



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ
ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Ραδιολογική Εκτίμηση Υδρολογικών Χαρακτηριστικών
Υποθαλάσσιας Ανάβλυσης στη Στούπα
(ΝΑ Μεσσηνία, Πελοπόννησος)**

ΓΙΩΡΓΟΣ ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΥ

ΑΘΗΝΑ 2010



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ
ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ (MSc.)
του Διατμηματικού Προγράμματος Σπουδών «Φυσική και Τεχνολογικές Εφαρμογές»

**Ραδιολογική Εκτίμηση Υδρολογικών Χαρακτηριστικών
Υποθαλάσσιας Ανάβλυσσης στη Στούπα
(ΝΑ Μεσσηνία, Πελοπόννησος)**



ΓΙΩΡΓΟΣ ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΥ

Απόφοιτος Σχολής Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών, ΕΜΠ.

ΤΡΗΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ :

ΡΟΖΑ ΖΑΝΝΗ-ΒΛΑΣΤΟΥ (Υπεύθυνη Καθηγήτρια ΕΜΠ)
ΧΡΗΣΤΟΣ ΤΣΑΜΠΑΡΗΣ (Επιβλέπων Ερευνητής ΕΛΚΕΘΕ)
ΜΙΧΑΗΛΣ ΚΟΚΚΟΡΗΣ (Επίκουρος Καθηγητής ΕΜΠ)

ΑΘΗΝΑ 2010

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία είναι μέρος του ερευνητικού προγράμματος “ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΗ ΘΑΛΑΣΣΙΑ & ΧΕΡΣΑΙΑ ΜΕΛΕΤΗ ΓΙΑ ΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΣΟΤΗΤΑΣ, ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΜΑΣΤΕΥΣΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΑΝΑΒΛΥΣΕΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΣΤΟΥΠΙΑΣ ΤΟΥ ΔΗΜΟΥ ΛΕΥΚΤΡΟΥ, Ν. ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ”, που πραγματοποιήθηκε από το Ελληνικό Κέντρο Θαλασσιών Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ.) και τους συνεργάτες τους κατά το χρονικό διάστημα Ιούνιος 2009 – Απρίλιος 2010. Όλες οι μετρήσεις α και β φασματοσκοπίας που περιλαμβάνονται στην εργασία, πραγματοποιήθηκαν εξολοκλήρου στο Εργαστήριο Πυρηνικής Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων υπό την ευθύνη του Δρα. Κ. Σταμούλη και την καθοδήγηση του Επικ. Καθ. Κ. Ιωαννίδη.

Στα πλαίσια της εκπόνησης της εργασίας αλλά και για την ευρύτερη επιστημονική-εκπαιδευτική μου πορεία ευχαριστώ θερμά, τον ερευνητή του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε. και επιβλέποντα της μελέτης Δρα. Χ. Τσαμπάρη, για την συνολική του καθοδήγηση και την υπομονή του, την Καθηγήτρια του Ε.Μ.Π. και υπεύθυνη αυτής της διπλωματικής κ. Ρ. Βλαστού, για τη διαρκή στήριξη και εμπιστοσύνη της εδώ και πολλά χρόνια, και τον Επικ. Καθηγητή του Ε.Μ.Π. και μέλος της τριμελούς επιτροπής κ. Μ. Κόκκορη για τις πολύτιμες συμβουλές και παρατηρήσεις.

Εκφράζω την ιδιαίτερη εκτίμηση και σεβασμό μου στον ερευνητή του Ε.Κ.Φ.Ε. ‘Δημόκριτος’ Δρα. Κ. Κάλφα, για την διαρκή συμβουλευτική και τεχνική βοήθεια, καθώς και τον Αναπλ. Καθηγητή του Ε.Μ.Π. κ. Κ. Παπαδόπουλο για τις επιμορφωτικές και πάντα ενδιαφέρουσες συζητήσεις.

Ξεχωριστά επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τους συνεργάτες Δ. Πατήρη και Φ. Ανδρουλακάκη, που κομμάτι και της δικής τους δουλειάς είναι η εργασία αυτή, καθώς και τους συμφοιτητές Μ. Διακάκη, Α. Τσιγκάνη και Ν. Μαραγκό, για την διαρκή συμπαράσταση και φιλική τους βοήθεια, όποτε αυτή χρειάστηκε.

Τέλος ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένεια μου για τη διαρκή ηθική και υλική στήριξη, χωρίς την οποία θα ήταν αδύνατο να ολοκληρωθεί αυτή η διπλωματική, καθώς και σε όλες τις φίλες και φίλους που με βοήθησαν, ο καθένας με τον τρόπο του.

ABSTRACT

Although invisible at first glance, submarine groundwater discharges (SGD) into the sea are an integral part of the global hydrological cycle. The last decades it has been well known that SGD are a phenomenon of crucial importance for both coastal and inland areas; and responsible for many oceanic and environmental processes. Only very recently has been explored the role that applied nuclear physics can play in the field of SGD's investigation; and is nowadays clear that the use of radiotracers as a potential mean of research, is very promising.

In the present work, entitled “*Radiological Assessment of Hydrological Characteristics of the Submarine Groundwater Spring in Stoupa (NA Messenia, Peloponnese)*”, the radiological study of the coastal area of Stoupa, Southeast Messenia, is presented, exploring the offshore groundwater discharges with nuclear spectrometry methods. The purpose of this study is to identify hydrologic data by detecting radiotracers in groundwater in the coastal marine area of the region, with main point of interest the freshwater vent at Kalogria Bay. Furthermore, new proposed techniques for *in situ* and laboratory underwater localized (spot) gamma spectroscopy were implemented, tested and compared with each other. In this work a detailed reference to the essential theoretical background is also included, along with the standard methods of SGD's investigation. A full description of the research area, instrumentation and applied methodologies are also included, while are out in detail the results of the research concerning the phenomenon itself, the developed new techniques and the general conclusions arising from the experimental processes.

Giorgos Eleftheriou,
Athens 2010

..2B

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το νερό είναι το επικρατέστερο συστατικό του πλανήτη και αποτελεί πηγή ζωής για τον άνθρωπο και όλα τα έμβια όντα της Γης. Από πολύ νωρίς ο άνθρωπος προσπάθησε να το χρησιμοποιήσει με το βέλτιστο δυνατό τρόπο, ερευνώντας και κατανοώντας τα φαινόμενα που συνδέονται έμμεσα ή άμεσα και με αυτό. Η κατανόηση του υδρολογικού κύκλου, με άλλα λόγια, του νερού σε τοπικό και παγκόσμιο επίπεδο, αποτελεί το κλειδί για την διαχείριση, προστασία και αιφόρο εκμετάλλευσή του. Πολύ σημαντικό κομμάτι του υδρολογικού κύκλου αποτελούν οι υποθαλάσσιες εκροές υπόγειων υδάτων μέσα στην θάλασσα (SGD). Πρόκειται για ένα φαινόμενο καθοριστικής σημασίας τόσο για τις παράκτιες και ηπειρωτικές περιοχές, όσο και για όλες τις ωκεάνιες και περιβαλλοντικές διαδικασίες που συνδέονται με τις κλιματολογικές συνθήκες. Είναι λοιπόν προφανές ότι η συστηματική έρευνα των SGD αποτελεί αντικείμενο θεμελιώδους σημασίας τόσο για γνωσιολογικούς λόγους κατανόησης του περιβάλλοντος που ζούμε, όσο και για τη βελτίωση των συνθηκών της ζωής μας.

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε η ραδιολογική μελέτη της παραθαλάσσιας περιοχής της Στούπας, στην Νοτιοανατολική Μεσσηνία, με απώτερο στόχο την διερεύνηση του φαινομένου των υποθαλάσσιων εκροών με μεθόδους πυρηνικής φυσικής. Σκοπός της έρευνας ήταν ο προσδιορισμός υδρολογικών δεδομένων μέσω της ανίχνευσης ραδιοϊχνηθετών στα υπόγεια νερά και στην παράκτια θαλάσσια ζώνη της ευρύτερης περιοχής, με κύριο σημείο ενδιαφέροντος την υποθαλάσσια ανάβλυση γλυκού νερού στον όρμο της Καλογοριάς. Παράλληλα έγινε προσπάθεια εφαρμογής, ελέγχου και σύγκρισης προτεινόμενων μεθόδων επιτόπιας και εργαστηριακής υποθαλάσσιας εντοπισμένης (σημειακής) φασματοσκοπίας-γ. Στην εργασία επιπλέον περιλαμβάνεται αναλυτική αναφορά στο θεωρητικό υπόβαθρο του ευρύτερου φαινομένου και των τρόπων διερεύνησης των SGD, πλήρης περιγραφή της περιοχής έρευνας, της οργανολογίας και της μεθοδολογίας των ραδιολογικών μετρήσεων και των διασκοπίσεων που πραγματοποιήθηκαν, ενώ παρατίθενται με λεπτομέρεια τα αποτελέσματα της έρευνας που αφορούν στο φαινόμενο καθεαυτό, καθώς και την ανάπτυξη νέων τεχνικών και γενικότερων πρακτικών συμπερασμάτων που απορρέουν από την όλη διαδικασία.

Συγκεκριμένα, στο πρώτο Κεφάλαιο γίνεται μια σύντομη αναφορά βασικών γνώσεων γύρω από αυτό το φαινόμενο των SGD με διερεύνηση του ρόλου τους στον υδρολογικό κύκλο, την ιστορική ανασκόπηση του φαινομένου και της μελέτης του σε παγκόσμιο επίπεδο, την περιγραφή των βασικών χαρακτηριστικών του και την επισκόπηση των σύγχρονων μεθόδων ανίχνευσης και ποσοτικοποίησης. Στο Κεφάλαιο 2 περιγράφονται οι βασικές αρχές και διαπιστώσεις της έρευνας των ραδιοϊσοτόπων στα υπόγεια νερά και οι αντίστοιχες μέθοδοι μελέτης των SGD με ραδιοϊχνηθέντες, με αναφορά στους μηχανισμούς εμπλουτισμού και απώλειας των σημαντικότερων ραδιοϊσοτόπων, στη συσχέτιση τους με βασικά χαρακτηριστικά των SGD, όπως επίσης και στις μεθόδους ανίχνευσης αυτών των ραδιοϊσοτόπων, με ιδιαίτερη μνεία στο προσδιορισμό της ηλικίας και του χρόνου παραμονής στο υπέδαφος των υπογείων υδάτων.

Στο επόμενο μέρος της εργασίας, με το Κεφάλαιο 3, γίνεται αναλυτική περιγραφή της περιοχής της Στούπας και της υποθαλάσσιας ανάβλυσης που μελετήθηκε, με δεδομένα που προέκυψαν από σειρά ερευνητικών διασκοπίσεων (6/09- 7/10), ενώ παρουσιάζεται η μεθοδολογία των ραδιολογικών δειγματοληψιών νερού και των επιτόπιων καταγραφών γ-ακτινοβολίας. Στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζονται τα ανιχνευτικά συστήματα πυρηνικής φασματοσκοπίας που χρησιμοποιήθηκαν και συγκεκριμένα περιγράφεται ο υποβρύχιος ανιχνευτής ιωδιούχου νατρίου NaI γ-ακτινοβολίας KATERINA, που χρησιμοποιήθηκε στις *in situ* μετρήσεις στην ανάβλυση της Καλογριάς, ο υπερευαίσθητος μετρητής υγρούς σπινθηρισμού LSA για την ανίχνευση ραδιοϊσοτόπων με τη μέθοδο της ολικής α- και β-φασματοσκοπίας σε δείγματα νερού από την ευρύτερη περιοχή της Στούπας και ο ανιχνευτής γερμανίου υψηλής καθαρότητας HPGe για την γ-φασματοσκοπία δειγμάτων νερού σε σημεία του κώνου της ανάβλυσης.

Τέλος, στο Κεφάλαιο 5, παρατίθενται τα πειραματικά και θεωρητικά αποτελέσματα της έρευνας σχετικά με την μελέτη του SGD της Στούπας μέσω ραδιοϊσοτόπων, τη παλαιότητα και το χρόνο παραμονής του νερού της ανάβλυσης, την αλληλοβαθμονόμηση των ανιχνευτικών μεθόδων, το μαθηματικό προσδιορισμό της ελάχιστης ανιχνευόμενης ενεργότητας (MDA) και την Monte Carlo προσομοίωση της εργαστηριακής μεθόδου μέτρησης δειγμάτων νερού. Η εργασία κλείνει με το Κεφάλαιο 6 που αναφέρονται γενικά και ειδικά συμπεράσματα που αφορούν το σύνολο της μελέτης.

Γιώργος Ελευθερίου, Αθήνα 2010

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Ευχαριστίες.....	2
Abstract.....	3
Πρόλογος	5
Περιεχόμενα.....	7
Λίστα Σχημάτων.....	10
Λίστα Πινάκων.....	15
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή.....	17
1.1. Υποθαλάσσιες Εκροές Υπογείων Υδάτων (SGD).....	17
1.2. Ιστορική Αναδρομή.....	20
1.3. Φυσικά Χαρακτηριστικά και Σημασία των SGD.....	25
1.3.1. Φυσικές Διαδικασίες.....	25
1.3.2. Κατηγορίες Υδάτων.....	27
1.3.3. Μηχανισμοί Εκροής.....	28
1.3.4. Χημική Σύσταση.....	29
1.3.5. Σημασία των SGD.....	32
1.4. Μέθοδοι Ανίχνευσης και Ποσοτικοποίησης.....	34
1.4.1. Ροόμετρα επιφανείας.....	34
1.4.2. Πιεζόμετρα.....	36
1.4.3. Προσεγγίσεις ισοζυγίου νερού.....	37
1.4.4. Τεχνική υδρογραφικού διαχωρισμού.....	38
1.4.5. Θεωρητική ανάλυση και αριθμητική προσομοίωση.....	39
1.4.6. Φυσικοί ιχνηθέτες.....	40
Κεφάλαιο 2. Ραδιολογική Εκτίμηση των SGD.....	45
2.1. Συγκεντρώσεις Ραδιοϊσοτόπων στα Υπόγεια Ύδατα.....	45
2.2 Ραδιοϊχνηθέτες και SGD.....	50
2.3.Μέθοδοι Ραδιοανίχνευσης	56
2.4. Πρότυπα Εκτίμησης Χρόνου Παραμονής και Ηλικίας των SGD.....	60
2.4.1. Προσδιορισμός παλαιότητας-ηλικίας νερού.....	61
2.4.2. Προσδιορισμός χρόνου παραμονής υπογείων υδάτων	63
Κεφάλαιο 3. Μετρήσεις Πεδίου σε Υποθαλάσσια Ανάβλυση στη Στούπα.....	69
3.1. Περιοχή Μελέτης.....	70
3.2. Περιγραφή Ανάβλυσης	74
3.3. Ερευνητικές Διασκοπίσεις.....	78

Βαθυμετρική αποτύπωση πυθμένα.....	79
Γεωφυσική διασκόπηση.....	80
Ιζηματολογική ανάλυση.....	81
Ωκεανογραφικές μετρήσεις.....	82
Εργασίες πεδίου.....	85
3.4. Ραδιολογικές Δειγματοληψίες.....	89
Κεφάλαιο 4. Πειραματικές Διατάξεις Πυρηνικής Φασματοσκοπίας.....	93
4.1. Υποβρύχιος Ανιχνευτής Ιωδιούχου Νατρίου (NaI) KATERINA	94
4.2. Υπερευαίσθητος Αναλυτής Υγρού Σπινθηρισμού (LSA).....	100
4.3. Ανιχνευτές Υπερκαθαρού Γερμανίου (HPGe).....	105
4.3.1. Σύγκριση Ανιχνευτικών Διατάξεων.....	109
4.3.2. Βαθμονομήσεις.....	113
4.3.3. Διερεύνηση Ακτινοβολίας Υποβάθρου.....	120
Κεφάλαιο 5. Αποτελέσματα και Παρατηρήσεις.....	125
5.1. Πειραματικά Αποτελέσματα.....	126
5.1.1 Ραδιολογικά Αποτελέσματα και Ποιότητα Νερού.....	126
5.1.2. Προσδιορισμός Ηλικίας Νερού	133
5.1.3. Προσδιορισμός Χρόνου Παραμονής.....	134
5.1.4. Σύγκριση και Αλληλοβαθμονόμηση Συστημάτων.....	139
KATERINA – CTD/Ροόμετρα.....	140
KATERINA – HPGe – LSA.....	143
5.2. Θεωρητικά Αποτελέσματα	146
5.2.1. Εκτίμηση Ελάχιστης Ανιχνεύσιμης Ενεργότητας (MDA).....	147
Ογκομετρική και ενεργειακή εξάρτηση.....	151
Χρονική διακύμανση.....	151
5.2.2. Προσομοιώσεις.....	153
Φάσμα βαθμονόμησης.....	158
Ενεργειακή απόδοση.....	162
Κεφάλαιο 6. Συμπεράσματα και Προτάσεις.....	167
Παράρτημα Α. Κατάλογος Ακτίνων-γ Ραδιοϊσοτόπων Ενδιαφέροντος.....	174
Παράρτημα Β. Κώδικες Υπολογισμού MDA (C++).....	175
Παράρτημα Γ. Αρχεία Εισόδου Προσομοιώσεων (MCNP5).....	177
Παράρτημα Δ. Κώδικας MCNPAnalyzer (MATLAB).....	180
Βιβλιογραφία	183

ΛΙΣΤΑ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

- Σχήμα 1.1. Σχηματικό διάγραμμα των βασικών φαινομένων του υδρολογικού κύκλου.
- Σχήμα 1.2. Γκραβούρα που απεικονίζει ανεφοδιασμό ναυτικών με γλυκό νερό από υποβρύχια πηγή.
- Σχήμα 1.3. Θέσεις των δημοσιευμένων ερευνών υποβρύχιων εκροών υπογείων υδάτων (SGD) έως το 2006. Όλες οι μελέτες πραγματοποίησαν εκτιμήσεις των SGD χρησιμοποιώντας ροόμετρα, πιεζόμετρα, ή γεωχημικούς / γεωφυσικούς (θερμοκρασία) ιχνηθέτες. Οι ένδειξεις "A" έως "F" αφορούν τοποθεσίες όπου έχουν πραγματοποιηθεί συνδυασμένες μέθοδοι μέτρησης, ενώ οι αριθμοί αναφέρονται σε 45 τοποθεσίες όπου έχει πραγματοποιηθεί αξιολόγηση των SGD.
- Σχήμα 1.4. Ονοματολογία και σχηματική αναπαράσταση (χωρίς κλίμακα) των διαδικασιών που σχετίζονται με την υποβρύχια εκροή των υπογείων υδάτων και της ανατροφοδότησής της. Τα βέλη δείχνουν την κίνηση των υδάτων.
- Σχήμα 1.5. Σχεδιαγράμματα τριών τύπων ευρέως χρησιμοποιούμενων ροόμετρων επιφανείας.
- Σχήμα 2.1. Παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωση ραδιοϊσοτόπων των φυσικών ραδιενεργών σειρών στο υπόγειο νερό. Τα ραδιοϊσότοπα μπορούν να βρεθούν σε τρεις καταστάσεις, διαλυτά εντός του νερού, προσροφημένα στην επιφάνεια μετάλλων του νερού ή σε σημεία των τοιχωμάτων του υδροφόρου αγωγού.
- Σχήμα 2.2. Σύγκριση συγκεντρώσεων ισοτόπων της σειράς ^{238}U - και ^{232}Th -, σε χαρακτηριστικά υπόγεια νερά (στοιχεία από [Lu 200, Tr 2001, Po 2003]).
- Σχήμα 2.3. Γραφική αναπαράσταση γενικευμένου μοντέλου κουτιού, για τη χρήση ισοτόπων των φυσικών ραδιενεργών σειρών ως δείκτη οριζόντιας μεταφοράς υπογείων υδάτων στη παράκτια ζώνη.
- Σχήμα 2.4. Διαγραμματική απεικόνιση της πειραματικής διάταξης ενός ενιαίου εναλλάκτη RAD-7 συνεχούς καταγραφής ραδονίου στο νερό.
- Σχήμα 3.1. Η τοποθεσία της Στούπας ως προς το χάρτη της Ελλάδας (πάνω αριστερά), η ευρύτερη περιοχή του Δήμου Λεύκτρων με τις σημαντικότερες κοινότητες (δεξιά) και η παράκτια περιοχή μελέτης (κάτω αριστερά) με σημειωμένες της υποθαλάσσιες (κύκλοι) και της υπέργειες (τραπέζια) πηγές υπογείων υδάτων. Με κίτρινο σημειώνεται η υποθαλάσσια ανάβλυση που εξετάζεται στην παρούσα εργασία.
- Σχήμα 3.2. Χάρτης συσχέτισης γεωλογίας – ρηγματογόνου τεκτονικής στην ευρύτερη περιοχή της Στούπας.
- Σχήμα 3.3. Χάρτης συσχέτισης γεωλογίας – κραστικοποίησης στην ευρύτερη περιοχή της Στούπας.

Σχήμα 3.4. Η επιφανειακή εκδήλωση (ανάβαλος) της υποθαλάσσιας πηγής μελέτης στον όρμο της Καλογριάς στις 10/12/2006, ενώ στο βάθος διακρίνεται και η οροσειρά του Ταΰγετου (αριστερά). Η υποθαλάσσια λεκάνη της πηγής των υπογείων υδάτων (δεξιά πάνω) και οι πλευρικές τοποθεσίες εκροής (δεξιά κάτω), φωτογραφημένη από τους αυτοδύτες.

Σχήμα 3.5. Σκαρίφημα των κύριων χαρακτηριστικών της υποθαλάσσιας λεκάνης εκροής υπογείων υδάτων στον όρμο της Καλογριάς, μετά από παρατηρήσεις και μετρήσεις των δυτών.

Σχήμα 3.6. Η μεταβολή του μεγαλύτερου ανάβαλου της Καλογριάς στη διάρκεια του έτους των επιτόπιων ερευνών 2009-2010. Οι φωτογραφίες πάρθηκαν είτε από το πλοίο με φόντο τον όρμο της Καλογριάς, είτε από τον όρμο προς την θάλασσα.

Σχήμα 3.7. Χάρτης πορειών καταγραφής βαθυμετρίας και ηχοβολιστικών του πυθμένα στην περιοχή Στούπας – Καλογριάς.

Σχήμα 3.8. Η ηχητική πηγή (σε κατασκευή catamaran) σε λειτουργία, συρόμενο από το σκάφος (αριστερά) και η ποντιζόμενη μονάδα (Tow fish) του πλευρικού ηχοβολιστικού (αριστερά).

Σχήμα 3.9. Το αλιευτικό σκάφος 'Γιώργος' με το οποίο έγιναν οι δειγματοληψίες (πάνω) και το ιδιωτικό υδρογραφικό σκάφος 'Ωρίων' με το οποίο έγιναν οι βαθυμετρικές και γεωφυσικές μετρήσεις (κάτω), στον όρμο Καλογριάς.

Σχήμα 3.10. Το δίκτυο των σταθμών δειγματοληψίας κατά μήκος των ακτών της Στούπας.

Σχήμα 3.11. Οι αισθητήρες θερμοκρασίας-αγωγιμότητας (αριστερά), μέτρησης ταχύτητας ροής (κέντρο) και γ-φασματοσκοπίας KATEPINA (δεξιά), που χρησιμοποιήθηκαν στον υποθαλάσσιο μετρητικό σταθμό.

Σχήμα 3.12. Διάφορες διατάξεις του υποβρύχιου μετρητικού σταθμού πριν την πόντιση του.

Σχήμα 3.13. Τα δοχεία Pyrex των 0.6 L και 2 L (αριστερά) και φιάλη τύπου NISKIN των 8 L (δεξιά), που χρησιμοποιήθηκαν στον υποθαλάσσιες δειγματοληψίες από τους αυτοδύτες.

Σχήμα 3.14. Θέσεις δειγματοληψίας στην ανάβαλο της υποθαλάσσιας πηγής της Καλογριάς.

Σχήμα 3.15. Γράφημα της μεθοδολογίας συλλογής δείγματος νερού για μέτρηση με ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή (LSC).

Σχήμα 4.1. Τρισδιάστατη απεικόνιση τους εξωτερικού και εσωτερικού του συστήματος υποβρύχιας φασματοσκοπίας KATERINA.

Σχήμα 4.2. Σχηματικά διάγραμμα του περιβλήματος του κρυστάλλου (αριστερά) και του συστήματος του ανιχνευτή KATERINA.

Σχήμα 4.3α. Γραφική παράσταση των πειραματικών τιμών και της καμπύλης της ενεργειακής βαθμονόμησης του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA στο νερό.

Σχήμα 4.3β. Γραφική παράσταση των πειραματικών τιμών και της καμπύλης της ενεργειακής διακριτικής ικανότητας του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA σε υδάτινο περιβάλλον (θάλασσα, λίμνη).

Σχήμα 4.3γ. Γραφική παράσταση των πειραματικών και προσομοιωμένων δεδομένων, με την καμπύλη προσαρμογής της αντίστοιχης εμπειρικής συνάρτησης της απόδοσης του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA στο νερό. Οι τιμές των σταθερών σε όλες τις περιπτώσεις αν και ευμετάβλητες ανάλογα με τις συνθήκες μέτρησης και των τεχνικών ρυθμίσεων, παρουσιάζουν μόνο μικρές αποκλείσεις.

Σχήμα 4.4. Γραφική παράσταση της μεταβολής του γινομένου $MDA \cdot I_{\gamma}$ συναρτήσει της ενέργειας των ακτίνων γάμα, για φάσμα 12 h στη θάλασσα.

Σχήμα 4.5. Πειραματικά φάσματα του ανιχνευτή KATERINA μερικών ημερών (πάνω) και 12 h από την υποθαλάσσια πηγή της Στούπας.

Σχήμα 4.6. Σχηματική αναπαράσταση της μεθόδου ανίχνευσης α και β ακτινοβολίας σε δείγματα νερού από ένα μετρητή υγρού σπινθηρισμού (LSC).

Σχήμα 4.7. Ο υπερευαίσθητος αναλυτής υγρού σπινθηρισμού (LCA) Tri-Carb 3170TR/SL.

Σχήμα 4.8. Πολλαπλή Gaussian ανάλυση φάσματος κατά την ολική άλφα φασματοσκοπία, όταν το ^{226}Ra και τα θυγατρικών του βρίσκονται σε ισορροπία.

Σχήμα 4.9. Απλή Gaussian προσαρμογή στην φωτοκορυφή του τριτίου στα 18.6 keV, από φάσμα ολικής βήτα φασματοσκοπίας σε δείγμα που προέρχεται από θαλάσσιο νερό. Στο φάσμα είναι εμφανής η επίδραση της περιεκτικότητας του δείγματος σε προσμείξεις που είναι και αυτές βήτα ραδιενεργές.

Σχήμα 4.10. Σχηματική αναπαράσταση της πειραματικής ανιχνευτικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκε για τις μετρήσεις των δειγμάτων.

Σχήμα 4.11. Γεωμετρίες κρυστάλλου p-τύπου HPGe.

Σχήμα 4.12. Καμπύλες απόλυτης απόδοσης σημειακών πηγών σε απόσταση 25 cm, από το παράθυρο του κρυστάλλου, για διαφορετικούς ανιχνευτές p-τύπου γερμανίου. Στη λεζάντα αναγράφεται στη σειρά το όνομα, οι διαστάσεις του κρυστάλλου και το είδος του ανιχνευτή.

Σχήμα 4.13. Οι ανιχνευτικές διατάξεις στο Ε.Μ.Π. (αριστερά) και στο ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. (δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν για την πραγματοποίηση των μετρήσεων.

Σχήμα 4.14. Φωτογραφία της οριζόντιας κυλινδρικής θωράκισης στο Ε.Μ.Π. (αριστερά) και της κατακόρυφης θωράκισης του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. (δεξιά) που πραγματοποιήθηκαν οι πειραματικές μετρήσεις.

Σχήμα 4.15. Σύγκριση πειραματικών φασμάτων υποβάθρου 2 ωρών των ανιχνευτικών διατάξεων του Ε.Μ.Π. (κόκκινη γραμμή, κάτω) και του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. (μπλε γραμμή, πάνω).

Σχήμα 4.16. Σχηματική τομή της ανιχνευτικής διάταξης των βαθμονομήσεων με ευρώπιο ^{152}Eu πρώτα για σημειακή πηγή (αριστερά) και για σύριγγα (κέντρο), σε απόσταση 25cm από το παράθυρο του ανιχνευτή, και μετά για τις δύο γεωμετρίες φιαλών 0.6 L και 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή (δεξιά).

Σχήμα 4.17. Πειραματικά φάσματα 7200 s βαθμονόμησης του ανιχνευτή με σημειωμένες τις κορυφές του ^{152}Eu και την σχετική τους ένταση (%), για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm (μπλε γραμμή, πάνω), για μικρή φιάλη 0.6 L (πράσινη γραμμή, μέση) και για μεγάλη φιάλη 2 L (κόκκινη γραμμή, κάτω). Στο κάτω μέρος του φάσματος εμφανίζονται σε μεγέθυνση τρεις ενδεικτικές φωτοκορυφές με τις ασυμμετρικές Gaussian προσαρμοσμένες συναρτήσεις και το αφαιρούμενο σε κάθε περίπτωση υπόβαθρο, για τον υπολογισμό των γεγονότων φωτοκορυφής.

Σχήμα 4.18. Καμπύλη ενεργειακής βαθμονόμησης του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 4.19. Καμπύλη ενεργειακής διακριτικής ικανότητας του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 4.20. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 4.21. Σύγκριση της ενεργειακής ογκομετρικής απόδοσης ε_V (m^3) του ανιχνευτικού συστήματος για τα φιάλες 0.6 L και 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 4.22. Πειραματικό φάσμα μίας ώρας της ακτινοβολίας υποβάθρου συμπληρωμένης φιάλης 0.6 L με απιονισμένο νερό.

Σχήμα 4.23. Ο ρυθμός καταγραφής γεγονότων υποβάθρου στο ανιχνευτικό σύστημα του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. για τις εντονότερες φωτοκορυφές ενδιαφέροντος, όπως προέκυψε μετά από ανάλυση φασμάτων μίας ώρας για φιάλες 0.6 L γεμάτο με απιονισμένο νερό (Full Bottle), για άδειο (Empty Bottle) και χωρίς καθόλου (Air).

Σχήμα 4.24. Χρονική διακύμανση των ραδιονουκλιδίων ενδιαφέροντος στο φάσμα υποβάθρου φιάλης απιονισμένου νερού 615 mL, προσδιορισμένο από το ρυθμό γεγονότων ανά δευτερόλεπτο (CPS) της κύριας φωτοκορυφής τους.

Σχήμα 5.1. Πειραματικά φάσματα 12 h του ανιχνευτή KATERINA από την υποθαλάσσια πηγή της Στούπας σε περίοδο έντονης (πάνω) και μικρής (κάτω) ροής γλυκού νερού.

Σχήμα 5.2. Συσχέτιση των συγκεντρώσεων καλίου και ραδονίου στην εκβολή της ανάβλυσης, σύμφωνα με τα αποτελέσματα μετρήσεων καθ' όλη την διάρκεια της έρευνας.

Σχήμα 5.3. Τυπικό πειραματικό φάσμα μίας μέρας χωρίς (πράσινη γραμμή, πάνω) και με αφαιρεμένο υπόβαθρο (μωβ γραμμή, κάτω) με τις αντίστοιχες φωτοκορυφές ^{208}Tl και ^{228}Ac , για τον υπολογισμό του χρόνου παραμονής του νερού της υποθαλάσσιας πηγής, στη Στούπα.

Σχήμα 5.4. Διάγραμμα πειραματικής εξασθένησης της ενεργότητας των δειγμάτων νερού από τη πηγή (Flux) και τον χώρο μείξης (Inventory) της υποθαλάσσιας ανάβλυσης, για το ^{228}Ac και το ^{208}Tl σε αντιπαραβολή με τις προβλεπόμενες καμπύλες του εκθετικού νόμου της ραδιενεργού αποδιέγερσης των μητρικών τους πυρήνων ^{228}R και ^{224}Ra , αντίστοιχα.

Σχήμα 5.5. Χάρτης σημείων έκχυσης και ιχνηθέτησης με την μέθοδο της ουρανίνης, για τον προσδιορισμό του μέσου χρόνου παραμονής του νερού στο υπέδαφος.

Σχήμα 5.6. Χρονοσειρά των συγκεντρώσεων ενεργότητας του μολύβδου ^{214}Pb (θυγατρικού πυρήνα του ^{222}Rn) και του καλίου ^{40}K σε σχέση με την ταχύτητα της ροής.

Σχήμα 5.7. Σύγκριση για τις τιμές της αλατότητας του νερού στο σημείο πόντισης κοντά στην ανάβλυση, όπως προσδιορίστηκαν με τον ανιχνευτή KATERINA και τα CTD.

Σχήμα 5.8. Φάσματα υπολογισμού ως MDA συνάρτηση της ενέργειας, για μέτρηση φιαλών δείγματος νερού 0.6 L και 2 L στο ανιχνευτικό σύστημα HPGe του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ για 24 h.

Σχήμα 5.9. Διάγραμμα της MDA των σημαντικότερων ραδιονουκλιδίων στο νερό, για ανίχνευση μίας μέρας σε φιάλη δείγματος 0.6 L και 2 L.

Σχήμα 5.10. Γράφημα της μείωσης της MDA με το χρόνο για τα κυριότερα ραδιονουκλίδια υποβάθρου, για ανίχνευση σε φιάλες δείγματος 0.6 L και 2 L, κανονικοποιημένα σε Bq/L.

Σχήμα 5.11. Σκαρίφημα διαστάσεων, μετά από μέτρηση, των επιμέρους στοιχείων της ανιχνευτικής διάταξης, που κρίθηκαν απαραίτητα και συμπεριελήφθησαν στην προσομοίωση με τον κώδικα MCNP5.

Σχήμα 5.12. Γεωμετρικό διάγραμμα του ανιχνευτή HPGe.

Σχήμα 5.13. Σχηματική αναπαράσταση της προσομοιωμένης ανιχνευτικής διάταξης HPGe για τις γεωμετρίες μεγάλης και μικρής φιάλης σε επαφή, με το πρόγραμμα γραφικών VisED.

Σχήμα 5.14. Πειραματικό (μπλε γραμμή, μπροστά) και προσομοιωμένο (κόκκινη γραμμή, στο φόντο) φάσμα ενεργειακής βαθμονόμησης με ^{152}Eu και ^{154}Eu για φιάλη 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 5.15. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης προσομοίωσης MCNP5 του ανιχνευτικού συστήματος για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Σχήμα 5.16. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης για ανιχνευτή π-τύπου HPGe – GEMFX.

Σχήμα 5.17. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης γεωμετρίας όγκου τύπου Marinelli για ανιχνευτή π-τύπου HPGe – GEMFX.

Σχήμα 5.18. Σχηματικό διάγραμμα φιάλης Marinelli.

ΛΙΣΤΑ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.1. Πίνακας που συνοψίζει τις κυριότερες κατηγορίες, τις κινητήριες δυνάμεις, καθώς και τους παράγοντες που συντελούν στο δημιουργία των SGD. Η κατηγοριοποίηση είναι σχετικά αυθαίρετη, άρα είναι δυνατή και η αλληλοεπικάλυψη των ομάδων.

Πίνακας 2.1. Σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωση των κυριότερων ραδιοϊσοτόπων των τριών φυσικών ραδιενεργών σειρών (^{238}U , ^{232}Th και ^{235}U) στα υπόγεια νερά.

Πίνακας 2.2. Χημικές μέθοδοι ανίχνευσης των κύριων φυσικών ραδιοϊσοτόπων στο νερό.

Πίνακας 2.3. Τα ραδιονουκλίδια που χρησιμοποιούνται για τον έμμεσο και άμεσο προσδιορισμό της ενεργότητας των ισοτόπων του ραδίου μέσω γ-φασματοσκοπίας, οι αντίστοιχες ενέργειες των ακτίνων-γ με την έντασή τους και οι πιθανές επικαλύψεις τους από άλλες φωτοκορυφές.

Πίνακας 4.1. Τεχνικά χαρακτηριστικά του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA.

Πίνακας 4.2. Ανιχνευτικές επιδόσεις του αναλυτή Tri-Carb 3170TR/SL με υγρό σπινθηρισμού Ultima Gold LLT TM.

Πίνακας 4.3. Βασικά χαρακτηριστικά των εκπεμπόμενων σωματιδίων α και β, των ραδιονουκλιδίων ενδιαφέροντος.

Πίνακας 4.4. Τεχνικά χαρακτηριστικά του ανιχνευτή HPGe GEM-FX8530P4.

Πίνακας 4.5. Τα ηλεκτρονικά που χρησιμοποιήθηκαν με τον ανιχνευτή HPGe για τα δύο ανιχνευτικές διατάξεις.

Πίνακας 4.6. Αναλυτικός πίνακας υπολογισμού της απόλυτης απόδοσης του ανιχνευτή από τα γεγονότα φωτοκορυφής του ^{152}Eu και πίνακας των παραμέτρων της εξίσωσης της καμπύλης απόδοσης, για τις τρεις πειραματικές διατάξεις.

Πίνακας 5.1. Αποτελέσματα μετρήσεων ραδονίου στην ανάβλυση της Στούπας, με α-φασματοσκοπία από ανιχνευτή LSA κατά την περίοδο Ιούλιος 2009 – Μάιος 2010.

Πίνακας 5.2. Αποτελέσματα μετρήσεων τριτίου με β-φασματοσκοπία από ανιχνευτή LSA σε δείγματα από την υποθαλάσσια ανάβλυση, από επίγειες πηγές και από συλλογή βρόχινου νερού.

Πίνακας 5.3. Αποτελέσματα της εκτίμησης του χρόνου παραμονής/ροής (residence / flushing time) με την τροποποιημένη μέθοδο των Moore et al. και τη χρήση ραδιοιχνηθετών, για την υποθαλάσσια ανάβλυση της Καλογριάς, στη Στούπα.

Πίνακας 5.4. Αλληλοβαθμονόμηση συστημάτων γ-φασματοσκοπίας για “σημειακές” υποθαλάσσιες μετρήσεις, για δύο διαδοχικές ποντίσεις με παράλληλες δειγματοληψίες νερού.

Πίνακας 5.5. Σύγκριση μεταξύ πειραματικής και προσομοιωμένης (MCNP5) ενεργειακής απόδοσης για τις φωτοκορυφές του ^{152}Eu και πίνακας των παραμέτρων της εξίσωσης της προσομοιωμένης καμπύλης απόδοσης για τις δύο γεωμετρίες φιάλης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του πλανήτη μας και αποτελεί από τους βασικότερους παράγοντες διαβίωσης για τον άνθρωπο και όλα τα έμβια όντα που κατοικούν σε αυτόν. Εύλογα λοιπόν οι φυσικές επιστήμες από πολύ νωρίς στραφήκαν στην διερεύνηση των φαινομένων και μηχανισμών που σχετίζονται με αυτό. Η μελέτη και κατανόηση όμως αυτών των φαινομένων, σε τοπικό αλλά πολύ περισσότερο σε παγκόσμιο επίπεδο, έχει αποδειχτεί ένα περίπλοκο πρόβλημα που εν πολλή παραμένει άλυτο. Μέρος αυτής της αναζήτησης αποτελούν και οι υποθαλάσσιες εκροές υπογείων υδάτων, ένα ευρύτατο γεωγραφικά και κρίσιμο υδρολογικά φυσικό φαινόμενο που λόγω της πολυπλοκότητας του για πολλά χρόνια παρέμεινε στο επιστημονικό περιθώριο.

Στο εισαγωγικό αυτό κεφάλαιο γίνεται μια σύντομη αναφορά βασικών γνώσεων γύρω από αυτό το φαινόμενο, απαραίτητες για την κατανόηση της παρούσας εργασίας. Αρχικά γίνεται μια ευρεία περιγραφή του υδρολογικού κύκλου και της θέσης σε αυτόν των υπόγειων εκροών προς τη θάλασσα. Κατόπιν πραγματοποιείται μια ιστορική ανασκόπηση του φαινομένου από τις πρώτες παρατηρήσεις στην αρχαιότητα μέχρι τις σύγχρονες συνδυαστικές έρευνες σε παγκόσμιο επίπεδο. Εξετάζονται τα βασικά φυσικά χαρακτηριστικά, οι παράγοντες που συμβάλλουν στη δημιουργία και τελικά η σημασία των υποθαλάσσιων εκροών στη παράκτια ζώνη. Τέλος παρατίθενται οι σύγχρονες μέθοδοι ανίχνευσης αλλά και ποσοτικοποίησης των υποθαλάσσιων εκροών, από διάφορους επιστημονικούς κλάδους.

1.1. Υποθαλάσσιες Εκροές Υπογείων Υδάτων (SGD)

Όπως αναφέρθηκε και στην εισαγωγή του κεφαλαίου το νερό αποτελεί το μεγαλύτερο μέρος της επιφάνειας της Γης. Συγκεκριμένα, το 70% αποτελεί το νερό των ωκεανών ενώ μόνο το 5% είναι γλυκό. Από το σύνολο του γλυκού νερού πάνω από το 30% είναι υπόγεια. Το νερό αυτό λόγω της δύναμης της βαρύτητας, διαρρέει αργά από την επιφάνεια προς στο υπέδαφος και μέσω υδροφόρων φορέων, τελικά απορρέει σε λίμνες, ποτάμια και παράκτιες θαλάσσιες περιοχές .

Η υπόγεια διαδρομή που ακολουθεί το νερό είναι μέρος ενός συνεχούς κύκλου μεταξύ της ξηράς, των ωκεανών και της ατμόσφαιρας που ονομάζεται Υδρολογικός Κύκλος (Σχήμα 1.1). Το επιφανειακό νερό που υπάρχει σε διάφορα υδατικά συστήματα, όπως οι θάλασσες και οι λίμνες, εξατμίζεται παίρνοντας ενέργεια από τον ήλιο. Αυτό το νερό σε μορφή ατμών δημιουργεί τα σύννεφα και τελικά επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης με τη μορφή βροχής, χιονιού ή άλλου είδους κατακρήμνισης. Κατόπιν επανέρχεται στα επιφανειακά ύδατα, είτε άμεσα είτε μέσω των επιφανειακών εκροών, ενώ το εναπομείναν διαρρέει υπόγεια διαμέσου γεωλογικών σχηματισμών που ονομάζονται υδροφόροι ορίζοντες (aquifers). Υδροφόροι ορίζοντες χαρακτηρίζονται οι υπόγειοι σχηματισμοί χαλαρού εδάφους και διαπερατών πετρωμάτων που αποθηκεύουν και διαβιβάζουν σημαντικές ποσότητες νερού.



Σχήμα 1.1. Σχηματικό διάγραμμα των βασικών φαινομένων του υδρολογικού κύκλου [Εν 2010]

Αν και δεν είναι τόσο προφανές όσο η απορροή των ποταμών, τα ηπειρωτικά υπόγεια ύδατα, εκρέουν και αυτά απευθείας στον ωκεανό όταν κάποιος παράκτιος υδροφόρος ορίζοντας είναι συνδεδεμένος με τη θάλασσα. Μάλιστα τέτοιες εκροές μπορούν να πραγματοποιούνται κατευθείαν στη θάλασσα, ακόμα και σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτή, όταν αυτοί οι υδροφόροι ορίζοντες βρίσκονται κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό και εκβάλουν στα σημεία επαφής τους με το βυθό [Κο 1966, Ζε

2000]. Σε ορισμένες περιπτώσεις, τα υποθαλάσσια αυτά υδροφόρα στρώματα, λόγω ρηγματώσεων κυρίως, δίνουν την δυνατότητα της ανταλλαγής νερού μεταξύ των υπόγειων υδάτων και της θάλασσας.

Λόγω της παραπάνω ιδιαιτερότητας υπήρξε αρχικά σύγχυση στη βιβλιογραφία σχετικά με τη χρήση του όρου "απορροή υπόγειων υδάτων" (groundwater discharge), όσο αναφορά το αν τα υπόγεια ύδατα είναι απλά το νερό μετεωρικής προέλευσης ('γλυκό' νερό) ή "κάθε νερό στο έδαφος" [Yo 1966]. Σήμερα, ο πιο γενικός και ευρύτετα χρησιμοποιημένος ορισμός των υπογείων υδάτων (groundwater) είναι "το νερό που βρίσκεται στην κορεσμένη ζώνη ενός γεωλογικού σχηματισμού" [Bu 2003a]. Υπό αυτό το πρίσμα τα υπόγεια ύδατα δεν έχουν κατά ανάγκη επίγεια προέλευση, δηλαδή μπορούν να προέρχονται και από ανακύκλωση θαλάσσιου νερού. Απο την άλλη δεν θα πρέπει να γίνει ταύτιση με το νερό που βρίσκεται εγκλωβισμένο στους πόρους των πετρωμάτων, που χαρακτηρίζεται ως ενδοπορικό νερό (pore water). Μόνο στην ειδική περίπτωση που το γεωλογικό υλικό κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας είναι κορεσμένο, το εγκλωβισμένο στους πόρους των ιζημάτων ή των πετρωμάτων του βυθού "ενδοπορικό νερό" είναι συνώνυμο με το "υπόγειο νερό".

Ο παραπάνω προβληματισμός όμως επεκτείνεται και στην περίπτωση της εκροής υπογείων υδάτων στην θάλασσα, ανάλογα με την οπτική γωνία εξέτασης του φαινομένου. Ενώ για τους ωκεανογράφους το νερό που καταλήγει από την στεριά στη θάλασσα θεωρείται υπόγειο ανεξάρτητα της ιστορίας και της αλατότητάς του, η ίδια διαδικασία, σε περίπτωση που η αλατότητά του νερού είναι ανάλογη με αυτή του ωκεανού, για τους υδρολόγους μπορεί να εκληφθεί ως ανακυκλωμένο θαλασσινό νερό. Η πλέον αποδεκτή συλλογιστική που γεφύρωσε πρόσφατα την παραπάνω αντίθεση πραγματοποιήθηκε με την εισαγωγή από τον W. S. Moore του όρου "υπόγεια εκβολή" (subterranean estuary), που ορίζεται ως "ένας παράκτιος υδροφόρος ορίζοντας όπου τα υπόγεια ύδατα που προέρχονται από την αποστράγγιση του εδάφους αναμειγνύονται σε μετρήσιμο βαθμό με το θαλασσινό νερό που έχει εισέρθει στον υδροφόρο ορίζοντα, μέσα από μια ελεύθερη σύνδεση του με τη θάλασσα" [Mo 1999]. Ο παραπάνω ορισμός υποδηλώνει το γεγονός ότι ορισμένοι υδροφόροι ορίζοντες που καταλήγουν στη θάλασσα μπορούν να θεωρηθούν υπόγειες εκβολές, επειδή διαδραματίζουν ένα πολύ σημαντικό ρόλο στο βιογεωχημικό κύκλο των ωκεανών επηρεάζοντας τη μεταφορά θρεπτικών ουσιών, άνθρακα, και μετάλλων στην παράκτια ζώνη [Ni 1986, Ch 2002, Ta 2003] κατά τρόπο παρόμοιο με εκείνο των επιφανειακών εκβολών, που όμως δεν είναι φανερός εκ πρώτης όψεως.

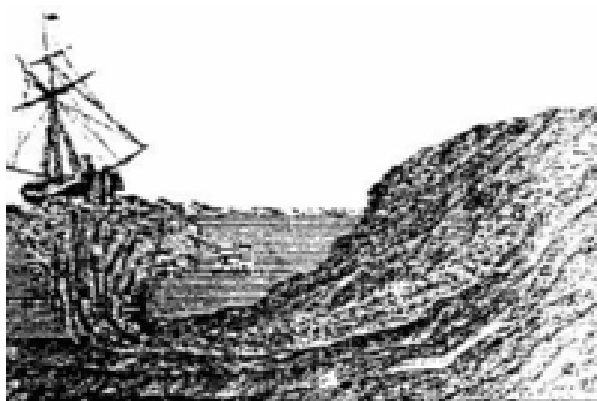
Συνδύαζοντας αυτά που ειπώθηκαν έως τώρα, καταλήγουμε στο κύριο φαινόμενο μελέτης που είναι οι "υποθαλάσσιες εκροές υπογείων υδάτων" (submarine groundwater discharges) και στη διεθνή βιβλιογραφία απαντάται απλά με τα ακρωνύμια SGD – όρος που θα χρησιμοποιηθεί και στο κείμενο για λόγους συντομίας. Ο ακριβής ορισμός των SGD σύμφωνα με τους Burnett et al. είναι *“το σύνολο οποιασδήποτε ροής νερού από τον ηπειρωτικό φλοιό διαμέσω του πυθμένα προς στην παράκτια ζώνη της θάλασσας, άσχετα με τη σύνθεσή του (π.χ. αλατότητα), την προέλευσή ή το μηχανισμό (-ούς) καθοδήγησης του”* [Bu 2003b]. Αν και ο παραπάνω ορισμός είναι αρκετά ευρύς, ώστε τεχνικά να μπορεί να περιλαμβάνει διεργασίες όπως την έντονη υδροθερμική κυκλοφορία νερού σε μεγάλα βάθη, την εκροή υγρών σε υποθαλάσσια ρήγματα και την διαρροή κρύων υδάτων λόγω διαφοράς πίεσης σε ηπειρωτικές πλαγιές, περιορίζεται στη κυκλοφορία ρευστών μέσω ιζημάτων των ηπειρωτικών πλακών με έμφαση στην παράκτια ζώνη. Τέλος πρέπει να σημειωθεί ότι οι "υποθαλάσσιες αναβλύσεις" (groundwater springs) που εμφανίζονται σε περιπτώσεις ροής νερού μέσω καναλιών (όπως π.χ. στα καρστικά πετρώματα) – αν και για μερίδα υδρολόγων θεωρείται ξεχωριστή κατηγορία [Wy 1986] – εντάσσονται στην προσέγγιση των SGD, αφού και οι καρστικές πηγές αποτελούν πολύ σημαντικό κομμάτι των παράκτιων περιοχών παγκοσμίως.

1.2. Ιστορική Αναδρομή

Η ύπαρξη των υπόγειων εκροών νερού στη θάλασσα ήταν γνωστή την ανθρωπότητα εδώ και πολλούς αιώνες. Ήδη οι πρώτες γραπτές αναφορές εντοπίζονται στην Ρωμαϊκή εποχή, που ο γεωγράφος Στράβωνας (63 π.Χ. - 21 μ.Χ.) αναφέρει μια υποβρύχια ανάβλυση γλυκού νερού 4 χιλιόμετρα ανοικτά της παράκτιας πόλης Λάτικα στη Συρία [Ko 1966]. Το νερό αυτό μάλιστα συλλέγονταν από τα σκάφη, χρησιμοποιώντας μία μεταλλική χοάνη και σωλήνα από δέρμα, και μεταφέρονταν στην πόλη ως πηγή γλυκού νερού. Άλλες ιστορικές μαρτυρίες μιλούν για πωλητές νερού στο Μπαχρέιν που συνέλεγαν πόσιμο νερό από υπεράκτιες υποβρύχιες πηγές και το πουλούσαν σε πλοία ή κατευθείαν για άρδευση αγροτικών περιοχών [Wi 1946]. Επίσης Ετρούσκοι χρησιμοποιούσαν παράκτιες πηγές για τα *“θερμά λουτρά”* τους (Παυσανίας, 2ος αιώνας μ.Χ.), και υποβρύχιες πηγές κατά μήκος της Μαύρης Θάλασσας που *“αναβλύζουν γλυκό νερό σαν από σωλήνες”* (Πλίνιος ο Πρεσβύτερος, 1ος αιώνας μ.Χ.). Η υπεράκτια εκροή γλυκού νερού είχε ερευνηθεί και σε ορισμένες

περιπτώσεις χρησιμοποιηθεί, για την ύδρευση ολόκληρων περιοχών. Ένα ιδιαίτερα εντυπωσιακό παράδειγμα αυτής της χρήσης αφορούσε την κατασκευή φραγμάτων στη θάλασσα κοντά στις νοτιοανατολικές ακτές της Ελλάδας. Το τεχνητό «τείχος» στο Κιβέρι Αργολίδας επέτρεπε το σχηματισμό μιας λίμνης γλυκού νερού μέσα στη θάλασσα, που κατόπιν χρησιμοποιούνταν για άρδευση των γειτονικά παράκτιων περιοχών [Ze 1996].

Ενώ ήδη από το 1868 ο Sonrel ερευνήσε συστηματικά την εκροή γλυκού νερού από υποθαλάσσιες πηγές και εξέδωσε μελέτη σχετικά με τη χρήση και τους κινδύνους της για τους ναυτικούς [So 1868], η συστηματική επιστημονική έρευνα του φαινομένου καθυστέρησε σημαντικά. Για πολλά χρόνια το ενδιαφέρον ήταν εστιασμένο μόνο



Σχήμα 1.2. Γκραβούρα που απεικονίζει ανεφοδιασμό ναυτικών με γλυκό νερό από υποβρύχια πηγή [So 1868]

στην ποσοτική εκτίμηση των υδάτινων πόρων, ενώ οι περισσότερες πληροφορίες για υποθαλάσσιες εκροές ήταν ανεπίσημες. Οι υδρολόγοι υπόγειων υδάτων παραδοσιακά ασχολήθηκαν κατά κύριο λόγο με τον εντοπισμό και τη διατήρηση αποθεμάτων υπόγειου πόσιμου νερού. Στις παράκτιες περιοχές το ενδιαφέρον, στράφηκε προς το ηπειρωτικό κομμάτι του προβλήματος, ενώ όσον αναφορά τους παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες η προσοχή επικεντρώθηκε μόνο στην αναγνώριση του ισοζυγίου αλμυρού/γλυκού νερού.

Η πρώτη υδροδυναμική προσέγγιση, που περιγράφει όμως μία μη ρεαλιστική υδροστατική κατάσταση, έγινε μέσω της κλασσικής σχέσης Ghyben-Herzberg [Ve 1968]. Η ένταξη στην δυναμική ισορροπία και της επαναφόρτισης του γλυκού νερού, έγινε από τον Dupuit, που όμως υποθέτονταν ότι η ροή των υπόγειων υδάτων είναι εντελώς οριζόντια [Fe 1979]. Σε αυτή την προσέγγιση, η διεπαφή αλληλεπίδρασης αλμυρού/γλυκού νερού λαμβάνεται ως ένα απότομο όριο που τέμνει την ακτογραμμή και κατά μήκος της οποίας δεν υπάρχει ροή, δηλαδή θεωρείται και στασιμότητα του υπόγειου θαλασσινού νερού. Οι παραπάνω υποθέσεις οδηγούν τη σχέση Dupuit-Ghyben-Herzberg στο ανακριβές, αλλά όχι και αντιφατικό, αποτέλεσμα ότι όλες οι απορροές γλυκού νερού πρέπει να καταλήγουν ακριβώς στην ακτογραμμή. Παρόλα αυτά η μεθοδολογία καθιερώθηκε στις αρχές του προηγούμενου αιώνα και

χρησιμοποιήθηκε με επιτυχία σε πολλές πρακτικές εφαρμογές ακόρεστων υδροφορέων [Be 1999]. Κατόπιν ο Hubbert κατάφερε να εξομαλύνει την αδυναμία αυτής της μεθοδολογίας με την εισαγωγή της έννοιας του "κενού εκροής" (outflow gap) [Hu 1940]. Αν και οι βασικές παραδοχές όσον αφορά την στασιμότητα του θαλάσσιου νερού και της ζώνης επαφής γλυκού/αλμυρού νερού παρέμειναν ίδιες, η διεπαφή αλληλεπίδρασης δεν τέμνει πλέον την ακτογραμμή. Αντί αυτού διασταυρώνεται με τον πυθμένα της θάλασσας σε κάποια απόσταση από την ακτή, αφήνοντας ένα κενό μέσω του οποίου τα υπόγεια ύδατα θα μπορούσαν να διαφύγουν στη θάλασσα. Έτσι, υπολογίζοντας πειραματικά το βάθος της διεπαφής αλμυρού/γλυκού νερού και χρησιμοποιώντας το σαν συνοριακή συνθήκη, μπορεί να εφαρμοστεί η υδροδυναμική Dupuit-Ghyben-Herzberg μεθοδολογία για τον υπολογισμό του πλάτους του κενού εκροής υπόγειων υδάτων. Αν και υπήρξαν αρκετές υπολογιστικές λύσεις για τον καθορισμό της θέσης και του μεγέθους του κενού εκροής [He 1964, Gl 1964, Va 1988], λόγω απλουστεύσεων για υπολογιστική ευκολία, μπορούν να οδηγήσουν στην παρανόηση ότι τα SGD είναι εκροές γλυκού νερού και μόνο, χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η ανακυκλούμενη κίνηση της θάλασσας στην ακτή και συνεπώς η μη στασιμότητα των αλμυρών υπογείων υδάτων.

Τα χρόνια που ακολούθησαν, με την ανάπτυξη νέων αριθμητικών μοντέλων, κατέστη δυνατόν να υπολογισθούν πιο ρεαλιστικά υδροδυναμικά πρότυπα. Η πρώτη χρήση αριθμητικού μοντέλου για τον υπολογισμό της εκροής υπογείων υδάτων [Mc 1975], που πραγματοποιήθηκε σε λίμνη οπότε και άσχετη με τον υπολογισμό του ισοζυγίου αλμυρού/γλυκού νερού, είναι αξιοσημείωτη γιατί για πρώτη φορά εμφανίζεται η λογική μιας εκθετικής μείωσης για την προσέγγιση της κατανομής του ρυθμού εκροής καθώς απομακρυνόμαστε από την ακτή. Τα μοντέλα της επόμενης γενιάς συμπεριέλαβαν και την ανακύκλωση του θαλασσινού νερού στο έδαφος λόγω υδροστατικών δυνάμεων, ενώ τα σύγχρονα "διφασικά" μοντέλα επιτρέπουν την αμφίδρομη ανακύκλωση γλυκού και αλμυρού νερού καθώς και την επιμέρους ανάλυσή τους, λόγω υδραυλικών πιέσεων στην ξηρά αλλά και λόγω διαφοράς πυκνότητας των ρευστών [Be 1999]. Παρά την επιτυχία αυτής της προσέγγισης όμως, υπάρχει σοβαρή έλλειψη πειραματικών δεδομένων απαραίτητα για την σωστή παραμετροποίηση, βελτιστοποίηση και επιβεβαίωση τέτοιων μοντέλων. Ιδιαίτερα όσο αναφορά την διασπορά του αλμυρού νερού, το σύνολο σχεδόν των μοντέλων είναι μονοπαραμετρικά, παρόλο που είναι γνωστό πλέον ότι είναι πολλές οι διεργασίες που οδηγούν το φαινόμενο και μάλιστα σε ένα ευρύ χρονικό και χωρικό φάσμα. Είναι

σημαντικό επιπλέον να αναγνωρίσουμε ότι η σχέση Ghyben-Herzberg, που αποτελεί και την βάση όλων των μοντέλων, δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του πλάτους της διεπαφής αλμυρού/γλυκού νερού για ημι-κορεσμένους αρτεσιανούς υδροφόρους ορίζοντες. Τέτοιοι υδροφορείς, λόγω μεγάλης πίεσης των εσωκλειόμενων σε αυτά ρευστών, αφήνουν να διαρρεύσει γλυκό ή υφάλμυρο νερό σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτή και είναι συνηθισμένη περίπτωση για τις παράκτιες περιοχές.

Παρά όλες της παραπάνω προσπάθειες, για πολλά χρόνια η μελέτη των SGD σε πιο πρακτικό επίπεδο ήταν παραμελημένη επιστημονικά λόγω της δυσκολίας προσδιορισμού τους και στην διάχυτη αντίληψη ότι οι διαδικασίες αυτές ήταν περιορισμένου ενδιαφέροντος. Ορόσημο στην οριστική αλλαγή αυτής της στάσης αποτέλεσε η εργασία του Johannes το 1980, καθώς για πρώτη φορά αναγνωρίστηκε και τεκμηριώθηκε εκτενώς ότι η εκροή των υπόγειων υδάτων στη θάλασσα είναι σημαντική τόσο για τον όγκο όσο και τη χημική τους σύσταση [Jo 1980]. Στις δεκαετίες που ακολούθησαν το ερευνητικό ενδιαφέρον άρχισε να καθιερώνεται, καθώς αναδείχτηκε η οικολογική σημασία του φαινομένου στις παράκτιες περιοχές και η αναγκαιότητα για συστηματική επιστημονική διερεύνηση [Va 1990].

Δεκάδες έρευνες πεδίου σε τοπικό επίπεδο πραγματοποιήθηκαν σε πολλές παράκτιες περιοχές του πλανήτη μας, χρησιμοποιώντας κυρίως ροόμετρα, πιεζόμετρα ή/και γεωχημικούς/γεωφυσικούς ιχνηθέτες. Οι θέσεις των πειραματικών εκτιμήσεων SGD (Σχήμα 1.3) φανερώνουν ότι πολλές ανεξάρτητες μελέτες έχουν διεξαχθεί στην ανατολική ακτή των Ηνωμένων Πολιτειών κυρίως στη Φλόριντα και στον Κόλπο του Μεξικού [Ca 1997], στην Ευρώπη όπως π.χ. στη Βαλτική και την Ιρλανδική Θάλασσα [We 2003], την Μεσόγειο (στις ακτές της Ιταλίας, του Ισραήλ, της Ελλάδας, του Λιβάνου κ.α.), στην Ιαπωνία, και στην Ωκεανία [Ko 1966, Ze 1996, Sc 2000, Ta 2002]. Λιγότερες μελέτες έχουν γίνει στη δυτική ακτή των ΗΠΑ, στη Νότια Αμερική, και τη Χαβάη, ενώ οποιαδήποτε ποσοτικά στοιχεία εκλείπουν από την Αφρική, την Ινδία, ή την Κίνα, με εξαίρεση της υπόγειες εκροές στο Μπαγκλαντές [Mo 2005] και την Κένυα [Ki 1988]. Στην Ελλάδα συγκεκριμένα, αν και η έρευνα επικεντρώνεται στα υδρολογικά αριθμητικά μοντέλα [Ka 2006], εκτεταμένες έρευνες έχουν πραγματοποιηθεί κυρίως στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου [Ka 1998, Hi 2001, Vo 2006], στη Νοτιοδυτική Πελοπόννησο και Βόρεια Κρήτη [Ma 1985, Pa 2006], ενώ υδρολογικές εκτιμήσεις πραγματοποιήθηκαν παλαιότερα στο Αργοστόλι της Κεφαλονιάς [St 1969], καθώς και πρόσφατα στην Σαντορίνη [Ko 2009].

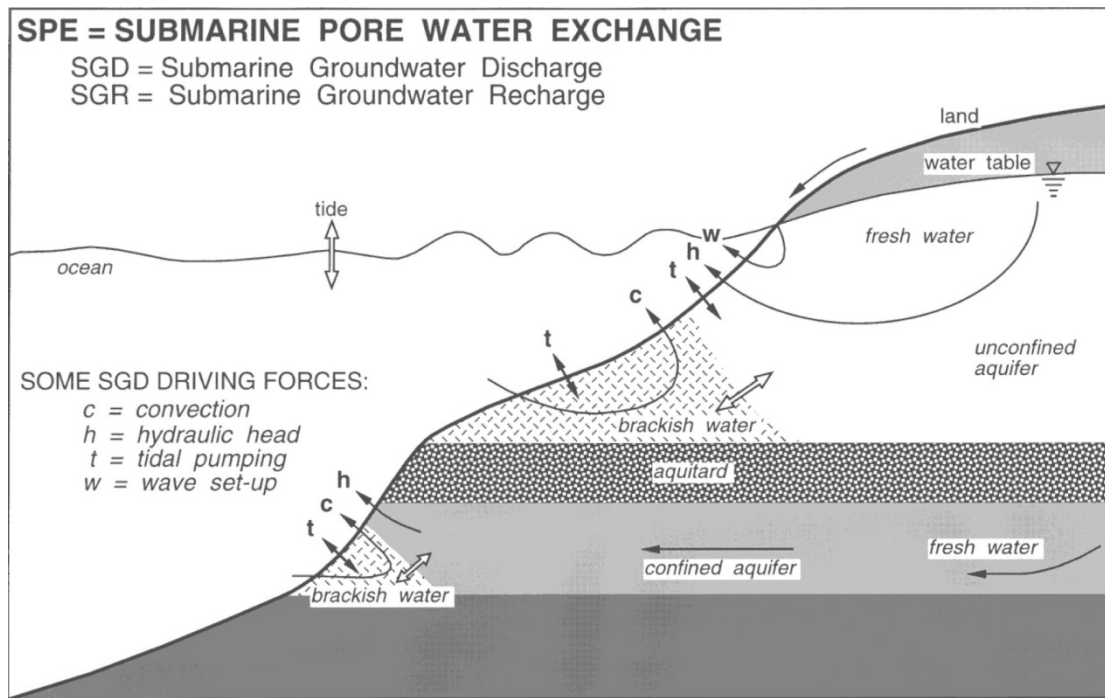
παράκτιων ζωνών. Το πρόγραμμα πραγματοποιήθηκε σε διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα (π.χ. καρστικά, παράκτιες πεδιάδες, παγόμορφα, ηφαιστιακά) σε όλο τον κόσμο (π.χ. Σικελία, Βραζιλία, Αυστραλία, Μαυρίκιος) και συνδυάζοντας πολύ διαφορετικές τεχνικές επισκόπησης (π.χ. χημικές αναλύσεις, φυσικές διασκοπίσεις, υδρολογικά μοντέλα), ενώ για πρώτη φορά καθιερώθηκε η χρήση των πρόσφατα αναπτυχθέντων πυρηνικών και ραδιοϊσοτοπικών τεχνικών, κατάλληλες για την ποσοτική εκτίμηση διαφόρων στοιχείων των SGD [Bu 2006].

1.3. Φυσικά Χαρακτηριστικά και Σημασία των SGD

Στα παράκτια θαλάσσια συστήματα, η ροή ύδατος μπορεί να διαιρεθεί στην ροή προς τον πυθμένα της θάλασσας (SGD), και στην υποθαλάσσια επαναφόρτιση υπόγειων υδάτων" (submarine groundwater recharge) ή SGR, δηλαδή στην αντίστροφη ροή επαναφόρτισης από την θάλασσα προς στους παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες. Οι δύο αυτές συνιστώσες δεν βρίσκονται απαραίτητα σε ισορροπία, αλλά εντούτοις, τα SGD μπορούν, και συχνά συμβαίνει, να περιλαμβάνουν και ανακυκλωμένο στο υπέδαφος νερό. Εναλλακτικά, μερικά ή όλα τα SGR είναι πιο πιθανό να διαπεράσουν τα υποθαλάσσια υδροφόρα στρώματα, και να αυξήσουν τη στάθμη του νερού σε αυτά ή να εκρεύσουν ως επίγεια ύδατα επιφάνειας (π.χ. αλατούχες πηγές), από το να επαναπροωθηθούν κατευθείαν στον πυθμένα της θάλασσας. Η καθαρή εκροή νερού προς την θάλασσα είναι η διαφορά μεταξύ των SGD και των SGR. Έτσι συνολικά, η "υποθαλάσσια ανταλλαγή ενδοπορικών υδάτων" (submarine pore water exchange) ή εν συντομία SPE, είναι η ποσότητα του νερού που μετακινείται στο εσωτερικό του ιζήματος του βυθού από αυτές τις δύο διεργασίες, δηλαδή είναι η διαφορά μεταξύ της μεγαλύτερης εκ των δύο (SGD ή SGR) όγκου ροής και της καθαρής εκροής. Ποσοτικά, η SPE είναι ισοδύναμη με τη μικρότερη απόλυτη τιμή είτε του SGD ή του SGR.

1.3.1. Φυσικές Διαδικασίες

Συνήθως όλα τα κορεσμένα διαπερατά υλικά του ηπειρωτικού φλοιού που βρίσκονται στις παράκτιες ζώνες ταξινομούνται στους υδροφόρους ορίζοντες. Έτσι, οποιαδήποτε ροή μέσω τέτοιων υλικών προς τον ωκεανό θεωρείται ως SGD.



Σχήμα 1.4. Ονοματολογία και σχηματική αναπαράσταση (χωρίς κλίμακα) των διαδικασιών που σχετίζονται με την υποβρύχια εκροή των υπογείων υδάτων και της ανατροφοδότησής της. Τα βέλη δείχνουν την κίνηση των υδάτων. [Th 1987]

Αναφερόμενοι στην διαπερατότητα τους, τα παράκτια υδροφόρα στρώματα συχνά αποτελούνται από πολύπλοκες συστοιχίες κορεσμένων (confined), ημι-κορεσμένων (semiconfined/aquitard) και ακόρεστων (unconfined) συστημάτων. Τα απλά υδρολογικά πρότυπα, που αναφέρθηκαν προηγουμένως, δεν εξετάζουν την ανισότροπη φύση των παράκτιων ιζημάτων, της διασποράς της εκροής των SGD, και της παλιρροιακής άντλησης του θαλασσινού νερού. Επιπλέον, η ανακύκλωση του θαλασσινού νερού, μέσω των παράκτιων υδροφορέων μπορεί να οφείλεται και στη ροή γλυκού νερού από τις παράκτιες ηπειρωτικές ορεινές περιοχές [De 2003]. Εκτός όμως της κυκλοφορίας ρευστών λόγω ηπειρωτικών δυνάμεων, έχουμε και θαλάσσιες διαδικασίες, με σημαντικότερες τις παλίρροιες (tidal pumping) και τα κύματα (wave set-up), που έχουν ως αποτέλεσμα ροή προς και από το βυθό της θάλασσας, ακόμη και στην περίπτωση απουσίας ενός υδραυλικού φορτίου (hydraulic head). Τέλος όταν για οποιοδήποτε λόγο η πυκνότητα του νερού της θάλασσας αυξάνεται πάνω από εκείνη του ενδοπορικού νερού, αυτό το νερό εκρέει από το ίζημα του πυθμένα λόγω βαρυτικής μεταφοράς (convection) και “επιπλέει” προς την επιφάνεια, ενώ την θέση του παίρνει το πυκνότερο θαλασσινό νερό, και πάλι, χωρίς καθαρή απόρριψη προς την θάλασσα.

Σε αυτές τις διαδικασίες μεγάλη σημασία παίζει και η έντονη χωροχρονική διακύμανση των SGD, ενώ είναι σύνηθες η κίνηση του νερού να μην συνοδεύεται απαραίτητα με δημιουργία ροής. Κλασσική περίπτωση τέτοιας μηδενικής ροής έχουμε όταν κύματα θαλάσσιου νερού μικρής διάρκειας ανακυκλώνουν ή ανακινούν ενδοπορικό νερό, φαινόμενο που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως "κυματική άντληση ή ανάδευση" (wave pumping/stirring) [Ha 1983, Ri 1972, We 1968].

1.3.2. Κατηγορίες Υδάτων

Από τα παραπάνω γίνεται σαφές λοιπόν ότι όταν αναφερόμαστε σε SGD δεν εννοούμε μόνο το γλυκό νερό που καταλήγει στη θάλασσα, αλλά νερό που μπορεί να περιέχει πολλές διαφορετικές κατηγορίες υδάτων. Μια από αυτές είναι το μετεωρικό νερό, δηλαδή νερό που προέρχεται από ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις στην επιφάνια του εδάφους, κατόπιν διεισδύσει στα πετρώματα και συγκεντρώνεται σε υδροφόρους ορίζοντες. Από εκεί μπορεί να καταλήξει μέχρι τον πυθμένα της θάλασσας οδηγούμενο από ηπειρωτικές υδραυλικές πιέσεις, αν και είναι πιθανό ότι αυτή η απορροή να συμβαίνει και λόγω βαρυτικής μεταφοράς. Άλλη σημαντική συνιστώσα των SGD είναι ανακυκλωμένο θαλασσινό νερό που μπορεί επίσης να οφείλεται εν μέρει στις υδραυλικές πιέσεις στην ξηρά καθώς και σε διάφορες θαλάσσιες δυνάμεις. Σε ορισμένες περιπτώσεις SGD θα μπορούσαν να περιέχουν υπόγειο λιμνάζον αλμυρό νερό ή υπόγεια ύδατα με αυξημένη αλατότητα λόγω της διάλυσης αλάτων από τα πετρώματα που περιβάλλουν τον υδροφόρο ορίζοντα. Έτσι, η αλμυρότητα του νερού δεν αποτελεί έναν ασφαλή δείκτη της προέλευσής του. Αν και από πρακτική άποψη θα ήταν βολικότερο τα SGD να κατηγοριοποιηθούν σύμφωνα με την κύρια σύστασή τους, στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1.1) αποφεύγεται αυτό, καθώς θα υπήρχε δυσκολία στην κατάταξη περιπτώσεων που έχουμε μείξη υδάτων διαφορετικής προέλευσης.

Κατηγορίες	Κινητήριες Δυνάμεις	Συμβαλλόμενοι Παράγοντες
Μετεωρικό νερό (γλυκό)	Υδραυλική πίεση	Τοπογραφία, Διαπερατότητα, Κατακρημνίσεις, Εξατμισοδιαπνοή
Ανακυκλωμένο θαλάσσιο νερό (αλμυρό)	Υδραυλική πίεση, Παλιρροιακή άντληση, Κυματική κίνηση	Παλιρροϊκό εύρος, περίοδος, συχνότητα, Αιολική ισχύ, κατεύθυνση
Εγκλωβισμένα ύδατα στους εδαφικούς πόρους (πολύ αλμυρό)	Πυκνότητα, Θερμική βάρθρωση	Γεωλογία, Γεωθερμική θέρμανση

Πίνακας 1.1. Πίνακας που συνοψίζει τις κυριότερες κατηγορίες, τις κινητήριες δυνάμεις, καθώς και τους παράγοντες που συντελούν στο δημιουργία των SGD. Η κατηγοριοποίηση είναι σχετικά αυθαίρετη, άρα είναι δυνατή και η αλληλοεπικάλυψη των ομάδων

1.3.3. Μηχανισμοί Εκροής

Ανάλογη κατηγοριοποίηση θα μπορούσε να γίνει με βάση τις δυνάμεις κίνησης των ρευστών που τελικά δημιουργούν τα SGD. Μια τέτοια ομαδοποίηση θα περιελάμβανε αρχικά τις *ηπειρωτικές διαδικασίες*, με κυριότερη την υδραυλική πίεση λόγω βαρύτητας των ρευστών, με συνεπακόλουθη την εκροή μετεωρικού νερού που υπό περιπτώσεις συμπαρασύρει και θαλάσσιο νερό. Η δευτερεύουσα αυτή διαδικασία συμβαίνει στην περίπτωση που το μετεωρικό νερό ρέει μέσω ενός υδροφορέα προς τη θάλασσα πάνω από ένα στρώμα αλμυρού νερού, προσκρούοντας έτσι στην ακανόνιστη διεπαφή των υγρών, όπου και προκαλείται η ανάμειξη τους λόγω διάχυσης και διασποράς [Co 1964]. Σε αυτή την κατηγορία μπορεί να ενταχθεί και η ανοδική ροή ρευστών από βαθύς, υπό πίεση υδροφόρους ορίζοντες (megawatersheds). Πρόκειται για όσο το δυνατόν ευρύτερες λεκάνες υδάτων που μπορεί να τροφοδοτούν με νερό κάποιο βαθύ ταμιευτήρα. Αυτό εξηγεί και την ύπαρξη μεγάλων ταμιευτήρων γλυκού και υφάλμυρου νερού σε άνυδρες, και άλλες περιοχές, λόγω περιφερικών διαπερατών ρηγμάτων ελεγχόμενων σε μεγάλο βαθμό από υπόγειες τεκτονικές κινήσεις. Η ανοδική διαφυγή κατά μήκος των ρηγμάτων από αυτά τα βαθιά συστήματα, μπορεί να παρέχει μια επιπρόσθετη πηγή υγρών στις ρηχές υπόγειες εκβολές [Bi 1994].

Εναλλακτικά, μια δεύτερη ομάδα μηχανισμών παραγωγής των SGD αφορά ένα μεγάλο αριθμό *θαλάσσιων διεργασιών*. Στην παράκτια ζώνη οι πιο σημαντικές διεργασίες είναι η παλιρροιακή άντληση, η είσοδος και έξοδος της θάλασσας στο υπέδαφος λόγω κυμάτων και θυελλών ή η δημιουργία βαθμίδων πίεσης λόγω ρευμάτων. Ένας άλλος σημαντικός μηχανισμός που προκαλεί τοπική παλινδρόμηση υδάτων είναι η εξάτμιση του θαλασσινού νερού στα κλειστά παράκτια συστήματα, με συνεπακόλουθη αύξηση της πυκνότητας του απομονωμένου θαλασσινού νερού. Η παλινδρόμηση αυτή μπορεί να συμβαίνει σε ημερήσια, μηνιαία ή και μεγαλύτερη συχνότητα [Si 1984]. Επιπλέον, η διακύμανση του επιπέδου της θάλασσας είναι ένας εξίσου σημαντικός παράγοντας. Αυτό περιλαμβάνει τόσο την αλλαγή που προκαλείται λόγω τοπικών διαπερατών ανωμαλιών, όπως οι ύφαλοι και τα σύνορα των νησιωτικών περιοχών, όσο και την ευρύτερη κάλυψη ακτών από έντονα ωκεανικά φαινόμενα σε παγκόσμια κλίμακα, όπως η μικρή ανύψωση του επιπέδου της θάλασσας λόγω αργών σχετικά διαδικασιών (π.χ. φαινόμενο θερμοκηπίου) ή και πιο έντονων (π.χ. τζουνάμι) με ριζική αλλαγή της συμπεριφοράς και σύστασης των SGD. Σε θαλάσσιους

μηχανισμούς που αναφέρθηκαν, μπορεί να ενταχθεί και η εποχιακή εισροή ή εκροή της θάλασσας στους παράκτιους υδροφορείς, ως αποτέλεσμα της μετατόπισης της διεπαφής γλυκού/αλμυρού νερού, λόγω του ετήσιου υδρολογικού κύκλου ανατροφοδότησης με μετεωρικό νερό.

Τέλος, θα πρέπει να εξετάσουμε και μια τρίτη ομάδα, την ομάδα των *ενδογενών διεργασιών*. Κυρίαρχο φαινόμενο είναι η γεωθερμική θέρμανση με αποτέλεσμα την κατακόρυφη κατά βάση κίνηση νερού σε βαθιά πηγάδια ή περιοχές ρηγμάτων, όπου δημιουργείται θερμική βαθμίδα λόγω ανάμειξης θερμών και ψυχρών ρευμάτων. Εξίσου σημαντικές είναι και οι μετακινήσεις ρευστών λόγω διαφοράς πυκνότητας όπως η βαρυτική μεταφορά, η οσμωτική πίεση, ανεστραμμένη διαστρωμάτωση πυκνότητας, κλπ. Σημαντικός έμμεσος παράγοντας είναι και η εποχική άντληση υπόγειων υδάτων από παράκτιες κοινότητες που προκαλεί σημαντικές διακυμάνσεις στην υδραυλική πίεση και διήθηση αλάτων στα εν λόγω συστήματα [Sm 1988].

Εδώ είναι χρήσιμο να διευκρινιστεί ότι και αυτός ο τρόπος κατηγοριοποίησης, με βάση τους μηχανισμούς δημιουργίας των SGD, είναι σχετικός, καθώς σπάνια έχουμε από τις πειραματικές μετρήσεις την πλήρη εικόνα των εξεταζόμενων συστημάτων, ενώ πολλές από τις παραπάνω δυνάμεις δρουν παράλληλα επηρεάζοντας και τις υπόλοιπες συνθήκες ροής.

1.3.4. Χημική Σύσταση

Πέρα από αυτά που ειπώθηκαν έως τώρα, είναι πολύ σημαντικό να διερευνηθεί και η χημική σύσταση των SGD, για να γίνει αντιληπτή όχι μόνο η περιπλοκότητα αλλά και η σημασία τους στα θαλάσσια οικοσυστήματα. Πλέον έχει αρχίσει να γίνεται αντιληπτό ότι η εκροή υπογείων υδάτων δια μέσω των παράκτιων ιζημάτων είναι ένας πολύ σημαντικός μηχανισμός μεταφοράς συστατικών μεταξύ στεριάς και θάλασσας [Mo 1996, Ji 1998]. Αν και η συνολική ροή των υπογείων υδάτων είναι πιθανόν να μην υπερβαίνει το 6 % της συνολικής εκροής υδάτων στον ωκεανό, ωστόσο έχει υπολογιστεί ότι η συνολική ποσότητα διαλυμένων αλάτων από τα SGD μπορεί να φθάσει έως το 50 % αυτής των επίγειων απορροών [Ze 1993]. Με αυτό τον τρόπο επηρεάζονται βιογεωχημικά οι εκβολές των ποταμών και η παράκτιες περιοχές των ωκεανών με την προσθήκη μετάλλων, άνθρακα και θρεπτικών ουσιών.

Από τα μέταλλα χαρακτηριστική είναι η περίπτωση τροφοδότησης των ωκεανών σε Ca^{2+} από της υποθαλάσσιες εκροές. Σύμφωνα με πρόσφατους υπολογισμούς του

ισοζυγίου περιεκτικότητας των ωκεανών σε ασβέστιο, φαίνεται ότι έχουμε μία εντυπωσιακή εισροή που οφείλεται στα υπόγεια ύδατα της τάξης των 1.6×10^{13} moles σε ετήσια βάση, περίπου 20% υψηλότερο από αυτό των επίγειων εκροών [Mi 1993]. Είναι πολύ πιθανό βέβαια όταν έχουμε ανακύκλωση θαλάσσιου νερού σε ανθρακούχα ιζήματα να υπάρχει ανταλλαγή μεταξύ Mg^{2+} και Ca^{2+} , με αποτέλεσμα σε περιοχές με ανθρακούχα πετρώματα να έχουμε εισροή ίσης ποσότητας των δύο αυτών μετάλλων της τάξης των 0.5×10^{13} moles/έτος, που είναι όμως και πάλι ίδιας τάξης μεγέθους με αυτή των ποταμών [CO 1987]. Αντίστροφη διεργασία μπορεί να συμβεί με εναπόθεση συγκεκριμένων συστατικών (π.χ. ουράνιο) στους παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες, κατά την ανακύκλωση του θαλάσσιου νερού στην ακτή [Ch 2006, Mo 2008].

Χημικές αντιδράσεις συμβαίνουν όμως, όχι μόνο κατά την διέλευση των υπογείων υδάτων από τα ιζήματα του πυθμένα αλλά και κατά την ανάμειξή τους με το θαλάσσιο νερό. Οι συγκεντρώσεις θρεπτικών ουσιών, ιχνοστοιχείων, οργανικού άνθρακα, μεθανίου και CO_2 στο αναμειγμένο νερό μπορεί να είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές των επιφανειακών νερών στους ωκεανούς, ενώ σημαντικά ιόντα επηρεάζονται από διαγενέσεις στερεών φάσεων [Si 1992, Ca 1998]. Από την άλλη, η ανάμειξη π.χ. υπέρκορου σε ασβεστίτη θαλασσινού νερού με κορεσμένο υπόγειο νερό μπορεί να οδηγήσει σε διάλυμα που είναι υπέρκορο ή και ακόρεστο [PI 1975]. Διάλυση ασβεστίτη, με συνεπακόλουθη αύξηση σε άνθρακα, ασβέστιο και υπό περιπτώσεις σε αμμωνία και φωσφορικά άλατα, μπορεί επίσης να πραγματοποιηθεί με την διείδυση ποσοτήτων CO_2 στο νερό των SGD, από κάποιο ρηχό υδροφορέα, που είναι συνήθως υπέρκοροι σε διοξείδιο του άνθρακα [Ca 1998].

Όμως και από βιογεωχημική σκοπιά η εκροή υπογείων υδάτων αποτελεί σημαντική πηγή θρεπτικών συστατικών στους κοραλλιογενείς υφάλους [Jo 1980, De 1981] και σε άλλες κοινότητες στις υφαλοκρηπίδα [Si 1992, Ja 2000]. Εκτός του γλυκού νερού, τόσο φυσικά όσο και ανθρωπογενή υλικά μεταφέρονται από τα υπόγεια και τα επιφανειακά ύδατα. Επεξεργασμένα λύματα, απόβλητα της εξορυκτικής βιομηχανίας, καθώς και άλλα διαλυτά απορρίμματα που έχουν διηθηθεί σε κάποιο υδροφόρο ορίζοντα μπορεί τελικά να εισέλθουν στην παράκτια ζώνη μέσω των SGD. Ανάλογα με τις συγκεντρώσεις και την πορεία των μολυσμένων απορροών, η οικολογία των παράκτιων περιοχών μπορεί να επηρεαστεί σημαντικά, συνήθως λόγω της αύξησης του αζώτου ή του φωσφόρου. Πιθανό επίσης είναι τα υπόγεια ύδατα να έχουν θρεπτικά συστατικά σε συγκεντρώσεις πολλών τάξεων μεγέθους μεγαλύτερες από ότι των επιφανειακών υδάτων, είτε από πηγές μόλυνσης (π.χ. αστικά κατάλοιπα) είτε από

φυσικές διεργασίες. Έτσι, οι συγκεντρώσεις θρεπτικών ουσιών στα παράκτια υπόγεια ύδατα μπορεί να αποτελέσει σημαντικό παράγοντα ευτροφισμού της πανίδας κοντά στις ακτές, παρέχοντας παράλληλα διατροφή και στη θαλάσσια χλωρίδα του βυθού [Va 1990, Ru 1999].

