβάλλον, υπάρχει ένα σημαντικό ποσό ακτινοβολίας, η οποία προέρχεται από τη διάσπαση των φυσικών ραδιονουκλιδίων και από την κοσμική ακτινοβολία. Η κοσμική ακτινοβολία, αποτελείται από σωματίδια, κυρίως πρωτόνια υψηλής ενέργειας, που προέρχονται από τον ήλιο και το διάστημα και τα οποία συγκρούονται με τα άτομα των αερίων της ατμόσφαιρας, προκαλούν την εκπομπή σωματιών, όπως η, ρ, e, μεσόνια κ.λπ. Αυτό, έχει σαν αποτέλεσμα, οι σπινθηριστές να καταγράφουν πάντα ένα ρυθμό κρούσεων, χωρίς να υπάρχει ραδιενεργό δείγμα από κάποιο συγκεκριμένη πηγή. Ο ρυθμός αυτός κρούσεων, ονομάζεται ρυθμός κρούσεως του υποστρώματος ή απλά υπόστρωμα (background). Το υπόστρωμα μπορεί να περιοριστεί, αν ο απαριθμητής θωρακιστεί κατάλληλα. Όταν επομένως θέλουμε να βρούμε το ρυθμό κρούσεων, που οφείλονται μόνο στο δείγμα μας, θα πρέπει να αφαιρέσουμε το ρυθμό κρούσεων του υποστρώματος. Ο καθαρός ρυθμός κρούσεων, αποτελεί μέτρο της ραδιενέργειας του δείγματος.

### 2.3.1 Αλληλεπιδράσεις Ακτίνων-γ με την Ύλη

Αρχικά, θα πρέπει να αναφέρουμε, ότι οι ακτίνες-γ δε διαθέτουν φορτίο, αλλά ούτε μάζα ηρεμίας και κατά την απορρόφησή τους από ένα συγκεκριμένο υλικό, παρουσιάζουν μεγάλη εμβέλεια και μικρή πιθανότητα αλληλεπίδρασης. Οι ακτίνες-γ, έχουν τελείως διαφορετικές ιδιότητες από αυτές που έχουν τα φορτισμένα σωματίδια, καθώς πρόκειται για φως υψηλής συχνότητας. Γενικά, μία ακτίνα-γ θα προκαλέσει μία ή λίγες αλληλεπιδράσεις με τα ηλεκτρόνια ή τους πυρήνες των ατόμων στο απορροφητικό υλικό. Κατά τις αλληλεπιδράσεις αυτές, η ακτίνα-γ θα εξαφανιστεί ή θα υποστεί σημαντική μεταβολή της ενέργειάς της. Οι ακτίνες-γ δεν έχουν διακεκριμένη εμβέλεια. Αντίθετα, η ένταση μιας δέσμης ακτίνων-γ, καθώς αυτή διασχίζει την ύλη, ελαττώνεται συνεχώς με έναν εκθετικό νόμο απορρόφησης.

Ως ένταση,  $I$ , της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, θεωρούμε τον αριθμό των φωτονίων που διέρχονται από τη μονάδα επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου. Η αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με την ύλη δεν είναι μια απλή διαδικασία, κατά την οποία τα φωτόνια μετατρέπονται σε ενέργεια κάποιας άλλης μορφής και τελικά εξαφανίζονται. Οι ακτίνες-γ είναι ηλεκτρομαγνητικής φύσης και παράγονται κατά την αποδιέγερση διηγερμένων πυρήνων. Δεν μπορούν να ανιχνευτούν (και να μετρηθούν) άμεσα. Η ανίχνευσή τους, στηρίζεται στη μετατροπή της ενέργειάς τους σε κινητική ενέργεια ηλεκτρονίων. Η μετατροπή αυτή, μπορεί να γίνει με το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, το φαινόμενο Compton ή με την παραγωγή ζεύγους ηλεκτρονίου-ποζιτρονίου. Πιο συγκεκριμένα:

#### **Φωτοηλεκτρικό Φαινόμενο**

Το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο είναι σημαντικό για φωτόνια-γ χαμηλής ενέργειας, ακτίνες X και υπεριώδη ακτινοβολία. Σε αυτήν την πορεία, το φωτόνιο-γ αλληλεπιδρά με ένα άτομο με μία διαδικασία, κατά την οποία προκαλείται εκδίωξη ενός ηλεκτρονίου από το άτομο και πλήρης εξαφάνιση του φωτονίου-γ. Στην αλληλεπίδραση αυτή, όλη η ενέργεια του φωτονίου-γ

μεταφέρεται σε ένα δεσμικό ηλεκτρόνιο και μάλιστα κατά 80% σε ηλεκτρόνιο της στοιβάδας K του ατόμου. Αυτό συμβαίνει, διότι αν το φωτόνιο αλληλεπιδράσει με ένα ελεύθερο ηλεκτρόνιο, δεν μπορεί να απορροφηθεί πλήρως για λόγους διατήρησης της ορμής. Ενώ στην περίπτωση δεσμικού ηλεκτρονίου, έχουμε πλήρη απορρόφηση, διότι έχουμε ανάκρουση ολόκληρου του ατόμου και συνεπώς διατήρηση της ορμής. Ισχύει η σχέση:

$$E_e = E_\gamma - E_\sigma \quad (10)$$

Όπου:

$E_e$ : η ενέργεια του εκπεμπόμενου ηλεκτρονίου

$E_\gamma$ : η ενέργειας της ακτινοβολίας-γ

$E_\sigma$ : η ενέργειας σύνδεσης του ηλεκτρονίου στο άτομο

Η πιθανότητα να πραγματοποιηθεί το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, σχετίζεται άμεσα με το Z του απορροφητικού υλικού. Ελαττώνεται με την αύξηση της ενέργειας των ακτίνων-γ και είναι μεγαλύτερη για τα ισχυρά συνδεδεμένα ηλεκτρόνια. Έτσι, ο συντελεστής απορρόφησης για το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, ελαττώνεται κατά την σειρά των ηλεκτρονιακών στιβάδων  $K > L > M$ . Άρα, το φωτοηλεκτρικό φαινόμενο προκαλείται συχνότερα από ακτίνες-γ χαμηλής ενέργειας σε απορροφητικά υλικά υψηλού Z.

### **Φαινόμενο Compton**

Μια ακτίνα-γ, μπορεί να αλληλεπιδράσει με ένα ατομικό ηλεκτρόνιο και να μην χάσει όλη την ενέργειά της, όπως συμβαίνει στο φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, αλλά να χάσει μόνο ένα μέρος αυτής. Κατά τη διαδικασία αυτή, ένα ηλεκτρόνιο σκεδάζεται από το άτομο και λαμβάνει την ενέργεια που έχει χαθεί από την ακτίνα-γ. Τώρα η ακτίνα-γ με μικρότερη ενέργεια εκτρέπεται από την αρχική της πορεία. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται φαινόμενο ή σκέδαση Compton. Το ηλεκτρόνιο που εκπέμπεται, προκαλεί φαινόμενα δευτεροταγούς ιονισμού. Είναι πολύ πιθανόν, η ακτίνα να διαφύγει από τον ανιχνευτή, ενώ το ηλεκτρόνιο, λόγω της μικρότερης εμβέλειάς του από εκείνη της ακτίνας-γ, να μην διαφύγει. Αν η ακτίνα διαφύγει, τότε ανιχνεύεται μόνο το ποσοστό της αρχικής ενέργειας που μεταφέρθηκε στο ηλεκτρόνιο κατά τη σκέδαση. Αν η σκεδαζόμενη ακτίνα δεν διαφύγει, αλλά αντίθετα υποστεί περαιτέρω αλληλεπιδράσεις (φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, φαινόμενο Compton), μπορεί να χάσει όλη την ενέργεια της μέσα στον ανιχνευτή. Η πιθανότητα να συμβεί το φαινόμενο Compton, είναι ανάλογη του αριθμού των ηλεκτρονίων στα άτομα του απορροφητικού υλικού και αντιστρόφως ανάλογη της ενέργειας της ακτίνας-γ.

Η σκέδαση Compton, είναι πιο πιθανό να συμβεί σε ακτίνες της ενεργειακής περιοχής 0,6-4,0 MeV και σε απορροφητικά υλικά μεγάλου Z. Η ελάχιστη ενέργεια σκεδαζόμενης ακτίνας-γ, είναι η ενέργεια που απομένει μετά την σκέδασή της κατά  $180^\circ$  από την αρχική της διεύθυνση. Όσο η ενέργεια της προσπίπτουσας ακτινοβολίας αυξάνει, η ελάχιστη ενέργεια πλησιάζει σε μια τιμή ίση με 0,25 MeV. Αν όλη η ενέργεια της ακτίνας-γ εναποτεθεί στον ανιχνευτή, εμφανίζεται στο φάσμα ένα μέγιστο. Όμως, μερικές από τις ακτίνες-γ διαφεύγουν από τον ανιχνευτή παίρνοντας μαζί τους ένα τμήμα της ενέργειας, που κυμαίνεται μεταξύ μιας ελάχιστης τιμής κατά την οπισθοσκέδαση  $180^\circ$  και μιας ενέργειας πολύ κοντά στην ενέργεια της προσπίπτουσας ακτινοβολίας-γ. Αυτά τα γεγονότα καταγράφονται στο φάσμα σε ενέργειες που εναποτίθενται στον ανιχνευτή από τα

αντίστοιχα σκεδαζόμενα ηλεκτρόνια Compton. Αυτή η περιοχή ενεργειών του φάσματος, καλείται *συνεχές φάσμα Compton*.

Μεταξύ του συνεχούς φάσματος Compton και του φωτοηλεκτρικού μεγίστου υπάρχει ένα χάσμα. Αυτό συμβαίνει, επειδή η σκεδασμένη ακτίνα-γ που θα διαφύγει από τον ανιχνευτή, θα πάρει μαζί της το λιγότερο τόση ενέργεια, όση και η ελάχιστη ενέργεια ενός οπισθοσκεδαζόμενου κατά  $180^\circ$  φωτονίου. Το χάσμα αυτό, για ακτίνες-γ υψηλής ενέργειας, πλησιάζει τα 0,25 MeV. Για το λόγο αυτό, το ιδανικό φάσμα της σκέδασης Compton ακτίνων-γ υψηλής ενέργειας κάποιας πηγής, η οποία εκπέμπει μονοενεργειακές ακτίνες-γ, δεν εμφανίζει γεγονότα σε ενέργειες μεταξύ του φωτοηλεκτρικού μεγίστου και της ενέργειας που δίνεται από τη διαφορά. Το υψηλό σημείο στο συνεχές φάσμα Compton, λίγο πριν από το ελάχιστο ονομάζεται, *άκρο Compton*.

Οι ακτίνες, μπορούν επίσης να αλληλεπιδράσουν με τα υλικά της θωράκισης γύρω από τον κρύσταλλο. Μερικές από τις ακτίνες-γ που σκεδάζονται από τη θωράκιση μέσω φαινομένου Compton, μπορούν να εισέλθουν πάλι στον ανιχνευτή και να καταγραφούν. Αυτές οι ακτίνες-γ που οπισθοσκεδάζονται εξωτερικά, έχουν την πιο μικρή ενέργεια και δημιουργούν στο φάσμα μια κορυφή στην ελάχιστη ενέργεια οπισθοσκέδασης. Επειδή κάποιες ακτίνες-γ, που σκεδάζονται εξωτερικά, σκεδάζονται σε γωνίες μικρότερες από  $180^\circ$ , το συνεχές φάσμα οπισθοσκέδασης εμφανίζεται και σε μεγαλύτερες ενέργειες.

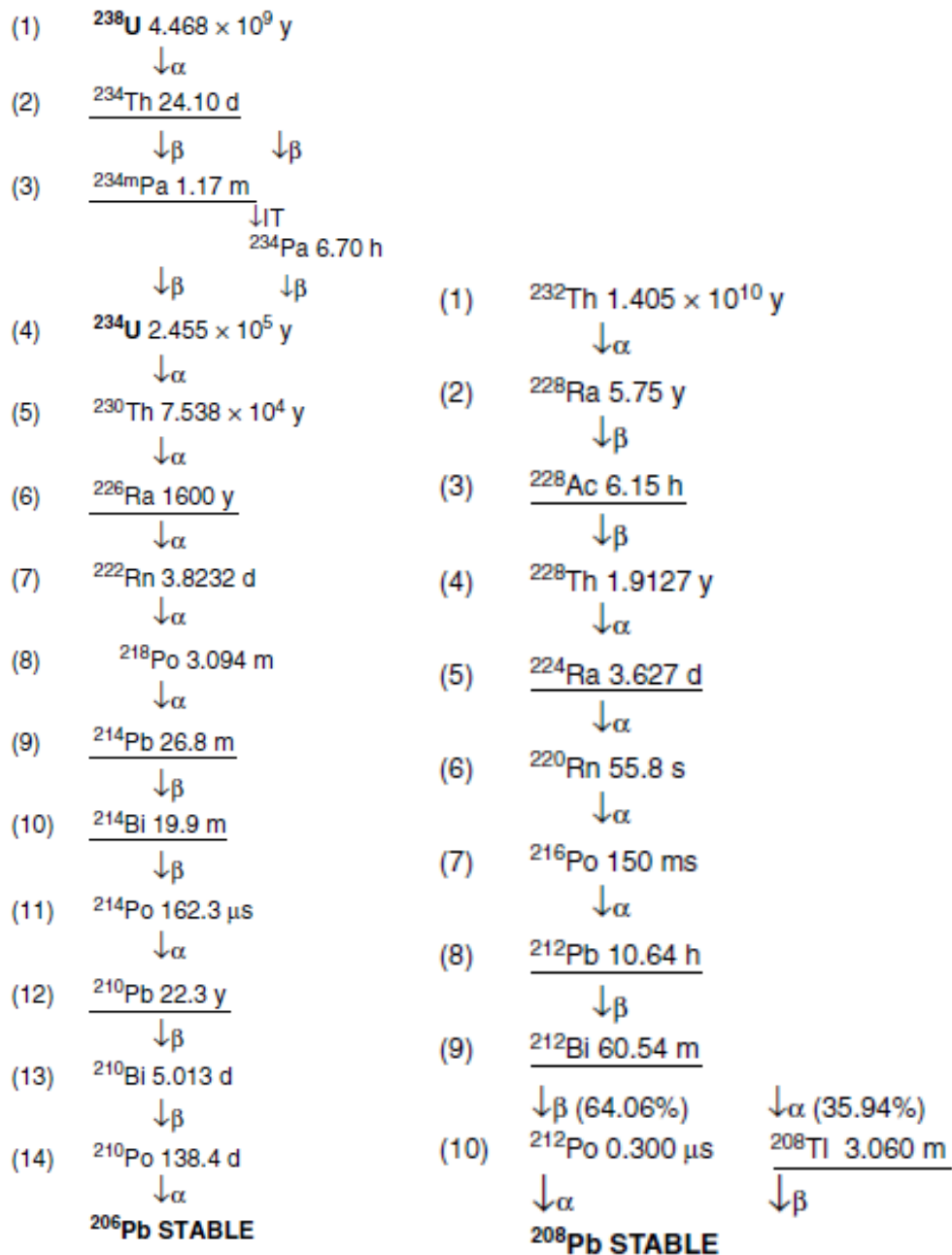
### **Παραγωγή Ζεύγους ή Δίδυμη Γένεση**

Αυτός ο τρόπος αλληλεπίδρασης των ακτίνων-γ με την ύλη, δεν είναι τόσο κοινός και συμβαίνει μόνο σε ακτίνες-γ υψηλής ενέργειας. Κοντά στον πυρήνα ενός ατόμου του απορροφητικού μέσου, η ακτίνα-γ, μετατρέπεται σε ύλη, με τη μορφή ενός ζεύγους ηλεκτρονίου-ποζιτρονίου. Αυτό το φαινόμενο λέγεται δίδυμη γένεση. Επειδή ένα ηλεκτρόνιο, έχει μάζα ηρεμίας 0,511 MeV, για να γίνει αυτή η μετατροπή, απαιτείται ακτινοβολία-γ με τουλάχιστον ενέργεια 1,02 MeV. Αν η ακτίνα έχει μεγαλύτερη ενέργεια, τότε αυτή μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια  $e^-e^+$ . Η πιθανότητα να συμβεί η παραγωγή ζεύγους, σχετίζεται τόσο με την ενέργεια της ακτίνας-γ, όσο και με το Z του απορροφητικού υλικού. Το ποζιτρόνιο που δημιουργείται κατ' αυτόν τον τρόπο, επιβραδύνεται στο απορροφητικό υλικό και τελικά υφίσταται αφυλοποίηση, παράγοντας δύο φωτόνια, ενέργειας 0,511 MeV το καθένα.

## **2.4 Αλυσίδες Διάσπασης**

Σύμφωνα με την επικρατούσα κοσμολογική θεωρία της μεγάλης έκρηξης, αρχικά, δημιουργήθηκαν οι ελαφρότεροι πυρήνες (H, He), σε χρόνο μόλις λίγων λεπτών. Οι μεσαίου βάρους, δημιουργούνται με πυρηνική σύντηξη στα άστρα, προς το τέλος της ζωής τους και αυτοί με μεγάλο μαζικό αριθμό, κατά τις εκρήξεις υπερκαινοφανών μέσω των διαδικασιών rapid, rapid proton, slow process. Το δικό μας ηλιακό σύστημα δεν είναι πρώτης γενιάς, άρα κατά τη δημιουργία του, εκτός από το H και το He, που αποτέλεσαν το μεγαλύτερο ποσοστό του, υπήρχαν και βαρύτεροι πυρήνες. Όσοι από αυτούς ήταν ασταθείς, με χρόνους ημιζωής μικρότερης τάξης μεγέθους από την ηλικία του ηλιακού συστήματος (4.57 δις έτη), δεν επέζησαν μέχρι σήμερα. Αυτοί όμως που έχουν χρόνους ημιζωής, τάξης μεγέθους συγκρίσιμης ή μεγαλύτερης από την ηλικία του ηλιακού συστήματος, τους συναντάμε και σήμερα. Οι κυριότεροι ραδιενεργοί «μαθουσάλες», που συναντάμε στη Γη, είναι οι  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  και  $^{40}\text{K}$  και σχηματίζουν μακρές αλυσίδες ραδιενεργών διασπάσεων, μέχρις ότου καταλήξουν σε σταθερό πυρήνα.

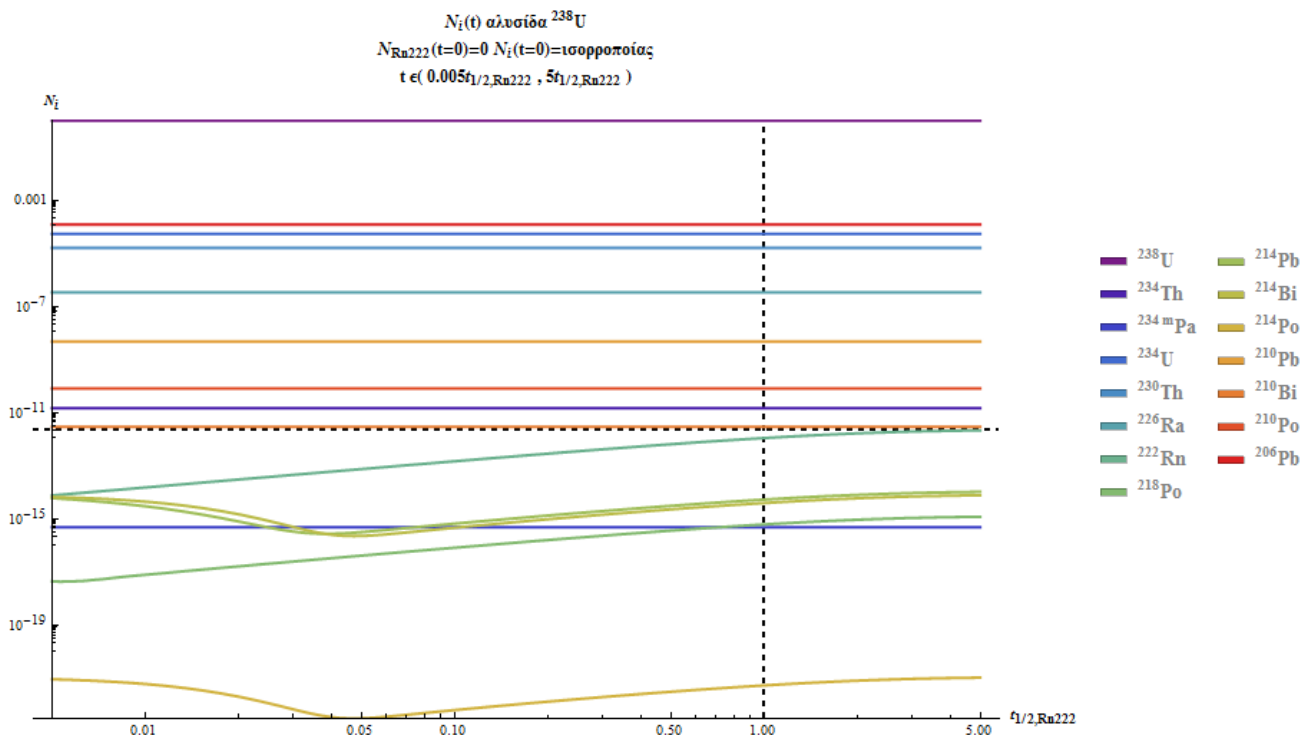
Στις αλυσίδες των  $^{238}\text{U}$  και  $^{232}\text{Th}$ , ο χρόνος ημιζωής του μητρικού πυρήνα, είναι πολύ μεγαλύτερος από τους χρόνους ημιζωής των υπολοίπων. Από τη στιγμή που επέλθει ισορροπία στην αλυσίδα και έπειτα, η μόνη αλλαγή που συμβαίνει, είναι να μειώνεται ο αριθμός των μητρικών  $^{238}\text{U}$  και να αυξάνεται ο αριθμός του τελικού 'προϊόντος'  $^{206}\text{Pb}$ .



Εικόνα 9. Αλυσίδες διασπάσεων. Οι υπογραμμισμένοι πυρήνες, εκπέμπουν ακτινοβολία- $\gamma$ , που είναι δυνατόν να ανιχνευτεί σχετικά εύκολα. (Giltmore, 2008)

Στην κατάσταση ισορροπίας οι ενεργότητες είναι όλες ίσες. Αν μετρήσουμε μία από αυτές, τότε γνωρίζουμε και των υπολοίπων. Αυτό έχει τεράστια σημασία στις μετρήσεις ραδιενέργειας περιβάλλοντος, αφού με ευκολία μπορούμε να μετρήσουμε μόνο συγκεκριμένες διασπάσεις  $\gamma$ .

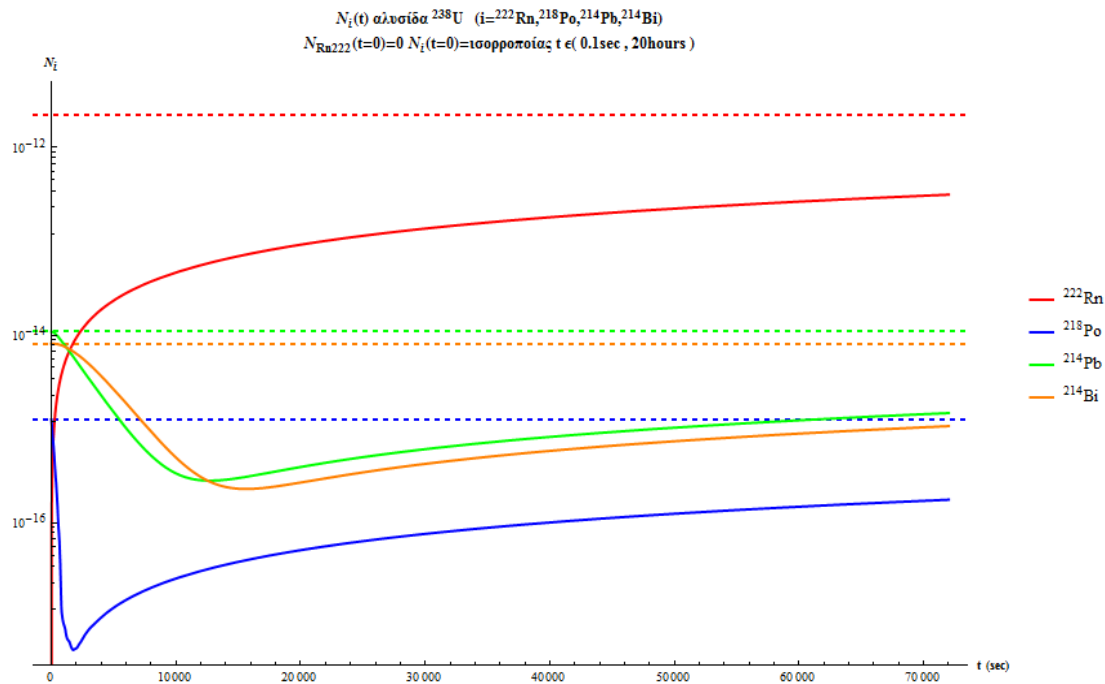
Στην αλυσίδα του  $^{238}\text{U}$ , το  $^{222}\text{Rn}$  είναι αέριο, με χρόνο ημιζωής  $t_{1/2}=3.8 \text{ d}$ . Αν για κάποιο λόγο διαφύγει, τότε διαταράσσεται η ισορροπία.



**Εικόνα 10.** Κανονικοποιημένος αριθμός πυρήνων της αλυσίδας  $^{238}\text{U}$  από αφαίρεση  $^{222}\text{Rn}$  με αρχικές συνθήκες  $N(^{222}\text{Rn})=0$ ,  $N_i = \text{ισορροπίας}$

Η οριζόντια διακεκομμένη γραμμή, αντιστοιχεί στο πλήθος των πυρήνων του  $^{222}\text{Rn}$ , πριν την απομάκρυνση του. Οι άξονες είναι και πάλι λογαριθμικοί και αυτός του χρόνου δίδεται σε μονάδες του χρόνου ημιζωής του  $^{222}\text{Rn}$ . Παρατηρούμε πως σε χρόνο μερικών  $t_{1/2}(^{222}\text{Rn})$  επέρχεται και πάλι ισορροπία. Μάλιστα οι περισσότεροι πυρήνες δεν φαίνεται να επηρεάζονται. Αυτοί είναι σίγουρα οι πυρήνες με θέση στην αλυσίδα πριν από το  $^{222}\text{Rn}$ , αλλά και αυτοί που βρίσκονται μετά το  $^{222}\text{Rn}$ , με χρόνους ημιζωής πολύ μεγαλύτερους. Τέσσερις όμως πυρήνες, που βρίσκονται μετά το  $^{222}\text{Rn}$ , και με  $t_{1/2}$  μικρότερο αυτού φαίνεται πως είναι οι μόνοι που επηρεάζονται αισθητά από τη μεταβολή. Αρχικά μειώνονται, λόγω μικρού  $t_{1/2}$  και στη συνέχεια, με την αύξηση του αριθμού του  $^{222}\text{Rn}$ , αυξάνουν και αυτοί τον αριθμό τους.

Αυτό που καθορίζει τη διάρκεια της διαταραχής της ισορροπίας, είναι ο  $t_{1/2}(^{222}\text{Rn})$ . Το γεγονός αυτό έχει μεγάλη σημασία στην φασματοσκοπία- $\gamma$  του  $^{238}\text{U}$ , αφού συνήθως αυτό που μετράμε είναι η ενεργότητα του  $^{214}\text{Bi}$ . Στην Εικ. 11 απεικονίζονται μόνο 3 από τους πυρήνες που επηρεάζονται από τη μεταβολή του ραδονίου ( $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$ ). Η χρονική κλίμακα είναι γραμμική σε δευτερόλεπτα, ενώ οι οριζόντιες διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στην συγκέντρωση ισορροπίας.



Εικόνα 11. Κανονικοποιημένος αριθμός πυρήνων  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  μετά από αφαίρεση  $^{222}\text{Rn}$ . Αρχικές συνθήκες  $N(^{222}\text{Rn})=0$ ,  $N_i = \text{ισοσοροπία}$

## 2.5 Ραδιονουκλίδια στα Ορυκτά

### 2.5.1 Ουράνιο (U)

Το ουράνιο, αποτελείται από δύο κυρίως ισότοπα με μαζικούς αριθμούς 235 και 238. Στο φλοιό της γης, το  $^{238}\text{U}$  αποτελεί το 99.27% του ουρανίου κατά μάζα, και το  $^{235}\text{U}$ , το μητρικό ισότοπο της σειράς του ακτινίου, αποτελεί το 0.72%.

Αποτελεί στοιχείο της σειράς των ακτινίδων κι έχει ατομικό αριθμό 92, ατομική μάζα 238 και πέντε κύρια οξειδωτικά σθένη (+2, +3, +4, +5 και +6), από τα οποία τα +4 και το +6 είναι τα πιο κοινά στη φύση. Όπως και το Th, είναι ένα ραδιενεργό στοιχείο, και το πιο σταθερό του ισότοπο,  $^{238}\text{U}$ , έχει πολύ μεγάλο χρόνο ημίσειας ζωής ( $4.46 \times 10^9$  έτη). Είναι ένα λιθόφιλο μεταλλικό στοιχείο που εμφανίζεται σε διάφορα ορυκτά, συμπεριλαμβανομένων του ουρανινίτη (uraninite)  $\text{UO}_2$ , του βραννερίτη (brannerite)  $(\text{U,Ca,Ce})(\text{Ti,Fe})_2\text{O}_6$  και του καρνοτίτη (carnotite)  $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Επίσης, εμφανίζεται ως συμπληρωματικό στοιχείο στο ζιρκόνιο, τον απατίτη, τον αλλανίτη και τον μοναζίτη και σε σύμπλοκα με οργανικό υλικό και φωσφορικό σιδηρομετάλλευμα (phosphatic ironstone).

### Γεωχημεία

Οι οξειδοαναγωγικές διεργασίες παίζουν σημαντικό ρόλο στην εμφάνιση του ουρανίου στα υδάτινα περιβάλλοντα. Η γεωχημική του συμπεριφορά σε υδάτινο περιβάλλον είναι ασυνήθιστη για μέταλλο, διότι είναι γενικά περισσότερο διαλυτό σε οξειδωτικά, αλκαλικά και πλούσια σε ανθρακικά ύδατα από ότι σε όξινα, αναγωγικές συνθήκες (Salminen et al., 2005).

Οι επικρατέστερες οξειδωτικές καταστάσεις του ουρανίου που είναι σταθερές σε γεωλογικά



περιβάλλοντα είναι του uranous ( $U^{4+}$ ) και του uranyl ( $U^{6+}$ ), από τα οποία το πρώτο είναι το λιγότερα διαλυτό, αν και μπορεί να είναι παρόν και με μορφές όπως το UOF (Drever, 1997). Η μεταφορά του ουρανίου γενικά συμβαίνει σε οξειδωτικά, όξινα επιφανειακά και υπόγεια ύδατα ως ιόντα του uranyl  $UO_2^{2+}$ , ή ως φθοριούχου ουρανωλίου UOF (uranyl fluoride). Σε ουδέτερες προς αλκαλικές οξειδωτικές συνθήκες, κυριαρχούν τα ευδιάλυτα ανθρακικά και φωσφορικά σύμπλοκα του ουρανωλίου, όπως είναι το  $UO_2(CO_3)_2^{2-}$  (Brookins, 1988, Duff et al., 1997). Υδροξυ-πυριτικά, οργανικά και θειικά σύμπλοκα μπορεί επίσης να είναι σημαντικά. Η μέγιστη προσρόφηση των ιόντων ουρανωλίου σε φυσικά υλικά (οργανικό υλικό, οξυ-υδροξείδια του σιδήρου, μαγγάνιου και τιτανίου, ζεόλιθοι και άργιλοι) εμφανίζεται σε pH 5.0-8.5. Σε αναγωγικές συνθήκες σχηματίζονται το αδιάλυτο οξείδιο του  $U^{4+}$  ( $UO_2$ ) και οξείδια όπως το  $UO_3$ . Θειικά και σιδηρούχα οξειδωτικά βακτήρια είναι γνωστό ότι ανάγουν το U σε  $U^{4+}$  (Duff et al., 1997). Αυτός ο μηχανισμός είναι σχεδόν πλήρως υπεύθυνος σε ανοξικά ιζήματα. Η προσρόφηση των ιόντων ουρανωλίου από τέτοιου είδους φυσικά μέσα φαίνεται να είναι αντιστρέψιμη (Salminen et al., 2005).

