

ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ – ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΚΑΙ ΕΠΑΓΟΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΚΥΡΙΑΚΗ Γ. ΠΑΥΛΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ



ΑΘΗΝΑ

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΚΑΙ ΕΠΑΓΟΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος

Τομέας Γεωφυσικής – Γεωθερμίας

Ημερομηνία προφορικής εξέτασης: 6 Οκτωβρίου 2011

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

- Β. Κουσκουνά, Αναπλ.Καθηγήτρια ΕΚΠΑ (Επιβλέπουσα)
- Κ. Μακρόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ
- Γ. Δρακάτος, Διευθυντής Ερευνών ΓΙ-ΕΑΑ

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή

που συγκροτήθηκε στην υπ' αριθμόν 1263/06-05-2011 συνεδρίαση της Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνθεσης του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος της Σχολής Θετικών Επιστημών του ΕΚΠΑ.

- Β. Κουσκουνά, Αναπλ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ
- Κ. Μακρόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ
- Γ. Δρακάτος, Διευθυντής Ερευνών ΓΙ-ΕΑΑ
- Ε. Λάγιος, Καθηγητής ΕΚΠΑ
- Τ. Παπαδόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ
- Ε. Λέκκας, Καθηγητής ΕΚΠΑ
- Ν. Βούλγαρης, Αναπλ. Καθηγητής ΕΚΠΑ

Στα παιδιά μου

Χριστίνα-Γεωργία και Αντώνη

Στους γονείς μου

Γιώργο και Βασιλική

Πίνακας περιεχομένων	Σελίδα
Πρόλογος	8
1 Γεωλογία περιοχών μελέτης	13
1.1 Γενικά	13
1.2. Μεθοδολογία	15
1.3 Γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα Πουρναρίου	του YHE- 17
1.3.1 Αλπικοί σχηματισμοί	21
1.3.2 Μεταλπικοί σχηματισμοί	25
1.4 Γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Γ Σφηκιάς-	Ιολυφύτου-
Ασωμάτων	26
1.4.1 Προαλπικοί σχηματισμοί	29
1.4.2 Αλπικοί Σχηματισμοί	30
1.4.3 Μεταλπικοί σχηματισμοί	33
2 Τεκτονική περιοχών μελέτης	37
2.1 Τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα Πουρναρίου	του YHE- 37
2.1.1 Νεοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα	α του ΥΗΕ-
Πουρναρίου	40
2.1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα Πουρναρίου	α του ΥΗΕ- 41
2.2 Τεκτονικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ	Πολυφύτου
– Σφηκιάς – Ασωμάτων	45

2.2.1 Νεοτεκτονική της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου -
Σφηκιάς – Ασωμάτων48
2.2.2 Κύριες ενεργές ρηξιγενείς δομές ευρύτερης περιοχήα Αλιάκμονα50
3 Επαγόμενη σεισμικότητα λόγω πλήρωσης ταμιευτήρων 53
3.1 Εισαγωγή53
3.2 Κατηγορίες Μηχανισμών Επαγόμενης Σεισμικότητα57
3.3 Νόμος ενεργούς τάσεως65
3.3.1 Σχέση τάσης και νόμος αστοχίας Mohr-Coulomb66
3.3.2 Επίδραση της πορικής πίεσης σε σχέση με την κατανομή των τάσεων στο πετρώματα
3.4 Ελαστική απόκριση των πόρων κατά την πλήρωση ενός ταμιευτήρα69
3.4.1 Αστράγγιστη απόκριση70
3.4.2 Στραγγισμένη Απόκριση71
3.4.3 Διήθηση ή διασπορά της πορικής πίεσης72
3.4.4 Συνδυασμένη Απόκριση73
3.5 Μηχανισμός της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης της λίμνης (RIS)75
3.6 Απόψεις και βασικά χαρακτηριστικά της επαγόμενης σεισμικότητας σύμφωνα με τα μέχρι σήμερα επιστημονικά δεδομένα
3.7 Γενικά Συμπεράσματα81
4 Περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας83
4.1 Γεωγραφική κατανομή περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας λόγα πλήρωσης τεχνητών λιμνών83
4.1.1 Επαγόμενη σεισμικότητα στην Ινδία91

4.1.1.1 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Koyna στην Βομβάη	92
4.1.1.2 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Bhatsa στην Δυτική Ινδία	95
4.1.1.3 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Mula στην Ινδία	96
4.1.2 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Hsinfengchiang στην Κίνα	97
4.1.3 Περίπτωση λίμνης Kariba στην Zambia – Zimbabue	98
4.1.4 Περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας στην Βραζιλία	
4.1.5 Περίπτωση φράγματος Vidraru-Agres στη Ρουμανία	105
4.2 Επαγόμενη σεισμικότητα Ελληνικού χώρου	107
4.2.1 Τεχνητή λίμνη Μαραθώνα	107
4.2.2 Τεχνητή λίμνη Κρεμαστών	113
4.2.3 Τεχνητή λίμνη Πολυφύτου	116
5 Φράγματα και ταμιευτήρες του Ελληνικού χώρου	120
5.1 Εισαγωγή	120
5.2 Αναλυτική παρουσίαση των φραγμάτων του χώρου	Ελληνικού 122
5.3 Ταξινόμηση των ταμιευτήρων ως προς την χωρητικότητα και το φράγματος	ύψος του 129
5.4 Μελέτη πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλ ταμιευτήρων Μόρνου, Στράτου και Θησαυρού	ήρωση των 134
 5.4 Μελέτη πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλ ταμιευτήρων Μόρνου, Στράτου και Θησαυρού 6 Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή 	ήρωση των 134 του ΥΗΕ
 5.4 Μελέτη πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλ ταμιευτήρων Μόρνου, Στράτου και Θησαυρού 6 Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή Πουρναρίου 	ήρωση των 134 του ΥΗΕ 146
 5.4 Μελέτη πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλ ταμιευτήρων Μόρνου, Στράτου και Θησαυρού 6 Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή Πουρναρίου 6.1 Εισαγωγή 	ήρωση των 134 του ΥΗΕ 146 146

6.2.1 Ιστορική σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της τεχνητής λίμνης Πουρναρίου πριν το 1900μ.χ149
6.2.2 Ενόργανη σεισμικότητα περιόδου 1900 έως 1980151
6.3 Σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής κατά την διάρκεια πλήρωσης του ταμιευτήρα157
6.4 Μελέτη πιθανής συσχέτισης σεισμικότητας με την πλήρωση του ταμιευτήρα του ΥΗΕ - Πουρναρίου186
6.4.1 Διερεύνηση πιθανής διέγερσης της περιοχής ανατολικά του Αμβρακικού κόλπου από τον σεισμό μεγέθους Μ=5.6 που έλαβε χώρα στις 10 Μαρτίου 1981
6.4.1.1 Υπολογισμός των μεταβολών της τάσης Coulomb194
6.5 Σχέση σεισμικότητας ευρύτερης περιοχής Πουρναρίου και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα (περίοδος 1982-2010)197
6.6 Συμπεράσματα για την ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα του ΥΗΕ – Πουρναρίου
7 Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας ΥΗΕ Πολυφύτου - Σφηκιάς - Ασωμάτων215
7.1 Εισαγωγή215
7.2 Ιστορικό σεισμικότητας ευρύτερης περιοχής λίμνης Πολυφύτου μέχρι το 1983221
7.3 Μελέτη πιθανής συσχέτισης σεισμικότητας με την πλήρωση του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Ασωμάτων
7.3.1 Σεισμική δραστηριότητα ευρύτερης περιοχής πριν και μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα
7.3.2 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ

7.4 Μελετή πιθανής ουσχετισής σεισμικοτήτας με την πληρωσή του ταμιευτήρα του YHE Σφηκιάς
7.4.1 Σεισμική δραστηριότητα ευρύτερης περιοχής μετά την έναρξη της πλήρωση του ταμιευτήρα YHE - Σφηκιάς241
7.4.2. Σχέση σεισμικής δραστηριότητας περιόδου Μάρτιος 1985 – Δεκέμβριος 1985 με διακύμανση στάθμης ΥΗΕ Πολύφυτου – ΥΗΕ Σφηκιάς
7.5 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα κατά την χρονική περίοδο Ιανουάριος 1986 έως Ιούνιος 1986
7.5.1 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολύφυτο – Σφηκιά κατά την χρονική περίοδο Ιανουάριος 1986 – Ιούνιος 1986
7.5.2 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα και διακύμανση στάθμης ταμιευτήρων Πολυφύτου και Σφηκιάς χρονικής περιόδου Ιούλιος 1986 έως Δεκέμβριος 1986
7.6 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα και διακύμανση στάθμης ταμιευτήρων Πολυφύτου και Σφηκιάς χρονικής περιόδου Ιανουάριος 1987 έως Απρίλιος 1987
 7.7 Μηχανισμοί γένεσης των μεγαλύτερων σεισμών της περιόδου 1/4/84 έως 31/4/1987
7.8 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου κατά την χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010
 7.8 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου κατά την χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010
 7.8 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου κατά την χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010

3ιβλιογραφία

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η πιθανή εμφάνιση επαγόμενης σεισμικότητας τόσο κατά την διάρκεια της αρχικής πλήρωσης ενός ταμιευτήρα, όσο και στην πορεία της λειτουργίας του εξ αιτίας των διακυμάνσεων και του ρυθμού μεταβολής της στάθμης έχει παγκοσμίως παρατηρηθεί και μελετηθεί σε αρκετές θέσεις κατασκευής φραγμάτων. Το φαινόμενο αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της μικροσεισμικότητας της περιοχής στην οποία εδρεύει ο εκάστοτε ταμιευτήρας. Τα βασικότερα χαρακτηριστικά της επαγόμενης σεισμικότητας του υποβάθρου -έως 15Km και κυρίως έως 5Km- καθώς και η χρονική συσχέτιση και εξάρτησή της από τις μεταβολές, σε συνάρτηση με τον ρυθμό μεταβολής, της στάθμης του ταμιευτήρα.

Εξαιτίας της ετερογένειας των ιδιοτήτων των πετρωμάτων που δομούν το υπόβαθρο στο οποίο εδρεύει ένας ταμιευτήρας (συστήματα διάρρηξης, πορώδες, λιθολογία, διαπερατότητα, καθώς και εντατικό πεδίο της περιοχής) η επαγόμενη σεισμικότητα μπορεί να εκδηλώσει περίπλοκα χρονικά και χωρικά αποτελέσματα. Για παράδειγμα, μπορεί να υφίσταται μετανάστευση της σεισμικής δραστηριότητας από μια περιοχή σε γειτονική, εξ αιτίας της σύστασης του υποβάθρου.

Παρά την προσπάθεια για την ερμηνεία των μηχανισμών της επαγόμενης σεισμικότητας παραμένει δύσκολο, ακόμη και σήμερα, να προβλεφθεί η πιθανή εμφάνιση, η έκταση και η ένταση της επαγόμενης σεισμικότητας ενός μελλοντικού φράγματος. Το αίτιο της ύπαρξης αυτού του προβλήματος υπόκειται στην δυσκολία της ακριβούς χαρτογράφησης ενός μεγάλου όγκου πετρώματος κάτω και γύρω από τον ταμιευτήρα, ιδίως σε σχέση με βασικές παραμέτρους, όπως η επί τόπου κατανομή των τάσεων, το πρωτογενές ή δευτερογενές πορώδες και η διαπερατότητα. Από τεχνική άποψη, στατιστικές μελέτες σε παλαιότερες περιπτώσεις μπορεί να προβούν χρήσιμες για την εκτίμηση μελλοντικών ταμιευτήρων. Υπό αυτή την έννοια, συμπληρωμένες μελέτες προηγούμενων περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας σε όλον τον κόσμο, μαζί με την χρονική, χωρική και γεωτεκτονική κατανομή τους, θα μπορούσαν να συνεισφέρουν σε ασφαλέστερη εκτίμηση μελλοντικών επιπτώσεων σε φράγματα υπό κατασκευή.

Με βάση τα παραπάνω και λόγω της εμφάνισης του φαινομένου της επαγόμενης σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο με την εκδήλωση του επαγόμενου σεισμού μεγέθους M=6.1 στην περίπτωση του φράγματος των Κρεμαστών, η οποία έχει μελετηθεί διεξοδικά από πολλούς ερευνητές, μου ανατέθηκε η εκπόνηση της παρούσας διδακτορικής διατριβής με στόχο την λεπτομερή διερεύνηση της απόκρισης των επί μέρους ταμιευτήρων οι οποίοι εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο υπό την επίβλεψη και κατασκευή της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού.

Με στόχο αυτή την διερεύνηση αξιολογήθηκε το σύνολο των ταμιευτήρων της Ελλάδας ως προς την πιθανή ύπαρξη μεταβολής της σεισμικότητας λόγω της αρχικής πλήρωσης και δόθηκε περαιτέρω έμφαση στην διεξοδική διερεύνηση τεσσάρων ταμιευτήρων οι οποίοι εμφάνιζαν ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Οι ταμιευτήρες οι οποίοι επιλέχτηκαν για λεπτομερή διερεύνηση, με χρήση κυρίως στατιστικών μεθόδων και μεθόδων συσχετισμού, είναι ο ταμιευτήρας Πολυφύτου, ο οποίος εδρεύει στον ποταμό Αλιάκμονα και κατέχει την επόμενη θέση σε διαστάσεις και όγκο χωρητικότητας μετά τον ταμιευτήρα του φράγματος των Κρεμαστών, και οι κατάντη αυτού ταμιευτήρες Σφηκιάς και Ασωμάτων, καθώς και ο ταμιευτήρας του φράγματος Πουρναρίου Ι,ΙΙ, ο οποίος εδρεύει στον ποταμό Άραχθο. Τα υπόλοιπα φράγματα αφενός φιλοξενούν πολύ μικρούς ταμιευτήρες, αφετέρου ο πρωταρχικός έλεγχος που πραγματοποιήθηκε, στο στάδιο επιλογής των ταμιευτήρων που παρουσιάζουν ενδιαφέρον για διερεύνηση, δεν εμφάνισε χαρακτηριστικά για περαιτέρω διερεύνηση του φαινομένου της επαγόμενης σεισμικότητας.

<u>Η δομή της διδακτορικής διατριβής συγκροτείται από τα εξής κεφάλαια:</u>

Στο **πρώτο** κεφάλαιο γίνεται γεωλογική μελέτη και σύνθεση γεωλογικών χαρτών καθώς και χαρτών γεωτεκτονικών ζωνών για τις δύο επί μέρους περιοχές μελέτης στις οποίες εδρεύουν οι επιλεγμένοι ταμιευτήρες (Ήπειρο και Δ. Μακεδονία).

Στο **δεύτερο** κεφάλαιο γίνεται αναφορά για το τεκτονικό καθεστώς που δεσπόζει στην κάθε μία από τις περιοχές μελέτης.

Στο **τρίτο** κεφάλαιο αναπτύσσεται όλο το θεωρητικό υπόβαθρο και οι μηχανισμοί που έχουν αναπτυχθεί και έχουν κυριαρχήσει μέχρι σήμερα, στην επαγόμενη σεισμικότητα, στην προσπάθεια των ερευνητών παγκοσμίως να επιλύσουν πλήρως τους μηχανισμούς της επαγόμενης σεισμικότητας.

Στο **τέταρτο** κεφάλαιο συνοψίζονται οι παγκόσμιες περιπτώσεις με αναφορά στην κατηγοριοποίησή τους και σύνθεση παγκόσμιου χάρτη περιπτώσεων ανά κατηγορία, καθώς και οι μέχρι σήμερα αναφορές για τον Ελληνικό χώρο.

Στο **πέμπτο** κεφάλαιο γίνεται αναφορά των φραγμάτων που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο, καθώς και αξιολόγηση αυτών με βάση το μέγεθος του ταμιευτήρα και την πιθανή μεταβολή της σεισμικότητας μετά την πλήρωσή τους.

Στο **έκτο** κεφάλαιο αναπτύσσεται η διερεύνηση και μελέτη της επίδρασης της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου, καθώς και των διακυμάνσεών του στην χρονική διάρκεια λειτουργίας του **1981 έως 2010**.. Η προσέγγιση του προβλήματος πραγματοποιείται με στατιστικές μεθόδους και μεθόδους συσχέτισης. Πραγματοποιήθηκε επαναπροσδιορισμός επικέντρων και επίλυση μηχανισμού γένεσης των δύο μεγαλύτερων σεισμών που έλαβαν χώρα κατά την πλήρωση του ταμιευτήρα και εκτιμήθηκε η πιθανή διέγερση του σεισμού M=4.7 (στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού) από την γένεση του σεισμού M=5.6 (δυτικά του ταμιευτήρα), με υπολογισμό της κατανομής των μεταβολών των τάσεων Coulomb, σεισμικές τομές και υπολογισμό της παραμέτρου b της σχέσης Gutenberg-Richter για τις μετασεισμικές ακολουθίες. Στο τέλος του κεφαλαίου παρατίθενται τα συμπεράσματα.

Στο **έβδομο** κεφάλαιο αναπτύσσεται η διερεύνηση και μελέτη της επίδρασης της αρχικής πλήρωσης των ταμιευτήρων Ασωμάτων και Σφηκιάς καθώς και η διερεύνηση της απόκρισης των ταμιευτήρων στην σεισμικότητα της περιοχής, λόγω των διακυμάνσεων της στάθμης, για όλο το χρονικό διάστημα **1984 έως 2010.** Η προσέγγιση του προβλήματος πραγματοποιείται με στατιστικές μεθόδους, μεθόδους συσχέτισης. Επιπλέον πραγματοποιήθηκε επαναπροσδιορισμός των επικέντρων, επίλυση μηχανισμών γένεσης, σεισμικές τομές και υπολογισμός της παραμέτρου b. Στο τέλος του κεφαλαίου παρατίθενται τα συμπεράσματα.

Στο **όγδοο κεφάλαιο** συνοψίζονται τα αποτελέσματα καθώς και τα εξαγόμενα συμπεράσματα για το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης και λειτουργίας των ταμιευτήρων στον Ελληνικό χώρο.

Ολοκληρώνοντας την διδακτορική αυτή διατριβή αισθάνομαι την υποχρέωση να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου σε όλους όσους μου συμπαραστάθηκαν και με βοήθησαν στην διεκπεραίωση αυτής. Ένα μεγάλο και θερμό ευχαριστώ από βάθος ψυχής οφείλω, για όλη την υπόλοιπη επιστημονική πορεία της ζωής μου, στον

αξιότιμο Καθηγητή Κωνσταντίνο Μακρόπουλο, Καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, για την αμέριστη εμπιστοσύνη που μου έδειξε στην ανάθεση της διδακτορικής αυτής διατριβής.

Βαθύτατες και θερμές ευχαριστίες οφείλω στην επιβλέπουσα της διδακτορικής αυτής διατριβής Αναπλ. Καθηγήτρια Σεισμολογίας Βίκυ Κουσκουνά-Τσιμπιδάρου του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας, για τις πολύωρες συζητήσεις που είχαμε καθ' όλη την διάρκεια της διατριβής, για την αμέριστη επιστημονική καθοδήγησή της αλλά και για την ουσιαστική συμβολή της στο τελικό αποτέλεσμα.

Βαθύτατες ευχαριστίες και ευγνωμοσύνη στον Δρ. Γεώργιο Δρακάτο, διευθυντή ερευνών του ΓΙ-ΕΑΑ, για την αμέριστη συμπαράσταση και καθοδήγησή του καθώς και την ουσιαστική βοήθεια που παρείχε στην ανεύρεση δεδομένων, προκειμένου να ολοκληρωθεί η παρούσα διδακτορική διατριβή.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή Γεωφυσικής Ευάγγελο Λάγιο Διευθυντή του Τομέα Γεωφυσικής –Γεωθερμίας, για την συνεχή συμπαράστασή και στήριξή του σε δύσκολες περιόδους κατά την διάρκεια της παρούσας διατριβής.

Ένα θερμότατο ευχαριστώ από βάθος ψυχής στον Καθηγητή Γεωφυσικής Ταξιάρχη Παπαδόπουλο του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας για την ενθάρρυνσή του και για τις χρήσιμες συμβουλές του.

Ένα μεγάλο και θερμό ευχαριστώ στον Καθηγητή Γεωλογίας Ευθύμιο Λέκκα του Τομέα Δυναμικής Γεωλογίας για τις χρήσιμες συμβουλές και συζητήσεις, όσο και για τις σωστές υποδείξεις του στα θέματα της Γεωλογίας των περιοχών μελέτης.

Στον Αναπλ. Καθηγητή Σεισμολογίας Νικόλαο Βούλγαρη του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας οφείλω ένα θερμό ευχαριστώ για την συνεχή βοήθεια και τις εύστοχες επισημάνσεις του, καθώς και για την ηθική συμπαράστασή του.

Ευγνωμοσύνη και πολλές ευχαριστίες από βάθους ψυχής στον Καθηγητή Γεωλογίας Σπυρίδωνα Παυλίδη του ΑΠΘ, για το συνεχές ενδιαφέρον που μου έδειξε και τις πολύτιμες συμβουλές του στην γεωλογία και τεκτονική της Δ. Μακεδονίας, καθώς και στον Δρ. Φαίδωνα Μαρνέλη, Γεωλόγο της ΔΕΠ, για τις πολύτιμες πληροφορίες του σχετικά με θέματα που άπτονται της Γεωλογίας Ηπείρου. Θερμές ευχαριστίες από βάθους ψυχής σε όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας για την αμέριστη συμπαράστασή τους στη διεκπεραίωση της διδακτορικής αυτής διατριβής, καθώς και στον αγαπητό φίλο και συνάδελφο Δρ. Χαράλαμπο Κράνη του Τομέα Δυναμικής Γεωλογίας.

Ιδιαίτερες θερμές ευχαριστίες στον αγαπητό φίλο και συνάδελφο του ΕΜΠ Δρ. Δημήτριο Παπακωνσταντίνου για την πολύτιμη και ουσιαστική βοήθειά του στην επεξεργασία των δορυφορικών Dem που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή, προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα προβολής των επικέντρων στους σεισμολογικούς χάρτες που εκπονήθηκαν.

Βαθύτατες ευχαριστίες από καρδίας στον αγαπητό φίλο Δρ. Κωνσταντίνο Δημητρόπουλο, Γεωφυσικό της ΔΕΠ, για την ουσιαστική συμπαράστασή του η οποία διετέλεσε ουσιαστικά στην ολοκλήρωση της διδακτορικής αυτής διατριβής.

Τελειώνοντας, ένα μεγάλο και θερμό ευχαριστώ σε όλο το δυναμικό της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού για την εμπιστοσύνη που μου έδειξαν προσφέροντάς μου απλόχερα τα δεδομένα που χρειάστηκα για την υλοποίηση της παρούσας διατριβής.

Την αμέριστη ευγνωμοσύνη μου στους αξιαγάπητους γονείς μου για την ηθική και αστείρευτη υποστήριξή τους στην προσπάθεια αυτή, καθώς και στα παιδιά μου Χριστίνα-Γεωργία και Αντώνη που σεβάστηκαν και αποδέχτηκαν με υπομονή τον κυριολεκτικά ανύπαρκτο χρόνο που είχα να τους προσφέρω κατά την διάρκεια της συγγραφής της διδακτορικής αυτής διατριβής. Χωρίς την ενθάρρυνσή τους και την συμπαράστασή τους θα ήταν πολύ δυσκολότερη η ολοκλήρωσή της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Γεωλογία περιοχών μελέτης

1.1 Γενικά

Ο Ελλαδικός χώρος αποτελεί τμήμα της Νεοευρώπης, από πλευράς ηλικίας και τεκτονισμού, και αποτελείται, σχεδόν στο σύνολό του, από τις Ελληνίδες οροσειρές οι οποίες αποτελούν τμήμα του Νότιου κλάδου του Αλπικού ορογενούς και είναι αποτέλεσμα της σύγκρουσης μιας προεκβολής της Ευρασιατικής πλάκας (Mountrakis 1986, Doutsos et al. 1993) με την Απούλια πλάκα (Dewey et al., 1973). Οι Ελληνίδες οροσειρές είναι Αλπικής ηλικίας και έχουν σχηματιστεί από την πτύχωση των σχηματισμών που αποτέθηκαν μέσα στο χώρο του αλπικού γεωσυγκλίνου, δηλαδή στο χώρο της Μεσοτηθύος, κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού και Παλαιογενούς αιώνα. Τα παλιά ιζήματα-πετρώματα τα οποία προυπήρχαν στο Αλπικό γεωσύγκλινο και των οποίων η απόθεση έλαβε χώρα πριν το Τριαδικό χαρακτηρίζονται ως προαλπικά. Στον Αλπικό χώρο, και κατά συνέπεια και στον Ελλαδικό, απαντώνται πετρώματα τα οποία έχουν σχηματιστεί μετά την τελευταία φάση της αλπικής ορογένεσης και χαρακτηρίζονται ως μεταλπικά.

Το Αλπικό Ορογενές διαχωρίστηκε, με βάση την παραμόρφωση, τη μεταμόρφωση, τα πετρολογικά και πετρογραφικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων, σε Εσωτερικές και Εξωτερικές Ζώνες (Philippson 1898, Renz 1940, Brunn 1956, Aubouin 1959, Μουντράκης 1983, Παπανικολάου 1986, Κατσικάτσιος 1992, Δούτσος 2002).

Η σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών που συνιστούν τις Εσωτερικές Ελληνίδες είναι μεταμορφωμένα πετρώματα Κρητιδικής έως Παλαιοκαινικής ηλικίας, τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και πίεσης. Αντίθετα οι Εξωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται κυρίως από ακολουθίες νηριτικών και πελαγικών ιζηματογενών πετρωμάτων, που αποτέθηκαν κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού έως το Τριτογενές.

Η παλαιογεωγραφική οργάνωση των Ελληνίδων και η πιθανή σχέση μεταξύ του προαλπικού υποβάθρου και των αλπικών καλυμμάτων επέτρεψε την ανάλυση των Ελληνίδων σε τεκτονο-στρωματογραφικά πεδία (Papanikolaou 1989a, 1997, Ραπανικολάου 2007), τα οποία απεικονίζονται στο χάρτη της εικόνας 1.1 και είναι τα ακόλουθα:

Η1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων, Η2: Ωκεανός Πίνδου-Κυκλάδων,
Η3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων Η4: Ωκεανός Vardar-Αξιού, Η5: Πάικο και Αυτόχθονο Λέσβου, Η6: Περιροδοπική ζώνη και αλλόχθονο Λέσβου, Η7: Μάζα Ροδόπης (Ενότητα Παγγαίου – Αυτόχθονο Ροδόπης), Η8: Οφιόλιθοι Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης και Η9: Ενότητες Σιδηρόνερου, Κερδυλίων και Βερτίσκου (Αλλόχθονο Ροδόπης).



Εικόνα 1.1: Χάρτης της γεωγραφικής εξάπλωσης των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1997).

Οι περιοχές μελέτης της παρούσας διατριβής, είναι οι ευρύτερες περιοχές των ταμιευτήρων των ΥΗΕ-Πουρναρίου και Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων οι οποίοι εδρεύουν στις περιοχές Ηπείρου (Εξωτερικές Ελληνίδες) και Δυτικής Μακεδονίας (Εσωτερικές Ελληνίδες) αντίστοιχα (εικόνα 1.1).



Εικόνα 1.1: Χάρτης με τις υπό μελέτη περιοχές 1: Περιοχή ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων 2: Περιοχή ΥΗΕ-Πουρναρίου Ι, ΙΙ

1.2. Μεθοδολογία

Προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση της πλήρωσης των ταμιευτήρων στην σεισμικότητα των επιμέρους ευρύτερων περιοχών δημιουργήθηκε με την εργαλειοθήκη των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, περιοχή η οποία εκτείνεται 50Km περιμετρικά των ταμιευτήρων. Το προβολικό σύστημα που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων είναι το GCS_WGS_1984.

Για την μελέτη και παρουσίαση των γεωλογικών σχηματισμών που δομούν τις επιμέρους περιοχές, καθώς και των λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων (ζωνών)

χρησιμοποιήθηκε ο γεωλογικός χάρτης Ελλάδος του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε), κλίμακας 1:1.000.000 καθώς και επί οι μέρους γεωλογικοί χάρτες του ΙΓΜΕ και του ΙΓΕΥ κλίμακας 1:50.000. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν τα φύλλα των χαρτών: φύλλο «Βόννη» (έκδοση 1985), «Βέροια» (1982), «Λιβαδιόν» (1988), «Κνίδη» (1993), «Γρεβενά» (1972), «Κοζάνη» (1980), «Σιάτιστα» (1982), «Πύργοι» (1982), «Έδεσσα» (1984), «Βελβενδός» (1982), «Λιβαδερόν» (έκδοσης 1980), «Κατερίνη» (1986), «Πλατύ» (1986), «Αλεξάνδρεια» (1985), «Άργος Ορεστικόν» (1971), «Παναγιά» (1980), «Αγιόφυλλον» (1979), «Δεσκάτη» (1987), «Ελασσών» (1987), «Ραψάνη» (1987), «Κονταριώτισσα -Λιτόχωρο» (1985), «Άρτα» (1969), «Πέτα» (1966), «Ραπτόπουλον» (1970), «Καναλάκιον» (1967), «Παραμυθιά» (1987).

Η αναλογική και ψηφιακή επεξεργασία των γεωλογικών χαρτών είχε ως αποτέλεσμα τη σύνθεση των ψηφιακών γεωλογικών χαρτών και των λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων (γεωτεκτονικών ζωνών) των επί μέρους περιοχών μελέτης.

Οι χρωματικοί συμβολισμοί των γεωλογικών σχηματισμών αντιστοιχούν σε γεωλογικές χρονικές περιόδους και επιλέχθηκαν σύμφωνα με το χρωματικό κώδικα CCGM (Commission de la Carte Geologique du Monde) – CGMW (Commission for the Geological map of the world). Οι γραφικοί συμβολισμοί επιλέχθηκαν με βάση τους συμβολισμούς των γεωλογικών χαρτών του IFME και του USGS (United States Geological Survey).

Τα πετρώματα που δομούν τις περιοχές μελέτης, σύμφωνα με την σύνθεση των ψηφιακών γεωλογικών χαρτών, αναλύονται στην επόμενη ενότητα.

1.3 Γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής Ηπείρου, στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας του ΥΗΕ Πουρναρίου, δομείται στην μεγαλύτερη έκτασή του από αλπικά πετρώματα της Ιόνιας ή Αδριατικοϊόνιας λιθοστρωματογραφικής ζώνης. Εκτός από τους σχηματισμούς του υποβάθρου της Ιόνιας ζώνης στα δεξιότερα τμήματα της περιοχής μελέτης έχουμε δόμηση από πετρώματα τα οποία ανήκουν στους αλπικούς σχηματισμούς των γεωτεκτονικών ζωνών Γαβρόβου – Τρίπολης και Πίνδου (εικόνα 1.2).

Όπως προαναφέρθηκε, τα πετρώματα των γεωτεκτονικών ζωνών (λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων) που δομούν την περιοχή μελέτης ανήκουν στις εξωτερικές Ελληνίδες, αποτελούμενα κυρίως από ακολουθίες νηριτικών και πελαγικών ιζηματογενών πετρωμάτων, που αποτέθηκαν κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού έως το Τριτογενές.

Πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς έχουμε σε ασυμφωνία τους μεταλπικούς σχηματισμούς στους οποίους περιλαμβάνονται οι μολασσικές αποθέσεις του Μειόκαινου, τις Πλειο-Πλειστοκαινικές λιμναίες, θαλάσσιες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις και τέλος τις νεότερες αποθέσεις του Ολόκαινου, όπως σύγχρονες ποτάμιες αποθέσεις και κώνοι κορημάτων (εικόνα 1.3).



Εικόνα 1.2: Χάρτης αλπικών ζωνών και μεταλπικών σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου



Εικόνα 1.3: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου.

Επόμενη σελίδα: Υπόμνημα γεωλογικού χάρτη περιοχής ΥΗΕ-Πουρναρίου.

ΥΠΟΜΝΗΜΑ Πόλεις ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΓΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ ΟΛΟΚΑΙΝΟ Ποταμοχειμμάριες και παράκτιες αποθέσεις Κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ Παλαιοί κώνοι κορημάτων Αιθώνες Θαλάσσιες αποθέσεις (μάργες, ψαμμίτες, θαλάσσιες αναβαθμίδες) ΝΕΟΓΕΝΕΣ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ Θαλάσσιες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις Λιμναίες αποθέσεις με λιγνίτες Υ΄, Τόφφοι ΜΕΣΟ - ΑΝΩΤΕΡΟ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ Θαλάσσιες αποθέσεις (μάργες, ψαμμίτες, πηλοί) ΜΟΛΑΣΣΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ ΜΟΛΑΣΣΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ Κυανές μάργες ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ Κυανές μάργες ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΜΟΙΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ ΜΟΙΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ Φλύσχης ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ - ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ Φλύσχης ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ - ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ	ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΡΙΑΔΙΚΟ - ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΤΡΙΑΔΙΚΟ Ασβεστολιθικά λατυποπαγή Εβαπορίτες ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ - ΤΡΙΠΟΛΗΣ ΗΔΚΑΙΝΟ - ΟΛΙΓΟΚΑΙΝΟ Φλύσχης ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ - ΜΕΣΟ ΗΩΚΑΙΝΟ Ασβεστόλιθοι ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ Ασβεστόλιθοι με Ιππουρίτες ΖΩΝΗ ΠΙΝΔΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ Φλύσχης Πελαγικοί ασβεστόλιθοι ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ Φλύσχης Πελαγικοί ασβεστόλιθοι ΑΝΩΤΕΡΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Πελαγικοί ασβεστόλιθοι ΑΝΩΤΕΡΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Τριώτος φλύσχης Πελαγικοί ασβεστόλιθοι ΑΝΩΤΕΡΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Τριώτος φλύσχης Τριώτος φλύσχης Τριώτος φλύσχης Αυδεστόλιθοι και κερατόλιθοι Ανητερο ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Ανηθεστολιθοι και κερατόλιθοι ΚΟΥΡΑΣΙΚΟ Ασβεστόλιθοι και κερατόλιθοι
ΑΝΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ Φλύσχης ΠΑΛΑΙΟΚΑΙΝΟ - ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΗΩΚΑΙΝΟ Ασβεστόλιθοι ΣΕΝΩΝΙΟ	Οφιόλιθοι Επώθηση
Ασβεστόλιθοι ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ - ΣΕΝΩΝΙΟ Ασβεστόλιθοι με silex και αργιλικοί σχιστόλιθοι ΜΕΣΟ ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ Αmmonitico Rossso, ασβεστόλιθοι, ή πυριτόλιθοι με Posidonia	

1.3.1 Αλπικοί σχηματισμοί

Οι αλπικοί σχηματισμοί εντάσσονται σε τρείς λιθοστρωματογραφικές ενότητες. Οι ενότητες αυτές, από τις εσωτερικότερες προς τις εξωτερικότερες, έχουν ως ακολούθως.

Ζώνη Ωλονού - Πίνδου

Η γεωτεκτονική ζώνη της Πίνδου αποτελεί την εσωτερικότερη ενότητα στην περιοχή μελέτης. Η ζώνη αυτή διακρίθηκε για πρώτη φορά από το Philippson (1898). Η ονομασία της δόθηκε από το βουνό Ωλονός της Πελοποννήσου και την οροσειρά της Πίνδου, όπου γίνεται και η κύρια ανάπτυξη της ζώνης, ενώ ο Aubouin (1959) την αναφέρει ως ζώνη της Πίνδου.

Τα αλπικά πετρώματα που δομούν την ζώνη αυτή βρίσκονται επωθημένα προς τα Δυτικά πάνω στα αλπικά πετρώματα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης, υπό μορφή ενός τεράστιου τεκτονικού καλύμματος, το οποίο βορειότερα, έχει προελάσει ακόμα δυτικότερα φτάνοντας στην Ιόνια ζώνη. Οι σχηματισμοί εμφανίζονται έντονα πτυχωμένοι και λεπιωμένοι λόγω της πλαστικότητας που τους χαρακτηρίζει (Κατσιάβρας, 1988).

Τα πρώτα Αλπικά ιζήματα, ηλικίας Μέσου – Άνω Τριαδικού, συνιστούν μια κλαστική ιζηματογένεση η οποία εξελίσσεται σε ασβεστιτικούς τουρβιδίτες Καρνίου, ασβεστόλιθους με παρεμβολές κερατολίθων και ηφαιστειοϊζηματογενή υλικά. Από πάνω βρίσκεται η γνωστή στην Ελληνική βιβλιογραφία «σχιστοκερατολιθική διάπλαση» ηλικίας Ιουρασικού (Savoyat & Lalechos, 1972), η οποία εξελίσσεται σε μια σειρά ρυθμικών εναλλαγών από περλίτες, ψαμμίτες, μάργες, πελαγικούς και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους ηλικίας Κάτω-Κρητιδικού, γνωστή με το όνομα «πρώτος φλύσχης της Πίνδου».

Πάνω από τον πρώτο φλύσχη βρίσκονται οι πελαγικού χαρακτήρα ασβεστόλιθοι ηλικίας Μέσου – Άνω Κρητιδικού. Στα τέλη του Άνω-Κρητιδικού (Μαιστρίχτιο-Δάνιο) η ιζηματογένεση τροποποιείται με χαρακτήρα περισσότερο ασβεστομαργαϊκό μεταβατικό προς φλύσχη. Η λιθοστρωματογραφική εξέλιξη ολοκληρώνεται με την παρουσία του δεύτερου φλύσχη, ηλικίας Ηωκαίνου, ο οποίος εμφανίζεται με εναλλαγές ψαμμιτών και μαργών και σπανιότερα κροκαλοπαγών και ασβεστόλιθων. Είναι γνωστός ως δεύτερος φλύσχης της Πίνδου και θεωρείται ο πιο αντιπροσωπευτικός φλύσχης του Ελληνικού χώρου.

Συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη της ζώνης Ωλονού-Πίνδου παρουσιάζεται στην εικόνα 1.4 που ακολουθεί.



Εικόνα 1.4: Αντιπροσωπευτική σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της ζώνης Ωλονού-Πίνδου. 1: δολομίτες, 2: πλακώδεις ασβεστόλιθοι, 3: αργιλοψαμμίτες, 4: ιφαιστειοιζηματογενή υλικά, 5: κερατόλιθοι, 6: ασβεστόλιθοι με πυριτικές ενστρώσεις, 7: λατυποπαγή, 8: ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι, 9: σχηματισμός φλύσχη, Τριτογενούς (Μουντράκης, 2010).

Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης

Η ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης αποτελεί την ενδιάμεση ενότητα μεταξύ Ιονίου και Πίνδου και εμφανίζεται στα Νοτιοδυτικά της περιοχής μελέτης. Οι σύγχρονες αντιλήψεις της παγκόσμιας τεκτονικής θεωρούν ότι η ζώνη αυτή αντιπροσωπεύει τμήμα της παλιάς αλπικής ηπειρωτικής πλατφόρμας (Απούλια πλάκα) με νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση.

Η ιζηματογένεση αυτής της λιθοστρωματογραφικής ενότητας ξεκίνησε κατά το Άνω Τριαδικό με δολομίτες και συνεχίστηκε μέχρι το Άνω Ηώκαινο με συνεχή εναπόθεση νηρητικών ασβεστολίθων πάνω από τους οποίους βρίσκεται ο μαργαϊκοψαμμιτικός σχηματισμός φλύσχη με πολλές μεγάλου πάχους ενστρώσεις κροκαλοπαγών οι οποίες το διαφοροποιούν από τις άλλες ζώνες (εικόνα 1.5).



Εικόνα 1.5: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης. 1: σερικιτικοί σχιστόλιθοι, 2: φυλλίτες, 3: χαλαζίτες, 4: ασβεστολιθικές ενστρώσεις, 5: δολομίτες, 6: μαύροι ασβεστόλιθοι, 7: λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, 8: βωξιτική εμφάνιση 9: φλύσχης (Μουντράκης, 2010).

Ιόνια ή Αδριατικοϊόνια ζώνη

Η γεωτεκτονική ζώνη της Ιονίου αποτελεί την εξωτερικότερη ενότητα στην περιοχή μελέτης, συγκροτείται αποκλειστικά από αλπικά ιζηματογενή πετρώματα και εμφανίζεται στην περιοχή του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου, προεκτεινόμενη δυτικά, καλύπτοντας το μεγαλύτερο ποσοστό του γεωλογικού υποβάθρου της περιοχής.



Εικόνα 1.6: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της Αδριατικοιόνιας ζώνης. 1: γύψος, 2: μαύροι ασβεστόλιθοι, 3: δολομίτες, 4: ασβεστόλιθοι νηριτικοί «Παντοκράτορα» 5: ασβεστόλιθοι του Ammonitiko rosso, 6: σχιστόλιθοι με Posidonomyes, 7: κερατόλιθοι, 8: ασβεστόλιθοι πελαγικοί «Βίγλας» 9: ασβεστόλιθοι ημι-πελαγικοί Ηωκαίνου, 10: φλύσχης (Μουντράκης, 2010).

Η βάση αυτής της ζώνης αποτελείται από εβαπορίτες (αποθέσεις γύψου και άλατος), Περμοτριαδικής ηλικίας, με πάχος που υπολογίστηκε με γεωτρήσεις περίπου στα 1500m. Πάνω στους εβαπορίτες βρίσκεται η σειρά των νηριτικών ασβεστολίθων του Άνω Τριαδικού και στην συνέχεια η σειρά των νηριτικών ασβεστολίθων του Κάτω Ιουρασικού γνωστοί ως «ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα». Κατά το Άνω Ιουρασικό έχουμε σχηματισμούς ημιπελαγονικής ιζηματογένεσης λόγω της βύθισης του χώρου ιζηματογένεσης με κανονικά ρήγματα. Η περίοδος αυτή σηματοδοτείται από την απόθεση δύο σειρών ανθρακικών ιζημάτων των «ασβεστολίθων Λούρου» και των «ασβεστολίθων Σινιών», ηλικίας Άνω Λιασίου. Οι σειρές αυτές θεωρούνται ισοδύναμες, συνήλικες, με πιθανές πλευρικές μεταβάσεις (Karakitsos, 1988, 1989). Κατά το Άνω Ιουρασικό γίνεται γενική βύθιση της Ιονίου λεκάνης και ομογενοποίηση των συνθηκών ιζηματογένεσης με αποτέλεσμα την έναρξη απόθεσης πελαγικών ασβεστολίθων με κερατολιθικές ενστρώσεις η οποία σταμάτησε κατά το Άνω Ηώκαινο.

Πάνω από τους πελαγικούς ασβεστολίθους εμφανίζεται ο σχηματισμός του φλύσχη ηλικίας Άνω Ηωκαίνου έως Κάτω Μειοκαίνου. Πρόκειται για τυπικότατο φλύσχη αποτελούμενο από εναλλαγές οριζόντιων ασβεστόλιθων και κλαστικού υλικού, όπου οι πρώτοι βαθμιαία ελαττώνονται, ενώ το δεύτερο προοδευτικά αυξάνεται, έως ότου κυριαρχήσει η κλαστική ιζηματογένεση. Η κλίση των στρωμάτων εμφανίζεται από 30° – 50° ενώ η διεύθυνση κλίσης είναι ανατολική. Στη θέση κατασκευής του φράγματος έχουμε βραχώδες ψαμμιτικό υπόβαθρο.

1.3.2 Μεταλπικοί σχηματισμοί

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί της περιοχής, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους, αποτελούνται από κυανές μάργες ηλικίας Μειοκαίνου και θαλάσσιες αποθέσεις αποτελούμενες από μάργες, ψαμμίτες και πηλούς ηλικίας Μέσου – Ανωτέρου Μειοκαίνου. Επίσης απαντούν τόφφοι, λιμναίες αποθέσεις με λιγνίτες, θαλάσσιες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας Πλειοκαίνου.

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί ηλικίας Πλειστοκαίνου αποτελούνται από θαλάσσιες αποθέσεις μαργών, ψαμμιτών και θαλάσσιων αναβαθμίδων, λιθώνες καθώς και παλαιούς κώνους κορημάτων.

Κατά το Ολόκαινο έχουμε ποταμοχειμάρριες και παράκτιες αποθέσεις καθώς και κώνους κορημάτων και πλευρικά κορήματα.

1.4 Γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων

Η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας, στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων, δομείται κυρίως από πετρώματα της Πελαγονικής γεωτεκτονικής (λιθοστρωματογραφικής) ζώνης. Το υπόβαθρο της περιοχής αποτελείται από αλπικά και προαλπικά πετρώματα ηλικίας Παλαιοζωικού, Μεσοζωικού και Τριτογενούς. Πάνω από τους σχηματισμούς του υποβάθρου βρίσκονται ασύμφωνα οι μεταλπικοί σχηματισμοί στους οποίους περιλαμβάνονται τα μολασσικά ιζήματα της Μεσο-Ελληνικής αύλακας και οι Πλειο – Πλειστοκαινικές χερσαίες αποθέσεις των λεκανών Κοζάνης-Σερβίων και Γρεβενών. Πάνω από αυτούς τους σχηματισμούς βρίσκονται νεότερες αποθέσεις, όπως σύγχρονες ποτάμιες αποθέσεις και κώνοι κορημάτων.

Εκτός από τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, την περιοχή μελέτης δομούν πετρώματα αλπικών σχηματισμών οι οποίοι ανήκουν -από τις εσωτερικότερες προς τις εξωτερικότερες- στις παρακάτω γεωτεκτονικές ενότητες (ζώνες), όπως παρατηρείται και στο χάρτη των γεωτεκτονικών ζωνών (λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων) της εικόνας 1.7.

i) Ζώνη Αξιού

- ii) Πελαγονική ζώνη
- iii) Ενότητα Κρανιάς Ελασσόνας
- iv) Ενότητα Ολύμπου Όσσας
- **v)** Ενότητα Αμπελακίων
- **vi)** Ζώνη Πίνδου



Εικόνα 1.7: Χάρτης γεωτεκτονικών ζωνών της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων.



Εικόνα 1.8: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων.

Επόμενη σελίδα: Υπόμνημα του γεωλογικού χάρτη της εικόνας 1.8.



Σύμφωνα με το υπόμνημα του γεωλογικού χάρτη της περιοχής (εικόνα 1.8) στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολυφύτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων, οι σχηματισμοί που εμφανίζονται από τα παλαιότερα στρώματα προς τα νεώτερα και από τις εσωτερικότερες προς τις εξωτερικότερες γεωτεκτονικές ζώνες είναι οι κάτωθι.

1.4.1 Προαλπικοί σχηματισμοί

Οι προαλπικοί σχηματισμοί αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής, ανήκουν στην Πελαγονική ζώνη και αποτελούνται από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα Παλαιοζωικής ηλικίας ή και παλαιότερης (Προκάμβριο) (Katsikatsos et al. 1982, Doutsos 1980). Τα πετρώματα αυτά παρουσιάζουν διεισδύσεις πλουτώνιων σχηματισμών κατά το Άνω Λιθανθρακοφόρο οι οποίοι εμφανίζονται γνευσιωμένοι λόγω πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης κατά το Άνω Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό (Δάβη και Μιγκίρος, 1981). Οι πλουτώνιες διεισδύσεις είναι κυρίως βασικά αλλά και όξινα πετρώματα. Τα όξινα πετρώματα περιέχουν γρανίτη, ο οποίος απαντά μόνο στη σειρά των γνευσίων, χαλαζιακό διορίτη και χαλαζιακό μονζονίτη που εμφανίζεται κυρίως στον ορίζοντα των μαρμαρυγιακών σχιστολίθων (Katerinopoulos et al., 1994). Τα βασικά πετρώματα διακρίνονται σε μεταμορφωμένα πλουτώνια πετρώματα τα οποία απαντώνται στον ανώτερο ορίζοντα του κρυσταλλοσχιστώδους, αλλά και σε βασικά υπερβασικά τα οποία αποτελούνται από σερπεντινίτες.

1.4.2 Αλπικοί Σχηματισμοί

Οι αλπικοί σχηματισμοί της περιοχής μελέτης, όπως προαναφέρθηκε, εντάσσονται σε έξη διαδοχικές λιθοστρωματογραφικές ενότητες (ζώνες).

Ζώνη Αξιού

Πρόκειται για σχηματισμούς σε διεύθυνση BBΔ-NNA πλάτους 30-70Km, μεταξύ της μάζας της Ροδόπης προς τα Ανατολικά και της Πελαγονικής προς τα Δυτικά. Η έκταση της ζώνης αρχίζει από την περιοχή των Σκοπίων και επεκτείνεται μέχρι το Θερμαϊκό κόλπο.

Σύμφωνα με τις απόψεις του πρώτου ερευνητή της ζώνης Αξιού, Osswald (1938) ο χώρος λειτούργησε κατά το Μεσοζωικό ως γεωσύγκλινο που διαμορφώθηκε στο Περμοτριαδικό. Βασικό χαρακτηριστικό της ζώνης είναι η παρουσία μεγάλων οφειολιθικών μαζών, οι οποίες καθορίζουν με την παρουσία τους την γεωτεκτονική θέση της ζώνης Αξιού ως παλιό ωκεάνιο χώρο με ωκεάνιο φλοιό και ιζήματα βαθιάς θάλασσας.

Ο Mercier (1966) διαφοροποίησε τους σχηματισμούς της ζώνης Αξιού σε τρεις επιμέρους ζώνες σύμφωνα με στρωματογραφικά, τεκτονικά και παλαιογεωγραφικά κριτήρια. Οι τρεις ενότητες (υποζώνες) ονομάστηκαν «Αύλακα Παιονίας», «Ύβωμα

Πάικου» και «Αύλακα Αλμωπίας». Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται σχηματισμοί των ενοτήτων Πάικου και Αλμωπίας στα βορειοανατολικά της ευρύτερης υπό μελέτη περιοχής.

Πελαγονική ζώνη

Τα αλπικά πετρώματα που δομούν την ζώνη αυτή βρίσκονται πάνω από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα που ήδη αναφέρθηκαν ως το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής (προαλπικά πετρώματα) και διακρίνονται από τα παλαιότερα προς τα νεότερα σε δύο μεγάλες κατηγορίες:

i) Μεταμορφωμένοι και ημι-μεταμορφωμένοι σχηματισμοί ηλικίας Κατώτερου Τριαδικού, οι οποίοι υπέρκεινται επικλυσιγενώς του Παλαιοζωικού κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου (Katsikatsos et al. 1986, Τσαγκαλίδης 1990, Migiros et al. 2011). Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται από εναλλαγές σχιστολίθων, ψαμμιτών, φυλλιτών και χαλαζιτών με ενστρώσεις ερυθρών ασβεστολίθων μικρού πάχους και διεισδύσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων.

ii) Σχηματισμοί κρυσταλλικών ασβεστολίθων και μάρμαρα ηλικίας Μέσου Τριαδικού έως Ιουρασικού και στην συνέχεια επικλυσιγενή ιζήματα ηλικίας Μέσου-Άνω Κρητιδικού, τα οποία περιλαμβάνουν μικρολατυποπαγείς και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (Κίλιας και Μουντράκης, 1989).





Οι ενότητες που ακολουθούν αποτελούν τεκτονικά παράθυρα μέσα στο χώρο της Πελαγονικής Ζώνης.

Ενότητα Κρανιάς - Ελασσόνας

Πρόκειται για ανθρακικούς σχηματιμούς οι οποίοι αποτελούν, μαζί με τα τεκτονικά παράθυρα Ολύμπου, Όσσα και Ριζωμάτων, την αυτόχθονη ανθρακική πλατφόρμα της Απούλιας πλάκας και αντιπροσωπεύουν τμήματα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης ή ακόμη και της ζώνης Παρνασού-Γκιώνας.

Ενότητα Αμπελακίων

Πρόκειται για μια επιμήκη σειρά πετρωμάτων με πλούσια παρουσία γλαυκοφανή τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT). Η μεταμόρφωση HP/LT έλαβε χώρα κατά το Ηώκαινο. Η προέλευση και η ηλικία των αρχικών πετρωμάτων δεν έχει ακόμη διευκρινιστεί.

Ενότητα Ολύμπου - Όσσας

Η ενότητα αυτή, δομείται από σχηματισμούς αυτόχθονων ανθρακικών σειρών, μεγάλου πάχους, οι οποίοι έχουν χαρακτήρα που μοιάζει με τις Εξωτερικές Ελληνίδες (Godfriaux, 1968). Η απουσία πετρωμάτων ηλικίας Ιουρασικού καθώς και σχηματισμοί Κρητιδικού σε ασυμφωνία πάνω από τους σχηματισμούς του Τριαδικού οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η ανθρακική σειρά Ολύμπου-Όσσας ανήκει στις εσωτερικές Ελληνίδες (Schmitt, 1983).

Ζώνη Πίνδου

Στα Νοτιοδυτικά της περιοχής μελέτης έχουμε την εμφάνιση των Ανωκρητιδικών ασβεστολίθων της ζώνης Πίνδου, όπως παρατηρείται και στο χάρτη γεωτεκτονικών ζωνών της περιοχής (εικόνας 1.7). Πρόκειται για πλακώδεις πελαγικούς ασβεστόλιθους με κονδύλους και ενστρώσεις πυριτόλιθων καθώς και λεπτές ενστρώσεις αργιλικών σχιστόλιθων με μέσο πάχος περίπου 160 μέτρα και ηλικία Τουρώνιο – Μέσο Μαιστρίχτιο (Aubouin, 1959). Κατά θέσεις μέσα σε αυτούς, απαντούν στρώματα λατυποπαγών ασβεστόλιθων με πάχος μέχρι 40 εκατοστά. Οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι αναπτύσσονται σε στρώματα πάχους που κυμαίνεται από 2 μέχρι 20 εκατοστά και κατά στρώσεις το πάχος μπορεί να φτάσει μέχρι τα 30 εκατοστά. Το χρώμα τους ποικίλει, στα κατώτερα μέλη είναι ερυθροί, στα μεσαία γκριζόλευκοι, ενώ στα ανώτερα λευκοί, πρασινωποί. Παρουσιάζουν κελυφοειδή θραύση και κατά στρώσεις είναι μαργαϊκοί. Οι λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι έχουν χρώμα ανοικτότεφρο. Οι πυριτόλιθοι έχουν χρώμα λευκό, ερυθρό και μαύρο, που υπερτερεί στα κατώτερα μέλη (Aubouin 1961, Savoyat & Λαλεχός 1972).

Πάνω από τους Ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους συναντάμε το φλύσχη της λιθοστρωματογραφικής σειράς της ζώνης Πίνδου ηλικίας Κατώτερου Παλαιόκαινου-Ηώκαινου (Aubouin 1959, Μπαθρέλλος 2005). Ο σχηματισμός του φλύσχη στην βάση του παρουσιάζει ψαμμιτικούς πάγκους πάχους έως 4 μέτρα χωρίς παρεμβολές ασβεστόλιθων ή αργιλικών σχιστόλιθων (Κατσιάβρας, 1988). Στη συνέχεια έχουμε εμφάνιση ψαμμιτών με εναλλαγές αργιλικών σχιστόλιθων. Τοπικά εμφανίζονται ενστρώσεις ή και ορίζοντες κροκαλοπαγών, ποικίλων διαστάσεων (Aubouin 1961, Μαυρίδης & Ματαράγκας 1979).

1.4.3 Μεταλπικοί σχηματισμοί

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί της περιοχής μελέτης, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους, αποτελούνται από τα Τριτογενή μολασσικά ιζηματογενή πετρώματα της Μεσσοελληνικής αύλακας, τα νεότερα Νεογενή (Μειοκαινικά και Πλειοκαινικά) ιζηματογενή πετρώματα καθώς και τους Τεταρτογενείς σχηματισμούς και αποθέσεις συνεκτικών και χαλαρών ιζημάτων. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι:

Σχηματισμοί Μεσοελληνικής αύλακας

Τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας εμφανίζονται στο νοτιοδυτικό τμήμα του λιθοστρωματογραφικού χάρτη (εικόνα 1.7) της υπό μελέτη περιοχής. Εμφανίζονται με ποικιλία λιθοφάσεων και οι σχηματισμοί αλλάζουν από τη μία θέση στην άλλη. Από τα παλαιότερα προς τα νεότερα μολασσικά πετρώματα εμφανίζονται ως εξής:

Σχηματισμοί Ριζώματος

Πρόκειται για μάργες ψαμμίτες και οργανογενείς ασβεστόλιθους ηλικίας Μέσου έως Ανώτερου Ηώκαινου. Οι ασβεστόλιθοι εμφανίζονται συμπαγείς και ελαφρώς ψαμμούχοι. Εναλλαγές μαργών και ψαμμιτών ηλικίας Άνω Ηωκαινικής υπέρκεινται των ασβεστολίθων (Savouat & Λαλεχός, 1972).

Σχηματισμοί Κρανιάς

Αποτελεί την βάση των μολασσικών ιζημάτων της Μεσοελληνικής αύλακας με εμφάνιση ελαφρά πτυχωμένη ηλικίας Ανώτερου Ηώκαινου (Brunn 1956, Bizon et al. 1968). Περιλαμβάνουν ψαμμίτες, ψαμμιτικές και κυανές μάργες, κροκαλοπαγή και κροκαλολατυποπαγή με πάχος που κυμαίνεται από 1.5-3Km (Wilson, 1993)
Σειρά Επταχωρίου - Κηπουριού

Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται από κροκαλοπαγή πετρώματα με ψαμμιτικές εναλλαγές και μαργαικές ενστρώσεις Ολιγοκαινικής ηλικίας και επικάθονται πάνω στους σχηματισμούς της Κρανιάς πάχους 400 έως 1.500m.

Σχηματισμοί Πενταλόφου Μετεώρων

Ο σχηματισμός αυτός επικάθεται στο σχηματισμό του Επταχωρίου και αποτελείται στη βάση της από κροκαλοπαγή τα οποία μεταβαίνουν προς τα επάνω σε εναλλαγές ψαμμιτών, αργίλων, ψαμμιτομαργών και κροκαλοπαγών ηλικίας Ανώτερου Ολιγόκαινου έως Κατώτερου Μειόκαινου (Ακουιτάνιου) και συνολικού πάχους 3.000m.

Σχηματισμός Τσοτυλίου

Πρόκειται για σχηματισμό ο οποίος βρίσκεται σε ασυμφωνία με την σειρά Επταχωρίου και Πενταλόφου και κατά θέσεις επικλυσιγενώς πάνω στο Μεσοζωικό υπόβαθρο (Μαυρίδης και Ματαράγκας, 1979). Στη βάση της αποτελείται από κροκαλοπαγή τα οποία μεταβαίνουν σε μάργες, ψαμμίτες, κυρίως λιμναίας φάσης. Το πάχος του σχηματισμού κυμαίνεται από 600 έως 2.200m και έχει ηλικία Ανώτερου Ακουιτάνιου έως Βουρδιγάλιου (Κατώτερου Μειόκαινου).

Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις

Οι πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις στην περιοχή μελέτης επικάθονται ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα μολασσικά ιζήματα με μια μικρή κλίση στην λεκάνη των Γρεβενών, ενώ σε άλλες θέσεις έχουμε απευθείας απόθεση πάνω στο αλπικό υπόβαθρο. Πρόκειται για ηπειρωτικές αποθέσεις, ποταμοχειμάρειας και ποταμολιμναίας φάσης. Διακρίνονται σε δύο μεγάλες ομάδες:

Τις λιμναίες – ποταμολιμναίες αποθέσεις της λεκάνης Κοζάνης – Σερβίων

Στην λεκάνη Κοζάνης-Σερβίων οι αποθέσεις είναι ηλικίας Μέσου Πλειοκαίνου έως Κατώτερο Πλειστόκαινο. Τα πλειοκαινικά ιζήματα εμφανίζονται σε τρεις ορίζοντες. Ο κατώτερος ορίζοντας αποτελείται από κροκαλοπαγή με οφειολιθικές κροκάλες, ερυθρές αργίλους εξελισσόμενες σε μάργες. Ο μεσαίος ορίζοντας αποτελείται από λεπτόκοκκα ιζήματα, αργίλους και λευκές μάργες με λεπτά λιγνιτικά στρώματα. Στον ανώτερο ορίζοντα παρατηρούνται εναλλαγές λευκών μαργών και μαργαικών ασβεστολίθων. Το κατώτερο Πλειστόκαινο χαρακτηρίζεται στην περιοχή από ερυθρές αργίλους, χαλίκια και λατυποπαγή (Μουντράκης, 2010).

Τις ποταμοχειμάρριες – ποταμολιμναίες αποθέσεις της λεκάνης Γρεβενών

Τα Πλειο-Πλειστοκαινικά εμφανίζονται στη λεκάνη των Γρεβενών σε τρεις περιοχές. Στις λεκάνες Καρπερού και Δεσκάτης παρουσιάζονται κυρίως λεπτόκοκκα λιμναία ιζήματα ενώ στο Βόρειο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του Νομού Γρεβενών τα ιζήματα είναι χαλαρά κροκαλοπαγή με φακούς και ενστρώσεις λεπτόκοκκων ιζημάτων.

Αποθέσεις Ανώτερου Πλειστόκαινου - Ολόκαινου

Τα νεότερα ιζήματα ηλικίας Ανώτερου Πλειστόκαινου – Ολόκαινου χαρακτηρίζονται από κώνους κορημάτων (αργιλικά υλικά που περιέχουν ασβεστολιθικές κυρίως λατύπες), υλικά ποτάμιων αναβαθμίδων και σύγχρονες αλλουβιακές προσχώσεις. Πρόκειται για ασύνδετα κυρίως υλικά που δομούν σε μικρό πάχος τις ευρύτερες κοίτες των ποταμών και χειμάρρων, καθώς και τις χαμηλές μορφολογικά περιοχές.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Τεκτονική περιοχών μελέτης

2.1 Τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου

Η ευρύτερη περιοχή (περιοχή Ηπείρου) στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας του ΥΗΕ-Πουρναρίου χαρακτηρίζεται έντονα από την επωθητική δράση των ζωνών με κατεύθυνση από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά και τη δημιουργία εναλλασσομένων συγκλινικών και αντικλινικών δομών διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ (Aubouin, 1959).

Οι σημαντικότερες από αυτές τις δομές από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι (εικόνα 2.1):

α) Σύγκλινο Ηπείρου – Ακαρνανίας, στο οποίο λαμβάνουν χώρα ιζήματα ασβεστολιθικής σύστασης σημαντικού πάχους και φλύσχης. Το συνολικό πάχος του φλύσχη στο σύγκλινο αυτό φτάνει τα 5.000m περίπου. Προοδευτικά, όμως, αυτό μειώνεται από την Εσωτερική προς την Κεντρική Ιόνια ζώνη. Η τεκτονική του ασβεστολιθικού υποβάθρου γίνεται ορατή στα όρη του Βάλτου με κυρίως κατακόρυφα ρήγματα διεύθυνσης ως επί το πλείστον ΒΔ – ΝΑ.

β) Ενότητα Λούρου ή εσωτερική αντικλινική δομή, η οποία στο κεντρικό τμήμα είναι διερρηγμένη από κατακόρυφα ρήγματα. Στην περιοχή του Μονολιθίου εμφανίζονται εβαπορίτες ενώ στο δυτικό τμήμα η αντικλινική δομή διακόπτεται από εμφανίσεις γύψου στα βόρεια (Ζίτσα) και είναι επωθημένη προς τα δυτικά.

γ) Σύγκλινο Βοτσαρά, όπου στον πυρήνα του υπάρχουν ιζήματα φλύσχη ηλικίας Βουρδιγαλίου, ενώ προς νότο συνεχίζεται με τα σύγκλινα Άνω Ράχης και Εκκλησιάς. Το πάχος του φλύσχη φτάνει τα 1200m περίπου και σε ορισμένες θέσεις φτάνει τα 400m.

δ) Αντικλινική ενότητα Σουλίου – Παραμυθιάς η οποία ξεκινάει από το σύγκλινο Καναλακίου, το οποίο χάνεται στα νότια κάτω από τα Νεογενή. Βόρεια αναπτύσσεται από το Καναλάκι και το ανατολικό του τμήμα είναι εφιππευμένο από το αντίκλινο Σουλίου – Παραμυθιάς.

ε) Εξωτερικό αντίκλινο, το οποίο αποτελείται από τις αντικλινικές ενότητες της Πάργας και του Μαργαριτίου, οι οποίες είναι επωθημένες προς τα δυτικά και συνεχίζονται έως την Κέρκυρα.



Εικόνα 2.1: Τεκτονικός χάρτης της Ηπείρου στο οποίο διακρίνονται οι κυριότερες τεκτονικές γραμμές. Υπόμνημα: 1. Κύρια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, 2. Ανάστροφα ρήγματα, 3. Επωθήσεις, 4. Άξονες αντικλίνων, 5. Κατεύθυνση συμπίεσης (IGRS-IFP, 1966).

Οι κύριες ορογενετικές κινήσεις έλαβαν χώρα στο τέλος του Βουρδιγάλιου (IGRS-IEP, 1966). Τα εφελκυστικά ρήγματα Ιουρασικής ηλικίας επαναδραστηριοποιήθηκαν ως ανάστροφα λόγω συμπιεστικής κίνησης η οποία είχε αποτέλεσμα να αναπτυχθούν μεγάλης κλίμακας ανάστροφα ρήγματα κατευθυνόμενα προς Δυσμάς. Οι δομές που αναπτύχτηκαν με διεύθυνση BBΔ-NNA τέμνονται από εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (εικόνα 2.2).



Εικόνα 2.2: Παραδείγματα ανάστροφης τεκτονικής που επιδρούν σε ένα μονοκλινές σύστημα με εβαποριτικό υπόβαθρος (Ιόνια ζώνη, ΒΔ Ελλάδα). Α) Κλασική τεκτονική αναστροφής. Β) Μια ιδιαίτερη περίπτωση τεκτονικής αναστροφής παρατηρήθηκε σε τοποθεσίες όπου η κίνηση του εβαποριτικού υποστρώματος ήταν ταχύτερη, με αποτέλεσμα τα υποκείμενα στρώματα κατά τη συμπιεστική φάση παραμόρφωσης να ανυψωθούν πολύ περισσότερο. Επομένως, κατά τη διάρκεια της συμπιεστικής φάσης, αυτά τα περισσότερα ανυψωμένα υποκείμενα τμήματα επωθήθηκαν πάνω στα προϋπάρχοντα υπερκείμενα τμήματα. Α1 και Β1 αντιστοιχούν στην έναρξη της περιόδου μετά την ταφρογένεση. Α2 και Β2 αντιστοιχούν στο τέλος της μετά την ιζηματαπόθεση και δείχνουν τη γεωμετρία της αναστροφής που ακολούθησε (Karakitsios, 1995).

Οι άξονες των τεκτονικών αυτών δομών συμπίπτουν με τη γενική διάταξη των κυριοτέρων μορφολογικών χαρακτηριστικών και αποκαλύπτουν τη στενή σχέση μεταξύ της σημερινής μορφολογίας του αναγλύφου, της διάταξης των γεωλογικών σχηματισμών και της δράσης της αλπικής πτύχωσης. Τη διεύθυνση αυτή ακολουθούν τα περισσότερα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής, ενώ αρκετά, συνήθως νεώτερης ηλικίας, είναι και τα εγκάρσια προς αυτά με γενική διεύθυνση Α-Δ, ως αποτέλεσμα της τεκτονικής διαρρήξεων που ακολούθησε τις επωθήσειςεφιππεύσεις (Marnelis et al., 2007).

Επιτόπιες μετρήσεις των Paquin et al. (1982) προσδιόρισαν ένα συμπιεστικό πεδίο τάσεων με μέγιστη οριζόντια τιμή 5 bar σε διεύθυνση N70°. Στο τεκτονικό σκαρίφημα της εικόνας 2.2 διακρίνονται οι βασικές τεκτονικές γραμμές και η κατεύθυνση συμπίεσης που λαμβάνει χώρα στην περιοχή της Ηπείρου.

Στη διαταραγμένη τεκτονική δομή της ευρύτερης περιοχής σημαντικό ρόλο καθορίζει η παρουσία γύψου (εβαπορίτες), η οποία αποτέλεσε στρώμα ολίσθησης δημιουργώντας διαπειρικά φαινόμενα λόγω της πλαστικότητας που τη χαρακτηρίζει και των δυνάμεων που προκαλούνται λόγω της διόγκωσής της που είναι αποτέλεσμα της πρόσληψης ύδατος. Εκτός από την πλαστικότητα που χαρακτηρίζει τους εβαπορίτες, σημαντικός παράγοντας είναι και ο χαμηλός δείκτης ειδικού βάρους, με αποτέλεσμα την εύκολη άνοδό τους μέσα από διαπερατές ζώνες διάρρηξης και ασυνέχειες. Αυτός είναι ο λόγος των εμφανίσεών τους σε ανώτερα στρώματα από τα βαθύτερα στα οποία συνήθως εμφανίζονται οι εβαπορίτες.

2.1.1 Νεοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου

Κατά τη διάρκεια του Μειόκαινου – Πλειόκαινου αντικαταστάθηκε η συμπιεστική φάση που κυριαρχούσε κατά τη διάρκεια του Ολιγόκαινου – Μειόκαινου από εφελκυσμό.

Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε στην εικόνα 2.3, η διεύθυνση του ενεργού εφελκυσμού στην περιοχή μελέτης εμφανίζεται σε μια διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.



Εικόνα 2.3: Χάρτης κύριων χαρακτηριστικών της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού χώρου. Τα κίτρινα βέλη δηλώνουν τη διεύθυνση του εφελκυστικού πεδίου κατά το Ανώτερο Μειόκαινο – Πλειόκαινο ενώ τα κόκκινα βέλη δηλώνουν τη διεύθυνση του ενεργού εφελκυσμού. Τα μαύρα βέλη δηλώνουν τη διεύθυνση των συμπιεστικών τάσεων. Με κύκλο σημειώνεται η θέση της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου σε σχέση με τον Ελληνικό χώρο (Mountrakis, 2005).

2.1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου

Το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας Πουρναρίου έχει μελετηθεί και αποδοθεί εκτενέστερα από μια πληθώρα ερευνητών οι οποίοι είτε έκαναν χρήση των μηχανισμών γένεσης μεγάλων σεισμών, είτε δεδομένων από τοπικά σεισμολογικά δίκτυα, τα οποία παρουσιάζουν το πλεονέκτημα καταγραφής τοπικής μικροσεισμικότητας. Ο πρώτος ερευνητής ο οποίος μελέτησε το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής της Ηπείρου ήταν ο McKenzie (1972). Ο McKenzie, προκειμένου να μελετήσει το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής, χρησιμοποίησε δεδομένα από μεγάλους σεισμούς για τους οποίους υπολόγισε τους μηχανισμούς γένεσης με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P κυμάτων. Απόδοση του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος με τη χρήση μηχανισμών γένεσης μεγάλων σεισμών έκαναν και οι Baker et al. (1994) υπολογίζοντας τους μηχανισμούς γένεσης των 101 σημαντικότερων σεισμών που είχαν λάβει χώρα στην περιοχή (εικόνα 2.4).





Οι Anderson & Jackson (1987) μελέτησαν το σεισμοτεκτονικό καθεστώς με αποτελέσματα και στοιχεία άλλων ερευνητών.

Πολλές μελέτες διεξήχθηκαν με τη βοήθεια δεδομένων τοπικών δικτύων όπως οι μελέτες των King et al. (1983), Makropoulos & Burton (1984), Kiratzi et al. (1987), Tselentis et al. (2006).

Χάρτης με τους μηχανισμούς γένεσης, των σεισμών που καταγράφηκαν κατά τη διάρκεια επτά εβδομάδων από τοπικό σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο είχε

εγκατασταθεί στην περιοχή της Ηπείρου το καλοκαίρι του 1989, αποδόθηκε και από τους Hatzfeld et al. (1995).



Εικόνα 2.5: Χάρτης της Ηπείρου με τους μηχανισμούς γένεσης που προέκυψαν από καταγραφές τοπικού σεισμολογικού δικτύου (Hatzfeld et al., 1995).

Η σεισμικότητα στην περιοχή της Ηπείρου εμφανίζεται περιορισμένη προς τα ανατολικά, λόγω της ύπαρξης των έντονα διαταραγμένων τεκτονικά και πτυχωμένων δομών που την απαρτίζουν. Παρουσία έντονης σεισμικότητας παρατηρείται στην περιοχή της ανατολικής πλευράς του Αμβρακικού κόλπου, η οποία μάλλον σχετίζεται με την προέκταση των ρηγμάτων της Αιτωλίας – Αμβρακίας στην πλευρά αυτού του κόλπου. Οι μηχανισμοί γένεσης φανερώνουν ένα ρήγμα κυρίως δεξιόστροφο οριζόντιας ολίσθησης διεύθυνσης Β-Ν, το οποίο συμφωνεί με τις επιφανειακές παρατηρήσεις.

Με την παρουσία του Αμβρακικού κόλπου διαχωρίζεται η σεισμική ζώνη της Ηπείρου από τη σεισμική ζώνη της Ακαρνανίας (Hatzfeld et al., 1995).

Πρόσφατη μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σημαντικότερων επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου πραγματοποιήθηκε από τις Kiratzi & Louvari (2003). Στο χάρτη της εικόνας 2.6 απεικονίζονται οι μηχανισμοί γένεσης των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου για σεισμούς μεγέθους M>5.5.



Εικόνα 2.6: Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου μεγέθους M>5.5 για τη χρονική περίοδο 1953-1999 (Kiratzi and Louvari 2003).

Στο χάρτη της εικόνας 2.7 απεικονίζονται οι τάσεις εφελκυσμού και θλίψης, καθώς και η εφελκυστική ζώνη που συνδέει σύμφωνα με τη μελέτη το βόρειο ρήγμα της Ανατολίας με τη ζώνη των ρηγμάτων μετασχηματισμού βορειοδυτικά της Πελοποννήσου.



Εικόνα 2.7: Χάρτης με τους μηχανισμούς γένεσης των κυριοτέρων σεισμικών δονήσεων του Ελληνικού χώρου καθώς και με τον προσανατολισμό των αξόνων θλίψης (P) και εφελκυσμού (T). Η γκρι περιοχή που σημειώνεται στην κεντρική Ελλάδα απεικονίζει τη συνέχεια της ρηξιγενής ζώνης της Βόρειας Ανατολίας (NAF zone) μέσω του κανονικού ρηξιγενούς συστήματος και της σύνδεσής της με τη ζώνη μετασχηματισμού, η οποία αναπτύσσεται στα Ιόνια νησιά και στη βορειοδυτική Πελοπόννησο (Kiratzi and Louvari, 2003).

2.2 Τεκτονικό καθεστώς ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων

Στη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των τεχνητών λιμνών των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων υπέστη πολλές διαδοχικές τεκτονικές παραμορφωτικές διεργασίες με αποτέλεσμα την παραμόρφωση και πτύχωση των πετρωμάτων του υποβάθρου και τη δημιουργία του έντονου ανάγλυφου της (Mountrakis 1986, Κίλιας και Μουντράκης 1989, Mountrakis et al. 1994). Οι διαδοχικές αυτές παραμορφωτικές διεργωσίκος διεργασίες

i) Κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού έχουμε την πρώτη και παλαιότερη τεκτονική τοποθέτηση (επώθηση) των οφιολίθων των περιοχών των ζωνών Αξιού (Ax) και Υποπελαγονικής (Sp) πάνω στα ανθρακικά πετρώματα των περιθωρίων της Πελαγονικής (PI). Αυτή η τεκτονική φάση συνδέεται με την καταστροφή των ωκεάνιων περιοχών Αξιού και Υποπελαγονικής – Πίνδου (Pi). Αυτές οι παραμορφωτικές φάσεις συνδέθηκαν με την παρουσία έγκλειστων τεμαχών ωκεάνιων ιζημάτων, όπως σχιστόλιθοι και οφιολιθικά μίγματα (εικόνα 2.8).



Εικόνα 2.8: Σχηματικές τομές στις οποίες απεικονίζεται η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια Α. Ιουρασικού – Κ. Κρητιδικού και Μ – Α. Κρητιδικού, της πρώτης περιόδου της Αλπικής ορογένεσης (Μουντράκης, 2010).

ii) Κατά την περίοδο του Ανώτερου Κρητιδικού – Μέσου-Άνω Ηωκαίνου συμπιεστική τεκτονική φάση έλαβε χώρα η οποία προκάλεσε μεγάλες πτυχώσεις

στην ευρύτερη περιοχή προκαλώντας πτυχές στις οποίες οι διευθύνσεις των αξόνων ήταν κυρίως ΒΔ-ΝΑ. Η παραμορφωτική αυτή φάση προκάλεσε τη δημιουργία συνεχών επωθήσεων, εφιππεύσεων και έντονων λεπιώσεων των σχηματισμών προς τα δυτικά. Χαρακτηριστικό αυτών των πτυχώσεων είναι η πλήρης αναστροφή των σχηματισμών με αποτέλεσμα την παρουσία παλαιότερων σχηματισμών πάνω σε νεότερους, ιδιαίτερα στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής και η δημιουργία των μεγάλων αντικλίνων και συγκλίνων-βυθισμάτων κατά την κύρια αξονική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας.

iii) Κατά την περίοδο του Κάτω Ολιγοκαίνου έλαβε χώρα μια εφελκυστική φάση στον ευρύτερο χώρο κατά τη διεύθυνση ABA – ΔΝΔ, η οποία είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της Μεσοελληνικής αύλακας από τη συνεχή ρηγμάτωση-ταφρογένεση, όπου και αποτέθηκαν τα Μεσοελληνικά ιζήματα. Μέσα σε αυτό το χρονικό πλαίσιο δημιουργήθηκαν μεγάλα κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης, τα οποία συνετέλεσαν στην επιρροή των οφιολιθικών μαζών σε βάθος σε συνθήκες πλαστικές ημι-πλαστικές (semi-ductile) με αποτέλεσμα την τοποθέτησή τους στις σημερινές ορατές τους θέσεις (εικόνα 2.9).



Εικόνα 2.9: Σχηματική τομή στην οποία απεικονίζεται η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια Ηωκαίνου – Κ. Ολιγοκαίνου, της δεύτερης περιόδου της Αλπικής ορογένεσης (Mountrakis, 2005).

iv) Κατά την περίοδο του Μέσου-Ανώτερου Μειόκαινου έλαβε χώρα μια συμπιεστική φάση με διεύθυνση Α-Δ η οποία προκάλεσε ανάστροφες δομές και λεπίωση των οφιολίθων με γενική αξονική διεύθυνση των δομών αυτών Β-Ν. Η φάση αυτή προκάλεσε μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στις διευθύνσεις

ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΔΝΔ-ΑΒΑ, πολλά από τα οποία επαναδραστηριοποιήθηκαν ως κανονικά στις μετέπειτα εφελκυστικές φάσεις της νεοτεκτονικής (εικόνα 2.10).