Όσο αναφορά την ανατροφοδότηση της θάλασσας από οικολογική σκοπιά, η βασικότερη διαφορά μεταξύ των υπέργειων και υπόγειων εκροών στη θάλασσα αφορά στην έλλειψη αλλοκτώνων ουσιών (μικροοργανισμοί χώματος ή φυτών εδαφικής προέλευσης) στα SGD. Παράλληλα, η επαγόμενη εκροή ενδοπορικού νερού είναι σημαντική για τον κύκλο μεταφοράς της ύλης στις παράκτιες περιοχές μέσω της επιτάχυνσης των μηχανισμών εναπόθεσης και ανοργανοποίησης. Λόγω της ανταλλαγής του ενδοπορικού νερού, τα παράκτια διαπερατά ιζήματα λειτουργούν σαν εκτεταμένα βιοκαταλυτικά συστήματα φίλτρων, που είναι υπεύθυνα για την ανακύκλωση της ύλης στις παράκτιες περιοχές και την μείωση της μεταφοράς τους στην ανοιχτή θάλασσα. Αιωρούμενα σωματίδια και φυτοπλαγκτόν φιλτράρονται από τη στήλη του νερού κατά τη διάρκεια της ροής θαλασσινού νερού μέσα από τα ιζήματα, με αποτέλεσμα την αύξηση του ρυθμού εναπόθεσης. Εντός των ιζημάτων, τα οργανικά μόρια εκτίθενται σε υψηλότερη μηχανική πίεση, υψηλότερη βακτηριακή αφθονία, καθώς και υψηλότερες συγκεντρώσεις εξω-ενζύμων, επιταχύνοντας έτσι την διάσπαση τους [Ma 1998]. Έχει επίσης διαπιστωθεί σε πολλές έρευνες πεδίου η διάχυση οξυγόνου μέσα στα SGD και άλλων ανιόντων, προϊόντων μεταβολικής (π.χ. HCO_3^- , ανόργανα θρεπτικά συστατικά) και θρεπτικών συστατικών [Zi 1996, Lo 1996, Hu 1998, Ma 1998, Hu 2000]. Η απορρόφηση επίσης οργανικών σωματιδίων και στη συνέχεια η αναγέννηση των καταλυτών μετατρέπουν αυτά τα φαινομενικά αδρανή διαπερατά ιζήματα σε αποδοτικούς βιοαντιδραστήρες. Τελικά, μετά από τις παραπάνω διαδικασίες η προκύπτουσα χημική σύσταση των SGD έχει ως αποτέλεσμα υψηλή βενθική πρωτογενή παραγωγή σε χονδρόκοκκα ιζήματα, χαμηλής περιεκτικότητας σε οργανική ύλη. Περίπου το 30 % του πυθμένα της θάλασσας στις παράκτιες περιοχές παγκοσμίως λαμβάνει επαρκές φως για τη στήριξη σημαντικών ποσοστών βενθικής (οικολογική ζώνη του πυθμένα) πρωτογενούς παραγωγής, που θα οδηγούσε σε μια εκτιμώμενη παραγωγή της τάξης των 0,3 Gt C / έτος [Ja 2000].

1.3.5. Σημασία των SGD

Τα παραπάνω συμπεράσματα σε σχέση με τα φυσικά χαρακτηριστικά των SGD, έχουν ως αποτέλεσμα σήμερα να αναγνωρίζονται ως μη σημειακές οδούς μεταφοράς ύλης με πολύ σημαντική επιρροή σε ορισμένες παράκτιες περιοχές [Mo 1999, Ch 2002]. Επειδή αργή, αλλά διαρκής διάχυση υπογείων υδάτων μέσω ιζημάτων συμβαίνει οπουδήποτε υπάρχει υδροφόρος ορίζοντας υδραυλικά συνδεδεμένος με επιφανειακά ύδατα που έχει θετική υδροστατική πίεση σε σχέση με το επίπεδο της θάλασσας, σχεδόν όλες οι παράκτιες ζώνες αποτελούν περιοχές τέτοιας ροής. Δεδομένου, επίσης, του ότι οι υπόγειες εκροές παρουσιάζουν έντονη αποσπασματικότητα, διάχυση, χρονική μεταβλητότητα και μπορεί να προέρχονται από πολλαπλούς υδροφορείς, γίνεται σαφές ότι η αποσαφήνιση και ακριβής μέτρηση τους είναι ένα δύσκολο αλλά μεγάλης σημασίας πρόβλημα προς εξέταση.

Από οικολογική και βιολογική άποψη, όπως εύκολα γίνεται κατανοητό και από την εξέταση της χημικής σύστασης των υπογείων υδάτων, η είσοδος του αζώτου κυρίως μέσω των SGD είναι κρίσιμης σημασίας για τη συνολική θρεπτική ισορροπία των αλυκών [Va 2002]. Οι εισροές μέσω των υπογείων υδάτων θρεπτικών ουσιών έχει εκτιμηθεί ότι μπορεί να είναι ίση ή και κατά πολύ μεγαλύτερη (έως και 20%) από αυτή των γειτονικών απορροών επιφανειακού νερού, ενώ τα SGD αποτελούν και σημαντική πηγή νιτρικών, αζώτου, οργανικού φωσφόρου ακόμα και αραίωσης της αλατότητας, που αποδεδειγμένα παίζουν καθοριστικό παράγοντα της ανάπτυξης του φυτοπλαγκτόν και των άλγεων στις παράκτιες περιοχές [Co 2000]. Μελέτες παρακολούθησης της οικολογικής επιρροής των SGD σε πλήθος περιπτώσεων σε όλο τον κόσμο [De 1981, Ca 1985, La 1989, La 1990, Bo 1990, La 1997, Kr 2000, Hw 2005] έχουν δείξει την συντριπτική κρισιμότητα των υποθαλάσσιων εκροών σε σχέση με οποιαδήποτε άλλο ρυθμιστικό παράγοντα στα τοπικά οικοσυστήματα [Jo 1980, Ob 1990].

Οι χημικές αντιδράσεις κατά την μείξη των υγρών αλλά και η αλληλεπίδραση τους με τα παράκτια ιζήματα, καταλήγουν όπως είδαμε και προηγουμένως σε ένα νέο τροποποιημένο μείγμα νερού και αιωρούμενων ιχνοστοιχείων. Η αξία αυτών των αντιδράσεων στην βιοχημεία των παράκτιων περιοχών έχει γίνει αντιληπτή, εδώ και πολλά χρόνια [Ru 1969, Ba 1979]. Για παράδειγμα, λόγω της δημιουργίας υπέρκορων σε ασβεστίτη μειγμάτων νερού κατά την ανάμειξη των SGD στις παράκτιες ζώνες, έχουμε σε μεγάλο βαθμό διάλυση ασβεστόλιθου σε ασβεστολιθικές παράκτιες

περιοχές (π.χ. στην χερσόνησο Γιουκατάν), με αποτέλεσμα τη δημιουργία διακριτών υποθαλάσσιων φαραγγίων και ηπειρωτικών γκρεμών [Pa 1990]. Η διάλυση σημαντικών ποσοτήτων ασβεστίτη μπορεί επίσης να πραγματοποιηθεί και σε περιπτώσεις αύξησης του CO₂ στα κινούμενα ρευστά λόγω των υπόγειων εκροών [Bu 1993].

Αλλά και οι γεωλόγοι έχουν επίσης αναγνωρίσει την σημασία της ανακύκλωσης του θαλάσσιου νερού στην παράκτια ζώνη. Η κυκλοφορία του οξυγονωμένου νερού σε όλη την επιφάνεια του ιζήματος είναι απαραίτητη, προκειμένου αυτά να προστατευθούν από τη διάβρωση. Δεδομένου ότι η κυκλοφορία του θαλασσινού νερού μέσω των ιζημάτων προέρχεται κυρίως από την άντληση λόγω των κυμάτων, υπολογίστηκε ότι ο χρόνος παραμονής του στον ωκεανό σε σχέση με την κυκλοφορία μέσα στα ηπειρωτικού ιζήματα ήταν της τάξης των 14.000 χρόνων [Ri 1972]. Χαρακτηριστικό παράδειγμα επίσης είναι και ο σχηματισμός δολομιτών στις παράκτιες ασβεστολιθικές περιοχές, που έχει εξηγηθεί από την ανάμειξη μεταξύ υπογείων υδάτων και θάλασσας [Ba 1973, Ba 1981, Sh 1987].

Συνοψίζοντας, μπορούμε να πούμε ότι η γνώση της παροχής υπογείων υδάτων στην παράκτια ζώνη μπορεί να είναι σημαντική για τη διαχείριση της για τρεις τουλάχιστον λόγους: (1) τις διαλυτές ουσίες που οδηγούν σε χημικές και οικολογικές επιπτώσεις στην παράκτια θαλάσσια, (2) την είσοδο στους υδροφορείς θαλάσσιου νερού και των συναφών πτυχών που αφορούν την υδρολογία των υδάτινων πόρων και (3) τις γεωτεχνικές πτυχές (όπως η σταθερότητα των ιζημάτων) στην ακτογραμμή. Τα SGD, σε πολλές περιπτώσεις, έχουν σημαντικές περιβαλλοντικές επιπτώσεις, όπως στην περίπτωση που τα υπόγεια ύδατα έχουν μολυνθεί με διάφορες ουσίες (π.χ., απόβλητα, βαριά μέταλλα, οργανικά κατάλοιπα). Σημαντικές ποσότητες ανακυκλωμένου θαλασσινού νερού μπορούν ακόμα να προκαλέσουν υφαλμύριση υπόγειων πόσιμων υδροφορέων. Επειδή τα υπόγεια ύδατα έχουν συνήθως υψηλότερες συγκεντρώσεις διαλυμένων στερεών από τα περισσότερα επίγεια επιφανειακά ύδατα, τα SGD έχουν δυσανάλογα μεγάλη συμβολή στη ροή των διαλυμένων συστατικών, συμπεριλαμβανομένων των θρεπτικών ουσιών και ρύπων. Επιπλέον, η εκροή υπογείων υδάτων αλληλεπιδρά και επηρεάζει την ανακυκλοφορία του θαλασσινού νερού, το οποίο με την σειρά του καθορίζει την ποιότητα των υδάτων και των θρεπτικών συστατικών στην παράκτια ζώνη, των βενθικών οργανισμών, των παράκτιων υγροτόπων, την αναπαραγωγή και τον εποικισμό στην περιοχή από την τοπική πανίδα. Έτσι, μια από τις πιο σημαντικές συνέπειες για την παράκτια ζώνη

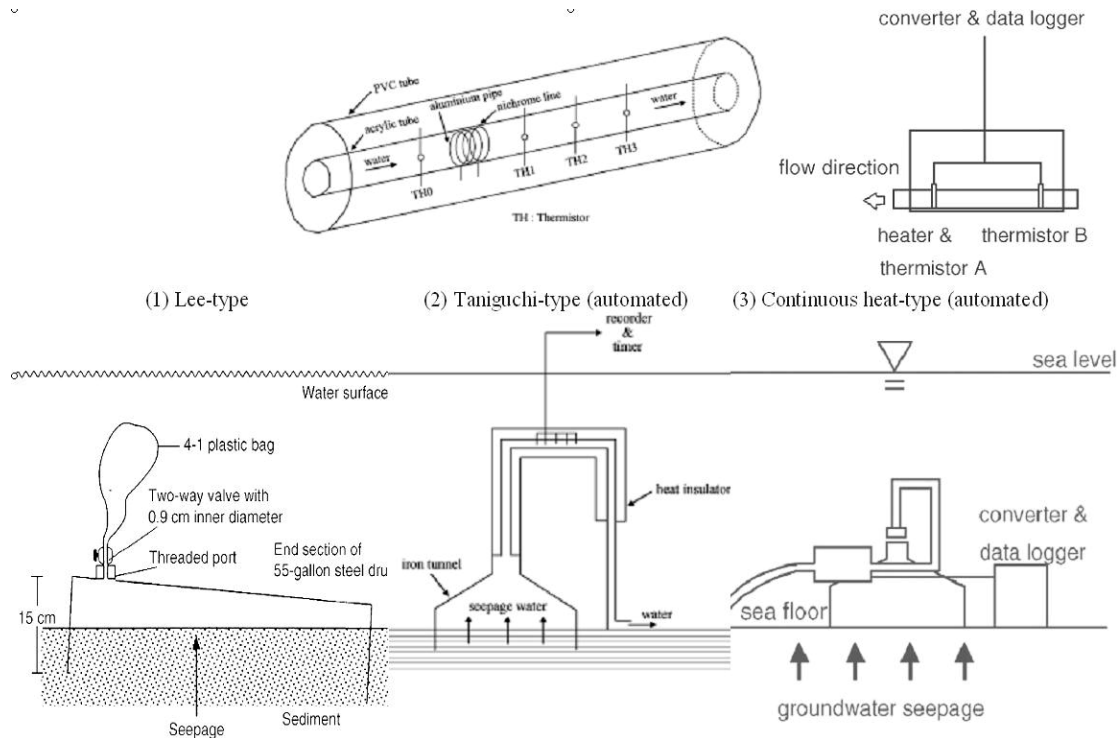
αφορά τη διαχείριση της τροφοδότησης σε θρεπτικές ουσίες (ή σε άλλες διαλυτές ουσίες) στα ύδατα κοντά στην ακτή. Οι γνώσεις αυτών των δεδομένων στην παράκτια ζώνη, τελικά, θα μπορούσαν να αποτελέσουν και τη βάση για το σχεδιασμό των χρήσεων γης και τη θέσπιση των όρια ανάπτυξης και εκμετάλλευσης της περιοχής.

1.4. Μέθοδοι Ανίχνευσης και Ποσοτικοποίησης

Η επιστημονική προσέγγιση για την πειραματική πλέον ανίχνευση αλλά και ποσοτικοποίηση των βασικών χαρακτηριστικών των SGD είναι πολυδιάστατη και απαιτεί συνδυασμό μετρήσεων και θεωρητικών υπολογισμών. Πράγματι, οι μέχρι τώρα διασκοπίσεις για τον προσδιορισμό της ροής, της θέσης, χωροχρονικής μεταβολής και της σύστασης των υποθαλάσσιων εκροών υδάτων να περιλαμβάνουν μια σειρά από μεθόδους από διάφορους επιστημονικούς κλάδους. Οι μέθοδοι προσδιορισμού των SGD μπορούν γενικά να χωριστούν στις κατηγορίες: (1) των άμεσων φυσικών μετρήσεων, (2) της μαθηματικής μοντελοποίησης και (3) της τεχνικής των ιχνηθετών. Ακλουθώντας την αναλυτική σύνοψη των μεθόδων που έχουν εφαρμοστεί μέχρι σήμερα από τους Burnett et al. [Bu 2006], παρακάτω αναφέρονται περιληπτικά οι σημαντικότερες από τις μεθόδους αυτών των κατηγοριών.

1.4.1. Ροόμετρα επιφανείας

Τα ροόμετρα επιφανείας είναι ο απλούστερος άμεσος τρόπος μέτρησης της παροχής ενός υγρού, που βασίζεται στις φυσικές ιδιότητες των κινούμενων ρευστών. Η πιο απλή συσκευή μετρήσεις της παροχής των υπόγειων υδάτων προς τη θάλασσα συχνά γίνεται χρησιμοποιώντας επιφανειακά ροόμετρα “Lee-type”, που αποτελούνται στο ένα άκρο από ένα χαλύβδινο κέλυφος, ενώ στο άλλο του άκρο υπάρχει μια είσοδος και μια πλαστική σακούλα συλλογής προσαρμοσμένη σε αυτό (Σχήμα 1.5) . Το κέλυφος τοποθετείται στον πυθμένα με το ανοικτό του άκρο προς το ίζημα. Το νερό που διαρρέει από το ίζημα, εκτοπίζει το νερό που παγιδεύεται στο θάλαμο και αυτό συγκεντρώνεται στην πλαστική σακούλα, στο πάνω μέρος της συσκευής. Η μεταβολή του όγκου του νερού στη σακούλα με το χρόνο, προσδιορίζει την παροχή της ροής σε όγκο νερού ανά επιφάνια πυθμένα στη μονάδα του χρόνου.



Σχήμα 1.5. Σχεδιαγράμματα τριών τύπων ευρέως χρησιμοποιούμενων ροόμετρων επιφανείας.

Προκειμένου να επιτύχει ο αυτόματος και συνεχής προσδιορισμός της ροής έχουν αναπτυχθεί διάφοροι τύποι αυτοματοποιημένων ροόμετρων. Κάποια από αυτά χρησιμοποιούν βενθικούς θαλάμους για την μέτρηση υδροθερμικών αναβλύσεων, ενώ άλλα χρησιμοποιούν θερμικούς παλμούς. Το πιο διαδεδομένο αυτοματοποιημένο ροόμετρο αυτού του τύπου (heat-type) είναι το “Taniguchi-type”, που η λειτουργία του βασίζεται στον υπολογισμό του χρόνου διάδοσης ενός παλμού θερμότητας κατά μήκος ένα στενού σωλήνα. Η συσκευή χρησιμοποιεί μια σειρά θερμοστατών γύρο από μια στήλη ροής τοποθετημένη μετά από μια ανεστραμμένη χοάνη, πάνω από την υπό μελέτη περιοχή του πυθμένα. Δεδομένου ότι η θερμότητα είναι μια διατηρητική ιδιότητα, ο χρόνος διάδοσης της θερμότητας μεταξύ των άκρων της στήλης είναι ανάλογος της ταχύτητας εκροής του νερού. Εξέλιξη αυτού του τύπου ροόμετρου είναι το “συνεχούς-θερμικού τύπου αυτοματοποιημένο ροόμετρο” (continuous heat-type automated seepage meter). Αυτός ο σχεδιασμός επιτρέπει τη μέτρηση της θερμοκρασιακής διαφοράς του νερού που ρέει μεταξύ της εισόδου (αισθητήρας A) και της εξόδου (αισθητήρας B) ενός σωλήνα ροής. Η θερμοβαθμίδα προκαλείται από τη θερμότητα που συνεχώς παράγεται στο πλαίσιο της στήλης, τη λεγόμενη μέθοδο Granier. Όταν δεν έχουμε ροή, η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αισθητήρων A και B είναι μέγιστη, ενώ μειώνεται με την αύξηση της ταχύτητας του νερού.

Το ροόμετρο “χρωματικής αραίωσης” (dye-dilution seepage meter), βασίζεται στην προσθήκη μιας χρωστικής ουσίας σε ένα θάλαμο ανάμειξης που συνδέεται με ένα μετρητή διήθησης (π.χ. νιτρικό αναλυτή) και τη μέτρηση του ρυθμού απορρόφησης της χρωστικής στο θάλαμο ανάμειξης με την πάροδο του χρόνου. Ο ρυθμός με τον οποίο η χρωστική ουσία διαλύεται από την διαρκή εισροή νερού χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας παροχής. Άλλη εναλλακτική μέθοδος για τον προσδιορισμό της ταχύτητας εκροής, βασίζεται σε μετρήσεις υπερήχων. Ο βενθικός θάλαμος χρησιμοποιεί ένα ακουστικό μετρητή ροής για την παρακολούθηση των SGD. Δεδομένου ότι η ταχύτητα του ήχου εξαρτάται από την αλατότητα, το ίδιο σήμα εξόδου του αισθητήρα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό τόσο της αλατότητας των SGD όσο και της ταχύτητας ροής. Τέλος, τα απλά μηχανικά ροόμετρα “μηλίσκοι”, αν και δεν χρησιμοποιούνται για ροές διάχυσης από ιζήματα αλλά κυρίως για σημειακές εκροές μεγάλης παροχής, αποτελούνται από μια προπέλα που περιστρέφεται ελεύθερα προσαρμοσμένη σε καταγραφικό σύστημα.

Ένας σοβαρός περιορισμός των ροόμετρων επιφάνειας είναι η απαίτηση να τοποθετούνται σε ένα σχετικά ήρεμο περιβάλλον. Μεγάλα κύματα μπορούν να καταστρέψουν τα ροόμετρα ενώ ισχυρά ρεύματα μειώνουν την ροή από το βυθό, κατά τη διέλευση τους πάνω και γύρω από μεγάλα αντικείμενα..

1.4.2. Πιεζόμετρα

Μια άλλη μέθοδος προσδιορισμού της ποσότητας παροχής υπόγειων υδάτων είναι η χρήση πολυεπίπεδων πιεζόμετρων. Με την προσέγγιση αυτή, το δυναμικό των υπόγειων υδάτων στα ιζήματα μπορεί να μετρηθεί σε διάφορα βάθη. Εκτιμώντας την υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφόρου ορίζοντα, μπορεί κανείς να υπολογίσει εύκολα το ρυθμό εκροής των υπόγειων υδάτων στην θάλασσα με βάση τη μονοδιάστατη μορφή του νόμου του Darcy:

$$q = -K \frac{dh}{dL} \quad (1.1)$$

όπου q είναι η Darcian ροή ($\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), K η υδραυλική αγωγιμότητα (εδώ θεωρείται σταθερή) και dh/dL η υδραυλική κλίση, στην οποία h είναι η υδραυλική πίεση και L το βάθος.

Τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου εξαρτώνται έντονα από τη φυσική μεταβλητότητα στις τιμές παροχής που οφείλεται στην γεωλογική ανομοιογένεια. Συνήθως, είναι δύσκολος ο προσδιορισμός αντιπροσωπευτικών τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας, η οποία συχνά διαφέρει κατά πολλές τάξεις μεγέθους στον ίδιο υδροφόρο ορίζοντα. Ως εκ τούτου, η ορθότητα των εκτιμήσεων των SGD χρησιμοποιώντας πιεζόμετρα εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας του υδροφόρου ορίζοντά του, γι' αυτό και συνήθως πραγματοποιούνται συνδυασμένες μετρήσεις ροόμετρων για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας από τις παρατηρούμενες τιμές του ρυθμού εκροής και της μεταβολής της υδραυλικής πίεσης.

1.4.3. Προσεγγίσεις ισοζυγίου νερού

Από τις υδρολογικές μεθόδους, η εξίσωση του ισοζυγίου του νερού για λεκάνες απορροής έχει ευρέως χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση των SGD και μπορεί να περιγραφεί ως εξής:

$$P = E_T + D_S + D_G + dS \quad (1.2)$$

όπου P είναι οι κατακρημνίσεις, E_T είναι η εξατμισοδιαπνοή (evapotranspiration), D_S η εισροή των υδάτων επιφανείας, η D_G είναι η εισροή των υπόγειων υδάτων, και dS είναι η μεταβολή στην ποσότητα του αποθηκευμένου νερού, που για μεγάλα χρονικά διαστήματα (δηλαδή χρόνια) θεωρείται αμελητέα.

Με αυτή την προσέγγιση είναι λοιπόν φανερό ότι για την εκτίμηση του D_S , κάποιος πρέπει να γνωρίζει με ακρίβεια τους υπόλοιπους παράγοντες. Όταν και οι διστάσεις της περιοχή και ο όγκος των SGD είναι γνωστά, μπορεί να υπολογιστεί η συνολική παροχή σε υπόγεια ύδατα. Ωστόσο, όταν η περιοχή είναι άγνωστη, που είναι και η τυπική περίπτωση, ο όγκος των SGD ή μερικές φορές "ο όγκος των SGD ανά μονάδα μήκους της ακτογραμμής" χρησιμοποιείται για τη μελέτη του υδατικού ισοζυγίου, καθιστώντας δύσκολη την σύγκρισή του με την παρατηρούμενη (τοπική) SGD εκτίμηση της Darcian ροής (π.χ., το $\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ή cm/s).

Συμπερασματικά διαπιστώνεται ότι ενώ ο υπολογισμός του ισοζυγίου του νερού είναι σχετικά απλός, είναι συνήθως ανακριβής για την εκτίμηση της απορροής υπογείων υδάτων λόγω αβεβαιοτήτων που συνδέονται με τις τιμές των μεγεθών που

χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς και που συχνά είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με την εκτιμώμενη παροχή.

1.4.4 Τεχνική υδρογραφικού διαχωρισμού

Η υδρολογική αυτή τεχνική βασίζεται στην παραδοχή ότι η ποσότητα των γλυκών υδάτων που εισέρχονται από τα υπόγεια ρεύματα μπορούν να προσδιοριστούν μέσω του υδρογραφικού διαχωρισμού και η εκτίμηση αυτή μπορεί να προεκταθεί και για την παράκτια ζώνη. Υπάρχουν δύο προσεγγίσεις για το διαχωρισμό του υδρογραφήματος και τον υπολογισμό της παροχής των SGD.

Η πρώτη προσέγγιση απλά δίνει μια ροή βάσης λόγω του σχήματος του υδρογραφήματος. Η τεχνική αυτή μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους, συμπεριλαμβανομένης της μεθόδου “μονάδας γραφήματος” (unit graph method). Ωστόσο, το πρόβλημα με αυτήν την απλή προσέγγιση είναι ότι θεωρεί ως βάση συνοριακές συνθήκες, που συχνά αλλάζουν ανάλογα με το χρόνο, το χώρο, και τις υδρολογικές συνθήκες που επικρατούν. Έτσι η τεχνική αυτή είναι αποτελεσματική για μεγάλης κλίμακας εκτιμήσεις SGD και ισχύει μόνο για παράκτιες περιοχές με καλά ανεπτυγμένα αρτεσιανά δίκτυα και για σχετικά ρηχούς υδροφορείς, κυρίως γλυκού νερού. Εδώ, όπως και με τη μέθοδο του ισοζυγίου του νερού, η αβεβαιότητα είναι συχνά της ίδιας τάξης μεγέθους με την εκτιμώμενη παροχή υπογείων υδάτων.

Η δεύτερη προσέγγιση του υδρογραφικού διαχωρισμού είναι η χρήση των γεωχημικών συγκεντρώσεων των συνοριακών μελών (end-member concentrations) . Συνήθως, οι ισορροπίες του νερού και της γεωχημικής μάζας σε ένα ποτάμι εμφανίζονται ως εξής:

$$D_T = D_S + D_G \quad (1.3)$$

$$C_T = C_S D_S + C_G D_G \quad (1.4)$$

όπου D και C είναι ο ρυθμός εκροής και η γεωχημική συγκέντρωση αντίστοιχα, και οι δείκτες T , S και G αντιπροσωπεύει τα συνολικά, τα επιφανειακά και τα υπόγεια ύδατα. Από τις δύο αυτές εξισώσεις και υπολογίζοντας πειραματικά τα D_T , C_T , C_S , και C_G μπορούν να υπολογιστούν οι δύο άγνωστες τιμές, D_S και D_G .

Πρόσφατα, έχει μελετηθεί και ο διαχωρισμός μεταξύ όχι μόνον των επιφανειακών/υπογείων υδάτων, αλλά και των τριών συνιστωσών του νερού, δηλαδή των υπόγειων, των επιφανειακών και των εδαφικών υδάτων, με βάση τη διαφορετική

σύνθεση των τριών αυτών συνοριακών συνιστωσών. Αυτή η μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί επίσης για διαχωρισμό των SGD σε γλυκό, υφάλμυρο και θαλασσινό νερό. Το πρόβλημα όμως του υδρογραφήματος διαχωρισμού για την εκτίμηση άμεσων εκροών υπόγειων υδάτων στην θάλασσα, είναι το ότι οι σταθμοί μέτρησης εκροών βρίσκονται σε ποταμούς και εγκαθίστανται πάντα σε κάποια απόσταση από την ακτή, για την προστασία από την παλίρροια. Ως εκ τούτου, οι εκροές μετά τη θέση των σταθμών και έως την ακτή αποκλείονται από τους υπολογισμούς.

1.4.5 Θεωρητική ανάλυση και αριθμητική προσομοίωση

Από την διερεύνηση της διασποράς της εκροής των υπόγειων υδάτων στον πυθμένα λιμνών με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, πριν τρεις δεκαετίες είχε διαπιστωθεί ότι η παροχή των SGD φθίνει εκθετικά με την οριζόντια απομάκρυνση από την ακτή. Η απλουστευτική αυτή προσέγγιση όμως της ενιαίας εκθετικής συνάρτησης, αμφισβητήθηκε πρόσφατα γιατί διαπιστώθηκε ότι από την μια υποτίμησαν την αναλυτική λύση των SGD, τόσο κοντά όσο και μακριά από την ακτή, ενώ την υπερεκτιμούσαν στις ενδιάμεσες αποστάσεις. Σήμερα, πιο αποδεκτή θεωρείται η αναλυτική λύση που αναπτύχθηκε από τον Bokuniewicz και είναι της μορφής:

$$q = \frac{Ki}{\pi k} \ln \left[\coth(\pi xk/4l) \right] \quad (1.5)$$

όπου q είναι η κάθετη ροή των υπογείων υδάτων, K η κατακόρυφη υδραυλική αγωγιμότητα (θεωρείται σταθερή), i η υδραυλική κλίση, k η τετραγωνική ρίζα του λόγου της κατακόρυφης προς την οριζόντια υδραυλικής αγωγιμότητας, l το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα και x η απόσταση από την ακτογραμμής.

Εναλλακτική μέθοδος αποτελεί η ανάλυση της εκροής των υπόγειων υδάτων σε περιοχές επιφανειακών υδάτων με ομαλή κλίση, με τη χρήση “τεχνικών σύμμορφων διαγραμμάτων” (conformal mapping techniques). Με την μέθοδο αυτή διαπιστώθηκε ότι σε ένα υδροφόρο ορίζοντα από επαλληλία στρωμάτων, τα περισσότερα από τα υπόγεια ύδατα ρέουν μέσω μιας διεπαφής κοντά στη ακτή, μεταξύ επιφανειακών και υπόγειων υδάτων. Αναλυτικές λύσεις, επίσης δείχνουν ότι τα SGD μειώνεται εκθετικά με την απόσταση από την ακτή και ότι το ποσοστό της μείωσης είναι μεγαλύτερο όταν η κλίση είναι πιο ήπια. Αντίστοιχες αριθμητικές εργασίες έχουν γίνει και σε

περίπτωση εκβολής υπογείων υδάτων στην θάλασσα, ενώ έχει γίνει προσπάθεια να αξιολογηθεί και η επανακυκλοφορία του θαλασσινού νερού λόγω δυνάμεων που οφείλονται στην διαφορά πυκνότητας.

Αν και οι προσεγγίσεις μοντελοποίησης με λογισμικά πακέτα, όπως το MODFLOW[®], χρησιμοποιούνται ευρέως για την ανάλυση της υδρολογίας υπογείων υδάτων, όλες αυτές οι τεχνικές έχουν κάποιους περιορισμούς. Για παράδειγμα, τα συστήματα των υδροφορέων είναι συνήθως ετερογενή και συνεπώς δύσκολο να υπάρξουν επαρκείς και αντιπροσωπευτικές τιμές για την υδραυλική αγωγιμότητα και το πορώδες της περιοχής ώστε να περιγραφούν επαρκώς. Η υδραυλική αγωγιμότητα συχνά διαφέρει κατά πολλές τάξεις μεγέθους εντός μικρών αποστάσεων, ενώ οι χωροχρονικές μεταβολές των οριακών συνθηκών που απαιτούν τα υδρολογικά μοντέλα, είναι συχνά πληροφορίες αδύνατο να εξαχθούν στα χρονικά πλαίσια μιας τυπικής μελέτης.

Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει, επίσης, προσπάθειες για εκτιμήσεις με την χρήση διδιάστατων “παροδικών αριθμητικών προσομοιώσεων” (transient numerical simulations). Όπως και με τις άλλες μεθόδους είναι σαφές ότι το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα και η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι οι σημαντικότεροι παράγοντες για την αξιοπιστία των εκτιμήσεων της εισροής υπογείων υδάτων που προκύπτουν τόσο από θεωρητική, όσο και από αριθμητική ανάλυση. Σε συμπληρωματικές αριθμητικές προσεγγίσεις που προτείνονται, επίσης, προσομοιώνεται η συγκέντρωση της αλατότητας στα επιφανειακά ύδατα από τρισδιάστατο (3D) αριθμητικό μοντέλο για να καθοριστεί η θέση και η ισχύς των SGD. Παράδειγμα τέτοιου μοντέλου είναι το PCFLOW3D, ένα 3D μη-γραμμικό βαροκλιλικές αριθμητικό μοντέλο που αναπτύχθηκε αρχικά για την προσομοίωση της υδροδυναμικής κυκλοφορίας, της μεταφοράς και της διασποράς των διαφόρων ραδιονουκλιδίων. Η μέθοδος που ακολουθείται είναι η θεώρηση μιας αρχικής θέσης και ισχύς των SGD, η προσομοίωση της διασποράς της αλατότητας και η σύγκρισή της με τις πειραματικές τιμές της διασποράς. Η τελική πληροφορία για τα SGD επιτυγχάνεται μέσω της διαδικασίας της δοκιμής και του λάθους.

1.4.6. Φυσικοί ιχνηθέτες

Μια πρόσφατη σχετικά προσέγγιση, που διαρκώς κερδίζει έδαφος, για τον υπολογισμό των υποεδάφινων εκροών υδάτων στη θάλασσα σε τοπική κλίμακα, είναι

αυτή των φυσικών γεωχημικών ιχνηθετών. Βασικό πλεονέκτημα των ιχνηθετών των υπόγειων υδάτων είναι ότι καθώς εισέρχονται στη θάλασσα, μέσω διαφόρων διαδρομών από τον ίδιο υδροφόρο ορίζοντα, εμφανίζονται σαν αθροιστικό σήμα. Επίσης, σε αντίθεση με τα πιεζόμετρα ή τα ροόμετρα, οι μικρές χωρικές διακυμάνσεις τείνουν να εξομαλύνονται με το χρόνο και χώρο στην περίπτωση των φυσικών ιχνηθετών. Από την άλλη πλευρά, οποιαδήποτε εισροή ή εκροή των ιχνηθετών που δεν οφείλονται στα υπόγεια ύδατα πρέπει να αξιολογηθεί, γεγονός που συχνά είναι πολύ δύσκολη διαδικασία.

Δύο είναι οι τρόποι που έχουν εφαρμοστεί για τον προσδιορισμό της εκροής των SGD στη θάλασσα με τη χρήση φυσικών ιχνηθετών: Πρώτον, η χρήση γεωχημικών ιχνηθετών σε υδάτινες στήλες της παράκτιας θάλασσας, που έχουν μεγάλες συγκεντρώσεις στα υπόγεια ύδατα σε σχέση με το θαλασσινό νερό και δεύτερον, η χρήση των κατακόρυφων προφίλ γεωχημικών στοιχείων στα ενδοπορικά ύδατα των ιζημάτων, με την παραδοχή ότι η κατανομή τους μπορεί να περιγραφεί με ένα κάθετο μονοδιάστατο μοντέλο μεταφοράς-διάχυσης (που όμως συνήθως περιορίζεται στην περίπτωση των ομογενών μέσων). Όσο αφορά στην επιλογή των ιχνηθετών, για να έχουμε σαφείς ενδείξεις και μικρά σφάλματα θα πρέπει να παρουσιάζουν υψηλές συγκεντρώσεις στα υπόγεια νερά, να είναι διατηρητικά και να μετρούνται εύκολα. Παράλληλα, κατά την εφαρμογή γεωχημικών τεχνικών εντοπισμού, πρέπει να εκτιμηθούν ή υπολογιστούν διάφορα κριτήρια, συμπεριλαμβανομένων των συνοριακών συνθηκών (π.χ. έκταση, όγκο), το νερό και την προέλευση και τις απώλειες των συστατικών του, το χρόνο παραμονής των επιφανειακών υδάτων, καθώς και τις συγκεντρώσεις των ιχνηθετών. Οι πηγές προέλευσης των ιχνηθετών μπορεί να περιλαμβάνουν το νερό των ωκεανών, το νερό των ποταμών, των υπογείων υδάτων, την καθίζηση, την επιτόπια παραγωγή (αυτόχθονες υδάτινοι οργανισμοί), την οριζόντια μεταφορά της στήλης του νερού, την επαναιώρηση ή τη διάχυση των ιζημάτων. Η απώλεια των ιχνηθετών μπορεί να οφείλεται στην επί τόπου αποδόμηση ή κατανάλωση, στην οριζόντια μεταφορά στη στήλη του νερού, στην οριζόντια ή κάθετη τριβώδη διάχυση, και στην διαφυγή στην ατμόσφαιρα. Μέσω απλών ισοζυγίων μάζας ή μοντέλων τύπου κουτιού που περιλαμβάνουν την οριζόντια μεταφορά στα ιζήματα και στην στήλη του υπερκείμενου νερού, η γεωχημική προσέγγιση μπορεί να είναι αρκετά χρήσιμη για την εκτίμηση των SGD.

Τα ισότοπα του ραδίου (Ra) και το ραδόνιο (^{222}Rn) έχει αποδειχθεί ότι πληρούν πολλά από τα παραπάνω κριτήρια και για αυτό, τα τελευταία χρόνια, έχουν

πραγματοποιηθεί αρκετές μελέτες για να αξιολογηθούν οι εκροές υπογείων υδάτων στον ωκεανό. Τα ισότοπα του ραδίου παρουσιάζουν μεγάλο εμπλουτισμό σε υπόγεια ύδατα σε σχέση με τα επιφανειακά, ιδίως όταν αλμυρό νερό έρχεται σε επαφή με επιφάνειες γεμάτες μόνο με γλυκό νερό. Τα ισότοπα που είναι ραδιενεργά, μπορούν να ανιχνευθούν για αυτή τους ακριβώς την ιδιότητα λόγω της εκπομπής ακτινοβολίας α , β και γ . Από αυτά, το ^{226}Ra ήταν το πρώτο που χρησιμοποιήθηκε για να βρεθεί η εξασθένιση της συγκέντρωσής του από την ακτή προς την ανοικτή θάλασσα, που μπορεί κατόπιν να δώσει ποσοτικά αποτελέσματα για την εκροή υπογείων υδάτων στη θάλασσα. Άλλα ραδιοϊσότοπα ραδίου που έχουν χρησιμοποιηθεί είναι το επίσης μακρόβιο ^{228}Ra και τα βραχύβια ^{223}Ra και ^{224}Ra , καθώς και συνδυασμός του με προσδιορισμό των επιμέρους λόγων συγκεντρώσεων. Όσο αφορά τώρα στο ^{222}Rn , το γεγονός ότι είναι αέριο και διαχέεται εύκολα στα μεταφερόμενα υγρά, το καθιστά ιδανικό ιχνηθέτη για τον άμεσο, *in situ* προσδιορισμό της ταχύτητας εκροής των υπογείων υδάτων. Όμως, και άλλα ραδιοϊσότοπα επίσης χρησιμοποιούνται στην εφαρμογή των *in situ* τεχνικών φασματομετρίας ακτίνων γάμμα τόσο στα ιζήματα του βυθού όσο και στη θάλασσα όπως το ^{137}Cs , ^{40}K , ^{238}U και ^{232}Th με τα θυγατρικά τους, καθώς και το αέριο θορόνιο (^{220}Rn). Η βασική ιδέα είναι η συνεχής χωροχρονική παρακολούθηση των ραδιοϊχνηθετών, μαζί με την αλατότητα, την θερμοκρασία και διακύμανση του επιπέδου της θάλασσας. Πέρα όμως από τη επιτόπια παρακολούθηση τέτοιων ραδιοϊσοτόπων έχουμε και αρκετούς άλλους φυσικούς ραδιοϊχνηθέτες που μας δίνουν συμπληρωματικές πληροφορίες για φαινόμενα που σχετίζονται με το SGD, όπως το ^3H με το οποίο μπορούμε να υπολογίσουμε την ηλικία του νερού, τα ισότοπα ουρανίου που είναι ενδεικτικά της ανάμειξης του θαλασσινού νερού με τα υπόγεια ύδατα, τον ^{14}C ως δείκτη της ύπαρξης οργανικής ύλης στο νερό κ.ά. Τα κυριότερα από τα παραπάνω ραδιοϊσότοπα και οι τεχνικές ανίχνευσης των SGD από αυτά, θα εξεταστούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια στο επόμενο κεφάλαιο, καθώς αποτελούν και το αντικείμενο της παρούσας εργασίας.

Πέρα όμως από τους ραδιενεργούς γεωχημικούς ιχνηθέτες πολλά σταθερά ισότοπα (^2H , ^3He , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , $^{87/88}\text{Sr}$ κ.ά.) και ανθρωπογενή ατμοσφαιρικά αέρια (π.χ. τα CFC) έχουν χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση υδάτινων μαζών και σε έρευνες των SGD. Επίσης, χρησιμοποιούνται κατά κόρον για τον προσδιορισμό του λόγου ανάμειξης θαλασσινού και γλυκού υπογείου νερού, ακόμα και όταν έχουμε να κάνουμε με ύδατα που προέρχονται από περισσότερους από δύο υδροφορείς. Τέτοιοι ιχνηθέτες μπορούν να αποτελέσουν κριτήριο και για τον χαρακτηρισμό των υπογείων

υδάτων. Για παράδειγμα, το οξυγόνο και τα ισότοπα του υδρογόνου φέρουν γενικά πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με τις συνθήκες επαναφόρτισης του νερού. Οι πληροφορίες αυτές μπορούν να περιλαμβάνουν το ύψος της ανατροφοδότησης, τη θερμοκρασία, το βαθμό εξάτμισης. Άλλες μεταβλητές που σχετίζονται με τις υδροδυναμικές ιδιότητες του υδροφόρου ορίζοντα όπως η αλλαγή στο μήκος της διαδρομής της ροής, η ταχύτητα των υπογείων υδάτων, καθώς και οι συνθήκες ροής (π.χ. διάχυτη ή συνεχή ροή) έχουν σημαντική επίδραση στις χημικές αντιδράσεις των ιχνηθετών (π.χ. ^{13}C). Οι εν λόγω διαδικασίες πρέπει να ληφθούν υπόψη κατά την ερμηνεία των υπολογισμών ανάμειξης του νερού. Πολύ σημαντικός ιχνηθέτης αυτής της κατηγορίας θεωρείται και το μεθάνιο (CH_4), που μετά από σειρά ερευνητικών εφαρμογών έχει αποδειχτεί η γραμμική μεταβολή σε σχέση του με τις καταγραφές της ροής των SGD στις παράκτιες περιοχές. Επιπλέον, όπως και το ραδόνιο, οι συγκεντρώσεις μεθανίου σε περιοχές υποθαλάσσιων αναβλύσεων παρουσιάζουν αντίστροφη σχέση με την αλατότητα και είναι πολύ μεγαλύτερες από εκείνες σε γειτονικές παραθαλάσσιες περιοχές. Μεγάλη τεχνολογική πρόοδος, αποτελεί ο αισθητήρας “METS”, που μπορεί αυτομάτως και συνεχώς να καταγράφει τα περιβαλλοντικά επίπεδα του μεθανίου σε φυσικά ύδατα.

Μια άλλη μέθοδος για την εκτίμηση της εισροής γλυκών υπογείων υδάτων στη θάλασσα είναι ο προσδιορισμός της διακύμανσης της αλατότητας. Ωστόσο, προκειμένου να αξιολογηθούν οι ροές υφάλμυρων ή αλμυρών υδάτων, οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις έχουν μεγαλύτερο αντίκτυπο στο παράκτιο περιβάλλον, τα ισότοπα έχουν ένα πρόσθετο πλεονέκτημα σε σχέση με τις χημικές ουσίες. Διάφορες περιπτώσεις παράκτιας υδρολογίας μπορούν να αντιμετωπιστούν με έρευνες χρησιμοποιώντας ένα συνδυασμό σταθερών, μακρόβιων και βραχύβιων ισοτόπων μαζί με άλλες συμπληρωματικές τεχνικές.

Τέλος, εκτός από τους γεωχημικούς ιχνηθέτες, πολύ χρήσιμοι έχουν αποδειχθεί και οι γεωφυσικοί ιχνηθέτες. Ο πλέον κλασικός γεωιχνηθέτης είναι η θερμοκρασία. Δύο είναι οι βασικές μέθοδοι χρήσης του σαν ιχνηθέτη: (1) η θερμοκρασία του κατακόρυφου προφίλ βάθους, με βάση την παραδοχή της διατήρησης της θερμότητας κατά την μεταφορά της, λόγω αγωγιμότητας και διάδοσης, και (2) η θερμοκρασιακή διαφορά στο σύστημα υπόγειων υδάτων με την επιφάνεια ως μια ποιοτική ένδειξη της εκροής υπόγειων υδάτων, χρησιμοποιώντας τεχνικές όπως υπέρυθρους αισθητήρες ή άλλες απομακρυσμένες μεθόδους τηλεπισκόπησης. Ιδιαίτερα τα προφίλ βάθους-θερμοκρασίας, έχουν ευρέως χρησιμοποιηθεί σε γεωτρήσεις για τον εντοπισμό

κίνησης υπογείων υδάτων, γιατί η θερμότητα στο υπέδαφος μεταφέρεται όχι μόνο από θερμική αγωγιμότητα, αλλά και από οριζόντια μεταφορά θερμότητας λόγω ροής των υπογείων υδάτων. Η μέθοδος “τύπου καμπύλης” (type curve method) εκτιμά την μονοδιάστατη ροή υπόγειων υδάτων και βασίζεται στην εξίσωση Stallman, για μια σταθερή κατάσταση θερμικής αγωγιμότητας-οριζόντια μεταφορά. Ταυτόχρονη κυκλοφορία μονοδιάστατης παροδικής θερμότητας και σταθερής ροής νερού έχουν αναλυθεί εμπειρικά, αριθμητικά και θεωρητικά, ενώ θεωρητικά έχει αναλυθεί και η σχέση μεταξύ της διδιάστατης διάδοσης της θερμοκρασίας κάτω από την επιφάνεια και της ροής υπογείων υδάτων. Πιο πρόσφατα, η αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους, που προκαλείται από την υπερθέρμανση του πλανήτη ή την αποψίλωση των δασών και της αστικοποίησης, έχει χρησιμοποιηθεί ως ιχνηθέτης για τον εντοπισμό ροών υπογείων υδάτων. Η μέθοδος περιλαμβάνει ανάλυση δισδιάστατων υπόγειων θερμικών δεδομένων και βασίζεται στην διαφορετική θερμοχωρητικότητα του νερού, ανάλογη της αλατότητάς του, και του εδάφους που το περιβάλλει. Ένας άλλος γεωφυσικός ιχνηθέτης, η ηλεκτρική αγωγιμότητα του παράκτιου εδάφους και των ιζημάτων του πυθμένα, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση της χωρικής κατανομής του γλυκού και αλμυρού ενδοπορικού νερού. Με αυτή την μέθοδο, οι προτιμητέοι υπόγειες οδοί των υδάτων που προέρχονται από την ξηρά, όπως τα υποθαλάσσια παλαιοχρονικά κανάλια, μπορούν εύκολα να εντοπιστούν από την ιδιαιτερότητά τους ως προς την αγωγιμότητα, σε σχέση με τον περιβάλλοντα χώρο. Οι δύο γεωφυσικοί ιχνηθέτες που αναφέρθηκαν συνήθως μετρώνται παράλληλα με το βάθος σε μια σειρά από σημεία δειγματοληψίας δίνοντας τα προφίλ αγωγιμότητας, θερμοκρασίας και βάθους, που είθισται να αποκαλούνται διασκοπίσεις CTD (conductivity, temperature and depth).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΡΑΔΙΟΛΟΓΙΚΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΩΝ SGD

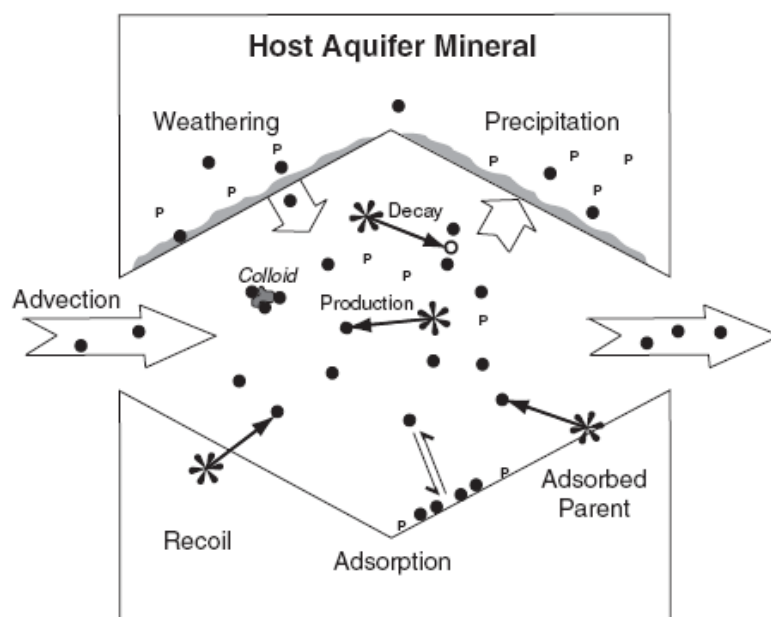
Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάστηκαν οι βασικές πτυχές που αφορούν το φαινόμενο των υπόγειων εκροών ύδατων στη θάλασσα. Η πολυπλοκότητα του φαινομένου έχει οδηγήσει μια σειρά από επιστήμες να προσεγγίσουν το θέμα, η καθμία με τα δικά της μέσα. Έτσι και η πυρηνική φυσική, με την χρήση των ραδιοϊχνηθετών, εδώ και μόλις δύο δεκαετίες έχει μπει δυναμικά στην έρευνα του φαινομένου. Ο καινούργιος αυτός επιστημονικός κλάδος της περιβαλλοντολογικής ραδιενέργειας, παρόλη τη μικρή χρονική του πορεία, έχει να παρουσιάσει πλήθος αξιόλογων θεωρητικών αποτελεσμάτων και εφαρμογών σε μελέτες πεδίου.

Σε αυτό το σημείο λοιπόν κρίνεται απαραίτητο να παρουσιαστούν, τόσο οι βασικές αρχές και διαπιστώσεις της έρευνας των ραδιοϊσοτόπων στα υπόγεια νερά, όσο και τα επιστημονικά επιτεύγματα της με τις αντίστοιχες μεθόδους μελέτης, που υπάρχουν έως σήμερα. Πρώτα, παρατίθενται στοιχεία σε σχέση με τις συγκεντρώσεις και τους μηχανισμούς εμπλουτισμού και απώλειας των σημαντικότερων ραδιοϊσοτόπων που απαντώνται στα υπόγεια νερά. Ακολούθως, γίνεται αναφορά σε αυτά που χρησιμοποιούνται για λόγους ραδιοανίχνευσης και συσχετίζονται άμεσα ή έμμεσα με βασικά χαρακτηριστικά των SGD και των υπόγειων υδροφορέων γενικότερα. Το επόμενο βήμα είναι η ανασκόπηση των μεθόδων ανίχνευσης αυτών των ραδιοϊσοτόπων, σε συνδυασμό με της μέχρι σήμερα εφαρμογές τους. Το κεφάλαιο αυτό καταλήγει με την διατύπωση των μοντέλων υπολογισμού της ηλικίας και του χρόνου παραμονής στο υπέδαφος των υπογείων υδάτων, δύο πολύ σημαντικοί παράμετροι για την εκτίμηση των SGD, που αποτελούν και το ειδικότερο ερευνητικό θέμα της παρούσας εργασίας.

2.1. Συγκεντρώσεις Ραδιοϊσοτόπων στα Υπόγεια Ύδατα

Το νερό κατά την παραμονή και κίνηση του διαμέσω των υδροφορέων στο υπέδαφος, αποχτά ραδιοϊσοτοπική σύσταση. Τα ραδιονουκλίδια, που εισέρχονται στο νερό, προέρχονται από τα πετρώματα που περιβάλλουν τους υδροφόρους ορίζοντες και οι συγκεντρώσεις τους εξαρτώνται από την αλληλεπίδραση του νερού με αυτά.

Άρα οι σύσταση των πετρωμάτων αλλά κυρίως οι ραδιοχημικές ιδιότητες του κάθε ισότοπου καθορίζουν και τις συγκεντρώσεις τους μέσα στα υπόγεια νερά.



Σχήμα 2.1. Παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωση ραδιοϊσοτόπων των φυσικών ραδιενεργών σειρών στο υπόγειο νερό. Τα ραδιοϊσότοπα μπορούν να βρεθούν σε τρεις καταστάσεις, διαλυτά εντός του νερού, προσροφημένα στην επιφάνεια μετάλλων του νερού ή σε σημεία των τοιχωμάτων του υδροφόρου αγωγού [Po 2008].

Σε ότι αφορά τα ραδιοϊσότοπα των φυσικών ραδιενεργών σειρών, η συγκέντρωσή τους στο υπόγειο νερό επηρεάζεται από μια σειρά φαινομένων που οδηγούν τόσο στον εμπλουτισμό, όσο και στην απώλειά τους (Σχήμα 2.1). Κατά την υπόγεια διαδρομή που ακολουθεί μια ποσότητα νερού, αυτή μπορεί να εμπλουτισθεί με ραδιονουκλίδια μετά από τη διάβρωση (weathering) των επιφανειών, που προκαλεί η ροή του υγρού ερχόμενη σε επαφή με τα τοιχώματα του υδροφόρου αγωγού, ή από την ύπαρξη σε αυτήν του πατρικού πυρήνα ο οποίος έχει πιθανότητα να υποστεί μεταστοιχείωση εντός του νερού (production) παράγοντας θυγατρικά ραδιονουκλίδια. Επίσης, η ροή μπορεί να παρασύρει ραδιοϊσότοπα τα οποία βρίσκονται προσροφημένα (adsorption) σε διάφορα σημεία των επιφανειών, ενώ είναι επίσης είναι δυνατό ραδιοϊσότοπα να εισέλθουν λόγω ανάκρουσης (recoil) του θυγατρικού πυρήνα ως αποτέλεσμα της μεταστοιχείωσης του μητρικού πυρήνα ο οποίος μπορεί να βρίσκεται επί (προσρόφηση) ή σε πολύ μικρή απόσταση από την επιφάνεια του υδροφόρου αγωγού. Από την άλλη, η απομάκρυνση ενός ραδιοϊσοτόπου από μια ποσότητα νερού μπορεί να λάβει χώρα ως αποτέλεσμα της ραδιενεργού μεταστοιχείωσης του (decay), ως

αποτελεσμα καθίζησης (precipitation) ή ως αποτέλεσμα προσρόφησης από στοιχεία των τοιχωμάτων του υδροφόρου αγωγού. Οι παραπάνω διαδικασίες εισόδου/εξόδου ενός ραδιοϊσοτόπου από μια ποσότητα υπόγειου νερού αποτελούν μια γενική προσέγγιση, καθώς η ραδιοχημική συμπεριφορά, αλλά και ο χρόνος ημιζωής, ενός ραδιονουκλιδίου μπορεί να διαφέρει σημαντικά από ενός άλλου (Πίνακας 2.1). Με αυτό τον τρόπο μπορούμε να έχουμε εντελώς διαφορετικές συγκεντρώσεις ραδιοϊσοτόπων, στο εξερχόμενο από ένα υδροφόρο ορίζοντα υπόγειο νερό, ακόμα και αν η αρχική τους αναλογία στα περιβάλλοντα πετρώματα είναι ίδια [Po 2008].

Ραδιοϊσότοπο	$T_{1/2}$	Παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωσή τους
^{238}U	4.47×10^9 y	Διάβρωση, προσρόφηση, καθίζηση
^{234}Th	24.1 d	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση
^{234}U	2.45×10^5 y	Διάβρωση, προσρόφηση, καθίζηση
^{230}Th	7.54×10^4 y	Ανάκρουση, διάβρωση, σημαντική προσρόφηση
^{226}Ra	1.60×10^3 y	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση
^{222}Rn	3.82 d	Ανάκρουση, μεταστοιχείωση, διάχυση
^{210}Pb	22.3 y	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση
^{232}Th	1.40×10^{10} y	Διάβρωση, σημαντική προσρόφηση, καθίζηση
^{228}Ra	5.75 y	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση
^{228}Th	1.91 y	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση
^{224}Ra	3.66 d	Σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση, ανάκρουση
^{235}U	7.04×10^8 y	Διάβρωση, προσρόφηση
^{223}Ra	11.4 d	Ανάκρουση, σημαντική προσρόφηση, μεταστοιχείωση

Πίνακας 2.1. Σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωση των κυριότερων ραδιοϊσοτόπων των τριών φυσικών ραδιενεργών σειρών (^{238}U , ^{232}Th και ^{235}U) στα υπόγεια νερά.

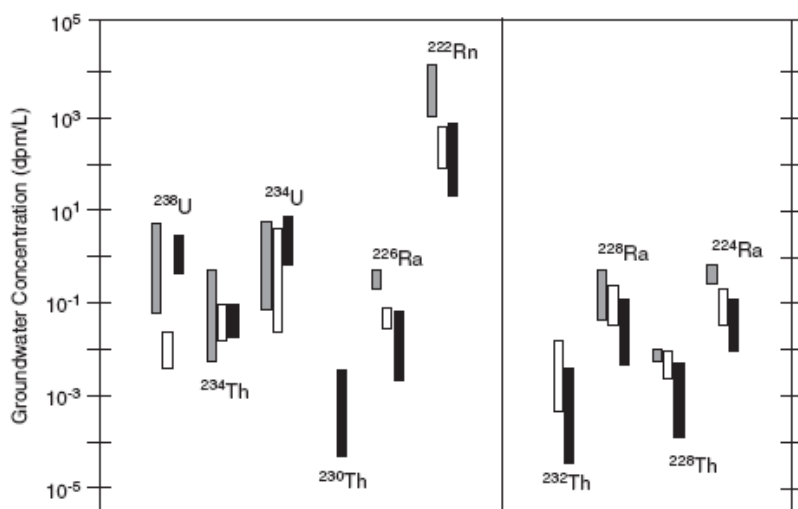
Συγκεκριμένα, το ουράνιο (της σειράς του ^{238}U), υπό οξειδωτικές συνθήκες, είναι ιδιαίτερα κινητικό σχηματίζοντας διαλυτά, ανθρακικά και φωσφορικά κυρίως, σύμπλοκα υπό σχεδόν ουδέτερο περιβάλλον και θειικά άλατα ή φθορίδια σε χαμηλότερο pH. Στα υπόγεια αλατούχα διαλύματα, η διαλυτότητα είναι υψηλότερη, όπου υπάρχει περίσσια από χλωριούχες και το θειικές ενώσεις. Οι συγκεντρώσεις του είναι συνήθως κοντά στο 1 ppb, ενώ τιμές πάνω από 1 ppm γενικά συναντώνται μόνο σε μεταλλοφόρες περιοχές [Os 1992]. Το ^{238}U απελευθερώνεται από τους υδροφόρους ορίζοντες μόνον κατόπιν διάβρωσης. Πρωτογενή μέταλλα που περιέχουν ουράνιο, όπως το ζirkόνιο, είναι σχετικά ανθεκτικά, ενώ περιέχεται σε μεγάλη αφθονία και σε εύκολα διαβρώσιμα πετρώματα όπως η μίκα. Η παρουσία του ουρανίου σε όλη τη διαδρομή της υπόγειας ροής, παρά τις διαδικασίες απομάκρυνσης, δείχνει ότι η απελευθέρωση U συμβαίνει όχι μόνο κατά τη διάρκεια της ενισχυμένης διάβρωσης στη ακόρεστη ζώνη των υδροφόρων οριζόντων, αλλά σε ολόκληρη την έκτασή τους [Fl 1982]. Τα δευτερογενή ορυκτά του σιδήρου απαντώνται σε μεγάλες ποσότητες και

έχουν πολύ δραστικές επιφάνειες, γεγονός που τα κάνει σημαντικά για τον έλεγχο της μετανάστευσης ραδιονουκλιδίων, ιδίως του ουρανίου. Προσροφημένο U από άμορφα υδροξείδια Fe έχει ενσωματωθεί σε πιο σταθερούς σχηματισμούς κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης του ορυκτού σιδήρου και το προσροφημένο στους γαιτίτες ουράνιο γίνεται σταδιακά λιγότερο ανταλλάξιμο κατά τη διάρκεια της γήρανσης τους, σε περίοδο μηνών. Η μακροπρόθεσμη κατακρήμνιση των μετάλλων Fe επομένως μπορεί να εγκλωβίζει και να ακινητοποιεί ένα σημαντικό τμήμα του ουρανίου πιο μόνιμα, σε αντίθεση με την προσρόφηση η οποία επιβραδύνει μόνο την κυκλοφορία του U [Gi 2001]. Αντίθετα έντονη προσροφητική δράση για το ουράνιο, έχει διαπιστωθεί ότι παρουσιάζουν ο άργιλος, τα ανθρακικά άλατα, διάφορα μέταλλα, αλλά και η οργανική ύλη, αν και όταν αυτή σχετίζεται με μείωση των υδάτων μπορεί, επίσης, να προκληθεί και καθίζηση του U [Po 2001]. Η προσρόφηση μειώνεται με μείωση του pH, ενώ αυξάνεται με την αλατότητα, γεγονός που εξηγεί και τις αυξημένες συγκεντρώσεις στο θαλασσίνο νερό σε σχέση με τα γλυκά ύδατα [Pa 1998, Cu 2004].

Το θόριο (σειρά ^{232}Th) μπορεί να απομακρυνθεί από τα ορυκτά του υδροφορέα μόνο με διάβρωση, ενώ η παρουσία ^{232}Th σε υπόγεια νερά σε όλο το εύρος των υδροφορέων, παρά τις έντονες διεργασίες απομάκρυνσης που υφίσταται, δείχνει ότι πραγματοποιείται συνεχής απελευθέρωσή του. Οι συγκεντρώσεις του θορίου στα νερά είναι γενικά πολύ χαμηλές, λόγω της χαμηλής διαλυτότητας του θορονίτη (ThO_2) και της ισχυρής του προσρόφησης. Αν και λίγα στοιχεία είναι διαθέσιμα, είναι σαφές ότι το Th είναι πολύ δραστικό με τις επιφάνειες των ορυκτών, και πολύ περισσότερο από ό, τι το U στα οξειδωτικά ύδατα. Σε ύδατα με pH πάνω από ένα 5, κυριαρχεί το $\text{Th}(\text{OH})_4$, μεταξύ 5 και 7 το $\text{Th}(\text{HPO}_4)_3^{2-}$ αν υπάρχει διαθέσιμος φώσφορος, ενώ τα οργανικά υποστρώματα μπορούν να αυξήσουν την διαλυτότητα του θορίου [La 1980]. Γενικά οι τιμές του θορίου στα υπόγεια νερά κυμαίνονται από 0.01-11 pg/g [Lu 2000, Tr 2001, Re 2003], ενώ οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις (έως 27 pg/g) που έχουν παρατηρηθεί οφείλονται σε οργανικά ligands ή κολλοειδή, όπως φάσεις του Fe ή χουμικά οξέα [Li 1992].

Ιδιαίτερη μνεία πρέπει να γίνει για το ράδιο (κυρίως ^{226}Ra), καθώς τα ισότοπά του αποτελούν και τους πιο πολυχρησιμοποιημένους ραδιοϊχνηθέντες των SGD. Σε διαλύματα χαμηλής αλατότητας, το Ra εμφανίζεται ως ρίζες Ra^{2+} , ενώ ενώσεις RaSO_4 , RaCO_3 και RaCl^+ συμβαίνουν κυρίως στον πυθμένα των υδροφορέων. Η επίδραση των οργανικών σύμπλοκων δεν θεωρείται σημαντική, ενώ είναι πιθανό ότι κολλοειδή

με αργιλικά και υδροξείδια του σιδήρου μπορεί να παίζουν κάποιο ρόλο στην μεταφορά του Ra στα υπόγεια ύδατα. Το όριο διαλυτότητας των ενώσεων Ra γενικά δεν έχουν επιτευχθεί, αλλά το Ra μπορεί να καταβυθίζεται σε στερεό διάλυμα μέσα σε μέταλλα Ca και Ba [Zh 2004]. Η προσρόφησή του είναι έντονη σε αραιά υπόγεια ύδατα και εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το είδος του υποστρώματος, της σύνθεσης του διαλύματος (π.χ., Eh, pH και άλλα κατιόντα) και τη θερμοκρασία [Be 1990]. Η προσρόφηση του Ra μειώνεται με την αύξηση της αλατότητας, λόγω άλλων, πιο προσροφητικών, ανταγωνιστικών κατιόντων [St 2001]. Εάν υπάρχουν ισχυρές μεταβολές της αλατότητας των υπόγειων υδάτων, (π.χ., λόγω μίξης με τη θάλασσα), το Ra μπορεί να εναποτεθεί στις επιφάνειες του υδροφόρου ορίζοντα και έτσι να αποτελέσει τοπική πηγή ^{222}Rn [Mo 2000]. Αρχικές εισροές Ra στα υπόγεια ύδατα, μπορούν επίσης να προκύψουν και λόγω διαβρώσεων στα ακόρεστα πετρώματα. Η διασπορά του στο εδάφους είναι αρκετά ισχυρή, αλλά όχι ενιαία και δύσκολα προβλέψιμη λόγω της επίδρασης των βροχοπτώσεων, της βιολογικής ανάμειξης του εδάφους (bioturbation), και της ποικίλης κατανομής των αργίλων και της οργανικής ύλης.



Σχήμα 2.2. Σύγκριση συγκεντρώσεων ισotόπων της σειράς ^{238}U - και ^{232}Th -, σε χαρακτηριστικά υπόγεια νερά. (στοιχεία από [Lu 200, Tr 2001, Po 2003]) [Po 2008].

Τέλος, το ραδόνιο (^{222}Rn), ως ευγενές αέριο δεν προσροφάται και παραμένει διαρκώς διαλυμένο στο νερό χωρίς όμως να σχηματίζει μόρια ξεχωριστής αέριας φάσης, λόγω χαμηλής συγκέντρωσης, ενώ αεριοποιείται όταν τα ύδατα εκτίθενται στην ατμόσφαιρα. Μπορεί να εισέλθει στα υπόγεια ύδατα και ως αποτέλεσμα διάχυσης διαμέσου του εδάφους γύρω από την περιοχή του υδροφόρου αγωγού.

2.2. Ραδιοϊχνηθέντες και SGD

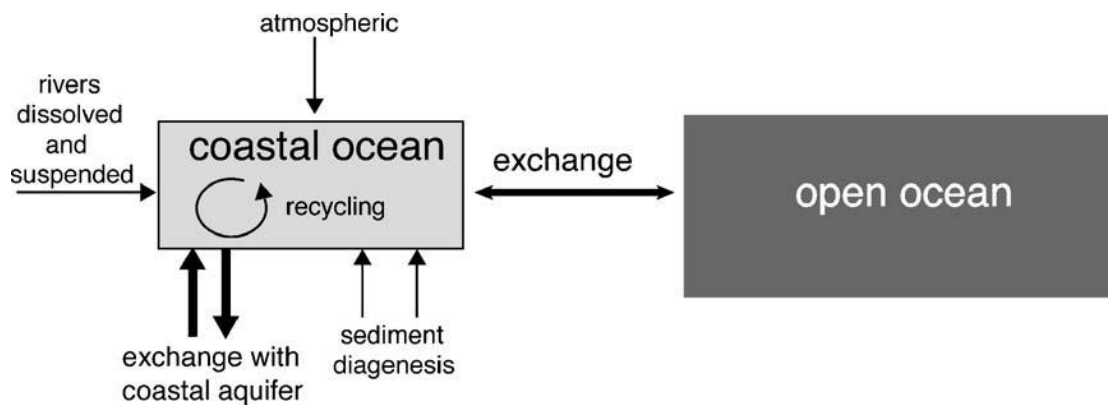
Όπως φάνηκε και από το πρώτο κεφάλαιο, οι μηχανικοί μέθοδοι για τον προσδιορισμό των υπόγειων εκροών στη θάλασσα είναι πολύ περιορισμένης κλίμακας ενώ τα υδρολογικά μοντέλα περιέχουν πολλές απλουστεύσεις και χρειάζονται πολλά πειραματικά δεδομένα για την αύξηση της αξιοπιστίας τους. Ο σημαντικός αυτός περιορισμός για την ποσοτικοποίηση των SGD στην παράκτια ζώνη σε παγκόσμια κλίμακα και τον καθορισμό της ροής υπογείων υδάτων σε συγκεκριμένες τοποθεσίες, οδήγησε την επιστημονική κοινότητα στην χρήση ραδιοϊχνηθετών [Ca 1996]. Σε αυτό το πλαίσιο, ένα σύνολο από ισότοπα των φυσικών ραδιενεργών σειρών (ουρανίου, θορίου και ακτινίου) έχουν γίνει πλέον δημοφιλή εργαλεία για τον ποσοτικό προσδιορισμό των SGD. Πρωτογενή επιθυμητά χαρακτηριστικά ενός τέτοιου ραδιοϊχνηθέτη είναι να έχει μοναδική ή κυρίαρχη προέλευση από τα υπόγεια ύδατα, να είναι σαφώς διαφορετικός από τα ραδιοϊσότοπα που υπάρχουν στο θαλασσίνο νερό που καταλήγει και η συνεισφορά στην περιεκτικότητά του από άλλους φορείς (π.χ., το νερό των επίγειων εκροών, οι βροχοπτώσεις) στην περιοχή μελέτης να είναι μικρή ή/και ποσοτικοποιήσιμη. Υπό αυτές τις προϋποθέσεις, το ισότοπο εμπλουτίζεται στα υπόγεια ύδατα σε σχέση με το θαλάσσιο νερό και έτσι τα υπόγεια ύδατα αποτελούν την πηγή του ισότοπου αυτού στην παράκτια ζώνη. Η αντίθετη περίπτωση επίσης μπορεί να εφαρμοστεί, για παράδειγμα, όταν ένα ισότοπο είναι εμπλουτισμένο στο θαλασσίνο νερό, αλλά φτωχό στα υπόγεια ύδατα (π.χ. το ουράνιο).

Πρακτικά όμως, λόγω των ποικίλων ωκεάνιων διαδικασιών, σε πολλές περιπτώσεις είναι εξίσου σημαντικό να αξιολογηθεί και η ανταλλαγή των διαφόρων ραδιοϊσοτόπων μεταξύ της θάλασσας και παράκτιων υδροφορέων. Η γενική στρατηγική που ακολουθείται για τον προσδιορισμό της σπουδαιότητας των ανταλλαγών αυτών μπορεί να κωδικοποιηθεί στα ακόλουθα βήματα [Mo 1996]:

1. Προσδιορισμό των ιχνηθετών που προέρχονται από τους παράκτιους υδροφορείς οι οποίοι δεν ανακυκλώνονται στην παράκτια θαλάσσια περιοχή, χαρτογράφηση της διασποράς τους και αξιολόγηση άλλων πιθανών πηγών.
2. Καθορισμό του λόγου ανταλλαγής τους μεταξύ της παράκτιας θάλασσας με τον ανοιχτό ωκεανό.
3. Υπολογισμό της ροής του ιχνηθέτη από την παράκτια περιοχή στον ανοιχτό ωκεανό, και συνεπακόλουθα από τον υδροφόρο ορίζοντα στην παράκτια ζώνη.

4. Προσδιορισμό της μέσης συγκέντρωσης του ιχνηθέτη στο παράκτιο υδροφόρο ορίζοντα για την ποσοτικοποίηση της παροχής σε υπόγεια υγρά.
5. Χρησιμοποίηση της συγκέντρωσης των άλλων στοιχείων (θρεπτικά συστατικά, άνθρακα, μετάλλων) του υδροφόρου ορίζοντα ή του λόγου τους με τον ιχνηθέτη για την εκτίμηση των ροών τους .

Η παραπάνω λογική για την ποσοτικοποίηση των SGD χρησιμοποιώντας ραδιοϊσότοπα της σειράς U και Th σχηματοποιείται μια προσέγγιση μοντέλου “τύπου κουτιού” (box model). Η θεώρηση αυτή περιλαμβάνει μια παράκτια θαλάσσια περιοχή, που και αποτελεί την ζώνη ανάμειξης μεταξύ των υπογείων υδάτων και της ανοιχτής θάλασσας. Σε αυτό το κλειστό σύστημα έχουμε εμπλουτισμό, απομάκρυνση και ανακύκλωση ραδιοϊσοτόπων κατά την αλληλεπίδρασή του με τις υπέργειες και υπόγειες εκβολές υδάτων, την ατμόσφαιρα, το ίζημα του πυθμένα και τον ανοιχτό ωκεανό (Σχήμα 2.3). Εξ ορισμού, οι μη σημειακές πηγές ροής, που είναι ο κανόνας των SGD, είναι προφανώς δύσκολο να ποσοτικοποιηθούν. Έτσι, η ροή αναγκαστικά προσδιορίζεται με την προσέγγιση της διαφοράς στο υδατικό ισοζύγιο, σύμφωνα με την οποία όλες οι υπολογίσιμες ροές αφαιρούνται από τη ροή που απαιτείται για να υποστηρίξει την προσδιορισμένη ποσότητα του ισοτόπου, με το υπόλοιπο της ροής να αποδίδεται στα SGD.



Σχήμα 2.3. Γραφική αναπαράσταση γενικευμένου μοντέλου κουτιού, για τη χρήση ισοτόπων των φυσικών ραδιενεργών σειρών ως δείκτη οριζόντιας μεταφορά υπόγειων υδάτων στη παράκτια ζώνη [Ch 2008].

Οι διαδικασίες για τον εμπλουτισμό ή την απομάκρυνση αυτών των νουκλεϊδίων στην παράκτια ζώνη, μπορούν να αποδοθούν σε πέντε βασικούς οδούς διακίνησης και πρέπει να ληφθούν υπόψη κατά των υπολογισμό του ισοζυγίου συγκέντρωσης ενός ραδιοϊχνηθέτη, δηλαδή του ρυθμού αυτοδιέγερσης του (ενεργότητα), τη δεδομένη στιγμή της μέτρησης. Ο εμπλουτισμός μπορεί να πραγματοποιηθεί με:

(1) Εκβολή επιφανειακών υδάτων (π.χ. ποτάμια) στην παράκτια ζώνη. Αυτό περιλαμβάνει ισότοπα που μεταφέρονται από τα ποτάμια όχι μόνο σε διαλυτή μορφή, αλλά και εκείνα που απελευθερώνονται από τα μεταφερόμενα ιζήματα.

(2) Αποδέσμευση από τα ιζήματα του βυθού στο νερό των πόρων τους και τη μετέπειτα εισροή στη θάλασσα με μοριακή διάχυση, βιολογική ανάδευση και διάβρωση (επαναιώρηση των ιζημάτων). Στις περισσότερες περιπτώσεις, υπάρχουν διαφορετικές ζώνες από τις οποίες προέρχεται τα SGD (π.χ. μια στενή λωρίδα που ακολουθεί την ακτή ή από υπεράκτιες απολήξεις κορεσμένων υδροφορέων). Ωστόσο, η απελευθέρωση των ισotόπων από ιζήματα του βυθού (χωρίς SGD) πρέπει επίσης να θεωρηθεί ως δυνητική πηγή.

Βασικοί μηχανισμοί που οδηγούν στην απομάκρυνση των ραδιοϊσοτόπων είναι:

(1) Ανταλλαγή με τα νερά των ωκεανών, δηλαδή την μη παράκτια ζώνη. Ο εμπλουτισμός της παράκτια ζώνης σε ισότοπα της σειράς του U και του Th εξαιτίας των SGD, μπορεί να είναι από 10% έως και περισσότερο από 10⁴% μεγαλύτερος σε σχέση με τους ωκεανούς, γεγονός που οδηγεί στην αποτελεσματική μεταφορά ισotόπων από την ακτή στην ανοικτή θάλασσα.

(2) Ατμοσφαιρική διαφυγή (αυτό ισχύει μόνο για το ραδόνιο, που ως αέριο μεταφέρεται από τα επιφανειακά ύδατα, στην ατμόσφαιρα).

(3) Ραδιενεργός αποδιέγερση. Ο όρος αυτός μπορεί να αγνοηθεί για ισotόπων με χρόνο ημιζωής μεγαλύτερο από ~ 1 έτους, λόγω του σχετικά σύντομου χρονικού διαστήματος παραμονής του νερού εντός του καθορισμένου χώρου παραμονής (π.χ. οι εκβολές ενός ποταμού ή η παράκτια ζώνη των ωκεανών), στις περισσότερες των περιπτώσεων. Τέλος ως διαδικασία αφαίρεσης ραδιοϊσοτόπων μπορεί να θεωρηθεί και η βιολογική πρόσληψη, που όμως θεωρείται αμελητέα σε σχέση με άλλους όρους την απομάκρυνση των παράκτιων ωκεανό.

Η εξισορρόπηση αυτών των όρων εμπλουτισμού και απομάκρυνσης ραδιοϊσοτόπων δίνει (αγνοώντας την φυσική και βιολογική ανάμειξη των ιζημάτων):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = - \underbrace{\left[\frac{F_{riv} A_{riv} + F_{riv} A_{desorb}}{V} \right]}_{\text{επίγειες εκροές}} - \underbrace{\left[\phi D_s \left(\frac{\partial^2 A_{sed}}{\partial z_{sed}^2} \right) + \omega \left(\frac{\partial A_{sed}}{\partial z_{sed}} \right) \right]}_{\text{ιζηματικός εμπλουτισμός}} + \underbrace{\left[\frac{A - A_{ocn}}{T_w} \right]}_{\text{ωκεάνια ανταλλαγή}} + \underbrace{\left[\frac{e_g (A - A_{atm})}{z_{wc}} \right]}_{\text{ατμοσφαιρική διαφυγή}} + \underbrace{[\lambda A]}_{\text{αποδιέγερση}} \quad (2.1)$$

όπου A είναι η μέση ενεργότητα (dpm ή Bq m^{-3}) του ισοτόπου εντός της περιοχής μελέτης, F_{riv} η ογκομετρική ροή του νερού από τους ποταμούς ($\text{m}^3 \text{d}^{-1}$), A_{riv} η μέση ενεργότητα του γλυκού νερού για των ποταμών στην περιοχή μελέτης, A_{desorb} η διάσπαρτη ενεργότητα των ιζημάτων που εν δυνάμει μπορούν να ελευθερωθούν στην υγρή φάση, V ο όγκος του νερού της περιοχής μελέτης (m^3), ϕ ο βαθμός πορικότητας του ιζήματος (χωρίς μονάδες), D_s ο συντελεστής διάχυσης του ισοτόπου - ιχνηθέτη στο ενδοπορικό νερό των ιζημάτων ($\text{m}^2 \text{d}^{-1}$), $\partial A_{sed} / \partial z_{sed}$ η κατακόρυφη μεταβολή της συγκέντρωσης του ισοτόπου στο ενδοπορικό νερό των ιζημάτων, ω η ταχύτητα διάχυσης από τα ιζήματα του ενδοπορικού νερού (SGD, m d^{-1}), A_{ocn} η ενεργότητα του ισοτόπου στους ωκεανούς που ανταλλάσσεται με την περιοχή μελέτης, T_w ο χρόνος παραμονής του νερού (days), z_{wc} το βάθος της στήλης του νερού ή του μικτού στρώματος (m), e_g η ταχύτητα εμβόλου του αέρα προς τη θάλασσα (m d^{-1}), A_{atm} η συγκέντρωση του ισοτόπου στην οριακή επιφανειακή θαλάσσια ζώνη και λ η σταθερά αποδιέγερσης (d^{-1}). Η σχετική σημασία των εν λόγω πηγών και απωλειών στη συγκέντρωση του ραδιοϊχνηθέτη ποικίλλει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του χώρου μελέτης και των ισοτόπων που χρησιμοποιούνται.

Από τα υπολογίσιμα μεγέθη, της παραπάνω συλλογιστικής με χρήσης ισοτόπων, πρώτο και σημαντικότερο είναι η ταχύτητα εκροής (ω) ή η συνολική απορροή (F_{SGD}) υπογείων νερών ανά επιφάνια της θαλάσσια στην περιοχή μελέτης, στη μονάδα του χρόνου ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Πρώτος ο Moore [Mo 1996] εφάρμοσε αυτή την τεχνική, στις ακτές της Βόρειο/Ανατολικής Καρολίνας στις ΗΠΑ, χρησιμοποιώντας το ^{226}Ra λόγω του συντριπτικά μεγαλύτερου εμπλουτισμού του στα υπόγεια νερά σε σχέση με τη θάλασσα, της αμελητέας διάχυσής του από το ίζημα (λόγο του πολύ μεγάλου χρόνου αναγέννησης του ως θυγατρικό του μακρόβιου ^{230}Th) και την αμελητέα απώλειά του λόγω αποδιέγερσης ($t_{1/2}=1.6 \times 10^3 \text{ y}$). Εναλλακτικός τρόπος περιλαμβάνει την οριζόντια εκθετική μείωση του ραδιοϊσοτόπου με χρήση του ρυθμού ανάμειξης θαλασσινού/γλυκού νερού, με βάση και τις τιμές της αλατότητας [Mo 2000a]. Αλλά και το ^{222}Rn έτυχε πολλών εφαρμογών σε σχέση με το υπολογισμό της απορροής υπογείων υδάτων που καταλήγουν στην θάλασσα, λόγω του ότι βρίσκεται σε διαλυτή αέρια μορφή [Ca 1996, Co 1997]. Παρόλο που οι απώλειες λόγω του μικρού χρόνου ημιζωής ($t_{1/2}=3.82 \text{ d}$) και της ατμοσφαιρικής διαφυγής είναι σημαντικές και πρέπει να υπολογιστούν, οι μεγάλες συγκεντρώσεις του μόνο στα υπόγεια και όχι στα υπέργεια νερά, τον κατέστησαν ιδανικό ραδιοϊχνηθέτη της παροχής SGD σε επιτόπιες έρευνες

[Bu 2006b]. Αλλά και ο συνδυασμός του με άλλα ισότοπα του ραδίου (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra , ^{228}Ra), σε περιπτώσεις που έχουμε πολλαπλές πηγές υδάτων προς την θάλασσα έχει αποδειχθεί ιδιαίτερα επιτυχής [Du 2006]. Πολύ πρόσφατα έχουν γίνει επίσης και απόπειρες χρήσης του U σε συνδυασμό με τις τιμές της αλατότητας σαν πιθανό ιχνηθέτη υπολογισμού των SGD [Mo2008].

Αλλά εξίσου σημαντικές είναι και οι εφαρμογές των ραδιοϊχνηθετών για τον προσδιορισμό και την ταυτοποίηση της ροής προς την θάλασσα, ή του ποσοστού συνεισφοράς σε αυτή, από διαφορετικές πηγές υπογείων νερών σε μια υπό εξέταση περιοχή. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιώντας το λόγο διαφόρων ισοτόπων ραδίου είναι δυνατός ο διαχωρισμός υπογείων υδάτων διαφορετικής προέλευσης, με βάση δύο κυρίως μηχανισμούς, όπου (1) οι υδροφόροι ορίζοντες με διαφορετικά κύρια ορυκτά ή είδη ιζημάτων μπορεί να μην υπάρχει ισορροπία μεταξύ των ισοτόπων της σειράς του θορίου ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{228}\text{Ra} \rightarrow \dots \rightarrow ^{224}\text{Ra}$) και του ουρανίου ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{226}\text{Ra}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{223}\text{Ra}$) και (2) η κυκλοφορία θαλάσσιου νερού μέσω ενός υδροφόρου ορίζοντα μπορεί να περιέχει/εναποθέτει ιζήματα, που αποτελούν την πηγή των ισοτόπων του Ra στα υπόγεια ύδατα, εμπλουτισμένο σε μικρότερης διάρκειας ζωής ισότοπα και φτωχό σε μακρόβια. Κλασικό παράδειγμα αποτελεί ο λόγος $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, που στην περίπτωση των κραστικών πετρωμάτων είναι κατά πολύ μεγαλύτερος της μονάδας ενώ σε υφάλμυρα νερά είναι κατά πολύ μικρότερος της μονάδας, λόγω των σχετικών διαφορών στα ποσοστά των θυγατρικών Ra από τα μακρόβια μητρικά ισότοπα Th [Mo 2003, Ha 1996]. Αλλά και η διακύμανση του U σε σχέση με την αλατότητα έχει χρησιμοποιηθεί για την ταυτοποίηση της επανακυκλοφορίας του θαλασσινού νερού μέσω των υπόγειων υδροφορέων σε παράκτιες περιοχές [Ch 2006].