Για τη σταθεροποίηση και συσώρευση του ουρανίου σε αυτά τα υλικά απαιτείται αναγωγή του σε  $U^{4+}$  ή από το υπόστρωμα ή από μια κινητική φάση, όπως είναι το  $H_2S$  (Salminen et al., 2005). Το διαλυμένο U τείνει να προσροφάται ισχυρά από το οργανικό υλικό όπως είναι τα χουμικά (humic) και τα φουλβικά (fulvic) οξέα, τα οξείδια του σιδήρου και τα φωσφορικά (Drever, 1988, 2002). Όπου υπάρχει διαλυμένο πυρίτιο, το U μπορεί να καθιζάνει ως κοφινίτης (coffinite),  $USiO_4$  (Brookins, 1988). Η διαλυτότητα του ουρανίου μπορεί επίσης να μειωθεί με την παρουσία διαλυμένου V με συμπλοκοποίηση με βαναδικά ιόντα για να σχηματίσει το πολύ χαμηλής διαλυτότητας ορυκτό καρνοτίτη (carnotite), το οποίο εντοπίζεται συνήθως ως συνδετική ύλη σε ουρανωλίου ψαμμίτες. Στα περισσότερα φυσικά ύδατα το U εμφανίζεται σε συγκεντρώσεις μεταξύ των 0.1 και 10  $mgL^{-1}$  (Hem, 1992), ωστόσο μπορούν να απαντηθούν συγκεντρώσεις που ξεπερνούν το 1  $mgL^{-1}$  στα ύδατα, όμως αυτές οι συγκεντρώσεις σχετίζονται με αποθέσεις ουρανωλίων κοιτασμάτων (Salminen et al., 2005).

### **Εμφάνιση και δοσολογία**

Το ουράνιο εμφανίζεται σε όλα τα είδη πετρωμάτων και εδαφών. Στους κοινούς τύπους πετρωμάτων, οι συγκεντρώσεις του ουρανίου κυμαίνονται από 0.5 ως 4.7 ppm, που αντιστοιχούν σε συγκεντρώσεις ενεργότητας για το  $^{238}U$  από 7-60 Bq/kg. Η συνολική επίδραση στην ανάπτυξη των εδαφών, συντελεί σε μια μέση συγκέντρωση ουρανίου στα εδάφη, μικρότερη από τη μέση συγκέντρωση ουρανίου στα πετρώματα. Μεταλλεύματα που εξορύσσονται και επεξεργάζονται για μη ραδιενεργά υλικά μπορούν να παράγουν υπολείμματα με υψηλές συγκεντρώσεις ραδιονουκλιδίων. Ένα πολύ γνωστό παράδειγμα είναι τα μεταλλεύματα του φωσφόρου, τα οποία περιέχουν ουράνιο πάνω από 120 ppm και γι' αυτό χρησιμοποιούνται ως εμπορικά εκμεταλλεύσιμη πηγή ουρανίου (NCRP, 1993b). Φυσικά υλικά τα οποία περιέχουν ουράνιο πάνω από 500 ppm θεωρούνται ως ουρανωλίου κοιτάσματα.

### **Ουράνιο στα μαγματικά πετρώματα**

Στο μάγμα, το υψηλού ηλεκτρικού φορτίου ιόν  $U^{4+}$  (ιοντικής ακτίνας 89 pm), συμπεριφέρεται ασύμβατα, εμπλουτίζεται στα τελευταία στάδια του διαχωρισμού σε συμπληρωματικά ορυκτά όπως το ζirkόνιο και ο αλλανίτης. Οι γρανίτες και οι πηγματίτες, ειδικότερα αυτοί που παράγονται από το αναπτυσσόμενο μάγμα, είναι πλουσιότεροι σε U από ότι τα μαφικά εκρηξιγενή πετρώματα. Η δευτερογενής συγκέντρωση U μπορεί να εμφανιστεί ως αποτέλεσμα υδροθερμικής

δραστηριότητας, που σχετίζεται με την επανατοποθέτηση φελσικών ηφαιστειακών και πλουτώνιων πετρωμάτων. Ο Mielke (1979) αναφέρει πολύ χαμηλά επίπεδα U σε υπερμαφικά ( $1 \text{ mg kg}^{-1}$ ) και άλλα εκρηξιγενή πετρώματα ( $1-3 \text{ mg kg}^{-1}$ ), και σε ποσοστό  $2.3 \text{ mg kg}^{-1}$  στο φλοιό της γης. Το ουράνιο χρησιμοποιείται στη γεωχημική έρευνα ως στοιχείο δείκτης για την ορυκτογένεσή του. Οι υψηλές τιμές U υποδεικνύουν την παρουσία φελσικών πετρωμάτων, ειδικότερα πλουτώνιων (Salminen et al., 2005).

### **Ουράνιο στα ιζηματογενή πετρώματα**

Τα επίπεδα του U εξαρτώνται πολύ από τις οξειδοαναγωγικές (redox) συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια του σχηματισμού των ιζηματογενών πετρωμάτων. Κατά συνέπεια, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται σε πλούσιες σε οργανικά φάσεις ( $6-1000 \text{ mg kg}^{-1}$ ) συνδεδεμένες με ανοξικά περιβάλλοντα και φωσφορικά ιζήματα ( $50-300 \text{ mg kg}^{-1}$ ). Μικρότερες τιμές αναφέρονται σε χονδρόκοκκα ανόργανα πετρώματα (π.χ., χαλαζίτες (quartzite)  $0.5-1.5 \text{ mg kg}^{-1}$  και αρκόζες (arkose)  $1.5 \text{ mg kg}^{-1}$ ) με τα πλούσια σε άργιλο ιζήματα να έχουν γενικά υψηλότερα επίπεδα. Η μέση τιμή σε σχιστολίθους είναι στα  $3.7 \text{ mg kg}^{-1}$  και  $2.2 \text{ mg kg}^{-1}$  στα ανθρακικά πετρώματα (Mielke, 1979). Η μέση τιμή για το loess και για το ποτάμιο σωματιδιακό υλικό είναι  $2.5$  και  $3 \text{ mg kg}^{-1}$  U, αντίστοιχα (McLennan & Murray, 1999; Salminen et al., 2005).

### **Ουράνιο στα εδάφη**

Ο Kabata-Pendias (2001) αναφέρει ότι δεν υπάρχουν αρκετές αξιόλογες πληροφορίες για το U στα εδάφη. Η παγκόσμια μέση τιμή για το έδαφος είναι από  $0.79$  έως  $11 \text{ mg kg}^{-1}$  σε U. Η κινητικότητα του U στο έδαφος, όπως και στο Th, κυριαρχείται από το σχηματισμό του ένυδρου κατιόντος  $\text{UO}_2^{2+}$ , το οποίο είναι υπεύθυνο για τη διαλυτότητά του σε ένα ευρύ φάσμα τιμών εδαφικού pH. Τα οργανικά οξέα μπορεί να αυξάνουν τη διαλυτότητα του U στο έδαφος, αλλά η διαλυτότητά του μπορεί να περιορίζεται από το σχηματισμό ελαφρά διαλυτών αλάτων (π.χ., φωσφορικά και οξείδια) και από την προσρόφηση του σε αργιλικά ορυκτά και οργανικό υλικό. (Salminen et al., 2005).

## **2.5.2 Θόριο (Th)**

Το θόριο είναι μέλος των στοιχείων της σειράς των ακτινιδών, έχει ατομικό αριθμό 90, ατομική μάζα 232 και ένα φυσικό ισότοπο, το  $^{232}\text{Th}$  με μεγάλο χρόνο ημιζωής ( $1,405 \times 10^{10} \text{ a}$ ).

### **Γεωχημεία**

Παρόλο που το Th είναι ένα μεταβατικό στοιχείο, έχοντας πάνω από μία οξειδωτική κατάσταση, η γεωχημεία του κυριαρχείται από το  $\text{Th}^{4+}$  κατιόν, το οποίο έχει ιοντική ακτίνα  $94 \text{ pm}$ , και δείχνει μεγαλύτερη συνάφεια με άλλα μεταλλικά στοιχεία  $\text{M}^{4+}$  όπως το U, το Ce και το Zr. Τα ορυκτά αυτών των στοιχείων είναι συνήθως ισοδομικά, με αντικατάσταση και βαθμιαία μετάβαση στη στερεά φάση μεταξύ των στοιχείων της ομάδας από πάνω προς τα κάτω π.χ., θοριανίτης (thorianite)  $\text{ThO}_2$ , σεριανίτης (cerianite)  $\text{CeO}_2$  και ουρανίτης (uraninite)  $\text{UO}_2$ , θορίτης (thorite)  $\text{ThSiO}_4$  και ζιρκόνιο (zircon)  $\text{ZrSiO}_4$ , και μοναζίτης (monazite)  $(\text{Ce,La,Th,U})\text{PO}_4$ .

Το  $\text{Th}^{4+}$  υφίσταται υδρόλυση σε υδατικά διαλύματα πάνω από pH 2-3 και υπόκειται εκτενή προσρόφηση από αργιλικά ορυκτά και χουμικά οξέα σε σχεδόν ουδέτερο pH. Σημαντικοί μηχανισμοί για την απομάκρυνση του θορίου από το διάλυμα σε ουδέτερα αλκαλικά εδάφη, είναι η καθίζηση του θορίου ως ιδιαίτερα αδιάλυτη ένυδρη φάση του οξειδίου και η συγκαθίζηση του μέσω αντιδράσεων προσρόφησης με ενυδατωμένα οξείδια τρισθενούς σιδήρου. Οι συγκεντρώσεις του θορίου στα φυσικά ύδατα είναι γενικά χαμηλές, εξαιτίας των αντιδράσεων προσρόφησης και καθίζησης και της πολύ μικρής διαλυτότητας των θοριούχων ορυκτών (Salminen et al., 2005).

Σε χαμηλά pH, όπως σε ένα εργοστάσιο ουρανίου όξινης απόπλυσης, το θόριο γίνεται πιο διαλυτό. Τα εργοστάσια όξινης απόπλυσης μπορούν να διαλύουν το 30-90% του θορίου σε ένα μέταλλευμα. Το διαλυτοποιημένο θόριο μπορεί να καθιζάνει σε περίπτωση που τα όξινα λύματα εξουδετερωθούν με την επαφή τους με φυσικά μέσα ή με πρόσθετες διεργασίες των ασβεστόλιθων στη διάλυση των αποβλήτων. Η υψηλή αποθήκευση του διαλυμένου  $^{230}\text{Th}$  σε τέτοιες εκροές κάνει αυτό το ραδιονουκλίδιο ένα από τα μεγαλύτερης κινητικότητας (Weimer et al., 1981). Υπό όξινες συνθήκες σε κάποια εργοστάσια ουρανίου, το  $^{230}\text{Th}$  έχει δείξει να έχει μεταναστεύσει σε σημαντικά βαθύτερους ορίζοντες του υπεδάφους από ότι το  $^{226}\text{Ra}$  (DOE, 1993b).

Το θόριο έχει πολύ χαμηλή κινητικότητα κάτω από όλες τις περιβαλλοντικές συνθήκες, κυρίως λόγω της υψηλής σταθερότητας του αδιάλυτου οξειδίου  $\text{ThO}_2$  και της ισχυρής ανθεκτικής φύσης των ορυκτών στα οποία εμπεριέχεται, όπως είναι ο μοναζίτης και το ζιρκόνιο. Σε αντίθεση με το U, το Th δεν μπορεί να οξειδωθεί σε ένα σταθερό κατιόν ισοδύναμο με το υψηλής κινητικότητας ουρανύλιο  $\text{UO}_2^{2+}$ . Ο ευδιάλυτος τύπος  $\text{Th}(\text{SO}_4)_2^{2+}$  μάλλον σχηματίζεται σε pH κάτω του 3, και κάτω από οξειδωτικές συνθήκες (Brookins, 1988), π.χ., σε όξινα ύδατα ορυχείων. Κάθε απελευθέρωση Th στο διάλυμα απορροφάται ταχέως από τα αργιλικά ορυκτά και υδρολύεται προς το ένυδρο οξείδιο  $\text{Th}(\text{OH})_4$ , το οποίο συνδέεται στενά με το κλάσμα των αργιλικών ορυκτών, εκτός εάν μπορεί να ενωθεί με άλλα ανόργανα ή οργανικά συστατικά (Hem, 1992). Κατά συνέπεια, το Th είναι ουσιαστικά αδιάλυτο στα επιφανειακά και υπόγεια ύδατα, όπου τα επίπεδά του είναι εξαιρετικά χαμηλά ( $0.01-1 \mu\text{g l}^{-1}$ ) (Hem, 1992). Εξαιτίας αυτού, το Th είναι ένα εύχρηστο στοιχείο ως δείκτης σε ποτάμια ιζήματα για τον εντοπισμό ουρανιούχων αποθέσεων σχετιζόμενων με μαγματικά πετρώματα, εφόσον σχεδόν ολόκληρη η ποσότητα Th μεταφέρεται σαν στερεό ορυκτολογικό υλικό με ελάχιστη απώλεια λόγω διάλυσης. Η μέση περιεκτικότητα Th στα ποτάμια σωματίδια είναι  $14 \text{ mg kg}^{-1}$  (McLennan and Murray, 1999; Salminen et al., 2005).

### **Θόριο στα μαγματικά πετρώματα**

Η συγκέντρωση του θορίου είναι γενικά υψηλότερη στα γρανιτικά από ότι στα μαφικά εκρηξιγενή πετρώματα. Εφόσον έχει την ιδιότητα να εισχωρεί σε κάποια πετρογενετικά ορυκτά, όπως είναι ο βιοτίτης, δεν έχει μεγάλη συγκέντρωση στην ασύμβατη πηγματιτική φάση όπως το U, παρόλο που κάποια ορυκτά που περιέχουν Th, όπως ο αλλανίτης (allanite) εμφανίζονται στους πηγματίτες. Οι γρανίτες τυπικά περιέχουν  $10-40 \text{ mg kg}^{-1}$  Th, αν και υπάρχουν αρκετές τοπικές και περιφερειακές διαφοροποιήσεις. Τα ενδιάμεσα πετρώματα, όπως οι ανδεδίτες έχουν περίπου  $1-4 \text{ mg kg}^{-1}$  Th, ενώ οι γάββροι συνήθως έχουν λιγότερο από  $3.5 \text{ mg kg}^{-1}$ , και οι βασάλτες λιγότερο από  $1 \text{ mg kg}^{-1}$ . Στα μεταμορφωμένα πετρώματα, η περιεκτικότητα σε Th είναι γενικά σταθερή προς τις υψηλότερες τιμές, αλλά η ανάτηξη συντελεί στη συγκέντρωση στην ευκίνητη γρανιτική φάση. Υψηλές τιμές Th ωστόσο, υποδεικνύουν την παρουσία των φελσικών πετρωμάτων και ιδιαίτερα των πλουτώνιων πετρωμάτων (Salminen et al., 2005).

## **Θόριο στα ιζηματογενή πετρώματα**

Το θόριο στα ιζηματογενή πετρώματα, έχει ουσιαστικά ανθεκτικό χαρακτήρα, καθώς τα κύρια ορυκτά που το φιλοξενούν, όπως ο μοναζιτης και το ζirkόνιο, έχουν υψηλή ανθεκτικότητα στη χημική και φυσική αποσάθρωση. Κάθε απελευθέρωση Th λόγω αποσαθρωτικών διεργασιών, παραμένει για ελάχιστο χρόνο στο διάλυμα, καθώς το θόριο προσροφάται εύκολα από τα αργιλικά ορυκτά. Κατά συνέπεια, ψαμμίτες, αρκόζες και γραουβάκες (greywacke), μπορεί να έχουν πάνω από  $10 \text{ mg kg}^{-1}$ , και οι κανονικοί αργιλικόι σχίστες (normal shale) και οι πηλίτες (mudstone)  $10\text{-}13 \text{ mg kg}^{-1}$ . Σύμφωνα με τον Mielke (1979), οι συγκεντρώσεις του Th σε σχιστές αργίλους (shale), ψαμμίτες (sandstone) και ανθρακικά πετρώματα (carbonate rocks) είναι 12, 1.7 και  $1.7 \text{ mg kg}^{-1}$ , αντιστοίχως. Οι μαύροι αργιλικόι σχίστες (Black shale) μπορεί να έχουν υψηλότερα επίπεδα Th, αλλά ποτέ πιο υψηλά από ότι εκείνα του U, λόγω της αρκετά ισχυρότερης συνάφειας του U με το οργανικό υλικό και της μεγαλύτερης κινητικότητας του οξειδωμένου  $\text{UO}_2^{2+}$  στο διάλυμα. Οι επιφανειακές μεταλλοφόρες αποθέσεις, όπως οι μοναζιτικές άμμοι, ωστόσο, μπορεί να είναι κατ' εξαίρεση πλούσιες σε Th και να αποτελούν ένα από τα κύρια μεταλλεύματα Th. Οι ασβεστόλιθοι περιέχουν κανονικά, πολύ μικρές ποσότητες Th, καθώς το  $\text{Th}^{4+}$  δεν μπορεί να σχηματίσει σταθερά ανθρακικά άλατα, σε αντίθεση με το  $\text{UO}_2^{2+}$ , παρομοίως, το Th απουσιάζει σχεδόν εντελώς από τις εβαποριτικές αποθέσεις. Οι θαλάσσιοι κόνδυλοι Mn είναι συχνά εμπλουτισμένοι σε Th ( $24\text{-}124 \text{ mg kg}^{-1}$ ) και η Ατλαντική πελαγική άργιλος έχει σημειωθεί ότι περιέχει  $30 \text{ mg kg}^{-1}$  θορίου (Wedepohl, 1978, Salminen et al., 2005).

## **Θόριο στο έδαφος**

Ο Kabata-Pendias (2001) αναφέρει ότι υπάρχουν ελάχιστες αξιόλογες πληροφορίες για το Th στα εδάφη. Ο παγκόσμιος μέσος όρος περιεκτικότητας θορίου για τα εδάφη δίνεται στα 3.4 έως  $10.5 \text{ mg kg}^{-1}$ . Η κινητικότητα του Th στο έδαφος, όπως και του U, κυριαρχείται από το σχηματισμό του ένυδρου κατιόντος  $\text{Th}^{4+}$ , το οποίο είναι υπεύθυνο για την διαλυτότητά του σε μια ευρεία περιοχή εδαφικού pH. Τα οργανικά οξέα αυξάνουν την κινητικότητα του Th στο έδαφος, αλλά η κινητικότητά του μπορεί να περιορίζεται εξαιτίας του σχηματισμού ελαφρά ευδιάλυτων ενώσεων (π.χ., φωσφορικά άλατα οξειδία) και λόγω της προσρόφησης του από αργιλικά ορυκτά και οργανικό υλικό (Salminen et al., 2005).

### **2.5.3 Κάλιο (K)**

Το Κάλιο είναι ένα αλκαλικό μέταλλο, έχει ατομικό αριθμό 19, ατομική μάζα 39, βαθμό οξείδωσης (+1) και τρία φυσικά ισότοπα ( $^{39}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$  και K) από τα οποία το K αποτελεί το 93.3% της συνολικής μάζας του. Από τα τρία φυσικά εμφανιζόμενα ισότοπα του καλίου, μόνο το  $^{40}\text{K}$  είναι ασταθές, έχοντας χρόνο ημίσειας ζωής  $1.3 \times 10^9$  a. Διασπάται με εκπομπή σωματιδίου-β σε  $^{40}\text{Ca}$  (89%) και με σύλληψη ηλεκτρονίου σε  $^{40}\text{Ar}$  (11%) παράγοντας ακτινοβολία-γ με ενέργεια 1.46 MeV. Το  $^{40}\text{K}$  αποτελεί το 0.0117% κατά μάζα του φυσικού καλίου, ωστόσο δίνει περίπου  $30 \text{ kBq/kg K}$  (Salminen et al., 2005).

## **Γεωχημεία & Εμφάνιση**

Από τη στιγμή που αστριούχα ορυκτά θα απελευθερωθούν λόγω διεργασιών αποσάθρωσης, το K λόγω της μεγάλης διαλυτότητάς του εμφανίζεται σαν απλό κατιόν  $\text{K}^+$  σε όλη την έκταση ευστάθειας των φυσικών υδάτων (Brookins, 1988). Παρά την αφθονία του ως στοιχείο, η

κινητικότητα του περιορίζεται από τρεις κύριες διεργασίες: (α) ενσωματώνεται εύκολα μέσα στο πλέγμα των αργιλικών ορυκτών λόγω του μεγάλου του μεγέθους, (β) προσροφάται ισχυρότερα από τα κατιόντα νατρίου  $\text{Na}^+$  στις επιφάνειες των αργιλικών ορυκτών και οργανικού υλικού, και (γ) αποτελεί σημαντικό στοιχείο της βιόσφαιρας και προσλαμβάνεται εύκολα από τους φυτικούς οργανισμούς. Συνεπώς, οι συγκεντρώσεις K που ξεπερνούν τις λίγες δεκάδες  $\text{mg L}^{-1}$  είναι ασυνήθιστες, με εξαίρεση τα ύδατα με υψηλό περιεχόμενο σε διαλυμένα στερεά ή ύδατα υδροθερμικών συστημάτων (Hem, 1992). Το θαλασσινό νερό περιέχει  $390 \text{ mg L}^{-1}$  K κατά μέσο όρο (Hem, 1992). Οι McLennan & Murray (1999) αναφέρουν μια μέση τιμή 2% στο ποτάμιο σωματιδιακό υλικό (Salminen et al., 2005).

Το Κάλιο είναι το όγδοο σε αφθονία στοιχείο του γήινου φλοιού με εκτιμώμενη συγκέντρωση 1.84% (Fyfe, 1999). Είναι ένα λιθόφιλο και βιόφιλο μεταλλικό στοιχείο, και αποτελεί κύριο συστατικό πολλών πετρογενετικών ορυκτών, συμπεριλαμβάνοντας σημαντικά πυριτικά ορυκτά όπως είναι οι αλκαλικοί άστριοι, ο λευκίτης, ο βιοτίτης, ο μοσχοβίτης, ο φλογοπίτης και κάποιοι αμφίβολοι. Αποτελεί επίσης συστατικό πολλών φωσφορικών, αλογονούχων και θειικών ορυκτών. Σχηματίζει διάφορα ορυκτά από μόνο του, συμπεριλαμβάνοντας το συλβίτη (sylvite) KCl και τον καρναλλίτη (carnallite)  $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , οι οποίοι εμφανίζονται σε εβαποριτικές αποθέσεις (Salminen et al., 2005).

Οι αντιπροσωπευτικές τιμές του ολικού περιεχόμενου καλίου στα πετρώματα, υποδεικνύουν ένα μεγάλο εύρος τιμών, από 0.3% έως 4.5% για διάφορους τύπους πετρωμάτων. Αυτές οι τιμές αντιστοιχούν σε ένα ρυθμό συγκέντρωσης ενεργότητας από 90 έως 1,400 Bq/kg. Κάποιοι βασάλτες και άμμοι έχουν χαμηλή συγκέντρωση καλίου, ενώ οι γρανίτες και άλλοι βασάλτες έχουν υψηλή συγκέντρωση καλίου. Τα θαλάσσια ύδατα περιέχουν περίπου  $11 \text{ kBq/m}^3$   $^{40}\text{K}$ . Εξαιτίας της σχετικής του αφθονίας και της εκπομπής σωματιδίων-β (1.3 MeV), το  $^{40}\text{K}$  είναι το επικρατέστερο ραδιενεργό συστατικό σε κοινά είδη διατροφής και σε ανθρωπογενή θέματα (Salminen et al., 2005).

### **Κάλιο στα μαγματικά πετρώματα**

Το Κάλιο είναι κύριο συστατικό πολλών εκρηξιγενών πετρωμάτων, και η πετρογραφική τους ταξινόμηση βασίζεται συνήθως στις συγκεντρώσεις ή στην αφθονία τους σε K. Συγκεντρώνεται προοδευτικά κατά τη διάρκεια του μαγματικού διαχωρισμού, και κατά συνέπεια εμπλουτίζεται σε φελσικά σε σχέση με τα μαφικά εκρηξιγενή πετρώματα. Αυτό διαφαίνεται στη διαφοροποίηση σε περιεχόμενο K των βασαλτών, συνήθως <1%, και των γρανιτών, οι οποίοι περιέχουν 2% έως >6% (Wedepohl, 1978) (Salminen et al., 2005).

### **Κάλιο στα ιζηματογενή πετρώματα**

Το K που περιέχεται στα αργιούχα ιζήματα και στους σχιστόλιθους είναι βασικά (συνάρτηση των αργιλικών ορυκτών που περιέχονται) μια λειτουργία των περιεχόμενων αργιλικών ορυκτών, κυρίως του ιλλίτη σε σχιστολιθικές μονάδες. Μη καθαρά ανθρακικά, τείνουν να έχουν υψηλές συγκεντρώσεις K, έως 6%, λόγω της εμφάνισης εξαλλοιωμένων πυριτικών υλικών (αργιλικά) στο μη-ανθρακικό κλάσμα, τα καθαρά ανθρακικά περιέχουν συνήθως <2% K. Η άμμος, οι ψαμμίτες και τα μη εξαλλοιωμένα πυριτικά ιζήματα περιέχουν συνήθως <1% K, και αυτό δικαιολογείται από την παρουσία τριών ορυκτών, τους K-ούχους αστρίους, τους K-ούχους μαρμαρυγίες και το γλαυκονίτη (Wedepohl, 1978). Το Loess περιέχει κατά μέσο όρο 1.9% K (McLennan & Murray, 1999).

Εβαποριτικά Κ-ούχα ορυκτά, όπως το KCl, είναι εξαιρετικά διαλυτά και μπορούν να οδηγήσουν σε υψηλές συγκεντρώσεις Κ στα αλμόλυπα. Οι υψηλές τιμές σε Κ υποδηλώνουν την παρουσία φελσικών πετρωμάτων, ειδικότερα καολινοποιημένων πλουτώνιων πετρωμάτων (Salminen et al., 2005).

| Rock Type                       | Potassium-40 |                     | Thorium-232 |                     | Uranium-238 |                     |
|---------------------------------|--------------|---------------------|-------------|---------------------|-------------|---------------------|
|                                 | Total K (%)  | Bq.kg <sup>-1</sup> | ppm         | Bq.kg <sup>-1</sup> | ppm         | Bq.kg <sup>-1</sup> |
| <b>Igneous rocks</b>            |              |                     |             |                     |             |                     |
| <b>Basalt</b>                   |              |                     |             |                     |             |                     |
| Crustal average                 | 0.8          | 300                 | 3-4         | 10-15               | 0.5-1       | 7-10                |
| Mafic                           | 0.3-1.1      | 70-400              | 1.6, 2.7    | 7                   | 0.5, 0.9    | 7                   |
| Salic                           | 4.5          | 1100-1500           | 16, 20      | 60                  | 3.9, 4.7    | 50                  |
| Granite (crustal aver.)         | >4           | >1000               | 17          | 70                  | 3           | 40                  |
| <b>Sedimentary rocks</b>        |              |                     |             |                     |             |                     |
| <b>Shale, sandstones</b>        |              |                     |             |                     |             |                     |
| Clean quartz                    | <1           | <300                | <2          | <8                  | <1          | <10                 |
| Dirty quartz                    | 2            | 400                 | 3-6         | 10-25               | 2-3         | 40                  |
| Arkose                          | 2-3          | 600-900             | 2           | <8                  | 1-2         | 10-25               |
| Beach sands<br>(unconsolidated) | <1           | <300                | 6           | 25                  | 3           | 40                  |
| <b>Carbonate rocks</b>          |              |                     |             |                     |             |                     |
|                                 | 0.3          | 70                  | 2           | 8                   | 2           | 25                  |
| <b>All rock (range)</b>         | 0.3-4.5      | 700-1500            | 1.6-20      | 7-80                | 0.5-4.7     | 7-60                |
| Continental crust (ave.)        | 2.8          | 850                 | 10.7        | 44                  | 2.8         | 36                  |
| Soil (ave.)                     | 1.5          | 400                 | 9           | 37                  | 1.8         | 22                  |

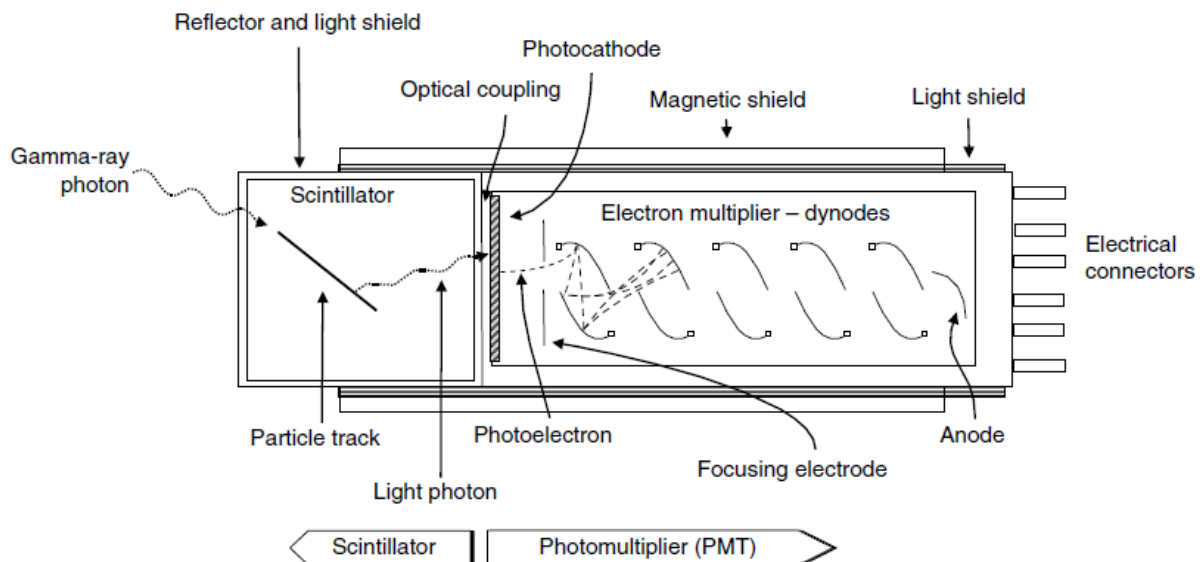
Εικόνα 12. Ενδεικτικές τιμές συγκέντρωσης <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K ανάλογα με το είδος του πετρώματος.

## Κεφάλαιο 3 / Ανιχνευτές σπινθηρισμών NaI(Tl)

### 3.1. Αρχή Λειτουργίας

Οι ανιχνευτές σπινθηρισμών είναι όργανα με τα οποία μπορούμε να ανιχνεύσουμε και να μετρήσουμε όλες τις πυρηνικές ακτινοβολίες, κυρίως όμως τις ακτίνες-γ.

Το παρακάτω σχήμα, είναι ένα διάγραμμα ενός ανιχνευτή σπινθηρισμών με ένα μετρητικό σύστημα. Το προς ανίχνευση σωματίο, παράγει μια λάμψη φωτός στο σπινθηριστή. Με τη βοήθεια του φωτοοδηγού και του ανακλαστήρα, ένα μεγάλο ποσοστό του φωτός οδηγείται στη φωτοκάθοδο του φωτοπολλαπλασιαστή. Τα φωτοηλεκτρόνια που εκπέμπονται από τη φωτοκάθοδο, πολλαπλασιάζονται πολλές φορές στον φωτοπολλαπλασιαστή. Ο δημιουργούμενος παλμός ρεύματος, παράγει ένα σήμα στην είσοδο του προενισχυτή. Ο παλμός αυτός, αφού περάσει από το διευκρινιστή και το μορφοποιητή παλμών, καταγράφεται στον ηλεκτρονικό μετρητή



Εικόνα 13. Σχεδιάγραμμα ανιχνευτή σπινθηρισμών (Gilmore, 2008)

Για την καλύτερη κατανόηση του συστήματος, μπορεί η λειτουργία του να χωριστεί σε έξι στάδια:

1. Την απορρόφηση της ακτινοβολίας στο σπινθηριστή, με διέγερση και ιονισμό του υλικού του.
2. Τη μετατροπή της εκλυόμενης ενέργειας στο σπινθηριστή, σε ορατή ακτινοβολία, με τη μέθοδο του φθορισμού.
3. Την πρόσπτωση των φωτονίων στη φωτοκάθοδο του φωτοπολλαπλασιαστή.
4. Την απορρόφηση των φωτονίων στη φωτοκάθοδο και την εκπομπή φωτοηλεκτρονίων.
5. Τον πολλαπλασιασμό των ηλεκτρονίων στο φωτοπολλαπλασιαστή.
6. Την ανάλυση του παλμού ρεύματος, που δημιουργείται στο φωτοπολλαπλασιαστή, με τη χρήση κατάλληλων ηλεκτρονικών βαθμίδων.