Εικόνα 2.10: Σχηματική τομή στην οποία απεικονίζεται η γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια Ολιγοκαίνου Μειοκαίνου, της δεύτερης περιόδου της Αλπικής ορογένεσης (Mountrakis, 2006).

v) Κατά την περίοδο του Ανώτερου Μειόκαινου έχουμε την ολοκλήρωση της προηγούμενης συμπιεστικής φάσης με ένα τελευταίο επεισόδιο το οποίο προκάλεσε ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ στο εσωτερικό των οφιολιθικών μαζών, καθώς και την επαναδραστηριοποίηση με ανάστροφη συνιστώσα των μεγάλων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που δημιούργησε το προηγούμενο συμπιεστικό επεισόδιο της φάσης αυτής.

2.2.1 Νεοτεκτονική της ευρύτερης περιοχής των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου - Σφηκιάς - Ασωμάτων

Στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας οι τεκτονικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα από το Ανώτερο Μειόκαινο έως σήμερα εντάσσονται σε δύο κύριες φάσεις της νεοτεκτονικής μεταλπικής παραμόρφωσης (Παυλίδης 1985, Pavlides & Mountrakis 1987).

i) Κατά το Ανώτερο Μειόκαινο – Πλειόκαινο λαμβάνει χώρα η πρώτη φάση παραμόρφωσης η οποία είναι εφελκυστική με διεύθυνση μέγιστου εφελκυσμού BBA-NNΔ. Από τον εφελκυσμό αυτό δημιουργήθηκαν ή επαναδραστηριοποιήθηκαν κανονικά ρήγματα κατά τη διεύθυνση BΔ-NA. Από έρευνες που έχουν γίνει αποδεικνύεται ότι το εφελκυστικό αυτό πεδίο είχε σταθερή διεύθυνση BA-NΔ σε

όλο το χώρο του Αιγαίου. Τα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία των μεγάλων τεκτονικών βυθισμάτων ίδιας διεύθυνσης που εντοπίζονται στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας, όπως είναι η λεκάνη Φλώρινας Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας - Κοζάνης - Σερβίων και η λεκάνη Γρεβενών.

ii) Κατά το Τεταρτογενές έλαβε χώρα η δεύτερη φάση εφελκυστικής παραμόρφωσης με κύρια διεύθυνση εφελκυσμού BBΔ-NNA. Συνέπεια αυτής της φάσης ήταν η δημιουργία ή η επαναδραστηριοποίηση μεγάλων κανονικών ρηγμάτων BA-NΔ έως A-Δ διεύθυνσης, των οποίων η δράση δημιούργησε τις παραπάνω λεκάνες.

iii) Αυτή η εφελκυστική φάση του Τεταρτογενούς και τα ρήγματα με διεύθυνση
BA-ΝΔ έπαιξαν το σημαντικότερο ρόλο στη Νεοτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης
περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας. Η τεκτονική αυτή συνεχίζεται και μέχρι σήμερα.



Εικόνα 2.11: Χάρτης του Βόρειου Ελληνικού χώρου με τα μεγαλύτερα ενεργά ρήγματα και τις διευθύνσεις των εφελκυστικών τάσεων. Τα πράσινα βέλη απεικονίζουν τις εφελκυστικές τάσεις που υπολογίστηκαν με σεισμολογικά δεδομένα, ενώ τα μαύρα απεικονίζουν τις εφελκυστικές τάσεις που υπολογίστηκαν από τεκτονικές μετρήσεις (Mountrakis et al., 2006).

2.2.2 Κύριες ενεργές ρηξιγενείς δομές ευρύτερης περιοχής Αλιάκμονα

A) Ρηξιγενής ζώνη Αλιάκμονα

Η ρηξιγενής ζώνη του ποταμού Αλιάκμονα, συνολικού μήκους πάνω από 70 Km, οριοθετείται από την κοίτη του ποταμού έχοντας κύρια διεύθυνση BA - ΝΔ και εκτείνεται από την Κεντρική Μακεδονία (περιοχή Γρεβενών, Κοζάνης), κόβει εγκάρσια τις οροσειρές Βουρίνου και Βερμίου και συνεχίζει έως την πεδιάδα Βέροιας – Θεσσαλονίκης. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη έχει εντοπιστεί από δορυφορικές εικόνες και πιθανολογείται ότι είναι τμήμα μιας μεγαλύτερης σεισμικής ζώνης (Lyberis et al., 1982). Πρόκειται για τη σημαντικότερη νεοτεκτονική ρηξιγενή ζώνη της Δυτικής Μακεδονίας. Κύρια τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης από Δυτικά προς τα Ανατολικά αποτελούν τα παρακάτω ρήγματα:

Α1) Ρήγμα Ρυμνίου - Παλαιοχωρίου - Σαρακήνας

Το σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου - Παλαιοχωρίου - Σαρακήνας βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα και ενεργοποιήθηκε στις 13 Μαΐου 1995 κατά τη διάρκεια του σφοδρού σεισμού που έλαβε χώρα στην περιοχή της Κοζάνης-Γρεβενών μεγέθους M=6.6. Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα, μικρής δεξιόστροφης οριζόντιας κίνησης, συνολικού μήκους 30Km, διεύθυνσης BA-NΔ και κλίσης περίπου 60° προς BΔ (Pavlides et al., 1995). Το ρήγμα αυτό ορίζει την επαφή μεταξύ των δύο σχηματισμών της μολάσσας του Τσοτυλίου.

Α2) Ρήγμα Σερβίων - Βελβενδού

Το ενεργό ρήγμα Σερβίων - Βελβενδού αποτελεί το επόμενο προς τα ΒΑ ενεργό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα μετά το τμήμα του Ρυμνίου -Παλαιοχωρίου - Σαρακήνας. Έχει συνολικό μήκος περίπου 24Km και βρίσκεται στη νότια πλευρά της τεχνητής λίμνης Πολυφύτου, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κλίση περίπου 60°. Χαρακτηρίζεται από πολύ απότομες κλίσεις, επαναδραστηριοποιημένη επιφάνεια ολίσθησης, νέα μη διαβρωμένα ίχνη ρήγματος, και κατακερματισμένα κλαστικά υλικά, με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται ως ενεργό ρήγμα.

Α₃) Ρήγμα Βερμίου - Βεργίνας

Το ενεργό ρήγμα Βερμίου - Βεργίνας αποτελεί το τρίτο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα και συνέχεια του ρήγματος Σερβίων - Βελβενδού. Το τμήμα αυτό ακολουθεί την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κλίση 50°-60° και τέμνει εγκάρσια την οροσειρά του Βερμίου δημιουργώντας μια φυσική οριοθέτηση μεταξύ των ορέων Βέρμιο και Φλάμπουρο.

B) Ρήγμα Κομνηνών

Το ενεργό αυτό ρήγμα βρίσκεται στη λεκάνη Κομνηνών και πιθανόν συνδέεται με ορισμένα μικρότερα ρήγματα ίδιας διεύθυνσης στη λεκάνη Πτολεμαΐδας. Αποτελεί ένα από τα έξι ενεργά ρήγματα που εντοπίστηκαν με γεωλογικές έρευνες στη λεκάνη Φλώρινας - Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας, η διεύθυνση των οποίων είναι περίπου BA – NΔ, (Pavlides and Mountrakis, 1987).

Γ) Ενεργό ρήγμα Βεγορίτιδας

Το ρήγμα Βεγορίτιδας αποτελεί τη δυτική ρηξιγενή όχθη της λίμνης Βεγορίτιδας. Πρόκειται για ένα μεγάλο κανονικό ρήγμα με διεύθυνση ΒΑ - ΝΔ (30° - 40°) και κλίση περίπου 60° προς ΝΑ. Συνεχίζεται με επιφανειακές εμφανίσεις για συνολικό μήκος 20Km.

Δ) Ενεργό ρήγμα Πειραίας – Μανιάκι

Το ρήγμα Πειραίας - Μανιάκι βρίσκεται ανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδας έχει διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ (περίπου 40°) και κλίση 75° - 85° προς ΝΑ.

Τοποθετείται παράλληλα με τον επιμήκη άξονα της λίμνης Βεγορίτιδας και έχει συνολικό μήκος 12Km. Μικροτεκτονική μελέτη του ρήγματος (Παυλίδης, 1985) το εντάσσει στα γεωλογικά ενεργά ρήγματα με νεότερη κίνηση κανονικού χαρακτήρα σε συμφωνία με το σύγχρονο πεδίο τάσεων της περιοχής.



Εικόνα 2.12: Χάρτης των κυριότερων τεκμηριωμένων ενεργών ρηγμάτων του ευρύτερου Ελληνικού χώρου (Pavlides et. al., 2007). Με πορτοκαλί πλαίσιο εντοπίζεται πάνω στο χάρτη η ευρύτερη περιοχή μελέτης στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολυφύτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Επαγόμενη σεισμικότητα λόγω πλήρωσης ταμιευτήρων

3.1 Εισαγωγή

Έπειτα από πολλούς αιώνες ήπιας σεισμικής δραστηριότητας, στην Αριζόνα των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής και ένα χρόνο μετά την πλήρωση της τεχνητής λίμνης Mead (έναρξη πλήρωσης το 1936), παρατηρήθηκε από τον Carder (1945) σημαντική αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή του φράγματος Hoover (εικόνα 3.1), η οποία προσέλκυσε το ενδιαφέρον των ερευνητών. Το φαινόμενο αυτό της σεισμικής διέγερσης λόγω της πλήρωσης των τεχνητών λιμνών ονομάστηκε επαγόμενη σεισμικότητα ή διεγειρόμενη σεισμικότητα (Induced seismicity ή Triggering seismicity).



Εικόνα 3.1: Φωτογραφίες του φράγματος Hoover της λίμνης Mead (φράγμα Hoover) στην Αριζόνα (προσωπικό αρχείο Β. Κουσκουνά–Τσιμπιδάρου). Πάνω δεξιά παρατηρείται περιμετρικά της λίμνης η διάβρωση στο πρανές από τις διακυμάνσεις της στάθμης του ταμιευτήρα. Το ενδεχόμενο εμφάνισης επαγόμενης σεισμικότητας λόγω της πλήρωσης ενός ταμιευτήρα παραμένει μέχρι σήμερα ένα σημαντικό ερευνητικό πεδίο για την επιστημονική κοινότητα. Ιδιαίτερα για τους μεγάλους ταμιευτήρες, η δυνατότητα να προκαλέσουν αύξηση της σεισμικής διέγερσης της περιοχής του φράγματος και ο μηχανισμός μέσω του οποίου επιτυγχάνεται η αύξηση αυτή έχουν απασχολήσει για πολλές δεκαετίες πολλούς ερευνητές, χωρίς να έχει επιτευχθεί η πλήρης και σαφής ερμηνεία του φαινομένου. Στη δεκαετία του 1970 πραγματοποιήθηκαν σεισμολογικές μελέτες σε πολλές τεχνητές λίμνες (Oroville στην Καλιφόρνια, Aswan στην Αίγυπτο) με βελτιωμένα σεισμολογικά δεδομένα και εξαγωγή πολύτιμων συμπερασμάτων.

Το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας έχει παρατηρηθεί και σε άλλες περιπτώσεις όπως, άντληση παραγωγής πετρελαίου και γεωθερμικών ρευστών, εισπιέσεις ρευστών υπό μορφή ενέσεων σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και πίεσης, υπόγειες εξορύξεις μεγάλης κλίμακας και επίσης σε ιδιαίτερα μεγάλης κλίμακας επιφανειακές εκσκαφές. Η μελέτη της επαγόμενης σεισμικότητας στις περιπτώσεις αυτές όπως και η μελέτη της μεταβολής των τάσεων που σχετίζονται με άλλους σεισμούς βοήθησαν στην καλύτερη κατανόηση της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης ταμιευτήρων.

Παγκοσμίως, μέχρι σήμερα, υπάρχουν πάνω από 95 (πίνακας 4.2) διαπιστωμένες περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας, (Guha et al. 1956, Γαλανόπουλος 1967, Gupta et al. 1969, 1972a,b, Gupta 1992, Δρακόπουλος 1974, Simpson 1976, Beck 1976, Hunt and Later 1979, Zoback and Hickman 1982, Patil et al. 1986, Ibenbrahim et al. 1989, Kebeasy and Gharib 1991, Rajendran 1995, Sobolev et al. 1996, Yunga et al. 1996, Selim et al. 2002, Kangi and Heidari 2008). Αρκετές από τις περιπτώσεις αυτές αφορούν σε καταστροφικούς, χαρακτηρισμένους ως επαγόμενους, σεισμούς στη δεκαετία του 1960, όπως για παράδειγμα στις περιοχές Koyna (Ινδία), Hsingfengkiang (Κίνα), Kariba (Ζιμπάπμουε), Κρεμαστά (κεντρική Ελλάδα).

Συγκριτικές μελέτες πολλών περιπτώσεων με διαφορετικό γεωλογικό και τεκτονικό καθεστώς, έχουν οδηγήσει τους επιστήμονες, στον προσδιορισμό των παραγόντων που ελέγχουν το μηχανισμό σεισμικής διέγερσης περιοχών, λόγω πλήρωσης του ταμιευτήρα.

54

Οι βασικότεροι από αυτούς τους παράγοντες είναι:

- η γεωλογία της περιοχής
- το εντατικό πεδίο τάσεων
- η παρουσία ενεργών ρηγμάτων

οι υδρομηχανικές ιδιότητες υποκείμενων πετρωμάτων

Μαζί με τους παράγοντες αυτούς συνεπιδρούν η διάσταση του ταμιευτήρα, η οποία ανάλογα του μεγέθους του είναι υπεύθυνη για τη μεταβολή του τοπικού εντατικού πεδίου της περιοχής του και ο ρυθμός μεταβολής της στάθμης του ύδατος (dh/dt), ο οποίος είναι υπεύθυνος για τη μεταβολή της πορικής πίεσης του υποβάθρου.

Συγκεκριμένα:

Γεωλογία της περιοχής: Ο ρόλος της σύστασης του υποβάθρου της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύει ένας ταμιευτήρας είναι σημαντικός, αφού ελέγχει τον τρόπο απόκρισής του στην επιπρόσθετη κατακόρυφη φόρτιση λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα. Η παράμετρος που καθορίζει την απόκριση αυτή είναι ο βαθμός διαπερατότητας ο οποίος καθορίζει **το βαθμό διήθησης του** νερού μέσα στο υπόβαθρο.

Εντατικό πεδίο και ύπαρξη ενεργών ρηγμάτων: Η παρουσία ενεργών ρηγμάτων καθώς και το είδος του ρήγματος σε συνδυασμό με την ύπαρξη ενός ώριμου εντατικού πεδίου αποτελεί απαραίτητη προυπόθεση προκειμένου να εκδηλωθεί σεισμική διέγερση της περιοχής κατά την πλήρωση ενός ταμιευτήρα (Galanopoulos, 1965).

Υδρομηχανικές ιδιότητες υποκείμενων πετρωμάτων:

Πειραματικά αποτελέσματα τριαξονικών δοκιμών σε διάφορα πετρώματα έχουν αποδείξει ότι η πίεση των πόρων p₀ μειώνει τις κύριες τάσεις. Στην περίπτωση αυτή και με την προυπόθεση ότι: α) Το πέτρωμα έχει καλή διαπερατότητα και β) Η επίδραση του ρευστού των πόρων είναι μόνο μηχανική, η αστοχία του πετρώματος καθορίζεται από τις ενεργές τάσεις σ₁΄ και σ₂΄ οι οποίες ορίζονται ως η διαφορά των κυρίων τάσεων σ₁ και σ₂ μείον την πορική πίεση. Η μείωση αυτή των τάσεων έχει σαν αποτέλεσμα τη μετατόπιση του τασικού κύκλου Mohr πλησιέστερα προς την αρχή των αξόνων με αποτέλεσμα μια ασφαλής πριν εντατική κατάσταση να γίνεται, λόγω της πορικής πίεσης, κρίσιμη (Τσουτρέλης, 1985). Συνεπώς, η πίεση των πόρων ελαττώνει την κάθετη τάση στην επιφάνεια ολίσθησης με αποτέλεσμα να επέρχεται ολίσθηση με μικρότερη διατμητική τάση.

Η κατασκευή των φραγμάτων συνήθως πραγματοποιείται σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, το οποίο διαμορφώνεται και καθορίζεται ως προς τη θέση και τη κατεύθυνση από την παρουσία ρηγμάτων (Muco, 1998), τα οποία μπορεί να είναι ενεργά. Παράδειγμα έντονου αναγλύφου καθοριζόμενου από ενεργό τεκτονικό καθεστώς αποτελεί η περίπτωση μιας κοιλάδας-τάφρου της οποίας οι πλευρικοί γεωλογικοί σχηματισμοί της πιθανόν να βρίσκονται πιο κοντά σε μια ώριμη (κρίσιμη) εντατική κατάσταση από ότι άλλα πετρώματα τα οποία βρίσκονται πολύ πιο μακριά από την κοιλάδα.

Έχει διαπιστωθεί ότι οι επαγόμενοι σεισμοί οφείλουν την εμφάνισή τους στις μεταβολές της πορικής πίεσης, η οποία οδηγεί σε τροποποίηση του εντατικού πεδίου του υποβάθρου κάτω και γύρω από την περιοχή του ταμιευτήρα. Οι μεταβολές της πορικής πίεσης οφείλονται στη διήθηση του νερού λόγω του αυξανόμενου υδραυλικού φορτίου ή λόγω της αύξησης της διατμητικής τάσης και της πίεσης εξαιτίας των συμπιεστικών φορτίων που επιβάλλονται στο υπόβαθρο, (Rastogi, 1995). Η κατανόηση του ρόλου του νερού στην αποδυνάμωση ενεργών ρηξιγενών ζωνών, έχει αναγνωριστεί ως η πιο σημαντική πτυχή στη μελέτη του μηχανισμού των επαγόμενων σεισμών (Piccinelli et al., 1995).

Στη διεγειρόμενη από φόρτιση ταμιευτήρα περιοχή η μικροσεισμική δραστηριότητα, η οποία προηγείται ενός μεγαλύτερου σεισμού, προκύπτει πιθανόν ως αποτέλεσμα των σταδιακών μεταβολών (αυξήσεων) της πίεσης του ρευστού των πόρων (πορικής πίεσης) που προκαλούν με τη σειρά τους μεταβολές των ενεργών τάσεων, μειώνοντας τη δύναμη της τριβής που δρα στη ρηξιγενή ζώνη. Η πορική πίεση μπορεί να αυξηθεί με δύο τρόπους: α) αστράγγιστη απόκριση (ερμηνεία του όρου στη σελίδα 70) του υγρού των πόρων των πετρώματων, που προκαλεί αύξηση της συμπιεστικής τάσης, γεγονός που υποδηλώνει χαμηλή διαπερατότητα.

β) αύξηση πίεσης μέσω της διάχυσης των αυξημένων πορικών πιέσεων που προκύπτουν λόγω του αυξανόμενου υδραυλικού φορτίου στην περιοχή πλήρωσης του ταμιευτήρα, πράγμα που υποδηλώνει υδραυλική σύνδεση του ταμιευτήρα με το επίπεδο ρήγματος.

Ως εκ τούτου, επειδή η αύξηση της πορικής πίεσης μπορεί να προκαλέσει μείωση της δύναμης της τριβής που ασκείται σε μια ρηξιγενή ζώνη κάτω από μία οριακή τιμή που απαιτείται για σταθερότητα, η μεταβολή της πορικής πίεσης αποτελεί σημαντικό παράγοντα του μηχανισμού σεισμικής διέγερσης (Knoll, 1992).

3.2 Κατηγορίες Μηχανισμών Επαγόμενης Σεισμικότητας

Για πολλά χρόνια η επίδραση του φορτίου της λίμνης πάνω στο εκάστοτε εντατικό πεδίο των διαφόρων υπό μελέτη περιοχών έγινε αντικείμενο διεξαγωγής πολλών μελετών (Γαλανόπουλος 1967, Gupta 1992, 2002, Ferreira et al. 2008, Snow 1972, Δρακόπουλος 1974, Zhong et al. 1981, Makropoulos 1982, Bell & Nur 1978, Talwani & Acree 1985, Talwani 1995, 1997, 2000, Papazachos 1973, Simpson 1976, 1986, Simpson et al. 1988, Rastogi et al. 1986, 1995, 1997, Yuliang et al. 1996, Zhong et al. 1997, Roeloffs 1988, Rajendan & Talwani 1992, Drakatos et al. 1998, Ramana et al. 2007, Moldoveanu et al. 2010, Sumei et al. 2011). Εκτός από τις μελέτες των Talwani & Acree (1985) και της Roeloffs (1988) όλοι οι υπόλοιποι ασχολήθηκαν με τη συσχέτιση εμφάνισης σεισμικότητας σε σχέση τόσο με την έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα, όσο και με την επίδραση των διακυμάνσεων της στάθμης σε μεγάλα χρονικά παράθυρα μετά την αρχική πλήρωση.

Το πλήθος και τα μεγέθη των επαγόμενων σεισμών μειώνονται με την πάροδο του χρόνου, με πιθανή επανεμφάνισή τους λόγω επανεκκίνησης της αρχικής πλήρωσης, έως ότου η πλήρωση φτάσει στο ανώτατο επιθυμητό ύψος. Ορισμένοι ταμιευτήρες εξακολουθούν να εμφανίζουν σεισμικότητα για αρκετά χρόνια μετά την αρχική πλήρωση, ενώ άλλοι δεν παρουσιάζουν σεισμικότητα. Έχει παρατηρηθεί ότι οι βαθύτεροι και μεγαλύτεροι επαγόμενοι σεισμοί προκαλούνται από μακράς περιόδου μεταβολές της στάθμης του ταμιευτήρα (μήνες έως χρόνια), σε σύγκριση με βραχείας περιόδου μεταβολές της στάθμης (ημέρες έως εβδομάδες). Οι μεγαλύτεροι ταμιευτήρες παρουσιάζουν μια πιο εκτεταμένη και σε μεγαλύτερα βάθη σεισμικότητα σε σχέση με μικρότερους ταμιευτήρες και η μικροσεισμική δραστηριότητα παρατηρείται τόσο κάτω από το βαθύτερο τμήμα του ταμιευτήρα, όσο και στις γύρω περιοχές. Η περιοχή εμφάνισης της σεισμικότητας είναι πιθανό να καθορίζεται από τη φύση των ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα (Talwani, 1997).

Η ανάλυση μιας μη παραμετρικής σχέσης μπορεί να πραγματοποιηθεί, προκειμένου να μελετηθεί η στατιστική σημασία πιθανών αλληλεπιδράσεων μεταξύ του ρυθμού διακύμανσης της επαγόμενης σεισμικότητας και της στάθμης του νερού κατά την πλήρωση. Η προσέγγιση αυτή επιτρέπει την ανάλυση της σεισμικής χρονικής σειράς δεδομένων (χρονικές μεταβολές στη σεισμικότητα και σεισμικά χαρακτηριστικά όπως μέγεθος, συχνοτικό περιεχόμενο, χωρική θέση) και την αναγνώριση προκαθορισμένων συσχετισμών όπως άμεση αύξηση του μεγέθους του κύριου σεισμού λόγω αύξησης της στάθμης του ταμιευτήρα), καθώς και την εκτίμηση του επιπέδου αξιοπιστίας της κατανομής των συχνοτήτων της σεισμικής χρονικής σειράς (Piccinelli et al., 1995).

Ένα από τα πιο ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά της επαγόμενης σεισμικότητας είναι το πλήθος των περιπτώσεων στις οποίες κάνει εμφανή την παρουσία της, οι οποίες δεν περιορίζονται μόνο σε αυτές που βρίσκονται σε ενεργό τεκτονικό καθεστώς, αλλά επεκτείνονται και σε περιπτώσεις στις οποίες δεν υπήρχε ιστορική απόδειξη σεισμικότητας. Χαρακτηριστικό παράδειγμα επαγόμενης σεισμικότητας σε περιοχή χαρακτηρισμένη ως ασεισμική είναι η περίπτωση του ταμιευτήρα Shenwo στην περιοχή Liaoning της Κίνας με μέγιστο επαγόμενο σεισμό μεγέθους M=5.2 δύο χρόνια μετά την πλήρωση (Zhong et al. 1981, 1997, Li et al. 1989).

Μια απλή ανάλυση του κύκλου του Mohr-Coulomb δείχνει ότι η επίδραση της φόρτισης του ταμιευτήρα έχει ως αποτέλεσμα τη μετακίνηση της τιμής της διατμητικής τάσης πλησιέστερα σε συνθήκες διάρρηξης. Το συμπέρασμα αυτό ισχύει με την προϋπόθεση ότι ένα μεγάλο τμήμα της λιθόσφαιρας βρίσκεται κοντά

58

σε συνθήκες διάρρηξης, ακόμα και για περιοχές οι οποίες δεν έχουν υποβληθεί σε ενεργό τεκτονική παραμόρφωση. Με άλλα λόγια, φαίνεται ότι η ενέργεια που προκαλεί την παραμόρφωση μπορεί να αποθηκευτεί σε επιφανειακά πετρώματα για μεγάλες χρονικές περιόδους και η απελευθέρωσή της να συμβεί, όταν επιβαρυνθούν έστω και κατά 1MPa (1 MegaPascal). Σύμφωνα με αυτή την άποψη, η μελέτη πολλών περιπτώσεων οι οποίες δεν εμφάνισαν μέχρι τώρα επαγόμενη σεισμικότητα, θα ήταν περιπτώσεις ιδιαίτερου μελλοντικού ενδιαφέροντος (Talwani, 1997).

Μέχρι το 1988 προτάθηκαν οι δύο επικρατέστεροι μηχανισμοί διαδικασίας μεταβολών των τάσεων, οι οποίοι θεωρήθηκαν υπεύθυνοι για τη σεισμική διέγερση περιοχών λόγω πλήρωσης των τεχνητών λιμνών (Snow 1972, Bell & Nur 1978, Simpson 1986, Roeloffs 1988). Ο πρώτος μηχανισμός αναφέρεται στην άμεση επίδραση του φορτίου της λίμνης, λόγω αύξησης των ελαστικών τάσεων, ενώ ο δεύτερος μηχανισμός αναφέρεται στην επίδραση της αύξησης της πορικής πίεσης, μέσω της μείωσης της ενεργούς τάσεως.

Οι Simpson et al. (1988), από τη μελέτη καλά τεκμηριωμένων περιπτώσεων διέγερσης της σεισμικότητας μιας περιοχής λόγω έναρξης της πλήρωσης ενός ταμιευτήρα, ταξινόμησαν την εμφανιζόμενη επαγόμενη σεισμικότητα με κριτήριο το χρόνο εμφάνισης της επαγόμενης σεισμικότητας σε δύο κατηγορίες απόκρισης:

i) ταχεία απόκριση (rapid response), δηλαδή άμεση αύξηση της σεισμικότητας με την έναρξη της πλήρωση του ταμιευτήρα, η οποία εμφανίζεται με επιφανειακούς σεισμούς μικρού μεγέθους υπό μορφή σμηνοσειράς, περιορίζεται στην περιοχή του ταμιευτήρα και είναι στενά συνδεδεμένη με μεταβολές της στάθμης του. Οφείλεται στην ελαστική απόκριση του φορτίου του νερού του ταμιευτήρα, λόγω αύξησης των ελαστικών πιέσεων αλλά και της αύξησης της πορικής πίεσης, η οποία προκαλείται από την ελαστική συμπίεση και μείωση της χωρητικότητας που καταλαμβάνουν οι περιοχές των πόρων και όχι από τη διήθηση και μεταφορά του νερού από τον ταμιευτήρα στο υπέδαφος.

Παραδείγματα περιοχών επαγόμενης σεισμικότητας οι οποίες αποδόθηκαν σε ταχεία απόκριση είναι (εικόνα 3.2): Λίμνη Monticello, φράγμα ύψους 52m και χωρητικότητας 0.5km³, στη Νότια Καρολίνα. Η πλήρωση του ταμιευτήρα έλαβε χώρα στα μέσα του 1977 με εμφάνιση επαγόμενου σεισμού μεγέθους M=2.8 τρεις μήνες μετά την πλήρωση (Talwani and Acree 1985, Zoback and Hickman 1982, Chen and Talwani 2001).

Λίμνη Manic-3, φράγμα ύψους 108m και χωρητικότητας 10.4km³, στο Quebec του Καναδά. Ο κύριος επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=4.1 έλαβε χώρα στις 23 Οκτωβρίου 1975, ενώ η σεισμική επαγόμενη δραστηριότητα ξεκίνησε έξι εβδομάδες μετά την έναρξη η οποία πραγματοποιήθηκε στις αρχές του 1975 (Leblanc & Anglin, 1978).

Φράγμα Nurek, ύψους 315m και χωρητικότητας 11X10⁹m³ στο Tadjikistan. Η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα στα τέλη του 1972 ενώ ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=4.6 έλαβε χώρα στις 27/11/1972 (Gupta and Rastogi, 1976).

Φράγμα Kariba, ύψους 128m και χωρητικότητας 160km³, μεταξύ Zimbabwe και Zambia. Η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα στα τέλη του 1958, ενώ ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.2 έλαβε χώρα στις 23/9/1963 (Archer and Allen 1969, Gough & Gough 1970b, 1976, Sykes 1967, Pavlin and Langston 1983).

Φράγμα Κρεμαστών, ύψους 160.34m και χωρητικότητας 4x10⁹m³ στην Στερεά Ελλάδα. Η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα στις 21/7/1965, ενώ ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.2 έλαβε χώρα στις 05/02/1966 (Δρακόπουλος, 1974).

Φράγμα Talbingo, ύψους 162m και χωρητικότητας 935X10⁶m³ στην Αυστραλία. Η έναρξη της πλήρωσης ξεκίνησε το Μάιο του 1971. Τρεις εβδομάδες μετά την έναρξη και ενώ δεν είχε παρατηρηθεί σεισμικότητα τα προηγούμενα τριάντα χρόνια πριν την πλήρωση, έλαβε χώρα σεισμική δραστηριότητα πλησίον του ταμιευτήρα χωρίς να διαχωρίζεται ένας σεισμός, αλλά σεισμικές σειρές πολλών σεισμών μεγέθους M>3.5, (Timmel & Simpson, 1973).



Εικόνα 3.2: Απεικόνιση των κυριότερων περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας. (i) Διάγραμμα συσχέτισης της έναρξης πλήρωσης της λίμνης Nurek με πλήθος ημερήσιας σεισμικότητας για μεγέθη Μ≥1.5 και για απόσταση 10Km (Simpson & Negmatullaev, 1981), (ii) Διάγραμμα συσχέτισης της έναρξης πλήρωσης της λίμνης Mead με την αντίστοιχη παρατηρούμενη σεισμικότητα (Roelloffs, 1988). (iii) Σχέση μεταξύ αρχικής πλήρωσης και μέγιστων επαγόμενων σεισμών για 7 ταμιευτήρες (Simpson, 1986).

ii) καθυστερημένη απόκριση (delayed response), δηλαδή αύξηση της σεισμικότητας με σημαντική χρονική καθυστέρηση σε σχέση με την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα. Χαρακτηρίζεται από σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών και βάθους πάνω από 10Km, εκτεινόμενη πέρα από τα όρια του ταμιευτήρα και η συσχέτισή της με μεγάλες αλλαγές της στάθμης δεν είναι ούτε πιθανή ούτε άμεση. Οφείλεται στη διάδοση της πορικής πίεσης από τον ταμιευτήρα προς βαθύτερα σημεία του εδάφους (Simpson et al., 1988).

Περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας οι οποίες αποδόθηκαν σε καθυστερημένη απόκριση είναι (εικόνα 3.2):

Φράγμα Koyna, ύψους 103m και χωρητικότητας 2.8Km³, στη Δυτική Ινδία. Ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.3 έλαβε χώρα στις 10/12/1967, ενώ η πλήρωση του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε το 1962 (Gupta & Rastogi 1976, Gupta 2002).

Φράγμα Oroville, ύψους 235m και χωρητικότητας 4.3Km³ στη Σιέρρα Νεβάδα της Καλιφόρνιας. Ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=5.7 έλαβε χώρα στις 01/08/1975, ενώ η πλήρωση πραγματοποιήθηκε το 1967 (Bell & Nur, 1978).

Φράγμα Aswan, ύψους 110m και χωρητικότητας 160Km³ στον ποταμό Νείλο στην Αίγυπτο. Ο επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=5.6 έλαβε χώρα στις 14/11/1981, ενώ η πλήρωση πραγματοποιήθηκε το 1972 (Selim et al., 2002).

Οι Simpson et al. (1988) αναφέρουν ότι οι Talwani (1981) και Talwani & Acree (1985) δεν υποστήριξαν τη διάκριση στις δύο παραπάνω περιπτώσεις, θεωρώντας ότι στην πραγματικότητα όλες οι περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας που οφείλονται στην έναρξη της πλήρωσης ταμιευτήρων είναι αποτέλεσμα μόνο της διήθησης του νερού μέσα στο έδαφος.

Μετά τους Simpson et al. (1988) ταξινόμηση της παρατηρούμενης επαγόμενης σεισμικότητας προτάθηκε από τον Talwani (1997), ο οποίος πρότεινε το διαχωρισμό της επαγόμενης σεισμικότητας σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία σχετίζεται με την αρχική πλήρωση του ταμιευτήρα ή την απότομη εποχική μεταβολή της στάθμης, που προκαλούν αντίστοιχες φορτίσεις (ή και εκφορτίσεις) του πυθμένα του ταμιευτήρα (**Τύπος I ή αρχική σεισμικότητα**), ενώ η δεύτερη κατηγορία σχετίζεται με

μεταβολές δυνάμεων που οφείλονται στο συνδυασμένο αποτέλεσμα της απότομης διακύμανσης της στάθμης της λίμνης αφενός και της διήθησης του νερού αφετέρου (**Τύπος ΙΙ ή καθυστερημένη σεισμικότητα**).

Αρχική Σεισμικότητα ή Τύπος Ι (Initial Seismicity)

Η περίπτωση της αρχικής σεισμικότητας (Τύπος Ι) είναι η πιο ευρέως αναγνωρισμένη κατηγορία επαγόμενης σεισμικότητας. Οι περισσότερες ιστορικές περιπτώσεις με επαρκή και αξιόπιστα διαθέσιμα στοιχεία, μπορούν να εξηγηθούν με το μηχανισμό της Αρχικής Σεισμικότητας. Κυριότερα παραδείγματα, ευρέως μελετημένα, αποτελούν η λίμνη Mead του φράγματος Hoover η οποία εδρεύει στις ΗΠΑ (Carder, 1945), Nurek στο (Τατζικιστάν) (Simpson & Negmatullaev, 1981), Manic-3 (Manicouagan) στον Καναδά (Leblanc & Anglin, 1978), Kariba στη Ζάμπια-Ζιμπάμπουε (Simpson et al., 1988), Hsinfengkiang στην Κίνα (Shen and Shang 1995), Jocassee στις ΗΠΑ (Talwani et al., 1976). Οι παραπάνω περιπτώσεις αναγράφονται στον πίνακα 4.1 του κεφαλαίου 4, μαζί με όλες τις υπόλοιπες χαρακτηρισμένες παγκόσμιες περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας σύμφωνα με τους Guha & Patil (1992).

Η σεισμική δραστηριότητα στην περίπτωση αυτή χαρακτηρίζεται από μικρού μεγέθους επιφανειακούς σεισμούς, με τη μορφή σμηνοσεισμών, οι οποίοι συσχετίζονται μάλλον με ολόκληρο τον όγκο του πετρώματος παρά με συγκεκριμένες ρηξιγενείς ζώνες. Η πιθανότητα σεισμού μεγαλύτερου μεγέθους εκδηλώνεται όταν η πλήρωση της λίμνης φτάνει στα ανώτατα επίπεδα. Μπορεί να καθυστερήσει από μερικούς μήνες έως χρόνια, και εξαρτάται από τα γεωλογικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του ταμιευτήρα. Χωρικά παρατηρείται γενική σταθεροποίηση και συνήθως έλλειψη σεισμικότητα στην περιφέρειά του με μετανάστευση προς τα έξω σε μία ή περισσότερες κατευθύνσεις.

Η επαγόμενη σεισμικότητα Τύπου Ι συνδέεται στενά με τη μεταβολή της στάθμης του ταμιευτήρα, και απορρέει από τη μεταβολή της τάσης εξαιτίας των αυξανόμενων φορτίων που δρουν στην επιφάνεια του πυθμένα του ταμιευτήρα

63

(100m αύξηση της στάθμης προκαλεί περίπου 1MPa αύξηση της τάσης στην επιφάνεια του εδάφους). Μπορεί επίσης να οφείλεται στην αύξηση της πορικής πίεσης εξαιτίας της αστράγγιστης συμπεριφοράς του πετρώματος, η οποία προκύπτει λόγω της συμπίεσης των πόρων και της χαμηλής διαπερατότητας (όπως στην άργιλο). Ο μηχανισμός αυτός είναι σχεδόν ταυτόχρονος με την άμεση αύξηση της τάσης κατά τη διάρκεια πλήρωσης του ταμιευτήρα καθώς συμβαίνει με μικρή μόνο ή και καμία καθυστέρηση (Piccinelli et al., 1995). Αυτό οφείλεται στις μεταβολές της τάσης, οι οποίες σε αντίθεση με τις πιέσεις του νερού μεταφέρονται σχεδόν ακαριαία.

Η εξασθένηση της αρχικής επαγόμενης σεισμικότητας πραγματοποιείται βαθμιαία ύστερα από χρονικό διάστημα μηνών έως ετών από την έναρξη της αρχικής πλήρωσης, υποδηλώνοντας τη λήξη της συσχέτισης της ελαστικής απόκρισης των πόρων με την πλήρωση του ταμιευτήρα και την αποκατάσταση μιας νέας ισορροπίας στο εντατικό πεδίο της εγγύς ή ευρύτερης περιοχής. Στην περίπτωση επανεκκένωσης του ταμιευτήρα υπάρχει το ενδεχόμενο, σε συνδυασμό με το χρονικό διάστημα που έχει παρέλθει από την αρχική πλήρωση μέχρι την πιθανή επανεκκένωση, να παρατηρηθεί το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας μέχρι να επανέλθει το εντατικό πεδίο σε συνθήκες ισσοροπίας.

Παρατεταμένη Σεισμικότητα ή Τύπος ΙΙ (Protracted Seismicity)

Η κατηγορία της παρατεταμένης σεισμικότητας (Τύπος ΙΙ) σχετίζεται με την εμφάνιση σεισμικών γεγονότων (επαγόμενης σεισμικότητας) που λαμβάνουν χώρα συνεχώς για σημαντικά μεγάλο χρονικό διάστημα (έως και πάνω από 30 χρόνια) μετά την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα. Τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν οι λίμνες, Koyna στις Ινδίες, Mead του φράγματος Hoover στις ΗΠΑ, Jocassee και Monticello στη Νότια Καρολίνα.

Σε αυτή την κατηγορία, οι σεισμοί παρουσιάζονται με τιμές μεγέθους συχνά υψηλές, μεγαλύτερα εστιακά βάθη σε σχέση με τα εστιακά βάθη του τύπου Ι και επίκεντρα εκτεινόμενα σε μια πιο ευρύτερη περιοχή, 10 ή και περισσότερα Km πέραν της περιφέρειας του ταμιευτήρα, ανάλογα με τις διαστάσεις του. Αυτή η ευρύτερη χωρικά και χρονικά εμφάνιση σεισμικότητας έχει παρατηρηθεί συχνά σε ταμιευτήρες, οι οποίοι παρουσιάζουν σεισμικότητα συσχετιζόμενη με ενεργό ρηξιγενή ζώνη που διασχίζει κάθετα τον ταμιευτήρα πλήρωσης (Piccinelli et al., 1995). Καθυστερημένη απόκριση μπορεί να προκύψει από τη διάχυση της πορικής πίεσης και τη ροή του νερού έξω από τον ταμιευτήρα σε συνδυασμό με την ελαστική φόρτιση (Piccinelli et al., 1995). Τα φαινόμενα αυτά μπορεί να προκαλέσουν μια σημαντική χρονική καθυστέρηση μεταξύ της χρονικής στιγμής που αρχίζει να εφαρμόζεται η επιφανειακή φόρτιση, λόγω έναρξης της πλήρωσης του ταμιευτήρα, και των διεγειρόμενων σεισμών που μπορεί να αντικατοπτρίζουν εποχικές αλλαγές στη στάθμη της λίμνης.

3.3 Νόμος ενεργού τάσης

Η ροή του ρευστού των πόρων, η πορική πίεση (πίεση ρευστού των πόρων), και το ιξώδες του ρευστού των πόρων σε πετρώματα που παρουσιάζουν πορώδες, παίζουν σημαντικό ρόλο στις διάφορες διεργασίες του ανώτερου φλοιού. Η θεωρία της ενεργού τάσης, που αναπτύχθηκε από τον Terzaghi (1923) έχει χρησιμοποιηθεί για την ερμηνεία της επίδρασης της πορικής πίεσης στη διάρρηξη, στην παραμόρφωση, καθώς και στην παρουσία και διέγερση σεισμικών γεγονότων (Chen & Nur, 1992).

Η ενεργός τάση (σ΄) μέσα στα επιφανειακά στρώματα εδάφους ή σε βαθύτερα πετρώματα ισούται με τη συνολική τάση (σ) μείον την πορική πίεση (p_p). Η αρχή της ενεργού τάσης έχει ως ακολούθως: σε κάθε στοιχειώδη επιφάνεια (Α) μέσα σε ένα πέτρωμα ασκείται μία συνολική τάση (σ) και μία πορική πίεση (p_p) λόγω της ύπαρξης νερού (υγρού) μέσα στους πόρους. Η συνολική τάση (σ) μπορεί να απεικονιστεί ως το βάρος μιας κορεσμένης υδάτινης στήλης πετρώματος. Το βάρος αυτής της στήλης παρουσιάζει δύο συνιστώσες οι οποίες είναι:

- το βάρος των πετρωμάτων με κενούς τους πόρους
- το βάρος του νερού που γεμίζει τους πόρους

Το βάρος της στήλης του νερού, σε υδροστατική κατάσταση, ορίζει την πορική πίεση (p_p), και η ενεργός τάση (σ') ορίζεται ως η διαφορά μεταξύ της συνολικής τάσης και της πορικής πίεσης (p_p) (Parry, 1995):

$$\sigma' = \sigma - p_p \tag{3.1}$$

Κατ' αντιστοιχία ορίζονται η ενεργός κατακόρυφη τάση (σ'_v) και η ενεργός οριζόντια τάση (σ'_h) ως η διαφορά μεταξύ της συνολικής ορθής (κατακόρυφης) τάσης (σ_v) και της συνολικής οριζόντιας τάσης (σ_h), και της πορικής πιέσης αντίστοιχα.

$$\boldsymbol{\sigma}'_{\mathbf{v}} = \boldsymbol{\sigma}_{\mathbf{v}} - \mathbf{p}_{\mathbf{p}} \tag{3.2}$$

$$\boldsymbol{\sigma}'_{h} = \boldsymbol{\sigma}_{h} - \boldsymbol{p}_{p} \tag{3.3}$$

Η ενεργός οριζόντια τάση μπορεί να διαφέρει κατά πολύ λόγω τεκτονικής και ιστορικής γεωλογικής καταπόνησης των πετρωμάτων.

Από τις παραπάνω εξισώσεις προκύπτει ότι η μέγιστη διατμητική τάση σε ένα σημείο, που είναι (σ_v - σ_h)/2, ισούται με (σ'_v - σ'_h)/2 και παραμένει αμετάβλητη από τις εκάστοτε μεταβολές της πορικής πίεσης (p_p). Επομένως, σαν πρώτη προσέγγιση (μη λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της παραμόρφωσης), η αύξηση της πορικής πίεσης μειώνει την κανονική ενεργό τάση ενώ έχει μικρή έως ελάχιστη επίδραση στη διατμητική τάση (Καββαδάς, 2007).

3.3.1 Σχέση τάσης και νόμος αστοχίας Mohr-Coulomb

Στη βραχομηχανική η αντοχή των πετρωμάτων ποικίλει ανάλογα με τη σχέση της διατμητικής τάσης (τ) και της κανονικής πίεσης (σ). Αυτή η σχέση είναι γνωστή ως νόμος αστοχίας Mohr-Coulomb, και η διδιάστατη κατάσταση της τάσης απεικονίζεται με ένα ημικύκλιο στο διάγραμμα Mohr (εικόνα 3.3).

Μεταβολή της τάσης αυξάνει ή μειώνει την ακτίνα του ημικυκλίου Mohr-Coulomb, με αποτέλεσμα η εντατική κατάσταση να κινείται προς ή πέρα από τις συνθήκες αστοχίας (συνθήκες διάρρηξης), ανάλογα με το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, τη μεταβολή της πίεσης και την επίδραση της πορικής πίεσης (Parry, 1995). Σε γενικές γραμμές, θεωρείται ότι η αύξηση της πορικής πίεσης προκαλεί μικρής κλίμακας αστοχίες (μικρορηγματώσεις) κάτω από τον ταμιευτήρα, με αποτέλεσμα η εφαπτομένη του κύκλου Mohr-Coulomb να προσεγγίζει το κριτήριο της ολίσθησης.

Η συνθήκη του κριτηρίου ολίσθησης δίδεται από τη σχέση (Gupta, 1992):

$$\tau = \tau_0 + \sigma'_n \tan \phi' \tag{3.4}$$

όπου,

τ = η διατμητική τάση στο σημείο ολίσθησης

τ₀ = η κύρια διατμητική αντοχή

σ'n = ενεργός κανονική τάση κάθετη στην επιφάνεια ολίσθησης

φ'= ενεργός γωνία της εσωτερικής τριβής

Στο σχήμα 3.3, απεικονίζονται διάφορες εντατικές συνθήκες και οι αντίστοιχες μεταφορές του τασικού κύκλου Mohr-Coulomb. Στην εικόνα 3.3(1): Αύξηση της τάσης σ₁ έχει ως αποτέλεσμα μεταφορά του κύκλου Mohr δεξιότερα. Στην εικόνα 3.3(2): Μείωση της τάσης σ₃ έχει ως αποτέλεσμα μεταφορά του κύκλου Mohr αριστερότερα. Στην εικόνα 3.3(3): Παρουσία νερού μεταφορά του κύκλου Mohr αριστερά χωρίς μεταβολή της ακτίνας του κύκλου Mohr (σ₁-σ₃)/2) (Saar and Manga, 2003).



Εικόνα: 3.3: Μεταφορά του κύκλου Mohr-Coulomb σε μεταβολές του εντατικού πεδίου (1. αύξηση της σ1, 2. μείωση της σ3) καθώς και μεταφορά του κύκλου Mohr λόγω αύξηση της πορικής πίεσης χωρίς μεταβολή των αρχικών τάσεων σ₁ και σ₃ (Saar and Manga, 2003).

Σύμφωνα με το κριτήριο Morh-Coulomb στην περίπτωση ύπαρξης διαπερατών ζωνών, η αύξηση της μεταβολής της πορικής πίεσης έχει ως αποτέλεσμα τη μετατόπιση του τασικού κύκλου Mohr-Coulomb αριστερότερα προς την αρχή των αξόνων με αποτέλεσμα, ασφαλής πριν εντατική κατάσταση σ₁, σ₃ να γίνεται κρίσιμος. Αυτό, όπως ήδη αναφέρθηκε, οφείλεται στη μείωση των τάσεων λόγω της πορικής πίεσης η οποία αυξανόμενη προκαλεί την περαιτέρω μείωση των ενεργών τάσεων σ'₁ και σ'₃.

Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να επέρχεται διάρρηξη με μικρότερη διατμητική δύναμη σε σχέση με εκείνη που θα χρειαζόταν μια ρηξιγενείς επιφάνεια χωρίς την παρουσία του ρευστού των πόρων και των μεταβολών της ενεργού τάσης λόγω της παρουσίας αυτού του ρευστού (Γκαζέτας, 2003).

3.3.2 Επίδραση της πορικής πίεσης σε σχέση με την κατανομή των τάσεων στα πετρώματα

Η πορική πίεση παίζει σημαντικό ρόλο διευκολύνοντας τη διάρρηξη πετρωμάτων, τα οποία υπόκεινται σε αυξανόμενες τιμές τάσεων, μεταβάλλοντας τις ενεργές τάσεις. Τα πετρώματα της εξωτερικής λιθόσφαιρας παρουσιάζουν είτε ενδοκοκκώδες (πρωτογενές), είτε διαρρηγμένο (δευτερογενές) πορώδες (inter-granual or fracture porosity). Κάτω από το βάθος μερικών δεκάδων μέτρων οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό ή, κατ' εξαίρεση, με φυσικό αέριο ή πετρέλαιο (Scholz, 2002). Υποθέτοντας την έλλειψη οποιασδήποτε φυσικής επιπρόσθετης πίεσης, η πορική πίεση του νερού ως συνάρτηση του βάθους Ζείναι περίπου (Gupta, 1992):

$$\mathbf{p}_{\mathbf{p}} = \mathbf{\rho}_{\mathbf{w}} \mathbf{g} \mathbf{Z} \tag{3.5}$$

όπου,

p_p = πορική πίεση

ρ_w = πυκνότητα του ρευστού

Ζ = βάθος

Ωστόσο, οι Hubbert και Rubey (1959) έχουν αναφέρει ότι οι πραγματικές πιέσεις που υπολογίστηκαν μέσα σε βαθιές γεωτρήσεις είναι σαφώς διαφορετικές από τις τιμές της πίεσης που δίνονται από την εξίσωση (3.5). Σε περίπτωση έλλειψης έντονου γεωγραφικού ανάγλυφου, η συνολική κατακόρυφη τάση (σ_v) είναι περίπου ίση με:

$$\sigma_{\rm v} = \rho_{\rm b} \, g \, Z \tag{3.6}$$

όπου,

 $ρ_b = μέση πυκνότητα κορεσμένου με νερό πορώδους πετρώματος (mean bulk density of water saturated rock)$

Σε υδροστατικές συνθήκες από τις εξισώσεις 3.2, 3.5 και 3.6 προκύπτει ότι για την ενεργό κατακόρυφη τάση ισχύει:

$$\sigma'_{v} \sim (\rho_{b} - \rho_{w}) g Z \qquad (3.7)$$

Σε μη υδροστατικές συνθήκες είναι απαραίτητη η μέτρηση της πορικής πίεσης και στη συνέχεια η χρήση των προηγούμενων εξισώσεων για τον υπολογισμό των ενεργών τάσεων. Οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές των οριζόντιων τάσεων, σ_{hmax} και σ_{hmin}, πρέπει να υπολογίζονται από μετρήσεις ή αξιολογώντας το γεωλογικό καθεστώς της περιοχής.

3.4 Ελαστική απόκριση των πόρων κατά την πλήρωση ενός ταμιευτήρα

Η ελαστική απόκριση του υπεδάφους κατά τη διάρκεια της πλήρωσης ενός ταμιευτήρα μπορεί να έχει **στιγμιαία (άμεσα)** ή **καθυστερημένα** αποτελέσματα. Κατά τους Rice και Cleary (1976) σύμφωνα με την ποροελαστική προσέγγιση, η στερεή και υγρή φάση θεωρούνται συμπιεστές (αυτή η θεώρηση βρίσκεται σε αντίθεση με την εδαφομηχανική προσέγγιση, η οποία υποθέτει ότι είναι ασυμπίεστες, αν και το έδαφος παρουσιάζει ένα βαθμό συμπίεσης). Τα άμεσα αποτελέσματα οφείλονται στην ελαστική απόκριση φόρτισης, ενώ τα καθυστερημένα οφείλονται στις μεταβολές της πορικής πίεσης που προκύπτει από τη διάχυση του νερού στα υποκείμενα πετρώματα (Talwani, 1997). Οι Bell και Nur (1978) όρισαν τη μεταβολή της αντοχής του πετρώματος (ή του ρήγματος) ΔS, ως :

$$\Delta S = \mu_f \left(\Delta \sigma_n - \Delta p_p \right) - \Delta \tau \tag{3.8}$$

όπου,

 $\mu_{\rm f}$ = συντελεστής τριβής της επιφάνειας ολίσθησης του ρήγματος

Δσ_n = μεταβολή συμπιεστικής κανονικής τάσης (ολικής τάσης)

 $\Delta p_p = μεταβολή της πορικής πίεσης$

Δτ = μεταβολή διατμητικής τάσης

ΔS= μεταβολή της αντοχής του πετρώματος ή ρήγματος

Από την εξίσωση (3.8) παρατηρείται ότι:

μείωση της αντοχής του πετρώματος ή του ρήγματος (ΔS) μπορεί να προκληθεί από μεταβολές είτε της πορικής πίεσης είτε της σχετιζόμενης με τη φόρτιση, κανονικής τάσης (Δσ_n).

Η εξίσωση (3.8) είναι παρόμοια με την εξίσωση (3.4) και είναι μια άλλη εκδοχή του κριτηρίου διάρρηξης Mohr-Coulomb, το οποίο συσχετίζει τη διατμητική τάση κατά την ολίσθηση με τη δημιουργία της ενεργού τάσης και το συντελεστή τριβής (Talwani, 1997).

3.4.1 Αστράγγιστη απόκριση (Undrained response)

Η αστράγγιστη απόκριση ορίζεται ως η κατάσταση κατά την οποία ρευστό δε μπορεί να εξέλθει ή να εισέλθει στους πόρους του υπεδάφους ενός ταμιευτήρα λόγω χαμηλής διαπερατότητας για το συγκεκριμμένο ρυθμό φόρτισης του πυθμένα του ταμιευτήρα. Η αστράγγιστη απόκριση οφείλεται στη μεταβολή της πορικής πίεσης.

Στην κατάσταση αυτή το δείγμα του πετρώματος υποβάλλεται σε παραμόρφωση, η οποία ονομάζεται αστράγγιστη. Στην περίπτωση της πλήρωσης ενός ταμιευτήρα έχει παρατηρηθεί ότι η "άμεση" αύξηση (δηλαδή μια ταχεία απόκριση) της πορικής
πίεσης συμβαίνει στα υποκείμενα πετρώματα λόγω πρόσθετου φορτίου στον πυθμένα του ταμιευτήρα. Αν η ροή του νερού από ή προς τους πόρους δεν είναι εφικτή, όπως συμβαίνει σε φραγμένες από άργιλο διαρρήξεις, τότε λαμβάνει χώρα **αστράγγιστη** αύξηση της πορικής πίεσης (Δp_u), η οποία διατηρείται μέχρι να διαχυθεί τελικά στον περιβάλλοντα χώρο (Talwani, 1997).

3.4.2 Στραγγισμένη Απόκριση (Drained response)

Η στραγγισμένη απόκριση ορίζεται ως η κατάσταση κατά την οποία το ρευστό των πόρων μπορεί να εισέλθει ή να εξέλθει μέσα από αυτούς, με αποτέλεσμα τη γρήγορη (άμεση) απόκριση σε κάθε μεταβολή της φόρτισης του πυθμένα ενός ταμιευτήρα. Η αστράγγιστη απόκριση μεταβάλεται και ύστερα από κάποιο χρονικό διάστημα γίνεται στραγγισμένη απόκριση μετά τη διάδοση όλης της επιπλέον πορικής πίεσης που προκαλείται από τη φόρτιση. Η στραγγισμένη απόκριση στις μεταβολές της πίεσης είναι ζήτημα σχετικό: αν ο χρόνος απόκρισης για αποστράγγιση είναι μεγάλος (περίπτωση μικρής διαπερατότητας) σε σχέση με το ρυθμό φόρτισης, το ρευστό των πόρων μπορεί να αποκριθεί μόνο αργά στη μεταβολή της πίεσης.

Ως στραγγισμένη απόκριση μπορεί να θεωρηθεί η διαδικασία κατά την οποία το υγρό αφήνει τους πόρους και η περίσσεια πορικής πίεσης (Δp_u) μειώνεται στο μηδέν, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.4c για τη μεταβολή της πορικής πίεσης από την κατάσταση p₂ στην p₃. Η στραγγισμένη απόκριση παρουσιάζει πάντα μια καθυστέρηση σε σχέση με την επαγόμενη μεταβολή της τάσης Δp_u, η οποία προκύπτει από την ταχεία αρχική πλήρωση. Η καθυστέρηση αυτή εξαρτάται από τις υδρομηχανικές ιδιότητες του πετρώματος (διαπερατότητα, συμπιεστότητα, ιξώδες, βαθμός κορεσμού, πορώδες). Επίσης χημικές επιδράσεις λόγω της αύξησης της πίεσης μπορεί να επηρεάσουν την αντοχή του πετρώματος.

Στην περίπτωση στραγγισμένης απόκρισης ο συνδυασμός της μεταβολής της πορικής πίεσης και της μεταβολής της αντοχής ΔS (S₂ σε S₃), απεικονίζεται στο σχήμα 3.4e (Talwani, 1997).



Εικόνα: 3.4(a,b,c,d,e,f): Διάγραμμα που απεικονίζει τους μηχανισμούς της επαγόμενης σειμικότητας λόγω της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Monticello (Talwani, 1997).

3.4.3 Διήθηση ή διασπορά της πορικής πίεσης

Διήθηση ή διασπορά της πίεσης συμβαίνει όταν αυξάνεται το μέτωπο της πίεσης του ταμιευτήρα (από P_4 σε P_5) όπως παρατηρείται και στο σχήμα 3.4d. Η αύξηση της πορικής πίεσης σχετίζεται με μείωση της αντοχής του πετρώματος (από S_4 σε S_5), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.4e. Αυτό συμβαίνει διότι αυξανόμενη η πορική πίεση προκαλεί τη μείωση της ενεργού τάσης που δρα κατά μήκος ενός επιπέδου ολίσθησης. Από τη μείωση της αντοχής αυτής προκαλείται επιπλέον σεισμικότητα, όπως παρατηρείται και στο σχήμα 3.4f, χαρακτηριζόμενη ως αστοχία (failure) στο σχήμα 3.4e (Talwani, 1997).

3.4.4 Συνδυασμένη Απόκριση

Στη συνδυασμένη απόκριση εντάσσονται όλες οι συμπιεστικές φάσεις, έτσι ώστε η πρόβλεψη της μεταβολής της πορικής πίεσης να είναι πιο ακριβής. Οι Rice & Cleary (1976) υπολόγισαν την πλήρως τη συνδυασμένη απόκριση «... για ισότροπο κορεσμένο πορώδες μέσο ...» (Talwani, 1997) η οποία μπορεί να γραφεί ως:

$$\sigma_{ij} = 2G\varepsilon_{ij} + \frac{v}{1+v}\sigma_{kk}\delta_{ij} - \frac{3(v_u - v)}{B(1+v)(1+v_u)}p\delta_{ij}$$
(3.9)

Όπου,

ν, ν_u = Λόγος Poisson σε στραγγισμένες και αστράγγιστες συνθήκες αντίστοιχα

G = μέτρο διάτμησης

B = συντελεστής Skempton

Η πλήρως συνδυασμένη απόκριση είναι πιο σημαντική κατά τη φάση της μεταβολής της συνολικής τάσης, δεδομένου ότι επιτρέπει την πρόβλεψη του βαθμού αστράγγιστης απόκρισης συναρτήσει της πρόσθετης τάσης και πίεσης, συμπεριλαμβάνοντας όλες τις παραμορφώσεις στις διάφορες φάσεις. Μόλις περάσει αρκετός χρόνος και ενεργήσει η διάχυση της πίεσης, η συνάρτηση της πορικής πίεσης p(z,t) θα ελέγχεται από τα αποτελέσματα της διάχυσης, προκαλώντας καθυστέρηση της επαγόμενης σεισμικότητας ως προς το ρυθμό διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα (Talwani, 1997).

Οι παραπάνω παρατηρήσεις είναι ιδιαίτερα εφαρμόσιμες για ισότροπες συνθήκες πετρωμάτων, ωστόσο λόγω των διαρρήξεων (ρωγμές), όπου συχνά παρατηρείται η επαγόμενη σεισμικότητα, υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που συνδέονται με την αντοχή του πετρώματος και τα χρονικά αποτελέσματα της διάχυσης. Μπορεί επίσης να παρουσιαστεί ανισοτροπία στις ελαστικές ιδιότητες, η οποία διαφοροποιεί την προηγούμενη εξίσωση (3.9), αλλά και το χαρακτήρα της επαγόμενης σεισμικότητας. Για παράδειγμα, με μια αύξηση της πορικής πίεσης, η επαγόμενη σεισμικότητα μπορεί να παρατηρηθεί «πάνω σε κατακόρυφες διαρρήξεις σ' ένα περιβάλλον κανονικής ρηγμάτωσης και πάνω σε οριζόντιες διαρρήξεις σ' ένα περιβάλλον ανάστροφης ρηγμάτωσης» (Talwani, 1997). Η Roeloffs (1988) υπολόγισε τη συνδυασμένη απόκριση της πορικής πίεσης λόγω της περιοδικότητας του φορτίου της λίμνης, ενσωματώνοντας την επίδραση της θέσης και του τύπου διαφόρων ρηγμάτων και έδειξε ότι η επίδραση της διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα εξαρτάται από τη θέση και από το είδος της διάρρηξης (εικόνα 3.5).

Περιπτώσεις σταθεροποίησης (μη εμφάνιση επαγόμενης σεισμικότητας) σημειώθηκαν όταν ο ταμιευτήρας της λίμνης βρισκόταν στις παρακάτω θέσεις:

- προσκολλημένος στην πλευρά μεγάλης κλίσης ανάστροφου ρήγματος
- απευθείας επάνω και εκατέρωθεν από μικρής κλίσης ανάστροφο ρήγμα
- πάνω σε επιφανειακό κανονικό ή οριζόντιας ολίσθησης ρήγμα

Περιπτώσεις αποσταθεροποίησης (εμφάνιση επαγόμενης σεισμικότητας) σημειώθηκαν όταν ο ταμιευτήρας βρισκόταν στις εξής θέσεις:

- στο υποκείμενο τμήμα μεγάλης κλίσης ανάστροφου ρήγματος
- προσκολλημένος στην πλευρά μικρής κλίσης ανάστροφου ρήγματος
- πάνω από οριζόντιο ή κανονικό ρήγμα



Εικόνα 3.5: Σχηματική απεικόνιση της θέσης του ταμιευτήρα σε σχέση με τον προσανατολισμό των ρηγμάτων. α)περιπτώσεις σταθεροποίησης (έλλειψη σεισμών) και β) περιπτώσεις αποσταθεροποίησης (παρουσία σεισμικότητας), (Roeloffs, 1988).

3.5 Μηχανισμός της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης της λίμνης (RIS)

Οι κυριότερες παράμετροι για την πρόκληση επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή του ταμιευτήρα είναι η συσσώρευση της αρχικής τάσης και η διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα (διακύμανση πίεσης). Προφανώς, το αποτέλεσμα της πορικής πίεσης είναι η πιο σημαντική παράμετρος για την εμφάνιση επαγόμενης σεισμικότητας. Το γεγονός αυτό συμπεραίνεται και από το ότι επαγόμενοι σεισμοί που συνδέονται με εισπίεση υγρού σε μεγάλου βάθους γεωτρήσεις έχουν παρατηρηθεί σε ταμιευτήρες πετρελαίου. Άλλωστε στις περισσότερες περιπτώσεις, η μάζα των πετρωμάτων είναι κορεσμένη και οι πόροι είναι γεμάτοι υγρό με φυσικό τρόπο, πριν από την πλήρωση του ταμιευτήρα ή την έγχυση του ρευστού μέσα στις μεγάλου βάθους γεωτρήσεις.

Σε γενικές γραμμές, επαγόμενη σεισμικότητα προκαλείται από διατμητική διάρρηξη σε ένα προϋπάρχον επίπεδο ρήγματος (Talwani, 2000). Η μεταβολή της αντοχής ΔS (εξίσωση 3.8) κατά μήκος ενός προϋπάρχοντος επιπέδου ρήγματος ως αποτέλεσμα της πλήρωσης του ταμιευτήρα, επηρεάζεται από τη μεταβολή της πορικής πίεσης ΔΡ, η οποία μπορεί να αναλυθεί σε δύο συνιστώσες (Talwani, 2000):

$$\Delta \mathbf{P} = \Delta \mathbf{P}_{i} + \Delta \mathbf{P}_{diff} \tag{3.10}$$

όπου,

ΔΡ = συνολική μεταβολή πορικής πίεσης

ΔP_i = μεταβολή της πορικής πίεσης, πριν τη διάχυση, λόγω άμεσης επίδρασης.

 ΔP_{diff} = μεταβολή της πορικής πίεσης λόγω διάχυσης

Αρνητικές τιμές του ΔS σημαίνει αποδυνάμωση, ενώ θετικές τιμές σημαίνουν ενίσχυση.

Το υπέδαφος ανταποκρίνεται στη πλήρωση του ταμιευτήρα με μεταβολές της διατμητικής και κανονικής τάσης πάνω στο επίπεδο του ρήγματος. Σε γενικές γραμμές, η αύξηση διατμητικής τάσης (Δτ), η αύξηση της πορικής πίεσης (ΔΡ), ή η μείωση της κανονικής τάσης (Δσ_n) μπορεί να προκαλέσουν ολίσθηση στην "επιφάνεια" του ρήγματος. Μια πιθανή εξήγηση για χαμηλής αντοχής ρήγμα μπορεί να είναι απλά η υδρομηχανική μείωση της αντοχής λόγω των υψηλών πιέσεων του υγρού που βρίσκεται στην περιοχή του ρήγματος (Rajendran & Harish, 2000).

Η απόκριση της παρατεταμένης σεισμικότητας ως προς την επαναπλήρωση του ταμιευτήρα συχνά παρουσιάζει μια χρονική υστέρηση. Στην περίπτωση αυτή η διήθηση της πορικής πίεσης παίζει σημαντικό ρόλο.

Τα αποτελέσματα της διήθησης στην επαγόμενη σεισμικότητα είναι τα εξής:

Η αύξηση ή η μείωση της στάθμης του ταμιευτήρα μεταβάλλει το μέτωπο της πίεσης του υγρού που βρίσκεται μέσα στα πετρώματα ακριβώς κάτω από τη λίμνη.

Η αύξηση αυτή της πίεσης μεταδίδεται σταδιακά μέσα στα υποκείμενα του ταμιευτήρα πετρώματα μέσω της διαδικασίας της διάχυσης της πορικής πίεσης.

Επειδή η διάχυση είναι μια αργή διαδικασία, αν τα πετρώματα είναι χαμηλής διαπερατότητας, οι μεταβολές του μετώπου της πίεσης στον ταμιευτήρα μπορεί να διαρκέσουν μεγάλο χρονικό διάστημα (από μήνες έως χρόνια) μέχρις ότου επιτευχθεί ενδεχομένως ολίσθηση του ρήγματος βαθιά κάτω από τον ταμιευτήρα. Ως εκ τούτου, η σεισμική δραστηριότητα που συνδέεται με τον ταμιευτήρα ενός φράγματος μπορεί να παρουσιάσει σημαντική καθυστέρηση.

Εποχική αύξηση ή μείωση της στάθμης της λίμνης δημιουργεί διακύμανση της πίεσης (forcing function) που μπορεί να αντανακλάται στην απόκριση της πίεσης στο βάθος σαν μια συνάρτηση ποικίλων αποκρίσεων, με χρονική καθυστέρηση και συνήθως μειωμένου μεγέθους.

Για να γίνει κατανοητή η χρονική και χωρική κατανομή της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω της μηχανικής επίδρασης της διάχυσης της πορικής πίεσης, οι Talwani & Acree (1985) όρισαν τον όρο **σεισμική υδραυλική διηθητικότητα (Seismic Hydraulic diffusivity)** και τη συμβόλισαν ως α_s με την απλή σχέση:

$$\alpha_{\rm s} = {\rm L}^2 / {\rm t} \tag{3.11}$$

όπου,

L = απόσταση μεταξύ εστίας σεισμού και της πηγής του μετώπου της πορικής πίεσης (ταμιευτήρα),

t = χρονική καθυστέρηση μεταξύ της έναρξης της σεισμικής δραστηριότητας και του χρόνου πλήρωσης της λίμνης.

Χρησιμοποιώντας αυτή τη σχέση έχει υπολογιστεί ένα εύρος τιμών της α_s και μια χαρακτηριστική επικρατούσα τιμή, περίπου 5 × 10⁴cm²/s, η οποία ισχύει για τις πιο πολλές περιοχές.

Ένα παράδειγμα παρατεταμένης σεισμικότητας που μπορεί να παρατηρηθεί σε ενεργούς ταμιευτήρες δίδεται πιο κάτω (εικόνα 3.6), όπου το επίπεδο της στάθμης του ταμιευτήρα διακυμάνθηκε σε τακτά χρονικά διαστήματα. Το σχήμα της εικόνας 3.6 παρουσιάζει μία τέτοια διακύμανση του ταμιευτήρα Koyna με την αντίστοιχη παρατηρούμενη σεισμικότητα κατά την περίοδο του 1983 (Rajendran & Harish, 2000).



Σχήμα 3.6: Διάγραμμα παρατεταμένης σεισμικότητας και διακύμανσης της στάθμης της λίμνης Koyna κατά τη διάρκεια του 1983 (Rajendran & Harish, 2000).

3.6 Απόψεις και βασικά χαρακτηριστικά της επαγόμενης σεισμικότητας σύμφωνα με τα μέχρι σήμερα επιστημονικά δεδομένα.

 Τα επίκεντρα των επαγόμενων σεισμών βρίσκονται συνήθως στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα (Judd 1974, Shebalin et al. 1974a).

 Οι επαγόμενοι σεισμοί είναι επιφανειακοί και βρίσκονται σε βάθη έως 15 χιλιομέτρα περίπου (Skipp and Higgins, 1981).

3. Στους επαγόμενους σεισμούς η τιμή b της εξίσωσης Gutenberg-Richter (logN(M)=α-bM) είναι 1.3 έως 1.5 φορές μεγαλύτερη από ότι στους φυσικούς τεκτονικούς σεισμούς (Judd 1974, Gupta & Rastogi 1976).

4. Συνήθως η επαγόμενη σεισμική ακολουθία ανήκει στον τύπο ΙΙ Mogi (1966) όπου οι προσεισμοί διαχωρίζονται από τους μετασεισμούς από την παρουσία ενός κύριου σεισμού μεγαλύτερου μεγέθους (Judd, 1974).

5. Από 57 περιπτώσεις, που μελέτησαν οι Castle et al. (1980), οι 22 συνδέονται με βαρυτικά ρήγματα ολίσθησης.

6. Στους επαγόμενους σεισμούς λόγω πλήρωσης του ταμιευτήρα, εισπίεσης υγρού ή αερίου και άντλησης πετρελαίου σε υπεδαφικούς ταμιευτήρες, τα παρατηρούμενα χαρακτηριστικά όπως πτώση τάσης, εδαφικές κινήσεις και παράμετροι σεισμικής πηγής δεν διαφοροποιούνται πολύ σε σχέση με τα χαρακτηριστικά των σεισμών που οφείλονται αποκλειστικά σε φυσικά τεκτονικά αίτια (Gupta, 2002).

7. Το μέγεθος ενός επαγόμενου σεισμού καθορίζεται από το γεωλογικό καθεστώς της εκάστοτε υπό μελέτης περιοχής και δεν εξαρτάται από την πλήρωση του ταμιευτήρα (Gupta, 2002).

8. Τα περισσότερα παραδείγματα επαγόμενης σεισμικότητας έλαβαν χώρα σε περιοχές με χαμηλά ποσοστά τεκτονικής φόρτισης και καθεστώς κανονικών ρηγμάτων, όπως η περίπτωση της περιοχής Sierra στην California, ή σε ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Simpson et al., 1988).

9. Η πιθανότητα εκδήλωσης σεισμών κάτω αλλά και γύρω από την περιοχή ενός ταμιευτήρα μπορεί να αυξηθεί λόγω της πλήρωσης. Σε ορισμένες από τις πιο ολοκληρωμένες και με αξιόπιστα δεδομένα μελέτες παρατηρείται αυξημένο ποσοστό σεισμικής δραστηριότητας σε βάθος 10-15Km (Segall et al. 1994, Simpson and Negmatullaev 1981).

10. Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρείται ένας μεγαλύτερος του συνήθους αριθμός σεισμών μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια της πρώτης δεκαετίας, αν και η σχέση μεταξύ της χρονικής πλήρωσης του ταμιευτήρα και της επαγόμενης σεισμικότητας δεν είναι σταθερή ούτε πλήρως κατανοητή (Anderson and O'Connell 1993, Scholz ,1988, 2002, Simpson 1986).

Σε ορισμένες περιπτώσεις η επαγόμενη σεισμικότητα παρατηρείται αμέσως μετά την έναρξη της πλήρωσης. Παράδειγμα, ο επαγόμενος σεισμός M=6.3 που προκλήθηκε σε λιγότερο από επτά μήνες μετά την έναρξη της πλήρωσης της λίμνης των Κρεμαστών στην Ελλάδα το 1966 (Comninakis et al., 1968). Αντίθετα υπάρχουν περιπτώσεις, όπως ο σεισμός στο Oroville (Bell & Nur, 1978), που έλαβε χώρα δέκα χρόνια μετά την πλήρωση.

11. Από τις επιμέρους μελέτες, οι επαγόμενοι σεισμοί εμφανίζονται να διεγείρονται από πολύ μικρές μεταβολές των τάσεων, μερικές φορές αρκεί μόνο ένα μικρό κλάσμα της τάξεως του ενός bar. Σε περιπτώσεις όπως, Killary (Νοτιοδυτική Ινδία), Aswan (Αίγυπτος), Big Bear (Καλιφόρνια), Nurek (Τατζικιστάν), Monticello (Καλιφόρνια), οι υπολογιζόμενες μεταβολές της τάσης είναι αξιοσημείωτα μικρές, συνήθως ένα μικρό ποσοστό της πτώσης τάσης των διεγειρόμενων σεισμών (Zoback & Hickman, 1982). Στα μέσα της δεκαετίας του 1990 από πολλές μελέτες προέκυψε ότι σεισμοί μπορεί επίσης να προκληθούν από τη μεταφερόμενη τάση που απελευθερώνεται από άλλους σεισμούς. Επαγόμενος σεισμός λόγω μεταβολών της τάσης της τάξεως 1-3 bar φαίνεται να είναι σε θέση να διεγείρει μεγάλους σεισμούς, όπως ο σεισμός Big Bear M=6.5 (California) ο οποίος έλαβε χώρα μετά από τρεις ώρες και σε απόσταση 30Km από το σεισμό Landers M=7.4 (Harris and Simpson 1992, King et al. 1994), ενώ λόγω μεταβολών της τάσεως της τάξεως των 20-25bar μπορεί να προκαλέσει μεγάλο αριθμό από μικρότερου μεγέθους σεισμούς (Harris and Simpson 1992, Harris et al. 1995, Stein et al. 1992, Lin and Stein 2004).

Πίνακας με τις κυριότερες περιπτώσεις φραγμάτων με χαρακτηριστικά εμφάνισης επαγόμενης σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή των ταμιευτήρων τους

Όνομα Φράγματος	Χώρα	Έτος (αρχικής πλήρωσης)	Μέγεθος επαγόμενου σεισμού
Marathon	Greece	1931	Ένταση V (1931)
Hoover	USA	1939	M=5.0
Τ. Λίμνη Crowley	USA	1941	M-6.0
Kurobe	Japan	1961	M=4.9
Xinfengjiang	China	1962	M=6.1
Canelles	Spain	1962	M=4.7
Kariba	Zambia	1963	M=6.2
Monteynard	France	1963	M=4.9
Grandval	France	1963	M=4.7
Akosombo	Ghana	1964	M=4.7
P.Colombia Volta Grande	Spain	1964	M=4.1
Kremasta	Greece	1966	M=6.0
Benmore	N. Zealand	1966	M=5.0
Piastra	Italy	1966	M=4.4
Koyna	India	1967	M=6.3
Banjina-Basta	Yugoslavia	1967	M=4.5-5.0
Kastraki	Greece	1969	M=4.6
Nanshui	China	1970	M=2.3
Kerr	USA	1971	M=4.9
Vouglans	France	1971	M=4.4
Qianjin	China	1971	M=3.0
Nurek	Tajikistan	1972	M=4.6
Zhelin	China	1972	M=3.2
Danjiangkou	China	1973	M=4.7
Shenwo	China	1974	M=4.8
Clark Hill	USA	1974	M=2.8
Nanchong	China	1974	M=2.9
Huangshi	China	1974	M=2.9
Oroville	USA	1975	M=5.7
Manicouagan	Canada	1975	M=4.1
Λίμνη Pukaki	N.Zealand	1978	M=4.6
Monticello	S. Carolina	1978	M=4.1
Hunanzhen	China	1979	M=2.8
Aswan	Egypt	1981	M=5.3
Srinakharin	Thailand	1983	M=5.9
Bhatsa	India	1983	M=4.9
Dengjiaqiao	China	1983	M=2.2
Shengjiaxia	China	1984	M=3.6
Khao Leam	Thailand	1985	M=4.5
Wujiangdu	China	1985	M=2.8

3.7 Γενικά Συμπεράσματα

Οι μηχανισμοί μέσω των οποίων προκαλείται επαγόμενη σεισμικότητα έχουν μελετηθεί εκτενώς από τους Talwani & Acree (1985), Simpson et al. (1988), Roeloffs (1988), Talwani (1997). Στις σημαντικότερες παράμετρους των μηχανισμών αυτών περιλαμβάνονται η διατάραξη των τάσεων και πορικών πιέσεων σε βάθη που εξαρτώνται από το βάρος του νερού στον ταμιευτήρα, καθώς και τη διάδοση-διασπορά των επιπλέον επαγόμενων πορικών πιέσεων από τον πυθμένα του ταμιευτήρα στα βάθη των επικέντρων. Μελέτες έχουν δείξει ότι οι παράμετροι που ρυθμίζουν αυτές τις διεργασίες είναι οι προϋπάρχουσες τεκτονικές τάσεις και πορικές πιέσεις, η διαπερατότητα της μάζας των πετρωμάτων και των διαρρηγμένων συστημάτων (fracture system), η αντοχή των ρηξιγενών συστημάτων (Assumpção et al., 2002).