Ένας ακόμα σημαντικός παράγοντας που μπορεί να ποσοτικοποιηθεί κατά αποκλειστικότητα σχεδόν με ραδιοϊχνηθέτες είναι η διακύμανση των SGD με το χρόνο. Σε πολλές εύκρατες και τροπικές περιοχές, οι εποχιακές τάσεις στον κύκλο του νερού διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των SGD [Ca 1997]. Κατά τη διάρκεια της υψηλής απορροής ποταμών, οι παράκτιοι υδροφορείς επαναφορτίζονται με γλυκό νερό, γεγονός που οδηγεί σε μεγάλη προσρόφηση από τους υδροφόρους ορίζοντες σε στερεά, άρα και σε Ra. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια της ελάχιστης παροχής, αλατούχες ενώσεις εισέρχεται στα υπόγεια ύδατα και απορροφούν το συσσωρευμένο Ra, το οποίο καταλήγει στη θάλασσα μέσω SGD. Έτσι ο παράγοντας καθυστέρησης των ισοτόπων του Ra έχει αντίστροφη συσχέτιση με την αλατότητα

[Mo 1996]. Τα ισότοπα που χρησιμοποιούνται συνήθως για τον προσδιορισμό αυτής της εποχικότητας σε τοπική αλλά και μεγαλύτερη χωρική κλίμακα είναι συνήθως τα ^{226}Ra , ^{228}Ra και ^{224}Ra . Αλλά όσο αφορά και την παλιρροιακή κίνηση της θάλασσας με συνεπακόλουθη την αυξομείωση των SGD, έχει υπολογιστεί και η αντίστοιχη αυξομείωση στις τιμές του Rn, με φαινόμενη περίοδο περίπου 12 ώρες [Bu 2002, La 2003]. Αυτό οφείλεται στον συνδυασμό της μικρότερης υδροστατικής πίεσης κατά την άμπωτη που προκαλεί αύξηση της διήθησης (άρα και υψηλότερες ροές ραδονίου), στην αλλαγή της υδραυλικής πίεσης και στην είσοδο του θαλασσινού νερού που κινείται μέσα από τα ρηγά υδροφόρα στρώματα και τα ιζήματα, λόγω της παλιρροιακής άντλησης. Συστηματικές μετρήσεις Rn έχουν δείξει ότι δεν υπάρχει μόνο ημι-ημερήσια ή ημερήσια παλιρροιακή σχέση με τα SGD αλλά και μια ημι-μηνιαία διακύμανση στη ροή, που αντανακλά τον κύκλο της σελήνης [Ki 2002].

Ίσως η πιο κοινή χρήση ραδιοϊχνηθετών σε SGD είναι για τον προσδιορισμό της ροής θρεπτικών ουσιών και μετάλλων στα παράκτια οικοσυστήματα. Η προσέγγιση μέσω των ισοτόπων του ραδίου όσον αφορά την παροχή σε διαλυμένα θρεπτικά συστατικά, όπως τα νιτρικά και φωσφορικά άλατα, είναι σχετικά απλή: η ροή θρεπτικών ουσιών είναι το προϊόν της προσδιορισμένης από το ράδιο SGD ροής και της μέση συγκέντρωσης θρεπτικών στοιχείων στα απορρέοντα υπόγεια ύδατα. Ωστόσο, οι υπολογισμοί αυτοί, σε πολλές περιπτώσεις, δεν λαμβάνουν υπόψη τις δυνατές μεταβολές των θρεπτικών στοιχείων, που μπορεί να πραγματοποιηθούν στις υπόγειες εκβολές (απονιτροποίηση, προσρόφηση φωσφόρου στα οξειδία του σιδήρου, εκρόφηση αμμωνίας κατά την υφαλμύριση κ.ά.). Από τις μέχρι τώρα εφαρμογές έχει καταδειχθεί μια ισχυρή σχέση μεταξύ ^{226}Ra και το συνολικό διαλυτό άζωτο (TDN) και φώσφορο (TDP) [Mo 2002], ενώ αρκετές μελέτες δείχνουν και σημαντική αλληλοσυσχέτιση με ροές ιχνοστοιχείων στην θάλασσα, όπως το Cu [Ch 2004]. Αλλά και η παροχή σιδήρου σε παράκτια ύδατα, δείχνει ότι μπορεί να προσδιοριστεί έμμεσα χρησιμοποιώντας συντελεστές ανάμειξης, που προκύπτουν από τα βραχύβια ισότοπα του Ra και μετρήσεις του διαλυμένου Fe [Wi 2006]. Αντίστοιχες μελέτες σε ιόντα ουρανίου δείχνουν ότι υπό αναγωγικές συνθήκες, όπως στα βιολογικά πλούσια ιζήματα ή στα υπόγεια ύδατα με λίγο οξυγόνο, το U^{+6} μειώνεται σε σχέση με το U^{+4} . [Co 1980, Co 1986]. Το U^{+6} μπορεί επίσης να μειωθεί δραματικά από το υγρό διάλυμα σε μορφή στερεού ιζήματος κατά την παρουσία οξειδίων του Fe, ιδιαίτερα στα γλυκά ύδατα.

2.3. Μέθοδοι Ραδιοανίχνευσης

Η συλλογιστική των μοντέλων κουτιού σε συνδυασμό με το ισοζύγιο ενεργότητας έχει εφαρμοστεί στην πλειοψηφία των μέχρι σήμερα μελετών, σε διάφορες παραλλαγές. Οι κυριότερες από αυτές, που έχουν εφαρμοστεί σε παγκόσμιο επίπεδο, είναι τα μοντέλα κουτιού του ^{226}Ra , του $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$, του ^{222}Rn , της συνεχούς καταμέτρησης ^{222}Rn , ^{222}Rn της υποπυκνωτικής ζώνης καθώς και μοντέλα δύο και περισσοτέρων κουτιών, ανάλογα με την πολυπλοκότητα των υδροφορέων στην περιοχή μελέτης [Ch 2008]. Σε κάθε περίπτωση για να υπάρξουν αξιόπιστα αποτελέσματα, απαιτούνται μετρήσεις πεδίου για τον προσδιορισμό των διαφόρων ραδιοϊχνηθετών με όσο το δυνατόν μικρότερα σφάλματα .

Για τον λόγο αυτό έχουν αναπτυχθεί μία σειρά από τεχνικές μέτρησης των ισοτόπων ενδιαφέροντος, έμμεσες ή άμεσες, εργαστηριακές αλλά και επιτόπιες.

Το πρώτο βήμα κάθε εργαστηριακής διαδικασίας ραδιοανίχνευσης είναι η δειγματοληψία από το σημείο ενδιαφέροντος. Το μέγεθος του δείγματος (από μερικά ml έως >20 l) και ο τρόπος συλλογής (π.χ. υποθαλάσσιες αντλίες φίλτρων, άντληση και συλλογή στο κατάστρωμα, δοχεία συλλογής, φιάλες NISKIN κ.ά.) είναι ανάλογο με των απαιτήσεων της ανιχνευτικής διαδικασίας που θα ακολουθηθεί. Ο προσδιορισμός της συγκέντρωσης των ραδιονουκλιδίων στο θαλασσινό νερό όμως , πολύ συχνά απαιτεί τα ραδιονουκλίδια ενδιαφέροντος να είναι είτε προσυγκεντρωμένα ή να διαχωρίζονται από τα συστατικά του δοχείου συλλογής. Η προσυγκέντρωση περιλαμβάνει συνοπτικά τα εξής βήματα: (1) συγκαθίζηση με οξειδία μετάλλων και θειικά (του Fe, Mn, Al, Ba, Pb, κλπ.), (2) εκχύλιση με διαλύτη, (3) πτητικοποίηση – εξάτμιση, (4) ανταλλαγή ιόντων και (5) ρόφηση πάνω σε Fe και οξείδια του Mn επικαλυμμένα στις ίνες λεπτών υμένων (όπως το ακρυλικό πολυπροπυλένιο). Διάφορα προσροφητικά μέσα έχουν χρησιμοποιηθεί για την προσυγκέντρωση ραδιοϊσοτόπων στο θαλασσινό νερό με επικρατέστερα τα MnO_2 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$ και $\text{Cu}_2\text{Fe}(\text{CN})$, αλλά και συνδυασμοί τους. Κατόπιν τα υγρά ή στερεά (σε μορφή υμένων) δείγματα υποβάλλονται, σε διαδικασίες ανάλυσης πρώτα των πιο βραχύβιων ραδιοϊσοτόπων (χρησιμοποιώντας συστήματα φασματοσκοπίας) και ακολούθως πολλών από τα μακράς διάρκειας ραδιονουκλίδια (με φασματόμετρα μάζας). Η φασματοσκοπία περιλαμβάνει κυρίως ανίχνευση ακτίνων α, β και γ, καθώς και φασματοσκοπία φθορισμού λόγω αλληλεπίδρασης επαναυγροποιημένου δείγματος ξηρού πάγου με οργανικούς σπινθηριστές [Ma 1988]. Παράλληλα, η θερμική

φασματομετρία μάζας ιονισμού (TIMS) αποτελεί την κλασσική μέθοδος φασματοσκοπίας μάζας για ραδιομετρική χρονολόγηση. Η μέθοδος βασίζεται στον ιοντισμό του δείγματος μέσω θερμοποίησης, που τα παραγόμενα ιόντα επικεντρώνονται σε μια δέσμη και στη συνέχεια διέρχεται από ένα μαγνητικό πεδίο που τα χωρίζει κατά μάζα. Οι σχετικές πυκνότητες των διαφόρων ισοτόπων στη συνέχεια μπορούν να μετρηθούν και να καταγραφούν. Οι πιο πρόσφατες τεχνικές της φασματομετρία μάζας επαγωγικού συζευγμένου πλάσματος (ICP-MS), συγκεκριμένα του τετράπολου (Q-ICP-MS) και της πολλαπλής συλλογής (MC-ICP-MS), έχουν επικρατήσει λόγω της καλύτερης στατιστικής τους από τις άλλες μεθόδους και τη σημαντικά μικρότερη χημική επεξεργασία που απαιτούν. Περιληπτικά οι πιο πρόσφατες και ευρέως χρησιμοποιούμενοι μέθοδοι ανίχνευσης φυσικών ραδιοϊσοτόπων στο νερό παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα [Ba 2009].

Ραδιοϊσότοπο	T _{1/2}	Τύπος αποδιέγερσης/ Θυγατρικός πυρήνας	Ιχνηθέτης μεθόδου	Όγκος δείγματος (L)	Μέθοδος ανάλυσης
²³⁸ U	4.468 × 10 ⁹ y	α, ²³⁴ Th	²³⁶ U/ ²³³ U	<1	MC-ICP-MS/TIMS
²³⁵ U	7.038 × 10 ⁸ y	α, ²³¹ Th	²³⁶ U/ ²³³ U	<1	MC-ICP-MS/TIMS
²³⁴ U	2.455 × 10 ⁵ y	α, ²³⁰ Th	²³⁶ U/ ²³³ U	<1	MC-ICP-MS/TIMS
²³¹ Pa	3.276 × 10 ⁵ y	α, ²²⁷ Ac	²³³ Pa	10-20	MC-ICP-MS/TIMS
²³⁴ Th	24.1 d	β, ²³⁴ Pa	²³⁰ Th	2-5	β καταγραφή
²³² Th	1.405 × 10 ¹² y	α, ²²⁸ Ra	χωρίς ²²⁹ Th	10 ² -10 ³ 1	γ-φασματοσκοπία MC-ICP-MS/TIMS
²³⁰ Th	7.538 × 10 ⁴ y	α, ²²⁶ Ra	²²⁹ Th	10-20	MC-ICP-MS/TIMS
²²⁸ Th	1.913 y	α, ²²⁴ Ra	²²⁹ Th	10 ² -10 ³	α-φασματοσκοπία
²²⁷ Th	18.72 d	α, ²²³ Ra	²²⁹ Th	10 ² -10 ³	α-φασματοσκοπία
²²⁷ Ac	21.773 d	β, ²²³ Ra	²²⁵ Ac	50-100	α-φασματοσκοπία
²²⁸ Ra	5.78 y	β, ²²⁸ Ac	χωρίς	10 ² -10 ³	γ-φασματοσκοπία
²²⁶ Ra	1603 y	α, ²²² Rn	χωρίς	20-100	γ-φασματοσκοπία
²²⁴ Ra	3.66 d	α, ²²⁰ Rn	χωρίς	60-100	DCC
²²³ Ra	11.44 d	α, ²¹⁹ Rn	χωρίς	60-100	DCC
²²² Rn	3.83 d	α, ²¹⁸ Po	χωρίς	1-10	οργ. σπινθηριστή
²¹⁰ Pb	22.2 y	β, ²¹⁰ Bi	σταθερό Pb	20	α-φασματοσκοπία
²¹⁰ Bi	5.01 d	β, ²¹⁰ Po	σταθερό Bi	20	β καταγραφή
²¹⁰ Po	138.4 d	α, ²⁰⁶ Po	²⁰⁹ Po	20	α-φασματοσκοπία

Πίνακας 2.2. Χημικές μέθοδοι ανίχνευσης των κύριων φυσικών ραδιοϊσοτόπων στο νερό.

Ιδιαίτερη αναφορά πρέπει να γίνει για την ανίχνευση των ραδιοϊσοτόπων του ραδίου και το ραδόνιο, γιατί είναι και αυτά που κυρίως χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των SGD. Το ²²⁸Ra και ²²⁶Ra μπορεί να εκτιμηθούν από μια σειρά ραδιοχημικών μεθόδων: (1) Εξαγωγή και βήτα καταμέτρηση των άμεσων θυγατρικών πυρήνων, όπως του ²²⁸Ac (t_{1/2}= 6.13 h) για το ²²⁸Ra. (2) Ραδιοχημικό διαχωρισμό,

καθαρισμό και ηλεκτρόλυση του Ra πάνω σε πλακέτες ανοξειδωτου χάλυβα, ακολουθούμενη από καταμέτρηση των σωματιδίων α του ^{226}Ra . (3) Μέσω της μεθόδου άμεσου προσδιορισμού (in situ συνήθως) του αναδυόμενου ^{222}Rn στο θαλασσινό νερό για την εκτίμηση του μητρικού ^{226}Ra και (4) γ-φασματοσκοπία των τριών ισχυρών ακτίνων γάμμα από τις κόρες του ^{222}Rn (^{214}Pb : 295 keV και 352 keV, ^{214}Bi : 609 keV) και επακόλουθο προσδιορισμό του. Ομοίως, το ^{228}Ra μπορεί να εκτιμηθεί μέσω των τριών ακτίνων γάμμα του θυγατρικού πυρήνα αποδιέγερσης ^{228}Ac (338 keV, 911 keV και 969 keV). Για την μέτρηση χαμηλών συγκεντρώσεων για τα βραχύβια ραδιοϊσότοπα ^{223}Ra και ^{224}Ra στο νερό αναπτύχθηκε, και έχει πλέον καθιερωθεί, η μέθοδος της απαρίθμησης καθυστερημένης σύμπτωσης (DDC). Τα δείγματα νερού περνάνε από φίλτρο ιών MnO_2 , εν μέρει ξηραίνονται με αέρα και τοποθετούνται σε ένα σύστημα κυκλοφορίας αερίου He, που μετά την διέλευσή του από τα υμένα Mn περνάει μέσα από ένα ανιχνευτή σπινθηρισμού, όπου καταγράφονται τα σωματίδια άλφα από τις διασπάσεις των ^{223}Ra , ^{224}Ra και των θυγατρικών τους. Τα σήματα από τον ανιχνευτή αποστέλλονται σε κύκλωμα καθυστερημένης σύμπτωσης, το οποίο διακρίνει τους παλμούς του ^{223}Ra από του ^{224}Ra (και των θυγατρικών ισοτόπων και των δύο). Πλέον η ολοκληρωμένη μεθοδολογία μέτρησης Ra (RaDDeC technique), περιλαμβάνει την επεξεργασία ενός δείγματος (συνήθως 100-200 L εξαιτίας των πολύ χαμηλών συγκεντρώσεων στα περιβαλλοντικά δείγματα) μέσω ενός προσροφητικού φίλτρου Mn, μέτρηση των βραχύβιων ισοτόπων (^{223}Ra και ^{224}Ra) την ίδια ημέρα με την προσέγγιση της καθυστερημένης σύμπτωσης και στη συνέχεια μέτρηση των μακρόβιων ισοτόπων (^{226}Ra και ^{228}Ra) σε μεταγενέστερο χρόνο (μερικές μέρες) με γ-φασματομετρία [Mo 2008b].

Οι δύο πρώτες μέθοδοι είναι γνωστές εδώ και πολλά χρόνια, ενώ η καταγραφή των συνολικών α και β σωματιδίων (gross α, β counting) του δείγματος με χρήση υγρών σπινθηριστών έχουν μειώσει κατά πολύ τις απαιτήσεις σε όγκο δείγματος (μερικά ml), αν και μειονέκτημα θεωρείται ο μεγάλος χρόνος μέτρησης (αρκετές ώρες) [Kl 2004]. Από την άλλη, η γ-φασματοσκοπία πραγματοποιείται σε λεπτά φίλτρα προσυγκέντρωσης ραδίου (π.χ. Radium Rad disks) μετά από φιλτράρισμα ικανής ποσότητας νερού, που σε συνδυασμό με ανιχνευτές υψηλής ανιχνευτικής ικανότητας μπορούν να χρησιμοποιηθούν για ανίχνευση διπλών κορυφών ή και πιο ασθενών ακτίνων γάμμα (^{226}Ra : 186 KeV με 3.6% και ^{228}Ac : 209 KeV με 3.9%), καθώς και των θυγατρικών των βραχύβιων ^{223}Ra και ^{224}Ra , μετά από κατάλληλες διορθώσεις της

συγκέντρωσης λόγω της ραδιενεργού αποδιέγερσης του δείγματος [Co 2010]. Στον πίνακα που ακολουθεί παρατίθενται οι ακτίνες γάμμα των ραδιοϊσοτόπων του ραδίου και των θυγατρικών τους, που ανιχνεύονται με γ-φασματοσκοπία (Πίνακας 2.3).

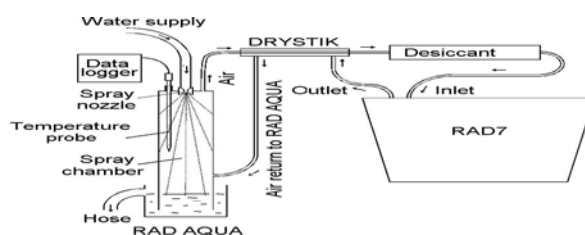
Ισότοπα Ra	Μέτρηση από	Ενέργεια (keV)	Ένταση (%)	Επικάλυψη με
^{224}Ra	^{214}Pb	238.6	43.0	$^{214}\text{Pb}, ^{224}\text{Ra}$
	^{208}Tl	583.19	30.37 ^a	
^{223}Ra	^{223}Ra	154.21	5.62	^{228}Ac
	^{223}Ra	269.6	24.0 ^b	
	^{219}Rn	271.0		
^{228}Ra	^{228}Ac	209.25	3.89	^{223}Ra
		338	11.3	
		911	27.2	
		964-969	21.3	
^{226}Ra	^{226}Ra	186.21	3.59	
	^{214}Pb	295	18.9	
		353	36.7	
	^{214}Bi	609	46.1	

^a Λαμβάνοντας υπόψη το ποσοστό (35.94 %) της α-αποδιέγερσης του ^{212}Bi σε ^{208}Tl (0.3594 · 84.5 %)

^b Άθροιση της συνεισφοράς των ^{223}Ra (14 %) και ^{219}Rn (10 %) στη διπλή κορυφή στα 270 keV

Πίνακας 2.3. Τα ραδιονουκλίδια που χρησιμοποιούνται για τον έμμεσο και άμεσο προσδιορισμό της ενεργότητας των ισοτόπων του ραδίου μέσω γ-φασματοσκοπίας, οι αντίστοιχες ενέργειες των ακτίνων-γ με την έντασή τους και οι πιθανές επικαλύψεις τους από άλλες φωτοκορυφές [Ba 2009, Co 2010].

Σχετικά με τον προσδιορισμό του ^{222}Rn , πρόσφατα έχει αναπτυχθεί μέθοδος που επιτρέπει τις επιτόπιες μετρήσεις (*in situ*) για τη συνεχή παρακολούθηση του ραδονίου με εύκολο και αξιόπιστο τρόπο στις παράκτιες περιοχές [Bu 2001]. Η μέθοδος περιλαμβάνει την συλλογή του ^{222}Rn , από μία συνεχή παροχή νερού μέσω μιας υποβρύχιας αντλίας που μεταβιβάζεται σε έναν εναλλάκτη αέρα-νερού, όταν το ραδόνιο στη διαλυτή του μορφή στο νερό έρχεται σε ισορροπία με το ραδόνιο σε αέρια φάση στον κλειστό βρόχο του αέρα. Το ρεύμα του αέρα κατόπιν τροφοδοτείται σε ένα εμπορικό μετρητή ραδονίου στον αέρα (π.χ. RAD7), για τον προσδιορισμό της ενεργότητας του ^{222}Rn (Σχήμα 2.4). Πιο πρόσφατα, αναπτύχθηκε ένα



Σχήμα 2.4. Απεικόνιση της πειραματικής διάταξης ενός ενιαίου εναλλάκτη RAD-7 για τη συνεχή καταγραφή ραδονίου στο νερό [Du 2005].

αυτοματοποιημένο σύστημα πολλών ανιχνευτών που μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε συνεχή λειτουργία για να την χαρτογράφηση της ενεργότητας του ραδονίου σε παράκτιες περιοχές. Το σύστημα περιλαμβάνει έξι ανιχνευτές εν σειρά, που με χρόνο απόκρισης 5-10 λεπτά μπορεί να δώσει έως 12 τιμές την ώρα και με ακρίβεια της τάξης του 10-15%, σε συνδυασμό με ανιχνευτές CTD και GPS [Du 2005].

Στο πεδίο των επιτόπιων ερευνών έχει μπει τα τελευταία χρόνια και η *in situ* γ-φασματοσκοπία, με συστήματα ραδιοανίχνευσης που χρησιμοποιούν υποθαλάσσιους ανιχνευτές NaI, για συνεχείς μετρήσεις ραδιονουκλιδίων που εκπέμπουν ακτίνες γάμμα (π.χ. ^{137}Cs , ^{40}K , θυγατρικά των ^{238}U και ^{232}Th) τόσο σε ιζήματα, όσο και στην ανοιχτή θάλασσα [Jo 2001, Po 2001b, Os 2001, Ts 2005, Ts 2005b]. Επιπλέον γίνονται προσπάθειες για την ανάπτυξη συστημάτων μεγαλύτερης ανιχνευτικής ικανότητας, όπως π.χ. οι ανιχνευτές καδμίου-ψευδαργύρου-τελλουρίου (CZT) [Ho 2005], αλλά και μετρήσεις της χωροχρονικής μεταβολής του ραδονίου (μέσω των θυγατρικών του) που σχετίζονται με εφαρμογές για τον προσδιορισμό των SGD [Le 2004].

2.4. Πρότυπα Εκτίμησης Χρόνου Παραμονής και Ηλικίας των SGD

Από τη μέχρι τώρα ανάλυση, φάνηκαν οι δυνατότητες της προσέγγισης των μοντέλων κουτιού σε συνδυασμό με το ισοζύγιο νερού και τη πρακτική εφαρμογή τους, μέσω των μεθόδων ανίχνευσης και ποσοτικοποίησης. Πέρα όμως από τα μεγέθη που συσχετίζονται άμεσα με τα SGD, όπως η παροχή, η διακύμανση ροής, η σύσταση αλλά και η προέλευση τους, εξίσου σημαντικό για την μελέτη και την κατανόηση της δομής των υπόγειων υδραυλικών συστημάτων είναι και ο προσδιορισμός τόσο της ηλικίας του νερού, όσο και του χρόνου παραμονής των υπογείων υδάτων στους υπόγειους ταμιευτήρες.

Η ηλικία του νερού μετράτε από την στιγμή της δημιουργίας του στην ατμόσφαιρα. Από την άλλη ως χρόνος παραμονής ονομάζεται οποιαδήποτε ποσότητα νερού που πέρασε από του υπέργειους υδροφορείς (π.χ. ποτάμια, λίμνες, χιόνι) στο υπέδαφος και αφού παρέμενε σε έναν ή περισσότερους υδροφόρους ταμιευτήρες και κινήθηκε σε υπόγειους υδροφόρους αγωγούς, έως ότου καταλήξει στην θάλασσα ως SGD. Ο προσδιορισμός των παραπάνω χρόνων μπορεί να είναι πολύτιμο εργαλείο στα χέρια των γεωλόγων και υδρολόγων σε επιτόπιες έρευνες διασκοπίσεων, μία και από τη σχετική διαφορά τους μπορεί να εκτιμηθεί τόσο η προέλευσή τους όσο και τα

χαρακτηριστικά των υπόγειων υδροφορέων. Για παράδειγμα, σχετικά μικροί χρόνοι παραμονής συνδέονται είτε με κραστικά πετρώματα, που δεν κατακρατούν το νερό, είτε με κορεσμένους υπόγειους ταμιευτήρες. Σε συνδυασμό με τη μορφολογία της περιοχής, τον συστηματικό προσδιορισμό της ηλικίας και του χρόνου παραμονής ή/και της παροχής σε SGD είναι δυνατό ακόμα και να εκτιμηθεί το μέγεθος και η πιθανή θέση υπόγειων υδροφόρων ταμιευτήρων. Αλλά και η διακύμανση αυτών των τιμών με της κατακρημνίσεις στην ευρύτερη περιοχή, παρέχουν ποιοτικά αλλά και ποσοτικά στοιχεία για το υδραυλικό δίκτυο μιας υπό μελέτη παράκτιας περιοχής.

Παρακάτω παρατίθενται οι πιο γνωστοί μέθοδοι για των προσδιορισμό της ηλικίας του νερού και του χρόνο παραμονής των υπογείων υδάτων, με χρήση ραδιοϊχνηθετών.

2.4.1. Προσδιορισμός παλαιότητας-ηλικίας νερού

Όπως ειπώθηκε και προηγουμένως, η ηλικία ή η παλαιότητας του νερού (ageing) αναφέρεται στον χρόνο που μεσολαβεί από τη στιγμή που μια ποσότητα νερού φθάνει στην επιφάνια του εδάφους μέσω κατακρημνίσεων (βροχή ή χιόνι), έως ότου η ποσότητα αυτή ληφθεί ως μέρος δείγματος, από την υπό μελέτη περιοχή. Το ραδιενεργό ισότοπο του υδρογόνου, το τρίτιο (^3H ή T), θεωρείται πλέον κλασσικός ιχνηθέτης και χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της παλαιότητας του νερού εδώ και αρκετά χρόνια [Ma 1996, Ke 1998, Co 2000b, Mo 2006].

Το τρίτιο έχει χρόνο ημιζωής 12.33 y και αποδιεγείρεται με β^+ διάσπαση σε ήλιο [Lu 2000b]:



Στη φύση παράγεται από την αλληλεπίδραση της κοσμικής ακτινοβολίας με τα αέρια της ατμόσφαιρας, όταν ταχέα κοσμικά νετρόνια ($>4\text{MeV}$) αλληλεπιδρούν με το ατμοσφαιρικό άζωτο, μέσω της αντίδρασης:



Λόγω του σχετικά μικρού χρόνου ημιζωής σε γεωλογική κλίμακα, το τρίτιο που παράγεται με αυτόν τον τρόπο, δε συσσωρεύεται με την πάροδο του χρόνου και για αυτό απαντάται μόνο σε αμελητέες ποσότητες στη φύση. Ωστόσο η συγκέντρωσή του, τόσο στην ατμόσφαιρα όσο και στη επιφάνια της γης, έχει πλέον σχεδόν

τριπλασιαστεί λόγω της μεγάλης έκκλησης τρίτιου κυρίως στην στρατόσφαιρα, από της πυρηνικές δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν παγκοσμίως στα τέλη της δεκαετίας του '50 και τις αρχές του '60. Πρέπει να αναφερθεί δε, ότι το τρίτιο είναι εν δυνάμει επικίνδυνο σε περίπτωση εισπνοής ή κατάποσης οδηγώντας σε κυτταρικές βλάβες και, ενδεχομένως, σε αυξημένη πιθανότητα καρκίνου. Αυτό οφείλεται στο ότι αντιδρά με το οξυγόνο σχηματίζοντας τριτιομένα μόρια νερού (HTO) αντικαθιστώντας ένα μόριο υδρογόνου, με το οποίο εμφανίζει τις ίδιες χημικές ιδιότητες.

Εκμεταλλευόμενοι αυτή ακριβώς την ιδιότητα μπορούμε να προσδιορίσουμε και την ηλικία του νερού σε μια δεδομένη περιοχή. Η συλλογιστική βασίζεται στην φυσική παραδοχή της σχετικά σταθερής συγκέντρωσης τρίτιου στην ατμόσφαιρα πάνω από ευρείες γεωγραφικές περιοχές με κοινές κλιματολογικές και μορφολογικές συνθήκες. Αυτό γιατί οι συγκεντρώσεις αζώτου και η μέση ροή κοσμικής ακτινοβολίας, που αποτελούν τα συστατικά του κυρίαρχου τρόπου παραγωγής τρίτιου, παραμένουν με μικρές διακυμάνσεις σταθερά για μεγάλα χρονικά διαστήματα. Αλλά και οποιεσδήποτε πιθανές διακυμάνσεις ακολουθούν συνήθως συγκεκριμένους εποχιακούς ή χρονολογικούς κύκλους που οφείλονται σε περιβαλλοντολογικούς, ατμοσφαιρικούς, αστροφυσικούς και άλλους παράγοντες, και που εν πολλύς είναι προσδιορίσιμοι. Η διατήρηση αυτών των συνθηκών οδηγούν επακόλουθα και σε διατήρηση της συγκέντρωσης του τρίτιου γύρω από μια μέση τιμή, με εποχιακές και χρονολογικές διακυμάνσεις.

Σε περίπτωση λοιπόν ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων (βροχή ή χιόνι) τα μόρια του νερού, που κατέρχονται και συνεχίζουν τον υδρολογικό τους κύκλο, περιέχουν συγκεκριμένη ποσότητα τρίτιου ανάλογα την περιοχή. Με απευθείας συστηματικές μετρήσεις της συγκέντρωσης τρίτιου στο βρόχινο νερό μιας περιοχής (I_r) μπορεί να προσδιοριστή η μέση ηλικία (a_w) ενός δείγματος νερού της ίδιας περιοχής (I_s), λαμβάνοντας υπόψη την εκθετική μείωση της συγκέντρωσης του τρίτιου λόγω της ραδιενεργού αποδιέγερσής του:

$$\frac{\bar{I}_r}{I_s} = \frac{\bar{I}_r}{I_r e^{-\lambda_r a_w}} \Rightarrow a_w = \ln \left(\frac{\bar{I}_r}{I_s} \right) \tau_T \quad (2.4)$$

Η παραπάνω μέθοδος αποτελεί μια πρώτη απλουστευτική προσέγγιση για τον προσδιορισμό και της ηλικίας των υπόγειων υδάτων, που η ακρίβειά της εξαρτάται από το σφάλμα των μετρήσεών μας. Η χαμηλή ενέργεια της ακτινοβολίας του τρίτιου

κάνει δύσκολη την ανίχνευση του ιδίου ή των ενώσεών του, καθιστώντας ως μοναδική επιλογή τη χρήση καταμετρητών υγρού σπινθηρισμού (LSC).

Στη διεθνή βιβλιογραφία για το μέγεθος της συγκεντρώσεως του τρίτιου χρησιμοποιείται ευρέως ως μονάδα μέτρησης η TU (Tritium Unit). Η μονάδα αυτή αφορά τη συγκέντρωση ενός ατόμου τρίτιου σε 1018 άτομα υδρογόνου και αντιστοιχεί σε 3.19 pCi/L ή σε 118 mBq/L. Χρήσιμη τέλος κρίνεται και η αναφορά του ορίου επικινδυνότητας από ραδιο-βιολογική άποψη που ανέρχεται στα 10 KBq/L σύμφωνα με την Διεθνή Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας (IAEA) και τον Διεθνή Οργανισμό Υγείας (WHO) [WH 1996, IA 2002].

2.4.2. Προσδιορισμός χρόνου παραμονής υπογείων υδάτων

Ο χρόνος παραμονής των υπογείων υδάτων, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως είναι μια έννοια που γενικά αφορά στον χρόνο που παραμένει το νερό στο υπέδαφος πριν καταλήξει στην θάλασσα. Ο ορισμός αυτός ωστόσο είναι ιδιαίτερα απλουστευτικός και οπουδήποτε χρειάζεται διευκρίνιση. Εξάλλου, όπως θα φανεί και στη συνέχεια, μέχρι σήμερα έχουν εμφανιστεί αρκετοί παρόμοιοι ορισμοί και ποσότητες, που η διαφορά τους έχει να κάνει εν πολλύς με την διαφορετική μέθοδο προσδιορισμού της συγκεκριμένης ποσότητας καθώς και με τα ιδιαίτερα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των ιχνηθετών που χρησιμοποιούνται σε κάθε περίπτωση.

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν διάφορες έννοιες που περιγράφουν τον χρόνο παραμονής των SGD, αναφορικά με τα υδραυλικά συστήματα στα οποία εμφανίζονται όπως ποτάμια, λίμνες και παράκτιες περιοχές. Μερικοί συγγραφείς τον ορίζουν ως τον χρόνο που απαιτείται για ένα σωματίδιο νερού να ταξιδέψει από μια θέση της περιοχής εναπόθεσης στο όριο της, ενώ αλλού ορίζεται ως ο μέσος χρόνος για όλο το νερό που παραμένει στην υπό εξέταση περιοχή [Cu 2006]. Σύμφωνα με τον πρώτο ορισμό προκύπτει ότι ο χρόνος παραμονής είναι ανάλογος της θέσης και της παλιρροϊκής φάσης που επικρατεί στον χώρο εναπόθεσης, για τα σωματίδια υπόγειου νερού που αρχικά εμφανίστηκαν, άρα και για τους αντίστοιχους ιχνηθέτες που συνδέονται με αυτά. Από το δεύτερο ορισμό προκύπτει η συσχέτιση με το χρόνο του υδρολογικού κύκλου προς μια λεκάνη απορροής, επειδή αντιπροσωπεύει ένα μέσο όρο για ολόκληρη την περιοχή.

Μια πρώτη μαθηματική προσέγγιση του χρόνου παραμονής από την μείωση της συγκέντρωσης ενός ιχνηθέτη των SGD, πραγματοποιήθηκε από τον Takeoka [Ta 1984] με τη χρήση της λεγόμενης *συνάντησης υπολοίπου* (remnant function). Ο ιχνηθέτης, που περιγράφεται σαν μια καθαρά μαθηματική ποσότητα, αρχικά καταλήγει στο εσωτερικό της οποιαδήποτε υδρορροής (π.χ. λιμνοθάλασσα) με συγκέντρωση 100%. Η συγκέντρωση αυτή εξασθενεί καθώς απομακρυνόμαστε από την εστία τροφοδοσίας λόγω των διαφόρων δυνάμεων κατεύθυνσης του νερού. Η συνάρτηση της εναπομένουσας συγκέντρωσης $r(x, y, t)$ δίνεται σε κάθε θέση της υδρορροής από την σχέση $r(x,y,t) = C(x,y,t)/C_0(x,y)$, όπου $C(x,y,t)$ είναι η συγκέντρωση τη χρονική στιγμή t ενός παθητικού ιχνηθέτη S στη θέση x, y και $C_0(x,y) = C(x,y,t = 0)$ είναι η αρχική τιμή του. Ο χρόνος παραμονής τ στη συνέχεια μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\tau(x, t) = \int_0^{\infty} r(x, y, t) dt \quad (2.5)$$

Σε αυτή την περίπτωση ο χρόνος παραμονής (τ) μπορεί να οριστεί ως ο χρόνος που χρειάζεται ώστε κάθε σημείο της λεκάνης εκροής να αντικαταστήσει την ποσότητα ενός διατηρητικού ιχνηθέτη με καινούργιο νερό [Ra 2009].

Στην περίπτωση των SGD σε παράκτιες ζώνες μια σειρά από διαφορετικές προσεγγίσεις βασισμένες στα ραδιοϊσότοπα του ραδίου έχουν αναπτυχθεί. Η κεντρική ιδέα βασίζεται πλέον στην μεταβολή του λόγου ραδιοϊσοτόπων του ραδίου από το σημείο εκροής προς την ανοιχτή θάλασσα. Το ράδιο έχει πλέον καθιερωθεί ως ο πλέον αξιόπιστος ιχνηθέτης για τον υπολογισμό χρόνων παραμονής υπογείων υδάτων, καθώς οι συγκεντρώσεις Ra στα υπόγεια νερά είναι πολύ αυξημένες σε σχέση με την ελάχιστη περιεκτικότητα τους στο θαλάσσιο νερό και οι χρόνοι ημιζωής των ισοτόπων ποικίλλουν σημαντικά ενώ οι φυσικοχημικές ιδιότητες τους είναι πρακτικά ίδιες.

Μία μέθοδος που βασίζεται στο λόγο των βραχύβιων ισοτόπων του Ra μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της *ηλικίας ραδίου* (radium ages), που πρακτικά μας δίνει μια προσέγγιση του χρόνου που διαμένουν τα υπόγεια νερά σε μια παράκτια περιοχή με SGD [Bu 2008]. Υποθέτοντας ότι το ράδιο εισέρχεται μόνο από την ακτογραμμή προς τα παράκτια νερά με σταθερή ισοτοπική σύσταση – τουλάχιστον για χρονικό διάστημα ανάλογο με την μέσο χρόνο ζωής του λόγου ενεργότητας (AR) $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$, δηλαδή 7.8 μέρες – και με βάση την σχέση εξασθένησης του λόγου ενεργότητας [Mo 2000b]:

$$\left(\frac{{}^{224}\text{Ra}}{{}^{223}\text{Ra}}\right)_{\text{obs}} = \left(\frac{{}^{224}\text{Ra}}{{}^{223}\text{Ra}}\right)_{\text{int}} \frac{e^{-\lambda_{224}t}}{e^{-\lambda_{223}t}} \quad (2.6)$$

καταλήγουμε στην σχέση υπολογισμού της ηλικίας ραδίου ή της ηλικίας υφαλικών νερών (shelf water ages) t – όπως απαντάται αλλού στην βιβλιογραφία [Mo 2008a]:

$$t = \ln \left(\frac{(AR)_{\text{int}}}{(AR)_{\text{obs}}} \right) \frac{1}{\lambda_{224} - \lambda_{223}} \quad (2.7)$$

όπου $(AR)_{\text{obs}}$ και $(AR)_{\text{int}}$ είναι ο αρχικός και ο παρατηρούμενος λόγος ενεργότητας ${}^{224}\text{Ra}/{}^{223}\text{Ra}$, αντίστοιχα. Στο παραπάνω μοντέλο ο AR αλλάζει λόγω μόνο της ραδιενεργού αυτοδιέγερσης καθώς το νερό απομακρύνεται από την πηγή του ραδίου, γεγονός που το καθιστά ιδιαίτερα ευάλωτο σε περίπτωση εμπλουτισμού του ιχνηθέτη στην ανοιχτή θάλασσα.

Μια πιο “σταθερή” προσέγγιση συνδυάζει το κατά πολύ μακροβιότερο ${}^{228}\text{Ra}$ με το ${}^{223}\text{Ra}$. Η λογική είναι ίδια με αυτή που περιγράφηκε προηγουμένως, μόνο που τώρα προσδιορίζεται η πλεονάζουσα ενεργότητα των ραδιοϊχνηθετών, που προκύπτει από την αφαίρεση της τιμής της στην ανοιχτή θάλασσα από την παρατηρούμενη ενεργότητα στην ακτή/λεκάνη απορροής. Αυτό γίνεται για να προσδιοριστεί η συγκέντρωση του ραδίου στις παράκτιες παροχές νερού. Δεδομένου του ότι (α) ο αρχικός λόγος των ραδιοϊσοτόπων στην παροχή θεωρείται σταθερός και (β) η κανονικοποίηση ως προς το ${}^{228}\text{Ra}$ εξαλείφει τις πιθανές διακυμάνσεις του ${}^{223}\text{Ra}$, που οφείλονται σε άλλου λόγους εκτός της ραδιενεργού του αποδιέγερσης (π.χ. ανάδευση νερών), η σχέση εξασθένησης του λόγου ${}^{223}\text{Ra}/{}^{224}\text{Ra}$ δίνεται τώρα από την σχέση [Ch 2001]:

$$\left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{\text{ex } {}^{228}\text{Ra}}\right)_{\text{bay}} = \left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}}\right)_{\text{GW}} e^{-\lambda_{223}T_r} \quad (2.8)$$

όπου $\left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{\text{ex } {}^{228}\text{Ra}}\right)_{\text{bay}}$ η παρατηρούμενη αναλογία ενεργότητας του δείγματος στην παράκτια περιοχή, $\left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{\text{ex } {}^{228}\text{Ra}}\right)_{\text{GW}}$ ο μέσος όρος της αναλογίας ενεργότητας στα εκβαλλόμενα υπόγεια ύδατα και λ_{223} είναι η σταθερά αποδιέγερσης του ${}^{223}\text{Ra}$ 0,0606 (d^{-1}). Η πλεονάζουσα ενεργότητα του ${}^{228}\text{Ra}$ υπολογίζεται απλά από την αφαίρεση της

τοπικής θαλάσσιας ενεργότητας (υπόβαθρο) από την παρατηρούμενη ενεργότητα στη στήλη νερού δειγματοληψίας.

Από την παραπάνω σχέση μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος διέλευσης (transit time) T_r μίας ποσότητας νερού που μεταφέρεται μέσω μίας εκβολής στην θάλασσα [Sw 2007], ως εξής:

$$T_r = \frac{\ln \left[\left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}} \right)_{\text{GW}} - \left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{\text{ex} \cdot {}^{228}\text{Ra}} \right)_{\text{bay}} \right]}{-\lambda_{223}} \quad (2.9)$$

Η κυριότερη αβεβαιότητα αυτής της μεθόδου έγκειται στην εγγενή μεταβλητότητα του λόγου $\left(\frac{{}^{223}\text{Ra}}{\text{ex} \cdot {}^{228}\text{Ra}} \right)_{\text{GW}}$, λόγω των πολλών φαινομένων που λαμβάνουν χώρα και της μεγάλης εποχιακής διακύμανσης των SGD. Επιπλέον, το μοντέλο αυτό υποθέτει ότι το ράδιο προστίθεται στο νερό μόνο κοντά στην ακτή και ότι μετά δεν υπάρχει καμία επιπλέον προσθήκη στην ανοιχτή θάλασσα. Η συνθήκη αυτή ωστόσο δεν ισχύει σε εκβολές ποταμών και αλυκές, όπου η προσθήκη ραδίου από ιζήματα και υπόγεια ύδατα είναι συνεχής, και συνεπώς η εκτιμήσεις του χρόνου παραμονής με τη μέθοδο αυτή θα δίνει ένα κατώτερο όριο.

Για να λυθεί αυτό το πρόβλημα κατά την εκτίμηση του χρόνου παραμονής των SGD και για αυτά τα συστήματα, αναπτύχθηκε και εφαρμόζεται τα τελευταία χρόνια μια διαφορετική πιο ευρεία προσέγγιση [Hw 2005, Mo 2006a], που βασίζεται στην ιδέα του μοντέλου κουτιού (δες Παρ. 2.2). Εάν το υπό μελέτη σύστημα βρίσκεται σε σταθερή κατάσταση, τότε οι προσθήκες ραδίου αντισταθμίζονται από τις απώλειες του. Οι προσθήκες περιλαμβάνουν ροές ραδίου από τα ιζήματα, τα ποτάμια και τα υπόγεια ύδατα, ενώ οι απώλειες οφείλονται στην ανάμειξη με τα ωκεάνια ύδατα και, στην περίπτωση των ${}^{223}\text{Ra}$ και ${}^{224}\text{Ra}$, τη ραδιενεργό αποδιέγερση. Η εξίσωση του ισοζυγίου εν προκειμένω για το ${}^{224}\text{Ra}$ μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$F \cdot {}^{224}\text{Ra} = I \cdot {}^{224}\text{Ra} \left(\lambda_{224} + \frac{1}{T_w} \right) \quad (2.10)$$

όπου $F \cdot {}^{224}\text{Ra}$ ($\text{Bq m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) είναι η συνολική ροή του ${}^{224}\text{Ra}$ στο σύστημα (Flux), $I \cdot {}^{224}\text{Ra}$ (Bq m^{-2}) η μέση συγκέντρωση κατακόρυφης επιφάνειας στην περιοχή ανάμειξης

(Inventory), λ_{224} (d^{-1}) η σταθερά αποδιέγερσης και T_w (d) ο χρόνος παραμονής του νερού στο σύστημα.

Μια παρόμοια εξίσωση μπορεί να γραφτεί για το ^{228}Ra . Ωστόσο, επειδή ο χρόνος ημιζωής του είναι 5.7 έτη, ο όρος της ραδιενεργού αποδιέγερσης είναι δυνατόν να αγνοηθεί. Διαιρώντας με την εξίσωση (2.10) και αναδιατάσσοντας έχουμε την τελική μορφή του *χρόνου παραμονής* (residence time) ή, αλλιώς στη βιβλιογραφία, της *των χρόνων απόπλυσης* (flushing times) [Mo 2006b] ή της *φαινόμενης ηλικίας* (apparent age) T_w των SGD:

$$T_w = \frac{\left[F \left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{228}\text{Ra}} \right) - I \left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{228}\text{Ra}} \right) \right]}{I \left(\frac{^{224}\text{Ra}}{^{228}\text{Ra}} \right) \lambda_{224}} \quad (2.11)$$

όπου σε αυτή την περίπτωση $F(^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra})$ είναι ο λόγος της ενεργότητας των ισοτόπων ραδίου που εισάγονται στο σύστημα μέσω τον υπόγειων υδάτων και $I(^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra})$ είναι ο λόγος στα ύδατα της παράκτιας ζώνης ανάμειξης.

Το μοντέλο αυτό πλέον περιγράφει τον χρόνο που παραμένει το εισερχόμενο υπόγειο νερό στο υπόγειο υδραυλικό δίκτυο που διαρκώς εμπλουτίζεται σε ράδιο, πριν καταλήξει στο “κλειστό” χώρο εναπόθεσης και ανάμειξης του με το θαλασσινό νερό (Inventory). Η εφαρμογή του μοντέλου απαιτεί επακριβή γνώση του λόγου των εισροών των ισοτόπων του ραδίου. Η τιμή αυτή μπορεί να προσδιοριστεί με τη μέτρηση του λόγου των ραδίων σε ρηχά υπόγεια ύδατα στις περιοχές εκροής, μέσω υπέρυθρων τηλεπισκοπίσεων, *in situ* δειγματοληψιών ή μετρήσεων και άλλων τεχνικών. Μια άλλη προσέγγιση είναι η συλλογή δεδομένων από το ενδοπορικό νερό των ρηχών διαπερατών ιζημάτων και ο προσδιορισμός του μέσου λόγου των ραδίων. Τέλος, πρέπει να επισημανθεί ότι ο λόγος $^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ είναι χρήσιμος για χρονικές κλίμακες του T_w ανάλογες του χρόνου ημιζωής του ^{224}Ra , δηλαδή μέχρι περίπου 10 μέρες. Στις περιπτώσεις όπου η τιμή αυτή αναμένεται να είναι της τάξης των εβδομάδων, η αντίστοιχη εξίσωση με βάση το ^{223}Ra ($T_{1/2} = 11.44$ d) είναι πιο κατάλληλη.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ ΣΕ

ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΑΝΑΒΛΥΣΗ ΣΤΗ

ΣΤΟΥΠΑ

Μέχρι αυτό το σημείο έχει παρουσιαστεί το γενικό θεωρητικό υπόβαθρο των υποθαλάσσιων εκροών υπογείων υδάτων (SGD), οι μέθοδοι ποιοτικής και ποσοτικής μελέτης τους καθώς και οι τρόποι με τους οποίους η έρευνα των ραδιοϊσοτόπων δίνει πολύτιμες πληροφορίες γύρω από αυτό το φαινόμενο. Το επόμενο βήμα είναι η εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων σε πρακτικό επίπεδο. Σε αυτή την εργασία εξετάζεται μια υποθαλάσσια σημειακή εκροή υπογείων υδάτων (υποθαλάσσια ανάβλυση) από ραδιολογική σκοπιά με σκοπό την εφαρμογή αλλά και ανάπτυξη καινούργιων μεθόδων μελέτης. Συγκεκριμένα εξετάζεται η μεγαλύτερη σε μέγεθος υποθαλάσσια ανάβλυση στην περιοχή της Στούπας, στη Νοτιοδυτική Μεσσηνία.

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται τοπολογικές και επιστημονικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης, που συλλέχθηκαν στα πλαίσια εργασιών πεδίου από τον Ιούλιο 2009 μέχρι και το Ιούνιο 2010 από τις ομάδες εργασίας του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών και τους συνεργάτες τους [Κα 2009]. Αναλυτικά, αρχικά περιγράφεται η ευρύτερη περιοχή μελέτης με τις απαραίτητες γεωγραφικές και γεωλογικές πληροφορίες για την σωστή κατανόηση των αποτελεσμάτων της έρευνας. Κατόπιν δίδονται ακριβή στοιχεία για την συγκεκριμένη ανάβλυση μελέτης, καθώς και παλαιότερες πληροφορίες που αφορούν στην χωροχρονική μεταβολή της. Ακλουθεί η περιγραφή των τεσσάρων ερευνητικών διασκοπίσεων που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της μελέτης στην περιοχή, δίνοντας μια ολοκληρωμένη εικόνα του ερευνητικού θέματος και την δυνατότητα αλληλοσυσχέτισης και ερμηνείας διαφορετικών δεδομένων στην συνέχεια της εργασίας. Το κεφάλαιο καταλήγει με την παρουσίαση της μεθοδολογίας και της χρονοσειράς των ραδιολογικών δειγματοληψιών νερού και των επιτόπιων καταγραφών γ-ακτινοβολίας [Πα 2009], το κατεξοχήν θέμα της παρούσας εργασίας.

3.1. Περιοχή Μελέτης

Η παρούσα εργασία μελετά τα ραδιολογικά χαρακτηριστικά της μεγαλύτερης υποθαλάσσιας ανάβλυσης στην ακτογραμμή της Στούπας. Η Στούπα είναι παράκτια περιοχή στην Ανατολική μεριά του Μεσσηνιακού Κόλπου, στο ύψος της Κορώνης. Ανήκει στο Νομό Μεσσηνίας (Μεσσηνιακή Μάνη) και συγκεκριμένα στο Δήμο Λεύκτρων. Έδρα του Δήμου είναι η Καρδαμύλη, με πληθυσμό 5908 κατοίκους και είναι ο δεύτερος μεγαλύτερος σε έκταση στο νομό Μεσσηνίας, μετά την Καλαμάτα, αποτελούμενος από 19 κοινότητες και 43 οικισμούς. Η ευρύτερη περιοχή είναι κατά βάση αγροτική (παραγωγή σε ελιές, κηπευτικά, εσπεριδοειδή κ.ά.) αλλά και με σημαντική αλιεία, ενώ κατά τους καλοκαιρινούς μήνες παρουσιάζει έντονο και διαρκώς αυξανόμενο τουρισμό. Παράλληλα οι πολλές και ανεξέλεγκτες ιδιωτικές γεωτρήσεις – πάνω από 19 στην περιοχή της Στούπας – οδηγούν σε έντονο πρόβλημα ξηρασίας ή/και υφαλμυρισμού του νερού, κυρίως κατά τους καλοκαιρινούς μήνες.



Σχήμα 3.1. Η τοποθεσία της Στούπας ως προς το χάρτη της Ελλάδας (πάνω αριστερά), η ευρύτερη περιοχή του Δήμου Λεύκτρων με τις σημαντικότερες κοινότητες (δεξιά) και η παράκτια περιοχή μελέτης (κάτω αριστερά) με σημειωμένες της υποθαλάσσιες (κύκλοι) και της υπέργειες (τραπέζια) πηγές υπογείων υδάτων. Με κίτρινο σημειώνεται η υποθαλάσσια ανάβλυση που εξετάζεται στην παρούσα εργασία.

Γεωγραφικά η Στούπα απέχει 5 km και 24 km Νοτιοανατολικά από το Καρδαμύλη και την Καλαμάτα αντίστοιχα, και έχει γεωγραφικές συντεταγμένες $16^{\circ} 50' 40''$ N / $22^{\circ} 15' 25''$ E. Βρίσκεται στους Νοτιοδυτικούς πρόποδες της οροσειράς του Ταΰγετου, σε

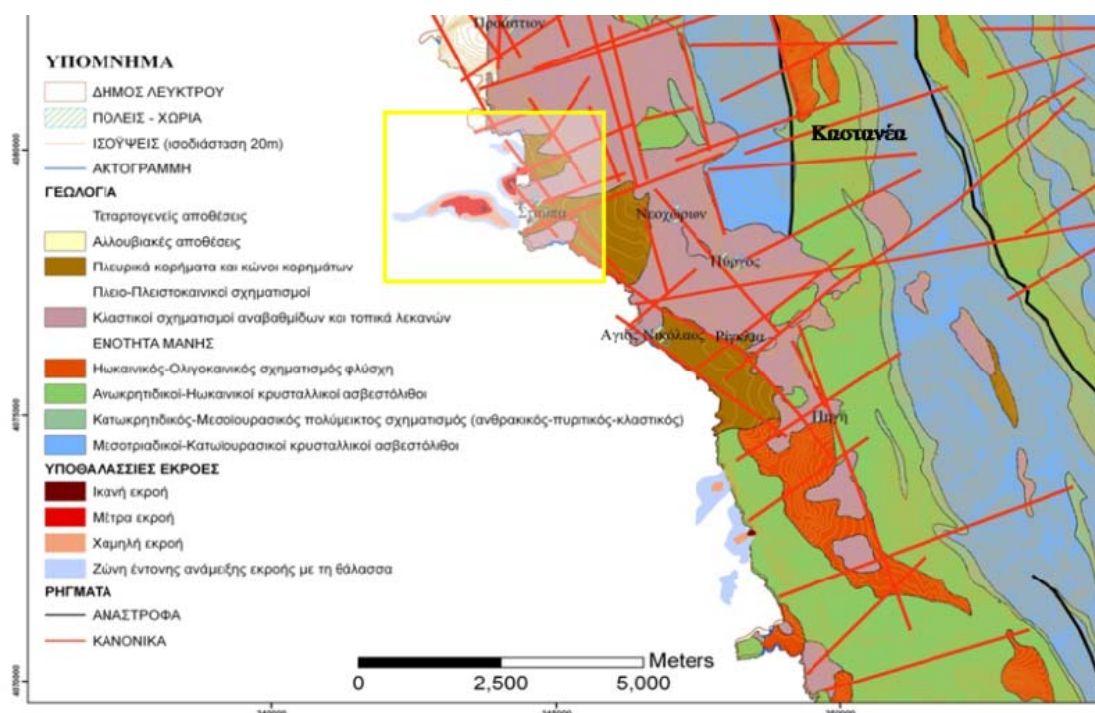
απόσταση 14 km από την κορυφή του (Προφήτη Ηλεία), ενώ απέχει μόλις 6.5 km από το Φαράγγι του Βυρού, στα Βόρεια. Κρίνεται επίσης σημαντικό, για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων, να αναφερθεί ότι η περιοχή μελέτης απέχει 17 km από την λεκάνη του Ριβόντου και 10 km από την λεκάνη του Βυρού, που βρίσκονται σε υψόμετρο περίπου 1 km, Βορειοανατολικά, στο κέντρο της οροσειράς του Ταΰγετου και οι δύο.

Η τοπολογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από εύφορες πλαγίες 3 km από την ακτή προς την ηπειρωτική χώρα, ενώ μετά το έδαφος παρουσιάζει έντονες και διαρκώς αυξανόμενες κλίσεις. Η κυρίαρχη μορφή στην περιοχή είναι τα βουνά του Ταΰγετου, που εκτίνεται 15 km Ανατολικά της Καλαμάτας και είναι το φυσικό σύνορο με τον Νομό Λακωνίας. Η οροσειρά του Ταΰγετου έχει μήκος 115 km, μέγιστο πλάτος 30 km και έκταση 2,500 km², η οποία συγκροτείται από τέσσερα κύρια τμήματα: (α) τον Βόρειο (προς την Μεγαλόπολη), (β) τον Μέσο Ανατολικό (προς την Σπάρτη), (γ) τον Δυτικό και (δ) τον Νότιο Ταΰγετο που σχηματίζει τη χερσόνησο της Μάνης η οποία και καταλήγει στο Ακρωτήριο Ταίναρο. Η υψηλότερη κορυφή του ονομάζεται Αγιολιάς ή Προφήτης Ηλίας, έχει ύψος 2407 m και βρίσκεται στο ανώτερο μέρος της τοποθεσίας που ονομάζεται Πυραμίδα, λόγω του χαρακτηριστικού σχήματος της. Ο Ταΰγετος, αποτελείται κυρίως από ασβεστόλιθους και μάρμαρο ενώ είναι αρκετά πλούσιος σε νερά. Το κλίμα του είναι γενικά ηπειρωτικό, με μεγάλες χιονοπτώσεις κατά την διάρκεια του χειμώνα. Το μεγαλύτερο μέρος του καλύπτεται από έλατα και μαυρόπευκα, ενώ έχει μεγάλο αριθμό ρεμάτων και μικρών ποταμών.

Από τα Δυτικά, σε απόσταση 35 km από την Καλαμάτα, λιγότερη επιρροή στην υδρολογία και τα χαρακτηριστικά της περιοχής παίζουν και τα όρη Κυπαρισσίας. Βρίσκονται στο νομό Μεσσηνίας, Νοτιοανατολικά της πόλης της Κυπαρισσίας και Βόρεια της Μεθώνης. Διαθέτουν και πολλές κορυφές με υψόμετρο άνω των 1.000 μέτρων, με μέγιστο υψόμετρο 1224 m. Έχουν πλούσια βλάστηση και αρκετά υδάτινα ρεύματα. Η ορεινή τοπολογία συμπληρώνεται με τους αρκετά ποιο απομακρυσμένους από την Καλαμάτα ορεινούς όγκους του Λυκαίου Όρους (45 km Βορειοδυτικά στο Νομό Ηλείας), του Πάρνωνα (50 km Βορειοανατολικά στο Νομό Λακωνίας) και του Μαίναλου (70 km Βόρεια στο Νομό Αρκαδίας).

Η ευρύτερη περιοχή παρουσιάζει, επιπλέον, μεγάλη ποικιλία σε γεωλογικούς σχηματισμούς. Η παράκτια ζώνη των 3 km χαρακτηρίζεται κυρίως από νεογενείς (Πλειο-Πλειστοκαινικούς) σχηματισμούς, όπως κλαστικές αναβαθμίδες και τοπικές λεκάνες. Στον όρμο της Στούπας, με εξαίρεση το Ακρωτήριο Αγίου Νικολάου, επικρατούν οι τεταρτογενείς σχηματισμοί, με αλλουβιακές αποθέσεις, πλευρικά

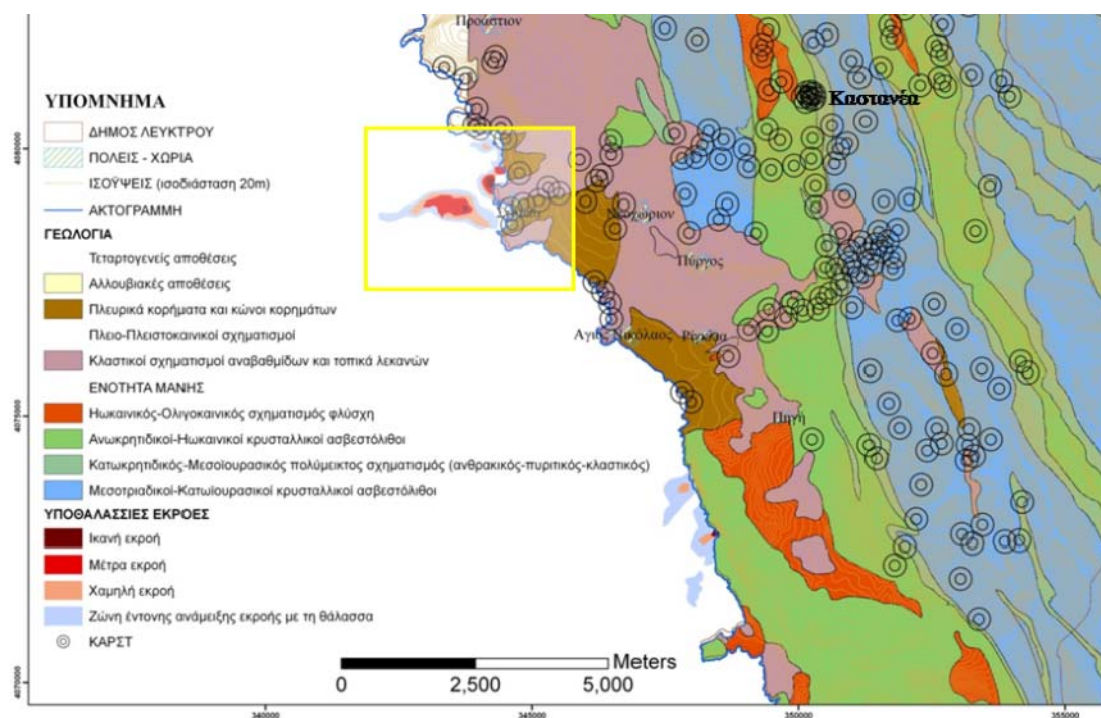
κορήματα και κώνους κορημάτων. Κατά την απομάκρυνση από την ακτογραμμή και σε όλη την οροσειρά του Ταΰγετου, επικρατούν ανθρακικοί σχηματισμοί, κυρίως κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ιονίου και Τρίπολης (Κρητιδικοί-Τριαδικοί), κατά τόπους πολύμεικτοι (ανθρακικοί-πυριτικοί-κλαστικοί), ενώ σπανιότερα σχηματισμοί φλύσχη. Ολόκληρη η περιοχή χαρακτηρίζεται από πολλά ποτάμια διακοπτόμενης ροής, ενώ οι κυρίαρχοι τεκτονικοί σχηματισμοί τέμνονται από μεγάλο αριθμό κανονικών κυρίως ρηγμάτων, με προσανατολισμό κάθετο στην ακτή. Αυτό σεινάδει εξάλλου και με την έντονη σεισμική δραστηριότητα που επικρατεί σε ολόκληρη την περιοχή της νότιας Πελοποννήσου.



Σχήμα 3.2. Χάρτης συσχέτισης γεωλογίας – ρηματογόνου τεκτονικής στην ευρύτερη περιοχή της Στούπας [Μι 2009].

Σημαντικό ρόλο στη γεωλογία της περιοχής παίζουν και οι κραστικές μορφές, με επίγειες εμφανίσεις σε ολόκληρο το ορεινό αλλά και το παράκτιο τμήμα (Σχήμα 3.3). Αναλυτικά, οι *κραστικές μορφές* ή απλά *κραστ* (krast) διαμορφώνονται κατά τη διάλυση ενός ή περισσότερων φυσικά διαλυτών στρωμάτων πετρωμάτων, συνήθως ανθρακικών, όπως ο ασβεστόλιθος ή ο δολομίτης. Λόγω της υπόγειας αποστράγγισης, μπορεί να υπάρχουν πολύ περιορισμένες επιφανειακές εναποθέσεις υδάτων, ακόμη και κατά την απουσία άλλων ποταμών ή λιμνών. Πολλές περιοχές καρστ παρουσιάζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα επιφάνειας, συνήθως καταβόθρες και δολίνες. Ωστόσο, καρστικές περιοχές μπορεί να μην εμφανίζουν

επιφανειακά διακριτικά όταν ο διαλυτός βράχος είναι αποσαθρωμένος από συντρίμμια παγετώνων ή περιορίζονται από επάλληλα στρωμάτων μη διαλυτών πετρωμάτων. Ορισμένες καρστικές περιοχές περιλαμβάνουν χιλιάδες σπήλαια, όπως και στην περίπτωση της Μάνης, με αποκορύφωμα τα σπήλαια του Δυρού, που βρίσκονται μόλις 50 km Νότια από την περιοχή της Στούπας.



Σχήμα 3.3. Χάρτης συσχέτισης γεωλογίας – κρυστικοποίησης στην ευρύτερη περιοχή της Στούπας [Μι 2009].

Όσο αναφορά στις κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής, πληροφορίες αντλούνται από τους τέσσερεις μετεωρολογικούς σταθμούς της Μεσσηνίας στη Μεθώνη, στην Καλαμάτα (Αεροδρόμιο και περιοχή Νησάκια, εντός της πόλης) και τον Ταΰγετο. Γενικά, η Μεσσηνία παρουσιάζει χαρακτηριστικό Μεσογειακό κλίμα με ήπιους και υγρούς χειμώνες, με σχετικά θερμά και ξηρά καλοκαίρια και, γενικά, μακρές περιόδους ηλιοφάνειας κατά την μεγαλύτερη διάρκεια του έτους. Παράλληλα παρουσιάζει μεγάλη ποικιλία κλιματικών τύπων ανά περιοχή, πάντα μέσα στα πλαίσια του Μεσογειακού κλίματος. Αυτό οφείλεται στην επίδραση της τοπογραφίας (μεγάλες οροσειρές) στις μάζες αέρα μεγάλης υγρασίας που προέρχεται από την κεντρική Μεσόγειο.

Το έτος μπορεί να χωριστεί, από κλιματολογική πλευρά, κυρίως σε δύο εποχές: (α) την ψυχρή και βροχερή χειμερινή περίοδο που διαρκεί από τα μέσα Οκτωβρίου μέχρι τα τέλη του Μαρτίου και (β) τη θερμή και άνομβρη εποχή που διαρκεί από τον

Απρίλιο μέχρι τον Σεπτέμβριο. Κατά την πρώτη περίοδο οι ψυχρότεροι μήνες είναι ο Ιανουάριος και ο Φεβρουάριος, η μέση ελάχιστη θερμοκρασία κυμαίνεται, κατά μέσο όρο, μεταξύ 5-10 °C στις παραθαλάσσιες περιοχές και 0-5 °C πάνω από την ηπειρωτική χώρα. Κατά τη θερμή και άνομβρη εποχή ο καιρός είναι σταθερός, ο ουρανός σχεδόν αίθριος, ο ήλιος λαμπερός και δεν υπάρχει συνήθως βροχοπτώσεις. Υπάρχουν, ωστόσο, σπάνια και σύντομη χρονικά διαστήματα ταχέων βροχοπτώσεων ή καταιγίδων. Η θερμότερη περίοδος εμφανίζεται κατά τη διάρκεια των δέκα τελευταίων ημερών του Ιουλίου και το πρώτο δεκαήμερο του Αυγούστου, όταν η μέση μέγιστη θερμοκρασία βρίσκεται περίπου 30 °C. Κατά τη θερμή περίοδο οι υψηλές θερμοκρασίες μετριάζονται από τη δροσερή θαλάσσια αύρα στις παράκτιες περιοχές.

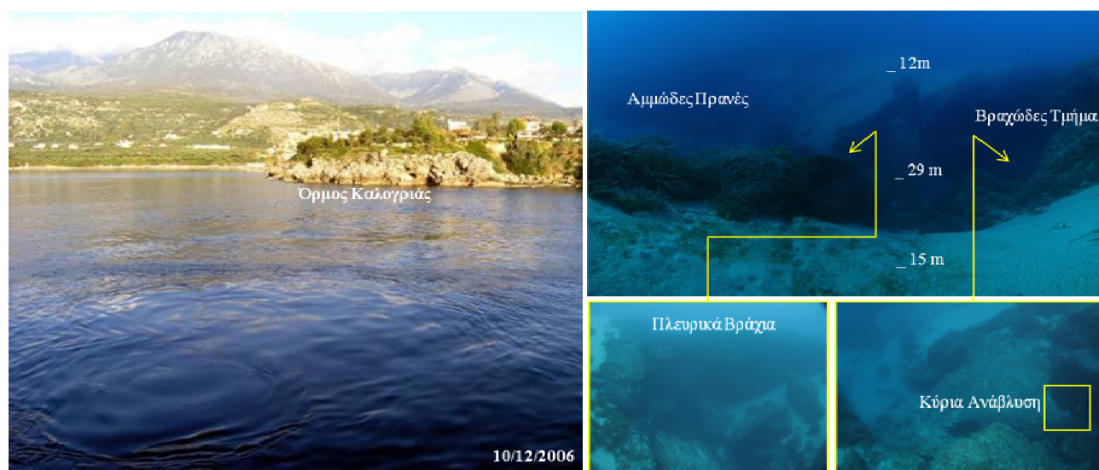
Η σχετική υγρασία του αέρα είναι υψηλή στις παράκτιες περιοχές, μειωμένη στην ηπειρωτική χώρα, φτάνοντας τα υψηλότερα ποσοστά των περίπου 80 πόντων υδρομετρικής κλίμακας κατά τους χειμερινούς μήνες και τα χαμηλότερα τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο. Οι μέσες θερμοκρασίες κυμαίνονται από 13 °C έως 19 °C σε ετήσια βάση. Οι κοιλάδες καθώς και τις παράκτιες περιοχές διατηρούν θερμοκρασίες μεταξύ 17 °C και 21 °C το χειμώνα, λόγω των ζεστών και υγρών νότιων ανέμων, ενώ οι περιοχές, οι οποίες δεν επηρεάζονται από τη θάλασσα, διατηρούν θερμοκρασίες κάτω των 16 °C.

Γενικότερα επικρατεί ηλιοφάνεια καθόλη τη διάρκεια του έτους, αλλά οι βροχοπτώσεις μπορεί να είναι έντονες κατά μήκος της Δυτικής ακτής (Ιόνιο) και κατά μήκος των Δυτικών πλαγιών του Ταυγέτου, με μέση ετήσια βροχόπτωση μεταξύ 800-1500 mm. Η ετήσια βροχόπτωση παρουσιάζει μέγιστα τον Δεκέμβριο και το Μάιο λόγω των θερμικών καταιγίδων και ελάχιστο τον Ιούλιο. Το χιόνι είναι σπάνιο και μόνο για την υψηλότερη από τις κορυφές του Ταυγέτου, ενώ η ένταση των ανέμων είναι χαμηλή κυρίως Βόρειοι - Βορειοδυτικοί στην ηπειρωτική χώρα και Νότιοι - Νοτιοδυτικοί στις παράκτιες περιοχές.

3.2. Περιγραφή Ανάβλυσης

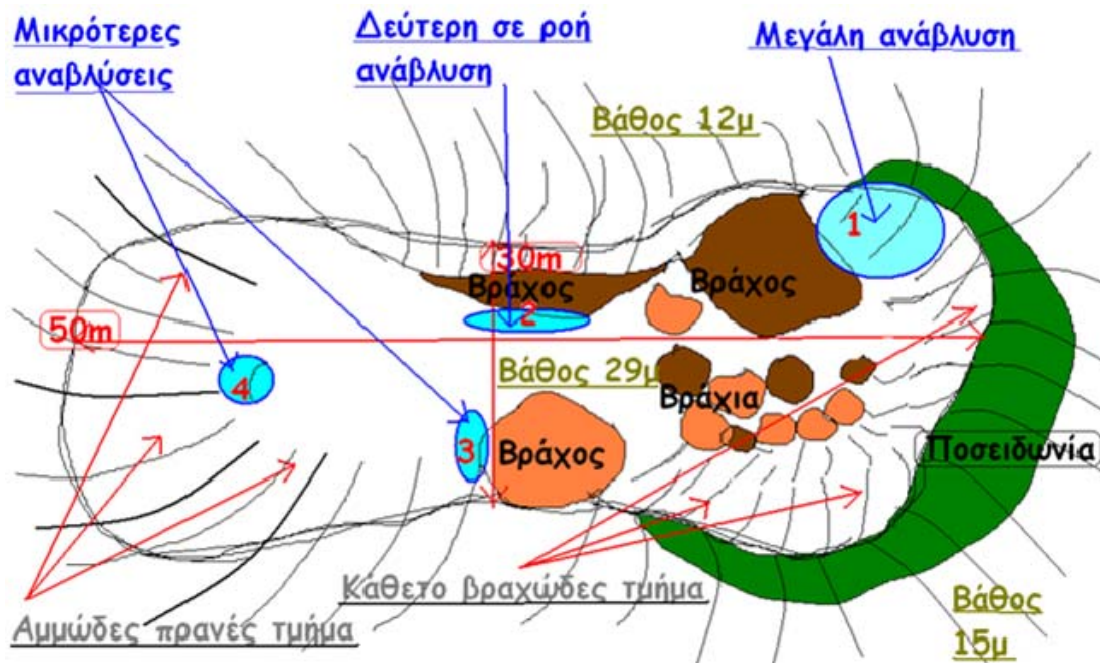
Όπως τονίστηκε προηγουμένως και φαίνεται και στο Σχήμα 3.1, στην θαλάσσια περιοχή κοντά στην ακτή της Στούπας είναι εμφανή η ύπαρξη πολλών υποθαλάσσιων αναβλύσεων υπογείων υδάτων. Η μελέτη που διεξήχθη στην περιοχή και μέρος της αποτελεί και η παρούσα εργασία, εστίασε την έρευνά της στην μεγαλύτερη σε

μέγεθος και ροή ανάβλυση της περιοχής, που εντοπίζεται μόλις 100 m από τον ακτή στον όρμο της Καλογριάς (Σχήμα 3.4). Πληροφορίες για τη συγκεκριμένη ανάβλυση συλλέχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας μελέτης τόσο από τις επιτόπιες παρατηρήσεις και δειγματοληψίες νερού από τους δύτες του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε., όσο και με την πόντιση μετρητικών διατάξεων, που θα περιγραφούν αναλυτικά στην συνέχεια του Κεφαλαίου.



Σχήμα 3.4. Η επιφανειακή εκδήλωση (ανάβαλος) της υποθαλάσσιας πηγής μελέτης στον όρμο της Καλογριάς στις 10/12/2006, ενώ στο βάθος διακρίνεται και η οροσειρά του Ταΰγετου (αριστερά). Η υποθαλάσσια λεκάνη της πηγής των υπογείων υδάτων (δεξιά πάνω) και οι πλευρικές τοποθεσίες εκροής (δεξιά κάτω), φωτογραφημένη από τους αυτοδύτες.

Ωστόσο, μέχρι την έναρξη του παρόντος έργου είχαν πραγματοποιηθεί κατά το παρελθόν, από την ίδια ομάδα δυτών, συνολικά έξι καταδύσεις. Οι πρώτες έγιναν στις 29-30/11/2006, οι επόμενες στις 10/12/06 και οι πιο πρόσφατες στις 11-12/2/2008. Από τις περιγραφές των δυτών, τις μετρήσεις, τις φωτογραφίες και τις βιντεοσκοπήσεις, προσδιορίστηκε το σκαρίφημα της ευρύτερης περιοχής εκροής (Σχήμα 3.5). Πρόκειται για μία βύθιση στα 12-15 m από την επιφάνεια της θάλασσας, και με βάθος έως τα 29 m. Η λεκάνη αυτή, συνολικής επιφάνειας 1,5 km, αποτελείται από ένα αμμώδες πρανές και ένα κάθετο βραχώδες τμήμα. Στον πυθμένα, που είναι κυρίως αμμώδης με διάσπαρτες μικρότερες περιοχές με χαλίκια και βράχια, υπήρχαν τέσσερις εμφανείς σημειακές πηγές εκροής υπόγειου ύδατος (αναβλύσεις), διαφορετικής έντασης και μεγέθους, που γίνονταν εμφανείς από την θολότητα του νερού που εξέρχονταν από αυτές. Στα βραχώδη σημεία είχαν αναπτυχθεί βενθικές κοινότητες σπόγγων, ροδοφικιών και ποσειδωνίας (*posidonia oceanica*), χαρακτηριστικές των αδιατάρακτων συνθηκών ανοικτής θάλασσας.



Σχήμα 3.5. Σκαρίφημα των κύριων χαρακτηριστικών της υποθαλάσσιας λεκάνης εκροής υπογείων υδάτων στον όρμο της Καλογοριάς, μετά από παρατηρήσεις και μετρήσεις των δυτών.

Τον Ιούλιο του 2009 που ξεκίνησαν οι δειγματοληψίες του παρόντος έργου, οι παρατηρήσεις των δυτών οδήγησαν άμεσα στο συμπέρασμα ότι στο διάστημα μεταξύ Φεβρουαρίου 2008 και Ιουλίου 2009 είχαν επέλθει σημαντικές αλλαγές στη γεωμορφολογία της περιοχής και στη συμπεριφορά των αναβλύσεων, που συνοψίζονται ως εξής:

1. Η οροφή της μεγάλης σπηλιάς απ' όπου αναβλύζει η κύρια πηγή (μεγάλη ανάβλυση, Σχήμα 3.5) είχε καταρρεύσει και μόνο ένα μέρος της είχε απομείνει, που μοιάζει με γεφύρι.
2. Οι αναβλύσεις 2, 3, και 4 ήταν ανενεργές και η 2 είχε γεμίσει με άμμο.
3. Η κύρια ανάβλυση είχε πολύ χαμηλότερη ροή σε σχέση με τις προηγούμενες επισκέψεις.

Η χρονική περίοδος κατά την οποία φαίνεται να συνέβησαν οι παραπάνω σημαντικές αλλαγές στην υποθαλάσσια μορφολογία, σύμφωνα με μαρτυρίες κατοίκων της περιοχής εστιάζονται στο Μάρτιο του 2009. Μετά από ένα ιδιαίτερα βροχερό χειμώνα, το Μάρτιο έγιναν μεγάλες βροχοπτώσεις και πλημμύρισαν πολλά ρέματα στην περιοχή. Οι αναβλύσεις στους όρμους της Καλογοριάς και της Στούπας είχαν μεγάλη ένταση, όπως εκδηλώνονταν στην επιφάνεια με ισχυρούς στροβίλους (ανάβαλους). Επιπλέον, στον όρμο της Καλογοριάς, πολλές αναβλύσεις έβγαλαν κοκκινοχώματα. Στην περίπτωση των υποθαλάσσιων αναβλύσεων, δεν πρόκειται για

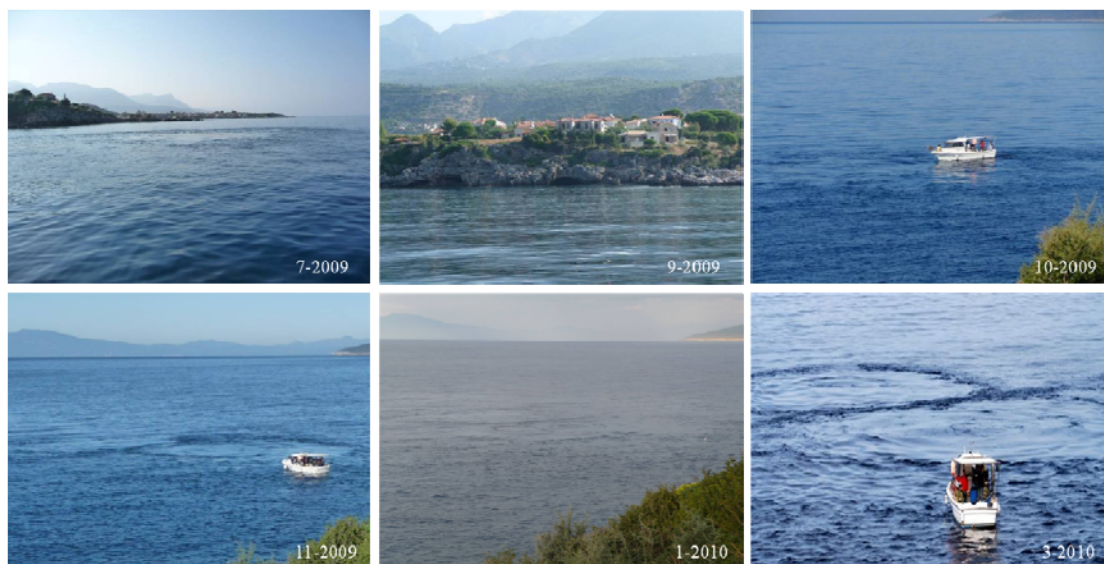
απόπλυση επιφανειακών εδαφών, αλλά για *terra rossa* δηλαδή υπολείμματα από τη διάλυση των ασβεστόλιθων κατά τη διαδικασία της δημιουργίας των καρστ. Με βάση τα παραπάνω δεδομένα, η πιθανότερη εκδοχή είναι ότι η οροφή της υποθαλάσσιας σπηλιάς (Πλειστοκαινικό κροκαλοπαγές) κατακρημνίστηκε μετά από έντονη δραστηριοποίηση της ανάβλυσης, που αποσταθεροποίησε τα πετρώματα. Άλλωστε τα ίδια κροκαλοπαγή στο γειτονικό ακρωτήριο φαίνονται σε πολλά σημεία κατακερματισμένα. Δεν είναι απίθανο ένα μικρό σεισμικό συμβάν, από τα πολλά που συμβαίνουν στην περιοχή, να βοήθησε στην αποσταθεροποίηση του υποθαλάσσιου σχηματισμού.

Από τον Ιούλιο 2009 μέχρι το Νοέμβριο 2009, το υποθαλάσσιο ανάγλυφο παρέμεινε το ίδιο και η μόνη αλλαγές που παρατηρήθηκαν από τους αυτοδύτες αλλά και καταγράφηκαν από τους αισθητήρες του μόνιμου σταθμού μετρήσεων, που τοποθετήθηκαν στην περιοχή κατά την διάρκεια της μελέτης, αφορούσαν μόνο στις διακυμάνσεις της ροής της κύριας ανάβλυσης. Κατά την επίσκεψη του Νοεμβρίου 2009, μετά από ένα μήνα περίπου εκτεταμένων βροχοπτώσεων στη δυτική Ελλάδα και φαινόμενα αντίστοιχα του Μαρτίου 2009 (πλημμυρισμένα ρέματα), η κατάσταση άλλαξε και πάλι. Παρόλο που οι αλλαγές στη μορφολογία δεν ήταν ιδιαίτερα δραματικές, με εξαίρεση το ότι ο πυθμένας της μικρότερης σπηλιάς που τοποθετούσαν οι δύτες τη συστοιχία με τους αισθητήρες είχε υποχωρήσει κατά ένα μέρος, οι αλλαγές στη ροή και στην ποιότητα του νερού που ανέβλυζε ήταν τουλάχιστον θεαματικές. Ουσιαστικά η κύρια ανάβλυση είχε πιο μεγάλη ορμή από όλες τις προηγούμενες φορές (Σχήμα 3.6), η ανάβλυση 3 είχε ενεργοποιηθεί έντονα, όπως και η 4. Στην περιοχή της ανάβλυσης 3 είχε απομακρυνθεί όλη η άμμος που κάλυπτε τον πυθμένα και είχε αποκαλυφθεί το βραχώδες υπόβαθρο.

Η πιο εντυπωσιακή υποθαλάσσια δομή ήταν αυτή καθεαυτή η κύρια ανάβλυση, η οποία ανέβλυζε γλυκό νερό με φοβερή ορμή και ξεχυνόταν μέσα από τα υπολείμματα της παλιάς σπηλιάς, από ρωγμές στους γύρω βράχους, κάτω από βράχους και γενικά έδειχνε μια έντονη δραστηριότητα. Συγχρόνως όμως, η ορμή του νερού δημιουργούσε μεγάλα προβλήματα στους αισθητήρες, που καταπλακώθηκαν με βράχια και στους δύτες, καθώς δεν μπορούσαν να τα ανελκύσουν μέσα από τη σπηλιά, που είχε υποχωρήσει, ενώ το νερό τους έσπρωχνε με δύναμη προς την επιφάνεια με προφανή προβλήματα ασφαλείας. Επιπλέον, η ορατότητα εξαιτίας της ανάμιξης του γλυκού με το θαλασσινό νερό ήταν λιγότερη από ένα μέτρο και οι κινήσεις γίνονταν κυρίως με την αφή. Με αυτά τα δεδομένα, η ανέλκυση των μετρητικών διατάξεων χωρίς

ουσιαστικές βλάβες πρέπει να θεωρηθεί επιτυχία. Στη συνέχεια, για λόγους ασφάλειας, τα δείγματα νερού συλλέχθηκαν σε μικρή απόσταση από το κέντρο της ανοδικής ροής, αλλά όχι μέσα από τη σπηλιά, όπως γινόταν τις προηγούμενες φορές.