Η σχέση του φορτίου  $q$ , που εμφανίζεται στην έξοδο του φωτοπολλαπλασιαστή, με την ενέργεια του αρχικού σωματίου, μπορεί να βρεθεί θεωρώντας τα πέντε πρώτα παραπάνω στάδια. Αν  $N_e$  ηλεκτρόνια ελευθερώθηκαν από την φωτοκάθοδο, τότε:

$$q = M_e N_e \quad (11)$$

Όπου:

**q:** το ολικό φορτίο στην άνοδο του φωτοπολλαπλασιαστή.

**M:** ο παράγοντας πολ/σμού των ηλεκτρονίων στο φωτοπολλαπλασιαστή.

Παρακάτω, δίνεται αναλυτικά η λειτουργία του συστήματος σπινθηριστής-φωτοπολλαπλασιαστής και ο υπολογισμός του  $N_e$ .

### **α) Απορρόφηση:**

Έστω, ότι ένα σωματίο με ενέργεια  $E_n$  εισέρχεται στο σπινθηριστή. Εάν το σωματίο είναι φορτισμένο, χάνει ένα μέρος ή όλη την ενέργειά του, σε ιονισμό, διέγερση και ίσως διάσπαση των μορίων του σπινθηριστή. Ο ρυθμός που το σωματίο χάνει ενέργεια, εξαρτάται από την ταχύτητά του, και επομένως, από την ενέργειά του.

Εάν το σωματίο είναι φωτόνιο (ακτίνα-  $\gamma$  ή  $X$ ), μπορεί να δώσει ένα ποσοστό ή όλη την ενέργειά του με έναν από τους τρεις μηχανισμούς, (1) φωτοηλεκτρικό φαινόμενο, (2) σκέδαση Compton και (3) δίδυμη γένεση. Σε καθέναν από τους τρεις μηχανισμούς παράγονται ηλεκτρόνια και έτσι με διαδοχικές αλληλεπιδράσεις τα φωτόνια μετατρέπουν μέρος ή όλη την ενέργειά τους σε κινητική ενέργεια δευτερογενών ηλεκτρονίων. Τα δευτερογενή ηλεκτρόνια με τη σειρά τους, ιονίζουν, διεγείρουν, ή διασπούν τα μόρια του σπινθηριστή. Και στις δύο περιπτώσεις, το σωματίο χάνει ένα κλάσμα  $F_n$  της ενέργειάς του και ο σπινθηριστής απορροφά ενέργεια  $F_n E_n$ , σε ιονισμό, διέγερση ή διάσπαση.

### **β) Παραγωγή φωτονίων στο σπινθηριστή**

Ο σπινθηριστής απορροφά με ιονισμό, διέγερση ή διάσπαση των μορίων του, την ενέργεια του αρχικού φορτισμένου σωματίου, ή των παραγομένων από φωτόνια δευτερογενών ηλεκτρονίων. Η απορροφούμενη ενέργεια, αποδίδεται είτε σαν θερμότητα (σε ποσοστό μεγαλύτερο από 60%) ή σαν φωτόνια φθορισμού. Στην περίπτωση του φθορισμού, το διεγερμένο υλικό του σπινθηριστή, αποδιεγείρεται προς χαμηλότερες στάθμες και εκπέμπει φωτόνια σε χρόνο  $10^{-8}$  s ή λιγότερο, που είναι η τάξη μεγέθους του χρόνου ζωής ενός ατόμου σε μια διεγερμένη στάθμη. Αν η διεγερμένη στάθμη είναι μετασταθής, η αποδιέγερση μπορεί να γίνει από μερικά  $\mu s$ , μέχρι μερικές h και το φαινόμενο τότε λέγεται φωσφορισμός.

$$N_p = \text{const.} (1 - e^{-t/\tau}) \quad (12)$$

Γενικά, το εκπεμπόμενο φως ονομάζεται σπινθηρισμός και η χρονική συνάρτηση της εκπομπής δίνεται από ένα εκθετικό νόμο της μορφής:



Όπου:

$N_p$ : ο αριθμός των εκπεμπόμενων φωτονίων σε χρόνο  $t$  μετά από την άφιξη του ιονίζοντος σωματίου.

$\tau$ : ο χρόνος πτώσης ή χρόνος που απαιτείται για να εκπεμφθούν 63% του ολικού αριθμού των φωτονίων.

Το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας διέγερσης, ιονισμού ή διάσπασης,  $F_n E_n$  που παράγεται στο σπινθηριστή, χάνεται πολύ γρήγορα σε θερμότητα (περισσότερο από 60%), και μόνο ένα μικρό ποσοστό  $C_{np}$  αυτού μετατρέπεται σε ορατό ή υπεριώδες φως. Επομένως,  $C_{np} F_n E_n$  θα είναι η ενέργεια των παραγόμενων στο σπινθηριστή φωτονίων με το φαινόμενο του φθορισμού.

### **γ) Πρόσπτωση των φωτονίων στη φωτοκάθοδο**

Τα φωτόνια που παράγονται στο σπινθηριστή, εκπέμπονται σε τυχαίες διευθύνσεις. Με κατάλληλο ανακλαστήρα, μπορεί ένα μεγάλο ποσοστό  $F_p$  αυτών να οδηγηθεί προς την φωτοκάθοδο. Τελικά, στη φωτοκάθοδο φτάνει μικρότερο ακόμη ποσοστό, λόγω της αδιαφάνειας  $T_p$  του οπτικού συστήματος του φωτοδηγού. Ο φωτοδηγός, χρησιμεύει αφ' ενός για να εμποδίζει τη διαφυγή των φωτονίων, αφ' ετέρου για να οδηγεί ομοιόμορφα το φως σε όσο το δυνατόν μεγαλύτερη επιφάνεια της φωτοκαθόδου. Έτσι λοιπόν, το ποσό της ενέργειας που φτάνει στη φωτοκάθοδο θα είναι:

$$F_p T_p C_{np} F_n E_n \quad (13)$$

### **δ) Παραγωγή φωτοηλεκτρονίων στη φωτοκάθοδο**

Στη συνέχεια, τα φωτόνια χτυπούν το μέταλλο της φωτοκαθόδου από το οποίο εκπέμπονται ηλεκτρόνια. Εάν  $F_m$  είναι ο αριθμός των ηλεκτρονίων που εκπέμπονται ανά μονάδα φωτεινής ενέργειας που κτυπά τη φωτοκάθοδο, τότε:

$$F_m F_p T_p C_{np} F_n E_n \quad (14)$$

θα είναι ο αριθμός των φωτοηλεκτρονίων που εκπέμπονται από τη φωτοκάθοδο.

### **ε) Πολλαπλασιασμός των φωτοηλεκτρονίων**

Τα εκπεμπόμενα φωτοηλεκτρόνια κινούνται, με τη βοήθεια ενός ηλεκτρικού πεδίου, σε ένα σύστημα διαδοχικών ηλεκτροδίων (δυνόδων) του φωτοπολλαπλασιαστή και παράγουν επιπλέον ηλεκτρόνια στα μέταλλα των συνόδων, με ολικό πολλαπλασιαστικό παράγοντα  $M$ . Αν  $F_d$  είναι κατά μέσο όρο το ποσοστό των ηλεκτρονίων, που συλλέγονται από την πρώτη σύνοδο, τότε ο αριθμός  $N_e$  των ηλεκτρονίων, που συλλέγονται στην πρώτη σύνοδο θα είναι:

$$N_d = F_d F_m F_p T_p C_{np} F_n E_n \quad (15)$$

Επομένως, ο ολικός αριθμός ηλεκτρονίων στην τελευταία σύνοδο (άνοδος) θα είναι  $MN_e$ , και το φορτίο  $q$  θα είναι  $q = eMN_e$  ή

$$q = eMF_d F_m F_p T_p C_{np} F_n E_n \quad (16)$$

Από την παραπάνω σχέση, βλέπουμε ότι τα συλλεγόμενα φορτία  $q$  είναι ανάλογα της αρχικής ενέργειας  $E_n$  του προσπίπτοντος σωματίου.

### 3.2 Χαρακτηριστικά Ανιχνευτή

Το κύριο πλεονέκτημα των σπινθηριστών, είναι η υψηλή ηλεκτρική τους πυκνότητα, που είναι υπεύθυνη για τη μεγάλη απορροφητική ικανότητα και τη μεγάλη απόδοση και ακτινοβολία στις ακτίνες- $\gamma$ . Μειονεκτήματά τους είναι ο μεγάλος χρόνος ζωής των διηγεργμένων ατόμων, συγκρινόμενος με το χρόνο ζωής των ατόμων των οργανικών σπινθηριστών, πράγμα που προκαλεί απώλειες στις καταμετρήσεις για υψηλούς ρυθμούς καταμετρήσεις.

Για την ανίχνευση και μέτρηση ακτίνων- $\gamma$  χρησιμοποιείται κυρίως κρύσταλλος NaI ενεργοποιημένος με 0,1% ιωδιούχο θάλλιο. Ο κρύσταλλος αυτός, έχει υψηλή ηλεκτρική πυκνότητα, υψηλή διαφάνεια και κατάλληλο δείκτη διαθλάσεως, είναι όμως πολύ υγροσκοπικός και γι' αυτό περιβάλλεται από αλουμίνιο. Γύρω από τον κρύσταλλο, τοποθετείται επίσης ένα λεπτό στρώμα ανακλαστικού υλικού, όπως  $MgO$  ή  $Al_2O_3$ , για να ανακλά προς την φωτοκάθοδο του φωτοπολλαπλασιαστή τα φωτόνια που δραπετεύουν. Προφανώς, από τη μεριά της φωτοκαθόδου δεν υπάρχει ανακλαστής. Ο κρύσταλλος έχει μια υποδοχή μέσα στην οποία τοποθετείται η πηγή των ακτίνων- $\gamma$ .

Τα φωτόνια- $\gamma$  από την πηγή, αλληλεπιδρούν με τα άτομα του κρυστάλλου και εκδιώκουν ηλεκτρόνια με έναν από τους τρόπους που προαναφέρθηκαν. Η κινητική ενέργεια των ηλεκτρονίων, εξαρτάται από το κλάσμα της ενέργειας των φωτονίων που μεταφέρεται σε αυτά κατά την αλληλεπίδραση φωτονίων- $\gamma$  και σπινθηριστή. Τα ηλεκτρόνια αυτά με τη σειρά τους, περνώντας μέσα από το σπινθηριστή προκαλούν, με απώλεια ενέργειας, ιονισμό ή διέγερση στα άτομα.

Ο αριθμός των ατόμων που ιονίζονται ή διεγείρονται, είναι ανάλογος της συνολικής ενέργειας των παραγόμενων ηλεκτρονίων από την επίδραση των ακτίνων- $\gamma$ . Τα άτομα αυτά αποδιεγειρόμενα, εκπέμπουν φωτόνια ορατής συχνότητας (σπινθηρισμός). Τα φωτόνια αυτά ,πέφτουν πάνω στην φωτοκάθοδο του φωτοπολλαπλασιαστή, που βρίσκεται σε επαφή με τον κρύσταλλο και προκαλούν εκπομπή φωτοηλεκτρονίων. Ο αριθμός των ηλεκτρονίων, αυξάνεται διαδοχικά στον φωτοπολλαπλασιαστή και τελικά παράγεται ένα μετρήσιμο, ηλεκτρικό ρεύμα. Το ρεύμα αυτό, είναι ανάλογο του αριθμού των συλλεγόμενων ηλεκτρονίων.

Εάν το μέγεθος του κρυστάλλου είναι πολύ μικρό, πολλά φωτόνια- $\gamma$  (πρωτογενή και δευτερογενή) μπορεί να δραπετεύσουν από τον κρύσταλλο χωρίς καμία επίδραση, με αποτέλεσμα να έχουμε χαμηλή απόδοση. Αυτό, δείχνει τη σπουδαιότητα του μεγάλου μεγέθους του κρυστάλλου στην απόδοση του οργάνου. Το τροφοδοτικό υψηλής τάσης, είναι η πηγή τάσης για τον φωτοπολλαπλασιαστή.

Όπως αναφέραμε, οι παλμοί φωτός από τον κρύσταλλο, μετατρέπονται σε αντίστοιχους ηλεκτρικούς παλμούς από τον φωτοπολλαπλασιαστή, που χαρακτηρίζονται από την ενέργειά τους

και από το πλήθος τους. Ο ενισχυτής ενισχύει τους ηλεκτρικούς παλμούς πριν φτάσουν στο διευκρινοστή. Ο διευκρινοστής, συλλέγει παλμούς μιας ορισμένης περιοχής ενέργειας, απορρίπτοντας εκείνους που έχουν μεγαλύτερη ή μικρότερη ενέργεια. Τελικά, γίνεται καταμέτρηση των παλμών αυτών και δίδονται από το όργανο σαν κρούσεις ανά μονάδα χρόνου, δηλαδή, ο αριθμός φωτονίων ή σωματίων που πέφτουν στον ανιχνευτή στην μονάδα του χρόνου.

Επειδή η πιθανότητα του φωτοηλεκτρικού φαινομένου και του φαινομένου Compton ελαττώνεται με την αύξηση της ενέργειας, η απόδοση του απαριθμητή για νουκλίδια που εκπέμπουν ακτίνες- $\gamma$ , σε κρυστάλλους τυπικού μεγέθους, ελαττώνονται. Η απόδοση του οργάνου για φωτόνια- $\gamma$  χαμηλής ενέργειας, θα εξαρτάται από το ποσό των φωτονίων- $\gamma$  που απορροφώνται από τον κρύσταλλο. Το ποσό αυτό, εξαρτάται από τη γεωμετρική θέση του δείγματος σε σχέση με τον κρύσταλλο, από την αυτοαπορρόφηση, από το μέγεθος του κρυστάλλου, από το πάχος του περιβλήματος από αλουμίνιο και από το είδος του δοχείου που περιέχει το δείγμα. Επίσης, όσο μεγαλύτερη είναι η ενέργεια των φωτονίων- $\gamma$  τόσο μικρότερη είναι η απόδοση. Η απόδοση ενός απαριθμητή σπινθηρισμού για σωματρία- $\alpha$  και χαμηλής ενέργειας σωματρία- $\beta$ , είναι πολύ μικρή, διότι έχουν μικρή διεισδυτική ικανότητα και μόνο ένα μικρό ποσοστό διαπερνά το περίβλημα του κρυστάλλου.

### 3.3 Απόδοση Ανιχνευτή

#### 3.3.1 Το Ανιχνευτικό Σύστημα της Έρευνας

Ο ανιχνευτής μας είναι NaI(Tl), κυλινδρικού σχήματος, διαστάσεων κρυστάλλου 7.62 cm διάμετρος  $\times$  7.62 cm ύψος (ή 3"  $\times$  3"). Το προστατευτικό του περίβλημα είναι Al πάχους 0.508 mm. Κατασκευάστρια εταιρία είναι η ORTEC και το μοντέλο υπ' αριθμόν 905-4. Ενσωματωμένη με το φωτοπολλαπλασιαστή, είναι η μονάδα ψηφιακής επεξεργασίας digiBASE, διαστάσεων 6.38 cm  $\times$  8.0 cm της ίδιας εταιρίας. Το σύστημα συνδέεται μέσω USB με φορητό ηλεκτρονικό υπολογιστή και η επικοινωνία με αυτόν καθώς και δυνατότητα επεξεργασίας του φάσματος, γίνεται με το λογισμικό MAESTRO της ORTEC.

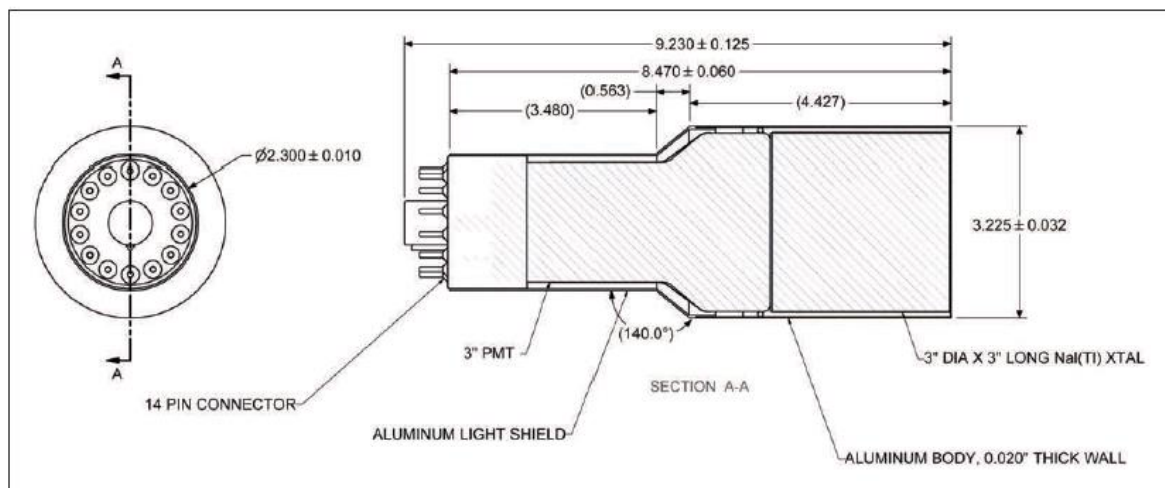
Η μονάδα προσφέρει 1024 κανάλια χωρίς τη δυνατότητα επιλογής υποπολλαπλασίων. Η ενίσχυση μπορεί να μεταβάλλεται από 0.4 έως 1.2 μέσω του υπολογιστή, ενώ υπάρχει και δυνατότητα χονδροειδούς ρύθμισης 1, 3, 9 με αλλαγή jumper. Ο κατασκευαστής δηλώνει ολοκληρωτική μη-γραμμικότητα  $\leq \pm 0.05\%$  στο 99% του εύρους και διαφορική μη-γραμμικότητα  $\leq \pm 1\%$  στο 99% του εύρους. Ο νεκρός χρόνος υπολογίζεται με τη μέθοδο Gedcke-Hale και το σφάλμα είναι  $< 5\%$  στα 50000 cps. Η τροφοδοσία μπορεί να μεταβάλλεται από 0-1200 V με βήμα 1.25 V από τον υπολογιστή. Η ολίσθηση είναι  $< 150$  ppm ανά  $^{\circ}\text{C}$ . Ο χρόνος διαμόρφωσης μπορεί να μεταβάλλεται από 0.75  $\mu\text{s}$  έως 2  $\mu\text{s}$  με βήμα 0.25  $\mu\text{s}$ . Η μονάδα είναι πλήρως φορητή και η αυτονομία της εξαρτάται από τον φορητό υπολογιστή (τυπική τιμή αυτονομίας  $\approx 5\text{h}$ ).

Ο βασικός προσανατολισμός μας, στη χρήση του συγκεκριμένου ανιχνευτή, είναι οι περιβαλλοντικές μετρήσεις στην ύπαιθρο. Για το λόγο αυτό έχει κατασκευαστεί, για προστασία αλλά και για σταθερό ύψος μετρήσεων, ειδική αλουμινένια βάση-τρίποδας, με μικρή πλευρική θωράκιση μολύβδου και παράθυρο από plexiglass. Το ύψος της βάσης είναι 10.14 cm και το πάχος του plexiglass 0.76 mm. Το πάχος της θωράκισης μολύβδου είναι 0.22 cm, ενώ αυτό του Al 0.21 cm. Η πλευρική θωράκιση προφανώς και δεν σταματά τα φωτόνια  $\gamma$  απλά εξασθενεί λίγο την ένταση.



Εικόνα 14. Ο ανιχνευτής NaI(Tl) και ο τρίποδας-βάση

**905-4 NaI Scintillation Detector, 3- x 3-in. crystal, 3-in. tube**

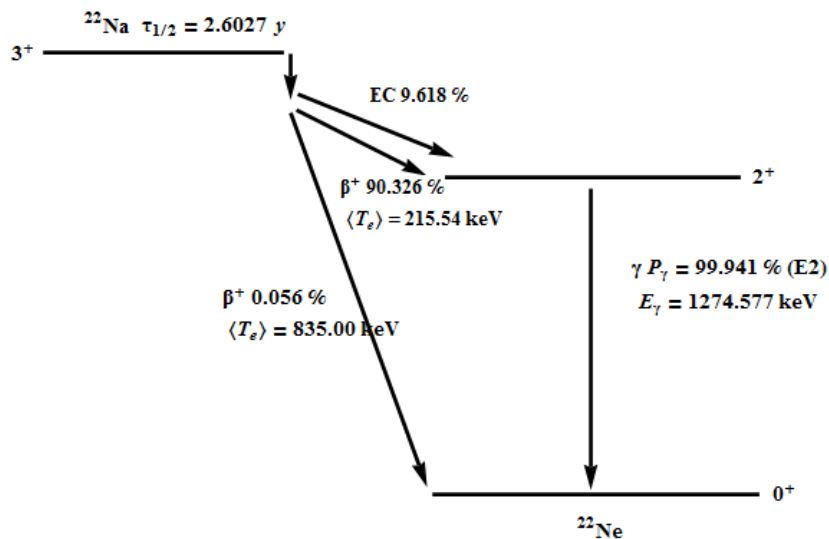


Εικόνα 15. Σχεδιάγραμμα του ανιχνευτή (Πηγή ORTEC)

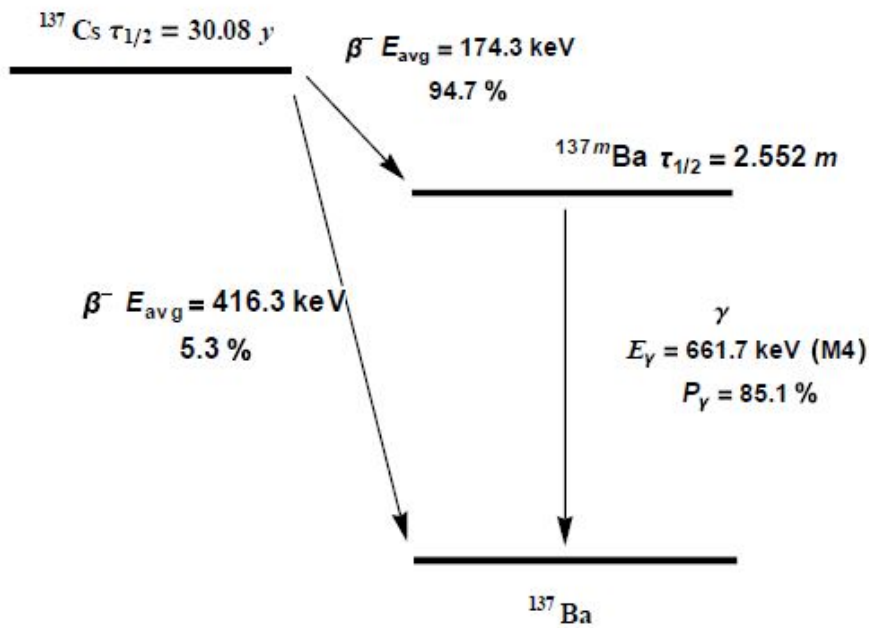
### 3.3.2 Ενεργειακή Βαθμονόμηση

Με τον όρο ενεργειακή βαθμονόμηση εννοούμε την αντιστοίχιση του κάθε καναλιού του πολυδιαυλικού αναλύτη με συγκεκριμένη ενέργεια. Είναι απολύτως απαραίτητη για την ανάλυση ενός φάσματος και γίνεται με τη χρήση μιας σειράς πρότυπων πηγών που εκπέμπουν ακτίνες-γ γνωστής ενέργειας. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι πρότυπες πηγές  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  και  $^{22}\text{Na}$ . Μετά την ενεργειακή βαθμονόμηση, η ποιοτική ανάλυση του δείγματος γίνεται εύκολα, με τον προσδιορισμό της ενέργειας στο κέντρο μιας κορυφής και στη συνέχεια την αναζήτηση σε πίνακες του ραδιονουκλιδίου, το οποίο εκπέμπει ακτίνες-γ με τη συγκεκριμένη ενέργεια.

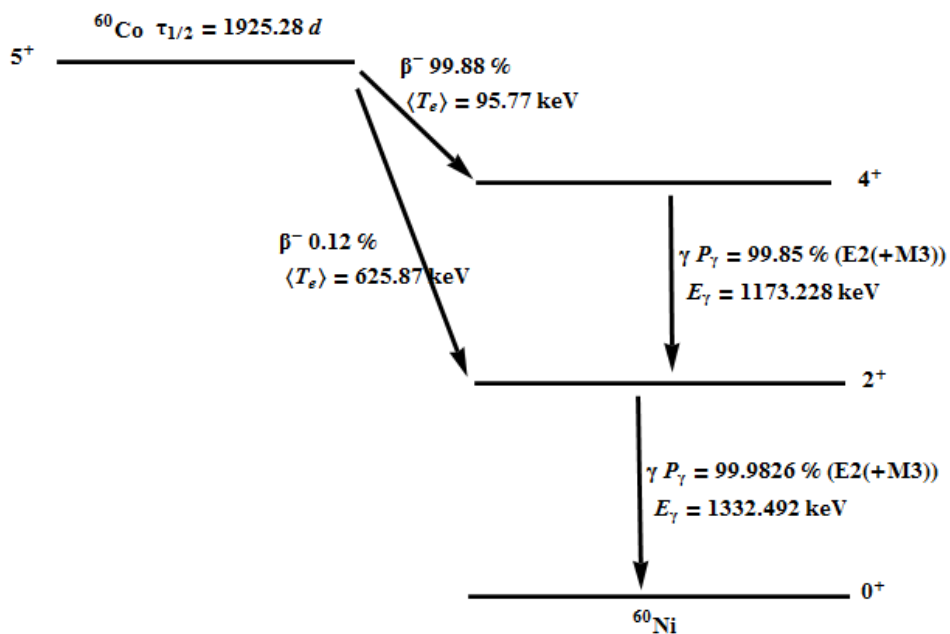
Παρακάτω παρουσιάζονται τα διαγράμματα, καθώς και τα φάσματα των πρότυπων πηγών που χρησιμοποιήθηκαν, περιγράφοντας τη συμπεριφορά των στοιχείων.



Εικόνα 16. Στο διάγραμμα του  $^{60}\text{Co}$  έχουμε παραλείψει κάποιες στάθμες που δίνουν φωτόνια  $\gamma$  με πιθανότητα εκπομπής μικρότερη από 0.01%. Όπως βλέπουμε, τη διάσπαση  $\beta^-$  του κοβαλτίου ακολουθεί εκπομπή φωτονίων  $\gamma$ , με ενέργειες 1173.3 keV και 1332.5 keV και πιθανότητες εκπομπής 99.85% και 99.98% αντίστοιχα. Αναμένουμε λοιπόν φάσμα με δύο κορυφές συνοδευόμενες από τα αντίστοιχα συνεχή Compton.



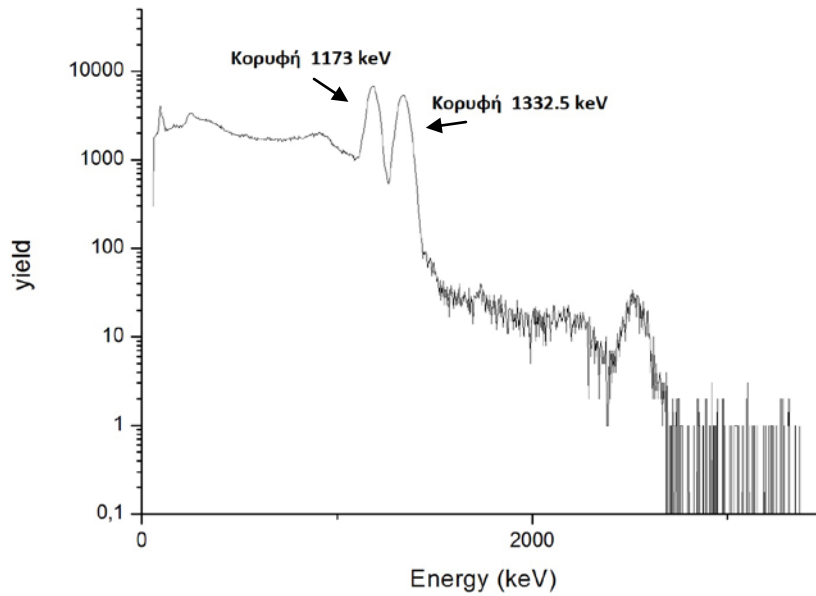
Εικόνα 17. Η  $\beta^-$  διάσπαση του  $^{137}\text{Cs}$ , όπως φαίνεται στο σχήμα, οδηγεί, στις 94.7% των περιπτώσεων στην ισομερή κατάσταση του  $^{137}\text{Ba}$ , από την οποία έχουμε αποδιέγερση με διάσπαση  $\gamma$  και εκπομπή φωτονίου ενέργειας 661.7keV, ενώ υπάρχει περίπτωση η αποδιέγερση να συμβεί και μέσω εσωτερικής μετατροπής. Η τελευταία εκτός από ένα ηλεκτρόνιο θα μας δώσει και ακτίνες X στην περιοχή των 32 keV. Η εκπομπή φωτονίου  $\gamma$  ανά διάσπαση του  $^{137}\text{Cs}$  είναι 85.1%. Περιμένουμε λοιπόν να καταγράψουμε μια κορυφή για τη  $\gamma$  με το αντίστοιχο συνοδευόμενο συνεχές Compton και μία κορυφή για τη X πολύ πιο χαμηλά στο φάσμα.



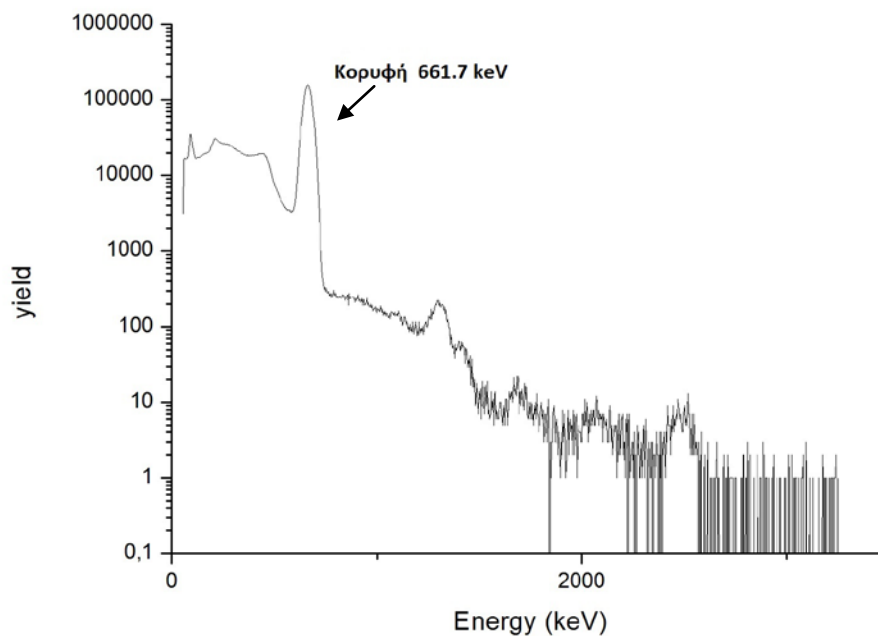
Εικόνα 18. Το  $^{60}\text{Co}$  υφίσταται διάσπαση  $\beta^-$ . Άρα, εκτός από τη  $\gamma$ , με ενέργεια 1274.5 keV που επακολουθεί αναμενόμενα και κορυφή εξαΰλωσης των ποζιτρονίων με ενέργεια 511 keV.