Λόγω της ετερογένειας των ιδιοτήτων των πετρωμάτων κάτω από ένα ταμιευτήρα (συμπεριλαμβανομένων παραγόντων όπως τα συστήματα διάρρηξης, το πορώδες, η λιθολογία, η διαπερατότητα, καθώς και το εντατικό πεδίο τάσεων της περιοχής) η επαγόμενη σεισμικότητα λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα μπορεί να εκδηλώσει περίπλοκα χρονικά και χωρικά αποτελέσματα. Για παράδειγμα, μπορεί να υφίσταται μετανάστευση της δραστηριότητας από μια περιοχή του ταμιευτήρα σε άλλη, λόγω του σύνθετου υποβάθρου, όπως στον ταμιευτήρα Acu, βορειοανατολικά της Βραζιλίας (Assumpção et al., 2002).

Προτάσεις για διαφοροποίηση της επαγόμενης σεισμικότητας σε δύο κύριες κατηγορίες έχουν γίνει από Simpson et al. (1988) και Talwani (1995, 1997). Οι δύο κατηγορίες του Simpson et al. (1988) είναι:

Η «ταχεία», όταν η δραστηριότητα ξεκινά αμέσως μετά την ολοκλήρωση της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα ή μετά από μεγάλες διακυμάνσεις της στάθμης, και σταματάει μετά από μερικές ημέρες.

Η «καθυστερημένη», όταν η κύρια σεισμικότητα, συμπεριλαμβανομένου και του μεγαλύτερου σεισμού, συμβαίνει αρκετά χρόνια μετά την πλήρωση και ύστερα από διακυμάνσεις της στάθμης που λαμβάνουν χώρα σε μια σειρά ετήσιων κύκλων.

Ο Talwani (1995, 1997) διακρίνει επίσης δύο κατηγορίες επαγόμενης σεισμικότητας:

Την «αρχική», αυτή που σχετίζεται με την αρχική πλήρωση ή με μεγάλες και απότομες αλλαγές της στάθμης του νερού.

Την «παρατεταμένη» η οποία εμφανίζεται μετά τη μείωση της επίδραση της αρχικής σεισμικότητας και διατηρείται για πολλά χρόνια χωρίς σημαντική μείωση στη συχνότητα και το μέγεθος (τα υπόκεντρα μπορεί να βρίσκονται κάτω από τον ταμιευτήρα ή στην ευρύτερη περιοχή.

Παρά το γεγονός ότι ορισμένοι ταμιευτήρες εμφανίζουν μόνο μια ταχεία-αρχική απόκριση, άλλοι εμφανίζουν και τις δύο μορφές επαγόμενης σεισμικότητας (και ταχεία και καθυστερημένη απόκριση), με μια περίοδο δραστηριότητας μετά την ταχεία απόκριση (Assumpção, 2002).

Παρά την προσπάθεια για την ερμηνεία των μηχανισμών της επαγόμενης σεισμικότητας, παραμένει δύσκολο να προβλεφθεί η έκταση και η ένταση της επαγόμενης σεισμικότητας ενός μελλοντικού φράγματος, λόγω της πρακτικής δυσκολίας στην ακριβή χαρτογράφηση ενός μεγάλου όγκου πετρώματος κάτω από τον ταμιευτήρα, ιδίως σε σχέση με βασικές παραμέτρους, όπως η επί τόπου κατανομή των τάσεων, το πρωτογενές ή δευτερογενές πορώδες, η διαπερατότητα, ο προσανατολισμός και η συχνότητα των συστημάτων διάρρηξης-ρηγμάτωσης. Από τεχνική άποψη, στατιστικές μελέτες σε παλαιότερες περιπτώσεις μπορεί να είναι χρήσιμες για την εκτίμηση μελλοντικών ταμιευτήρων. Με αυτή την έννοια, συμπληρωμένες μελέτες προηγούμενων περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας σε όλον τον κόσμο, μαζί με τη χρονική, χωρική και γεωτεκτονική κατανομή τους, θα μπορούσαν να οδηγήσουν σε καλύτερη εκτίμηση μελλοντικών επιπτώσεων σε φραγμάτα υπό κατασκευή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας

Το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας, όπως ήδη αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, έχει παρατηρηθεί και σε άλλες περιπτώσεις όπως, η άντληση παραγωγής πετρελαίου και γεωθερμικών ρευστών, εισπιέσεις ρευστών υπό μορφή ενέσεων σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και πίεσης, υπόγειες εξορύξεις μεγάλης κλίμακας και επίσης σε ιδιαίτερα μεγάλης κλίμακας επιφανειακές εκσκαφές.

Στο παρόν κεφάλαιο αναγράφονται τα σημαντικότερα διεθνώς παραδείγματα επαγόμενης σεισμικότητας που οφείλονται σε πλήρωση ταμιευτήρων ανάντη μεγάλων φραγμάτων, τα οποία χρησιμεύουν κυρίως για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.

4.1 Γεωγραφική κατανομή περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης τεχνητών λιμνών

Οι τεκμηριωμένες περιπτώσεις οι οποίες οφείλονται τόσο στην αρχική πλήρωση νέων ταμιευτήρων, όσο και σε μεγάλες εποχικές διακυμάνσεις αυτών μελετήθηκαν και ταξινομήθηκαν από τον Knoll (1992) με κριτήριο το μέγεθος του μέγιστου επαγόμενου σεισμού, χωρίς να λαμβάνεται υπόψη ο χρόνος εκδήλωσης του.

Σύμφωνα με την ταξινόμηση αυτή η πρώτη **ομάδα Ι** περιλαμβάνει όλες τις περιπτώσεις με μέγεθος επαγόμενου σεισμού Μ≥6.0, η δεύτερη **ομάδα ΙΙ** περιλαμβάνει περιπτώσεις με μέγεθος που κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤5.9, και η τρίτη **ομάδα ΙΙΙ** περιπτώσεις με μεγέθη M≤3.0, χαρακτηρίζοντας τις διάφορες παγκοσμίως περιπτώσεις ως σφοδρής, ήπιας και χαμηλής επαγόμενης σεισμικότητας αντίστοιχα (πίνακας 4.1).

Αριθμός	Επαγόμενη	Εύρος	Μέγιστου	Πλήθος	Επίπεδο RIS
1	Χαμηλή	≤ 3.0		35	III
2	Ήπια	3.1 - 3.9		30	II
3	Μέτρια	4.0 - 5.9		34	II
4	Σφοδρή	≥ 6.0		4	I

Πίνακας 4.1: Ταξινόμηση παγκόσμιων περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας σε τρία επίπεδα (Knoll, 1992).

Εκτός από την κατηγοριοποίηση αυτή, η οποία κατατάσσει την κάθε περίπτωση επαγόμενης σεισμικότητας σε ένα από τα τρία επίπεδα επαγόμενης σεισμικότητας Ι, ΙΙ και ΙΙΙ, έγινε καταγραφή και καταχώρηση όλων των περιπτώσεων (107 στο σύνολό τους) σε πίνακα (Πίνακας 4.2), ο οποίος περιγράφει τη γεωγραφική θέση του κάθε ενός, το μέγιστο βάθος του ταμιευτήρα, το μέγιστο παρατηρούμενο επαγόμενο μέγεθος της κάθε περίπτωσης, ο χρόνος γένεσης του επαγόμενου σεισμού, καθώς και το επίπεδο επαγόμενης σεισμικότητας στο οποίο ανήκει η κάθε

Πίνακας 4.2: Καταγραφή περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας, έως το 1990, λόγω πλήρωσης ταμιευτήρων (Guha & Patil, 1992).

No.	Φράγμα-Χώρα	Γεωγραφική θέση (φ°, λ°)	Μέγιστο βάθος του ταμιευτήρα	Μέγιστο μέγεθος επαγόμενου σεισμού	Ημερ/νία	Επίπεδο επαγόμενης σεισμικότητας
1	Akosombo -Ghana	07.50N,00.25E	109	5.3	11.64	II
2	Almendra - Spain	41.21N, 06.16W	185	2		Ш
3	Arimine - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	П
4	Asahi (GIFU)	N/A	N/A	>3.5	N/A	П
5	Aswan - Egypt	N/A	111	5.6	14.11.81	П
6	Bajina Basta -	43.97N, 19.37E	81	4.8	03.07.67	П
7	Benmoew - New	44.40S, 170.23E	96	5	07.07.66	П
8	Bhatsa - India	19.51N, 73.42E	58	4.8	15.09.83	П
9	Blowering - Australia	35.50S, 148.00E	95	3.5	06.01.73	П
10	Cabin Creek - USA	39.62, 105.72W	46	2	1968	III
11	Cajuru - Brazil	20.30S, 44.70W	21	4.7	23.01.72	11

12	Camarillas, Spain	38.36N, 01.65W	44	4.1	15.04.64	II
13	Canelles - Spain	42.03N, 00.65E	132	4.7	09.06.62	II
14	Charvak - Uzbekistan	Πλησίον Tashkent	130	4	15.03.77	Ш
15	Clark Hill - USA	33.85N, 82.38W	54	4.3	02.08.74	Ш
16	Contra - Switzerland	46.23N, 08.83E	190	3	10.65	Ш
17	Coyote Valley - USA	39.23N, 123.17W	22	5.2	06.06.62	Ш
18	Danjiangkou - China	32.69N, 111.08E	86	4.7	29.11.73	Ш
19	Eguzon, France	N/A	61	3.5	N/A	Ш
20	El Cenajo - Spain	38.38N, 02.23W	75	N/A	73	Ш
21	El Grado - Spain	42.38N, 00.17E	85	N/A	N/A	
22	Emosson -	46.09N, 06.91E	170	3	73 - 74	Ш
23	Eucumbene -	36.08S, 148.72E	106	5	18.05.59	Ш
24	Fairfield - USA	34.34N, 81.32W	49	2.8	10.78	Ш
25	Flaming Gorge - USA	41.25N, 109.50W	139	Μείωση της	N/A	Ш
26	Foziling - China	N/A	74	4.5	11.08.73	Ш
27	Ghirni - India	18.37N, 76.38E	15	2	N/A	Ш
28	Glen Canyon - USA	37.07N, 11.22W	178	Μείωση της	N/A	III
29	Gordon River Power	N/A	140	N/A	N/A	Ш
30	Grancarevo -	42.75N, 18.48E	105	3	68 - 70	Ш
31	Granval - France	44.97N, 03.10E	78	V	05.08.63	П
32	Hendrik Verwoerd -	30.63S, 25.78E	55	2	71	Ш
33	Hitotsuse - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
34	Hoover - USA	36.13N, 114.43W	191	5	10.03.40	Ш
35	Huangshi - China	N/A	40	2.3	21.09.74	Ш
36	Idukki - India	09.83N, 76.97E	166	3.5	02.07.77	Ш
37	Ingouri - Russia	Caucasus	270	4.4	12.79	П
38	ltezhitezhi - Zambia	15.79S, 25.07E	62	4.2	13.05.78	П
39	Izvorul Muntelui -	N/A	127	2	N/A	Ш
40	Jocasse - USA	34.98N, 82.94W	107	3.7	25.08.79	II
41	Kadana - India	23.30N, 73.80E	58	2.5	N/A	Ш
42	Kamafusa - Japan	38.15N, 140.50E	42	3	N/A	Ш
43	Kariba -	16.93S, 27.93E	122	6.2	23.09.63	I
44	Kastraki - Greece	38.67N, 21.70E	91	4.6	N/A	П
45	Keban - Turkey	38.82N, 39.33E	182	3	06.73	Ш
46	Keowee - USA	34.80N, 82.89W	53	3.8	13.07.71	Ш
47	Kerr - USA	47.70N, 114.17W	54	4.9	28.07.71	11
48	Kinnersani - India	17.68N, 80.67E	62	5.3	13.04.69	11
49	Koyna - India	17.62N, 73.76E	100	7	10.12.67	1
50	Kremasta - Greece	38.90N, 21.53E	120	6.3	05.02.66	1

51	Kurobe - Japan	36.53N, 137.65E	180	4.9	19.08.61	Ш
52	Kuzuryu - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
53	LaCohilla - Spain	43.21N, 04.54W	98	N/A	75	Ш
54	Leroy Anderson -	N/A	72	Μείωση	73	Ш
55	Makio - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	П
56	Mangalam - India	10.63N, 76.52E	29	3	63	Ш
57	Manga - Pakistan	33.22N, 73.68E	104	3.6	28.05.67	П
58	Manicouagan -	50.11N, 68.65W	96	4.1	23.10.75	Ш
59	Marathon - Greece	38.18N, 23.90E	60	5.7	20.07.38	П
60	Mica - Canada	52.07N, 118.30W	191	4.1	05.01.74	П
61	Midono - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
62	Miomote - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
63	Mississippi River	N/A	N/A	προσεισμοί	N/A	Ш
64	Monteynard - France	44.90N, 05.70E	125	4.9	25.04.63	Ш
65	Mula - India	19.37N, 74.62E	44	1.5	72	Ш
66	Magarjunsagar -	16.46N, 79.20E	114	3.5	N/A	Ш
67	Nagawado - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
68	Nanchong - China	N/A	45	2.8	25.07.74	Ш
69	Narugo - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
70	Nurek - Tajikistan	38.42N, 69.27E	285	4.6	27.11.72	Ш
71	Ohkura - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
72	Oroville - USA	39.53N, 121.43W	204	5.7	01.08.75	Ш
73	Ouedd Fodda -	36.02N, 01.60E	83	3	05.33	Ш
74	Palisades - USA	43.23N, 111.12W	67	3.7	10.06.66	Ш
75	Parambikulam - India	10.38N, 76.80E	66	3	N/A	Ш
76	Piastra - Italy	44.21N, 07.21E	84	4.4	07.04.66	П
77	Pieve de Cadore -	46.45N, 12.41E	98	V	13.01.60	Ш
78	Porto Colombia -	20.12S, 48.35W	50	5.1	24.02.74	II
79	Qianjin - China	N/A	50	3	20.10.71	Ш
80	Rocky Reach - USA	7.78N, 120.17W	53	N/A	N/A	
81	Sainte-Croix - France	N/A	85	2.2	N/A	Ш
82	San Louis - USA	37.07N,121.13W	104	N/A	N/A	
83	Sanford - USA	35.63N, 101.67W	67	N/A	N/A	
84	Schlegeis - Austria	47.07N, 11.77E	113	2	04.73	Ш
85	Sefia Rud - Iran	36.75N, 49.37E	80	4.7	02.08.68	Ш
86	Serre-Poncen -	N/A	129	3.3	23.08.66	П
87	Sharavathy - India	14.10N, 76.82E	38	2	N/A	Ш
88	Shasta - USA	40.77N,122.30W	152	2	N/A	Ш
89	Chenwo - China	N/A	50	4.8	02.12.74	II

90	Sholayar - India	10.31N, 76.77E	59	2	N/A	111
91	Sriramsagar - India	19.00N, 78.33E	43	3.2	21.07.84	Ш
92	Talbingo - Australia	35.72S, 148.33E	142	3.5	06.01.73	Ш
93	Tarbela - Pakistan	34.13N, 72.79E	137	3	N/A	Ш
94	Tohri - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	Ш
95	Toktogul - Kyrgyzstan	41.74N, 72.79E	185	2.5	N/A	Ш
96	Tsengwen - Taiwan	23.31N, 120.65E	124	3	N/A	Ш
97	Uchkawa - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	П
98	Ukai - India	21.25N, 73.72E	64	3	N/A	Ш
99	Vajont - Italy	46.27N, 12.38E	232	3	63	Ш
100	Varragamba -	33.97S, 150.42E	104	5.4	09.03.73	П
101	Vidra Lortu -	N/A	121	2.8	N/A	Ш
102	Vidraru-Arges -	N/A	167	2.8	N/A	Ш
103	Volta Grande - Brazil	20.14N, 48.05W	32	5.1	24.02.74	П
104	Vouglans - France	46.42N, 05.68E	112	4.4	21.06.71	П
105	Hsifengchiang - China	23.78N, 114.58E	80	6.1	18.03.62	1
106	Yuda - Japan	N/A	N/A	>3.5	N/A	II
107	Zhelin - China	N/A	62	3.2	14.10.72	11

Η γεωγραφική κατανομή όλων των παραπάνω περιπτώσεων απεικονίζεται στον παγκόσμιο χάρτη που δημιουργήθηκε σε ΓΣΠ με τη χρήση των γεωγραφικών συντεταγμένων της θέσης του κάθε ταμιευτήρα που αναγράφονται στον πίνακα 4.2 (εικόνα 4.1).

Η γεωγραφική κατανομή της εικόνας 4.2 απεικονίζει το επίπεδο επαγόμενης σεισμικότητας της κάθε περίπτωσης (level of induced seismicity), καθώς και το μέγιστο επαγόμενο μέγεθος που χαρακτηρίζει την κάθε μία από αυτές.





Όπως προκύπτει από τους πίνακες 4.1 και 4.2 στην **ομάδα Ι**, η οποία παρουσιάζει την πιο σφοδρή σεισμικότητα, έχουμε μόνο τέσσερις περιπτώσεις παγκοσμίως, οι οποίες είναι:

α) Φράγμα **Hsinfengchiang** στην Κίνα, επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.1 το 1962.

β) Φράγμα Kariba στη Ζάμπια-Ζιμπάμπουε, επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.2 το 1963.

γ) Λίμνη Κρεμαστών στην Ελλάδα, επαγόμενος σεισμός μεγέθους Μ=6.3 το 1966.

δ) Φράγμα Koyna, επαγόμενος σεισμός μεγέθους M=6.5 στην Ινδία 1967.

Στην **ομάδα ΙΙ**, η οποία παρουσιάζει μια ήπια έως μέτρια σεισμικότητα μεγέθους 3.1≤Μ≤5.9, περιλαμβάνονται, σύμφωνα με τον πίνακα (Guha & Patil, 1992), 64 περιπτώσεις, μεταξύ των οποίων οι 12 έχουν εμφανίσει σεισμικότητα με μέγεθος πάνω από M=5.0. Κυριότερες περιπτώσεις της ομάδας ΙΙ είναι:

α) Λίμνη Nasser του φράγματος Aswan στην Αίγυπτο (σεισμός μεγέθους M=5.6)

β) Λίμνη Koyote στις Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής (σεισμός μεγέθους M=5.2)

γ) Λίμνη φράγματος Kinnersani στις Ινδίες (σεισμός μεγέθους M=5.3)

δ) Λίμνη φράγματος **Oroville** στις Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής (σεισμός μεγέθους M=5.7)

ε) Λίμνη Varragamba στην Αυστραλία (σεισμός μεγέθους M=5.4)

στ) Λίμνη Volta Grande στη Βραζιλία (σεισμός μεγέθους M=5.1)

η) Λίμνη **Grandval** στη Γαλλία, σεισμός εντάσεως V

Στην **ομάδα III**, η οποία παρουσιάζει χαμηλή σεισμικότητα μεγέθους M<3.0, περιλαμβάνονται 35 περιπτώσεις, σπουδαιότερες εκ των οποίων είναι:

α) Λίμνη Contra στην Ελβετία, σεισμός μεγέθους M=3.0

β) Λίμνη Huangshi στην Κίνα, σεισμός μεγέθους M=2.3

γ) Λίμνη Keban στην Τουρκία, σεισμός μεγέθους M=3.0

δ) Λίμνη **Parambikulam** στην Ινδία, σεισμός μεγέθους M=3.0

ε) Λίμνη Ouedd Fodda στην Αλγερία, σεισμός μεγέθους M=3.0

στ) Λίμνη **Fairfield** στις ΗΠΑμερικής, σεισμός μεγέθους M=2.8

Η ανάλυση όλων των μέχρι τώρα δημοσιευμένων περιπτώσεων, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το μέγιστο ύψος της στάθμης του νερού ενός ταμιευτήρα παίζει ίσως και το σημαντικότερο ρόλο στην εμφάνιση ή μη της επαγόμενης σεισμικότητας. Στατιστική επεξεργασία έδειξε ότι από τα 11.000 παγκοσμίως φράγματα ύψους πάνω από 10m μόνο το 0.63% εμφάνισε σεισμικότητα. Ωστόσο, εμφάνιση επαγόμενης σεισμικότητας έχουμε σύμφωνα με Knoll (1992) σε ποσοστό:

α) 10% σε ταμιευτήρες βάθους πάνω από 90m

β) 21% σε ταμιευτήρες βάθους πάνω από 140m

4.1.1 Επαγόμενη σεισμικότητα στην Ινδία

Πλήθος ταμιευτήρων που βρίσκονται σε διαφορετικές θέσεις στην Ινδία έχουν πληρωθεί κατά τη διάρκεια των τελευταίων 40ετών. Από αυτούς μόνο σε 14 περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί επαγόμενη σεισμικότητα, με εύρος σεισμικού μεγέθους κυμαινόμενο από M=7.0 έως M=2.0 (Knoll, 1992).

Ωστόσο είναι άξιο παρατήρησης το γεγονός ύπαρξης μικροσεισμικότητας στις υπόλοιπες περιοχές, η οποία δεν είναι καταγεγραμμένη λόγω έλλειψης οργάνων καταγραφής στις αντίστοιχες περιοχές.

Αξίζει να σημειωθεί ότι στις Ινδίες παρατηρούνται απότομες και μεγάλες διακυμάνσεις στις στάθμες των ταμιευτήρων εξαιτίας των έντονων βροχοπτώσεων κατά την περίοδο των μουσώνων.

Στο χάρτη της εικόνας 4.3 απεικονίζονται οι γεωγραφικές θέσεις των ταμιευτήρων που εμφάνισαν φαινόμενο επαγόμενης σεισμικότητας με παράλληλη συγκριτική απεικόνιση του μέγιστου επαγόμενου μεγέθους. Σύμφωνα με το χάρτη παρατηρείται ότι στη θέση του φράγματος Koyna έχει παρατηρηθεί το μέγιστο μέγεθος επαγόμενης σεισμικότητας M=7, ενώ η αμέσως επόμενη θέση με κριτήριο

το μέγεθος του επαγόμενου σεισμού είναι το φράγμα Kinnersani με μέγεθος M=5.3, και ύστερα το φράγμα Bhatsa με μέγιστο επαγόμενο σεισμό M=4.8. Στα υπόλοιπα φράγματα τα μεγέθη είναι μικρότερα με ελάχιστο παρατηρούμενο μέγεθος επαγόμενου σεισμού μεγέθους M=1.5 στη θέση του φράγματος Mula.



Εικόνα 4.3: Χάρτης των γεωγραφικών θέσεων των ταμιευτήρων που εμφάνισαν το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας σε αναλογία με το μέγιστο μέγεθος επαγόμενης σεισμικότητας, στην περιοχή της Ινδίας.

4.1.1.1 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Koyna στη Βομβάη

Η λίμνη Koyna εδρεύει στη δυτική πλευρά της Ινδίας, περίπου 200Km νότια της Βομβάης, στην πολιτεία της Maharastra. Η περιοχή αυτή μέχρι την έναρξη της πλήρωσης της λίμνης εθεωρείτο ασεισμική. Δορυφορική εικόνα της ευρύτερης περιοχής παρουσιάζει μεγάλες φωτογραμμώσεις εκτεινόμενες από ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ– ΝΔ (εικόνα 4.4). Παρατηρήσεις υπαίθρου έχουν επιβεβαιώσει ότι οι φωτογραμμώσεις αυτές (lineaments) αντιστοιχούν είτε σε διατμητικές ρηξιγενείς ζώνες είτε σε μεγάλα εντατικά πεδία μεγάλων διακλάσεων (joint systems) (Knoll, 1992).

Αμέσως μετά την αρχική πλήρωση το 1962, στην περιοχή άρχισε η εμφάνιση ήπιας σεισμικότητας συνοδευόμενη από δυνατούς ήχους. Στις 13 Σεπτεμβρίου 1967 έλαβαν χώρα πέντε σεισμοί με μεγέθη M=4.0 έως M=5.6 και στη συνέχεια στις 10

Δεκεμβρίου 1967 έλαβε χώρα καταστροφικός σεισμός μεγέθους M=6.5, ο οποίος προκάλεσε εκτεταμένες μεγάλες και πολλές μικρές ρωγμές, κυρίως οριζόντιες (Bradshaw et al., 1997).





Στον πλησιέστερο δήμο Nagar υπήρξε σχεδόν ολοκληρωτική καταστροφή των λιθόκτιστων κτηρίων με αναφορά για απώλεια ζωής σε 200 περίπου κατοίκους. Οι μεγαλύτεροι επαγόμενοι σεισμοί έλαβαν χώρα στις 17 Σεπτεμβρίου 1973 και στις 14 Νοεμβρίου 1984 με μεγέθη M=5.2 και M=5.0, αντίστοιχα. Μετά την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα καταγράφηκαν συνολικά πάνω από 40 σεισμοί με μεγέθη M≥4.0 (εικόνα 4.6). Η παρατηρούμενη σεισμική διέγερση της περιοχή συνεχίστηκε για τρείς δεκαετίες (Agrawal et al., 2004).

Η περίπτωση της τεχνητής λίμνης Koyna εντάσσεται στην κατηγορία παρατεταμένης σεισμικότητας με κύρια χαρακτηριστικά το υψηλό επίπεδο της στάθμης της λίμνης καθώς και το μεγάλο ρυθμό διακύμανσης της (Chadha et al., 2008).

Ο υπολογισμός της παραμέτρου b της εξίσωσης Gutenberg- Richter logN=a-bM για τους τρεις μεγαλύτερους σεισμούς που έλαβαν χώρα κατά τα έτη 1967, 1973 και 1980, έγινε από Knoll (1992) λαμβάνοντας χαμηλές τιμές (εικόνα 4.5).



Εικόνα 4.5: Τιμές της παραμέτρου b για τους σημαντικότερους σεισμούς της περιοχής Koyna οι οποίοι έλαβαν χώρα από το 1964 έως το 1982 (Knoll, 1992).

Πίνακας 4.3 Περιγραφή των κυριοτέρων επαγόμενων σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του φράγματος Koyna (τροποποιημένος από Agrawal 2004, Bradshaw et al. 1997, Knoll 1992).

Ημερομηνία	Κύρια σεισμικά γεγονότα
1962	Έναρξη πλήρωσης της τεχνητής λίμνης Koyna
13-Σεπ-67	Πέντε σημαντικά σεισμικά γεγονότα στη λίμνη Koyna
4-Νοε-67	Σεισμός μεγέθους Μ=3.2 στην πόλη Maharastra πλησίον της
1-Δεκ-67	Σεισμός μεγέθους M=3.0 στην περιοχή της λίμνης
10-Δεκ-67	Σεισμός μεγέθους M=3.8 στην περιοχή της λίμνης
10-Δεκ-67	Μεγάλος σεισμός μεγέθους Μ=6.5 πλησίον της θέσης του
14-Δεκ-67	Σεισμός μεγέθους M=4.1 στην περιοχή της λίμνης
15-Δεκ-67	Πλήθος μετασεισμών στην περιοχή της λίμνης
17-Σεπ-73	Σεισμός μεγέθους M=5.2
14-Noɛ-84	Σεισμός μεγέθους M=5.0



Εικόνα 4.6: Κατανομή επικέντρων της σεισμικής δραστηριότητας, της περιοχής Koyna, για τη χρονική περίοδο 1967 – 1973 (τροποποιημένο από Knoll, 1992).

4.1.1.2 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Bhatsa στη Δυτική Ινδία

Η τεχνητή λίμνη Bhatsa εδρεύει στην ηφαιστειακή περιοχή Deccan της Δυτικής Ινδίας. Το φράγμα βρίσκεται περίπου 90 km βορειοανατολικά της Βομβάης (Mumbai) και περίπου 200 km βόρεια του φράγματος Koyna (Rastogi et al. 1986, Chadha 1995).

Η εμφάνιση της επαγόμενης σεισμικότητας έγινε στις αρχές του 1983, παρότι η έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα έγινε τον Ιούνιο του 1977. Στις αρχές του Ιουνίου του 1983 και κατά τη διάρκεια ενός μήνα η λίμνη παρουσίασε αύξηση της στάθμης περίπου 110m. Στις 17 Αυγούστου του 1983 έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους M=4.0 και στις 15 Σεπτεμβρίου του 1983 σεισμός μεγέθους M=4.8. Και οι δύο σεισμοί είχαν επίκεντρο στην περιοχή Khardi, σε απόσταση 7 περίπου χιλιομέτρων από το φράγμα. Η περίπτωση αυτή παρουσιάζει σημαντική συσχέτιση μεταξύ της στάθμης της λίμνης, του ρυθμού μεταβολής της στάθμης και της εμφανιζόμενης σεισμικότητας, αλλά με ορισμένο χρόνο καθυστέρησης (εικόνα 4.7).

Αξίζει να σημειωθεί ότι η σεισμικότητα ύστερα από το σεισμό της 15^{ης} Σεπτεμβρίου παρουσίασε απότομη εξασθένηση.



Εικόνα 4.7: (Αριστερά) Τιμές b των σημαντικότερων σεισμών που έλαβαν χώρα στην περιοχή, (Πάνω δεξιά) Διακύμανση της στάθμης της λίμνης Bhatsa, (Κάτω δεξιά) Πλήθος σεισμικών γεγονότων, (Knoll, 1992).

4.1.1.3 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Mula στην Ινδία

Η λίμνη Mula βρίσκεται στο δυτικό κεντρικό τμήμα της ηφαιστειακής περιοχής Deccan. Ρήγματα και αρχαίες βασαλτικές ροές λάβας χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή του φράγματος. Μετά την πλήρωση της λίμνης αναφέρθηκε η εμφάνιση χαμηλής σεισμικότητας με μεγέθη μικρότερα του μεγέθους M=2.0 σε αντίθεση με άλλες παλαιότερες περιπτώσεις της ίδιας ευρύτερης περιοχής.

Μελέτη αυτής της σεισμικότητας έδειξε προφανή σχέση μεταξύ της στάθμης της λίμνης και του ρυθμού μεταβολής αυτής. Όπως φαίνεται και στην εικόνα 4.8, αποτέλεσμα της πλήρωσης της λίμνης ήταν η παρουσία σεισμικότητας κατά την περίοδο 1972 έως 1974 με υπολογισμένες χαμηλές τιμές της παραμέτρου b οι οποίες είχαν προηγηθεί των μεγάλων και σημαντικών σεισμών.



Εικόνα 4.8: Τιμές της παραμέτρου b για τους σημαντικότερους σεισμούς της περιοχής Mula οι οποίοι έλαβαν χώρα από το 1972 έως το 1974.

Αξίζει να σημειωθεί η καταγραφή μεγάλου αριθμού μικροσεισμικότητας στο ευρύτερο σύνολο της περιοχής των λιμνών (Koyna, Mula, Bhatsa). Σ΄ όλες τις περιπτώσεις μετρήθηκαν χαμηλές τιμές της παραμέτρου b οι οποίες είχαν προηγηθεί των μεγάλων και σημαντικών σεισμών, και επομένως μεταβολές των τιμών του b φαίνεται να μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως πρόδρομα φαινόμενα, με αποτέλεσμα να έχει προταθεί ότι θα μπορούσε αυτή η παρατήρηση να χρησιμοποιηθεί ως ένδειξη για πιθανή πρόβλεψη επικείμενης επαγόμενης σεισμικότητας.

Ωστόσο είναι άξιο παρατήρησης το γεγονός της ύπαρξης της μικροσεισμικότητας στις υπόλοιπες περιοχές, η οποία δεν είναι καταγεγραμμένη λόγω έλλειψης οργάνων καταγραφής στις αντίστοιχες περιοχές.

4.1.2 Περίπτωση τεχνητής λίμνης Hsinfengchiang στην Κίνα

Η περίπτωση της λίμνης Hsinfengchiang αντιπροσωπεύει μία από τις σπουδαιότερες και πιο χαρακτηριστικές περιπτώσεις εμφάνισης επαγόμενης σεισμικότητας με μέγιστο σεισμό μεγέθους M=6.1 στις 19 Μαρτίου 1962 και ύστερα από ραγδαία αύξηση της στάθμης. Το φράγμα έχει ύψος 105m, και κατασκευάστηκε σε περιοχή χαρακτηρισμένη μάλλον ασεισμική (Gupta & Rastogi, 1976). Η έναρξη της πλήρωσης ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του 1959 και ολοκληρώθηκε το 1961 με άμεση εμφάνιση σεισμικότητας η οποία είχε διάρκεια 20 ετών και άμεση συσχέτιση με το ρυθμό διακύμανσης της στάθμης, και εμφάνιση των περισσοτέρων επικέντρων στα βαθύτερα σημεία του ταμιευτήρα.

4.1.3 Περίπτωση λίμνης Kariba στη Zambia – Zimbabue

Ο ταμιευτήρας της λίμνης Kariba παρουσιάζει μέγιστο βάθος 122m, διασχίζεται από ρήγματα εκτεινόμενα σε διεύθυνση BA-NΔ και χαρακτηριζόταν από πολύ χαμηλή σεισμικότητα. Μετά την πλήρωση της λίμνης παρατηρήθηκε αύξηση της σεισμικότητας με αρχικό ισχυρό σεισμό μεγέθους M=5.7 το 1962 και στη συνέχεια με μεγέθη M=6.1, M= 5.6 και M=5.8. Το 1963 ύστερα από ραγδαία άνοδο της στάθμης της λίμνης, της τάξεως των 50m, η σεισμικότητα της περιοχής αυξήθηκε απότομα, όπως φαίνεται στο σχήμα της εικόνας 4.9 και στη συνέχεια μειώθηκε σταδιακά επιβεβαιώνοντας τη διέγερση της σεισμικότητας λόγω του ρυθμού διακύμανσης της στάθμης της λίμνης. Ο συσχετισμός μεταξύ της στάθμης της λίμνης Kariba και της σεισμικότητας για τη χρονική περίοδο 1959 έως 1971 παρουσιάζεται στο διάγραμμα της εικόνας 4.9.



Εικόνα 4.9: Διάγραμμα συσχέτισης διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Kariba με μηνιαία συχνότητα σεισμικών γεγονότων (τροποποιημένο μετά Knoll, 1992).

4.1.4 Περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας στη Βραζιλία

Στη Βραζιλία υπάρχουν 16 διαπιστωμένες περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας και τρεις αμφισβητούμενες (Assumção et al., 2002).

Ο Gupta (1992) αναφέρθηκε σε εννέα περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή της Βραζιλίας ενώ ο Gomide (1999) μελέτησε άλλες 15 περιπτώσεις

Ο μεγαλύτερος επαγόμενος σεισμός, έλαβε χώρα το Φεβρουάριο του 1974, ήταν μεγέθους M_b=4.2 και σχετίστηκε με τους δύο πολύ κοντινούς ταμιευτήρες Porto Colombia και Volta Grande των οποίων η αρχική πλήρωση ξεκίνησε τον Απρίλιο και το Σεπτέμβριο του 1973, αντίστοιχα. Η σεισμική δραστηριότητα σταμάτησε ένα χρόνο σχεδόν μετά την πλήρωση του δεύτερου ταμιευτήρα (Knuepfer et al. 1979, Berrocal et al. 1983).

Η εμφάνιση της επαγόμενης σεισμικότητας στις διάφορες επιμέρους περιπτώσεις των ταμιευτήρων της περιοχής αυτής, άλλες φορές είναι άμεση και περιορίζεται σε μικρές αποστάσεις και μικρά βάθη, ενώ άλλες φορές παρουσιάζεται με μεγάλη χρονική καθυστέρηση από την πλήρωση του ταμιευτήρα. Σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρήθηκε μείωση της αρχικής σεισμικής δραστηριότητας και ισχυρή καθυστερημένη επαναδραστηριοποίηση τα επόμενα χρόνια όπως στην περίπτωση των ταμιευτήρων Capivara και Tucurui (εικόνα 4.10) (Assumção et al., 2002).

Η πιο χαρακτηριστική περίπτωση καθυστερημένης σεισμικότητας αποτελεί η περίπτωση του ταμιευτήρα Cajuru του οποίου το ύψος είναι 23m και η πλήρωση του ολοκληρώθηκε το 1954. Η αισθητότητα των πρώτων σεισμικών γεγονότων άρχισε να γίνεται αντιληπτή το 1970. Η ενόργανη καταγραφή ξεκίνησε το 1975 με καταγραφή σποραδικών σεισμικών γεγονότων, μεγέθους 2.5<M<3.0, η οποία διήρκησε για είκοσι χρόνια (Viotti et al., 1997). Η σχέση μεταξύ της σεισμικότητας και της διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα για την περίοδο 1978 – 1985 επιβεβαιώνει την επαγόμενη φύση της σεισμικότητας (El Hariri et al., 2010).

Η επαγόμενη σεισμικότητα στην περίπτωση του ταμιευτήρα Paraibuna/Paraitinga παρατηρήθηκε σε σύντομο χρονικό διάστημα μετά την πλήρωση της τεχνητής λίμνης (1976). Το μεγαλύτερο μέγεθος M=3.0 έλαβε χώρα το Νοέμβριο του 1977, ένα χρόνο περίπου μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα (Mendiguren 1980, Ribotta 1989). Η σεισμική δραστηριότητα παρότι συνεχίστηκε, με μικρού μεγέθους

σεισμικά γεγονότα, για τα επόμενα είκοσι χρόνια δεν ταξινομήθηκε στις περιπτώσεις παρατεταμένης σεισμικότητας μια και δεν ήταν η μετέπειτα δραστηριότητα συγκρίσιμη με την αρχική ως προς τα μεγέθη των σεισμικών γεγονότων (Assumpção et al., 2002).



Εικόνα 4.10: α) Διάγραμμα συσχέτισης της διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Tucurui με τη χρονική κατανομή της μηνιαίας σεισμικότητας για τα έτη 1984 έως 1998. Πάνω διάγραμμα: Ρυθμός μεταβολής της στάθμης ανά ημέρα. β) Κατανομή επικέντρων στην περιοχή του ταμιευτήρα (Assumpção et al., 2002).

Στην περίπτωση του ταμιευτήρα Miranda, του οποίου η πλήρωση έλαβε χώρα τον Αύγουστο του 1997, η επαγόμενη σεισμικότητα χαρακτηρίστηκε ως τύπου Ι (αρχική σεισμικότητα). Κατά την περίοδο των πρώτων μηνών παρατηρήθηκε μέγιστο μέγεθος M=2.1 με εξασθένιση της σεισμικής δραστηριότητας κατά τη διάρκεια του έτους 1998, πλην μερικών σποραδικών περιόδων επαναδραστηριοποίησης της περιοχής.

Στις 6 Μαΐου του 2000 έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους M=3.3 ο οποίος χαρακτηρίστηκε ως (καθυστερημένος) επαγόμενος σεισμός (εικόνα 4.11).



Εικόνα 4.11: Ταμιευτήρας Miranda α) Διάγραμμα συσχέτισης της διακύμανσης της στάθμης και της μηνιαίας σεισμικότητας, β) Χωρική κατανομή επικέντρων στην περιοχή του ταμιευτήρα (Assumpção et al., 2002)

Η έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα Nova Ponte πραγματοποιήθηκε τον Οκτώβριο του 1993. Αρχική επαγόμενη σεισμική δραστηριότητα παρατηρήθηκε από τον Ιανουάριο του 1994 και εντοπίστηκε σε μια μικρή περιοχή 25Km Νότια του φράγματος και σε μια μεγαλύτερης έκτασης στο Δυτικό περιθώριο του βαθύτερου τμήματος του ταμιευτήρα.

Το μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός είχε μέγεθος M=3.5 με επίκεντρο κοντά στη λίμνη και χρόνο γένεσης, 1.5 χρόνο μετά την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα, ο οποίος ταυτίζεται με το χρόνο κατά τον οποίο η στάθμη του ταμιευτήρα τείνει να φτάσει στο υψηλότερο σημείο της. Η αρχική πιο απομακρυσμένη σεισμική δραστηριότητα παρουσίασε απότομη μείωση μέσα στα πρώτα χρόνια με μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος M=2 (Veloso et al., 1994).

Η δραστηριότητα κοντά στο φράγμα συνεχίστηκε με μέγιστο μέγεθος το σεισμό που έλαβε χώρα το Μάιο του 1998, μεγέθους M=4.0, τέσσερα χρόνια μετά την

αρχική πλήρωση του ταμιευτήρα. Ο σεισμός αυτός αποδόθηκε στην πιθανή απόκριση λόγω διήθησης της πορικής πίεσης και αποτελεί το δεύτερο μεγαλύτερο επαγόμενο σεισμό της Βραζιλίας (εικόνα 4.12).



Εικόνα 4.12: (αριστερά) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του ταμιευτήρα Nova Ponte με τη μηνιαία σεισμικότητα της περιοχής για την περίοδο 1993 (έναρξη αρχικής πλήρωσης) έως 1999 (Δεξιά) Χάρτης κατανομής επικέντρων της σεισμικότητας της ίδιας περιόδου (Assumpção et al., 2002)

Ο Assumpção (2002) παρουσίασε όλες τις διαπιστωμένες περιπτώσεις της Βραζιλίας σε δύο πίνακες ως συνεισφορά για μελλοντικές στατιστικές μελέτες, συγκεντρώνοντας τα χαρακτηριστικά στοιχεία των ταμιευτήρων καθώς και τα χαρακτηριστικά της επαγόμενης σεισμικότητας, όπως χωρική και χρονική κατανομή κύριων σεισμικών γεγονότων, γεωλογία υποβάθρου και εντατικό πεδίο (εικόνες 4.13 και 4.14).

	tune							
	246	Date	Magnit.	Io	ΔT	Location		
			(m_b)	(MM)	(years)			
Porto Colômbia & Volta Grande (MG/SP)	Initial	1974.02.24	4.2	IIV-IV	۲~	Margin?	Largest induced event in Brazil, no local stations	Be84, Kn79, Gu92
Nova Ponte (MG)	Initial.	1995.04.21	3.5	V-VI	1.5	Margin	Local telemetered network	As97. Ma99
	Delayed	1998.05.22	4.0	IV	4.5	Outside	after new maximum water level	this paper
Cajuru (MG)	Delayed	1971.08.08	3.5	IV-V	17	Outside?	Local stations since 1975;	Be84, Vi97,
		1972.01.23	3.7	IV	18	Outside?	correlation with water level	Gu92
		1976.05.23	3.2	1	22	Outside	during 1978–1985	
Capivara (PR/SP)	Initial,	1976.01.25	<3	IV-V	0.1	Margin	No local stations during filling;	Mi9l, Gu92
	Delayed	1979.03.27	3.7	IV-V	~3	Margin	stations from 1978-1997;	As95
		1989.01.07	3.7	IN	13	Margin		
Tucuruí (PA)	Initial,	1985.11.02	3.2	I	21	Inside	Local network	Ve92,
		1987.04.01	3.3	ł	~2.5	Margin?		this paper
	Delayed	1998.03.02	3.6	V-VI	14	Inside	after large water changes?	
Balbina (AM)	Initial	1990.03.25	3.4	1	2.5	Outside	Local network	Ve91
Miranda (MG)	Initial	1998.04.07	2.4	felt	0.8	Margin?	Local stations,	this paper
	Delayed	2000.05.06	3.3	IV-V	2.7	Margin	macroseismic	
Paraibuna-Paraitinga (SP)	Initial	1977.11.16	3.0	IV	12	Inside	Local stations since 1977	Ri89
Jaguari (SP)	Delayed	1985.12.17	3.0	IV-V	16	Margin	No felt events in the first years	MR95
Capivari-Cachoeira (PR)	Initial	1971.05.21	<3	IV	l~	1	macroseismic information	Be84, Gu92
Açu (RN)	Delayed	1994.08.26	3.0	IV?	9.5	Inside/	No felt events in the first years	Fe95
						Margin		
Serra da Mesa (GO)	Initial	1999.06.13	2.2	I	~3?	Margin	Local telemetered network	this paper
Marimbondo (MG/SP)	Initial	1978.07.25	2.0 ML	not felt.	~3	Margin	Local station	Gu92
Sobradinho (BA)	Initial	1979.07.05	1.9 M _L	not felt.	~2~	Inside	Local network	Gu92
Emborcação (MG/GO)	Initial	1982.05.20	1.6 M _L	not felt.	2	Inside	Local network	VA86
Xingó (SE/AL)	Initial	1994.07.20	1.7	VI–III	~0.1	Margin	Local network	Be00
			D	oubtful cases				
Peti (MG)	Initial?	1948.11.10	n.a.	IV	~ 2	I	Macroseismic information	Ve92b
Furnas (MG)	Initial?	1966.11.15	n.a.	V-VI	3.5	I	Macroseismic information	Be84
Três Marias (MG)	Delayed?	6961	n.a.	felt	L~	I	Macroseismic information	Ve92b
ime interval (years) since be ces: As95) Assumpção <i>et al</i> 95). Gu92) Gupta (1992). J	ginning of in . (1995). As9 Kn79) KNUE	npoundment. 7) Assumpçă eFER <i>et al.</i> (1)	o et al. (199). Ma99)	7). Be00) J.	Berrocal (<i>al.</i> (1999a,	pers. comm b). Me80) N	 Be84) Berrocal <i>et al.</i> (1984). F Mendiguren (1980). MR95) Mioto 	e95) FERRI 0 and RIBC
	Porto Colômbia & Volta Grande (MG/SP) Nova Ponte (MG) Cajuru (MG) Cajuru (MG) Tucuruí (PA) Tucuruí (PA) Balbina (MG) Miranda (MG) Miranda (MG) Maribuna-Paraitinga (SP) Jaguari (SP) Capivari-Cachoeira (PR) Açu (RN) Açu (RN) Sobradinho (BA) Emborcação (MG/GO) Xingó (SE/AL) Peti (MG) Furnas (MG) Três Marias (MG) Três Marias (MG) Três Marias (MG) Macinterval (years) since be ces: As95) AssUMPÇÃO <i>et al</i> 995). Gu92) GUPTA (1992).	Porto Colômbia & VoltaInitial Grande (MG/SP)Initial BelayedNova Ponte (MG)Initial, DelayedNova Ponte (MG)DelayedCajuru (MG)DelayedCapivara (PR/SP)Initial, DelayedTucuruí (PA)Initial InitialMiranda (MG)DelayedBalbina (AM)Initial InitialMaranda (MG)DelayedParaibuna-Paraitinga (SP)DelayedCapivari-Cachoeira (PR)DelayedAçu (RN)DelayedSerra da Mesa (GO)Initial InitialMarimbondo (MG/SP)Initial InitialSerra da Mesa (GO)Initial Initial Sobradinho (BA)Peti (MG)Initial Initial Yingó (SE/AL)Peti (MG)Initial? Initial? Três Marias (MG)Peti (MG)Initial? Initial? Três Marias (MG)Marimbondo (Vecars) since beginning of in ces: As95) AssUMPÇÃO <i>et al.</i> (1995). As995). Gu92) GUPTA (1992). Kn79) KNUE	DatePorto Colômbia & VoltaInitial1974.02.24Grande (MG/SP)Initial,1995.04.21Nova Ponte (MG)Delayed1991.03.52Cajuru (MG)Delayed1976.01.25Capivara (PR/SP)Initial,1976.01.25Delayed1999.01.071989.01.07Tucurui (PA)Initial,1987.04.01Miranda (MG)Delayed1993.02.05Miranda (MG)Initial1997.03.25Miranda (MG)Delayed1999.03.02Miranda (MG)Delayed1997.01.07Miranda (MG)Initial1997.01.07Miranda (MG)Delayed1997.01.07Miranda (MG)Initial1997.01.07Miranda (MG)Delayed1997.02.24Miranda (MG)Delayed1997.05.21Açu (RN)Delayed1997.07.25Sobradinho (BA)Initial1971.05.21Marimbondo (MG/SP)Initial1971.05.21Marimbondo (MG/SP)Initial1979.07.05Emborcação (MG/GO)Initial1992.05.20Xingó (SE/AL)Initial1992.07.25Sobradinho (BA)Initial1992.07.25Sobradinho (BA)Initial1992.07.20Yingó (SE/AL)Delayed?1993.07.25Peti (MG)Initial1992.07.25Sobradinho (BA)Initial1992.07.20Yingó (SE/AL)Delayed?1993.07.05Peti (MG)Initial?1993.07.05Peti (MG)Initial?1993.07.05Peti (MG)<	Date Magnit. (mb) Porto Colômbia & Volta Initial 1974.02.24 4.2 Grande (MG/SP) Initial, 1995.04.21 3.5 Nova Ponte (MG) Delayed 1971.08.08 3.5 Nova Ponte (MG) Delayed 1971.08.08 3.5 Cajuru (MG) Delayed 1972.01.23 3.7 Precurui (PA) Initial, 1997.03.27 3.7 Tucurui (PA) Initial, 1997.03.27 3.7 Paraibuna (MG) Initial, 1998.01.07 3.3 Paraibuna (MG) Initial 1999.03.25 3.6 Miranda (MG) Initial 1999.03.25 3.6 Miranda (MG) Initial 1997.04.01 3.3 Paraibuna-Paraitinga (SP) Initial 1997.03.25 3.6 Miranda (MG) Initial 1997.03.25 3.6 Miranda (MG) Initial 1997.01.25 2.4 Miranda (MG) Initial 1997.01.05 1.9 Capivari-Cachocira (PR) Initial 19	Date Magnit. Lo Porto Colômbia & Volta Initial 1974.02.24 4.2 VI-VII Grande (MG/SP) Initial 1974.02.24 4.2 VI-VII Grande (MG/SP) Initial, 1995.04.21 3.5 IV-V Nova Ponte (MG) Delayed 1971.08.08 3.3 VI Cajuru (MG) Delayed 1971.03 3.7 VI Cajuru (MG) Delayed 1976.01.25 <3	Date Magnit. Lo. MM Qears) Porto Colômbia & Volta Initial 1974.02.24 4.2 VI-VII ~1 Rende (MG) Initial 1995.04.21 3.5 VV 15 Nova Ponte (MG) Initial, 1995.04.21 3.5 VV 17 Nova Ponte (MG) Delayed 1975.01.23 3.7 VI 17 Seriation Delayed 1976.01.23 3.7 VI 18 Pucurui (PA) Initial, 1976.01.23 3.7 VI 13 Tucurui (PA) Initial, 1976.01.23 3.7 VI 13 Balbina (AM) Initial 1985.01.07 3.7 VI 13 Paraitunga (SP) Initial 1999.03.02 3.6 V-VI 13 Paraibuma-Paraitinga (SP) Initial 1999.03.02 3.6 V-VI 14 Paraibuma-Paraitinga (SP) Initial 1999.03.07 3.7 VI 12 Paraibuma-Paraitinga (SP) Initi	Date Magnit. Lo MA Margin (mb) (mb) (years) (mb) (years) Grande (MG/SP) Initial 1974.02.24 4.2 V1-VI 1.7 Grande (MG/SP) Initial, 1995.04.21 3.5 IV-V 1.5 Margin Nova Ponte (MG) Delayed 1998.05.22 4.0 V1 4.5 Outside Stande (MG/SP) Initial, 1976.01.23 3.3 V-V1 17 Outside Parabina (MG) Delayed 1997.03.27 3.7 V-V1 0.1 Margin Margin 1976.03.23 3.2 V-V1 0.1 Margin Parabina (MG) Initial 1976.01.23 3.7 V-V1 0.1 Margin Margin 17 Outside 1985.01.03 3.4 -1 1.4 Inside Miranda (MG) Initial 1997.00.03 3.4 -1 2.5 Margin Margin Marati-Caebrore (SP) Initial	DateMagnit. (ms) f_{c} AT LocationPorto Colômbia & VoltaInitial1974.02.244.2VI-VII~1MarginLocal tationsGrande (MG; N)Initial1974.02.244.2VI-VII~1MarginLocal tationsNova Poute (MG)Delayed1993.03.224.2VI-VI1.5MarginLocal tationsGajuru (MG)Delayed1971.033.3V-VI1.7OutsideLocal tations since 1975.Gajuru (MG)Delayed1970.02.233.3V-VI1.8MarginLocal tations since 1975.Gajuru (MG)Delayed1970.02.233.3V-VI1.8MarginLocal tations since 1975.Gapivara (PK,SP)Initial1970.02.233.3V-VI1.8MarginLocal tations since 1975.Maranda (MG)Initial1970.02.233.4V-VI2.8MarginLocal tations since 1977.Maranda (MG)Initial1990.02.253.4V-VI2.8MarginLocal tationsMaranda (MG)Initial1990.02.253.4V-VI2.8Local tationsMargin tationsMaranda (MG)Initial1990.02.253.4V-VI2.8Margin tationsLocal tationsMaranda (MG)Initial1990.02.253.4V-VI2.8Margin tationsLocal tationsMaranda (MG)Initial1990.02.253.4V-VI2.8Local tationsLocal tationsMaranda (MG)

Εικόνα 4.13 Πίνακας των χαρακτηριστικών της επαγόμενης σεισμικότητας για τις 16 διαπιστωμένες και τις 3 αμφισβητούμενες περιπτώσεις της Βραζιλίας (Assumpcao et al. 2002).

ŧ	(state)	(m)	Maximum water depth (m)	keservoir volume (km ³)	impoundment	Predominant geology	Regional stress; SH _{ma} direction (reference)
-	Porto Colômbia & Volta	40 & 45	35 & 37	1.46 & 2.30	1973 April &	Basalt	
	Grande (MG/SP)				1973 September		
5	Nova Ponte (MG)	142	132	12.8	1993 October	Basalt/gneiss	Compression; NNF-SSW9 (b)
~	Caiuru (MG)	23	20	0.20	1954	Granite-oneiss	Strike-slin: F-W (h o
4	Capivara (PR/SP)	60	55	10.5	1976 January	hasalt	
5	Tucuruí (PA)	106	06	45.8	1984 September	Metamorphic	
9	Balbina (AM)	42	35	17.5	1987 October	Sediments/	Possibly compression
						granite-gneiss	NNW-SSE? (a, f)
2	Miranda (MG)	85	82	1.14	1997 August	Basalt/gneiss	Compression; NNE-SSW? (b)
×	Paraibuna-Paratinga (SP)	98 & 104	06	4.74	1974 & 1976	Granite-gneiss	strike-slip; NE-SW (g
6	Jaguari (SP)	67	53	1.5	1969 December	Granite-gneiss	
10	Capivari-Cachoeira (PR)	61	58	0.18	1970 July	Gneiss	
Ξ	Açu (RN)	31	31	2.4	1985	Granite-gneiss	Strike-slip; E-W (d, e
12	Serra da Mesa (GO)	150	146	54.4	1996 October	Granite	Compression; NNW-SSE (a)
13	Marimbondo (MG/SP)	06	86?	6.15	1975	Basalt	
14	Sobradinho (BA)	43?	40	34.1	1977	Granite-gneiss/schist	
15	Emborcação (MG/GO)	158	154	17.5	1981 August	Gneiss	
16	Xingó (SE/AL)	140	1102	3.8	1994 June	Metamorphic	
			De	ubtful cases			
17	Peti (MG)	43	42	0.042	1946	Gneiss	
18	Furnas (MG)	127	106	23	1963	Quartzite	Strike-slip; E-W (a)
19	Três Marias (MG)	70	605	21	1962	Sediment	

Εικόνα 4.14: Πίνακας με τα χαρακτηριστικά των ταμιευτήρων των 16 διαπιστωμένων και 3 αμφισβητούμενων περιπτώσεων της Βραζιλίας (Assumpcao et al., 2002).

4.1.5 Περίπτωση φράγματος Vidraru-Agres στη Ρουμανία

Το φράγμα Vidraru-Agres εδρεύει στα Καρπάθια όρη και η πλήρωση του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε το 1965. Η μέγιστη στάθμη του ταμιευτήρα φτάνει τα 167m με μέγιστη χωρητικότητα 465X10⁶m³.

Η ενόργανη παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας ξεκίνησε το 1975 με αφορμή την επαναπλήρωση του ταμιευτήρα. Μακροχρόνια (35έτη) παρακολούθηση της διακύμανσης της λίμνης σε σχέση με τη σεισμική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής αποκάλυψε ότι η σεισμικότητα της περιοχής αυξάνεται όταν η στάθμη του ταμιευτήρα μειώνεται στα 120–110m, ενώ σταματάει όταν ανέρχεται στα 150m όπως παρατηρείται και στο διάγραμμα της εικόνας 4.15.



Εικόνα 4.15: (Αριστερά) Μέσο πλήθος σεισμικών γεγονότων ως συνάρτηση της στάθμης του ταμιευτήρα, του φράγματος Vidraru-Agres, για την περίοδο Ιούνιο 1975 έως Ιούνιο 1982. (Δεξιά) Χωρική κατανομή σεισμικής δραστηριότητας για τη χρονική περίοδο 25/11/1976 έως 1/11/1979 (Moldoveanu, 2010).

Σύμφωνα με τους Moldoveanu et al. (2010), ο επικρατέστερος παράγοντας ο οποίος επηρεάζει το σεισμικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του φράγματος φαίνεται να είναι η μεγάλη ετήσια διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα (από 30-80m) με επιπρόσθετο παράγοντα τη διακύμανση (μεταβολή) της πορικής πίεσης. Όπως παρατηρείται και από το διάγραμμα της εικόνας 4.16, το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος είναι M=3.7. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση των επικέντρων της μικροσεισμικότητας που παρουσιάζει η περιοχή του φράγματος Vidraru-Agres βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της λίμνης και προεκτείνεται περιφερειακά της λίμνης σε απόσταση 8 έως 25Km.


4.2 Επαγόμενη σεισμικότητα Ελληνικού χώρου

Στον Ελληνικό χώρο πραγματοποιήθηκε διεξοδική μελέτη του φαινομένου επαγόμενης σεισμικότητας για τους ταμιευτήρες των φραγμάτων του Μαραθώνα του Καστρακίου και των Κρεμαστών.

4.2.1 Τεχνητή λίμνη Μαραθώνα

Η τεχνητή λίμνη του Μαραθώνα εδρεύει στο λεκανοπέδιο Αττικής, έχει χωρητικότητα 40X10⁶ m³ και η έναρξη της πλήρωσης πραγματοποιήθηκε το 1931. Μέχρι το 1932 επικρατούσε η άποψη ότι η περιοχή της Αθήνας ήταν σεισμικά απρόσβλητη. Μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας της πόλης των Αθηνών πραγματοποιήθηκε το 1956 από τον Α. Γαλανόπουλο.

Καταγραφή των ιστορικών πηγών στη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας αναφέρουν:

Στις 1 Ιουνίου 1641 έλαβε χώρα σοβαρός σεισμός ο οποίος επέστησαν σοβαρές βλάβες στα κτήρια της πόλης των Αθηνών. Διερράγη η εκκλησία του Αγίου Διονυσίου ενώ άλλα κτήρια όπως η Μονή του Αγίου Νικοδήμου υπέστη διάφορες βλάβες. Ζημιές επίσης σημειώθηκαν από πτώσεις βράχων της Ακρόπολης.

Στις 16 ή 17 Νοεμβρίου 1805 έλαβε χώρα σοβαρός σεισμός με σημαντικές βλάβες. Στο σεισμό αυτό έπεσαν διάφορα κομμάτια από το δυτικό τύμπανο του ναού του Παρθενώνα.

Στις 17 Ιανουαρίου 1874 έλαβε χώρα βλαβερός σεισμός στην Αθήνα με αποτέλεσμα να πέσει μέρος του τείχους που είχε ανεγερθεί από τον Οδυσσέα Ανδρούτσο για την άμυνα της πόλης το 1822.

Στις 22 Ιανουαρίου 1889 έλαβε χώρα ισχυρός σεισμός, οποίος επέφερε μερική κατάρρευση μιας ετοιμόρροπης οικίας στην Αθήνα και διάφορες βλάβες στον ιστορικό ναό του Δαφνίου.

Η μελέτη αυτή έδειξε ότι η Αττική φιλοξενεί τουλάχιστον δύο βασικές σεισμικές εστίες οι οποίες βρίσκονται μεταξύ Κηφισιάς και Εκάλης η πρώτη και στη βορειοανατολική παρυφή της Πάρνηθας η δεύτερη (Γαλανόπουλος, 1956). Για την

αποφυγή ζημιών και απωλειών είναι απαραίτητος σήμερα ο χωροταξικός σχεδιασμός (Bathrellos et al. 2011, Rozos et al. 2011).

Νεότερη σεισμική δράση στο λεκανοπέδιο της Αττικής, σύμφωνα με τον Γαλανόπουλο (1967), αποκάλυψε την ύπαρξη δύο νέων σεισμικών εστιών, μία στη νότια παρυφή της Πεντέλης, δυτικά της Ραφήνας, και μία στη νοτιοδυτική πλευρά της Πάρνηθας, πλησίον της Φυλής, από την οποία προέρχεται και ο σεισμός της Αθήνας στις 7-9-1999 με M_w =6.0. Εκτός από τις δύο τελευταίες, διαπιστώθηκε επιπλέον η ύπαρξη δύο ακόμα εστιών ενδιάμεσου βάθους σε απόσταση 20Km δυτικά η πρώτη και ανατολικά η δεύτερη του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Εκτός από τις παραπάνω σεισμικές εστίες, καταγράφηκαν άλλες τρεις σεισμικές εστίες σε μεγαλύτερες αποστάσεις, από τις οποίες μία είναι στην περιοχή της Θήβας (σεισμικό γεγονός στις 17 Οκτωβρίου 1914 με επίκεντρο φ=38^{1/4°}N, λ=23^{1/20}E), μία στο Λουτράκι (σεισμικό γεγονός στις 22 Απριλίου 1928 με επίκεντρο φ=38°N, λ =23°E) και μία στο Λαύριο (σεισμικό γεγονός στις 13 Ιανουαρίου 1956 με επίκεντρο φ=37.6°N, λ =24°E).

Όπως προαναφέρθηκε, η πλήρωση του ταμιευτήρα του φράγματος του Μαραθώνα πραγματοποιήθηκε στις αρχές του 1931. Μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα έλαβαν χώρα οι εξής σεισμοί:

15 Ιουλίου 1931: Σεισμική δόνηση στις 22:16:41 με επίκεντρο (38.10°N, 23.85°E). Ο σεισμός αυτός έλαβε χώρα ένα μήνα μετά την πρώτη υπερχείλιση και έγινε αισθητός με ένταση (V) σε Μαραθώνα, Καπανδρίτι, Κιούρκα, ένταση ασθενής (IV) σε Μαλακάσα, Κακοσάλεσι και ένταση (II-III) σε Αθήνα και Σκάλα Ωρωπού, ενώ στον Κάλαμο δεν έγινε αντιληπτός. Ο σεισμός αυτός είχε εστία σε μικρό βάθος και απείχε από τον ταμιευτήρα το πολύ 10Km.

2 Ιανουαρίου 1934: Σεισμική δόνηση στις 23:41:15 με επίκεντρο (38.25°Ν, 23.80°Ε). Ο σεισμός έγινε αισθητός με ένταση (V) σε Μαραθώνα, Σκάλα Ωρωπού, Δεκέλεια (Τατόι), Κηφισιά, και ένταση (IV) στην Αθήνα, Αλιβέρι και Αυλωνάρι Ευβοίας. Ο σεισμός αυτός έλαβε χώρα την περίοδο της ταχείας αύξησης της στάθμης του ταμιευτήρα σε απόσταση 10-15Km ΒΔ από το φράγμα.

20 Ιουλίου 1938: Σεισμική δόνηση μεγέθους M=6 έλαβε χώρα στις 00:23:35 με μακροσεισμικό επίκεντρο στη βόρεια ρηξιγενή παρυφή της Πάρνηθας (38^{1/4°}N,

23^{3/40}E). Πρόκειται για τον καταστροφικό σεισμό του Ωρωπού με μακροσεισμικό μέγεθος M=6.1.

27 Ιουλίου 1938: Μετασεισμός μεγέθους M=5^{1/4}-5^{1/2} έλαβε χώρα στις 01:29:10 με επίκεντρο στις παρυφές της Πάρνηθας (38^{1/4°}N, λ=23^{3/4°}E) με μακροσεισμικό μέγεθος M=5.3.

Φεβρουάριος έως Μάιος 1953: Σμήνος 227 μικροδονήσεων μεγέθους 1<M<3 με ένα μέγιστο από 86 σεισμικές δονήσεις το Μάρτιο έλαβαν χώρα με επίκεντρο (38.10°N, 23.85°E).

4 Ιανουαρίου 1956: Πολύ μικρή σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 12:21:20 προερχόμενη από απόσταση 15–20Km βορειοανατολικά της Αθήνας με επίκεντρο (38.10°N, 23.85°E).

13 Απριλίου 1956: Σεισμός μακροσεισμικού μεγέθους 4^{3/4} έλαβε χώρα στις 00:51:32 βορειοανατολικές παρυφές της Πάρνηθας με επίκεντρο (38.25°N, 23.80°E).

23 Ιουλίου 1956: Μικρή σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 17:07:39 με επίκεντρο (38.10°N, 23.85°E) και σε απόσταση 15-20Km βορειοανατολικά της Αθήνας εντάσεως (V) στο Μαραθώνα.

13 Δεκεμβρίου 1957: Σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 09:59:54 με μακροσεισμικό μέγεθος $4^{3/4}$ με επίκεντρο ($38^{1/4^\circ}$ N, $23^{3/4\circ}$ E).

20 Ιουλίου 1961: Σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 14:01 με μακροσεισμικό μέγεθος 3^{3/4} και επίκεντρο (38.05°N, 23.95°E). Ο σεισμός αυτός προκάλεσε ελαφριές βλάβες στο Μαραθώνα (V-VI).

3 Απριλίου 1965: Σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 07:19:23 με μακροσεισμικό μέγεθος 3^{3/4} και επίκεντρο 10-15Km BBΔ της Αθήνας (38.11°N, 23.69°E).

4 Δεκεμβρίου 1965: Σεισμική δόνηση έλαβε χώρα στις 06:08:40 με μακροσεισμικό μέγεθος 3^{3/4} και επίκεντρο (38.10°N, 23.70°E).

Λεπτομερής έρευνα, η οποία διήρκησε έως το 1966, υπό τον Α. Γαλανόπουλο (1967) αναφέρει ότι μετά την πρώτη υπερχείλιση του ταμιευτήρα (Μάιος του 1931) η

σεισμική δράση, που έλαβε χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Αττικής παρουσιάζει σαφή και αναμφισβήτητη χρονική συσχέτιση με την ταχύτητα πλήρωσης του ταμιευτήρα. Τη χρονική περίοδο 1936 – 1937 παρατηρείται σχετική πτώση της στάθμης, ενώ το Φεβρουάριο 1938 παρατηρείται σχετική απότομη αύξηση της στάθμης (Δh=5.26m) η οποία ταυτίζεται με τον καταστρεπτικό σεισμό του Ωρωπού που έλαβε χώρα 5 μήνες μετά, στις 20 Ιουλίου 1938 με μακροσεισμικό μέγεθος M=6.1. Χαρακτηριστικό είναι ότι η στάθμη βρισκόταν σε πτωτική πορεία, αλλά στο ίδιο ύψος h=221m με το ύψος της στάθμης κατά το σεισμό στις 2 Ιανουαρίου 1934 εντάσεως V στην περιοχή του Μαραθώνα.

Μετά το 1940 η στάθμη βρισκόταν σε χαμηλά επίπεδα με μικρές διακυμάνσεις έως το 1952, χωρίς να έχει ξεπεράσει το ύψος των 217.5m. Το Δεκέμβριο 1952 η διακύμανση της στάθμης ήταν 4.94m, ενώ τον Ιανουάριο του ίδιου έτους σημείωσε διακύμανση της τάξεως των 8.41m. Ο ρυθμός αυτός της αύξησης της στάθμης ήταν ο μεγαλύτερος που είχε παρατηρηθεί. Από τις αρχές του Φεβρουαρίου 1952 έως το τέλος του Μαΐου έλαβε χώρα σμήνος μικροδονήσεων. Αυτές οι 227 μικροδονήσεις, μεγέθους 1<M<3 που έλαβαν χώρα το διάστημα Φεβρουάριος έως Μάρτιος 1953 με ένα μέγιστο από 86 σεισμικές δονήσεις κατά τη διάρκεια του Μαρτίου και σε απόσταση 15Km από ταμιευτήρα (38.10°N, 23.85°E), παρουσιάζουν μια πολύ καλή συσχέτιση με την αύξηση της στάθμης όπως παρατηρείται και στην εικόνα 4.17 που ακολουθεί. Το παρατηρούμενο σμήνος σεισμών άρχισε να εκδηλώνεται τον Ιανουάριο με την αύξηση της στάθμης, ενώ το μέγιστο πλήθος των μικροδονήσεων (χρονικό διάστημα ανά 15 ημέρες) σημειώθηκε προς το τέλος της ταχείας αύξησης της στάθμης στο Μαρτίου 1953 (Γαλανόπουλος, 1967).

Οι 3 σεισμοί του 1956 ταυτίζονται με την περίοδο ταχείας πλήρωσης και υπερχείλισης του ταμιευτήρα, με αποτέλεσμα η σεισμική έξαρση του 1956 να ταυτιστεί με τη δράση του ταμιευτήρα. Από το Μάιο 1956 μέχρι τον Οκτώβριο 1957 η στάθμη παρουσίαζε σταδιακή πτώση, φτάνοντας σε ύψος 200m, ενώ από το Νοέμβριο 1957 άρχισε η σταδιακή άνοδος. Στις 13 Δεκεμβρίου 1957 έλαβε χώρα σεισμός στην περιοχή της Σφενδάλης.



Εικόνα 4.17: Πλήθος μικρών τοπικών σεισμών (άξονας κλίμακας δεξιά) κατά το έτος 1953 σε σχέση με τη διακύμανση του ύψους (άξονας κλίμακας αριστερά) της λίμνης Μαραθώνα (Galanopoulos, 1967)

Το διάγραμμα συσχέτισης της διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα με την παρατηρούμενη μικροσεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής για τη χρονική περίοδο 1958 - 1965 προκάλεσε το ενδιαφέρον πολλών ξένων ερευνητών (εικόνα 4.18).

Σε αυτό το χρονικό διάστημα έλαβαν χώρα 10 σεισμοί, εκ των οποίων, μόνο 2 δεν συσχετίστηκαν χρονικά με το ρυθμό μεταβολής της στάθμης της λίμνης. Σύμφωνα με τον ερευνητή Evans (1966) οι σεισμοί μπορεί να παρουσιάζουν συσχέτιση με μια διαφορά φάσης 1 έως 4 μηνών από τη μέγιστη φόρτωση, η οποία οφείλεται στη μικρή ταχύτητα διήθησης των υδάτων μέσω των ρηγμάτων. Αρκετοί μικροί σεισμοί μεγέθους 1<M<3 και με επικεντρικές αποστάσεις 15Km έως 35 Km έλαβαν χώρα τις χρονικές περιόδους κατά τις οποίες παρουσίαζε η λίμνη εποχική αύξηση της στάθμης (Γαλανόπουλος, 1967).



Εικόνα 4.18: Διάγραμμα συσχέτισης της εποχιακής διακύμανσης της στάθμης της λίμνης με την αντίστοιχη μικροσεισμικότητα που καταγράφηκε, κατά τη χρονική περίοδο 1958 – 1965, σε απόσταση 35Km γύρω από τη λίμνη του Μαραθώνα (Γαλανόπουλος 1967).

Συμπερασματικά, σύμφωνα με Γαλανόπουλο (1967) οι περισσότεροι από τους ισχυρούς σεισμούς που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Αττικής κατά την περίοδο 1931 έως 1965 ταυτίζονται με χρονική περίοδο κατά την οποία η στάθμη του ταμιευτήρα βρισκόταν σε ταχεία άνοδο.

Αν και η περίπτωση της τεχνητής λίμνης του Μαραθώνα χαρακτηρίστηκε ως πιθανή περίπτωση επαγόμενης σεισμικότητας, είναι αξιοσημείωτο ότι καταχωρήθηκε από την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα ως μία ακόμη περίπτωση επαγόμενης σεισμικότητας. Σύμφωνα με την ταξινόμηση του Knoll (1992) ο ταμιευτήρας του φράγματος του Μαραθώνα εντάχτηκε στο επίπεδο ΙΙ με κριτήριο μέγιστο επαγόμενο σεισμό μεγέθους M=4.2.

Στο χάρτη της εικόνας 4.19 απεικονίζονται τα κυριότερα σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα μετά την πλήρωση της λίμνης του Μαραθώνα (Γαλανόπουλος, 1967).



Εικόνα 4.19: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μαραθώνα και τα σημαντικότερα σεισμικά γεγονότα τα οποία έλαβαν χώρα μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα τον Ιούνιο του 1931 (Γαλανόπουλος, 1967).

4.2.2 Τεχνητή λίμνη Κρεμαστών

Χαρακτηριστικό παράδειγμα, παγκοσμίως αποδεκτό, επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης του ταμιευτήρα τεχνητής λίμνης αποτελεί για τον Ελληνικό χώρο η τεχνητή λίμνη Κρεμαστών η οποία βρίσκεται στον ποταμό Αχελώο στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδος και έχει ύψος 160.34m. Η έναρξη της πλήρωσης ξεκίνησε στις 21 Ιουλίου 1965 και αμέσως μετά παρατηρήθηκε αύξηση της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής της Ευρυτανίας στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας του φράγματος των Κρεμαστών. Το ενδιαφέρον των ερευνητών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών για διερεύνηση πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα προκάλεσε ο σεισμός μεγέθους M=6.1 που έλαβε χώρα στις 5 Φεβρουαρίου 1966 στην περιοχή της Ευρυτανίας και η αυξημένη σεισμικότητα η οποία είχε παρατηρηθεί στην ευρύτερη περιοχή, μετά την έναρξη της πλήρωσης της τεχνητής λίμνης των Κρεμαστών (έναρξη πλήρωσης, 1965).

Η σεισμικότητα αυτή συσχετίστηκε άμεσα με την πλήρωση του ταμιευτήρα και ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 5 Φεβρουαρίου 1966 χαρακτηρίστηκε ως επαγόμενος σεισμός. Ο χαρακτηρισμός αυτός προέκυψε ύστερα από μελέτη και ανάλυση υλικού σεισμών των προηγούμενων 119 ετών της περιοχής (χρονική περίοδο 1841 – 1959), η οποία απεκάλυψε ότι στην περιοχή της Ευρυτανίας δεν είχε παρατηρηθεί σεισμική δόνηση μεγαλύτερη από το μέγεθος M=5.25. Αξιοσημείωτο είναι ότι κατά το τετράμηνο που προηγήθηκε πριν από τον κύριο σεισμό, έγινε καταγραφή 560 περίπου προσεισμών, από το Σεισμολογικό σταθμό Κεφαλονιάς, καθώς και 1870 περίπου μετασεισμών σε διάστημα οκτώ μηνών.

Χαρακτηριστικό του επαγόμενου αυτού σεισμού είναι η μεγαλύτερη τιμή της παραμέτρου b_{προ} της συσσωρευτικής συχνότητας της προσεισμικής ακολουθίας, σε σχέση με την τιμή b_{μετά} της μετασεισμικής ακολουθίας, ενώ στους φυσικούς σεισμούς συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο δηλαδή b_{προ}>b_{μετά} (Comninakis et al., 1968).

Όπως σημειώνεται και στην εικόνα 4.20, η χρονική εμφάνιση του κύριου σεισμού, στην περίπτωση της τεχνητής λίμνης Κρεμαστών, συμπίπτει χρονικά με χρονική περίοδο του μέγιστου της πλήρωσης της λίμνης, ενώ η ενέργεια που απελευθερώθηκε ήταν 32 φορές μεγαλύτερη από την εκλυόμενη ενέργεια οποιουδήποτε άλλου σεισμού μέχρι τότε στην περιοχή των Κρεμαστών (Γαλανόπουλος, 1967).



Εικόνα 4.20: Διάγραμμα συσχέτισης της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Κρεμαστών και αθροιστικής συχνότητας σεισμών που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή για το έτος 1965 (Γαλανόπουλος, 1967).

Η μελέτη του λογαρίθμου του πλήθους της σεισμικότητας από το 1966 έως το 1973 σε σχέση με το ύψος της στάθμης της τεχνητής λίμνης Κρεμαστών για διάφορα χρονικά διαστήματα παρουσιάζει μια γραμμική σχέση (Δρακόπουλος, 1974).

Στο διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ στάθμης και λογαρίθμου πλήθους σεισμικότητας για τη χρονική περίοδο 1966 – 1973 παρατηρείται πλήρης ταύτιση (εικόνα 4.21).



Εικόνα 4.21: Διάγραμμα συσχέτισης των εποχιακών διακυμάνεων της στάθμης της τεχνητής λίμνης Κρεμαστών σε σχέση με τη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής, κατά τα έτη 1966 - 1973 (Δρακόπουλος, 1974)

4.2.3 Τεχνητή λίμνη Πολυφύτου

Το φράγμα Πολυφύτου εδρεύει στον ποταμό Αλιάκμονα με μέγιστη χωρητικότητα 2.244X10⁶m³ στην ανώτατη στάθμη πλημμύρας (ΑΣΠ) και είναι μία από τις περιπτώσεις που μελετώνται διεξοδικά στην παρούσα διατριβή.

Πρόκειται για το δεύτερο μεγαλύτερο ταμιευτήρα που εδρεύει στον Ελληνικό χώρο μετά τον ταμιευτήρα του φράγματος των Κρεμαστών. Η πλήρωση του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε το 1974. Η παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας της ευρύτερης περιοχής ξεκίνησε το 1975 με την εγκατάσταση τοπικού σεισμολογικού δικτύου από τη Διεύθυνση Ανάπτυξης Υδροηλεκτρικών Έργων της ΔΕΗ Το δίκτυο αποτελείτο από 7 σεισμολογικούς σταθμούς, εκ των οποίων οι 3 ξεκίνησαν τη λειτουργία τους το 1975, ενώ οι υπόλοιποι 4 το 1984.

Σύμφωνα με το Λιάκουρη (1995) γίνεται αναφορά για πιθανή επαγόμενη σεισμικότητα στο φράγμα Πολυφύτου υπό την παρατήρηση ότι, στα μέγιστα ή ελάχιστα σημεία του διαγράμματος της διακύμανσης της λίμνης έχουμε μέγιστο ή ελάχιστο πλήθος σεισμικότητας αντίστοιχα. Το διάγραμμα της διακύμανσης της στάθμης της λίμνης Πολυφύτου και της μηνιαίας χρονικής κατανομής 333 σεισμών

μικρού μεγέθους της εγγύς περιοχής του ΥΗΕ Πολυφύτου για τη χρονική περίοδο 1984 έως 1987 απεικονίζεται στην εικόνα 4.22.





Ο σεισμός μεγέθους M=6.6 που έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995 στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα της λίμνης Πολυφύτου, μεταξύ Κοζάνης και Γρεβενών, άλλαξε τα δεδομένα που ίσχυαν μέχρι τότε σχετικά με τη σεισμική επικινδυνότητα της Δυτικής Μακεδονίας.