Η παραπάνω κατάσταση έγινε πιο έντονη και κατά τους επόμενους χειμερινούς μήνες που πραγματοποιήθηκαν επιτόπιες έρευνες, δηλαδή στα μέσα του Ιανουαρίου και στις αρχές του Μαρτίου. Χαρακτηριστικό της έντασης των φαινομένων είναι η δημιουργία δύο εμφανώς διαχωρισμένων ανάβαλων, διαμέτρου μεγαλύτερης των 25 m, που καθιστούσε αδύνατη την προσέγγιση του ερευνητικού πλοίου μέσα σε αυτές. Κατόπιν τα φαινόμενα άρχισαν να υποχωρούν, όπως φάνηκε στην επόμενη επίσκεψη στα τέλη του Μαρτίου, ενώ πλέον κατά τα μέσα Μαΐου και στις αρχές Ιουνίου, που ήταν και η τελευταία επιτόπια έρευνα, η πηγή είχε φτάσει και πάλι στα επίπεδα της πολλής χαμηλής ροής του Ιουλίου του προηγούμενου έτους.



Σχήμα 3.6. Η μεταβολή του μεγαλύτερου ανάβαλου της Καλογριάς στη διάρκεια του έτους των επιτόπιων ερευνών 2009-2010. Οι φωτογραφίες πάρθηκαν είτε από το πλοίο με φόντο τον όρμο της Καλογριάς, είτε από τον όρμο προς την θάλασσα.

3.3. Ερευνητικές Διασκοπίσεις

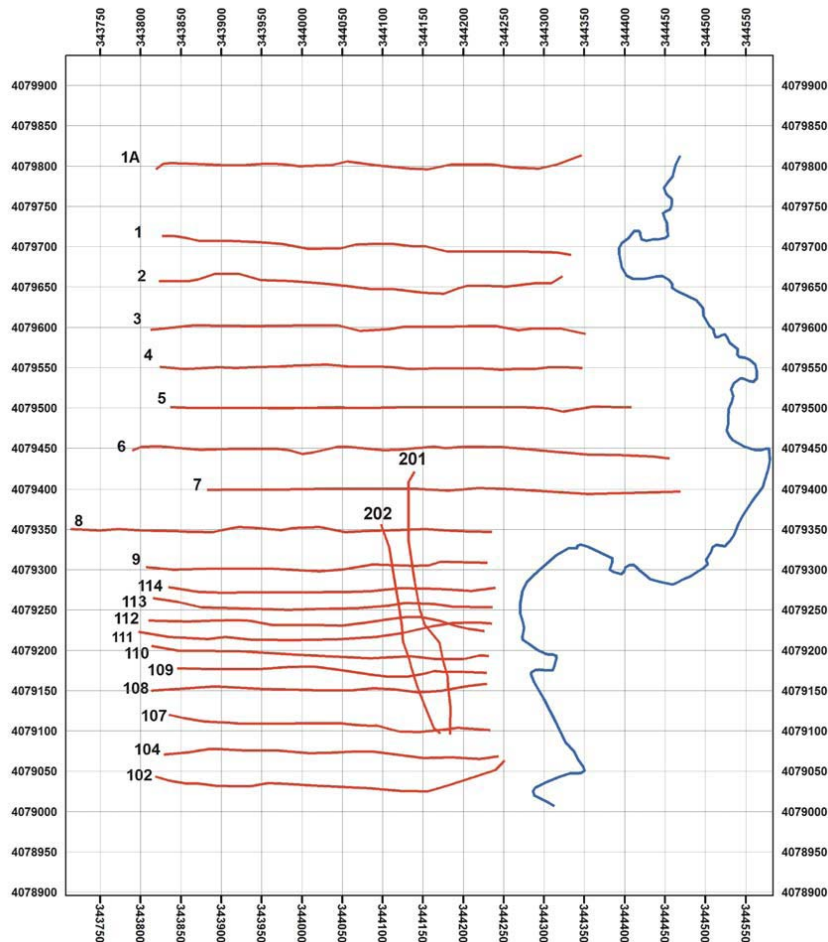
Το κύριο χαρακτηριστικό λοιπόν, της περιοχής μελέτης είναι η ύπαρξη πολλών υπόγειων ποταμών που καταλήγουν στη θάλασσα με άγνωστη προέλευση, σύσταση, υδρολογία και ποσοτικά - ποιοτικά χαρακτηριστικά. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τα έντονα προβλήματα ύδρευσης, τόσο για πόσιμο όσο και για αρδεύσιμο νερό ιδιαίτερα κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, οδήγησε τις τοπικές αρχές στην ανάγκη για

περαιτέρω διερεύνηση του φαινομένου των υπογείων υδάτων που εκβάλλουν στην θάλασσα και ανάλυση της δυνατότητας αξιοποίησης αυτού του πολύτιμου φυσικού πόρου. Για το λόγο αυτό ανατέθηκε από το Δήμο Λεύκτρου, σε συνεννόηση με τη Νομαρχία Μεσσηνίας και την Περιφέρεια Πελοποννήσου, σχετικό ερευνητικό έργο στο Ελληνικό Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ.), με επικεφαλή των Ερευν. Α.Π. Καραγεώργη, σε συνεργασία με το Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο και το Γεωπονικό Πανεπιστήμιο, και συντονιστή τον Καθηγ. Γ. Μιγκίρο. Το ερευνητικό έργο, που κομμάτι του αποτελεί και η παρούσα εργασία, είχε ως σκοπό την ολοκληρωμένη θαλάσσια και χερσαία μελέτη για τη διερεύνηση της ποσότητας, ποιότητας και υδρομάστευσης των υποθαλάσσιων αναβλύσεων της περιοχής της Στούπας.

Οι εργασίες πεδίου, που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του έργου από τις ομάδες εργασίας του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. και τους συνεργάτες τους, άρχισαν τον Ιούλιο 2009 και ολοκληρώθηκαν το Ιούνιο 2010 και περιλαμβάνουν τέσσερις θεματικές ενότητες, που περιγράφονται συνοπτικά παρακάτω.

Βαθυμετρική αποτύπωση πυθμένα

Η βαθυμετρία υλοποιήθηκε από ομάδα εξωτερικών συνεργατών το Νοέμβριο του 2009. Αρχικά πραγματοποιήθηκε επίγεια τοπογραφική αποτύπωση για την ακριβή αποτύπωση της ακτογραμμής στη ευρύτερη περιοχή. Η βυθομετρική και γεωλογική αποτύπωση που ακολούθησε πραγματοποιήθηκε ταυτόχρονα στην ευρύτερη περιοχή της ανάβλυσης καλύπτοντας μία έκταση εύρους 1000 m × 800 m περίπου. Η τοπογραφική αποτύπωση πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας για το σκοπό αυτό γεωδαιτικά συστήματα GPS διπλής συχνότητας, που εξασφαλίζουν τον εντοπισμό των σημείων αποτύπωσης με ακρίβεια εκατοστού. Για τη μέτρηση των βαθών χρησιμοποιήθηκε βυθόμετρο πολλαπλής δέσμης SEABEAM 1180 της ELAC, σε συνδυασμό με το σύστημα Inertial Positioning and Attitude της CODA και το Sound Velocity Probe CTD 048 M κατάλληλα προσαρμοσμένο στην γάστρα ερευνητικού-καταδυτικού σκάφους. Οι βυθομετρικές διασκοπίσεις πραγματοποιήθηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να προσδιοριστούν βυθομετρικές καμπύλες με ισοδιάσταση μικρότερη του 1m και να σχεδιαστούν κατάλληλα βυθομετρικά διαγράμματα με ακρίβεια κλίμακας 1:300.

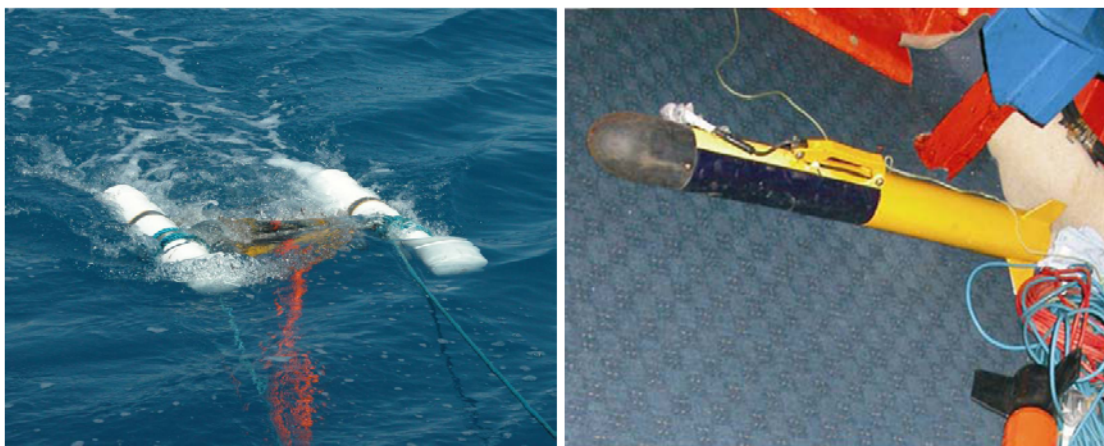


Σχήμα 3.7. Χάρτης πορείων καταγραφής βαθυμετρίας και ηχοβολιστικών του πυθμένα στην περιοχή Στούπας – Καλογριάς.

Γεωφυσική διασκόπηση

Η διασκόπηση αυτή έγινε από την ομάδα Γεωλογίας και Γεωφυσικής του Ινστιτούτου Ωκεανογραφίας του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. το Νοέμβριο του 2009. Οι εργασίες πεδίου που πραγματοποιήθηκαν με σκοπό την ακουστική -γεωμορφολογική διερεύνηση των επιφανειακών στρωμάτων των ιζημάτων για τη μέτρηση του πάχους των και την ύπαρξη πιθανών ρηγμάτων. Η διασκόπηση περιελάμβανε ακουστική διερεύνηση του υποστρώματος του πυθμένα με τομογράφο υψηλής ευκρίνειας και μορφολογική αποτύπωση του πυθμένα. Για την πλήρη κάλυψη της υπό μελέτη περιοχής πραγματοποιήθηκαν παράλληλες πορείες ερευνητικού πλοίου με σχετικά σταθερή ταχύτητα σκάφους στα 2,2 mil/h μεταξύ τους κατά μήκος των οποίων γινόταν ταυτόχρονα και η βαθυμετρική αποτύπωση. Για τη διασκόπηση του υποστρώματος του πυθμένα χρησιμοποιήθηκε τομογράφος υποδομής πυθμένα τύπου BOOMER της εταιρείας Geoacoustics LTD ο οποίος διαθέτει ηχητική πηγή

προσαρμοσμένη σε τύπου catamaran κατασκευή η οποία επιπλέει στην επιφάνεια της θάλασσας και επιτρέπει την πραγματοποίηση τομογραφιών σε πολύ μικρό βάθος κοντά στην ακτογραμμή. Για τη μορφολογική αποτύπωση του πυθμένα χρησιμοποιήθηκε ο *ισομετρικός ηχοβολιστής πλευρικής σάρωσης* (side scan sonar), της ίδιας εταιρείας, που αποτελείτο από μία ρυμουλκούμενη μονάδα δύο καναλιών και δύο συχνοτήτων (100-500 kHz). Σκοπός της αποτύπωσης της επιφανειακής μορφολογίας με το πλευρικό ηχοβολιστικό ήταν να χαρτογραφηθούν οι επιφανειακές εμφανίσεις γεωμορφών, όπως βραχώδεις σχηματισμοί ή/και βραχώδεις εξάρσεις (συνεκτικού υποβάθρου) στην επιφάνεια του πυθμένα, καθώς και η θέση της κύριας ανάβλυσης.



Σχήμα 3.8. Η ηχητική πηγή (σε κατασκευή catamaran) σε λειτουργία, συρόμενο από το σκάφος (αριστερά) και η ποντιζόμενη μονάδα (Tow fish) του πλευρικού ηχοβολιστικού (αριστερά).

Ιζηματολογική ανάλυση

Η ανάλυση ιζημάτων της περιοχής μελέτης εντάσσεται στο χώρο της γεωλογικής ωκεανογραφίας και έγινε σε δείγματα που συλλέχθηκαν τον Ιούλιο του 2009. Προκειμένου να προσδιοριστεί η κοκκομετρική και η γεωχημική σύσταση των ιζημάτων της περιοχής μελέτης, έγινε δειγματοληψία 8 επιφανειακών ιζημάτων τον Ιούλιο 2009 με δειγματολήπτη τύπου McIntyre. Τρία δείγματα ελήφθησαν από την περιοχή της ανάβλυσης, ενώ τα υπόλοιπα 5 δείγματα ελήφθησαν από τους υπόλοιπους σταθμούς δειγματοληψίας. Η κοκκομετρική ανάλυση των ιζημάτων περιλαμβάνει την ταξινόμηση με βάση τη διάμετρο των κόκκων τους και είναι χρήσιμη στην πρωταρχική προσέγγιση των συνθηκών μεταφοράς και απόθεσης των ιζημάτων και έγινε με υγρό κοσκίνισμα των δειγμάτων με απεσταγμένο νερό και με τη χρήση πλαστικού κόσκινου διαμέτρου οπής 63 μm . Η γεωχημική ανάλυση περιλαμβάνει τον

προσδιορισμό των συγκεντρώσεων των κύριων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων των ιζημάτων και πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο φθορισμού ακτίνων-X (XRF) σε σύστημα Panalytical PW-2400. Για την εκτίμηση των φυσικών επιπέδων της περιοχής μελέτης και της πιθανής ανθρωπογενούς επιβάρυνσής της, χρησιμοποιήθηκε ως ανεπηρέαστο δείγμα αναφοράς ένα δείγμα από σταθμό του Μεσσηνιακού Κόλπου με βάθος 900 m (50 40 22° 08' 165" N / 36° 47' 392" E), το οποίο είχε ληφθεί κατά τη διάρκεια παλαιότερων εργασιών πεδίου.

Ωκεανογραφικές μετρήσεις

Οι μετρήσεις αυτές αφορούν τους κλάδους της φυσικής, χημικής και βιολογικής ωκεανογραφίας και αποτελούν την κατεξοχήν πληροφορία της μελέτης. Τα δεδομένα της θεματικής αυτής προέκυψαν τόσο από επιτόπιες δειγματοληψίες ύδατος όσο και από του αισθητήρες μόνιμου υποθαλασσίου μετρητικού σταθμού εγκατεστημένου στην υποθαλάσσια πηγή της Καλογριάς, σε όλο το πέρας του έργου.

Αναφορικά με τη φυσική ωκεανογραφία μετρήθηκαν φυσικά ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά (θερμοκρασία και αλατότητα) και πραγματοποιήθηκαν καταγραφές της ταχύτητας της ροής του νερού στην ανάβλυση. Τα δεδομένα περιλαμβάνουν μετρήσεις με *αυτογραφικό όργανο CTD* (Conductivity-Temperature-Depth recorder) τύπου SBE-19 ειδικά στο χώρο του κοιλώματος της ανάβλυσης αλλά και ευρύτερα, που επηρεάζεται άμεσα από τις πολυάριθμες αναβλύσεις που εμφανίζονται διάσπαρτες στην περιοχή, λεπτομερή καταγραφή στο χώρο της ανάβλυσης με κατακόρυφη μεταφορά από δύτη του αυτογραφικού οργάνου από την επιφάνεια μέχρι την υποθαλάσσια κοιλότητα της πηγής και μετρήσεις της θερμοκρασίας και της αλατότητας του νερού της ανάβλυσης πλησίον της εκροής του, με *αυτογραφικό όργανο CT* (Conductivity-Temperature recorder) τύπος SBE-37. Επιπλέον πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της ταχύτητας της ροής του αναβλύζοντος νερού με ροόμετρο συμβατικό με ρότορα, μοντέλου Sensordata-6000. Οι μετρήσεις που έγιναν με το CTD αφορούν σε στιγμιαίες καταγραφές ενώ οι μετρήσεις με CT και ροόμετρο έδωσαν καταγραφές μεγάλης χρονικής διάρκειας (χρονοσειρές).

Παράλληλα, πραγματοποιήθηκαν και ραδιολογικές μετρήσεις για την ανίχνευση της συγκέντρωσης των κύριων φυσικών ραδιονουκλιδίων, που χρησιμοποιούνται ως ραδιοϊχνηθέτες στην ωκεανογραφία. Τα ισότοπα που εξετάστηκαν στην παρούσα μελέτη ήταν το ραδόνιο και τα θυγατρικά του, το κάλιο, θυγατρικά των

ραδιοϊσοτόπων του ραδίου και το τρίτο. Πραγματοποιήθηκαν τόσο επιτόπιες καταγραφές με κατάλληλο ανιχνευτή γ-φασματοσκοπίας όσο και δειγματοληψίες νερού στην ανάβλυση. Λεπτομέρειες της μεθοδολογίας και της οργανολογίας παρουσιάζονται στη συνέχεια του κειμένου.

Τα χημικά χαρακτηριστικά που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία ήταν το διαλυμένο οξυγόνο (DO) στο νερό, τα θρεπτικά άλατα, καθώς και η περιεκτικότητα σε βαρέα μέταλλα και οργανικούς ρίπους. Η χημεία των υπόγειων νερών μεταβάλλεται κατά τη διαδρομή τους μέσα από τα πετρώματα και τον υδροφόρο ορίζοντα και αποτελεί σε πολλές περιπτώσεις πηγή ρύπανσης για τον θαλάσσιο αποδέκτη. Ως εκ τούτου, οι υποθαλάσσιες πηγές ανάβλυσης μπορούν, σημειακά κυρίως, να επηρεάσουν τη λειτουργία των θαλάσσιων οικοσυστημάτων, ενώ οι υπόγειες αναβλύσεις οι οποίες περιέχουν υψηλές τιμές θρεπτικών αλάτων (κυρίως νιτρικών και αμμωνιακών αλάτων) επηρεάζουν σημαντικά το θαλάσσιο οικοσύστημα εμπλουτίζοντάς το σε θρεπτικά με πιθανά τοπικά προβλήματα ευτροφισμού. Τα βαρέα μέταλλα στο παράκτιο θαλάσσιο περιβάλλον, από την άλλη, προέρχονται σε μεγάλο βαθμό από τις χερσαίες εισροές, που μέσω της απόπλυσης της γης τροφοδοτεί τη θάλασσα με όλα τα στοιχεία. Η βιοδιαθεσιμότητα και τοξικότητα των περισσοτέρων μετάλλων στο θαλάσσιο περιβάλλον σχετίζεται με την δράση του ελεύθερου ιόντος και κατά συνέπεια με την συμπλοκοποίηση τους με ανόργανους και οργανικούς υποκαταστάτες. Δείγματα θαλασσινού νερού συλλέχθηκαν σε όλη την υδάτινη στήλη της ανάβλυσης σε πρότυπα βάθη (επιφ., 10, 20, 50 και κοντά στον πυθμένα), καθώς και σε πλέγμα σταθμών πλησίον της ανάβλυσης το οποίο επιλέχθηκε προκειμένου να διαπιστωθεί η επίδραση της υποθαλάσσιας ανάβλυσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα, με φιάλες NISKIN.

Δείγματα για την ανάλυση των νιτρικών, νιτρωδών, φωσφορικών αμμωνιακών και πυριτικών αλάτων λαμβάνονται σε φιαλίδια από πολυπροπυλένιο, προκατεργασμένα με διάλυμα HCl και καταψύχονται έως την ανάλυση τους στο εργαστήριο. Τα πυριτικά, νιτρώδη, νιτρικά και φωσφορικά άλατα προσδιορίζονται με αυτόματο αναλυτή θρεπτικών αλάτων BRAN + LUEBBE autoanalyzer III, ενώ τα αμμωνιακά άλατα με φασματοφωτόμετρο Perkin-Elmer UV/VIS.

Για τα βαρέα μέταλλα τα δείγματα από τις φιάλες δειγματοληψίας μεταγγίζονται σε φιάλες πολυεθυλενίου 1L και υφίστανται άμεση όξυνση σε pH 2 με την προσθήκη HNO₃. Οι συγκεντρώσεις των μετάλλων (Cd, Cu, Ni, Fe, Pb) προσδιορίζονται μέσα σε εστία νηματικής ροής για την αποφυγή επιμολύνσεων και στο μίγμα οξέων, που

προκύπτει μετά από επεξεργασία με χρήση ατομικής απορρόφησης σε φούρνο γραφίτη τύπου Perkin-Elmer 4100, HGA 700.

Οι οργανικοί ρύποι που εξετάστηκαν και προσδιορίστηκαν ποσοτικά είναι τα φυτοφάρμακα και ζιζανιοκτόνα (τριαζίνες - οργανοφωσφορικές ενώσεις), οργανοχλωριωμένες ενώσεις (Lindane, HCB, DDTs, PCBs) και καρκινογόνοι υδρογονάνθρακες (αλειφατικοί και πολυκυκλικοί αρωματικοί). Δείγματα όγκου 2.5 L συλλέχθηκαν σε ειδικά γυάλινα δοχεία, εκχυλίστηκαν με διχλωρομεθάνιο, καθαρίστηκαν και κλασματοποιήθηκαν με τη βοήθεια στηλών Silica και alumina και ο ποσοτικός προσδιορισμός των οργανοχλωριωμένων ενώσεων έγινε με αέρια χρωματογραφία με ανιχνευτή συλλήψεως ηλεκτρονίων, ενώ των υπολοίπων ενώσεων με αέρια χρωματογραφία – φασματομετρία μαζών.

Όσον αφορά στην ωκεανογραφική βιολογία της περιοχής, μελετήθηκαν οι κατανομές χλωροφύλλης και πληθυσμών φυτοπλαγκτού, η βιομάζα και η σύνθεση του μεσοζωοπλαγκτού, η χωροχρονική κατανομή της αιωρούμενης σωματιδιακής ύλης και τέλος έγινε και η μικροβιολογική εξέταση υπόγειου νερού.

Οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης *a*, που χρησιμοποιούνται ως δείκτης για την εκτίμηση της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας, προσδιορίστηκαν από δειγματοληψίες, με δειγματολήπτες τύπου NISKIN χωρητικότητας 8 L, σε πρότυπα βάθη κατανεμημένα στην εύρωτη ζώνη της υδάτινης στήλης (2 m, 20 m, 50 m, 60 m). Για τον προσδιορισμό των συγκεντρώσεων ανά δείγμα, έγινε διήθηση ορισμένου όγκου νερού με ηθμούς Whatman GF/F και ανάλυση με φθορισόμετρο TURNER 00-AU-10. Το φυτοπλαγκτό μελετήθηκε με προσθήκη 1ml Lugol σε 100 ml δείγματος που κατόπιν υπέστη καθίζηση σε σωλίνες των 10 ml ή των 25 ml και εξετάσθηκε στο ανάστροφο μικροσκόπιο NIKON DIAPHOT.

Το ζωοπλαγκτό, ακολούθως, αποτελεί βασικό τμήμα της πελαγικής τροφικής αλυσίδας και συνεπώς κρίθηκε απαραίτητο να εκτιμηθούν πιθανές αλλαγές αν υπάρχουν, στην ποιοτική και ποσοτική σύσταση των βιοκοινωνιών του μεσοζωοπλαγκτού από την ανάβλυση των γλυκών νερών. Η συλλογή των δειγμάτων έγινε με κάθετη σύρση του δικτυού WP-2 (άνοιγμα ματιού 200 μm), από την επιφάνεια μέχρι το βάθος κάθε σταθμού, ενώ κατόπιν κάθε δείγμα χωρίστηκε με τη συσκευή Folsom splitter σε δύο υποδείγματα. Το ένα μέρος χρησιμοποιήθηκε για την εκτίμηση της βιομάζας του ζωοπλαγκτού με τη μέθοδο του ξηρού βάρους, ενώ το άλλο, ανάλογα με την πυκνότητα του υλικού, υποδιαιρέθηκε για τη μελέτη της σύνθεσης και την καταμέτρηση των ατόμων.

Η σωματιδιακή ύλη στο θαλάσσιο περιβάλλον προέρχεται είτε από αποσάθρωση χερσαίου εδάφους είτε από φωτοσύνθεση θαλάσσιων οργανισμών και η κατανομή της μεταβάλλεται στο χώρο και στο χρόνο λόγο κυρίως των θαλάσσιων ρευμάτων, της κυματικής ταλάντωσης, της τυρβώδης ροής των θαλάσσιων μαζών και της επαναιώρησης των ιζημάτων του πυθμένα. Τα δείγματα του θαλασσινού νερού που συλλέχθηκαν, φυλάχθηκαν σε πλαστικές φιάλες, ενώ ακολούθησε διήθηση άμεσα μετά το πέρας της δειγματοληψίας. Η διήθηση έγινε σε προζυγισμένα φίλτρα μεμβράνης Millipore HTPP 04700, πάχους 47 mm και ανοίγματος πόρων 0,45 μm, που κατόπιν αλέστηκαν σε τριβία Petri και μετά από ξήρανση ξαναζυγίστηκαν ώστε να υπολογιστεί η συγκέντρωση της σωματιδιακής ύλης σε κάθε δείγμα.

Η μικροβιολογική εξέταση του νερού, που είναι πρωταρχικής σημασίας για υγιεινολογικούς λόγους δημόσιας υγείας, ελέγχει εάν το νερό είναι απαλλαγμένο από μικροοργανισμούς και παθογόνα μικρόβια που έχουν προέλευση την κοπρανώδη μόλυνση του νερού. Εν προκειμένης χρησιμοποιήθηκε η ιδέα της ανίχνευσης βακτηρίων – δεικτών που να είναι ενδεικτικοί ακόμη και της ενδεχόμενης παρουσίας λυμάτων στο νερό– σε δείγματα νερού από την επιφάνεια (30 cm από την επιφάνεια της θάλασσας) και σε βάθος 1 μέτρο στην ευρύτερη περιοχή, ενώ για την ανάβλυση έγιναν δειγματοληψίες νερού στον πυθμένα (25 m), στα 20 m, στα 10 m και στην επιφάνεια. Τα δείγματα του νερού συλλέχθηκαν σε αποστειρωμένες γυάλινες φιάλες, όπου κατόπιν μετρήθηκαν οι εντερόκοκκοι και η E.coli (ο κυριότερος αντιπρόσωπος των κοπρανωδών κολοβακτηριοειδών) και η ενδεικτική παράμετρος των ολικών κολοβακτηριοειδών (μόνο στο νερό του πυθμένα που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί πιθανότερα για πόσιμο), με την μέθοδο της διήθησης 100ml θαλασσινού νερού και κατάλληλα θρεπτικά υποστρώματα (Slanetz & Bartley, Bile Esculin Agar, Membrane Layryl Sulfate agar, TBX και Membrane Layryl Sulfate agar της Oxoid).

Εργασίες πεδίου

Η επιστημονικοτεχνική επιτροπή του έργου λαμβάνοντας υπόψη τόσο επιστημονικά κριτήρια όσο και τα οικονομικά-χρονικά δεδομένα σχεδίασε και παρείχε μετρήσεις για 9 μήνες κατά τη διάρκεια ενός υδρολογικού έτους για μια σειρά παραμέτρων, δηλαδή δεδομένα πεδίου από 9 δειγματοληψίες. Ο αριθμός αυτός των δειγματοληψιών είναι μεν ενδεικτικός για τις παραπάνω παραμέτρους, παρόλο που η βέλτιστη επιστημονικά προσέγγιση θα ήταν χρονοσειρά δεδομένων με όσο το δυνατό

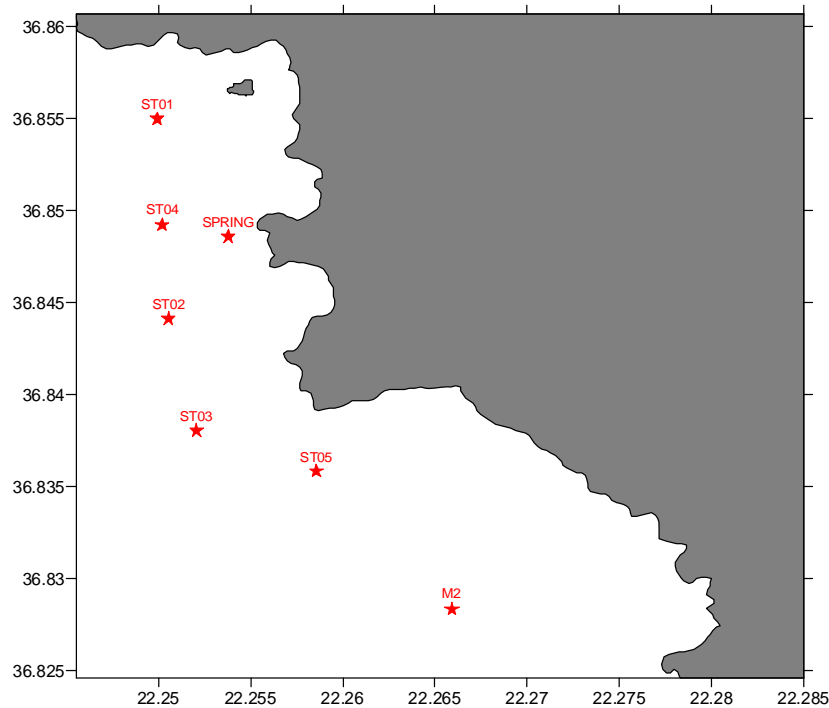
πιο συχνή δειγματοληψία. Οι πιο σημαντικές παράμετροι που ενδιέφεραν στο συγκεκριμένο έργο είναι η παροχή και η αλατότητα (ή αγωγιμότητα). Το χρονοδιάγραμμα των 9 επισκέψεων στο πεδίο που τελικά διαμορφώθηκε ήταν

- για το 2009: 20-23 /7, 31 /8 -2 /9, 7-9 /10 και 12-18 /11, ενώ
- για το 2010: 22-24 /1, 1-3 /3, 22-24 /3 , 10-13 /5 και 9-11 /6.



Σχήμα 3.9. Το αλιευτικό σκάφος 'Γιώργος' με το οποίο έγιναν οι δειγματοληψίες (πάνω) και το ιδιωτικό υδρογραφικό σκάφος 'Ωρίων' με το οποίο έγιναν οι βαθυμετρικές και γεωφυσικές μετρήσεις (κάτω), στον όρμο Καλογηριάς.

Η ομάδα υδρογραφίας επισκέφθηκε την περιοχή μελέτης στο διάστημα 5-7 Νοεμβρίου 2009, αλλά λόγω κακών καιρικών συνθηκών επέστρεψε χωρίς να εκτελέσει τις προβλεπόμενες εργασίες, που έγιναν στο διάστημα 12-14 Νοεμβρίου 2009 με το υδρογραφικό σκάφος 'Ωρίων', ενώ οι υπόλοιπες εργασίες πεδίου έγιναν με το ενοικιαζόμενο αλιευτικό σκάφος 'Γιώργος' (Σχήμα 3.9). Οι εργασίες αυτές περιλάμβαναν σε πρώτη φάση αυτόνομες καταδύσεις από την καταδυτική ομάδα του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ., με σκοπό την πόντιση ή ανέλκυση του μόνιμου πολυπαραμετρικού υποθαλάσσιου σταθμού και δειγματοληψίες νερού και ιζημάτων, ενώ ακολούθως οι εργασίες υλοποιούνταν από το σκάφος σε ένα δίκτυο σταθμών δειγματοληψίας (Σχήμα 3.10), όπου γίνονται συστηματικά μετρήσεις και δειγματοληψίες φυσικών, χημικών, βιολογικών και γεωλογικών παραμέτρων.

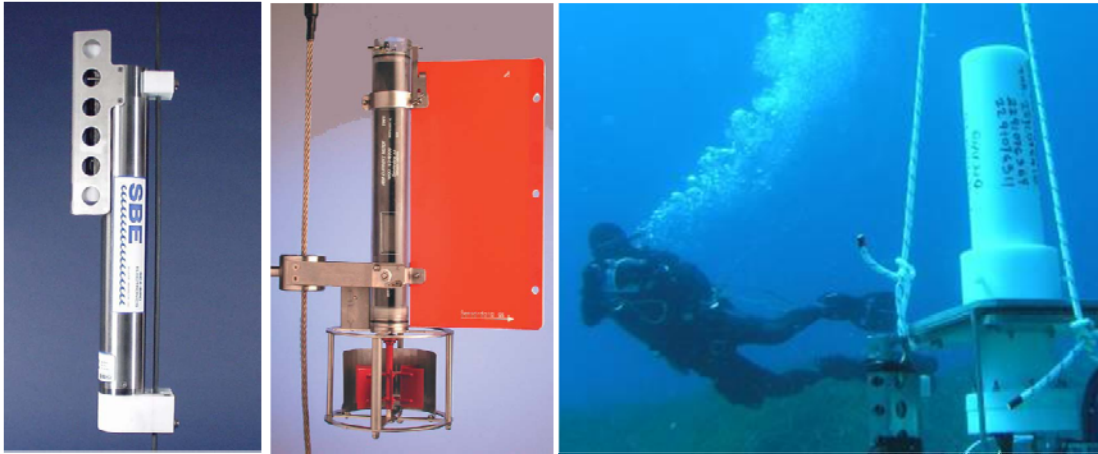


Σχήμα 3.10. Το δίκτυο των σταθμών δειγματοληψίας κατά μήκος των ακτών της Στούπας.

Όσο αναφορά το σχεδιασμό και την κατασκευή της μόνιμης υποθαλάσσιας μετρητικής διάταξης, διαμορφώθηκε ένα σετ αισθητήρων (Σχήμα 3.11), από νεοαποκτηθέν όσο και από υπάρχον εξοπλισμό, κατάλληλων για τις παραπάνω μετρήσεις και επιπλέον μερικές ακόμα επικουρικές. Συγκεκριμένα συμπεριλήφθηκαν:

1. Δύο αισθητήρες θερμοκρασίας-αγωγιμότητας (CT) μοντέλου SeaBird SBE 37- Inductive Modem MicroCAT, που διατέθηκαν για ένα χρόνο από το πρόγραμμα ΠΟΣΕΙΔΩΝ του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ.
2. Δύο Νορβηγικοί ρευματογράφοι Sensordata SD 6000, για τη μέτρηση της ταχύτητας της ροής (ροόμετρα) τροποποιημένοι ώστε να είναι μονοκατευθυντικοί και να έχουν ρότορα με καμπυλωμένες πλαστικές λεπίδες για μεγαλύτερη ευαισθησία σε κάθετες ροές νερού. Τα όργανα προγραμματίστηκαν να λαμβάνουν μία μέτρηση κάθε 30 λεπτά.
3. Ένα εξειδικευμένο υποθαλάσσιο αισθητήρα ραδιονουκλιδίων γ-ακτινοβολίας, ο οποίος καταγράφει μεγάλο φάσμα φυσικών και τεχνητών ραδιονουκλεϊδίων. Ο αισθητήρας είναι πρωτότυπος, έχει λάβει δίπλωμα ευρεσιτεχνίας και είναι σχεδιασμένος και κατασκευασμένος από τον Δρ. Χ. Τσαμπάρη. Η ΚΑΤΕΡΙΝΑ, όπως αποκαλείται, μπορεί να κάνει ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση μεταξύ άλλων του ^{40}K και το ^{222}Rn (από τους θυγατρικούς του πυρήνες ^{214}Pb και ^{214}Bi) το οποίο είναι εμπλουτισμένο στα υπόγεια νερά και μπορεί να δώσει δεδομένα σχετικά με

την παροχή του νερού και άλλες παραμέτρους, που βρίσκονται ακόμη σε ερευνητικό στάδιο. Ο αισθητήρας προγραμματίστηκε να καταγράφει πειραματικό φάσμα κάθε 12 ώρες, για αρκετές μέρες λειτουργίας (έως 25) λόγω της ενεργειακής του αυτονομίας.

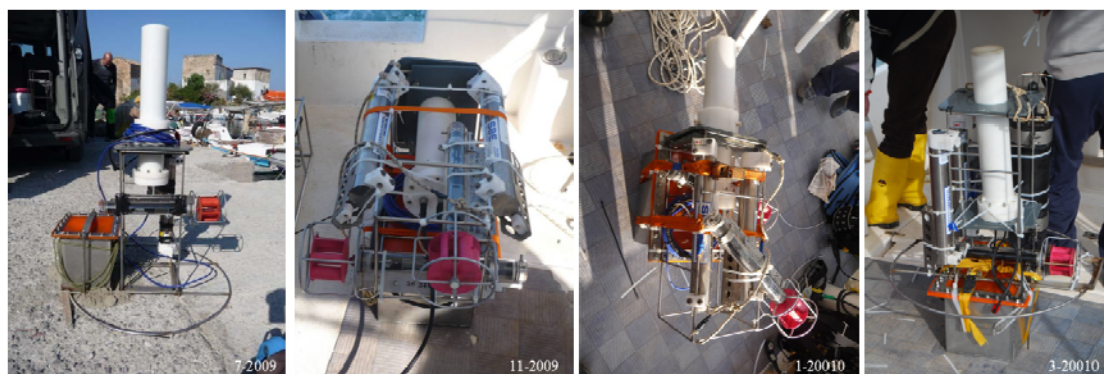


Σχήμα 3.11. Οι αισθητήρες θερμοκρασίας-αγωγιμότητας (αριστερά), μέτρησης ταχύτητας ροής (κέντρο) και γ-φασματοσκοπίας KATEPINA (δεξιά), που χρησιμοποιήθηκαν στον υποθαλάσσιο μετρητικό σταθμό.

Οι αισθητήρες τοποθετήθηκαν σε ανοξείδωτο ατσάλινο πλαίσιο σε διάφορες παραλλαγές, με σκοπό να χρησιμοποιηθεί το πλέον κατάλληλο, ανάλογα με τις συνθήκες πόντισης (Σχήμα 3.12). Στο πάτωμα του πλαισίου δημιουργήθηκε κατάλληλη εσοχή για την τοποθέτηση της μπαταρίας του συστήματος KATEPINA και βάρη για σταθεροποίηση της συστοιχίας. Οι υπόλοιποι αισθητήρες έχουν τις μπαταρίες εσωτερικά, ενώ όλοι οι αισθητήρες διαθέτουν αυτογραφική μνήμη για την καταγραφή των δεδομένων. Επιπλέον, μετά από την πρώτη πόντιση διαπιστώθηκε ότι η χρήση διπλών οργάνων θα ήταν χρήσιμη για τη συλλογή επιπλέον δεδομένων και για την αποφυγή απώλειας δεδομένων λόγω βλαβών ή άλλων προβλημάτων, οπότε σε κάθε περίπτωση που ήταν διαθέσιμοι 2 αισθητήρες χρησιμοποιούνταν συγχρόνως, ενδεχομένως με διαφορετικό προγραμματισμό χρόνου δειγματοληψίας.

Πρέπει να αναφερθεί δε, ότι κατά τις 4 τελευταίες ποντίσεις στο σταθμό συνελήφθηκε και πρότυπο υδρόφωνο (μαύρη κυλινδρική συσκευή τοποθετημένη πίσω αριστερά στην διάταξη του Μαρτίου 2010, Σχήμα 3.12), για καθαρά επιστημονική έρευνα, πέρα από τα πλαίσια του παρόντος έργου. Τέλος πρέπει να σημειωθεί ότι ενώ μέχρι και τις μετρήσεις του Οκτωβρίου ο μετρητικός σταθμός τοποθετούνταν στον πυθμένα όσο το δυνατόν πλησιέστερα στην εκβολή της ανάβλυσης, για τις υπόλοιπες ποντίσεις λόγω της μεγάλης ροής και για λόγους προστασίας των οργάνων,

διευκόλυνσης των δυτών αλλά και ακριβέστερης τοποθέτησης, ο σταθμός κρέμονταν με σχοινιά απο τον υπερκείμενο βράχο πάνω από το σημείο εκβολής.



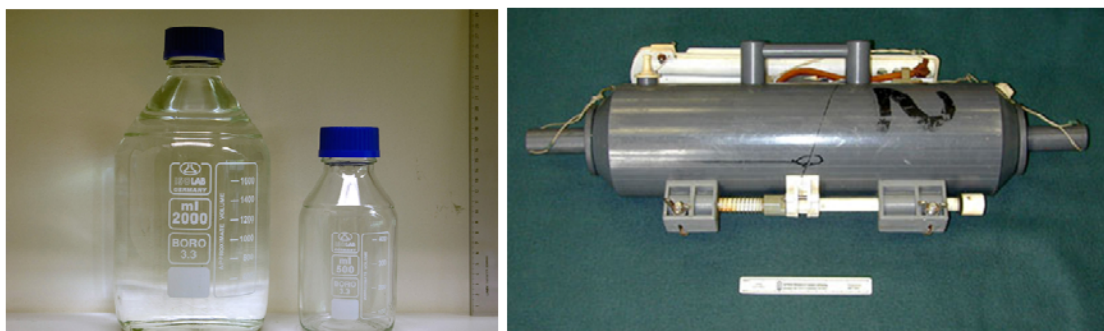
Σχήμα 3.12. Διάφορες διατάξεις του υποβρύχιου μετρητικού σταθμού πριν την πόντιση του.

3.4. Ραδιολογικές Δειγματοληψίες

Όπως ήδη έχει αναφερθεί και νωρίτερα στο κείμενο, στην εργασία αυτή αναλύονται και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που αφορούν στη ραδιολογική μελέτη για την εκτίμηση υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών της ανάβλυσης της Καλογριάς, εφαρμόζοντας μια σειρά από παλαιότερες αλλά και προτεινόμενες τεχνικές. Είναι απαραίτητο λοιπόν να γίνει αναλυτική περιγραφή του τρόπου και της χρονοσειράς των επιτόπιων δειγματοληψιών που αφορούν αποκλειστικά τη ραδιολογική μελέτη, για την περαιτέρω κατανόηση τόσο της τεχνικής και της μεθοδολογίας της έρευνας, όσο και των αποτελεσμάτων.

Οι ραδιολογικές δειγματοληψίες σχεδιάστηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να ανιχνευθούν και εν συνεχεία να προσδιοριστούν ποσοτικά: (α) τα ραδιοϊσότοπα του ραδίου ^{228}Ra , ^{226}Ra , και ^{224}Ra , (β) το ραδόνιο ^{222}Rn και (γ) το τρίτιο ^3H . Οι δειγματοληψίες πραγματοποιούνταν κατά την διάρκεια των ερευνητικών επισκέψεων για ένα χρόνο και συνολικά περιελάμβανε: (α) δείγματα νερού επιφανείας από την ανοιχτή θάλασσα και την περιοχή του κώνου της αναβάλλου σε διάφορα βάθη, από τους αυτοδύτες, (β) δείγματα από υπέργειες πηγές σε όλο το εύρος της περιοχής της Στούπας, συλλεγμένα από την ερευνητική ομάδα της Υδρολογίας και της Περιβαλλοντικής Ραδιενέργειας που πήρε μέρος στην έρευνα, καθώς και (γ) συλλεγμένο βρόχινο νερό, που συγκεντρώνονταν κατά την διάρκεια όλου του έτους από συνεργάτες της ερευνητικής ομάδας, που διαμένουν στην περιοχή.

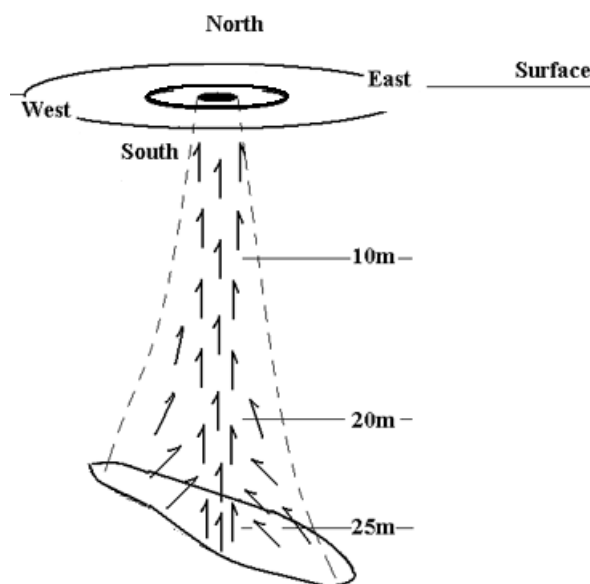
Οι δειγματοληψίες στην θάλασσα πραγματοποιούνταν από τους δύτες της ομάδας στα διάφορα βάθη χρησιμοποιώντας ειδικές φιάλες NISKIN των 8 L. Οι φιάλες αυτές παραμένουν ανοιχτές στα δύο άκρα τους καθ' όλη τη διάρκεια της κατάδυσης και κλείνονται μηχανικά και από τις δύο μεριές στο συγκεκριμένο βάθος επιλογής. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το νερό που συλλέγεται με αυτό τον τρόπο να δίνει τον μέσο όρο της συγκέντρωσης των ζητούμενων ραδιονουκλιδίων. Επιπλέον πιο σημειακές μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με χρήση γυάλινων δοχείων τύπου pyrex με αντοχή στην αύξηση της πίεσης ποσοτήτων 600 mL στα αρχικά στάδια της μελέτης και 2.1 L στη συνέχεια. Τα δοχεία παρέμεναν κλειστά κατά την κατάδυση μέχρι το σημείο της δειγματοληψίας, όπου και πληρώνονταν με νερό και σφραγίζονταν ερμητικά. Οι υπόλοιπες δειγματοληψίες νερού πραγματοποιήθηκαν με χρήση κοινών πλαστικών μπουκαλιών του 1.5 L. Όλα τα σκεύη ξεπλένονταν με απιονισμένο νερό (MilliQ) πριν την χρήση τους, για την απομάκρυνση τυχών επικαθισμένων αλάτων.



Σχήμα 3.13. Τα δοχεία Pyrex των 0.6 L και 2 L (αριστερά) και φιάλη τύπου NISKIN των 8 L (δεξιά), που χρησιμοποιήθηκαν στις υποθαλάσσιες δειγματοληψίες από τους αυτοδύτες.

Σχετικά με τα ραδιοϊσότοπα του ραδίου ^{228}Ra και ^{224}Ra , όπως περιγράφηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 2), αναφέρθηκε ότι μπορεί να γίνει μία εκτίμηση του χρόνου παραμονής του νερού στον υπόγειο αγωγό πριν να καταλήξει στον υπό εξέταση ανάβαλο. Η εκτίμηση του χρόνου παραμονής βασίζεται στους λόγους (ratios) της συγκεντρώσεως ενεργότητας (ραδιενέργειας) του ενός ως προς το άλλο ραδιοϊσότοπο, έτσι όπως μετράται σε σημείο όσο το δυνατό εγγύτερα στην έξοδο της υποθαλάσσιας ανάβλυσης (flux) και στον χώρο γύρω από την ανάβλυση όπου τα ραδιονουκλίδια δημιουργούν περιοχές συσσώρευσης λόγω της εκβολής του υπόγειου νερού (inventory). Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα δοχεία τύπου pyrex των 600 mL στα αρχικά στάδια της μελέτης και 2 L στη συνέχεια, για λόγους βελτίωσης της ανιχνευτικής ικανότητας. Ως σημεία δειγματοληψίας ορίστηκαν η υποθαλάσσια

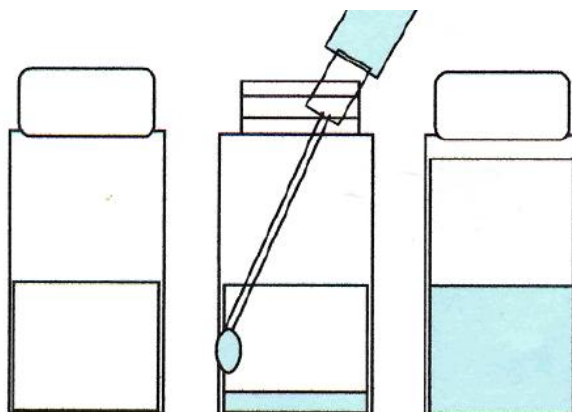
έξοδος της ανάβλυσης σε βάθος 25m και ένα τυχαίο σημείο συσσώρευσης σε βάθος 10m στο χώρο γύρω από τον κώνο που δημιουργεί το εκβαλλόμενο νερό καθώς ανέρχεται προς την επιφάνεια. Πρέπει επίσης να επισημανθεί ότι σε ορισμένες περιπτώσεις, λόγω αδυναμίας προσέγγισης της πηγής και της δυσκολίας της διαδικασίας πλήρωσης των φιαλών από τους δύτες, οι δειγματοληψίες πραγματοποιούνταν πρώτα με φιάλες NISKIN και κατόπιν μέρος νερού συλλέγονταν στις γυάλινες φιάλες στο κατάστρωμα του πλοίου. Στη συνέχεια, τα δείγματα μεταφέρονταν στο εργαστήριο Περιβαλλοντικής Ραδιενέργειας του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ., όπου και πραγματοποιούνταν η μέτρηση τους, από σύστημα γ-φασματοσκοπίας υψηλής καθαρότητας γερμανίου (HPGe).



Σχήμα 3.14. Θέσεις δειγματοληψίας στην ανάβλο της υποθαλάσσιας πηγής της Καλογριάς.

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τον προσδιορισμό του ραδονίου ^{222}Rn και του ραδίου ^{226}Ra , ήταν διαφορετική καθώς βασίζονταν στην α-φασματοσκοπία. Σε αυτή την περίπτωση, καθ' όλη τη διάρκεια της μελέτης πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία νερού από βάθη 25m, 20m, 10m καθώς και από την επιφάνεια της θάλασσας (Σχήμα 3.14). Το νερό προέρχεται από τις φιάλες NISKIN που έγινε συλλογή του δείγματος με φαρμακευτικές σύριγγες μίας χρήσης και με τέτοιο τρόπο ώστε να μην εισέρχεται μέσα στην σύριγγα αέρας, ούτε όμως και να έχει έρθει σε επαφή μαζί του. Ο λόγος είναι η αποφυγή διαφυγής του αερίου ραδονίου και κατ' επέκταση η υποεκτίμηση της περιεκτικότητας του. Ποσότητα ακριβώς 10 mL διοχετεύονταν αργά και με προσοχή ώστε να μην υπάρχουν φυσαλίδες αέρα μέσα στη σύριγγα, αμέσως σε πλαστικό φιαλίδιο που περιέχει μέσα ήδη ποσότητα 10mL υγρού οργανικού σπινθηριστή και κλείνονταν ερμητικά για την αποφυγή διαφυγής του αερίου. Τα δείγματα μεταφέρονται εντός 24 ωρών προς μέτρηση στο εργαστήριο του Κέντρου Ραδιοχρονολόγησης του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Η εκτίμηση της συγκεντρώσεως του αερίου ραδονίου πραγματοποιούνταν άμεσα μέσω της ανίχνευσης ακτινοβολίας άλφα με τη χρήση ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή (Liquid Scintillator

Counter), που λόγω του μικρού χρόνου ημιζωής του (3.82 d) έρχεται σε κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας με τα θυγατρικά του σε λίγες ώρες.



Σχήμα 3.15. Γράφημα της μεθοδολογίας συλλογής δείγματος νερού για μέτρηση με ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή (LSC).

Το ράδιο ^{226}Ra , που είναι ο μητρικός πυρήνας του ραδονίου ^{222}Rn , μετράται κατόπιν και αυτό με α -φασματοσκοπία, στα ίδια δείγματα νερού που συλλέγονται για την εκτίμηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου, μετά την μέτρησή τους, αφού πρώτα φυλαχθούν ερμητικά κλειστά για χρονικό διάστημα τουλάχιστον 25 ημερών. Κατά το διάστημα αυτό εντός του δείγματος η συγκέντρωση του ραδονίου η οποία εισήλθε στην ποσότητα του δείγματος ως αποτέλεσμα της διαχύσεώς του από το υπέδαφος προς το υπόγειο νερό σταδιακά ελαττώνεται στο 1% της αρχικής μετά το πέρας των 25 ημερών, σύμφωνα με το νόμο της ραδιενεργού μεταστοιχείωσης. Ταυτόχρονα, το ράδιο που περιέχεται στο δείγμα μεταστοιχειώνεται σε ραδόνιο του οποίου η συγκέντρωση σταδιακά αυξάνει τόσο ώστε είναι σχεδόν ίση ($\approx 99\%$) με αυτήν του μητρικού ραδίου μετά από 25 ημέρες, καθιστώντας δυνατό τον έμμεσο προσδιορισμό του ^{226}Ra .

Τέλος, οι μετρήσεις του τριτίου ^3H πραγματοποιήθηκαν με χρήση ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή, αλλά μεσω β -φασματοσκοπίας. Ως δείγματα ελήφθησαν ποσότητες νερού των 100 mL από παράκτια και υποθαλάσσια σημεία και ποσότητες βροχής στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Τα δείγματα υπέστησαν εργαστηριακή επεξεργασία μέχρι να προκύψουν μερικά mL με στόχο την απομάκρυνση των αλάτων του νερού. Με τον τρόπο αυτό ελαττώνεται σημαντικά το υπόβαθρο της μέτρησης από β -ακτινοβολία κυρίως του ^{40}K και γίνεται δυνατή η ανίχνευση ακόμα και μικρών συγκεντρώσεων του τριτίου στο νερό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ

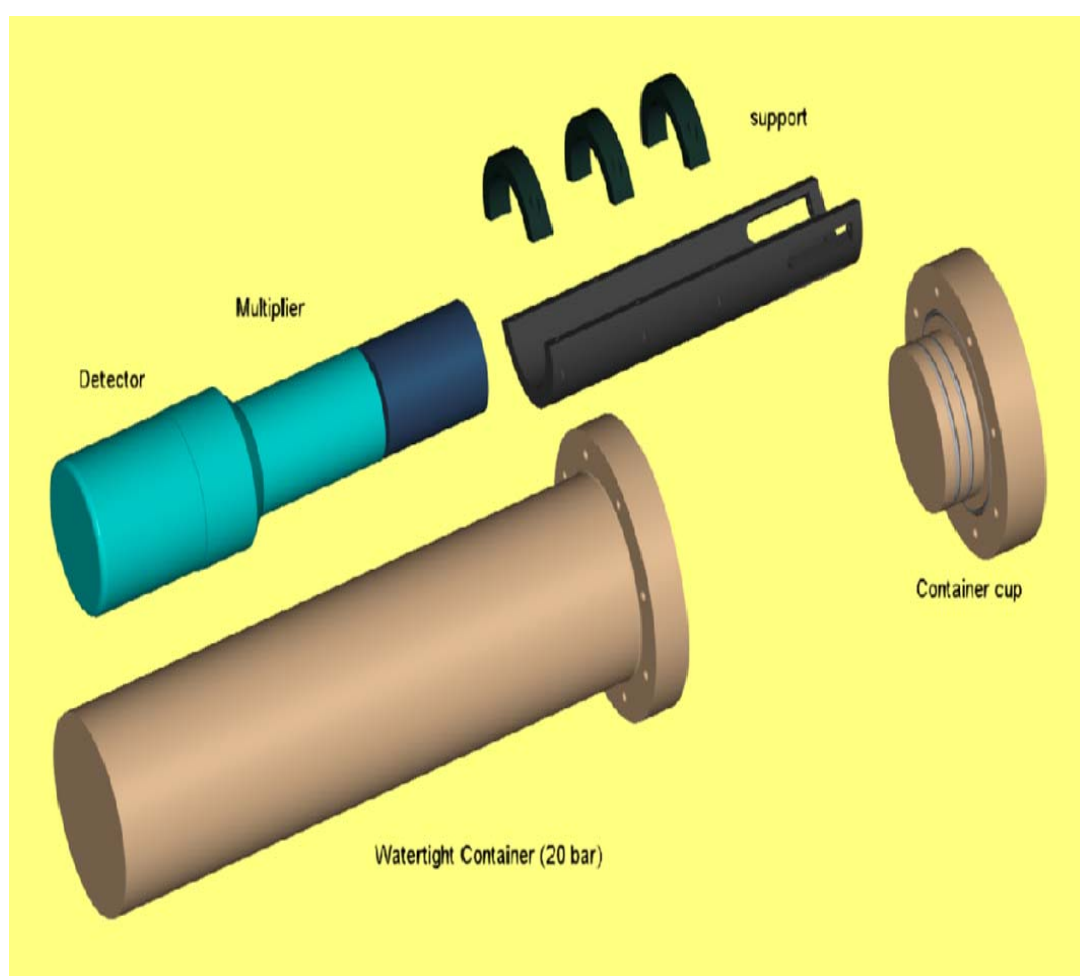
ΠΥΡΗΝΙΚΗΣ ΦΑΣΜΑΤΟΣΚΟΠΙΑΣ

Τα δείγματα νερού που συλλέχθηκαν από την περιοχή μελέτης αλλά και οι εργασίες πεδίου στη Στούπα, που πραγματοποιήθηκαν από την ομάδα Περιβαλλοντικής Ραδιενέργειας του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε., είχαν ως στόχο τον ποιοτικό και ποσοτικό προσδιορισμό ραδιενεργών στοιχείων που υπάρχουν στο νερό. Για να πραγματοποιηθεί κάτι τέτοιο η πιο ενδεδειγμένη λύση είναι η πυρηνική φασματοσκοπία. Αυτό περιλαμβάνει την καταμέτρηση και καταγραφή της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας από τους ραδιενεργούς πυρήνες κατά την αυτοδιέγερσή τους, υπό μορφή ενεργειακού φάσματος. Η συλλογή τέτοιων φασμάτων πραγματοποιήθηκε από διαφορετικά ανιχνευτικά συστήματα, ανάλογα το είδος της ακτινοβολίας, την περιεκτικότητα του προς ανίχνευση ραδιοϊσοτόπου, αλλά και τις συνθήκες μέτρησης.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται αναλυτικά τα ανιχνευτικά συστήματα που χρησιμοποιήθηκαν, τα βασικά τους χαρακτηριστικά και η φασματοσκοπική διαδικασία που ακολουθήθηκε για την συλλογή των πειραματικών δεδομένων. Αρχικά παρουσιάζεται ο υποβρύχιος ανιχνευτής ιωδιούχου νατρίου (NaI) γ -ακτινοβολίας KATERINA, που χρησιμοποιήθηκε στις *in situ* μετρήσεις στην ανάβλυση της Καλογριάς και παρείχε πειραματικά φάσματα καθ' όλη τη διάρκεια της μελέτης. Κατόπιν περιγράφεται η ανίχνευση ραδιοϊσοτόπων με τη μέθοδο της ολικής άλφα και βήτα φασματοσκοπίας με χρήση υπερευαίσθητου μετρητή υγρού σπινθηρισμού (LSA), σε δείγματα νερού από την ευρύτερη περιοχή της Στούπας. Τέλος, μετρήσεις γ -φασματοσκοπίας πραγματοποιήθηκαν και σε δείγματα νερού από δυο διαφορετικά σημεία της ανάβαλου της ανάβλυσης, με την χρήση ανιχνευτή γερμανίου υψηλής καθαρότητας (HPGe). Σε αυτό το σημείο παρουσιάζεται αναλυτικά και η προτεινόμενη μεθοδολογία έμμεσου ποιοτικού και ποσοτικού προσδιορισμού ραδιονουκλιδίων του ραδίου στο νερό, για δύο διαφορετικές χωρικές γεωμετρίες, με γ -φασματοσκοπία.

4.1. Υποβρύχιος Ανιχνευτής Ιωδιούχου Νατρίου (NaI) KATERINA

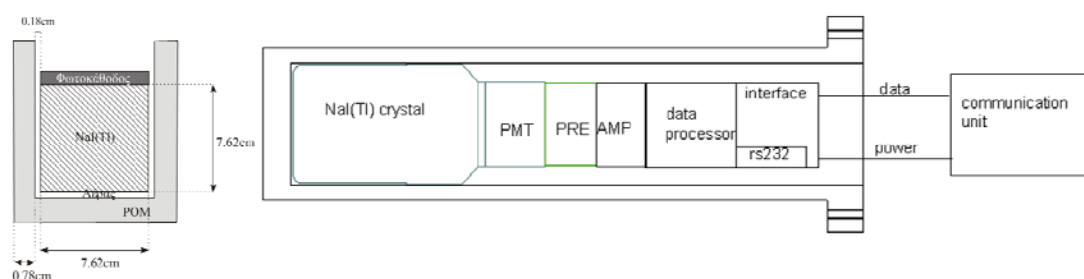
Μέρος των εργασιών πεδίου της μελέτης, ήταν η πόντιση μετρητικού σταθμού στο σημείο της ανάβλυσης της υποθαλάσσιας πηγής, που περιελάμβανε και το φασματόμετρο KATERINA. Το ανιχνευτικό σύστημα KATERINA χρησιμοποιείται για την υποθαλάσσια επιτόπια μέτρηση ραδιενέργειας και αποτελεί πρωτότυπο φασματόμετρο ακτίνων-γ που αναπτύχθηκε στο ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε [Ts 2008], με σκοπό τη μέτρηση ραδιοϊσοτόπων (φυσικών και τεχνητών) χαμηλής συγκέντρωσης στο θαλάσσιο περιβάλλον, για εφαρμογές ωκεανογραφίας και ραδιοπροστασίας.



Σχήμα 4.1. Τρισδιάστατη απεικόνιση τους εξωτερικού και εσωτερικού του συστήματος υποβρύχιας φασματοσκοπίας KATERINA.

Ένα στεγανό κυλινδρικό περίβλημα (85 mm × 550 mm) από ακετάλ ($C_7H_{14}O_2$) στεγάζει το σύστημα του κρυστάλλου ανίχνευσης μαζί με τα ανάλογα ηλεκτρονικά (Σχήμα 4.1). Τα ηλεκτρονικά είναι κατάλληλα σχεδιασμένα ώστε να μπορούν να εγκατασταθούν μέσα στο προστατευτικό κάλυμμα του ανιχνευτή (85x550mm) και η

κατανάλωση ισχύος να είναι μικρή (~1.2-1.4 W). Ο θάλαμος έχει σχεδιαστεί για να προσφέρει συνεχή λειτουργία έως και σε 400 m βάθος, ενώ η επιλογή του υλικού του περιβλήματος έγινε με βάση την ελάχιστη απορρόφηση ακτίνων γάμμα – λόγω της χαμηλής του πυκνότητας (0.825 gr/cm³) – και την ανοχή του στην πίεση. Το πολυμερές περιβάλλει τον κρύσταλλο και είναι κυλινδρικού σχήματος με ακτίνα 7.8 mm, ενώ ανάμεσα στο πολυμερές αυτό και τον κρύσταλλο υπάρχει αέρας 1.8 mm (Σχήμα 4.2). Οι παράμετροι των διατάξεων στο εσωτερικό του κυλίνδρου (διάμετρος, πάχος, υλικό, ανθεκτικότητα, μέγιστη απόκλιση, κλπ.) υπολογίστηκαν σύμφωνα με το πρόγραμμα Seal Design (Apple Rubber Products Inc.), για βέλτιστη απόδοση και στεγανοποίηση.



Σχήμα 4.2. Σχηματικά διάγραμμα του περιβλήματος του κρυστάλλου (αριστερά) και του συστήματος του ανιχνευτή KATERINA.

Το σύστημα αποτελείται από ένα 3" × 3" κρύσταλλο NaI(Tl), που συνδέεται με φωτοπολλαπλασιαστή (PMT), με προενισχυτή (PRE) και παροχή ηλεκτρικού ρεύματος, μαζί με τα κατάλληλα ηλεκτρονικά για την ενίσχυση των σημάτων και την αποθήκευση δεδομένων (Σχήμα 4.2). Η έξοδος του προενισχυτή συνδέεται με ενισχυτή (AMP) διαμόρφωσης σήματος ειδικά σχεδιασμένα για υποβρύχιες εφαρμογές. Το σήμα εξόδου του ενισχυτή εισάγεται σε πολυκάναλο αναλυτή (MCA) και στη συνέχεια, αφού το σήμα μετατραπεί σε ψηφιακό με κατάλληλο μετατροπέα (ADC), αποθηκεύεται σε ειδική μνήμη με μικροελεγκτή (RS232) που είναι ενσωματωμένα στο σύστημα, ώστε να είναι ανεξάρτητο από οποιοδήποτε σύνδεση με υπολογιστή. Η διαμόρφωση του χρόνου του παλμού (shaping time), η διόρθωση της μορφής του (pole-zero cancellation) και η αποκατάσταση του υποβάθρου (base-line restoration) είναι ρυθμιζόμενες για την επίτευξη υψηλών επιδόσεων του συστήματος (βέλτιστη ενεργειακή διακριτική ικανότητα, ενεργειακή απόδοση και νεκρό χρόνο συλλογής δεδομένων), ενώ τα γενικά χαρακτηριστικά του συστήματος παρουσιάζονται στο παρακάτω πίνακα.

Τύπος αισθητήρα	3" × 3" NaI(Tl)
Ενεργειακό εύρος	Διευθετήσιμη μέγιστη και ελάχιστη ενέργεια ανίχνευσης (με τη μέγιστη τιμή 3000 keV)
ADC	Διαδοχική προσέγγιση 10bit
Υψηλή τάση	Εσωτερικά ελεγχόμενη 100-1200V
Φασματοσκοπία	Διευθετήσιμα 256, 512 ή 1024 κανάλιων
Ενίσχυση	Εσωτερικά ελεγχόμενη Τάση λειτουργίας 9-18V Μέθοδος διαμόρφωσης CR-(RC) ² Χρόνος διαμόρφωση 590ns – 7μs Είσοδος Μονοπολικός (- / +) Είσοδος αντίστασης 50Ω / 93Ω Απολαβή 10 - 100db
Νεκρός χρόνος	<0.5% στο υδάτινο περιβάλλον
Ενεργειακή διακριτική ικανότητα (140.5 keV)	10%
Ενεργειακή διακριτική ικανότητα (661.6 keV)	6.5 %
Θερμοκρασία λειτουργίας	-5°C έως +50°C
Κατανάλωση	1.2-1.4W
Έξοδος	Χρόνος, ημερομηνία, cps, φάσμα, νεκρός χρόνος
Προστατευτικό κάλυμμα	Σχήμα "κύλινδρος", υλικό "acetal"

Πίνακας 4.1. Τεχνικά χαρακτηριστικά του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA.

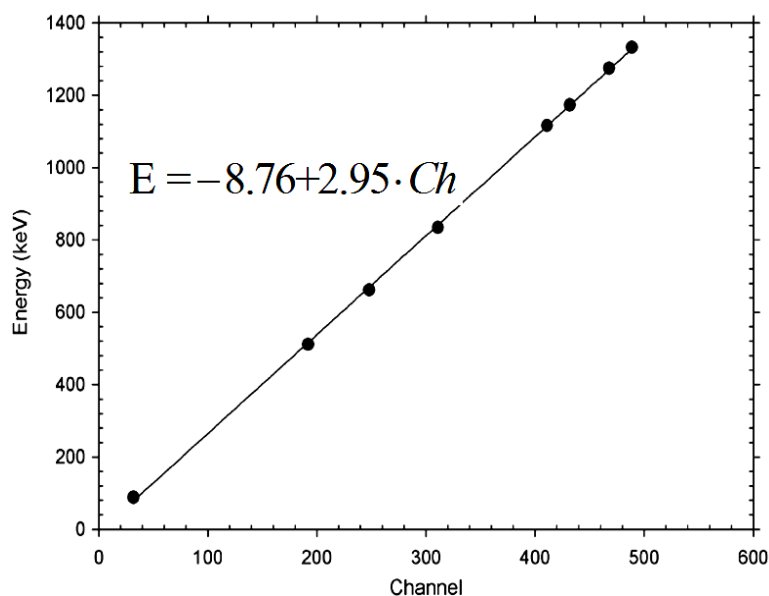
Το σύστημα έχει βαθμονομηθεί στο εργαστήριο όσο αναφορά την ενέργεια (energy calibration), την ενεργειακή του διαχωριστική ικανότητα (FWHM calibration) και την απόδοση του (efficiency), με 7 σημειακές πηγές αναφοράς σε απόσταση 31.1 cm, που καλύπτουν το ενεργειακό φάσμα λειτουργίας [Ts 2008]. Με την κατάλληλη προσαρμογή γνωστών από την βιβλιογραφία συναρτήσεων κατέστη δυνατός ο υπολογισμός των παραπάνω μεγεθών για οποιαδήποτε ενέργεια, ενώ διαπιστώθηκε πειραματικά ότι η βαθμονόμηση της ενέργειας και του FWHM δεν επηρεάζεται ούτε από την επένδυση με ακετάλ ούτε όμως και στο νερό. Αντίθετα η απόδοση του συστήματος μειώνεται δραστικά στο νερό λόγω της ενδοαπορρόφησης των φωτονίων σε αυτό. Η απόσταση που διανύει ένα φωτόνιο μέσα στο νερό έως ότου απορροφηθεί τελείως από αυτό εξαρτάται από την ενέργειά του και υποθέτοντας σφαιρική συμμετρία προκύπτει ο ενεργός όγκος (effective volume) V_{eff} του φωτονίου, που εκφράζει πρακτικά τον όγκο μέσα στον οποίο μπορεί να ανιχνεύσει το φασματομέτρο γάμμα ακτινοβολία και εξαρτάται από την ενέργεια, σύμφωνα με την σχέση:

$$V_{eff} = \frac{4\pi}{3} \left(\frac{\ln 2}{\mu(E)} \right)^3 \quad (4.1)$$

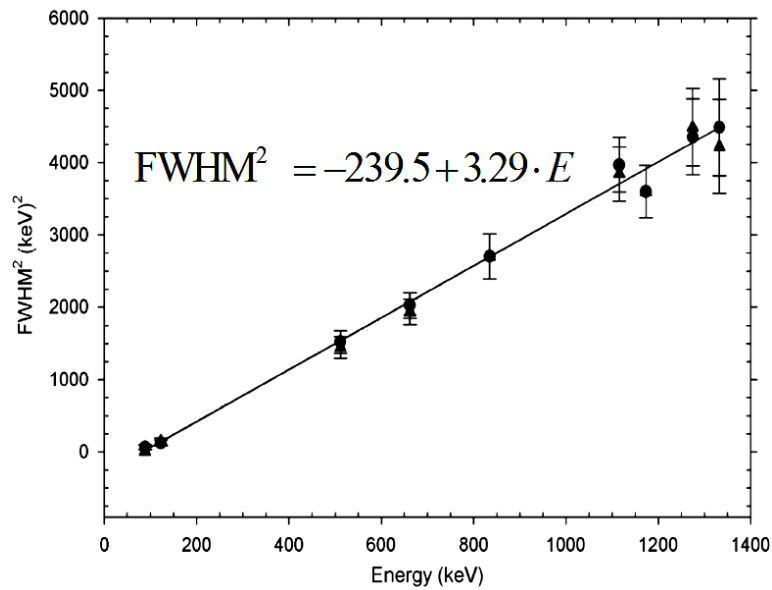
$$\mu(E) = 0.03475 + 0.09248e^{-\frac{E}{1.06952}} + 0.09653e^{-\frac{E}{0.1529}}$$

όπου ο ενεργός όγκος V_{eff} μετράται σε m^3 και η $\mu(E)$ ο ολικός συντελεστής απορρόφησης νερό σε cm^{-1} [Μπ 2008]. Είναι προφανές ότι όταν ένα φωτόνιο συγκεκριμένης ενέργειας βρίσκεται έξω από τον ενεργό όγκο, που αντιστοιχεί σε αυτή την ενέργεια τότε αυτό δεν πρόκειται ποτέ να φτάσει στο κέντρο του σφαιρικού όγκου, που βρίσκεται και ο ανιχνευτής.

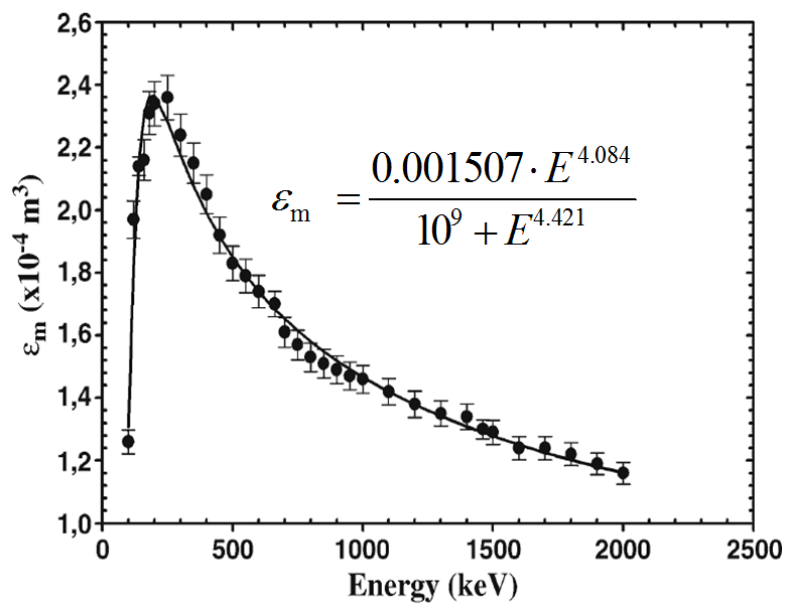
Με βάση την παραπάνω σχέση και δεδομένου του ότι η ειδική ενεργότητα ενός ραδιονουκλιδίου διαλυμένου στο νερό εξαρτάται και από τον όγκο του διαλύματος που ανιχνεύεται, ορίζεται η απόδοση στο υδάτινο περιβάλλον (marine efficiency) ε_m για το ανιχνευτικό σύστημα: $\varepsilon_m(m^3) = \varepsilon \cdot V_{eff}$ [Ba 2009b]. Το σύστημα KATERINA βαθμονομήθηκε πειραματικά για απόδοσή του στο νερό με χρήση 4 ραδιονουκλιδίων, που διαλύθηκαν σε κατάλληλα διαμορφωμένη δεξαμενή νερού ($5.5 m^3$), ενώ πραγματοποιήθηκαν και προσομοιώσεις με κώδικα Monte Carlo (Geant4) για προσδιορισμό της απόδοσης σε όλο το εύρος ενεργειών που λειτουργεί ο ανιχνευτής. Από τα πειραματικά και θεωρητικά δεδομένα προέκυψε και η καμπύλη απόδοσης του ανιχνευτή στη θάλασσα, μετά από την προσαρμογή της κατάλληλης θεωρητικής εμπειρικής συνάρτησης [De 1988].



Σχήμα 4.3α. Γραφική παράσταση των πειραματικών τιμών και της καμπύλης της ενεργειακής βαθμονόμησης του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA στο νερό.



Σχήμα 4.3β. Γραφική παράσταση των πειραματικών τιμών και της καμπύλης της ενεργειακής διακριτικής ικανότητας του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA σε υδάτινο περιβάλλον (θάλασσα, λίμνη).



Σχήμα 4.3γ. Γραφική παράσταση των πειραματικών και προσομοιωμένων δεδομένων, με την καμπύλη προσαρμογής της αντίστοιχης εμπειρικής συνάρτησης της απόδοσης του ανιχνευτικού συστήματος KATERINA στο νερό. Οι τιμές των σταθερών σε όλες τις περιπτώσεις αν και ευμετάβλητες ανάλογα με τις συνθήκες μέτρησης και των τεχνικών ρυθμίσεων, παρουσιάζουν μόνο μικρές αποκλίσεις.

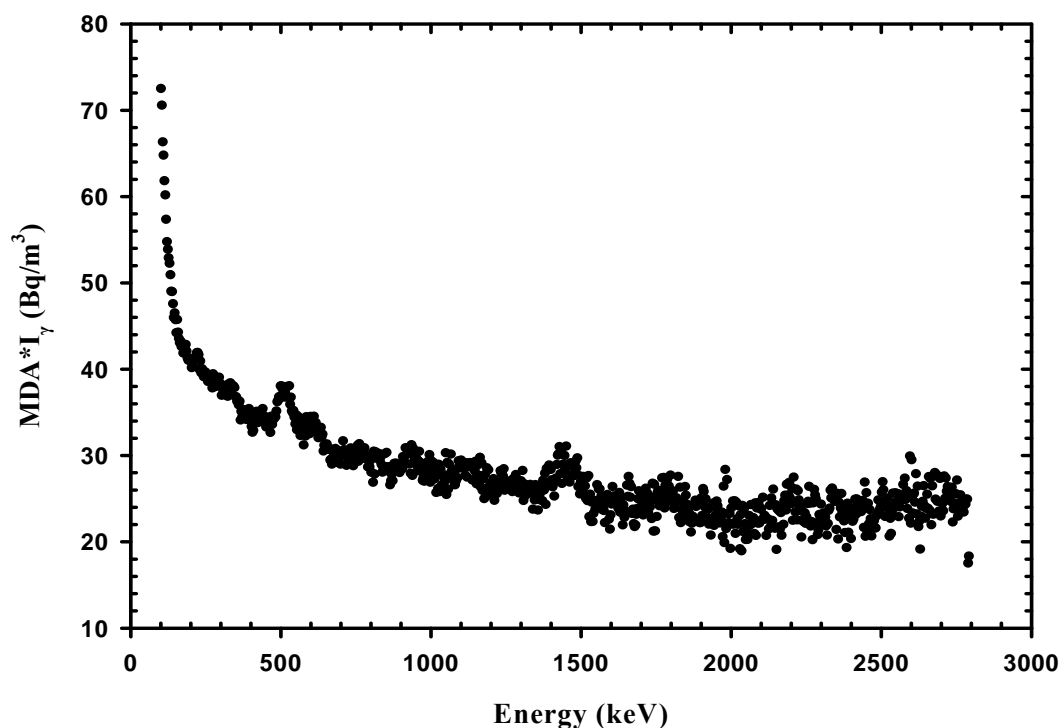
Ένα ακόμα κριτήριο όμως στη φασματοσκοπία ακτίνων-γ είναι η ελάχιστη ανιχνεύσιμη ενεργότητα (MDA), που καθορίζεται ποιοτικά ως “το μικρότερο ποσό ενεργότητας ραδιονουκλιδίου που μπορεί να ανιχνευθεί αξιόπιστα από το σύστημα ανίχνευσης λαμβάνοντας υπόψη τις συνθήκες μέτρησης” [Ni 2001]. Με βάση τη μέθοδο που αναπτύχθηκε από τον Currie για τον υπολογισμό της ελάχιστης ανιχνεύσιμης ενεργότητας [Cu 1968], με τις κατάλληλες μετατροπές προκύπτει και ο

αντίστοιχος τύπος για τον προσδιορισμό του MDA στο υδάτινο περιβάλλον [Μπ 2008], μετά από την ανάλυση πειραματικού φάσματος υποβάθρου:

$$MDA = \frac{L_D}{\varepsilon \cdot V \cdot I_\gamma \cdot T} \quad (4.2)$$

όπου το MDA μετράται σε Bq/m³, L_D το όριο ανίχνευσης (detection limit) που εξαρτάται από αριθμός των γεγονότων του υποβάθρου B στην φασματική περιοχή ενδιαφέροντος (ROI), $\varepsilon \cdot V$ η απόδοση του ανιχνευτικού συστήματος στο υδάτινο περιβάλλον (marine efficiency), I_γ η ένταση της ακτίνας-γ και T ο χρόνος μέτρησης του πειραματικού φάσματος [Μπ 2008].

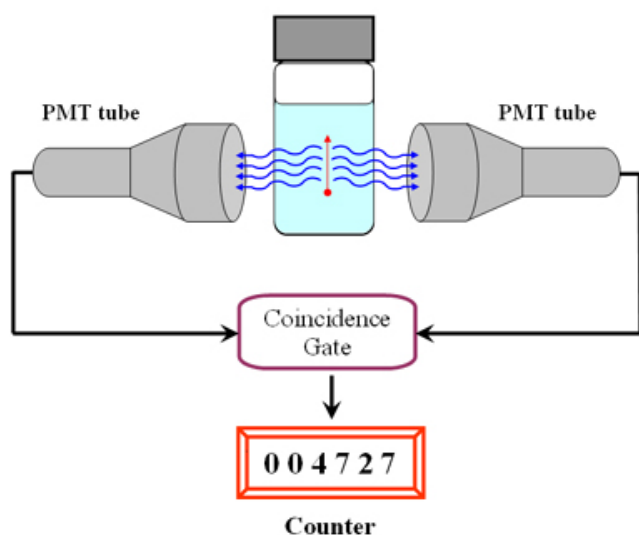
Με την ανάλυση του υποβάθρου ενός φάσματος στο νερό και την παραπάνω σχέση, είναι δυνατό να προσδιοριστεί η ικανότητα του συστήματος να ανιχνεύσει κάποια επιπλέον ενεργότητα ενός ραδιονουκλιδίου σε συγκεκριμένο χρόνο. Κατόπιν είναι εφικτό να πραγματοποιηθούν ακριβείς και αξιόπιστες, ποσοτικές και ποιοτικές μετρήσεις ραδιονουκλιδίων στο νερό, μέσω τις ανίχνευσης των κύριων φωτοκορυφών του.



Σχήμα 4.4. Γραφική παράσταση της μεταβολής του γινομένου $MDA \cdot I_\gamma$ συναρτήσει της ενέργειας των ακτίνων-γ, για φάσμα 12 h στη θάλασσα.

4.2. Υπερευαίσθητος Αναλυτής Υγρού Σπινθηρισμού (LSA)

Οι μετρήσεις ολικής α και β ραδιενέργειας της μελέτης, πραγματοποιήθηκαν με την μέθοδο του υγρού σπινθηρισμού στο εργαστήριο του Κέντρου Ραδιοχρονολόγησης του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Το σύστημα ανίχνευσης και καταγραφής σπινθηρισμών ήταν το Tri-Carb 3170TR/SL της Perkin Elmer. Πρόκειται για υπερευαίσθητο αναλυτή υγρού σπινθηρισμού (Liquid Scintillation Analyzer, LCA) τύπου Packard με δυνατότητα μέτρησης χαμηλού υποβάθρου. Ο εν λόγω ανιχνευτής υγρού σπινθηρισμού διαθέτει δύο φωτοπολλαπλασιαστές, οι οποίοι είναι τοποθετημένοι εκατέρωθεν της θέσης, όπου εισέρχεται το φιαλίδιο με το δείγμα και τον σπινθηριστή για μέτρηση (Σχήμα 4.6). Το χαμηλό υπόβαθρο επιτυγχάνεται με την



Σχήμα 4.6. Σχηματική αναπαράσταση της μεθόδου ανίχνευσης α και β ακτινοβολίας σε δείγματα νερού από ένα μετρητή υγρού σπινθηρισμού (LSC).

ακτινοβολία υποβάθρου (κοσμική και περιβάλλοντος) με την κατάλληλη προσθήκη θωράκισης, που αποτελείται από τμήματα μολύβδου, τα οποία περιβάλλουν φιαλίδιο και φωτοπολλαπλασιαστές. Τα δείγματα μεταφέρονται στον ανιχνευτικό χώρο με αυτόματο σύστημα μεταφοράς δειγμάτων, που μπορεί να διαχειριστεί έως και 600 δείγματα, με διαφορετικά προγράμματα μέτρησης και καταγραφής των φασμάτων (Σχήμα 4.7).

Ο μετρητής διαθέτει ενσωματωμένο υπολογιστικό σύστημα με δυνατότητα σύνδεσης σε δίκτυο. Το υπολογιστικό σύστημα λειτουργεί σε περιβάλλον Windows NT. Το ανιχνευτικό σύστημα ελέγχεται από ηλεκτρονικό υπολογιστή, ο οποίος με την βοήθεια του λογισμικού QuantaSmart που καθορίζει τις παραμέτρους ανίχνευσης,

τεχνολογία ανάλυσης χρόνου (time-resolved liquid scintillation counting) καθώς και την ύπαρξη δύο κρυστάλλων οξειδίου βισμούθιου-γερμανίου (BGO), οι οποίοι περιβάλλουν την περιοχή όπου τοποθετείται το προς μέτρηση δείγμα, για την αποτελεσματικότερη προστασία των μετρήσεων από την κοσμική ακτινοβολία. Η όλη περιοχή των μετρήσεων απομονώνεται επιπλέον από την

συλλογής, καταγραφής και αποθήκευσης των μετρήσεων σε αρχεία, τα οποία στη συνέχεια μπορούν να αναλυθούν για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης ραδιενέργειας του δείγματος. Η συσκευή μπορεί να λειτουργήσει για την ανίχνευση άλφα και βήτα ακτινοβολίας και την συλλογή και αποθήκευση των αντίστοιχων φασμάτων σε διαφορετικά αρχεία για περαιτέρω ανάλυση βάσει πρωτοκόλλων, οι παράμετροι των οποίων καθορίζονται από τον χειριστή του οργάνου ανάλογα με τις ανάγκες της κάθε μέτρησης.



Σχήμα 4.7. Ο υπερευαίσθητος αναλυτής υγρού σπινθηρισμού (LCA) Tri-Carb 3170TR/SL.

Κύρια χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου ανιχνευτή είναι η αυτόματη βαθμονόμηση και το ότι παρακολουθείται με πρότυπο αναγνώρισης ιχνηθετών NIST. Αυτό εξασφαλίζει πλήρη τήρηση των δεδομένων με τα διεθνή στάνταρ Good Laboratory Procedures (GLP) και Good Automated Laboratory Procedures (GALP). Οι μετρήσεις απόλυτης ενεργότητας (σε dpm) των ραδιονουκλιδίων πραγματοποιούνται με τις τεχνικές Direct DPM3 και AEC, που αυτόματα αντισταθμίζουν για τις απώλειες στην απόδοση λόγω σφαλμάτων καταμέτρησης χημικής φωταύγειας. Παράλληλα, διαθέτει ελεγχόμενη θερμοκρασία ψύξης για τη διατήρηση βέλτιστων συνθηκών μέτρησης σε μια ευρεία ποικιλία τύπων δειγμάτων.