Αν παίρναμε το φάσμα και των τριών πηγών μαζί, τότε, λόγω περιορισμένης διακριτικής ικανότητας, οι κορυφές 1274.5 και 1332.5 keV δε θα ξεχώριζαν. Γι' αυτό και θα πάρουμε τα φάσματα ξεχωριστά. Ο χρόνος που απαιτείται είναι μέχρι να διαμορφωθούν καλά οι κορυφές για να έχουμε καλή

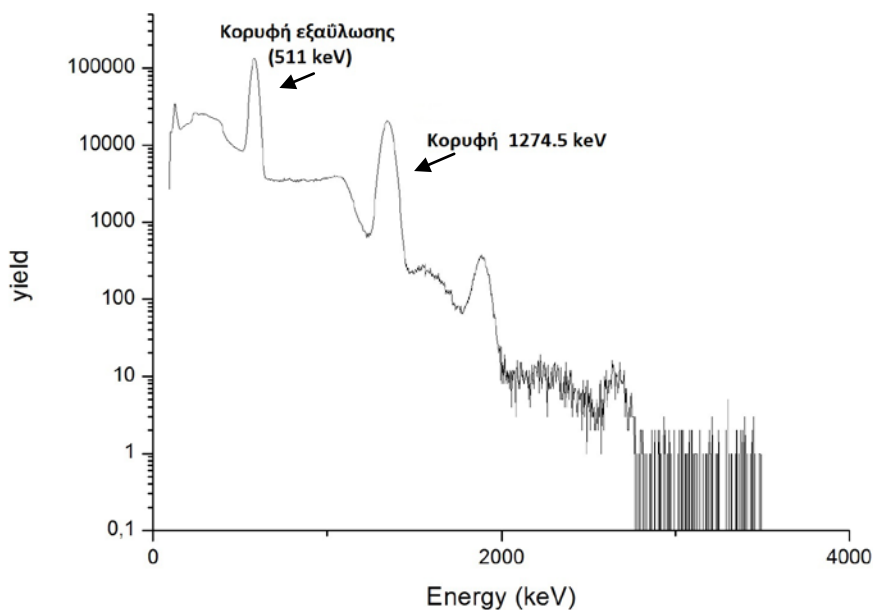
στατιστική και εξαρτάται προφανώς από την ενεργότητα των πηγών και την απόσταση-γεωμετρικό παράγοντα. Εμείς πήραμε μετρήσεις για 30 min σε απόσταση ~10 cm (με τη βάση). Σε όλες τις μετρήσεις, η τάση τροφοδοσίας του φωτοπολλαπλασιαστή ήταν 700 V και ο ζωντανός χρόνος 1800s.



Εικόνα 19. Φάσμα  $^{60}\text{Co}$ .



Εικόνα 20. Φάσμα  $^{137}\text{Cs}$ .



Εικόνα 21. Φάσμα <sup>22</sup>Na.

### 3.3.3 Απόδοση, Γραμμικότητα και Διακριτική Ικανότητα

Η βαθμονόμηση της απόδοσης του ανιχνευτή, είναι απαραίτητη για την ποσοτική ανάλυση των δειγμάτων. Στόχος της βαθμονόμησης της απόδοσης είναι ο προσδιορισμός του συντελεστή απόδοσης  $\epsilon$ , στις ενέργειες του φάσματος που θα χρησιμοποιηθούν για ποσοτικό προσδιορισμό. Ο προσδιορισμός του συντελεστή απόδοσης, έγινε με χρήση των προηγούμενων πρότυπων πηγών και με τη βοήθεια της παρακάτω σχέσης:

$$\epsilon = \frac{R_{net}}{AP_{\gamma}}$$

Όπου:

$R_{net}$ : ο καθαρός ρυθμός ανίχνευσης ακτινοβολίας, σε κρούσεις ανά δευτερόλεπτο (cps)

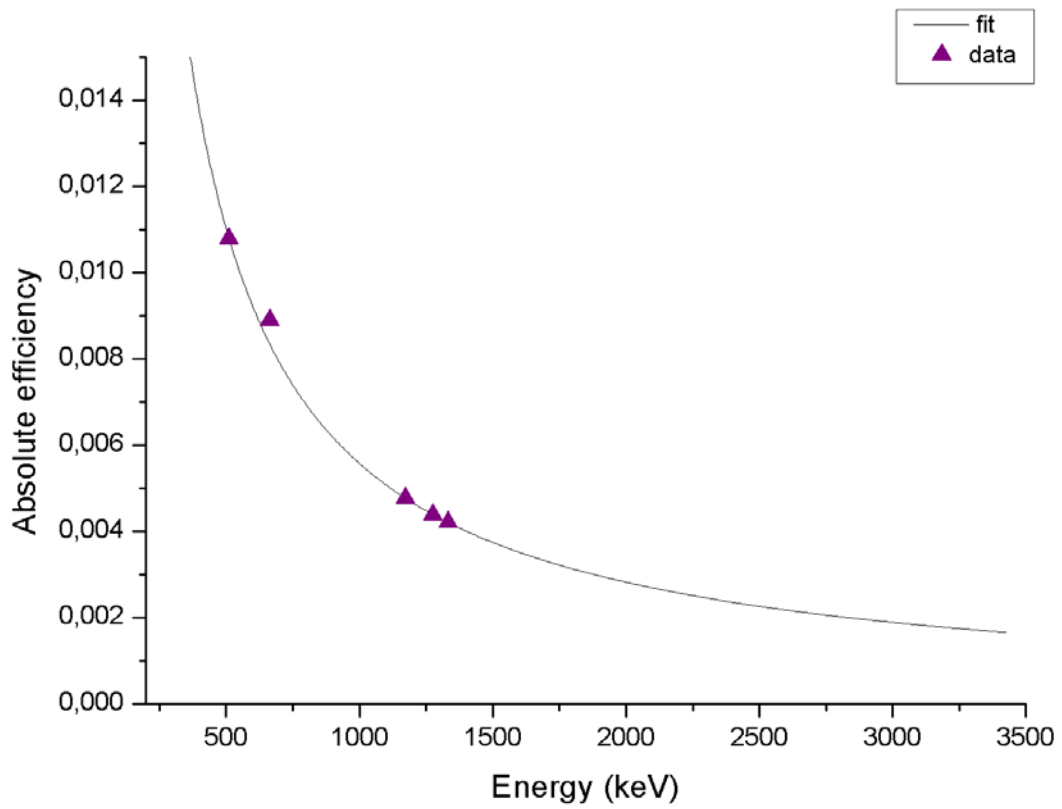
$A$ : η ραδιενέργεια της εκάστοτε πηγής που χρησιμοποιείται (Bq)

$P_{\gamma}$ : το ποσοστό της εκπομπής ακτίνων-γ στη συγκεκριμένη ενέργεια, που προσδιορίζεται ο συντελεστής απόδοσης.

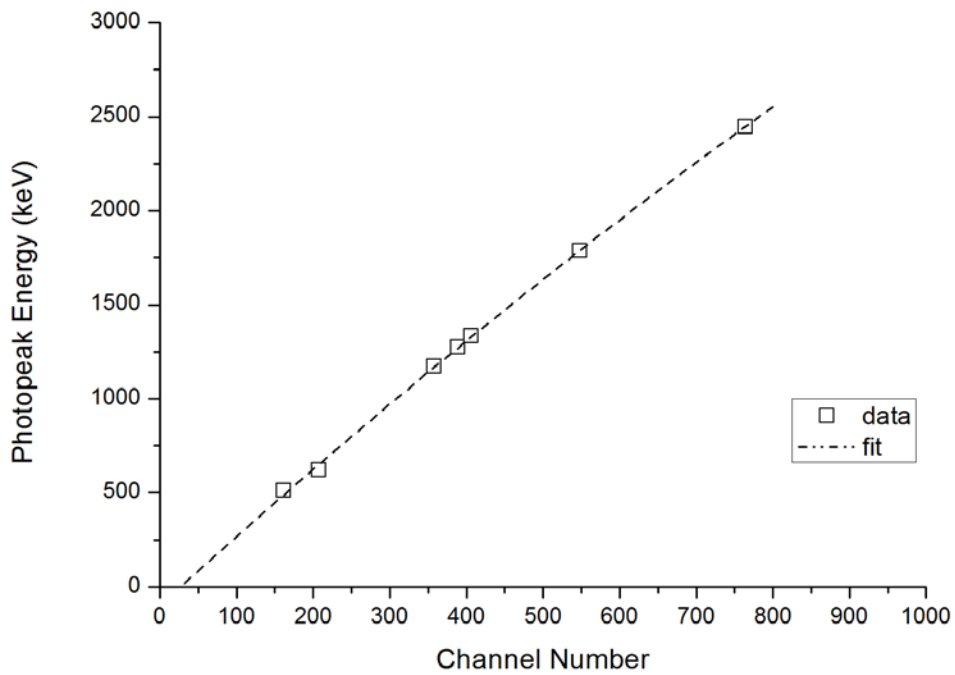
Η ακτινοβολία του υποστρώματος είναι αναγκαία για τον υπολογισμό του καθαρού ρυθμού κρούσεων που ανιχνεύονται και οφείλονται αποκλειστικά στη ραδιενέργεια του δείγματος.

Το κατώτερο όριο ανίχνευσης (LLD), είναι το κατώτερο όριο του σήματος κάτω από το οποίο δεν επιτυγχάνεται ανίχνευση. Μόνο όταν το σήμα ξεπερνά αυτό το όριο, θεωρείται ότι ανιχνεύτηκε κάποιο ποσό ακτινοβολίας. Το LLD οφείλεται σε διάφορους θορύβους του περιβάλλοντος, καθώς και στα φυσικά ραδιονουκλίδια που εκπέμπονται στο χώρο μέτρησης από το έδαφος και τα υλικά των οικοδομών.

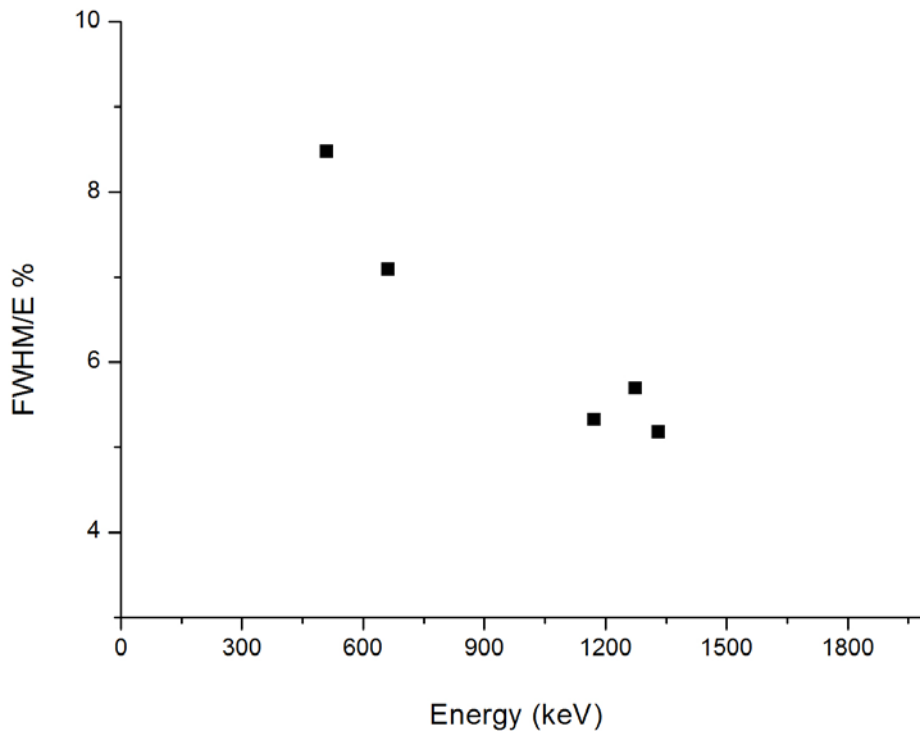




Εικόνα 22. Καμπύλη απόλυτης απόδοσης του ανιχνευτή.



Εικόνα 23. Γραμμικότητα ανιχνευτή.



Εικόνα 24. Διακριτική ικανότητα ανιχνευτή.

### 3.3.4 Υπολογισμός της συγκέντρωσης ενεργότητας

Για τον υπολογισμό της ειδικής ενεργότητας (activity concentration, AC) ενός ραδιονουκλιδίου  $\nu$ , από μια συγκεκριμένη φωτοκορυφή ενέργειας  $E_\nu$ , πρέπει αρχικά να υπολογιστεί η ραδιενέργεια του από τη σχέση:

$$AC_\nu = \frac{R_{net_\nu}}{\varepsilon_\nu (P_\gamma)_\nu m t}$$

Όπου:

**AC $\nu$** : η συγκέντρωση ενεργότητας του ραδιονουκλιδίου στη συγκεκριμένη φωτοκορυφή (Bq/Kg)

**R $_{net\nu}$** : ο καθαρός ρυθμός κρούσεων στη συγκεκριμένη φωτοκορυφή (cps)

**$\varepsilon_\nu$** : η απόδοση του συστήματος στη συγκεκριμένη φωτοκορυφή

**(P $\gamma$ ) $\nu$** : το ποσοστό της εκπομπής ακτίνων- $\gamma$  στη συγκεκριμένη ενέργεια

**m**: μάζα (kg)

**t**: χρόνος μέτρησης (sec)

Ο καθαρός ρυθμός των κρούσεων σε κάθε φωτοκορυφή, R $_{net}$ , βρίσκεται αν από τον ολικό ρυθμό

κρούσεων  $R$ , που καταγράφεται, αφαιρεθεί ο ρυθμός κρούσεων  $R_{Bq}$ , που οφείλεται το υπόστρωμα:

$$R_{net} = R - R_{Bq}$$

Όπου:

**$R$** : ο συνολικός ρυθμός κρούσεων της συγκεκριμένης φωτοκορυφής

**$R_{Bq}$** : ο ρυθμός των κρούσεων του υποστρώματος στη συγκεκριμένη φωτοκορυφή

Η απόδοση  $\epsilon$  υπολογίζεται με τη χρήση πρότυπων πηγών των οποίων ξέρουμε τη ραδιενέργεια  $A$ , στη συγκεκριμένη κορυφή.

$$\epsilon_v = \frac{R_{net}}{A_v (P_\gamma)_v}$$

Η ειδική ενεργότητα,  $AC$  (Bq/kg), υπολογίζεται στη συνέχεια διαιρώντας τη ραδιενέργεια με τη μάζα του υλικού. Για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης ενεργότητας των  $^{238}\text{U}$  και  $^{232}\text{Th}$  σε κάθε δείγμα, υπολογίστηκε ο μέσος όρος της συγκέντρωσης ενεργότητας.

## Κεφάλαιο 4 / Δόσεις Ραδιενέργειας

Όταν κάποια ποσότητα ιοντίζουσας ακτινοβολίας προσπίψει σε κάποιο υλικό, όπως ο βιολογικός ιστός, ένα μέρος της θα διέλθει δια του υλικού χωρίς να αλληλεπιδράσει με αυτό και ένα άλλο μέρος της θα αλληλεπιδράσει με το υλικό εναποθέτοντας σε αυτό ενέργεια. Το υλικό θα απορροφήσει ενέργεια από τα ραδιενεργά σωματίδια, η οποία είναι σχετικά εύκολο να υπολογισθεί. Το μέγεθος που ενδιαφέρει για την εκτίμηση των συνεπειών από τη πρόσπτωση της ραδιενεργού ακτινοβολίας σε υλικό είναι η ενέργεια που απορροφάται ανά μονάδα μάζας του υλικού και ονομάζεται *απορροφώμενη δόση*. Το ίδιο ισχύει και για την εκτίμηση ενδεχόμενων επιπτώσεων σε βιολογικούς ιστούς. Έτσι, η απορροφώμενη δόση σε βιολογικό ιστό είναι το βασικό μέγεθος για την εκτίμηση αφ' ενός μεν της διακινδύνευσης επαγωγής βιολογικών επιπτώσεων, αφ' ετέρου δε του μεγέθους των επιπτώσεων: μεγαλύτερη απορροφώμενη δόση συνεπάγεται μεγαλύτερη διακινδύνευση και ενδεχομένως μεγαλύτερο μέγεθος επίπτωσης. Η σύγχρονη μονάδα απορροφώμενης δόσης, δηλαδή απορροφώμενης ενέργειας ανά μονάδα μάζας, ονομάζεται Gray (Gy) και ορίζεται ως η απορροφώμενη δόση 1 Joule ανά Kg υλικού. Συγκεκριμένα:

$$1 \text{ Gy} = 1 \text{ Joule/kg}$$

Η βιολογική επίπτωση εξαρτάται όχι μόνο από την απορροφώμενη δόση αλλά και από το ρυθμό απορρόφησης της δόσης, δηλαδή από την απορροφώμενη δόση ανά μονάδα χρόνου.

Επίσης, η βιολογική επίπτωση εξαρτάται όχι μόνο από την ενέργεια που εναπόθεσε η ραδιενεργός ακτινοβολία, αλλά και από το είδος της ακτινοβολίας. Τούτο δε, διότι η βιολογική επίπτωση εξαρτάται από την ποσότητα ενέργειας που εναποτίθεται ανά μονάδα μήκους της τροχιάς του σωματιδίου στο βιολογικό ιστό. Μέτρο δε αυτού είναι η ονομαζόμενη γραμμική μεταφορά ενέργειας (LET: Linear Energy Transfer)  $L^\infty$ , η οποία ορίζεται ως:

$$L^\infty = dEc / dx$$

Όπου:

$dEc$ : η ενέργεια που εναποθέτει το σωματίδιο σε διάστημα  $dx$  της τροχιάς του.

Η τιμή του  $L^\infty$  εξαρτάται από το υλικό, την ενέργεια του σωματιδίου και κυρίως από το είδος του σωματιδίου. Σωματίδια με μεγάλο  $L^\infty$ , όπως π.χ. τα  $\alpha$ , αφήνουν τροχιά με μεγάλη πυκνότητα ιονισμού, πολύ μεγαλύτερη από τα φωτόνια που έχουν μικρό  $L^\infty$ . Έτσι η ίδια δόση σε Gy προκαλεί πολύ μεγαλύτερη βιολογική επίπτωση, αν προέρχεται από σωματίδια  $\alpha$ , απ' ό,τι αν προέρχεται από ακτινοβολία

Ο συντελεστής στάθμισης  $W_R$  της ακτινοβολίας, δίδει κατά προσέγγιση τη σχετική βιολογική αποτελεσματικότητα κάθε συγκεκριμένου είδους ακτινοβολίας, σε σχέση με την βιολογική αποτελεσματικότητα των ακτινών  $\gamma$  ή  $X$ . Δηλαδή ο συντελεστής στάθμισης συγκεκριμένης ακτινοβολίας δηλώνει πόσες φορές μεγαλύτερη πρέπει να είναι η απορροφώμενη δόση από ακτινοβολία  $\gamma$  ή  $X$ , από την απορροφώμενη δόση από τη συγκεκριμένη ακτινοβολία, για να επιφέρει το ίδιο βιολογικό αποτέλεσμα.

Η ισοδύναμη δόση (Sv) ορίζεται ως:

$$(\text{ισοδύναμη δόση}) = (\text{απορροφώμενη δόση}) \times W_R$$

Τα μεν Gy της απορροφώμενης δόσης δίνουν την ενέργεια που εναποθέτει η ακτινοβολία ανά χιλιόγραμμο ιστού, τα δε Sv της ισοδύναμης δόσης είναι μέτρο της διακινδύνευσης από την εναπόθεση αυτής της ενέργειας από συγκεκριμένη ακτινοβολία. Η διακινδύνευση αυξάνεται με την αύξηση της ισοδύναμης δόσης.

## 4.1 Συντελεστές Εκτίμησης Δόσης

Η μελέτη του ραδιολογικού κινδύνου, που υπεισέρχεται λόγω της παρουσίας ραδιονουκλιδίων στο έδαφος, μπορεί να γίνει με τη βοήθεια αρκετών παραγόντων και φυσικά λαμβάνεται υπόψη ο τύπος του υπό μελέτη πληθυσμού. Η παρούσα μελέτη αφορά γενικό - ενήλικο - πληθυσμό και θα χρησιμοποιηθούν οι παρακάτω παράγοντες για την εκτίμηση του ραδιολογικού κινδύνου που υπάρχει για την υγεία τους.

Οι τέσσερις αυτοί παράγοντες μελετήθηκαν και χρησιμοποιούνται σύμφωνα με τη UNSCEAR 2000 και με την μελέτη του Todsadol Santawamaitre.

### A. Απορροφώμενος ρυθμός δόσης στον αέρα

Μια απευθείας σύνδεση μεταξύ της ενεργότητας των φυσικών ραδιονουκλιδίων και της έκθεσης του πληθυσμού σε αυτά, είναι ο απορροφώμενος ρυθμός δόσης στον αέρα, στο 1 μέτρο πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Η φόρμουλα που χρησιμοποιείται είναι:

$$D \text{ (nGy/h)} = (0.462A_U + 0.604A_{Th} + 0.0417A_K)$$

Όπου:

**D:** ο απορροφώμενος ρυθμός δόσης (nGy/h)

**A<sub>U</sub>, A<sub>Th</sub>, A<sub>K</sub>:** οι ενεργότητες των <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th, <sup>40</sup>K αντίστοιχα.

Οι συντελεστές δόσης σε μονάδες nGy h<sup>-1</sup> προς Bq kg<sup>-1</sup> δίνονταν στην UNSCEAR 2000. Η παγκόσμια μέση τιμή του απορροφώμενου ρυθμού δόσης στον αέρα είναι 57 nGy/h.

### B. Ετήσια αποτελεσματική ισοδύναμη δόση

Ο απορροφώμενος ρυθμός δόσης στον αέρα, στο 1 μέτρο πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, δεν δίνει απευθείας το ραδιολογικό κίνδυνο τον οποίο υφίσταται ένα άτομο. Η απορροφώμενη δόση μπορεί να θεωρηθεί ως ένας από τους όρους που δίνουν την ετήσια αποτελεσματική ισοδύναμη δόση από την ακτινοβολία γ περιβάλλοντος (AEDE). Αυτή υπολογίζεται από την απορροφώμενη δόση και δυο παράγοντες, που είναι ο συντελεστής μετατροπής της απορροφώμενης δόσης στον αέρα σε αποτελεσματική δόση και ο παράγοντας εξωτερικής χωρητικότητας. Η σχέση που θα χρησιμοποιηθεί είναι η ακόλουθη:

$$AEDE \text{ (}\mu\text{Sv/y)} = D \text{ (nGy/h)} \times 8760 \text{ h} \times 0.2 \times 0.7 \text{ Sv/Gy} \times 10^{-3}$$

Όπου:

**0.7 Sv/Gy:** ο συντελεστής μετατροπής της απορροφώμενης δόσης στον αέρα σε αποτελεσματική δόση που λαμβάνουν οι ενήλικες

**0.2:** ο παράγοντας εξωτερικής χωρητικότητας (UNSCEAR, 2000).

Η παγκόσμια τιμή ισοδύναμης δόσης είναι 70 μSv/y.

## Γ. Ισοδύναμη ενεργότητα ραδίου

Εξαιτίας της μη ομοιόμορφης κατανομής των φυσικών ραδιονουκλιδίων στα δείγματα το πραγματικό επίπεδο ενεργότητας των  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  μπορεί να εκτιμηθεί χάρη σε ένα κοινό ραδιολογικό δείκτη που ονομάζεται ισοδύναμη ενεργότητα ραδίου (Raeq). Είναι ο πιο συνηθισμένος τρόπος αξιολόγησης των κινδύνων της ακτινοβολίας και μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$\text{Raeq (Bq/kg)} = A_U + 1.43A_{Th} + 0.077A_K$$

Όπου:

$A_U$ ,  $A_{Th}$ ,  $A_K$ : οι ενεργότητες των  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  σε Bq/kg αντίστοιχα.

Η μέγιστη επιτρεπόμενη τιμή του Raeq είναι 370 Bq/kg και αντιστοιχεί σε αποτελεσματική δόση 1 mSv για το γενικό πληθυσμό (μέγιστη επιτρεπόμενη δόση, σύμφωνα με την Ευρωπαϊκή νομοθεσία).

## Δ. Δείκτης εξωτερικής επικινδυνότητας

Ο δείκτης εξωτερικής επικινδυνότητας δημιουργήθηκε με βάση ένα μοντέλο του Krieger (1981) και έχει ως στόχο να περιορίσει την έκθεση σε ακτινοβολία, οφειλόμενη σε φυσικά ραδιονουκλίδια, στο μέγιστο επιτρεπτό όριο που είναι το 1 mSv/y. Η φόρμουλα είναι η ακόλουθη:

$$H_{\text{ex}} = \left(\frac{A_U}{370}\right) + \left(\frac{A_{Th}}{259}\right) + \left(\frac{A_K}{4810}\right) \leq 1$$

Για να είναι αμελητέος ο κίνδυνος της ακτινοβολίας θα πρέπει η τιμή αυτή να μην ξεπερνά τη μονάδα. Η μέγιστη τιμή του  $H_{\text{ex}}$  είναι η μονάδα και αντιστοιχεί στη μέγιστη τιμή Raeq = 370 Bq/kg.

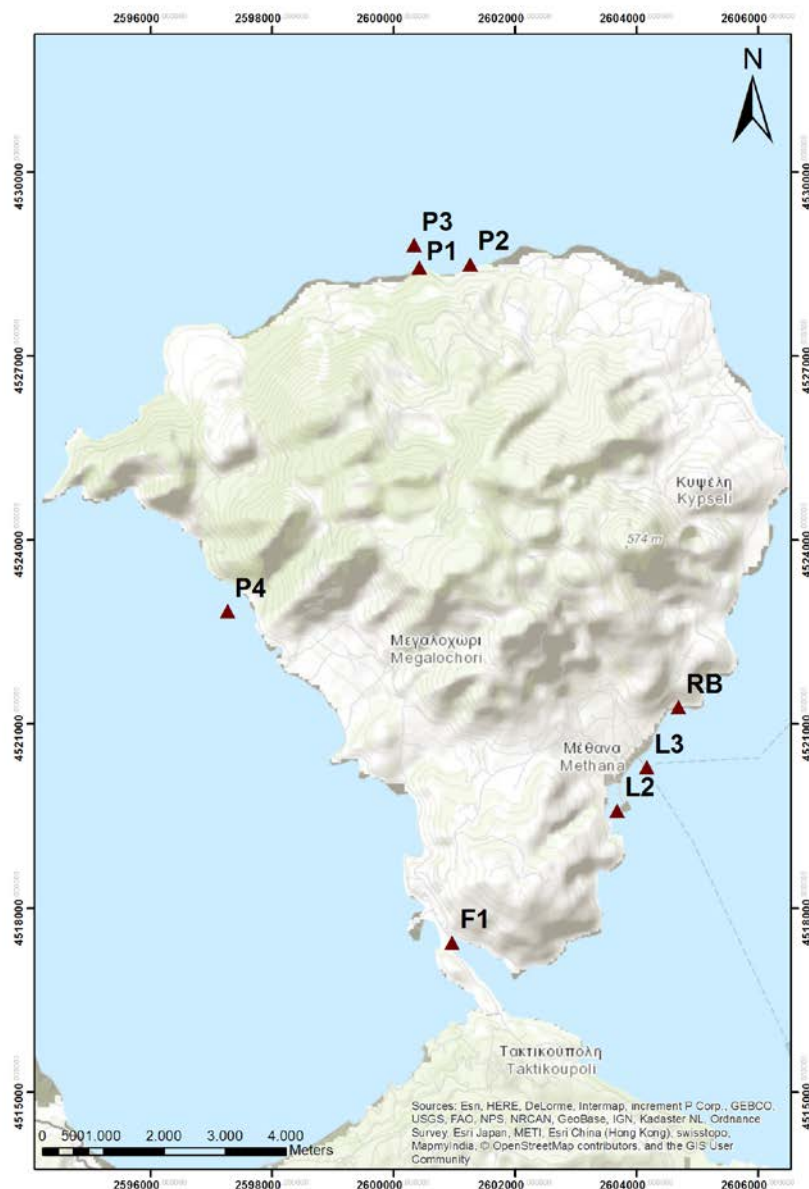
Όσο αφορά τα σφάλματα μπορούμε να πούμε ότι κάθε αποτέλεσμα που υπολογίζουμε με τη βοήθεια των συντελεστών έχει σφάλμα 1.5% της τιμής του. Αυτό το σφάλμα οφείλεται στις σταθερές με τις οποίες πολλαπλασιάζουμε τις πειραματικές μας τιμές και είναι ένα στατιστικό σφάλμα των μοντελοποιημένων σχέσεων που χρησιμοποιούμε.

## Κεφάλαιο 5 / Πειραματική Διαδικασία

Ο βασικός σκοπός της παρούσης πτυχιακής εργασίας είναι η καταγραφή των ραδιενεργών στοιχείων στις θερμές πηγές της χερσονήσου των Μεθάνων, καθώς και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων ως προς τη ραδιολογική επιβάρυνση – επικινδυνότητα της ανθρώπινης υγείας. Η επιλογή της περιοχής δεν ήταν τυχαία, θα τη χαρακτηρίζαμε εξαιρετικά ενδιαφέρουσα, αφού είναι η πρώτη φορά που μελετάται με αυτό το κίνητρο.

### 5.1 Μετρήσεις Φυσικής Ραδιενέργειας - Πειραματικά Δεδομένα

Η μελέτη της περιοχής πραγματοποιήθηκε σε μια «αποστολή» (13–16/3/2017), όπου συλλέξαμε συνολικά 17 δείγματα νερού από 8 διαφορετικά σημεία περιμετρικά και υποθαλάσσια της χερσονήσου, σε βάθη εύρους 0-5 m. Στα μεγαλύτερα βάθη, η δειγματοληψία έγινε με τη χρήση μπουκαλιών Niskin.



Εικόνα 25. Σημεία δειγματοληψίας.

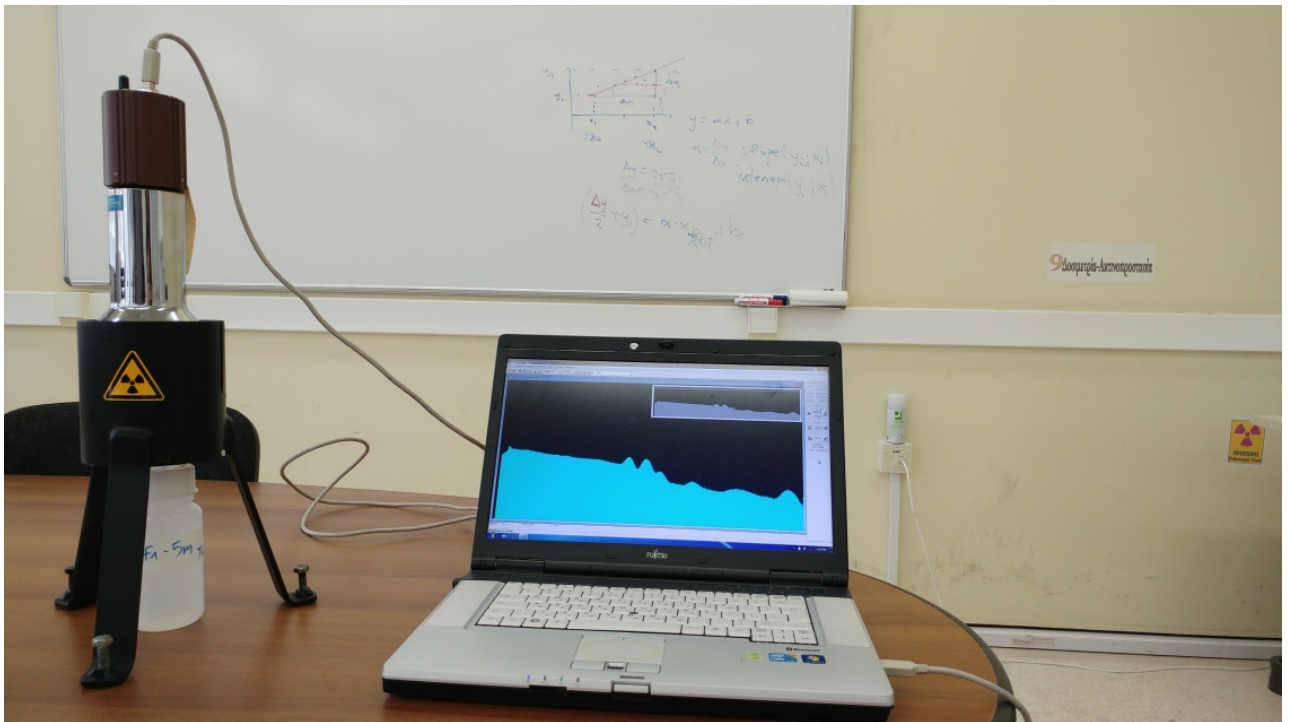
| <b>Sample</b> | <b>Lat (N)</b> | <b>Long (E)</b> | <b>Depth (m)</b> |
|---------------|----------------|-----------------|------------------|
| <b>P1</b>     | 37°38.296'     | 23°21.600'      | 0                |
| <b>P1</b>     | 37°38.296'     | 23°21.600'      | 2                |
| <b>P1</b>     | 37°38.296'     | 23°21.600'      | 5                |
| <b>P2</b>     | 37°38.302'     | 23°22.050'      | 0                |
| <b>P2</b>     | 37°38.302'     | 23°22.050'      | 5                |
| <b>P3</b>     | 37°38.453'     | 23°21.558'      | 0                |
| <b>P4</b>     | 37°35.904'     | 23°19.898'      | 0                |
| <b>F1_#1</b>  | 37°33.591'     | 23°21.893'      | 2                |
| <b>F1_#2</b>  | 37°33.591'     | 23°21.893'      | 2                |
| <b>F1_#1</b>  | 37°33.591'     | 23°21.893'      | 5                |
| <b>F1_#2</b>  | 37°33.591'     | 23°21.893'      | 5                |
| <b>L2_#1</b>  | 37°34.518'     | 23°23.382'      | 2                |
| <b>L2_#2</b>  | 37°34.518'     | 23°23.382'      | 2                |
| <b>L3_#1</b>  | 37°34.811'     | 23°23.617'      | 3                |
| <b>L3_#2</b>  | 37°34.811'     | 23°23.617'      | 3                |
| <b>RB_#1</b>  | 37°35.233'     | 23°23.902'      | 0                |
| <b>RB_#2</b>  | 37°35.233'     | 23°23.902'      | 0                |

*Πίνακας 1. Συντεταγμένες σημείων δειγματοληψίας, προσδιορίστηκαν με τη χρήση GPS.*



Τα δείγματα συλλέχθηκαν σε μπουκαλάκια εμφιαλωμένου νερού χωρητικότητας 0,5 L, κυλινδρικής γεωμετρίας και μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο με σκοπό να μελετηθούν. Τα δοχεία παρέμειναν σφραγισμένα για διάστημα περισσότερο του ενός μήνα έως ότου μελετήθηκαν, ώστε να επιτευχθεί ισορροπία μεταξύ  $^{222}\text{Rn}$  και των θυγατρικών του.