Διερεύνηση της πιθανής συσχέτισης του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης M_w=6.5 (13/5/1995) με τη διακύμανση της στάθμης της λίμνης Πολυφύτου πραγματοποιήθηκε από τους Drakatos et al. (1998). Για το σκοπό της διερεύνησης χρησιμοποιήθηκαν τα σεισμολογικά δεδομένα που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της ΔΕΗ. Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του ταμιευτήρα και της σεισμικότητας πραγματοποιήθηκε για τα έτη 1976 έως 1995 με αντίστοιχες μετρήσεις ύψους στάθμης και σεισμικότητας ανά τρίμηνο (εικόνα 4.23).



Εικόνα 4.23: Διάγραμμα συσχέτισης διακύμανσης της στάθμης και σεισμικότητας για τα έτη 1976 έως 1995 (Drakatos et al., 1998)

Στην περιοχή παρατηρείται χαμηλή σεισμική δραστηριότητα, κατά το χρονικό διάστημα 1976 έως 1983, ενώ κατά τη διάρκεια του 1984 παρατηρείται μικρή αύξηση με αντίστοιχη διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα Δh=2m (Drakatos et al., 1998). Το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος των σεισμικών γεγονότων ήταν μεγέθους M=5.4 και εντάσεως VI (MM). Κατά τη χρονική περίοδο 1985 έως 1986 χωρίς σημαντική διακύμανση της στάθμης της λίμνης, η μικροσεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής παρουσίασε σημαντική μείωση. Στις αρχές του 1989 η στάθμη επτά μήνες μετά. Από το 1989 έως το 1995 το εύρος διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα κυμαίνεται στα 11m χωρίς να παρατηρείται επίδραση της μικροσεισμικότητας από τη διακύμανση αυτή.

Ο σεισμός της Κοζάνης, ο οποίος έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995 δεν σχετίζεται με τη διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα της λίμνης Πολυφύτου και εντάσσεται στο τεκτονικό πλαίσιο της ευρύτερης περιοχής. Ωστόσο, η έλλειψη αξιόπιστων σεισμολογικών δεδομένων πριν και μετά την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα του YHE Πολυφύτου δεν επιτρέπει τη διεξαγωγή αξιόπιστης απάντησης στο εάν αυξήθηκε η μικροσεισμικότητα της περιοχής λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα (Drakatos et al., 1998).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Φράγματα και ταμιευτήρες στον Ελληνικό χώρο

5.1 Εισαγωγή

Το φράγμα αποτελεί ένα τεχνικό έργο το οποίο κατασκευάζεται στην κοίτη ενός ποταμού προκειμένου να ανακόψει τη ροή του, με σκοπό την αποθήκευση του νερού για μελλοντική χρήση. Η έκταση της γης στην οποία αποθηκεύεται το νερό και βρίσκεται ανάντη του φράγματος, αποτελεί τον ταμιευτήρα.

Ο σκοπός της κατασκευής ενός φράγματος μπορεί να είναι:

- Η παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας
- Η άρδευση καλλιεργούμενων εδαφών
- Η ύδρευση πόλεων, οικισμών ή βιομηχανικών μονάδων
- Η διαμόρφωση πλωτών διωρύγων
- Η ρύθμιση της παροχής των φυσικών ποταμών

Τα φράγματα μπορούν να ταξινομηθούν σε διάφορες κατηγορίες ανάλογα με την κατασκευή τους, τη λειτουργία τους και τη σκοπιμότητά τους. Ανάλογα τον τρόπο κατασκευής κατατάσσονται σε μόνιμα ή προσωρινά (εικόνα 5.1).

Τα μόνιμα φράγματα ανάλογα με το υλικό κατασκευής των κατηγοριοποιούνται σε φράγματα άκαμπτα ή εύκαμπτα. Τα άκαμπτα διαχωρίζονται σε φράγματα βαρύτητας, με διάκενα ή τοξωτά ενώ τα εύκαμπτα διακρίνονται σε χωμάτινα ή λιθόρριπτα. Τα προσωρινά φράγματα διακρίνονται σε κατακλινόμενα ή σε κατακόρυφα ανυψούμενα.



Εικόνα 5.1: Διάκριση των φραγμάτων ανάλογα με τον τρόπο κατασκευής τους.

5.2 Αναλυτική παρουσίαση των φραγμάτων του Ελληνικού χώρου

Στην Ελλάδα οι αρμόδιοι φορείς κατασκευής φραγμάτων είναι κυρίως η ΔΕΗ, η ΕΥΔΑΠ, το ΥΠΕΧΩΔΕ και το Υπουργείο Γεωργίας.

Το 1931 κατασκευάστηκε, με αρμόδιο φορέα την ΕΥΔΑΠ, το φράγμα του Μαραθώνα το οποίο αποτελεί το πρώτο σύγχρονο φράγμα που κατασκευάστηκε στον Ελληνικό χώρο. Το πρώτο φράγμα που κατασκευάστηκε από τον αρμόδιο φορέα της ΔΕΗ είναι το φράγμα του Λούρου, με έτος πλήρωσης του ταμιευτήρα το 1954. Το ενδιαφέρον του Υπουργείου Γεωργίας για την κατασκευή φραγμάτων στη χώρα μας ξεκίνησε μετά το 1960.

Στον Ελληνικό χώρο εδρεύουν μέχρι σήμερα 117 φράγματα εκ των οποίων μόνο τα 22 παρουσιάζουν χωρητικότητα μεγαλύτερη από 10X10⁶m³. Τα υπόλοιπα, όπως διαπιστώνεται και στον πίνακα 5.1, ο οποίος περιλαμβάνει όλους τους ταμιευτήρες που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο, είναι πολύ μικρότερης τάξης.

Επόμενη σελίδα: Πίνακας 5.1: Συγκεντρωτικός πίνακας ο οποίος περιλαμβάνει όλους τους ταμιευτήρες και τους λιμνοταμιευτήρες που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο ανεξαρτήτου μεγέθους και λειτουργίας.

Α/α	Όνομα Φράγματος	Έτος ολοκλήρωσης κατασκευής	Διαμέρισμα	Πλησιέστερη πόλη	Ύψος φράγμα τος (m)	Όγκος ταμιευτήρα (x 1000m³)	Επιφάνεια ταμιευτήρα (x 1000m²)	Κύριος έργου
1	Μαραθώνα	1931	Στερεά Ελλάδα	Αθήνα	54	41000	2450	Ε.Υ.Δ.ΑΠ. ΠΑΓΙΩΝ
2	Λιθότοπου	1933	Μακεδονία	Σερρών	16	345000	75000	ΔΕΚΕ Υδραυλικών Έργων Σερρών
3	Λούρος	1954	Ήπειρος	Άρτα	22	1000	370	ΔΕΗ
4	Λάδωνας	1955	Πελοπόννησος		56	57600	4000	ΔΕΗ
5	Ταυρωπός	1959	Θεσσαλία	Καρδίτσα	83		25200	ΔΕΗ
6	Κρεμαστά	1965	Στερεά Ελλάδα	Καρπενήσι	165	3828000	80600	ΔΕΗ
7	Πηνειός Ηλείας	1966	Πελοπόννησος	Αμαλιάδα	50	420000		ΔΕΚΕ/Περ. Δυτ. Ελλάδας
8	Καστράκι	1969	Στερεά Ελλάδα	Αγρίνιο	96		24200	ΔΕΗ
9	Πολύφυτο	1974	Μακεδονία	Βελβενδός	112	2244000	74000	ΔΕΗ
10	Κοντιά	1976	Νήσοι Αιγαίου	Λήμνος	25	2000	320	ΤΟΕΒ ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
11	Μόρνος	1979	Στερεά Ελλάδα	Λιδορίκιον	139	764000	19900	Ε.Υ.Δ.ΑΠ. ΠΑΓΙΩΝ
12	Πουρνάρι Ι	1981	Ήπειρος	Άρτα	87	730000	20600	ΔΕΗ
13	Ασώματα	1985	Μακεδονία	Βέροια	52	53000	2600	ΔΕΗ
14	ΔΔ Καλυβίων Κοκκινοπήλου "Παλαιομονάστηρο"	1985	Θεσσαλία	Κοκινοπηλός Ελασσόνας	20	70	7	Δήμος Ολύμπου
15	Σφηκιά	1985	Μακεδονία	Βέροια	82	99000	4300	ΔΕΗ
16	Απολακιά	1987	Νήσοι Αιγαίου	Ρόδος	39	8100	720	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ., Απολακιάς
17	Μπραμιανός	1987	Κρήτη	Ιεράπετρα	44	16400	1050	ΥΠΕΧΩΔΕ ή ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑ ΚΡΗΤΗΣ
18	Στράτος	1988	Στερεά Ελλάδα	Αγρίνιο	26		8400	ΔΕΗ
19	Επταλόφου	1989			15			
20	Πηγές Αώου	1989	Ήπειρος	Ιωάννινα	78	180000	11500	ΔΕΗ
21	Πέντε Αλώνια 1	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	30			ΔΕΗ
22	Πέντε Αλώνια 2	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	17			ΔΕΗ

23	Πολιτσές	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	40			ΔΕΗ
24	Πολιτσές 1	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	18			ΔΕΗ
25	Πολιτσές 2	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	15			ΔΕΗ
26	Πολιτσές 3	1990	Ήπειρος	Ιωάννινα	25			ΔΕΗ
27	Βάθης	1992			15			
28	ΔΔ Καλυβίων Κοκκινοπήλου "Γελαδαριές"	1992	Θεσσαλία	Κοκινοπηλός Ελασσόνας	23	60	5	Δήμος Ολύμπου
29	Μαυραναίοι	1992	Μακεδονία	Γρεβενά	21	350	47	Ν.Α. Γρεβενών
30	Θέρμης	1993	Μακεδονία	Θέρμη	15			Δήμος Θέρμης-Δημοτική εταιρεία Τουριστικής Ανάπτυξης
31	Κρανέας "Καρυά 2"	1993	Θεσσαλία	Κρανέα Ελασσόνας	21	110	25	Δήμος Χασίων
32	Λόφος	1993	Θεσσαλία	Ελασσόνα	25	500	50	Ν.Λάρισας
33	Εγγαρών	1994	Νήσοι Αιγαίου	Νάξος	15	570	60	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ
34	Ζυφιά	1994	Νήσοι Αιγαίου	Χίος	23	280	65	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
35	Λευκόγεια	1994	Μακεδονία	Νευροκόπι	41	12990	1192	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
36	Μονής Αγ.Γρηγορίου Αγ.Όρους	1994			15			
37	Αιμιλιανός	1995	Μακεδονία	Γρεβενά	17	750	80	Ν.Α. Γρεβενών
38	Άνοιξη	1995	Μακεδονία	Γρεβενά	17	400	55	Ν.Α. Γρεβενών
39	Κατακάλη	1995	Μακεδονία		19	600	65	Ν.Α. Γρεβενών
40	Κέντρο	1995	Μακεδονία		19	400	55	Ν.Α. Γρεβενών
41	Μπάρα	1995		Δεσκάτη	17	300	45	Ν.Α. Γρεβενών
42	Μυλοπότα	1995	Νήσοι Αιγαίου	Ίος	23	230	36	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
43	Πεζί -Ράχες	1995	Νήσοι Αιγαίου	Εύδηλος	29	920	100	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
44	Φέλλιο	1995	Μακεδονία	Γρεβενά	19	400	48	Ν.Α. Γρεβενών
45	Φωλιά	1995	Μακεδονία	Καβάλα	25	915	246	Π. Αν.Μακεδονίας-Θράκης

46	Αγ.Γεώργιος	1996	Μακεδονία	Γρεβενά	19	650	75	Ν.Α. Γρεβενών
47	Βασιλικά	1996	Μακεδονία	Βασιλικά	25			
48	Θησαυρός	1996	Μακεδονία	Δράμα	172	705000	20000	ΔΕΗ
49	Μεγάλου Ελευθεροχωρίου	1996	Θεσσαλία	Ποταμιά Ελασσόνας	18	300	25	Νομ. Λάρισας
50	Σμόκοβο	1996	Θεσσαλία	Καρδίτσα	109	240000		ΥΠΕΧΩΔΕ.
51	Φενεός (Δόξα Φενεού)	1996	Πελοπόννησος	Κιάτο	56	5300	509	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
52	Αμπδές Δεσκάτης	1997	Μακεδονία	Δεσκάτη	19	280	32	Ν.Α. Γρεβενών
53	Δασοχωρίου Δεσκάτης	1997	Μακεδονία	Δεσκάτη	16	420	58	Ν.Α. Γρεβενών
54	Λειβάδι	1997	Νήσοι Αιγαίου	Αστυπάλαια	32	1040	105	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
55	Κακής Λαγκάδας	1998	Νήσοι Ιονίου	Παξοί	15	138	18	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
56	Παλαιοχώρι	1998	Μακεδονία		15			ΤΟΕΒ Νομαρχίας
57	Πλατανόβρυση	1998	Μακεδονία	Δράμα	95	57000	3300	ΔΕΗ
58	Πουρνάρι II	1998	Ήπειρος	Άρτα	15	4500	650	ΔΕΗ
59	Πηγή Παιονίας / Μεταλλείο	1999	Μακεδονία	Αξιούπολη	38	2750	265	TOEB Αξιούπολης
60	Πρόδρομος Δεσκάτης	1999		Δεσκάτη	18	220	28	Ν.Α. Γρεβενών
61	Κρανέας "Λιβάδια"	2000	Θεσσαλία	Κρανέα Ελασσόνας	28	250	40	Δήμος Χασίων
62	Λογγά	2000	Θεσσαλία	Καλαμπάκα	24	390	100	Περιφέρεια Θεσσαλίας & ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
63	Μαράθι	2000	Νήσοι Αιγαίου	Μύκονος	30	2950	455	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
64	Αγ. Αντωνίου	2001	Μακεδονία	Πολύγυρος	19	300	40	Δήμος Βασιλικών
65	Άνω Μερά	2001	Νήσοι Αιγαίου	Μύκονος	31	1090	150	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
66	ΔΔ Πουρναρίου "Όρνια "	2001	Θεσσαλία	Συκούριο	20	50		Δήμος Νέσσωνος
67	Εξάρχου	2001		Γρεβενά	20	120	20	Ν.Α. Γρεβενών
68	Εύηνος	2001	Στερεά Ελλάδα	Ναύπακτος	127	138000	3600	Ε.Υ.Δ.ΑΠ. ΠΑΓΙΩΝ
69	Κατάφυτο	2001	Μακεδονία		34	1450	145	ΥΠ.ΑΓ.AN.
70	Κρανέας "Αγελινάδικα"	2001	Θεσσαλία	Κρανέα Ελασσόνας	20	140	26	Δήμος Χασίων

71	Λιβαδίου "Καστέλι"	2001	Θεσσαλία	Λιβάδι Ελασσόνας	25	150	18	Δήμος Λιβαδίου
72	Λουτρού "Κρέμαση"	2001	Θεσσαλία	Κρανέα Ελασσόνας	23	135	26	Δήμος Χασίων
73	Τούρλου	2001	Νήσοι Αιγαίου	Πάρος	15	42	11	Ν.Α. Κυκλάδων
74	Γρατινή	2002	Θράκη	Κομοτηνή	53	12800	982	ΔΕΗ
75	Ερεσσός	2002	Νήσοι Αιγαίου	Ερεσσός	41	2755	752	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ
76	Παρθένι	2002	Νήσοι Αιγαίου		26	920	125	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
77	ΔΔ Άκρης "Κρέμαση"	2003	Θεσσαλία	Κρανέα Ελασσόνας	25	135	26	Δήμος Χασίων
78	Λιβάδα	2003	Νήσοι Αιγαίου	Τήνος	15	300	34	ΥΠ.ΑΓ.AN.
79	Λύρα II	2003	Θράκη	Τυχερό	20	1500	220	Νομαρχία Εβρου
80	Παναγιώτικο	2003	Θεσσαλία	Βόλος	45	1795		Περιφέρεια Θεσσαλίας & ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
81	Στενό	2003	Νήσοι Αιγαίου	Λιβάδι	30	730	125	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ
82	Αρδάνιο-Κάβησσος	2004	Θράκη	Φέρες	17	1400	200	Νομαρχία Εβρου
83	Ραπεντώσα	2004	Στερεά Ελλάδα	Ν.Μάκρη	39	1285		ΥΠΕΧΩΔΕ
84	Φανερωμένη	2004	Νήσοι Αιγαίου	Νάξος	52	1460	240	ΥΠ.ΑΓ.AN.
85	Φανερωμένης Μεσσαράς	2004	Κρήτη	Τιμπάκι	75	19.679	1000	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
86	Διπόταμος	2005	Θράκη	Αλεξανδρούπολη	44			ΔΕΥΑ Δ.Αλεξανδρούπολης
87	Λειβάδι	2005	Νήσοι Αιγαίου		30	460	54	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
88	Λιβάδι	2005	Θεσσαλία	Ελασσόνα	45	1600	133	Ν.Λάρισας
89	Προβατώνας	2005	Θράκη	Τυχερό	16	870	186	Νομαρχία Εβρου
90	Γέρμας	2006	Μακεδονία	Καστοριά	27	700	50	Ν.Α.Καστοριάς/Δήμος Ιωνος Δραγούμη
91	Δεσκάτης	2006		Δεσκάτη	28	1200	190	Ν.Α. Γρεβενών
92	Ιτέα	2006	Μακεδονία	Γρεβενά	19	120	25	Ν.Α. Γρεβενών
93	Σισανίου	2006	Μακεδονία	Σιάτιστα	35	820	108	Ν.Α.Κοζάνης
94	Ταξιάρχης	2006	Μακεδονία		20	450	20	ΝΑ Γρεβενών
95	Αγ. Βαρβάρα	2007	Μακεδονία	Βέρροια	20	3000	900	ΔΕΗ
96	Γαδουρά	2007	Νήσοι Αιγαίου	Ρόδος	67	67000	4400	ΓΓΔΕ

97	Θεοδωρακείου	2007	Μακεδονία	Αριδαία	16	80	13	Δήμος Εξαπλατάνου
98	Λύκοι	2007	Μακεδονία	Έδεσσα	20	120	14	Δήμος Έδεσσας
99	Πλατάνη	2007	Μακεδονία	Έδεσσα	20	527	71	Δήμος Έδεσσας
100	Πραμόριτσα	2007	Μακεδονία	ΤΣΟΤΥΛΙ	57	5586	109	Ν.Α.Κοζάνης
101	Βακέτας	2008	Νήσοι Αιγαίου	Τήνος	22	120	25	Ν.Α. Κυκλάδων
102	Βασιλειάδας (Μελισσότοπος)	2008	Μακεδονία	Καστοριά	17	650	90	Ν.Α.Καστοριάς/Δήμος Αγίων Αναργύρων
103	Ινίου-Μαχαιρά	2008	Κρήτη	Ηράκλειο	38	1790	226	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
104	Καλύβα-Κομαρών, ρέμα	2008	Θράκη	Ορεστιάδα	39	8500	633	Περιφέρεια (ΔΕΚΕ)
105	Καρπερό	2008		Δεσκάτη	20	330	65	Ν.Α. Γρεβενών
106	Μεσημέριο	2008	Μακεδονία	Έδεσσα	25	150	12	Δήμος Έδεσσας
107	Παλαιοπρίονο	2008			24	500		Ν.Α. Ημαθίας
108	Παπαδιά	2008	Μακεδονία	Φλώρινα	67	14000		ΔΕΗ
109	Πενταπλάτανου	2008	Μακεδονία	Γιαννιτσά	20	340	51	Δήμος Γιαννιτσών
110	Ποταμών Ν.Ρεθύμνης (Αμαρίου)	2008	Κρήτη	Ρέθυμνο	55	22500	1700	ΟΑΔΥΚ
111	Αλέξη	2009	Θεσσαλία	Καλαμπάκα	22	74	12	Ν.Α. Τρικάλων
112	Αρτζάν-Αμάτοβο	2009	Μακεδονία	Πολυκαστρο	10	8600	1	ΥΠ.ΑΓ.ΑΝ.
113	Κολχική	2009	Μακεδονία	Δ.Δ. Κολχικής- Φλώρινα	29	1210	137	ΔΕΒ Ν.Α. Φλώρινας
114	Μεσόβουνου	2009	Μακεδονία	Πτολεμαίδα	32	891	107	Ν.Α.Κοζάνης
115	Μηλοχωρίου	2009	Μακεδονία	Πτολεμαίδα	20	200	25	Ν.Α.Κοζάνης
116	Ρούκουνα	2009	Νήσοι Αιγαίου	Ανάφη	19	69.80	11	Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Κυκλάδων
117	Κάρλα	2010	Θεσσαλία	Βόλος	9	135000	42000	Ελληνικό Δημόσιο

Φράγματα ΕΥΔΑΠ: Το 1925 άρχισαν να κατασκευάζονται τα πρώτα σύγχρονα έργα ύδρευσης στην περιοχή της Αττικής. Τη χρονιά αυτή υπογράφτηκε σύμβαση μεταξύ του Ελληνικού Δημοσίου, της Αμερικάνικης εταιρείας ULEN και της τράπεζας Αθηνών, για τη χρηματοδότηση και κατασκευή έργων ύδρευσης της Αθήνας από τη λεκάνη απορροής της Πάρνηθας. Τα έργα θα επόπτευε κατασκευαστικά η Ανώνυμος Ελληνική Εταιρεία Υδάτων (ΕΕΥ, η σημερινή ΕΥΔΑΠ), η οποία συστάθηκε για το σκοπό αυτό. Το πρώτο μεγάλο έργο ήταν η κατασκευή του φράγματος του Μαραθώνα και ολοκληρώθηκε το 1931.

Αργότερα, λόγω της συνεχιζόμενης αύξησης του πληθυσμού της Αθήνας χρησιμοποιήθηκαν τα νερά της Υλίκης και τελικά έγινε ένα νέο τεχνικό έργο στον ποταμό Μόρνο το 1979, το οποίο ενίσχυσε την υδροδότηση της πόλης. Ένα άλλο μεγάλο έργο που ενισχύει την υδροδότηση της Αθήνας είναι η εκτροπή του ποταμού Εύηνου προς τον ταμιευτήρα του Μόρνου, με την κατασκευή φράγματος και σήραγγας. Η έναρξη των εργασιών στον Εύηνο έγινε το 1992 και ολοκληρώθηκε το 2001.

Φράγματα ΔΕΗ: Τα πρώτα φράγματα που κατασκευάστηκαν ήταν του Λούρου το 1954 από σκυρόδεμα βαρύτητας, του Λάδωνα το 1955 από σκυρόδεμα τοξωτό και του Ταυρωπού το 1959 από σκυρόδεμα βαρύτητας αντηριδωτό.

Με εξαίρεση το φράγμα του Λούρου, όπου συμμετείχε από ελληνικής πλευράς η ETEP A.E., τα ανωτέρω φράγματα μελετήθηκαν και κατασκευάστηκαν από ξένες εταιρείες. Το 1965 και με αμερικάνικες πιστώσεις, κατασκευάζεται το φράγμα Κρεμαστών στον ποταμό Αχελώο, το πρώτο χωμάτινο και ένα από τα μεγαλύτερα όχι μόνο του Ελληνικού χώρου, αλλά και της Ευρώπης. Ακολούθησε το φράγμα Καστρακίου το 1969, το οποίο παρουσίασε σημαντικό ενδιαφέρον, από την άποψη ότι ήταν το πρώτο που κατασκευάστηκε από ελληνικές εταιρείες (Οδών – Οδοστρωμάτων, Δομική, ΕΔΟΚ – ΕΤΕΡ Α.Ε.). Η μελέτη έγινε από την αμερικάνικη εταιρεία (Ebasco Services Inc.), με ευρεία όμως συμμετοχή Ελλήνων επιστημόνων.

Μετά το φράγμα Καστρακίου, η ελληνική εμπειρία επικεντρώθηκε στις μελέτες και κατασκευές χωμάτινων και λιθόρριπτων φραγμάτων. Έτσι, κατασκευάστηκαν τα φράγματα Πολυφύτου το 1974, το οποίο αποτελεί το δεύτερο μεγαλύτερο φράγμα της Ελλάδος μετά το φράγμα των Κρεμαστών, Πουρναρίου Ι το 1981, Σφηκιάς και Ασωμάτων το 1985, Στράτου το 1988, Πηγών Αώου το 1989. Στα τέλη του 1997

ολοκληρώθηκε η κατασκευή των φραγμάτων Θησαυρού και Πλατανόβρυσης στο Νέστο και του φράγματος της Μεσοχώρας στον Αχελώο.

Τα φράγματα της ΔΕΗ, αν και έχουν υψηλό κόστος κατασκευής, δικαιολογούν την ύπαρξή τους, διότι η παραγωγή υδροηλεκτρικής ενέργειας αποσβένει το κόστος κατασκευής τους. Επιπλέον, τα φράγματα της ΔΕΗ εξυπηρετούν αρδευτικούς και υδρευτικούς σκοπούς.

Φράγματα Υπουργείου Γεωργίας: Το Υπουργείο Γεωργίας άρχισε να ενδιαφέρεται για την κατασκευή φραγμάτων στη χώρα μας μετά το 1960.

Από το 1970 άρχισε συστηματικότερη δραστηριότητα για αποθήκευση επιφανειακών απορροών και έγιναν αναθέσεις μελετών φραγμάτων για μεμονωμένα έργα, όπως τα Λευκόγειας Δράμας (1972), του Λειβαδιού Αστυπάλαιας (1978), της Φανερωμένης και της Πλακιώτισσας στην περιοχή Μεσαράς Ηρακλείου (1980), του Δοξά στην περιοχή του Φενεού Κορινθίας (1982), του Χαβρία Χαλκιδικής (1982), της Φωλιάς Καβάλας (1983), και του Κατάφυτου Δράμας (1984).

Ύστερα από την ένταξη της χώρας στην Ευρωπαϊκή Ένωση, και με τη χρήση του πρώτου Κ.Π.Σ. κατασκευάστηκαν τα φράγματα Απολακιάς Ρόδου (1987), Λευκόγειων Δράμας (1994), Δοξάς Φενεού Κορινθίας (1996) και Λειβαδιού Αστυπάλαιας (1997).

5.3 Ταξινόμηση των ταμιευτήρων ως προς τη χωρητικότητα και το ύψος του φράγματος

Από το σύνολο των ταμιευτήρων πραγματοποιήθηκε ταξινόμηση με βάση τη χωρητικότητα και το ύψος του κάθε ταμιευτήρα, προκειμένου να εντοπιστούν οι ταμιευτήρες οι οποίοι παρουσιάζουν μεγαλύτερη πιθανότητα εμφάνισης επαγόμενης σεισμικότητας λόγω των μεγάλων διαστάσεων, παράγοντας ο οποίος θεωρείται πρωταρχικός για την εμφάνιση του φαινομένου της επαγόμενης σεισμικότητας.

Σύμφωνα με την κατανομή των φραγμάτων που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο ως προς τη χωρητικότητα του ταμιευτήρα στην ανώτατη στάθμη πλημμύρας (ΑΣΠ) (εικόνα 5.2), ο μεγαλύτερος ταμιευτήρας είναι του φράγματος των Κρεμαστών και ο

αμέσως επόμενος ο ταμιευτήρας του φράγματος Πολυφύτου. Στη συνέχεια, με μικρή διαφορά ως προς τη μεταξύ τους χωρητικότητα του ταμιευτήρα, έχουμε τα φράγματα Καστρακίου, Πουρναρίου Ι, Στράτου, Μόρνου και Θησαυρού.



Εικόνα 5.2: Κατανομή των μεγαλύτερων ταμιευτήρων ως προς τη χωρητικότητα

Ταμιευτήρας	Κατηγορία Ι	Κατηγορία ΙΙ	Κατηγορία III
ΣΦΗΚΙΑ			103
ΠΗΓΕΣ ΑΩΟΥ			260
ΣΤΡΑΤΟΣ		810	
ΤΑΥΡΩΠΟΣ			400
ΠΟΥΡΝΑΡΙ Ι		860	
ΠΟΥΡΝΑΡΙ ΙΙ			4.6
ΚΡΕΜΑΣΤΑ	4.500		
ΚΑΣΤΡΑΚΙ		950	
ΠΟΛΥΦΥΤΟ	2.240		
ΑΣΩΜΑΤΑ			56
ΜΟΡΝΟΣ		760	
ΛΟΥΡΟΣ			1.070
ΛΑΔΩΝΑΣ			57.5

Πίνακας 5.2: Τιμές χωρητικότητας των μεγαλύτερων ταμιευτήρων (x10⁶m³)

ΠΛΑΤΑΝΟΒΡΥΣΗ		92
ΘΗΣΑΥΡΟΣ	705	
ΜΕΣΟΧΩΡΑ		228
ΣΜΟΚΟΒΟ		20
ΜΑΡΑΘΩΝΑΣ		40.30
εγηνός		137.60
ΛΕΥΚΟΓΕΙΑ ΔΡΑΜΑΣ		11.90
ΠΗΝΕΙΟΣ ΗΛΕΙΑΣ		420
ΜΠΡΑΜΙΑΝΟΣ		15
ΙΕΡΑΠΕΤΡΑΣ		15

Οι μεγαλύτεροι ταμιευτήρες ταξινομήθηκαν με βάση τη χωρητικότητα σε τρεις κατηγορίες Ι, ΙΙ και ΙΙΙ (πίνακας 5.2). Στην πρώτη κατηγορία Ι εντάχτηκαν οι ταμιευτήρες με χωρητικότητα στην ανώτατη στάθμη πλημμύρας μεγαλύτερη από 1000X10⁶ m³. Στην κατηγορία ΙΙ εντάχτηκαν οι ταμιευτήρες με χωρητικότητα στην ανώτατη στάθμη πλημμύρας μεγαλύτερη από 1000X10⁶ m³. Στην κατηγορία ΙΙ εντάχτηκαν οι ταμιευτήρες με χωρητικότητα στην ανώτατη στάθμη πλημμύρας μεγαλύτερη από 500X10⁶ m³. Στην κατηγορία ΙΙΙ εντάχθηκαν όλοι οι υπόλοιποι ταμιευτήρες οι οποίοι έχουν χωρητικότητα μικρότερη από 500X10⁶ m³.

Σύμφωνα με τον πίνακα 5.2, στην πρώτη κατηγορία βρίσκονται οι ταμιευτήρες των φραγμάτων Κρεμαστών και Πολυφύτου με μεγάλη διαφορά ως προς τη χωρητικότητα σε σχέση με τους υπόλοιπους, οι οποίοι είναι μικρότεροι από 1000x10⁶m³. Η επίδραση της πλήρωσης του ταμιευτήρα Κρεμαστών στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής έχει μελετηθεί διεξοδικά από τους Γαλανόπουλο (1965) και Δρακόπουλο (1974), και αναπτύχθηκε στο κεφάλαιο 4.2.2, ενώ η περίπτωση του ταμιευτήρα του Φράγματος Πολυφύτου, που εδρεύει στον ποταμό Αλιάκμονα, μελετάται διεξοδικά μαζί με τους κατάντη αυτού ταμιευτήρες Σφηκιάς και Ασωμάτων στην παρούσα διατριβή στο κεφάλαιο 7.

Στην κατηγορία ΙΙ βρίσκονται οι ταμιευτήρες των φραγμάτων Καστρακίου, Πουρναρίου Ι, Στράτου, Μόρνου και Θησαυρού. Με στόχο τη διερεύνηση πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας, στους ταμιευτήρες της κατηγορίας ΙΙ, αξιολογήθηκαν αρχικά οι ταμιευτήρες αυτοί ως προς τη μεταβολή της σεισμικότητας πριν και μετά την αρχική πλήρωση. Στην αρχική αυτή διερεύνηση εξαιρέθηκε ο ταμιευτήρας του φράγματος Καστρακίου ο οποίος έχει μελετηθεί από το Δρακόπουλο (1974).

Από αυτούς τους ταμιευτήρες επιλέχθηκε για διεξοδική μελέτη στην παρούσα διατριβή ο ταμιευτήρας Πουρναρίου Ι, αφού παρουσίαζε ιδιαίτερο ενδιαφέρον ως προς τη σεισμικότητα τόσο κατά την αρχική πλήρωση όσο και κατά τη διάρκεια της λειτουργίας του, ενώ για τους ταμιευτήρες των φραγμάτων Στράτου, Μόρνου και Θησαυρού μελετάται η πιθανή μεταβολή της σεισμικότητας πριν και μετά την πλήρωση, η οποία δεν παρουσίασε καμία αξιοσημείωτη μεταβολή (ενότητα 5.2).

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.3 ταξινομήθηκαν οι κυριότεροι ταμιευτήρες που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο, ως προς το ύψος του φράγματος. Σύμφωνα με το διάγραμμα το υψηλότερο φράγμα στον Ελληνικό χώρο είναι το φράγμα του Θησαυρού και ακολουθεί των Κρεμαστών, ενώ στην 5^η και 6^η θέση βρίσκονται οι ταμιευτήρες Πολυφύτου και Πουρναρίου Ι.

Με τις δύο ταξινομήσεις που πραγματοποιήθηκαν έγινε η πρώτη αξιολόγηση, αφού οι παράγοντες βάθος (ύψος στάθμης του ταμιευτήρα) και έκταση (χωρητικότητα) παίζουν ρυθμιστικό ρόλο στους μηχανισμούς επαγόμενης σεισμικότητας.



Εικόνα 5.3: Κατανομή ταμιευτήρων ως προς το ύψος του φράγματος

Η χωρική κατανομή των κυριοτέρων ταμιευτήρων απεικονίζεται στην εικόνα 5.4 που ακολουθεί.



Εικόνα 5.4: Χωρική κατανομή των σημαντικότερων και μεγαλύτερων φραγμάτων ως προς τη χωρητικότητα

5.4 Μελέτη πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλήρωση των ταμιευτήρων Μόρνου, Στράτου και Θησαυρού

Όπως αναφέρθηκε, η έναρξη της πλήρωση των τριών ταμιευτήρων, οι οποίοι ανήκουν στην κατηγορία ΙΙ σύμφωνα με την ταξινόμηση ως προς τη χωρητικότητα, πραγματοποιήθηκε το 1979 για το φράγμα του Μόρνου, το 1988 για το φράγμα του Στράτου και το 1996 για το φράγμα του Θησαυρού.

Η διερεύνηση πιθανής μεταβολής της σεισμικότητας πριν και μετά την πλήρωση των ταμιευτήρων πραγματοποιήθηκε με χρήση ενόργανων σεισμικών γεγονότων με χρήση δεδομένων από το ΓΙ-ΕΑΑ.

Πλήρωση του ταμιευτήρα του φράγματος του Μόρνου (1979)

Η κατασκευή του φράγματος του Μόρνου ολοκληρώθηκε το 1979 με αρμόδιο φορέα την ΕΥΔΑΠ. Εδρεύει στον ποταμό Μόρνο της κεντρικής Στερεάς Ελλάδας ο οποίος πηγάζει από τις νότιες πλαγιές της Οίτης και καθώς κατεβαίνει στα νότια αποχετεύει τη λεκάνη που βρίσκεται μεταξύ Βαρδουσίων, Οίτης, Γκιώνας και Λιδορικίου. Καθορίζει τα όρια των επαρχιών Δωρίδας και Ναυπακτίας και εκβάλλει στα όρια Κορινθιακού και Πατραϊκού κόλπου δυτικά της Ναυπάκτου. Το φράγμα του Μόρνου έχει ύψος h=139m και καταλαμβάνει την τέταρτη θέση στην κατανομή των ταμιευτήρων ως προς το ύψος του φράγματος (εικόνα 5.3).

Η χωρική κατανομή της σεισμικότητα της περιοχής πριν από την πλήρωση της λίμνης για το χρονικό διάστημα 1964 έως και 1978 απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.5, ενώ η χωρική κατανομή της σεισμικότητας μετά την αρχική πλήρωση απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.6 για το χρονικό παράθυρο 1979 έως και 1982 και στο χάρτη της εικόνας 5.7 για το χρονικό παράθυρο 1979 έως 1984.

Η συγκριτική μελέτη των χαρτών της σεισμικής κατανομής πριν και μετά την πλήρωση δεν παρουσιάζει αξιοσημείωτη μεταβολή στη σεισμικότητα της περιοχής, εκτός από δύο σεισμικές εξάρσεις κατά τη διάρκεια του 1983 και 1984 (εικόνα 5.7).

Σύμφωνα με την αρχική προσέγγιση της διερεύνησης πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η πλήρωση της τεχνητής λίμνης του φράγματος του Μόρνου δεν προκάλεσε μεταβολή στη σεισμικότητα της περιοχής.

Κεφάλαιο 5



Εικόνα 5.5: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μόρνου πριν από την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα (1964 – 1978)



Εικόνα 5.6: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μόρνου μετά από την πλήρωσης του ταμιευτήρα (1979 – 1981)



Εικόνα 5.7: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μόρνου μετά από την πλήρωσης του ταμιευτήρα (1979 – 1984)

> Πλήρωση του ταμιευτήρα του φράγματος του Στράτου (1988)

Το φράγμα του Στράτου κατασκευάστηκε με αρμόδιο φορέα τη ΔΕΗ και εδρεύει στον ποταμό Αχελώο μαζί με τα φράγματα των Κρεμαστών, του Καστρακίου, του Ταυρωπού, της Μεσοχώρας και της Συκιάς.

Η ολοκλήρωση του φράγματος συνολικού ύψους H=26m και η έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκαν το 1988. Πρόκειται για ένα χαμηλό φράγμα το οποίο καταλαμβάνει σύμφωνα με την ταξινόμηση ως προς το ύψος του φράγματος την 21^η θέση (εικόνα 5.3).

Η χωρική κατανομή της σεισμικότητας της περιοχής πριν από την πλήρωση της λίμνης για το χρονικό διάστημα 1964 έως και 1987 απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.8, ενώ η χωρική κατανομή της σεισμικότητας μετά την αρχική πλήρωση απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.9 για το χρονικό παράθυρο 1988 έως και 1991 και στο χάρτη της εικόνας 5.10 για το χρονικό παράθυρο 1988 έως 1993.

Η συγκριτική μελέτη των χαρτών της σεισμικής κατανομής πριν και μετά την πλήρωση δεν παρουσιάζει αξιοσημείωτη μεταβολή στη σεισμικότητα της περιοχής.

Αυτή η αρχική προσέγγιση της διερεύνησης πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η πλήρωση της τεχνητής λίμνης του φράγματος του Στράτου δεν προκάλεσε καμία μεταβολή στη σεισμικότητα, κάτι που είναι αναμενόμενο διότι πρόκειται για τεχνητή λίμνη η οποία, παρόλη τη σημαντική της χωρητικότητα, παρουσιάζει πολύ μικρά βάθη της τάξεως των 20-22m.



Εικόνα 5.8: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Στράτου πριν από την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα (1964 – 1987)



Εικόνα 5.9: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μόρνου μετά από την πλήρωσης του ταμιευτήρα (1988 – 1991)



Εικόνα 5.10: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Μόρνου μετά από την πλήρωσης του ταμιευτήρα (1988 – 1993)

> Πλήρωση του ταμιευτήρα του φράγματος του Θησαυρού (1996)

Το φράγμα του Θησαυρού κατασκευάστηκε με αρμόδιο φορέα τη ΔΕΗ και εδρεύει στον ποταμό Νέστο, ο οποίος αποτελεί το φυσικό όριο μεταξύ Μακεδονίας και Θράκης.

Σύμφωνα με την κατανομή ταμιευτήρων ως προς το ύψος του φράγματος (εικόνα 5.3), το φράγμα του Θησαυρού καταλαμβάνει την πρώτη θέση υψηλότερου φράγματος στον Ελληνικό χώρο με ύψος H=172m.

Η ολοκλήρωση του φράγματος και η έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκαν το 1996.

Η χωρική κατανομή της σεισμικότητας της περιοχής πριν από την πλήρωση της λίμνης για το χρονικό διάστημα 1964 έως και 1995 απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.11, ενώ η χωρική κατανομή της μετά την αρχική πλήρωση, απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 5.12 για το χρονικό παράθυρο 1996 έως και 1999.

Η περιοχή στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας του φράγματος χαρακτηρίζεται από έλλειψη σεισμικής δραστηριότητας για το χρονικό παράθυρο 1964 έως και το 1995 και για απόσταση 40Km περιμετρικά του φράγματος (εικόνα 5.11), ενώ μετά την πλήρωση και για το χρονικό διάστημα 1996 έως 1999 παρουσιάζεται η ίδια έλλειψη σεισμικότητας, με εξαίρεση δύο σεισμούς μικρού μεγέθους, οι οποίοι έλαβαν χώρα πλησίον του φράγματος κατά τη διάρκεια του έτους 1999, δηλαδή τρία χρόνια μετά την πλήρωση. Το μέγεθος των δύο αυτών σεισμικών γεγονότων κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 3≤M≤3.3 (εικόνα 5.12).

Αυτή η αρχική προσέγγιση της διερεύνησης πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η πλήρωση της τεχνητής λίμνης του φράγματος του Θησαυρού δεν επέφερε καμία μεταβολή στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής (40Km περιμετρικά του φράγματος).
Κεφάλαιο 5



Εικόνα 5.11: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Θησαυρού πριν από την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα (1964 – 1995)

23°0'0*E 24"0'0"E 25°0'0"E πσαυρό 41°0'0"N ΥΠΟΜΝΗΜΑ 1996 1997 1998 1999 М Μ M M 2,1-3 • 1,9-3,1 • 2,3-3,1 • 1,7-2,9 • O 3,1 - 3,4 O 3,2 - 3,5 O 3,2 - 3,5 O 3 - 3,3 O 3,5 - 3,9 O 3,6 - 4 O 3,6 - 4 O 3,4 - 3,8 4 - 6,1 🥥 4,1 - 6,1 🔾 4,1 - 5,5 🔘 3,9 - 5,4 0 🦊 Φράγμα 23°0'0"E 25°0'0"E 24°0'0"E Kilometers 40 80 160 240 0

Κεφάλαιο 5

Εικόνα 5.12: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του φράγματος του Θησαυρού μετά από την πλήρωσης του ταμιευτήρα (1996 – 1999)

Φράγματα και ταμιευτήρες του Ελληνικού χώρου

Με την ολοκλήρωση της διερεύνησης των πιθανών περιπτώσεων εμφάνισης του φαινομένου της επαγόμενης σεισμικότητας λόγω της αρχικής πλήρωσης των ταμιευτήρων των φραγμάτων που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο, επιλέχτηκαν για περαιτέρω και διεξοδική διερεύνηση οι ταμιευτήρες Πουρναρίου Ι (έτος αρχικής πλήρωσης 1981), Πολυφύτου (έτος αρχικής πλήρωσης 1974), Σφηκιάς (έτος αρχικής πλήρωσης 1985) και Ασωμάτων (έτος αρχικής πλήρωσης 1984).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή του ΥΗΕ Πουρναρίου

6.1 Εισαγωγή

Το φράγμα του ΥΗΕ Πουρναρίου Ι βρίσκεται στον ποταμό Άραχθο, με ωφέλιμη χωρητικότητα 303x10⁶m³, και κατάντη αυτού βρίσκεται το αναρρυθμιστικό φράγμα του Πουρναρίου ΙΙ, με ωφέλιμη χωρητικότητα 4.1X10⁶m³ (εικόνα 6.1). Η δημιουργία και λειτουργία των δύο φραγμάτων εξασφαλίζει τη συνεχή ροή του νερού στην κοίτη του ποταμού κατά τη διάρκεια όλου του χρόνου, συμβάλλοντας με τον τρόπο αυτό σε μια ορθολογική και αποτελεσματική αξιοποίηση των αρδευτικών δικτύων στην ευρύτερη περιοχή της Άρτας.



Εικόνα 6.1: Φωτογραφίες από την λίμνη και το φράγμα Πουρναρίου το οποίο εδρεύει στην περιοχή της Ηπείρου.

Η κατασκευή του πρώτου και κύριου φράγματος Πουρναρίου Ι ολοκληρώθηκε στα τέλη του 1980 και η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα ξεκίνησε τον Ιανουάριο του 1981. Στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής και για το σκοπό της διερεύνησης πιθανής σεισμικής διέγερσης λόγω της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το τοπικό αναλογικό σεισμολογικό δίκτυο της ΔΕΗ (εικόνα 6.5), τα οποία ήταν σε έντυπη μορφή (εικόνες 6.34 και 6.35), καθώς και αναλογικές σεισμικές καταγραφές για το χρονικό διάστημα 1/1/1981 έως 31/4/1981. Όλα τα σεισμολογικά δεδομένα καταχωρήθηκαν σε μια βάση δεδομένων. Από αυτή την αρχική βάση, η οποία περιείχε όλα τα καταγεγραμμένα σεισμολογικά δεδομένα, επιλέχτηκαν τα δεδομένα που είχαν επίκεντρο στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα και συγκεκριμένα περιοχή εντός πλαισίου οριζόμενο από τις γεωγραφικές συντεταγμένες 38.75°-39.75° και 20.40°-21.65°, (εικόνα 6.5).

Για την καλύτερη και πληρέστερη διερεύνηση του φαινομένου πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο, εκτός της περίπτωσης των Κρεμαστών η οποία έχει μελετηθεί (ενότητα 4.2.2), χρησιμοποιήθηκαν και σεισμολογικά δεδομένα από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Τα δεδομένα αυτά κάλυψαν τη χρονική περίοδο από 1/5/1981 έως 2010.

Η αρχική ανάλυση και επεξεργασία των αρχικών σεισμολογικών δεδομένων είχε πραγματοποιηθεί από τους Μακρόπουλο, Παπαδόπουλο και Λούη (προσωπική επικοινωνία). Στην παρούσα διατριβή προκειμένου να γίνει βελτιστοποίηση των δεδομένων καταχωρήθηκαν ηλεκτρονικά όλες οι φάσεις των σεισμικών κυμάτων P και S ώστε να μπορεί να γίνει επαναπροσδιορισμός των σεισμικών παραμέτρων (650 σεισμοί) με χρήση του μοντέλου ταχυτήτων των Louis et al. (1994), πίνακας 6.1. Το μοντέλο αυτό υπολογίστηκε με χρήση 272 τοπικών σεισμών ομοιόμορφης κατανομής και βάθους 0-35Km από σύνολο 1014 σεισμών με κριτήριο το μεγαλύτερο αριθμό φάσεων οι οποίες καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο της ΔΕΗ στην περιοχή της Ηπείρου.

Velocity (Km/s)	Top of the layer (Km)
5.2	0.0
6.0	3.0
6.2	6.0
6.7	9.0
6.8	13.5
7.0	18.0

Πίνακας 6.1: Μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή της Ηπείρου (Louis et al., 1994).

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων είναι το Hypo-71 (Lee & Lahr, 1975). Στις περιπτώσεις που βρέθηκαν μεγαλύτερα σφάλματα ελέχθησαν και μετρήθηκαν οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων P και S κυμάτων από την πρωτογενή πηγή τους (σεισμογραφήματα). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS μετά τον επαναπροσδιορισμό ήταν 0.45sec, ενώ το ελάχιστο σφάλμα στην οριζόντια (ERH) και κατακόρυφη συνιστώσα (ERZ) ήταν 4Km και 5.5Km αντίστοιχα. Σημειώνεται ότι τα όλα μεγέθη (M) που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή τόσο του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ όσο και του ΓΙ-ΕΑΑ έχουν υπολογιστεί με χρήση μεγίστων πλατών και σεισμικής διάρκειας (τοπικά μεγέθη M_L). Μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή της βορειοδυτικής Ελλάδος έχει διεξαχθεί και από τους Drakatos et al. (2005).

Τα σεισμικά επίκεντρα, προκειμένου να επεξεργαστούν χωρικά αλλά και χρονικά, εντάχτηκαν σε ενιαία βάση δεδομένων Access 2007 και εισήχθησαν στα ΓΣΠ σε μορφή σημειακού αρχείου (Shapefile). Από αυτή την αρχική και ενιαία βάση δεδομένων έγινε εξαγωγή και επεξεργασία όλων των επιμέρους ομάδων (σεισμολογικά δεδομένα για διάφορα χρονικά και χωρικά παράθυρα) που δημιουργήθηκαν για την περαιτέρω επεξεργασία καθώς και τη διεξαγωγή χαρτών και διαγραμμάτων. Λόγω της ιδιαιτερότητας του θέματος της παρούσας διατριβής, στην οποία σημαντικό ρόλο κατέχει η όποια μεταβολή της πίεσης του ρευστού των πόρων, η οποία προκαλείται λόγω απότομων και μεγάλων διακυμάνσεων της στάθμης ενός ταμιευτήρα, κατέστη η αναγκαιότητα της μελέτης της σεισμικότητας περιμετρικά του ταμιευτήρα για επιμέρους αποστάσεις. Για το σκοπό αυτό ορίστηκαν, με τη διαδικασία Buffer, των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, χωρικές κατανομές αποστάσεων 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

Εκτός από τα σεισμολογικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν στάθμες του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι οι οποίες καταχωρήθηκαν, με τη βοήθεια του λογισμικού Access 2007, ανά ημερήσια μέτρηση ύψους στάθμης του ταμιευτήρα καλύπτοντας χρονική περίοδο από 1/1/1981 έως 31/12/2010. Τα διαγράμματα συσχέτισης που διεξήχθησαν, μεταξύ σεισμικότητας και στάθμης ταμιευτήρα, πραγματοποιήθηκαν με τη βοήθεια του λογισμικού Grapher 7. Για την εισαγωγή και επεξεργασία όλων των επιμέρους αρχείων από περιβάλλον GIS σε περιβάλλον λογισμικού Grapher 7 έγινε χρήση του λογισμικού Excel.

6.2 Σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ –Πουρναρίου Ι

Προκειμένου να εκτιμηθεί η πιθανή επίδραση της πλήρωσης του ταμιευτήρα μελετήθηκε η σεισμικότητα της περιοχής πριν και μετά την πλήρωση.

6.2.1 Ιστορική σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της τεχνητής λίμνης Πουρναρίου πριν το 1900

Πληροφορίες για ιστορικούς σεισμούς που προκάλεσαν βλάβες μετά το 1500 και πριν το 1900, αντλήθηκαν από τους καταλόγους Παπαζάχος & Παπαζάχου (2003), Ambraseys (2009), Makropoulos et al. (2010) και Kouskouna 1998, οι οποίοι στηρίζονται στην αξιολόγηση και παραμετροποίηση ιστορικών πηγών και αναφορών. Το μέγεθος του εκάστοτε εκ των αναγραφόμενων ιστορικών σεισμικών γεγονότων του πίνακα 6.2 έχει υπολογιστεί βάσει μακροσεισμικών πληροφοριών, η δε ένταση με βάση την κλίμακα Mercalli – Sieberg. Η χωρική κατανομή όλων των ιστορικών σεισμών που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή παρουσιάζονται στο χάρτη της εικόνας 6.1.

Η πληροφόρηση της ιστορικής σεισμικότητας παρουσιάζει αδυναμία στην απόδοση μιας πλήρους εικόνας για τη σεισμικότητα της εξεταζόμενης περιοχής διότι περιορίζεται κυρίως σε ισχυρούς σεισμούς, των οποίων το μέγεθος βασίζεται στην ύπαρξη των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων. Στην περίπτωση μελέτης πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας, σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η μεταβολή της σεισμικής δράσης της συγκεκριμένης περιοχής είτε ως προς τη συχνότητα, είτε ως προς το μέγεθος των σεισμικών γεγονότων που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της πλήρωσης ενός ταμιευτήρα ή κατά τη διάρκεια μεγάλων και απότομων διακυμάνσεων της στάθμης, οπότε είναι απαραίτητα και τα μικρότερου μεγέθους σεισμικά γεγονότα.

Πίνακας 6.2 Ιστορικά σεισμικά γεγονότα που προκάλεσαν βλάβες στην ευρύτερη περιοχή της τεχνητής λίμνης Πουρναρίου, από τους καταλόγους Παπαζάχος & Παπαζάχου (2003) (PAP03) και Ambraseys (2009/AMB09).

Πηγή	Έτος	Μήνας	Ημέρα	Ώρα(h:min:sec)	¢٥	λ٥	Μέγεθος	Ένταση	Τοποθεσία
AMB09	1514/1515								Δυτική Πίνδος
PAP03	1566	7	11		39.00	21.70	6.5	VIII	Καρπενήσι
PAP03/	1612	5	26	07	38.80	20.80	6.6	Х	Λευκάδα
PAP03/	1613	10	12		38.80	20.80	6.4	VIII	Λευκάδα
PAP03/	1625	6	28	06	38.70	20.70	6.6	IX	Λευκάδα
PAP03/	1630	7	2	06	38.80	20.80	6.6	х	Λευκάδα
PAP03/	1704	11	22		38.70	20.70	6.6	IX	Λευκάδα
PAP03/	1722	6	5	20	38.70	20.50	6.3	VIII	Λευκάδα
PAP03/	1723	2	22	02	38.60	20.70	7.0	IX	Λευκάδα
PAP03/	1735	9	1	06	39.50	21.70	6.5	VII	Μετέωρα
PAP03/	1740	1	24		39.75	20.80	6.2	VIII	Ιωάννινα
PAP03/	1769	10	12	18	38.95	20.60	6.8	Х	Λευκάδα
PAP03/	1783	3	23	05	38.65	20.50	7.0	IX	Λευκάδα
PAP03/	1813	12	10	13	39.60	20.65	6.2	IX	Εκκλησοχώρι
PAP03/	1815				38.70	20.70	6.3	IX	Λευκάδα
PAP03/	1820	2	21		38.80	20.55	6.6	IX	Λευκάδα
PAP03/	1820	3	17		38.85	20.60	6.3	IX	Λευκάδα
PAP03/	1823	6	12		39.50	20.30	6.4	IX	Σαγιάδα
PAP03/	1825	1	19	11:45	38.75	20.60	6.7	Х	Λευκάδα
PAP03/	1826	1	26	11:30	39.00	20.65	6.1	VII	Πρέβεζα
AMB09	1853	02	14	20:05					Ιωάννινα
AMB09	1854	07	30	03:30					Σούλι
PAP03/	1867	1	27		39.65	20.80	6.6	VIII	Ιωάννινα
PAP03/	1869	12	28	03:10	38.80	20.75	6.6	Х	Λευκάδα
AMB09	1882	07	08	01:07					Ιωάννινα
PAP03/	1891	6	27		39.00	20.65	6.0	VII	Πρέβεζα
PAP03/	1895	5	14	05	39.40	20.50	6.2	Х	Μαργαρίτη
PAP03/	1898	7	31	05	39.65	20.70	6.3	VIII	Ιωάννινα



Εικόνα 6.2: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων της ιστορικής σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής Πουρναρίου (χρονική περίοδος έως 1900)

Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μην καθίσταται εύκολα εφικτή η σύγκριση της σεισμικής δράσης πριν και μετά την πλήρωση ενός ταμιευτήρα. Ένας παράγοντας που εξυπηρετεί την αδυναμία αυτή είναι και το χρονικό πλαίσιο κατασκευής και λειτουργίας των ταμιευτήρων που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο το οποίο στερείται ενόργανης καταγραφής πολλών ετών.

Η πληροφόρηση για τη σεισμική δράση της περιόδου έως το 1900 όπως απεικονίζεται και στο χάρτη της εικόνας 6.2 περιορίζεται σε σεισμούς των οποίων το μέγεθος είναι μεγαλύτερο από Μ≥6.

6.2.2 Ενόργανη σεισμικότητα περιόδου 1900 έως 1980

Για την εκτίμηση της σεισμικής δράσης της ενόργανης περιόδου 1900 ως 1980 έγινε αναζήτηση στους καταλόγους Makropoulos et al. (1989, 2011), Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) και ΓΙ-ΕΑΑ. Οι σφοδρότεροι σεισμοί, σύμφωνα με τους καταλόγους που προαναφέρθηκαν, που έλαβαν χώρα σε απόσταση μικρότερη των 50 Km από τον ταμιευτήρα του ΥΗΕ – Πουρναρίου, είναι οι κάτωθι:

• Σεισμός Αμφιλοχίας στις 13 Σεπτεμβρίου 1921 μεγέθους Μ=5.6.

Σεισμός, Νοτιοδυτικά του φράγματος Πουρναρίου Ι, σε απόσταση 27Km, στις 13
 Νοεμβρίου 1924, μεγέθους M=5.3 και εστιακού βάθους 85Km.

 Επιφανειακός σεισμός στις 29 Οκτωβρίου 1966, μεγέθους M=5.8, στα Ανατολικά του Αμβρακικού Κόλπου.

• Επιφανειακός σεισμός Δροσοπηγής Άρτας, στις 1 Μαΐου 1967, μεγέθους M=6.4.

Η χωρική κατανομή όλων των σεισμικών γεγονότων της περιόδου αυτής απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 6.3, ενώ στο χάρτη της εικόνας 6.4 απεικονίζεται η χωρική κατανομή των σεισμικών γεγονότων μεγέθους Μ≥4.3.

Το σύνολο όλων των σεισμικών γεγονότων που εντοπίστηκαν από τους καταλόγους που προαναφέρθηκαν σε απόσταση 50Km περιμετρικά του ταμιευτήρα καταχωρήθηκαν στον πίνακα 6.3. Η επιλογή της απόστασης έγινε βάση της παγκόσμιας βιβλιογραφίας όπου η διερεύνηση επαγόμενης σεισμικότητας λόγω πλήρωσης ταμιευτήρων κυμαίνεται από 30 έως 50Km. Επιλέχτηκε η μεγαλύτερη απόσταση των 50Km για μια πληρέστερη διεξοδική μελέτη της ευρύτερης περιοχής.

Έτος	Μήνας	Ημέρα	Ώρα:λεπτά:δευτερόλεπτα	φ°	λ°	Βάθος	Μέγεθος
			(GMT)	(N)	(E)	(km)	
1965	DEC	31	22:43:19.8	39.10	20.90	0	4.1
1966	JAN	22	05: 01:36.4	39.20	21.50	0	3.8
1966	JAN	26	13: 30:20.2	39.20	21.20	0	4.2
1966	JAN	30	03:01:48.4	39.10	21.40	0	3.8
1966	JAN	31	04:30:50.0	39.10	21.50	0	3.8
1966	JAN	31	09:54:54.7	39.10	21.30	0	4.0
1966	FEB	5	02:11:02.0	39.20	21.50	0	4.7
1966	FEB	5	09:47:57.3	39.20	21.60	0	3.7
1966	FEB	6	13:24:32.0	39.20	21.50	0	4.0
1966	FEB	6	15:09:13.4	39.30	21.30	0	3.8

Πίνακας 6.3: Ενόργανες καταγραφές σεισμικών γεγονότων της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα, για απόσταση μικρότερη των 50Km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

1966	FEB	10	16:10:41.6	39.30	21.30	0	3.8
1966	FEB	11	05:41:21.6	39.20	21.40	0	3.8
1966	FEB	12	13:36:13.4	39.30	21.40	0	4.4
1966	FEB	14	20:16:48.6	39.30	21.20	0	4.1
1966	MAR	8	18:51:39.2	39.20	21.20	0	4.4
1966	MAR	11	20:19:10.7	39.25	21.25	0	4.4
1966	MAR	14	14:08:34.0	39.40	21.10	0	4.6
1966	MAR	26	20:17:27.6	39.20	21.50	0	3.8
1966	MAR	28	04:04:34.1	39.40	21.40	0	4.0
1966	APR	1	13:14:55.9	39.20	21.20	0	4.4
1966	APR	3	11:36:18.7	39.20	21.30	0	4.6
1966	APR	5	13:57:24.8	39.20	21.30	0	3.8
1966	APR	18	08:37: 5.8	39.10	21.50	0	3.7
1966	APR	18	09:59:15.3	39.00	21.50	0	4.3
1966	APR	23	11:08:03.5	39.20	21.20	0	4.2
1966	APR	28	11:47:26.3	39.40	20.90	50	4.4
1966	MAY	4	06:36:50.2	39.30	21.30	0	5.5
1966	MAY	4	07:38:50.8	39.20	21.30	0	4.2
1966	MAY	8	03:48:38.0	39.30	21.40	0	3.8
1966	MAY	15	08:29:30.8	39.20	21.00	0	3.9
1966	MAY	22	11:15:36.2	39.30	20.80	0	4.0
1966	MAY	26	06:32:16.3	39.00	21.30	0	3.8
1966	JUN	11	10:21:52.0	38.80	21.50	0	4.2
1966	JUN	13	11:44:52.0	39.50	21.00	0	4.0
1966	JUN	24	01:24:9.3	39.20	21.30	0	3.8
1966	JUL	15	23:50: 7.2	38.90	21.45	0	4.2
1966	JUL	20	10:16:02.8	39.00	21.50	0	4.1
1966	JUL	28	13:09:58.6	39.20	21.30	0	3.8
1966	AUG	8	12:34:07.8	39.60	21.00	0	4.0
1966	AUG	11	04:34:12.0	38.80	21.70	0	4.2
1966	AUG	17	19:02:01.0	39.40	21.30	0	3.8
1966	SEP	23	23:47:48.7	39.50	20.90	100	4.2
1966	ОСТ	10	16:27:58.5	39.50	20.50	0	4.2
1966	ОСТ	29	02:39:25.8	38.80	21.00	0	6.0
1967	MAR	28	20:53:02.8	39.00	21.25	0	3.5
1967	MAR	28	21:09:24.1	39.00	21.25	0	3.4
1967	MAR	28	22:13:50.9	39.25	20.75	0	3.5
1967	APR	21	02:45:03.3	38.80	21.00	0	3.4
1967	APR	21	03:11:45.8	38.80	21.10	0	3.6
1967	APR	28	11:32:10.5	39.10	21.30	0	3.5
1967	MAY	1	07:09:02.6	39.47	21.25	0	6.4
1967	MAY	1	09:50:00.6	39.70	20.90	0	5.0
1967	MAY	5	15:58:33.5	39.70	20.80	0	4.0
1967	MAY	5	20:18:27.3	39.70	20.90	0	4.0
1967	MAY	9	13:34:52.4	39.70	21.20	0	3.8
1967	MAY	9	20:44:56.6	39.60	21.00	0	3.8
1967	JUN	7	09:34:54.0	39.10	21.50	0	3.6
1967	JUN	10	12:51:01.7	39.20	21.10	0	3.3
1967	JUN	12	18:12:38.0	39.30	21.20	0	4.1
1967	JUN	22	10:58:28.0	39.50	20.70	0	4.0

1967	JUL	17	18:57:04.0	39.40	21.30	0	3.6
1967	JUL	23	09:17:58.0	39.40	20.80	0	3.3
1967	AUG	15	11:21:03.0	39.20	21.20	0	3.4
1967	AUG	15	12:35:44.0	39.40	20.70	0	3.5
1967	AUG	27	06:58:45.0	39.40	20.80	0	3.5
1967	AUG	30	11:57:58.0	39.60	21.20	0	3.6
1967	SEP	7	17:23:22.0	39.40	21.40	0	3.8
1967	SEP	8	09:51:40.0	38.90	21.50	0	4.0
1967	NOV	6	10:33:01.0	38.80	20.80	0	4.1
1967	NOV	10	21:01:05.0	38.90	20.50	0	3.7
1967	DEC	2	05:33:22.0	39.10	20.60	0	3.8
1972	JAN	7	07:59:58.0	39.30	21.10	0	3.4
1972	FEB	2	21:19:48.0	38.80	21.20	0	4.3
1972	MAR	15	19:17:38.0	39.20	21.20	0	3.5
1972	MAR	23	20:05:18.0	39.50	21.30	0	3.7
1972	APR	1	01:45:02.0	39.10	21.40	0	3.5
1972	APR	4	21:12:28.0	39.10	21.30	0	3.6
1972	APR	11	11:12:11.0	39.40	21.40	0	4.0
1972	APR	13	06:50:03.0	39.20	21.10	0	3.7
1972	APR	14	23:01:47.0	39.20	21.20	0	3.4
1972	APR	23	09:43:18.0	39.50	20.90	0	3.3
1972	APR	24	00:48:47.0	39.20	21.30	0	3.5
1972	APR	27	22:11:53.0	38.80	20.60	0	3.7
1972	MAY	1	04:12:20.0	39.30	21.00	0	3.6
1972	MAY	3	12:30:25.0	39.20	21.10	0	3.6
1972	MAY	12	08:53:07.0	39.10	21.40	0	3.4
1972	MAY	17	13:02:16.0	39.10	21.50	0	3.3
1972	MAY	21	12:25:53.5	39.20	21.40	0	3.2
1972	JUN	13	08:09:17.0	39.20	21.20	0	3.4
1972	JUL	1	14:38:29.0	39.20	21.10	0	3.5
1972	JUL	11	06:33:25.0	39.30	21.40	0	3.4
1972	JUL	25	01:56:02.0	38.80	21.20	0	4.4
1972	AUG	8	07:45:46.0	38.90	20.70	0	2.5
1972	NOV	24	03:48:36.0	39.20	20.70	0	4.9
1972	NOV	26	08:22:01.0	39.40	20.60	0	3.7
1973	MAR	5	15:40:42.0	39.30	20.60	0	3.9
1973	MAY	13	08:01:54.0	38.80	21.60	0	3.0
1973	JUL	3	11:54:19.0	39.10	20.60	0	3.1
1973	AUG	18	21:12:19.0	38.90	21.40	0	3.3
1973	OCT	26	20:22:02.0	38.80	21.30	0	3.7
1973	NOV	4	16:27:17.0	38.80	20.60	0	3.6
1973	NOV	5	15:59:16.0	38.80	20.60	0	3.4
1973	DEC	26	08:06:01.0	39.20	20.60	0	3.8
1974	JAN	13	02:54:05.0	39.00	21.10	0	3.6
1974	FEB	22	15:26:49.0	39.20	21.00	0	3.4
1974	MAY	4	13:50:02.0	39.10	21.00	0	3.2
1974	JUN	19	07:04:02.0	39.70	21.40	0	3.5
1974	NOV	1	16:39:16.0	39.50	20.60	0	3.8
1975	JAN	26	06:24:47.0	38.80	20.60	0	3.7
1975	JAN	28	01:30:47.0	39.40	21.20	0	3.5

1975	FEB	7	05:19:57.0	39.00	20.70	0	3.5
1975	MAR	2	21:28:35.0	39.40	20.60	0	3.7
1976	FEB	2	12:13:01.0	39.50	21.00	0	3.8
1976	MAR	25	02:29:35.0	38.90	21.40	0	2.9
1976	JUL	18	12:12:17.2	38.50	21.40	11	3.2
1976	JUL	18	22:23:18.0	39.20	20.60	0	3.3
1976	SEP	28	22:33:33.9	38.90	21.30	0	3.2
1976	OCT	14	18:51:36.8	39.70	20.70	0	3.0
1976	DEC	5	16:21:40.6	38.80	21.00	0	3.5
1976	DEC	5	16:51:00.5	38.85	21.00	0	3.5
1976	DEC	9	11:05:33.6	39.20	21.40	7	2.9
1976	DEC	9	14:06:41.3	39.40	21.25	2	3.2
1976	DEC	26	08:41:26.8	38.90	20.60	1	4.0
1977	FEB	8	12:52:24.9	38.95	21.00	6	3.0
1977	MAY	20	10:49:40.4	38.80	21.10	28	3.5
1977	JUN	9	20:29:22.5	38.90	20.85	64	3.6
1977	OCT	23	05:45:06.0	38.80	21.30	0	3.6
1978	JAN	31	11:49:30.0	39.50	20.70	0	3.8
1978	FEB	18	22:27:00.0	38.40	21.80	0	3.1
1978	SEP	1	22:46:14.0	39.10	21.50	33	4.3
1978	NOV	23	19:42:07.0	39.10	21.30	33	3.9
1979	MAY	1	10:06:57.0	39.10	20.80	0	3.6
1980	AUG	13	08:13:41.0	38.80	20.90	0	3.5
1980	SEP	7	23:22:00.0	38.80	21.00	0	3.4
1980	NOV	18	14:45:20.0	38.80	21.20	70	3.4



Εικόνα 6.3: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων συνολικής ενόργανης σεισμικότητας περιόδου 1964 έως 1980 σύμφωνα με τον πίνακα 6.3.



Εικόνα 6.4: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων ενόργανης σεισμικότητας, για σεισμούς μεγέθους **Μ≥4.3**, περιόδου 1964 έως 1980 σύμφωνα με τον πίνακα 6.3.

6.3 Σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής κατά τη διάρκεια πλήρωσης του ταμιευτήρα

Η κατασκευή του φράγματος του Πουρναρίου Ι ολοκληρώθηκε στα τέλη του 1980 και η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε στις αρχές Ιανουαρίου του 1981.

Κατά την περίοδο κατασκευής του φράγματος εγκαταστάθηκε, από τη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού, τοπικό δίκτυο τεσσάρων αναλογικών σεισμολογικών σταθμών, προκειμένου να μελετηθεί η σεισμικότητα της περιοχής πριν και μετά την πλήρωση της τεχνητής λίμνης. Το τοπικό αυτό δίκτυο εγκαταστάθηκε περιφερειακά του ταμιευτήρα στις θέσεις Καναλάκι (KAN) ($\phi^{o}=39^{o}13'44''$, $\lambda^{o}=20^{o}36'33''$), Τετράκωμο (TET) ($\phi^{o}=39^{o}21'02''$, $\lambda^{o}=21^{o}17'40''$), Τέροβο (TER) ($\phi^{o}=39^{o}25'02''$, $\lambda^{o}=20^{o}52'20''$) και Πέτα (PET) ($\phi^{o}=39^{o}10'3'$, $\lambda^{o}=21^{o}2'11'$) (εικόνα 6.5).



Εικόνα 6.5: Χάρτης χωρικής κατανομής του σεισμολογικού δικτύου της ΔΕΗ στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα Πουρναρίου. Ο σταθμός κάτω δεξιά είναι των Κρεμαστών δεδομένα του οποίου δεν χρησιμοποιήθηκαν.

Για το σκοπό της διερεύνησης πιθανής επίδρασης της πλήρωσης του ταμιευτήρα στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής, όπως αναφέρθηκε στην εισαγωγή του κεφαλαίου, έγινε επεξεργασία και επαναπροσδιορισμός όλων των σεισμικών παραμέτρων των σεισμολογικών καταγραφών του τοπικού σεισμολογικού δικτύου της ΔΕΗ κατά την περίοδο πλήρωσης από 1 Ιανουαρίου 1981 έως 31 Απριλίου 1981.

Τα δεδομένα του δικτύου της ΔΕΗ για την περαιτέρω διερεύνηση της σεισμικής δράσης της περιόδου (1/4/1981 έως 2010) συμπληρώθηκαν με χρήση των σεισμολογικών δελτίων του ΓΙ-ΕΑΑ.

Κατά την περίοδο αυτή του πρώτου τετραμήνου το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο κατέγραψε 650 σεισμούς μικρού μεγέθους και βάθους μικρότερου των 10Km σε απόσταση έως 40Km περιμετρικά του ταμιευτήρα. Τα σεισμικά γεγονότα αυτής της περιόδου, ύστερα από τον επαναπροσδιορισμό των σεισμικών εστιών τους κατά την παρούσα διατριβή, καταχωρήθηκαν σε βάση δεδομένων Access, και με τη χρήση των ΓΣΠ απεικονίζονται στο χάρτη της εικόνας 6.6.

Η παρουσία της σεισμικής δράσης αυτής της περιόδου παρουσιάζει μια περιφερειακή κατανομή επικέντρων με σποραδικούς κυρίως επιφανειακούς σεισμούς στην εγγύς περιοχή του ταμιευτήρα και δύο σεισμικές εξάρσεις, οι οποίες παρουσιάζονται στα δυτικά και νότια της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα με κοινή διεύθυνση κατανομής επικέντρων ΒΒΔ - ΝΝΑ.

Σεισμικές εξάρσεις περιόδου 1-1-1981 έως 31-4-1981

- Σεισμική έξαρση δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι
- Σεισμική έξαρση στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου



Εικόνα 6.6: Χωρική κατανομή ως προς μέγεθος και βάθος της καταγεγραμμένης σεισμικότητας του τοπικού δικτύου της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού κατά τη χρονική περίοδο της πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι (περίοδος 1-1-1981 έως 31-4-1981).

Αναλυτικότερα:

I) Σεισμική έξαρση δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι

Η σεισμική έξαρση η οποία παρουσιάζεται στα δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι οφείλεται στη μετασεισμική ακολουθία της σεισμικής δόνησης μεγέθους M_L=5.6 που έλαβε χώρα στις 10-3-1980 σε εστιακό βάθος h=13Km, ενώ η στάθμη του ταμιευτήρα βρισκόταν σε ανοδική πορεία ύψους h=108.47m.

Το είδος της σεισμικής διάρρηξης που είχε ως αποτέλεσμα το σεισμό μεγέθους M_L=5.6, έδωσε η λύση του μηχανισμού γένεσης, η οποία υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P κυμάτων. Για την αξιόπιστη επίλυση μηχανισμού γένεσης είναι απαραίτητη η ύπαρξη πρώτων αποκλίσεων P κυμάτων ενός πυκνού σεισμολογικού δικτύου καλής αζιμουθιακής κατανομής. Η αδυναμία της έλλειψης πολλών σταθμών του τοπικού δικτύου καλύφτηκε, όσο κατέστη δυνατόν, από επιπρόσθετες πρώτες αποκλίσεις P κυμάτων σταθμών του ΓΙ-ΕΑΑ.

Πιο συγκεκριμένα για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες αποκλίσεις των P κυμάτων των 4 σεισμολογικών σταθμών του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ (εικόνες 6.5, 6.34) (KAN, TER, TET, PET) καθώς και οι πρώτες αποκλίσεις των P κυμάτων από 7 καταγραφές των σεισμολογικών σταθμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών (ATH, JAN, VLS, KZN, PLS, PLG, ITM). Η επίλυση του μηχανισμού γένεσης πραγματοποιήθηκε με τα λογισμικά προγράμματα FPFIT και FPPLOT (από USGS).

Σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης ο σεισμός της 10^{ης} Μαρτίου 1981 οφείλεται σε ενεργοποίηση ανάστροφου ρήγματος (μικρής οριζόντιας συνιστώσας αριστερόστροφης κίνησης), με αζιμούθιο δ=328°, κλίση φ=50° και γωνία ολίσθησης λ=62°. Ο μηχανισμός (εικόνα 6.7) αυτός εμπίπτει στο σεισμοτεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής στο οποίο δεσπόζουν, όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2.1.2, κυρίως ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης BBΔ - NNA. Οι μέγιστες εντάσεις του σεισμού απεικονίζοντα στον χάρτη της εικόνας Π.Α1 στο παράρτημα Α σελ. 243.

Η μετασεισμική του ακολουθία αποτελείται από 438 μετασεισμούς των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ 1≤Μ≤ 3.3, εκτός από ελάχιστα που είναι της τάξεως 0.8-0.9. Η έναρξη της σεισμικής διάρρηξης ξεκίνησε από το νοτιότερο άκρο του

ρήγματος και εξελίχθηκε προς το βορειότερο με πλήθος μικρών μεγεθών μεταξύ των τιμών 0.8<M<3.3, ενώ η χρονική της εξέλιξη διήρκησε από 10 Μαρτίου 1981 έως 31 Απριλίου 1981. Η χωρική εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας παρατηρείται στους επιμέρους χάρτες χωρικής κατανομής (εικόνα 6.17).



Εικόνα 6.7: Μηχανισμός γένεσης του μεγαλύτερου σεισμού, μεγέθους M=5.6, που έλαβε χώρα στις 10/3/1981 κατά τη διάρκεια πλήρωσης του ταμιευτήρα του φράγματος Πουρναρίου Ι.

Για τη διερεύνηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής σειράς υπολογίστηκε, με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, η τιμή της παραμέτρου b της αθροιστικής συχνότητας της σχέσης logN=a-bM (Gutenberg-Ricter) της μετασεισμικής ακολουθίας. Η τιμή αυτή για τη μετασεισμική ακολουθία βρέθηκε ίση με b_{μετά}=1.087 (εικόνα 6.8).

Συγκρίνοντας την τιμή αυτή με τις αντίστοιχες ισχύουσες τιμές b για επιφανειακούς σεισμού της περιοχής παρατηρείται μια μικρή αύξηση της τιμής κατά 0.107. Οι αναμενόμενες τιμές για την περιοχή κυμαίνονται από 0.94 έως 0.98 (εικόνας 6.9).



Εικόνα 6.8: Υπολογισμός της τιμής της παραμέτρου b_{μετά}=1.087 της μετασεισμικής ακολουθίας της σεισμικής δόνησης που έλαβε χώρα στις 10-3-1981.



Εικόνα 6.9: Γεωγραφική μεταβολή της παραμέτρου b της σχέσης logN=a-bM των Gutenberg-Richter για τους επιφανειακούς σεισμούς της Ελλάδας (Papazachos, 1999).

Ο αναμενόμενος μεγαλύτερος μετασεισμός μιας μετασεισμικής ακολουθίας του Ελληνικού χώρου για τιμή b της τάξεως του 1 ακολουθεί τη σχέση που ισχύει για τον Ελληνικό χώρο M_1 =1.68+0.58 M_0 (Δρακόπουλος, 1974). Σύμφωνα με τη σχέση αυτή και στην περίπτωση της σεισμικής δόνησης που έλαβε χώρα στις 10-3-1981, μεγέθους M=5.6, ο αναμενόμενος μεγαλύτερος μετασεισμός θα έπρεπε να είναι της τάξεως M=4.9 μια και η τιμή b είναι ίση με 0. 1.087 (εικόνα 6.7). Αντίθετα με αυτό, η μετασεισμική ακολουθία εξελίχτηκε με ένα μεγάλο πλήθος μικροσεισμών μεγέθους κυρίως μικρότερο του M≤2 και μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος μετασεισμού M_1 =3.2 στις 13 Μαρτίου 1981 και M_2 =3.3 στις 11 Απριλίου 1981, όπως παρατηρείται και στον πίνακα 6.4 στον οποίο καταχωρήθηκαν όλα τα καταγεγραμμένα σεισμικά γεγονότα της μετασεισμικής ακολουθίας μετά τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων τους.

Η σεισμική ακολουθία χαρακτηρίζεται από έλλειψη προσεισμικών γεγονότων και εντάσσεται, σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση του Mogi (1963), στο μοντέλο τύπου Ι.

Ο μεγαλύτερος μετασεισμός που παρατηρείται είναι M_1 =3.3 και η τιμή του λόγου του μεγαλύτερου μετασεισμού προς τον κύριο σεισμό M_0 =5.6 υπολογίστηκε ίσος με M_1/M_0 =0.59. Στην περίπτωση επαγόμενου σεισμού θα έπρεπε σύμφωνα με τους Gupta et al. (1969, 1972α,b) ο λόγος M_1/M_0 να λαμβάνει υψηλότερη τιμή, εφόσον ο σεισμός παρουσιάζει υψηλή τιμή της παραμέτρου b της σχέσης Gutenberg-Richter.