Η βασική αρχή των ανιχνευτών υγρού σπινθηρισμού, είναι η δημιουργία φωτονίων κατά την διέλευση φορτισμένων σωματιδίων όπως τα ηλεκτρόνια και τα σωματίδια άλφα μέσα από κατάλληλα οργανικά χημικά που εκπέμπουν ακτινοβολία ανάλογη της ενέργειας των φορτισμένων σωματιδίων. Ανάλογα την ακτινοβολία που εκπέμπουν τα ραδιοουκλίδια που αναμένεται να ανιχνευθούν λοιπόν, χρησιμοποιούνται και αντίστοιχα μείγματα σπινθηριστών και διαλύτη. Στην περίπτωση της συγκεκριμένης μελέτης επιλέχθηκε το “κοκτέιλ” υγρού σπινθηρισμού Ultima Gold LLT™, που είναι ιδανικό για μέτρηση τριτίου χαμηλής περιεκτικότητας ακόμα και σε θαλάσσιο νερό, αλλά και κατάλληλο για μετρήσεις τόσο ραδονίου όσο και ραδίου. Στο πίνακα που ακολουθεί (Πίνακας 4.2), φαίνονται τα βασικά χαρακτηριστικά ανίχνευσης για τα φιαλίδια 20 mL που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, καθώς και η ελάχιστη ανιχνεύσιμη ενεργότητα (MDA) του συστήματος για τα ραδιοϊσότοπα ενδιαφέροντος.

Ραδιοϊσότοπο	Αναλογία Δείγματος/ Σπινθηριστή (mL:mL)	Χρόνος Μέτρησης (Min)	Περιοχή Ανίχνευσης (keV)	Ανιχνευτική Απόδοση (%)	Γεγονότα Υποβάθρου (CPM)	MDA (Bq/L)
²²² Rn	10:10	60	3000-9500	243 ^a	0.20	0.21
³ H	10:10	60	0 - 60	21.2 ^b	1.11	1.11

^a Ποσοστό των συνολικών εκπομπών ακτίνων-α του ²²²Rn και των θυγατρικών του ²¹⁸Po και ²¹⁴Po

^b Ποσοστό των εκπεμπόμενων προς των καταγεγραμμένων ακτίνων-β του ³H

Πίνακας 4.2. Ανιχνευτικές επιδόσεις του αναλυτή Tri-Carb 3170TR/SL με υγρό σπινθηρισμού Ultima Gold LLT™

Τυπικός χρόνος μέτρησης των δειγμάτων νερού ήταν 18000 s, μετά από τον προσδιορισμό της βέλτιστης τιμής του μικρότερου δυνατού λόγου FWHM προς το πλήθος των γεγονότων φωτοκορυφής, στα φάσματα των ραδιονουκλιδίων που εξετάζονται. Για το τρίτιο εφαρμόστηκε η ολική καταγραφή των βήτα σωματιδίων, ενώ για το ράδιο και τα θυγατρικά του η ολική καταγραφή των άλφα. Ειδικά για τον καθορισμό των βασικών παραμέτρων της μεθόδου της άλφα φασματοσκοπίας, μετρήθηκε ένα δείγμα αναφοράς ²²⁶Ra σε ισορροπία με τα θυγατρικούς του πυρήνες. Μετά από παρατήρηση του φάσματος, διαπιστώνεται ότι το κεντροειδές της αιχμής του θυγατρικού ²¹⁴Po (7,69 MeV) βρίσκεται μακριά από τις άλλες κορυφές στο δεξιό μέρος του φάσματος ενώ η ασθενέστερη του ²²⁶Ra (4,6 MeV) είναι η αριστερότερη. Οι υπόλοιπες φωτοκορυφές στη συνέχεια εκτιμήθηκαν χρησιμοποιώντας γραμμική συσχέτιση κάθε κορυφής και της αντίστοιχης ενεργειακής αιχμής. Θα πρέπει να τονιστεί ότι η παραπάνω διαδικασία για την αναγνώριση των φωτοκορυφών με αρχική

εμπειρική παρατήρηση βασίζεται στην γνώση των ενεργειών των εκπεμπόμενων σωματιδίων άλφα (Πίνακας 4.3) και πραγματοποιείται για την αξιολόγηση των βασικών παραμέτρων της μεθόδου σε φάσματα με καλά αναγνωρίσιμες κορυφές.

Ραδιοϊσότοπο	Αυτοδιέγερση	Θυγατρικό	$T_{1/2}$	Ενέργεια (MeV)	Ένταση (%)
^{226}Ra	α^+	^{222}Rn	1600y	4.78	94.5
	α^+			4.6	5.5
^{222}Rn	α^+	^{218}Po	3.82 d	5.49	100
^{218}Po	α^+	^{218}Po	3.10 m	6.00	100
^{214}Po	α^+	^{210}Po	694.3 μs	7.69	100
^{210}Po	α^+	^{206}Pb	138.4 d	5.3	100
^3H	β^-	^3He	12.33 y	0.1859	100

Πίνακας 4.3. Βασικά χαρακτηριστικά των εκπεμπόμενων σωματιδίων α και β , των ραδιονουκλιδίων ενδιαφέροντος.

Τα φάσματα που περιέχουν περισσότερα του ενός ραδιονουκλίδια, αναλύθηκαν χρησιμοποιώντας προσαρμογή πολλαπλών Gaussian κατανομών στα πειραματικά δεδομένα, ενώ για την περίπτωση του τριτίου που εκπέμπει μονοενεργειακό σωματίδιο β (Πίνακας 4.3) χρησιμοποιήθηκε απλή Gaussian. Κατόπιν το εμβαδόν A_i (EQ) της φωτοκορυφής των καταγεγραμμένων γεγονότων υπολογίζεται για κάθε ραδιονουκλίδιο μετά την προσαρμογή των κατανομών στα πειραματικά φάσματα και προσδιορίζεται η ραδιενέργεια των αντίστοιχων ραδιονουκλιδίων από την εξίσωση:

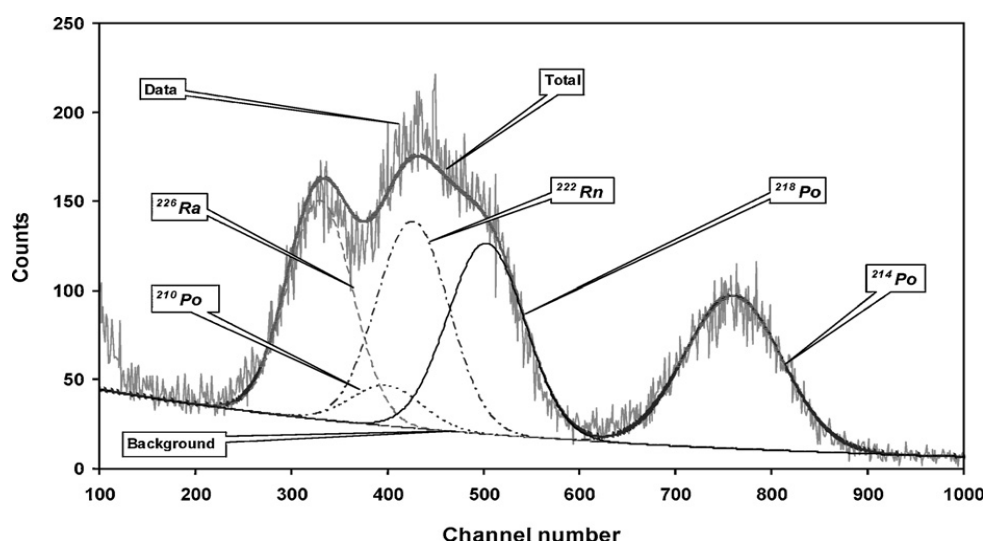
$$R_i = \frac{A_i}{\varepsilon \cdot V \cdot T} \quad (4.3)$$

όπου R_i είναι η ραδιενέργεια του δείγματος για το ραδιονουκλίδιο i σε Bq/L, T ο χρόνος μέτρησης σε s, V όγκος του δείγματος σε L και ε η ενεργειακή απόδοση των μετρήσεων άλφα ή βήτα σωματιδίων, που προσδιορίστηκε στο 97%.

Η εκτίμηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου πραγματοποιείται μέσω της ανίχνευσης ακτινοβολίας άλφα η οποία εκπέμπεται από το ίδιο το ραδόνιο ^{222}Rn και από τα δύο θυγατρικά του ραδιοϊσότοπα του πολωνίου ^{218}Po και ^{214}Po . Το ραδόνιο έρχεται σε κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας με τα θυγατρικά του εντός λίγων ωρών. Πρακτικά αυτό σημαίνει ότι η ακτινοβολία άλφα που ανιχνεύεται προέρχεται από τους τρεις ραδιενεργούς πυρήνες σε αντίστοιχα ίσα μέρη. Έτσι, η αναγωγή από ακτινοβολία άλφα σε χωρική συγκέντρωση ραδονίου πραγματοποιείται διαιρώντας τα

αποτελέσματα της ακτινοβολίας με το τρίο. Επιπλέον λαμβάνεται υπόψη και ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δειγματοληψίας και της μέτρησης και πραγματοποιείται διόρθωση των αποτελεσμάτων σύμφωνα με το νόμο της ραδιενεργού αποδιέγερσης.

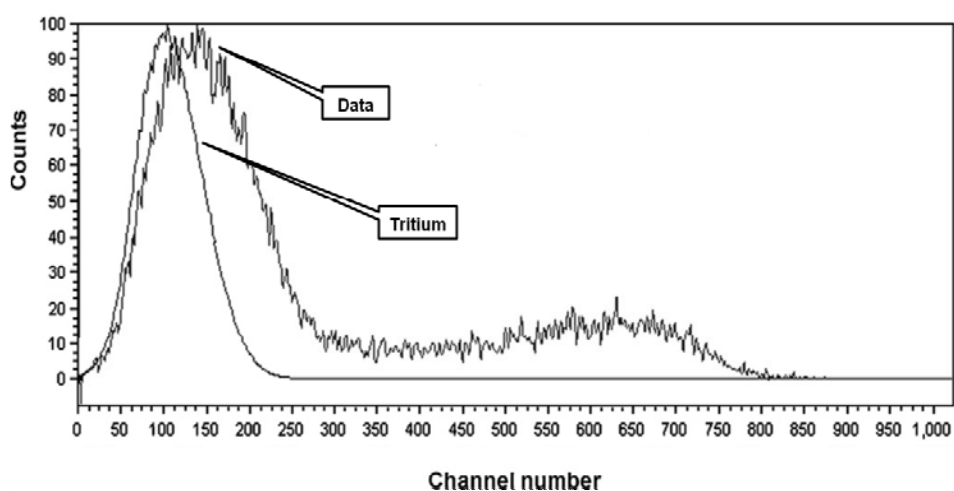
Στη συνέχεια πραγματοποιείται η εκτίμηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου, αφού τα δείγματα παραμείνουν ερμητικά κλειστά για χρονικό διάστημα τουλάχιστον 25 d. Όπως αναφέρθηκε και στο ποιούμενο κεφάλαιο, κατά το διάστημα αυτό εντός του δείγματος παρατηρείται σταδιακή ελάττωση του ραδονίου $^{222}\text{Rn}_{\text{EX}}$ στο αρχικό μείγμα, σύμφωνα με τη ραδιενεργό εκθετική εξασθένηση και χρόνο υποδιπλασιασμού τις 3.8 d, και σταδιακή αύξηση του ^{222}Rn λόγω μεταστοιχείωσης του ^{226}Ra . Όταν επιτευχθεί τελικά η κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας του ^{226}Ra με τα θυγατρικά του ραδιονουκλίδια ^{222}Rn , ^{218}Po και ^{214}Po , παραμένει για χιλιάδες χρόνια εφόσον το δείγμα μείνει ερμητικά κλειστό, απαγορεύοντας την είσοδο ή τη διαφυγή του ραδονίου από και προς την ατμόσφαιρα. Τα φάσματα που προκύπτουν αναλύονται με πολλαπλή προσαρμογή Gaussian κατανομών για όλες της κορυφές, καθιστώντας δυνατό τον έμμεσο προσδιορισμό της συγκεντρώσεως του ραδίου από τα θυγατρικά του. Παράλληλα το πολώνιο ^{210}Po , που παράγεται από τη διάσπαση των θυγατρικών πυρήνων του ραδίου, είναι επίσης παρόν σε ορισμένα φάσματα, όταν η αρχική περιεκτικότητα του ^{226}Ra στα δείγματα είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να προλάβει να δημιουργηθεί στο διάστημα ωρίμανσης των 25 d.



Σχήμα 4.8. Πολλαπλή Gaussian ανάλυση φάσματος κατά την ολική άλφα φασματοσκοπία, όταν το ^{226}Ra και τα θυγατρικών του βρίσκονται σε ισορροπία.

Όσον αφορά στο τρίτιο ^3H , η περιεκτικότητά του στα δείγματα νερού είναι ιδιαίτερα χαμηλή, καθώς ο μόνος τρόπος εμπλουτισμού του πέρα από ανθρωπογενείς

παράγοντες είναι μόνο μέσω της βροχής. Αυτό καθιστά υποχρεωτική την επεξεργασία αρκετής ποσότητας δείγματος (~1 L), για την προσυγκέντρωσή του. Έτσι μετά την απομάκρυνση των αργίλων και της οργανικής ύλης με διήθηση και απόσταξη, το νερό εμπλουτίζεται σε τρίτιο με ηλεκτρόλυση. Το ηλεκτρικό ρεύμα διασπά πρώτα τα μόρια του νερού που αποτελούνται από ελαφρύ υδρογόνο και οξυγόνο και στο δείγμα παραμένουν τα μόρια που περιέχουν τρίτιο. Τα δείγματα κατόπιν φιλτράρονται σε φίλτρα μεμβράνης 0.45 μm και στην συνέχεια 8 mL του δείγματος μαζί με 12 mL κατάλληλου μείγματος διαλύτη και σπινθηριστή (Ultima Gold LLT) προστίθενται σε γυάλινο φιαλίδιο. Η διαδικασία αυτή είναι ακόμα πιο σημαντική στα δείγματα θαλάσσιου νερού καθώς σε αυτά περιέχονται σημαντικές ποσότητες του ραδιενεργού καλίου ^{40}K το οποίο εκπέμπει ακτινοβολία βήτα στα 44 keV (10.7%) και 1.31 MeV (89.3%). Σημαντική συνεισφορά υποβάθρου μπορεί να παρουσιαστεί και λόγω του φιαλιδίου τοποθέτησης του μείγματος, από τυχόν προσμείξεις στο υλικό του.

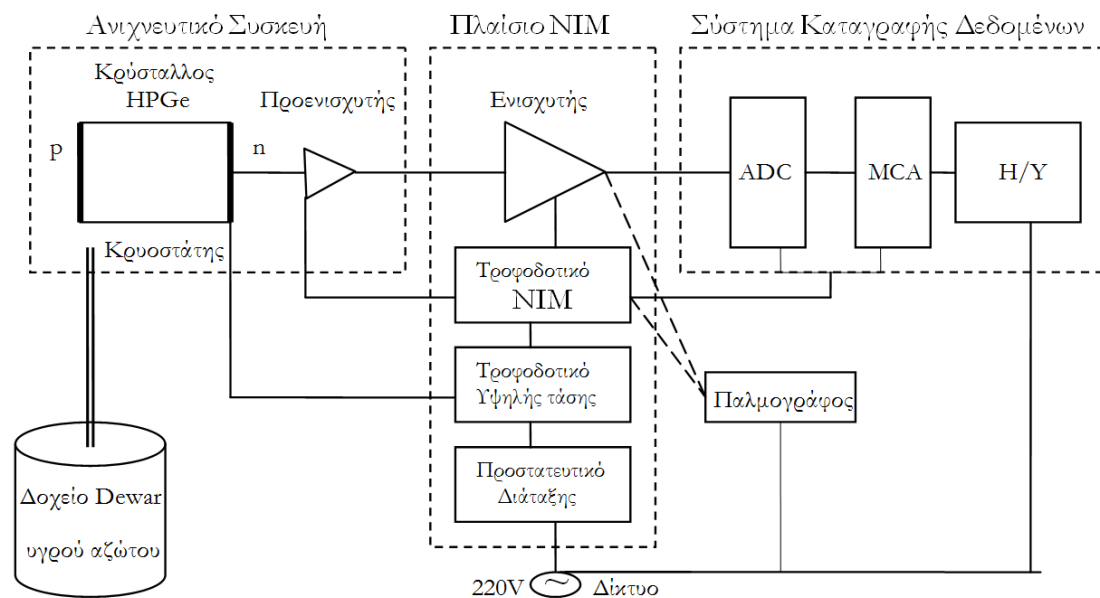


Σχήμα 4.9. Απλή Gaussian προσαρμογή στην φωτοκορυφή του τριτίου στα 18.6 keV, από φάσμα ολικής βήτα φασματοσκοπίας σε δείγμα που προέρχεται από θαλάσσιο νερό. Στο φάσμα είναι εμφανής η επίδραση της περιεκτικότητας του δείγματος σε προσμείξεις που είναι και αυτές βήτα ραδιενεργές.

4.3. Ανιχνευτές Υπερκαθαρού Γερμανίου (HPGe)

Η ανίχνευση που αφορούσε τα δείγματα νερού σε φιάλες τύπου rytex από την υποθαλάσσια περιοχή της ανάβλυσης στη Στούπα, πραγματοποιήθηκε μέσω γ-φασματοσκοπίας με ανιχνευτική διάταξη γερμανίου στο Εργαστήριο Περιβαλλοντικής Ραδιενέργειας του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. Μόνο για την πρώτη σειρά δειγμάτων από τις ερευνητικές εργασίες πεδίου στην περιοχή, μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν και από πανομοιότυπο ανιχνευτικό σύστημα του Εργαστηρίου Πυρηνικής Φυσικής, στον

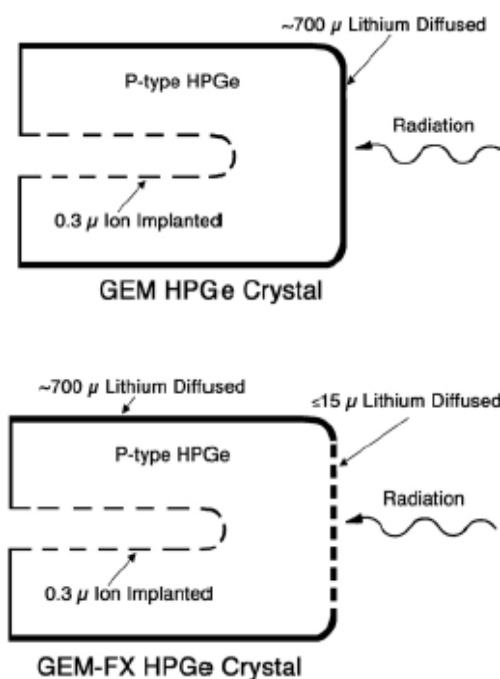
Τομέα Φυσικής του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου (Ε.Μ.Π.). Ο ανιχνευτής και στις δύο περιπτώσεις ήταν υπερκαθαρού γερμανίου (HPGe), μοντέλο GEM-FX8530P4 της Ortec.



Σχήμα 4.10. Σχηματική αναπαράσταση της πειραματικής ανιχνευτικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκε για τις μετρήσεις των δειγμάτων.

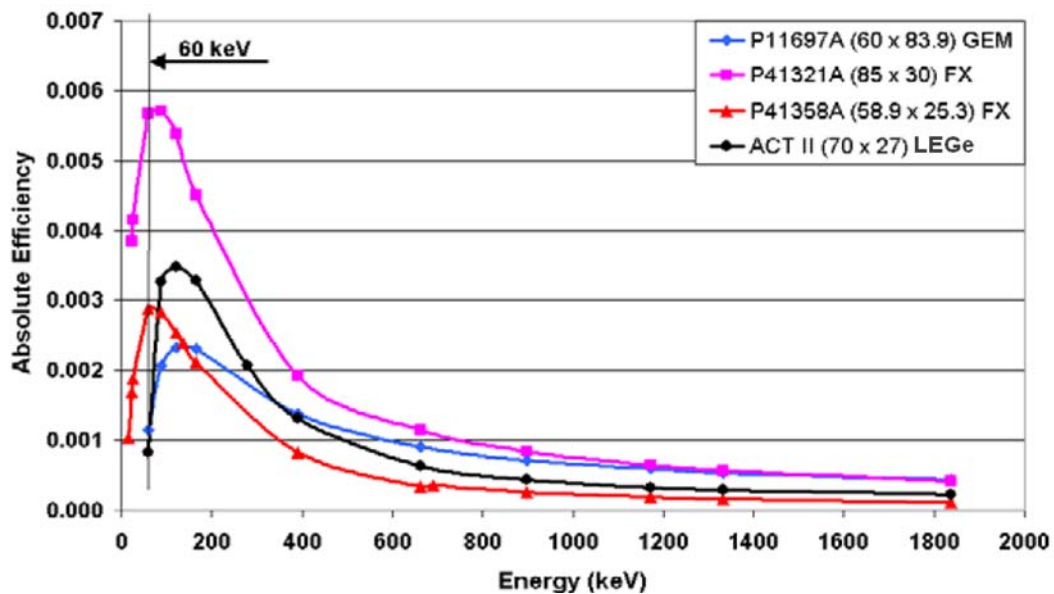
Μια τυπική ανιχνευτική διάταξη γ-φασματοσκοπίας γερμανίου, περιλαμβάνει εκτός του κρυστάλλου αλληλεπίδρασης συγκεκριμένα ηλεκτρικά και ηλεκτρονικά κυκλώματα, καθώς και ψυκτικό μέσο (υγρό άζωτο). Γενικά το σύστημα χωρίζεται σε τρία μέρη από άποψη λειτουργίας αλλά και τοποθέτησης των συσκευών (Σχήμα 4.10), που είναι η συσκευή ανίχνευσης, ένα κιβώτιο ηλεκτρικών μονάδων πυρηνικής φασματοσκοπίας υπό μορφή ειδικών πλαισίων (Nuclear Instrument Module, NIM) και το ηλεκτρονικό σύστημα καταγραφής των δεδομένων. Η ψύξη του κρυστάλλου επιτυγχάνεται με ειδικό εξωτερικό δοχείο (Dewar) που διατηρεί σε υγρή μορφή ικανή ποσότητα αζώτου και επανατροφοδοτείται με υγρό αζώτου κατά τακτά χρονικά διαστήματα. Το ανιχνευτικό σύστημα τροφοδοτείται με συνεχή υψηλή και χαμηλή τάση για την λειτουργία της p-n επαφής του ημιαγωγού Ge και του ενσωματωμένου προενισχυτή, αντίστοιχα. Στο πλαίσιο NIM προσαρτώνται και τροφοδοτούνται με κατάλληλη τάση το προστατευτικό των ηλεκτρονικών της διάταξης, το τροφοδοτικό υψηλής τάσης, ο ενισχυτής του σήματος εξόδου καθώς και το σύστημα μετατροπής και καταγραφής παλμών (ADC/MCA). Τα δεδομένα τελικά αποθηκεύονται σε μορφή φάσματος σε ηλεκτρονικό υπολογιστή (H/Y), ενώ τα αναλογικά ηλεκτρικά σήματα του προενισχυτή και του ενισχυτή μπορούν να ελεγχτούν από παλμογράφο.

Ο κρύσταλλος του ανιχνευτή είναι γερμάνιο Ge υψηλής καθαρότητας p-τύπου (~10¹⁰ άτομα πλεγματικών προσμίξεων/cc). Γεωμετρικά πρόκειται για ένα ομοαξονικό κύλινδρο κλειστού άκρου με μια επαφή n-τύπου στην εξωτερική επιφάνεια, και μία p-τύπου στην επιφάνεια της εσωτερικού αξονικής οπής. Οι επαφές n και p, ή ηλεκτρόδια, είναι διασκορπισμένο στρώμα λθίου Li και εμφυτευμένο βόριο B αντίστοιχα. Αξίζει δε να επισημανθεί ότι ο κρύσταλλος είναι εξελιγμένου τύπου της σειράς GEM-FX και όχι ο τυπικός υπερκαθαρός GEM, της Ortec. Η βασική διαφορά του είναι ότι μια νέα πιο λεπτή επαφή n-τύπου (~7 μm) έχει αναπτυχθεί για την μπροστινή επιφάνεια του p-τύπου κρύσταλλα (Σχήμα 4.11). Αυτό έχει ως



Σχήμα 4.11. Γεωμετρίες κρυστάλλου p-τύπου HPGe

αποτέλεσμα την αύξηση της ευαισθησίας σε χαμηλής ενέργειας φωτόνια, διατηρώντας παράλληλα την καλή διακριτική ικανότητα των ανιχνευτών p-τύπου. Αυτό διευρύνει το ενεργειακό εύρος ανίχνευσης μέχρι και τα ~22 keV, ενώ έως τα 150 keV η ανιχνευτική ικανότητα αυξάνει μέχρι και 6 φορές σε σχέση με τους GEM αισθητήρες. Μέχρι τα πέρασ των ανώτερων ενεργειών ανίχνευσης, πάνω από τα 4 MeV, η απόλυτη απόδοση διατηρείται υψηλή και το σχήμα των φωτοκορυφών καλό. Στο σχήμα που ακολουθεί (Σχήμα 4.12) φαίνεται η κατά πολύ μεγαλύτερη ανιχνευτική ικανότητα του ανιχνευτή μεγάλης γεωμετρίας κρυστάλλου (85 mm × 30 mm) που χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα εργασία, στις χαμηλές ενέργειες ανίχνευσης.



Σχήμα 4.12. Καμπύλες απόλυτης απόδοσης σημειακών πηγών σε απόσταση 25 cm, από το παράθυρο του κρυστάλλου, για διαφορετικούς ανιχνευτές p-τύπου γερμανίου. Στη λεζάντα αναγράφεται στη σειρά το όνομα, οι διαστάσεις του κρυστάλλου και το είδος του ανιχνευτή [Ke 2004].

Η σχετική απόδοση του ανιχνευτή έχει προσδιοριστεί στο 50% με διακριτική ικανότητα 1.77 keV (αιχμή 1.33MeV ^{60}Co), ενώ στον πίνακα που ακολουθεί φαίνονται και τα υπόλοιπα βασικά τεχνικά του χαρακτηριστικά.

Τύπος αισθητήρα	HPGe
Μοντέλο	GEM-FX8530P4 (Ortec)
Τύπος κρυστάλλου	ομοαξονικός p-τύπου
Διάμετρος	85mm
Μήκος	31.9mm
Απορροφητικό εμπρόσθιο κάλυμμα (En Cap)	στρώμα απορρόφησης ανθρακονήματος (carbon fiber)
Απόσταση από τον κρύσταλλο	5mm
Πάχος	0.76mm
Ενδεδειγμένη τάση λειτουργίας (Bias)	+ 4800V
Χαρακτηριστικά Απόδοσης	μέτρηση με ^{60}Co (^{57}Co), ρυθμός γεγονότων 1000cps, χρόνος διαμόρφωσης ενισχυτή 6μ
Διακριτική ικανότητα (FWHM) σε 1.33MeV	1.77keV
Λόγος Φωτοκορυφής-Compton	62:1
Σχετική απόδοση σε 1.33MeV	50.5%
Μορφή Φωτοκορυφής (FWTM/FWHM)	1.90
Μορφή Φωτοκορυφής (FWFM/FWHM)	2.56
Διακριτική ικανότητα (FWHM) σε 122MeV	709keV
Διακριτική ικανότητα (FWHM) σε 14.4MeV	528keV
Λόγος 22:88	15.5

Πίνακας 4.4. Τεχνικά χαρακτηριστικά του ανιχνευτή HPGe GEM-FX8530P4.

Οι ρυθμίσεις των ηλεκτρονικών συστημάτων έγιναν με τέτοιο τρόπο ώστε να καλύπτονται οι ανάγκες μετρήσεων περιβαλλοντικής ραδιενέργειας χαμηλής ενεργότητας και για εκτεταμένες πηγές σε δείγματα νερού. Αυτό σημαίνει ότι έπρεπε να ληφθεί υπόψη ο μικρός ρυθμός καταγραφής γεγονότων (counting rate), η απώλεια γεγονότων φωτοκορυφής (attenuation losses) και η μείωση της διακριτικής ικανότητας (resolution degradation), λόγω των πολλαπλών σκεδάσεων των φωτονίων στο νερό αλλά και στη φιάλη καθ'αυτή, της εκτεταμένης γεωμετρίας του δείγματος και της χαμηλής περιεκτικότητας σε ραδιονουκλίδια. Ιδιαίτερη σημασία δόθηκε επίσης και στη ποιοτική, ποσοτική και χρονική διακύμανση της ακτινοβολίας υποβάθρου.

Για τον περιορισμό των παραπάνω φαινομένων μετά από έλεγχο του ηλεκτρικού σήματος εξόδου προενισχυτή και ενισχυτή με παλμογράφο – κυρίως για την εξάλειψη του φαινομένου της αριστερής “ουράς” στον παλμό εξόδου (pole zero cancellation) – καθορίστηκε και για τα δύο συστήματα μονοπολικός Gaussian παλμός εξόδου, θετικής πόλωσης και χρόνου διαμόρφωσης (shaping time) 5 μ s. Η ενίσχυση του παλμού καθορίστηκε στα 30.8- 31.2 (coarse gain: 30, fine gain: 0.8 – 1.2) , ανάλογα με τις συνθήκες μέτρησης. Ο βέλτιστος χρόνος μέτρησης καθορίστηκε πειραματικά στις 24 h για κάθε δείγμα, όπως παρουσιάζεται αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο, ενώ τα πειραματικά φάσματα καθορίστηκαν να έχουν 4096 κανάλια που καλύπτουν ενεργειακό εύρος από 0 έως 2000 keV περίπου. Η επιλογή αυτή της μεγάλης ενεργειακής διακριτοποίησης είχε να κάνει με την προσπάθεια βελτίωσης της στατιστικής των μετρήσεων. Τα πειραματικά φάσματα κατόπιν αναλύονταν με την βοήθεια του προγράμματος φασματοσκοπίας SPECTRW, που πρόκειται για αναβαθμισμένη έκδοση για λειτουργικό Windows του SPECTRG [Ka 2003], ενώ η περαιτέρω επεξεργασία των δεδομένων έγινε με σειρά υποπρογραμμάτων που έχουν περιγραφεί με ακρίβεια στο παρελθόν [El 2005].

4.3.1. Σύγκριση Ανιχνευτικών Διατάξεων

Τα δύο ανιχνευτικά συστήματα που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις των δειγμάτων νερού, στο Ε.Μ.Π. και στο ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ., αποτελούνταν από ανιχνευτή ίδιου μοντέλου, που περιγράφηκε παραπάνω. Τα υπόλοιπα επιμέρους ηλεκτρονικά συστήματα για την τροφοδοσία του συστήματος με κατάλληλο συνεχές ρεύμα λειτουργίας, την ενίσχυση και μετατροπή του ηλεκτρικού παλμού εξόδου του

προενισχυτή, της μετέπειτα μετατροπής του σε ψηφιακό σήμα και καταγραφή του και την τελική του επεξεργασία σε μορφή φάσματος παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.5.

Ανιχνευτική Διάταξη	Πλαίσιο NIM	Τροφοδοτικό Υψηλής Τάσης	Ενισχυτής	ADC/MCA	Πρόγραμμα Καταγραφής
E.M.Π.	2100-Canberra	659-Ortec	672-Ortec	8715- Canberra	Genie2000-Canberra
ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ.	1400-Canberra	TC950A-Tennelec	2020-Canberra	UC530- Spectech	Spectech Driver

Πίνακας 4.5. Τα ηλεκτρονικά που χρησιμοποιήθηκαν με τον ανιχνευτή *HPGe* για τα δύο ανιχνευτικές διατάξεις.

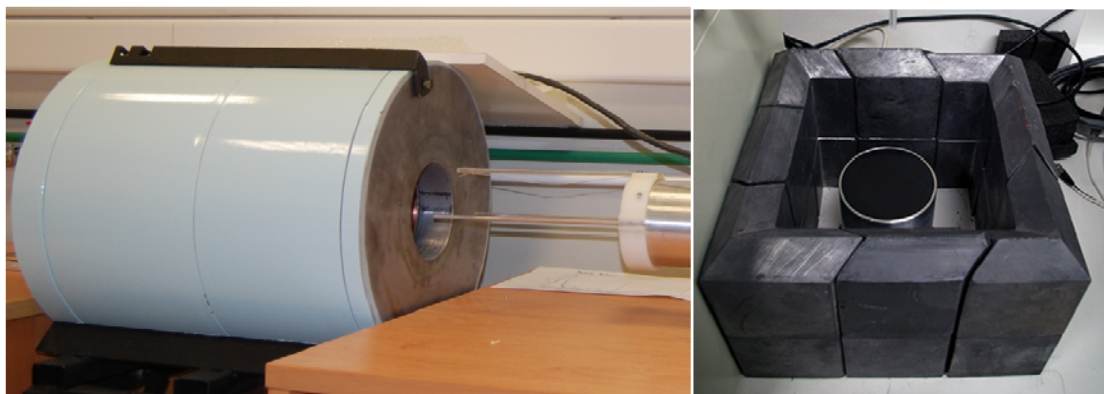
Το ανιχνευτικό σύστημα του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. ήταν κατακόρυφα προσαρμοσμένο και οι φιάλες των δειγμάτων νερού τοποθετούνταν σε επαφή με τον ανιχνευτή. Στην επιφάνια του παραθύρου του ανιχνευτή τοποθετήθηκε κατάλληλο κάλυμμα από πλαστικό μικρού πάχους ώστε να προστατευθεί το υπέρλεπτο παράθυρο από το βάρος του δείγματος και από τυχόν επιμολύνσεις (contaminations), αλλά ταυτόχρονα να περιορίζει την απώλεια χαμηλοενεργειακών φωτονίων λόγω ενδοαπορρόφησης. Η τροφοδοσία σε άζωτο πραγματοποιούνταν κάθε 15-20 μέρες καθώς το Dewar ήταν μεγάλης περιεκτικότητας. Στην περίπτωση του ανιχνευτικού συστήματος του Ε.Μ.Π., η ανατροφοδότηση σε άζωτο γίνονταν κάθε 3-4 μέρες, ενώ ο ανιχνευτής ήταν τοποθετημένος οριζόντια στην επιφάνια του εργαστηριακού τραπεζιού. Τα δείγματα τοποθετούνταν και πάλι σε επαφή με το παράθυρο του ανιχνευτή με βοήθεια πλαστικών υποστρωμάτων, ενώ μεταξύ δείγματος και παραθύρου παρεμβάλλονταν λεπτό στρώμα πορώδους πλαστικού για προστασία του παραθύρου.



Σχήμα 4.13. Οι ανιχνευτικές διατάξεις στο Ε.Μ.Π. (αριστερά) και στο ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. (δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν για την πραγματοποίηση των μετρήσεων.

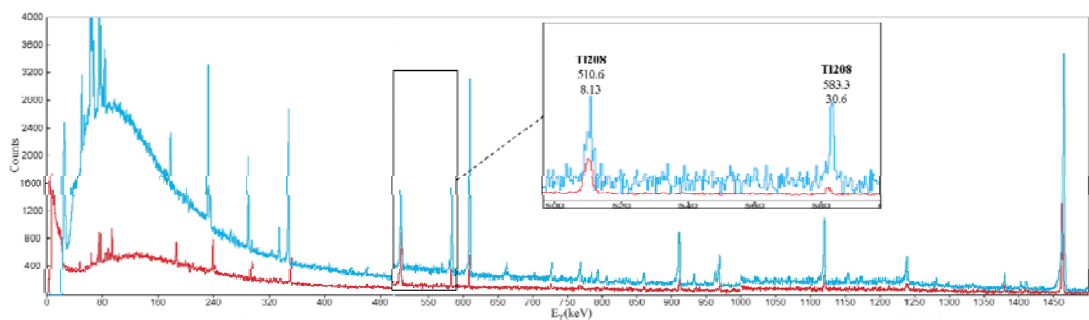
Πέρα όμως από τις διαφορές στα ηλεκτρονικά και στη διάταξη των συστημάτων η σημαντικότερη διαφορά των δύο συστημάτων είχε να κάνει με την θωράκιση (Σχήμα 4.14) και την ακτινοβολία υποβάθρου. Η θωράκιση στο σύστημα του Ε.Μ.Π. ήταν

ένας οριζόντιος κύλινδρος με εσωτερική οπή, όπου ο ανιχνευτής σύρονταν έως ότου το δείγμα να τοποθετηθεί στο μέσον του. Ο κύλινδρος αποτελούνταν από ένα εξωτερικό στρώμα μολύβδου Pb πάχους 50 mm, κατόπιν ένα καδμίου Cd 2.5 mm και τέλος στο εσωτερικό του ένα χαλκού Cu 2.5 mm. Αντίθετα στην διάταξη του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ., χρησιμοποιήθηκαν δύο σειρές τούβλων Pb πάχους 58.5 mm, δημιουργώντας ένα τετράγωνο “τοιχος” γύρω από το δείγμα ύψους 23 mm και πλάτους 31 mm. Το πάνω μέρος της θωράκισης ήταν ανοιχτό, παρόλα αυτά προστασία από την κοσμική και φυσική ακτινοβολία υπήρχε λόγω της ενδοαπορρόφησης του ίδιου του υπερκείμενου από τον ανιχνευτή υγρού δείγματος. Πρέπει επιπλέον να σημειωθεί ότι το εργαστήριο του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. βρίσκονταν στο επίπεδο της θάλασσας και μάλιστα σε μερικά μέτρα απόσταση από αυτήν, ενώ το εργαστήριο του Ε.Μ.Π. στον δεύτερο όροφο κτηρίου σε υψόμετρο ~500 m και μακριά από την θάλασσα.



Σχήμα 4.14. Φωτογραφία της οριζόντιας κυλινδρικής θωράκισης στο Ε.Μ.Π. (αριστερά) και της κατακόρυφης θωράκισης του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. (δεξιά) που πραγματοποιήθηκαν οι πειραματικές μετρήσεις.

Λόγο της διαφοράς στη θωράκιση των συστημάτων αλλά και της τοποθεσίας τους ήταν αναμενόμενη η σημαντική διαφορά στην ακτινοβολία υποβάθρου που θα εμφάνιζαν τα φάσματα των δύο διατάξεων. Πράγματι, από μετρήσεις τις ακτινοβολία υποβάθρου μέσα στη θωράκιση και χωρίς δείγμα προέκυψε ότι το φάσμα υποβάθρου στην περίπτωση του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. ήταν κατά πολύ αυξημένο σε σχέση με αυτό του Ε.Μ.Π, κυρίως για ενέργειες $E_{\gamma} < 400$ keV (Σχήμα 4.15). Ποιοτικά και στις δύο περιπτώσεις το υπόβαθρο αποτελούνταν από ραδιονουκλίδια της φυσικής σειράς του ουρανίου και του θορίου με επικρατέστερα τα ^{214}Bi , ^{214}Pb , ^{212}Pb , ^{208}Tl , ^{228}Ac και ^{234}Th , ενώ είναι εμφανής και η συνεισφορά των ^{235}U και ^{226}Ra στην κοινή φωτοκορυφή των ~185 keV. Η σημαντικότερη συνεισφορά στο φάσμα είναι από το ^{40}K στα 1461.8 keV.



Σχήμα 4.15. Σύγκριση πειραματικών φασμάτων υποβάθρου 2 ωρών των ανιχνευτικών διατάξεων του Ε.Μ.Π. (κόκκινη γραμμή, κάτω) και του Ε.Α.ΚΕ.ΘΕ. (μπλε γραμμή, πάνω).

Η ύπαρξη των παραπάνω ραδιοουκλιδίων οφείλεται κατά κύριο λόγο στα οικοδομικά υλικά των εργαστηρίων, στο αέριο ραδόνιο που εισέρχεται ακόμα και μέσα στις θωράξεις, αλλά και στην κοσμική ακτινοβολία. Ποσοτικά η ακτινοβολία υποβάθρου κυμαίνονταν από 2 στις υψηλές ενέργειες έως και 5 στις χαμηλές, φορές υψηλότερη στο εργαστήριο του Ε.Α.ΚΕ.ΘΕ. σε σχέση με αυτό του Ε.Μ.Π. λόγω της ελλιπούς θωράκισης. Παρόλα αυτά, αξιοσημείωτο είναι το υψηλότερο υπόβαθρο κάτω από τα ~20 keV στη διάταξη του Ε.Μ.Π. λόγω θορύβου των ηλεκτρονικών διατάξεων, που εύκολα να αποκόπτεται με κατάλληλη επιλογή του ADC κατωφλίου. Τέλος, στην ίδια ανιχνευτική διάταξη παρατηρείται μια αναλογικά πολύ υψηλή φωτοκορυφή στα ~510 keV. Η αιχμή αυτή οφείλεται τόσο στο ^{208}Tl με φωτόνια στα 509.8 keV, έντασης 8.13 %, όσο και στη συνεισφορά από φωτόνια εξαύλωσης με ενέργεια 511 keV, λόγω της δημιουργίας ζεύγους ηλεκτρονίων-ποζιτρονίων στην θωράκιση. Τα ζεύγη αυτά αρχικά δημιουργούνται από δίδυμη γένεση, όταν υψηλοενεργειακά φωτόνια κοσμικής ακτινοβολίας (> 1024 keV) αλληλεπιδρούν με τους πυρήνες των υλικών της θωράκισης [De 1988]. Η μεγαλύτερη συμβολή σε αυτή την ενέργεια αποδίδεται στην καλύτερη θωράκιση του συστήματος (η αιχμή του ^{208}Tl στα 583.3 keV έντασης 30.36 % είναι αναλογικά μικρότερη) άρα και στην αυξημένη πιθανότητα φωτονίων εξαύλωσης.

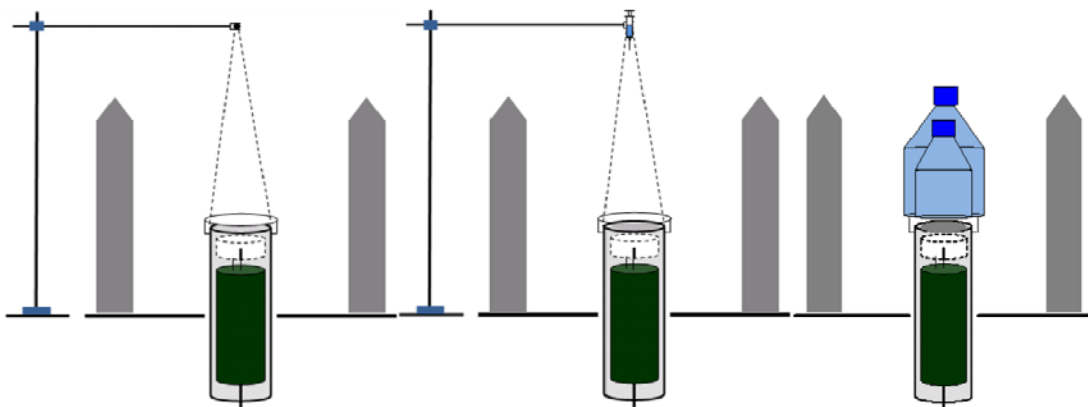
Από την σύγκριση των συστημάτων διαπιστώνεται ότι η διάταξη στο Ε.Μ.Π. υπερτερεί από άποψη θωράκισης και είναι ενδεδειγμένη για περιβαλλοντικές μετρήσεις χαμηλής ενεργότητας. Η γεωμετρία και η μεγάλη αυτονομία σε άζωτο της διάταξης στο Ε.Α.ΚΕ.ΘΕ. δίνει ένα σαφές πλεονέκτημα στην ευκολία μέτρησης σειράς πολλών δειγμάτων. Ενδείκνυται λοιπόν η ανάπτυξη της θωράκισης για αυτή την γεωμετρία, ώστε να κλείνει περιμετρικά, ενώ ένα σύστημα κυκλοφορίας αερίου αζώτου κατά την διάρκεια των μετρήσεων, για την αφαίρεση του ^{222}Rn και των θυγατρικών του πυρήνων από την περιοχή μέτρησης, θα βελτίωνε την ανίχνευση.

4.3.2. Βαθμονομήσεις

Για τεχνικούς λόγους ήταν αδύνατο να πραγματοποιηθούν μετρήσεις – πέρα από την πρώτη – της σειράς δειγμάτων από την περιοχή μελέτης στον ανιχνευτή του Ε.Μ.Π.. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα όλες οι ποιοτικές μετρήσεις να πραγματοποιηθούν στο σύστημα του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. και συνεπώς οι βαθμονομήσεις των διαφορετικών εκτεταμένων πηγών νερού να γίνουν στο σύστημα αυτό – αν και πρακτικά τα αποτελέσματα αναμένεται να είναι ακριβώς τα ίδια και για τον πανομοιότυπο ανιχνευτή του Ε.Μ.Π. Η βαθμονόμηση των δύο φιαλών διαφορετικής χωρητικότητας (0.6 L και 2 L) πραγματοποιήθηκε με πηγές Ευρωπαϊού ($^{152}\text{Eu}/^{154}\text{Eu}$) σε μορφή διαλύματος πολύ υψηλής συγκέντρωσης, που παρασκευάστηκε στο Εργαστήριο Ραδιοχημείας του Εθνικού Κέντρου Ερευνών Φυσικών Επιστημών (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε.) “Δημόκριτος” και παραχωρήθηκε από τον ερευνητή Δρ. Κ. Κάλφα.

Η πειραματική διαδικασία της βαθμονόμησης μπορεί να χωριστεί σε τρία στάδια:

1. Βαθμονόμηση του συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm από το παράθυρο του ανιχνευτή. Η πηγή ήταν $^{152}\text{Eu}/^{154}\text{Eu}$ σε αναλογία 97% και 3% αντίστοιχα ενεργότητας $2.11 \pm 0.03 \mu\text{Ci}$ ($78.1 \pm 1.1 \text{ keV}$) την ημέρα παρασκευής της (28/10/2009). Προσαρμόστηκε με κατάλληλη βάση σε απόσταση 25 cm από το κέντρο συμμετρίας του παραθύρου του ανιχνευτή και καταγράφηκε πειραματικό φάσμα δύο ωρών, αφού προηγουμένως είχε καταγραφεί το φάσμα υποβάθρου ίδιου χρόνου. Την στιγμή της μέτρησης η ενεργότητα του ^{152}Eu υπολογίστηκε να είναι $7.7 \pm 1.9 \text{ kBq}$, εξαιτίας της εξασθένησης της πηγής λόγω ραδιενεργού αποδιέγερσης.



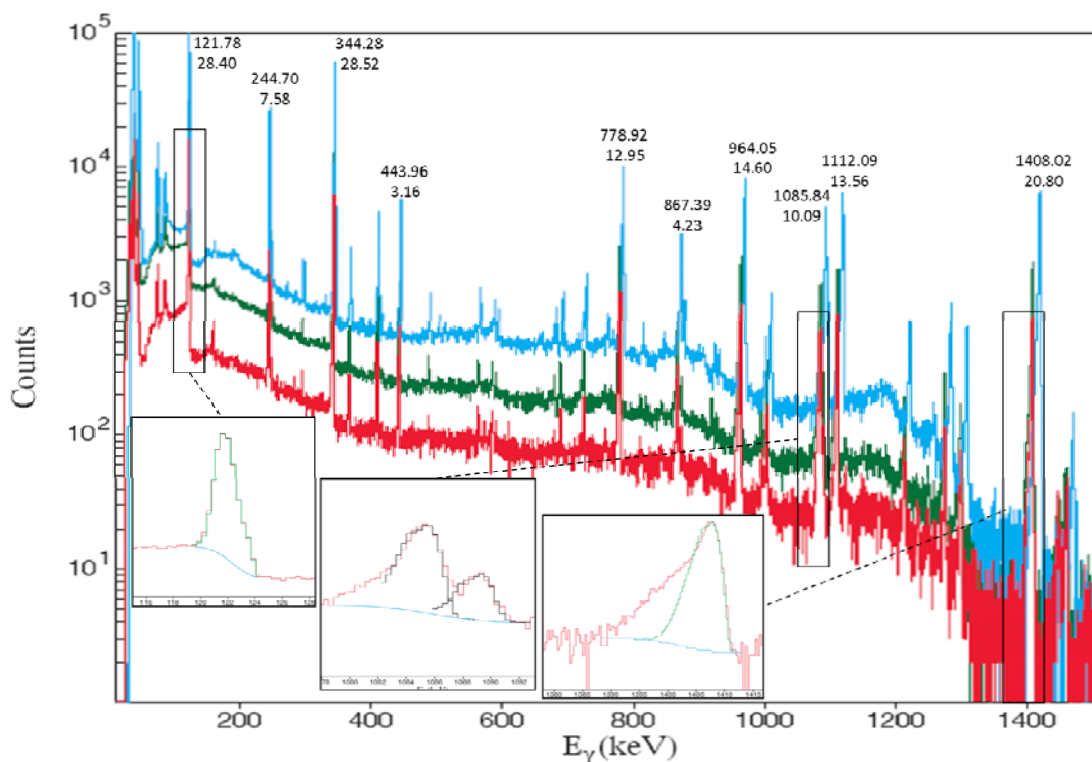
Σχήμα 4.16. Σχηματική τομή της ανιχνευτικής διάταξης των βαθμονομήσεων με ευρώπιο ^{152}Eu πρώτα για σημειακή πηγή (αριστερά) και για σύριγγα (κέντρο), σε απόσταση 25cm από το παράθυρο του ανιχνευτή, και μετά για τις δύο γεωμετρικές φιάλης 0.6 L και 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή (δεξιά).

2. Προσδιορισμός της ενεργότητας άγνωστης πηγής Ευρωπίου σε μορφή υγρού διαλύματος υψηλής συγκέντρωσης. Λαμβάνοντας τις κατάλληλες προφυλάξεις στο εργαστήριο Περιβαλλοντικής Ραδιενέργειας του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ., με μια σύριγγα μικρών διαστάσεων αναρροφήθηκε μέρος (1.00 ± 0.02 mL) του υγρού διαλύματος, από το φιαλίδιο στο οποίο ήταν κλεισμένο. Με αυτό τον τρόπο δημιουργήθηκε μία πηγή υγρού διαλύματος κυλινδρικού σχήματος με ύψος 5.2 ± 0.1 mm και διάμετρο 15.6 ± 0.1 mm. Κατόπιν η σύριγγα τοποθετήθηκε σε απόσταση 25 cm, έτσι ώστε το κέντρο της κυλινδρικής πηγής να βρίσκεται ακριβώς στο σημείο που είχε τοποθετηθεί προηγουμένως η σημειακή πηγή, και καταγράφηκε το πειραματικό φάσμα δύο ωρών.

3. Δημιουργία εκτεταμένων πηγών Ευρωπίου ίδιας κατ'όγκο συγκέντρωσης. Με χρήση ογκομετρικού σωλήνα συμπληρώθηκαν οι φιάλες με απιονισμένο νερό. Ο ακριβής τους όγκος ήταν 2256 ± 1 mL και 615 ± 1 mL αντίστοιχα. Κατόπιν μέρος του υγρού (~ 25 mL) αφαιρέθηκε από κάθε φιάλη, για να τοποθετηθεί ραδιενεργό διάλυμα. Όλο το ραδιενεργό διάλυμα από την σύριγγα εκχύθηκε σε ποσότητα 615 ± 1 mL απιονισμένου νερού, καθώς διαπιστώθηκε ότι ήταν πολύ μεγάλης ενεργότητας και ήταν απαραίτητη η προ-αραίωσή του. Το διάλυμα ομογενοποιήθηκε με ανάδευση και μεταγγίστηκαν από αυτό 120 ± 1 mL και 32 ± 1 mL στις φιάλες των 2 L και 0.6 L αντίστοιχα, έτσι ώστε να επιτευχθεί ίδια συγκέντρωση σε ραδιενεργό υλικό (Bq/L). Όλες οι μεταγγίσεις γίνονταν με πολλαπλές ροφήσεις και εκχύσεις ("ξέπλυμα") της σύριγγας στο υγρό εναπόθεσης, για να περιοριστεί στο ελάχιστο η τυχόν εναπόθεση ραδιενεργού υλικού στα τοιχώματα της σύριγγας. Κατόπιν στις φιάλες προστέθηκε και πάλι απιονισμένο νερό ώστε να γεμίσουν πλήρως, κλείστηκαν και σφραγίστηκαν ερμητικά με κολλητική ταινία για την αποφυγή διαρροών. Τα πειραματικά φάσματα που καταγράφηκαν για κάθε φιάλη ήταν και αυτά δύο ωρών, ενώ πριν από κάθε μέτρηση πραγματοποιήθηκε ανάδευση για ομογενοποίηση της πηγής και καταγραφή του φάσματος του υποβάθρου για τον ίδιο χρόνο με φιάλες ίδιας γεωμετρίας αλλά πληρωμένα μόνο με απιονισμένο νερό.

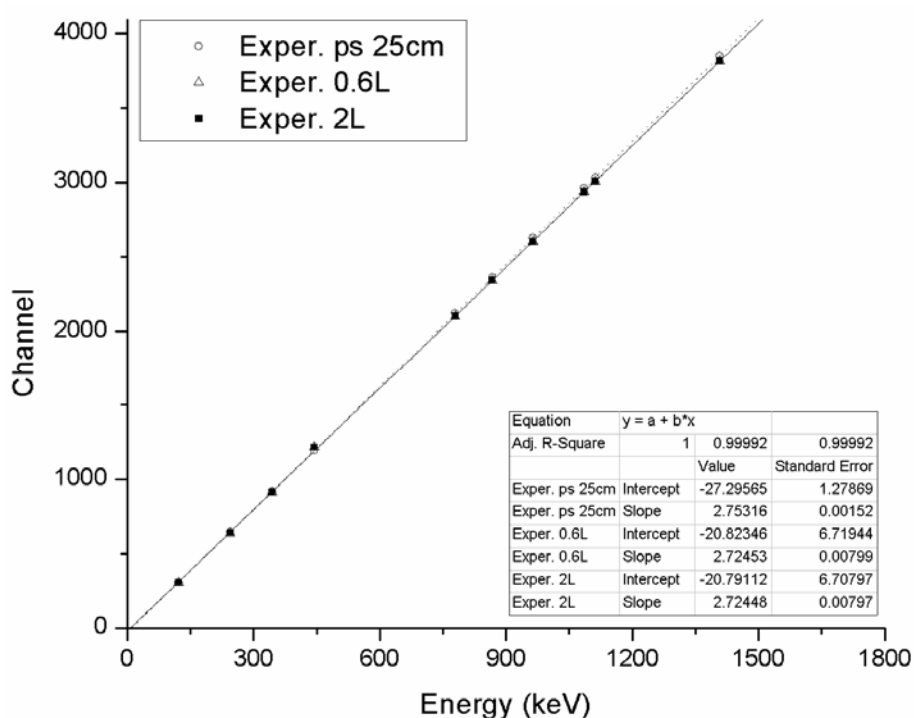
Στα πειραματικά φάσματα που προέκυψαν αφαιρέθηκε το κατάλληλο φάσμα υποβάθρου και αναλύθηκαν 10 φωτοκορυφές του ^{152}Eu με την μεγαλύτερη ένταση, που καλύπτουν όλο το ενεργειακό φάσμα από τα 120 keV έως τα 1400 keV (Σχήμα 4.17). Όπως φαίνεται και στη μεγέθυνση επιμέρους σημείων των φασμάτων στο Σχήμα 4.17, οι φωτοκορυφές παρουσίαζαν έντονη ασυμμετρία –αυξανόμενη με την ενέργειά τους – με έκταση του αριστερού τους άκρου, για λόγους που αναλύθηκαν

προηγούμενως στο ίδιο υποκεφάλαιο. Εξαιτίας αυτού, για τον προσδιορισμό των γεγονότων φωτοκορυφής, αφού πρώτα αφαιρούνταν τα γεγονότα υποβάθρου με προσαρμογή σιγμοειδούς συνάρτησης (step function) με βάση τα άκρα της αιχμής, πραγματοποιούνταν προσαρμογή ασυμμετρικής Gaussian συνάρτησης με συντελεστή ασυμμετρίας που κυμαίνονταν από 2 % έως και 65 %. Σε περιπτώσεις πολύ μεγάλης απόκλισης ο υπολογισμός γίνονταν με ολοκλήρωση, αφού πρώτα επιλέγονταν πολύ προσεκτικά τα άκρα της φωτοκορυφής (π.χ. 1408.02 keV). Αξίζει επιπλέον να σημειωθεί ότι στην περίπτωση της διπλής αιχμής του ^{152}Eu στα 1085.84 keV (10.9 %) και τα 189.3 keV (1.74%), ήταν απαραίτητη η προσαρμογή διπλής Gaussian συνάρτησης, ενώ στην περίπτωση της 121.78 keV (28.4 %) η συνεισφορά της επικαλυπτόμενης κορυφής 123.07 keV (40.5 %) του ^{154}Eu , υπολογίζονταν εκ των υστέρων, αφού πρώτα είχε προσδιοριστεί η ενεργότητα του ^{154}Eu , από τις υπόλοιπες κυριότερες φωτοκορυφές του (δες Παράρτημα Α).



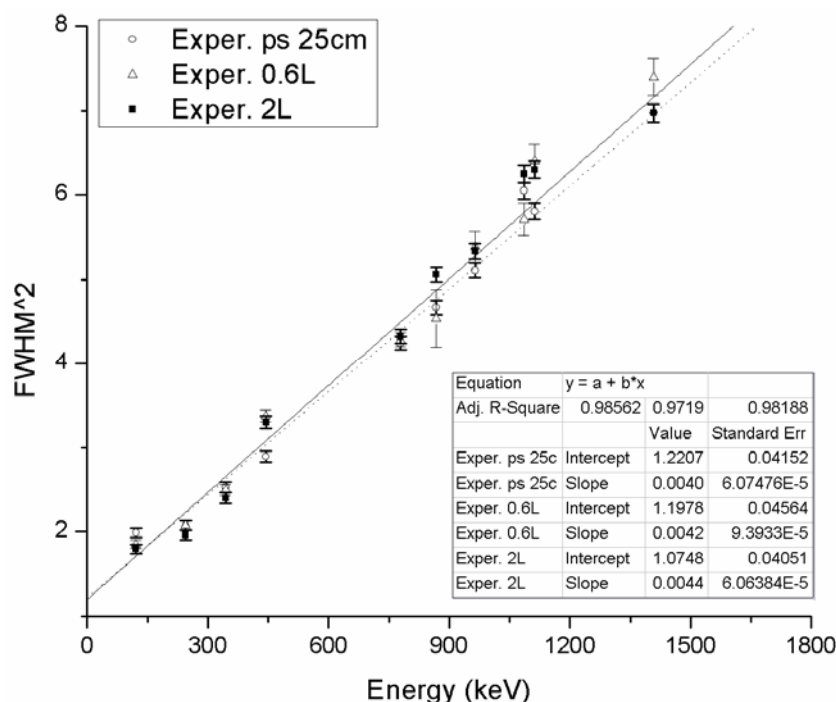
Σχήμα 4.17. Πειραματικά φάσματα 7200 s βαθμονόμησης του ανιχνευτή με σημειωμένες τις κορυφές του ^{152}Eu και την σχετική τους ένταση (%), για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm (μπλε γραμμή, πάνω), για μικρή φιάλη 0.6 L (πράσινη γραμμή, μέση) και για μεγάλη φιάλη 2 L (κόκκινη γραμμή, κάτω). Στο κάτω μέρος του φάσματος εμφανίζονται σε μεγέθυνση τρεις ενδεικτικές φωτοκορυφές με τις ασυμμετρικές Gaussian προσαρμοσμένες συναρτήσεις και το αφαιρούμενο σε κάθε περίπτωση υπόβαθρο, για τον υπολογισμό των γεγονότων φωτοκορυφής.

Η μέτρηση σημειακής πηγής σε απόσταση 25 cm ήταν απαραίτητη τόσο για το ποσοτικό προσδιορισμό της άγνωστης ενεργότητας του υγρού διαλύματος Ευρωπίου, όσο και για τον έλεγχο της κατάστασης λειτουργίας του ανιχνευτή. Πράγματι αρχικά πραγματοποιήθηκε η ενεργειακή βαθμονόμηση (Σχήμα 4.18) και ο προσδιορισμός της διακριτικής ικανότητας (Σχήμα 4.19) του συστήματος μέτρησης. Όσο αναφορά την ενεργειακή βαθμονόμηση, η γραμμική προσαρμογή των δεδομένων έδειξε συμφωνία σε όλα τα πειραματικά φάσματα, με πρακτικά τις ευθείες να ταυτίζονται.



Σχήμα 4.18. Καμπύλη ενεργειακής βαθμονόμησης του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Η διακριτική ικανότητα, αντίθετα, ήταν ελαφρά χειρότερη για τις φιάλες με μικρή διαφορά μεταξύ τους, ενώ και σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιήθηκε γραμμική προσαρμογή των δεδομένων του FWHM2 ως προς την ενέργεια. Συγκεκριμένα στα 1332.5 keV η διακριτική ικανότητα για την σημειακή πηγή, η φιάλη των 0.6 L και των 2 L, ήταν αντίστοιχα 2.58 keV, 2.60 keV και 2.65 keV, αισθητά αυξημένη με την αναμενόμενη 1.77 keV (Πίνακας 4.4). Ο ηλεκτρονικός θόρυβος (electronic noise) σε όλες τις περιπτώσεις προσδιορίστηκε στα 1.07 ± 0.05 keV, ενώ ο ποιοτικός παράγοντας κατάστασης του κρυστάλλου (fano factor) ήταν 0.3 ± 0.7 .



Σχήμα 4.19. Καμπύλη ενεργειακής διακριτικής ικανότητας του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

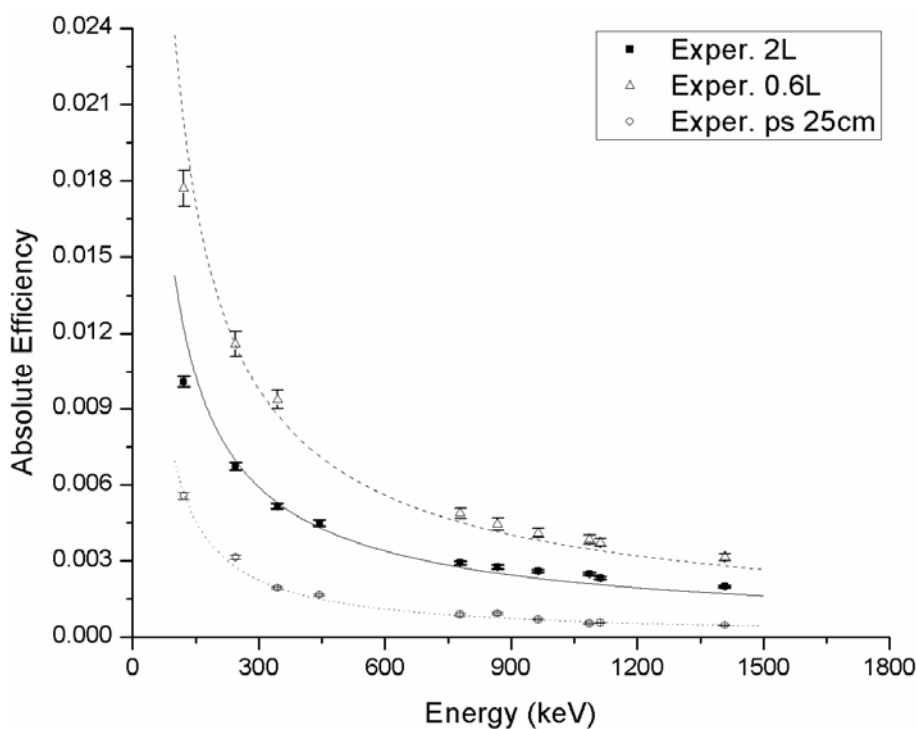
Με ανάλυση των φωτοκορυφών του ^{152}Eu , στο πειραματικό φάσματα της σημειακής πηγής, υπολογίστηκε η απόλυτη απόδοση σε κάθε ενέργεια των αντίστοιχων φωτοκορυφών επιλύοντας την εξίσωση (4.3) ως προς ϵ (Πίνακας 4.6).

Φωτοκορυφές (^{152}Eu)		Ανάλυση Φάσματος (7200 s)							
Ενέργεια (keV)	I γ (%)	Σημειακή Πηγή (ps 25 cm) 78.1 ± 1.1 kBq		Μικρή Φιάλη (Exper. 0.6L) 5.71 ± 0.10 kBq		Μεγάλη Φιάλη (Exper. 2L) 1.6 ± 0.6 kBq			
		Γεγονότα	Απόλυτη Απόδοση	Γεγονότα	Απόλυτη Απόδοση	Γεγονότα	Απόλυτη Απόδοση	Γεγονότα	Απόλυτη Απόδοση
121.78	28.40	382.5±1 E+03	55.8±1.3 E-04	56.1±0.3 E+03	177±8 E-04	117.5±0.4 E+03	101±2.0E-04		
244.70	7.58	56.7±0.4 E+03	31.4±0.8 E-04	9.79±0.14 E+03	116±5 E-04	20.93±0.20 E+03	67.2±1.5E-04		
344.28	28.52	139.9±0.5 E+03	19.3±0.5 E-04	29.8±1.9 E+03	94±4 E-04	60.55±0.27 E+03	51.6±1.0E-04		
443.96	3.16	12.73±0.21E+03	16.6±0.5 E-04	2.34±0.09 E+03	66±4 E-04	5.83±0.12 E+03	44.9±1.3E-04		
778.92	12.95	1.28±0.06E+03	8.9±0.5 E-04	7.04±0.10 E+03	48.8±2.1E-04	15.56±0.15 E+03	29.2±0.6E-04		
867.39	4.23	2.89±0.09E+03	9.2±0.4 E-04	2.10±0.08 E+03	44.5±2.4E-04	4.80±0.12 E+03	27.6±0.9E-04		
964.05	14.60	28.84±0.24E+03	6.94±0.18 E-04	6.7±0.1 E+03	41.0±1.7E-04	15.61±0.15 E+03	26.0±0.6E-04		
1085.84	10.09	8.52±0.17E+03	5.27±0.16 E-04	4.32±0.08 E+03	38.4±1.7E-04	10.35±0.12 E+03	25.0±0.6E-04		
1112.09	13.56	26.46±0.20E+03	5.58±0.14 E-04	5.63±0.09 E+03	37.3±1.6E-04	13.04±0.13 E+03	23.4±0.5E-04		
1408.02	20.80	16.5±0.22E+03	4.63±0.13 E-04	7.34±0.09 E+03	31.6±1.3E-04	17.10±0.13 E+03	20.0±0.4E-04		
Πειραματική Διάταξη		Παράμετροι Εξίσωσης Προσαρμογής $E_{ff} = \frac{A \cdot E^B}{C + E^D}$							
		A	B	C	D				
Exper. 2L		0.57 ±0.05	2.9 ±2.2	1.0 ±1.1 E+04	3.7 ±2.2				
Exper. 0.6L		0.97 ±0.05	5.3 ±2.9	10 ±1.4 E+07	6.2 ±2.9				
Exper. ps 25 cm		0.02 ±0.02	2.6 ±2.6	1.3 ±1.2 E+09	2.6 ±2.6				

Πίνακας 4.6. Αναλυτικός πίνακας υπολογισμού της απόλυτης απόδοσης του ανιχνευτή από τα γεγονότα φωτοκορυφής του ^{152}Eu και πίνακας των παραμέτρων της εξίσωσης της καμπύλης απόδοσης, για τις τρεις πειραματικές διατάξεις.

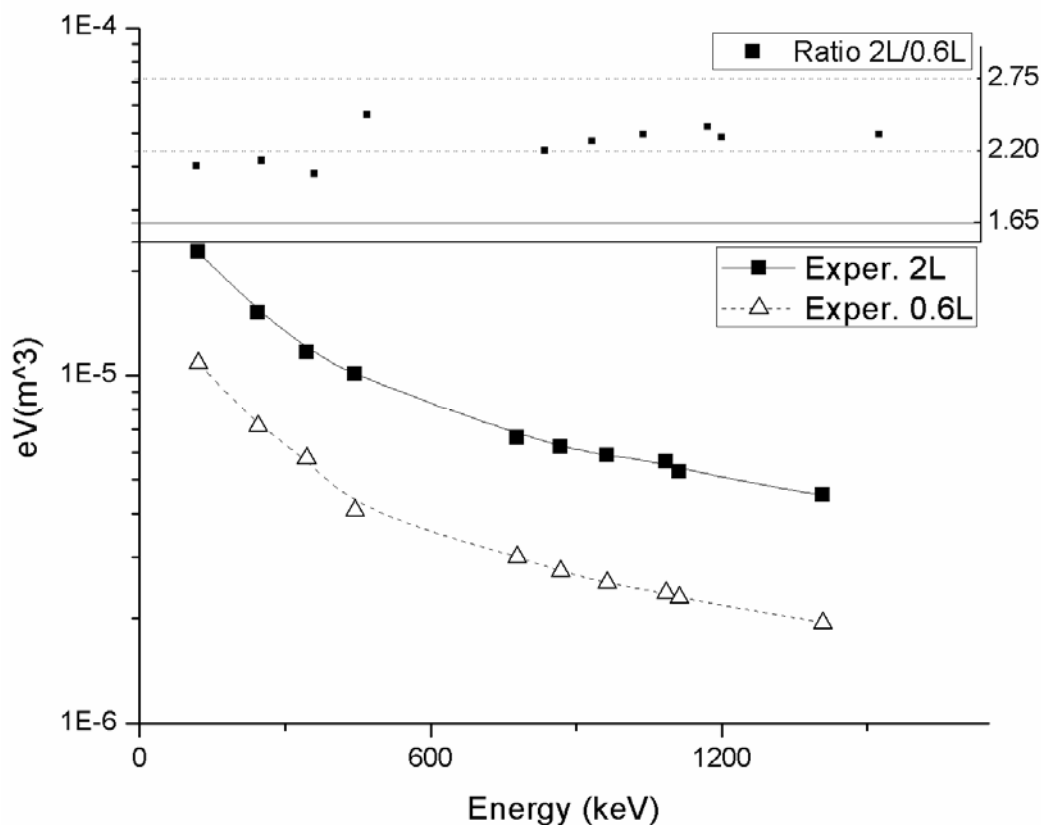
Ακολούθως κατέστη δυνατός και ο υπολογισμός και της ενεργότητας του υγρού διαλύματος της σύριγγας. Από την σχετική αναλογία των φωτοκορυφών προέκυψε πως το διάλυμα είχε αναλογία ευρωπίων $^{152}\text{Eu}/^{154}\text{Eu}$ περίπου 98.2 % και 1.8 % αντίστοιχα, ενώ η ενεργότητα του ^{152}Eu υπολογίστηκε στα $0.95 \pm 0.02 \mu\text{Ci}$ ($35.1 \pm 0.7 \text{ kBq}$) σε 1 mL διαλύματος. Κατά τον υπολογισμό αυτό πραγματοποιήθηκαν αναλυτική διόρθωση στερεάς γωνίας της εκτεταμένης κυλινδρικής πηγής [Ga 1980, Ga 2006] και εμπειρική διόρθωση εξασθένησης των φωτονίων λόγω ενδοαπορρόφησης μέσα στο ίδιο το διάλυμα [Gi 2008, Be 1995]. Και στις δύο περιπτώσεις οι διορθώσεις δε ξεπέρναγαν το 0.1 % της πειραματικής τιμής και συνεπώς, ήταν κατά πολύ μικρότερη από την αβεβαιότητα των πειραματικών τιμών για να ληφθούν υπόψη. Από αυτή την ποσότητα προέκυψε το προ-αραιωμένο διάλυμα $57.1 \pm 1.1 \text{ Bq/L}$ και κατόπιν τα δείγματα της βαθμονόμησης των φιαλών με κοινή περιεκτικότητα $2.5 \pm 0.1 \text{ Bq/L}$, ήτοι $1.6 \pm 0.6 \text{ kBq}$ στη φιάλη 0.6 L και $5.71 \pm 0.10 \text{ kBq}$ στη φιάλη 2 L. Με την ανάλυση των πειραματικών φασμάτων βαθμονόμησης των φιαλών προέκυψαν τελικά και οι τιμές της απόλυτης απόδοσης του ανιχνευτή για τις δύο γεωμετρίες νερού στις ενέργειες των φωτοκορυφών του ^{152}Eu , ενώ με προσαρμογή της θεωρητικής εξίσωσης

$$E_{ff} = \frac{A \cdot E^B}{C + E^D}, \text{ προσδιορίστηκαν οι καμπύλες απόδοσης (Σχήμα 4.20).}$$



Σχήμα 4.20. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης του ανιχνευτικού συστήματος για σημειακή πηγή σε απόσταση 25 cm και για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Αν και υπάρχει καλή συμφωνία της καμπύλης για την σημειακή πηγή με την αναμενόμενη από τους κατασκευαστές (καμπύλη P41321A στο Σχήμα 4.12), ωστόσο δεν θα πρέπει να θεωρηθεί απόλυτα έγκυρη πέρα από το ενεργειακό εύρος των πειραματικών δεδομένων. Ιδιαίτερα για τιμές κάτω των 120 keV, η καμπύλη δεν πρέπει να ληφθεί καθόλου υπόψη, καθώς εκεί εμφανίζεται ακρότατο και έντονη αλλαγή κλίσης χωρίς να υπάρχουν πειραματικά δεδομένα. Αυτό εξάλλου εξηγεί και το μεγάλο σφάλμα, ιδιαίτερα στις παραμέτρους που σχετίζονται με το ανοδικό μέρος της διπλής εκθετικής συνάρτησης. Παρατηρείται επίσης ότι η απόδοση του συστήματος για την μικρή γεωμετρία είναι σχεδόν διπλάσια ως προς αυτή της μεγάλης φιάλης. Στη πραγματικότητα, η μεγάλη γεωμετρία είναι αποτελεσματικότερη για την ανίχνευση χαμηλότερων συγκεντρώσεων καθώς, όπως φαίνεται και από την εξίσωση υπολογισμού της ενεργότητας κατά όγκο (Εξ. 4.3), η ογκομετρική απόδοση του συστήματος $\varepsilon \cdot V$ (ή marine efficiency, όπως παρουσιάστηκε προηγουμένως) είναι σχεδόν διπλάσια για τη φιάλη 2 L, εφόσον ο όγκος του είναι ~ 4 φορές μεγαλύτερος της φιάλης 0.6 L (Σχήμα 2.21). Για το λόγο μετά τις πρώτες μετρήσεις, οι υπόλοιπες δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν με φιάλη 2L.

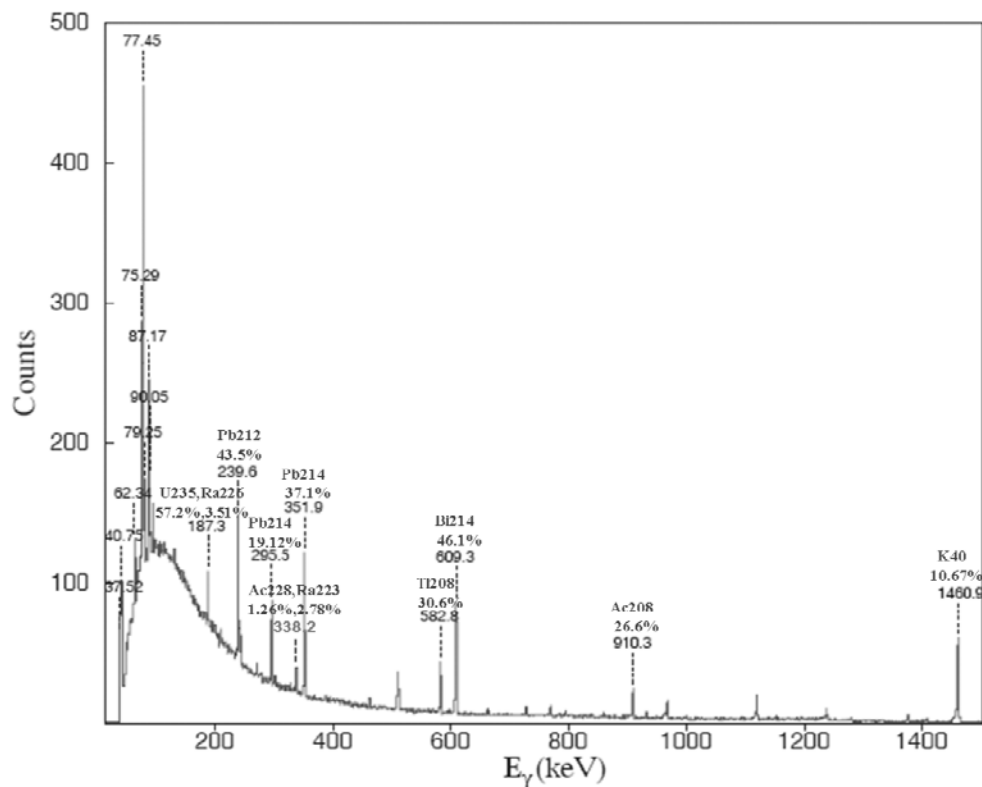


Σχήμα 4.21. Σύγκριση της ενεργειακής ογκομετρικής απόδοσης εV (m^3) του ανιχνευτικού συστήματος για τις φιάλες 0.6 L και 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

4.3.3. Διερεύνηση Ακτινοβολίας Υποβάθρου

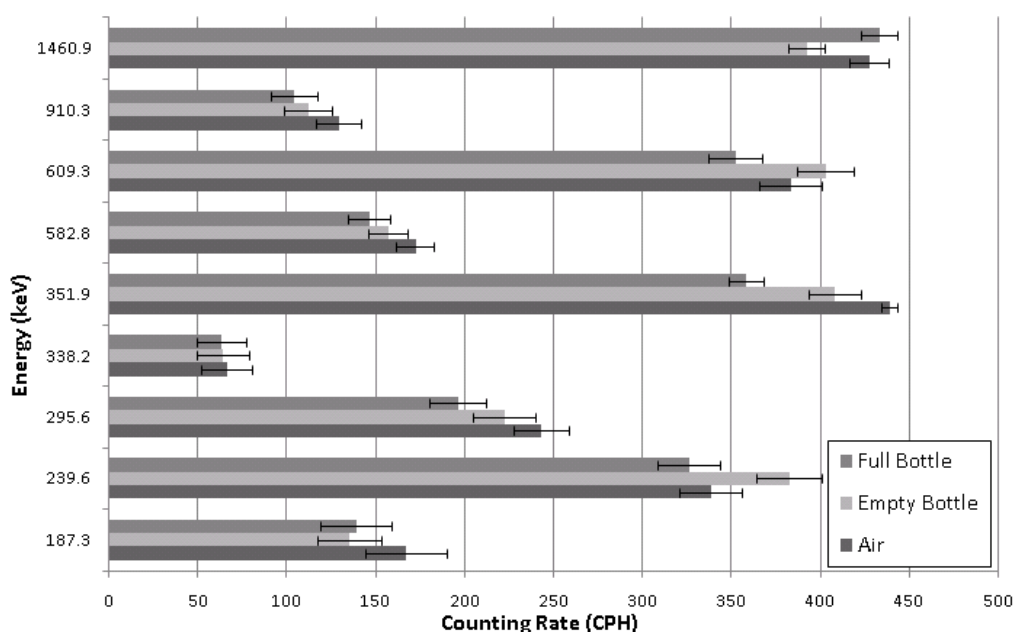
Λόγο της μέτρησης δειγμάτων νερού μικρής περιεκτικότητας σε ραδιοϊσότοπα, εξίσου σημαντικό με την βαθμονόμηση του συστήματος κρίθηκε η ποιοτική μελέτη και η διερεύνηση της χρονικής-ποσοτικής διακύμανσης της ακτινοβολίας υποβάθρου. Όπως διευκρινίστηκε και νωρίτερα η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση γυάλινων φιαλών τύπου rygex για υποθαλάσσιες σημειακές δειγματοληψίες γ-φασματοσκοπίας είναι πρωτότυπη και πειραματική. Για το λόγο αυτό πρέπει και να διασφαλιστεί η ποιοτική της αρτιότητα, ελέγχοντας όλους τους πιθανούς παραμέτρους που θα μπορούσαν να επηρεάσουν τα αποτελέσματα των μετρήσεων.

Δεδομένου του ότι ο τύπος των φιαλών που επιλέχθηκαν ήταν μεν ενδεδειγμένος (αν όχι ο βέλτιστος) για δειγματοληψίες σε μεγάλα βάθη και για πολύ συγκεκριμένα σημεία συλλογής, όχι όμως και ο πλέον κατάλληλος για μετρήσεις γ-φασματοσκοπίας, ήταν απαραίτητο να πραγματοποιηθεί ποιοτική μελέτη της συνεισφοράς της φιάλης δειγματοληψίας στα πειραματικά φάσματα. Τα κατεξοχήν ραδιονουκλίδια ενδιαφέροντος στην συγκεκριμένη έρευνα, αλλά και γενικότερα στις περιβαλλοντολογικές και ωκεανογραφικές έρευνες με ραδιοϊχνηθέτες, είναι τα ραδιοϊσότοπα του ραδίου, το ραδόνιο και το κάλιο.



Σχήμα 4.22. Πειραματικό φάσμα μίας ώρας της ακτινοβολίας υποβάθρου συμπληρωμένης φιάλης 0.6 L με αποιονισμένο νερό.

Πέρα από το κάλιο ^{40}K που ανιχνεύεται άμεσα με γ-φασματοσκοπία (φωτοκορυφή στα 1460.9 keV), τα υπόλοιπα ραδιοϊσότοπα μπορούν να προσδιοριστούν κυρίως από τα θυγατρικά τους που παρουσιάζουν έντονες φωτοκορυφές σε όλο το εύρος του ενεργειακού φάσματος ακτινοβολίας γάμμα (Σχήμα 4.22). Συγκεκριμένα το ^{228}Ra προσδιορίζεται έμμεσα από το ακτίνιο ^{228}Ac (911.16 keV), ενώ το ^{224}Ra από το ^{212}Pb (238.6 keV) και ευκολότερα από την αιχμή του μετέπειτα στη ραδιενεργό σειρά θαλίου ^{208}Tl (583.19 keV). Το αέριο ραδόνιο ^{222}Rn προσδιορίζεται από τα δύο στη σειρά θυγατρικά του ^{214}Pb (351.9 keV) και ^{214}Bi (609.31 keV), ενώ το πατρικό του ^{226}Ra είτε από τα ίδια με μέτρηση σε μεταγενέστερο χρόνο και αναγωγή στη στιγμή της δειγματοληψίας, είτε δυσκολότερα μετά από διόρθωση στην διπλή κορυφή του στα 186.21 keV με το ακτίνιο ^{235}U (185.71 keV) [Ελ 2005]. Τέλος το ^{223}Ra , μετά από τον υπολογισμό της συγκέντρωσης του ^{228}Ac , προσδιορίζεται και αυτή από την διπλή κορυφή στα 241 keV.

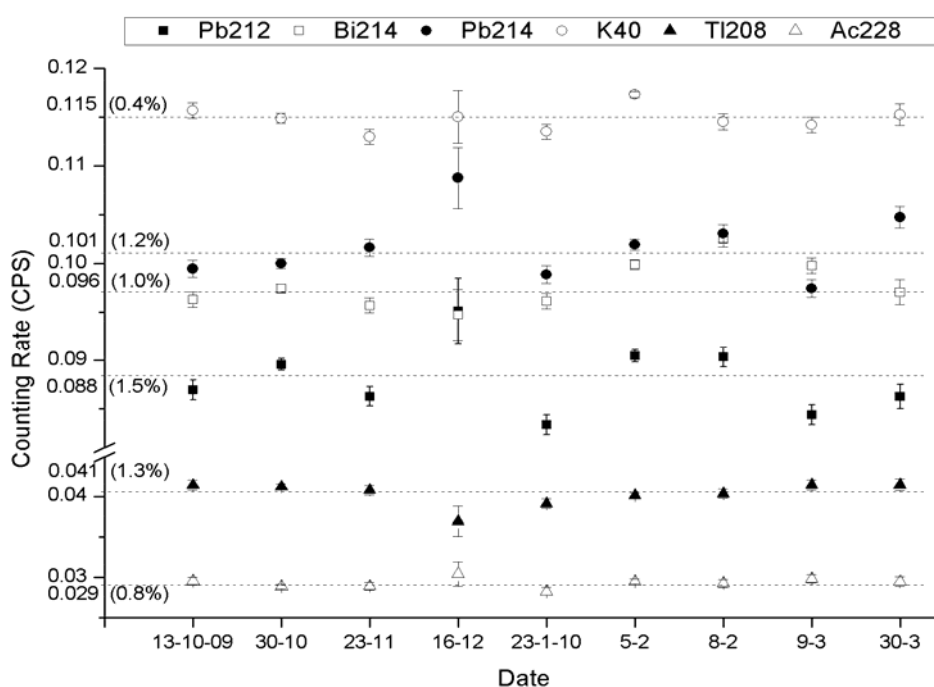


Σχήμα 4.23. Ο ρυθμός καταγραφής γεγονότων υποβάθρου στο ανιχνευτικό σύστημα του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ. για τις εντονότερες φωτοκορυφές ενδιαφέροντος, όπως προέκυψε μετά από ανάλυση φασμάτων μίας ώρας για φιάλη 0.6 L γεμάτη με απιονισμένο νερό (Full Bottle), για άδεια (Empty Bottle) και χωρίς (Air).