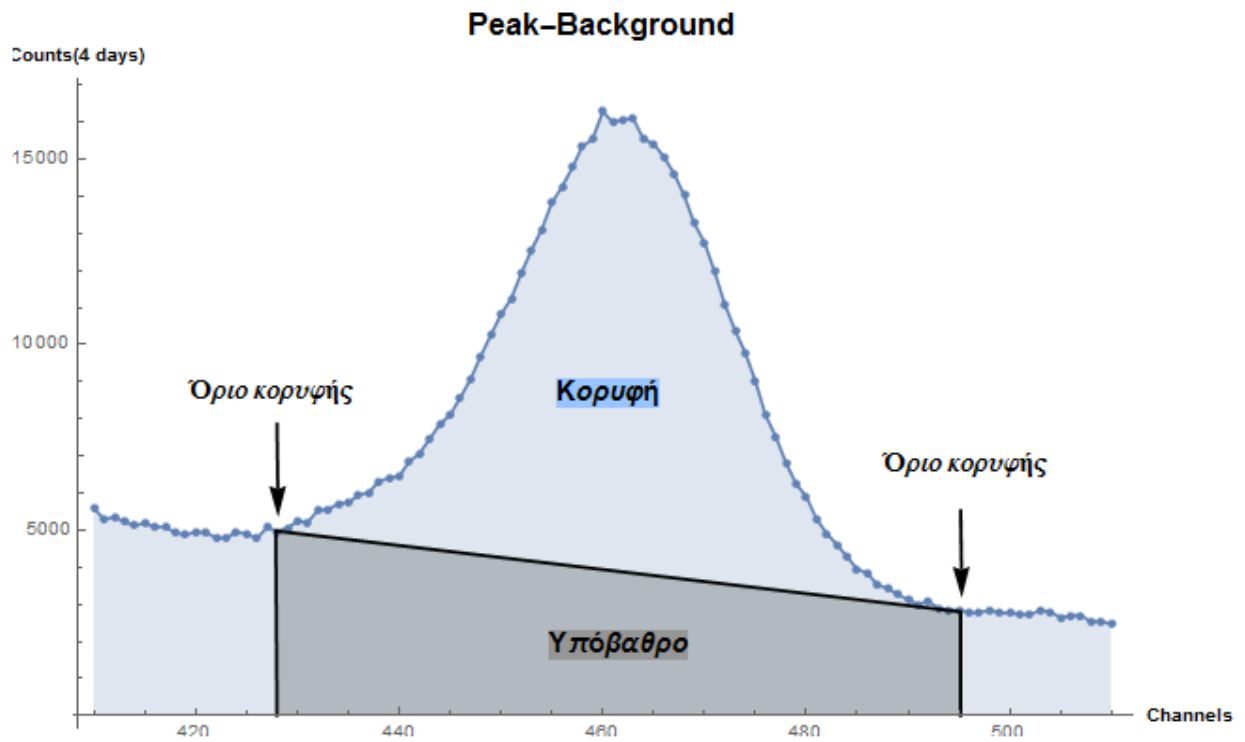
Κύριος σκοπός μας ήταν ο υπολογισμός της συγκέντρωσης σε φυσικά ραδιονουκλίδια  $^{238}\text{U}$  (μέσω του θυγατρικού του  $^{214}\text{Bi}$ ),  $^{228}\text{Th}$  (μέσω του θυγατρικού του  $^{208}\text{Tl}$ ) και  $^{40}\text{K}$  σε σύστημα γάμμα-φασματομετρίας. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιήθηκε ο φασματογράφος AMESOS, ο οποίος όπως αναφέρθηκε και στο Κεφ. 3, αποτελείται από έναν σπινθηριστή NaI(Tl) διαστάσεων 3"×3", μονάδα ψηφιακής επεξεργασίας digiBASE και έναν φορητό υπολογιστή. Η επεξεργασία του φάσματος, έγινε με το λογισμικό MAESTRO της ORTEC.



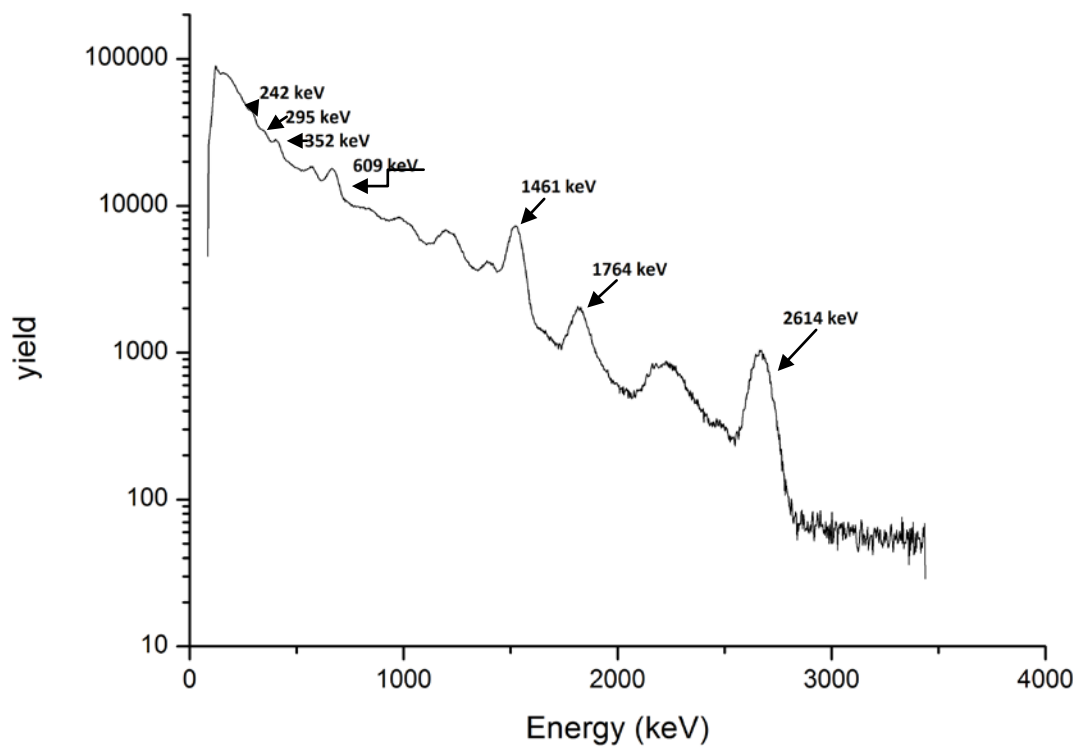
*Εικόνα 26. Ο σταθμός γ-φασματοσκοπίας AMESOS.*

Το όργανο βαθμονομήθηκε και ελέγχθηκε ως προς τη γραμμικότητα και την απόδοσή του, όπως αναφέρεται και στην παράγραφο 3.3.3 με τη βοήθεια των πρότυπων πηγών  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{22}\text{Na}$ . Σε όλες τις μετρήσεις, η τάση τροφοδοσίας του φωτοπολλαπλασιαστή ήταν 700 V και ο ζωντανός χρόνος 80000 s.

Η επεξεργασία και η ανάλυση των φασμάτων έγινε με τη χρήση του λογισμικού SpectrW. Το φάσμα που λαμβάνουμε από τον ανιχνευτή είναι ουσιαστικά ένα ιστόγραμμα χωρισμένο σε πολλά κανάλια. Η τιμή καταμέτρησης του κάθε καναλιού αντιστοιχεί στον αριθμό των γεγονότων που καταγράφηκαν από τον ανιχνευτή, με ενέργεια σε ένα μικρό διάστημα. Αυτό που μας ενδιαφέρει είναι να μετρήσουμε τα γεγονότα κάποιας κορυφής πλήρους ενέργειας. Για να καταφέρουμε να μετρήσουμε τα καθαρά γεγονότα θα πρέπει να αφαιρεθεί το υπόστρωμα, το οποίο βρίσκεται πάντα κάτω από την κορυφή μας. Το υπόστρωμα οφείλεται είτε σε συνεχές Compton άλλων κορυφών του φάσματός μας, που βρίσκονται σε μεγαλύτερες ενέργειες από αυτή που θέλουμε να μετρήσουμε, είτε στο φυσικό υπόστρωμα που υπάρχει πάντα λόγω φυσικής ραδιενέργειας και κοσμικής ακτινοβολίας.



Εικόνα 27. Προσδιορισμός υποστρώματος κορυφής (τυχαίο παράδειγμα).



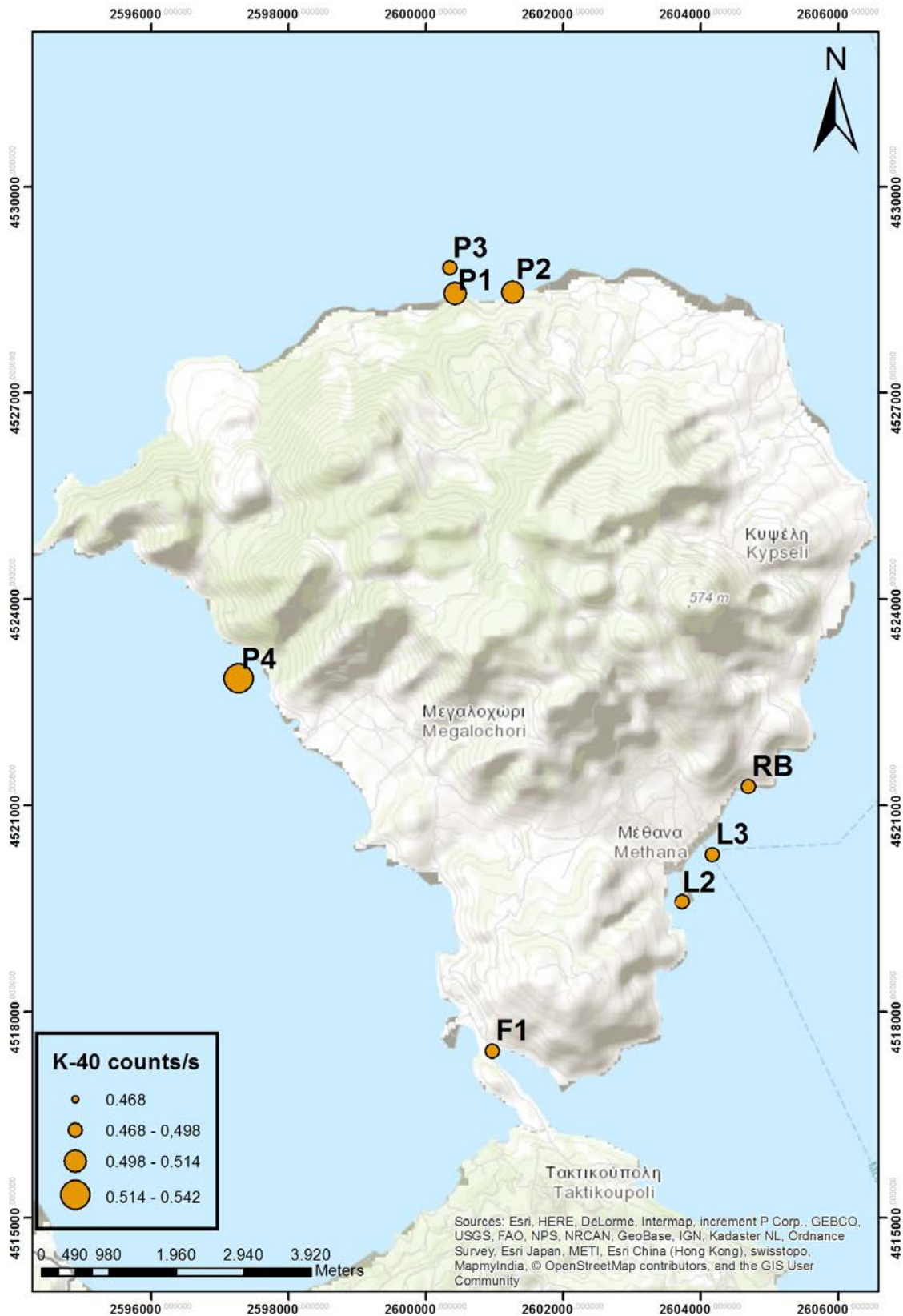
Εικόνα 28. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα RB #2.

Έπειτα κατασκευάστηκε ο παρακάτω πίνακα  $N_{meas}$  (counts/sec) των φωτοκορυφών ενέργειας που μελετάμε, σύμφωνα με τις πληροφορίες που πήραμε από τα φάσματα.

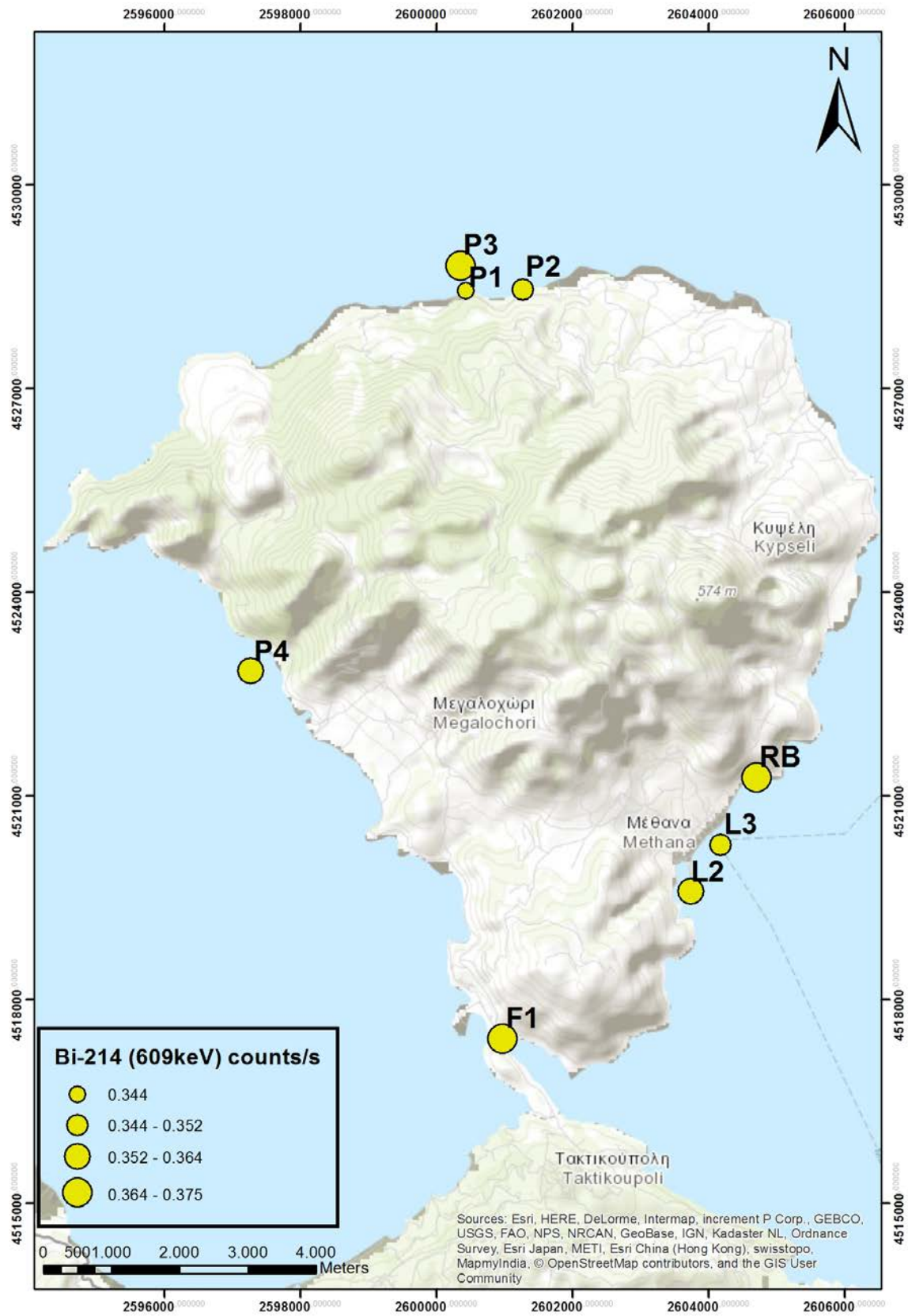
| <b>Sample</b>   | <b><math>^{40}\text{K}</math></b> | <b><math>^{214}\text{Bi}</math><br/>(609 keV)</b> | <b><math>^{214}\text{Bi}</math><br/>(1764 keV)</b> | <b><math>^{214}\text{Pb}</math><br/>(242 keV)</b> | <b><math>^{214}\text{Pb}</math><br/>(295 keV)</b> | <b><math>^{214}\text{Pb}</math><br/>(352 keV)</b> | <b><math>^{208}\text{Tl}</math></b> |
|-----------------|-----------------------------------|---|--|---|---|---|-------------------------------------|
| <b>P1-0m</b>    | 0.515                             | 0.359   | 0.081  | 0.163   | 0.150   | 0.170   | 0.118                               |
| <b>P1-2m</b>    | 0.505                             | 0.317   | 0.084  | 0.095   | 0.085   | 0.166   | 0.106                               |
| <b>P1-5m</b>    | 0.519                             | 0.355   | 0.078  | 0.132   | 0.108   | 0.145   | 0.110                               |
| <b>P2-0m</b>    | 0.536                             | 0.340   | 0.089  | 0.131   | 0.136   | 0.168   | 0.106                               |
| <b>P2-5m</b>    | 0.491                             | 0.356   | 0.082  | 0.176   | 0.068   | 0.170   | 0.110                               |
| <b>P3-0m</b>    | 0.484                             | 0.375   | 0.087  | 0.159   | 0.063   | 0.155   | 0.112                               |
| <b>P4-0m</b>    | 0.542                             | 0.358   | 0.084  | 0.105   | 0.087   | 0.168   | 0.111                               |
| <b>F1-2m_#1</b> | 0.503                             | 0.374   | 0.095  | 0.191   | 0.170   | 0.193   | 0.121                               |
| <b>F1-2m_#2</b> | 0.493                             | 0.387   | 0.106  | 0.220   | 0.125   | 0.224   | 0.119                               |
| <b>F1-5m_#1</b> | 0.499                             | 0.353   | 0.097  | 0.128   | 0.084   | 0.197   | 0.116                               |
| <b>F1-5m_#2</b> | 0.496                             | 0.356   | 0.084  | 0.131   | 0.071   | 0.190   | 0.121                               |
| <b>L2-2m_#1</b> | 0.490                             | 0.340   | 0.084  | 0.095   | 0.063   | 0.155   | 0.125                               |
| <b>L2-2m_#2</b> | 0.447                             | 0.388   | 0.083  | 0.125   | 0.059   | 0.185   | 0.123                               |
| <b>L3-3m_#1</b> | 0.495                             | 0.348   | 0.094  | 0.119   | 0.063   | 0.216   | 0.120                               |
| <b>L3-3m_#2</b> | 0.491                             | 0.357   | 0.116  | 0.109   | 0.051   | 0.196   | 0.131                               |
| <b>RB-0m_#1</b> | 0.470                             | 0.377   | 0.077  | 0.184   | 0.064   | 0.185   | 0.129                               |
| <b>RB-0m_#2</b> | 0.495                             | 0.360   | 0.097  | 0.096   | 0.058   | 0.190   | 0.126                               |

*Πίνακας 2.  $N_{meas}$  (counts/s) των στοιχείων που μελετήθηκαν*

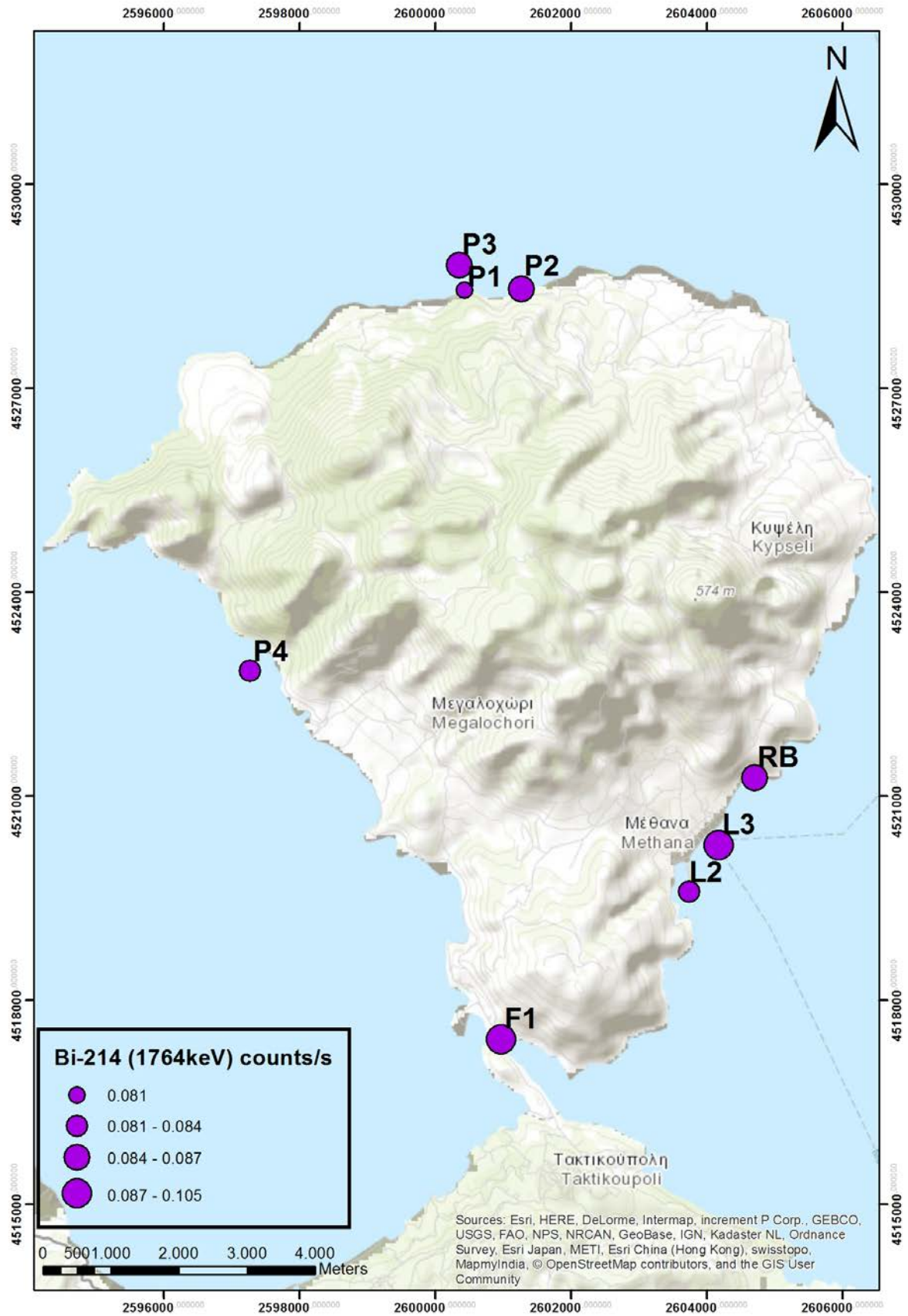
Τα στοιχεία του Πίν.2 απεικονίζονται στους παρακάτω χάρτες κατανομής, που παράχθηκαν με τη βοήθεια του λογισμικού ArcMap 10.3. Συγκεκριμένα, οι χάρτες παρουσιάζουν την κατανομή κάθε συγκέντρωσης ραδιονουκλιδίου, σε κάθε θέση δειγματοληψίας στην περιοχή μελέτης και ποσοτικοποιούν τα αποτελέσματα χρησιμοποιώντας διαβαθμισμένη κλίμακα συγκέντρωσης ραδιονουκλιδίου.



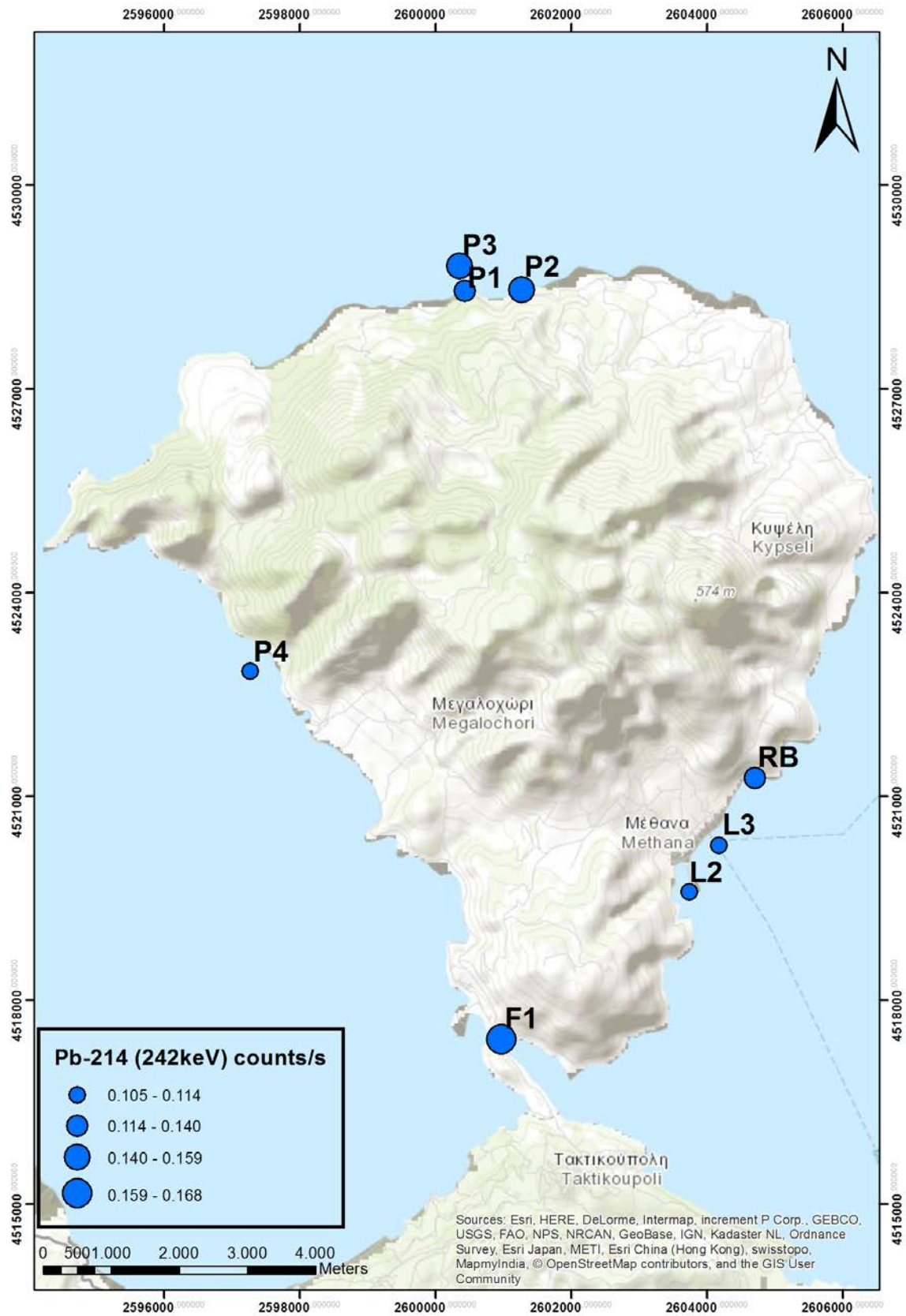
Εικόνα 29. Ποσοτική κατανομή <sup>40</sup>K στην περιοχή μελέτης.



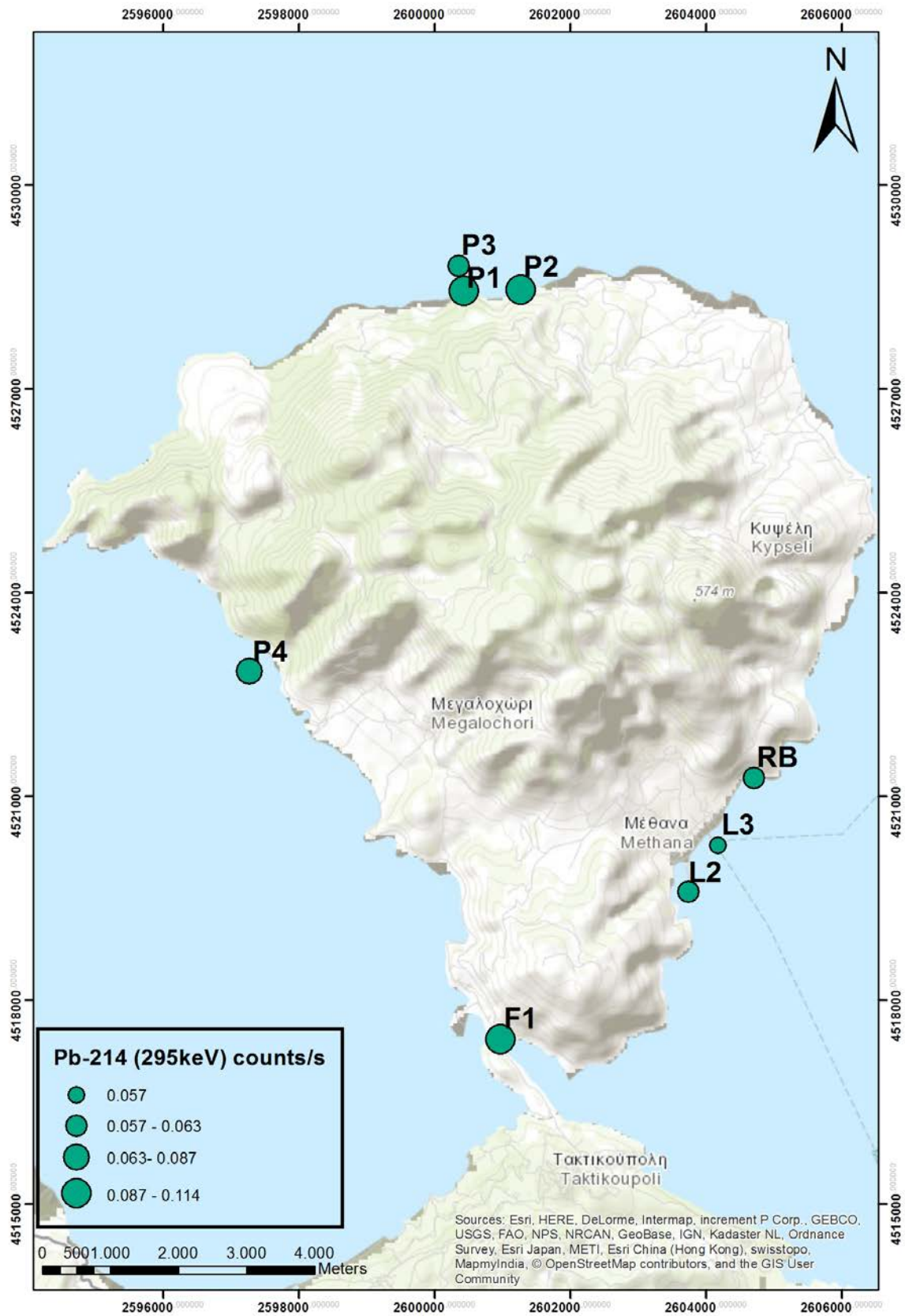
Εικόνα 30. Ποσοτική κατανομή  $^{214}\text{Bi}$  (609 keV) στην περιοχή μελέτης.