Στην περίπτωση του σεισμού της $10^{\eta\varsigma}$ Μαρτίου 1981 η τιμή M_1/M_0 που υπολογίστηκε έρχεται σε πλήρη συμφωνία με τις αντίστοιχες αναμενόμενες τιμές που ισχύουν για όλες τις σεισμικές ακολουθίες στις οποίες η τιμή b παρουσιάζει υψηλή τιμή (McEville et al. 1967, Utsu 1969).

Επίσης στις περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας των περιοχών Koyna, Kariba και Κρεμαστών είχαμε παρουσία σημαντικής προσεισμικής δράσης, σε αντίθεση με τις συνήθεις σεισμικές ακολουθίες των αντίστοιχων περιοχών (Gupta & Rastogi, 1976). Αυτή η σημαντική προσεισμική δράση που παρατηρείται στους επαγόμενους σεισμούς δεν έλαβε χώρα στην περίπτωση του σεισμού της 10^{ης} Μαρτίου 1981, με αποτέλεσμα να μην εμφανίζει ο σεισμός αυτός χαρακτηριστικά επαγόμενου σεισμού.

Σεισμική τομή των επικέντρων της μετασεισμικής σειράς ως προς το βάθος πραγματοποιήθηκε προκειμένου να διαπιστωθεί ο τρόπος κατανομής των σεισμικών εστιών κατά μήκος του μέγιστου άξονα διασποράς των επικέντρων και σε διευθύνσεις κάθετες ως προς το μέγιστο άξονα, αλλά και με βάση το μηχανισμό γένεσης που προσδιορίστηκε στην παρούσα διατριβή (BBΔ-NNA). Οι επί μέρους θέσεις αυτών των διευθύνσεων (A₁A₂) σημειώνονται στους αντίστοιχους χάρτες χωρικής κατανομής στις εικόνες 6.10 και 6.11.



Εικόνα 6.10: Σεισμική τομή της μετασεισμική ακολουθίας κατά μήκος της διεύθυνσης Α1Α2

Στην κατακόρυφη κατανομή των εστιακών βαθών της εικόνας 6.11(α) παρατηρείται προβολή κατανομής εστιακών βαθών η οποία οριοθετεί το ίχνος μικρής πιθανής διάρρηξης ασθενών σημείων της σχιζόσφαιρας τα οποία έχουν διεύθυνση κατανομής αντίθετης κλίσης ως προς την κλίση του κύριου επιπέδου διάρρηξης.

Η κατανομή αυτή των δύο αντιθετικών ρηγμάτων είναι χαρακτηριστική για την τεκτονική δομή της Ηπείρου και οφείλεται, όπως αναπτύχτηκε και στο κεφάλαιο 2, στην ιδιαίτερη και χαρακτηριστική περίπτωση τεκτονικής αναστροφής που παρατηρείται στην περιοχή λόγω ταχύτερης κίνησης του εβαποριτικού υποστρώματος (Karakitsios, 1995).



Εικόνα 6.11(α, β, γ, δ): Σεισμικές τομές κατά μήκος των διευθύνσεων A_1A_2 των επί μέρους θέσεων στους χάρτες κατανομής επικέντρων

Επόμενη σελίδα: Πίνακας 6.4: Καταγραφή της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού μεγέθους M_L=5.6, που έλαβε χώρα στις 10/3/1981 στην ευρύτερη περιοχή δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου, ύστερα από τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο της ΔΕΗ.

Έτος	Μήνας	Ημέρα	Ώρα(H:min:sec)	φ°	λ°	Βάθος(Km)	Μέγεθος (M _L)
1981	3	10	15:16:15.5	39.28	20.80	13	5.6
1981	3	10	15:23:59.5	39.31	20.79	17	2.3
1981	3	10	15:26:01.2	39.29	20.79	13	1.6
1981	3	10	15:35:08.3	39.33	20.78	10	2.2
1981	3	10	15:41:32.0	39.30	20.79	15	1.2
1981	3	10	15:44:35.2	39.30	20.79	15	1.0
1981	3	10	15:51:23.5	39.30	20.79	15	2.1
1981	3	10	16:01:17.3	39.23	20.74	0	1.9
1981	3	10	16:02:23.9	39.31	20.75	8	1.8
1981	3	10	16:12:50.6	39.30	20.80	16	2.0
1981	3	10	16:18:13.3	39.33	20.80	10	2.6
1981	3	10	16:19:44.4	39.35	20.78	13	1.8
1981	3	10	16:40:42.4	39.30	20.79	11	1.6
1981	3	10	16:44:43.0	39.34	20.75	8	1.9
1981	3	10	16:48:57.9	39.27	20.75	10	2.0
1981	3	10	16:51:27.1	39.26	20.79	17	1.6
1981	3	10	17:28:31.7	39.34	20.75	16	1.4
1981	3	10	17:46:29.3	39.37	20.76	10	1.3
1981	3	10	17:50:56.0	39.39	20.80	10	1.8
1981	3	10	17:52:52.7	39.34	20.75	21	2.1
1981	3	10	17:59:27.9	39.38	20.72	10	1.6
1981	3	10	18:00:38.1	39.31	20.79	14	1.4
1981	3	10	18:03:39.1	39.31	20.77	20	2.1
1981	3	10	18:04:42.5	39.36	20.77	10	1.6
1981	3	10	18:06:04.6	39.36	20.77	10	1.3
1981	3	10	18:15:22.2	39.28	20.79	13	1.9
1981	3	10	18:23:04.3	39.26	20.76	20	1.9
1981	3	10	18:40:07.2	39.32	20.78	10	0.9
1981	3	10	18:42:07.9	39.32	20.78	10	1.3
1981	3	10	19:00:59.9	39.29	20.75	19	1.1
1981	3	10	19:04:16.5	39.29	20.75	20	1.0
1981	3	10	19:17:23.5	39.29	20.75	20	1.1
1981	3	10	19:21:18.0	39.33	20.76	10	1.1
1981	3	10	19:26:55.4	39.32	20.78	8	1.5
1981	3	10	19:31:07.3	39.33	20.76	10	1.9
1981	3	10	19:37:01.6	39.37	20.72	10	2.2
1981	3	10	19:43:02.8	39.32	20.83	10	0.9
1981	3	10	19:56:01.5	39.33	20.76	20	1.9
1981	3	10	20:32:45.3	39.33	20.78	13	2.6
1981	3	10	20:41:04.3	39.34	20.74	12	2.4
1981	3	10	21:28:35.1	39.30	20.80	15	2.0
1981	3	10	21:34:26.8	39.27	20.77	15	1.9
1981	3	10	21:37:36.2	39.27	20.79	9	1.6
1981	3	10	21:51:57.3	39.29	20.77	19	1.9
1981	3	10	21:54:32.5	39.35	20.78	10	2.2
1981	3	10	21:58:54.9	39.27	20.74	24	1.9
1981	3	10	22:04:06.4	39.30	20.76	9	2.3
1981	3	10	22:28:01.5	39.29	20.78	14	1.9
1981	3	10	23:27:36.2	39.28	20.79	11	1.6

1001							
1981	3	10	23:29:49.8	39.31	20.79	15	1.3
1981	3	10	23:55:36.5	39.31	20.73	10	1.3
1981	3	11	00:40:02.6	39.35	20.75	12	1.8
1981	3	11	00:43:59.7	39.32	20.78	11	1.2
1981	3	11	01:26:47.3	39.32	20.79	13	1.3
1981	3	11	02:30:03.4	39.28	20.79	19	2.6
1981	3	11	03:19:51.5	39.38	20.78	10	1.8
1981	3	11	03:20:56.1	39.33	20.83	16	1.2
1981	3	11	03:57:05.3	39.33	20.78	11	1.2
1981	3	11	04:20:53.3	39.32	20.79	12	1.3
1981	3	11	05:36:27.8	39.28	20.78	11	1.5
1981	3	11	06:07:56.1	39.27	20.81	9	1.8
1981	3	11	07:48:36.6	39.33	20.80	10	2.8
1981	3	11	08:40:15.6	39.31	20.79	10	1.8
1981	3	11	14:47:14.4	39.36	20.73	15	2.4
1981	3	11	15:37:09.6	39.32	20.79	25	1.7
1981	3	11	20:54:10.5	39.30	20.79	9	1.4
1981	3	12	00:55:15.2	39.30	20.80	7	2.3
1981	3	12	04:48:51.0	39.27	20.83	11	2.3
1981	3	12	06:48:17.9	39.30	20.79	10	2.4
1981	3	12	07:37:52.5	39.31	20.81	15	1.7
1981	3	12	07:52:03.9	39.31	20.80	12	1.6
1981	3	12	19:42:25.5	39.40	20.73	10	1.6
1981	3	12	22:12:31.0	39.37	20.71	12	2.3
1981	3	12	23:30:59.0	39.35	20.78	17	1.7
1981	3	13	00:25:39.1	39.36	20.80	21	1.6
-				00100	20.00		
1981	3	13	03:40:47.9	39.32	20.00	17	1.9
1981 1981	3 3	13 13	03:40:47.9 07:55:54.9	39.32 39.32	20.75 20.79	17 12	1.9 1.9
1981 1981 1981	3 3 3	13 13 13	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2	39.32 39.32 39.35	20.75 20.79 20.79	17 12 11	1.9 1.9 3.2
1981 1981 1981 1981	3 3 3 3	13 13 13 13 13	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1	39.32 39.32 39.35 39.28	20.75 20.79 20.79 20.80	17 12 11 14	1.9 1.9 3.2 1.7
1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3	13 13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78	17 12 11 14 11	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2
1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79	17 12 11 14 11 14	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 14 14 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35 39.35 39.27	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80	17 12 11 14 11 14 10	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 14 14 14 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35 39.27 39.36	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.76	17 12 11 14 11 14 10 14	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 14 14 14 14 14 14 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.76 20.81	17 12 11 14 11 14 10 14 10	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4	39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79	17 12 11 14 11 14 10 14 10 15	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1	39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29 39.29	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79	17 12 11 14 11 14 10 14 10 15 15	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.0 2.4
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29	20.75 20.79 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79	17 12 11 14 11 14 10 14 10 15 15 15 15	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.0 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79	17 12 11 14 10 14 10 14 10 15 15 15 16	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.6
1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5	39.32 39.32 39.32 39.35 39.28 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79	17 12 11 14 11 14 10 14 10 14 15 15 15 15 16 12	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.0 2.4 2.4 1.6 1.7
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.29	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 10 14 10 15 15 16 12 9	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.0 2.4 2.4 2.4 1.6 1.7 1.6
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.31	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 15 15 16 12 9 10	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.6 1.7 1.6 1.9
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.36 39.31 39.30	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 11 14 10 14 10 14 10 15 15 15 16 12 9 10 11	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.6 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9	39.32 39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.30 39.31 39.30 39.28	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 10 14 10 15 15 16 12 9 10 11	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1 2.2
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15 15 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9 02:55:14.6	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.30 39.31 39.30 39.28 39.31	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 15 15 16 12 9 10 11 16 27	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1 2.2 1.5
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15 15 15 15 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9 02:55:14.6 04:27:17.6	39.32 39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.30 39.31 39.31 39.31 39.28	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.80 20.76 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81	17 12 11 14 10 14 10 14 10 14 10 15 15 15 16 12 9 10 11 16 27 13	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.6 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1 2.2 1.5 2.1
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15 15 15 15 15 15 15 15 15 15 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9 02:55:14.6 04:27:17.6 08:12:21.3	39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.30 39.31 39.30 39.28 39.28 39.28	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.79 20.80 20.80 20.79	17 12 11 14 10 14 10 14 10 15 15 15 16 12 9 100 11 16 27 13 9	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 2.4 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1 2.2 1.5 2.1 1.7
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15 15 15 15 15 15 15 15 15 15 15 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9 02:55:14.6 04:27:17.6 08:12:21.3 10:28:11.1	39.32 39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.30 39.31 39.30 39.31 39.28 39.31 39.28 39.31 39.28 39.34	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.77 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79	17 12 11 14 10 14 10 14 10 15 15 16 12 9 10 11 16 27 13 9 8	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.6 1.7 1.6 1.9 2.1 2.2 1.5 2.1 1.7 2.0
1981 1981	3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	13 13 13 13 14 15	03:40:47.9 07:55:54.9 08:14:09.2 09:53:06.1 06:46:46.5 07:23:26.8 09:32:19.2 09:35:09.2 11:02:57.3 16:15:11.4 17:07:05.1 17:40:00.0 18:27:38.1 19:23:14.5 20:13:57.3 22:50:19.1 00:49:43.7 01:36:32.9 02:55:14.6 04:27:17.6 08:12:21.3 10:28:11.1 13:36:39.1	39.32 39.32 39.32 39.32 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.35 39.27 39.36 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.29 39.36 39.31 39.30 39.28 39.31 39.28 39.28 39.34 39.34	20.75 20.79 20.80 20.78 20.79 20.80 20.79 20.81 20.79 20.79 20.79 20.79 20.79 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.81 20.79 20.81 20.80 20.81 20.79 20.79 20.79	17 12 11 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 14 10 15 15 16 12 9 10 11 16 27 13 9 8 11	1.9 1.9 3.2 1.7 2.2 2.5 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.5 1.8 2.0 2.4 2.1 1.6 1.9 2.1 2.2 1.5 2.1 1.7 2.0 2.0

1981	3	15	15:20:23.2	39.28	20.80	17	2.0
1981	3	15	17:42:20.3	39.28	20.79	16	1.9
1981	3	16	00:30:56.0	39.28	20.78	15	2.6
1981	3	16	03:13:52.8	39.28	20.78	11	2.2
1981	3	16	04:15:36.7	39.27	20.79	16	2.0
1981	3	16	04:45:16.8	39.32	20.79	9	1.8
1981	3	16	05:55:32.7	39.33	20.76	5	2.7
1981	3	16	09:22:40.2	39.32	20.79	12	2.4
1981	3	16	11:18:19.2	39.32	20.80	12	2.6
1981	3	16	14:02:05.0	39.33	20.79	11	1.6
1981	3	16	15:34:17.5	39.27	20.79	17	2.4
1981	3	16	18:04:58.8	39.27	20.78	11	2.5
1981	3	16	18:48:34.4	39.31	20.80	11	1.7
1981	3	16	19:48:13.0	39.32	20.79	15	1.6
1981	3	16	20:34:49.0	39.35	20.78	13	1.2
1981	3	16	21:42:20.8	39.34	20.77	9	2.0
1981	3	16	21:46:27.7	39.32	20.79	7	1.7
1981	3	17	01:18:11.8	39.34	20.76	11	1.1
1981	3	17	03:32:42.2	39.32	20.79	11	1.3
1981	3	17	12:11:18.4	39.29	20.79	16	1.5
1981	3	17	12:39:50.5	39.34	20.80	10	1.0
1981	3	17	12:47:53.8	39.29	20.81	17	1.3
1981	3	17	13:00:45.5	39.33	20.80	10	0.8
1981	3	17	13:02:21.2	39.32	20.79	12	1.9
1981	3	17	13:33:16.1	39.32	20.80	11	1.5
1981	3	17	15:42:58.4	39.32	20.79	12	1.9
1981	3	17	17:09:50.5	39.29	20.83	13	1.4
1981	3	17	20:37:36.1	39.32	20.79	9	1.4
1981	3	17	21:44:34.3	39.33	20.79	10	1.5
1981	3	17	22:11:04.1	39.28	20.78	9	1.4
1981	3	17	22:18:50.5	39.28	20.78	11	1.4
1981	3	18	03:31:48.8	39.32	20.76	13	1.2
1981	3	18	03:43:02.7	39.35	20.76	16	1.3
1981	3	18	05:27:00.3	39.36	20.75	10	1.1
1981	3	18	05:42:32.7	39.37	20.75	10	1.1
1981	3	18	06:37:18.5	39.37	20.75	10	0.9
1981	3	18	09:22:46.5	39.39	20.65	10	1.5
1981	3	18	11:44:59.7	39.32	20.79	9	1.4
1981	3	18	12:56:19.5	39.31	20.82	7	2.1
1981	3	18	15:54:47.3	39.37	20.65	10	1.3
1981	3	18	20:36:45.1	39.30	20.79	7	1.7
1981	3	18	23:26:22.3	39.35	20.74	19	1.3
1981	3	19	04:49:25.6	39.29	20.81	12	1.3
1981	3	19	04:58:41.5	39.32	20.77	7	2.4
1981	3	19	05:12:51.3	39.33	20.80	9	1.4
1981	3	19	07:44:46.6	39.40	20.73	10	0.8
1981	3	19	10:08:50.9	39.33	20.79	11	1.4
1981	3	19	11:59:46.8	39.34	20.76	9	2.7
1981	3	19	12:18:47.3	39.31	20.79	13	2.1
1981	3	19	14:08:36.1	39.31	20.79	13	1.2
I		I		1			

1981	3	19	17:13:20.1	39.36	20.78	10	0.9
1981	3	19	19:17:42.8	39.32	20.78	15	1.2
1981	3	19	21:22:31.8	39.31	20.76	9	1.5
1981	3	19	21:45:34.4	39.32	20.78	15	1.2
1981	3	19	22:11:03.9	39.28	20.82	12	1.2
1981	3	19	22:29:53.3	39.32	20.78	13	1.2
1981	3	19	22:40:21.6	39.31	20.79	8	1.1
1981	3	19	22:59:37.1	39.27	20.82	11	1.2
1981	3	20	00:39:24.7	39.28	20.77	10	1.4
1981	3	20	02:20:23.5	39.35	20.72	16	1.3
1981	3	20	02:39:23.4	39.33	20.79	11	2.1
1981	3	20	05:39:44.4	39.32	20.77	8	1.5
1981	3	20	06:40:53.5	39.32	21.37	16	2.2
1981	3	20	07:32:51.0	39.30	20.79	6	1.7
1981	3	20	10:03:18.0	39.35	20.89	16	1.9
1981	3	20	11:35:41.6	39.31	20.72	4	1.2
1981	3	20	12:04:38.9	39.33	20.81	10	2.0
1981	3	20	15:20:56.7	39.40	20.71	10	1.7
1981	3	20	23:40:21.8	39.28	20.81	13	1.4
1981	3	21	02:16:08.4	39.31	20.78	13	1.5
1981	3	21	02:41:49.8	39.31	20.79	3	2.0
1981	3	21	07:43:45.7	39.32	20.79	4	1.5
1981	3	21	11:14:07.6	39.27	20.79	12	2.4
1981	3	21	11:49:35.6	39.27	20.78	12	2.7
1981	3	21	13:57:34.9	39.32	20.78	8	1.2
1981	3	21	15:05:56.3	39.37	20.69	12	1.5
1981	3	21	18:25:49.4	39.34	20.79	13	1.3
1981	3	22	00:46:39.8	39.32	20.78	8	2.1
1981	3	22	02:15:41.2	39.36	20.78	10	1.0
1981	3	22	03:13:21.4	39.36	20.78	10	1.0
1981	3	22	04:45:05.8	39.25	20.81	6	2.7
1981	3	22	04:50:02.5	39.25	20.81	6	1.5
1981	3	22	05:22:35.0	39.48	20.68	10	1.2
1981	3	22	06:03:03.2	39.37	20.73	3	1.2
1981	3	22	07:07:47.0	39.35	20.78	10	1.0
1981	3	22	07:19:07.5	39.31	20.81	10	0.6
1981	3	22	07:48:05.1	39.29	20.78	9	1.2
1981	3	22	08:36:35.7	39.32	20.79	11	1.3
1981	3	22	08:39:29.8	39.28	20.79	13	1.5
1981	3	22	08:59:58.7	39.33	20.77	12	0.9
1981	3	22	09:16:41.4	39.28	20.78	12	0.4
1981	3	22	09:45:57.0	39.42	20.70	10	0.9
1981	3	22	10:47:02.5	39.43	20.67	10	1.2
1981	3	22	11:30:46.7	39.28	20.80	15	1.1
1981	3	22	11:36:12.2	39.32	20.79	11	1.4
1981	3	22	12:07:46.2	39.32	20.76	13	0.7
1981	3	22	12:08:17.7	39.33	20.79	16	1.4
1981	3	22	14:50:56.3	39.31	20.80	9	1.4
1981	3	22	15:04:02.5	39.33	20.78	16	1.1
1981	3	22	15:45:04.5	39.40	20.67	10	1.4
1	1	1			1	1	

1							
1981	3	22	16:02:27.1	39.34	20.80	14	1.1
1981	3	22	17:10:47.6	39.31	20.80	11	1.4
1981	3	22	17:25:19.7	39.32	20.80	17	2.8
1981	3	22	19:50:19.5	39.31	20.80	12	1.1
1981	3	22	19:51:34.3	39.41	20.71	10	1.0
1981	3	22	21:33:40.5	39.35	20.74	10	1.3
1981	3	22	23:54:09.5	39.33	20.77	10	1.6
1981	3	23	02:29:59.1	39.33	20.77	10	1.4
1981	3	23	02:56:07.3	39.33	20.77	10	1.6
1981	3	23	03:01:39.5	39.33	20.77	10	1.3
1981	3	23	05:56:37.5	39.32	20.79	9	1.6
1981	3	23	06:39:03.3	39.28	20.81	17	1.4
1981	3	23	06:54:46.8	39.32	20.81	10	0.8
1981	3	23	11:00:45.8	39.28	20.81	14	1.6
1981	3	23	11:13:04.7	39.32	20.79	11	1.8
1981	3	23	13:48:44.2	39.43	20.67	10	1.1
1981	3	23	15:03:45.8	39.31	20.77	17	1.2
1981	3	23	15:55:41.3	39.31	20.79	11	1.5
1981	3	23	22:05:11.0	39.37	20.78	10	1.0
1981	3	24	09:41:15.2	39.33	20.85	14	1.3
1981	3	24	12:45:40.3	39.44	20.68	19	1.8
1981	3	24	13:20:58.7	39.31	20.79	9	1.9
1981	3	24	14:51:43.5	39.31	20.80	6	1.8
1981	3	24	15:05:36.1	39.34	20.79	15	1.8
1981	3	24	18:11:30.3	39.30	20.80	11	1.5
1981	3	25	02:35:04.7	39.28	20.79	11	1.5
1981	3	25	04:44:25.1	39.28	20.81	7	1.4
1981	3	25	04:56:41.2	39.32	20.79	11	1.1
1981	3	25	05:03:32.6	39.33	20.78	7	1.4
1981	3	25	08:35:11.1	39.29	20.82	13	1.3
1981	3	25	13:39:06.0	39.35	20.83	32	0.9
1981	3	25	14:51:26.8	39.28	20.79	16	1.5
1981	3	25	15:17:43.2	39.27	20.79	16	1.5
1981	3	25	23:00:27.2	39.41	20.69	10	1.0
1981	3	25	23:33:01.9	39.31	20.79	9	1.2
1981	3	26	02:12:31.6	39.28	20.82	9	1.2
1981	3	26	02:33:00.0	39.40	20.67	10	1.2
1981	3	26	02:52:35.0	39.29	20.77	9	2.2
1981	3	26	03:04:50.3	39.32	20.73	9	1.5
1981	3	26	03:39:41.1	39.29	20.76	12	1.8
1981	3	26	06:08:06.4	39.27	20.77	7	1.8
1981	3	26	06:35:29.9	39.32	20.79	10	1.3
1981	3	26	08:22:05.3	39.43	20.63	10	1.4
1981	3	26	08:45:28.7	39.31	20.80	9	1.6
1981	3	26	08:48:23.5	39.28	20.82	11	1.3
1981	3	26	08:56:06.8	39.33	20.77	13	1.4
1981	3	26	09:38:27.1	39.32	20.78	9	1.1
1981	3	26	10:25:13.3	39.31	20.80	12	1.0
1981	3	26	10:36:06.5	39.28	20.79	11	1.4
1981	3	26	11:50:39.7	39.30	20.82	11	1.9
1					I		

1981	3	26	12:01:48.5	39.31	20.79	8	1.2
1981	3	26	12:16:41.2	39.41	20.71	10	1.5
1981	3	26	13:21:43.6	39.32	20.78	9	1.5
1981	3	26	13:48:51.9	39.31	20.80	10	1.3
1981	3	26	14:13:13.4	39.48	20.75	10	0.8
1981	3	26	16:21:34.3	39.34	20.77	10	1.6
1981	3	26	16:40:04.7	39.33	20.79	11	1.6
1981	3	27	02:11:33.8	39.39	20.63	10	1.6
1981	3	27	03:19:34.5	39.39	20.71	10	0.9
1981	3	27	05:54:14.2	39.43	20.69	23	1.9
1981	3	27	06:23:17.5	39.31	20.79	13	1.7
1981	3	27	08:06:03.3	39.31	20.79	13	2.1
1981	3	27	10:20:32.6	39.31	20.80	9	1.9
1981	3	27	10:20:52.6	39.29	20.80	4	3.3
1981	3	27	12:18:38.0	39.32	20.77	5	1.3
1981	3	27	15:31:04.2	39.31	20.79	13	1.5
1981	3	27	15:31:50.2	39.28	20.76	10	1.8
1981	3	27	18:23:03.3	39.32	20.77	19	1.9
1981	3	27	18:44:19.9	39.31	20.79	10	1.8
1981	3	27	18:58:28.6	39.31	20.79	12	1.8
1981	3	27	19:10:28.8	39.28	20.79	16	1.3
1981	3	27	19:14:30.5	39.37	20.70	10	0.9
1981	3	27	21:17:40.3	39.31	20.79	13	3.2
1981	3	27	23:20:44.6	39.31	20.79	14	2.9
1981	3	28	00:09:40.3	39.31	20.78	12	1.5
1981	3	28	06:14:08.5	39.45	20.70	10	0.7
1981	3	28	06:19:32.7	39.30	20.83	7	2.2
1981	3	28	08:41:20.2	39.32	20.73	10	1.8
1981	3	28	09:04:11.8	39.31	20.77	9	2.1
1981	3	28	13:57:23.0	39.38	20.77	10	1.2
1981	3	28	16:28:48.3	39.43	20.74	18	1.9
1981	3	28	23:49:59.2	39.39	20.76	10	1.5
1981	3	29	07:14:17.3	39.34	20.78	3	1.4
1981	3	29	07:22:48.5	39.34	20.78	10	1.0
1981	3	29	10:36:25.9	39.42	20.73	10	0.6
1981	3	29	11:39:43.3	39.32	20.76	7	2.7
1981	3	29	16:42:27.3	39.32	20.74	10	1.7
1981	3	29	19:16:20.5	39.34	20.78	10	0.9
1981	3	29	22:29:59.5	39.32	20.57	10	1.6
1981	3	30	06:52:15.2	39.31	20.79	12	2.2
1981	3	30	08:51:36.2	39.49	20.63	10	1.3
1981	3	30	09:28:25.5	39.29	20.81	17	1.1
1981	3	30	22:43:43.3	39.40	20.67	10	1.2
1981	3	31	00:15:18.4	39.33	20.79	14	1.4
1981	3	31	01:16:30.5	39.31	20.66	10	1.0
1981	3	31	04:01:36.6	39.41	20.67	10	1.2
1981	3	31	06:18:32.6	39.32	20.80	10	1.2
1981	3	31	14:39:38.8	39.31	20.70	10	1.2
1981	3	31	18:08:54.0	39.31	20.78	10	1.3
1981	3	31	19:42:05.2	39.32	20.79	10	1.6

-							
1981	3	31	21:29:53.3	39.34	20.77	10	1.2
1981	3	31	21:33:42.7	39.35	20.77	10	1.4
1981	3	31	22:14:03.0	39.35	20.75	10	1.5
1981	3	31	23:05:43.5	39.34	20.78	10	1.3
1981	3	31	23:45:13.8	39.29	20.82	10	0.9
1981	4	1	01:08:27.7	39.42	20.66	10	1.5
1981	4	1	03:38:49.5	39.32	20.81	10	1.3
1981	4	2	04:04:28.3	39.30	20.79	10	1.1
1981	4	2	07:53:57.3	39.31	20.73	10	2.0
1981	4	2	13:31:01.3	39.29	20.83	10	1.0
1981	4	2	13:31:29.0	39.29	20.85	10	1.1
1981	4	2	14:52:46.6	39.32	20.77	10	1.6
1981	4	2	17:42:39.5	39.33	20.74	10	2.4
1981	4	2	19:09:14.2	39.40	20.62	10	2.5
1981	4	2	21:28:17.0	39.29	20.82	10	1.0
1981	4	2	23:58:46.7	39.32	20.74	10	1.7
1981	4	3	00:34:59.0	39.30	20.72	10	2.3
1981	4	3	02:38:41.6	39.39	20.72	10	1.5
1981	4	3	02:53:09.1	39.29	20.75	10	2.6
1981	4	3	02:54:01.4	39.27	20.83	10	0.9
1981	4	3	05:11:57.3	39.43	20.77	10	1.1
1981	4	3	07:16:29.1	39.27	20.86	10	1.0
1981	4	3	10:20:41.0	39.33	20.80	10	0.8
1981	4	3	13:36:04.0	39.28	20.83	10	0.8
1981	4	3	15:51:23.4	39.29	20.75	10	1.8
1981	4	3	22:08:31.9	39.31	20.78	10	1.1
1981	4	3	22:13:10.3	39.30	20.78	10	1.4
1981	4	4	00:16:46.3	39.27	20.74	10	2.6
1981	4	4	00:18:43.3	39.30	20.72	10	0.9
1981	4	4	00:22:19.5	39.29	20.75	10	1.1
1981	4	4	05:15:00.2	39.28	20.77	10	1.8
1981	4	4	08:15:57.0	39.29	20.77	10	1.4
1981	4	4	08:35:26.2	39.39	20.72	10	1.9
1981	4	4	08:46:38.5	39.33	20.77	10	1.4
1981	4	4	11:50:28.0	39.30	20.72	10	2.1
1981	4	4	12:06:58.5	39.29	20.76	10	2.0
1981	4	4	20:30:26.2	39.29	20.78	10	1.5
1981	4	4	22:59:07.5	39.29	20.77	10	1.5
1981	4	4	23:07:06.0	39.37	20.56	10	1.4
1981	4	5	00:01:55.5	39.31	20.71	10	1.0
1981	4	5	08:58:32.2	39.39	20.72	10	1.5
1981	4	5	09:46:16.2	39.42	20.70	0	1.8
1981	4	5	15:33:20.6	39.33	20.74	10	1.5
1981	4	6	00:58:25.4	39.30	20.80	10	1.2
1981	4	6	03:29:05.0	39.42	20.55	10	1.6
1981	4	6	04:29:14.0	39.38	20.58	10	1.7
1981	4	6	16:26:25.8	39.38	20.68	10	1.0
1981	4	6	19:03:55.2	39.30	20.84	14	1.4
1981	4	6	21:15:56.7	39.30	20.84	14	0.9
1981	4	7	06:32:35.2	39.27	20.79	10	1.8

1981	4	7	09:21:53.8	39.31	20.81	10	1.1
1981	4	7	09:52:14.9	39.32	20.84	12	1.4
1981	4	7	15:34:03.9	39.34	20.77	10	0.8
1981	4	7	15:49:56.8	39.31	20.74	10	2.6
1981	4	7	18:26:18.2	39.38	20.73	10	1.1
1981	4	7	18:47:41.3	39.31	20.74	10	2.7
1981	4	7	20:31:49.4	39.29	20.80	9	1.3
1981	4	7	22:15:50.7	39.32	20.80	16	1.2
1981	4	7	23:38:43.8	39.32	20.80	17	1.2
1981	4	8	02:50:28.8	39.31	20.81	10	0.8
1981	4	8	10:35:45.4	39.38	20.72	10	1.2
1981	4	8	10:59:19.5	39.32	20.80	13	1.1
1981	4	8	11:05:28.6	39.38	20.72	1	0.7
1981	4	8	17:25:47.1	39.32	20.81	13	1.7
1981	4	8	21:24:53.2	39.32	20.82	9	1.8
1981	4	8	21:25:43.5	39.32	20.83	8	1.7
1981	4	8	22:13:12.8	39.28	20.79	11	1.5
1981	4	9	00:17:12.0	39.41	20.69	10	1.1
1981	4	9	00:44:24.0	39.28	20.80	9	1.1
1981	4	9	00:49:29.0	39.29	20.80	10	1.9
1981	4	9	05:09:44.6	39.42	20.71	10	0.9
1981	4	9	20:25:10.7	39.48	20.75	10	1.0
1981	4	10	16:14:28.6	39.30	20.84	11	1.0
1981	4	11	09:32:29.3	39.31	20.76	10	0.9
1981	4	11	10:24:57.9	39.30	20.84	11	1.1
1981	4	11	15:32:46.6	39.29	20.83	13	1.1
1981	4	11	15:33:23.4	39.30	20.84	13	1.3
1981	4	11	18:41:46.0	39.28	20.77	17	2.8
1981	4	11	20:00:33.7	39.29	20.78	18	3.3
1981	4	11	20:18:46.8	39.27	20.78	13	2.1
1981	4	11	20:27:43.4	39.27	20.57	0	1.4
1981	4	12	00:29:13.0	39.29	20.79	13	1.7
1981	4	12	00:29:41.9	39.31	20.78	16	1.5
1981	4	12	00:47:25.8	39.29	20.79	15	1.1
1981	4	12	01:04:20.6	39.37	20.58	14	1.5
1981	4	12	04:10:58.9	39.41	20.68	10	1.0
1981	4	12	08:01:39.7	39.38	20.67	10	1.1
1981	4	12	08:03:47.7	39.36	20.69	10	0.9
1981	4	12	11:31:21.8	39.29	20.78	13	2.4
1981	4	12	12:49:54.3	39.42	20.63	10	1.5
1981	4	13	02:37:30.3	39.34	20.74	0	1.3
1981	4	13	03:02:21.9	39.40	20.71	10	1.1
1981	4	13	07:29:29.7	39.41	20.70	0	1.2
1981	4	13	10:44:23.5	39.42	20.70	0	1.5
1981	4	13	12:17:16.7	39.44	20.67	0	1.2
1981	4	13	12:17:49.8	39.31	20.79	9	1.6
1981	4	13	13:34:16.5	39.41	20.63	0	1.3
1981	4	13	19:26:51.6	39.30	20.75	9	1.6
1981	4	13	19:35:17.7	39.29	20.81	12	1.9
1001	4	13	19:47:36.0	39.29	20.82	6	1.6

1981	4	14	02:10:40.0	39.28	20.79	8	1.1
1981	4	14	02:19:09.3	39.29	20.82	11	1.7
1981	4	14	05:06:59.1	39.48	20.83	0	1.3
1981	4	14	16:43:30.1	39.40	20.72	0	1.7
1981	4	14	17:25:53.3	39.40	20.72	0	2.0
1981	4	14	18:32:10.9	39.37	20.76	0	1.9
1981	4	15	03:55:19.9	39.39	20.83	18	1.1
1981	4	17	11:41:15.5	39.38	20.64	6	2.0
1981	4	18	09:08:26.1	39.44	20.68	6	1.9
1981	4	18	22:10:32.9	39.36	20.84	11	1.6
1981	4	19	10:38:28.6	39.35	20.74	10	1.4
1981	4	19	13:15:06.9	39.42	20.67	10	1.0
1981	4	19	19:29:15.8	39.29	20.84	9	0.9
1981	4	20	00:06:38.9	39.38	20.70	10	0.9
1981	4	20	00:14:51.4	39.39	20.71	10	1.0
1981	4	20	02:04:16.9	39.29	20.83	11	1.1
1981	4	20	10:24:01.5	39.37	20.68	10	1.5
1981	4	20	12:58:40.2	39.41	20.68	10	1.5
1981	4	20	18:09:58.8	39.30	20.80	10	1.3
1981	4	21	04:28:07.9	39.40	20.71	10	1.3
1981	4	21	09:13:45.7	39.30	20.79	2	1.3
1981	4	21	19:23:11.4	39.33	20.78	7	1.3
1981	4	22	02:30:49.3	39.28	20.77	12	2.3
1981	4	22	05:53:51.7	39.39	20.69	10	1.5
1981	4	23	18:44:00.1	39.28	20.75	8	1.2
1981	4	23	19:35:43.5	39.29	20.79	7	1.7
1981	4	23	20:28:28.1	39.28	20.79	9	1.4
1981	4	23	21:50:09.7	39.28	20.82	10	1.3
1981	4	24	07:36:21.2	39.25	20.81	8	1.3
1981	4	24	09:02:18.6	39.33	20.77	5	2.4
1981	4	24	10:05:01.2	39.41	20.72	0	1.5
1981	4	24	16:32:55.6	39.32	21.44	24	2.2
1981	4	24	19:20:32.1	39.49	20.60	14	1.9
1981	4	25	21:21:36.7	39.31	20.56	0	1.8
1981	4	26	08:03:17.7	39.39	21.48	29	1.9
1981	4	26	09:19:52.3	39.49	20.55	0	1.7
1981	4	26	22:40:48.0	39.36	20.78	11	1.7
1981	4	27	11:04:12.5	39.42	20.54	10	1.5
1981	4	27	14:36:07.3	39.38	20.55	12	1.9
1981	4	27	23:19:28.9	39.31	20.79	9	1.9
1981	4	29	03:23:18.2	39.42	20.69	0	1.5



Εικόνα 6.12: Μηνιαίες χωρικές κατανομές, ως προς μέγεθος και βάθος, της καταγεγραμμένης σεισμικότητας του τοπικού δικτύου της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού κατά τη χρονική περίοδο της πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι (περίοδος 1-1-1981 έως 31-4-1981). Η χρωματική κλίμακα χαρακτηρίζει τη διαβάθμιση της σεισμικότητας ως προς το βάθος και είναι ταυτόσημη με τη χρωματική κλίμακα που σημειώνεται στο υπόμνημα του συγκεντρωτικού χάρτη σεισμικότητας της εικόνας 6.5 που συντάχτηκε για την ίδια συνολική χρονική περίοδο.

II) Σεισμική έξαρση στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου

Στις 10 Απριλίου του 1981, ένα μήνα μετά το σεισμό μεγέθους M=5.6, έλαβαν χώρα σεισμοί μεγέθους M=4.6 και M=4.7, αντίστοιχα, με διαφορά χρόνου γένεσης ΔH=3.4min ο ένας από τον άλλον και σε απόσταση 33Km νότια του φράγματος Πουρναρίου Ι.

Η σεισμική ακολουθία διήρκησε από τις 9-4-1981 έως τις 21-4-1981 με παρουσία μεγαλύτερου πλήθους προσεισμικών γεγονότων (20 προσεισμοί), σε σχέση με το πλήθος των μετασεισμικών γεγονότων (12 μετασεισμοί), όπως παρατηρείται στον πίνακα 6.3, γεγονός που την κατατάσσει αφενός στον τύπο ΙΙ, σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση Mogi (1963), και αφετέρου έρχεται σε αντίθεση με τα συνήθη χαρακτηριστικά χρονικής κατανομής σεισμικών ακολουθιών του Ελληνικού χώρου, στις οποίες η προσεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται περιορισμένη έως ανύπαρκτη.

Το χαρακτηριστικό παρουσίας μεγαλύτερου πλήθους προσεισμικών γεγονότων σε σχέση με το πλήθος των μετασεισμικών γεγονότων, ομοιάζει επίσης με άλλες παγκόσμιες περιπτώσεις επαγόμενων σεισμών όπως Koyna, Kariba, Kremasta (Gupta & Rastogi, 1974).

Σύμφωνα με το χάρτη κατανομής της σεισμικότητας του πρώτου τετραμήνου (1-1-81 έως 31-4-81), εικόνα 6.6, ως προς το μέγεθος και το βάθος παρατηρείται ότι η προσεισμική ακολουθία ξεκίνησε από το νότιο άκρο της διάρρηξης, με επιφανειακούς σεισμούς με μεγαλύτερο μέγεθος το σεισμό μεγέθους M=4.6 και εξελίχθηκε με μετασεισμούς μεγαλύτερου βάθους και κατεύθυνση προς τα BBΔ διαγράφοντας την επιφάνεια διάρρηξης όπως παρατηρείται και από το μηχανισμό γένεσης του χάρτη της εικόνας 6.13.

Το γεγονός της παρουσίας προσεισμικών γεγονότων με μικρότερα βάθη σε σχέση με τα μεγαλύτερα παρατηρούμενα βάθη των μετασεισμών καθώς η διάρρηξη εξελίσσεται προς τα βορειοδυτικά, όπως και η παρουσία έντονης προσεισμικής δράσης σε σχέση με τη μετασεισμική, παρουσιάζει ομοιότητες με τη σεισμική ακολουθία του επαγόμενου σεισμού των Κρεμαστών που έλαβε χώρα στις 5-2-1966 στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα, σύμφωνα με Δρακόπουλο (1974).

Για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος στερεογραφικής προβολής της καταγραφής των πρώτων αποκλίσεων των Ρ κυμάτων των 4 σεισμολογικών σταθμών από το τοπικό δίκτυο ΔΕΗ, καθώς και χρήση πρώτων αποκλίσεων Ρ κυμάτων από καταγραφές 3 σταθμών (JAN, VLS, RLS) του ΓΙ-ΕΑΑ.

Λόγω της γεωγραφικής θέσης της σεισμικής εστίας σε σχέση με το τοπικό δίκτυο, το οποίο όπως έχει αναφερθεί βρίσκεται περιμετρικά της τεχνητής λίμνης Πουρναρίου, επομένως βόρεια του σεισμογόνου χώρου (ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου) -γεγονός που δημιουργεί μία επιπλέον αδυναμία πέρα του μικρού συνολικού πλήθους πρώτων αποκλίσεων P κυμάτων (7 συνολικά πρώτες αποκλίσεις P κυμάτων)- ο μηχανισμός γένεσης παρουσιάζει μικρότερη ακρίβεια ως προς την ακριβή γωνία του αζιμούθιου της διάρρηξης. Η επίλυση του μηχανισμού γένεσης κατέστη δυνατή μόνο για το σεισμό μεγέθους M=4.6, ο οποίος είναι ο τελευταίος προσεισμός που λαμβάνει χώρα κατά την εξέλιξη της σεισμικής ακολουθίας με διαφορά χρόνου γένεσης ΔH=3.4min πριν τον κύριο σεισμό μεγέθους M=4.7.



Εικόνα 6.13: Χάρτης κατανομής της σεισμικής ακολουθίας νότια της περιοχής του ταμιευτήρα του φράγματος Πουρναρίου Ι. Μηχανισμός γένεσης της σεισμικής δόνησης που έλαβε χώρα στις 10-4-1981 στις 08:29 με μέγεθος M=4.6.

Σύμφωνα με την επίλυση του μηχανισμού γένεσης, πρόκειται για ενεργοποίηση κανονικού δεξιόστροφου ρήγματος διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, με αζιμούθιο δ=130°, γωνία κλίσης φ=70° και γωνία ολίσθησης λ=-110° (εικόνα 6.13). Σύμφωνα με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς του ανατολικού άκρου του Αμβρακικού κόλπου (κεφάλαιο 2.1.2), ο μηχανισμός αυτός εμπίπτει στο αναμενόμενο καθεστώς. Οι μέγιστες εντάσεις του σεισμού M=4.7 απεικονίζονται στον χάρτη της εικόνας Π.Α2 στο παράρτημα Α στην σελ. 243.

Για την εύρεση των χαρακτηριστικών της σεισμικής ακολουθίας υπολογίστηκαν, με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, οι τιμές των παραμέτρων b της αθροιστικής συχνότητας της σχέσης Gutenberg-Richter, LogN=α+bM, τόσο για την προσεισμική, όσο και για τη μετασεισμική ακολουθία (πίνακας 6.3). Οι τιμές αυτές βρέθηκαν ίσες με b_{προ}=0.82 και b_{μετά}=1.064, σύμφωνα με τις αθροιστικές κατανομές των διαγραμμάτων της προσεισμικής και μετασεισμικής ακολουθίας, (εικόνα 6.14 και 6.15 αντίστοιχα).



Εικόνα 6.14: Διάγραμμα υπολογισμού της τιμής της παραμέτρου b_{προ}=0.82 της σχέσης Gutenberg-Richter για την προσεισμική σειρά του σεισμού της 10^{ης} Απριλίου 1981 μεγέθους M=4.7.


Εικόνα 6.15: Διάγραμμα υπολογισμού της τιμής της παραμέτρου b_{μετά}=1.064 της σχέσης Gutenberg-Richter για τη μετασεισμική σειρά του σεισμού της 10^{ης} Απριλίου 1981 μεγέθους M=4.7.

Οι τιμές των παραμέτρων b_{προ} και b_{μετά} οι οποίες υπολογίστηκαν για τη μετασεισμική ακολουθία της περιοχής του Αμβρακικού παρουσιάζουν μεταξύ τους διαφορά μεγέθους της τάξεως του 0.244. Η τιμή αυτής της διαφοράς δεν βρίσκεται εντός των αναμενόμενων τιμών (0.3-0.5) για συνήθεις περιπτώσεις φυσικών τεκτονικών σεισμών αυτής της τάξεως μεγέθους.

Ο λόγος μεγέθους μεγαλύτερου μετασεισμού προς κύριο σεισμό υπολογίστηκε και βρέθηκε ίσος με M₁/M₀=0.64. Η τιμή αυτή δεν αποτελεί ενδεικτική τιμή επαγόμενου σεισμού εφόσον οι ενδεικτικές τιμές οι οποίες προκύπτουν από μελέτες επαγόμενων σεισμών παγκοσμίως αποδεκτές και χαρακτηριστικές είναι μεταξύ των τιμών 0.83-0.98 (όπως οι περιπτώσεις Kariba, Koyna, Kremasta, Lake Mead). **Πίνακας 6.5:** Καταγραφή των σεισμικών παραμέτρων της σεισμικής ακολουθίας που έλαβε χώρα στην περιοχή του Αμβρακικού κόλπου κοντά στην Αμφιλοχία σεισμού μεγέθους M=4.7, στην περιοχή ανατολικά του Αμβρακικού κόλπου.

Έτος	Μήνας	Ημέρα	Ώρα	Λεπτά	Δευτερόλεπτα	¢٥	λο	Βάθος	Μέγεθος
1981	4	1	0	50	45	38.81	21.24	10	3.2
1981	4	9	23	32	51.9	38.93	21.15	16	2.2
1981	4	10	0	19	30.2	38.91	21.26	10	1.6
1981	4	10	0	26	26.3	38.95	21.15	21	2.6
1981	4	10	0	38	16.8	38.91	21.26	10	1.9
1981	4	10	0	51	4.3	38.94	21.18	10	1.8
1981	4	10	2	6	9.9	38.94	21.21	23	3.1
1981	4	10	3	39	10.9	38.93	21.16	16	2.1
1981	4	10	3	56	59.3	39.02	21.06	10	1.7
1981	4	10	3	57	4.4	38.93	21.16	6	2.5
1981	4	10	4	1	8.9	38.94	21.16	18	2.5
1981	4	10	4	1	9.2	38.95	21.16	17	2.9
1981	4	10	4	17	28.2	38.96	21.17	22	2.2
1981	4	10	4	37	33.6	38.99	21.15	25	2.4
1981	4	10	6	55	28.3	39.04	21.12	26	2.4
1981	4	10	7	7	4.5	38.9	21.29	10	1.8
1981	4	10	8	9	37.2	39.02	21.12	26	2.2
1981	4	10	8	11	22.6	38.91	21.17	20	3.2
1981	4	10	8	23	57.3	39.03	21.13	28	2.4
1981	4	10	8	29	47	38.91	21.15	10	4.6
1981	4	10	8	33	30.8	38.90	21.19	10	4.7
1981	4	10	8	38	0.1	39.01	21.13	26	2.2
1981	4	10	8	48	2.4	38.88	21.14	4	2.5
1981	4	10	9	0	15.7	38.91	21.19	10	1.6
1981	4	10	9	5	49.8	39.07	21.11	27	3
1981	4	10	9	42	44.8	38.91	21.19	10	2
1981	4	10	10	54	17.9	38.96	21.19	17	1.9
1981	4	10	10	54	29.5	38.88	21.02	10	1.4
1981	4	10	11	3	42.8	38.91	21.19	10	2.2
1981	4	10	11	7	33.7	38.97	21.12	18	2
1981	4	10	11	23	1.2	38.91	21.21	10	2.1
1981	4	21	4	8	17.7	38.95	21.25	22	2.5
1981	4	21	4	14	47	39.02	21.15	33	2.4

Ωστόσο, ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτής της μετασεισμικής ακολουθίας αποτελεί το γεγονός παρουσίας μικρού μεγέθους μετασεισμών (Μ≤2.7) σε σχέση με το μέγεθος του κύριου σεισμού Μ=4.7 των οποίων οι εστίες, καθώς εξελίσσεται η μετασεισμική ακολουθία παρουσιάζουν μεγαλύτερα σεισμικά βάθη και μετανάστευση προς βορειότερα σημεία σε σχέση με τις σεισμικές εστίες της προσεισμικής σειράς.

Για την πληρέστερη διερεύνηση της χωρικής κατανομής των σεισμικών εστιών της σεισμικής ακολουθίας ως προς το βάθος πραγματοποιήθηκαν σεισμικές τομές με χρήση του προγράμματος GMT σε περιβάλλον Linux.

Η προβολή σε κάθετη τομή των σεισμικών εστιών πραγματοποιήθηκε τόσο κατά μήκος της διεύθυνσης διάρρηξης, όσο και σε κάθετες διευθύνσεις A₁A₂. Σύμφωνα με τις κατακόρυφες προβολές ως προς το βάθος των επικέντρων, παρατηρείται συμφωνία της κατανομής με το μηχανισμό γένεσης του μεγαλύτερου προσεισμού μεγέθους M=4.6, ο οποίος έλαβε χώρα 4min πριν από τον κύριο σεισμό μεγέθους M=4.7 (εικόνα 6.16).

Η παρουσία ιδιαίτερων και διαφοροποιημένων χαρακτηριστικών της σεισμικής ακολουθίας που έλαβε χώρα στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου (περιοχή Αμφιλοχίας) πιθανόν να οφείλεται όχι μόνο σε φαινόμενο επαγόμενης σεισμικότητας, αφού η σεισμική ακολουθία παρουσιάζει χαρακτηριστικά που μοιάζουν με τα χαρακτηριστικά της σεισμικής ακολουθίας του επαγόμενου σεισμού του φράγματος των Κρεμαστών, αλλά και στη διαταραγμένη τεκτονική δομή, νότια και δυτικά της ευρύτερης περιοχής του ΥΗΕ Πουρναρίου, η οποία ελέγχεται από την παρουσία εβαποριτών. Όπως ήδη αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2, οι εβαπορίτες αποτελούν στρώμα ολίσθησης, δημιουργώντας διαπειρικά φαινόμενα. Τα φαινόμενα αυτά οφείλονται στην πλαστικότητα που χαρακτηρίζει τους εβαπορίτες και σε δυνάμεις που δημιουργούνται από τη διόγκωση στην οποία υπόκεινται λόγω πρόσληψης ύδατος. Η ικανότητα να διεισδύουν μέσα από ρηξιγενείς επιφάνειες λόγω της πλαστικότητας και να αναδύονται λόγω του μικρού ειδικού βάρους που τους χαρακτηρίζει, εμφανίζει τους εβαπορίτες σε υψηλότερες ετερόχθονες θέσεις από την αρχική τους η οποία βρίσκεται σε βαθύτερα στρώματα.



Εικόνα 6.16: (πάνω) Σεισμική τομή κατά μήκος του μέγιστου άξονα κατανομής επικέντρων, (κάτω αριστερά) Σεισμική τομή σε διεύθυνση κάθετη στο μέγιστο άξονα διασποράς επικέντρων του νότιου άκρου (σημείο έναρξης της σεισμικής διάρρηξης), (κάτω δεξιά) Σεισμική τομή σε διεύθυνση κάθετη στο μέγιστο άξονα διασποράς επικέντρων του βορειότερου άκρου της σεισμικής διάρρηξης, το οποίο, όπως παρατηρείται και στην κατακόρυφη κατανομή εστιών, αποτελεί και το βαθύτερο τμήμα ενεργοποίησης του σεισμογόνου χώρου.

Χάρτες χωρικής κατανομής (εικόνες 6.17(i, ii, iii, iv, v, vi, vii, iii), 6.18, 6.19 και 6.20) πραγματοποιήθηκαν για μικρότερα επί μέρους χρονικά παράθυρα, προκειμένου να εκτιμηθεί η χωροχρονική εξέλιξη της σεισμικότητας κατά τη διάρκεια της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου.





Εικόνα 6.17(i, ii, iii, iv, v, vi, vii, viii): Χάρτες χωρικής κατανομής επικέντρων για επιμέρους μικρότερα χρονικά παράθυρα κατά τη χρονική περίοδο από 1 Μαρτίου 1981 έως 30 Απριλίου 1981



Εικόνες 6.18: Συγκεντρωτικός χάρτης κατανομής σεισμικότητας περιόδου 1-1-81 έως 28-2-1981 με αντίστοιχη χρωματική διαβάθμιση για τις επιμέρους χρονικές περιόδους



Εικόνες 6.19: Συγκεντρωτικός χάρτης κατανομής σεισμικότητας περιόδου 1-3-1981 έως 31-3-1981 με αντίστοιχη χρωματική διαβάθμιση για τις επιμέρους χρονικές περιόδους



Εικόνα 6.20: Συγκεντρωτικός χάρτης κατανομής σεισμικότητας περιόδου 1-4-1981 έως 30-4-1981 με αντίστοιχη χρωματική διαβάθμιση για τις επιμέρους χρονικές περιόδους

Για το χρονικό διάστημα από 1 Μαΐου έως τέλος Δεκεμβρίου 1981 έγινε χρήση των σεισμολογικών δεδομένων του σεισμολογικού δικτύου του ΓΙ-ΕΑΑ. Παρατηρείται έλλειψη σεισμικών γεγονότων πολύ μικρού μεγέθους σε σχέση με τη δυνατότητα που θα παρουσίαζε ένα τοπικό δίκτυο. Όπως έχει προαναφερθεί, για τη λεπτομερή μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας είναι απαραίτητη η καταγραφή και παρακολούθηση της μικροσεισμικότητας με τη χρήση τοπικού δικτύου.

Στο χάρτη χωρικής κατανομής επικέντρων αυτής της περιόδου (εικόνα 6.21) χαρτογραφήθηκαν και εντάχθηκαν όλοι οι σεισμοί που κατέγραψε το ΓΙ-ΕΑΑ. Την περίοδο αυτή παρατηρήθηκε μία τάση μετανάστευσης των επικέντρων προς τα νοτιοδυτικότερα.



Εικόνα 6.21: Χωρική κατανομή επικέντρων για την περίοδο 1 Μαΐου 1981 έως 31 Δεκεμβρίου 1981 όπως καταγράφηκαν από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών

6.4 Μελέτη πιθανής συσχέτισης σεισμικότητας με την πλήρωση του ταμιευτήρα του YHE - Πουρναρίου

Για τη διερεύνηση πιθανής διέγερσης της σεισμικότητας λόγω της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα, εκτός τη μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας πριν και μετά την πλήρωση, διερευνήθηκε η πιθανή συσχέτιση μεταξύ της μεταβολής της στάθμης και της καταγεγραμμένης ημερήσιας σεισμικότητας της αντίστοιχης περιόδου. Η συσχέτιση σεισμικής δραστηριότητας και στάθμης του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε για δύο χρονικά παράθυρα: το πρώτο αναφέρεται στην έναρξη της πλήρωσης και για χρονικό διάστημα τεσσάρων μηνών, με χρήση του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ (εικόνα 6.22), ενώ το δεύτερο αναφέρεται συνολικά στον πρώτο χρόνο (εικόνα 6.23). Αξίζει να σημειωθεί ότι η σεισμικότητα από 1-5-1981 έως 31-12-1981 στερείται μικροσεισμικής καταγραφής λόγω του είδους του δικτύου που χρησιμοποιήθηκε έναντι του πρώτου τετραμήνου.

Το πλήθος των σεισμικών γεγονότων που χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία των διαγραμμάτων συσχέτισης αναφέρετε στη σεισμική δραστηριότητα απόστασης έως 40Km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα συσχέτισης στις εικόνες 6.22 και 6.23 παρατηρείται μια μικρή αύξηση της μικροσεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής κατά την περίοδο που η στάθμη του ταμιευτήρα βρίσκεται σε ανοδική πορεία γύρω στα 110m. Η αύξηση αυτή φαίνεται να διατηρείται έως και τον Ιούνιο του 1981 με μικρές εξάρσεις κυρίως το Δεκέμβριο, όπου παρατηρείται σημαντική διακύμανση της στάθμης εύρους 9m. Η αύξηση οφείλεται στην απότομη θετική μεταβολή της λιθοστατικής πίεσης λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι.



Εικόνα 6.22: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας απόστασης 40Km από το φράγμα Πουρναρίου Ι και στάθμης του ταμιευτήρα, σύμφωνα με τα σεισμολογικά δεδομένα του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ



Εικόνα 6.23: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας απόστασης 40 Km από το φράγμα Πουρναρίου Ι και στάθμης του ταμιευτήρα για το έτος 1981 (έτος έναρξης της πλήρωσης του ταμιευτήρα του φράγματος Πουρναρίου Ι). Το βέλος απεικονίζει τη χρονική στιγμή πέραν της οποίας έγινε χρήση μόνο των δεδομένων του Εθνικού δικτύου του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Από το χάρτη συνολικής χωρικής κατανομής επικέντρων ως προς το μέγεθος και το βάθος (εικόνα 6.6) παρατηρείται ότι η πλειονότητα των σεισμικών γεγονότων λαμβάνουν χώρα σε βάθος εύρους 5 έως 10 Km. Χωρική αναλυτική διερεύνηση της σεισμικής δράσης, κατά την αρχική περίοδο των πρώτων τεσσάρων μηνών της πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι, αποκαλύπτει μια πολύ καλή απόκριση του υποβάθρου του ταμιευτήρα σε μια περιμετρική απόσταση 20Km με μεμονωμένα και σποραδικά σεισμικά γεγονότα πολύ μικρού μεγέθους. Ειδικότερα στην περιοχή περιμετρικής απόστασης 10Km, όπως παρατηρείται και στην εικόνα 6.24, έλαβαν χώρα 8 σεισμικά γεγονότα πολύ μικρού μεγέθους (εύρους 1.5-2.1) με συνολικό χωρικό προσανατολισμό σεισμικής δράσης διεύθυνσης BBΔ-NNA. Αυτή η διεύθυνση είναι χαρακτηριστική και για τη χωρική κατανομή της σεισμικής δράσης των δύο σεισμικών εξάρσεων που αναφέρθηκαν και μελετήθηκαν κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου και οι οποίες έδρασαν σε απόσταση μεταξύ 20-30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

Μελέτη της ποσοστιαίας κατανομής του παρατηρούμενου βάθους όλων των σεισμικών γεγονότων αυτής της περιόδου για απόσταση έως 30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα δείχνει ότι το μεγαλύτερο ποσοστό (43.45%) της σεισμικής δράσης λαμβάνει χώρα σε βάθος εύρους 6-10Km. Σε βάθος εύρους 11-15Km παρατηρείται ποσοστό σεισμικής δράσης το οποίο ανέρχεται στα 34.48% επί του συνόλου (380 συνολικά σεισμικά γεγονότα), ενώ σε βάθος εύρους 16-20Km το ποσοστό είναι 13.65%. Στο διάγραμμα της εικόνας 6.25 απεικονίζονται τα ποσοστά αυτά, καθώς και η σεισμική δράση των υπόλοιπων ζωνών βάθους, των οποίων η σεισμικότητα καταλαμβάνει πολύ μικρά ποσοστά, μικρότερα του 3.16%.



Εικόνα 6.24 : (αριστερά) Σεισμικά γεγονότα περιόδου κατά τη διάρκεια του πρώτου τετραμήνου της αρχικής πλήρωσης για απόσταση 10Km περιμετρικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου, (δεξιά) Διάγραμμα της αντίστοιχης σεισμικότητας στο οποίο αποτυπώνονται τα βάθη του κάθε γεγονότος καθώς και το αντίστοιχο μέγεθος.



Εικόνα 6.25: Διάγραμμα ποσοστιαία αναλογίας εύρους του βάθους των σεισμικών γεγονότων που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια του πρώτου τετραμήνου της πλήρωσης του ταμιευτήρα σε απόσταση 30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

Συμπερασματικά αναφέρουμε ότι η έλλειψη της σεισμικής δράσης πλησίον αλλά και κάτω από τον ταμιευτήρα οφείλεται στην καλή απόκριση του φλύσχη (μη διαπερατός, σε άρρηκτη μορφή) με αποτέλεσμα την αστράγγιστη απόκριση του υποβάθρου (ενότητα 3.4.1). Τα μεμονωμένα πολύ μικρού μεγέθους σεισμικά γεγονότα, τα οποία καταγράφηκαν μόνο από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο, οφείλονται στη σταδιακή αύξηση της λιθοστατικής πίεσης λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα.

Αυτή η δράση της σταδιακά αυξανόμενης λιθοστατικής πίεσης παρατηρείται στην εικόνα 6.12 των μηνιαίων χωρικών κατανομών της σεισμικής δράσης κατά το μήνα Φεβρουάριο. Συγκρίνοντας τους μηνιαίους χάρτες Ιανουαρίου και Φεβρουαρίου παρατηρείται στο μήνα Φεβρουάριο σεισμική δράση σε διεύθυνση BBΔ-NNA η οποία βρίσκεται κάτω από την περιοχή του ταμιευτήρα, προεκτεινόμενη βόρεια και νότια από αυτόν. Τα βάθη των σεισμών στην περιοχή του ταμιευτήρα είναι 10-15Km ενώ τα βάθη των σεισμικών γεγονότων βορειότερα και νοτιότερα αυτού του άξονα ενεργοποίησης είναι βαθύτερα, μεταξύ των τιμών 15-25Km.

Παράλληλα με αυτή τη διεύθυνση, αλλά δυτικότερα, έλαβε χώρα η σεισμική δράση των δύο σεισμικών εξάρσεων με τα κύρια σεισμικά γεγονότα τους σεισμούς μεγέθους M=5.6 και M=4.7. Από τους χάρτες χωρικής κατανομής επικέντρων για επιμέρους μικρότερα χρονικά παράθυρα, κατά τη χρονική περίοδο από 1 Μαρτίου 1981 έως 31 Απριλίου 1981, παρατηρείται σεισμική δράση ανατολικά του ταμιευτήρα στο χάρτη της περιόδου 1 έως 9 Μαρτίου 1981 (εικόνα 6.12). Στις 10 Μαρτίου μεταναστεύει η σεισμική δράση στα δυτικά του ταμιευτήρα και στις 10 Απριλίου νότια (ανατολικό άκρο Αμβρακικού κόλπου), με παράλληλη δράση και στα δυτικά (εικόνα 6.17).

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η δράση αυτή οφείλεται στη σταδιακή αύξηση της λιθοστατικής πίεσης και λαμβάνει χώρα καθώς εξελίσσεται από τα βαθύτερα προς τα επιφανειακότερα στρώματα, με πιθανή δράση των εβαποριτών, οι οποίοι παρουσιάζουν μεγάλη πλαστικότητα και μικρό ειδικό βάρος, με αποτέλεσμα τη μεταβολή της κατακόρυφης αύξησης της λιθοστατικής πίεσης να αποφορτίζονται με ανοδική πλευρική πορεία.

6.4.1 Διερεύνηση πιθανής διέγερσης της περιοχής ανατολικά του Αμβρακικού κόλπου από το σεισμό μεγέθους M=5.6 που έλαβε χώρα στις 10 Μαρτίου 1981

Είναι αποδεδειγμένο ότι η μεταβολή των τάσεων που προκαλεί η εκδήλωση ενός ισχυρού σεισμού μπορούν να προκαλέσουν επιτάχυνση ή επιβράδυνση της εκδήλωσης επερχόμενων σεισμικών γεγονότων. Η συνεχής φόρτιση στις σημαντικότερες ζώνες διάρρηξης μιας περιοχής και η επερχόμενη σεισμική ολίσθηση κατά τη διάρκεια γένεσης των ισχυρών σεισμών αποτελούν δύο παράγοντες οι οποίοι ρυθμίζουν τη μεταβολή του πεδίου των τάσεων. Ο λόγος για τον οποίο χρησιμοποιούνται οι μεταβολές των τάσεων και όχι οι απόλυτες τιμές των τάσεων δεν είναι γνωστές αλλά είναι και ιδιαίτερα δύσκολο να υπολογιστούν, ενώ, αντίθετα, οι μεταβολές τους μπορούν να υπολογιστούν πολύ πιο εύκολα αν είναι γνωστή η γεωμετρία και η κινηματική των ρηγμάτων.

Οι μεταβολές στην τάση οφείλονται τόσο στη συσσώρευση ελαστικών τάσεων λόγω τεκτονικών κινήσεων, όσο και στην απελευθέρωση των τάσεων κατά τη διάρκεια γένεσης των σεισμών. Η απελευθέρωση και μετάδοση των παραγόμενων μεταβολών των τάσεων, κατά τη γένεση ενός σεισμού, κατανέμονται στο ευρύτερο πεδίο του σεισμογόνου χώρου ως θετικές ή αρνητικές τιμές, ανάλογα με τη γεωμετρία του ρήγματος και το είδος της διάρρηξης. Οι θετικές τιμές έχουν ως αποτέλεσμα την επιβάρυνση των περιοχών στις οποίες διαδόθηκαν, ενώ οι αρνητικές την αποδυνάμωση των ήδη υπαρχόντων συσσωρευμένων τάσεων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, ανάλογα με την κατεύθυνση της μεταφοράς των θετικών ή αρνητικών μεταβολών, την επιβράδυνση ή επιτάχυνση γειτονικών ρηγμάτων τα οποία βρίσκονται σε ώριμο εντατικό πεδίο πλησίον του κρίσιμου σημείου θραύσης σύμφωνα με το κριτήριο Coulomb.

Προκειμένου να διερευνηθεί πιθανή επιτάχυνση της ωρίμανσης των τάσεων του εντατικού πεδίου εξαιτίας του σεισμού μεγέθους M=5.6 (εικόνα 6.26) που έλαβε χώρα στις 10 Μαρτίου του 1981 δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου και σε απόσταση 22 Km, με αποτέλεσμα την ενεργοποίηση του ρήγματος του Αμβρακικού κόλπου με το σεισμό μεγέθους M=4.7, που έλαβε χώρα στις 10 Απριλίου του 1981, υπολογίστηκε η μεταβολή των τάσεων Coulomb που προκάλεσε ο σεισμός

μεγέθους M=5.6 με το πρόγραμμα Coulomb 3.2 (Toda et al. 2010, Toda et al. 2005, Lin et al. 2004) το οποίο έχει δημιουργηθεί σε περιβάλλον MATLAB.



Εικόνα 6.26: Χωρική κατανομή του σεισμού μεγέθους M=5.6 για τον οποίο υπολογίστηκε η μεταβολή της τάσης Coulomb, λόγω της γένεσήs του, στο σεισμογόνο χώρο του σεισμού μεγέθους M=4.7 που έλαβε χώρα στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου.

Το πρόγραμμα Coulomb 3.2 είναι σχεδιασμένο έτσι ώστε να μπορεί να υπολογίζει στατικές μετατοπίσεις, παραμορφώσεις και τάσεις, οι οποίες προκαλούνται από την ενεργοποίηση των ρηγμάτων, Οι μετατοπίσεις, οι παραμορφώσεις και οι τάσεις μπορούν να υπολογιστούν για οποιαδήποτε ρηξιγενή επιφάνεια και για οποιοδήποτε βάθος. Σημαντική, επίσης, παράμετρος είναι η ικανότητα υπολογισμού μεταβολών των τάσεων Coulomb σε συγκεκριμένα σημεία της ευρύτερης περιοχής, τα οποία παρουσιάζουν ενδιαφέρον διερεύνησης μετά από τη γένεση ενός σεισμού, όπως είναι το επίκεντρο του σεισμού της 10^{ης} Απριλίου 1981. Σημειώνεται ότι με το πρόγραμμα Coulomb 3.2 (version 2010) όλοι οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν σε ένα υποτιθέμενο ελαστικό και ισότροπο μέσο με ομοιόμορφες ιδιότητες.

6.4.1.1 Υπολογισμός των μεταβολών της τάσης Coulomb

Για τον υπολογισμό της κατανομής των τάσεων ενός σεισμού είναι απαραίτητος ο αξιόπιστος προσδιορισμός των γεωμετρικών παραμέτρων του ρήγματος. Για το σκοπό αυτό απαραίτητη προϋπόθεση είναι ο υπολογισμός του μεγέθους σεισμικής ροπής M_w καθώς και η αξιόπιστη λύση του μηχανισμού γένεσης, προκειμένου να προσδιοριστούν το αζιμούθιο, ζ, η γωνία κλίσης, δ, και η γωνία ολίσθησης, λ (δηλαδή το μοντέλο διάρρηξης του υπό μελέτη σεισμού).

Λόγω της χρονολογίας του σεισμού και της έλλειψης της γνώσης της σεισμικής ροπής Μ_o, χρησιμοποιήθηκαν εμπειρικές σχέσεις προκειμένου να υπολογιστούν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής διάρρηξης δηλαδή το μήκος L, το πλάτος W και η σεισμική ολίσθηση u.

i) Υπολογισμός του μήκους διάρρηξης L

Το μήκος ενός ρήγματος L (ή το μήκος του ενεργοποιημένου τμήματος ενός ρήγματος) ορίζεται ως η παράλληλη διάστασή του ως προς την επιφάνεια της γης. Στην παρούσα μελέτη, λόγω έλλειψης πληροφοριών από ψηφιακά δεδομένα (υπολογισμός σεισμικής ροπής μέσω της φασματικής ανάλυσης του ψηφιακού σήματος της κυματομορφής) σεισμικών καταγραφών, μελετήθηκαν διάφορες εμπειρικές σχέσεις (Wells and Coppersmith 1994, Drakatos and Latousakis 2001, Papazachos et al. 2004, Papadimitriou et al. 2006) που δίνονται παρακάτω, προκειμένου να υπολογιστούν τα μήκη των ρηγμάτων κλίσης (κανονικών και ανάστροφων). Οι σχέσεις αυτές συνδέουν το μήκος της διάρρηξης με το επιφανειακό μέγεθος Μ.

A) Wells & Coppersmith (1994):

Για τα κανονικά ρήγματα	Log L=0.62M-2.57	(6.1)
-------------------------	------------------	-------

Για τα ανάστροφα ρήγματα Log L=0.58M-2.42 (6.2)

B) Papazachos & et al. (2004):

Για τα ρήγματα κλίσης (κανονικά ή ανάστροφα) Log L=0.5M-1.86 (6.3)

ii) Υπολογισμός του πλάτους διάρρηξης W

Το πλάτος του ρήγματος **W** (ή το πλάτος του ενεργοποιημένου τμήματος ενός ρήγματος) ορίζεται ως η διάσταση του ρήγματος ή του τμήματος του ρήγματος κατά τη διεύθυνση κλίσης. Για τον υπολογισμό του πλάτους του ρήγματος χρησιμοποιήθηκε η παρακάτω εμπειρική σχέση.

Log W=0.19M-0.13 Wells & Coppersmith (1994) (6.4)

Υπολογισμός της σεισμικής ολίσθησης u

Το λεπτομερές μοντέλο ολίσθησης (King & Cocco, 2001) δεν είναι απαραίτητο να είναι γνωστό αφού οι υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων στο μακρινό πεδίο δεν επηρεάζονται από τη μη ομογενή κατανομή της σεισμικής ολίσθησης πάνω στο σεισμογόνο ρήγμα. Για το λόγο αυτό, προκειμένου να υπολογιστούν οι μεταβολές της τάσης Coulomb, χρησιμοποιήθηκε η μέση τιμή της σεισμικής ολίσθησης η οποία υπολογίστηκε από την εμπειρική σχέση 6.5 η οποία ισχύει για ρήγματα κλίσης του Ελληνικού χώρου, εφόσον δεν ήταν γνωστή η τιμή της σεισμικής ροπής Μ₀.

Για ρήγματα κλίσης

Log u=0.72M-2.82	Papazachos et al. (2004)	(6.5)
------------------	--------------------------	-------

iii) Υπολογισμός του Μεγέθους σεισμικής ροπής Μ_w

Το μέγεθος σεισμικής ροπής υπολογίζεται από τη σεισμική ροπή M_o σύμφωνα με την παρακάτω μαθηματική σχέση:

$$M_w = 2/3 \cdot \log M_o - 10.7$$
 Papazachos et al. (2004) (6.6)

Ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής Μ₀ υπολογίστηκε από τη μαθηματική σχέση:

$$M_{o} = \mu \cdot u \cdot w \cdot L \tag{6.7}$$

$$M_{S}=0.92 \cdot M_{L}+0.72$$
 Papazachos and Papazachou (1997) (6.8)

Οι σεισμικές παράμετροι του σεισμού μεγέθους M=5.6 που υπολογίστηκαν με την επίλυση του μηχανισμού γένεσης καταχωρήθηκαν σε ένα αρχείο εισόδου σε

περιβάλλον Matlab το οποίο και χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb δίνονται στον πίνακα 6.6 που ακολουθεί.

Πίνακας 6.6 : Σεισμικές παράμετροι	σεισμού μεγέθους M _L =5.6
------------------------------------	--------------------------------------

Ημερομηνία	Ώρα	φ°	λο	Βάθος(Km)	ML	ζ°	θο	λο
10-3-1981	15:16:15.50	39.28	20.79	13	5.6	320	50	62

Σύμφωνα με το διάγραμμα κατανομής των τάσεων ο σεισμός μεγέθους M=5.6 προκάλεσε θετικές μεταβολές τάσεων προς τα BBΔ και NNA της περιοχής του σεισμογόνου χώρου, ενώ αρνητικές μεταβολές μεταδόθηκαν προς τα ανατολικά και δυτικά (εικόνα 6.27).



Εικόνα 6.27: *Αριστερά:* Κατανομή της μεταβολής των τάσεων Coulomb, *πάνω δεξιά:* Κάθετη τομή παράλληλα με το ρήγμα, *κάτω δεξιά:* Κάθετη τομή κάθετα στο ρήγμα

Υπολογισμός της μεταβολής της τάσης στη θέση του επικέντρου του σεισμού με μέγεθος M=4.6 ο οποίος έλαβε χώρα στις 10-4-81, ένα μήνα μετά το σεισμό μεγέθους M=5.6, επέφερε μικρή θετική μεταβολή ίση με +0.001bar.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο σεισμός μεγέθους M=4.6 ο οποίος προηγήθηκε χρονικά, έχει επίκεντρο πλησιέστερα στο λοβό των θετικών μεταβολών, σε σχέση με το σεισμό μεγέθους M=4.7 ο οποίος παρουσιάζει διαφορά χρόνου γένεσης μόλις 3.5 λεπτά.

Η μεταφορά αυτής της θετικής μεταβολής ωστόσο είναι πολύ μικρή, που σημαίνει ότι θα έπρεπε το εντατικό πεδίο του σεισμογόνου χώρου του Αμβρακικού κόλπου να βρίσκεται οριακά πλησίον σε συνθήκες διάρρηξης του ρήγματος. Για το λόγο αυτό ο σεισμός της 10^{ης} Μαρτίου 1981 δεν μπορεί να συσχετιστεί με το σεισμό της 10^{ης} Απριλίου 1981.

6.5 Σχέση σεισμικότητας ευρύτερης περιοχής Πουρναρίου και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα (περίοδος 1982-2010)

Για το σκοπό μιας πληρέστερης διερεύνησης πιθανής επίδρασης του ταμιευτήρα στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής κρίθηκε σκόπιμη η διερεύνηση πιθανής συσχέτισης των εποχικών διακυμάνσεων της στάθμης του ταμιευτήρα με τη χρονική εκδήλωση της σεισμικότητας.

Τα σεισμολογικά δεδομένα συλλέχτηκαν από τους καταλόγους του Αστεροσκοπείου Αθηνών, και καταχωρήθηκαν σε μια ενιαία βάση δεδομένων, Access 2007, η οποία εισήχθη στα ΓΣΠ, προκειμένου να γίνει η χωροχρονική ανάλυση της σεισμικότητας καθώς και η πιθανή συσχέτισή της με τις εποχικές διακυμάνσεις της στάθμης του ταμιευτήρα. Από τη βάση αυτή δημιουργήθηκε μια νέα βάση δεδομένων, η οποία περιλαμβάνει το πλήθος των μηνιαίων σεισμικών γεγονότων ανά απόσταση 10Km, 20Km και 30Km του ταμιευτήρα.

Εκτός από τις δύο παραπάνω βάσεις δεδομένων δημιουργήθηκε και μία τρίτη, στην οποία καταχωρήθηκαν τα σεισμικά γεγονότα ανά ημέρα, ανά μήνα και ανά ζώνη δράσης. Συγκεκριμένα η ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα χωρίστηκε σε ζώνες εύρους 0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40km και 40-50km, καταχωρώντας τα αντίστοιχα σεισμικά γεγονότα στις ζώνες αυτές, ανάλογα με τη θέση του επικέντρου τους σε σχέση με την περίμετρο του ταμιευτήρα. Ο λόγος αυτής της κατάταξης σε ζώνες σταθερού εύρους 10Km αλλά διαφορετικής απόστασης από τον ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε προκειμένου να διερευνηθεί η κατανομή του εστιακού βάθους των σεισμικών παρατηρήσεων, για τη χρονική περίοδο 1982 έως 2010, σε σχέση με την απόσταση. Το σύνολο των ημερήσιων μετρήσεων της στάθμης του ταμιευτήρα για όλη τη χρονική περίοδο από 1982 έως 2010 καταχωρήθηκε σε μια βάση ανεξάρτητη, η οποία περιλαμβάνει δύο πεδία μεταξύ των οποίων είναι το πεδίο στο οποίο καταχωρείται η ημερομηνία και το πεδίο στο οποίο καταχωρείται η ημερήσια στάθμη.

Το σύνολο των σεισμολογικών δεδομένων ομαδοποιήθηκε σε δύο κύριες κατηγορίες οι οποίες συγκρίθηκαν με τις διακυμάνσεις της στάθμης κατά τη χρονική περίοδο 1982 – 2010.

Οι κατηγορίες αυτές αποτελούνται από:

i) Σύνολο σεισμικών γεγονότων με μέγεθος M≥4 για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km
και 40km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

ii) Σύνολο σεισμικών γεγονότων, ανεξαρτήτως μεγέθους, για αποστάσεις 10Km,20Km 30Km, 40km και 50km περιμετρικά του ταμιευτήρα.