Όλα τα παραπάνω ραδιοϊσότοπα υπάρχουν τόσο στην ατμόσφαιρα, λόγω του ραδονίου κυρίως, όσο και στα οικοδομικά υλικά του εργαστηρίου. Επιπλέον ιχνοστοιχεία όλων των φυσικών σειρών αλλά και του καλίου υπάρχουν στο υλικό της ίδιας της φιάλης δειγματοληψίας αλλά και στο απιονισμένο νερό, όσο καλή και να είναι η διαδικασία παραγωγής και των δύο. Στο Σχήμα 4.23 φαίνεται ξεκάθαρα η συμβολή στο φάσμα από το κάλιο (1460.9 keV) και το ραδόνιο (351.9 keV, 609.3

keV) του αέρα, ενώ μικρότερη είναι η συμβολή των υπόλοιπων φυσικών ραδιοϊσοτόπων. Ακολουθώς παρατηρείται η μείωση όλων των ραδιοϊσοτόπων για την διάταξη με άδεια φιάλη, και κυρίως στις χαμηλές ενέργειες, λόγω ενδοαπορρόφησης φωτονίων από τα τοιχώματά του, ενώ είναι εμφανής η ύπαρξη ιχνοστοιχείων της φυσικής σειράς του θωριού ^{232}Th στο γυαλί της φιάλης, καθώς παρατηρείται αύξηση στις αντίστοιχες αιχμές (239.6 keV, 609.3 keV). Στην περίπτωση του απιονισμένου νερού έχουμε έντονη αύξηση του φαινομένου της ενδοαπορρόφησης και μέσα στο νερό, άρα μείωση και της ακτινοβολίας υποβάθρου, ενώ είναι έντονη η ύπαρξη αλάτων στο νερό καθώς έχουμε μεγάλη αύξηση στο ^{40}K και μικρότερη στο ακτίνιο ^{235}U . Είναι σαφές λοιπόν ότι η διάταξη της φιάλης σε επαφή με τον ανιχνευτή δρα και ως “αυτοθωράκιση” του συστήματος από την ακτινοβολία υποβάθρου.

Πέρα όμως των πιθανών δυσκολιών ή και βελτιώσεων που προσφέρει η μέθοδος μέτρησης καθεαυτή, πολύ σημαντικό για την αξιοπιστία της είναι και η διερεύνηση των συνθηκών μέτρησης. Αυτό κατά κύριο λόγο σημαίνει σταθερότητα στον τρόπο μέτρησης αλλά και έλεγχο της διακύμανσης της ακτινοβολίας υποβάθρου. Για αυτό το λόγο για το μεγαλύτερο χρονικό διάστημα των πειραματικών μετρήσεων ελέγθη το κατά πόσο μεταβάλλεται η συγκέντρωση των ραδιονουκλιδίων ενδιαφέροντος στο χώρο των μετρήσεων, και συνεπώς η συνεισφορά της ακτινοβολίας υποβάθρου στα γεγονότα φωτοκορυφής των πειραματικών φασμάτων (Σχήμα 4.24).



Σχήμα 4.24. Χρονική διακύμανση των ραδιονουκλιδίων ενδιαφέροντος στο φάσμα υποβάθρου φιάλης απιονισμένου νερού 615 mL, προσδιορισμένο από το ρυθμό γεγονότων ανά δευτερόλεπτο (CPS) της κύριας φωτοκορυφής τους.

Τα δεδομένα που εξετάστηκαν προέρχονται από μετρήσεις απιονισμένου νερού σε διάστημα 6 μηνών από τις 13/10/09 μέχρι τις 30/5/10, και των δύο γεωμετριών (0.6 L και 2 L) για διάφορους φασματικούς χρόνους. Προκειμένου να συγκριθούν πραγματοποιήθηκε κανονικοποίηση τους κατά όγκο και κατά χρόνο. Τα αποτελέσματα, που παρουσιάζονται στον παραπάνω διάγραμμα, έδειξαν ότι η διακύμανση στην ακτινοβολία υποβάθρου ήταν μικρή – κάτω από 1.5 % της μέσης τιμής για όλα τα ραδιονουκλίδια – και συνεπώς οι συνθήκες μέτρησης παρουσίαζαν ικανοποιητική σταθερότητα. Μειονέκτημα θεωρείται ο γενικά αυξημένος ρυθμός γεγονότων για όλες τις φωτοκορυφές που κυμαινόταν από 0.03 – 0.12 γεγονότα το δευτερόλεπτο (CPS) και οφείλεται στην ελλιπή θωράκιση του ανιχνευτικού συστήματος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Μέχρι αυτό το σημείο παρουσιάστηκαν αναλυτικά η περιοχή μελέτης, οι εργασίες πεδίου, η οργανολογία, οι τεχνικές δειγματοληψίας και ανάλυσης των δεδομένων που αφορούν στην πυρηνική φασματοσκοπία. Από την ανάλυση προέκυψε ένα πλήθος ποιοτικών και ποσοτικών αποτελεσμάτων από την ευρύτερη περιοχή μελέτης, που αφορούν πέρα από ραδιονουκλίδια και άλλες φυσικές παραμέτρους. Με την έννοια της χρονικής διακριτοποίησης, το σύνολο των δεδομένων μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητικά αντιπροσωπευτικό, καθώς καλύπτει περίοδο ενός πλήρους υδρολογικού κύκλου. Σε αυτό το κεφάλαιο πέρα από την παρουσίαση πειραματικών αποτελεσμάτων και παρατηρήσεων, που αφορούν την περιβαλλοντική ραδιενέργεια και εφαρμογές της στο πεδίο της υδρολογίας και της γεωλογίας, αναφέρονται και τα θεωρητικά αποτελέσματα σχετιζόμενα με την περαιτέρω διερεύνηση της προτεινόμενης μεθοδολογίας σημειακής υποβρύχιας γ-φασματοσκοπίας με γυάλινη φιάλη, που περιγράφηκε στο τέλος του προηγούμενου κεφαλαίου.

Αρχικά, στο πειραματικό μέρος των αποτελεσμάτων, παρατίθενται τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα της ραδιενεργού συγκέντρωσης των υπό εξέταση ραδιοϊσοτόπων και ελέγχονται οι τιμές τους από άποψη ραδιοπροστασίας, στο σύνολο των καταγραφών και δειγμάτων νερού πυρηνικής φασματοσκοπίας. Ακολουθεί ο προσδιορισμός της παλαιότητας του νερού της ανάβλυσης από την περιεκτικότητά του σε τρίτιο και του χρόνου παραμονής του από την προτεινόμενη μέθοδο γ-φασματοσκοπίας. Κατόπιν εξετάζεται η αλληλοσύγκριση και αλληλοβαθμονόμηση των διαφόρων μεθόδων φυσικών καταγραφών και πυρηνικής φασματοσκοπίας, που εφαρμόστηκαν στη παρούσα μελέτη. Στο δεύτερο μέρος, παρουσιάζονται τα θεωρητικά αποτελέσματα που αφορούν σε μαθηματικούς υπολογισμούς για τον καθορισμό, αρχικά, της ελάχιστης ανιχνεύσιμης ενεργότητας (MDA) και κατόπιν της προσομοίωσης της ενεργειακής απόδοσης και του φάσματος βαθμονόμησης για την πειραματική διάταξη γ-φασματοσκοπίας με γυάλινη φιάλη.

5.1. Πειραματικά Αποτελέσματα

Στη παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις που αφορούσαν στην διερεύνηση ορισμένων φυσικών χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων εκροών στη υποθαλάσσια περιοχή της Στούπας με απώτερο σκοπό την εκμετάλλευση του για άρδευση ή/και πόση. Είναι λοιπόν επόμενο το πρώτο και κύριο που απασχολεί από ραδιολογικής πλευράς να είναι η δασοπροστασία, δηλαδή το κατά πόσο το νερό αυτό επιτρέπεται να χρησιμοποιηθεί από άποψη δημόσιας υγείας, κυρίως όσο αναφορά το ραδόνιο. Σημαντική επίσης παράμετρος είναι και η μελέτη του τελευταίου, από ερευνητική σκοπιά, στο πώς διαχέεται στην ανάβαλο της υποθαλάσσιας εκροής που εξετάστηκε επισταμένα. Ακολουθως, σημαντική παράμετρος για οποιαδήποτε κατασκευαστικό έργο που αφορά την χρήση του γλυκού νερού είναι το πόσο παλαιό είναι το νερό αυτό και πόσο χρόνο διαμένει στο έδαφος. Οι πληροφορίες αυτές σε συνδυασμό με την μορφολογία και γεωγραφία της περιοχής μπορεί να οδηγήσουν σε εξεύρεση της διαδρομής του νερού, των υπόγειων ταμιευτήρων, την δυνατότητα υπέργειων γεωτρήσεων κ.ά. Τέλος πολύ σημαντικό από τεχνολογική άποψη είναι και η απόκτηση εμπειρίας και ανάπτυξη τεχνογνωσίας για την εφαρμογή πυρηνικών τεχνικών σε γεωλογικές-ωκεανογραφικές εφαρμογές. Για αυτό το λόγο πραγματοποιήθηκε σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων που προέρχονται από το υποθαλάσσιο φασματόμετρο KATERINA με αυτά των ροόμετρων και των CTD. Παράλληλα πραγματοποιήθηκε αλληλοβαθμονόμηση των δύο ανιχνευτών γ-φασματοσκοπίας που χρησιμοποιήθηκαν για σημειακές υποθαλάσσιες μετρήσεις (KATERINA-HPGe) αλλά και σύγκριση των αποτελεσμάτων τους με αυτά του ανιχνευτή σπινθηρισμών LSA.

5.1.1. Ραδιολογική Σύσταση και Ποιότητα Νερού

Το σημαντικότερο ραδιονουκλίδιο που εξετάζεται σε περίπτωση υπογείων υδάτων και ενδέχεται να είναι αυξημένο λόγω της παραμονής και διέλευσης του νερού σε υπόγειους ταμιευτήρες είναι το ραδόνιο ^{222}Rn . Όπως περιγράφηκε αναλυτικά προτύτερα στο κείμενο (δες Παρ. 3.4), δείγματα νερού για την μελέτη του ραδονίου πάρθηκαν κατά την διάρκεια της μελέτης σε διάφορα σημεία της αναβάλου της καλογριάς (Σχήμα 3.14), ενώ ο κατ' όγκο υπολογισμός της συγκέντρωσής του στο νερό (Bq/L) έγινε με ανιχνευτή σπινθηρισμού LSA (δες Παρ. 4.3). Τα συγκεντρωτικά

αποτελέσματα από όλες τις δειγματοληψίες σε κάθε βάθος της αναβάλου παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

Ημερομηνία δειγματοληψίας	Σημείο δειγματοληψίας	Alpha (Bq/L)	±	Rn (Bq/L)	±
21-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3.60	0.40	1.20	0.13
21-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3.20	0.40	1.07	0.13
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	2.60	0.30	0.87	0.10
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	2.50	0.30	0.83	0.10
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	1.00	0.40	0.33	0.13
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.90	0.40	0.30	0.13
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m South	0.10	0.30	0.03	0.10
22-Ιουλ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m South	0.60	0.30	0.20	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	1.50	0.30	0.50	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	0.00	0.30	0.00	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	0.20	0.30	0.07	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.30	0.30	0.10	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.00	0.30	0.00	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m South	0.10	0.30	0.03	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m North	0.30	0.30	0.10	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m East	0.00	0.30	0.00	0.10
1-Σεπ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m West	0.20	0.30	0.07	0.10
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	5.60	0.10	1.87	0.03
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	1.60	0.10	0.53	0.03
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	1.70	0.10	0.57	0.03
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	1.90	0.10	0.63	0.03
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	1.60	0.10	0.53	0.03
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m South	0.00	0.20	0.00	0.07
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m North	0.10	0.20	0.03	0.07
8-Οκτ-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m West	0.70	0.10	0.23	0.03
13-Νοε-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	1.38	0.21	0.46	0.07
13-Νοε-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	0.86	0.07	0.29	0.02
13-Νοε-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	0.00	0.10	0.00	0.03
13-Νοε-2009	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.00	0.10	0.00	0.03
19-Ιαν-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	1.70	0.10	0.57	0.03
19-Ιαν-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	1.53	0.17	0.51	0.06
19-Ιαν-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	0.52	0.27	0.17	0.09
19-Ιαν-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.56	0.24	0.19	0.08
3-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3.45	0.16	1.15	0.05
3-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	1.90	0.11	0.63	0.04
3-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	2.30	0.13	0.77	0.04
3-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	0.28	0.15	0.09	0.05
23-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3.52	0.16	1.17	0.05
23-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	2.16	0.15	0.72	0.05
23-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	2.62	0.09	0.87	0.03
23-Μαρ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	1.28	0.04	0.43	0.01
12-Μαϊ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3.62	0.12	1.21	0.04
12-Μαϊ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	0.38	0.17	0.13	0.06
12-Μαϊ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 10m	0.24	0.07	0.08	0.02
12-Μαϊ-2010	Ανάβλυση 1 - Βάθος 0m	1.02	0.08	0.34	0.03

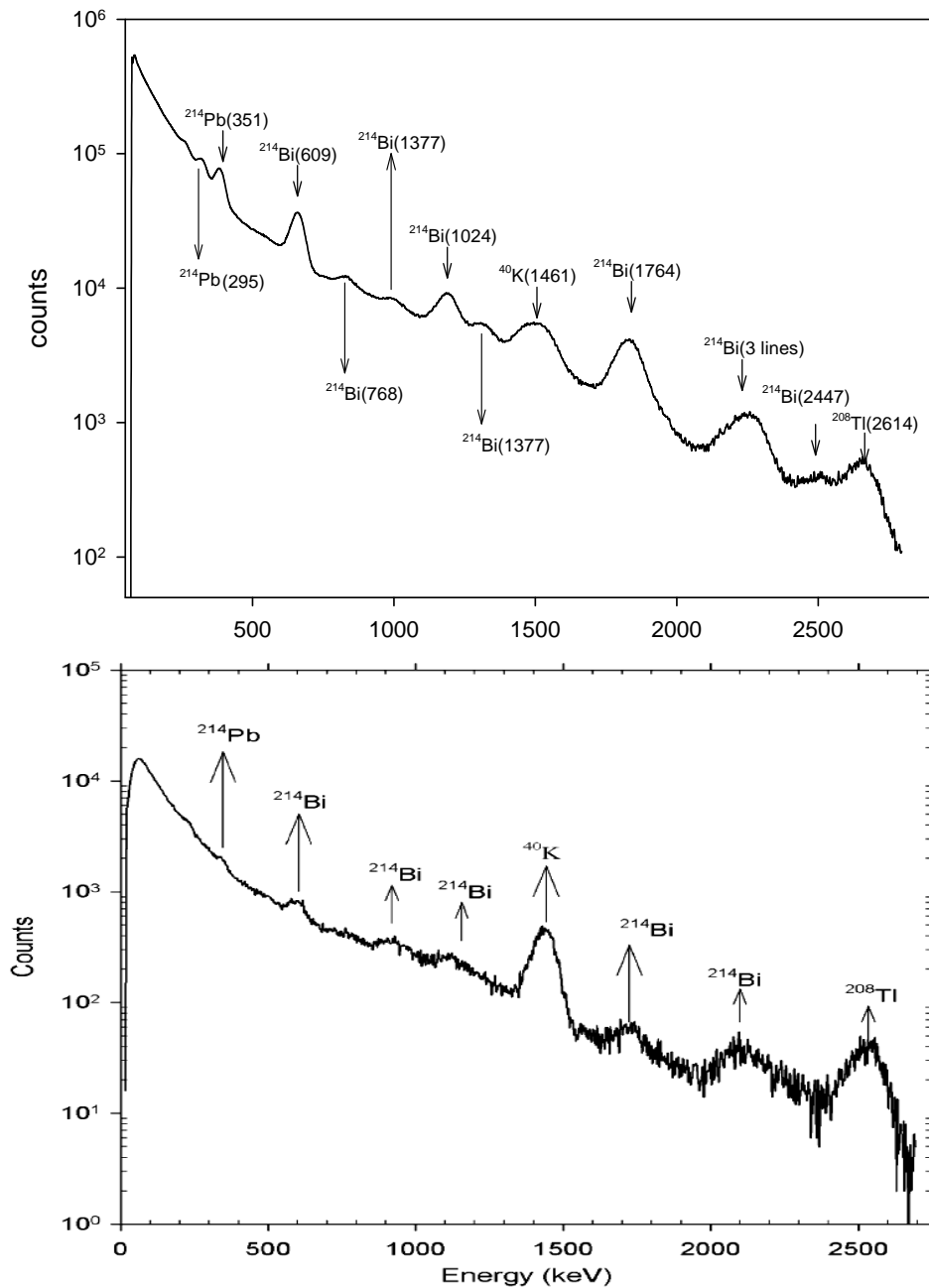
Πίνακας 5.1. Αποτελέσματα μετρήσεων ραδονίου στην ανάβλυση της Στούπας, με α-φασματοσκοπία από ανιχνευτή LSA κατά την περίοδο Ιούλιος 2009 – Μάιος 2010.

Η συγκέντρωση του ραδονίου τελικά σε αυτό βρέθηκε μέσα στο εύρος τιμών (0.46 ± 0.07 έως 1.87 ± 0.03) Bq/L. Τα δείγματα νερού δε, που λαμβάνονταν σε όσο το δυνατό μικρότερη απόσταση από το σημείο της ανάβλυσης (βάθος 25 m), θεωρούνται ενδεικτικά για τον ραδιολογικό χαρακτηρισμό του εξερχόμενου υπόγειου νερού (SGD) και παρουσίασαν μέση τιμή περίπου 1.2 Bq/L. Η ελάχιστη τιμή παρατηρήθηκε το Νοέμβριο 2009 και η μέγιστη τον Οκτώβρη 2009. Η μεταβολή των τιμών θεωρείται ότι οφείλεται (α) στη διακύμανση της ταχύτητας εκροής του νερού, όπου αύξηση της ταχύτητας εκροής οδηγεί σε αύξηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου, αλλά αντιστρόφως και (β) στη διαφοροποίηση του σημείου δειγματοληψίας, καθώς ήταν πρακτικά αδύνατο το σημείο λήψης να παραμείνει σταθερό. Εν προκειμένω δεν είναι δυνατή η ασφαλής σύγκριση των αποτελεσμάτων, καθώς κατά την αύξηση της ροής της ανάβλυσης, το χειμώνα και την άνοιξη, οι δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν σε μεγάλη απόσταση σε σχέση με αυτές του υπόλοιπου χρόνου.

Όσο αναφορά λοιπόν στην διακύμανση της συγκέντρωσης του ραδονίου στη στήλη του νερού μέσα στην ανάβαλλο, η συγκέντρωση φαίνεται να ελαττώνεται σημαντικά σε σχέση με το βάθος φθάνοντας σε πολύ μικρές τιμές (συχνά πολύ κοντά ή και κάτω από το όριο ανίχνευσης) σε σημεία της επιφάνειας στο κέντρο και γύρω από το κέντρο της ανάβαλλο. Κυριότερος λόγος για αυτό θεωρείται η διαδικασία της μίξης υπόγειου και θαλασσινού νερού. Δεδομένου ότι το θαλασσινό νερό έχει αμελητέα, σε σχέση με το υπόγειο νερό, ποσότητα ραδονίου, η μίξη τους έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της συγκεντρώσεως του ραδονίου στα δείγματα. Η διαδικασία της μίξης φαίνεται να είναι ιδιαίτερα έντονη από τα πρώτα κιόλας μέτρα από το σημείο της ανάβλυσης γεγονός που φανερώνεται από τη σημαντική μείωση της συγκεντρώσεως του ραδονίου στα δείγματα από βάθος 20 m, σε σχέση με την αντίστοιχη στα δείγματα στα 25 m.

Κάτι τέτοιο εξάλλου ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της χρονικής μεταβολής συγκεντρώσεως του καλίου ^{40}K (που είναι ο κύριος ιχνηθέτης του θαλάσσιου νερού, εφόσον υπάρχει σε μεγάλη συγκέντρωση σε αυτό) και του ραδονίου ^{222}Rn στην εκβολή της υποθαλάσσιας πηγής, από καταγραφές του ανιχνευτή KATERINA. Πιο συγκεκριμένα, από τα συνεχή πειραματικά φάσματα 12 h αναλύθηκαν οι φωτοκορυφές του μολύβδου ^{214}Pb (ως θυγατρικός πυρήνας του ραδονίου ^{222}Rn) και του καλίου ^{40}K για την ποσοτικοποίηση των συγκεντρώσεών τους. Εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι στα φάσματα μεγάλης ροής υπογείων υδάτων (δηλαδή γλυκού νερού) είναι εμφανής η δυνατότητα ανίχνευσης πολλών άλλων φυσικών

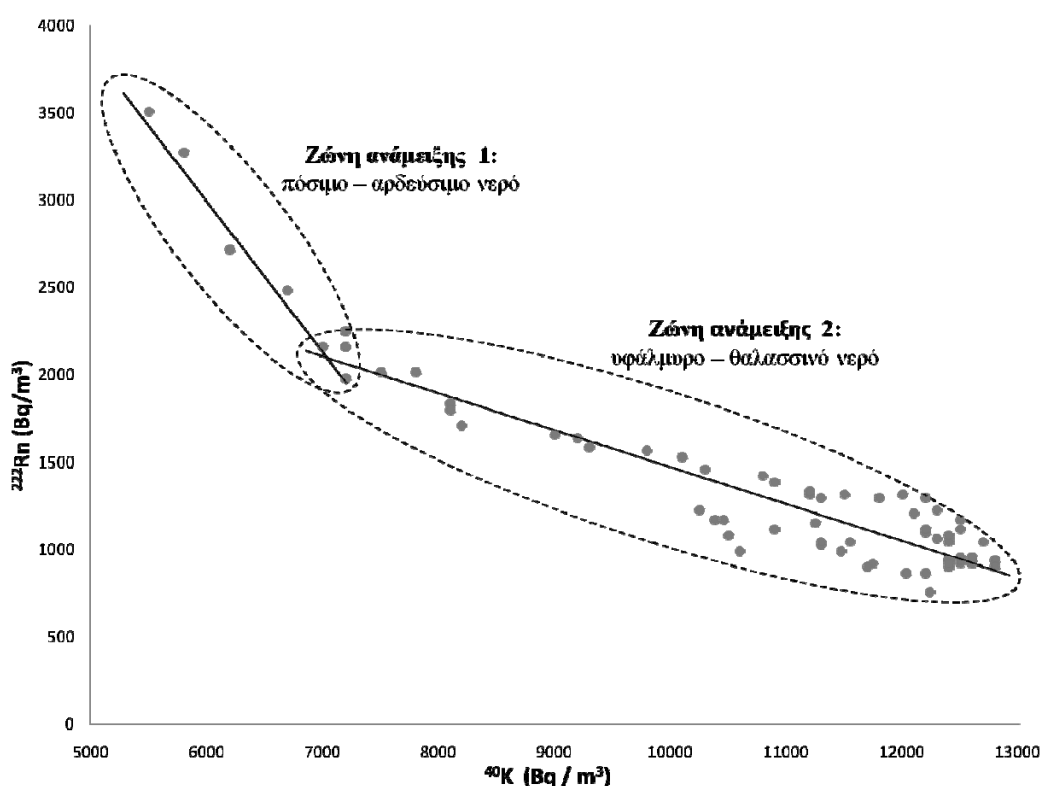
ραδιοϊσοτόπων των σειρών του ^{232}Th και του ^{238}U με αντιστρόφως ανάλογη ένταση της κορυφής του καλίου, σε αντίθεση με την περίπτωση χαμηλής ροής (Σχήμα 5.1).



Σχήμα 5.1. Πειραματικά φάσματα 12 h του ανιχνευτή KATERINA από την υποθαλάσσια πηγή της Στούπας σε περίοδο έντονης (πάνω) και μικρής (κάτω) ροής γλυκού νερού.

Όπως και στην περίπτωση των δειγμάτων νερού από όλη την κατακόρυφη στήλη της αναβάλου, η εξάρτηση των συγκεντρώσεων του ^{40}K και ^{222}Rn στην εκβολή της ανάβλυσσης είναι αντιστρόφως ανάλογη (Σχήμα 5.1). Αξιοσημείωτη ωστόσο είναι η ανάδειξη δύο σαφώς διαχωρισμένων περιοχών ανάμειξης του νερού: (1) μία ζώνη ανάμειξης στην οποία επικρατεί το γλυκό νερό, χαμηλό σε άλατα, όπου ο ρυθμός

μεταβολής της συγκέντρωσης με αυξητική επίδραση θαλασσινού νερού είναι ασθενέστερος σε σχέση με την ροή εκβολής των υπόγειων υδάτων και (2) μια δεύτερη ζώνη μείξης όπου η επίδραση του θαλάσσιου νερού δείχνει να είναι επικρατούσα, όχι μόνο λόγω της εξωτερικής ανάμειξης στην περιοχή εκβολής, αλλά και λόγω του φαινομένου της ανακύκλωσης του αλμυρού νερού στους παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες. Οι παραπάνω διαπίστωση, μετά από πιο ενδελεχή μελέτη του φαινομένου και σε άλλες περιπτώσεις SGD, θα μπορούσε να οδηγήσει σε κριτήριο χαρακτηρισμού των υπόγειων υδάτων των SGD από άποψη εκμετάλλευσιμότητας (πόσιμο-αρδευσιμο ή υφάλμυρο-θαλασσινό νερό), βασισμένο στο λόγο των συγκεντρώσεων $^{40}\text{K}/^{222}\text{Rn}$.



Σχήμα 5.2. Συσχέτιση των συγκεντρώσεων καλίου και ραδονίου στην εκβολή της ανάβλυσης, σύμφωνα με τα αποτελέσματα μετρήσεων καθ' όλη την διάρκεια της έρευνας.

Από ραδιολογικής απόψεως το εύρος των τιμών που παρατηρήθηκαν κρίνεται ιδιαίτερος χαμηλό σε σχέση με την τιμή αναφοράς των 11 Bq/L (300 pCi/L) που προτείνεται ως όριο ανάληψης μέτρων της συγκεντρώσεως ραδονίου σε υπόγεια νερά σύμφωνα με την Αμερικανική επιτροπή προστασίας του περιβάλλοντος (US Environmental Protection Agency, E.P.A.), πόσο μάλλον σε σχέση με την σύσταση 2001/928/Euratom της Επιτροπής Ευρωπαϊκών κοινοτήτων η οποία έχει θεσπίσει ως αντίστοιχο όριο τα 100 Bq/L. Έτσι, το νερό της υποθαλάσσιας ανάβλυσης κρίνεται

ότι δεν συνιστά απειλή για τη δημόσια υγεία από την πλευρά της συγκεντρώσεως ραδονίου σε αυτό.

Το επόμενο ραδιονουκλίδιο ενδιαφέροντος που ενδεχομένως να παρουσιάσει αυξημένες τιμές στα υπόγεια νερά (δες, Παρ. 2.1) είναι το μητρικό ραδιονουκλίδιο του ραδονίου, το ράδιο ^{226}Ra . Από όλες τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν με τον ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή σύμφωνα με την μεθοδολογία που περιγράφηκε στην Παρ. 4.3, οι συγκεντρώσεις ραδίου στα δείγματα του νερού βρέθηκαν μικρότερες από το όριο ανιχνευσιμότητας το οποίο για το εν λόγω ανιχνευτικό σύστημα ισούται με 10 mBq/L και που ενδεικτικά μπορεί να θεωρηθεί η μέγιστη συγκέντρωση για το νερό της ανάβλυσης.

Η σύγκριση αυτή της τιμής, με τις τιμές του ραδονίου κάνει φανερό ότι: (α) ο κύριος μηχανισμός εμπλουτισμού του νερού της ανάβλυσης σε ραδόνιο είναι η διάχυση του ίδιου του αερίου εντός του υδροφόρου ορίζοντα προς το υπόγειο νερό και (β) η παραγωγή ραδονίου από το διαλυτό ράδιο που περιέχεται στο νερό μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα σε σχέση με την ποσότητα που συγκεντρώνεται στο νερό λόγω της διαχύσεώς του από το υπέδαφος. Παράλληλα η συγκέντρωση των 10 mBq/L είναι ιδιαίτερα χαμηλή σε σχέση με το όριο ανάληψης μέτρων για συγκεντρώσεις ραδίου σε υπόγεια νερά, που είναι 185 mBq/L (U.S.E.P.A.).

Το τρίτο ^3H είναι το τελευταίο ραδιονουκλίδιο που εξετάστηκε εκτενώς. Δείγματα νερού ελήφθησαν από παράκτια υπέργεια και υποθαλάσσια σημεία και ποσότητες βροχής στην ευρύτερη περιοχή (Στούπα και Καλαμάτα). Τα δείγματα υπέστησαν μόνο εργαστηριακή απόσταξη για την απομάκρυνση των αλάτων, κυρίως του καλίου, και μετρήθηκαν με β-φασματοσκοπία (δες Παρ. 4.3). Η συγκέντρωση του τριτίου στη βροχή και κατά συνέπεια και στα υπόγεια ύδατα ενός τόπου δεν παραμένει καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου σταθερή ενώ και από έτος σε έτος έχουν παρατηρηθεί μεταβολές που οφείλονται στις διακυμάνσεις της εντάσεως της κοσμικής ακτινοβολίας ως αποτέλεσμα της Ηλιακής δραστηριότητας. Επομένως οι δειγματοληψίες έγιναν σε διαφορετικά χρονικά διαστήματα κατά τη διάρκεια της μελέτης, για να καλυφθεί μια κατά το δυνατό εκτενέστερη χρονική περίοδος (Πίνακας 5.2).

Η συγκέντρωση του τριτίου στα δείγματα βρέθηκε μέσα στο εύρος τιμών ($1.00 \pm 2.40 - 9.30 \pm 2.70$) TU ή ($0.12 \pm 0.28 - 1.10 \pm 0.32$) Bq/L. Από ραδιολογικής άποψης οι τιμές αυτές κρίνονται ιδιαίτερα χαμηλές σε σχέση με την τιμή των 100 Bq/L που

μελετάται να τεθεί ως ανώτερο επιτρεπτό όριο από την Ευρωπαϊκή Ένωση, και των 740 Bq/L που έχει τεθεί από την Ε.Ρ.Α. στις Η.Π.Α.

Είδος δειγματοληψίας	Σημείο δειγματοληψίας	Ημερομηνία δειγματοληψίας	Tritium (TU)	±
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	21-Ιουλ-09	5.90	1.70
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	22-Ιουλ-09	4.30	1.70
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 20m	22-Ιουλ-09	5.30	1.90
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	1-Σεπ-09	9.30	2.70
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	8-Οκτ-09	2.00	2.60
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 2 - Βάθος 19m	13-Νοε-09	4.90	2.60
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	13-Νοε-09	6.10	2.60
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	20-Ιαν-10	4.30	2.50
Υποθαλάσσια	Ανάβλυση 1 - Βάθος 25m	3-Μαρ-10	4.50	2.50
Επίγεια	Πρίντζηπας	8-Οκτ-09	4.20	2.60
Επίγεια	Αι Γιάννης	8-Οκτ-09	5.00	2.70
Επίγεια	Βυρός	9-Οκτ-09	2.00	2.60
Επίγεια	Δεξαμενή Α'	9-Οκτ-09	4.50	2.60
Επίγεια	Πρίντζηπας	14-Νοε-09	5.00	2.60
Επίγεια	Πρίντζηπας	20-Ιαν-10	1.00	2.40
Επίγεια	Ρεματάκι	20-Ιαν-10	8.40	2.50
Επίγεια	Αι Γιάννης	20-Ιαν-10	3.20	2.50
Επίγεια	Μπαρμπετσέας	20-Ιαν-10	5.60	2.50
Επίγεια	Πρίντζηπας	3-Μαρ-10	9.20	2.50
Επίγεια	Ρεματάκι	3-Μαρ-10	5.50	1.90
Επίγεια	Αι Γιάννης	3-Μαρ-10	1.80	2.40
Βροχή	Στούπα	20-Σεπ-09	3.90	2.70
Βροχή	Στούπα	13-Οκτ-09	5.50	3.20
Βροχή	Καλαμάτα	24-Δεκ-09	7.10	2.50
Βροχή	Καλαμάτα	13-Ιαν-10	8.30	2.60
Βροχή	Καλαμάτα	12-Φεβ-10	3.60	2.50

Πίνακας 5.2. Αποτελέσματα μετρήσεων τριτίου με β-φασματοσκοπία από ανιχνευτή LSA σε δείγματα από την υποθαλάσσια ανάβλυση, από επίγειες πηγές και από συλλογή βρόχινου νερού.

Συνοψίζοντας λοιπόν τα παραπάνω αποτελέσματα παρατηρείται ότι, το νερό στην περιοχή της Στούπας είναι κατάλληλο από ραδιολογική άποψη καθώς όλα τα κύρια ραδιονουκλίδια (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^3H) βρέθηκαν να έχουν ιδιαίτερα χαμηλές συγκεντρώσεις, ενώ παράλληλα δεν ανιχνεύθηκε κανένα ανθρωπογενές ραδιονουκλίδιο σε ανιχνεύσιμες συγκεντρώσεις, άρα και ραδιομόλυνση, στις μετρήσεις α-, β- και γ-φασματοσκοπίας.

5.1.2. Προσδιορισμός Ηλικίας Νερού

Μια εφαρμογή ραδιοϊσοτόπων στην υδρογεωλογία, είναι ο προσδιορισμός της ηλικίας ή παλαιότητας του νερού μέσω της συσχέτισης των μετρούμενων τιμών του τριτίου, σύμφωνα με μέθοδο που περιγράφηκε νωρίτερα (δες Παρ. 2.4.1). Από την σχέση (2.4) φαίνεται ότι η ηλικία είναι ανάλογη του λόγου της συγκέντρωσης του τριτίου στο υπό εξέταση δείγμα νερού προς την ατμοσφαιρική συγκέντρωση αναφοράς, που εν προκειμένης εκφράζει το βρόχινο νερό. Από τις δειγματοληψίες που πραγματοποιήθηκαν (Πίνακας 5.2), ο μέσος όρος των τιμών τριτίου στα υποθαλάσσια δείγματα βρέθηκε ίσος με 5.18 ± 1.95 TU, στα δείγματα από επίγειες πηγές 4.62 ± 2.48 TU και στην περίπτωση των δειγμάτων βροχής 5.68 ± 2.03 TU. Συγκρίνοντας τις τιμές των αποτελεσμάτων από υποθαλάσσια και επίγεια σημεία δειγματοληψίας δεν διαπιστώνεται στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση (t-test, $p=0.57 \gg 0.05$) με στάθμη εμπιστοσύνης (confidence level) 95%. Έτσι, η συγκέντρωση τριτίου στο νερό της ανάβλυσης μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι ίση με εκείνη του νερού των επίγειων πηγών της περιοχής γεγονός που αποτελεί σημαντική ένδειξη κοινής προέλευσής τους. Ακολούθως, συγκρίνοντας με τη βροχή τις τιμές από τις υποθαλάσσιες (t-test, $p=0.66 \gg 0.05$) και από τις επίγειες δειγματοληψίες (t-test, $p=0.38 \gg 0.05$) και πάλι δεν διαπιστώνεται στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση (t-test, $p=0.05$).

Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ηλικία του νερού της ανάβλυσης είναι μικρή καθώς ο χρόνος που μεσολαβεί από τη στιγμή μιας βροχόπτωσης έως την εκβολή του νερού από την ανάβλυση (ή/και από τις επίγειες πηγές) δεν επαρκεί ώστε να μειωθεί σημαντικά η συγκέντρωση του τριτίου. Μάλιστα όπως φάνηκε από τις μετρήσεις η μεταβολή του μέσου όρου των τιμών βροχής – πηγών δεν ξεπερνά ούτε το ελάχιστο όριο ανίχνευσης του ανιχνευτή (0.5 Bq/L). Έτσι, αν και δεν είναι δυνατό να υπολογισθεί με ακρίβεια η ηλικία του νερού, λαμβάνοντας υπόψη το όριο ανίχνευσης και τα επίπεδα τριτίου στο νερό της βροχής στην περιοχή, από τη μεθοδολογία ραδιοχρονολόγησης του τριτίου προκύπτει ότι η ηλικία του νερού δεν ξεπερνά τα δύο χρόνια ($\alpha_w \leq 2$ y). Αυτή η πληροφορία σε συνδυασμό με την καρστική γεωλογική μορφή που επικρατεί στην περιοχή και την ασβεστολιθική σύσταση των πετρωμάτων, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι δεν αναμένεται να υπάρχουν ταμειυτήρες πολύ μεγάλης χωρητικότητας και σε κοντινό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.

Πρέπει επιπλέον να παρατηρηθεί ότι οι ιδιαίτερα χαμηλές τιμές των συγκεντρώσεων του τρίτου οδηγούν σε αυξημένα σφάλματα μετρήσεων. Κάτι τέτοιο αν και στην περίπτωση της ραδιολογικής προσέγγισης δεν αποτελεί πρόβλημα, καθώς οι τιμές βρέθηκαν τουλάχιστον δύο τάξεις μεγέθους χαμηλότερα από όρια επικινδυνότητας, για την εκτίμηση της ηλικίας του νερού οι μικρές συγκεντρώσεις οδήγησαν σε αδυναμία διαπίστωσης σημαντικής διακύμανσης μεταξύ των συγκεντρώσεων στη βροχή και στις πηγές. Επομένως κατέστη δυνατό να προσδιοριστεί μόνο το ανώτατο όριο του χρόνου και όχι μια μέση τιμή. Στην περίπτωση της παρούσας έρευνας η πληροφορία αυτή είναι σημαντική και εν πολλοίς επαρκής. Σε περίπτωση όμως, που απαιτούνταν μεγαλύτερη ακρίβεια, τα δείγματα θα έπρεπε μετά τη διαδικασία απομάκρυνσης των αλάτων να προ-συγκεντρώνονται μέσω της μεθόδου της ηλεκτρόλυσης. Η διαδικασία αυτή αν και στην εφαρμογή της είναι απλή απαιτεί ειδικό εξοπλισμό και είναι ιδιαίτερα χρονοβόρα.

5.1.3. Προσδιορισμός Χρόνου Παραμονής

Μια χρήσιμη πληροφορία, εκτός από την ηλικία του νερού, είναι και ο προσδιορισμός του χρόνου παραμονής του στο υπέδαφος. Στην παρούσα εργασία κάτι τέτοιο ήταν ακόμα πιο σημαντικό δεδομένου του ότι για να αξιοποιηθεί η υπόγεια ανάβλυση της Καλογριάς ή για την εφαρμογή οποιουδήποτε άλλου εγγειοβελτιωτικού έργου ύδρευσης (π.χ. γεωτρήσεις), ήταν απαραίτητη η γνώση της υδρολογίας της περιοχής. Η τεχνική που αναπτύχθηκε εν προκειμένω για τον υπολογισμό του χρόνου παραμονής της υποβρύχιας πηγής της Καλογριάς, έχει εφαρμογή σε υποθαλάσσιες εκροές υπογείων υδάτων (SGD) και προκύπτει από την μετατροπή του προτύπου του Moore, που περιγράφεται από την σχέση (2.11).

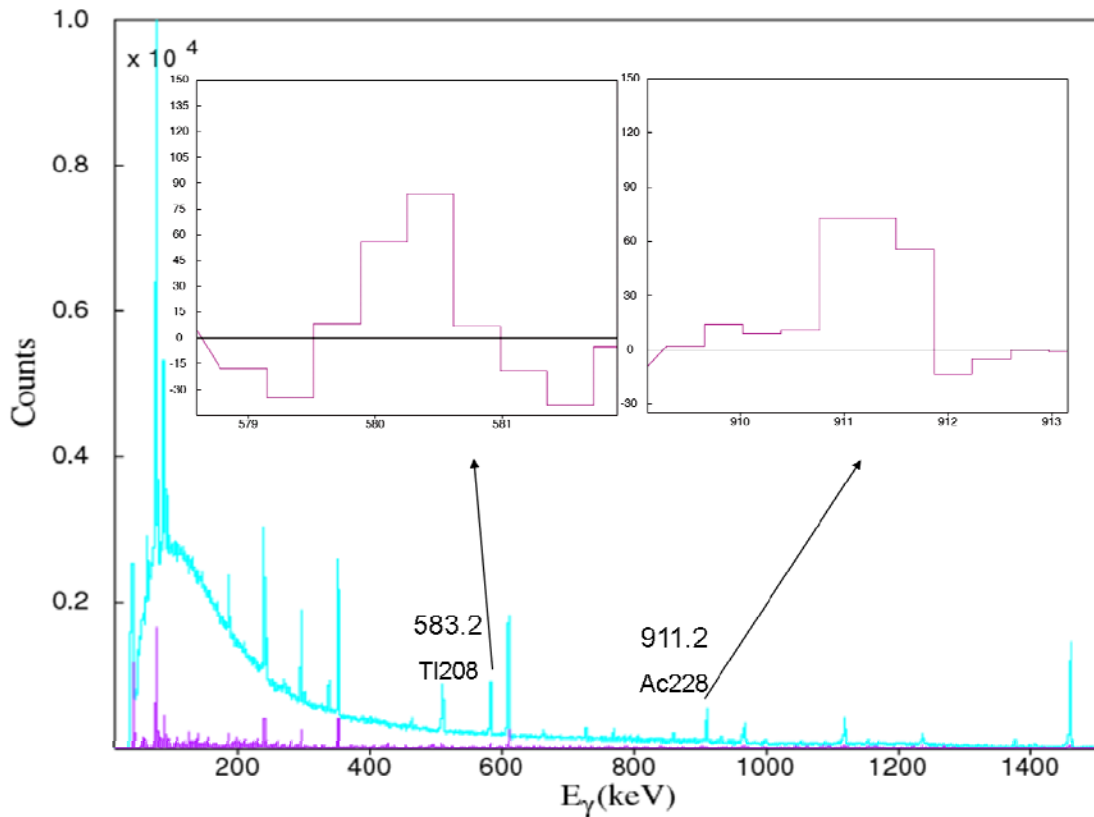
Συγκεκριμένα, η μέθοδος στηρίζεται στον πειραματικό υπολογισμό του λόγου των συγκεντρώσεων ενεργότητας (ραδιενέργεια) των ραδιοϊσοτόπων του ραδίου $^{228}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$, της ίδιας ραδιενεργού σειράς (σειρά θορίου ^{232}Th), έτσι όπως αυτή μετράται: (α) σε σημείο όσο το δυνατό εγγύτερα στην έξοδο της υποθαλάσσιας ανάβλυσης (flux) και (β) στον χώρο γύρω από την ανάβλυση όπου τα ραδιονουκλίδια δημιουργούν περιοχές συσσώρευσης λόγω της εκβολής του υπόγειου νερού (inventory). Στην παρούσα έρευνα ως σημεία δειγματοληψίας ορίστηκαν η υποθαλάσσια έξοδος της ανάβλυσης σε βάθος 25 m και ένα τυχαίο σημείο συσσώρευσης σε βάθος 10m στο χώρο γύρω από τον κώνο που δημιουργεί το

εκβαλλόμενο νερό καθώς ανέρχεται προς την επιφάνεια. Καθώς η άμεση ανίχνευση των ραδιονουκλιδίων ^{228}Ra και ^{224}Ra δεν είναι δυνατή με το σύστημα υψηλής καθαρότητας γερμανίου (HPGe), η μέθοδος τροποποιήθηκε ώστε να πραγματοποιείται η έμμεση εκτίμηση τους από τα θυγατρικά τους. Για αυτό το λόγο, προσδιορίστηκαν πειραματικά οι συγκεντρώσεις ενεργότητας του ακτινίου ^{228}Ac (θυγατρικός πυρήνας του ^{228}Ra) και του θαλίου ^{208}Tl (θυγατρικός πυρήνας του ^{224}Ra) - τα οποία έρχονται σε σύντομο χρονικό διάστημα σε κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας με τα αντίστοιχα μητρικά ραδιοϊσότοπα του ραδίου. Κατά αυτόν τον τρόπο η εξίσωση (2.11) τροποποιείται και γίνεται:

$$T_w = \frac{\left[F \left(\frac{({}^{208}\text{Tl})_{cpd}}{({}^{228}\text{Ac})_{cpd}} \right) - I \left(\frac{({}^{208}\text{Tl})_{cpd}}{({}^{228}\text{Ac})_{cpd}} \right) \right]}{I \left(\frac{({}^{208}\text{Tl})_{cpd}}{({}^{228}\text{Ac})_{cpd}} \right) \lambda_{224\text{Ra}}} \quad (5.1)$$

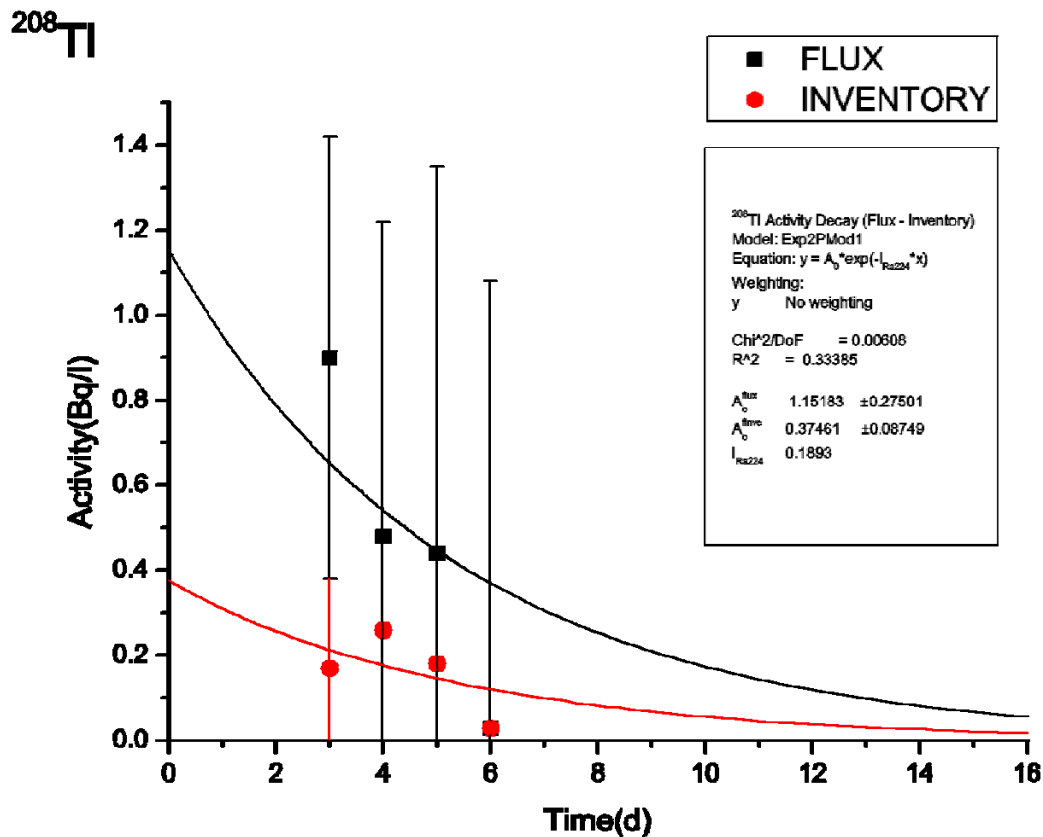
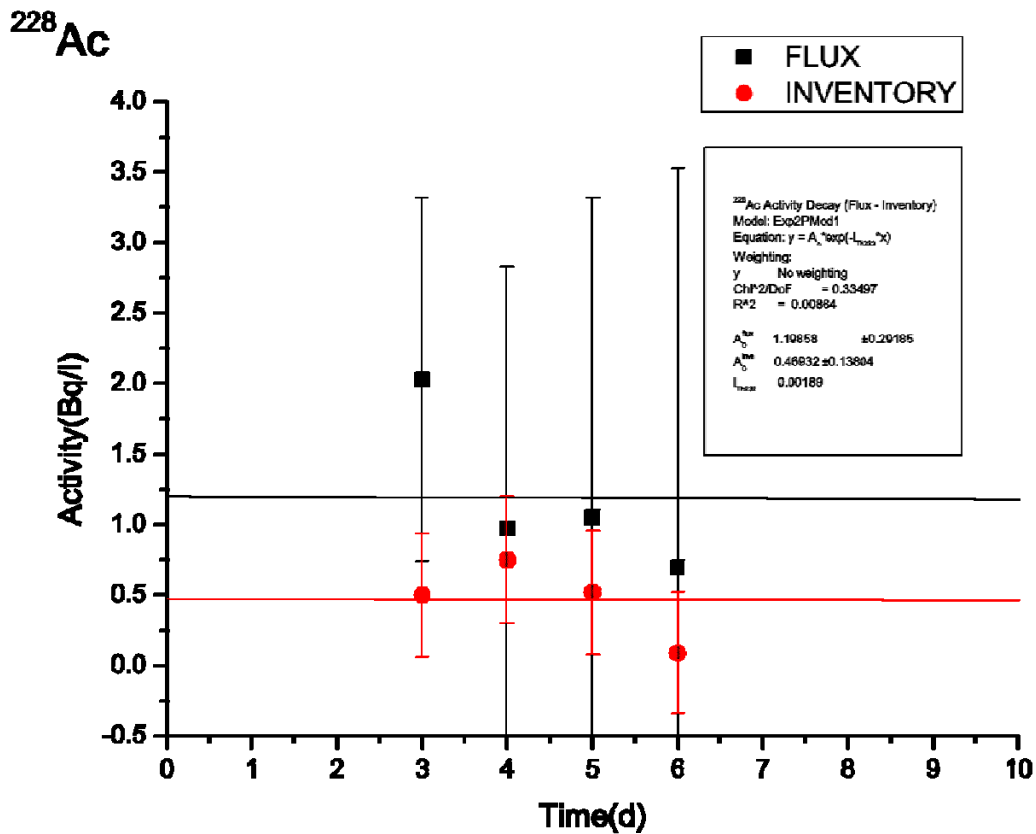
όπου ως F και I συμβολίζονται οι λόγοι των συγκεντρώσεων ενεργότητας (σε counts per day) του θαλίου ^{208}Tl ως προς του ακτινίου ^{228}Ac σε σημείο κοντά στην ανάβλυση (Flux) σε σχέση με σημείο της ευρύτερης περιοχής όπου συσσωρεύονται τα ραδιοϊσότοπα (Inventory), ενώ με $\lambda_{224\text{Ra}}$ συμβολίζεται η σταθερά αποδιέγερσης του ραδίου ^{224}Ra (day^{-1}).

Ο προσδιορισμός των παραπάνω λόγων προέκυψε από μετρήσεις μίας μέρας σε φιάλες, 0.6 L αρχικά και 2 L στη συνέχεια, με τις αντίστοιχες μετρήσεις υποβάθρου (δες Παρ. 4.3). Από την αφαίρεση των πειραματικών φασμάτων της ακτινοβολίας υποβάθρου προσδιορίζονταν τα γεγονότα φωτοκορυφής για το ^{208}Tl στα 583.19 keV και για το ^{228}Ac στα 911.16 keV (Σχήμα 5.3). Από την διαίρεση των τιμών αυτών προκύπτει και ο λόγος αναλογίας των ραδιοϊσοτόπων στο δείγμα ($^{208}\text{Tl}/^{228}\text{Ac}$), χωρίς να είναι απαραίτητη η ποσοτικοποίηση των αποτελεσμάτων σε μονάδες ενεργότητας (Bq). Δεδομένου του ότι ο λόγος αναλογίας υπάρχει στον αριθμητή αλλά και στον παρανομαστή της (5.1), λόγω απαλοιφών, δεν χρειάζονται και διορθώσεις που οφείλονται στις εντάσεις των φωτοκορυφών και στην αναλογία μεταξύ μητρικού – θυγατρικού πυρήνα σε κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας.



Σχήμα 5.3. Τυπικό πειραματικό φάσμα μίας μέρας χωρίς (πράσινη γραμμή, πάνω) και με αφαιρεμένο υπόβαθρο (μωβ γραμμή, κάτω) με τις αντίστοιχες φωτοκορυφές ^{208}Tl και ^{228}Ac , για τον υπολογισμό του χρόνου παραμονής του νερού της υποθαλάσσιας πηγής, στη Στούπα.

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε περιελάμβανε γ-φασματισκοπία για γυάλινες φιάλες τύπου pyrex και δεδομένου του ότι ήταν πειραματική και πρωτότυπη κρίθηκε αναγκαίο και να ελεγχθεί η εγκυρότητά της. Η κύρια παραδοχή της μεθόδου βασίζεται στην ραδιενεργό ισορροπία των ραδιοϊσοτόπων του ραδίου με τα θυγατρικά τους κατά την δειγματοληψία. Για το λόγο αυτό, για την πρώτη και μόνο δειγματοληψία με φιάλη 0.6 L πραγματοποιήθηκαν, δύο μέρες μετά την δειγματοληψία (χρόνος μεταφοράς δειγμάτων), αλληπάλληλα 4 μετρήσεις ανά μία μέρα, με ενδιάμεση μέτρηση υποβάθρου, για να ελεγχθεί αν πράγματι εμφανίζεται η εκθετική εξασθένηση στα γεγονότα των φωτοκορυφών του ^{208}Tl (583.19 keV) και του ^{228}Ac (911.16 keV) σύμφωνα με το ραδιενεργό νόμο και για χρόνους ημιζωής αυτών των μητρικών τους, ^{224}Ra (3.66 d) και ^{228}Ra (5.78 y) αντίστοιχα (Σχήμα 5.4).



Σχήμα 5.4. Διάγραμμα πειραματικής εξασθένησης της ενεργότητας των δειγμάτων νερού από τη πηγή (Flux) και τον χώρο μείξης (Inventory) της υποθαλάσσιας ανάβλυσης, για το ²²⁸Ac και το ²⁰⁸Tl σε αντιπαράβολή με τις προβλεπόμενες καμπύλες του εκθετικού νόμου της ραδιενεργού αποδιέγερσης των μητρικών τους πυρήνων ²²⁸R και ²²⁴Ra, αντίστοιχα.

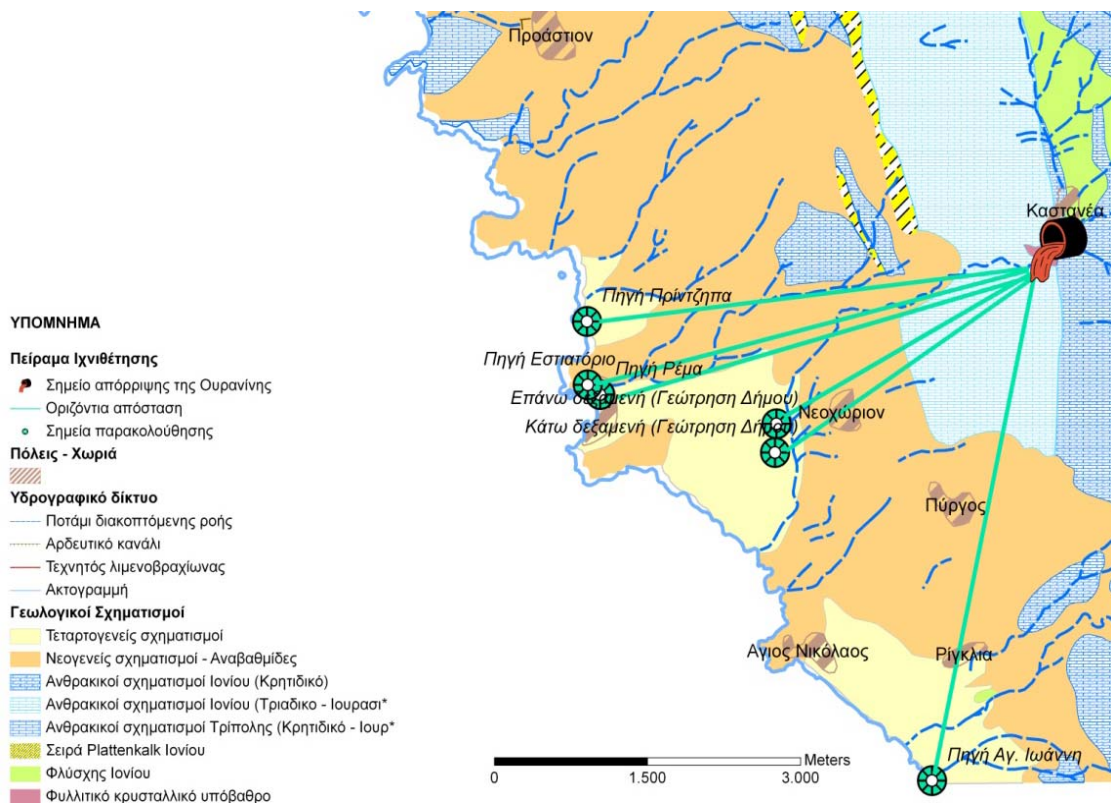
Παρά το μεγάλο σφάλμα των μετρήσεων (~30%) λόγω ακτινοβολίας υποβάθρου, τα δεδομένα έδειξαν ότι η μέθοδος είναι έγκυρη και εφαρμόστηκε καθ' όλη τη διάρκεια της μελέτης με τακτικές δειγματοληψίες. Οι τιμές που προέκυψαν για τον χρόνο παραμονής του νερού στον υπόγειο αγωγό πριν την εκβολή του στην υποθαλάσσια ανάβλυση της Καλογριάς, παρουσιάζονται παρακάτω (Πίνακας 5.3)

Είδος δειγματοληψίας	Ημερομηνία δειγματοληψίας	Χρόνος παραμονής (days)	±
Υποθαλάσσια Niskin	8-Οκτ-09	7.80	2.42
Υποθαλάσσια Diver	8-Οκτ-09	4.46	1.83
Υποθαλάσσια Diver	13-Νοε-09	5.70	2.90
Υποθαλάσσια Diver	18-Ιαν-10	3.37	2.04
Υποθαλάσσια Diver	3-Μαρ-10	4.80	2.20
Υποθαλάσσια Niskin	23-Μαρ-10	2.67	1.84
Υποθαλάσσια Niskin	12-Μαϊ-10	3.75	1.61

Πίνακας 5.3. Αποτελέσματα της εκτίμησης του χρόνου παραμονής/ροής (residence / flushing time) με την τροποποιημένη μέθοδο των Moore et al. και τη χρήση ράδιο-ιχνηθετών, για την υποθαλάσσια ανάβλυση της Καλογριάς, στη Στούπα.

Όπως φαίνεται και από τις τελικές τιμές εκτίμησης και λαμβάνοντας υπόψη τη μεταφορά σφάλματος κατά την υπολογιστική διαδικασία, το σφάλμα του χρόνου παραμονής σε ορισμένες περιπτώσεις ξεπέρασε το 50% . Έτσι, η τάξη μεγέθους και όχι ο ακριβής αριθμός των εκτιμήσεων δίνεται με μεγαλύτερα επίπεδα εμπιστοσύνης. Από τα αποτελέσματα και με χρήση του σταθμισμένου μέσου προκύπτει ότι το νερό παραμένει ρέοντας εντός του υπόγειου αγωγού για μερικές ημέρες, με ετήσιο μέσο όρο 4.6 ± 1.7 d.

Η τιμή αυτή βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την εκτίμηση του χρόνου παραμονής όπως αυτή προσδιορίστηκε πειραματικά και με την καθιερωμένη μέθοδο ιχνηθέτησης, από τη Γεωλογική ομάδα της παρούσας μελέτης [Μι 2009]. Η μέθοδος στηρίζεται στην έκχυση μεγάλης ποσότητας φωσφορίζουσας ουρανίνης (~4 kg), στο πλησιέστερο στη θάλασσα υπέργειο καρστικό άνοιγμα που το υπέργειο τρεχούμενο νερό καταλήγει σε καταβόθρα, όπου και χάνεται η ροή του στο υπέδαφος. Κατόπιν στην παράκτια ζώνη, όπου υπήρχαν επίγειες πηγές νερού πολύ κοντά στην υποθαλάσσια ανάβλυση, συλλέγονται δείγματα κατά τακτά χρονικά διαστήματα για αρκετές μέρες και προσδιορίζεται η συγκέντρωση της ουρανίνης σε αυτά. Από την εκθετική πτώση της συγκέντρωσης αυτής υπολογίζεται τελικά ο μέσος χρόνος παραμονής του νερού στο υπέδαφος. Εν προκειμένω, η μέθοδος αυτή έδωσε ως μέσο χρόνο παραμονής περίπου τις 5.5 d και μέση ταχύτητα ροής περίπου τα 150 m/h.



Σχήμα 5.5. Χάρτης σημείων έκχυσης και ιχνηθέτησης με την μέθοδο της ουρανίνης, για τον προσδιορισμό του μέσου χρόνου παραμονής του νερού στο υπέδαφος.

Συμπερασματικά, από την σύγκριση των αποτελεσμάτων, φαίνεται ότι η προτεινόμενη μέθοδος με γ-φασματοσκοπία για τον προσδιορισμό του χρόνου παραμονής είναι σε συμφωνία με την καθιερωμένη μέθοδο, έχοντας δε πολύ μικρότερο κόστος – δεδομένου του υψηλού κόστους της ουρανίνης (~1000 €/kg) – και δίνοντας πολύ πιο γρήγορα αποτελέσματα, εφόσον πρακτικά απαιτείται μόνο μία δειγματοληψία. Σημαντικό μειονέκτημα είναι το μεγάλο σφάλμα εκτίμησης, συνεπώς σε μελλοντικές προσεγγίσεις θα είχε ιδιαίτερο ενδιαφέρον η ανάπτυξη κατάλληλης μεθοδολογίας που θα μείωνε την αβεβαιότητα των μετρήσεων. Με δεδομένο ότι αυτή προκύπτει ως αποτέλεσμα των μικρών συγκεντρώσεων, η μέθοδος θα πρέπει να βασιστεί στην εύρεση διαδικασίας προ-συγκέντρωσης των επιλεγμένων ραδιονουκλιδίων. Κάτι τέτοιο θα μπορούσε να επιτευχθεί με την άντληση μεγάλων ποσοτήτων νερού και την επιλεκτική κατακράτηση των ραδιονουκλιδίων του ραδίου με τη χρήση ειδικών φίλτρων (π.χ. Rad Disk 3M EMPORE).

5.1.4. Σύγκριση και Αλληλοβαθμονόμηση Συστημάτων

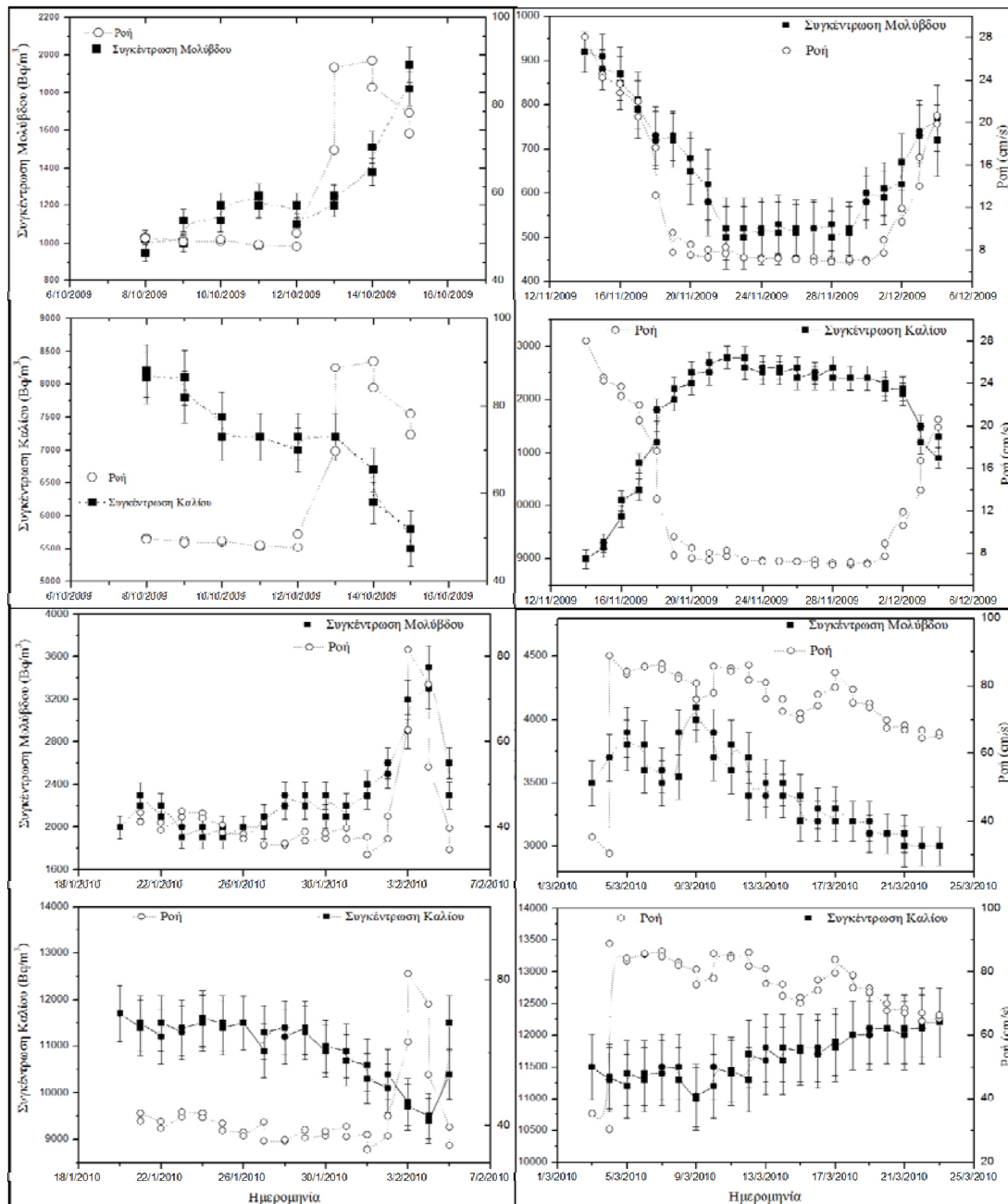
Σημαντικό κομμάτι των αποτελεσμάτων θεωρείται και η επιβεβαίωση των τεχνικών πυρηνικής φυσικής σε σχέση με τις καθιερωμένες μεθόδους που

χρησιμοποιούνται στην ωκεανογραφία και την γεωλογία, για αντίστοιχες εφαρμογές, είτε γιατί πολλές από αυτές είναι καινοτόμες ή σε πειραματικό στάδιο είτε γιατί είναι πολύ πρόσφατες, ώστε να έχουν ήδη γίνει ευρύτερα αποδεκτές. Στα πλαίσια αυτής της προσπάθειας, παρακάτω γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων του σχετικά πρόσφατου και καινοτόμου υποθαλάσσιου φασματογράφου KATERINA με τα δεδομένα από τα CTD και τα ροόμετρα, ενώ στη συνέχεια συσχετίζονται (αλληλοβαθμονόμηση) με τα αποτελέσματα των μετρήσεων σε δείγματα νερού με τον επίσης ανιχνευτή γ-φασματοσκοπίας HPGe και γίνεται σύγκριση και των δύο με τα αποτελέσματα του ανιχνευτή α-φασματοσκοπίας LSA.

KATERINA – CTD/Ροόμετρα

Όπως ήδη έχει αναφερθεί και σε προηγούμενο κεφάλαιο (δες Παρ. 3.3), κατά την διάρκεια των ερευνών πεδίου πραγματοποιούνταν συνδυασμένες ποντίσεις μετρητικών οργάνων ακριβώς στην έξοδο της υποθαλάσσιας πηγής, για μεγάλα χρονικά διαστήματα. Αυτό έδωσε την δυνατότητα να μελετηθούν πλήθος δεδομένων από το ίδιο σημείο και να συγκριθούν τα διάφορα όργανα ως προς την συνάφειά των αποτελεσμάτων τους. Εν προκειμένης, πραγματοποιήθηκε η συσχέτιση των αποτελεσμάτων από την ποσοτική ανάλυση των φασμάτων του ανιχνευτή γ-φασματοσκοπίας KATERINA, με τα ροόμετρα ως προς την ταχύτητα ροής του υπόγειου νερού της ανάβλυσης, αλλά και με τα CTD ως προς την αλατότητα.

Το ανιχνευτικό σύστημα KATERINA ποντίστηκε για διάφορες χρονικές περιόδους από τον Ιούλιο 2009 έως τον Μάιο 2010 στην ανάβλυση της Στούπας με σκοπό την παρακολούθηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου ^{222}Rn (έμμεσα, από τον θυγατρικό πυρήνα του μολύβδου ^{214}Pb) και του καλίου ^{40}K , λαμβάνοντας δύο φάσματα ανά ημέρα και αποθηκεύοντας τα προς ανάλυση από το σύστημα. Παράλληλα πιο πυκνές καταγραφές πραγματοποιούνταν από μηχανικά ροόμετρα, που λόγω της μεγαλύτερης αυτονομίας τους κάλυπταν μεγαλύτερες χρονικές περιόδους καταγραφών. Μετά από κανονικοποίηση των αποτελεσμάτων σε μέσους όρους ανά μέρα προέκυψαν τα διαγράμματα χρονοσειρών των μετρήσεων από τις ποντίσεις του συστήματος στο διάστημα μεταξύ Οκτώβρη 2009 έως Μάρτιο 2010. Παρακάτω (Σχήμα 5.6) παρουσιάζονται τα συνολικά αποτελέσματα ανά ημέρα των συγκεντρώσεων του μολύβδου ^{214}Pb (θυγατρικού πυρήνα του ραδονίου) και του καλίου παράλληλα με την ταχύτητα ροής του νερού.



Σχήμα 5.6. Χρονοσειρά των συγκεντρώσεων ενεργότητας του μολύβδου ^{214}Pb (θυγατρικού πυρήνα του ^{222}Rn) και του καλίου ^{40}K σε σχέση με την ταχύτητα της ροής.

Οι χρονοσειρές των δεδομένων της συγκεντρώσεως ενεργότητας του καλίου και του μολύβδου φανερώνουν μια ενδιαφέρουσα συμπεριφορά. Καθώς οι τιμές της συγκεντρώσεως του μολύβδου (ραδονίου) αυξάνουν, οι αντίστοιχες του καλίου φθίνουν και αντιστρόφως. Τα δύο μεγέθη παρουσιάζουν αντιστρόφως ανάλογες διακυμάνσεις φανερώνοντας τη διαδικασία της μίξης γλυκού (άφθονου σε ραδόνιο) και θαλασσινού (άφθονου σε κάλιο) νερού. Επίσης, η αύξηση της συγκεντρώσεως του ραδονίου φαίνεται να είναι αποτέλεσμα της αύξησης της ταχύτητας ροής του νερού.

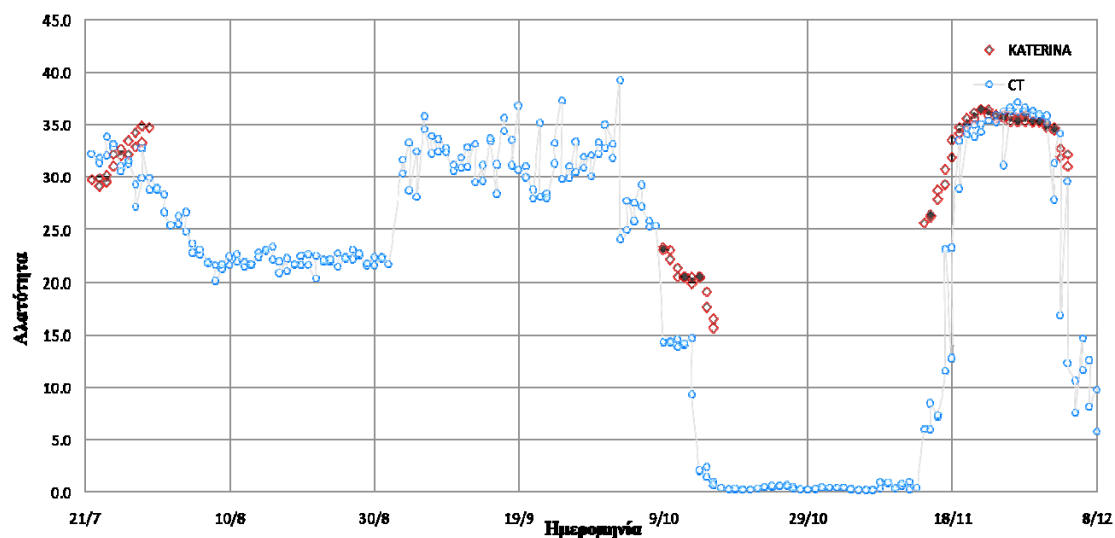
Αυτή συνοδεύεται από μείωση της συγκεντρώσεως του καλίου καθώς η αύξηση της ταχύτητας της ροής φαίνεται να αντιτίθεται στη μίξη του γλυκού με το θαλασσινό νερό. Όταν η ταχύτητα της ροής ελαττωθεί, η ανάμιξη του θαλασσινού στο γλυκό νερό είναι εντονότερη γεγονός που επαληθεύεται και από την αύξηση της συγκεντρώσεως του καλίου. Ακολουθώς η συγκέντρωση του ραδονίου φθίνει. Αυτές οι παρατηρήσεις έχουν ιδιαίτερο ερευνητικό ενδιαφέρον και αποτελούν μια σημαντική βάση πειραματικών δεδομένων για την ανάπτυξη ενός νέου μοντέλου εκτίμησης της ταχύτητας της ροής που θα στηρίζεται στην διαδικασία της μίξης γλυκού-θαλασσινού νερού όπως αυτή μεταβάλλει τις συγκεντρώσεις του ραδονίου και του καλίου.

Όσον αφορά στην αλατότητα, μπορεί και αυτή έμμεσα να προσδιοριστεί από τον ανιχνευτή KATERINA. Ο τρόπος υπολογισμού βασίζεται στην μετατροπή της συγκέντρωσης του καλίου ^{40}K σε αλατότητα, λαμβάνοντας υπόψη ότι αναλογία του ραδιοϊσοτόπου ^{40}K στο φυσικό κάλιο είναι 0.012% και αυτή του καλίου στα διαλυτά ιόντα που βρίσκονται στην θάλασσα στο 1.1%. Με βάση την παραπάνω συλλογιστική και δεδομένης της αναλογίας αλατότητας και πυκνότητας τελικά προκύπτει ο τύπος υπολογισμού [Ts 2005]:

$$A_{40K} = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \frac{N_A}{MB} 0.00132 \cdot S \Rightarrow S = 0.0028 \cdot A_{40K} \quad (5.2)$$

όπου A_{40K} η ενεργότητα σε Bq/m^3 , MB και $t_{1/2}$ το μοριακό βάρος και ο χρόνος ημιζωής του ^{40}K , N_A ο αριθμός Avogadro και S η αλατότητα του νερού σε μονάδες psu (practical salinity units) του PSS-78 [UN 1981].

Τα CTD δίνουν δεδομένα που αφορούν την θερμοκρασία, την αγωγιμότητα και το βάθος ποσότητας νερού που διατρέχει το όργανο. Με αυτά τα δεδομένα και με βάση τον κατάλληλο αλγόριθμο υπολογισμού σε σχέση με θαλασσινό νερό αναφοράς [UN 1983], μπορεί άμεσα να υπολογιστεί και η αλατότητα πάλι σε μονάδες psu. Τα δεδομένα σε αυτή την περίπτωση ήταν συχνότερης καταγραφής από αυτά των δώδεκα ωρών του ανιχνευτή KATERINA και για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Παρακάτω παρατίθεται όλη η χρονοσειρά σύγκρισης των αποτελεσμάτων αλατότητας με τα δύο συστήματα (Σχήμα 5.7).



Σχήμα 5.7. Σύγκριση για τις τιμές της αλατότητας του νερού στο σημείο πόντισης κοντά στην ανάβλυση, όπως προσδιορίστηκαν με τον ανιχνευτή KATERINA και τα CTD.

Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων παρατηρείται πολύ καλή συμφωνία των δύο μεθόδων μέσα στα όρια του σφάλματος για τον υπολογισμό της ενεργότητας του ^{40}K . Οι μεγάλες αποκλίσεις παρατηρούνται σε περιπτώσεις απότομων αλλαγών στις συγκεντρώσεις που έχει να κάνει με την απότομη αύξηση ή μείωση της ροής του γλυκού νερού της ανάβλυσης. Δεδομένου του ότι η ακτίνα ανίχνευσης για το κάλιο είναι περίπου 2.5 m, σύμφωνα με την σχέση (4.1) για 1460.9 keV (δες Παρ. 4.1), οι αποκλίσεις αυτές οφείλονται στο ότι το σύστημα KATERINA δίνει ένα μέσο όρο αλατότητας μεγαλύτερης περιοχής απ' ό,τι τα CTD, οπότε έχει και πιο αργή απόκριση στις απότομες μεταβολές έως ότου αυτές διαχυθούν σε μεγαλύτερο χώρο.

KATERINA – HPGe – LSA

Εξίσου όμως σημαντική σύγκριση είναι και αυτή των ανιχνευτών πυρηνικής φασματοσκοπίας, μεταξύ τους. Ιδιαίτερα στην περίπτωση των ανιχνευτών KATERINA και HPGe, η σύγκριση αυτή παίρνει χαρακτήρα αλληλοβαθμονόμησης, εφόσον πρακτικά χρησιμοποιούν την ίδια μέθοδο μέτρησης, δηλαδή φασματοσκοπία-γ πολύ συγκεκριμένης υποθαλάσσιας περιοχής (σημειακής) – σε αντίθεση με τις μεθόδους δειγματοληψίας μεγάλης εμβέλειας και προσέγγισης μέσης τιμής (π.χ. φιάλες Niskin), αλλά διαφορετική τεχνική. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν μπορούν να επιβεβαιωθούν ως προς την συνάφειά τους με την καθιερωμένη μέθοδο α-φασματοσκοπίας με ανιχνευτή υγρού σπινθηρισμού LSA, όμως για πολύ μικρότερη ποσότητα δείγματος νερού από το ίδιο σημείο (10 mL).

Συγκεκριμένα με την μέτρηση σε ανιχνευτή HPGe φιαλών νερού (0.6 L και 2 L) από το ακριβές σημείο τοποθέτησης του αισθητήρα KATERINA, αυξάνεται η διακριτική ικανότητα αλλά μειώνεται κατά πολύ η ανιχνευτική καθώς πρόκειται για ανιχνευτή γερμανίου αλλά και για πολύ μικρότερη ποσότητα δείγματος νερού. Αντίθετα ο αισθητήρας KATERINA, υστερεί κατά πολύ από άποψη διακριτικής ικανότητας αλλά υπερτερεί από άποψη ανιχνευτικής εφόσον περιέχει κρύσταλλο NaI και πολύ μεγαλύτερη “σφαίρα” δείγματος (< 2.5 m). Η παραπάνω σύγκριση έγινε για ραδιοϊσότοπα που μπορούσαν να γίνουν αισθητά και από τα δύο ανιχνευτικά συστήματα αλλά και ήταν δυνατή η φασματική τους ανάλυση με αξιόπιστο τρόπο, ώστε να μπορούν να γίνουν ποσοτικοποιήσεις σε Bq/L. Τελικά η σύγκριση κατέστη δυνατή μόνο για τα θυγατρικά του ραδονίου ^{214}Pb και ^{214}Bi , καθώς και για το κάλιο ^{40}K . Για το ^{208}Tl και το ^{228}Ac η φασματική ανάλυση των φωτοκορυφών τους από τα φάσματα NaI ήταν αμφίβολη καθώς η 583.2 keV του θαλίου επικαλύπτεται από την 609.3 keV του βισμούθιου – η οποία υπολογίζεται αντίστοιχα από την 1120.8 keV – και η 911 keV του ακτινίου με την 968.9 keV του ίδιου, αλλά με πολύ μεγάλο FWHM ώστε να μην είναι δυνατός ο έμμεσος υπολογισμός. Όσο αναφορά τις συνθήκες δειγματοληψίας μόνο η πόντιση με ταυτόχρονη δειγματοληψία του Οκτωβρίου μπορεί να θεωρηθεί αξιόπιστη, καθώς σε όλες τις άλλες περιπτώσεις η συλλογή δείγματος από τους δύτες γίνονταν σε απόσταση αρκετών μέτρων από το σημείο τοποθέτησης του ανιχνευτή KATERINA. Ενδεικτικό αυτού είναι και τα αποτελέσματα του επόμενου μήνα, που παρατίθεται για αντιπαραβολή στον Πίνακα 5.4, και που η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε σε απόσταση τουλάχιστον 4 μέτρα από το σημείο πόντισης του μετρητικού σταθμού.

Ημ/νία	Ραδιοϊσότοπο	Ενεργότητα (Bq/L)		Απόκλιση (%)
		HPGe	KATERINA	
Οκτ_8	^{214}Pb	1.09 ± 0.06	1.03 ± 0.08	5.5
	^{214}Bi	1.17 ± 0.10	1.27 ± 0.09	8.6
	^{40}K	9.7 ± 0.7	8.2 ± 0.4	15.8
Νοε_18	^{214}Pb	1.67 ± 0.06	0.71 ± 0.01	57.8
	^{214}Bi	1.53 ± 0.06	0.84 ± 0.02	45.0
	^{40}K	18.1 ± 0.7	9.00 ± 0.18	50.2

Πίνακας 5.4. Αλληλοβαθμονόμηση συστημάτων γ-φασματοσκοπίας για “σημειακές” υποθαλάσσιες μετρήσεις, για δύο διαδοχικές ποντίσεις με παράλληλες δειγματοληψίες νερού.

Από τα αποτελέσματα των μετρήσεων προκύπτει πολύ καλή συμφωνία των συστημάτων για την περίπτωση της πόντισης του συστήματος τον Οκτώβριο, με την απόκλιση των τιμών να κυμαίνεται στα όρια του σφάλματος των επιμέρους μετρήσεων (αθροιστικά έως ~15%) και δεδομένης της διαφορετικής φύσης της διαδικασίας μέτρησης. Η μεγαλύτερη απόκλιση του καλίου οφείλεται στην κατά πολύ μεγαλύτερη ποσότητα δείγματος που μετρά ο αισθητήρας KATERINA (με ακτίνα ανίχνευσης ~2.5 m) λόγω της μεγάλης ενέργειας της ακτίνας-γ του ^{40}K , σε σχέση με τα άλλα δύο ραδιονουκλίδια, και συνεπώς την συμμετοχή καλίου και από την ευρύτερη περιοχή της αναβάλλου που εισχωρεί περισσότερο θαλάσσιο νερό. Η απόκλιση κατά 50% στις μετρήσεις του Νοεμβρίου δίνει ακριβώς την σχετική μείωση του ^{222}Rn και αύξηση του ^{40}K , καθώς η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε σε διπλάσια απόσταση από το σημείο εκροής σε σχέση με τον αισθητήρα KATERINA, ακολουθώντας την αναμενόμενη συμπεριφορά σύμφωνα με τη εκθετική μείωση στο εσωτερικό της αναβάλλου στην κατακόρυφη διεύθυνση από την πηγή (Σχήμα 5.1).