Εικόνα 31. Ποσοτική κατανομή  $^{214}\text{Bi}$  (1764 keV) στην περιοχή μελέτης.

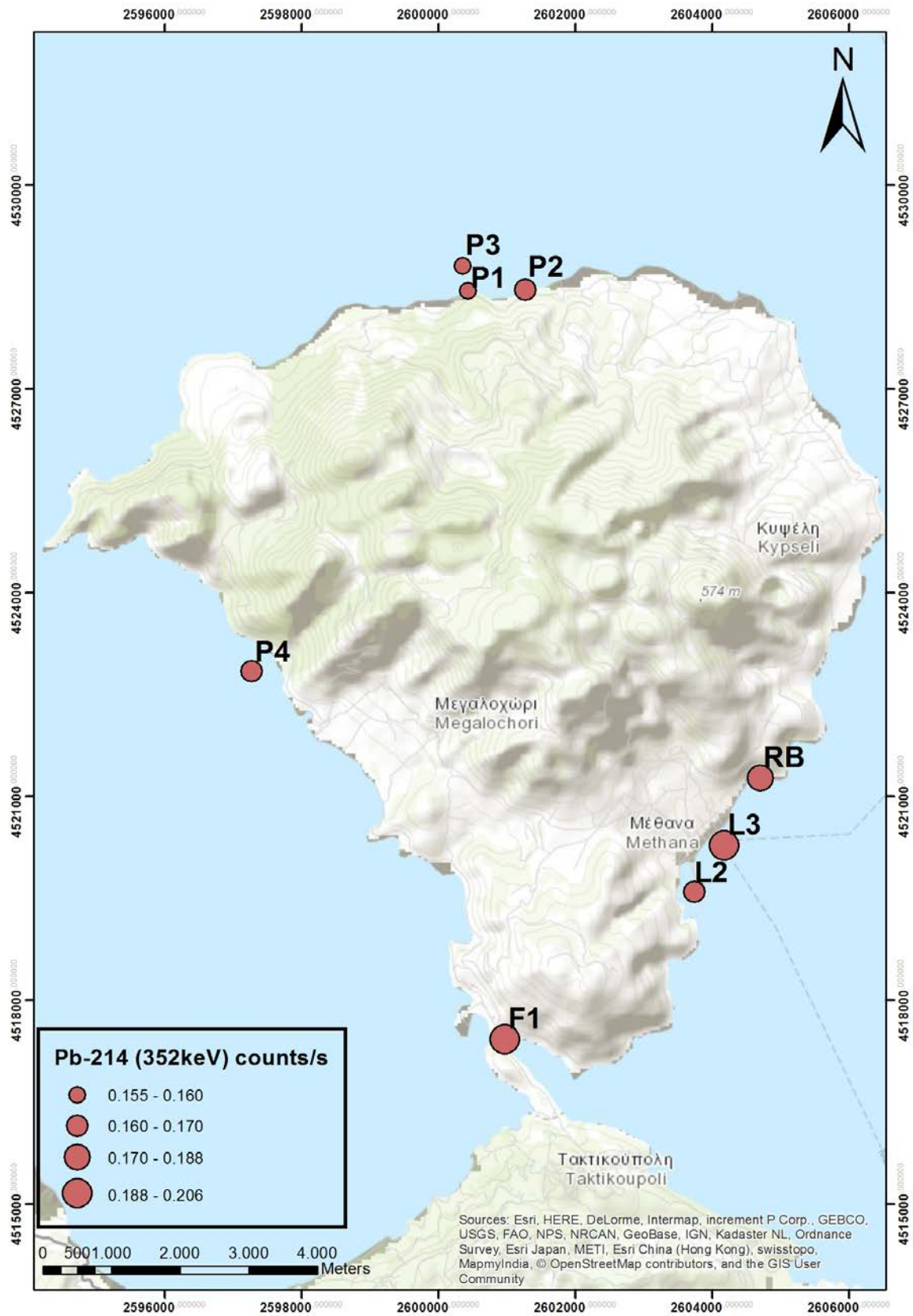


Εικόνα 32. Ποσοτική κατανομή  $^{214}\text{Pb}$  (242 keV) στην περιοχή μελέτης.

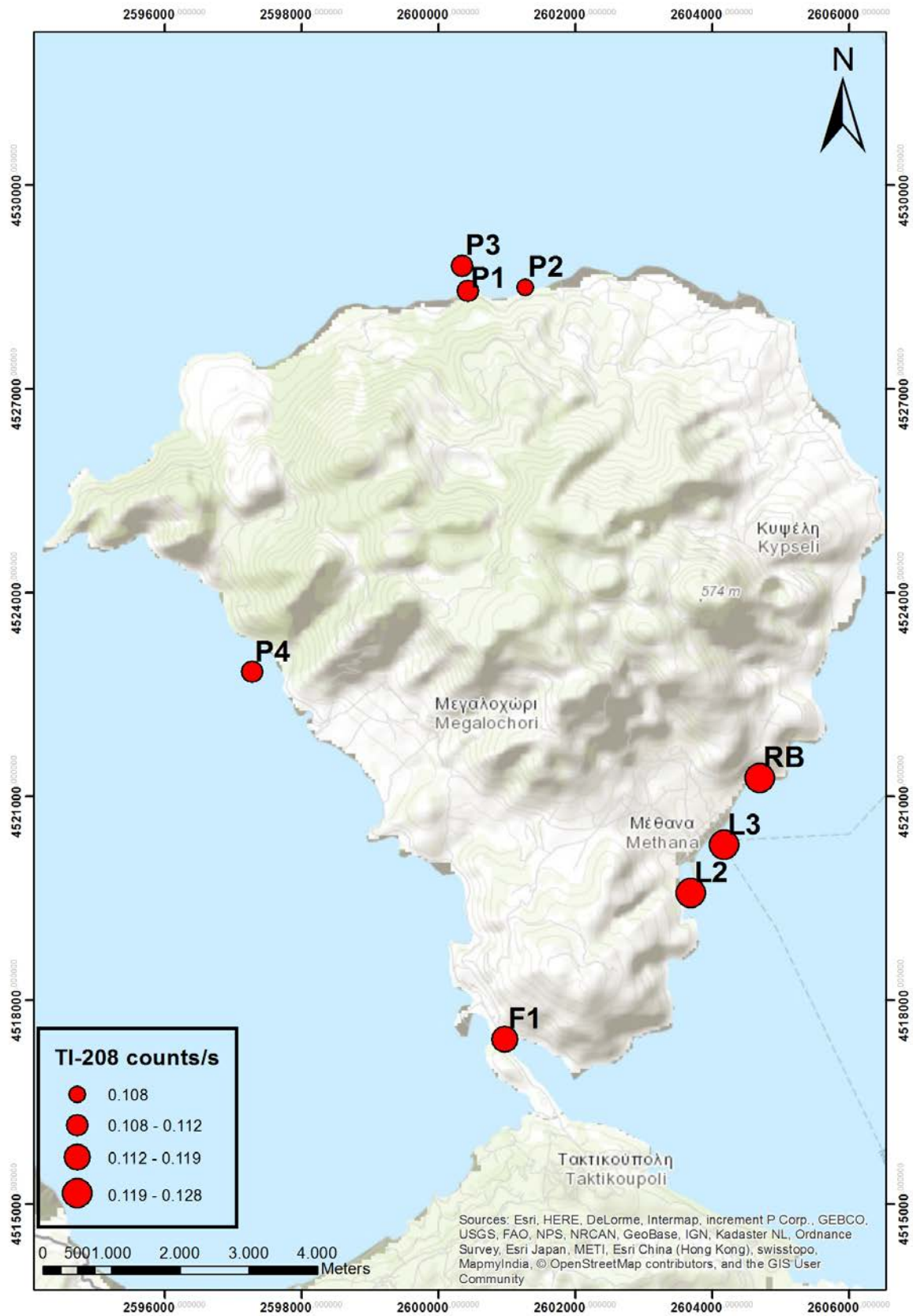


Εικόνα 33. Ποσοτική κατανομή  $^{214}\text{Pb}$  (295 keV) στην περιοχή μελέτης.



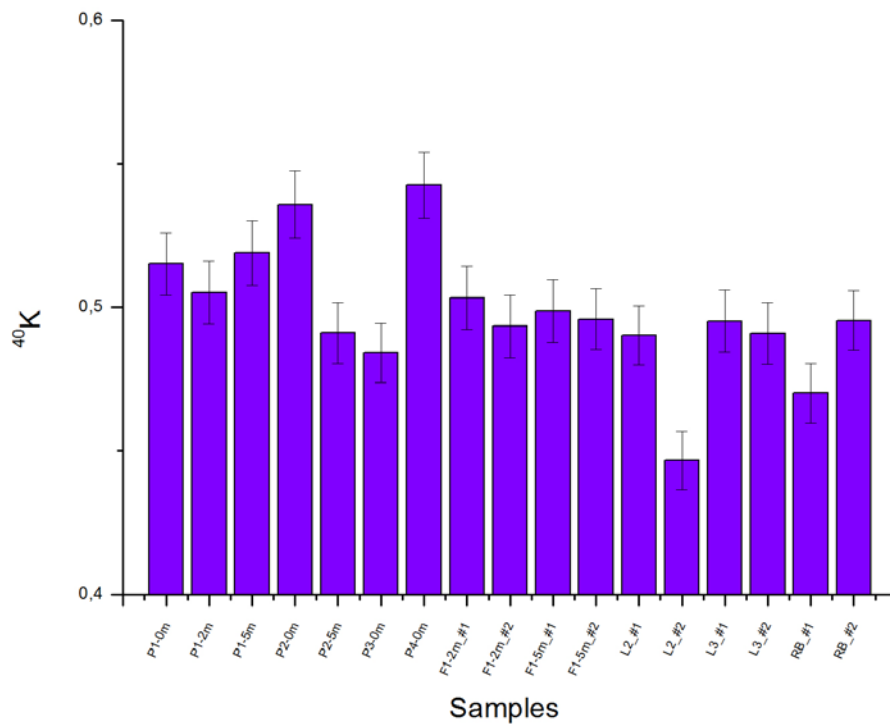


Εικόνα 34. Ποσοτική κατανομή  $^{214}\text{Pb}$  (352 keV) στην περιοχή μελέτης.

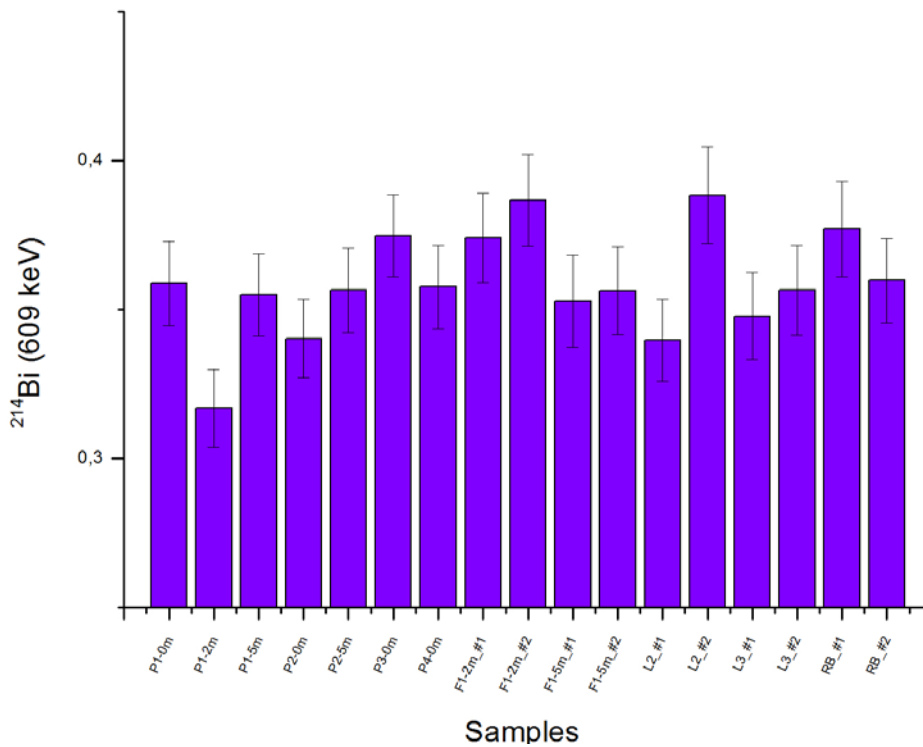


Εικόνα 35. Ποσοτική κατανομή <sup>208</sup>Tl στην περιοχή μελέτης.

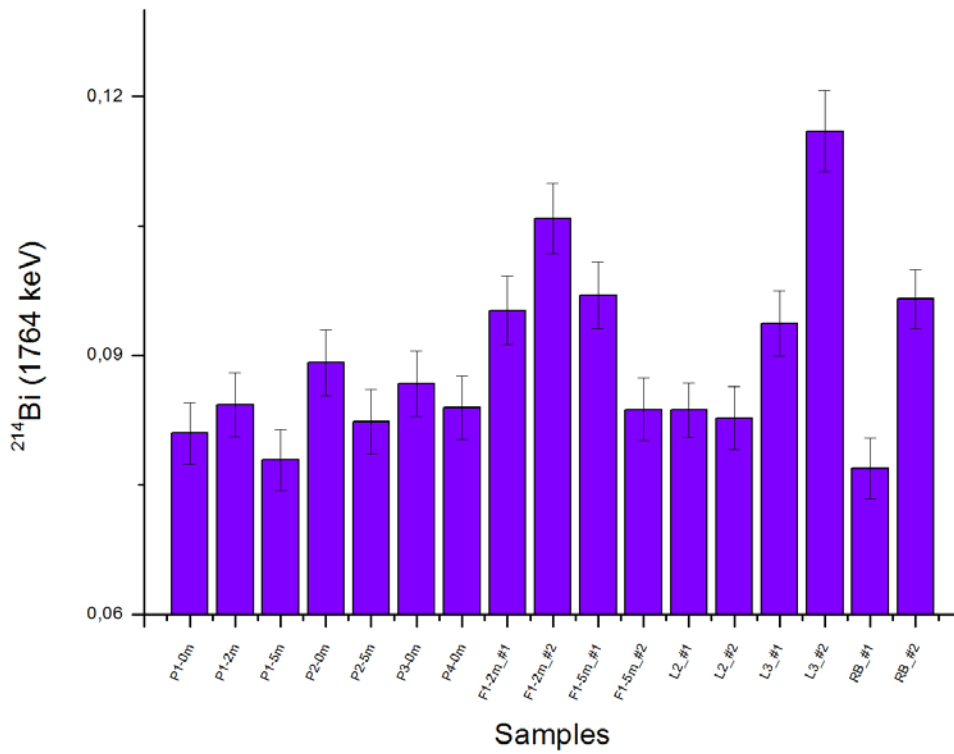
Στα παρακάτω διαγράμματα απεικονίζονται οι συγκεντρώσεις των στοιχείων μεμονωμένα, ώστε να έχουμε μια εικόνα των αποτελεσμάτων.



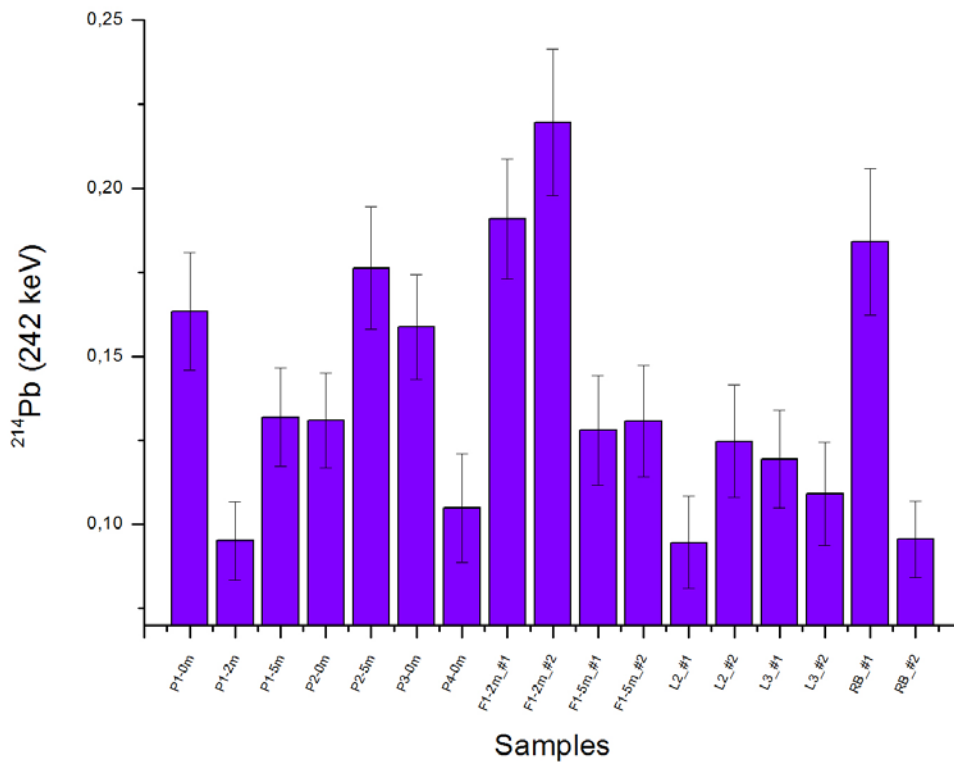
Εικόνα 36. Συγκεντρώσεις ενέργειας  $^{40}\text{K}$  σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



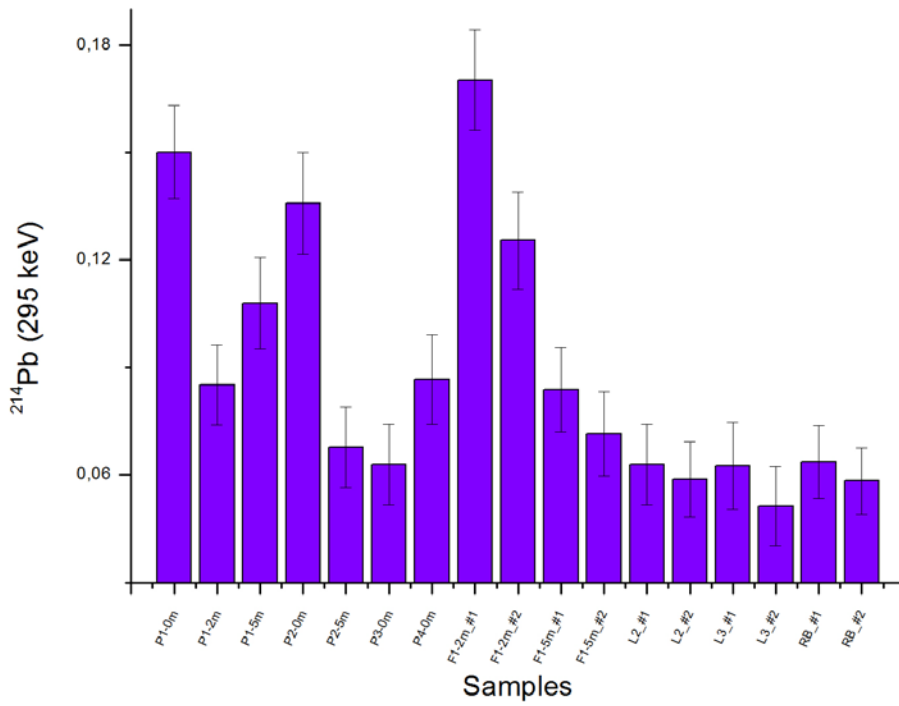
Εικόνα 37. Συγκεντρώσεις  $^{214}\text{Bi}$  (609 keV) σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



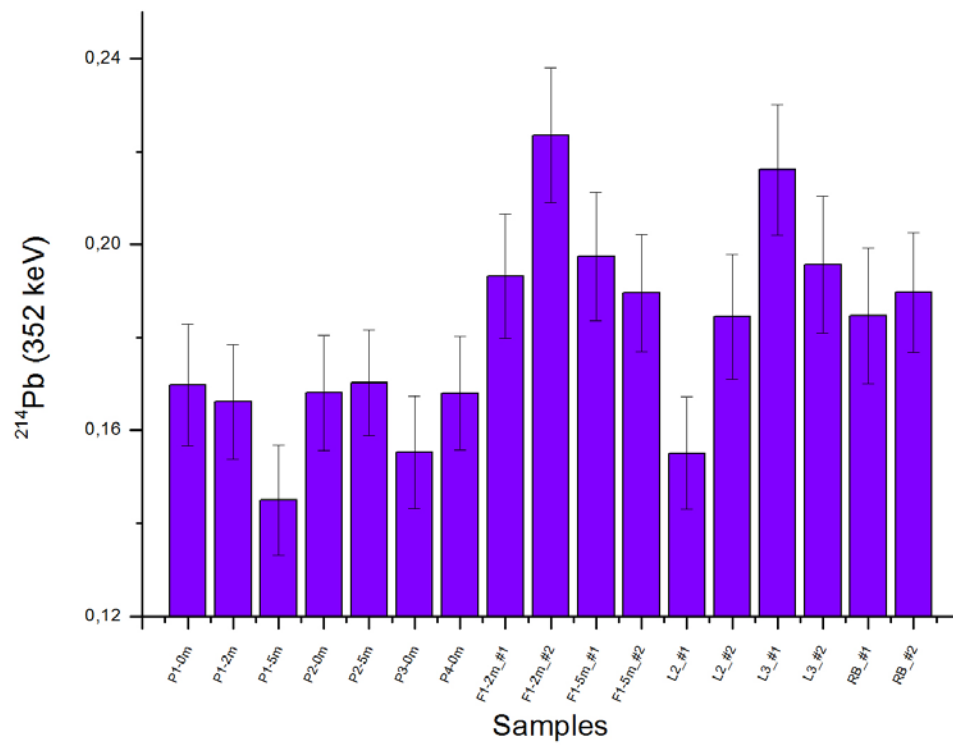
Εικόνα 38. Συγκεντρώσεις  $^{214}\text{Bi}$  (1764 keV) σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



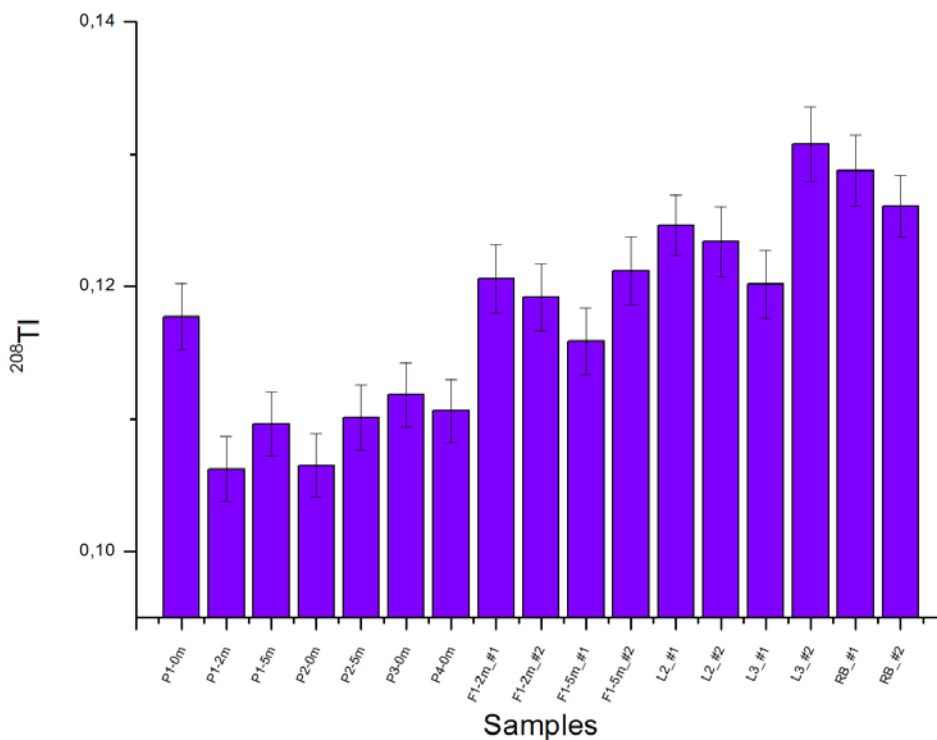
Εικόνα 39. Συγκεντρώσεις  $^{214}\text{Pb}$  (242 keV) σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



Εικόνα 40. Συγκεντρώσεις  $^{214}\text{Pb}$  (295 keV) σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



Εικόνα 41. Συγκεντρώσεις  $^{214}\text{Pb}$  (352 keV) σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας.



Εικόνα 42. Συγκεντρώσεις  $^{208}\text{Tl}$  σε counts/s στις περιοχές δειγματοληψίας

Παρατηρώντας κι αναλύοντας τα γραφήματα προκύπτουν οι εξής σχολιασμοί:

- $^{40}\text{K}$  επικρατεί στις θέσεις  $P_2$  και  $P_4$  της χερσονήσου.
- $^{214}\text{Bi}$  (609 keV) κυριαρχεί στις θέσεις  $F_1$  και  $L_2$ , ενώ το  $^{214}\text{Bi}$  (1764 keV) παρουσιάζει μεγαλύτερη συγκέντρωση στη θέση  $L_3$ .
- $^{214}\text{Pb}$  (242, 295, 352 keV) εμφανίζει διακυμάνσεις στις τιμές του, αλλά επικρατεί στην περιοχή  $F_1$ .
- $^{208}\text{Tl}$  δεν έχει αισθητές διακυμάνσεις, επικρατεί όμως στις θέσεις  $L_3$  και RB.

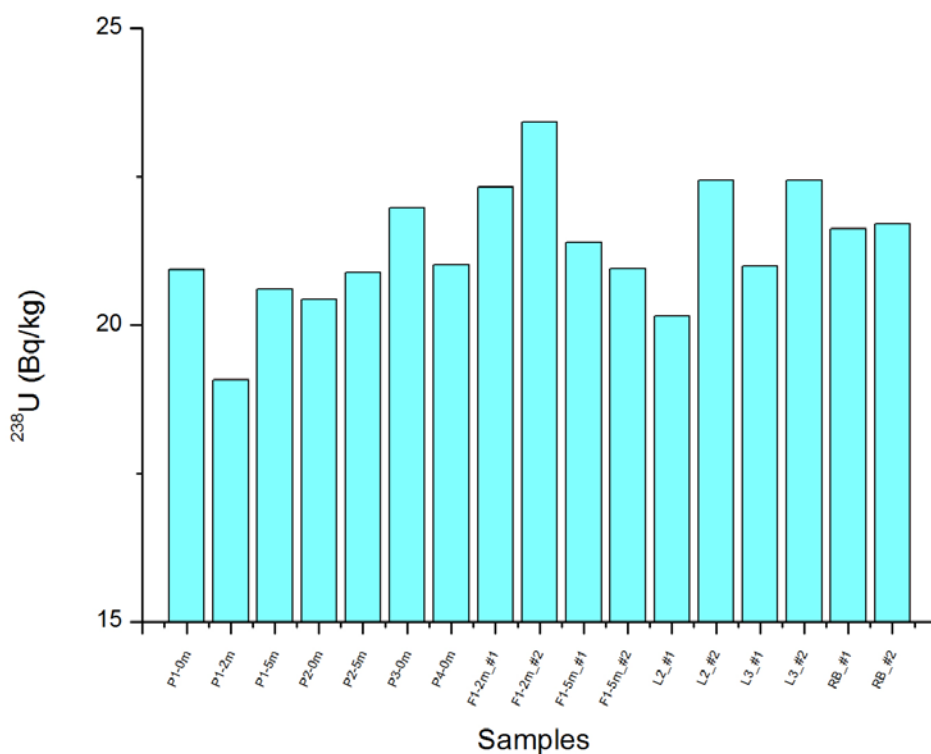
Όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, ο προσδιορισμός της ειδικής ενεργότητας του  $^{238}\text{U}$  έγινε από τις περιοχές 609 και 1764 keV της κορυφής του  $^{214}\text{Bi}$ , ενώ για το  $^{232}\text{Th}$  υπολογίστηκε από την περιοχή 2614 keV της κορυφής του  $^{208}\text{Tl}$ , με την υπόθεση ισορροπίας της ραδιενεργού αλυσίδας.

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων.

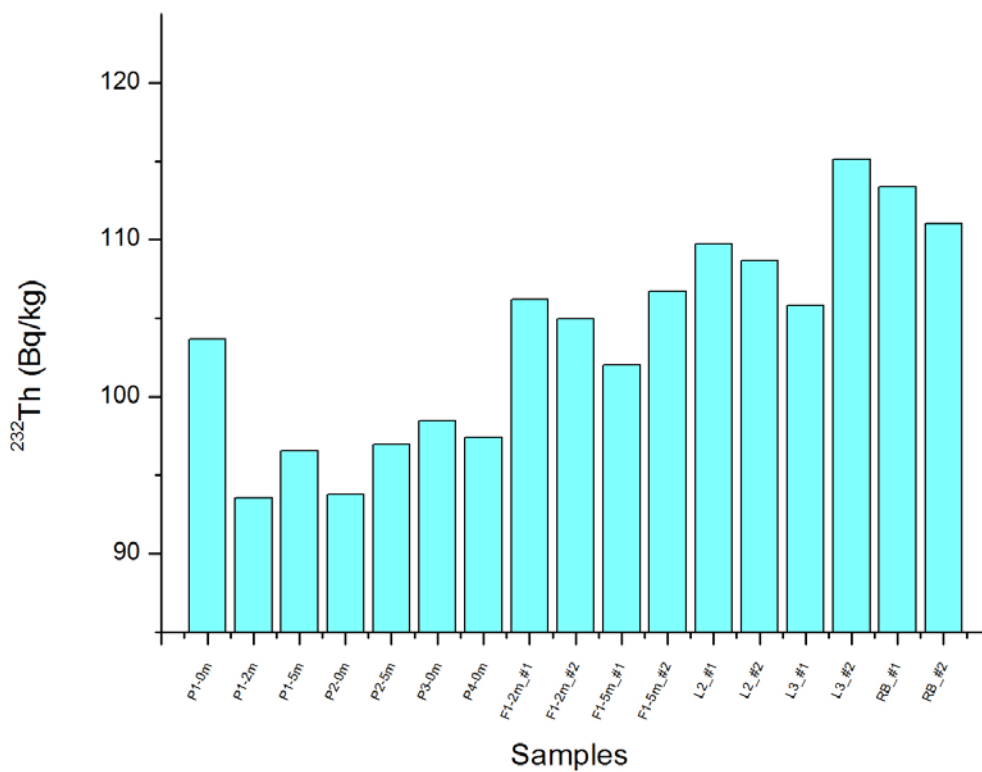
| <b>Sample</b>   | <b><math>^{238}\text{U}</math></b> | <b><math>^{232}\text{Th}</math></b> | <b><math>^{40}\text{K}</math></b> |
|-----------------|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| <b>P1-0m</b>    | 21                                 | 104                                 | 27                                |
| <b>P1-2m</b>    | 19                                 | 94                                  | 27                                |
| <b>P1-5m</b>    | 21                                 | 97                                  | 27                                |
| <b>P2-0m</b>    | 20                                 | 94                                  | 28                                |
| <b>P2-5m</b>    | 21                                 | 97                                  | 26                                |
| <b>P3-0m</b>    | 22                                 | 98                                  | 25                                |
| <b>P4-0m</b>    | 21                                 | 97                                  | 29                                |
| <b>F1-2m_#1</b> | 22                                 | 106                                 | 26                                |
| <b>F1-2m_#2</b> | 23                                 | 105                                 | 26                                |
| <b>F1-5m_#1</b> | 21                                 | 102                                 | 26                                |
| <b>F1-5m_#2</b> | 21                                 | 107                                 | 26                                |
| <b>L2-2m_#1</b> | 20                                 | 110                                 | 26                                |
| <b>L2-2m_#2</b> | 22                                 | 109                                 | 24                                |
| <b>L3-3m_#1</b> | 21                                 | 106                                 | 26                                |
| <b>L3-3m_#2</b> | 22                                 | 115                                 | 26                                |
| <b>RB-0m_#1</b> | 22                                 | 113                                 | 25                                |
| <b>RB-0m_#2</b> | 22                                 | 111                                 | 26                                |

Πίνακας 3. Τιμές συγκέντρωσης των  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  και  $^{40}\text{K}$  στην περιοχή μελέτης, (Bq/kg).