Για τη διεξαγωγή των διαγραμμάτων συσχέτισης της σεισμικότητας με την εποχική διακύμανση του ταμιευτήρα χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Grapher 7.

Για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν στα διαγράμματα συσχέτισης σεισμικότητας και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα, δημιουργήθηκαν χάρτες χωρικής κατανομής επικέντρων για σεισμούς μεγέθους Μ≥4.5 και για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km (εικόνα 6.28), αλλά και χάρτες συνολικής σεισμικότητας, ανεξαρτήτως μεγέθους, σε αποστάσεις 10Km, 20Km και 30Km (εικόνα 6.29).



Εικόνα 6.28: Χωρική κατανομή σεισμικών γεγονότων μεγέθους Μ≥4.5 κατά τη χρονική περίοδο 1982 έως 2010 για αποστάσεις d=10Km, d=20Km και d=30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου



Εικόνα 6.29: Χωρική κατανομή όλων των σεισμικών γεγονότων ανεξαρτήτου μεγέθους για αποστάσεις d=10Km, d=20Km και d=30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι (χρονική περίοδος 1982-2010)

Στο διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας με διακύμανση της στάθμης (εικόνα 6.30), στο οποίο απεικονίζεται η διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα και η αντίστοιχη σεισμικότητα (μηνιαίο πλήθος σεισμών) για σεισμούς μεγέθους Μ≥4.5

(απόστασης 40Km) κατά τη χρονική περίοδο 1982-2010, παρατηρείται σεισμική μικροδραστηριότητα η οποία ταυτίζεται χρονικά με χρονικές περιόδους κατά τις οποίες ο ταμιευτήρας παρουσιάζει υψηλές τιμές ρυθμού μεταβολής της στάθμης (Δh/Δt).

Αυτή η χρονική σύμπτωση των μεγαλύτερων σεισμών, ορισμένοι από τους οποίους βρίσκονται πλησιέστερα στον ταμιευτήρα, σημειώνονται ενδεικτικά πάνω στο διάγραμμα της εικόνας 6.30, πιθανόν οφείλεται στις μεταβολές της πορικής πίεσης η οποία προκαλεί τη μείωση των ενεργών τάσεων που δρουν μέσα στο υπόβαθρο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, τη μετακίνηση του τασικού κύκλου Mohr αριστερότερα προς την αρχή των αξόνων κατά ποσότητα ίση με την εκάστοτε μεταβολή της πίεσης των πόρων p_p. Αυτή η μετακίνηση του κύκλου Morh μετατρέπει ασφαλής εντατική κατάσταση πριν τη μεταβολή της πίεσης ρευστού των πόρων, σε κρίσιμη εντατική κατάσταση και, συνεπώς, αστοχία σε ολίσθηση με μικρότερη διατμητική τάση, σε σχέση με εκείνη που θα χρειαζόταν χωρίς την παρουσία της πορικής πίεσης.

Το γεγονός αυτό προκαλεί σεισμική διέγερση ασθενών σημείων της σχιζόσφαιρας επιταχύνοντας την εκδήλωση σεισμών, οι οποίοι επρόκειτο να λάβουν χώρα στο εγγύς μέλλον, με την παρουσία μικρότερου εντατικού πεδίου σε σχέση με αυτό που θα χρειαζόταν χωρίς τη μεταβολή της πορικής πίεσης.

Η μεταφορά της μεταβολής της πορικής πίεσης προς τα γειτονικά πετρώματα μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω διαπερατών ρηξιγενών ζωνών. Στην περίπτωση αυτή, όσο αυξάνεται η απόσταση από τον ταμιευτήρα, η ελάττωση της πορικής πίεσης είναι μικρότερη από την ελάττωση της οφειλόμενης τάσης λόγω του φορτίου του ταμιευτήρα (Nyland & Withers, 1976). Αυτό καθιστά το ρόλο της διάδοσης της μεταβολής της πορικής πίεσης σημαντικό παράγοντα, ο οποίος ελέγχει τη μικροσεισμικότητα της περιοχής, απελευθερώνοντάς τη νωρίτερα από ότι αν δρούσε μόνο το εντατικό πεδίο χωρίς την πορική πίεση. Η σεισμικότητα ωστόσο των σεισμικών γεγονότων μεγέθους Μ≥4, στη διάρκεια λειτουργίας του ταμιευτήρα έως σήμερα, δεν παρουσιάζει αύξηση στο σύνολο της σεισμικά γεγονότα τα οποία συγκεκριμένη περιοχή. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο ταμιευτήρας επέφερε σποραδικά και μικρού μεγέθους επιφανειακά σεισμικά γεγονότα τα οποία

μεταβάλει ουσιαστικά την σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής αφού δεν παρατηρείται αύξηση της σφοδρότητας των σεισμικών παρατηρήσεων.

Επομένως πρόκειται για διεγειρόμενη επιφανειακή σεισμικότητα πολύ μικρού μεγέθους η οποία οφείλεται και συσχετίζεται με τις διακυμάνσεις της στάθμης του ταμιευτήρα λόγω διήθησης των μεταβολών της πορικής πίεσης. Αυτή η συσχέτιση δεν παρουσιάζεται συστηματική αλλά συνδυάζεται με τον επαρκή χρόνο που απαιτείται για επανασυσσώρευση των ελαστικών τάσεων στην περιοχή του ταμιευτήρα.

Κεφάλαιο 6



Εικόνα 6.30: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας, μεγέθους Μ≥4.5, με διακύμανση στάθμης του ταμιευτήρα για απόσταση d=40Km περιμετρικά της λίμνης Πουρναρίου, σύμφωνα με δεδομένα του Εθνικού Δικτύου του ΓΙ-ΕΑΑ και για μεγέθη Μ≥4.5 (χρονική περίοδος 1982-2010) Εκτός από τη διερεύνηση της συσχέτισης των σεισμικών γεγονότων μεγέθους μεγαλύτερου από Μ≥4 κρίθηκε σκόπιμο να διερευνηθεί και για το σύνολο της σεισμικής δράσης ανεξαρτήτως μεγέθους. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε συνολικό διάγραμμα συσχέτισης το οποίο περιλαμβάνει το σύνολο των μηνιαίων παρατηρήσεων.

Στο διάγραμμα αυτό καταχωρήθηκαν όλα τα μηνιαία σεισμικά γεγονότα, από τις ξεχωριστές βάσεις που δημιουργήθηκαν, προκειμένου να συγκριθεί η δράση σε σχέση με την απομάκρυνση από τον ταμιευτήρα. Οι αποστάσεις που επιλέχτηκαν για τη διερεύνηση αυτή είναι των 10Km, 20Km και 30Km από την περίμετρο του ταμιευτήρα Πουρναρίου Ι (εικόνα 6.31).

Στο διάγραμμα της εικόνας 6.31 παρατηρείται ότι τα μέγιστα του πλήθους της μηνιαίας σεισμικότητας κατά τη διάρκεια της περιόδου 1982 έως 2010 ταυτίζονται και στις τρείς κλίμακες που αντιπροσωπεύουν τις τρεις διαφορετικές αποστάσεις από τον ταμιευτήρα. Το γεγονός αυτής της ταύτισης επιβεβαιώνεται με την παρατήρηση ότι στη σεισμικότητα της περιοχής, η οποία καταλαμβάνει απόσταση 20Km περιμετρικά του ταμιευτήρα, ενισχύονται τα μέγιστα μηνιαίου πλήθους σεισμικών γεγονότων, ενώ στην περιοχή απόστασης 30Km περιμετρικά του ταμιευτήρα της περιοχή απόστασης της από την απόσταση των 10Km, γεγονός που δηλώνει τη δράση της μεταβολής της πορικής πίεσης έως και την απόσταση των 30Km, με μέγιστη δράση την περιοχή μεταξύ 10-20Km.

Στην περίπτωση που δεν υπήρχε η επίδραση των εποχικών διακυμάνσεων θα έπρεπε οι παρατηρήσεις των μέγιστων τιμών για τις διαφορετικές περιοχές περιμετρικής απόστασης 10Km, 20Km και 30Km από τον ταμιευτήρα να μην παρουσιάζουν ταύτιση ως προς το χρόνο εκδήλωσης της σεισμικής δράσης. Αυτή η χρονική ταύτιση της σεισμικής δράσης, σε συνδυασμό με την αύξηση του πλήθους των σεισμών στην περιοχή απόστασης μέχρι 20Km σε σχέση με το αντίστοιχο πλήθος σεισμικών γεγονότων που παρατηρείται στην περιοχή μέχρι 10Km, δικαιολογεί ταυτόχρονη σεισμική δράση προερχόμενη από το ίδιο αίτιο.



Εικόνα 6.31: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας με διακύμανση στάθμης του ταμιευτήρα για αποστάσεις d=10Km, d=20Km και d=30Km (για μεγέθη M≥4.5) της χρονικής περιόδου 1982-2010

Το πλήθος των σεισμικών γεγονότων κατατάχθηκε ως προς το βάθος σε εννέα ομάδες σύμφωνα με τον πίνακα 6.5 και για αποστάσεις 0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km, 40-50Km (εικόνα 6.32). Δημιουργήθηκε δηλαδή μια βάση δεδομένων η οποία περιλάμβανε σεισμικά γεγονότα εντός συγκεκριμένων ζωνών (χρωματικές ζώνες εικόνας 6.32). Ο λόγος αυτού του διαχωρισμού των σεισμικών παρατηρήσεων προέκυψε από την αναζήτηση των ποσοστών των εστιακών βαθών σε διαφορετικούς δακτυλίους (ζώνες) ίσου πάχους ώστε να μην επιδρά η παρατήρηση της μιας ζώνης μέσα στην άλλη.

Βάθος	d=0-10Km	d=10-	d=20-30Km	d=30-	d=40-50Km
0-5Km	40%	25.99%	39.40%	32.05%	34.00%
6-10Km	28.15%	21.47%	22.90%	22.31%	19.67%
11-15Km	10.37%	12.43%	5.38%	8.51%	8.80%
16-20Km	6.70%	8.47%	8.75%	8.72%	9.00%
21-25Km	2.96%	10.17%	8.75%	9.74%	7.46%
26-30Km	8.89%	11.30%	8.42%	8.31%	9.63%
31-35Km	0.74%	4.52%	4.04%	5.48%	5.00%
36-40Km	2.20%	3.95%	1.68%	3%	4%
41-45Km	0%	1.69%	0.63%	1.80%	1.63%

Πίνακας 6.7: Πο	σοστό σεισμικότητα	ς ως προς το βάθος
-----------------	--------------------	--------------------





Με τη βάση αυτή πραγματοποιήθηκε διάγραμμα ποσοστιαίας συχνότητας σεισμικών γεγονότων ως προς το βάθος και ως προς την απόσταση. Πιο συγκεκριμένα, διερευνήθηκε το πλήθος της σεισμικότητας, ανεξαρτήτως μεγέθους, στα εύρη βάθους 0-5Km, 6-10Km, 11-15Km, 16-20Km, 21-25Km, 26-30Km, 31-35Km, 36-40Km και 41-45Km και για διαφορετικές αποστάσεις 0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km και 40-50Km.

Η κατανομή της σεισμικότητας ως προς το βάθος, σύμφωνα με τον πίνακα 6.7, για τις επιμέρους περιφερειακές ζώνες της εικόνας 6.32 παρουσιάζει το υψηλότερο ποσοστό (68.15%) επιφανειακών σεισμών βάθους 0-10Km στην πρώτη ζώνη (εγγύς περιοχή του ταμιευτήρα περιμετρικής απόστασης έως 10Km), ενώ για σεισμούς βάθους 11-15Km, λίγο μεγαλύτερο ποσοστό παρουσιάζει η περιοχή μεταξύ 10-20Km (εικόνα 6.33). Αυτό το υψηλό ποσοστό σεισμικότητας βάθους h<10Km, το οποίο εμφανίζεται κυρίως στη ζώνη απόστασης 10Km, φαίνεται ότι είναι αποτέλεσμα της δράσης των διακυμάνσεων του ταμιευτήρα.

Αντίθετα, μεγαλώνοντας η απόσταση από τον ταμιευτήρα και πιο συγκεκριμένα μεταξύ 10Km-20Km, η σεισμική δράση εμφανίζεται σε μεγαλύτερο ποσοστό σε βαθύτερα σημεία μεταξύ 11Km-15Km. Η χωρική αυτή διαφοροποίηση της σεισμικής δράσης ως προς το βάθος σε σχέση με την απόσταση, οφείλεται στην πορεία της μεταφοράς της πορικής πίεσης, η οποία, καθώς απομακρυνόμαστε από τον ταμιευτήρα, διεισδύει σε μεγαλύτερα βάθη, πάντα όμως ελεγχόμενη από τις διαπερατές ρηξιγενείς ζώνες που εδρεύουν στην ευρύτερη περιοχή.

Ωστόσο, η επιφανειακή σεισμική δραστηριότητα αποδεικνύει ότι μέσα στην περιοχή του ταμιευτήρα και για απόσταση έως 10Km το ποσοστό της σεισμικής δραστηριότητας έως το βάθος των 15Km ανέρχεται σε 78.52% επί του συνόλου της σεισμικής δραστηριότητας. Αντίθετα, σε όλες τις άλλες ζώνες το ποσοστό των σεισμών επιφανειακού βάθους έως 15Km δεν ξεπερνάει την τιμή 67%. Αυτή η αύξηση της επιφανειακής μικροσεισμικής εκδήλωσης στην εγγύς περιοχή του ταμιευτήρα αποτελεί στοιχείο τεκμηρίωσης της διέγερσης της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής, από τη δράση του ταμιευτήρα.





Εικόνα 6.33: Διάγραμμα πλήθους σεισμικότητας (%) ως προς το βάθος για τη χρονική περίοδο 1982 έως 2010

	Å	<u>л</u> по	то	ΚΑΤ/ ΣΕΙΣ	AL E MOI		DEN MOIK	ΤΕΣ Ο Α	ΣΕΙ ΔΙΚΤ	73 ΙΣΜΟΙ ΥΟ ΤΗΣ Δ.Ε.Η
A/	нмеромнија	ΣΤΑΘΜΟΣ	EVNIETOEA	ΦAΣH	X I A C	PQN (DIEE m	ο Σ ο Σ s	EDADIKH KINHZH	ANDETAEH	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ
468	10/3	ТЕТ	2	iPg Sg	06	31 31	21,0 22,5	D	12,0	A2,5 To.2
η <u>=</u> 469	10/3	TET	2 2	i Pg Sg	06	.32 32	25,2 26,7	щ : с	12,0	H= 06: 31: 18,4 A1,5 To.2
470	10/3	TE T PET	2 2 2	i Page Sg Sg	06	34 34 34	54,2 55,7 59,3	<u><u>w</u></u> =	13 ₁ 0 40 ₁ 0	A5 Ta2:
<u>h=</u> 47'	0 Kuu 10/3	, Tet	2 2	i Pg Sg	07	43 43	46,7 48,2	u : D.	12,0	H=06:34:548 A4 • To.2
<u>h</u> = 472	0 Eur 10/3	TET	z	i Pg Sg	10	14 14	15,7	C C	12,0	H=07:43:44,1 Au,7 To.2
<u>h</u> = 473	0 Kau 10/3	TER	72	i Pag	15	16 16	2013 2016	<mark>ש=</mark> D D		H= 10:14:13,1 ΚΥΡΙΟΣ ΣΕΙΣΜΟΣ μετρος 200 ΕΧΟ=55
		РЕТ ТЕТ	2	i Fg		16 16	22,8 250	D D		μέ καμιπυλη 5,4,5. μέ καμιπυλη 5,4,5. με καμιπυλη Νε 11(παπαδαχη)
<u>η=</u> 474	12,6 10/3	KAN PET	7,78 2 2	· N, 2 i Pg	0 ,79 15	°Е, 24. 24.	04,3	5,6 D	(АТН) 17,2	H= 15: 16: 15,5
		TET	2	iPg Sg		24 24	08,5		43,9	A 2 To. 25
η= 475	18,7	Ku, 3 KAN PET	9 <u>30</u> 2	PN i Pg i Pa	15	26 26 26	06,0 07,8	<u> </u>	2,3 17,2 25,7	H=15:23:59,5
<i>η</i> =	12,6	tuu,	39,2	в° N,	20,7	79° 8	Е, М	=	1,6	H= 15:26:01,2

Εικόνα 6.34: Παρουσίαση της πρωτογενούς έντυπης μορφής των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Παρουσιάζονται οι πρώτες αποκλίσεις των Ρ κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης που έλαβε χώρα στις 10 Μαρτίου 1981. Εκτός από τη χρήση των σταθμών της ΔΕΗ (TER, KAN, PET, TET) χρησιμοποιήθηκαν και πρώτες αποκλίσεις από το ΓΙ-ΕΑΑ.

	 -			KAT		лл		TES	5 E I	185
	F	<u>л</u> по	то	ΣΕΙΣ	MOL	PA	ØIK	0 /		γο της Δ.Ε.Η
A/	EPOMHNIA	T AB MOE	INIETOEA	ΦAΣH	Χ ΡΟΝΟΣ Α ΦΙΞΕΩΣ		AADIKH KINHZH	TOLTALH	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ	
	Σ Ξ	Z	ű		h	m	s	ω÷	٩	
1102	10	PET	2	i Pg Sg	08	24 24	03,5 08,3	С	17,6	
		TET	2	i Pg Sg.		24 24	06,5	C	38,7	Аб То, 35
		KAN	2	i Pg Sg		2U 2U	08,5 16,8	D	62,4	A11 To.35
.		TEP	NN	ei Ag Sg		24 24	08,6 17,1	1		
η=	280	tu,	39,0	3°N	21,13	3°E		щ=	2,4	H= 08: 23: 57,3
1103	10'	PET	5 2	i fg Sg	08	25 25	11,7	C	36,0	As To.25
h=	10,0	Ku,						· W =	4,7	H= 08: 25:05,2
1104	10	PET	2	i Pg Sg	08	26 26	32,3 37,1	С	36,0	A2,7 To.25
h=	10,0	Key				in ?		ш=	1,4	H=08:26:25,8
1105	10	PET	Z	iPg	08	29	52,5	С	30,0	
*		TET	z	iPg		29	55 ₁ 4	с	48,0	
	É. J		2	sg.	12	30	02,6			
		KAN	2	iPg		29	56,9	D	57,0	
	- 1	TER	5	ing		29	57,2	С	690	
h=	10,01	KAS	ZN	Sel	5°E	29	55,8	w=	26,0	TH) H= 08:29:470
1106	10	PET	2	iPg	08	33	36,8	С	330	
		TET	Z	ing	ľ.	33	39,6	С	50,0	
	p =		£	Sg.		33	46,9	50 C		
		KAN	2	iRg		33	41,5	D	62,0	
		TER	3	iPg		33	41,5	С	62,0	
		KAS	2.	iPg		33	35,7	51	24,0	
h=	10,0	ku,	38,9	o°N,	21,1	9° E		W=	4,7 (A	TH)H=08:33:398
- ² , -										

Εικόνα 6.35: Παρουσίαση της πρωτογενούς έντυπης μορφής των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Παρουσιάζονται οι πρώτες αποκλίσεις των P κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης που έλαβε χώρα στις 10 Απριλίου 1981. Εκτός από τη χρήση των σταθμών της ΔΕΗ (PET, TET, KAN, TER) χρησιμοποιήθηκαν και πρώτες αποκλίσεις από το ΓΙ-ΕΑΑ.

6.6 Συμπεράσματα για την επαγόμενη δράση του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Πουρναρίου Ι στην ευρύτερη περιοχή της Ηπείρου

Στην περιοχή Πουρναρίου κατά τη διάρκεια της πλήρωσης και δύο μήνες σχεδόν μετά την έναρξη έλαβε χώρα, στις 10 Μαρτίου 1981, σεισμός μεγέθους M_L=5.6 σε απόσταση d=22Km δυτικά από τον ταμιευτήρα. Σύμφωνα με την επίλυση του μηχανισμού γένεσης, ο σεισμός αυτός οφείλεται σε ενεργοποίηση ανάστροφου ρήγματος διεύθυνσης BBΔ-NNA. Η έλλειψη προσεισμικών γεγονότων διαφοροποιεί το σεισμό από τους σεισμούς που έχουν μέχρι σήμερα χαρακτηριστεί ως επαγόμενοι.

Ωστόσο, το μέγεθος του μεγαλύτερου μετασεισμού μεγέθους M_1 =3.3, που έλαβε χώρα στις 11 Απριλίου, σε σχέση με τον αναμενόμενο μέγιστο μετασεισμό σεισμικής ακολουθίας του Ελληνικού χώρου για τιμή παραμέτρου $b_{\mu \epsilon t \dot{\alpha}}$ =0.99, λαμβάνει πολύ μικρότερη τιμή από την αναμενόμενη (Drakatos and Latousakis, 2001) η οποία έπρεπε να είναι της τάξεως M=4.9. Επιπλέον ο κύριος σεισμός έλαβε χώρα σε εστιακό βάθος h=13Km στο νότιο άκρο του σεισμογόνου χώρου και εξελίχτηκε η σεισμική δράση προς επιφανειακότερους σχηματισμούς, με εξέλιξη η οποία προεκτάθηκε προς βορειοδυτικότερη κατεύθυνση με ένα μεγάλο πλήθος 438 μετασεισμών τα μεγέθη των οποίων κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 1≤M≤3.3.

Η χρονική ταύτιση του σεισμικού αυτού γεγονότος με την αρχική πλήρωση του ταμιευτήρα, καθώς και η κατεύθυνση στην οποία εξελίσσεται η μετασεισμική ακολουθία μας δημιουργεί, αφενός ερωτηματικά και προβληματισμό, και αφετέρου, η έντονη διαταραγμένη τεκτονική δομή, κυρίως στα δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου, η οποία ελέγχεται από την παρουσία εβαποριτών η οποία αποτελεί στρώμα ολίσθησης δημιουργώντας διαπειρικά φαινόμενα, θα μπορούσε να έχει συμβάλει στην ενεργοποίηση του ανάστροφου ρήγματος. Τα διαπειρικά αυτά φαινόμενα οφείλονται στην πλαστικότητα την οποία παρουσιάζουν οι εβαπορίτες και σε δυνάμεις που δημιουργούνται από τη διόγκωσή τους λόγω της πρόσληψης ύδατος.

Επομένως, η μονόπλευρη και απότομη αύξηση της λιθοστατικής πίεσης η οποία προκλήθηκε από την απότομη μεταβολή, λόγω της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου, σε συνδυασμό με διόγκωση από πιθανή πρόσληψη ύδατος, μέσω της διαταραγμένης τεκτονικής δομής, πιθανόν να προκάλεσαν μικρή

και απότομη μεταβολή της ταχύτητας ανύψωσης των εβαποριτών (διαπειρικό φαινόμενο εβαποριτών).

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 10 Μαρτίου του 1981 είχε βάθος h=13km και σύμφωνα με μελέτες που έχουν διεξαχθεί, οι επαγόμενοι σεισμοί οι οποίοι λαμβάνουν χώρα κατά την πλήρωση ενός ταμιευτήρα έχουν βάθος έως 15Km περίπου (Skipp & Higgins, 1981).

Η έλλειψη επιφανειακών σεισμών κατά την περίοδο της αρχικής πλήρωσης στην εγγύς περιοχή του ταμιευτήρα και η παρουσία των μεμονωμένων σεισμικών γεγονότων πολύ μικρού βάθους το οποίο κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 10Km≤h≤20Km οφείλεται στην αστράγγιστη απόκριση του υποβάθρου κατά τη διάρκεια της θετικής φόρτισής του λόγω της πλήρωσης. Ο λόγος της αστράγγιστης απόκρισης οφείλεται στη δομή του υποβάθρου του ταμιευτήρα η οποία έχει ως ανώτατο σχηματισμό το φλύσχη, πάχους πολλών μέτρων, της Αδριατικοιόνιας – Ιόνιας γεωτεκτονικής ζώνης και θεωρείται σχηματισμός πολύ χαμηλού συντελεστή διαπερατότητας (K).

Στις 10 Απριλίου 1981, τρεις μήνες μετά την έναρξη της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου και ένα μήνα μετά το σεισμό μεγέθους M=5.6 δυτικά του ταμιευτήρα Πουρναρίου, έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους M=4.7 με εστιακό βάθος h=10Km.

Η σεισμική αυτή ακολουθία εμφανίζει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:

 Νεγαλύτερο πλήθος προσεισμικών γεγονότων σε σχέση με τα μετασεισμικά γεγονότα της ακολουθίας

Υπαρξη μεγάλου μετασεισμικού γεγονότος μεγέθους M=4.6 σε σχέση με τον κύριο σεισμό μεγέθους M=4.7

 iii) Έναρξη της σεισμικής δραστηριότητας από τα επιφανειακά στρώματα εξελισσόμενη προς βαθύτερα στρώματα και βορειότερα

iv) Μικρότερα μεγέθη μετασεισμικών γεγονότων, Μ≤2.7, σε σχέση με τα αναμενόμενα μιας μετασεισμικής ακολουθίας μεγέθους Μ=4.7

ν) Οι τιμές b_{προ}=0.39 και b_{μετά}=0.79 καθώς και ο λόγος του μεγαλύτερου μετασεισμού προς τον κύριο σεισμό M₁/M₀=0.53 δεν βρίσκονται σε συμφωνία με τις τιμές περιπτώσεων σεισμικότητας χαρακτηρισμένης ως επαγόμενης σεισμικότητας.

Τα παραπάνω χαρακτηριστικά του σεισμού της 10^{ης} Απριλίου, παρότι παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες με τον επαγόμενο σεισμό μεγέθους M=6.1 της περίπτωσης των Κρεμαστών, είναι πιθανό να οφείλεται και στη διαταραγμένη δομή που χαρακτηρίζει την περιοχή. Η σεισμική δράση του ανατολικού άκρου του Αμβρακικού κόλπου είναι πιθανό να οφείλεται και στην παρουσία των εβαποριτών, ακολουθώντας τον ίδιο μηχανισμό διέγερσης που προκάλεσε τη μετακίνηση του ανάστροφου ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού της 10^{ης} Μαρτίου 1981.

Ο λόγος που ενισχύει τη δράση των εβαποριτών, λόγω της μονόπλευρης και απότομης αύξησης της λιθοστατικής πίεσης και της πιθανής διόγκωσης, λόγω πρόσληψης ύδατος, είναι το γεγονός ότι στον ανάστροφο μηχανισμό η διάρρηξη ξεκίνησε από τα βαθύτερα στρώματα προς τα επιφανειακότερα, διεγείροντας το πάνω τμήμα του ρήγματος, ενώ στον κανονικό μηχανισμό ξεκίνησε από τα βαθύτερα, διεγείροντας το κάτω τμήμα του ρήγματος.

Σύμφωνα με την επικρατέστερη διεθνώς επιστημονική άποψη ένας σεισμός μπορεί να χαρακτηριστεί ως επαγόμενος όταν πρωτίστως έχει χαρακτηριστικά μηχανισμού γένεσης τα οποία δεν εμπίπτουν στο σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής. Οι μηχανισμοί γένεσης των δύο σεισμών οι οποίοι εκδηλώθηκαν κατά την πλήρωση του ταμιευτήρα Πουρναρίου εμπίπτουν στο σεισμοτεκτονικό καθεστώς σύμφωνα με τα στοιχεία του κεφαλαίου 2.1.2.

Η σεισμικότητα αυτή εντάσσεται σύμφωνα με τα νεότερα στοιχεία σε διεγειρόμενη σεισμικότητα λόγω ύπαρξης υπαρχόντων ρηγμάτων τα οποία ήταν πιθανότερο πλησίον κρίσιμου εντατικού πεδίου, με αποτέλεσμα την παρουσία της παρατηρούμενης σεισμικότητας δυτικά και νότια του ταμιευτήρα σε σχηματισμούς αντικλίνου κάτωθεν των οποίων και σε μικρότερα βάθη από πιο ανατολικές θέσεις βρίσκονται οι εβαπορίτες. Η θεώρηση αυτή ενισχύεται από το γεγονός της κοινής διεύθυνσης κατανομής του μέγιστου άξονα διασποράς των επικέντρων.

Σύμφωνα με τους Nyland & Withers (1976) η επιπρόσθετη τάση λόγω του φορτίου ενός ταμιευτήρα μειώνεται ταχύτατα όσο αυξάνεται η απόσταση από τον ταμιευτήρα. Σε περίπτωση όμως μετάδοσης της πορικής πίεσης προς τα γειτονικά πετρώματα, μέσω διαπερατής ρηξιγενούς ζώνης, τότε όσο αυξάνεται η απόσταση από τον ταμιευτήρα, η ελάττωση της πορικής πίεσης θα είναι μικρότερη από την ελάττωση της οφειλόμενης τάσης λόγω του φορτίου του ταμιευτήρα. Σύμφωνα με τις παραπάνω απόψεις, η ύπαρξη ρήγματος διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ στα δυτικά του ταμιευτήρα, το οποίο φτάνει σύμφωνα με το σεισμοτεκτονικό χάρτη έως τον ταμιευτήρα, ίσως λειτούργησε επικουρικά προκειμένου να μεταφερθεί παραπλεύρως και δυτικά η μεταβολή της πορικής πίεσης χωρίς μεγάλη μείωση λόγω απόστασης (εικόνα 6.36).



Εικόνα 6.36: Ψηφιοποιημένα ρήγματα περιοχής σύμφωνα με το Σεισμοτεκτονικό Χάρτη Ελλάδος (1:1000000)

Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των σεισμολογικών δεδομένων και των συσχετίσεων τους με τη διακύμανση της στάθμης από το 1982 έως το 2010 παρουσιάζουν μια μικρή διέγερση της μικροσεισμικής δράσης με παρουσία επιφανειακής σεισμικότητας μικρού μεγέθους εγγύς και κάτω από τον ταμιευτήρα, η οποία για απόσταση έως 10Km από την περίμετρο του ταμιευτήρα παρουσιάζει ποσοστό 40% σε βάθος 0-5Km, 28.15% σε βάθος 6-10Km και 10.37% σε βάθος 11-15Km.

Αυτή η παρουσία της επιφανειακής σεισμικότητας, η οποία δεν είχε εκδηλωθεί κατά την έναρξη της πλήρωσης της τεχνητής λίμνης, οφείλεται στη μεταβολή της απόκρισης του υποβάθρου του ταμιευτήρα από αστράγγιστη σε στραγγισμένη απόκριση, η οποία προκλήθηκε με την πάροδο του χρόνου.

Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε μια μικρή αύξηση της σεισμικότητας η οποία περιορίστηκε δυτικά και νότια της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα, σε κοινή διεύθυνση BBΔ-NNA. Η παρατηρούμενη σεισμικότητα νότια του ταμιευτήρα στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού έδειξε ότι μεταναστεύει νοτιοδυτικότερα με μια έξαρση κατά το μήνα Μάιο (1981).

Συμπερασματικά, από το 1981 μέχρι σήμερα η απόκριση του υποβάθρου του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Πουρναρίου Ι μεταβλήθηκε από αστράγγιστη σε στραγγισμένη. Σε αυτή τη μεταβολή της απόκρισης, σε συνδυασμό με τις απότομες μεταβολές της στάθμης του ταμιευτήρα, οφείλεται η εμφανιζόμενη επιφανειακή μικροσεισμικότητα, η οποία μπορεί να οριστεί σύμφωνα με τις παγκόσμιες αναφορές ως διεγειρόμενη παρατεταμένη σεισμικότητα λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα (Reservoir Triggering Seismicity - RTS).
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

Μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας ΥΗΕ Πολυφύτου - Σφηκιάς -Ασωμάτων

7.1 Εισαγωγή

Στον ποταμό Αλιάκμονα, ο οποίος αποτελεί έναν από τους πλουσιότερους υδάτινους πόρους της Δυτικής Μακεδονίας, εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολύφυτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων.

α) Η υδροηλεκτρική ανάπτυξη του ποταμού Αλιάκμονα είχε ως αφετηρία την κατασκευή του YHE-Πολύφυτου με ταμιευτήρα συνολικής ωφέλιμης χωρητικότητας 1.220x10⁶ m³ του οποίου η έναρξη πλήρωσης πραγματοποιήθηκε στις αρχές του 1974. Το έργο, πέρα από την υδροηλεκτρική παραγωγή, εφοδιάζει με νερό τους πύργους ψύξεως των θερμοηλεκτρικών μονάδων της περιοχής και συμβάλλει στην άρδευση της πεδιάδας της Θεσσαλονίκης και στην ύδρευση της πόλης, ενώ παράλληλα συμβάλλει και στον έλεγχο πλημυρών.

β) Το φράγμα του ΥΗΕ-Σφηκιάς είναι το δεύτερο φράγμα κατάντη του φράγματος Πολύφυτου και αποτελεί τον πρώτο σταθμό άντλησης – ταμίευσης στην Ελλάδα. Η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα πραγματοποιήθηκε στις 12/3/1985 με αρχική στάθμη 88m και τελικό ύψος στάθμης 144m. Η ωφέλιμη χωρητικότητα του ταμιευτήρα είναι 17.6x10⁶ m³.

γ) Το φράγμα του **ΥΗΕ-Ασωμάτων** βρίσκεται στα κατάντη του φράγματος Σφηκιάς και είναι το τρίτο φράγμα κατάντη του ποταμού Αλιάκμονα. Η **έναρξη πλήρωσης** του ταμιευτήρα ξεκίνησε στις **10/10/1984** με αρχική στάθμη έναρξης τα 44m και τελικό ύψος στάθμης 78m. Ο ταμιευτήρας των Ασωμάτων έχει ωφέλιμη χωρητικότητα 10x10⁶m³ και εφοδιάζει με νερό τον αντλητικό σταθμό του ΥΗΣ Σφηκιάς ικανοποιώντας τις αρδευτικές ανάγκες της περιοχής (εικόνα 7.1).



Εικόνα 7.1: Φωτογραφίες του φράγματος Ασωμάτων το οποίο βρίσκεται στα κατάντη του φράγματος Σφηκιάς (φωτογραφικό υλικό από το προσωπικό αρχείο της Β. Κουσκουνά-Τσιμπιδάρου).

Προκειμένου να μελετηθεί η πιθανή επίδραση της πλήρωσης των ταμιευτήρων Σφηκιάς και Ασωμάτων στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής, καθώς και η επίδραση της λίμνης Πολυφύτου λόγω των εποχικών διακυμάνσεων, εξετάστηκε η σεισμικότητα της εκάστοτε επιμέρους περιοχής πριν και μετά την πλήρωση των δύο ταμιευτήρων, καθώς και η επίδραση της εποχικής διακύμανσης της λίμνης Πολυφύτου. Η αναγκαιότητα της επιμέρους αλλά και της συνολικής μελέτης των τριών ταμιευτήρων προκύπτει λόγω της ιδιαίτερης γεωγραφικής θέσης που κατέχουν οι τεχνητές λίμνες, μια και η μία αποτελεί συνέχεια της άλλης.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν όλες οι διαθέσιμες αναλογικές σεισμολογικές καταγραφές (εικόνες 7.53 και 7.54) του τοπικού σεισμολογικού δικτύου της ΔΕΗ (εικόνα 7.2) και πιο συγκεκριμένα, σεισμογραφήματα τα οποία καλύπτουν το χρονικό διάστημα από 1/4/1984 έως 31/4/1987.



Εικόνα 7.2: Χωρική κατανομή του τοπικού σεισμολογικού δικτύου της ΔΕΗ

Πραγματοποιήθηκε ανάλυση όλων των σεισμογραφημάτων και προσδιορισμός επικέντρων για όλο το σύνολο των σεισμικών αναγραφών. Από αυτές τις αναγραφές επιλέχτηκαν και καταχωρήθηκαν σε μια αρχική βάση δεδομένων, όλα τα σεισμικά γεγονότα τα οποία είχαν επίκεντρο μέσα στην ευρύτερη περιοχή των ταμιευτήρων Πολυφύτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων και συγκεκριμένα εντός περιοχής πλαισίου οριζόμενο από τις γεωγραφικές συντεταγμένες λ^omin=21.50^o, λ^omax=22.60^o, φ^omin=39.80^o και φ^omax=40.80^o. Το σύνολο των σεισμολογικών δεδομένων (467 σεισμοί), καταχωρήθηκε σε επιμέρους εξαμηνιαία αρχεία εισόδου (Hypo.inp) προκειμένου να γίνει προσπάθεια βελτίωσης και επαναπροσδιορισμού των επικέντρων με τη χρήση νεώτερου μοντέλου ταχυτήτων. Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε είναι των Papanastasiou et al. (1998) το οποίο είχε χρησιμοποιηθεί μετά από διερεύνηση πολλών μοντέλων στον επαναπροσδιορισμό της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Κοζάνης ο οποίος έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου του 1995.

Στην προσπάθεια αυτή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πρόγραμμα Hypo-71 των Lee & Lahr (1975).

Velocity (km/sec)	Depth (km)
5.5	0
6.0	10
6.5	20
8.0	40

Πίνακας 7.1: Μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή της Κοζάνης (Papanastasiou et al. 1998).

Στις περιπτώσεις που βρέθηκαν μεγάλα σφάλματα ελέγχθηκαν και επαναπροσδιορίστηκαν, με νέες μετρήσεις, οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων P και S από την πρωτογενή πηγή τους (σεισμογραφήματα), όπου ήταν εφικτό.

Επομένως, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS μετά τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων υπολογίστηκε ίσο με 0.40sec, ενώ το ελάχιστο σφάλμα στην οριζόντια (ERH) και κατακόρυφη συνιστώσα (ERZ) υπολογίστηκε ίσο με 4.0Km και 5.5Km αντίστοιχα. Σημειώνεται ότι τα όλα μεγέθη (M) που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή τόσο του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ όσο και του ΓΙ-ΕΑΑ έχουν υπολογιστεί με χρήση μεγίστων πλατών και σεισμικής διάρκειας (πρόκειται για τοπικά μεγέθη M_L).

Για την πλήρη και ολοκληρωμένη μελέτη πιθανής επίδρασης των ταμιευτήρων στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής λόγω των εποχικών διακυμάνσεων επεκτάθηκε το χρονικό πλαίσιο μελέτης, για τους τρεις ταμιευτήρες, έως το 2010. Τα σεισμολογικά δεδομένα από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της ΔΕΗ συμπληρώθηκαν από τα δεδομένα του ΓΙ-ΕΑΑ. Το σύνολο των σεισμολογικών δεδομένων, με τις σεισμικές παραμέτρους, καταχωρήθηκε σε μια νέα βάση δεδομένων, καλύπτοντας την υπόλοιπη χρονική περίοδο 1/5/1987 έως 2010.

Τα σεισμολογικά δεδομένα, προκειμένου να επεξεργαστούν χωρικά αλλά και χρονικά, εντάχτηκαν, όπως και στην περίπτωση της προηγούμενης περιοχής μελέτης (κεφάλαιο 6), σε μία ενιαία βάση δεδομένων μέσω Access 2007 και εισήχθησαν στα ΓΣΠ δημιουργώντας ένα αρχικό ενιαίο σημειακό αρχείο (Shapefile). Από αυτή την αρχική και ενιαία βάση δεδομένων έγινε εξαγωγή και επεξεργασία όλων των επιμέρους ομάδων (σεισμολογικά δεδομένα για διάφορα χρονικά και χωρικά παράθυρα) που δημιουργήθηκαν για την περαιτέρω επεξεργασία, καθώς και τη διεξαγωγή χαρτών και διαγραμμάτων.

Όπως έχει προαναφερθεί, λόγω της ιδιαιτερότητας του θέματος της παρούσας διατριβής, στην οποία σημαντικό ρόλο κατέχει η όποια μεταβολή της πίεσης του ρευστού των πόρων, η οποία προκαλείται λόγω απότομων και μεγάλων διακυμάνσεων της στάθμης ενός ταμιευτήρα, κρίθηκε σκόπιμο να μελετηθεί η σεισμικότητα σε πέντε χωρικά παράθυρα περιμετρικά του ταμιευτήρα για αποστάσεις έως 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km. Για το σκοπό αυτό ορίστηκαν, μέσω διαδικασίας χωρικής ανάλυσης (spatial analysis) των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, χωρικές κατανομές αποστάσεων 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km περιμετρικά των τριών ταμιευτήρων Πολυφύτου Σφηκιάς και Ασωμάτων, αφού πρώτα ψηφιοποιήθηκαν οι επιμέρους τεχνητές λίμνες με δημιουργία σταθερών επιμέρους χωρικών αποστάσεων (10Km, 20 Km, 30Km, 40Km και 50Km) και επιμέρους ενοποιήσεις έως την τελική ενοποιημένη μορφή της συνολικής επιφάνειας σταθερών αποστάσεων και ζωνών (0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km, 40-50Km) από τις περιμέτρους των ταμιευτήρων (εικόνα 7.3).

Αυτή η διαδικασία επιλέχτηκε ως η πιο εύχρηστη και ασφαλής για την εξαγωγή των σεισμικών επικέντρων από την αρχική βάση η οποία περιείχε όλο το σύνολο των δεδομένων, (δικτύων ΔΕΗ και ΓΙ-ΕΑΑ). Με τον τρόπο πραγματοποιήθηκε η περαιτέρω χωρική ανάλυση, των επιμέρους περιοχών, αλλά και της συνολικής περιοχής των ταμιευτήρων και διεξήχθησαν τα σεισμικά επίκεντρα που εντάσσονται στις επιμέρους περιοχές σταθερών αποστάσεων διατηρώντας ασφαλή τη χωρική μέτρηση αποστάσεων. Η μέθοδος αυτή είχε ως αποτέλεσμα την αποφυγή οποιουδήποτε σφάλματος στις μετρήσεις αποστάσεων κατά τη στατιστική επεξεργασία των συσχετίσεων της σεισμικότητας με τις ημερήσιες στάθμες.

Εκτός από τα σεισμολογικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν όλες οι ημερήσιες στάθμες των τριών ταμιευτήρων Πολυφύτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων οι οποίες καταχωρήθηκαν σε επιμέρους βάσεις δεδομένων, μέσω της Access, ανά ημερήσια μέτρηση ύψους στάθμης του κάθε ταμιευτήρα ξεχωριστά, και για χρονικό διάστημα από 1/4/1984 έως 31/12/2010.

Τα διαγράμματα συσχέτισης που διεξήχθησαν, μεταξύ της σεισμικότητας και των διακυμάνσεων της στάθμης του κάθε ταμιευτήρα, πραγματοποιήθηκαν με Grapher 7. Για την εισαγωγή και επεξεργασία όλων των επιμέρους αρχείων από περιβάλλον GIS σε περιβάλλον Grapher 7 έγινε χρήση της Access 2007 και μετατροπή με εισαγωγή των βάσεων (Access 2007) σε φύλλα εργασίας του Grapher 7.



Εικόνα 7.3: Περιοχές περιφερειακά των ταμιευτήρων των ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς – Ασωμάτων για αποστάσεις 10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km, 40-50Km

7.2 Ιστορικό σεισμικότητας ευρύτερης περιοχής μέχρι το 1983

Μέχρι τη γένεση του ισχυρού σεισμού μεγέθους M_w =6.5 (M_0 =7.6X10¹⁸Nm), ο οποίος έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995 με επίκεντρο την περιοχή μεταξύ Γρεβενών και Κοζάνης, η ευρύτερη περιοχή της λίμνης Πολυφύτου είχε χαρακτηριστεί ως «ασεισμικό πλατό» λόγω έλλειψης σεισμικής δράσης σεισμών μεγάλου μεγέθους. Για το λόγο αυτό, είχε ταξινομηθεί στη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας Ι (μικρής επικινδυνότητας) και χαρακτηριζόταν ως περιοχή σποραδικής (αραιής) σεισμικότητας, (Drakatos et al., 1998). Η θεώρηση αυτή ανετράπη ύστερα από το σεισμό της Κοζάνης, στις 13 Μαΐου 1995 μεγέθους Μ_w=6.5, και η περιοχή εντάχτηκε στη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας ΙΙ του ΝΕΑΚ, ενώ από το 2001 ισχύει ο ΕΑΚ-2000 (Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός). Το 2003 συμπεριλήφθηκε στον Κανονισμό ο Νέος Χάρτης Ζωνών Σεισμικής Επικινδυνότητας στον οποίο οι ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας έγιναν από τέσσερις ζώνες τρεις. Σύμφωνα με το νέο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας η πόλη της Κοζάνης εντάσσεται ξανά στη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας Ι (εικόνα 7.4). Στην εικόνα Π.Β2 του παραρτήματς Β (σελ. 245) απεικονίζονται οι μέγιστες εντάσεις του σεισμού Mw=6.5.



Εικόνα 7.4: Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας σύμφωνα με τον Ε.Α.Κ.-2000

Λεπτομερείς διερευνήσεις της ιστορικής σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής (Παπαζάχος & Παπαζάχου 2003 (PAP03), Ambraseys 2009 (AMB09), 1999 και Makropoulos et al. 2010), προσδιορίζουν τον παλαιότερο ιστορικό σεισμό, που έχει γίνει γνωστός, λίγο πριν το 904 στη Βέροια.

Πηγή	Έτος	Μήνας	Ημέρα	¢٥	λ°	Μέγεθος	Ένταση	Τοποθεσία
PAP03/	896-	-	-	-	-	6.0	VIII	Βέροια
PAP03/	1211-	-	-	40.50	22.30	6.4	VIII	Βέροια
AMB09/	1395	10	-	40.90	22.30	6.7	VIII	Έδεσσα
AMB09/	1695	09	26	40.10	21.80	6.5	VII	Κοζάνη
AMB09	1889	09	02	-	-	-	-	Κατερίνη

Ενόργανες καταγραφές σεισμικών γεγονότων της περιοχής του Αλιάκμονα έχουμε από τον 20° αιώνα. Από τις καταγραφές αυτές ξεχωρίζουν ως προς το μέγεθος δύο σεισμοί με μεγέθη **M=5.5** ο οποίος έλαβε χώρα στις 7 Δεκεμβρίου του **1922** με επίκεντρο 40.01N – 21.51Ε και **M= 5.6** ο οποίος έλαβε χώρα στις 25 Οκτωβρίου του **1943** με επίκεντρο 40.41N – 21.89Ε (Makropoulos et al., 1989, 2011(in press), Παπαζάχος & Παπαζάχου 2003).

Τα σεισμικά γεγονότα, τα οποία έχουν καταγραφεί από το Εθνικό δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών, κατά το χρονικό διάστημα 1964 έως και Μάρτιο 1983, καταγράφονται στον πίνακα 7.2 που ακολουθεί και απεικονίζονται χωρικά στο χάρτη της εικόνας 7.5. Στη χωρική απεικόνιση των σεισμικών γεγονότων πραγματοποιήθηκε χρονικός διαχωρισμός με τη βοήθεια χρωματικής κλίμακας. Ο λόγος του χρονικού διαχωρισμού της σεισμικής δράσης αυτής της περιόδου είναι η αρχική πλήρωση του ταμιευτήρα Πολυφύτου η οποία έλαβε χώρα το 1974. Με κόκκινο σημειώνονται οι σεισμοί που έλαβαν χώρα κατά τη χρονική περίοδο 1964 έως και 1973, ενώ με κίτρινο σημειώνονται οι σεισμοί που έλαβαν χώρα κατά την περίοδο 1974 έως και 1983 δηλαδή πριν και μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα Πολυφύτου (1974).

Πίνακας 7.2: Ενόργανη σεισμικότητα χρονικής περιόδου 1964 – 1983, σύμφωνα με τους καταλόγους του Εθνικού Δικτύου Αστεροσκοπείου Αθηνών

	Έτος	Μήνας	Ημέρα	Χρόνος	¢٥	λο	Βάθος	Μέγεθος
				(GM T)	(N)	(E)	(km)	(Local)
				Ώρα				
1	1965	NOV	20	19:58:03.0	39.80	22.30	0	4.0
2	1966	JUL	30	8:35:37.0	39.75	21.75	0	3.8
3	1967	MAR	20	23:16:11.0	39.75	22.00	0	3.4
4	1967	JUN	12	3:38:34.0	39.75	22.50	0	3.3
5	1967	NOV	13	10:57:06.0	39.70	22.10	0	3.6
6	1973	MAR	12	16:29:45.0	40.70	21.70	0	3.9
7	1974	JUN	26	22:56:37.0	39.70	21.70	0	3.3
8	1974	AUG	5	8:22:56.0	40.20	21.90	0	3.6
9	1975	FEB	28	19:51:08.0	40.60	22.50	0	4.1
10	1975	JUN	11	21:11:50.0	39.80	21.70	0	3.4
11	1975	SEP	20	20:13:10.0	40.60	21.60	0	3.6
12	1975	SEP	20	21:48:34.0	40.70	21.50	0	3.6
13	1975	APR	21	5:36:01.0	39.70	21.80	0	3.6
14	1976	APR	2	12:31:42.0	39.90	22.10	0	3.2
15	1976	NOV	4	2:27:06.9	40.50	21.90	11	3.8
16	1977	MAR	19	20:49:34.7	40.50	22.55	9	3.7
17	1978	FEB	2	11:11:40.0	39.80	21.50	0	4.1
18	1978	MAY	11	10:06:32.0	40.40	22.10	33	3.7
19	1979	FEB	22	17:37:18.0	40.50	22.50	0	4.2
20	1979	MAR	14	06:07:09.0	40.50	21.50	0	3.9
21	1979	ОСТ	14	15:00:14.0	40.20	21.60	0	3.9
22	1980	SEP	21	15:39:37.0	40.70	22.40	0	3.8
23	1982	SEP	24	2:34:54.0	40.10	21.40	0	3.8
24	1983	JUN	5	23:51:33.2	40.57	21.64	5	3.7
25	1983	AUG	8	11:11:55.9	39.93	21.68	23	3.6
26	1983	SEP	1	7:17:47.4	39.82	21.77	50	3.6
27	1983	SEP	5	8:32:08.6	40.31	22.12	5	3.8
28	1983	AUG	27	22:09:15.5	39.78	21.77	48	3.7



Εικόνα 7.5: Χάρτης κατανομής επικέντρων περιόδου 1964 – 1983 για περιμετρική απόσταση 50Km από τους ταμιευτήρες Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων, με κόκκινο σημειώνονται οι σεισμοί, που έλαβαν χώρα κατά τη χρονική διάρκεια 1964 έως και 1973, ενώ με κίτρινο σημειώνονται οι σεισμοί, που έλαβαν χώρα κατά την περίοδο 1974 έως και 1983.

Ο χάρτης σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής της λίμνης Πολυφύτου (εικόνα 7.5) περιλαμβάνει όλα τα ενόργανα σεισμικά γεγονότα, που έχουν καταγραφεί από τους σεισμολογικούς σταθμούς του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών για τη χρονική περίοδο 1964 έως και Μάρτιο του 1983 και λαμβάνουν χώρα σε απόσταση μικρότερη των 50Km από την ενοποιημένη περίμετρο των τριών ταμιευτήρων.

Όπως προαναφέραμε, η χρωματική διαφοροποίηση των επικέντρων σε δύο επιμέρους χρονικές περιόδους πραγματοποιήθηκε με βάση τη χρονολογία αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου. Σύμφωνα με τη χωρική κατανομή του χάρτη της εικόνας 7.5 παρατηρείται αραιή σεισμικότητα αποτελούμενη από σεισμικά γεγονότα που παρουσιάζουν μικρά έως μεσαία μεγέθη, τα οποία

κυμαίνονται μεταξύ των τιμών M=3.2 έως M=4.2. Αξιοσημείωτο είναι ότι στην ευρύτερη περιοχή της λίμνης Πολυφύτου και κατά την περίοδο 1965 έως 1973 εντοπίζονται μόνο δύο σεισμικά γεγονότα εντός της περιοχής των 50Km ενώ κατά την περίοδο 1974 έως Μάρτιο του 1984 τα σεισμικά γεγονότα αυξήθηκαν ως προς τη συχνότητά τους παρότι το συγκρινόμενο εύρος των δύο χρονικών διαστημάτων ήταν ίδιο (9 χρόνια).

Συγκεκριμένα οι σεισμοί, που καταγράφηκαν εντός του δεύτερου χρονικού πλαισίου (1974-Μάρτιος 1984) έχουν μέγεθος από M=3.2 έως M=4.2 και έλαβαν χώρα από τον Αύγουστο του 1974 έως το Σεπτέμβριο του 1983, περίοδο κατά την οποία είχε πραγματοποιηθεί η πλήρωση του ταμιευτήρα του YHE-Πολυφύτου. Πριν από την πλήρωση του ταμιευτήρα Πολυφύτου (πριν το 1974) έλαβαν χώρα, νότια του ταμιευτήρα, δύο σεισμοί με μεγέθη M=3.4 και M=3.8 σε απόσταση περίπου 40Km.

7.3 Μελέτη πιθανής συσχέτισης σεισμικότητας με την πλήρωση του ταμιευτήρα του YHE Ασωμάτων

Για τη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής του Αλιάκμονα κατασκευάστηκε γεωγραφική βάση δεδομένων στην οποία καταχωρήθηκαν όλες οι σεισμικές παράμετροι των σεισμικών γεγονότων, ύστερα από τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων, που έλαβαν χώρα, κατά την περίοδο 1/1/1984 έως 31/4/1987, στην ευρύτερη περιοχή του Αλιάκμονα και καταγράφηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο της ΔΕΗ Το δίκτυο αυτό απαρτίζεται από οκτώ σταθμούς οι οποίοι είναι εγκαταστημένοι περιμετρικά των ταμιευτήρων (εικόνα 7.2).

Για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης των επιμέρους επιλεγμένων σεισμών, της συνολικής περιόδου μελέτης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα τόσο από το τοπικό δίκτυο όσο και από το Εθνικό δίκτυο του ΓΙ-ΕΑΑ. Τα δεδομένα ενοποιήθηκαν και εισήχθησαν σε λογισμικό πρόγραμμα επίλυσης μηχανισμού γένεσης (Hypo71, FPFIT και FPPLOT από το USGS), το οποίο χρησιμοποιεί τις πρώτες αποκλίσεις των P κυμάτων της κάθε κυματομορφής της κατακόρυφης συνιστώσας.

7.3.1 Σεισμική δραστηριότητα ευρύτερης περιοχής πριν και μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα Ασωμάτων

 i) Χρονική περίοδος πριν από την πλήρωση του ταμιευτήρα (1/4/1984 έως και 9/10/1984)

Η έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα του **ΥΗΕ-Ασωμάτων** πραγματοποιήθηκε στις 10/10/84, έχοντας αρχική στάθμη 42m. Για το σκοπό της μελέτης πραγματοποιήθηκε επεξεργασία και ανάλυση όλων των σεισμικών γεγονότων, 65 στο σύνολο, που κατεγράφησαν από το εγκατεστημένο τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της ΔΕΗ.

Κατά την περίοδο αυτή, η ευρύτερη περιοχή του ποταμού Αλιάκμονα σύμφωνα με το χάρτη της εικόνας 6.3, παρουσιάζει μια αραιή σεισμικότητα αποτελούμενη από σεισμούς μικρού μεγέθους η οποία εντοπίζεται κυρίως σε τρεις μικρούς σεισμογόνους χώρους περιφερειακά της λίμνης ως εξής:

α) Κατά το μήνα Απρίλιο 1984, εντοπίζεται μικρή περιοχή μικροσεισμικής διέγερσης στις εκβολές του ποταμού Αλιάκμονα (Θερμαϊκός κόλπος) η έναρξη της οποίας πραγματοποιείται στις 25/4/1984 με σεισμό μεγέθους M=2.4 και βάθους h=10Km. Η σεισμική διέγερση εξελίσσεται μεταναστεύοντας νοτιότερα, μέχρι τις 15/5/1984, με βαθύτερους και σχετικά μεγαλύτερου μεγέθους σεισμούς, με μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος M=3.5 (εικόνα 7.6).

β) Κατά τη διάρκεια των μηνών Ιούλιος και Αύγουστος 1984 εντοπίζεται μικρή σεισμική διέγερση στο νότιο άκρο του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου, με έναρξη ένα σεισμό μεγέθους M=1.8, με γραμμική διάταξη κατανομής επικέντρων σε διεύθυνση σχεδόν κάθετη στον επιμήκη άξονα της λίμνης. Σημειώνεται ότι σε αυτή τη χρονική διάρκεια των δύο μηνών, η στάθμη της λίμνης Πολυφύτου, λαμβάνει το μέγιστο ύψος της.

γ) Σεισμική έξαρση εντοπίζεται νοτιοανατολικά του επιμήκη άξονα της λίμνης Βεγορίτιδας, με μέγιστο κύριο σεισμικό γεγονός της σεισμικής ακολουθίας σεισμό μεγέθους M=4.3 που έλαβε χώρα στις 9/7/84 σε βάθος h=16Km. Η σεισμική ακολουθία εξελίχθηκε μέχρι τις 31/7/84 με μετασεισμούς οι οποίοι κατανέμονται σε άξονα παράλληλο σχεδόν με τη λίμνη Πολυφύτου.

Επίλυση του μηχανισμού γένεσης, για το σεισμό μεγέθους M=4.3 (σεισμός πλησίον της λίμνης Βεγορίτιδας) πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο πρώτων αποκλίσεων των Ρ κυμάτων.

Το σύνολο των πρώτων αποκλίσεων (10 φάσεις Ρ) αποτελείται από 5 φάσεις Ρ οι οποίες αντλήθηκαν από τις καταγραφές του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ και συγκεκριμένα από τους σταθμούς POL, SER, KOL, FRU και KAP, και από 5 φάσεις Ρ οι οποίες αντλήθηκαν από τις καταγραφές του εθνικού δικτύου του ΓΙ-ΕΑΑ.

Σύμφωνα με την επίλυση του μηχανισμού (εικόνα 7.7), ο σεισμός οφείλεται σε κανονική διάρρηξη διεύθυνσης BBA-NNΔ και κλίσης 69°. Οι σεισμικές παράμετροι του σεισμού πλησίον της λίμνης Βεγορίτιδας παρουσιάζονται στον πίνακα 7.3.



Εικόνα 7.6: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων περιόδου 1/4/1984 έως 9/10/1984

Πίνακας 7.3: Σεισμικές παράμετροι του σεισμού που έλαβε χώρα στην περιοχή ανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδας

Ημερομηνί	Ώρα	¢٥	λ°	Βάθος	ML	ζ°	θο	λο
9-7-1984	18:57:12.0	40.64	21.94	16	4.3	18	69	-49



Εικόνα 7.7: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού που έλαβε χώρα στις 9/7/1984 ανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδα.

Ο χάρτης της εικόνας 7.6, όπως προαναφέρθηκε, αποτυπώνει όλη τη σεισμικότητα της περιόδου 1/4/1984 έως 09/10/84. Οι ελλείψεις αποτυπώνουν τις περιοχές που σχολιάστηκαν πιο πάνω.

ii) Χρονική περίοδος μετά την έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Ασωμάτων (10/10/1984 έως 28/2/1985).

Στη χρονική αυτή περίοδο, έλαβαν χώρα 112 σεισμικά γεγονότα μικρού έως μεσαίου βαθμού, με μεγαλύτερο το σεισμό της Κοζάνης μεγέθους M=5.2 ο οποίος έλαβε χώρα στις 25 Οκτωβρίου 1984, δεκαπέντε ημέρες μετά την έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων, του οποίου η στάθμη είχε φτάσει στα 77m, ενώ η στάθμη της λίμνης Πολυφύτου βρισκόταν σε διαρκή πτωτική πορεία σημειώνοντας ύψος στάθμης h=275.79m.

Σύμφωνα με το χάρτη της εικόνας 7.8 η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής παρουσιάζει μεμονωμένα και περιφερειακά σεισμικά γεγονότα παραπλεύρως και βόρεια της λίμνης σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 10Km, σε αντίθεση με τη σεισμική δραστηριότητα που παρουσιάζεται νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου, με κατανομή επικέντρων η οποία έχει το μέγιστο άξονα διασποράς σε διεύθυνση εγκάρσια στη διεύθυνση της λίμνης.

Τα κύρια σεισμικά γεγονότα, που καταγράφηκαν την περίοδο αυτή, είναι τα ακόλουθα:

α) Σεισμός μεγέθους M=3.7 έλαβε χώρα στις 11/10/1984 στην περιοχή Γρεβενών σε βάθος h=10Km.

β) Σεισμός μεγέθους M=4.2 έλαβε χώρα στις 24/10/1984 στην περιοχή της Κοζάνης σε βάθος h=25Km.

γ) Σεισμός μεγέθους M=5.2 έλαβε χώρα στις 25/10/1984 στην περιοχή της Κοζάνης σε βάθος h=19Km.

δ) Σεισμός μεγέθους M=4.0 έλαβε χώρα στις 25/10/1984 στην περιοχή της Κοζάνης σε βάθος h=11Km.



Εικόνα 7.8: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων της σεισμικότητας, η οποία έλαβε χώρα κατά την περίοδο 1/10/84 έως 28/2/85, με κύκλο σημειώνεται η σεισμική δραστηριότητα η οποία στην πλειονότητά της έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια των μηνών Οκτωβρίου - Νοεμβρίου 1984.

7.3.2 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Ασωμάτων

Στο σημείο αυτό και πριν την πλήρωση του ταμιευτήρα Σφηκιάς έγινε διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ της πλήρωσης της λίμνης και της αντίστοιχης σεισμικότητας στην εγγύς περιοχή (έως 15Km απόσταση) το οποίο παρουσιάζει ταύτιση μικρής αύξησης στην τοπική σεισμικότητα, καθώς η στάθμη φτάνει στα ανώτατα επίπεδα (82m) (εικόνα 7.9).



Εικόνα 7.9: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας, που έλαβε χώρα κατά την περίοδο πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων (περίοδος 10/10/1984 έως 28/2/1985 και για απόσταση έως 30Km), με τη στάθμη του ταμιευτήρα Ασωμάτων.

Τα μεμονωμένα σεισμικά γεγονότα, μικρού μεγέθους, που εντοπίζονται και έλαβαν χώρα πλησίον του ταμιευτήρα Ασωμάτων κατά τη διάρκεια της πλήρωσής του, (εικόνας 7.8) είναι τα ακόλουθα:

α) Σεισμός μεγέθους **M=0.9** έλαβε χώρα στις 18/10/1984 σε βάθος h=10Km και σε απόσταση 8km δυτικά της λίμνης.

β) Στις 25/10/1984 σεισμός μεγέθους M=2.4 σε βάθος h= 11Km και σε απόσταση
21km ανατολικά της λίμνης.

γ) Στις 30/10/1984 σεισμός μεγέθους M=3 σε βάθος 18Km και σε απόσταση 29km δυτικά της λίμνης. **δ)** Στις 31/10/1984 σεισμοί μεγέθους **M=2.7** και **M=2.3** σε βάθη h=19Km και h=5Km εκατέρωθεν της λίμνης και σε αποστάσεις 33km και 25km αντίστοιχα.

Όπως παρατηρείται στο μηνιαίο χάρτη χωρικής κατανομής επικέντρων (Οκτώβριος 1984, εικόνα 7.10) τα επίκεντρα που βρίσκονται πλησίον του ταμιευτήρα Ασωμάτων παρουσιάζουν μια γραμμική διάταξη διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, η οποία ταυτίζεται με τη διεύθυνση της τεκτονικής επαφής μεταξύ των γεωτεκτονικών ζωνών Πελαγονικής και Αξιού που ορειοθετείται μεταξύ των Τριαδικών – Ιουρασικών ασβεστολίθων και δολομιτών της Πελαγονικής και των Κρητιδικών ασβεστόλιθων της ζώνης του Αξιού. Αυτή η σεισμική δράση σχετίζεται με την έναρξη πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων, όπως παρατηρείται και στο διάγραμμα της εικόνας 7.9, και οφείλεται στην απότομη αύξηση της λιθοστατικής πίεσης, η οποία προκλήθηκε από την πλήρωση αυτή.

Ωστόσο, αξειοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η σεισμική αυτή δράση των μεμονωμένων, μικρού μεγέθους σεισμικών γεγονότων, των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 0.9<M<3.0, προσδιορίζουν μια ομαλή απόκριση του υποβάθρου κατά την πλήρωση του ταμιευτήρα Ασωμάτων η οποία είναι αναμενόμενη αφού πρόκειται για έναν πολύ μικρό ταμιευτήρα με ιδιαίτερα μικρό βάθος.

Παράλληλα όμως κατά τη χρονική διάρκεια 1 Οκτωβρίου έως και 14 Δεκεμβρίου 1984 και ενώ η στάθμη του ταμιευτήρα Ασωμάτων βρισκόταν σε πλήρωση, η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου βρισκόταν σε διαρκή και σταδιακή πτώση (εικόνα 7.14), συνολικής μεταβολής ύψους Δh=2.46m σε διάστημα Δt=44ημερών, σημειώνεται σεισμική δράση η οποία αναπτύσσεται στο νότιο άκρο της λίμνης σε διεύθυνση BΔ-NA. Τα μεγαλύτερα σεισμικά γεγονότα αυτής της περιόδου, που προαναφέραμε, είναι οι σεισμοί με μεγέθη M=5.2, M=4 και M=3.6 στην περιοχή της Κοζάνης που έλαβαν χώρα στις 25/10/1984 με διαφορά χρόνου γένεσης Δt=11min ο πρώτος με το δεύτερο και Δt=2min ο δεύτερος με τον τρίτο σε βάθη h=19Km, h=11Km και h=8Km αντίστοιχα.

Επίλυση μηχανισμού γένεσης μπόρεσε να πραγματοποιηθεί μόνο για τον κύριο σεισμό της Κοζάνης (M=5.2) και το μετασεισμό μεγέθους M=3.6, ο οποίος έλαβε χώρα σημειώνοντας διαφορά χρόνου γένεσης από τον κύριο σεισμό Δt=13min. Στους υπόλοιπους σεισμούς δεν μπόρεσε να προσδιοριστεί επαρκείς αριθμός

πρώτων αποκλίσεων Ρ κυμάτων. Για την επίλυση των δύο μηχανισμών (εικόνα 7.10) χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες αποκλίσεις των Ρ κυμάτων των σταθμών SER, KAP, SFI, TRI και KOL του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ, καθώς και οι πρώτες αποκλίσεις από το σταθμό της Κοζάνης (KZN) του ΓΙ-ΕΑΑ.

Οι μηχανισμοί γένεσης παρατίθενται στο χάρτη της χωρικής κατανομής των επικέντρων με επιφύλαξη ως προς την ακριβή γωνία αζιμουθίου (φ^ο) των δύο ορικών επιπέδων. Ο λόγος οφείλεται στην έλλειψη καλής αζιμουθιακής κατανομής των σταθμών σε σχέση με το σεισμογόνο χώρο (έλλειψη δεδομένων πρώτων αποκλίσεων P κυμάτων από τη δυτική κατεύθυνση του σεισμογόνου χώρου). Σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού (M=5.2), πρόκειται για ενεργοποίηση κανονικού ρήγματος με γωνία αζιμουθίου 248° και γωνία κλίσης επιπέδου διάρρηξης φ=38° προς τα BΔ (πίνακας 7.4). Στην εικόνα Π.B1 του παραρτήματος B (σελ. 244) απεικονίζονται οι μέγιστες εντάσεις του σεισμού M=5.2 που (25/10/1984).

Πίνακας 7.4: Σεισμικές παράμετροι του μεγαλύτερου σεισμού που έλαβε χώρα στην περιοχή της Κοζάνης κατά την περίοδο πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων.

Ημερομηνία	Ώρα	¢٥	λ°	Βάθος(Km)	ML	ζ ^o	θ°	λο
25-10-1984	14:38:29.60	40.08	21.81	18	5.2	248	38	-78

Η μετασεισμική ακολουθία του προηγούμενου σεισμού, μεγέθους M=5.2, εξελίχτηκε με σποραδικά σεισμικά γεγονότα κατά τη διάρκεια του Οκτωβρίου και Νοεμβρίου 1984. Η επίλυση του μηχανισμού γένεσης του μετασεισμού μεγέθους M=3.6 χαρακτηρίζεται από διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης με μικρή κατακόρυφη συνιστώσα και σεισμικές παραμέτρους οι οποίες δίδονται στον πίνακα 7.5.

Πίνακας 7.5: Σεισμικές παράμετροι του μετασεισμού μεγέθους Μ=3.6.

Ημερομηνία	Ώρα	φ°	λο	Βάθος	ML	ζ°	θ°	λο
25-10-1984	17:08:29.10	40.05	21.75	8	3.6	40	80	-



Εικόνα 7.10: Χωρική κατανομή επικέντρων κατά την περίοδο πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων (Οκτώβριος 1984), με κίτρινο αστερίσκο σημειώνεται ο σεισμό της Κοζάνης, ο οποίος έλαβε χώρα στις 25/10/1984, μεγέθους M=5.2 ενώ με πορτοκαλί οι δύο μεγαλύτεροι μετασεισμοί της σεισμικής ακολουθίας (M=4 και M=3.6). Οι μηχανισμοί γένεσης, που σημειώνονται αριστερά του χάρτη, αντιστοιχούν στον κύριο σεισμό (M=5.2) και στο μετασεισμό μεγέθους M=3.6.

Όπως παρατηρείται στους μηνιαίους χάρτες Νοεμβρίου (1984), Δεκεμβρίου (1984), Ιανουαρίου (1985) και Φεβρουαρίου (1985), εικόνα 7.13 (i, ii, iii, iv), η σεισμική δράση της περιοχής, στην προέκταση του νότιου άκρου της λίμνης Πολυφύτου, συνεχίζεται σε όλη την παραπάνω χρονική περίοδο με σποραδικά σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 1.5≤M≤3.8.

Από το σύνολο των σεισμικών γεγονότων αυτής της περιόδου μπόρεσε να πραγματοποιηθεί επίλυση του μηχανισμού γένεσης σε δύο σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα το Δεκέμβριο (1984) και το Φεβρουάριο (1985) με μέγεθος M=2.6 και M=4.0 αντίστοιχα. Στην επίλυση των δύο μηχανισμών χρησιμοποιήθηκαν πρώτες αποκλίσεις P κυμάτων, από τους 6 σταθμούς (KAP, TRI, POL, SFI, SER, FRU) του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ.

Ο μηχανισμός γένεσης του πρώτου σεισμού (21/12/1984) έρχεται σε συμφωνία με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής αλλά και με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της 9^{ης} Ιουλίου 1984 (εικόνα 7.7) ο οποίος έλαβε χώρα στην ίδια περιοχή αλλά βορειοανατολικότερα. Οι σεισμικές παράμετροι του μηχανισμού γένεσης του σεισμού της 21^{ης} Δεκεμβρίου 1984 δίδονται στον πίνακας 7.6. Πρόκειται για μηχανισμό κανονικού ρήγματος διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και κλίσης 60° προς ΝΑ (εικόνα 7.11).



Εικόνα 7.11: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού μεγέθους M=2.6 που έλαβε χώρα στις 21/12/1984 βορειοδυτικά της περιοχής που εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων.

Πίνακας 7.6: Σεισμικές παράμετροι σύμφωνα με τα αποτελέσματα της επίλυσης του μηχανισμού γένεσης του σεισμού που έλαβε χώρα στις 21 Δεκεμβρίου 1984 (περιοχή νότια της λίμνης Βεγορίτιδας).

Ημερομηνί	Ώρα	¢٥	λ°	Βάθος(Km	ML	ζ ^o	θ°	λ°
21-12-1984	15:20:04.0	40.58	21.66	10	2.6	75	60	-

Ο μηχανισμός γένεσης του δεύτερου σεισμού μεγέθους M_L=4.0, ο οποίος έλαβε χώρα στις 16/02/1984, απεικονίζεται στην εικόνα 7.12. Πρόκειται για ανάστροφη διάρρηξη διεύθυνσης BBΔ-NNA και κλίσης 85° προς τα ΝΔ. Οι σεισμικές παράμετροι που προέκυψαν από το μηχανισμό γένεσης δίδονται στον πίνακα 7.7.

Πίνακας 7.7: Σεισμικές παράμετροι σύμφωνα τα αποτελέσματα της επίλυσης του μηχανισμού γένεσης του σεισμού που έλαβε χώρα στις 16 Φεβρουαρίου 1985 (περιοχή μεταξύ Κοζάνης-Γρεβενών).

Ημερομηνί	Ώρα	¢٥	λο	Βάθος(Km	ML	ζ°	θ°	λο
16-02-1985	05:50:57.3	39.81	21.78	22	4.0	15	85	-20



Εικόνα 7.12: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού μεγέθους M=4.0 που έλαβε χώρα στις 16/02/1985 νότια του ταμιευτήρα του YHE-Πολυφύτου.



Εικόνες 7.13(i, ii, iii, iv) : Χάρτες μηνιαίας χωρικής κατανομής επικέντρων περιόδου 1 Νοεμβρίου 1984 έως 29 Φεβρουαρίου 1985

Την περίοδο αυτή (10/10/1984 έως 31/2/1984) που λαμβάνει χώρα η παραπάνω σεισμική δράση παρατηρείται σημαντική και σταδιακή πτώση της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου (διάγραμμα συσχέτισης εικόνα 7.14) η οποία, ενώ βρισκόταν σε ύψος h=284m, τον Απρίλιο (1984) παρουσίασε πτώση στάθμης Δh=7.5m μέχρι τον Οκτώβριο (1984), ενώ η συνολική πτώση έφτασε τα Δh=10m μέχρι τα τέλη του Δεκεμβρίου (1984), όπου άρχισε η σταδιακή άνοδος της στάθμης.

Στο διάγραμμα συσχέτισης (εικόνα 7.14) μεταξύ της διακύμανσης της στάθμης και της αντίστοιχης ημερήσιας σεισμικότητας παρατηρείται χρονική ταύτιση της παρουσίας της σεισμικής δράσης με την περίοδο στην οποία η στάθμη πλησιάζει σταδιακά στα χαμηλότερα επίπεδά της.



Εικόνα 7.14: Διάγραμμα συσχέτισης της διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου με την αντίστοιχη ημερήσια σεισμικότητα της περιόδου αυτής (10/10/1984 έως 31/2/1984)

Η παρουσία των δύο διαφορετικών μηχανισμών γένεσης (εικόνα 7.10), που εντοπίστηκαν στη σεισμική διέγερση της περιοχής μεταξύ Κοζάνης – Γρεβενών, έθεσε τον προβληματισμό για διερεύνηση των προβαλλόμενων επικέντρων του σεισμογόνου χώρου της περιόδου Οκτωβρίου – Νοεμβρίου 1984 ως προς την εστιακή κατανομή τους. Τρισδιάστατη κατανομή, η οποία δημιουργήθηκε για το σκοπό αυτό, απεικονίζει το κύριο επίπεδο διάρρηξης του κύριου σεισμού αλλά και ένα δευτερεύον, στο οποίο ανήκει ο μικρότερος και επιφανειακότερος σεισμός μεγέθους M=3.6 (εικόνα 7.15). Τόσο οι εστιακές κατανομές, του τρισδιάστατου μοντέλου, όσο και οι μηχανισμοί επίλυσης των δύο σεισμικών γεγονότων έρχονται σε πλήρη συμφωνία. Το γεγονός αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι κατά την ενεργοποίηση του κύριου ρήγματος (γαλάζιος άξονας) έχουμε παρουσία ενεργοποίησης ενός δευτερεύοντος ρήγματος σε σχεδόν κάθετη διεύθυνση με το πρωτεύον με κίνηση οριζόντιας ολίσθησης με μικρή συνιστώσα βύθισης (κίτρινος άξονας).



Εικόνα 7.15: Τρισδιάστατη απεικόνιση της κατανομής των εστιών της σεισμικής δραστηριότητας η οποία έλαβε χώρα τη χρονική περίοδο Οκτωβρίου-Νοεμβρίου 1984.

Σεισμικές τομές πραγματοποιήθηκαν προκειμένου να διερευνηθεί η χωρική κατανομή των εστιών (κατανομή επικέντρων ως προς βάθος) για τη συνολική σεισμική δραστηριότητα της περιόδου Αυγούστου έως Δεκεμβρίου (1984), στην οποία παρατηρείται ενεργοποίηση του νότιου άκρου του ταμιευτήρα Πολυφύτου. Σε αυτό το χρονικό διάστημα περιλαμβάνεται και ο σεισμός της Κοζάνης που έλαβε χώρα στις 25/10/1984.

Οι τομές αυτές (κάθετες τομές ως προς το βάθος) ακολουθούν τις διευθύνσεις που υποδεικνύουν οι μηχανισμοί γένεσης της εικόνας 7.10 (ΝΔ-ΒΑ, εικόνα 7.16 και ΒΔ-ΝΑ, εικόνα 7.17) και για τέσσερις παράλληλες και διαδοχικές θέσεις για την εκάστοτε διεύθυνση, προκειμένου να διερευνηθεί το σύνολο της διεγειρόμενης περιοχής ως προς την κατανομή των εστιακών βαθών.

Η κατανομή των σεισμικών εστιών ως προς το βάθος σε συνδυασμό με τη χωρική κατανομή των επικέντρων οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η σεισμική έξαρση της περιοχής οφείλεται σε ενεργοποίηση μικρών τμημάτων (ρήγματα μικρής κλίμακας) της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα. Η κατανομή της σεισμικότητας ως προς το βάθος διαγράφεται πάνω σε νοητά επίπεδα κλίσης ΒΔ ή ΝΑ, δημιουργώντας μικρές συγκεντρώσεις επικέντρων σεισμικών γεγονότων μικρού μεγέθους (clusters).



Εικόνα 7.16: Σεισμικές τομές σε διεύθυνση A_1A_2 παράλληλη με το μέγιστο άξονα του ταμιευτήρα Πολυφύτου (περίοδος 1/8/84 – 31/12/84)





Σύμφωνα με τις παραπάνω σεισμικές τομές εντοπίζονται δύο μικρής κλίμακας ρήγματα τα οποία έχουν διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Το βορειότερο παρουσιάζει κλίση προς τα ΒΔ ενώ το νοτιότερο παρουσιάζει κλίση προς τα ΝΑ. 7.4 Μελέτη πιθανής συσχέτισης σεισμικότητας με την πλήρωση του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Σφηκιάς

7.4.1 Σεισμική δραστηριότητα ευρύτερης περιοχής μετά την έναρξη της πλήρωση του ταμιευτήρα ΥΗΕ - Σφηκιάς

Η έμφραξη του ταμιευτήρα ΥΗΕ - Σφηκιάς έλαβε χώρα στις 13 Μαρτίου 1985 με αποτέλεσμα την πλήρωση της τεχνητής λίμνης η οποία ξεκίνησε από τα 88m και ολοκληρώθηκε φτάνοντας η στάθμη σε μέγιστο ύψος τα 145.5m στις 10 Σεπτεμβρίου 1985.