Τέλος, σύμφωνα με τον Πίνακα 5.1 των αποτελεσμάτων της συγκέντρωσης του ραδονίου με τον ανιχνευτή LSA, η συγκέντρωση του τον Οκτωβρίου στη θέση της πηγής (25 m) υπολογίστηκε $1.87 \pm 0.03 \text{ Bq/L}$ και δείχνει να είναι σε καλή συμφωνία στα πλαίσια της ραδιενεργού ισορροπίας με τα αποτελέσματα των συγκεντρώσεων των θυγατρικών του (^{214}Pb , ^{214}Bi) και για τις δύο μεθόδους (Πίνακας 5.4). Αυτό προκύπτει θεωρώντας, αρχικά, ραδιενεργό ισορροπία την στιγμή της δειγματοληψίας μεταξύ του ραδονίου και των θυγατρικών του ^{214}Pb και ^{214}Bi . Η υπόθεση αυτή δεν απέχει από την πραγματικότητα, δεδομένου του ότι δεν υπάρχει κάποιος ιδιαίτερος ραδιοχημικός ή βιολογικός μηχανισμός που να οδηγεί στην πιο γρήγορη απομάκρυνση κάποιου από τα θυγατρικά ραδιονουκλίδια σε σχέση με το μητρικό, ενώ η παροχή σε ^{222}Rn μπορεί να θεωρηθεί σταθερή για μεγάλα χρονικά διαστήματα (συγκρίσιμη με τον χρόνο ημιζωής του). Με δεδομένο, ακολούθως, ότι η φασματοσκοπία των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε μεταξύ $9^{\text{η}}$ και $10^{\text{η}}$ μέρας, μετά την δειγματοληψία, μπορεί να υπολογιστούν αναλυτικά οι αρχικές συγκεντρώσεις των θυγατρικών πυρήνων, εφαρμόζοντας τις γενικές εξισώσεις Bateman για τη σειρά προϊόντων της αυτοδιέγερσης [Ev 1955]. Στην περίπτωση του ^{222}Rn εξετάζεται η ραδιενεργός σειρά από το ^{226}Ra , πριν το οποίο υπάρχει σπάσιμο της αλυσίδας, έως το ^{214}Bi ($^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn} \rightarrow ^{218}\text{Po} \rightarrow ^{214}\text{Po} \rightarrow ^{214}\text{Pb} \rightarrow ^{214}\text{Bi}$) καθώς μετά από αυτό υπάρχει και πάλι σπάσιμο της αλυσίδας (πριν από το ^{224}Ra) λόγω της παρεμβολής ραδιονουκλιδίων του Th (δες Παρ. 2.2). Με την επίλυση του συστήματος των εξισώσεων Bateman για

μία αρχική ποσότητα ^{226}Ra σε ισορροπία με τα θυγατρικά της σειράς, προκύπτουν οι αναλογίες των ραδιονουκλιδίων της αλυσίδας κατά την χρονική στιγμή της μέτρησης. Στην περίπτωση των 9 d η αναλογία ραδονίου – θυγατρικών βρέθηκε να είναι $^{222}\text{Rn}/^{214}\text{Pb} \approx ^{222}\text{Rn}/^{214}\text{Bi} = 1.85$. Κατόπιν τούτου μπορεί να προσδιοριστεί η αρχική συγκέντρωση του ^{222}Rn στο δείγμα από την φασματική ανάλυση των θυγατρικών του, καθώς δεν υπάρχουν ατμοσφαιρικές απώλειες.

Η ελαφρά αυξημένη τιμή του ραδονίου τέλος μπορεί να αποδοθεί στην διακύμανση της ροής του νερού της ανάβλυσης (σταδιακή αύξηση), καθώς από την στιγμή της αύξησης της ποσότητας ραδονίου στο δείγμα απαιτείται ορισμένος χρόνος ώστε να επέλθει η νέα κατάσταση ραδιενεργού ισορροπίας. Ανάλογη σύγκριση δεν μπόρεσε να πραγματοποιηθεί για τον μήνα Νοέμβριο, καθώς οι συνθήκες δειγματοληψίας (με φιάλες NISKIN) για τις μετρήσεις με τον σπινθηριστή είναι αδιευκρίνιστες.

5.2. Θεωρητικά Αποτελέσματα

Πέρα από τα πειραματικά αποτελέσματα έγιναν και μια σειρά από θεωρητικούς υπολογισμούς με σκοπό την επικύρωση της αξιοπιστίας, τη διερεύνηση των δυνατοτήτων και την ανάπτυξη της τεχνογνωσίας της πρωτότυπης μεθόδου φασματοσκοπίας-γ με γυάλινες φιάλες για “σημειακή” δειγματοληψία στον υποθαλάσσιο χώρο. Αρχικά εφαρμόστηκε ένας μαθηματικός αλγόριθμος με σκοπό να προσδιοριστεί η ελάχιστη ανιχνεύσιμη ενεργότητα (MDA) σε Bq/m^3 ως συνάρτηση της ενέργειας για τις δύο διαφορετικές γεωμετρίες που μελετήθηκαν (0.6 L και 2 L). Με αυτόν τον τρόπο μπόρεσε να πραγματοποιηθεί ποιοτική και ποσοτική σύγκριση για συγκεκριμένα ραδιονουκλίδια ενδιαφέροντος μεταξύ των δύο γεωμετριών και να μελετηθεί η χρονική εξάρτηση του MDA, καθώς και ο βέλτιστος χρόνος μέτρησης των δειγμάτων. Στη συνέχεια αναπτύχθηκε ένα αναλυτικό Monte Carlo μοντέλο προσομοίωσης της ανιχνευτικής διάταξης για τις δύο γεωμετρίες. Οι γεωμετρικές παράμετροι προσδιορίστηκαν πειραματικά με ακρίβεια και βελτιστοποιήθηκαν ούτως ώστε η απόκλιση της υπολογίσιμης ενεργειακής απόδοσης σε σχέση με τα πειραματικά αποτελέσματα βαθμονόμησης με το ^{152}Eu , να είναι η ελάχιστη δυνατή. Τα αποτελέσματα επικυρώθηκαν με την προσομοίωση πειραματικού φάσματος βαθμονόμησης πηγής ευρωπαϊού, ενώ εκτιμήθηκε και η καμπύλη ενεργειακής απόδοσης και για ενέργειες που δεν υπήρχαν πειραματικά δεδομένα, με σκοπό την διερεύνηση των δυνατοτήτων της μεθόδου και την ανάπτυξη βέλτιστων γεωμετριών.

5.2.1. Εκτίμηση Ελάχιστης Ανιχνεύσιμης Ενεργότητας (MDA)

Πρώτο μέλημα κατά την ανάπτυξη μίας καινούργιας μεθόδου φυσικής μέτρησης, είναι και ο προσδιορισμός του ορίων της, τουτέστιν του ορίου ανίχνευσης της. Στην περίπτωση της φασματοσκοπίας ραδιονουκλιδίων, η ανιχνευτική ικανότητα άρα και το όριο ανίχνευσης, δεν εξαρτάται μόνο από το πλήθος των καταγεγραμμένων δεδομένων, αλλά και την ποιότητά τους, δηλαδή το καλό σχήμα των φωτοκορυφών και τον λόγο σήματος προς θόρυβο σε αυτές. Το μέγεθος που εκφράζει το κάτω φράγμα τις ανίχνευσης μίας ποσότητας ραδιοϊσοτόπου σε ένα δείγμα είναι η ελάχιστη ανιχνεύσιμη ενεργότητα (MDA) και γενικά εξαρτάται σε διαφορετικό βαθμό από την διακριτική ικανότητα, το υπόβαθρο και την ενεργειακή απόδοση του συστήματος ανίχνευσης, σύμφωνα με την σχέση [Co 1970]:

$$\text{MDA}(E) \propto \frac{\sqrt{R(E)B(E)}}{\varepsilon(E)} \quad (5.3)$$

όπου $R(E)$ είναι η διακριτική ικανότητα του ανιχνευτή και εξαρτάται από το FWHM σε κάθε ενέργεια, $B(E)$ τα γεγονότα υποβάθρου ανά μονάδα ενέργειας (keV) και $\varepsilon(E)$ η ενεργειακή απόδοση του συστήματος για κάθε ενέργεια φωτονίου.

Είναι προφανές λοιπόν, ότι η MDA εξαρτάται από την ενέργεια των ανιχνεόμενων φωτονίων, ενώ στην παραπάνω σχέση περιλαμβάνονται μόνο τα χαρακτηριστικά που επηρεάζουν την MDA και εκφράζουν την εξάρτησή του από το ανιχνευτικό σύστημα. Ο αριθμός των φωτονίων ανά ραδιενεργό διάσπαση, ο χρόνος μέτρησης του δείγματος και η θωράκιση του συστήματος είναι παράγοντες που επίσης επηρεάζουν την MDA, αλλά είναι ίδιοι για κάθε ανιχνευτή. Σύμφωνα με τη μέθοδο Currie, παραλλαγμένη για τις συγκεκριμένες απαιτήσεις δείγματος νερού εκτεταμένου όγκου, προκύπτει τελικά η σχέση υπολογισμού (4.2) και συνεπώς, η άμεση εξάρτηση της MDA με το όριο ανίχνευσης σε κάθε ενέργεια (δες Παρ. 4.1).

Ως όριο ανίχνευσης L_D (detection limit) ορίζεται ο ελάχιστος αριθμός γεγονότων για τον οποίο γίνεται αποδεκτή η ανίχνευση του ισοτόπου σε ένα πειραματικό φάσμα, δηλαδή απαντά στην εκ των προτέρων ερώτηση "εάν επρόκειτο να μετρηθεί ένα δείγμα ποιος θα έπρεπε να είναι ο ρυθμός γεγονότων ώστε να καταγραφεί για παράδειγμα, 95% της ανίχνευσης" [Gi 2008]. Το ποσοστό με το οποίο θεωρείται μια ανίχνευση στατιστικά αποδεκτή ονομάζεται βαθμός εμπιστοσύνης α (confidence levels) και από αυτή καθορίζεται και ο προκαθορισμένος στατιστικός παράγοντας k_α . Ο παράγοντας k_α

επιλέγεται έτσι ώστε να παρασχεθεί ένας προκαθορισμένος βαθμός εμπιστοσύνης στο εξεταζόμενο συμπέρασμα και είναι βιβλιογραφικά ορισμένος. Ο παράγοντας αυτός σε συνδυασμό με την τυπική απόκλιση σ_0 της Gaussian κατανομής της τυχαίας καταγραφής μια μέτρησης, μας δίνει ανά πάσα στιγμή την πληροφορία του αν μια μέτρηση είναι στατιστικά αποδεκτή. Με στατιστικούς όρους, ο τύπος που δίνει μαθηματικά το όριο ανίχνευσης είναι:

$$L_D = k_\alpha^2 + 2k_\alpha \sigma_0 \quad (5.4)$$

Πρακτικά, η τυπική απόκλιση της κατανομής του υποβάθρου σχετίζεται άμεσα με τον αριθμό των γεγονότων του υποβάθρου B στην περιοχή ενδιαφέροντος (ROI). Σε κάθε περίπτωση όταν αναφερόμαστε σε όριο ανίχνευσης είναι σαφές ότι μιλάμε για αριθμό γεγονότων σε διάφορες ενεργειακές περιοχές του φάσματος. Είναι προφανές λοιπόν ότι υπάρχουν τοπικά μέγιστα που εκφράζουν την επιλεκτική καταγραφή γεγονότων και παρουσιάζουν Gaussian διασπορά γεγονότων γύρο από την φωτοκορυφή τους, ενώ στην περίπτωση του κοινού υποβάθρου η κατανομή αυτή είναι τυχαία. Δεδομένης της διαφορετικής μορφής λοιπόν της τυπικής απόκλισης σ_0 ανάλογα με το “είδος” της φασματικής περιοχής υποβάθρου και για τυπικό βαθμό εμπιστοσύνης α ίσο με 95% (άρα $k_\alpha = 1.645$), το όριο ανίχνευσης παίρνει τελικά την μορφή:

$$L_D = \begin{cases} 2.71 + 4.65B^{1/2}, & \text{φωτοκορυφή} \\ 2.71 + 3.29[B(1 + N/2m)]^{1/2}, & \text{υποβαθρο} \end{cases} \quad (5.5)$$

όπου B είναι ο αριθμός των γεγονότων του υποβάθρου στην περιοχή ενδιαφέροντος (ROI) στην περίπτωση που μελετάται φασματική περιοχή υποβάθρου ή το άθροισμα των γεγονότων υποβάθρου από m κανάλια αριστερά και δεξιά της περιοχής ενδιαφέροντος (ROI) και N ο αριθμός των καναλιών της περιοχής ενδιαφέροντος (ROI), στην περίπτωση φασματικής περιοχής φωτοκορυφής. Στην περίπτωση θεώρησης γραμμικού υποβάθρου κάτω από την περιοχή της φωτοκορυφής ο αριθμός των γεγονότων είναι $B = (B_1 + B_2)N/2m$.

Στην παρούσα μελέτη, όπως και στην περίπτωση των φασμάτων NaI στο νερό [Μπ 2008], ο αριθμός των γεγονότων του υποβάθρου B ορίστηκε ως το άθροισμα του αριθμού των γεγονότων στο κανάλι που βρίσκεται αριστερά B_L και δεξιά B_R του καναλιού στο οποίο υπολογίζεται το όριο ανίχνευσης L_D για κάθε σημείο του φάσματος

(υπόβαθρο και φωτοκορυφές), διότι το υπόβαθρο στο φάσμα που καταγράφεται από τον ανιχνευτή δεν είναι γραμμικό αλλά στο μεγαλύτερο μέρος του παρουσιάζει βηματική μορφή (step function), ενώ παράλληλα παρουσιάζει έντονες στατιστικές διακυμάνσεις και πολλές φωτοκορυφές (π.χ. η φωτοκορυφή του ^{40}K στα 1460.9 keV). Έτσι για να ανιχνευθεί επιπλέον ποσότητα ραδιονουκλιδίου από αυτή του υποβάθρου (π.χ. ^{40}K) θα πρέπει η τιμή του MDA να παρουσιάζει μέγιστη τιμή στην κορυφή της φωτοκορυφής. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το όριο ανίχνευσης σε κάθε κανάλι c του ενεργειακού φάσματος υπολογίζεται από τον τύπο:

$$L_D = 2.71 + 4.65 \sqrt{N \left(\frac{B_R + B_L}{2} \right)} \Rightarrow L_D(c) = 2.71 + 4.65 \sqrt{N \left(\frac{B(c-1) + B(c+1)}{2} \right)} \quad (5.6)$$

Στην παραπάνω σχέση το N εκφράζει το σύνολο των καναλιών από την αρχή μέχρι το τέλος κάθε φωτοκορυφής στο ενεργειακό φάσμα. Δεδομένου του ότι οι φωτοκορυφές στα φάσματα γ -ακτινοβολίας πρόκειται για καταγεγραμμένα γεγονότα που ακολουθούν Gaussian κατανομή με τυπική απόκλιση σ και που εφόσον είναι κανονικοποιημένη ισχύουν οι πιθανότητες $p(-\sigma, +\sigma)=0,68$, $p(-2\sigma, +2\sigma)=0,95$, $p(-3\sigma, +3\sigma)=0,997$ και $p(-\infty, +\infty)=1$, προκύπτει με καλή ακρίβεια ότι $N = 6\sigma$. Αλλά εξ ορισμού ισχύει ότι $\text{FWHM} = 2.355\sigma$ [De 1988], οπότε τελικά προκύπτει η σχέση υπολογισμού $N = 2.55 \cdot \text{FWHM}$ και σε συνδυασμό με την σχέση (4.2) τελικά έχουμε:

$$\text{MDA}(E) \cdot I_\gamma = \left(\frac{2.71 + 4.65}{V \cdot T} \sqrt{2.55 \cdot \frac{B(c(E)-1) + B(c(E)+1)}{2}} \right) \frac{\text{FWHM}(E)^{1/2}}{\varepsilon(E)} \quad (5.7)$$

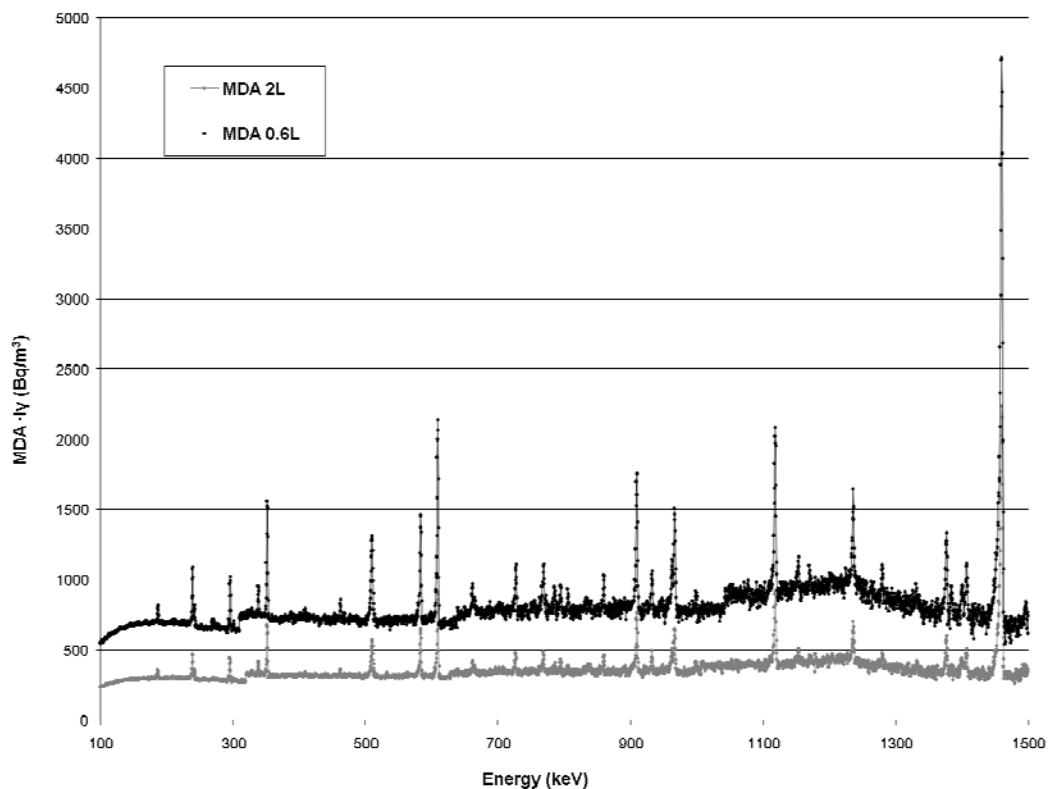
όπου V είναι ο όγκος του δείγματος, T ο χρόνος μέτρησής του και B ο αριθμός των γεγονότων στο φάσμα υποβάθρου στο συγκεκριμένο κανάλι c . Οι υπόλοιπες μεταβλητές υπολογίζονται από τις εξισώσεις ενεργειακής βαθμονόμησης $c(E)$, διακριτικής ικανότητας $\text{FWHM}(E)$ (Σχήμα 4.18) και ενεργειακής απόδοσης $\varepsilon(E)$ (Πίνακας 4.6), όπως αυτές προέκυψαν από τις πειραματικές βαθμονομήσεις των διατάξεων για φιάλες 0.6 L και 2 L (δες Παρ. 4.3.2).

Με βάση την παραπάνω σχέση τροποποιήθηκε κατάλληλα προϋπάρχον κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού C++ [Μπ 2008], για τον αυτόματο υπολογισμό του γινομένου $\text{MDA}(E) \cdot I_\gamma$ σε όλο το ενεργειακό εύρος ανίχνευσης για τις δύο διατάξεις δηγμάτων νερού σε φιάλες 0.6 L και 2 L (Παράρτημα Β). Το πρόγραμμα που προέκυψε,

δέχεται σαν είσοδο το πειραματικό φάσμα υποβάθρου απιονισμένου νερού όπως αυτό καταγράφηκε από τον ανιχνευτή και υπολογίζει για κάθε ενέργεια του φάσματος την αντίστοιχη ελάχιστη ανιχνευόμενη ενεργότητα σε Bq/m^3 .

Πρακτικά το πρόγραμμα υπολογισμού απαιτεί εκτός του φάσματος υποβάθρου, το χρόνο μέτρησης και τις παραμέτρους ενεργειακής βαθμονόμησης του φάσματος εισόδου. Έπειτα ο αλγόριθμος για κάθε μία ενέργεια (για $100 \text{ keV} \leq E_\gamma \leq 1600 \text{ keV}$, εφόσον μόνο σε αυτή την περιοχή θεωρείται αξιόπιστη η καμπύλη ενεργειακής απόδοσης) υπολογίζει την αντίστοιχη απόδοση ε , το αντίστοιχο FWHM και προσδιορίζει τις παραμέτρους B από το πειραματικό φάσμα, που αντιστοιχούν στη περιοχή πιθανής φωτοκορυφής της ενέργειας. Κατόπιν, υπολογίζεται η εξίσωση (5.7) σε κάθε ενέργεια. Ως έξοδος του προγράμματος δίνεται το γινομένου $MDA(E) \cdot I_\gamma$ συναρτήσεως της ενέργειας των ακτίνων- γ με μορφή φάσματος. Έτσι γίνεται αυτοματοποιημένα ο υπολογισμός της MDA συναρτήσεως της ενέργειας των ακτίνων- γ , χωρίς να χρειάζεται να ελέγχεται μία-μία περιοχή σε κάθε φάσμα.

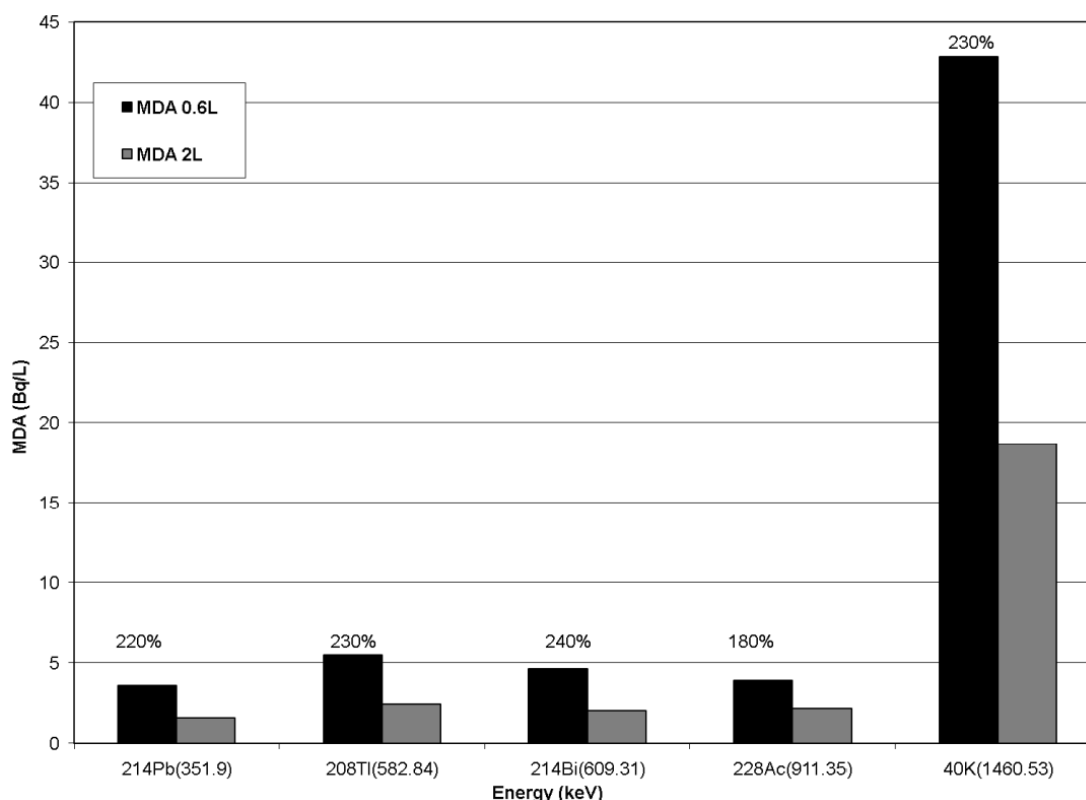
Τα φάσματα υπολογισμού της MDA (Bq/m^3), που προέκυψαν από την εφαρμογή του προγράμματος που αναπτύχθηκε σε τυπικά φάσματα υποβάθρου μίας μέρας, για φιάλες 0.6 L και 2 L σε επαφή με το παράθυρο του ανιχνευτή παρουσιάζονται σε αντιπαραβολή παρακάτω (Σχήμα 5.8), ενώ ο χρόνος υπολογισμού ήταν $\sim 1 \text{ sec}$.



Σχήμα 5.8. Φάσματα υπολογισμού MDA ως συνάρτηση της ενέργειας, για μέτρηση φιαλών δείγματος νερού 0.6 L και 2 L στο ανιχνευτικό σύστημα $HPGe$ του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ για 24 h.

Ογκομετρική και ενεργειακή εξάρτηση

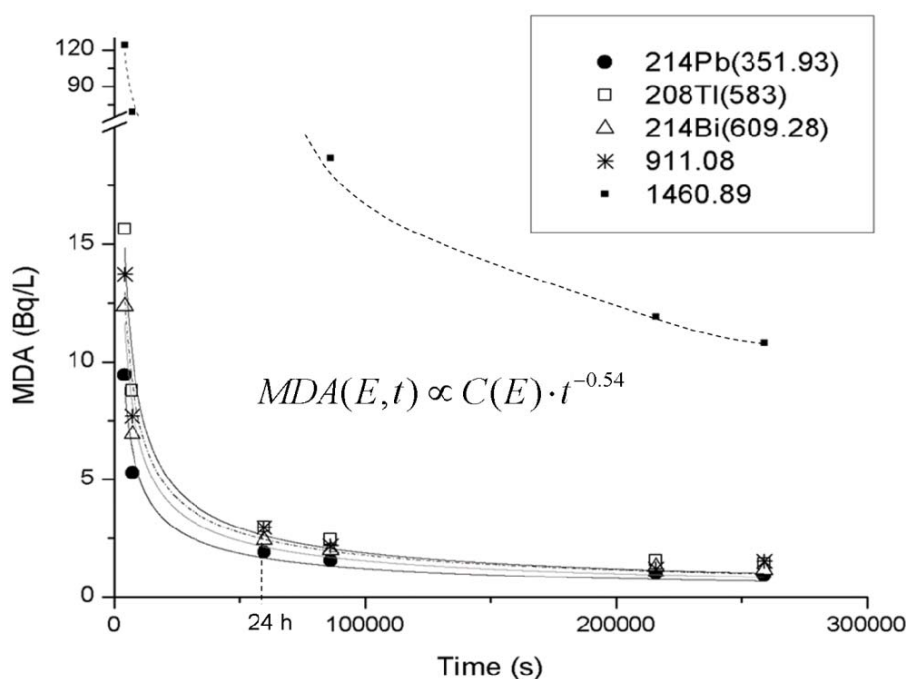
Όπως ήταν αναμενόμενο και από την σύγκριση των ογκομετρικών ενεργειακών αποδόσεων $\epsilon \cdot V$ για τις δύο φιάλες (Σχήμα 4.20), η απαιτούμενη ενεργότητα, ή απλούστερα συγκέντρωση, του ανιχνευόμενου ραδιονουκλιδίου στο δείγμα, ώστε να μπορέσει να ανιχνευθεί, είναι περίπου η μισή για τη μεγάλη φιάλη σε σχέση με τη μικρή και σχεδόν σε όλο το ενεργειακό φάσμα. Συγκεκριμένα, για τις φωτοκορυφές που αντιστοιχούν στα ραδιοϊσότοπα ενδιαφέροντος για την παρούσα έρευνα – και γενικότερα είναι χαρακτηριστικά φυσικά ραδιοϊσότοπα που απαντώνται στη θάλασσα και στα υπόγεια νερά – παρατηρείται ότι η βελτίωση της ανιχνευτικής ικανότητας για τη μεγάλη φιάλη κυμαίνεται από 180% έως 240% (Σχήμα 5.9). Αξιοπρόσεκτο επίσης είναι ότι ενώ για τα θυγατρικά του ραδονίου (^{214}Pb , ^{214}Bi) και των ραδίων ^{228}Ra (^{228}Ac) και ^{224}Ra (^{208}Tl), η MDA είναι κάτω από 5.5 Bq/L και 2.5 Bq/L για τη μικρή και τη μεγάλη φιάλη αντίστοιχα, στην περίπτωση του καλίου η απαιτούμενη ενεργότητα γίνεται σχεδόν 8 φορές μεγαλύτερη και στις δύο περιπτώσεις. Το γεγονός αυτό εξηγείται από την αδυναμία αποτελεσματικής θωράκισης από την ακτινοβολία του καλίου του περιβάλλοντα χώρου της μέτρησης, καθώς η ακτινοβολία αυτή δεν απορροφάται επαρκώς στο νερό του δείγματος (αυτο-θωράκιση δείγματος), λόγω της μεγάλης ενέργειας των εκπεμπόμενων φωτονίων.



Σχήμα 5.9. Διάγραμμα της MDA των σημαντικότερων ραδιονουκλιδίων στο νερό, για ανίχνευση μίας μέρας σε φιάλες δείγματος 0.6 L και 2 L.

Χρονική διακύμανση

Πέρα όμως από την ποιοτική εξάρτηση από την παρουσία των ραδιονουκλιδίων ανίχνευσης στην περιβάλλοντα χώρο και την ποσοτική εξάρτηση από την ενέργεια της ανιχνευόμενης φωτοκορυφής και τον όγκο του δείγματος, η MDA εξαρτάται και από το χρόνο ανίχνευσης. Στο πέρας όλης της έρευνας πραγματοποιήθηκαν πλήθος μετρήσεων υποβάθρου με απιονισμένο νερό και με τις δύο φιάλες δείγματος, για διάφορους χρόνους ανίχνευσης. Μετά από ανάλυση των φασμάτων αυτών και κανονικοποίηση τους ως προς τον όγκο προσδιορίστηκε, με την διαδικασία που περιγράφηκε προηγουμένως, η MDA για τις κυριότερες φωτοκορυφές ενδιαφέροντος, που καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος του ενεργειακού φάσματος υπολογισμού και για χρόνους μέτρησης από λίγες ωρών μέχρι μερικές ημέρες (Σχήμα 5.10).



Σχήμα 5.10. Γράφημα της μείωσης της MDA με το χρόνο για τα κυριότερα ραδιονουκλίδια υποβάθρου, για ανίχνευση σε φιάλες δείγματος 0.6 L και 2 L, κανονικοποιημένα σε Bq/L.

Όπως προκύπτει από τις προσαρμοσμένες καμπύλες τάσης του διαγράμματος η μείωση του MDA με το χρόνο είναι εκθετικής μορφής και ανεξάρτητη της ενέργειας της ανιχνευόμενης φωτοκορυφής. Το γεγονός επίσης ότι δεν είναι αντιστρόφως ανάλογο του χρόνου, όπως παραπλανητικά ενδεχομένως ανάμενε κανείς από τη σχέση (5.7), φανερώνει την σχεδόν γραμμική εξάρτηση των γεγονότων υποβάθρου B με το χρόνο, γεγονός αναμενόμενο από την στατιστική τους φύση. Τέλος είναι φανερό ότι η επιλογή των 24 h ως χρόνο ανίχνευσης, είναι ο βέλτιστος δυνατός δεδομένου του ότι από αυτή

την τιμή και μετά η κλίση της καμπύλης γίνεται πολύ μικρή και το ανιχνευτικό όφελος αμελητέο, σε σχέση με την και την απώλεια στατιστικής ακρίβειας λόγω μη καλής χρονικής συσχέτισης με την επακόλουθη μέτρηση υποβάθρου και την συνολική καθυστέρηση της χρονοσειράς των μετρήσεων.

5.2.2. Προσομοιώσεις

Αν, σύμφωνα με τα προηγούμενα, η εξέταση της MDA σε μία καινούργια μεθοδολογία ανίχνευσης θεωρείται σημαντική, τότε σίγουρα ακόμα πιο σημαντική και προαπαιτούμενη είναι η καλή γνώση της ενεργειακής απόδοσης της ανιχνευτικής διάταξης. Η απόδοση αυτή πέρα από το ότι είναι βασικό χαρακτηριστικό του ανιχνευτή καθεαυτού, είναι ανάλογη της συγκεκριμένης γεωμετρίας ανίχνευσης και της όλης χρήσης του, ενώ ούτε δίδεται ούτε και πιστοποιείται από τον κατασκευαστή. Έτσι ανάλογα με τη συγκρότηση της ανιχνευτικής διάταξης και της γεωμετρίας δείγματος-ανιχνευτή που χρησιμοποιείται, προσδιορίζεται η απόδοση του ανιχνευτή που εν γένει είναι ανάλογη της ενέργεια των φωτονίων που ανιχνεύονται. Πέρα όμως από την πειραματική μεθοδολογία της βαθμονόμησης για την εκτίμηση της απόδοσης, όπως αυτή που περιγράφηκε στην Παρ. 4.3, υπάρχει και η μαθηματική μεθοδολογία υπολογισμού που στηρίζεται στην προσομοίωση με χρήση τεχνικών Monte-Carlo.

Η τεχνική αυτή είναι ένα ισχυρό εργαλείο μοντελοποίησης, ιδιαίτερα αποτελεσματική στην ανάλυση πολύπλοκων συστημάτων, λόγω της εγγενούς δυνατότητάς της, για ρεαλιστική απόδοση της πραγματικότητας. Γενικά μπορεί να ορίζεται ως μια μεθοδολογία για την εκτίμηση της λύσης μαθηματικών προβλημάτων με τη βοήθεια τυχαίων αριθμών. Πρακτικά με την τεχνική αυτή επαναλαμβάνεται θεωρητικά μια στατιστική διαδικασία (όπως η αλληλεπίδραση των πυρηνικών σωματιδίων με την ύλη) και είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για σύνθετα προβλήματα που δεν μπορούν να επιλυθούν με αναλυτικούς υπολογισμούς που χρησιμοποιούν προσδιοριστικές μεθόδους (τεχνικές αριθμητικής ανάλυσης). Τα διαδοχικά επιμέρους πιθανά γεγονότα συνθέτουν τελικά τη διαδικασία της προσομοίωσης ενός φαινομένου, ενώ οι κατανομές πιθανοτήτων που διέπουν αυτά τα γεγονότα επιλέγονται τυχαία για να περιγράψουν το συνολικό φαινόμενο.

Στην περίπτωση της περιγραφής κινούμενων σωματιδίων όπως τα φωτόνια, η τεχνική Monte Carlo αυτή είναι κατ'εξοχήν ρεαλιστική, δηλαδή αποτελεί ένα θεωρητικό πείραμα, σε αντίθεση με υπολογιστικές διαδικασίες που χρησιμοποιούν

ντετερμινιστικές μεθόδους και αναλυτικές σχέσεις. Αποτελείται από την πραγματική παρακολούθηση της πορείας κάθε ενός από πολλά σωματίδια (π.χ. φωτόνια), μετά την δημιουργία τους από μια πηγή έως τον εξαφάνισή του σε κάποια κατηγορία τερματισμού (απορρόφηση, σκέδαση, διαφυγή κ.λπ.). Προκαθορισμένες κατανομές πιθανοτήτων (probability distribution functions) επιλέγονται με τυχαίο τρόπο από τα δεδομένα της μεταφορικής κίνησης, ώστε να καθορίσουν το αποτέλεσμα σε κάθε βήμα της ζωής του σωματιδίου. Έτσι επιτυγχάνεται η θεωρητική επανάληψη μιας στατιστικής διαδικασίας για ένα προκαθορισμένο πλήθος γεγονότων. Για το λόγο αυτό, η προσομοίωση εκτελείται σε ένα ηλεκτρονικό υπολογιστή, επειδή ο αριθμός των δοκιμών που απαιτούνται για να περιγράψει επαρκώς ένα περίπλοκο φυσικό φαινόμενο είναι συνήθως αρκετά μεγάλο και αντιστρόφως ανάλογο του στατιστικού σφάλματος του τελικού υπολογισμού. Τελικά, η μέθοδος καταγράφει τη “μέση συμπεριφορά” των προσομοιωμένων σωματιδίων και κατ’ επέκταση, με βάση το κεντρικό οριακό θεώρημα (central limit theorem), προσδιορίζεται η μέση τιμή της εξεταζόμενης ποσότητας των σωματιδίων σε ένα φυσικό σύστημα.

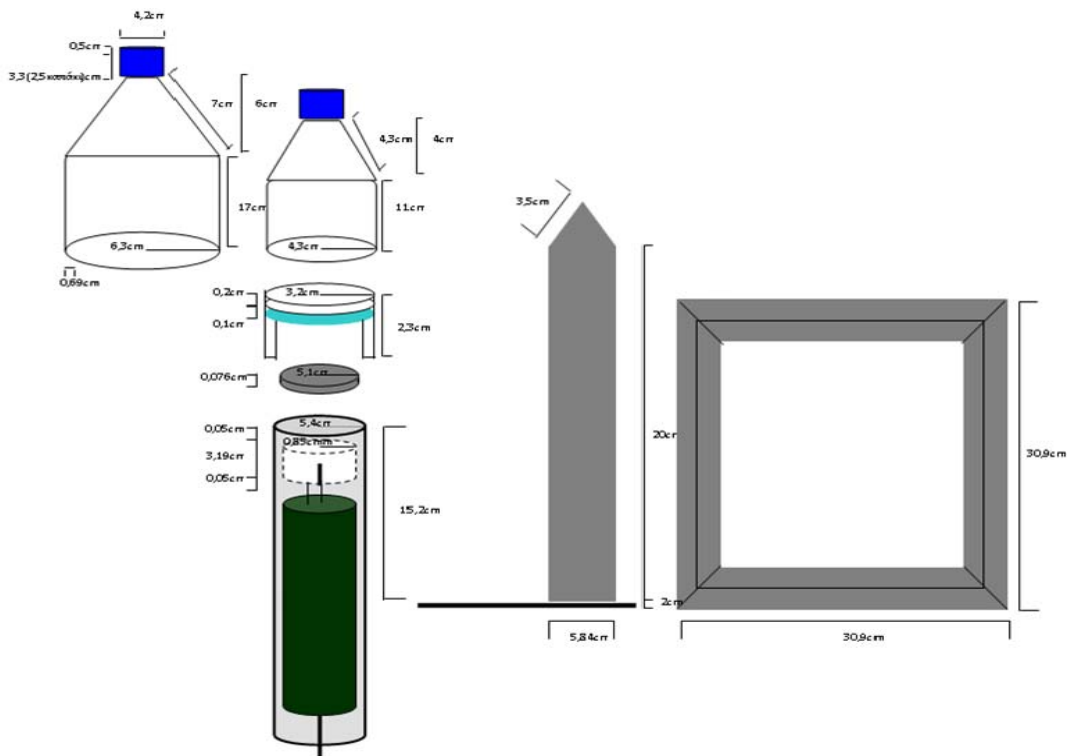
Η τεχνική Monte-Carlo είναι ιδανική για την επίλυση πολύπλοκων, τρισδιάστατων προβλημάτων και χρησιμοποιείται ευρέως για την ανάλυση σύνθετων φυσικών φαινομένων σε πολλά πεδία της έρευνας και της τεχνολογίας, όπως για υπολογισμούς ανιχνευτικών συστημάτων, δοσιμετρίας, βαθμονομήσεων, θωρακίσεων, κ.λπ. Για το λόγο αυτό, πληθώρα κωδικών βασισμένων στη μέθοδο Monte-Carlo, έχουν αναπτυχθεί ήδη από τα μέσα της δεκαετίας του 80, που συνεχώς αναβαθμίζονται με νέες εκδόσεις όπως τα EGS4, GEANT, CYLTRAN, ETRAN, ITS3, PENELOPE, MCNP, EGSnrc, EFFTRAN, FLUKA κ.ά. Αλλά μεγάλο πλήθος εφαρμογών των μεθόδων προσομοίωσης Monte-Carlo αφορά και στη βαθμονόμηση ανιχνευτικών διατάξεων και ιδιαίτερα τον προσδιορισμό της καμπύλης απόδοσης ανιχνευτών Ge, με χρήση ορισμένων από τους παραπάνω κώδικες. Τα τελευταία χρόνια σειρά δημοσιεύσεων και εργασιών αναφέρονται σε βαθμονομήσεις ανιχνευτών HPGe [Ro 2000, Ha 2002, He 2003a, Ka 2003b, Ba 2008], ακόμα και για εκτεταμένες γεωμετρίες υγρών δειγμάτων [He 2003b, Sa 2004], δείχνοντας την ευρύτερη αποδοχή της μεθόδου και την συστηματική εφαρμογή της στον τομέα της ραδιενέργειας περιβάλλοντος και της ραδιοοικολογίας.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας προσομοίωσης MCNP. Ο MCNP είναι ένας Monte-Carlo κώδικας μεταφοράς γενικής χρήσης και γεωμετρίας, συνεχούς ενεργειακού φάσματος και χρονικής εξάρτησης. Τα σωματίδια που

παρακολουθεί είναι νετρόνια, φωτόνια και ηλεκτρόνια. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί για ένα ή κάθε συνδυασμό των παραπάνω σωματιδίων και για ενέργειες από 10^{-11} MeV μέχρι 20 MeV για τα νετρόνια και από 1 keV έως 1000 MeV για τα φωτόνια και ηλεκτρόνια, ενώ περιλαμβάνει πυρηνικά και ατομικά δεδομένα συνεχούς ενεργειακού φάσματος από τις βιβλιοθήκες δεδομένων Evaluated Nuclear Data File (ENDF), Evaluated Nuclear Data Library (ENDL), Activation Library (ACTL) και Applied Nuclear Science Group of Los Alamos (T-2). Πρακτικά, ο χρήστης δημιουργεί ένα αρχείο εισόδου, που εν συνεχεία εκτελείται από το MCNP, με πληροφορίες που: (α) προσδιορίζουν επακριβώς την γεωμετρία, (β) περιγράφουν τα υλικά και τις φυσικές τους ιδιότητες, (γ) την θέση και τα χαρακτηριστικά της πηγής των νετρονίων, φωτονίων ή ηλεκτρονίων, (δ) το είδος των απαντήσεων ή επιθυμητών ιδιοτήτων προς διερεύνηση, και (ε) τυχόν τεχνικές μείωσης διακύμανσης των αποτελεσμάτων, για τη βελτίωση της στατιστικής. Ένα τέτοιο αρχείο αποτελείται αρχικά από ένα μέρος δεδομένων, ή αλλιώς κάρτα, που περιγράφουν τα αντικείμενα (κελιά) που δημιουργούνται στο χώρο και έχουν συγκεκριμένη γεωμετρία, σύσταση και θέση στο χώρο (cells card), μια κάρτα που περιγράφει τα γεωμετρικά σχήματα και τις επιφάνειες που εμφανίζονται στον προσομοιωμένο χώρο (surface card) και τέλος μία κάρτα που περιέχει τα υπόλοιπα απαιτούμενα δεδομένα και ζητούμενα (data card).

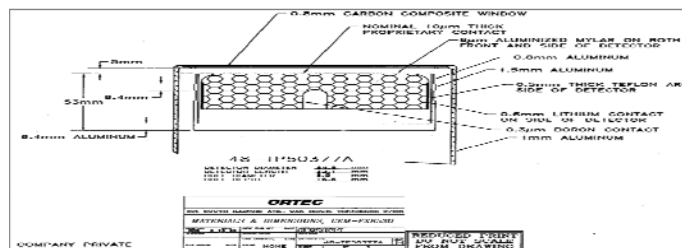
Η έκδοση MCNP5 χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή με σκοπό την προσομοίωση της ενεργειακής βαθμονόμησης της ανιχνευτικής διάταξης γ-φασματοσκοπίας για δείγματα νερού σε φιάλες των 0.6 L και 2 L, που αναπτύχθηκε στην παρούσα μελέτη, και ακολούθως, την σύγκριση των αποτελεσμάτων με αυτά της πειραματικής βαθμονόμησης (δες Παρ. 4.3.2). Πολύ πρόσφατα έχουν υλοποιηθεί με το MCNP5 ανάλογες βαθμονομήσεις, επίσης ανιχνευτών p-τύπου HPGe για σημειακές πηγές [Dr 2006, Ag 2010, Tz 2010] αλλά ακόμα και για εκτεταμένες πηγές δειγμάτων νερού [Ro 2005, Ha 2008].

Πρώτο και σημαντικότερο κομμάτι για την σωστή εφαρμογή του κώδικα είναι η ακριβής περιγραφή της ανιχνευτικής διάταξης. Αυτό περιλαμβάνει εκτός από την γνώση, με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη ακρίβεια, των διαστάσεων και των υλικών του ανιχνευτή, και την σωστή επιλογή των απαραίτητων στην προσομοίωση αντικειμένων (αφαίρεση) που παίζουν ρόλο στις φυσικές διεργασίες που εξετάζονται. Για το λόγο αυτό εκτός των δεδομένων που προέρχονται από την κατασκευάστρια εταιρία (δες Πίνακα 4.4) και αφορούν στον ανιχνευτή καθαυτό, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις,



Σχήμα 5.11. Σκαρίφημα διαστάσεων, μετά από μέτρηση, των επιμέρους στοιχείων της ανιχνευτικής διάταξης, που κρίθηκαν απαραίτητα και συμπεριελήφθησαν στην προσομοίωση με τον κώδικα MCNP5.

με την μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια, και των υπολοίπων στοιχείων και διαστάσεων που λαμβάνουν χώρα στην διαδικασία μέτρησης (Σχήμα 5.11). Επιπλέον μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν και για τον ακριβή προσδιορισμό του υλικού και της πυκνότητας των φιαλών τοποθέτησης του δείγματος. Για την θωράκιση, το προστατευτικό κάλυμμα, το παράθυρο και το εξωτερικό κάλυμμα του ανιχνευτή χρησιμοποιήθηκαν οι αναγραφόμενες από τον κατασκευαστή τιμές και οι δεδομένες εκ προοιμίου τιμές του κώδικα. Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε στην περιγραφή του κρυστάλλου του ανιχνευτή, καθώς αποτελεί και τον ενεργό όγκο καταγραφής των ανιχνεύσιμων δεδομένων. Για το λόγο αυτό επιπλέον κατασκευαστικές λεπτομέρειες συλλέχτηκαν από την εταιρία κατασκευής (Σχήμα 5.12).



Σχήμα 5.12. Γεωμετρικό διάγραμμα του ανιχνευτή HPGe.

Με βάση τα παραπάνω δεδομένα αναπτύχθηκε κατάλληλο πρότυπο προσομοίωσης της πειραματικής διάταξης για τις δύο φιάλες, έτσι ώστε να περιλαμβάνονται τα σημαντικά από φυσικής άποψης αντικείμενα και να περιοριστούν οι περιττές λεπτομέρειες, που θα είχαν ως αποτέλεσμα την άσκοπη από πλευράς ακρίβειας, πολυπλοκότητα του κώδικα. Οι απλουστεύσεις που πραγματοποιήθηκαν περιλαμβάνουν τα ηλεκτρονικά του ανιχνευτή τα αντικείμενα του περιβάλλοντα χώρου, ενώ οι διαστάσεις του δωματίου, της θωράκισης του ανιχνευτή και των φιαλών, διατηρήθηκαν ακριβείς. Η γεωμετρία του μοντέλου ελέγχθηκε με την βοήθεια του συμπεριλαμβανομένου με τον κώδικα MCNP5, πρόγραμμα γραφικών VisEd (Σχήμα 5.13). Στο μοντέλο που προέκυψε εφαρμόστηκε η μέθοδος Monte-Carlo για την αναπαραγωγή (προσομοίωσης) του ενεργειακού φάσματος βαθμονόμησης και τελικά να αξιολογηθεί, με βάση τη σύγκριση των αποτελεσμάτων του με τα πειραματικά δεδομένα της ενεργειακής βαθμονόμησης.



Σχήμα 5.13. Σχηματική αναπαράσταση της προσομοιωμένης ανιχνευτικής διάταξης HPGe για τις γεωμετρίες μεγάλης και μικρής φιάλης σε επαφή, με το πρόγραμμα γραφικών VisED.

Φάσμα βαθμονόμησης

Πρώτο βήμα στην αξιολόγηση του προτύπου προσομοίωσης ήταν η αναπαραγωγή του πειραματικού φάσματος βαθμονόμησης με διάλυμα πηγής ευρωπαϊού $^{152}\text{Eu} / ^{154}\text{Eu}$ σε νερό, με τη δημιουργία ανάλογου αρχείου εισόδου στο MCNP5 (Παράρτημα Δ, Α). Ο κώδικας MCNP5 κρίθηκε ο ενδεδειγμένος για την διαδικασία αυτή, καθώς παρέχει δυνατότητα μοντελοποίησης της απόκρισης του ανιχνευτή, μέσω κατάλληλης κάρτας καταγραφής δεδομένων (tally) F8, που είναι ειδική για τον προσδιορισμό του ύψους παλμού του ανιχνευτή. Έτσι, η διαδικασία ανίχνευσης προσομοιώνεται με εξερχόμενο αποτέλεσμα (output) το ύψους παλμών ανά εκπεμπόμενο σωματίδιο στην πηγή, δηλαδή την απόλυτη απόδοση για κάθε κορυφή του φάσματος της πηγής, με το αντίστοιχο απόλυτο σφάλμα του υπολογισμού. Η κάρτα καταγραφής e8 με την επιλογή GEB περιλαμβάνεται επίσης στο μοντέλο, προκειμένου να ληφθεί υπόψη η Gaussian διεύρυνση της ενέργειας, ώστε να πραγματοποιηθεί ρεαλιστική προσομοίωση του συνόλου του φάσματος. Οι παράμετροι της κάρτας GEB [X5 2005] επιλέχτηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να αναπαράγουν την πραγματική διακριτική ικανότητα του συστήματος σύμφωνα με τα αποτελέσματα της πειραματικής βαθμονόμησης (Σχήμα 4.19). Το ποσοστό των εκπεμπόμενων φωτονίων της πηγής σε κάθε ενέργεια, προκύπτει από κανονικοποίηση στη μονάδα της πειραματικά προσδιορισμένης αναλογίας $^{152}\text{Eu}/^{154}\text{Eu}$ (98.2 : 1.8) σε συνδυασμό με την ένταση της κάθε φωτοκορυφής (Παράρτημα Α).

Πραγματοποιήθηκε επίσης λεπτομερής περιγραφή της φυσικής του προβλήματος, συμπεριλαμβανομένων του φωτοηλεκτρικού φαινομένου με παραγωγή φθορισμού, της σκέδασης (coherent, incoherent) και παραγωγή ζεύγους στην ενεργειακή περιοχή μεταξύ 0,001 έως 1.5 MeV, με διακριτοποίηση 4096 ενεργειακών καναλιών. Για την ακρίβεια του παραγόμενου φάσματος, συμπεριελήφθη στο μοντέλο και η προσομοίωση της τροχιάς των ηλεκτρονίων, που εν γένει απαιτεί μεγάλο υπολογιστικό χρόνο, ενώ αντίστοιχα για τη μείωση του χρόνου υπολογισμού τέθηκαν ως ενέργειες κατωφλίου οι ενδεδειγμένες από το πρόγραμμα, δηλαδή 30 keV για τη μεταφορά ηλεκτρονίων και 1 keV για τα φωτόνια. Ο αριθμός των συνολικών παραγόμενων γεγονότων ορίστηκε στα 10^8 φωτόνια πηγής, προκειμένου το σχετικό σφάλμα να προκύψει μικρότερο του 1% στο κεντροειδές κάθε φωτοκορυφής.

Όσον αφορά το πραγματικό πάχος της επονομαζόμενης “νεκρής ζώνης” (dead layer) στις άκρες του κρυστάλλου λόγω της ύπαρξης μιας μεταβατικής ζώνης μεταξύ

του αδρανούς στρώματος, στα σημεία επαφής με τα ηλεκτρόδια του ανιχνευτή, και του φωτοηλεκτρικά ενεργού γερμανίου στο κρυσταλλικό πλέγμα, είναι πολύ δύσκολο να εκτιμηθεί με ακρίβεια, ενώ οι τιμές που δίδονται από τον κατασκευαστή δεν μπορούν παρά να θεωρηθούν ενδεικτικές. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε ανάλυση της ευαισθησίας των τιμών αυτών με αλληπάλληλες δοκιμές στον κώδικα ούτως ώστε να υπάρξει συμφωνία μεταξύ πειραματικών και προσομοιωμένων τιμών της απόλυτης ενεργότητας σε όλο το ενεργειακό φάσμα, για σημειακές πηγές φωτονίων διαφόρων ενεργειών στα 25 cm. Τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης συμπεριλήφθησαν στο πρότυπο προσομοίωσης δίνοντας ανενεργό στρώμα 12 μm και 600 μm, στο εμπροσθεν και πλάγιο μέρος του κρυστάλλου αντίστοιχα, γεγονός που δείχνει την καλή συμφωνία με τις ενδεδειγμένες από τον κατασκευαστή τιμές (Σχήμα 5.12).

Κατάλληλος κώδικας (MCNPAnalyzer), βασισμένος στο λογισμικό πακέτο MATLAB, αναπτύχθηκε για την άμεση και εύκολη γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων του προγράμματος MCNP5 (Παράρτημα Δ). Επιπλέον περιελήφθη και η δυνατότητα δημιουργίας κατάλληλων αρχείων εισόδου (.spe) για το πρόγραμμα φασματικής ανάλυσης SPECTRW, δίνοντας την επιθυμητή ενεργότητα της πηγής ευρωπίου και το χρόνο της μέτρησης, ώστε να πραγματοποιηθεί ποιοτική και ποσοτική σύγκριση μεταξύ πειραματικών και προσομοιωμένων φασμάτων.

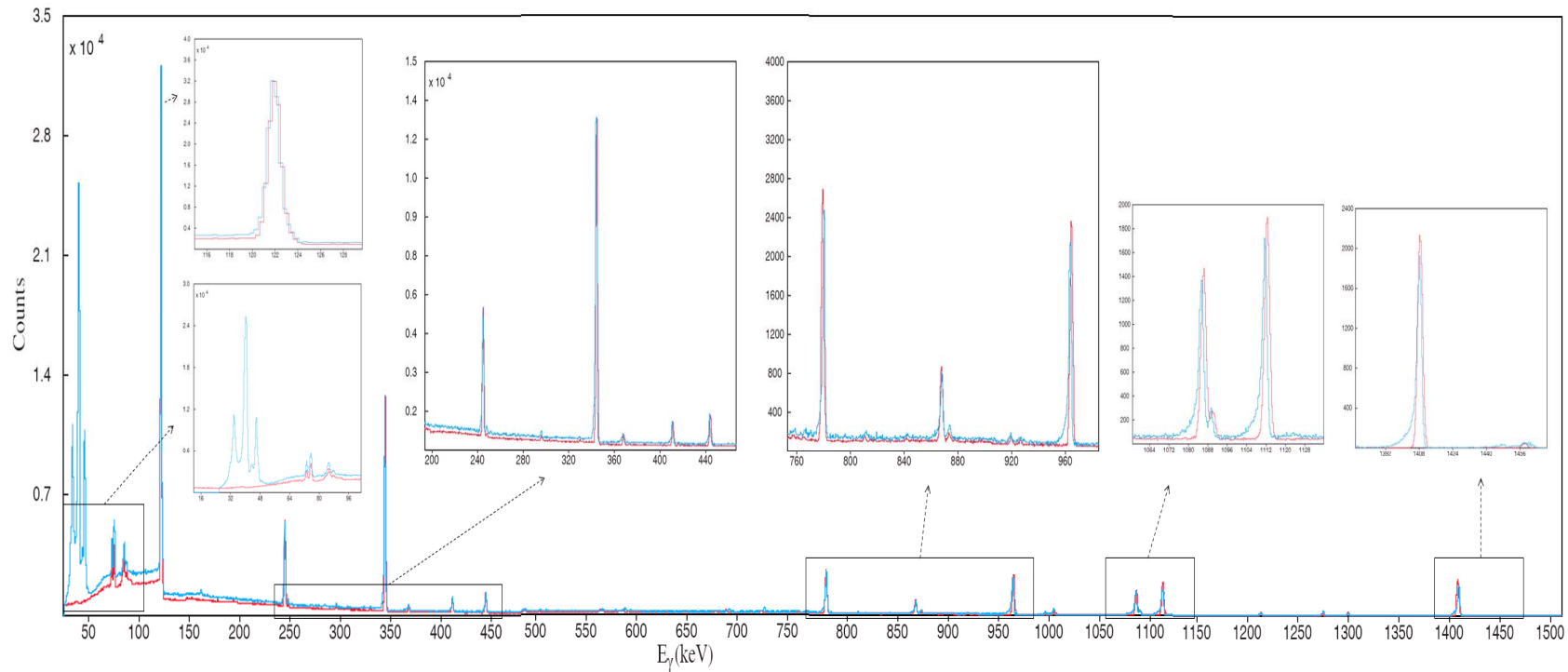
Στο προσομοιωμένο φάσμα το σχετικό σφάλμα μέχρι τα 1.3 MeV δεν ξεπέρασε το 15% στα σημεία του φάσματος εκτός φωτοκορυφών, που δεν ξεπέρασε το 1%, ενώ μόνο για σημεία με μηδενικά ή ελάχιστα καταγεγραμμένα γεγονότα ήταν 100% ή πάνω από 40%, αντίστοιχα. Ενδιαφέρον είναι το γεγονός ότι το σφάλμα γενικότερα αλλά και στα κεντροειδή των φωτοκορυφών αυξάνετε με την ενέργεια, καθώς υπάρχουν πολύ περισσότερα βήματα επιλογής κατανομών πιθανότητας κατά την κίνηση των φωτονίων.

Σε σύγκριση με το πειραματικό φάσμα (Σχήμα 5.14) η συμφωνία ήταν ικανοποιητική όσο αναφορά την μορφή και το εμβαδό των φωτοκορυφών σε όλο το ενεργειακό εύρος, ενώ η ασυμπτωτική μορφή των φωτοκορυφών στο πειραματικό φάσμα, στις μεγάλες ενέργειες κυρίως, οφείλεται στα ηλεκτρονικά (pole-zero cancellation) του συστήματος (δες Παρ. 4.3.1). Αντίστοιχα μια τέτοια ασυμμετρία δεν συμπεριελήφθη στον προσομοιωμένο κώδικα. Όσο αναφορά τις κορυφές από 33 έως 48 keV πρόκειται για υπέρθεση μιας σειράς ακτίνων-γ των ραδιοϊσοτόπων ^{152}Eu , ^{154}Eu και ακτίνων-X του στοιχείου ευρωπίου και δεν περιλαμβάνονται στον κώδικα προσομοίωσης για

οικονομία υπολογιστικού χρόνου, καθώς η περιοχή αυτή είναι εκτός ερευνητικού ενδιαφέροντος για τις ανάγκες της παρούσας έρευνας.

Η διευρυμένη κορυφή στα 32 keV, πρόκειται για ακτίνες-X του λανθανίου La που χρησιμοποιείται για τον χημικό διαχωρισμό του ^{152}Eu , και ιχνοστοιχεία του απαντώνται και στο τελικό διάλυμα. Επιπλέον το γεγονός ότι οι ακτίνες-X του μολύβδου Pb από 65 έως 85 keV είναι ελαφρώς υποεκτιμημένες στο προσομοιωμένο φάσμα οφείλεται κυρίως στην επιλογή των παραμέτρων προσομοίωσης, δεδομένου του ότι χρησιμοποιήθηκαν οι προεπιλεγμένες τιμές του προγράμματος MCNP5 χωρίς εκτεταμένη διερεύνηση τους. Πιο συγκεκριμένα, έχει διαπιστωθεί ότι (α) η επιλογή του μοναδιαίου ενεργειακού εύρους καταγραφής γεγονότων (energy bin width), (β) η επιλογή του ανώτερου και κατώτερου ορίου καταγραφής φωτοκορυφής (photopeak bin limits), καθώς και η ελάχιστη ενέργεια παρακολούθησης των φωτονίων και των ηλεκτρονίων (energy cut-off), επηρεάζουν έντονα την συμπεριφορά των προσομοιώσεων ιδιαίτερα στις χαμηλές ενέργειες και οδηγούν συχνά σε υποεκτιμήσεις [Ka 2010]. Εξάλλου αν και η ακριβής γνώση της ανενεργού, της μεταβατικής και της ενεργού περιοχής του κρυστάλλου, είναι πολύ δύσκολο να υπολογιστεί πειραματικά, επηρεάζουν έντονα την προσομοιωμένη ανιχνευτική ικανότητα, ακόμα και για πολύ μικρές διακυμάνσεις τους. Ιδιαίτερα στην περίπτωση των χαμηλών ενεργειών και των εκτεταμένων πηγών η υποεκτίμηση είναι πιο έντονη λόγω της ενδοαπορρόφησης στην πηγή και στα υλικά του ανιχνευτή [Ha 2002, Va 2006].

Τέλος παρατηρούμε ότι ο κώδικας προσομοίωσης δεν αναπαρήγαγε την πειραματική κορυφή στα 1447.8 keV, που προέρχεται από άθροιση της τυχαίας καταγραφής φωτονίων διαφορετικής ενέργειας, που εκπέμπονται ταυτόχρονα (summing effect). Αυτό οφείλεται σε εν γένει αδυναμία του κώδικα MCNP5 που δεν συμπεριλαμβάνει την παραπάνω μικρή πιθανότητα.



Σχήμα 5.14. Πειραματικό (μπλε γραμμή, μπροστά) και προσομοιωμένο (κόκκινη γραμμή, στο φόντο) φάσμα ενεργειακής βαθμονόμησης με ^{152}Eu και ^{154}Eu για φιάλη 2 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Ενεργειακή απόδοση

Μετά την ανάλυση των προσομοιωμένων φασμάτων, με τον ίδιο τρόπο όπως και τα αντίστοιχα πειραματικά (δες Παρ. 4.3.2), προέκυψε η εκτιμημένη από το μοντέλο απόλυτη απόδοση των 10 κυριότερων φωτοκορυφών για το ^{152}Eu για τη φιάλη των 0.6 L και 2 L, ενώ με βάση τα πειραματικά αποτελέσματα (Πίνακας 4.6) υπολογίστηκε και η σχετική απόκλιση των προσομοιωμένων και των πειραματικών τιμών (Πίνακας 5.5).

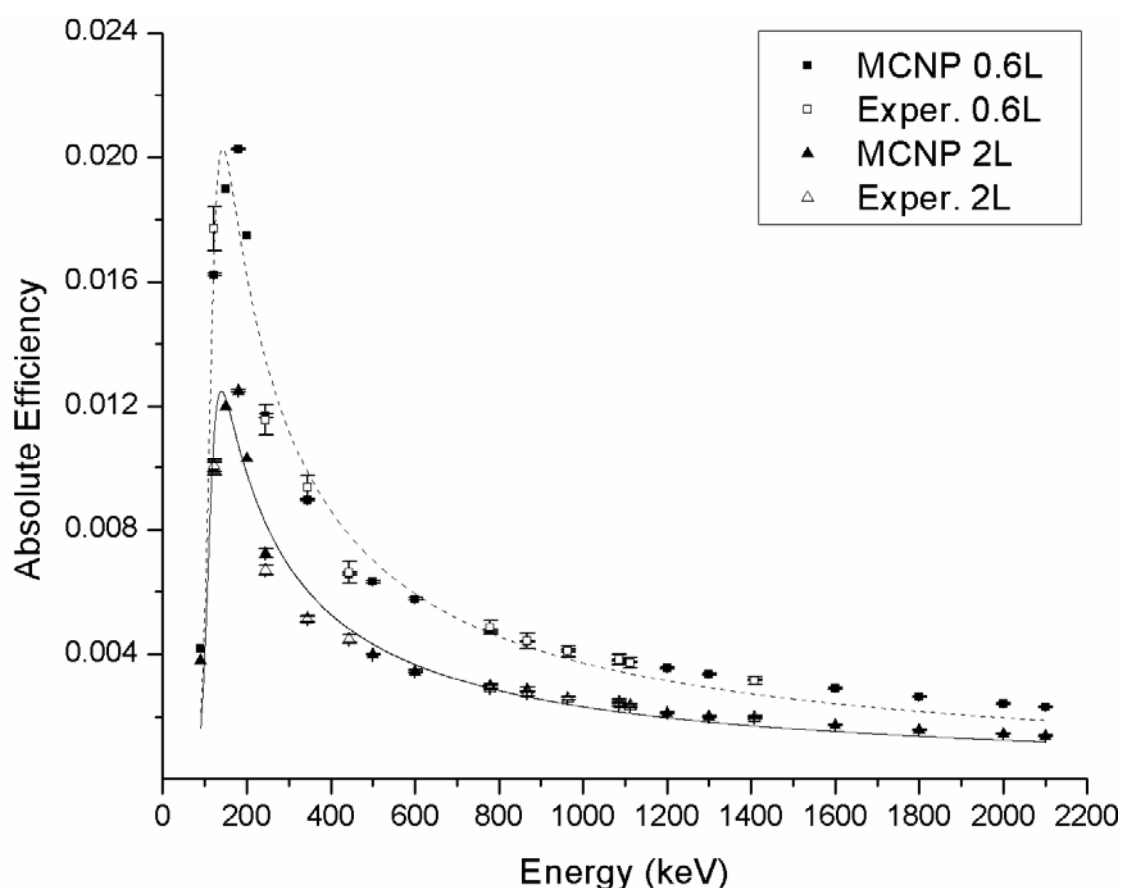
Φωτοκορυφές (^{152}Eu)		Απόλυτη Απόδοση				
Ενέργεια (keV)	MCNP 0.6L	Exper. 0.6L	Απόκλιση (%)	MCNP 2L	Exper. 2L	Απόκλιση (%)
121.78	1.62E-02(0.4%)	1.77E-02(4%)	8.4 ± 0.3	9.97E-03(0.35%)	1.01E-02(2%)	0.93 ± 0.02
244.70	1.17E-02(0.9%)	1.16E-02(4.2%)	-1.09 ± 0.05	7.25E-03(0.41%)	6.72E-03(2.2%)	-7.94 ± 0.19
344.28	8.96E-03(0.6%)	9.35E-03(4%)	4.24 ± 0.17	5.13E-03(0.47%)	5.16E-03(2%)	0.64 ± 0.01
443.96	6.59E-03(0.9%)	6.64E-03(5.4%)	0.76 ± 0.04	4.50E-03(0.52%)	4.49E-03(2.9%)	-0.27 ± 0.01
778.92	4.78E-03(1.2%)	4.88E-03(4.2%)	1.89 ± 0.08	2.99E-03(0.65%)	2.92E-03(2.2%)	-2.31 ± 0.06
867.39	4.42E-03(2.2%)	4.45E-03(3.1%)	0.68 ± 0.04	2.87E-03(0.67%)	2.76E-03(3.1%)	-4.17 ± 0.16
964.05	4.13E-03(1.3%)	4.10E-03(4.2%)	-0.56 ± 0.02	2.59E-03(0.69%)	2.60E-03(2.2%)	0.32 ± 0.01
1085.84	3.82E-03(1.7%)	3.84E-03(4.4%)	0.52 ± 0.02	2.41E-03(0.72%)	2.50E-03(2.3%)	3.32 ± 0.09
1112.09	3.76E-03(1.5%)	3.73E-03(4.3%)	-0.87 ± 0.04	2.36E-03(0.73%)	2.34E-03(2.2%)	-0.95 ± 0.03
1408.02	3.19E-03(1.4%)	3.16E-03(4.1%)	-0.95 ± 0.04	1.98E-03(0.79%)	2.00E-03(2.1%)	1.11 ± 0.03

Προσομοιωμένη Διάταξη	Παράμετροι Εξίσωσης Προσαρμογής $E_{ff} = \frac{A \cdot E^B}{C + E^D}$			
	A	B	C	D
MCNP 2L	2 ± 4	10.1 ± 0.7	4.88 ± 0.24 E+22	11.0 ± 1.3
MCNP 0.6L	1.1 ± 2.2	10.2 ± 0.7	5.78 ± 0.29 E+22	11.1 ± 1.3

Πίνακας 5.5. Σύγκριση μεταξύ πειραματικής και προσομοιωμένης (MCNP5) ενεργειακής απόδοσης για τις φωτοκορυφές του ^{152}Eu και πίνακας των παραμέτρων της εξίσωσης της προσομοιωμένης καμπύλης απόδοσης για τις δύο γεωμετρίες φιαλών.

Από τα αποτελέσματα της σύγκρισης προέκυψε η πολύ καλή συμφωνία μεταξύ των πειραματικών και θεωρικών εκτιμήσεων. Η απόλυτη απόκλιση των τιμών κυμαίνονταν από 0.4% έως 8.4%, ενώ θετικά κρίνεται το γεγονός ότι δεν υπήρξε κάποια σαφής τάση υπερεκτίμησης ή υποεκτίμησης της απόλυτης απόδοσης. Μεγαλύτερη διαφωνία παρατηρείται στις χαμηλές ενέργειες γεγονός που οφείλεται στην έντονη επίδραση της γεωμετρίας στον τρόπο ενδοαπορρόφησης και σκέδασης των χαμηλοενεργειακών ακτίνων. Αναμενόμενο επίσης θεωρείται και το γεγονός ότι το σφάλμα στην περίπτωση της πειραματικής διαδικασίας είναι περίπου 4 φορές μεγαλύτερο από το σφάλμα εκτίμησης στο κεντροίδες των προσομοιωμένων φωτοκορυφών.

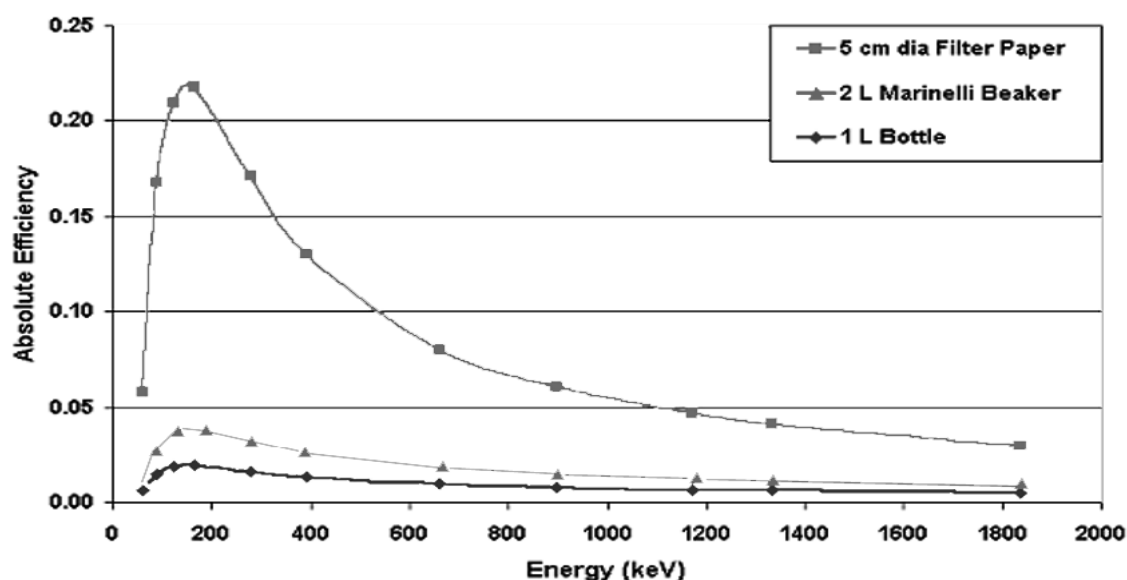
Προκειμένου να προσδιοριστούν οι καμπύλες απόδοσης σε ολόκληρο το ενεργειακό φάσμα, αναπτύχθηκαν επιμέρους πρότυπα για τις δύο γεωμετρίες με μονοενεργειακές πηγές αυτή τη φορά φωτονίων για ενέργειες από 50 keV έως 2000 keV. Στα πρότυπα αυτά δεν πραγματοποιούνταν η καταγραφή της απόλυτης απόδοσης ανά κανάλι για όλο το ενεργειακό εύρος, όπως κατά την φασματική προσομοίωση, αλλά καταγράφονταν η απόδοση μόνο για την ενεργειακή περιοχή που όριζε η Gaussian διεύρυνση ανάλογα με την εκάστοτε εξεταζόμενη ενέργεια (Παράρτημα Β και Γβ). Από τα αποτελέσματα αυτά, συμπεριλαμβανομένων και των αποτελεσμάτων της φασματικής ανάλυσης των προσομοιωμένων φωτοκορυφών του Ευρωπίου, πραγματοποιήθηκε προσαρμογή της κατάλληλης διπλής αλλομετρικής συνάντησης και προσδιορίστηκαν οι αντίστοιχοι συντελεστές (Πίνακας 5.5). Στο παρακάτω σχήμα φαίνεται η σύγκριση των δύο θεωρητικών καμπυλών συμπεριλαμβανομένων και των αντίστοιχων πειραματικών δεδομένων.



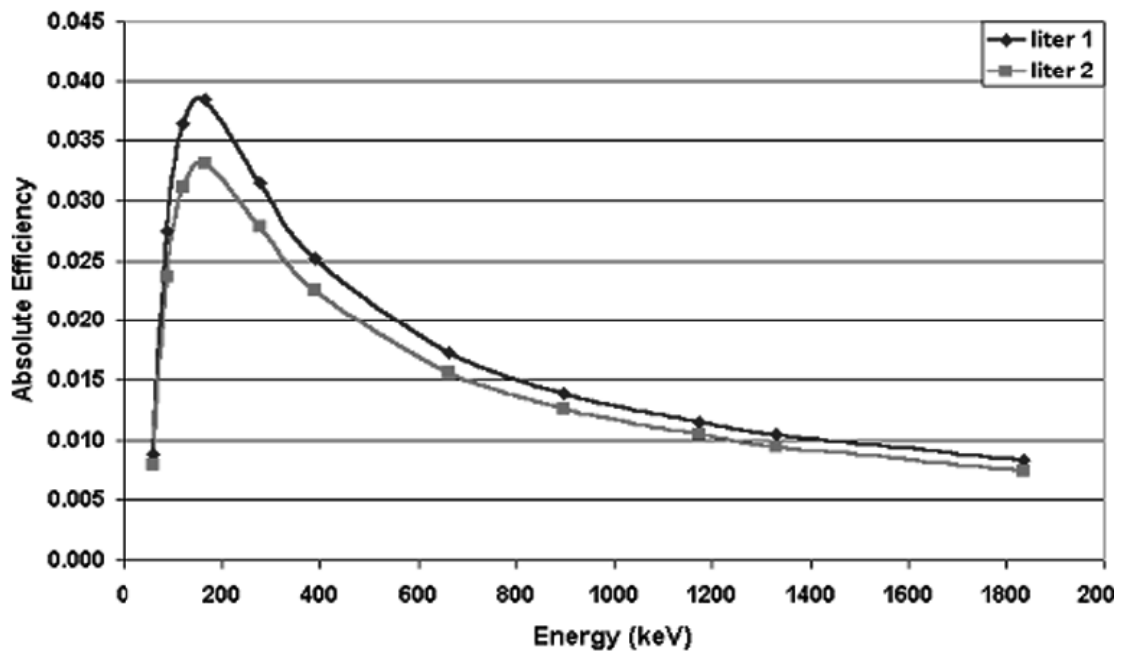
Σχήμα 5.15. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης προσομοίωσης MCNP5 του ανιχνευτικού συστήματος για εκτεταμένες πηγές νερού 2 L και 0.6 L σε επαφή με τον ανιχνευτή.

Όπως προέκυψε και από τα πειραματικά αποτελέσματα (Σχήμα 4.19), η καμπύλη απόδοσης για τη μικρή φιάλη υπερκείται της μεγάλης. Αυτό οφείλεται στο ότι μεγαλύτερη ποσότητα δείγματος τοποθετείται κοντά στον ανιχνευτή από την συνολική ποσότητα που συνολικά περιέχεται στη φιάλη. Αν το γεγονός αυτό φαίνεται παραπλανητικό, τελικά, λόγω της κατά πολύ μεγαλύτερης ποσότητας δείγματος που περιέχεται στη φιάλη των 2 L η MDA (Bq/L) σε αυτό είναι σχεδόν διπλάσια απ' ότι στη φιάλη των 0.6 L (δες Παρ. 5.2.1). Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι η προσαρμογή της καμπύλης στα προσομοιωμένα δεδομένα, δεν είναι ιδιαίτερα ικανοποιητική στις υψηλότερες ενέργειες, γεγονός που ενδεχομένως να οφείλεται είτε στην αβεβαιότητα για τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων στις χαμηλές ενέργειες που και δεν υπάρχουν πειραματικά δεδομένα είτε στο ότι η εξίσωση προσαρμογής δεν είναι η κατάλληλη, καθώς χρησιμοποιείται κυρίως για βαθμονομήσεις σημειακών πηγών.

Μολαταύτα, η σύγκριση των αποτελεσμάτων με αντίστοιχες μετρήσεις σε ίδιου τύπου ανιχνευτή (p-τύπου HPGe – GEM FX) για μείγμα ραδιενεργών πηγών σε όλο το ενεργειακό εύρος, φανερώνει ποιοτική και ποσοτική συνάφεια των προσδιοριζόμενων καμπύλων ενεργειακής απόδοσης (Σχήμα 5.16). Παράλληλα, η σχετική αύξηση μεταξύ της ενεργειακής απόδοσης για τις γεωμετρίες των φιαλών 0.6 L και 2 L, δείχνει να έρχεται σε συμφωνία κατά αναλογία με τις αντίστοιχα αποτελέσματα για φιάλες τύπου Marinelli 1 L και 2 L (Σχήμα 5.17).

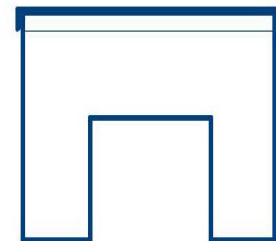


Σχήμα 5.16. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης για ανιχνευτή p-τύπου HPGe – GEMFX [OR 2010].



Σχήμα 5.17. Καμπύλες ενεργειακής απόδοσης γεωμετρίας όγκου τύπου Marinelli για ανιχνευτή π-τύπου HPGe – GEMFX [OR 2010].

Πέρα όμως από την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων, από την παραπάνω σύγκριση προκύπτει και το γεγονός ότι η γεωμετρία Marinelli είναι κατά πολύ πιο αποτελεσματική για μετρήσεις δειγμάτων νερού. Κάτι τέτοιο θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμο για της ανάγκες της παρούσας μελέτης υπό την προϋπόθεση ότι θα κατασκευάζονταν κατάλληλη διάταξη για επιτόπια υποθαλάσσια δειγματοληψία από δύτες, ενώ η βελτίωση της ενεργειακής απόδοσης και εν συνεχεία της MDA μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα με τροποποίηση του υπάρχοντα κώδικα προσομοίωσης.



Σχήμα 5.18. Σχηματικό διάγραμμα φιάλης Marinelli.

Εν κατακλείδι, όπως φαίνεται από τα παραπάνω και από τις μέχρι τώρα εφαρμογές σε παγκόσμιο επίπεδο, προκύπτει ότι η προσομοίωση της διαδικασίας βαθμονόμησης, με ένα επικυρωμένο κώδικα Monte-Carlo είναι ένα σημαντικό βοηθητικό εργαλείο για τα εργαστήρια περιβαλλοντικής ραδιενέργειας, καθώς εξετάζονται πλήθος διαφορετικών γεωμετριών περιβαλλοντικών δειγμάτων. Επιπλέον δίνεται η δυνατότητα βελτιστοποίησης της διαδικασίας βαθμονόμησης σε όλο το ενεργειακό εύρος και μείωσης της ποσότητας ραδιενεργών αποβλήτων λόγω των πειραματικών βαθμονομήσεων.

Συμπερασματικά, παρατηρείται ότι τα προσομοιωμένα πρότυπα που εξετάστηκαν ήταν ικανοποιητικά για τις ανάγκες μετρήσεων ρουτίνας περιβαλλοντικών δειγμάτων χαμηλής ενεργότητας, όπου σφάλμα τις τάξης του 5% στις τιμές της ενεργειακής απόδοσης του συστήματος είναι απολύτως αποδεκά. Η αξιολογία του κώδικα είναι πολύτιμη για την λειτουργία ενός εργαστηρίου γ-φασματοσκοπίας για οικονομία χρόνου και υλικών, ενώ επιπλέον δίνεται και η δυνατότητα για φασματική “ερμηνεία” (spectrum unfolding) άγνωστων δειγμάτων και θεωρητική υπολογιστική διερεύνηση διαφορετικών συνθηκών μέτρησης και γεωμετριών ανίχνευσης. Για ειδικότερες μετρήσεις μεγαλύτερης ακρίβειας και για μετρήσεις σε χαμηλότερες ενεργειακές περιοχές (< 100 keV), απαιτείται πιο λεπτομερής διερεύνηση των παραμέτρων της προσομοίωσης και βελτιστοποίηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του συστήματος (π.χ. απόσταση κρυστάλλου – παραθύρου Al, διάμετρος και πάχος ανενεργού ζώνης κρυστάλλου), με μαθηματικές (π.χ. δοκιμαστικές προσομοιώσεις) ή/και πειραματικές (π.χ. ακτίνες-X) μεθόδους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Τελειώνοντας αυτή την εργασία, θα ήταν χρήσιμο να αναφερθούν ορισμένα γενικά αλλά και ειδικά συμπεράσματα που αφορούν στο σύνολο της μελέτης και θεωρούνται ιδιαίτερα σημαντικά για την παραπέρα εξέλιξη της συνολικότερης ραδιολογικής έρευνας των SGD, αλλά και των επιμέρους πειραματικών τεχνικών. Τα συμπεράσματα αυτά προέκυψαν από εμπειρική επισκόπηση των μετρήσεων ραδιενέργειας στο θαλάσσιο περιβάλλον, συμπεριλαμβάνοντας τόσο επιτόπιες καταγραφές όσο και εργαστηριακές μεθόδους. Γενικά διαπιστώθηκε ότι:

Το φαινόμενο το υποθαλάσσιων εκροών υπογείων υδάτων στην θάλασσα (SGD) είτε αναφερόμαστε σε σημειακές μεγάλες εκροές (αναβλύσεις) είτε σε διάχυση μέσω του πόρων του πυθμένα αποτελεί ένα πολύ σημαντικό φυσικό φαινόμενο, τόσο σε τοπική όσο και παγκόσμια υδρολογική κλίμακα. Η επιρροή των SGD είναι καταλυτικής σημασίας για την υδρολογία των παράκτιων περιοχών καθώς σε μεγάλο βαθμό κρίνει την ποιότητα και τα αποθέματα του νερού στο υπέδαφος, αλλά και για την ίδια την θάλασσα καθώς είναι υπεύθυνο για την τροφοδότηση της με πολύτιμα συστατικά αλλά και με μολυντές.

Πέρα από τις καθιερωμένες μέχρι τώρα μηχανικές ή μαθηματικές τεχνικές για την μελέτη των SGD τα τελευταία χρόνια η μέθοδος των ραδιοϊχνηθετών δείχνει να κερδίζει συνεχώς έδαφος. Βασικό πλεονέκτημα τους θεωρείται το γεγονός ότι καθώς τα υπόγεια νερά ίδιας προέλευσης εισέρχονται στη θάλασσα μέσω διαφόρων διαδρομών, εμφανίζονται σαν αθροιστικό σήμα, ενώ επιπλέον οι μικρές χωρικές διακυμάνσεις τείνουν να εξομαλύνονται με το χρόνο και το χώρο. Από τεχνικής άποψης η πυρηνική φασματοσκοπία δίνει πολλές δυνατότητες επιτόπιων, σε πραγματικό χρόνο και συνεχούς ροής αποτελεσμάτων πολύ ικανοποιητικής ακρίβειας και με μεγάλη ευχέρεια επιλογής στη χρονική και χωρική διακριτοποίηση των μετρήσεων.

Το κύριο χαρακτηριστικό που κάνει δυνατή την χρήση ραδιοϊσοτόπων ως ιχνηθέτες είναι η ποιοτική αλλά και ποσοτική διαφοροποίηση των υπογείων, γλυκών

ως επί το πλείστον, υδάτων αλλά και της θάλασσας, όσο αναφορά τη ραδιολογική τους σύσταση. Το θαλασσινό νερό χαρακτηρίζεται από υψηλές συγκεντρώσεις καλίου ^{40}K , ενώ αντίθετα τα υπόγεια νερά από υψηλές συγκεντρώσεις των θυγατρικών ραδιοϊσοτόπων του ραδίου Ra, που είναι και τα πιο ευδιάλυτα σε αυτό. Επιβιβάζοντας τη βιβλιογραφία οι βασικότεροι ραδιοϊχνηθέντες που χρησιμοποιούνται στις ραδιολογικές μελέτες που αφορούν SGD είναι τα ραδιοϊσότοπα του ραδίου (^{228}Ra , ^{226}Ra , ^{224}Ra και ^{223}Ra) που παρουσιάζουν και μεγάλη ποικιλία σε χρόνους ημιζωής, το ραδόνιο ^{222}Rn που έχει το επιπλέον χαρακτηριστικό ότι είναι αέριο και το κάλιο ^{40}K . Άλλοι ραδιοϊχνηθέντες που χρησιμοποιούνται ευρέως είναι τα ^3H , ^{238}U , ^{232}Th , ^{14}C , καθώς και το ανθρωπογενές κέσιο ^{137}Cs .