Στα παρακάτω διαγράμματα αποτυπώνονται το  $^{238}\text{U}$ , το  $^{232}\text{Th}$  και το  $^{40}\text{K}$  ώστε να μπορέσουμε να έχουμε μια εικόνα των αποτελεσμάτων.

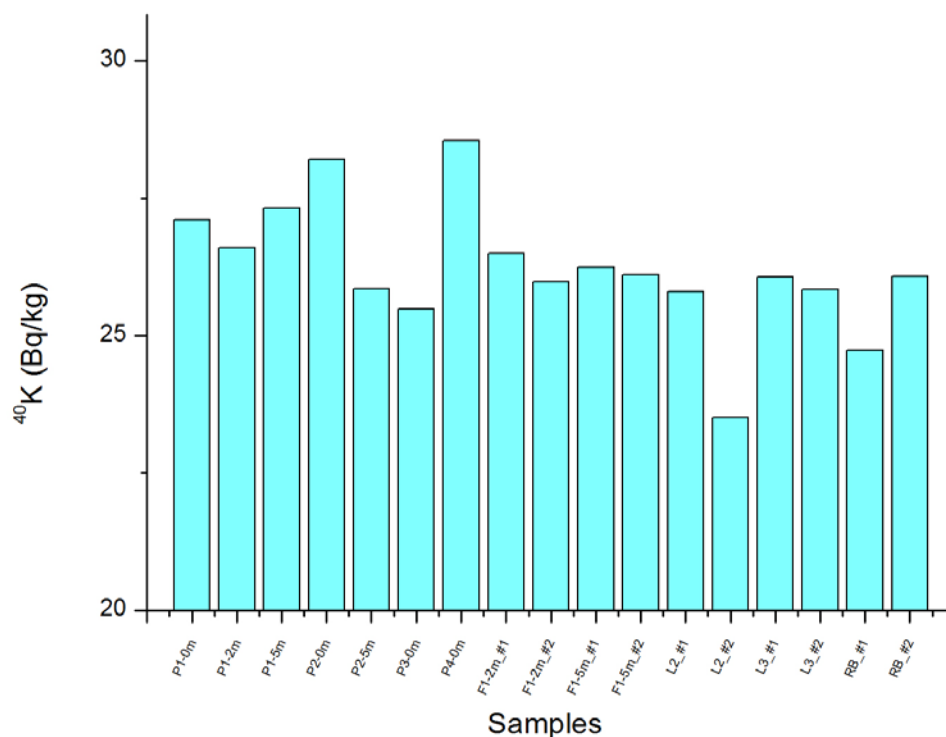


Εικόνα 43. Συγκεντρώσεις  $^{238}\text{U}$  σε Bq/kg στις περιοχές δειγματοληψίας.



Εικόνα 44. Συγκεντρώσεις  $^{232}\text{Th}$  σε Bq/kg στις περιοχές δειγματοληψίας.





*Εικόνα 45. Συγκεντρώσεις  $^{40}\text{K}$  σε Bq/kg στις περιοχές δειγματοληψίας.*

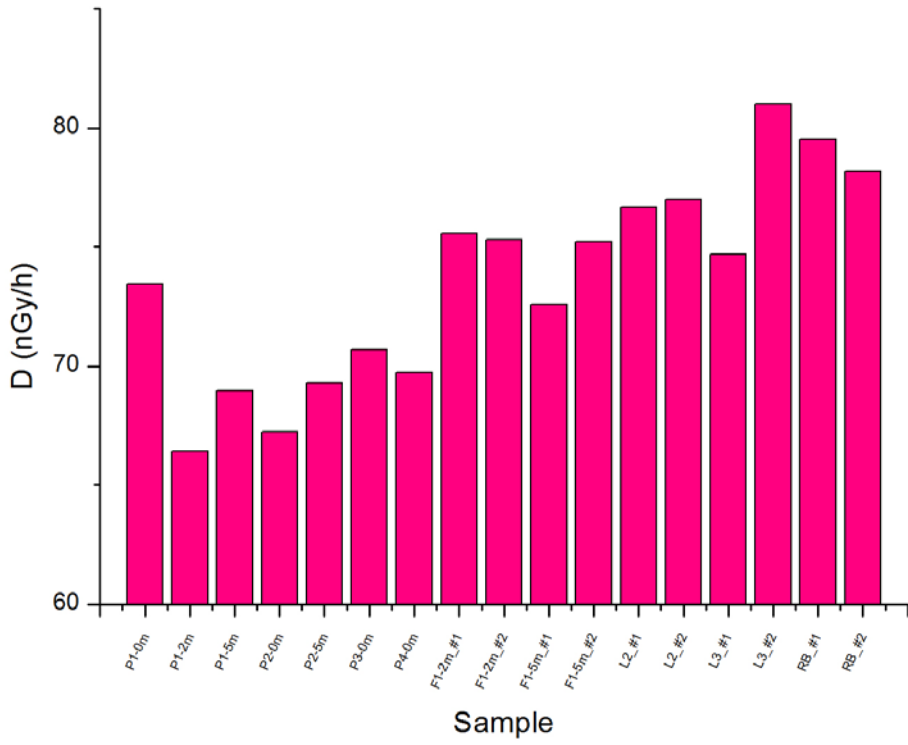
Από τον Πίν. 3 καθώς και από τα γραφήματα φαίνεται ότι στη χερσόνησο των Μεθάνων υπάρχει σχετικά αυξημένη συγκέντρωση θορίου ( $^{232}\text{Th}$ ) που οφείλονται στα πυριγενή της πετρώματα (δακίτες, ρυόλιθοι, ανδεσίτες) της περιοχής. Πρόκειται για όξινους έως ενδιάμεσους ηφαιστειακούς σχηματισμούς με παρουσία χαρακτηριστικών ορυκτών που περιέχουν θόριο και ουράνιο. Συγκεκριμένα αποτελούνται από ορυκτά όπως είναι το ζirkόνιο, ο απατίτης καθώς και φυλλοπυριτικά ορυκτά που μπορούν να φιλοξενήσουν ισότοπα του καλίου.

## 5.2 Υπολογισμός Δόσης - Ανάλυση των Μετρήσεων με τη Βοήθεια των Συντελεστών

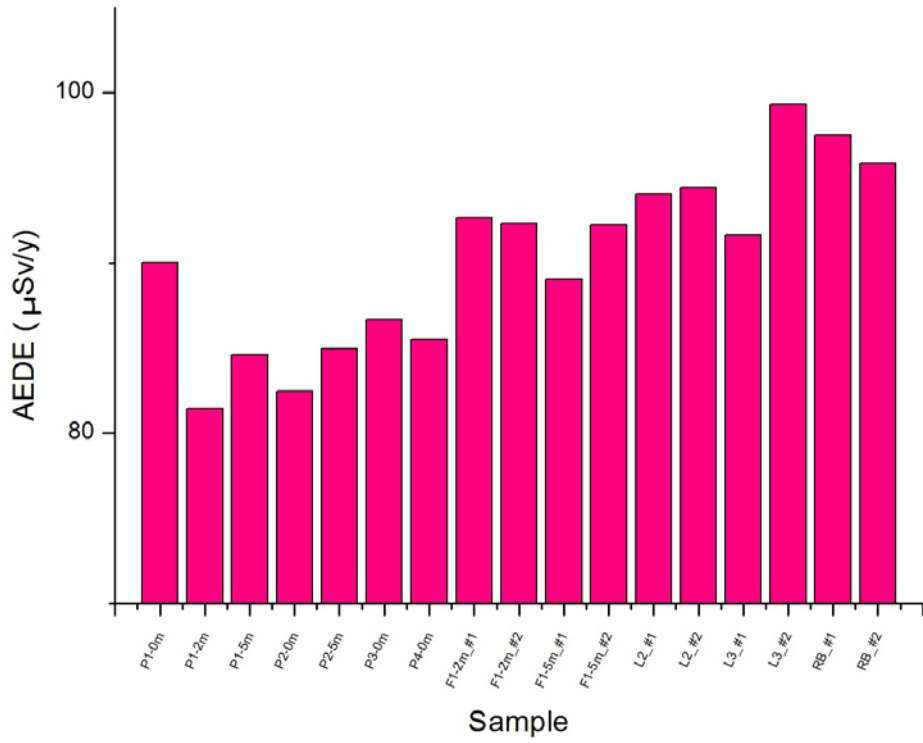
Σύμφωνα με όσα αναφέραμε στο Κεφ. 4 και χρησιμοποιώντας τις σχέσεις της παραγράφου 4.1 κατασκευάστηκε ο παρακάτω πίνακας για τις πειραματικές μας μετρήσεις.

| <i>Sample</i>   | <i>D</i><br>(nGy/h) | <i>AEDE</i><br>(μSv/y) | <i>R<sub>aeq</sub></i><br>(Bq/kg) | <i>H<sub>ex</sub></i> |
|-----------------|---------------------|------------------------|-----------------------------------|-----------------------|
| <i>P1-0m</i>    | 73                  | 90                     | 171                               | 0.463                 |
| <i>P1-2m</i>    | 66                  | 81                     | 155                               | 0.418                 |
| <i>P1-5m</i>    | 69                  | 85                     | 161                               | 0.434                 |
| <i>P2-0m</i>    | 67                  | 82                     | 157                               | 0.423                 |
| <i>P2-5m</i>    | 69                  | 85                     | 162                               | 0.436                 |
| <i>P3-0m</i>    | 71                  | 87                     | 165                               | 0.445                 |
| <i>P4-0m</i>    | 70                  | 86                     | 162                               | 0.439                 |
| <i>F1-2m_#1</i> | 76                  | 93                     | 176                               | 0.476                 |
| <i>F1-2m_#2</i> | 75                  | 92                     | 176                               | 0.474                 |
| <i>F1-5m_#1</i> | 73                  | 89                     | 169                               | 0.457                 |
| <i>F1-5m_#2</i> | 75                  | 92                     | 176                               | 0.474                 |
| <i>L2-2m_#1</i> | 77                  | 94                     | 179                               | 0.484                 |
| <i>L2-2m_#2</i> | 77                  | 94                     | 180                               | 0.485                 |
| <i>L3-3m_#1</i> | 75                  | 92                     | 174                               | 0.471                 |
| <i>L3-3m_#2</i> | 81                  | 99                     | 189                               | 0.511                 |
| <i>RB-0m_#1</i> | 80                  | 98                     | 186                               | 0.501                 |
| <i>RB-0m_#2</i> | 78                  | 96                     | 182                               | 0.493                 |

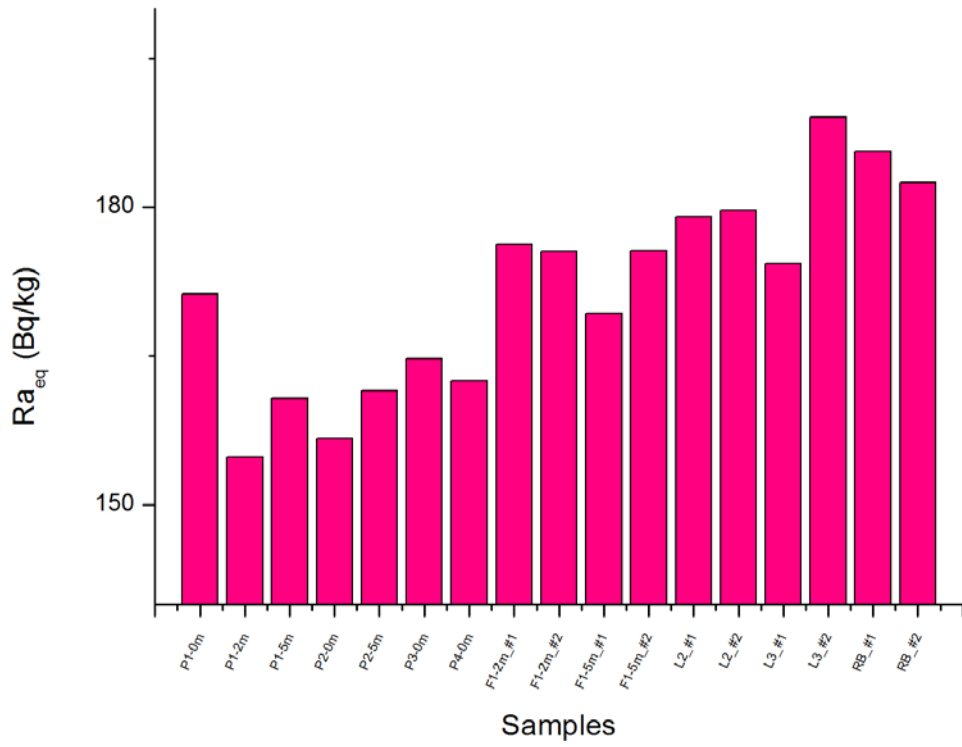
Πίνακας 4. Σύνολο αποτελεσμάτων των τεσσάρων συντελεστών.



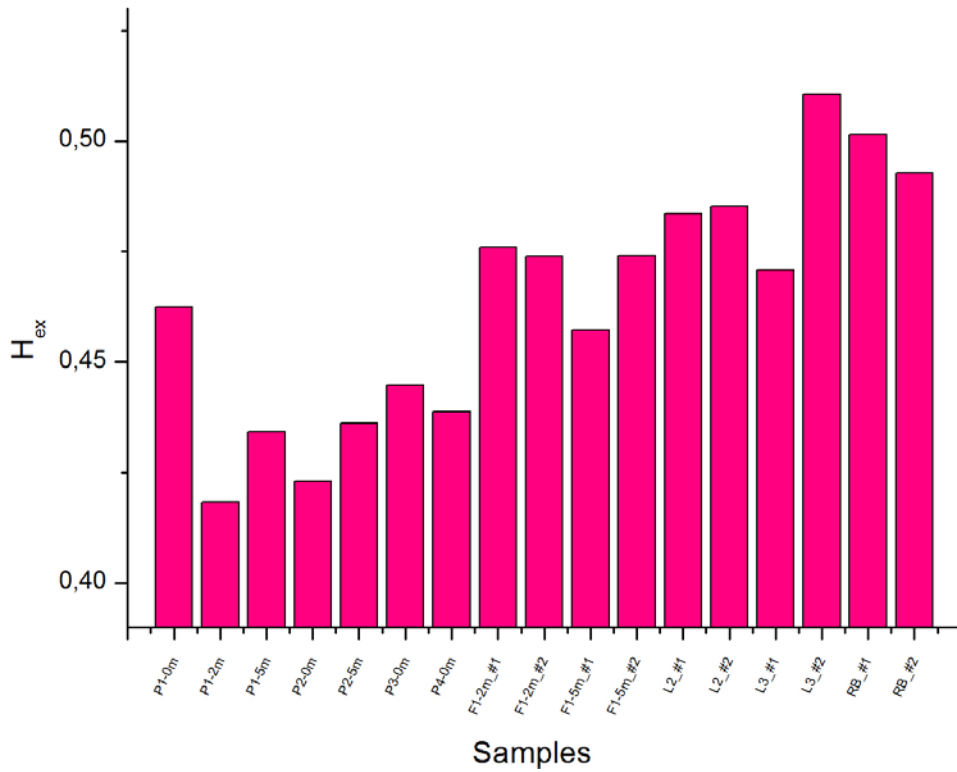
Εικόνα 46. Αποτελέσματα απορροφώμενου ρυθμού δόσης στον αέρα (nGy/h).



Εικόνα 47. Αποτελέσματα ετήσιας αποτελεσματικής ισοδύναμης δόσης (μSv/y).



Εικόνα 48. Αποτελέσματα ισοδύναμης ενεργότητας ραδίου(Bq/kg)



Εικόνα 49 Αποτελέσματα δείκτη εξωτερικής επικινδυνότητας ραδίου.

Παρατηρώντας κι αναλύοντας τα γραφήματα προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- Η τιμή του *απορροφώμενου ρυθμού δόσης* στον αέρα είναι μεγαλύτερη στη θέση L<sub>3</sub>, όπου παρουσιάζει τιμή 81 nGy/h, ενώ η μέση τιμή του δείκτη είναι 57 nGy/h.
- Η *ετήσια αποτελεσματική ισοδύναμη δόση* (AEDE) από την ακτινοβολία γ περιβάλλοντος έχει υψηλότερες τιμές στις θέσεις L<sub>3</sub> με τιμή 99 μSv/y και RB με τιμή 98 μSv/y.
- Η τιμή του συντελεστή της *ισοδύναμης ενεργότητας ραδίου* (Ra<sub>eq</sub>) παρουσιάζει για την περιοχή μας μια μέση τιμή 172 Bq/kg, αποτέλεσμα θετικό αφού δε θα πρέπει να ξεπερνά την τιμή 370 Bq/kg.
- Ο κίνδυνος της ακτινοβολίας είναι αμελητέος εφόσον η τιμή του συντελεστή της *εξωτερικής επικινδυνότητας* (Hex) δε ξεπερνά τη μονάδα. Συγκεκριμένα παρουσιάζει τιμή σχεδόν στη μέση του ορίου.

---

## Βιβλιογραφία

---

1. **Alexandri, M., Papanikolaou, D., Nomikou, P., Ballas, D., 2001.** Geological structure of the Myrtoon basin (Aegean Sea) based on swath bathymetry. *Rapport Commission Internationale pour l'exploration scientifique de la Mer Mediterranee* 36, 3.
2. **Evangelidou N., Florou H., Scoullou M., 2011.** POC and particulate  $^{234}\text{Th}$  export fluxes estimated using  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium in an enclosed Eastern Mediterranean region (Saronikos Gulf and Elefsis Bay, Greece) in seasonal scale. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 5367–5388.
3. **Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazuoli, R., Peccerilo, A., Villari, L., 1984.** Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geol Soc London Spec Pub* 17, 687-699.
4. **Fytikas M., Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., 1986.** The Plio-Quaternary volcanism of the Saronikos area (western part of the active Aegean volcanic arc). *Ann. Geol. Pays. Hell.* 33, 23-45.
5. **Gilmore G.R., 2008.** *Practical Gamma-ray Spectrometry*, 2nd edition. John Wiley & Sons, England.
6. **G.Trabidou H. Florou 2010.** Estimation of dose rates to humans exposed to elevated natural radioactivity through different pathways in the island of Ikaria, Greece. *Radiation Protection Dosimetry* 142, No. 2–4, 378–384.
7. **Hubner A., Rahders E., Rahner S., Halbach P., Varnavas P. S., 2004.** Geochemistry of hydrothermally influenced sediments of Methana (western Hellenic volcanic arc). *Chemie der Erde* 64, 75–94.
8. **Kalfas C. A., Axiotis M., Tsabaris C., 2016.** SPECTRW: A software package for nuclear and atomic spectroscopy, *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. Sec.* 830, 265-274.
9. **Matiatos I., Alexopoulos A., Godelitsas A., 2014.** Multivariate statistical analysis of the hydrogeochemical and isotopic composition of the groundwater resources in northeastern Peloponnesus (Greece), *Science of the Total Environment* 476-477, 577-590.
10. **Nomikou P., Papanikolaou D., Alexandri M., Sakellariou D., Rousakis G., 2013.** Submarine volcanoes along the Aegean volcanic arc, *Tectonophysics* 597-598, 123-146.
11. **Papanikolaou D., Lykousis V., Chronis G., Pavlakis P., 1988.** A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic Arc: the Mesiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs, *Basin Research* 1, 167-176.
12. **Pe-Piper G., Piper D.J.W., 2005.** The south Aegean active volcanic arc: relationships between magmatism and tectonics. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (Eds.), *The South Aegean Active Volcanic Arc. Developments in Volcanology* 7, 113-133.
13. **Pe-Piper G., Piper D.J.W., 2002.** *The Igneous Rocks of Greece*. Bornträger, Berlin. *Beitrage zur perionalen geologie der erde vol. 30, Gebruder Borntraeger* (573 pp).
14. **Pe-Piper G., Piper D.J.W., 2013.** The effect of changing regional tectonics on an arc volcano: Methana, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 260, 146-163.
15. **Smet I., 2013.** *Spatial and temporal petrological-geochemical variations in the volcanic rocks of the Saronic Gulf (West Aegean arc, Greece): influence of local geodynamic parameters on magma genesis*, PhD – Ghent Universiteit – Faculty of Sciences – Department of Geology and Soil Sciences.

16. **W. D'Alessandro, L. Brusca, K. Kyriakopoulos, G. Michas, G. Papadakis, 2008.** Methana, the westernmost active volcanic system of the south Aegean arc (Greece): Insight from fluids geochemistry, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 818-828.
17. **W. D'Alessandro, S. Bellomo, L. Brusca, K. Kyriakopoulos, S. Calabrese, K. Daskalopoulou, 2017.** The impact of natural and anthropogenic factors on groundwater quality in an active volcanic/geothermal system under semi-arid climatic conditions: The case study of Methana peninsula (Greece). *Journal of Geochemical Exploration* 175, 110-119.
18. **Weimer W.C., Kinnison R.R., Reeves J.H., 1981:** Survey of Radionuclide Distributions Resulting from the Church Rock, New Mexico, Uranium Mill Tailings Pond Dam Failure. NUREG/CR-2449. Washington, DC: Nuclear Regulatory Commission.
19. **Wollenberg H.A., 1984:** Naturally occurring radioelements and terrestrial gamma-ray exposure rates: an assessment based on recent geochemical data. LBL-18714 (1985).
20. **Zouzas D., Seymour St. K., 2008.** Preliminary thermal and mineral water survey of Nisyros volcano, Aegean Sea: A study targeted towards sustainable development. University of Patras - Department of Geology.
21. **Καραηλιάς Α., 2014.** Ανάπτυξη και χαρακτηρισμός κινητής μονάδας φασματοσκοπίας-γάμμα, Πτυχιακή εργασία – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών – Τμήμα Φυσικής.
22. **Κατσιβα Χ., 2015.** Εκτίμηση των επιπέδων δόσης στον πληθυσμό της Αττικής μέσω της φυσικής ραδιενέργειας του γεωλογικού της ορίζοντα, Πτυχιακή εργασία – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών – Τμήμα Φυσικής.
23. **Κούβαρης Ε., 2016.** Λεπτομερής πειραματική μελέτη των χαρακτηριστικών ανιχνευτή HPGe με σημειακές πηγές και πρότυπα δείγματα, Πτυχιακή εργασία – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών – Τμήμα Φυσικής.
24. **Μεγαλοβασίλης Π., 2007.** Γεωχημική έρευνα ιζημάτων του θαλάσσιου πυθμένα & περιοχών του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, Διδακτορική διατριβή - Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών – Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος.
25. **Σκληθάγκου Ε., 2003.** Περιβαλλοντική γεωχημική μελέτη του Σαρωνικού Κολπου, Διδακτορική διατριβή – Πανεπιστήμιο Πατρών - Τμήμα Γεωλογίας.

---

## Ιστοσελίδες

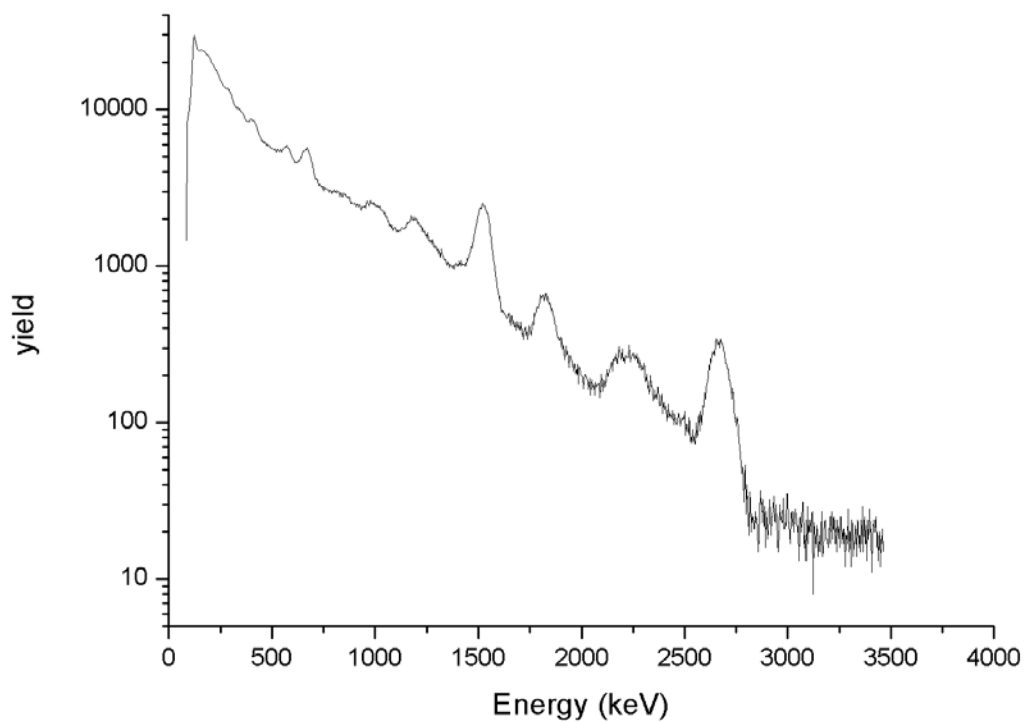
1. <http://www.nucleide.org/Laraweb/index.php>
2. <https://nom.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=941a554ac1db4ce8a2cef980e14d6638>

---

## Παράρτημα

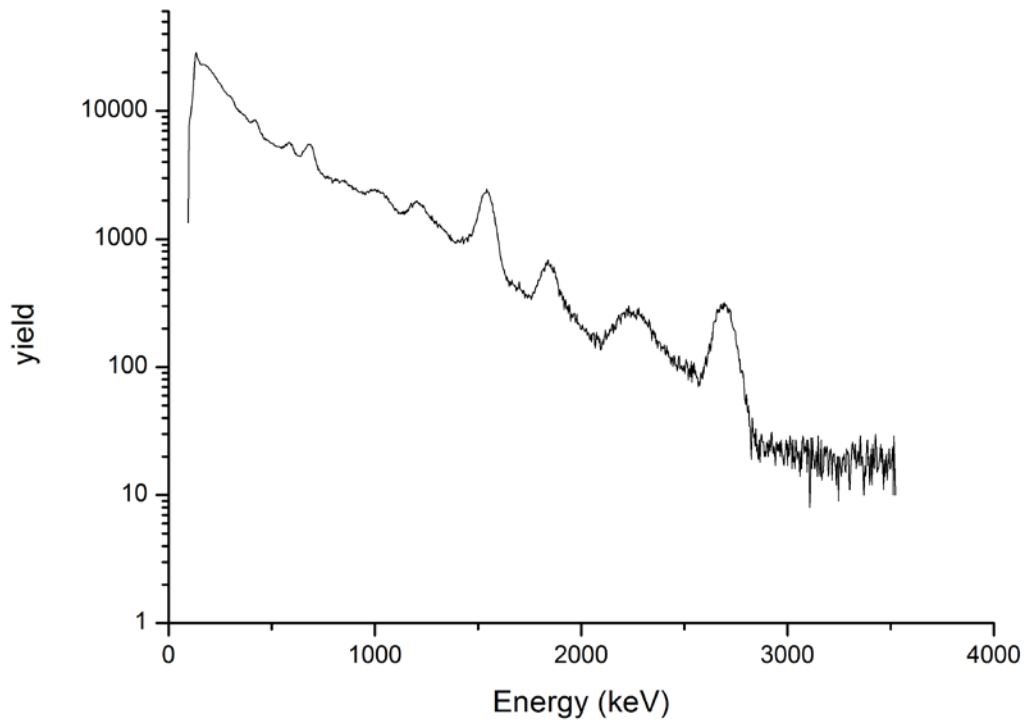
---

Παρακάτω παρουσιάζονται τα γραφήματα των φασμάτων που μετρήθηκαν και αναλύθηκαν με τη βοήθεια του SpectrW .