Η μελέτη της περιόδου χωρίστηκε σε δύο χρονικές περιόδους, με βάση την πλήρωση του ταμιευτήρα.

α) Χρονική περίοδος Μαρτίου 1985 έως τέλος Ιουλίου 1985

Κατά την περίοδο αυτή και ενώ ο ταμιευτήρας Σφηκιάς άρχισε να πληρώνεται, η στάθμη του ταμιευτήρα Σφηκιάς παρουσιάζει σταδιακή πτώση φτάνοντας σε ύψος 143m, κατά τα τέλη του μήνα Ιούλιο, με μικρές διακυμάνσεις οι οποίες κυμαίνονται έως Δh=3m (κατά τη διάρκεια του μήνα Ιουνίου).

Η σεισμικότητα στη διάρκεια του πρώτου τριμήνου αυτής της περιόδου παρουσιάζει μια κατανομή η οποία περιορίζεται στο νότιο άκρο και έξω από τη λίμνη Πολυφύτου. Από τις 25 Μαΐου 1985, όπου η στάθμη της λίμνης Πολυφύτου βρίσκεται στο μέγιστο ύψος της h=285.2m, παρατηρείται σποραδική σεισμικότητα βορειοανατολικά του ποταμού Αλιάκμονα έως το Θερμαϊκό κόλπο κοντά στις εκβολές του ποταμού. Τα παρατηρούμενα μικρά μεγέθη των σεισμικών σποραδικών γεγονότων κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 2<M<3.3.

Σποραδικά σεισμικά γεγονότα σημειώνονται κατά το μήνα Ιούλιο 1985 βορειοδυτικά της λίμνης, με μεγέθη τα οποία κυμαίνονται μεταξύ 1.8< M<2.7.

Σημειώνεται ότι κατά το μήνα Ιούλιο 1985 οι στάθμες των ταμιευτήρων Σφηκιάς και Ασωμάτων είχαν φτάσει στα μέγιστα ύψη τους, ενώ στου ταμιευτήρα Πολυφύτου είχε αρχίσει μικρή σταδιακή μείωση της στάθμης.

Στο χάρτη της εικόνας 7.18 απεικονίζεται η προαναφερθείσα σεισμικότητα αυτής της περιόδου και σημειώνεται με έλλειψη η περιοχή σεισμικής έξαρσης στο νότιο

άκρο της τεχνητής λίμνης Πολυφύτου. Αξίζει να σημειωθεί ότι πρόκειται για επιφανειακούς σεισμούς μικρού μεγέθους των οποίων τα βάθη κυμαίνονται από 0 έως 5Km.





Από το σύνολο των σεισμικών γεγονότων αυτής της χρονικής περιόδου πραγματοποιήθηκε επίλυση του μηχανισμού γένεσης σε δύο σεισμούς, μεγέθους Μ=3.0, για τους οποίους χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες αποκλίσεις από 6 σταθμούς

του τοπικού δικτύου της ΔΕΗ (ΚΑΡ, TRI, POL, SFI, SER, FRU). Ο πρώτος σεισμός ανήκει στη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής νοτιοδυτικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου, ο οποίος έλαβε χώρα στις 12 Μαρτίου 1985, περίοδο κατά την οποία η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου βρισκόταν σε ανοδική πορεία ύψους h=278m. Πρόκειται για σεισμό μικρού μεγέθους, με μηχανισμό γένεσης κανονικού χαρακτήρα, του οποίου οι σεισμικές παράμετροι δίδονται στον πίνακα 6.8. Η διεύθυνση διάρρηξης σύμφωνα με το μηχανισμό είναι ΝΔ-ΒΑ (εικόνα 7.19).



Εικόνα 7.19: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού μεγέθους M=3.0 που έλαβε χώρα στις 12 Μαρτίου 1985.

Πίνακας 7.8: Σεισμικές παράμετροι του σεισμού που έλαβε χώρα στις 12 Μαρτίου 1985.

Ημερομηνία	Ώρα	¢٥	λο	Βάθος (Km)	ML	ζ ^o	θ°	λ°
12-03-1985	18:05:05.51	40.07	21.53	26	3.0	55	40	-100

Ο δεύτερος σεισμός έλαβε χώρα στις 28 Ιουνίου 1985 στην περιοχή πλησίον του Θερμαϊκού κόλπου (εικόνα 7.20). Την περίοδο αυτή ο ταμιευτήρας του ΥΗΕ-Σφηκιάς βρισκόταν, στο στάδιο της αρχικής πλήρωσης, σε ύψος h=120m. Σημειώνεται ότι με την ολοκλήρωση της πλήρωσης η στάθμη του ταμιευτήρα έφτασε σε ύψος h=150m (εικόνα 7.22).

Σύμφωνα με την επίλυση του μηχανισμού γένεσης πρόκειται για σεισμική δόνηση μικρού μεγέθους, κανονικού χαρακτήρα, της οποίας οι σεισμικές παράμετροι δίδονται στον πίνακα 7.9. **Πίνακας 7.9:** Σεισμικές παράμετροι του σεισμού μεγέθους M_L=3.0 που έλαβε χώρα στις 26 Ιουνίου 1985.

Ημερομηνία	Ώρα	¢٥	λ°	Βάθος (Km)	ML	ζ°	θ°	λ°
28-06-1985	07:43:34.40	40.56	22.56	23	3.0	0	90	-100



Εικόνα 7.20: Μηχανισμός γένεσης του σεισμού μεγέθους M_L=3.0 που έλαβε χώρα στις 26 Ιουνίου 1985.

Στους μηνιαίους χάρτες κατανομής επικέντρων (εικόνες 7.21i, ii, iii, iv, v) αυτής της περιόδου απεικονίζονται όλοι οι σεισμοί που έλαβαν χώρα πλησίον της περιοχής του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς. Πρόκειται για σεισμούς μικρού μεγέθους με τιμές οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 1.7<M<3 και λαμβάνουν χώρα, όπως παρατηρείται και στο διάγραμμα συσχέτισης διακύμανσης στάθμης με σεισμικότητα (εικόνα 7.22), κατά τη διάρκεια του δεύτερου, τρίτου και τέταρτου μήνα μετά την έναρξη της πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς.

Οι σεισμοί αυτοί οφείλουν τη γένεσή τους στην απότομη μεταβολή της λιθοστατικής πίεσης λόγω της πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς (εικόνα 7.18).

Στους μηνιαίους χάρτες κατανομής της σεισμικότητας, αυτής της περιόδου, και συγκεκριμένα στους μηνιαίους χάρτες Μαΐου, Ιουνίου και Ιουλίου 1985 (εικόνα 7.21iii, iv, v) παρατηρούνται σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους, τα οποία λαμβάνουν χώρα αρχικά πλησίον του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς (μηνιαίος χάρτης Μαΐου) και στη συνέχεια, καθώς εξελίσσεται η πλήρωση του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς, μεταναστεύουν προς βορειοδυτικότερα (μηνιαίοι χάρτες Ιουνίου και Ιουλίου 1985). Αυτή η εγγύς του ταμιευτήρα Σφηκιάς σεισμική δράση ταυτίζεται με διακυμάνσεις της στάθμης του, οι οποίες κυμαίνονται από Δh=5m έως Δh=10m (εικόνα 7.22). Η παρατηρούμενη αυτή ταύτιση οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για σεισμικά γεγονότα τα οποία συνδέονται με απότομες μεταβολές της πορικής πίεσης η οποία μεταδίδεται από τον ταμιευτήρα προς εξωτερικότερα σημεία της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύει ο ταμιευτήρας.

Η σποραδική σεισμική δραστηριότητα η οποία παρατηρείται στους μηνιαίους χάρτες (εικόνες 7.21i, ii, iii, iv, v) πλησίον του νότιου άκρου της λίμνης Πολυφύτου λαμβάνει χώρα και κατά τη διάρκεια του Αυγούστου 1985.



Εικόνες 7.21(i, ii, iii, iv, v): Χάρτες μηνιαίας κατανομής σεισμικής δράσης ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα Σφηκιάς και γενικότερα της περιοχής Αλιάκμονα κατά τη χρονική περίοδο 1/3/1985 έως 31/7/1985.



Εικόνα 7.22: Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του ταμιευτήρα ΥΗΕ - Σφηκιάς με την ημερήσια σεισμικότητα.

Τρισδιάστατη κατανομή των εστιών της επιφανειακής δραστηριότητας που παρατηρείται στο νότιο άκρο της λίμνης Πολυφύτου απεικονίζει επίπεδο διάρρηξης το οποίο έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και κλίση γύρω στις 75° προς ΒΑ η οποία παρουσιάζει μικρή μείωση στο βάθος των h=5Km (εικόνα 7.23).

Αυτή η σεισμική επιφανειακή δραστηριότητα (βάθη 0≤h≤8Km) συνδέεται με την πλήρωση των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Σφηκιάς και Ασωμάτων καθώς και με την απότομη διακύμανση της στάθμης Πολυφύτου.

Η δράση αυτή λαμβάνει χώρα έως τις 31/8/1985, περίοδο στην οποία η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου βρίσκεται σε σταδιακή πτώση, η οποία ξεκίνησε από ύψος στάθμης h=285.38m, σημειώνοντας διακύμανση ύψους στάθμης Δh=5.38m (εικόνα 7.29).



Εικόνα 7.23: Τρισδιάστατο μοντέλο απεικόνισης των εστιών που λαμβάνουν χώρα στο νότιο άκρο του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου κατά την περίοδο πλήρωσης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς και ενώ ο ταμιευτήρας ΥΗΕ-Πολυφύτου βρισκόταν σε σταδιακή πτώση στάθμης.

β) Χρονική περίοδος Αυγούστου 1985 έως τέλος Δεκεμβρίου 1985

Σύμφωνα με το χάρτη χωρικής κατανομής επικέντρων, κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου (εικόνα 7.24), η περιοχή παρουσιάζει σποραδική, διάσπαρτη επιφανειακή μικροσεισμικότητα η οποία κυμαίνεται μεταξύ 1.7<M<3.6. Βαθύτεροι σεισμοί σημειώνονται Νοτιοδυτικά στην προέκταση του επιμήκη άξονα της λίμνης σε απόσταση 45km από το νοτιότερο σημείο.

Πλησίον του Νότιου άκρου έχουμε μικρή συσσώρευση μικροσεισμικής δραστηριότητας επιφανειακών σεισμών (h=0-5Km) με μεγέθη τα οποία κυμαίνονται μεταξύ 1.6<M<1.9. Η σεισμική αυτή δράση έλαβε χώρα το μήνα Αύγουστο 1985, όπως φαίνεται και στους χάρτες μηνιαίας κατανομής επικέντρων εικόνες 7.27 (i, ii, iii, iv) και αποτελεί συνέχεια της σεισμικής δραστηριότητας της προηγούμενης περιόδου 1/3/1985 έως 31/7/1985 στο νότιο άκρο της λίμνης Πολυφύτου.





Επίλυση μηχανισμού γένεσης για τα σεισμικά γεγονότα αυτής της περιόδου μπόρεσε να πραγματοποιηθεί μόνο για τρεις σεισμούς οι οποίοι έγιναν τον Αύγουστο και τον Οκτώβριο του 1985.

Κατά τη διάρκεια του Αυγούστου επιλύθηκαν δύο σεισμοί μεγέθους M_L=3.6 και M_L=3.5 αντίστοιχα, με διαφορά χρόνου γένεσης ΔH=129sec, νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου, για τους οποίους μπόρεσε να πραγματοποιηθεί επίλυση του μηχανισμού γένεσης με χρήση 6 πρώτων αποκλίσεων P κυμάτων από το τοπικό δίκτυο της ΔΕΗ, (εικόνα 7.25).



Εικόνα 7.25: Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που έλαβαν χώρα στις 1/8/1985.

Σύμφωνα με τους μηχανισμούς γένεσης πρόκειται για ανάστροφου χαρακτήρα διάρρηξη διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ και κλίσης 45° και 55° αντίστοιχα. Οι σεισμικές παράμετροι των δύο μηχανισμών δίδονται στον πίνακα 7.10. Σημειώνεται ότι την περίοδο αυτή η στάθμη του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου βρίσκεται σε σταδιακή καθοδική πορεία σε ύψος h=282m.

Πίνακας 7.10: Σεισμικές παράμετροι των σεισμών που έλαβαν χώρα στις 1/8/1985.

Ημερομηνία	Ώρα	¢٥	λο	Βάθος (Km)	ML	ζ°	θ°	λο
01-08-1985	20:54:08.51	39.85	21.36	24	3.6	85	45	130
01-08-1985	20:56:17.41	39.89	21.32	16	3.5	80	55	120

Κατά τη διάρκεια του Οκτωβρίου πραγματοποιήθηκε επίλυση για το σεισμό μεγέθους M=2.8 που έλαβε χώρα στις 16/10/1985 δυτικά του ταμιευτήρα του YHE-Σφηκιάς και ενώ η στάθμη του βρισκόταν στο ανώτατο επίπεδο ύψους h=148m.

Σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης πρόκειται για μηχανισμό οριζόντιας ολίσθησης με πολύ μικρή συνιστώσα κατακόρυφης κίνησης (εικόνα 7.26).

Οι σεισμικές παράμετροι του σεισμού στις 16 Οκτωβρίου 1985 δίνονται στον πίνακα 7.11 που ακολουθεί στην επόμενη σελίδα. Η μηνιαία σεισμικότητα της περιόδου απεικονίζεται στις εικόνες 7.27(i, ii, iii, iv).



Εικόνα 7.26: Μηχανισμός γένεσης σεισμού μεγέθους M=2.8 ο οποίος έλαβε χώρα στις 16/10/1985.

Πίνακας 7.11: Σεισμικές παράμετροι του σεισμού μεγέθους M=2.8 ο οποίος έλαβε χώρα στις 16/10/1985.

Ημερομηνία	Ώρα	¢٥	λ٥	Βάθος (Km)	ML	ζ°	θ°	λο
16-10-1985	20:25:58.41	40.55	22.24	10	2.8	155	55	170



Εικόνες 7.27(i, ii, iii, iv): Χάρτες μηνιαίας σεισμικής δράσης ευρύτερης περιοχής κατά τη χρονική περίοδο Αύγουστος 1985 έως Δεκέμβριος 1985
7.4.2 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας περιόδου Μάρτιος 1985 – Δεκέμβριος 1985 με διακύμανση στάθμης ΥΗΕ Πολυφύτου – ΥΗΕ Σφηκιάς

Κατά την περίοδο αυτή εξετάζονται συνδυαστικά η συμπεριφορά του ταμιευτήρα Σφηκιάς με τον ταμιευτήρα Πολυφύτου. Στο διάγραμμα συσχέτισης στάθμης ταμιευτήρα YHE - Σφηκιάς με σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής, παρουσιάζεται μια σταδιακή μικρή αύξηση στη σεισμικότητα, η οποία φαίνεται να ακολουθεί την πορεία της αυξανόμενης στάθμης του ταμιευτήρα σε συνάρτηση με το χρόνο.

Όπως παρατηρείται στο διάγραμμα της εικόνας 7.28 η μέγιστη τιμή παρατήρησης ημερήσιας σεισμικότητας ταυτίζεται με τη χρονική περίοδο κατά την οποία το ύψος στάθμης του ταμιευτήρα Σφηκιάς λαμβάνει σχεδόν τη μέγιστη τιμή την οποία διατηρεί με μικρές διακυμάνσεις της τάξεως των ±2m μέχρι σήμερα.



Εικόνα 7.28: Διάγραμμα συσχέτισης στάθμης ταμιευτήρα Σφηκιάς με σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής



Εικόνα 7.29: Διάγραμμα συσχέτισης στάθμης ταμιευτήρα ΥΗΕ-Πολυφύτου με σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής κατά την περίοδο πλήρωσης του ταμιευτήρα ΥΗΕ-Σφηκιάς

Ανάλογη συσχέτιση μεταξύ στάθμης και σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής παρατηρείται και στο αντίστοιχο διάγραμμα της εικόνας 7.29 που αναφέρεται στη τεχνητή λίμνη Πολυφύτου. Αξίζει να σημειωθεί ότι κατά την περίοδο πλήρωσης της λίμνης Σφηκιάς, ο ταμιευτήρας του ΥΗΕ - Πολυφύτου λαμβάνει τις μέγιστες τιμές στάθμης κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο.

Μελετώντας τη μικροσεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολυφύτου, Σφηκιάς και Ασωμάτων και με δεδομένη την κλιμακωτή συνέχεια των τριών ταμιευτήρων, εξάγεται το συμπέρασμα ότι η παρατηρούμενη σεισμικότητα οφείλεται στις μεταβολές της πίεσης ρευστού των πόρων λόγω των διακυμάνσεων της στάθμης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ – Πολυφύτου της οποίας οι διακυμάνσεις φτάνουν τα 10 έως 11m σε διάρκεια 6-7 μηνών (εικόνα 7.30).

Στον χάρτη της εικόνας 7.31 απεικονίζεται η συνολική χωρική κατανομή της σεισμικότητας για το χρονικό διάστημα 1/10/1984 έως 30/11/1985. Σύμφωνα με το υπόμνημα του χάρτη η χρήση της χρωματικής κλίμακας χρησιμοποιείται για την διαφοροποίηση των σεισμικών γεγονότων σε μηνιαία επί μέρους χρονικά παράθυρα.



Εικόνα 7.30: Συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας με διακύμανση στάθμης των ταμιευτήρων Πολυφύτου και Σφηκιάς κατά την περίοδο 13/3/1985 έως 31/12/1985



Εικόνα 7.31: Συγκεντρωτικός χάρτης κατανομής επικέντρων ως προς το μέγεθος, η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει την περίοδο εκδήλωσης (1/11/84 έως 30/11/85).

7.5 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα (ταμιευτήρες Πολυφύτου, Σφηκιάς, Ασωμάτων) κατά τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 1986 έως Ιούνιος 1986

Στην ενότητα αυτή εξετάζεται η σεισμική συμπεριφορά της περιοχής αφού έχουν πληρωθεί και οι τρεις ταμιευτήρες.

Η σεισμική δράση αυτής της περιόδου, η οποία απεικονίζεται στο χάρτη της εικόνας 7.32, εντοπίζεται κυρίως στα βόρεια βορειοανατολικά και βορειοδυτικά της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων.



Εικόνα 7.32: Χάρτης κατανομής επικέντρων κατά τη χρονική περίοδο 1/1/1986 έως 30/06/1986

Κατά την έναρξη αυτής της περιόδου και κατά τη διάρκεια του μήνα Ιανουαρίου, και ενώ η στάθμη της λίμνης του ΥΗΕ Πολυφύτου βρισκόταν στα 274m, η περιοχή παρουσιάζει σεισμική ησυχία με μόνη παρατήρηση το σεισμό μεγέθους M=2.2 ο οποίος έλαβε χώρα στις 24 Ιανουαρίου 1986 και ενώ η στάθμη του ταμιευτήρα παρουσίαζε άνοδο κατά 1.4m.

Σεισμός μεγέθους M=4.8 έλαβε χώρα στις 18/2/1986 στην ευρύτερη περιοχή του ποταμού Αλιάκμονα, βόρεια του φράγματος Ασωμάτων σε απόσταση 35Km και βάθος 25Km. Η μετασεισμική ακολουθία που καταγράφηκε δίδεται στον πίνακα 7.12 που ακολουθεί.

Πίνακας 7.12: Μετασεισμική ακολουθία σεισμού μεγέθους M=4.8 που έλαβε χώρα στις 18/2/1986 στην ευρύτερη περιοχή βόρεια των ταμιευτήρων Πολυφύτου – Σφηκιάς - Ασωμάτων.

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	HMEPA	ΩΡΑ	¢٥	λ°	h (km)	М
1986	2	18	14:34:01.80	40.83	22.40	11	4.8 ΚΣ
1986	2	18	14:36:57.70	40.81	22.49	6	3.9
1986	2	18	14:44:27.00	40.74	22.20	25	3.8
1986	2	18	14:46:01.70	40.76	22.34	16	3.4
1986	2	18	14:53:55.40	40.82	22.31	27	3.3
1986	2	18	15:40:44.80	40.91	22.24	8	3.2
1986	2	18	16:52:07.80	40.73	22.13	16	2.9
1986	2	18	17:09:06.40	40.76	22.27	15	3.0
1986	2	18	17:56:14.20	40.79	22.05	17	3.4
1986	2	18	20:17:43.00	40.77	22.27	16	3.4
1986	2	19	01:33:35.90	40.68	22.44	14	3.0
1986	2	19	02:01:38.70	40.68	22.26	25	3.1
1986	2	19	02:45:35.10	40.78	21.97	6	2.7
1986	2	19	03:26:42.10	40.79	22.25	15	2.9
1986	2	19	04:16:02.90	40.74	21.99	8	3.1
1986	2	19	05:51:44.80	40.79	22.24	20	3.5
1986	2	19	07:27:44.90	40.79	22.02	0	2.9
1986	2	19	14:02:45.70	40.79	22.21	26	2.8
1986	2	19	14:05:16.80	40.75	22.28	17	3.4
1986	2	20	12:34:57.70	40.75	22.19	24	3.6
1986	2	20	23:01:51.00	40.76	22.08	7	2.8
1986	2	24	09:16:50.90	40.64	22.43	11	2.7

Η τιμή b_{μετά}=1.056 (εικόνα 7.33) της εξεταζόμενης μετασεισμικής ακολουθίας της αθροιστικής συχνότητας LogN=a-bM (σχέση Gutenberg –Richter) που υπολογίστηκε θεωρείται υψηλότερη από τις αναμενόμενες τιμές στην ευρύτερη περιοχή του Αλιάκμονα (Papazachos, 1989), εικόνα 6.9 (κεφάλαιο 6). Όπως παρατηρείται και στο

χάρτη της εικόνας 6.8, η αναμενόμενη τιμή b για την περιοχή μελέτης βρίσκεται μεταξύ των τιμών 0.86≤b≤0.90.

Ο λόγος του μεγαλύτερου μετασεισμού προς το μέγεθος του κύριου σεισμού υπολογίστηκε ίσος με M₁/M₀ =0.81, ενώ η διαφορά μεγέθους του κύριου σεισμού με το μεγαλύτερο μετασεισμό υπολογίστηκε ίση με M₀-M₁ =0.9. Σύμφωνα με Utsu (1969) μετασεισμικές σειρές επαγόμενων σεισμών παρουσιάζουν μεγάλη τιμή b με μικρή τιμή M₀-M₁. Ωστόσο, σύμφωνα με το Δρακόπουλο (1974) οι τιμές b, M₁/M₀ δεν αποτελούν ασφαλές κριτήριο για να χαρακτηριστεί μια μετασεισμική ακολουθία ως υπαίτια επαγόμενης σεισμικότητας (Δρακόπουλος, 1974).

Οι ευρεθείσες τιμές θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως τιμές επαγόμενης σεισμικότητας αν συγκριθούν με τις τιμές, οι οποίες χαρακτήρισαν τη σεισμικότητα της περιοχής του φράγματος Koyna ως επαγόμενη (Gupta & Rastogi, 1974). Οι τιμές αυτές, για την περίπτωση της περιοχής Koyna, βρέθηκαν, για μετασεισμική ακολουθία κύριου σεισμού μεγέθους M_0 =6.0 και μεγαλύτερου μετασεισμού μεγέθους M_1 =5.2, ίσες με M_0 - M_1 =0.8, M_1/M_0 =0.83 και b=1.09 (Gupta and Rastogi, 1976).



Εικόνα 7.33: Γραφική παράσταση υπολογισμού της τιμής b_{μετά} της αθροιστικής συχνότητας της σχέσης Gutenberg-Richter της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού μεγέθους M=4.8 που έλαβε χώρα στις 18/2/1986.

Η κατανομή επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού μεγέθους M=4.8, που έλαβε χώρα βόρεια της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων (χάρτης για απόσταση d=50Km περιμετρικά των ταμιευτήρων), απεικονίζονται στην εικόνα 7.34.



Εικόνα 7.34: Χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού M=4.9 που έλαβε χώρα στις 18/2/1986, με κίτρινο αστερίσκο σημειώνεται το επίκεντρο του κύριου σεισμού μεγέθους M=4.8.

Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου και κατά τους επόμενους μήνες, Απρίλιο και Μάιο 1986 (εικόνα 7.38iv,ν), καταγράφηκαν σεισμοί μικρού μεγέθους οι οποίοι προέρχονται από τον ίδιο σεισμογόνο χώρο (Θερμαϊκός κόλπος), με μια μικρή μετατόπιση της σειράς του μηνός Μαΐου λίγο νοτιότερα από τη σεισμική σειρά του μηνός Απριλίου και με μικρή αύξηση των εστιακών βαθών (πίνακας 7.13).

YEAR	MON	DAY	LAT	LON	DEP	MAG
1986	4	17	40.46	22.65	12	3.4
1986	4	17	40.46	22.68	14	3.7
1986	4	17	40.42	22.70	9	3.4
1986	4	26	40.41	22.67	13	4.1 Κ.Σ.
1986	4	26	40.46	22.69	8	3.2

1986	4	26	40.42	22.73	6	3.4
1986	4	26	40.52	22.72	7	3.0
1986	4	26	40.56	22.61	14	3.3
1986	4	26	40.53	22.68	13	2.8
1986	5	18	40.44	22.66	11	3.0
1986	5	18	40.50	22.71	16	3.4
1986	5	18	40.45	22.65	13	3.7
1986	5	18	40.41	22.69	10	4.0 Κ.Σ.
1986	5	18	40.49	22.62	15	3.3
1986	5	18	40.47	22.68	14	2.9

Για τη μετασεισμική σειρά του σεισμού μεγέθους M=4.1 της 26^{ης} υπολογίστηκαν οι τιμές M₀-M₁=0.7, M₁/M₀=0.82 και b=1.057 (εικόνα 7.35).





Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές, οι οποίες χαρακτήρισαν τη σεισμικότητα ως επαγόμενη, των περιοχών στις οποίες εδρεύουν οι ταμιευτήρες των φραγμάτων Koyna και Κρεμαστών (Gupta and Rastogi, 1976). Οι αντίστοιχες τιμές για την περίπτωση της περιοχής Koyna και για μετασεισμική ακολουθία κύριου σεισμού μεγέθους M₀=6.0 και μεγαλύτερου μετασεισμού μεγέθους M₁=5.2, είναι M₀-M₁=0.8, M₁/M₀=0.83, και b=1.09, (Gupta and Rastogi, 1976).

Σεισμικές τομές (κατακόρυφη κατανομή ως προς το βάθος) πραγματοποιήθηκαν σε διευθύνσεις BBΔ-NNA και NΔ-BA (εικόνα 7.36). Στη σεισμική τομή διεύθυνσης BBΔ-NNA διαγράφονται δύο γραμμικές εστιακές διατάξεις πλησίον του άκρου της τομής A2 οι οποίες παρουσιάζουν κλίση προς BΔ, ενώ στις τομές NΔ-BA παρουσιάζεται κλίση προς τα NA.



Εικόνα 7.36: Σεισμικές τομές διευθύνσεων A₁A₂ (BBΔ-NNA και NΔ-BA) στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου (περίοδος 1/4/1986 έως 31/6/1986)

Χωρίς τη δυνατότητα επίλυσης μηχανισμών γένεσης δεν κατέστη δυνατός ο προσδιορισμός των δύο, μικρής διάστασης, διαρρήξεων που αντιστοιχούν στις δύο σεισμικές ακολουθίες, πέρα από την πληροφόρηση η οποία προέκυψε από την κατανομή των εστιών ως προς το βάθος (εικόνα 7.36).

Σποραδικά σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους μεταξύ των τιμών 2.3≤Μ≤3.2 λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια του Ιουνίου 1986 (από 6/6/1986 έως 21/6/1986). Η εκδήλωση αυτής της σεισμικής δράσης εξελίσσεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Σεισμικές τομές πραγματοποιήθηκαν σε διευθύνσεις Α-Δ και Β-Ν (A₁A₂, χάρτες εικόνας 7.37). Οι εστίες αυτής της σεισμικής δράσης, σύμφωνα με τις σεισμικές τομές της εικόνας 7.37, βρίσκονται σε κατακόρυφο επίπεδο και ορίζουν γραμμική διάρρηξη ασθενών σημείων αντίθετης κλίσης. Η ενεργοποίηση αυτής της σεισμικής δράσης έχει ως αφετηρία τον ανατολικό κλάδο κλίσης προς τα δυτικά και η δράση των σεισμικών γεγονότων εξελίσσεται από την επιφάνεια με εκδήλωση σεισμού μεγέθους M=3.1 σε βάθος h=16Km. Η δράση των σεισμικών γεγονότων του δεύτερου μικρού κλάδου λαμβάνει χώρα μετά την ολοκλήρωση του πρώτου μεταναστεύοντας τη δραστηριότητα προς τα δυτικά.



Εικόνα 7.37: Σεισμικές τομές διεύθυνσης A₁A₂ (παράλληλα και κάθετα ως προς μικρή σεισμική σειρά η οποία έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια Ιουνίου 1986).

Η σεισμική δραστηριότητα η οποία έλαβε χώρα στα παραπάνω χρονικά διαστήματα (εικόνες 7.36 και 7.37) λαμβάνει χώρα την περίοδο όπου η στάθμη του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου ανέρχεται στα 287m (μέγιστο ύψος 288m), ενώ η στάθμη του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς λαμβάνει μέγιστο ύψος 147m, με παρατηρούμενη διακύμανση στάθμης Δh=4.67m, (εικόνα 7.39).

Στους μηνιαίους χάρτες της εικόνας 7.38 (i, ii, iii, iv, v, vi) απεικονίζεται η χρονική και χωρική εξέλιξη της σεισμικής δράσης της χρονικής περιόδου 1/1/1986 έως 30/6/1986.



Εικόνα 7.38(i, ii, iii, iv, v, vi): Μηνιαίοι χάρτες κατανομής επικέντρων περιόδου Ιανουαρίου 1986 – Ιουνίου 1986

7.5.1 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου–Σφηκιάς-Ασωμάτων κατά τη χρονική περίοδο Ιανουαρίου 1986 – Ιουνίου 1986

Σύμφωνα με το διάγραμμα 7.39 που ακολουθεί, κατά την περίοδο αυτή η στάθμη του ταμιευτήρα ΥΗΕ-Πολύφυτου παρουσιάζει σταθερή και σταδιακή άνοδο η οποία ξεκινάει από τα 273.8m στις 1/1/86 και ανέρχεται στα 287.4m στις 30/6/1986, προκαλώντας θετική διακύμανση στάθμης Δh=13.6m.





Το μεγαλύτερο ημερήσιο πλήθος σεισμικών γεγονότων λαμβάνει χώρα στις 18/2/86 και 19/2/86 με πλήθος σεισμικών γεγονότων N=14 και N=9 και ενώ το ύψος της στάθμης του ταμιευτήρα ΥΗΕ-Πολυφύτου βρισκόταν στα 278.3m και 278.8m αντίστοιχα.

Η διακύμανση της στάθμης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς κυμαίνεται στα 2m, με διαφοροποίηση στα τέλη Μαΐου με αρχές Ιουνίου του 1986, όπου η διακύμανση της στάθμης της λίμνης ανέρχεται στα Δh=5.1m, περίοδος κατά τη διάρκεια της οποίας παρατηρήθηκε η σεισμική δράση στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου και νοτιότερα στα ανατολικά του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς.

Το πλησιέστερο σεισμικό γεγονός πλησίον του ταμιευτήρα Σφηκιάς σε απόσταση d=8.9Km αυτής της περιόδου είναι ο σεισμός μεγέθους M=2.3 που έλαβε χώρα στις 16/6/1986 και ενώ η στάθμη της λίμνης βρισκόταν σε χαμηλότερα επίπεδα σε ύψος h=142.2m.

7.5.2 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα και διακύμανση στάθμης ταμιευτήρων Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων χρονικής περιόδου Ιουλίου 1986 έως Δεκεμβρίου 1986

Η σεισμική δράση κατά το δεύτερο εξάμηνο του 1986 χαρακτηρίζεται από διάσπαρτη αραιή κατανομή επικέντρων οφειλόμενα σε σεισμούς πολύ μικρού μεγέθους κυμαινόμενα μεταξύ των τιμών 2.1<M<2.8.

Σημαντικότερα σεισμικά γεγονότα πλησίον των ταμιευτήρων είναι οι σεισμοί που έλαβαν χώρα στις 27/7/1986 και 20/8/1986 με μεγέθη M=2.8 και M=2.1 και ενώ οι στάθμες Πολυφύτου και Σφηκιάς ήταν h=286m και h=144m στον πρώτο σεισμό και h=284.3m και h=143.4m στο δεύτερο σεισμό αντίστοιχα (εικόνα 7.40).



Εικόνα 7.40: Σεισμοί που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια του δεύτερου εξαμήνου 1986. (αριστερά: περιοχή 10Km περιμετρικά των ταμιευτήρων, δεξιά: περιοχή 20Km περιμετρικά των ταμιευτήρων)

Οι σεισμοί αυτής της περιόδου είναι επιφανειακοί, πλην του σεισμού ο οποίος έλαβε χώρα σε εστιακό βάθος h=20Km πλησίον του ταμιευτήρα Πολυφύτου (εικόνα 7.41).



Εικόνα 7.41: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων, ως προς μέγεθος και βάθος, κατά τη διάρκεια της περιόδου 1/7/1986 έως 31/12/1986

Διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ της στάθμης των ταμιευτήρων των ΥΗΕ -Πολυφύτου και Σφηκιάς και της αντίστοιχης ημερήσιας σεισμικότητας πραγματοποιήθηκε για το χρονικό διάστημα 1/1/1986 έως 31/3/1987 (εικόνα 7.42).

Η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου βρίσκεται σε συνεχή πτώση. Σημειώνεται ότι η διακύμανση αυτής της περιόδου φτάνει τα Δh=15m.



Εικόνα 7.42: Διάγραμμα συσχέτισης της διακύμανσης της στάθμης των ΥΗΕ-Πολυφύτου -Σφηκιάς με την αντίστοιχη ημερήσια σεισμική δραστηριότητα η οποία λαμβάνει χώρα στην ευρύτερη περιοχή των ταμιευτήρων κατά το διάστημα 1/7/1986 έως 31/12/1986.

Στο συγκεντρωτικό διάγραμμα αυτής της περιόδου (εικόνα 7.43) παρατηρείται μια αύξηση της ημερήσιας δραστηριότητας, η οποία ταυτίζεται με την περίοδο αύξησης της στάθμης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου. Συγκεκριμένα ιδιαίτερη αύξηση παρουσιάζεται στη χρονική περίοδο του Φεβρουαρίου 1986 στην οποία ο ταμιευτήρας παρουσιάζει σταθερή σταδιακή άνοδο της στάθμη του ταμιευτήρα με ύψος h=278m την περίοδο αυτή. Σύμφωνα με το διάγραμμα συσχέτισης (εικόνα 7.43) η σεισμική δράση παρουσιάζει αύξηση κατά τη χρονική περίοδο 1/4/1986 έως 25/6/1986, περίοδο στην οποία η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου φτάνει σε μέγιστο ύψος h=287.4m.

Από το μήνα Ιούλιο 1986 έως 18/12/1986 η στάθμη του ταμιευτήρα παρουσιάζει σταδιακή πτώση, της οποίας η διακύμανση υπολογίστηκε ίση με Δh=16m, με ταυτόχρονη μείωση του πλήθους των ημερήσιων σεισμικών καταγραφών.





Αξιοσημείωτο σεισμικό γεγονός, κατά τη διάρκεια της περιόδου στην οποία η στάθμη λαμβάνει τις μέγιστες τιμές της, είναι ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 27 Ιουλίου 1986 μεγέθους M=2.8 και εστιακό βάθος h=20Km (εικόνα 7.44 i).

Σύμφωνα με το μηνιαίο χάρτη (Αύγουστος 1986, εικόνα 7.44ii) ο σεισμός μεγέθους M=2.1 που έλαβε χώρα στις 20/8/1986 σε βάθος h=4Km, κατάντη και πλησίον του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς, ταυτίζεται χρονικά με ύψος στάθμης h=144m με αξιοσημείωτες ταχείες αυξομειώσεις της στάθμης, οι οποίες έφτασαν και τα 4.8m σε χρονικό διάστημα 11 ημερών (από τις 9/8/1986 έως τις 20/8/1986 όπου είχαμε και την εκδήλωση του σεισμού).

Συγκεκριμένα, η στάθμη του ταμιευτήρα Σφηκιάς στις 9/8/1986 βρισκόταν σε ύψος h=141.1m με άνοδο στις 14/8/1986 φτάνοντας σε ύψος h=144.7m στη συνέχεια πτώση σε ύψος h=142.3m στις 17/8/1986 και άνοδο σε ύψος h=144m στις 20/8/1986 (ημερομηνία ταυτόσημη με την ημερομηνία του σεισμού μεγέθους M=2.1).

Αντίστοιχη παρατήρηση έχουμε και για άλλα μεμονωμένα σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους η οποία μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι, εκτός από την επίδραση που επιφέρει στην εκδήλωση πιθανής επαγόμενης σεισμικής δράσης, το μεγάλο εύρος διακύμανσης της στάθμης σημαντικό ρόλο παίζει και η ταχεία και επαναλαμβανόμενη αυξομείωση της στάθμης του ταμιευτήρα η οποία λαμβάνει χώρα σε μικρά χρονικά παράθυρα ολίγων ημερών.





Εικόνες 7.44 (i, ii, iii, iv, v, vi): Χάρτες μηνιαίας σεισμικής δράσης περιόδου Ιούλιος 1986 – Δεκέμβριος 1986

7.6 Σεισμική Δράση περιοχής Αλιάκμονα (ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων) και διακύμανση στάθμης ταμιευτήρων Πολυφύτου και Σφηκιάς χρονικής περιόδου Ιανουάριος 1987 έως Απρίλιος 1987

Η σεισμική δράση της ευρύτερης περιοχής του Αλιάκμονα κατά τη διάρκεια του πρώτου τετραμήνου του 1987 παρουσιάζει μια αραιή κατανομή η οποία μπορεί να ενταχθεί σε δύο νοητούς άξονες σχεδόν κάθετους μεταξύ τους, όπως δείχνει ο χάρτης κατανομής επικέντρων (εικόνα 7.45) και διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ, σχεδόν παράλληλα και κάθετα ως προς τον επιμήκη άξονα της λίμνης.



Εικόνα 7.45: Χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων κατά την περίοδο 1/1/1987 έως 30/4/1987

Η χρονική δράση των επικέντρων παρουσιάζει ενδιαφέρον λόγω της χωρικής εναλλαγής που παρουσιάζουν μεταξύ των δύο αξόνων που προαναφέρθηκαν. Η σεισμική δράση του χώρου παρουσιάζει μια χρονική και χωρική αλληλεπίδραση μεταξύ των δύο διευθύνσεων οι οποίες σημειώνονται στο χάρτη της εικόνας 7.45.

Σημαντικότερα σεισμικά γεγονότα, μικρού μεγέθους, αυτής της περιόδου είναι ο σεισμός μεγέθους M=2.3 που έλαβε χώρα στις 18/2/1987 σε βάθος h=10Km και επίκεντρο το οποίο βρίσκεται μέσα στον ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Σφηκιάς καθώς και οι σεισμοί μεγέθους M=4.1 και M=3.1 που έλαβαν χώρα στις 19/2/1987 και 3/4/1987 σε αποστάσεις d=10km και d=19km από τον ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πολυφύτου αντίστοιχα (εικόνα 7.47i, ii).

Σημειώνεται ότι η εκδήλωση του σεισμού με επίκεντρο εντός του ταμιευτήρα Σφηκιάς ταυτίζεται με ύψος στάθμης h=146.1m και διακύμανση Δh=4.1m η οποία έλαβε χώρα σε χρονικό διάστημα 10ημερών με ταυτόχρονη αυξομείωση της τάξεως του Δh=1.5m (εικόνα 7.46).

Κατά την περίοδο γένεσης του σεισμού μεγέθους M=4.1, οι στάθμες των ταμιευτήρων των ΥΗΕ-Σφηκιάς και Πολυφύτου βρίσκονται στα 146.1m και 275.8m αντίστοιχα.



Εικόνα 7.46: Διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ σεισμικότητας και ύψος στάθμης των ταμιευτήρων Σφηκιάς και Ασωμάτων



Εικόνες 7.47(i, ii, iii, iv): Μηνιαίοι χάρτες σεισμικής δραστηριότητας κατά την περίοδο Ιανουάριος 1987 έως Απρίλιος 1987

Σύμφωνα με το συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ της στάθμης των ταμιευτήρων ΥΗΕ – Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων και της ημερήσιας σεισμικότητας παρατηρείται μια αύξηση σεισμικότητας, η οποία ταυτίζεται με την πλήρωση του ταμιευτήρα Σφηκιάς, καθώς και με τη διακύμανση της στάθμης του ΥΗΕ - Πολυφύτου (εικόνα 7.48).

Ιδιαίτερη σεισμική έξαρση, με σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους, παρατηρείται κατά την περίοδο Φεβρουαρίου 1986 έως Ιουνίου 1986. Αυτή η σεισμική δραστηριότητα ταυτίζεται με την περίοδο στην οποία η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου σημειώνει σταδιακή άνοδο, φτάνοντας το ύψος των h=287.4m.



Εικόνα 7.48: Συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ στάθμης ταμιευτήρων ΥΗΕ-Πολυφύτου (επάνω) – Σφηκιάς (μέσο) – Ασωμάτων (κάτω) και ημερήσιας σεισμικότητας

7.7 Μηχανισμοί γένεσης των μεγαλύτερων σεισμών της περιόδου 1/4/84 έως31/4/1987

Προσπάθεια διερεύνησης του μηχανισμού γένεσης των πιο σημαντικών σεισμικών γεγονότων πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων P κυμάτων τόσο των δεδομένων του δικτύου της ΔΕΗ, όσο και του ΓΙ-ΕΑΑ, σε μια ενοποιημένη βάση δεδομένων και μη λαμβάνοντας υπόψη τους μακρινούς σταθμούς οι οποίοι είχαν μεγάλο σφάλμα RMS στον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων.

Στα διάφορα χρονικά διαστήματα τα οποία μελετήθηκαν και αναπτύχτηκαν στις επιμέρους ενότητες του κεφαλαίου 7 παρουσιάστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης που μπόρεσαν να επιλυθούν, ώστε να διερευνηθεί η πλήρης συμβατότητα των μηχανισμών γένεσης με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής. Σύμφωνα με τα ήδη σχολιασμένα αποτελέσματα, η σεισμική δράση βρίσκεται σε πλήρη συμφωνία με το υπάρχον δυναμικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η παρατηρούμενη αύξηση της σεισμικότητας οφείλεται στη σεισμική διέγερση της περιοχής λόγω της πλήρωσης αλλά και της διακύμανσης κυρίως των ταμιευτήρων του ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς.

Ο συγκεντρωτικός χάρτης με το σύνολο της σεισμικότητας, ως προς μέγεθος και βάθος, της συνολικής χρονικής περιόδου με το σύνολο των μηχανισμών γένεσης οι οποίοι μπόρεσαν να προσδιοριστούν απεικονίζεται στην εικόνα 7.49.

Παρατηρώντας τους μηχανισμούς γένεσης σε σχέση με το βάθος των επικέντρων μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι οι σεισμοί νότια της λίμνης του Πολυφύτου οι οποίοι έχουν βάθος 15-25Km (συμβολισμός χρώματος μωβ ανοικτό) παρουσιάζουν ανάστροφο χαρακτήρα μηχανισμού διάρρηξης (συμπιεστικό καθεστώς) σε σχέση με τους υπόλοιπους, οι οποίοι παρουσιάζουν κανονικό χαρακτήρα μηχανισμού διάρρηξης (εφελκυστικό καθεστώς) και λαμβάνουν χώρα σε σεισμογόνους χώρους μεγαλύτερου γεωγραφικού πλάτους (βορειότερα).

274

Κεφάλαιο 7



Εικόνα 7.49: Χάρτης χωρικής κατανομής συνολικής σεισμικότητας με τους μηχανισμούς γένεσης των κυριότερων σεισμικών γεγονότων στις σεισμολογικές καταγραφές των οποίων υπήρχε δυνατότητα επίλυσης του μηχανισμού γένεσης στην παρούσα διατριβή.



Εικόνες 7.50(i, ii, iii, iv): Συγκεντρωτικοί χάρτες χωρικής κατανομής επικέντρων για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km και 40 Km αντίστοιχα από τις περιφέρειες των τριών ταμιευτήρων Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων κατά την χρονική περίοδο καταγραφής της σεισμικής δράσης 1/4/1984 έως 30/4/1987 (δεδομένα τοπικού δικτύου ΔΕΗ)



Εικόνα 7.50 (ν) (συνέχεια της προηγούμενης εικόνας): Συγκεντρωτικός χάρτης χωρικής κατανομής επικέντρων για απόσταση 50 Km από την περιφέρεια των τριών ταμιευτήρων Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων κατά την χρονική περίοδο καταγραφής της σεισμικής δράσης 1/4/1984 έως 30/4/1987 (δεδομένα τοπικού δικτύου ΔΕΗ)

Οι συγκεντρωτικοί χάρτες (για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km) της εικόνας 7.50(i, ii, iii, iv και v), χρησιμοποιήθηκαν στη στατιστική επεξεργασία της σεισμικής δραστηριότητας, προκειμένου να διεξαχθούν πολύτιμα συμπεράσματα του ποσοστού της εστιακής κατανομής ως προς το βάθος, αλλά και ως προς την απόσταση περιμετρικά των ταμιευτήρων. Σύμφωνα με το υπόμνημα του συγκεντρωτικού χάρτη των 50Km παρατηρείται ότι το μεγαλύτερο πλήθος των σεισμών, οι οποίοι λαμβάνουν χώρα σε βάθη έως 5Km, παρατηρούνται σε απόσταση έως 10Km από τους ταμιευτήρες, με χωρική συγκέντρωση στην περιοχή του νότιου άκρου του ταμιευτήρα του YHE-Πολυφύτου. Η πλειονότητα των σεισμών βάθους κυμαινόμενου μεταξύ των τιμών 15Km≤h≤ 25Km λαμβάνουν χώρα στην ευρύτερη περιοχή απόστασης μεγαλύτερης των 30Km περιμετρικά των ταμιευτήρων.

Διερεύνηση των εστιακών βαθών, επί του συνόλου της σεισμικής δράσης της χρονικής περιόδου από 1/4/1984 έως 30/4/1987, στη συνολική ευρύτερη περιοχή απόστασης 50Km από την περιφέρεια των ταμιευτήρων (εικόνα 7.50ν), εξάγει το συμπέρασμα ότι το μεγαλύτερο ποσοστό (60.64%) λαμβάνει χώρα σε βάθη έως h=15Km.

Από το ποσοστό αυτό το 44.23% ανήκει σε σεισμικά γεγονότα των οποίων οι εστίες έχουν βάθος έως h=10Km, ενώ το 22.58%, ανήκει σε σεισμούς οι οποίοι λαμβάνουν χώρα σε βάθη έως 5Km (εικόνα 7.51).



Εικόνα 7.51: Διάγραμμα πλήθους σεισμικών γεγονότων ως προς τα εύρη βάθους (0-5Km, 6-10Km, 11-15Km, 16-20Km, 21-25Km, 26-30Km, 31-35Km, 36-40Km, 41-45Km), της ευρύτερης περιοχής σε απόσταση μέχρι 50Km περιμετρικά των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων (χρονική περίοδος 1/4/1984 έως 30/4/1987)

Εκτός της ανωτέρω διερεύνησης των σεισμικών παρατηρήσεων ως προς το βάθος, πραγματοποιήθηκε στατιστική επεξεργασία των σεισμικών παρατηρήσεων ως προς το μέγεθος.

Για το σκοπό αυτό ορίστηκαν συγκεκριμένα εύρη μεγεθών (0≤M≤1.5, 1.6≤M≤2, 2.1≤M≤2.5, 2.6≤M≤3, 3.1≤M≤3.5, 3.6≤M≤4, 4.1≤M≤4.5, 4.6≤M≤5, 5.1≤M≤5.5) και υπολογίστηκε το ποσοστό που αντιστοιχεί στο κάθε ένα εύρος παρατήρησης.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της στατιστικής επεξεργασίας, το μεγαλύτερο ποσοστό (26.37%) σεισμικής δράσης παρατηρείται σε μεγέθη των οποίων οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 2.1≤M≤2.5 και ακολουθούν, με ποσοστά 23.54% και 22.98%, σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ 1.6≤M≤2 και 2.6≤M≤3, αντίστοιχα. Σεισμικά γεγονότα μεγέθους μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤3.5 παρουσιάζουν ποσοστό 15.63% (εικόνα 7.52).



Εικόνα 7.52: Διάγραμμα ποσοστιαίου πλήθους σεισμικών γεγονότων ως προς το μέγεθος (εύρη μεγέθους $0 \le M \le 1.5$, $1.6 \le M \le 2$, $2.1 \le M \le 2.5$, $2.6 \le M \le 3$, $3.1 \le M \le 3.5$, $3.6 \le M \le 4$, $4.1 \le M \le 4.5$, $4.6 \le M \le 5$, $5.1 \le M \le 5.5$) για τη χρονική περίοδο 1/4/1981 έως 30/4/1987

Επομένως πρόκειται για σεισμικότητα μικρού μεγέθους, γεγονός το οποίο έχει παρατηρηθεί και σε άλλες περιοχές οι οποίες εμφάνισαν το φαινόμενο της

σεισμικής διέγερσης λόγω των διακυμάνσεων της στάθμης του ταμιευτήρα (βλ. ενότητα 4.1).

Το σύνολο των σεισμικών γεγονότων, καθώς και το εκατοστιαίο ποσοστό, ανά εύρος μεγέθους απεικονίζεται στον πίνακα 7.14.

Πίνακας 7.14: Πίνακας συνολικών αποτελεσμάτων πλήθους σεισμικών γεγονότων και ποσοστών ως προς το εύρος μεγέθους (χρονική περίοδος 1/4/1984 έως 30/4/1987)

Εύρος Μεγέθους	Πλήθος	Ποσοστό επί του συνόλου(%)
0-1.5	37	6.97%
1.6-2	125	23.54%
2.1-2.5	140	26.37%
2.6-3	122	22.98%
3.1-3.5	83	15.63%
3.6-4	21	3.94%
4.1-4.5	1	0.19%
4.6-5	1	0.19%
5.1-5.5	1	0.19%

	ΣΕΛ. 42 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΝΤΕΣ ΣΕΙΣΜΟΙ ΑΠΟ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΤΗΣ Δ.Ε.Η													
10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	HMEFOMHNIA ETABMOZ EVNIZTOEA ØAZH			НΪΑΦ	X PONOL A ØIJEQL h m s			Τ ΥΥ Ε Ι Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο Ο				ειΣ		
	200	25	KOL	2	ifg	44	14	18,8	С	18	A5,5	-	To.25	.F23,5
			SFI	2	iPg		14	19,3	С	21				
	. 184 			2	Sg	10 11 11	14	22,4			A13,8		T0.25	F16,5
			TRI	2	eifg		14	21,6		36	A2		TO, B	
			KAR	. 2	eiPa		14	22.0	- 0 ₁ 1		1	•		
	1 14	12	KAP	2	Sa		14	27,5	-0,1		A4.5		To.3	St. State
		1	CER	2.0	iPo		In	225	0					
		÷.,	SEK	2	19	<u></u>	14	22,5	U		105		75 2	Fra
	n			Z	g		14	28,0			A2,5		10,5	F-26
1	n= 201	11 k	M, SEP	40,	33°N,	22	43°	E, 3119	<u>w=</u>	2,4		H <u>₹</u> .11	1:14:15,5	5242
		~	JER	2	i P	14	20	258	-91	33				F342
	~		EAP	z	Irg		28	22,0	P	25	le ja	. /	/	F 380
			SFI	2	iPg		38	38,8	D	52		V		F202
			TRI	2	ing		38	400	D	.61				F220
			KOL	2	iPg		38	43,5	C				2.290	E230
					. 0						H=	14:38	5:27,6	
	h=	19	KW	401	5°N	217	0°F		W.=	518	• • •••		S. C. C.	
	202	25	SER	2	eifg	14	42	51,2	PU -	30	1.1	1		
			10	2	59		42	54,7			A4,5		To.25	F28
			KAP	2	eifg	3	42	525	-0,1	38				1.1.1
-				Z	Sg		42	57,5	-0,1		А4,3		To. 3	
	h=	10 k	ш				-		ш=_	2,2		H= 14	: 42: 45,2	
	203	25	SER	2	iPg	14	44	31,4	С	32	1.		Toos	1.5
				Z	58		44	59,4			Aloe		10,23	
			KAP	5	eifg	-	44	32,0	-0,1	38				
				5	Sg		44	37,0	-01		AG		TO.3	
			- 1					-						
	h-	10 h						1		211	-	11-	1111 26 -	
L	11=	10 L	m		-	L			m=	214		H= 1U:	04:250	

Εικόνα 7.53: Παρουσίαση της πρωτογενούς έντυπης μορφής των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Παρουσιάζονται οι πρώτες αποκλίσεις των Ρ κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν από το τοπικό δίκτυο της ΔΕΗ για την επίλυση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού M=5.2 **(**25/10/1984).

/	ΔΙΔΚΥΝΑ	NEH ETAOMHI	ε λιμνής τμ	ΙΕ ΣΦΗΚΙΑΣ	(1985)
HMEP.	HAPTIOZ	ΑΠΡΙΛΙΟΣ	MAIOI	IOYNIOZ	IOYAIOE
4	(85)	117.20	118.00	119,00	138,60
2		117.80	116.60	115,80	139,80
3		118,20	119.20	114,40	140,55
11		118.60	120.70	115,30	141,25
5		119 20	121.30	117.70	141,60
6	in the second	119.20	119,80	120,60	141,70
¥.		119.20	12060	125,00	141,60
10-1	3	11920	120,60	126,20	142,00
q	-	11880	119.80	125,30	142,00
10		11770	11860	123,90	143,10
11	anco	11480	-118.60	124,50	142,45
12	and the second	113.50	118.20	124,50	142,75
12	8800	11300	116 80	124,90	142,75 -
10	9760	113.00	116.10	123,60	142,40
15	10320	11300	117.40	12380	141,00
16	107110	113.00	117.80	124,70	141,30
17	10800	113.00	119.00	124,50	141,40
P	10800	114.70	121.00	127.00	142,30
10	11010	117 70	121.00	128,00	142,45
20	- 110,10	117.70	122 30	129.70	142,50
20	111.00	115.70	122.30	131,00	142,30
22	111.70	116.00	123,60	132,50	141,25
22	11.80	118.80	123,70	133,40	142,50
211	11200	119,30	122,90	133,20	143,00
25	112,00	12000	122,90	134,60	143,00
26	11200	12100	121.80	135,80	143,00
27	113.00	12060	119,70	136,50	143,00
28	113.80	11850	118.80	137.90	142,80
29	114,50	116,80	118,90	139,50	142,60
30	114,60	116,60	118,00	139,20	142,75
31	115,90		118,30		142,90

Εικόνα 7.54: Παρουσίαση της πρωτογενούς έντυπης μορφής δεδομένων ημερήσιας καταγραφής της στάθμης του ΥΗΕ-Σφηκιάς κατά την περίοδο της πλήρωσης του ταμιευτήρα 13/3/1985 έως 31/7/1985

7.8 Σχέση σεισμικής δραστηριότητας και διακύμανσης της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου κατά τη χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010

Για μια πληρέστερης διερεύνησης πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή των ταμιευτήρων κρίθηκε σκόπιμη, όπως πραγματοποιήθηκε και για την περιοχή του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Πουρναρίου, η μελέτη και διερεύνηση της πιθανής συσχέτισης των εποχικών διακυμάνσεων της στάθμης των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου Σφηκιάς και Ασωμάτων με τη χρονική και χωρική εκδήλωση της σεισμικότητας και κατά την περίοδο 1987 έως 2010. Για το σκοπό αυτό κατασκευάστηκαν χάρτες χωρικής κατανομής και διαγράμματα μηνιαίου πλήθους σεισμικών γεγονότων για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km περιμετρικά των ταμιευτήρων. Τα σεισμολογικά δεδομένα αυτής της περιόδου προέρχονται από το ΓΙ-ΕΑΑ.

Όπως διαπιστώνεται από τους συγκεντρωτικούς χάρτες της περιόδου 1987 έως 2010 (εικόνες 7.55i,ii,iii,iv και 7.56), η σεισμικότητα αυτής της περιόδου περιορίζεται κυρίως σε σεισμούς μεγέθους Μ≤4.5, με εξαίρεση το σεισμό ο οποίος έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995 μεγέθους Μ_w=6.5, στην περιοχή της Κοζάνης, με μεγαλύτερους μετασεισμούς μεγέθους M=5 και M=4.6, καθώς και τους σεισμούς μεγέθους M=5 και M=4.6, καθώς και τους σεισμούς μεγέθους 1003 (βάθος 18Km, 49Km νοτιοανατολικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου) και M=4.9 στις 17 Ιουλίου 2007 (βάθος 22Km, περιοχή Κοζάνης).

Σύμφωνα με τη χωρική κατανομή της σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή για μεγέθη Μ≥4 (εικόνα 7.58) παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα η οποία περιορίζεται νοτιοδυτικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου. Η χωρική κατανομή των σεισμικών γεγονότων μικρότερου μεγέθους Μ≤4 παρουσιάζει σποραδική μικροσεισμικότητα σε όλη την περιοχή περιμετρικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου (απόστασης 50Km), η οποία εμφανίζει μεγαλύτερη πυκνότητα σεισμικών γεγονότων νότια και δυτικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου (εικόνα 7.56).

Το μεγαλύτερο ποσοστό της παρατηρούμενης σεισμικότητας, για την περίοδο 1987 έως 2010 οφείλεται σε επιφανειακούς σεισμούς βάθους έως 5Km. Από αυτή την επιφανειακή σεισμικότητα (σεισμικά γεγονότα βάθους έως h=5Km), το μεγαλύτερο ποσοστό παρατηρείται στην περιμετρική ζώνη απόστασης 10Km από τους ταμιευτήρες, (εικόνα 7.55i).

283



Εικόνα 7.55: Ενόργανη σεισμικότητα περιμετρικά των ταμιευτήρων Πολυφύτου–Σφηκιάς– Ασωμάτων για αποστάσεις 10Km (7.55i), 20Km (7.55ii), 30Km (7.55iii), 40Km (7.55iv) και 50Km (7.55v) κατά τη χρονική περίοδο Μάιος 1987-1994 και 1996-2010. Στους παραπάνω χάρτες δεν συμπεριλαμβάνεται η σεισμικότητα του έτους 1995 κατά το οποίο έλαβε χώρα η σεισμική ακολουθία του σεισμού της Κοζάνης.

Κεφάλαιο 7



Εικόνα 7.56(i, ii, iii, iv, v): Ενόργανη σεισμικότητα περιμετρικά των ταμιευτήρων Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων για αποστάσεις 10Km, 20Km, 30Km, 40Km και 50Km κατά τη χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010

Αναλυτικότερα, για σεισμούς βάθους 0-5Km, στην περιμετρική ζώνη απόστασης 10Km παρατηρείται σεισμικότητα σε ποσοστό 66.67% επί του συνόλου, στη ζώνη απόστασης 10-20Km ποσοστό 56.73%, στη ζώνη 20-30Km ποσοστό 62.74%, στη ζώνη 30-40Km ποσοστό 62.98% και στη ζώνη 40-50Km ποσοστό 36.06%, (εικόνα, 7.57).

Σε βάθος 6-10Km τα ποσοστά σεισμικότητας επί του συνόλου βρέθηκαν 11.11% στη ζώνη των 0-10Km, 13.47% στη ζώνη των 10-20Km, 18.32% στη ζώνη των 20-30Km, 13.74% στη ζώνη των 30-40Km και 22.95% στη ζώνη των 40-50Km.

Σε βάθος 11-15Km τα ποσοστά σεισμικότητας επί του συνόλου βρέθηκαν 6.17% στη ζώνη των 0-10Km, 13.25% στη ζώνη των 10-20Km, 7.16% στη ζώνη των 20-30Km, 5.34% στη ζώνη των 30-40Km και 4.34% στη ζώνη των 40-50Km.

Το ποσοστό σεισμικότητας για σεισμούς μεγαλύτερου βάθους των 15Km, σύμφωνα με το διάγραμμα της εικόνας 7.57, υπολογίστηκε μικρότερο του 5% επί του συνόλου για κάθε επιμέρους στρώμα βάθους 16-20Km, 21-25Km, 26-30Km, 31-35Km, 36-40Km, 41-45Km.

Σύμφωνα με τα ποσοστά της σεισμικότητας ως προς το βάθος, παρατηρείται μείωση των επιφανειακών σεισμών καθώς μεγαλώνει η απόσταση από τους τρεις ταμιευτήρες με έμφαση τον ταμιευτήρα Πολυφύτου, ο οποίος φιλοξενεί στα νοτιοδυτικά της ευρύτερης περιοχής στην οποία εδρεύει, το μεγαλύτερο πλήθος των σεισμικών γεγονότων που έλαβαν χώρα από το Μάιο του 1987 έως το 2010.


Εικόνα 7.57: Διαγράμματα πλήθους σεισμικών γεγονότων για κάθε μία περιμετρική ζώνη 0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km 40-50Km και για βάθη 0-5Km, 6-10Km, 11-15Km, 16-20Km, 21-25Km, 26-30Km, 31-35Km, 36-40Km, 41-45Km κατά τη χρονική περίοδο 1987-2010

Η παρουσία πυκνότερης σεισμικότητας στα νοτιοδυτικά του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Πολυφύτου παρουσιάζει επιστημονικό ενδιαφέρον αφού πρόκειται, όπως έχει αναφερθεί, για έναν μεγάλο και βαθύ ταμιευτήρα, όχι μόνο σε σχέση με τους ταμιευτήρες των ΥΗΕ Σφηκιάς και Ασωμάτων αλλά και με όλους τους υπόλοιπους ταμιευτήρες που εδρεύουν στον Ελληνικό χώρο. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκαν διαγράμματα συσχέτισης της παρατηρούμενης μηνιαίας σεισμικότητας με την εποχική διακύμανση της τεχνητής λίμνης για τις αποστάσεις 10Km και 20Km, περιλαμβανομένου του συνόλου της σεισμικής δραστηριότητας (εικόνα 7.59) καθώς και διάγραμμα συσχέτισης για τα σεισμικά γεγονότα μεγέθους Μ≥4 για περιμετρική απόσταση 30Km (εικόνα 7.60).

Σύμφωνα με τα διαγράμματα συσχέτισης παρατηρείται σεισμική δράση η οποία ταυτίζεται με περιόδους στις οποίες η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου λαμβάνει μέγιστες ή ελάχιστες τιμές χωρίς να παρουσιάζει μια συστηματική δράση εμφάνισης του φαινομένου. Πρόκειται για σεισμικές διεγέρσεις οι οποίες παρουσιάζουν συσχέτιση με απότομες μεταβολές της στάθμης του ταμιευτήρα. Η σεισμική αυτή δράση φαίνεται να ελέγχεται από μεταβολές της στάθμης (dh/dt).

Στο συμπέρασμα αυτό μας οδηγεί το γεγονός ότι η δράση αυτή λαμβάνει χώρα στις ίδιες χρονικές περιόδους, παρόλο που η σεισμική δράση, η οποία χαρτογραφείται στα διαγράμματα, αντιστοιχεί σε διαφορετικές αποστάσεις 10Km, 20Km και 30Km περιμετρικά των ταμιευτήρων. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αυτή η σεισμική διέγερση οφείλεται στο ίδιο αίτιο το οποίο φαίνεται να είναι η μεταφορά των μεταβολών της πορικής πίεσης η οποία προκαλείται από τις διακυμάνσεις της στάθμης.

Ένας παράγοντας που ενισχύει τη δράση της πορικής πίεσης, με αποτέλεσμα τη μείωση της διατμητικής αντοχής των ρηγμάτων, είναι το γεγονός της γένεσης του σεισμού μεγέθους M_w=6.5 στις 13 Μαΐου 1995 δέκα χρόνια μετά τη γένεση του σεισμού στις 25 Οκτωβρίου 1984 μεγέθους M=5.2. Η συχνότητα της παρουσίας δύο σεισμικών γεγονότων με M>5 σε χρονική διάρκεια δέκα ετών έρχεται σε αντίθεση με το ιστορικό της περιοχής. Επιπλέον, το γεγονός πιθανής επιτάχυνσης του σεισμού της Κοζάνης (13 Μαΐου 1995) από δράση προηγούμενων ισχυρών σεισμών δεν υφίσταται μια και η δράση των μεγάλων σεισμών από το 1902 έως το 1995

είχαν ως αποτέλεσμα μεταφορά αρνητικών τάσεων στην περιοχή μελέτης. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από τη μελέτη του εξελικτικού μοντέλου τάσεων για ισχυρούς σεισμούς από το 1902 έως το 2008 (Παραδεισοπούλου, 2009).

Σύμφωνα με την παραπάνω ερευνήτρια ο σεισμός της Κοζάνης του 1995 φαίνεται να έχει εκδηλωθεί σε περιοχή αρνητικών μεταβολών των τάσεων Coulomb, πεδίο το οποίο δεν είναι ευνοϊκό για να φιλοξενήσει ένα σεισμό. Η ερμηνεία που δόθηκε για το γεγονός γένεσης του σεισμού σε πεδίο αρνητικών μεταβολών πιθανόν είναι η παρουσία δύο ισχυρών σεισμών του 1954 και 1957 στη Θεσσαλία καθώς και δύο ισχυρών σεισμών του 1911 και 1960 στην Αλβανία, οι οποίοι προκάλεσαν τη δημιουργία μιας εκτεταμένης σκιερής ζώνης, ενώ η τεκτονική φόρτιση για το διάστημα που καλύπτει η μελέτη (από το 1902 έως το 2008) δεν είναι αρκετή ώστε να εξαλείψει την προκληθείσα πτώση τάσης (μεγάλη περίοδος επανάληψης σεισμών με Μ≥6.5).

Ένα επιπλέον πρόσθετο γεγονός είναι η διάσπαρτη σεισμική διέγερση η οποία επικεντρώνεται στα νοτιοδυτικά του ταμιευτήρα Πολυφύτου για σεισμούς μεγέθους Μ≥4 (εικόνα 7.58). Ο λόγος της διέγερσης αυτής της περιοχής ίσως οφείλεται αφενός στην ύπαρξη πολλών και μικρών ρηγμάτων και αφετέρου στη διεύθυνση (ΒΑ-ΝΔ) των ρηγμάτων η οποία ευνοεί τη μεταφορά της μεταβολής της πορικής πίεσης μέσα από τις ρηξιγενείς ζώνες.



Εικόνα 7.58: Κατανομή επικέντρων για σεισμικά γεγονότα μεγέθους **Μ≥4**, ως προς μέγεθος και βάθος, που έλαβαν χώρα σε απόσταση 50Km περιμετρικά των ταμιευτήρων YHE Πολυφύτου - Σφηκιάς – Ασωμάτων, κατά τη χρονική περίοδο Μάιος 1987 έως 2010



Εικόνα 7.59: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας και διακύμανσης στάθμης Πολυφύτου (περίοδος 1/5/1987-2010)



Εικόνα 7.60: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας με διακύμανση στάθμης για σεισμούς μεγέθους Μ≥4 και απόστασης d=30Km (περίοδος 1/5/1987-2010)

7.8.1 Αναλυτική επισκόπιση της σεισμικής δράσης χωρικά και χρονικά σε σχέση με τη διακύμανση της στάθμης Πολυφύτου της χρονικής περιόδου 1987 έως 2010

Η σεισμική δράση της ευρύτερης περιοχής για τη χρονική περίοδο 1987 έως 1994, σύμφωνα με το χάρτη χωρικής κατανομής επικέντρων της εικόνας 7.62, εμφανίζεται σποραδική με μικρού έως μεσαίου μεγέθους σεισμικά γεγονότα κυμαινόμενου μεγέθους μεταξύ των τιμών 2.7≤M≤ 4.1. Η μεγαλύτερη συχνότητα σεισμικής δράσης παρατηρείται κατά τη διάρκεια του έτους 1990.

Η σεισμική δράση κατά τη διάρκεια του 1990 ξεκίνησε με σποραδικά γεγονότα, τα οποία έλαβαν χώρα από το Φεβρουάριο έως τον Ιούνιο 1990, δυτικά και πλησίον της λίμνης Πολυφύτου και ενώ η στάθμη βρισκόταν σε ύψος h=279m με σταδιακή άνοδο η οποία έφτασε σε ύψος h=279.81 τον Ιούνιο. Η μείωση της στάθμης η οποία σημειώνεται από τον Ιούνιο έως τον Οκτώβριο του 1990 συνοδεύεται από σποραδικά γεγονότα τα οποία βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη των 20Km.

Στο διάγραμμα συσχέτισης μεταξύ σεισμικότητας και στάθμης του ταμιευτήρα του YHE-Πολυφύτου, για τη χρονική περίοδο 1/5/1987 έως 31/12/1994 και για αποστάσεις d=10Km και d=20Km, παρατηρούνται σποραδικά γεγονότα τα οποία παρουσιάζουν χρονική ταύτιση με περιόδους στις οποίες η στάθμη της λίμνης εμφανίζει σημαντική αύξηση η μείωση (εικόνα 7.61).



Εικόνα 7.61: Διάγραμμα συσχέτισης σεισμικότητας και διακύμανσης στάθμης Πολυφύτου για τη χρονική περίοδο 1/5/1987 έως 31/12/1994



Εικόνα 7.62: Χωρική κατανομή σεισμικότητας ανά έτος περιόδου 1988 έως 1994

Στις 13 Μαΐου 1995 ισχυρός σεισμός μεγέθους M_w =6.5 (M_0 =4.79, 25dyn-cm, ϕ^o =40.20°N, λ^o =21.70°E) έλαβε χώρα στην περιοχή μεταξύ Κοζάνης – Γρεβενών (Δ. Μακεδονία) προκαλώντας σοβαρές καταστροφές στην περιφέρεια των δύο πόλεων.

Το γεγονός αυτό, όπως ήδη έχει αναφερθεί, άλλαξε την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής η οποία μέχρι τότε είχε ενταχθεί στη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας Ι. Μετά τον ισχυρό αυτό σεισμό η περιοχή εντάχτηκε στη ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας ΙΙ ενώ μετά το 2001 η Κοζάνη σύμφωνα με το νέο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας (ΕΑΚ-2000) ανήκει στη ζώνη Ι (εικόνα 7.4).

Το βάθος του κύριου σεισμού υπολογίστηκε από πολλές ερευνητικές ομάδες και κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 8.6-13Km (h=13Km από το USGS, h=12Km από το EMSC, h=8.6Km από το εργαστήριο γεωφυσικής του ΑΠΘ). Η μέγιστη παρατηρούμενη μακροσεισμική ένταση, με βάση την τροποποιημένη κλίμακα Mercalli, υπολογίστηκε ίση με IX+. Προσεισμικό γεγονός, μεγέθους M=3.7 σε επιφανειακό βάθος h=5Km, έλαβε χώρα 5min πριν από τον ισχυρό σεισμό μεγέθους M_w=6.5, ενώ πλήθος ισχυρών μετασεισμών ακολούθησαν για πολλούς μήνες.



Εικόνα 7.63: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 1995, με γαλάζιο αστερίσκο σημειώνεται ο ισχυρός σεισμός μεγέθους M_w=6.5 ενώ με κίτρινο αστερίσκο οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί μεγέθους M=5.1 και M=5.0.

Ο ισχυρός αυτός σεισμός, λόγω της μοναδικότητάς του τον 20° αιώνα, προσέλκυσε ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον σε πολλούς ερευνητές, όχι μόνο της Ελληνικής επιστημονικής κοινότητας αλλά και της παγκόσμιας, για διεξαγωγή πολλών σεισμολογικών και σεισμοτεκτονικών μελετών (Hatzfeld et al. 1995, 1997, Papazachos et al. 1998, Papanastassiou et al. 1998, Pavlides et al. 1995, Carydis et al. 1995, Lekkas et al. 1996a,1996b, Panou et al. 2004, Rigo et al. 2004, Resor et al. 2005, Louis et al. 1995). Η επίλυση του μηχανισμού γένεσης η οποία πραγματοποιήθηκε από πολλές ερευνητικές ομάδες οδήγησε στο συμπέρασμα ενεργοποίησης ζώνης κανονικού ρήγματος διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και κλίσης ΒΔ.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η σεισμική δράσης της ακολουθίας του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995 ταυτίζεται χρονικά με την περίοδο στην οποία η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου λαμβάνει τις μέγιστες τιμές ύψους h=288m (εικόνα 7.64).



Εικόνα 7.64: Διάγραμμα συσχέτισης στάθμης Πολυφύτου με παρατηρούμενη σεισμικότητα σε απόσταση d=10Km και d=20Km από την περιφέρεια του ταμιευτήρα για την χρονική περίοδο 1/5/1995 έως 31/12/1999

Παρατηρώντας τα διαγράμματα συσχέτισης του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής της στάθμης των τριών ταμιευτήρων, εντοπίζονται μέγιστα και ελάχιστα κατά τη διάρκεια του προηγούμενου έτους, τα οποία δηλώνουν μεγαλύτερο ημερήσιο ρυθμό μεταβολής (dh/dt) σε σχέση με το γενικότερο ημερήσιο ρυθμό μεταβολής της στάθμης Πολυφύτου.

Πιο συγκεκριμένα στις 11, 12, 13, 14, 15, 16 και 17 Ιανουαρίου 1994 οι ρυθμοί μεταβολής ανά ημέρα υπολογίστηκαν dh/dt=0.53m/day, dh/dt=0.26m/day, dh/dt=0.16m/day, dh/dt=0.21m/day, dh/dt=0.18m/day, dh/dt=0.14m/day και dh/dt=0.11m/day σημειώνοντας μέση ταχύτητα μεταβολής dh/dt=0.22 m/day. Στις 10 Σεπτεμβρίου 1994 υπολογίστηκε ρυθμός μεταβολής dh/dt=0.56m/day και στις 11 Σεπτεμβρίου 1994 υπολογίστηκε dh/dt=-0.65m/day. Επιπλέον στις 3, 4 και 5 Ιανουαρίου 1995 σημειώνεται θετικός ρυθμός μεταβολής dh/dt=0.40m/day, dh/dt=0.33m/day και dh/dt=0.14m/day αντίστοιχα, σημειώνοντας συνολική θετική μεταβολή dh=0.87m σε διάρκεια χρόνου 3ημερών, καθώς και στις 29 και 30 Ιανουαρίου 1995 σημειώνεται θετικός ρυθμός μεταβολής dh/dt=0.38m/day, dh/dt=0.25m/day (εικόνα 7.65, πίνακας 7.15).

Πίνακας 7.15: Αντιπροσωπευτικές τιμές υψηλού ρυθμού ημερήσιας μεταβολής της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου πριν το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995

Ημερομηνία	dh/dt
11/1/1994	0.53
12/1/1994	0.26
13/1/1994	0.16
14/1/1994	0.21
15/1/1994	0.18
16/1/1994	0.14
17/1/1994	0.11
10/9/1994	0.56
11/9/1994	0.65
3/1/1995	0.40
4/1/1995	0.33
5/1/1995	0.14
29/1/1995	0.38
30/1/1995	0.25

Αντίστοιχες υψηλές τιμές ρυθμού μεταβολής (dh/dt) υπολογίστηκαν και για τους ταμιευτήρες Σφηκιάς και Ασωμάτων που βρίσκονται κατάντη του ΥΗΕ-Πολυφύτου.

Πιο συγκεκριμένα υπολογίστηκαν οι τιμές dh/dt=3.20m/day και dh/dt=3.45m/day οι οποίες αντιστοιχούν στις μεταβολές της στάθμης Ασωμάτων οι οποίες σημειώθηκαν στις 19/4/1995 και στις 29/4/1995 αντίστοιχα, καθώς και οι τιμές dh/dt=-2.30m/day και dh/dt=2.00m/day οι οποίες αντιστοιχούν στις μεταβολές της στάθμης του ταμιευτήρα Σφηκιάς που παρατηρήθηκε στις 9/5/1995 και στις 10/5/1995 αντίστοιχα (εικόνα 7.65).

Η ύπαρξη αυτών των μεταβολών κατά τη διάρκεια του 1994 και 1995 φαίνεται να έχει συμβάλει, με βάση το μηχανισμό μεταβολής της πορικής πίεσης, στη διέγερση της μικροσεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής του ταμιευτήρα Πολυφύτου με απελευθέρωση των συσσωρευμένων ελαστικών τάσεων υπό μορφή σεισμικών δονήσεων μικρού μεγέθους. Η διάδοση αυτών των μεταβολών της πορικής πίεσης φαίνεται να διευκολύνεται από την έντονα διαρρηγμένη περιοχή, κυρίως στα νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου, η οποία χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενεργών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από τη χωρική ταύτιση της κατανομής της σεισμικότητας με την κατανομή των ενεργών ρηγμάτων.

Ωστόσο, μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας που διεξήχθησαν από τους Makropoulos και Burton (1985α, 1985β) για την περιοχή του σεισμού της Κοζάνης δίνουν τα παρακάτω αποτελέσματα τα οποία είναι στα πλαίσια της τιμής μεγέθους του σεισμού της Κοζάνης (χρήση χαρτών μελέτης σεισμικής επικινδυνότητας):

Μέγιστο πιθανότερο ετήσιο μέγεθος σεισμού M_{max}=4.6 έως 4.7

Μέγιστο πιθανότερο μέγεθος για τα επόμενα 80 έτη M_{max}=6.5-6.6

Πιθανότητα 70% να μην υπερβεί το μέγεθος του μεγαλύτερου σεισμού την τιμή M_{max}=6.5 στα επόμενα 100 έτη.

Πιθανότητα 70% να μην υπερβεί το μέγεθος του μεγαλύτερου σεισμού την τιμή M_{max}=6.4-6.5 στα επόμενα 50 έτη.