Τα βασικά χαρακτηριστικά των SGD, καθορίστηκαν με μεθόδους ραδιοανίχνευσης και αφορούν τα υδρολογικά χαρακτηριστικά τους, που είναι εκτός των άλλων η ηλικία τους και ο χρόνος παραμονής τους μέσα σε υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες. Στην πρώτη περίπτωση εκμεταλλευόμαστε την συγκέντρωση του τριτίου ^3H στο νερό ως αρχικό συστατικό εμπλουτισμού των μορίων νερού στην ατμόσφαιρα, ενώ στην δεύτερη την διαφορά του λόγου ραδιονουκλιδίων του ραδίου – με μεγάλη διαφορά στους χρόνους ημιζωής τους αλλά κοινή αρχική πιθανότητα εμπλουτισμού – στο εκβαλλόμενο στη θάλασσα νερό, σε σχέση με τον χρόνο συγκέντρωσής του στην παράκτια περιοχή. Με την γνώση των παραπάνω δεδομένων και σε συνδυασμό με την γεωμορφολογία μιας περιοχής και την παροχής σε νερό είναι δυνατό να εκτιμηθεί η ύπαρξη, το μέγεθος και η τοποθεσία υπόγειων υδροφορέων.

Εν συνεχεία παρατίθενται συνοπτικά συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα εργασία και αφορούν στα αποτελέσματα της έρευνας των υποθαλάσσιων αναβλύσεων και των μετρήσεων των φυσικών τους παραμέτρων στη περιοχή της Στούπας:

- Στην παρούσα έρευνα εξετάστηκαν οι υποθαλάσσιες εκροές στην περιοχή της Στούπας και πιο αναλυτικά η υποθαλάσσια ανάβλυση στον όρμο της Καλογριάς. Διαπιστώθηκε ότι ήταν αναγκαία η παρακολούθηση του φαινομένου για ένα πλήρη υδρολογικό κύκλο που να καλύπτει όλες τις εποχές, ενώ πραγματοποιήθηκαν

παράλληλα σειρά μετρήσεων για την συμπεριφορά, την σύσταση, την ακριβή θέση και την χωροχρονική διακύμανση των υποθαλάσσιων εκροών, μέσω τακτικών δειγματοληψιών νερού και ποντίσεις μετρητικού σταθμού εφοδιασμένου με διάφορους αισθητήρες στην εκβολή της κύριας ανάβλυσης. Το πλήθος των διαφορετικών δεδομένων επιβεβαίωσε την αντίληψη ότι είναι αναγκαίες συνδυασμένες μετρήσεις για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων, ενώ η σύγκριση των αποτελεσμάτων διαφορετικών μεθόδων δίνει τη δυνατότητα για συσχετίσεις ή και διόρθωσης των αποτελεσμάτων.

- Η συνολική έρευνα για την αξιοποίηση του νερού της παραθαλάσσιας περιοχής της Στούπας για άρδευση ή και ύδρευση έδειξε ότι υπάρχει μεγάλη διακύμανση της ροής του κατά τη διάρκεια του έτους, ενώ κατά τους καλοκαιρινούς μήνες το νερό της ανάβλυσης γίνεται υφάλμυρο. Επιπλέον δεν παρουσιάζονται ενδείξεις μεγάλων υδροφορέων στην ευρύτερη περιοχή και τα υπόγεια νερά δείχνουν να προέρχονται από την υδρολογική κοιλότητα του Βυρρού, καθώς ο χρόνος παραμονής και η ηλικία του νερού είναι σχετικά μικρές και συγκρίσιμες, ενώ η απόκριση της διακύμανσης της ροής στη βροχή είναι μερικών ημερών. Για τους παραπάνω λόγους οποιαδήποτε μηχανική κατασκευή υδρομάστευσης από τον πυθμένα της θάλασσας ή δημιουργίας τεχνητής λίμνης εντός της, προαπαιτούν τον περιορισμό και έλεγχο των διάσπαρτων ιδιωτικών γεωτρήσεων στην ευρύτερη περιοχή

- Η προτεινόμενη από την βιβλιογραφία ραδιολογική μέθοδος για τον προσδιορισμό του χρόνου παραμονής των υπογείων υδάτων στην περιοχή έδειξε να είναι περίπου 5 μέρες και ήταν σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που δόθηκαν με τη μέθοδο της ουρανινής. Επίσης, δεν κατέστη δυνατό να πραγματοποιηθεί ακριβής εκτίμηση της ηλικίας του νερού από τη μέθοδο χρονολόγησης του τριτίου που χρησιμοποιήθηκε, παρά μόνο ένα άνω όριο που είναι τα δύο χρόνια. Παράλληλα δόθηκε η ευκαιρία να εμπλουτισθεί η βάση δεδομένων σε σχέση με την συγκέντρωση ενεργότητας του τριτίου στο νερό της βροχής που πέφτει στην ευρύτερη περιοχή (Στούπα – Καλαμάτα), τα επίπεδα του οποίου βρέθηκαν ιδιαίτερα χαμηλά..

- Από τη χρονοσειρά μετρήσεων καλίου και ραδονίου στο σημείο εκβολής της υποθαλάσσιας πηγής προέκυψε η ύπαρξη δύο σαφώς διαχωρισμένων φάσεων ανάμειξης του νερού: μίας ζώνης ανάμειξης στην οποία επικρατεί η εκροή υπόγειου

γλυκό νερό (SGD), χαμηλό σε άλατα και έντονη εξάρτηση από την παροχή της υποθαλάσσιας εκροής και μια δεύτερη ζώνη μείξης όπου η επίδραση του θαλάσσιου νερού δείχνει να είναι επικρατούσα, λόγω του φαινομένου της ανακύκλωσης του αλμυρού νερού (SGR) στους παράκτιους υδροφόρους ορίζοντες. Η παραπάνω διαπίστωση θα μπορούσε να οδηγήσει σε κριτήριο χαρακτηρισμού των υπόγειων υδάτων των SGD από άποψη εκμεταλλευσιμότητας (πόσιμο-αρδεύσιμο ή υφάλμυρο-θαλασσινό νερό), βασισμένο στη διακύμανση του λόγου των συγκεντρώσεων $^{40}\text{K}/^{222}\text{Rn}$.

- Από τα δεδομένα που ελήφθησαν από το ανιχνευτικό σύστημα KATERINA κατέστη δυνατή η παρακολούθηση σε μορφή χρονοσειράς των επιπέδων της συγκεντρώσεως ενεργότητας του ^{40}K τα οποία είναι ανάλογα της αλατότητας του νερού. Μελετήθηκε ο μηχανισμός μίξης γλυκού-θαλασσινού νερού μετά την εκροή του υπόγειου νερού στην θάλασσα και φανερώθηκε η ρόλος της ταχύτητας εκροής στον μηχανισμό του φαινομένου. Περαιτέρω διερεύνηση μπορεί να δώσει και ποσοτικές πληροφορίες σχετικά με την ταχύτητα εκροής των υπογείων υδάτων, ενώ κατάλληλα μοντέλα υπολογισμού ενδέχεται να προκύψουν από συστηματική μελέτη του φαινομένου.

- Από ραδιολογική σκοπιά το νερό της ανάβλυσης και τις ευρύτερης περιοχής βρέθηκε να είναι υψηλής ποιότητας, ενώ η χρήση του δεν εγκυμονεί ραδιολογικούς κινδύνους για τη δημόσια υγεία. Τα επίπεδα συγκεντρώσεως ενεργότητας όλων των ραδιοϊσοτόπων που μελετήθηκαν βρέθηκαν τάξεις μεγέθους μικρότερα από επίπεδα αναφοράς διεθνών οργανισμών, ενώ δεν υπήρξε ένδειξη ανθρωπογενών ραδιονουκλιδίων.

Τεχνικά συμπεράσματα που αναφέρονται στην ανάπτυξη της νέας εφαρμοσμένης μεθόδου για την ιχνηθέτηση των πηγών αυτών μέσω συνδυασμένων εργαστηριακών και in-situ μετρήσεων πυρηνικής φασματοσκοπίας, συνοψίζονται ως εξής:

- Η προτεινόμενη μέθοδος που αφορούσε την ραδιολογική μελέτη SGD περιελάμβανε συστηματική συλλογή δειγμάτων για α-, β- και γ-φασματοσκοπία ενώ παράλληλα η υποθαλάσσια ανάβλυση παρακολουθείτο με πρότυπο υποθαλάσσιο φασματόμετρο ακτίνων-γ (KATERINA). Τα ραδιοϊσότοπα που μελετήθηκαν στην συγκεκριμένη έρευνα ήταν το κάλιο ^{40}K και το ραδόνιο ^{222}Rn στην εκβολή της

υποθαλάσσιας ανάβλυσης από το φασματόμετρο KATERINA, το τρίτιο ^3H , το ^{40}K και ^{222}Rn από δείγματα της ευρύτερης περιοχής και του κώνου εκροής της ανάβλυσης από ανιχνευτή υγρού σπινθηριστή LSA, ενώ παράλληλα αναπτύχθηκε πρωτότυπη τεχνική για τον έμμεσο υπολογισμό του λόγου των ισοτόπων ραδίου $^{228}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$ με μέτρηση φιαλών δείγματος νερού από την εκβολή της υποθαλάσσιας ανάβλυσης και τον ευρύτερο χώρο συγκέντρωσης, με ανιχνευτές HPGe. Ο συνδυασμός των παραπάνω διαφορετικών μεθόδων έδωσε την δυνατότητα όχι μόνο σύγκρισης και συσχέτισης των αποτελεσμάτων αλλά και διερεύνηση των δυνατοτήτων κάθε μεθόδου.

- Από τις τεχνικές δυσκολίες κατά την συλλογή δειγμάτων αλλά και τοποθέτησης του μετρητικού σταθμού καθ' όλη τη διάρκεια της έρευνας, κατέστη σαφές ότι η δημιουργία στα πρώτα στάδια της έρευνας μόνιμης υποθαλάσσιας πλατφόρμας που να ενώνεται κατακόρυφα μέσω συρματόσκοινου με πλωτό σταθμό, αν και χρονοβόρα θα ήταν ενδεχομένως η ενδεδειγμένη για μεγαλύτερη ακρίβεια και ευκολία των υπόλοιπων μετρήσεων. Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης αποκτήθηκε σημαντική τεχνογνωσία στην λειτουργία για μεγάλα χρονικά διαστήματα (≥ 20 ημερών) του συστήματος KATERINA, καθώς για πρώτη φορά έδρασε αυτόνομα για τόσο μεγάλα χρονικά διαστήματα και σε ένα ιδιαίτερα «έντονο» περιβάλλον. Το σύστημα έδειξε ανθεκτικότητα και συνέπεια στις διαδικασίες λήψης και αποθήκευσης δεδομένων, ενώ παράλληλα αναδείχθηκαν τομείς στη λειτουργία του που απαιτούν βελτίωση (π.χ. αυτονομία, κατανάλωση ενέργειας). Ιδιαίτερα στον τομέα της αυτονομίας έγινε προσπάθεια να βρεθεί ο καταλληλότερος τύπος μπαταρίας, αποθήκευσης και συνδεσμολογίας με το σύστημα για την επιμήκυνση του χρόνου λειτουργίας.

- Συμπληρωματικά της μεθόδου έγιναν εργαστηριακές μετρήσεις ραδιενέργειας στο νερό με ανιχνευτή γερμανίου (HPGe) τόσο για τη μέτρηση του χρόνου παραμονής όσο και για τις διεργασίες αλληλοβαθμονόμησης με την in-situ τεχνική. Τα δείγματα προέρχονταν από “σημειακές” υποθαλάσσιες δειγματοληψίες και υπολογίστηκε το όριο ανίχνευσης (MDA) της μεθόδου. Τα όρια αυτά φαίνεται να είναι ενδεικτικά στα 100 keV, 2.5 φορές μεγαλύτερα από αυτά του συστήματος KATERINA, ενώ συγκεκριμένα για το κάλιο γίνεται 40 φορές. Τα όρια αυτά ελαττώνονται σημαντικά μέσω καλύτερης θωράκισης του ανιχνευτή από την ακτινοβολία υποβάθρου του χώρου του εργαστηρίου, από 2 έως και 5 φορές για τις

υψηλές και χαμηλές ενέργειες αντίστοιχα. Σημαντική βελτίωση της μεθόδου αναμένεται επίσης και με την κατασκευή ειδικών δοχείων δειγματοληψίας σε γεωμετρία Marinelli, ικανά να αντέχουν στην αυξημένη πίεση για χρήση σε βάθη δεκάδων μέτρων τα οποία θα έκλειναν ερμητικά μετά τη δειγματοληψία εμποδίζοντας την διαφυγή του αερίου ραδονίου από την ποσότητα του δείγματος. Η γεωμετρία αυτή έχει αποδειχθεί ότι βοηθά στην αύξηση της απόδοσης του συστήματος γερμανίου για εργαστηριακές μετρήσεις ραδιοϊσοτόπων.

- Τα αποτελέσματα της προτεινόμενης μεθόδου μέτρησης φιαλών υποθαλάσσιων δειγμάτων για τον προσδιορισμό του χρόνου παραμονής υπογείων υδάτων φαίνεται να είναι σε καλή συμφωνία με την πιο διαδεδομένη μέθοδο της ουρανίνης, και κατά πολύ πιο οικονομική και σύντομη. Βελτίωση της μεθοδολογίας περιλαμβάνει ενδεχομένως προσυγκέντρωση των δειγμάτων, ενώ η εναλλακτική χρήση της φωτοκορυφής του θαλίου ^{208}Tl στα 2614 keV που δεν εμφανίζει αλληλοεπικάλυψη με άλλες κορυφές, ενδέχεται να δώσει καλύτερα αποτελέσματα όσο αφορά τα σφάλματα υπολογισμού κατά την φασματική ανάλυση. Όσον αφορά τη μέθοδο του τριτίου για τον προσδιορισμό της ηλικίας των υπόγειων υδάτων, επιπλέον βελτίωση περιλαμβάνει προσυγκέντρωση των δειγμάτων με απομάκρυνση των αλάτων μέσω ηλεκτρόλυσης.

- Η αλληλοβαθμονόμηση και σύγκριση των πυρηνικών ανιχνευτών μεταξύ τους αλλά και άλλων φυσικών οργάνων (σαλινόμετρα, ροόμετρα) έδειξε πολύ καλή συμφωνία των μεθόδων. Συγκεκριμένα παρατηρήθηκε αύξηση της ροής μετά από βροχή, μείωση της αλατότητας και αύξηση του ραδονίου. Η σύγκριση των σημειακών μεθόδων υποβρύχιας γ-φασματοσκοπίας μεταξύ δειγμάτων φιάλης σε ανιχνευτή HPGe και του φασματόμετρου KATERINA για τα θυγατρικά του ραδονίου και το κάλιο ήταν ικανοποιητική ενώ η σύγκριση για το ^{208}Tl και το ^{228}Ac δεν κατέστη δυνατή, λόγω της χαμηλής στατιστικής στα φάσματα 12 h του ανιχνευτή KATERINA, που φαίνεται να μην επαρκούν χρονικά για τόσο χαμηλές συγκεντρώσεις.

- Τέλος, διαπιστώνεται ότι η προσομοίωση της διαδικασίας βαθμονόμησης με την τεχνική Monte-Carlo και τους κατάλληλους κώδικες είναι ένα σημαντικό εργαλείο για μελέτη δειγμάτων περιβαλλοντικής ραδιενέργειας, καθώς δίνεται η δυνατότητα βελτιστοποίησης της διαδικασίας βαθμονόμησης για πλήθος διαφορετικές γεωμετρίες δειγμάτων και μειώνει σημαντικά την ποσότητα των

ραδιενεργών αποβλήτων πειραματικών βαθμονομήσεων στα εργαστήρια πυρηνικής φασματοσκοπίας.

Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι η πυρηνική φασματοσκοπία είναι ένας ζωντανός επιστημονικός κλάδος και μπορεί να διαδραματίσει ένα πολλή σημαντικό ρόλο στην μελέτη φυσικών φαινομένων στο υδάτινο περιβάλλον. Εν προκειμένω, η σημασία και πρωτοτυπία της παρούσας μελέτης, πέρα από την εμπειρία που αποκτήθηκε σε επιστημονικό και τεχνικό επίπεδο από την ερευνητική ομάδα της ραδιενέργειας περιβάλλοντος του ΕΛ.ΚΕ.ΘΕ.- Ε.Μ.Π., μπορεί να αξιολογηθεί με βάση τα κύρια επιτεύγματά της που συνοπτικά περιλαμβάνουν: (α) εντατική διερεύνηση για πρώτη φορά ενός παράκτιου περιβάλλοντος μεγάλης υδρολογικής, οικολογικής, αλλά και κοινωνικής σημασίας, (β) εφαρμογή σύγχρονων και ανάπτυξη καινούριων μεθόδων πυρηνικής φασματοσκοπίας στο υδάτινο περιβάλλον και αντίστοιχων μαθηματικών εργαλείων, (γ) διερεύνηση νέων δυνατοτήτων χρήσης και μέγιστης αξιοποίησης του υπάρχοντος εξοπλισμού πυρηνικής φασματοσκοπίας και (δ) μεγιστοποίηση του χρόνου και της αυτονομίας ήδη υπάρχουσας *in situ* τεχνικής γ-φασματοσκοπίας, σε ιδιαίτερα απαιτητικές πειραματικά συνθήκες. Η αξιοποίηση κατόπιν των παραπάνω γνώσεων απαιτεί την περαιτέρω διερεύνηση και πειραματική εφαρμογή τους στον τομέα της έρευνας των SGD και όχι μόνο.

Κύριοι άξονες των προτεινόμενων μελλοντικών ερευνητικών κατευθύνσεων που προκύπτουν από την παρούσα εργασία και συνδέονται άμεσα με αυτή, είναι η περαιτέρω εφαρμογή της *in situ* πυρηνικής φασματοσκοπίας με σκοπό: (α) τη βελτίωση της φασματικής ανάλυσης και ραδιοοικολογικής ερμηνείας των αποτελεσμάτων, (β) την ανάπτυξη κριτηρίων ανίχνευσης και χαρακτηρισμού ως προς την σύσταση-εκμεταλλευσιμότητα των SGD, (γ) τη δημιουργία μοντέλων υπολογισμού της ταχύτητας εκροής-ποσότητας παροχής των SGD και (δ) την ανάπτυξη νέων ή/και βελτίωση της ακρίβειας των υπάρχοντων τεχνικών προσδιορισμού του χρόνου παραμονής και της ηλικίας των υπογείων υδάτων. Οι παραπάνω ερευνητικές κατευθύνσεις είναι αναμενόμενο αλλά και απαραίτητο να συνδυαστούν με σειρά επιτόπιων ερευνητικών διασκοπίσεων σε παράκτια σημεία ενδιαφέροντος, με απώτερο στόχο την χαρτογράφηση των SGD στον θαλάσσιο χώρο της Ελλάδας, αλλά και της Μεσόγειου γενικότερα.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Κατάλογος Ακτίνων-γ Ραδιοϊσοτόπων Ενδιαφέροντος

Element/Energy(keV)/Intensity(%)			Element/Energy(keV)/Intensity(%)		
K40			Eu152		
	1460.830	10.67		39.522	21.0
Tl208				40.118	38.0
	510.77	8.125		45.5	14.8
	583.191	30.36		121.7824	28.4
	860.564	4.465		244.6989	7.54
	2614.533	35.64		295.94	0.44
Pb212				344.2811	26.52
	238.632	43.5		367.79	0.859
	300.087	3.25		411.126	2.246
Pb214				443.965	2.84
	241.91	7.46		488.66	0.407
	295.17	19.2		564.02	0.467
	351.90	37.1		586.29	0.461
	785.91	1.09		678.58	0.469
Bi214				688.68	0.851
	609.318	46.10		778.920	12.94
	768.361	4.88		810.46	0.317
	806.174	1.23		867.39	4.23
	934.060	3.16		919.40	0.436
	1120.276	15.0		964.055	14.60
	1155.19	1.69		1005.28	0.646
	1238.110	5.92		1085.842	10.09
	1280.96	1.47		1089.767	1.737
	1377.65	4.02		1112.087	13.56
	1401.50	1.39		1212.970	1.423
	1407.98	2.48		1299.152	1.630
	1509.19	2.19		1408.022	20.80
	1661.28	1.15		1457.63	0.496
	1729.60	3.05	Eu154		
	1764.515	15.9		42.307	7.2
Rn219				42.996	13.0
	271.23	9.9		49.0	5.15
	401.78	6.6		123.07	40.5
Ra224				247.968	6.90
	241.0	4.05		582.00	0.84
Ra226				591.811	5.2
	186.21	3.51		692.485	1.80
Ac228				723.356	20.0
	143.76	10.96		756.808	4.54
	163.33	5.08		873.230	12.2
	185.715	57.2		996.329	10.52
	205.311	5.01		1004.775	18.17
	129.03	2.23		1246.2	0.9
	209.39	3.81		1274.54	35.0
	270.26	3.44		1593.0	1.03
	328.07	3.10		1596.582	1.82
	338.4	11.26			
	463.10	4.50			
	794.79	4.34			
	835.60	1.8			
	911.16	26.6			
	964.64	5.05			

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

Κώδικές Υπολογισμού MDA (C++)

A. Κώδικας υπολογισμού του MDA·I_γ σε κάθε ενέργεια για τη μεγάλη φιάλη 2 L.

```
#include <stdio.h>
#include <math.h>
void main()
{
int i,sum1,sum2,N[4096],de,time;
float FWHM,energy[4096],MDA[4096],BGR[4096],calib,offset,eff;
double v;
int nd[4096];
char name_in[30],name_out[30];
char *aa[30],*bb[30];
FILE* fid;
FILE* out;
v=0.002256; // the volume of the big botl in m^3
printf("give T(the time of measurement in sec)\n");
scanf("%d",&time);
printf("give a(offset) and b(calibration constant)\n");
scanf("%f %f",&offset,&calib);
printf("give the input file and its path, as taken from K-A-TE-RINA\n");
scanf("%s",name_in);
printf("give the output file\n");
scanf("%s",name_out);
*aa=name_in;
*bb=name_out;
fid=fopen(*aa,"r");
out=fopen(*bb,"w");

for(i=0;i<4096;i++)
{
energy[i]=offset+calib*(float)(i)+(float)0.00000783221*(float)(i)*(float)(i);//E
calibr.
}
for(i=0;i<4096;i++)
{
fscanf(fid,"%d",&nd[i]);//inport of data
if (nd[i]<10)
nd[i]=10;
}
for (i=1;i<4096;i++)
{
BGR[i]=0;
MDA[i]=0;
}
for(i=1;i<4096;i++)
{
eff=(float)(0.57352504*pow(energy[i],2.8993624)/((10000.596)+pow(energy[i],3.7015209)))
;
FWHM=(float)sqrt(0.6487+0.0035*(float)energy[i]);
de=(int)(2.55*FWHM);
N[i]=(int)(de/calib);
//k=(int)(N[i]/2);not working (the initial type)
sum1=0;
sum1=nd[i-1];
sum2=0;
sum2=nd[i+1];
BGR[i]=(float)((sum1+sum2)*N[i]/2);//Background counts calculation in ROI
MDA[i]=(float)(2.71+4.65*sqrt(BGR[i]))/(eff*(float)time*(float)v);//MDAig cal.
printf("%f\t %f\t %f\n",BGR[i],MDA[i],eff);
}
for (i=1;i<4096;i++)
{
fclose(fid);
```

```
fclose(out);
}
```

B. Κώδικας υπολογισμού του $MDA \cdot I_{\gamma}$ σε κάθε ενέργεια για τη μικρή φιάλη 0.6 L.

```
#include <stdio.h>
#include <math.h>
void main()
{
int i,sum1,sum2,N[4096],de,time;
float FWHM,energy[4096],MDA[4096],BGR[4096],calib,offset,eff;
double v;
int nd[4096];
char name_in[30],name_out[30];
char *aa[30],*bb[30];
FILE* fid;
FILE* out;
v=0.000615;//the volume of the small botl in m^3
printf("give T(the time of measurement in sec)\n");
scanf("%d",&time);
printf("give a(offset) and b(calibration constant)\n");
scanf("%f %f",&offset,&calib);
printf("give the input file and its path, as taken from K-A-TE-RINA\n");
scanf("%s",name_in);
printf("give the output file\n");
scanf("%s",name_out);
*aa=name_in;
*bb=name_out;
fid=fopen(*aa,"r");
out=fopen(*bb,"w");
for(i=0;i<4096;i++)
{
energy[i]=offset+calib*(float)(i)+(float)0.000000837672*(float)(i)*(float)(i);
}
for(i=0;i<4096;i++)
{
fscanf(fid,"%d",&nd[i]);
if (nd[i]<10)
nd[i]=10;
}
for (i=1;i<4096;i++)
{
BGR[i]=0;
MDA[i]=0;
}
for(i=1;i<4096;i++)
{
eff=(float)(0.97334071
*pow(energy[i],5.3325661)/((99999168)+pow(energy[i],6.1391032)));
FWHM=(float)sqrt(0.5636+0.0036*(float)energy[i]);//B group(0.5636+0.0036*),
Agroup(0.5846+0.0034*)
de=(int)(2.55*FWHM);
N[i]=(int)(de/calib);
sum1=0;
sum1=nd[i-1];
sum2=0;
sum2=nd[i+1];
BGR[i]=(float)((sum1+sum2)*N[i]/2);
MDA[i]=(float)(2.71+4.65*sqrt(BGR[i]))/(eff*(float)time*(float)v);
printf("%f\t %f\t %f\n",BGR[i],MDA[i],eff);
}
for (i=1;i<4096;i++)
{
//if (energy[i]>=100)// working test
fprintf(out,"%d\t %.2f\t %d\t %f\t %.2f\n",i,energy[i],nd[i],BGR[i],MDA[i]);
printf("%d\t %.2f\t %d\t %f\t %.2f\n",i,energy[i],nd[i],BGR[i],MDA[i]);
}
fclose(fid);
fclose(out);}
```

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

Αρχεία Εισόδου Προσομοιώσεων (MCNP5)

A. Αρχείο εισόδου προσομοίωσης φάσματος βαθμονόμησης $^{152/154}\text{Eu}$ για φιάλη 2 L.

```
HPGe detector 2L Bottle- SPECTR 152/154Eu 5710 Bq 86400s 2.246 L-
c cell cards
1 1 -2.6989 -1 2 3 4 $Al---outside
2 2 -2.267 -3 $Carbon fiberwindow
3 3 -0.001205 -4 $void window
4 4 -5.32 29 -7:-31 $Ge
5 1 -2.6989 -5 6 17 $Al___inside
6 6 -11.35 -27 26 $cubic shielding Pb
7 4 -5.32 -8 9 #4 $inactive_dead layer
8 3 -0.001205 -9 28 $hole__void
9 9 -1.032 -14 $plastic_cap__bottle
10 10 -2.23 -13 12 #23 $-----glass_cyl
11 10 -2.23 -15 16 $-----glass_cone
12 13 -0.94 -10 11 1 $-plastic-polyethylene
13 14 -1.4 -17 8 $mylar
14 11 -1 #24 -16 : -12 $volume source-cyl
15 12 -2.2 -6 28 17 33 $Teflon
16 3 -0.001205 -2 5 30 $void in detector
17 3 -0.001205 -11 $air in the cap
18 3 -0.001205 -99 1 10 14 15 13 #6 $--universe__air
19 15 -8.96 -28 $pin
20 4 -5.32 -32 31
21 3 -0.001205 -30
22 14 -1.4 -33 32
23 3 -0.001205 -35 36
24 10 -2.23 -37 38
99 0 99 $---oria--universe
c end cell cards
c surfase
1 rcc 0 0 -13 0 0 26.2 5.4 $Al shield--out(4mm)
2 rcc 0 0 -12.8 0 0 25.8 5.3 $Al shield--in
3 rcc 0 0 13.12 0 0 0.08 5.1 $cfiber--window(1mm)
4 rcc 0 0 13 0 0 0.12 4.44 $void--window(3mm)
5 rcc 0 0 7.2 0 0 5.30 4.44 $Al-inside-detector
6 rcc 0 0 7.84 0 0 4.66 4.29 $teflon
7 rcc 0 0 9.41 0 0 2.555 4.179 $deadlayerLi(0.12cm/0.006cm)
8 rcc 0 0 9.29 0 0 2.675 4.239 $Ge
9 rcc 0 0 9.29 0 0 1.65 0.425 $hole
10 rcc 0 0 11 0 0 2.5 5.6 $plastic cap
11 rcc 0 0 13.2 0 0 0.1 5.4 $air between cap-detector
12 rcc 0 0 14.0 0 0 16.5 5.61 $glass bottle in
13 rcc 0 0 13.5 0 0 17 6.3 $glass bottle out
14 rcc 0 0 36.5 0 0 3.8 2.1 $cap bottle
15 trc 0 0 30.5 0 0 6 6.3 2.1 $cone-outside
16 trc 0 0 30.5 0 0 6 5.61 1.41 $cone_intside
17 rcc 0 0 9.29 0 0 2.675 4.24 $mylar(0.001cm)
26 rpp -9.61 9.61 -9.61 9.61 0 24 $shielding---in
27 rpp -15.45 15.45 -15.45 15.45 0 24 $shielding---out
28 rcc 0 0 7.84 0 0 3.1 0.16 $pin
29 rcc 0 0 9.41 0 0 1.53006 0.42506 $inactive Ge-Boron
30 rcc 0 0 0 0 0 0.002 5.25 $tally 4
31 trc 0 0 11.965 0 0 0.532 4.179 3.7589 $(0.01cone)deadlayer
32 trc 0 0 11.965 0 0 0.533 4.239 3.7689 $(cone)Ge
33 trc 0 0 11.965 0 0 0.535 4.24 3.7689 $(cone)Mylar
35 ell 0 0 13.49 0 0 0.25 -4.9
36 pz 13.5
37 ell 0 0 14 0 0 0.19 -5.61
38 pz 14
99 rpp -50 100 -50 200 -100 200 $--universe
c end surfase
```

```

MODE P E
IMP:P 1 23r 0
IMP:E 1 23r 0
SDEF POS= 0 0 25.145 ERG=D2 AXS= 0 0 1 EXT=d3 RAD= d4 cell=14
SI2 L 0.121782 0.123071 0.244698 0.247925 0.295939 0.329425 0.344279
0.367789 0.411116 0.416048 0.44396 0.443965 0.444484 0.488679
0.503474 0.557581 0.56399 0.56643 0.582096 0.586265 0.591763
0.625257 0.656487 0.674675 0.678623 0.68867 0.692421 0.719349
0.723304 0.756763 0.7649 0.778904 0.810451 0.815507 0.84157
0.84546 0.867378 0.87319 0.89278 0.904076 0.91933 0.926317
0.96339 0.964079 0.996262 1.004725 1.005272 1.084 1.085869
1.089737 1.109174 1.112074 1.128558 1.212948 1.24615 1.249938
1.274436 1.292778 1.29914 1.408006 1.457643 1.494048
SP2 0.1763100 0.0067900 0.0467800 0.0011580 0.0017800 0.0007897 0.1635000
0.0053100 0.0137800 0.0006800 0.0020170 0.01741 0.0000941 0.0025840
0.0009200 0.0000450 0.0030000 0.0007960 0.0001490 0.0028315 0.0008311
0.0000540 0.0008930 0.0010610 0.0029060 0.0052881 0.0003000 0.0017160
0.0033650 0.0007610 0.0013260 0.0798500 0.0012780 0.0000868 0.0010245
0.0000980 0.0262000 0.0021000 0.0000862 0.0001490 0.0026300 0.0017160
0.0008300 0.0900000 0.0017600 0.0029969 0.0039850 0.0015200 0.0629700
0.0106500 0.0011510 0.0841810 0.0000540 0.0087730 0.0001450 0.0011500
0.0059100 0.0006500 0.0100131 0.1296000 0.0031000 0.0001170
SI4 0. 5.611
SI3 11.155
F8:P,E 4 $-energy distrib-cell_4
e8 0 1e-03 4095I 1.51091
ft8 geb 8.0056e-4 1.2913e-3 0.4217 $cannels- Eu_BB5710BqNET.SPE
M1 13000 -1 $Al_____
M2 6000 -1 $--- carbon fiber
M3 7000 -0.755267 8000 -0.231781 18000 -0.012827 6000 -0.000124
M4 32000 -1 $---Ge---
M6 82000 -1 $---Pb---
M9 1000 -0.085 6000 -0.915000 $--plastic (VINYL TOLUENE)
M10 14000 1 8000 2 $SiO2 _glass____
M11 1000 2 8000 1 $H2O-
M12 6000 1 9000 3 $teflon
M13 1000 2 6000 1 $polyethylene
M14 1000 -0.041959 6000 -0.625017 8000 -0.333025 $ Mylar
m15 29000 1 $copper
NPS 100000000

```

B. Τυπικό αρχείο εισόδου προσομοίωσης ενεργειακής απόδοσης για φιάλη 0.6 L.

```

HPGe detector 0.6L Bottle -Energy Efficiency at 561.1 keV -
c cell cards
1 1 -2.6989 -1 2 3 4 $Al---outside
2 2 -2.267 -3 $Carbon fiberwindow
3 3 -0.001205 -4 $void window
4 4 -5.32 29 -7:-31 $Ge
5 1 -2.6989 -5 6 17 $Al___inside
6 6 -11.35 -27 26 $cubic shielding Pb
7 4 -5.32 -8 9 #4 $inactive_dead layer
8 3 -0.001205 -9 28 $hole__void
9 9 -1.032 -14 $plastic_cap__bottle
10 10 -2.23 -13 12 #23 $-----glass_cyl
11 10 -2.23 -15 16 $-----glass_cone
12 13 -0.94 -10 11 1 $-plastic-polyethylene
13 14 -1.4 -17 8 $mylar
14 11 -1 #24 -16 : -12 $volume source-cyl
15 12 -2.2 -6 28 17 33 $Teflon
16 3 -0.001205 -2 5 30 $void in detector
17 3 -0.001205 -11 $air in the cap
18 3 -0.001205 -99 1 10 14 15 13 #6 $--universe__air
19 15 -8.96 -28 $pin
20 4 -5.32 -32 31
21 3 -0.001205 -30
22 14 -1.4 -33 32
23 3 -0.001205 -35 36

```

```

24 10 -2.23 -37 38
99 0 99 $---oria--universe
c end cell cards
c surfase
1 rcc 0 0 -13 0 0 26.2 5.4 $Al shield--out(4mm)
2 rcc 0 0 -12.8 0 0 25.8 5.3 $Al shield--in
3 rcc 0 0 13.12 0 0 0.08 5.1 $cfiber--window(1mm)
4 rcc 0 0 13 0 0 0.12 4.44 $void--window(3mm)
5 rcc 0 0 7.2 0 0 5.30 4.44 $Al-inside-detector
6 rcc 0 0 7.84 0 0 4.66 4.29 $teflon
7 rcc 0 0 9.41 0 0 2.555 4.179 $deadlayerLi(0.12cm/0.006cm)
8 rcc 0 0 9.29 0 0 2.675 4.239 $Ge
9 rcc 0 0 9.29 0 0 1.65 0.425 $hole
10 rcc 0 0 11 0 0 2.5 5.6 $plastic cap
11 rcc 0 0 13.2 0 0 0.1 5.4 $air between cap-detector
12 rcc 0 0 14.0 0 0 10.5 3.61 $glass bottle in
13 rcc 0 0 13.5 0 0 11 4.30 $glass bottle out
14 rcc 0 0 28.5 0 0 3.8 2.1 $cap bottle
15 trc 0 0 24.5 0 0 4.0 4.30 2.1 $cone-outside
16 trc 0 0 24.5 0 0 4.0 3.61 1.41 $cone_intside
17 rcc 0 0 9.29 0 0 2.675 4.24 $mylar(0.001cm)
26 rpp -9.61 9.61 -9.61 9.61 0 24 $shielding---in
27 rpp -15.45 15.45 -15.45 15.45 0 24 $shielding---out
28 rcc 0 0 7.84 0 0 3.1 0.16 $pin
29 rcc 0 0 9.41 0 0 1.53006 0.42506 $inactive Ge-Boron
30 rcc 0 0 0 0 0 0.002 5.25 $tally 4
31 trc 0 0 11.965 0 0 0.532 4.179 3.7589 $(0.01cone)deadlayer(0.20cm)
32 trc 0 0 11.965 0 0 0.533 4.239 3.7689 $(cone)Ge
33 trc 0 0 11.965 0 0 0.535 4.24 3.7689 $(cone)Mylar
35 ell 0 0 13.49 0 0 0.25 -3.9
36 pz 13.5
37 ell 0 0 14 0 0 0.19 -3.61
38 pz 14
99 rpp -50 100 -50 200 -100 200 $--universe
c end surfase
MODE P E
IMP:P 1 23r 0
IMP:E 1 23r 0
SDEF POS= 0 0 25.145 ERG=0.86739 AXS= 0 0 1 EXT=d3 RAD= d4 cell=14
SI4 0. 5.611
SI3 11.155
F8:P,E 4 $-energy distrib-cell_4
e8 0 0.001 0.86458 0.87020 1.5
ft8 geb 8.0056e-4 1.2913e-3 0.4217 $canelns- Eu_SB1550BqNET.SPE
M1 13000 -1 $_____Al_____
M2 6000 -1 $--- carbon fiber
M3 7000 -0.755267 8000 -0.231781 18000 -0.012827 6000 -0.000124
M4 32000 -1 $---Ge---
M6 82000 -1 $---Pb---
M9 1000 -0.085 6000 -0.915000 $--plastic (VINYLTOUENE)
M10 14000 1 8000 2 $SiO2 _glass____
M11 1000 2 8000 1 $H2O-
M12 6000 1 9000 3 $teflon
M13 1000 2 6000 1 $polyethylene
M14 1000 -0.041959 6000 -0.625017 8000 -0.333025 $ Mylar
m15 29000 1 $copper
NPS 5000000

```

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ

Κώδικας MCNPAnalyzer (MATLAB)

Ο κώδικας επεξεργασίας και μετατροπής των αρχείων εξόδου του MCNP5 σε αρχεία εισόδου για φασματική ανάλυση, SPECTRW. (Ο κώδικας πραγματοποιήθηκε σε συνεργασία με τον Νίκο Μαραγκό, Υπ. Διδ. ΣΕΜΦΕ, Ε.Μ.Π.)

```
function readMCNP
close all;
g=0;
function positioning
    ScreenSize=get(0,'ScreenSize');
    g.h.f(1)=figure('Name','MCNP Analyzer','NumberTitle','off','Menu','none','ToolBar','figure','Position',[0.02*ScreenSize(3)
0.08*ScreenSize(4) 0.5*ScreenSize(3) 0.8*ScreenSize(4)]);
    g.h.m(1)=uimenu('Label','File');
    g.h.m(2)=uimenu('Label','Mode');
    g.h.m(3)=uimenu('Label','PlotMode');
    g.h.sm3(1)=uimenu(g.h.m(3),'Label','Counts','Checked','off','Callback',@Plot,'UserData',1);
    g.h.sm3(2)=uimenu(g.h.m(3),'Label','Efficiency','Checked','on','Callback',@Plot,'UserData',2);
    g.h.sm2(1)=uimenu(g.h.m(2),'Label','SpectraW','Checked','on','Callback',@mode);
    g.h.sm2(2)=uimenu(g.h.m(2),'Label','Efficiency','Checked','off','Callback',@mode);
    g.h.sm1(2)=uimenu(g.h.m(1),'Label','Open...','Callback',@Open);
    g.h.panel(1)=uipanel('Position',[0.1 0.01 0.8 0.17]);
    g.h.a(1)=axes('Position',[0.1 0.65 0.8 0.3]);
    set(get(g.h.a(1),'YLabel'),'String','Counts')
    set(get(g.h.a(1),'XLabel'),'String','Energy (keV)')
    g.h.a(2)=axes('Position',[0.1 0.25 0.8 0.3]);
    set(get(g.h.a(2),'XLabel'),'String','Energy (keV)')
    set(get(g.h.a(2),'YLabel'),'String','Rel.Error (%)')
    g.h.t(1)=uicontrol(g.h.panel(1),'Style','Text','String','Total Activity (Bq):','Position',[0 70 120 20]);
    g.h.e(1)=uicontrol(g.h.panel(1),'UserData',1,'Style','Edit','Position',[120 73 100 100]);
    20], 'BackgroundColor','white','Callback',@EditCallback);
    g.h.t(2)=uicontrol(g.h.panel(1),'Style','Text','String','Activity (Bq/L or Bq/gr):','Position',[0 40 120 20]);
    g.h.e(2)=uicontrol(g.h.panel(1),'UserData',2,'Style','Edit','Position',[120 43 100 100]);
    20], 'BackgroundColor','white','Callback',@EditCallback);
    g.h.t(3)=uicontrol(g.h.panel(1),'Style','Text','String','Volume(L) or Mass(gr):','Position',[0 15 120 20]);
    g.h.e(3)=uicontrol(g.h.panel(1),'UserData',3,'Style','Edit','Position',[120 18 100 100]);
    20], 'BackgroundColor','white','Callback',@EditCallback);
    g.h.t(4)=uicontrol(g.h.panel(1),'Style','Text','String','Counting Time(sec):','Position',[260 70 120 20]);
    g.h.e(4)=uicontrol(g.h.panel(1),'UserData',4,'Style','Edit','Position',[380 73 100 100]);
    20], 'BackgroundColor','white','Callback',@EditCallback);
    g.h.p(4)=uicontrol(g.h.panel(1),'Style','Pushbutton','Position',[380 33 100 20],'String','OK','Callback',@Start);
    set(findobj('Parent',g.h.panel(1)), 'Units','normalize')
end
function mode(hObject,eventdata)
switch get(hObject,'Label')
case 'SpectraW'
    set(g.h.sm2(1),'Checked','on')
    set(g.h.sm2(2),'Checked','off')
    set(get(g.h.a(1),'YLabel'),'String','Counts')
    case 'Efficiency'
    set(g.h.sm2(2),'Checked','on')
    set(g.h.sm2(1),'Checked','off')
    set(get(g.h.a(1),'YLabel'),'String','Efficiency')
end
end
function DATA=GetData(filename)
f=fopen(filename);
a='';
while strcmp(a,' energy')~=1
    a=fgetl(f);
end
i=1;
while strcmp(a,' total')~=1
    a=fgetl(f);
```

```

b=str2num(a);
a=a(1:11);
if length(b)>=3
DATA(i,1)=b(1);
DATA(i,2)=b(2);
DATA(i,3)=b(3);
end
i=i+1;
end
DATA=DATA(3:end,:);
end
function D=DATApro(DATA,a,b)
D(:,1)=DATA(:,1).*1000;
D(:,2)=DATA(:,2);
D(:,3)=DATA(:,3).*100;
D(:,4)=round(DATA(:,2).*a*b);
end
function EditCallback(hObject,eventdata)
i=get(hObject,'UserData');
switch i
case 1
d=str2num(get(hObject,'String'));
if d~=0
set([g.h.e(2) g.h.e(3)],'String','','Visible','off')
set([g.h.t(2) g.h.t(3)],'Visible','off')
else
set([g.h.e(2) g.h.e(3)],'Visible','on')
set([g.h.t(2) g.h.t(3)],'Visible','on')
end
case 2
if str2num(get(g.h.e(3),'String'))~=0
d2=str2num(get(g.h.e(2),'String'));
d3=str2num(get(g.h.e(3),'String'));
d1=d2*d3;
set(g.h.e(1),'String',num2str(d1,10))
end
case 3
if str2num(get(g.h.e(2),'String'))~=0
d2=str2num(get(g.h.e(2),'String'));
d3=str2num(get(g.h.e(3),'String'));
d1=d2*d3;
set(g.h.e(1),'String',num2str(d1,10))
end
end
end
function Open(hObject,eventdata)
exist('Path.mat')
if exist('Path.mat')
load('Path.mat');
else
PathName=0;
save Path.mat PathName;
end
if PathName==0
[FileName,PathName,FilterIndex] = uigetfile({'*o.txt;*o','MCNP out Files';'*.*','All Files'},'Select the MCNP output
file','MultiSelect','on');
else
[FileName,PathName,FilterIndex] = uigetfile({'*o.txt;*o','MCNP out Files';'*.*','All Files'},'Select the MCNP output
file',PathName,'MultiSelect','on');
end
if PathName~=0
save Path.mat PathName -append;
if iscell(FileName)
for i=1:size(FileName,2)
set(g.h.f(1),'Name',['MCNP Analyzer - ' PathName FileName {i}])
g.d.FileName {i}=FileName {i};
g.d.PathName=PathName;
g.d.DATA {i}=GetDATA([PathName,FileName {i}]);
end
end

```

```

end
else
set(g.h.f(1),'Name',['MCNP Analyzer - ' PathName FileName])
g.d.FileName{1}=FileName;
g.d.PathName=PathName;
g.d.DATA{1}=GetDATA([PathName,FileName]);
end
end
function Start(hObject,eventdata)
s=size(g.d.DATA,2);
for q=1:s
if isempty(str2num(get(g.h.e(4),'String')))
g.d.D=DATApro(g.d.DATA{q},1,1);
D=g.d.D;
bar(g.h.a(1),g.d.D(:,1),g.d.D(:,2))
bar(g.h.a(2),g.d.D(:,1),g.d.D(:,3))
[pathstr, name, ext, versn]=fileparts(g.d.FileName{q});
file=[name '.EFF'];
f=fopen([g.d.PathName,file],'w');
save([g.d.PathName,file],'D','-ascii')
else
g.d.D=DATApro(g.d.DATA{q},str2num(get(g.h.e(4),'String')),str2num(get(g.h.e(1),'String')));
plot(g.h.a(1),g.d.D(:,1),g.d.D(:,2))
plot(g.h.a(2),g.d.D(:,1),g.d.D(:,3))
set(get(g.h.a(1),'YLabel'),'String','Counts')
set(get(g.h.a(1),'XLabel'),'String','Energy (keV)')
set(get(g.h.a(2),'XLabel'),'String','Energy (keV)')
set(get(g.h.a(2),'YLabel'),'String','Rel.Error (%)')
[pathstr, name, ext, versn]=fileparts(g.d.FileName{q});
file=[name '.SPE'];
f=fopen([g.d.PathName,file],'w');
X=g.d.D(:,4);
L=length(X);
L2=num2str(g.d.D(1,1));
L3=num2str(g.d.D(2,1)-g.d.D(1,1));
fprintf(f,'%s\n',[' ',num2str(L)]);
fprintf(f,'%s\n',[' ',L2,' ',L3]);
fprintf(f,'%s',' ');
for i=1:length(X)
if mod(i,10)~=0
fprintf(f,'%s',[' ',num2str(X(i))]);
else
fprintf(f,'%s\n',[' ',num2str(X(i))]);
fprintf(f,'%s',' ');
end
end
fprintf(f,'%s\n',' ');
fprintf(f,'%s\n',' DATA COLLECTION STARTED ON ');
fprintf(f,'%s\n',[' DATA FILE ',g.d.FileName{q}]);
fprintf(f,'%s\n',[' ELAPSED LIVE TIME (sec): ',get(g.h.e(4),'String')]);
fprintf(f,'%s\n',[' ELAPSED REAL TIME (sec): ',get(g.h.e(4),'String')]);
fclose(f);
end
end
function Plot(hObject,eventdata)
i=get(hObject,'UserData');
switch i
case 1
set(g.h.sm3(2),'Checked','off')
set(g.h.sm3(1),'Checked','on')
plot(g.h.a(1),g.d.D(:,1),g.d.D(:,4))
case 2
set(g.h.sm3(1),'Checked','off')
set(g.h.sm3(2),'Checked','on')
plot(g.h.a(1),g.d.D(:,1),g.d.D(:,2))
end
end
positioning
end

```


ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [Ba 2008] Βασιλοπούλου Θ. 2008. Προσδιορισμός Συντελεστών Διόρθωσης Απόδοσης Ανιχνευτή HPGe Λόγω του Φαινομένου της Πραγματικής Σύμπτωσης, Μέσω Προσομοίωσης Monte-Carlo. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- [Ka 2009] Καραγεώργης Α.Π. 2009. Έκθεση προόδου 2: Βαθυμετρικές και Γεωφυσικές μετρήσεις -Ωκεανογραφικές μετρήσεις – Ιζηματολογικές αναλύσεις. Στο: Ολοκληρωμένη θαλάσσια & χερσαία μελέτη για τη διερεύνηση της ποσότητας, ποιότητας και υδρομάστευσης των υποθαλάσσιων αναβλύσεων της περιοχής Στούπας του Δήμου Λεύκτρου Ν. Μεσσηνίας. Ινστιτούτο Ωκεανογραφίας, Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών. Ανάβυσσος.
- [Mi 2009] Μιγκίρος Γ. 2009. Εργασίες –Αποτελέσματα Περιόδου Νοεμβρίου – Ιανουαρίου. Παρουσίαση στην Επιτροπή Μελέτης. Ανάβυσσος.
- [El 2005] Ελευθερίου Γ. 2005. Ραδιενεργός διασπορά στην λιμνοθάλασσα Butrint (Άγιοι Σαράντα, Αλβανία). Διπλωματική Εργασία. Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- [Mp 2008] Μπαγατέλας Χ. 2008. Μελέτη της απόδοσης και της ελάχιστης ανιχνευόμενης ενεργότητης ραδιονουκλιδίων από ανιχνευτή NaI(Tl) στο υδάτινο περιβάλλον. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Ε.Μ.Π., Αθήνα.
- [Pa 2009] Πατήρης Δ. 2009. Ραδιολογική μελέτη και εκτίμηση υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών στην υποθαλάσσια ανάβλυση της Στούπας. Τεχνική Έκθεση, Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών. Ανάβυσσος 2009.
- [Ag 2010] Agarwal C., Chaudhury C., Goswami A., Gathibandhe M. 2010. Full energy peak efficiency calibration of HPGe detector for point and extended sources using Monte Carlo code. J Radioanal Nucl Chem. DOI 10.1007/s10967-010-0820-1
- [Ba 1973] Badiozamani, K. 1973. The Dorag dolomitization model—application to the Middle Ordovician of Wisconsin. J. Sed. Petrol. 43, 965–984.
- [Ba 1979] Back W., Hanshaw B.B., Pylar T.E., Plummer L.N., Weide A.E. 1979. Geochemical significance of groundwater discharge in Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. Water Resources. Res. 15: 1521– 1535.
- [Ba 1981] Baker, P.A., Kastner, M. 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. Science 213, 214–216.
- [Ba 2009] Baskaran M., Hong G. H., Santschi P. H. 2009. Radionuclide Analysis in Seawater. In: Oliver Wurl (Editor). Practical guidelines for the analysis of seawater, chapt. 13. New York, Taylor & Francis, CRC Press, 269-304 pp.
- [Ba 2009b] Bagatelas C., Tsabaris C., Kokkoris M., Papadopoulos C.T., Vlastou R., 2009. Determination of marine gamma activity and study of the minimum detectable activity (MDA) in 4pi geometry based on Monte

- Carlo simulation. *Environ Monit Assess.* DOI: 10.1007/s10661-009-0935-4
- [Be 1990] Benes, P. 1990. Radium in (continental) surface water. In: *The Environmental Behavior of Radium*. Vol. 1, Intl Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 373–418.
- [Be 1995] Berger M.J., Hubell J.H. 1995. XCOM: photon cross sections with a personal computer. NBSIR 87-3597.
- [Be 1999] Bear J.A., Cheng H.D., Sorek S., Ouuzar D., Herrera I. (editors). 1999. *Seawater intrusion in coastal aquifers — concepts, methods and practices*. Dordrecht, the Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 625 pp.
- [Bi 1994] Bisson, R.A., 1994. Space-age integrated exploration and treatment of renewable regional sources of pristine ground water in fractured rock megawatersheds. *Desalination* 99, 257–273.
- [Bo 1990] Bokuniewicz H., Pavlik B. 1990. Groundwater seepage along a barrier island. *Biogeochemistry* 10:257–76.
- [Bo 2001] Boudreau B.P., Huettel M., Froster S., Jahnke R.A., McLachlan A., Middelburg J.J., et al. 2001. Permeable marine sediments: overturning an old paradigm. *EOS* 82: 133–6.
- [Bu 1993] Burt, R.A., 1993. Ground-water chemical evolution and diagenetic processes in the Upper Floridan aquifer, southern South Carolina and northeastern Georgia. U.S. Geological Survey Water- Supply Paper 2392, 76 pp.
- [Bu 2001] Burnett W.C., Taniguchi M., Oberdorfer J. 2001. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *J Sea Res* 46 (2): 109–16.
- [Bu 2002] Burnett W. C., J. Chanton, J. Christoff, E. Kontar, S. Krupa, M. Lambert, W. Moore, D. O'Rourke, R. Paulsen, C. Smith, L. Smith, Taniguchi M. 2002. Assessing methodologies for measuring groundwater discharge to the ocean. *EOS*, 83, 117–123.
- [Bu 2003a] Burnett W.C., Bokuniewicz H., Huettel M., Moore W.S., Taniguchi M. 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry* 66, (1-2): 3-33.
- [Bu 2003b] Burnett W.C., Chanton J.P., Kontar E. (editors). 2003b. Submarine groundwater discharge, vol. 66(1–2). Spec Issue, *Biogeochemistry*, 202 pp.
- [Bu 2006] Burnett W.C., Aggarwal P.K., Aureli A., Bokuniewicz H., Cable J.E., Charette M.A., Kontar E., Krupa S., Kulkarni K.M., Loveless A., Moore W.S., Oberdorfer J.A., Oliveira J., Ozyurt N., Povinec P., Privitera A.M.G., Rajar R., Ramessur R.T., Scholten J., Stieglitz T., Taniguchi M., Turner J.V. 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of Total Environment* 367: 498–543.

- [Bu 2006b] Burnett W. C., Dulaiova H. 2006. Radon as a tracer of submarine groundwater discharge into a boat basin in Donnalucata, Sicily. *Continental Shelf Research*, 26: 862–873.
- [Bu 2008] Burnett W.C., Peterson R., Moore W.S., de Oliveira J. 2008. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge - Results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76 (3): 501-511.
- [Ca 1985] Capone D.G., Bautista M.F. 1985. A groundwater source of nitrate in nearshore marine sediments. *Nature* 313:214–6.
- [Ca 1996] Cable J. E., Bugna G. C., Burnett W. C., Chanton J. P. 1996. Application of Rn-222 and CH₄ for assessment of groundwater discharge to the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 41, 1347–1353.
- [Ca 1997] Cable J.E., Burnett W.C., Chanton J.P. 1997. Magnitudes and variations of groundwater seepage into shallow waters of the Gulf of Mexico. *Biogeochemistry* 38: 189–205.
- [Ca 1998] Cai W.J., Wang Y. 1998. The chemistry, fluxes, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia. *Limnol. Oceanogr.* 43: 657–668.
- [Ch 2001] Charette M.A., Buesseler K.O., Andrews J.E. 2001. Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a cape cod estuary. *Limnology and Oceanography* 46 (2): 465-470.
- [Ch 2002] Charette M. A., Sholkovitz E. R. 2002. Oxidative precipitation of groundwater-derived ferrous iron in the subterranean estuary of a coastal bay. *Geophysical Research Letters*, 29, doi: 10.1029/2001GL 014512.
- [Ch 2004] Charette M. A., Buesseler K. O. 2004. Submarine groundwater discharge of nutrients and copper to an urban subestuary of Chesapeake Bay (Elizabeth River). *Limnology and Oceanography* 49: 376–385.
- [Ch 2006] Charette, M. A., Sholkovitz E. R. 2006. Trace element cycling in a subterranean estuary: Part 2 Geochemistry of the pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 811–826.
- [Ch 2008] Charette M.A., Moore W.S., Burnett W.C. 2008. Uranium- and Thorium-Series Nuclides as Tracers of Submarine Groundwater Discharge. In: Krishnaswami S., Cochran J. K. (editors). *Radioactivity in the Environment*, vol. 13, chapt. 4. Hungary, Elsevier, 155-188 pp.
- [Co 1964] Cooper H.H. Jr., Kohout F.A., Henry H.R., Glover R.E. 1964. Sea water in coastal aquifers. U.S. Geological Water-Supply Paper 1613-C: 84.
- [Co 1970] Cooper J.A. 1970. Factors Determining the Ultimate Sensitivity of Ge(Li) Gamma-Ray Spectrometers. *Nucl. Instr. and Meth.* 82: 273-277.
- [Co 1997] Corbett D. R., Burnett W. C., Cable P. H., Clark. S. B. 1997. Radon tracing of groundwater input to Par Pond, Savannah River Site. *Journal of Hydrology*, 203, 209–227.

- [Co 1980] Cowart J. B. 1980. The relationship of uranium isotopes to oxidation-reduction in the Edwards carbonate aquifer of Texas. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 277–283.
- [Co 1986] Cochran J. K., Carey A. E., Sholkovitz E., Surprenant D. 1986. The geochemistry of uranium and thorium in coastal marine sediments and sediment pore waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50: 663–680.
- [Co 2000] Corbett DR, Dillon K, Burnett W, Chanton J. 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers ^{222}Rn and CH_4 . *Limnol Oceanogr* 45:1546–57.
- [Co 2000b] Cook P. G., Herczeg A. L. 2000. *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publishers
- [Co 2010] Condomines M., Rihs S., Lloret E., Seidel J.L. 2010. Determination of the four natural Ra isotopes in thermal waters by gamma-ray spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes* 68: 384–391.
- [CO 1987] COSOD II 1987. Fluid circulation in the crust and the global geochemical budget. Report of the second conference on scientific ocean drilling. 6-8 July.
- [Cu 1969] Currie L.A. 1968. Limits for qualitative detection and quantitative determination. *Analytical Chemistry* 40: 586-593.
- [Cu 2004] Curtis, G. P., P. Fox, K. Matthias, and J. A. Davis. 2004. Comparison of in situ uranium KD values with a laboratory determined surface complexation model. *Applied Geochemistry*, 19, 1643–1653.
- [Cu 2006] Cuccoa A., Umgiesser G. 2006. Modeling the Venice Lagoon residence time. *Ecological Modelling* 193 (1-2): 34-51.
- [De 1981] D’Elia C.F., Webb K.L. and Porter J.W. 1981. Nitrate-rich groundwater inputs to Discovery Bay, Jamaica: A significant source of N to local reefs? *Bull. Mar. Sci.* 31: 903–910.
- [De 1988] Debertin K., Helemer R.G. 1988. Gamma X-ray spectrometry with semiconductors detectors. Elsevier Science, B. V., p. 133 -151
- [De 2003] Destouni G., Prieto C. 2003. On the possibility for generic modeling of submarine groundwater discharge. *Biogeochemistry*, 66, 171–186.
- [Dr 2006] Dryak P., Kovar P. 2006. Experimental and MC determination of HPGe detector efficiency in the 40–2754 keV energy range for measuring point source geometry with the source-to-detector distance of 25 cm. *Applied Radiation and Isotopes* 64 (10-11): 1346-1349.
- [Du 2005] Dulaiova H., Peterson R., Burnett W.C. 2005. A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *J Radioanal Nucl Chem* 263 (2): 361–5.
- [Du 2006] Dulaiova H., Burnett W. C., Wattayakorn G., Sojisuporn P. 2006b. Are groundwater inputs into river-dominated areas important? The Chao Phraya River – Gulf of Thailand. *Limnology and Oceanography* 51: 2232–2247.
- [Ev 1955] Evans R.D. 1955. *The Atomic Nucleus*. McGraw-Hill Inc., US, p. 490 – 510.

- [Ev 2010] Evans J.M. 2010. Hydrological Cycle. U.S.Geological Survey, www.usgs.gov.
- [Fe 1979] Freeze R.A., Cherry J.A. 1979. Groundwater. Englewood Cliffs, NJ: Prentice- Hall Inc., 604 pp.
- [Fl 1982] Fleischer, R. L. 1982. Alpha-recoil damage and solution effects in minerals: Uranium isotopic disequilibrium and radon release. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2191–2201.
- [Jo 2001] Jones D. G. 2001. Development and application of marine gamma-ray measurements: A review. *Journal of Environmental Radioactivity* 53: 313–33.
- [Ga 1980] Galiano E., Rodrigues M. 2006. A comparison of different previous termsolid anglenext term of a circular coaxial source–detector system, *Appl. Radiat. Isot.* 64: 497–501.
- [Ga 2006] Gardner R.P., Verghese K., Lee H.M. 1980. The average solid angle subtended by a circular detector coaxial to a circular isotropic source. *Nuclear Instruments and Methods* 176 (3): 615-617.
- [Gi 2001] Giammar, D. E., and J. G. Hering. 2001. Time scales for sorption–desorption and surface precipitation of uranyl on goethite. *Environmental Science and Technology*, 35, 3332–3337.
- [Gi 1995] Gilmore G., Hemingway J.D, 1995. *Practical Gamma-ray Spectrometry*. John Wiley & Sons, Chichester.
- [Gi 2008] Gilmore R.G. 2008. *Practical Gamma Ray Spectrometry (2nd Ed.)*. John Wiley and Sons, Warrington, UK., pp.153 -158.
- [Gl 1964] Glover R.E. 1964. The patterns of fresh-water flow in a coastal aquifer. In: Cooper Jr. H.H., Kohout F.A., Henry H.R., Glover R.E. (editors). *Sea water in coastal aquifers (C32–C35 pp.)*. U.S. Geological Survey Water Supply Paper, 1613-C pp.
- [Ha 1983] Harrison W.D., Musgrave D., Reeburgh W.S. 1983. A wave-induced transport process in marine sediments. *Jour. Geophysical Res.* 88: 7617–7622.
- [Ha 1996] Hancock G. J., Murray A. S. 1996. Source and distribution of dissolved radium in the Bega River Estuary, Southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 138: 145–155.
- [Ha 2002] Hardy J.C., Jacob V.E., Sanchez-Vega M., Effinger R.T., Lipnik P., Mayes V.E., Willis D.K., Helmer R.G. 2002. Precise efficiency calibration of an HPGe detector: source measurements and MonteCarlo calculations with sub-percent precision. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 56: 65-69.
- [Ha 2008] Harb S., Salahel Din K., Abbady A. 2008. Study of Efficiency Calibrations of HPGe Detectors for Radioactivity Measurements of Environmental Samples.Proceedings of the 3rd Environmental Physics Conference. Aswan, Egypt.
- [He 1964] Henry H.R. 1964. Interface between salt water and fresh water in a coastal aquifer. In: Cooper Jr. H.H., Kohout F.A., Henry H.R., Glover

- R.E. (editors). Sea water in coastal aquifers (C35–C70 pp.). U.S. Geological Survey Water Supply Paper, 1613-C pp.
- [He 2003a] Helmer R.G., Hardy J.C., Jacob V.E., Sanchez-Vega M., Neilson R.G., Nelson J. 2003. The use of Monte Carlo calculations in the determination of a Ge detector efficiency curve. *Nuclear Instruments and Methods A* 511: 360-381.
- [He 2003b] Hernandez F., El-Daoushy F. 2003. Accounting for incomplete charge collection in Monte Carlo simulations of the efficiency of well-type Ge-detectors. *Nuclear Instruments and Methods A* 498: 340-351.
- [Hi 2001] Hionidi M., Panagopoulos A., Koumantakis J., Voudouris K. 2001. Groundwater quality considerations related to artificial recharge to the aquifer of the Korinthos Prefecture, Greece. Proceedings of the third international conference on groundwater quality (pp. 85–90). Sheffield, UK, IAHS Publ. No. 275
- [Ho 2005] Ho C. K., Robinson A., Miller D. R., Davis M. J. 2005. Overview of sensors and needs for environmental monitoring. *Sensors* 5: 4–37.
- [Hu 1940] Hubbert M.K. 1940. The theory of ground-water motion. *J Geol* 48: 785–944.
- [Hu 1998] Huettel M., Ziebis W., Forster S., Luther G. 1998. Advective transport affecting metal and nutrient distribution and inter-facial fluxes in permeable sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62: 613– 631.
- [Hu 2000] Huettel M., Rusch A. 2000. Transport and degradation of phytoplankton in permeable sediment. *Limnol. Oceanogr.* 45: 534–549.
- [Hw 2005] Hwang D.W., Kim G., Lee Y-W, Yang H-S. 2005. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Mar Chem* 96:61–71.
- [Hw 2005] Hwang D.W., Kim G.B., Lee Y.W., Yang H.S. 2005. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Marine Chemistry* 96: 61–71.
- [IA 2002] International Atomic Energy Agency 2002. Specification of radionuclide content in commodities requiring regulation for purposes of radiation protection. Safety Guide, IAEA, Vienna.
- [Ja 2000] Jahnke R.A., Nelson J.R., Marinelli R.L., Eckman J.E. 2000. Benthic flux of biogenic elements on the Southeastern US continental shelf: influence of pore water advective transport and benthic microalgae. *Cont. Shelf Res.* 20: 109–127.
- [Ji 1998] Jickells T.D. 1998. Nutrient biogeochemistry of the coastal zone. *Science* 281: 217–222.
- [Jo 1980] Johannes R.E. 1980. The ecological significance of the submarine discharge of groundwater. *Mar. Ecol., Prog. Ser.* 3: 65–73.
- [Ka 1998] Kasimis X., Papadopoulos A., Sousounis G., Stravopodis S. 1998. Contribution to the colloquy on the development of the Prefecture of Corinthos. Unpublished report (in Greek).

- [Ka 2003] Kalfas C.A., Tsoulou E. 2003. SIMULATE program: a gamma ray spectroscopy tool. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A* 500: 386-390.
- [Ka 2003b] Karamanis D. 2003. Efficiency simulation of HPGe and Si(Li) detectors in γ - and in X-ray spectroscopy. *Nuclear Instruments and Methods in Physics A* 505: 282-285.
- [Ka 2006] Kaleris V. 2006. Submarine groundwater discharge: Effects of hydrogeology and of near shore surface water bodies. *Journal of Hydrology* 325 (1-4): 96-117.
- [Ka 2010] Karfopoulos K.L., Anagnostakis M.J. 2010. Parameters affecting full energy peak efficiency determination during Monte Carlo simulation, *Applied Radiation and Isotopes* 68: 1435–1437.
- [Ke 1998] Kendall C., McDonnell J.J. 1998. Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier.
- [Ke 2004] Keyser R.M., Twomey T.R. 2004. Extended Source Sensitivity and Resolution Comparisons of Several HPGe Detector Types with Low-energy Capabilities. Technical Paper, ORTEC (Presented at INMM, July 2004).
- [Ki 1988] Kithika J.U. 1998. Groundwater outflow and its linkage to coastal circulation in a Mangrove-fringed Creek in Kenya. *Estuar Coast Shelf Sci* 47: 63–75.
- [Ki 2002] Kim G., Hwang D. W. 2002. Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine Rn-222 and CH₄ monitoring. *Geophysical Research Letters* 29, doi: 10.1029/2002GL015093.
- [Kl 2004] Kleinschmidt R. I. 2004. Gross alpha and beta activity analysis in water—a routine laboratory method using liquid scintillation analysis. *Applied Radiation and Isotopes* 61: 333–338.
- [Ko 1966] Kohout F.A. 1966. Submarine springs: A neglected phenomenon of coastal hydrology. *Hydrology* 26: 391–413.
- [Ko 2009] Kopsiaftis G., Mantoglou A., Giannouloupoulos P. 2009. Variable density coastal aquifer models with application to an aquifer on Thira Island. *Desalination* 237 (1-3): 65-80.
- [Kr 2000] Krest J.M., Moore W.S., Gardner L.R. 2000. Marsh nutrient export supplied by groundwater discharge: evidence from radium measurements. *Glob Biogeochem Cycles* 14:167–76.
- [La 1980] Langmuir, D., Herman., J. 1980. The mobility of Th in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1753–1766.
- [La 1989] Lapointe B.E., O'Connell J. 1989. Nutrient-enhanced growth of *Cladophora prolifera* in Harrington Sound, Bermuda: eutrophication of a confined, phosphorus-limited marine ecosystem. *Estuar Coast Shelf Sci* 28:347–60.
- [La 1990] Lapointe B., O'Connell J.D., Garrett G.S. 1990. Nutrient coupling between on-site sewage disposal systems, groundwaters, and nearshore surface waters of the Florida Keys. *Biogeochemistry* 10:289–307.

- [La 1997] LaRoche J., Nuzzi R., Waters R., Wyman K., Falkowski P.G., Wallace D.W.R. 1997. Brown tide blooms in Long Island's coastal waters linked to interannual variability in groundwater flow. *Glob Change Biol* 3:397–410.
- [La 2003] Lambert M.J., Burnett W.C. 2003. Submarine groundwater discharge estimates at a Florida coastal site based on continuous radon measurements. *Biogeochemistry* 66: 55–73.
- [Le 2004] Levy-Palomo I., Comanducci J.F., Povinec P.P. 2004 Investigation of submarine groundwater discharge in Sicilian and Brazilian coastal waters using underwater gamma spectrometer. Book of extended synopses. Vienna, IAEA: 228–9 p.
- [Li 1992] Lieser, K.H., Hill R. 1992. Chemistry of thorium in the hydrosphere and in the geosphere. *Radiochimica Acta*, 56, 141–151.
- [Lo 1996] Lohse L., Epping E.H.G., Helder W., Van Raaphorst W. 1996. Oxygen pore water profiles in continental shelf sediments of the North Sea - turbulent versus molecular diffusion. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 145: 63–75.
- [Lu 2000] Luo S.D., Ku T.L., R. Roback, M. Murrell, and T. L. McLing. 2000. In-situ radionuclide transport and preferential groundwater flows at INELL (Idaho): Decay-series disequilibrium studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 867–881.
- [Lu 2000b] Lucas L.L., Unterweger M.P. 2000. Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology* 105 (4): 541.
- [Ma 1985] Marinos P., Herman J.S., Back W., Xidakis G. 1985. Structural control and geomorphic significance of groundwater discharge along the coast of the Mani Peninsula, Peloponnese, Greece. *Proceedings of the Karst Water Resources Symposium*. Ankara - Antalya, Turkey, IAHS Publ. No. 161
- [Ma 1988] Mathieu G., Biscaye P., Lupton R., Hammond D., 1988. System for measurements of ^{222}Rn at low levels in natural waters. *Health Physics* 55: 989–92.
- [Ma 1996] Mazor E. 1996. *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology: The Applied Approach*. Marcel Dekker
- [Ma 1998] Marinelli R.L., Jahnke R.A., Craven D.B., Nelson J.R. and Eckman J.E. 1998. Sediment nutrient dynamics on the South Atlantic Bight continental shelf. *Limnol. Oceanogr.* 43: 1305–1320.
- [Mc 1975] McBride M.S., Pfannkuch H.O. 1975. The distribution of seepage within lakebed. *J. Res. US. Geol. Surv.* 3: 505–12.
- [Mi 1993] Milliman J.D. 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical Cycles* 7: 927–957.
- [Mo 1996] Moore W.S. 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments. *Nature* 380: 612–614.

- [Mo 1996b] Moore W. S., Arnold R. 1996. Measurement of ^{223}Ra and ^{224}Ra in coastal waters using a delayed coincidence counter. *Journal of Geophysical Research* 101: 1321–29.
- [Mo 1999] Moore W.S. 1999. The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water. *Marine Chem.* 65: 111–126.
- [Mo 2000] Moise, T., A. Starinsky, A. Katz, and Y. Kolodny. 2000. Ra isotopes and Rn in brines and ground waters of the Jordan-Dead Sea Rift Valley: Enrichment, retardation, and mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2371–2388.
- [Mo 2000a] Moore, W. S. 2000. Determining coastal mixing rates using radium isotopes. *Continental Shelf Research*, 20: 1993–2007.
- [Mo 2000b] Moore W.S. 2000. Ages of continental shelf waters determined from ^{223}Ra and ^{224}Ra . *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 105 (C9): 22117-22122.
- [Mo 2003] Moore W. S. 2003. Sources and fluxes of submarine groundwater discharge delineated by radium isotopes. *Biogeochemistry*, 66, 75–93.
- [Mo 2005] Moore W.S., Wilson A.M. 2005. Advective flow through the upper continental shelf driven by storms, buoyancy, and submarine groundwater discharge. *Earth Planet Sci Lett* 235: 564–76.
- [Mo 2006] Mook W.G. 2006. *Introduction of Isotope Hydrology and Radioactive Isotopes of Hydrogen, Oxygen and Carbon*. Taylor & Francis, 226 pp.
- [Mo 2006a] Moore W.S. 2006. Radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge in Sicily. *Continental Shelf Research* 26: 852–861.
- [Mo 2006b] Moore W.S., Blanton J.O., Joye S.B. 2006. Estimates of flushing times, submarine groundwater discharge and nutrient fluxes to Okatee Estuary, South Carolina. *Journal of Geophysical Research* 111: C09006.
- [Mo 2008] Moore W. S., Shaw T. J. 2008. Fluxes and behavior of radium isotopes, barium, and uranium in southeastern US rivers and estuaries. *Marine Chemistry*, 108, 236–254.
- [Mo 2008a] Moore W. S., de Oliveira J. 2008. Determination of residence time and mixing processes of the Ubatuba, Brazil, inner shelf waters using natural Ra isotopes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76 (3): 512–521.
- [Mo 2008b] Moore W. S. 2008. Fifteen years experience in measuring ^{224}Ra and ^{223}Ra by delayed-coincidence counting. *Marine Chemistry* 109: 188–97.
- [Ni 1986] Nixon S. W., Oviatt C. A., Frithsen J., Sullivan B. 1986. Nutrients and the productivity of estuarine and coastal marine ecosystems. *Journal Limnological Society, South Africa*, 12, 43–71.
- [Ni 2001] Nir-El Y., Haquin G. 2001. Minimum detectable activity in in situ γ -ray spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes* 55: 197-203.

- [Ob 1990] Oberdorfer J.A., Valentino M.A., Smith S.V. 1990. Groundwater contribution to the nutrient budget of Tomales Bay, California. *Biogeochemistry* 10:199–216.
- [OR 2010] ORTEC 2010. Best Choice of High Purity Germanium (HPGe) Detector. Application Note, www.ortec-online.com
- [Os 1992] Osmond, J. K., and J. B. Cowart. 2000. U-series nuclides as tracers in groundwater hydrology. In: *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology* (Eds P. Cook and A. Herczeg). Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 290–333.
- [Os 2001] Osvath I., Povinec P. P. 2001. Seabed γ -ray spectrometry: Applications at IAEA-MEL. *Journal of Environmental Radioactivity* 53:335–49.
- [Pa 1990] Paull, C.K., Speiss, F., Curry, J., Twichell, D., 1990. Origin of Florida canyon and the role of spring sapping on the formation of submarine box canyons. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 502–515.
- [Pa 1998] Pabalan, R. T., D. R. Turner, F. P. Bertetti, and J. D. Prikryl. 1998. Uranium VI sorption onto selected mineral surfaces; key geochemical parameters. In: *Adsorption of Metals by Geomedia; Variables, Mechanisms, and Model Applications* (Ed. E. A. Jenne). Academic Press, San Diego, CA, pp. 99–130.
- [Pa 2006] Panagopoulos G., Lambrakis N. 2006. The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology* 329: 368–376.
- [Pl 1975] Plummer L.N. 1975. Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Quantitative Studies in the Geological Sciences, Geol. Soc. Am. Memoir*: 219–238.
- [Po 2001] Porcelli, D., P. S. Andersson, M. Baskaran, and G. J. Wasserburg. 2001. Transport of U- and Th-series nuclides in a Baltic Shield watershed and the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 2439–2459. Reynolds, B. C., G. J. Wasserburg, and M. Baskaran. (2003). The transport of U- and Th-series nuclides in sandy confined aquifers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 1955–1972.
- [Po 2001b] Povinec P.P., La Rosa J., Lee S-H., Mulsow S., Osvath I., Wyse E. 2001. Recent developments in radiometric and mass spectrometry methods for marine radioactivity measurements. *J Radioanal Nucl Chem* 248: 713–8.
- [Po 2008] Porcelli D. 2008. Investigating groundwater processes using U- and Th-series nuclides. In: Krishnaswami S., Cochran J. K. (editors). *Radioactivity in the Environment*, vol. 13, chapt. 4. Hungary, Elsevier 105-153 pp.
- [Ra 2009] Rapaglia J., Ferrarin C., Zaggia L., Moore W.S., Umgiesser G., Garcia-Solsona E., Garcia-Orellana J., Masqué P. 2010. Investigation of residence time and groundwater flux in Venice Lagoon: Comparing radium isotope and hydrodynamical models. *Journal of Environmental Radioactivity* 101 (7): 571-581.

- [Re 2003] Sturchio, N. C., J. L. Banner, C. M. Binz, L. B. Heraty, and M. Musgrove. 2001. Radium chemistry of ground waters in Palaeozoic carbonate aquifers, mid-continent, USA. *Applied Geochemistry*, 16, 109–122.
- [Ri 1972] Riedl, R., Huang, N., Machan, R., 1972. The subtidal pump: a mechanism of interstitial water exchange by wave action. *Mar. Biol.* 13, 210–221.
- [Ro 2000] Rodenas J., Martinavarro A., Rius V. 2000. Validation of the MCNP code for the simulation of Ge-detector calibration”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics A* 450: 88-97.
- [Ro 2005] Rodenas J. 2005. Simulation of detector calibration using MCNP. Technical Report. CHERNE network. ISIB, Bruxelles.
- [Ru 1969] Runnels D.D. 1969. Diagenesis, chemical sediments, and mixing of natural waters. *Jour. Sedimentary Petrol.* 39: 1188–1201.
- [Ru 1999] Rutkowski C.M., Burnett W.C., Iverson R.L. and Chanton J.P. 1999. The effect of groundwater seepage on nutrient delivery and seagrass distribution in the northeastern Gulf of Mexico. *Estuaries* 22: 1033–1040.
- [Sa 2004] Saegusa J., Kawasaki K., Mihara A., Mitsuo I., Yoshida M. 2004. Determination of detection efficiency curves of HPGe detectors on radioactivity measurement of volume samples. *Appl. Radiat. Isot.* 61: 1383-1390.
- [Sc 2000] Schluter M., Suess E., Linke P., Sauter E. 2000. SUBGATE — coordination: submarine groundwater fluxes and transport processes from methane-rich coastal environments. In: Suess E. (editor). *GEOMAR report*, vol. 97. Germany, Kiel. 119–20 pp.
- [Sh 1987] Shatkey, M., Magaritz, M. 1987. Dolomitization and sulfate reduction in the mixing zone between brine and meteoric water in the newly exposed shores of the Dead Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1135–1141.
- [Si 1984] Simms, M., 1984. Dolomitization by ground water-flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 34, 411–420.
- [Si 1992] Simmons G.M. Jr. 1992. Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments. *Marine Ecology Prog. Ser.* 84: 173–184.
- [So 1868] Sonrel L. 1868. *Le fond de la mer*. Hachette, Paris.
- [Sm 1988] Smith B.S., 1988. Ground water flow and salt water encroachment in the upper Floridan aquifer, Beaufort and Jasper Counties, SC. U.S. Geol. Survey Water Resources Investigations Report 87-4285, 61 pp.
- [St 1969] Stringfield V.T., LeGrand H.E. 1969. Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas, with special reference to Florida, U.S.A., and Cephalonia (Kephallinia). *Journal of Hydrology* 9 (4): 387-404.

- [St 2001] Sturchio N. C., Banner J. L., Binz C. M., Heraty L. B., Musgrove M. 2001. Radium chemistry of ground waters in Palaeozoic carbonate aquifers, mid-continent, USA. *Applied Geochemistry*, 16, 109–122.
- [Sw 2007] Swarzenski P.W., Reich C., Kroeger K.D., Baskaran, M. 2007. Ra and Rn isotopes as natural tracers of submarine groundwater discharge in Tampa Bay, Florida. *Marine Chemistry* 104 (1-2): 69-84.
- [Ta 1984] Takeoka H. 1984. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Res.* 3 (3): 311–326.
- [Ta 2002] Taniguchi M., Burnett W.C., Cable J.E, Turner J.V. 2002. Investigations of submarine groundwater discharge. *Hydrol Process* 16: 2115–29.
- [Ta 2003] Talbot J. M., Kroeger K. D., Rago A., Allen M. C., Charette M. A. 2003. Nitrogen flux and speciation through the subterranean estuary of Waquoit Bay, Massachusetts. *Biological Bulletin* 205: 244–245.
- [Th 1987] Thibodeaux L.J., Boyle J.D. 1987. Bedform-generated convective transport in -bottom sediment. *Nature* 325: 341–343.
- [Tr 2001] Tricca, A., G. J. Wasserburg, D. Porcelli, and M. Baskaran. 2001. The transport of U- and Th-series nuclides in a sandy unconfined aquifer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65: 1187–1210.
- [Ts 2005] Tsabaris C., Ballas D. 2005. On line gamma-ray spectrometry at open sea. *Applied Radiation and Isotopes* 62: 83–89.
- [Ts 2005b] Tsabaris C., Thanos I., Dakladas T. 2005b. The development and application of an underwater γ -spectrometer in the marine environment. *Radioprotection* 40(Suppl. 1): S677–83.
- [Ts 2008] Tsabaris C., Bagatelas C., Dakladas T., Papadopoulos C.T., Vlastou R., Chronis G.T. 2008. An autonomous in situ detection system for radioactivity measurements in the marine environment. *Applied Radiation and Isotopes* 66: 1419–1426.
- [Tz 2010] Tzika F., Vasilopoulou T., Stamatelatos I. E. 2010. ANNEX 49: Efficiency characterisation of coaxial high purity germanium semiconductor detectors using the MCNP code. Technical Document. INTRP-NCSR “Demokritos”, Athens.
- [UN 1981] UNESCO 1981. Background papers and supporting data on the Practical Salinity Scale, 1978. UNESCO technical papers in marine science 37:1-144.
- [UN 1983] UNESCO 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO technical papers in marine science 44:1-55.
- [Va 1988] Vacher H.L. 1988. Dupuit–Ghyben–Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geol Soc Amer. Bull.* 100: 580–91.
- [Va 1990] Valiela I., D'Elia C. 1990. Groundwater inputs to coastal waters. *Special Issue Biogeochemistry* 10: 328.
- [Va 2002] Valiela I, Bowen J.L., Kroeger K.D. 2002. Assessment of models for estimation of land-derived nitrogen loads to shallow estuaries. *Appl Geochem* 17:935–53.

- [Va 2006] Vargas M.J., Guerra A.L. 2006. Application of PENELOPE code to the efficiency calibration of coaxial germanium detectors. *Applied Radiation and Isotopes* 64: 1319–1322.
- [Vo 2006] Voudouris K.S. 2006. Groundwater Balance and Safe Yield of the coastal aquifer system in NEastern Korinthia, Greece. *Applied Geography* 26: 291–311.
- [Ve 1968] Verrjuit A. 1968. A note on the Ghyben-Herzberg formula. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology (Delft, Netherlands: Technological University)* 13 (4): 43–46.
- [We 1968] Webb J.E., Theodor J. 1968. Irrigation of submerged marine sands through wave action. *Nature* 220: 682–685
- [We 2003] Wefer G., Billet D., Hebbeln D., Jorgensen B.B., Schlüter M., Weering T.C.E.V., (editors). *Ocean Margin Systems*, Springer 2003, 495 pp.
- [WH 1996] World Health Organization 1996. *Guidelines for drinking-water quality. Vol. 2 , Health criteria and other supporting information.* WHO, Geneva, Switzerland.
- [Wi 1946] Williams M.O. 1946. Bahrain: port of pearls and petroleum. *Natl Geogr* 89: 194–210.
- [Wi 2006] Windom H. L., Moore W. S., Niencheski L. F. H., Jahnke R. A. 2006. Submarine groundwater discharge: A large, previously unrecognized source of dissolved iron to the South Atlantic Ocean. *Marine Chemistry* 102: 252–266.
- [Wy 1986] Wyatt A. 1986. *Challinor's dictionary of geology.* 6th ed. Cardiff: University of Wales Press: 374 pp.
- [X5 2005] X-5 Monte Carlo Team 2005. MCNP — A General Monte Carlo N-Particle Transport Code, Version 5. Los Alamos National Laboratory. Volume II: User's Guide, Chap. 3 - 112.
- [Yo 1966] Younger P.L. 1966. Submarine groundwater discharge. *Nature* 382: 121-2.
- [Ze 1993] Zektser I.S., Loaiciga H.A. 1993. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *Jour. Hydrol.* 144: 405–427.
- [Ze 1996] Zektser I.S. 1996. Groundwater discharge into the seas and oceans: state of the art. In: Buddemeier R.W. (editor). *Groundwater discharge in the coastal zone* (pp. 122–123). LOICZ IGBP, LOICZ, Texel, Netherlands, Russian Academy of Sciences, Moscow, 179 pp.
- [Ze 2000] Zektser I.S. 1996. Groundwater discharge into the seas and oceans: state of the art. In: Buddemeier R.W. (editor), *Groundwater discharge in the coastal zone.* LOICZ IGBP, LOICZ, Texel, Russian Academy of Sciences, Moscow, Netherlands, 122–123 pp.
- [Zh 2004] Zhu C. 2004. Coprecipitation in the barite isostructural family: 2. Numerical simulations of reactions and mass transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 3339–3349.
- [Zi 1996] Ziebis W., Huettel M. and Forster S. 1996. Impact of biogenic sediment topography on oxygen fluxes in permeable seabeds. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 140: 227–2.