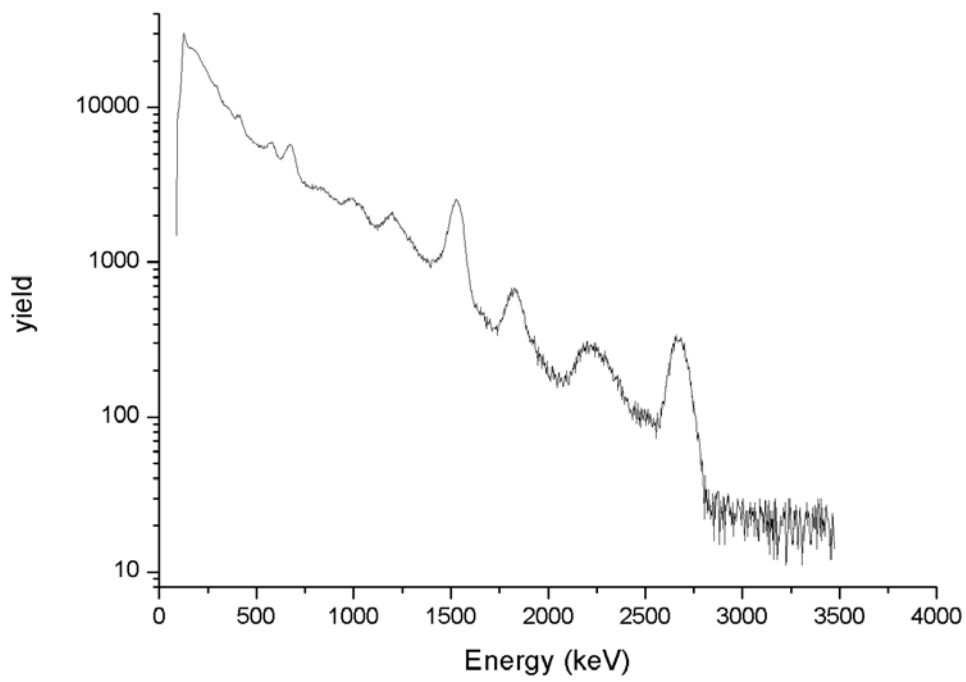


*Εικόνα 50. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P1-0m.*

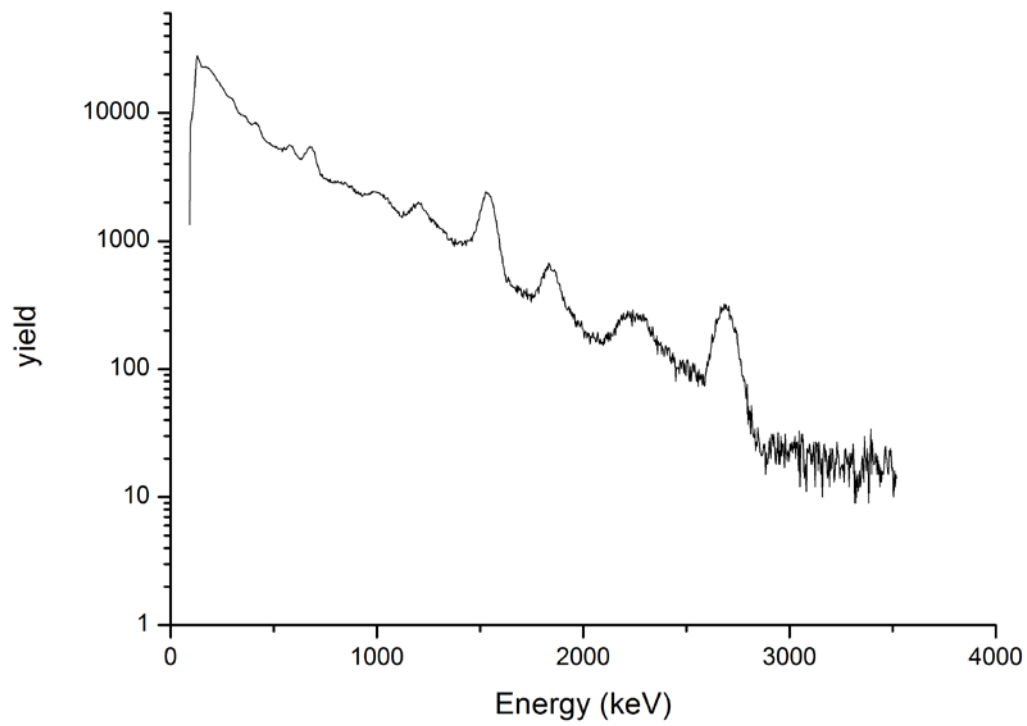




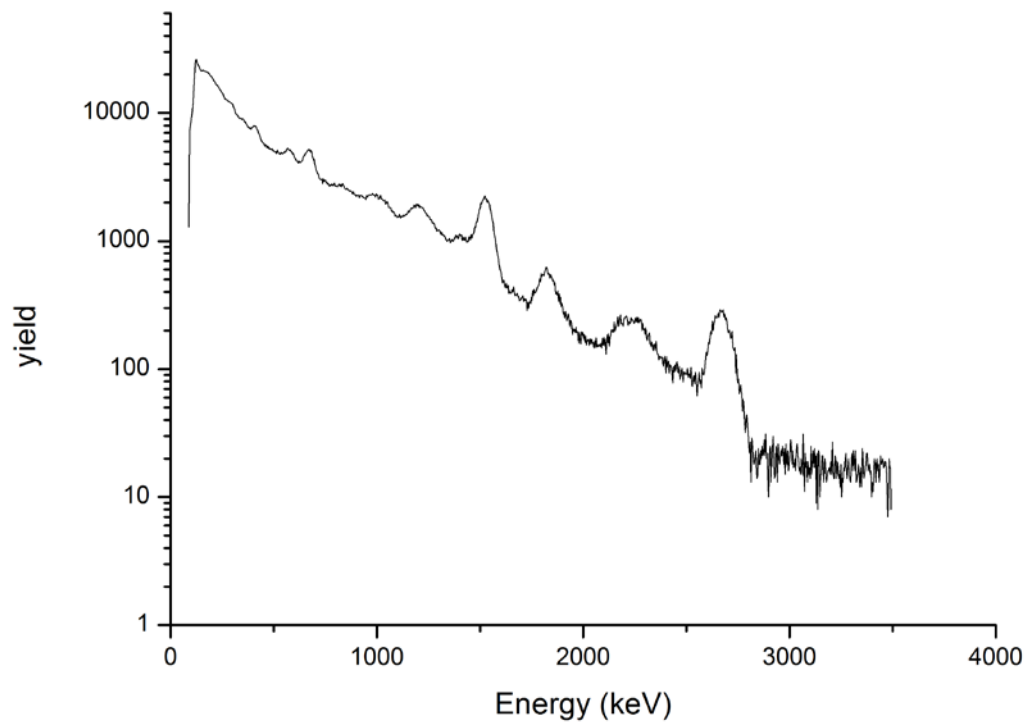
*Εικόνα 51. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P1-2m.*



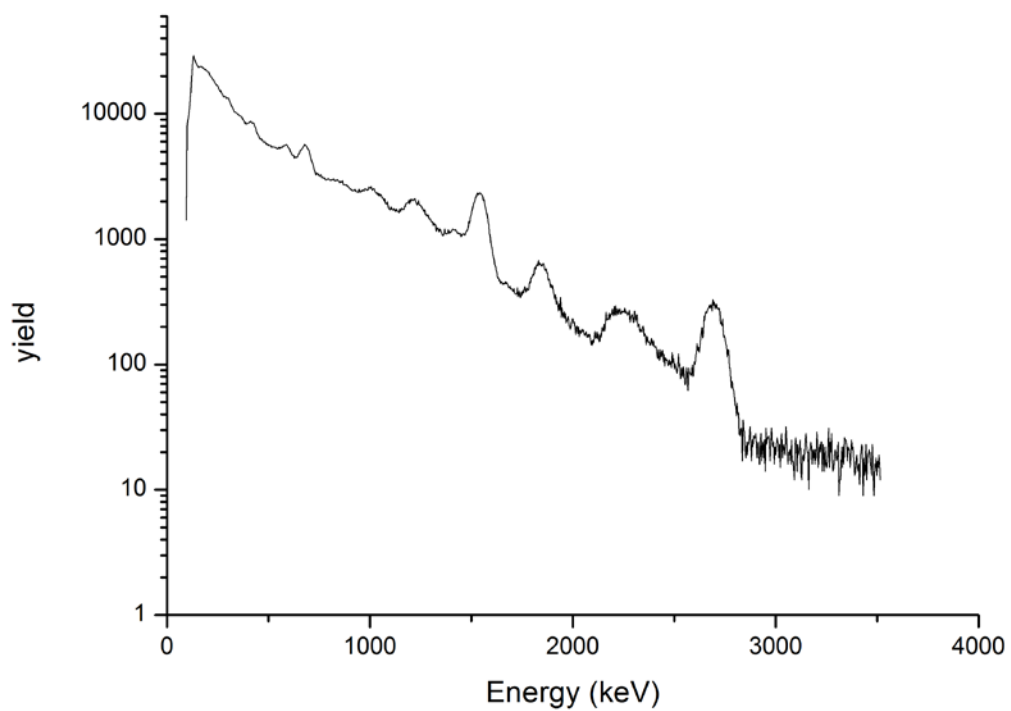
*Εικόνα 52. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P1-5m.*



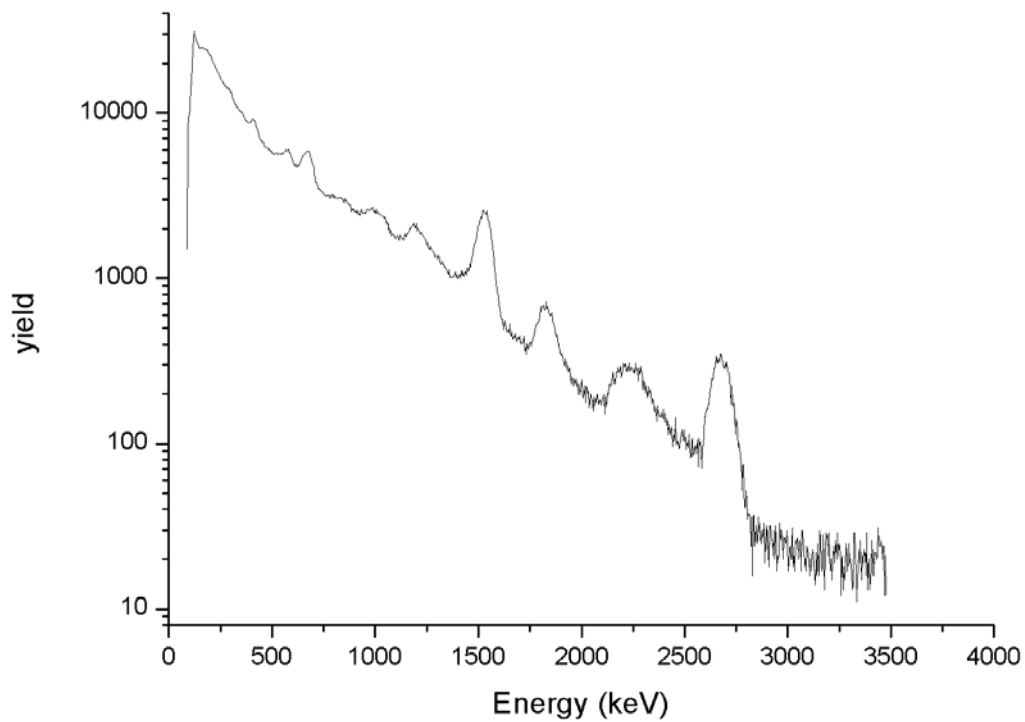
*Εικόνα 53. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P2-0m.*



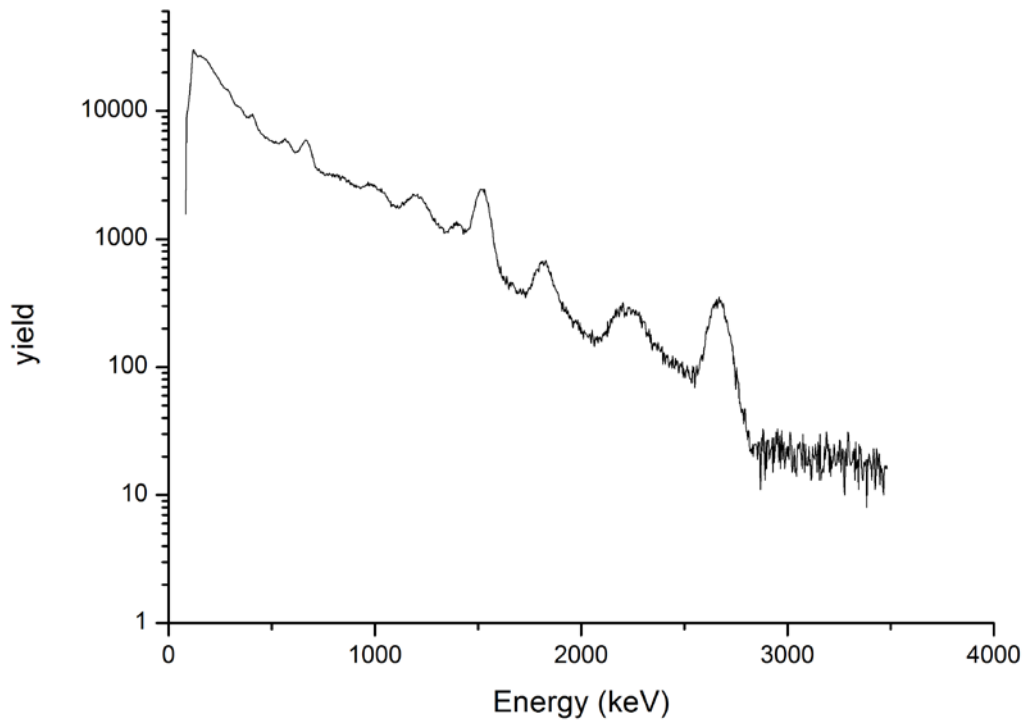
*Εικόνα 54. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P2-5m.*



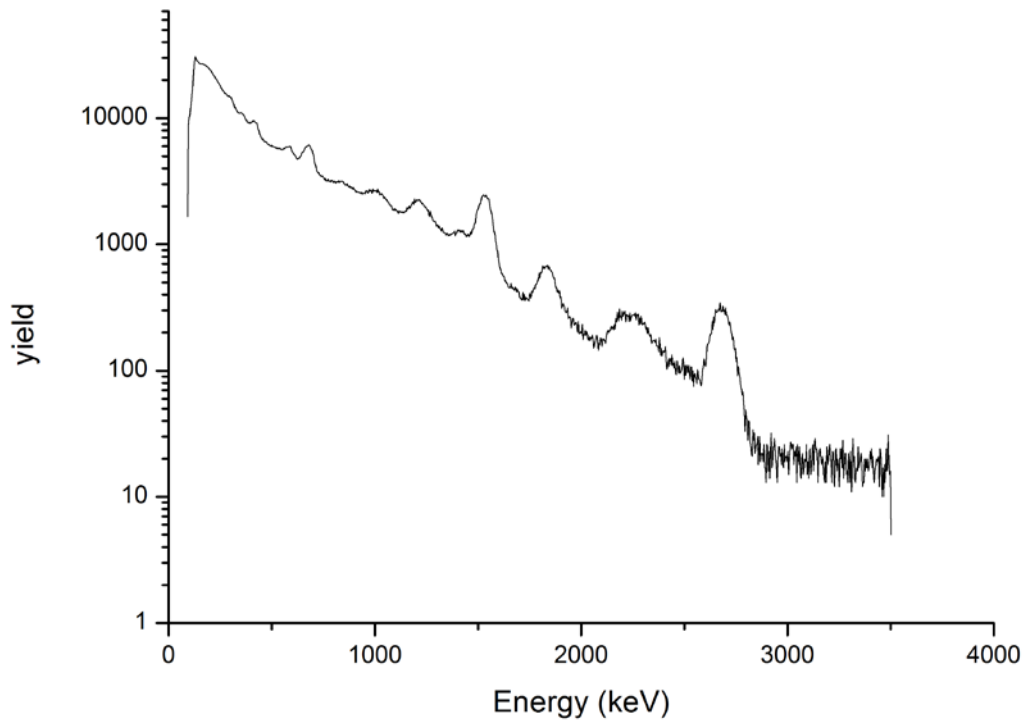
*Εικόνα 55. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P3-0m.*



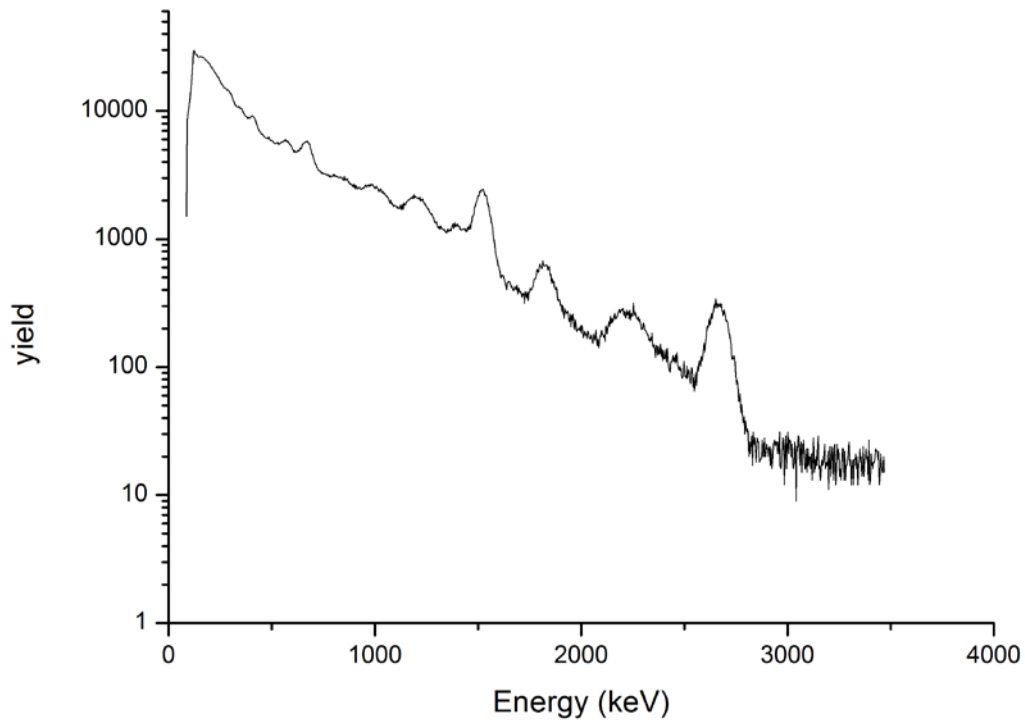
*Εικόνα 56. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα P4-0m.*



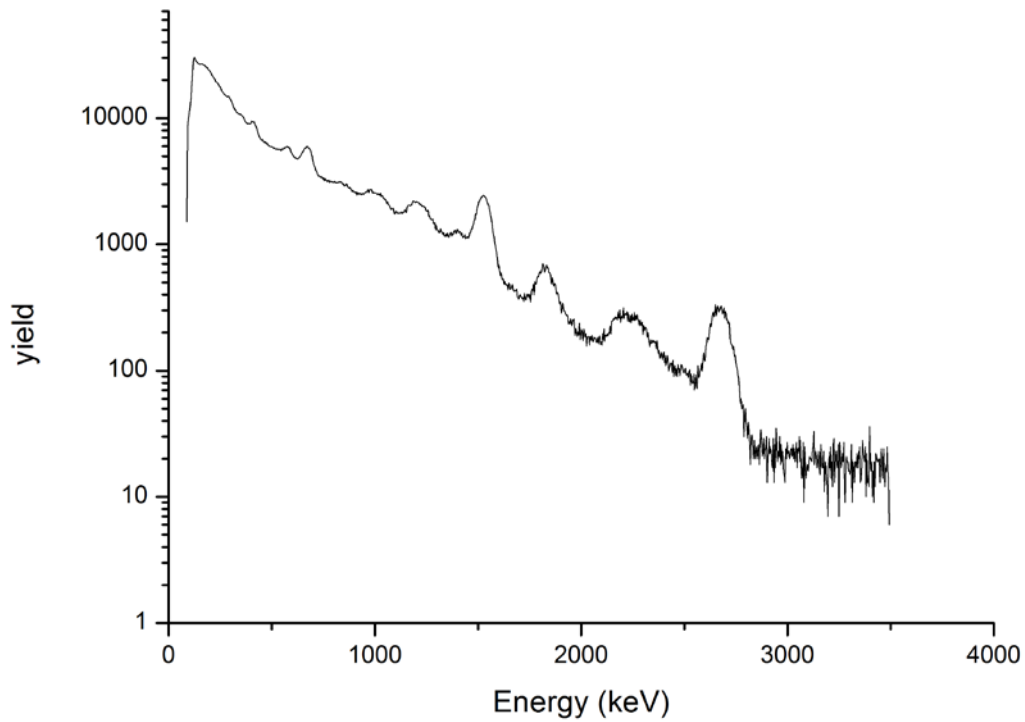
*Εικόνα 57. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα F1-2m #1.*



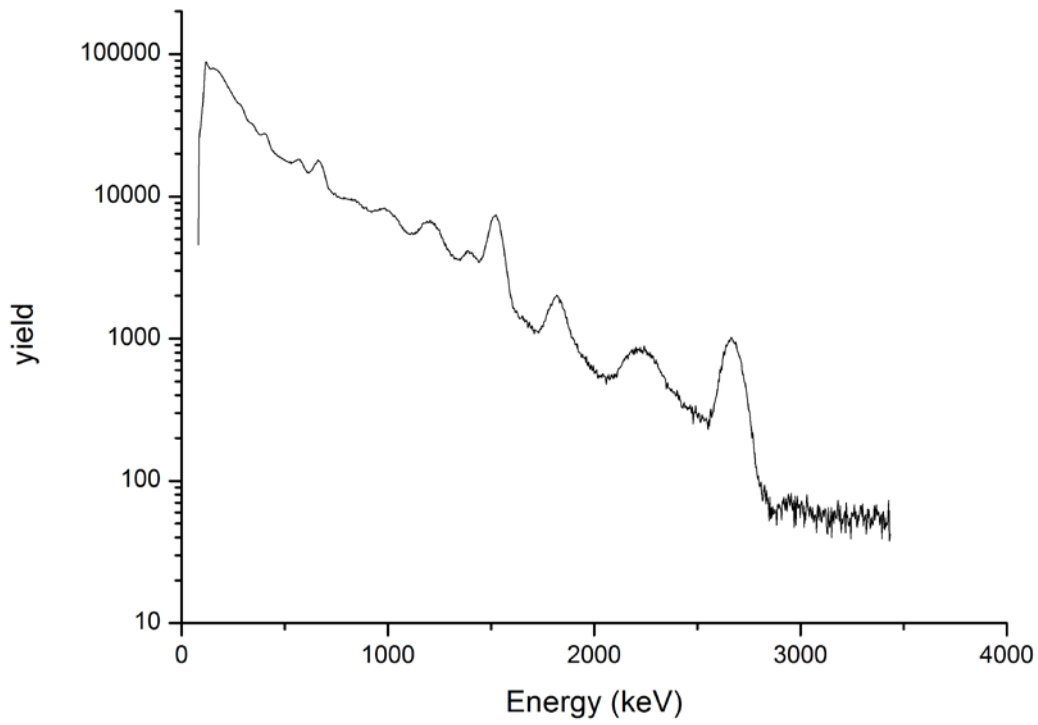
*Εικόνα 58. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα F1-2m #2.*



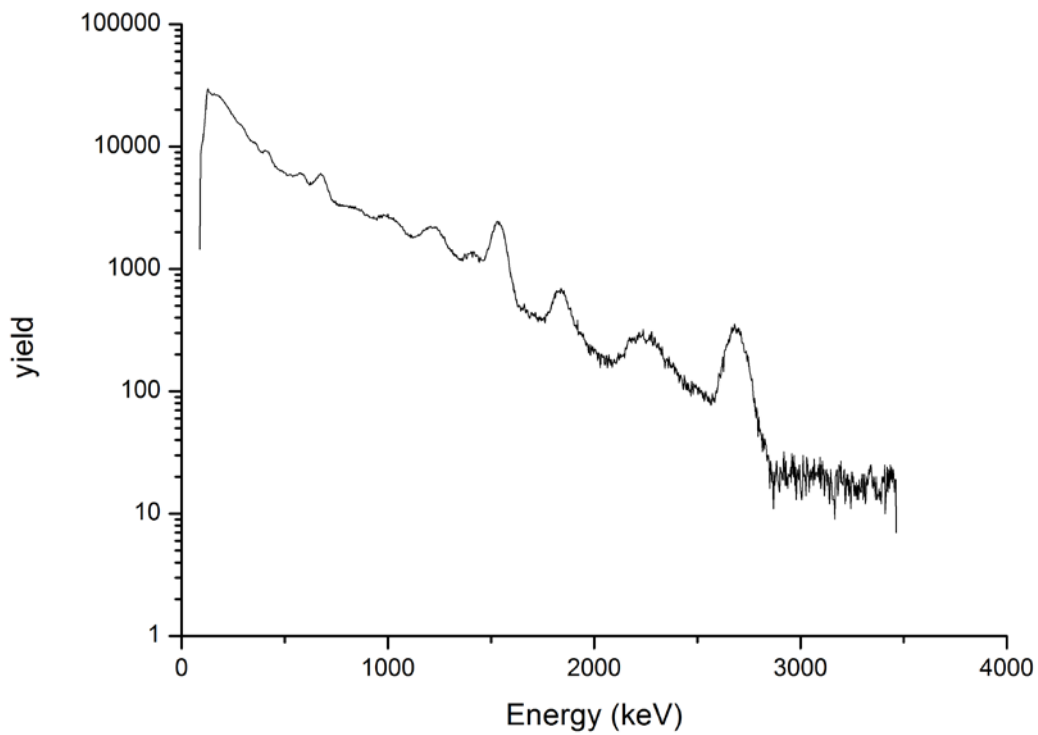
*Εικόνα 59. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα F1-5m #1.*



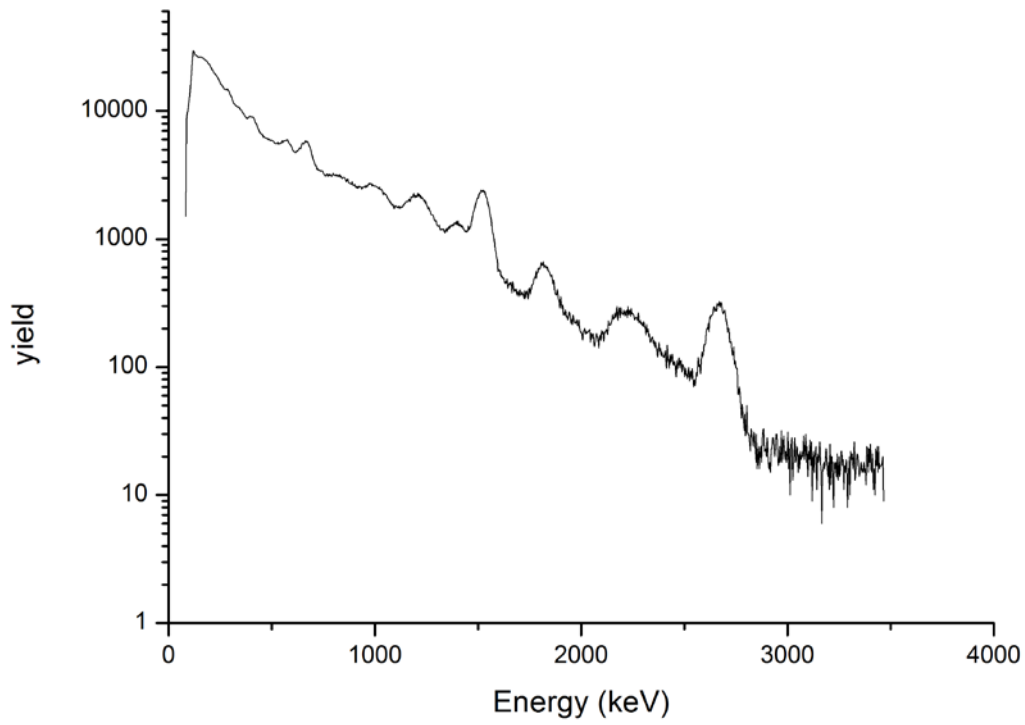
*Εικόνα 60. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα F1-5m #2.*



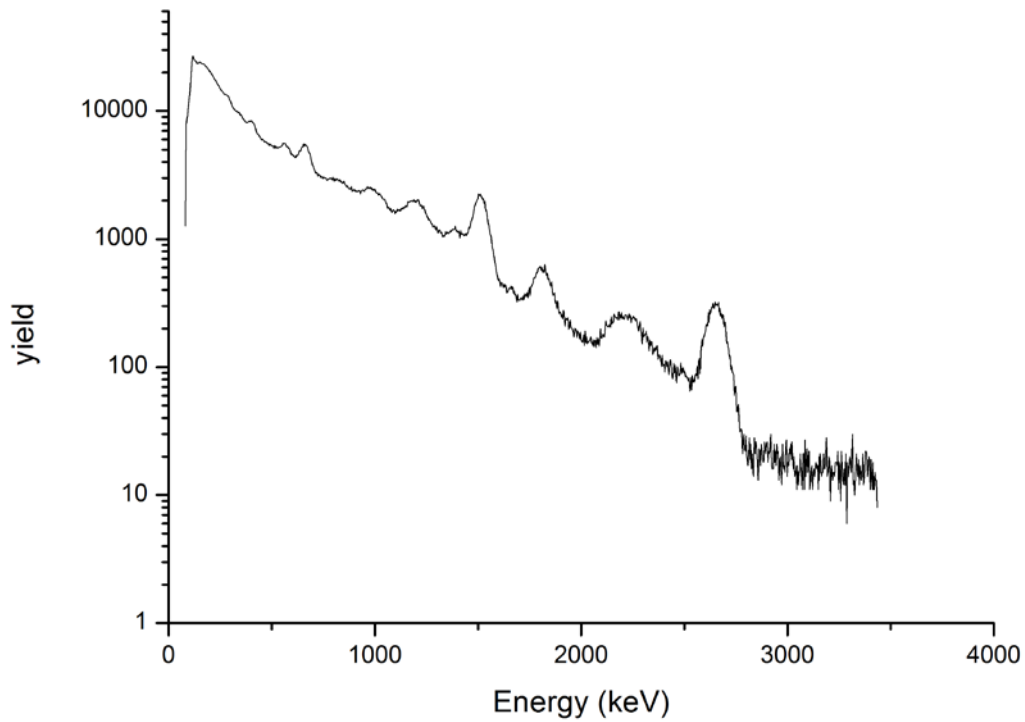
*Εικόνα 61. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα L2 #1.*



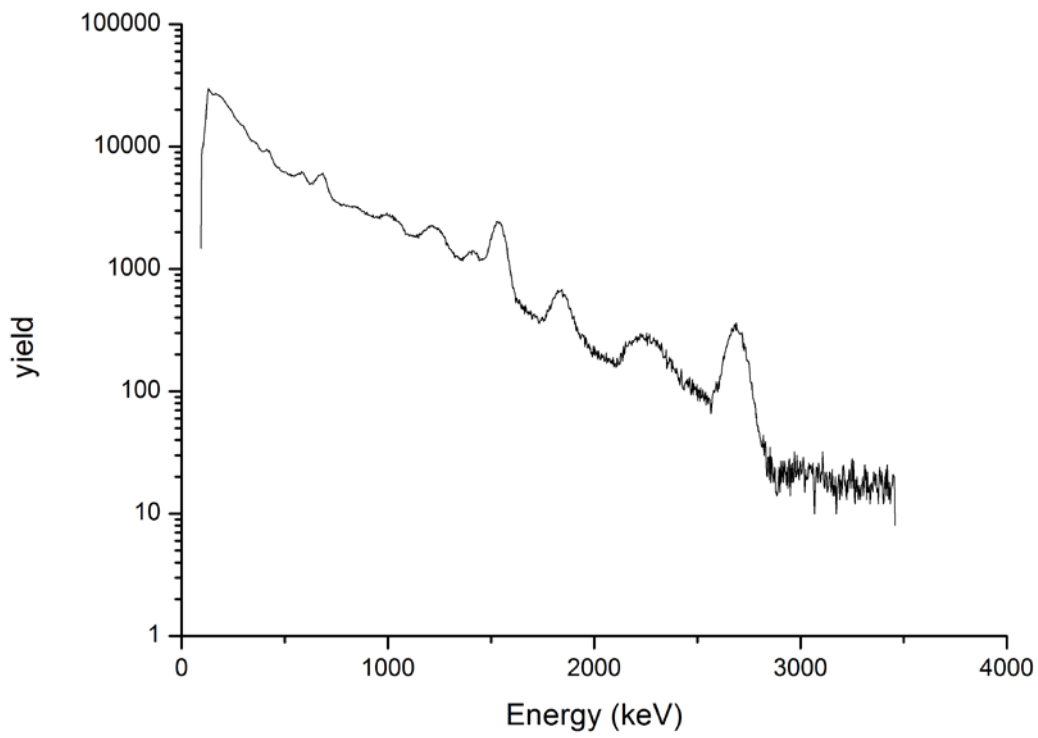
*Εικόνα 62. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα L2 #2.*



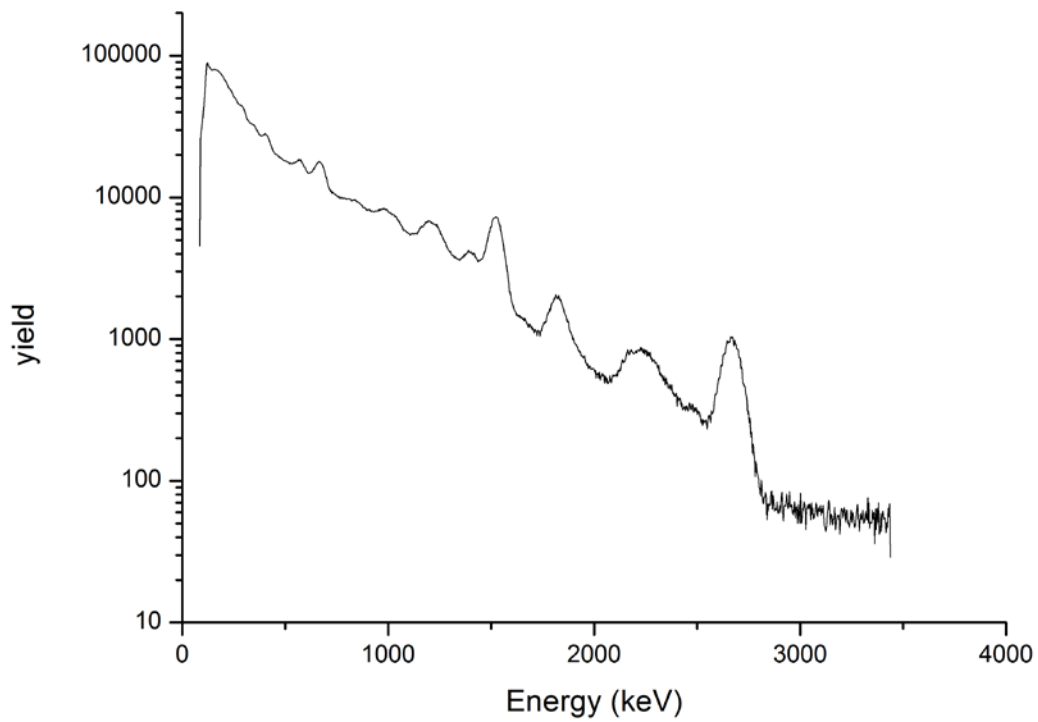
*Εικόνα 63. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα L3-3m #1.*



*Εικόνα 64. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα L3-3m #2.*



*Εικόνα 65. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα RB #1.*



*Εικόνα 66. Φάσμα αναλυμένο με τη χρήση του SpectrW, δείγμα RB #2.*