Εικόνα 7.65: (πάνω) Διάγραμμα συσχέτισης ρυθμού μεταβολής (dh/dt) των στάθμεων Πολυφύτου-Σφηκιάς και Ασωμάτων με σεισμικότητα για τη χρονική περίοδο 1995 (κάτω) Διάγραμμα συσχέτισης ρυθμού μεταβολής (dh/dt) των στάθμεων Πολυφύτου-Σφηκιάς με σεισμικότητα για τη χρονική περίοδο 1994 – 1995

Κατά τη χρονική περίοδο 1996 έως και 2005 παρατηρείται σποραδική σεισμικότητα, η οποία εντοπίζεται με μεγαλύτερη πυκνότητα κυρίως στα δυτικά και νοτιοδυτικά του ταμιευτήρα, με μικρά μεγέθη τα οποία κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 2.7≤M≤4.4 (εικόνες 7.66, 7.67, 7.68, 7.69, 7.70 και 7.71).



Εικόνα 7.66: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 1996



Εικόνα 7.67: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 1997



Εικόνα 7.68: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 1998



Εικόνα 7.69: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για τα έτη 1999 έως 2002



Εικόνα 7.70: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για τα έτη 2003 και 2004



Εικόνα 7.71: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 2005

Η σεισμική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής κατά τη χρονική διάρκεια 2006 χαρακτηρίζεται από σποραδικά σεισμικά γεγονότα με μικρή παρατηρούμενη σεισμική έξαρση ανατολικά του ταμιευτήρα Σφηκιάς η οποία έλαβε χώρα από τις 17 έως τις 31 Μαΐου με σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤4.1 (εικόνα 7.72). Την αντίστοιχη περίοδο η στάθμη Πολυφύτου βρίσκεται σε μέγιστο ύψος h=289.19m στις 8 Μαΐου 2006 με ομαλή και αργή πτώση, η οποία σημειώνει διακύμανση στάθμης Δh=1m στις 24 Μαΐου 2006 (εικόνα 7.76).

Χαρακτηριστικό αυτής της περιόδου ως προς το ρυθμό μεταβολής των ταμιευτήρων, είναι η επαναλαμβανόμενη αυξομείωση της στάθμης του ταμιευτήρα Ασωμάτων η οποία παρουσιάζει διακυμάνσεις Δh=1m έως και Δh=1.55m (στις 30 Απριλίου 2006) σε χρονικά διαστήματα μιας ημέρας. Μία επιπλέον παρατήρηση αυτής της περιόδου είναι το γεγονός ότι οι στάθμες των ταμιευτήρων φτάνουν τις μέγιστες τιμές τους ταυτοχρόνως.

Κατά τη διάρκεια του έτους 2007 παρατηρούνται δύο περιοχές μικρής συσσώρευσης σεισμικών επικέντρων οι οποίες οριοθετούν το βόρειο και νότιο άκρο της περιοχής στην οποία εδρεύουν οι τρεις ταμιευτήρες. Η σεισμική δράση βόρεια των ταμιευτήρων λαμβάνει χώρα κατά το μήνα Φεβρουάριο με σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤3.9. Αξιοσημείωτη είναι η παρατήρηση ότι το ύψος του ταμιευτήρα του YHE-Σφηκιάς παρουσιάζει μέγιστο ύψος h=146.50m στις 31/1/2007 με ρυθμό μεταβολής της στάθμης του ταμιευτήρα Ασωμάτων dh/dt=1.55m/day στις 26 Ιανουαρίου 2007 (εικόνα 7.80).

Κατά τη χρονική διάρκεια 2008 παρατηρείται σποραδική σεισμική διέγερση αποτελούμενη από μικρού μεγέθους σεισμικά γεγονότα, με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 2.5≤M≤3.8 (εικόνα 7.73). Αυτή η σποραδική μικροσεισμικότητα παρατηρείται κυρίως κατά τη διάρκεια του δεύτερου εξαμήνου, με μεγαλύτερο πλήθος σεισμικότητας κατά τη διάρκεια του μηνός Οκτωβρίου. Την περίοδο αυτή η στάθμη του ταμιευτήρα Πολυφύτου βρίσκεται στα χαμηλότερα επίπεδα με ελάχιστο ύψος στάθμης h=276.12m στις 17 Σεπτεμβρίου 2008. Χαρακτηριστικό της περιόδου είναι η ομαλή άνοδος και πτώση της στάθμης με πολύ μικρό ρυθμό μεταβολής dh/dt (εικόνα 7.81).



Εικόνα 7.72: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για τα έτη 2006 και 2007



Εικόνα 7.73: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 2008



Εικόνα 7.74: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 2009



Εικόνα 7.75: Χωρική κατανομή σεισμικότητας για το έτος 2010

Στους χάρτες σεισμικότητας (εικόνες 7.74 και 7.75) κατά τα έτη 2009 και 2010 παρατηρούνται συγκεντρώσεις επικέντρων, νότια και δυτικά του ταμιευτήρα, οι οποίες σύμφωνα με τις σεισμικές τομές A₁A₂ ανήκουν σε ενεργοποίηση κανονικών και αντίθετης κλίσης ρηγμάτων σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ τα οποία οριοθετούν μικρή τεκτονική τάφρο δυτικά της λίμνης Πολυφύτου (εικόνας 7.76).

Τα επίκεντρα του νότιου σεισμικού ρήγματος βρίσκονται στον εστιακό χώρο του κύριου σεισμού μεγέθους M=6.1 που έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995 αλλά σε μικρότερα βάθη. Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε το 2009 με ενεργοποίηση του βόρειου ρήγματος, το οποίο έχει κλίση προς τα ΝΔ και συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια του 2010 με ταυτόχρονη ενεργοποίηση και του νότιου ρήγματος το οποίο έχει κλίση προς τα BA και βρίσκεται πλησίον του σεισμογόνου χώρου του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995. Τα μεγέθη κατά τη διάρκεια του 2009 κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 2.2≤M≤3.7, ενώ κατά τη διάρκεια του 2010 κυμαίνονται μεταξύ των 2.3≤M≤3.4.

Η παρουσία αυτής της σεισμικότητας οφείλεται στο εφελκυστικό καθεστώς που αναπτύσσεται από την παρουσία του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης στην περιοχή του Αλιάκμονα.



Εικόνα 7.76: Σεισμική τομή σεισμικής δραστηριότητας η οποία έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του έτους 2010. Στην σεισμική τομή διαγράφονται τα αντιθετικά ρήγματα της τεκτονικής τάφρου δυτικά του ταμιευτήρα του ΥΗΕ Πολυφύτου.

Παρατηρώντας τα διαγράμματα συσχέτισης παρατηρείται ότι στην πλειονότητα των περιπτώσεων παρατηρείται μικρή μεταβολή (αύξηση ή μείωση) του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής της στάθμης ταμιευτήρα Πολυφύτου dh/dt. Ωστόσο, η καλή λειτουργία της στάθμης των ταμιευτήρων από τη ΔΕΗ έχει ως αποτέλεσμα την ελεγχόμενη αργή άνοδο ή κάθοδο της στάθμης με απουσία υψηλών τιμών ρυθμού διακύμανσης, γεγονός το οποίο καταλήγει στην αποφυγή απότομων μεταβολών της πορικής πίεσης. Έτσι αποφεύγεται η μεταβολή ασφαλών εντατικών συνθηκών σε κρίσιμες λόγω μη μεταφοράς του τασικού κύκλου Mohr αριστερότερα όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 3. Στα διαγράμματα συσχετισμού που ακολουθούν (εικόνες 7.77, 7.78 και 7.79), παρατηρείται η σεισμική δραστηριότητα σε αποστάσεις d=10Km και d=20Km περιμετρικά του ταμιευτήρα σε σχέση με τις μεταβολές της στάθμης και με τον ημερήσιο ρυθμό μεταβολής αυτής.

Ο υπολογισμός των ρυθμών μεταβολής (dh/dt) της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου και ο εντοπισμός των μέγιστων και των ελάχιστων τιμών της στάθμης καθώς και η συσχέτιση της στάθμης με τη σεισμικότητα προέκυψε από τη μελέτη και επεξεργασία της βάσης δεδομένων από την οποία διεξήχθησαν τα διαγράμματα συσχέτισης τα οποία παρατίθενται στη συνέχεια.



Εικόνα 7.77: Διάγραμμα συσχέτισης του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου και Σφηκιάς με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 1996 και 1997





(κάτω) Διάγραμμα συσχέτισης του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου–Σφηκιάς–Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 1998 και 1999



Εικόνα 7.79: (πάνω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2000 και 2001

(κάτω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2002 και 2003



Εικόνα 7.80: (πάνω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2004 και 2005

(κάτω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2006 και 2007



Εικόνες 7.81: (πάνω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για το έτος 2008

(κάτω) Διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης του του ταμιευτήρα Πολυφύτου και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου – Σφηκιάς – Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2009 και 2010



Εικόνα 7.82: (πάνω) Συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης των ταμιευτήρων Πολυφύτου–Σφηκιάς–Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2005 έως και 2010

(κάτω) Συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής των στάθμεων (dh/dt) των ΥΗΕ Πολυφύτου–Σφηκιάς–Ασωμάτων με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 2005 έως και 2010



Εικόνα 7.83: Συγκεντρωτικό διάγραμμα συσχέτισης της στάθμης και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής της στάθμης του ταμιευτήρα Πολυφύτου με σεισμικότητα για αποστάσεις d=10Km και d=20Km για τα έτη 1987 έως και 2010

Σύμφωνα με τα διαγράμματα συσχέτισης, η παρουσία της μικροσεισμικότητας εντοπίζεται σποραδικά σε χρονικά διαστήματα κατά τα οποία η στάθμη λαμβάνει τιμές μέγιστες ή ελάχιστες (εικόνες 7.81, 7.82 και 7.83). Ωστόσο, από τα διαγράμματα συσχέτισης παρατηρείται ότι σημαντικός παράγοντας στη σεισμική δράση της περιοχής που εδρεύουν οι ταμιευτήρες, με έμφαση τη νότια νοτιοδυτική και δυτική περιοχή του ταμιευτήρα Πολυφύτου, φαίνεται να πρεσβεύει ο ρυθμός μεταβολής της στάθμης του Πολυφύτου. Η παρατήρηση αυτή προκύπτει από τους χρόνους γένεσης των σεισμικών γεγονότων σε σχέση με το χρόνο παρουσίας των μέγιστων τιμών που λαμβάνει το διάγραμμα του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής της στάθμης του σι χρονικά διαστήματα.

7.9 Ανακεφαλαίωση και συμπεράσματα περιοχής ΥΗΕ Πολυφύτου - Σφηκιάς -Ασωμάτων

Η μελέτη πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας στην περιοχή του Αλιάκμονα, στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ Πολυφύτου - Σφηκιάς - Ασωμάτων, χωρίστηκε σε δύο χρονικές περιόδους. Στην πρώτη χρονική περίοδο (1/4/1984 έως 30/4/1987) μελετήθηκε η επίδραση της αρχικής πλήρωσης των ταμιευτήρων Σφηκιάς και Ασωμάτων (με σεισμολογικά δεδομένα τοπικού δικτύου ΔΕΗ) ενώ στη δεύτερη χρονική περίοδος (1/5/1987 έως 2010) μελετήθηκε η επίδραση συνολικά και των τριών ταμιευτήρων στη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής (με σεισμολογικά δεδομένα του ΓΙ-ΕΑΑ).

Κατά τη διάρκεια της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Ασωμάτων (10/10/1984) παρατηρείται μια μικρή σεισμική δράση, με λίγα σποραδικά σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους, πλησίον του ταμιευτήρα Ασωμάτων και μια σεισμική έξαρση στο νότιο άκρο του ταμιευτήρα Πολυφύτου με μέγιστο σεισμικό γεγονός το σεισμό μεγέθους M=5.2 που έλαβε χώρα, στις 25/10/1984 σε βάθος h=19m, στην περιοχή μεταξύ Κοζάνης - Γρεβενών.

Κατά τη διάρκεια της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Σφηκιάς (13/3/1985) παρατηρούνται ελάχιστα σποραδικά γεγονότα, πλησίον του ταμιευτήρα, κατά τη διάρκεια του τρίτου και τέταρτου μήνα μετά την έναρξη της πλήρωσής του, καθώς και μια επιφανειακή σεισμική δραστηριότητα μικρού μεγέθους στο νότιο άκρο του ταμιευτήρα Πολυφύτου (εικόνες 7.21iii, iv).

Κατά την περίοδο του πρώτου εξαμήνου του 1986 εντοπίστηκαν μετασεισμικές σειρές μικρού μεγέθους σεισμών βόρεια του ταμιευτήρα Ασωμάτων και ανατολικά στο Θερμαϊκό κόλπο. Αυτές οι μετασεισμικές ακολουθίες παρουσιάζουν χαρακτηριστικά όμοια με τα χαρακτηριστικά της περιοχής Koyna, η οποία χαρακτηρίστηκε παγκοσμίως ως περίπτωση επαγόμενης σεισμικότητας.

Η συνολική μελέτη των επί μέρους διαγραμμάτων συσχέτισης στάθμης με σεισμικότητα καθώς και το συγκεντρωτικό διάγραμμα της στάθμης των τριών ταμιευτήρων με την αντίστοιχη παρατηρούμενη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής, της χρονικής περιόδου (1/4/1984 έως 30/4/1987), οδηγεί στο

συμπέρασμα μικρής επίδρασης της πλήρωσης του ταμιευτήρα Σφηκιάς, στη σεισμικότητα της περιοχής.

Τα στατιστικά αποτελέσματα διερεύνησης των εστιακών βαθών, επί του συνόλου της σεισμικής δράσης της περιόδου αυτής, στην ευρύτερη περιοχή απόστασης 50Km από την περιφέρεια των ταμιευτήρων, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το μεγαλύτερο ποσοστό (60.64%) λαμβάνει χώρα σε βάθη έως h=15Km. Από το ποσοστό αυτό το 44.23% ανήκει σε σεισμικά γεγονότα των οποίων οι εστίες έχουν βάθος έως h=10Km, ενώ το 22.58%, ανήκει σε σεισμούς οι οποίοι λαμβάνουν χώρα σε βάθη έως 5Km.

Τα στατιστικά αποτελέσματα της σεισμικής δράσης ως προς το μέγεθος προέκυψαν από διερεύνηση σε εύρη μεγεθών ανά μισή μονάδα μεγέθους. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, το μεγαλύτερο ποσοστό (26.37%) σεισμικής δράσης παρατηρείται σε μεγέθη των οποίων οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 2.1≤M≤2.5 και ακολουθούν, με ποσοστά 23.54% και 22.98%, σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 1.6≤M≤2 και 2.6≤M≤3 αντίστοιχα. Σεισμικά γεγονότα μεγέθους μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤3.5 κατέχουν ποσοστό 15.63% ενώ σεισμικά γεγονότα μεγέθους M>3.5 κατέχουν ποσοστό μόλις 4.51%. Η κατανομή των εκατοστιαίων ποσοστών στα επί μέρους εύρη μεγεθών οδηγεί στο συμπέρασμα σεισμικής δράσης μικρού μεγέθους.

Τα παραπάνω στατιστικά αποτελέσματα οδηγούν στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για επιφανειακή σεισμικότητα μικρού μεγέθους.

Κατά τη δεύτερη χρονική περίοδο μελέτης (1/5/1987 έως 2010) πραγματοποιήθηκε διερεύνηση της σχέσης της σεισμικής δράσης με τις διακυμάνσεις των ταμιευτήρων με έμφαση τον ταμιευτήρα Πολυφύτου και την εγγύς σεισμική δράση απόστασης d=10Km και d=20Km περιμετρικά των ταμιευτήρων.

Από τα διαγράμματα συσχέτισης της στάθμης και του ημερήσιου ρυθμού μεταβολής της στάθμης (dh/dt) με το μηνιαίο πλήθος σεισμών παρατηρείται μια συσχέτιση κυρίως μεταξύ της στάθμης Πολυφύτου και της διεγειρόμενης σεισμικότητας η οποία δεν είναι συστηματική αλλά ωστόσο συνδέεται με μέγιστα τιμών που παρουσιάζουν τα διαγράμματα του ρυθμού μεταβολής (dh/dt). Η σύνδεση αυτή παρουσιάζει μια χρονική καθυστέρηση της διεγειρόμενης

σεισμικότητας η οποία εμφανίζεται σε διάστημα ενός έως τριών μηνών, χωρίς να είναι συστηματική η εμφάνισή της. Πιο χαρακτηριστική είναι η σχέση η περίπτωση του σεισμού μεγέθους M_w=6.5 που έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου 1995, περίοδο στην οποία ο ταμιευτήρας Πολυφύτου παρουσίασε ρυθμούς μεταβολής υψηλούς στη διάρκεια των προηγούμενων επτά μηνών. Συγκεκριμένα στις 10 Σεπτεμβρίου 1994 η στάθμη Πολυφύτου παρουσίασε ρυθμό μεταβολής dh/dt=0.56m/day, στις 11 Σεπτεμβρίου 1994 ρυθμό μεταβολής dh/dt=-0.64m/day, στις 3 Ιανουαρίου 1995 ρυθμό μεταβολής dh/dt=0.40m/day, στις 4 Ιανουαρίου 1995 ρυθμό μεταβολής dh/dt=0.33m/day, στις 29 Ιανουαρίου 1995 ρυθμό μεταβολής dh/dt=0.38m/day και στις 30 Ιανουαρίου 1995 ρυθμό μεταβολής dh/dt=0.25m/day. Η σύγκριση αυτών των τιμών με τις συνήθεις τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 0.01 έως 0.08, μας οδηγεί στο συμπέρασμα πιθανής διέγερσης της περιοχής λόγω μεταβολής της πορικής πίεσης του υποβάθρου η οποία προκύπτει από τη μεταβολή της στάθμης. Η μεταβολή αυτή της πορικής πίεσης έχει την ικανότητα να μειώνει τη διατμητική αντοχή των ρηγμάτων, με αποτέλεσμα αναμενόμενος σεισμός να επέλθει γρηγορότερα του αναμενόμενου χρόνου επανάληψής του (Καββαδάς, 2007).

Η παρουσία αυτής της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή των τριών ταμιευτήρων με έμφαση την περιοχή νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου παρουσιάζει χαρακτηριστικά διεγειρόμενης σεισμικότητας (Reservoir Triggering Seismicity, RTS) μικρού μεγέθους λόγω τον εποχικών διακυμάνσεων του ταμιευτήρα Πολυφύτου, ωστόσο η καλή λειτουργία των ταμιευτήρων από την πλευρά της ΔΕΗ φαίνεται ότι παίζει τον πρωταρχικό ρόλο στη μειωμένη παρουσία αυτής της διεγειρόμενης μικροσεισμικότητας, αφού φροντίζουν οι ειδικοί επιστήμονες και τεχνικοί που παρακολουθούν τη σωστή λειτουργία των ταμιευτήρων από της Πολυφύτου.

Συμπερασματικά, από τη συστηματική μελέτη της ευρύτερης περιοχής του ποταμού Αλιάκμονα στην οποία εδρεύουν οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων, μπορούμε να αποφανθούμε ότι η επίδραση των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Σφηκιάς και Ασωμάτων δεν παρουσίασαν μια ιδιαίτερη αύξηση της σεισμικότητα κατά τη διάρκεια της αρχικής πλήρωσης, πέραν της σποραδικής μικροσεισμικότητας η οποία καταγράφηκε και σχολιάστηκε. Πρόκειται, άλλωστε, για σχετικά μικρούς ταμιευτήρες των οποίων τόσο η διακύμανση της στάθμης όσο και ο όγκος των ίδιων των ταμιευτήρων είναι μικρού μεγέθους.

Από τους συγκεντρωτικούς χάρτες κατανομής επικέντρων καθώς και τα διαγράμματα συσχέτισης διακύμανσης της στάθμης του Πολυφύτου με τη μηνιαία σεισμικότητα παρατηρείται μια συσχέτιση, χωρίς όμως να παρουσιάζει έναν συστηματικό συνδυαστικό συσχετισμό με την εκάστοτε μέγιστη διακύμανση του ταμιευτήρα. Αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα μιας καθυστερημένης μη συστηματικής παρατεταμένης σποραδικής διεγειρόμενης μικροσεισμικότητας, η οποία οφείλεται στην ενεργοποίηση υπαρχόντων μικρών διαρρήξεων, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, αλλά και ασθενών σημείων της επιφανειακής λιθόσφαιρας, οι οποίες βρίσκονται κυρίως δυτικά και νότια του ταμιευτήρα Πολυφύτου. Ο λόγος της σεισμικής διέγερσης κυρίως στα νοτιοδυτικά του ΥΗΕ-Πολυφύτου που περιλαμβάνει και το σεισμό της Κοζάνης (13/5/1995) δεν οφείλεται μόνο στην παρουσία της έντονης διαρρηγμένης περιοχής αλλά και στη διεύθυνση την οποία έχουν τα ρήγματα (σχεδόν κάθετα στο μέγιστο άξονα του ταμιευτήρα) η οποία ευνοεί τη μεταφορά της πορικής πίεσης προς γειτονικά πετρώματα σε μεγαλύτερες αποστάσεις μέσω αυτών των διαπερατών ρηξιγενών ζωνών (Lee 1972, Withers & Nyland 1976).

Ο ρυθμιστικός παράγοντας αυτής της διεγειρόμενης μικροσεισμικότητας φαίνεται ότι είναι η εκάστοτε μεταβολή της πορικής πίεσης του ρευστού των πόρων οι οποίοι μειώνουν την ενεργό τάση και το συντελεστή τριβής των ρηγμάτων, με αποτέλεσμα τη μείωση της διατμητικής αντοχής λόγω μεταφοράς του τασικού κύκλου - Mohr αριστερότερα με αποτέλεσμα να οδηγούνται μικροδιαρρήξεις σε συνθήκες διάρρηξης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

Γενικά συμπεράσματα

Στην προσπάθεια προσέγγισης του φαινομένου εμφάνισης επαγόμενης σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής τα παρακάτω:

- Καταγραφή όλων των ταμιευτήρων και λιμνοταμιευτήρων του Ελληνικού χώρου
- Καταγραφή και αναφορά των μεγαλυτέρων φραγμάτων διεθνώς
- Αναφορά στις κυριότερες περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας διεθνώς
- Από το σύνολο των Ελληνικών ταμιευτήρων και λιμνοταμιευτήρων, επιλογή και μελέτη τεσσάρων ταμιευτήρων. Η επιλογή αυτή έγινε με κριτήριο αφενός το μέγεθος του ταμιευτήρα και αφετέρου ενδείξεις μεταβολής των χαρακτηριστικών της σεισμικής δράσης πριν και μετά από μεγάλους σεισμούς καθώς και κατά τη διάρκεια της πλήρωσης και της λειτουργίας των.

Η διαδικασία επιλογής οδήγησε συγκεκριμένα στην περαιτέρω μελέτη των εξής ταμιευτήρων:

- Ταμιευτήρας ΥΗΕ Πουρναρίου, ο οποίος εδρεύει στην Ήπειρο στον ποταμό Άραχθο.
- Ταμιευτήρας ΥΗΕ Πολυφύτου ο οποίος εδρεύει στη Δυτική Μακεδονία στον ποταμό Αλιάκμονα.
- Ταμιευτήρας ΥΗΕ-Σφηκιάς ο οποίος εδρεύει κατάντη του ταμιευτήρα Πολυφύτου
 στη Δυτική Μακεδονία στον ποταμό Αλιάκμονα.
- ταμιευτήρας ΥΗΣ-Ασωμάτων ο οποίος εδρεύει κατάντη του ταμιευτήρα Σφηκιάς στη
 Δυτική Μακεδονία στον ποταμό Αλιάκμονα.

Η επεξεργασία, διερεύνηση και μελέτη των γεωλογικών, τεκτονικών και σεισμολογικών δεδομένων για την περιοχή του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου σε

συνδυασμό με τη λειτουργία του, για το χρονικό διάστημα 1981 - 2010, μας οδηγεί στα παρακάτω συμπεράσματα:

Η παρατηρούμενη σεισμικότητα, η οποία εμφανίζεται δυτικά και νότια του ταμιευτήρα (νοτιοανατολικό άκρο του Αμβρακικού), κατά την περίοδο της αρχικής πλήρωσης, πιθανόν οφείλεται στη μονόπλευρη και απότομη αύξηση της λιθοστατικής πίεσης η οποία προκλήθηκε από την απότομη μεταβολή, κατά την διάρκεια της αρχικής πλήρωσης του ταμιευτήρα Πουρναρίου. Η μονόπλευρη αυτή και απότομη αύξηση της λιθοστατικής πίεσης σε συνδυασμό με πιθανή διόγκωση των εβαποριτών, λόγω πρόσληψης ύδατος μέσω της διαταραγμένης τεκτονικής δομής, πιθανό να προκάλεσαν μικρή και απότομη μεταβολή της ταχύτητας ανύψωσης των εβαποριτών (διαπειρικό φαινόμενο εβαποριτών) (Marnelis et al. 2007, Μουντράκης 2010).

Η διερεύνηση των εστιακών βαθών για απόσταση έως 30Km από την περίμετρο της τεχνητής λίμνης, κατά τη διάρκεια του πρώτου έτους (1981) λειτουργίας του ταμιευτήρα, έδειξε ότι η σεισμική δράση την περίοδο αυτή εντοπίζεται κυρίως σε βάθη 6Km έως 15Km. Πιο συγκεκριμένα ποσοστό 43.45% της συνολικής σεισμικότητας παρατηρείται σε βάθη 6Km έως 10Km και ποσοστό 34.48% της συνολικής σεισμικότητας εντοπίζεται σε βάθη 11Km έως 15Km, ενώ το ποσοστό σεισμικής δράσης σε βάθη 0-5Km φτάνει το 3.16%. Το σύνολο αυτής της σεισμικής δράσης σε αποστάσεις 20Km έως 30Km από τον ταμιευτήρα.

Η έλλειψη σεισμικότητας κάτω από τον ταμιευτήρα, με μόνη παρουσία μεμονωμένων σεισμικών γεγονότων σε βάθη 10Km έως 20Km, σε συνδυασμό με την ευρύτερη σεισμική δραστηριότητα (βάθους 6-15Km) πιθανό να οφείλεται στην αύξηση της πορικής πίεσης εξαιτίας της αστράγγιστης συμπεριφοράς του πυθμένα του ταμιευτήρα - λόγω της παρουσίας του φλύσχη, ο οποίος θεωρείται σχηματισμός σχεδόν αδιαπέρατος με ιδιαίτερα χαμηλό συντελεστή διαπερατότητας στην άρρηκτη μορφή του- η οποία προκύπτει λόγω της συμπίεσης των πόρων και της χαμηλής διαπερατότητας. Ο μηχανισμός αυτός παρατηρείται σχεδόν ταυτόχρονα με την αύξηση της κατακόρυφης τάσης κατά τη διάρκεια της αρχικής πλήρωσης του παμιευτήρα, καθώς συμβαίνει με μικρή μόνο ή και καμία καθυστέρηση γεγονός που παρατηρήθηκε στην ευρύτερη περιοχή του ταμιευτήρα (Piccinelli et al. 1995, Καββαδάς 2007).

Στο χρονικό διάστημα 1982 - 2010 το ποσοστό της σεισμικότητας εγγύς (έως 10Km) και κάτω από τον ταμιευτήρα υπολογίστηκε σε 40% της συνολικής σεισμικότητας για σεισμούς έως 5Km βάθος, 28.15% για σεισμούς από 6Km έως 10Km βάθος και 10.37% για σεισμούς από 11Km έως 15Km. Αυτή η εμφάνιση της επιφανειακής σεισμικότητας δηλώνει μεταβολή της απόκρισης του πυθμένα του ταμιευτήρα στην διάρκεια του χρόνου από αστράγγιστη σε στραγγισμένη (Talwani, 1997).

Η παρουσία αυτής της σεισμικότητας, μικρού μεγέθους, πιθανό να οφείλεται στις διακυμάνσεις που παρατηρούνται στη στάθμη του ταμιευτήρα οι οποίες έχουν ως αποτέλεσμα την μεταβολή της διατμητικής αντοχής (ΔS) μικροδιαρρήξεων ή ασυνεχειών λόγω των μεταβολών της πορικής πίεσης (Bell & Nur 1978). Αυτή η μεταβολή της πορικής πίεσης έχει ως αποτέλεσμα η ασφαλής εντατική κατάσταση, πριν τη μεταβολή της πίεσης ρευστού των πόρων, να μεταβάλλεται σε κρίσιμη εντατική κατάσταση και συνεπώς αστοχία σε ολίσθηση με μικρότερη διατμητική τάση, σε σχέση με εκείνη που θα χρειαζόταν χωρίς την παρουσία της πορικής πίεσης (Simpson et al. 1988).

Η εκδήλωση της σεισμικής έξαρσης στο ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου ένα μήνα μετά την εκδήλωση του σεισμού μεγέθους M=5.6 (10/3/1981) δυτικά του ταμιευτήρα διερευνήθηκε για πιθανή διέγερση μέσω πιθανής μεταφοράς θετικών μεταβολών της τάσης Coulomb.

Σύμφωνα με το διάγραμμα κατανομής των τάσεων, ο σεισμός μεγέθους M=5.6 προκάλεσε θετικές μεταβολές τάσεων προς τα BBΔ και NNA της περιοχής του σεισμογόνου χώρου, ενώ αρνητικές μεταβολές μεταδόθηκαν προς τα ανατολικά και δυτικά. Η μεταβολή της τάσης στη θέση του επικέντρου του σεισμού με μέγεθος M=4.6 ο οποίος έλαβε χώρα στις 10-4-81, ένα μήνα μετά το σεισμό μεγέθους M=5.6, υπολογίστηκε ίση με +0.001bar. Η χαμηλή τιμή της μεταβολής της τάσης που υπολογίστηκε απέκλεισε το γεγονός η σεισμική διέγερση του ανατολικού άκρου του Αμβρακικού να προκλήθηκε από την γένεση του σεισμού μεγέθους M=5.6 στις 10

Η ολοκλήρωση της μελέτης του ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Πουρναρίου από το 1981 έως το 2010 παρουσιάζει μια καλή απόκριση του υποβάθρου. Η εκδήλωση της επιφανειακής μικροσεισμικότητας στην εγγύς περιοχή του ταμιευτήρα συσχετίζεται

με τις διακυμάνσεις της στάθμης της τεχνητής λίμνης, χωρίς ωστόσο συστηματική χρονική αλληλεπίδραση.

Η επεξεργασία, διερεύνηση και μελέτη των γεωλογικών, τεκτονικών και σεισμολογικών δεδομένων για την περιοχή των ταμιευτήρων των ΥΗΕ-Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων, σε συνδυασμό με τη λειτουργία τους για το χρονικό διάστημα 1984 έως το 2010, μας οδηγεί στα παρακάτω συμπεράσματα:

Παρουσία μικροσεισμικότητας μικρού μεγέθους παρουσιάζει χαρακτηριστικά διεγειρόμενης σεισμικότητας (Reservoir Triggering Seismicity, RTS) καθυστερημένης απόκρισης (delayed response) η οποία σύμφωνα με τους Simpson et al. (1988) χαρακτηρίζεται από σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών και βάθους πάνω από 10km, εκτεινόμενη πέρα από τα όρια του ταμιευτήρα ενώ η συσχέτισή της με μεγάλες αλλαγές της στάθμης δεν είναι ούτε πιθανή ούτε άμεση και οφείλεται στη διάδοση της πορικής πίεσης από τον ταμιευτήρα προς βαθύτερα σημεία του εδάφους.

Από τη χωρική και στατιστική ανάλυση και επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων της περιόδου 1/4/1984-31/4/1987 (τοπικό δίκτυο ΔΕΗ) απόστασης έως 50km, καθώς και τη διερεύνηση πιθανής συσχέτισης μεταξύ των διακυμάνσεων και του ρυθμού μεταβολής της στάθμης (dh/dt) των ταμιευτήρων με τη σεισμικότητα, υπολογίστηκε ότι το μεγαλύτερο ποσοστό (60.64%) λαμβάνει χώρα σε βάθη έως h=15Km. Από το ποσοστό αυτό το 22.58%, ανήκει σε σεισμούς βάθους έως 5Km, ενώ το 44.23% ανήκει σε σεισμικά γεγονότα των οποίων οι εστίες έχουν βάθη έως h=10Km.

Από τη στατιστική ανάλυση και επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων της περιόδου 1/5/1987-31/12/2010 (δίκτυο ΓΙ-ΕΑΑ) απόστασης έως 50km και για τις περιμετρικές ζώνες 0-10Km, 10-20Km, 20-30Km, 30-40Km, 40-50Km παρατηρείται παρουσία μικροσεισμικότητας υψηλού ποσοστού σε βάθη έως 5Km. Συγκεκριμένα, σεισμοί με βάθη 0-5km υπολογίστηκαν σε ποσοστό 66.67% στην ζώνη 0-10Km, 56.73% στην ζώνη 10-20Km, 62.74% στην ζώνη 20-30Km, 62.98Km και 36.06% στην ζώνη 40-50Km (εικόνα 7.57). Επιπλέον παρατηρείται ότι το πλήθος των σεισμικών γεγονότων εντοπίζεται αυξημένο στις ζώνες 0-10 (152 σεισμοί), 30-40Km (165 σεισμοί) και 40-50Km (66 σεισμοί). Σημειώνεται ότι στην περιμετρική ζώνη 10-20Km εκδηλώθηκε και ο ισχυρός σεισμός της Κοζάνης, μεγέθους Μ_w=6.5 στις 13 Μαΐου

1995, ο οποίος λόγω της μοναδικότητάς του στον 20° αιώνα, προσέλκυσε ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον (εικόνα 8.1), (Hatzfeld et al. 1995, Hatzfeld et al. 1997, Papazachos et al. 1998, Papanastasiou et al. 1998, Pavlides et al. 1995, Carydis et al. 1995, Lekkas et al. 1996a, Panou et al. 2004, Rigo et al. 2004, Resor et al. 2005).



Εικόνα 8.1: Χωρική απεικόνιση του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης, μεγέθους M_w=6.5 στις 13 Μαΐου 1995. Ο σεισμός αυτός ανήκει στην περιμετρική ζώνη απόστασης 10-20Km των ταμιευτήρων των ΥΗΕ Πολυφύτου-Σφηκιάς-Ασωμάτων.

Αυτή η παρουσία της επιφανειακής μικροσεισμικότητας, η οποία εντοπίζεται κυρίως στα δυτικά και νότια του ταμιευτήρα Πολυφύτου, έρχεται σε συμφωνία με τη θέση στην οποία εντοπίζονται τα ενεργά ρήγματα της περιοχής, τα οποία έχουν διεύθυνση BA-NΔ, (Mountrakis 2005, Lyberis et al. 1982). Η διεύθυνση αυτών των ρηγμάτων - επιβεβαιώνεται και με την επίλυση των μηχανισμών γένεσης των δύο σεισμών μεγέθους M=5.2 και M=3.0, της περιόδου 1/4/1984-31/4/1987 (εικόνες 7.10 και 7.19) - αφενός διευκολύνει και ευνοεί τη μεταφορά της μεταβολής της πορικής πίεσης προς τα γειτονικά πετρώματα σε μεγαλύτερες αποστάσεις μέσω αυτών των διαπερατών ρηξιγενών ζωνών και αφετέρου η διήθηση της μεταβολής της πορικής πίεσης έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της ενεργού τάσης (Lee 1972, Withers & Nyland 1976). Αυτό με τη σειρά του έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της διατμητικής αντοχής των ρηγμάτων (ΔS) λόγω μεταφοράς του τασικού κύκλου - Mohr αριστερότερα, έτσι ώστε να οδηγούνται μικροδιαρρήξεις σε συνθήκες
διάρρηξης με τη βοήθεια μικρότερων διατμητικών δυνάμεων από τις αναμενόμενες.

Η στατιστική επεξεργασία ως προς το μέγεθος (τοπικό δίκτυο ΔΕΗ - περίοδος 1/4/1984 έως 31/4/1987) παρουσιάζει το μεγαλύτερο ποσοστό (26.37%) σε μεγέθη των οποίων οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 2.1≤M≤2.5 και ακολουθούν, με ποσοστά 23.54% και 22.98%, σεισμικά γεγονότα των οποίων τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 1.6≤M≤2 και 2.6≤M≤3, αντίστοιχα. Σεισμικά γεγονότα μεγέθους μεταξύ των τιμών 3.1≤M≤3.5 κατέχουν ποσοστό 15.63%, ενώ σεισμικά γεγονότα μεγέθους M>3.5 κατέχουν ποσοστό μόλις 4.51%.

Εντοπίστηκαν δύο σεισμικές ακολουθίες, σεισμών μεγέθους M=4.8 στις 18/2/1986 και M=4.1 στις 26/4/86 (οι οποίοι έλαβαν χώρα ένα χρόνο μετά την πλήρωση του ταμιευτήρα Σφηκιάς), των οποίων υπολογίστηκαν οι τιμές $b_{\mu\epsilon\tau\dot{\alpha}}$, M₀-M₁ και M₁/M₀ και βρέθηκαν ίσες με $b_{\mu\epsilon\tau\dot{\alpha}}$ =1.056, M₀-M₁ =0.9, M₁/M₀ =0.81 και $b_{\mu\epsilon\tau\dot{\alpha}}$ =1.057, M₀-M₁=0.7, M₁/M₀=0.82. Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με αντίστοιχες τιμές περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας, όπως η περίπτωση του φράγματος Koyna (Gupta and Rastogi, 1976).

Επομένως, η σεισμική δράση της περιοχής του ταμιευτήρα Πολυφύτου παρουσιάζει χαρακτηριστικά διεγειρόμενης σεισμικότητας (Reservoir Triggering Seismicity, RTS) καθυστερημένης απόκρισης (delayed response) η οποία σύμφωνα με τους Simpson et al. (1988) χαρακτηρίζεται από σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών και βάθους πάνω από 10km, εκτεινόμενη πέρα από τα όρια του ταμιευτήρα ενώ η συσχέτισή της με μεγάλες μεταβολές της στάθμης δεν είναι ούτε πιθανή ούτε άμεση και οφείλεται στη διάδοση της πορικής πίεσης από τον ταμιευτήρα προς βαθύτερα σημεία του εδάφους.

Συμπερασματικά, για την περίπτωση του ΥΗΕ-Πολυφύτου, του οποίου ο ταμιευτήρας αποτελεί τον αμέσως επόμενο μεγαλύτερο ταμιευτήρα του Ελληνικού χώρου μετά τον ταμιευτήρα του ΥΗΕ-Κρεμαστών, παρατηρείται μικρή διέγερση της σεισμικότητας στην περιοχή του Αλιάκμονα. Η εμφάνιση αυτής της σεισμικότητας περιορίζεται χωρικά κυρίως στα δυτικά και νότια του ταμιευτήρα με εκδήλωση επιφανειακών σεισμών μικρού μεγέθους τα οποία συσχετίζονται με τις διακυμάνσεις του ταμιευτήρα Πολυφύτου, χωρίς ωστόσο χρονική συστηματικότητα,

γεγονός που παρατηρείται και σε άλλους ταμιευτήρες περιπτώσεων επαγόμενης σεισμικότητας (Anderson & O'Connell 1993, Scholz 2002, Simpson 1986).

Σύμφωνα με όλα τα παραπάνω και σε συνδυασμό με:

- i) Γένεση δύο σεισμικών γεγονότων μεγέθους Μ≥5.2 (σε χρονική διάρκεια 10ετών)
- ii) Εντοπισμός υψηλότερων τιμών ημερήσιου ρυθμού (dh/dt) οι οποίες εντοπίζονται τον Σεπτέμβριο 1994, Ιανουάριο 1995 και Φεβρουάριο 1995 (εικόνα 7.65)
- iii) Μεταφορά αρνητικών τάσεων από την γένεση προηγούμενων ισχυρών σεισμών της περιόδου 1902-1995 και πριν από την γένεση του ισχυρού σεισμού στην περιοχή της Κοζάνης (M_w=6.5 στις 13/05/1995) (Παραδεισοπούλου, 2009)
- iv) Το μέγεθος ενός επαγόμενου σεισμού καθορίζεται από το γεωλογικό καθεστώς της εκάστοτε υπό μελέτη περιοχής και δεν εξαρτάται από την πλήρωση του ταμιευτήρα (Gupta, 2002), γεγονός που δικαιολογεί την τάξη του μεγέθους του σεισμού της Κοζάνης M_w=6.5 η οποία εντάσσεται στις αναμενόμενες τιμές μεγέθους για την περιοχή σύμφωνα με τη μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας των Makropoulos & Burton (1985a)

οι μεταβολές της πορικής πίεσης μπορεί να θεωρηθούν ως ένας επιπλέον παράγοντας που επιτάχυνε την (ούτως ή άλλως αναπόφευκτη) γένεση του σεισμού της Κοζάνης-Γρεβενών στις 13 Μαΐου 1995.

Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι η ελεγχόμενη και σωστή λειτουργία των ταμιευτήρων από την πλευρά της ΔΕΗ φαίνεται ότι παίζει τον πρωταρχικό ρόλο στη μειωμένη παρουσία αυτής της διεγειρόμενης μικροσεισμικότητας, αφού οι ειδικοί επιστήμονες και τεχνικοί φροντίζουν να μην παρουσιάζονται φαινόμενα ταχείας μεταβολής της στάθμης Πολυφύτου, γεγονός που διαπιστώνεται από τα διαγράμματα ρυθμού μεταβολής της στάθμης (dh/dt).

Γενικά, οι ταμιευτήρες των ΥΗΕ της ΔΕΗ παρουσιάζουν μια καλή απόκριση στη σεισμικότητα των περιοχών στις οποίες εδρεύουν. Το γεγονός αυτό οφείλεται, αφενός στην πολύ καλή ρύθμιση της στάθμης των ταμιευτήρων από την πλευρά του

προσωπικού το οποίο είναι υπεύθυνο για τη μελέτη παρακολούθηση και λειτουργία των ΥΗΣ της ΔΕΗ και αφετέρου στην έλλειψη πολύ μεγάλων ταμιευτήρων με πολύ μεγάλες διακυμάνσεις, όπως παρατηρείται στις Ινδίες λόγω μουσώνων, όπου εμφανίζεται το φαινόμενο της επαγόμενης σεισμικότητας με χαρακτηριστικούς επαγόμενους σεισμούς π.χ. τεχνητή λίμνη Koyna (Knoll 1992, Agrawal et al. 2004, Chadha et al. 2008).

Ολοκληρώνοντας τη μελέτη της επαγόμενης σεισμικότητας στον Ελληνικό χώρο, σύμφωνα με τα μέχρι τώρα επιστημονικά δεδομένα, μπορούμε να χαρακτηρίσουμε την προαναφερθείσα παρατηρούμενη μικροσεισμικότητα στα μελετηθέντα φράγματα ως διεγειρόμενη σεισμικότητα προκαλούμενη από τη διήθηση των μεταβολών της πορικής πίεσης η οποία, όπως αναφέρθηκε, έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της διατμητικής αντοχής των ρηγμάτων μικρής κλίμακας του υποβάθρου. Στα υπόλοιπα φράγματα του Ελληνικού χώρου, λόγω μικρού μεγέθους των ταμιευτήρων, δεν έχει παρατηρηθεί μέχρι σήμερα επαγόμενη σεισμικότητα.

Βιβλιογραφία

Agrawal, P. K., Pandey, O. P. and T. R. K. Chetty, 2004. Aeromagnetic anomalies, lineaments and seismicity in Koyna-Warna region. *Journal of Indian Geophysical Union, Vol. 8 / 4, pp. 229 – 242.*

Aubouin, J., 1959. Carte Géologique d'une partie de l'Epire et de la Thessalie. Echelle 1:200.000. *Annales Géologiques des Pays Helléniques,* vol. X. Athènes.

Aubouin, J., 1961. Φύλλο «ΚΑΣΤΑΝΕΑ», γεωλογικός χάρτης, κλίμακας 1:50.000. Ι.Γ.Ε.Υ. Αθήνα.

Ambraseys, N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East – A multidisciplinary study of seismicity up to 1900. *Cambridge University Press, pp. 947.*

Ambraseys, N., 1999. Early earthquakes in the Kozani Area, northern Greece. *Tectonophysics, Vol. 308, pp. 291-298.*

Andesron, H. J. and J. A. Jackson, 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 91, pp. 937-983.*

Anderson, L. W. and D. R. O'Connell, 1993. Seismotectonic study of the northern of the lower Colorado River, Arizona, California, and Nevada. *Seismotectonic report 93-4, Seismotectonics Sections, Bureau of Reclaimation, Denver, Colorado.*

Archer, C. B. and N. J. Allen, 1969. A catalogue of Earthquakes in the Lake Kariba Area. Salisbuty. *Meteorol. Serv., Vol. 35, pp. 1959-1968.*

Assumpção, M., Marza, V., Barros, L., Chimpliganond, C., Soares, J. E., Carvalho, J., Caixeta, D., Amorir, A. and E. Cabral, 2002. Reservoir-induced Seismicity in Brazil. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 159, pp. 597-617.*

Beck, J. L., 1976. Weight-induced stresses and the recent seismicity at Lake Oroville, California. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66 / 4, pp.1121-1131.*

Baker, J., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H, Rigo, A. and E.E. Papadimitriou, 1994. Re-evaluation of foult plane solutions for large earthquakes in the Adriatic and Ionian seas. *XIX E.G.S. General Assembly, Grenoble, April. 1994, pp. 25-29.*

Bathrellos G.D., Gaki-Papanastassiou K., Skilodimou H.D., Papanastassiou D. and K.G. Chousianitis, 2011. Potential suitability for urban planning and industry development by

using natural hazard maps and geological - geomorphological parameters. *Environ Earth Sci,* published online, DOI: 10.1007 /s12665-011-1263-x.

Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana., R., Dias Neto, C. M., França, H. and R. Ortega, **1983.** Seismic activity in Brazil in the period 1560-1980. *Earthq. Predic. Res., Vol. 2, pp. 191-208.*

Bell, M. L. and A. Nur, 1978. Strength Changes Due to Reservoir-induced Pore Pressure and Application to Lake Oroville, *J. Geophys. Res. 83, pp. 4469-4483.*

Bizon, G., Lalechos, N. and E. Savoyat, 1968. Présence del l'Eocéne transgressive en Thessalie. Incidences sur la paléogéographique régionale. *Bulletin Société Géologique de France, Vol. 10,pp. 36-38.*

Bradshaw, K., Page, M., and J. Anderson, 1997. Cartography student at California State University. URL: http://www.hubcat.org/Andrienne/Koyna/Koyna_home.htm accessed on September 20, 2005.

Brunn, J., 1956. Contribution a l' etute Geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine Occidentale. *Annales Geologiques des Pays Helleniques, Vol. 7, pp. 1-358.*

Γαλανόπουλος, Α. Γ., 1956. Η σεισμική επικινδυνότης των Αθηνών. Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών. Τόμος 31^{ος}, σελ. 464-472.

Γαλανόπουλος, Α. Γ., 1967. Επίδρασης των διακυμάνσεων της στάθμης της λίμνης του Μαραθώνα επί της σεισμικής δράσεως του λεκανοπεδίου της Αττικής. *Annales Geologiques des pays Helleniques, Vol. XVIII, σελ.. 281-306.*

Γκαζέτας, Γ., 2003. Σημειώσεις Εδαφομηχανικής, σελ. 411.

Carder, D. S., 1945. Seismic investigation in the Boulder Dam area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity. *Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 35, pp. 175-192.*

Carydis, P., Holevas, K., Lekkas, E. and T. Papadopoulos, 1995. - The Grevena Central -North) Greece Earthquake Series of May 13, 1995. *EERI Newsletter, Special Earthquake Report, June 1995, Vol. 29, No 6, 1-4, California.*

Castle, R. O., Clark, M. M., Grantz, Z. A. and J. C. Savage, 1980. Tectonic State: its significance and characterization in the assessment of seismic effects associated with reservoir impounding. *Eng. Geol. Vol. 15, 53.*

Chadha, R.K., 1995. Role of dykes in induced seismicity at Bhatsa reservoir, Maharashtra, India. Pure and Applied Geophysics, Vol. 145, No.1, pp. 155 – 165.

Chadha, R.K., Kuempel, H.-J. and M. Shekar, 2008. Reservoir Triggered Seismicity (RTS) and well water level response in the Koyna-Warna region, India. *Tectonophysics, Vol. 456, 94–102.*

Chen, Q., and A. Nur, 1992. Pore fluid effects in anisotropic rocks: Mechanisms of induced seismicity and weak faults. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 139, No. 3, pp. 463 – 479.*

Chen L. and P. Talwani, 2001. Renewed Seismicity near Monticello Reservoir, South Carolina, 1996–1999. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, 1, pp. 94–101.*

Gomide, L., C., 1999. Nature and History of Reservoir-induced Seismicity in Brazil, *M.Sc. Thesis, Univ. of South Caroline, pp.60.*

Comninakis, P., Drakopoulos, J., Moumoulidis, G., and B. Papazachos, 1968. Foreshock and aftershock sequences of the Kremasta earthquake and their relation to the waterloading of the Kremasta artificial lake. *Ann. Geofis. Vol. 21, pp. 40-71.*

Δάβη, Ε. και Μιγκίρος, Γ., 1981. Γρανιτικαί διεισδύσεις εντός του μεταμορφωμένου συστήματος εις Ανατολική Θεσσαλίαν. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τομ. ΧV, σελ. 168 – 182.

Dewey, J., Pitman, W., Ryan, W. and J. Bonnin, 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 84, pp. 3137-3180.*

Doutsos, T., 1980. Postalpine Geodynamik Thessaliens (Griechenland). *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges, v. 131, pp. 685 – 698.*

Doutsos, T., Pe-Piper, G., Boronkay, K. and I. Koukouvelas, 1993. Kinematics of the Central Hellenides. *Tectonics, Vol. 12/4, pp. 936-953.*

Δούτσος, Θ., 2002. Σημειώσεις για το μάθημα «Γεωλογία της Ελλάδος», εκδόσεις Πανεπιστημίου Πατρών.

Drakatos, G. And J. Latoussakis, 2001. A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. *Journal of Seismology, Vol. 5, pp. 137-145.*

Drakatos, G., Papanastassiou, D., Papadopoulos, G., Skafida, H. and G. Stavrakakis, 1998. Relationship between the 13 May 1995 Kozani – Grevena earthquake and the Polyphyto artificial lake. *Eng. Geology, Vol 51, pp. 65 – 74.* Drakatos, G., Papanastassiou, D., Stavrakakis, G. and N. Voulgaris, 1998. Observations on the 3-D crustal velocity structure of the Kozani - Grevena (NW Greece) area. *Journal of Geodynamics*, (26), 2-4, pp. 341 – 351.

Drakatos, G., Voulgaris, N., Pirli, M., Melis, N. and B. Karakostas, 2005. 3-D crustal velocity structure in northwestern Greece. *PAGEOPH, Vol. 162, pp. 37 – 51.*

Δρακόπουλος, Ι. Κ., 1974. Συνθήκες και μηχανισμός διεγέρσεως σεισμικής δράσεως εις τας περιοχάς των τεχνητών λιμνών Κρεμαστών – Καστρακίου. *Διατριβή επί υφηγεσία, σελ. 144.*

El Hariri, M., Abercrombie, R. E., Rowe, C. A. and A. F. do Nascimento, 2010. The role of fluids in triggering earthquakes: observations from reservoir induced seismicity in Brazil. *Geophys. J. Int., Vol. 181, pp. 1566–1574.*

Evans M. D., 1966. Man-made Earthquakes in Denver. Geotimes, pp. 11-18.

Ferreira, J. M., França, G.S., Vilar, C.S., Nascimento, A.F. and M. Assumpção, 2008. Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil - Preliminary results. Tectonophysics, Vol. 456, pp. 103–110.

Galanopoulos, G. A., 1965. The large Congugate Fault System and the Associated Earthquake Activity in Greece. *Ann. Geol. Pays Hellén, Vol. 18, pp. 119-134.*

Godfriaux, I., 1968. Édute géologique de la région de l'Olympe (Grèce). Thèse, sciences, Lille, 1965. *Annales Géologiques des Pays Helléniques, Vol. 19, pp. 281.*

Gough, D. I. and W. I. Gough, 1970b. Load-induced earthquakes at lake Kariba , 2. Geophys. J., Vol. 21, pp. 79-101.

Gough, D. I. and W. I. Gough, 1976. Time dependence and trigger mechanisms for the Kariba (Rhodesia) earthquakes. *Eng. Geol., Vol.* 10, pp. 211–217.

Guha, S. K., Ram, G. and G. V. Rao, 1956. Trigger causes in Earth Movements. Publ. Bur. Cent. Seism. Intern., Trav. Sci., Ser. A. Fasc., Vol. 19, pp. 345-355.

Guha, S. K. and D. N. Patil, 1992. Canadian induced sesimicity research group (CISRG database) URL: http://www.telusplanet.net/public/retom/index.htm accessed on March 23, 2005.

Gupta, H. K., Napain, H., Rastogi B. K. and I. Mohan, 1969. A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.59, pp. 1149-1162.

Gupta, H. K., Rastogi B. K. and H. Napain, 1972a. Common Features of the Reservoir-Associated Seismic Activities. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 62, pp. 481-492.*

Gupta, H. K., Rastogi B. K. and H. Napain, 1972b. Some Discriminatory Characteristics of Earthquakes near the Kariba, Kremasta, and Koyna Artificial Lakes. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol.* 62, pp. 493-507.

Gupta, H. K. and B. K. Rastogi, 1976. Dams and earthquakes. Elsevier scientific publishing company, pp. 229.

Gupta, H. K., 1992. Reservoir induced earthquakes. Elsevier Science publishers B. V., Amsterdam, The Netherlands, pp. 364.

Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Sciense Reviews 58, pp 279-310.*

Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1956. Magnitude and energy of earthquakes. Ann. Geofis. (Rome), Vol. 9, pp. 1-15.

Harris, R. A. and R. W. Simpson, 1992. Changes in static stress on Southern California faults after the 1992 Landers earthquake. *Nature, Vol. 360, pp. 251-254.*

Harris, R. A., R. W. Simpson and P. A. Reasenberg, 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature, Vol. 375, pp. 221-224.*

Hatzfeld, D., Nord, J., Paul, A., Guiguet, R., Briolle, p., Ruegg, J. C., Cattin, R., Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Karakostas, V., Papaioannou, Ch., Papanastassiou, D. and V. Veis, 1995. The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, Ms=6.6. Preliminary results of a field multidisciplinary survey. *Seismological Research Letters, Vol. 66, No 6, pp. 61-70.*

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R.,
Paul, A., Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I., Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzara,
R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P., and C. Papaioannou, 1997. The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 Revisited from a Detailed Seismological Study. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, No. 2, pp. 463-473.*

Hatzidimitriou, P. M., Papazachos, B. C. and G. F. Karakaisis, 1994. Quantitative Seismicity of the Aegean and Surrounding Area. XXIV General Assembly of E.S.C., Athens, 19-24 September 1994, Vol. 1, pp. 155-164.

Hubbert, M. K. and W. W. Rubey, 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 70, pp. 115-166.*

Hunt, T. and J. H. Later, 1979. Seismic activity near Wairakei geothermal field. Proc. N. Z. Geotherm. Workshop 1979, Part 1, pp. 14-19.

Ibenbrahim, A., J. Ni, S. Salyards and I. M. Ali, 1989. Induced seismicity of the Tarbela reservoir, Pakistan. Seism. Lett. Vol.60, pp. 185-197

IGRS-IFP, 1966. Etude Geologique de L'Epire (Grece Nord-Occidentale). *Paris, Technip Editions, 306 pp.*

Judd, W. R., 1974. Seismic effects of reservoir impounding. *Eng. Geol., Vol. 8, n ½. Elsevier Sci. Pyb. Co.*

Καββαδάς, Μ., 2007. Στοιχεία εδαφομηχανικής, Ε.Μ.Π., σελ.257.

Kangi, A., Heidari, N., 2008. Reservoir–induced seismicity in Karun III dam (Southwestern Iran). J. Seismol, Vol.12, pp. 519-527.

Karakitsios, V., 1988. Sur la différenciation de la zone ionienne en Epire (Gréce nordoccidentale). Bull. Goc. geol. Grèce, Vol. 20, pp.181-196.

Karakitsios, V., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie des formations Jurassiques de la sérié ionienne (Epire. Greece), Conséquences paleogéographiques et tectoniques. *Bull. Soc. géol. Grèce, Vol. 23, pp. 59-74.*

Karakitsios, V., 1995. The Influence of Pre-existing Structure and Halokinesis on Organic Matter Preservation and Thrust System Evolution in the Ionian Basin, Northwestern Greece. *AAPG Bulletin, Vol. 79, p. 960-980.*

Katerinopoulos, A., Kokkinakis, A. and K. Kyriakopoylos, 1994. Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. *Bulletin of Geological Society of Greece*, v. XXX/3, p. 79 – 88.

Κατσιάβρας, Ν., 1988. Το λεπιωμένο σύστημα της ζώνης Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας στο τεκτονικό πλαίσιο των Ελληνίδων. *Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, τομ. 62, σελ. 218 –* 228.

Katsikatsios, G., Migiros, G. and M. Vidakis, 1982. Structure géologique de la région de Thessalie orientale (Grèce). Annales Societe Geologique du Nord, v. 101, pp. 177 – 188.

Katsikatsios, G., Migiros, G., Triantaphylis, M. and A. Mettos, 1986. Geological structure of interned Hellenkies (E. Thessaly-SW Macedonia, Euboea - Attica -Northern Cyclades islands and Lesvos), *IGME, Geol. & Geoph. Res., Special Issue, pp. 191 – 212.*

Κατσικάτσιος, Γ., 1992. Γεωλογία της Ελλάδας, Παπασωτηρίου , Αθήνα, σελ. 451.

Kebeasy, R. M. and A. A. Gharid,1991. Active fault and water loading are important factors in triggering earthquake activity around Aswan Lake. *J. Geodyn., Vol. 14, pp. 73-82.*

King, G., Tselentis, A., Comberg, J., Molnar, P., Roecker, S., Sinvhal, H., Soufleris, C. and J. Stock, 1983. Mikroearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece. *Earth Planet Sci. Lett., Vol. 66, pp. 279-288.*

King, G. C. P., Stein R. S. and J. Lin, 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 84, pp. 935-953.*

King, G. C. P. and M. Cocco, 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Adv. Geophys., Vol. 44, pp. 1-38.*

Κίλιας, Α. και Δ. Μουντράκης, 1989. Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής ζώνης. Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγνητισμός. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τομ. XXIII/1, σελ. 29 – 46.*

Kiratzi, A., Papadimitriou, E. and B. C. Papazachos, 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece. *Ann. Geophys. Vol. 592, pp.161-166.*

Kiratzi, A. and E. Louvari, 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics, Vol. 36, pp.251–274.*

Knoll, P., 1992. The dynamic excess pore pressure concept – A new possible fracture mechanism for fluid – induced seismic events. In *Induced seismicity (Peter Knoll, editor) Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam 1992,pp.275-286.*

Knuepher, P. L., Packer, D. R. and Withers, R. J., 1979. An analysis of Reported Cases of Reservoir-Induced Seismicity and the Potential for Future Occurrences. *Simpósio sobre Sismicidade Natural e Induzida, ABGE, São Paolo, Proceedings, pp. 69-106.*

Kouskouna, V., Karnassopoulou, A., Makropoulos, K., Taxeidis, K. and A. Tzanis, 1998. Investigation of earthquakes (1400-1899) in Greece. Internal report for the 'Basic European Earthquake Catalogue and a Database for the evaluation of long-term seismicity and seismic hazard' project, Department of Geophysics, University of Athens, Athens, pp. 112.

Leblanc, G. and F. Anglin, 1978. Induced seismicity at the Manic 3 reservoir Quebec. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68, pp.1469-1485.*

Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, 1975. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U. S. Geol. Surv., Open File Report, pp. 1–116.*

Lekkas, E., Kranis, Ch., Fountoulis, I., Lozios, S. and E. Adamopoulou, 1996a. Spatial Distribution of damage caused by the Grevena - Kozani earthquake (W. Macedonia) of May 13, 1995. International meeting on results of the May 13, 1995 earhquake of West Macedonia: One year after, INQUA, pp. 89-92.

Lekkas, E., Fountoulis, I., Lozios, S., Kranis, Ch. And E. Adamopoulou, 1996b. Neotectonic implications of Grevena - Kozani earthquake (May 13, 1995, W. Macedonia, Greece). *International meeting on results of the May 13, 1995 earthquake of West Macedonia: One year after, INQUA, pp. 76-80.*

Λιάκουρης, Δ., 1995: Η Γεωλογία και τα Φράγματα της ΔΕΗ, Αθήνα 1995, Τύπο Φως ΕΠΕ.

Li, Z. A., Xu, Y. J. and X. G. Xan, 1989. Discussion on the environmental factors of the induced earthquakes. In Crust Deformation and Earthquakes. *Ed. Institute of Seismology, S.S.B. Seismological Press, Beijing, pp. 140-147.*

Lin, J. and R. S. Stein, 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, *109*, *B02303*, *doi:10.1029/2003JB002607*.

Louis, I., Drakopoulos, I. and K. Pavlou, 1994. Active faulting and 3-D velocity structure at Steno Dam-site area (NW Greece) as determined by tomographic inversion of P-travel times. *Proceedings European Seismological Commission, Vol II, pp. 739-750.*

Louis, J., Papadopoulos, T., Drakatos, G. and P. Pantzartzis, 1995. Conventional and Modern Seismic Investigations for rock quality determination at a dam site. A case history. *Geophysical Prospecting, Vol. 43, pp. 779 - 792.*

Lyberis, N., Angelier, J., Barrier, E. and S. Lallemant, 1982. Active deformation of a segment of arc: the strain of Kythira, Hellenic arc, Greece. *Journal of Structural Geology, Vol. 4, pp. 299-311.*

Makropoulos, K., 1982. Evaluation of seismic hazard for the South Fork American river project el Doraro county, California. *As submitted to Ebasco Services Inc., pp. 89.*

Makropoulos K. and P. Burton, 1984. Greek tectonics and seismicity. *Tectonophisics, Vol.* 106, pp.275-304.

Makropoulos K. and P. Burton, 1985α. Seismic hazard in Greece. I. Magnitude recurrence. *Tectonophisics, Vol. 117, pp.205-257.*

Makropoulos K. and P. Burton, 1985β. Seismic hazard in Greece. II. Ground accereration. *Tectonophisics, Vol. 117, pp.259-294.*

Makropoulos K. C., Drakopoulos J. K. and J. B. Latousakis, 1989. A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900. *Geophys. J. Int., Vol. 98, pp. 391-394.*

Makropoulos K., Kouskouna V. and G. Kaviris, 2010. An updated earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1800. *Book of Abstracts, 32nd ESC General Assembly, Montpellier, France, p. 152.*

Makropoulos K., Kaviris G. and V. Kouskouna, 2011. An extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900, enriched with the M_w addition. *Geophys. J. Int., in press.*

Marnelis, F., Roussos, N., Rigakis, N. and V. Karakitsios, 2007. Structural Geology of the Western Greece Fold and Thrust Belt. *Energy Conference and Exhibition, Athens, Greece.* 14-17 November 2007, Guide to Fieldtrip No. 1, pages 47.

Μαυρίδης, Α. και Δ. Ματαράγκας, 1979. Φύλλο «ΑΓΙΟΦΥΛΛΟΝ», γεωλογικός χάρτης, κλίμακας 1:50.000. Ι.Γ.Μ.Ε. Αθήνα.

Mckenzie, B. E., 1972. Visual discrimination in early infancy. *Unpublished doctoral thesis, Monash University.*

Mendiguren, J. A., 1980. A Procedure to Resolve Areas of Different Source Mechanisms When Using the Method of Composite Nodal Plane Solution, *Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 70, pp. 985-998.*

Mercier, J., 1966. Etude geologique des zones internes des Hellenides en Macedoine central (Grece). *Thèse*

Migiros G., Bathrellos G. D., Skilodimou H. D. and T. Karamousalis, 2011. Pinios (Peneus) River (Central Greece): Hydrological — Geomorphological elements and changes during the Quaternary. *Cent Eur J Geosci, Vol. 3 (2), pp. 215–228.*

Mogi, K., 1966. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., Vol.44, pp. 215-232.

Μουντράκης, Δ. Μ., 1983. Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών ελληνίδων. Πραγματεία για Υφηγεσία, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, σελ. 289.

Mountrakis, D., 1986. The Pelagonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian Continent and its role in the geotectonic evolution of the Mediterranean. *J. Geol.*, *Vol. 94, pp. 335-347.*

Mountrakis, Δ. Μ., 1994. Εισαγωγή στη γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελληνικής Ενδοχώρας και των Εσωτερικών Ελληνίδων. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τόμος 30, σελ. 31-46.

Mountrakis, D., 2005. Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area. *In Fytikas and Vougioukalakis eds. The South Aegean Active Volcanic arc., Elsevier, 1-10.*

Mountrakis, D., 2006. Tertiary and Quaternary tectonics of Greece. *Geological Society of America, Sp. Paper, Vol. 409, pp. 125-136.*

Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E. and D. Vamvakaris, 2006. New neotectonic and seismological data about the main active faults and stress regime of Northern Greece. *Journ. Geol. Soc., London, Sp. Publ. Vol. 260, pp. 649-670.*

Μουντράκης, Δ. Μ., 2010. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, σελ.373.

Moldoveanu, T., Bonjer, K. P. and M. Pecingine, 2010. Aspects concerning seismicity analyses of Vidraru-Agres (Romani) dam area. *Proceedings of the Workshop Induced seismicity, Luxembourg, pp. 99-108.*

Μπαθρέλλος, Γ., 2005. Γεωλογική, γεωμορφολογική και γεωγραφική μελέτη των αστικών περιοχών του Νομού Τρικάλων – Δυτικής Θεσσαλίας. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, σελ. 567.

Muco, B., 1998. Catalog of ML≥3.0 earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and distribution of seismic energy released. *Tectonophysics, Vol. 292, pp. 311 319.*

Osswald, 1938. Geologishe Gerschiechte von Grechisch-Nord Makedonien. *Nationale, Athens.*

Panou, A. A., Papazachos, C. B., Papaioannou, Ch. and P. M. Hatzidimitriou, 2004. A Source parameters study of the aftershock sequence of the Kozani – Grevena 1995 earthquake

based on acceleration records. Bulletin of the Geological Society of Greece, Vol. XXXVI, pp. 1457-1466.

Papadimitriou P., Kaviris G. And K. Makropoulos, 2006. The M_w=6.3 2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes. *Tectonophysics, Vol. 423, pp.73-82.*

Papanastassiou, D., Drakatos, G., Voulgaris, N. and G. Stavrakakis, 1998. The May 13, 1995, Kozani - Grevena (NW Greece) earthquake: Source study and its tectonic implications. *Journal of Geodynamics (26), 2-4 pp. 233-244*.

Papazachos, B. C., 1973. The time distribution of the reservoir – associated foreshocks and its importance to the prediction of the principal shock. *Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 63, pp. 1973-1978.*

Papazachos, B. C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics, Vol. 178, pp. 287-308.*

Papazachos, B. C. and C. B. Papazachou, 1997. The earthquakes of Greece, *Editions Ziti, Thessaloniki, pp. 304.*

Papazachos, C. B., 1999. An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and surrounding area. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, pp. 111-119.*

Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E. and C. B. Papazachos, 1998. A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence. J. Geodynamics, Vol. 26, pp. 217-231.

Παπαζάχος, Β. Κ., και Α. Β. Παπαζάχου, 2003. Οι σεισμοί της Ελλάδος. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 286.

Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B. and G. F. Karakaisis, 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, 10th Congr. Hellenic Geol. Soc., Thessaloniki, Greece, 14–17 April 2004, 539–540.

Παπανικολάου, Δ. Ι., 1986. Γεωλογία της Ελλάδος. Εκδόσεις Επτάλοφος, σελ. 240.

Papanikolaou, D., 1989a. Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanan fragments? *Geol. Soc. Greece. Spec. Publ., Vol. 1, pp. 63-90.*

Papanikolaou, D., 1997. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. *Annales Géologiques des Pays Helléniques, Vol. 37, pp. 495 – 514.*

Παπανικολάου, Δ. Ι., 2007. Γεωλογία η επιστήμη της γης. Εκδόσεις Πατάκη, σελ.291.

Paquin, C, Froidevaux, C. Bloyet, J., Ricard, Y. and C. Angelidhis, 1982. Tectonics stresses on the mainland of Greece: In situ measurements by ober coring. *Tectonophysics , Vol. 86, pp. 17-26.*

Παραδεισοπούλου, Π., 2009. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου σε σύνδεση με τις μεταβολές του πεδίου των τάσεων. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, σελ. 291.

Parry, R. H. G., 1995. Mohr circles, stress paths and geotechnics. *Published by E & FN Spon, an imprint of Chapman & Hall, London, UK.*

Patil., D. N., Bhosale, V. N., Guha S. K. and K. B. Powar, 1986. Reservoir induced seismicity in the vicinity of Lake Bhatsa, Maharashtra, India. *Physics of Earth and Planetary Interiors, Vol. 44, pp. 73-81.*

Παυλίδης Σ. Β., 1985. Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία). *Διδακτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσαλονίκης, σελ. 265.*

Pavlides S. B., Zouros, N. C., Chatzipetros, A. A., Kostopoulos, D. S. and D. M. Mountrakis,
1995. The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani-Grevena) earthquake;
preliminary results. *Terra Nova, Vol. 7, pp. 544-549.*

Pavlides, S. and D. Mountrakis, 1987. Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the Late Miocene. *J. Struct. Geol., 9, 4, pp. 385-392.*

Pavlides, S., Valkaniotis, S. and A. Chatzipetros, 2007. Seismically capable faults in Greece and their use in Seismic Hazard assessment. 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, paper No. 1609.

Pavlin, G. B. and C. A. Langston, 1983. Source parameter inversion of a reservoir-induced seismic sequence: Lake Kariba, Africa (September, 1963). *Geophysical Journal, Vol. 74, pp. 819-842.*

Philippson, A., 1898. La tectonique de l' Egeide. Ann. de Geographie, pp. 112-141.

Piccinelli, F. G., Mucciarelli M., Federico P. and D. Albarello, 1995. The microseismicity network of the Ridracoli Dam, north Italy: data and interpretation. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 145, No. 1, pp. 97 – 108.*

Rajendran, K., 1995. Sensivity of a seismically active reservoir to low-amplitude fluctuations: Observations from Lake Jocassee, south Caroline. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 145, No. 1, pp. 87 – 95.*

Rajendran, K. and P. Talwani, 1992. The role of elastic, undrained, and drained responses in triggering earthquakes at Monticello Reservoir, South Carolina. *Bulletin of Seismological Society of American, Vol.82, pp. 1867–1888.*

Rajendran, K. and C. M. Harish, 2000. Mechanism of triggered seismicity at Koyna: an assessment based on relocated earthquake during 1983–1993, *Current Science, Vol. 79, pp. 358–363.*

Ramana, D. V., Chadha, R. K., Chandrani S. and M. Shekar, 2007. Water level fluctuations due to earthquakes in Koyna-Warna region, India. *Natural Hazards, Vol. 40, pp. 585–592.*

Rastogi, B. K., Chadha, R. K. and I. P. Raju, 1986. Seismicity near Bhatsa reservoir, Maharashtra, India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 44, No. 2, pp. 179 – 199.*

Rastogi, B. K., 1995. Correlation of filling history with seismicity near artificial water reservoir, NATO ASI Series, Partnership Sub-Series 2. *Environment, Vol. 4, Earthquakes Induced by Underground Nuclear Explosions (eds. R. Console and A. Nikolaev), Springer-Verlag, pp. 343-352.*

Rastogi, B. K., Chadha, R. K and C. S. P. Sarma, 1995. Investigations of June 7, 1988 earthquake of magnitude 4.5 near Idukki Dam in southern India. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 145, No. 1, pp. 109 – 122.*

Rastogi, B. K., Chadha, R. K., Sarma, C. S. P., Mandal, P., Satyanarayana, H. V. S., Raju, I. P., Kumar, N., Satyamurthy, C. and A. N. Rao, 1997. Seismicity at Warna Reservoir (near Koyna) through 1995. *Bulletin of Seismology Society of American, Vol. 87, pp.1484–1494.*

Renz, C., 1940. Die tektonik der Griechischen Gebirge. Mem. Acad. Athens, Vol. 8, pp. 1-171.

Resor, P. G., Pollard D. D., Wright, T. J. and G. C. Beroza, 2005. Integrating high-precision aftershock locations and geodetic observations to model coseismic deformation associated with the 1995 Kozani-Grevena earthquake, Greece. *Journal of Geophysical research, Vol. 110, pp. 1-14, B09402, doi:10.1029/2004JB003263.*

Ribotta, L. C., 1989. Magnitude Local e Análise Preliminar do Risco Sismico para Atividade Sismica Induzida no Reservatório de Parabuna/Paratinga. *Proc.* 1st International Congr. Brazilian Geophys. Soc., Vol. I, pp. 384-391.

Rice, J. R. and M. P. Cleary, 1976. Some basic Stress Diffusion Solutions for fluid-saturated Elastic Porous Media with Compressible Constituents, *Rev. Geophys. Vol.14, pp. 227-241.*

Rigo A., Chabalier, J. B., Meyer B. and R. Armijo, 2004. The 1995 Kozani–Grevena (northern Greece) earthquake revisited: an improved faulting model from synthetic aperture radar interferometry. *Geophys. J. Int., Vol. 157, pp. 727–736.*

Roeloffs, E. A., 1988. Fault stability changes induced beneath a reservoir with Cyclic Variations in water level. *J. Geophys. Res., Vol. 93, pp. 2107-2124.*

Rogers, A. M. and W. H. K. Lee, 1976. Seismic study of earthquakes in the Lake Mead, Nevada-Arizona region. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66, 5, pp. 1657-1681.*

Rozos D., Bathrellos G.D. And H.D. Skilodimou, 2011. Comparison of the implementation of Rock Engineering System (RES) and Analytic Hierarchy Process (AHP) methods, based on landslide susceptibility maps, compiled in GIS environment. A case study from the Eastern Achaia County of Peloponnesus, Greece. *Environ Earth Sci, Vol. 63/1, pp. 49–63.*

Saar, M.O., and M. Manga, 2003. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. *Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 214, pp. 605–618.*

Savoyat, E. and N. Lalechos, 1972. Φύλλο «ΚΑΛΑΜΠΑΚΑ», γεωλογικός χάρτης, κλίμακας 1:50.000. *ΕΘ.Ι.Γ.Μ.Ε.* Αθήνα.

Schmitt, A., 1983. Nouvelles contributions á l' etude gèologique des Pieria de l' Olympe et de l' Ossa (Greece du Nord). These Doctorad, Fac. Plyt. De Mons.

Scholz, C. H., 1988. Mechanisms of seismic quiescences. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 126, No. 2 – 4, pp. 701 – 718.*

Scholz, C. H. 2002. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd edition. Printed in the United Kingdom at the University Press, Cambridge, pp. 471.

Shebalin, N.V., 1974a. Catalogue of Earthquakes. Part 1, 1901-1970, Part 2, prior to 1901. UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje.

Segall, P., Grasso, J. R. and A. Mossop, 1994. Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France. J. Geophys. Res., Vol. 99, pp. 423-438.

Selim, M. M., Masajiro Imoto and Nobuo Hurukawa, 2002. Statistical investigation of reservoir-induced seismicity in Aswan area, Egypt. *Earth Planets Space, Vol. 54, pp 349–356,*

Shen, L. Y., and B. Q. Chang, 1995. Application of stress pore pressure coupling theory for porous media to the Xinfengjiang reservoir earthquake. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 145/1, pp. 123 – 137.*

Simpson, D. W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading. *Eng. Geol. Vol. 10, 123.*

Simpson, D. W. and S. K. Negmatullaev, 1981. Induced seismicity at Nurek reservoir Tadjikistan, USSR. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.71, No. 5, pp. 1561-1586.*

Simpson, D. W., 1986. Triggered Earthquakes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Vol. 14, pp. 21-42.

Simpson D. W., Leith W. S. and C. H. Scholz, 1988. Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismology Society of America, Vol. 78 / 6, pp. 2025 – 2040.*

Skipp, B. O. and Higgins, 1981. The potential for induced seismicity-geological approaches. In Dams and earthquakes. *Proc. Of a conf. of Institution of Civil Eng., paper 32, pp.287-295.*

Snow, D. T., 1972. Geodynamics of seismic reservoir. *Proceedings of Symp., Flow Fractured Rock (German Soc. Soil Rock Mech., Stuttgart, TS-J, pp. 19.*

Sobolev, G. A., Babichev, O. V., Los, V. F., Koltson, A. V., Ponomaryov, A. V., Ponyatovskaya, V. I., Rozanov, A. S., Stanchits, S. A., Khromov, A. A., Flovov, D. I., Yangquan, L., Jialiu, Z., Jiadong, Q., Shiyu, L., 1996. Precursors of the destruction of water containing blocks of rock. *Journal of Earthquake Prediction Research, Vol. 39*.

Stein, R.S., King, G. and J. Lin, 1992. Change in failure stress on the Southern San Andreas Fault system caused by the 1992 magnitude 7.4 Landers earthquake. *Science, Vol. 258, pp.1328-1332.*

Sumei, L., Lihua X. and P. Talwani, 2011. Reservoir-induced seismicity in the Danjiangkou Reservoir: a quantitative analysis. *Geophys. J. Int., Vol.* 185, pp. 514–528.

Sykes, L. R., 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. Geophys. Res., Vol. 72, pp. 2131-2152.

Talwani, P., Stevenson, D., Chiang, J. and D. Amick, 1976. The Jocassee Earthquakes- A Preliminary Report, *Third Technical Report, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, pp. 127.*

Talwani, P., 1981. Hydraulic diffusivity and reservoir induced seismicity, *Final technical report. U.S.G.S., Reston., Virginia, pages 48.*

Talwani, P. and S. Acree, 1985. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoirinduced seismicity. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 122, pp. 947 – 964.*

Talwani, P., 1995. Speculation on the causes of continuing seismicity near Koyna reservoir, India. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 145 / 1, pp. 168 – 174.*

Talwani, P., 1997. On the Nature of Reservoir-induced Seismicity. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 150 / 3 – 4, pp. 473 – 492.*

Talwani, P., 1997. Seismotectonics of the Koyna-Warna Area, India. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 150 /3 – 4, pp. 511-550.*

Talwani, P., 2000. Seismogenic properties of the crust inferred from recent studies of reservoir-induced seismicity, application to Koyna. *Current Science, Vol.* 79 / 9 - 10, pp. 1327 – 1333.

Terzaghi, K., 1923. Die Berechnung der Durchlassigkeitsziffer des toones aus dem Verlauf der Hydrodynamischen pannungserscheinungen. *Akad. Wiss. Wein Math. Naturwiss. K.,* 132(3/4), 125 – 128. (Reprinted in From Theory to Practice in Soil Mechanics, edited by L. Bjerrun, A. Cassagrande, R. B. Peck, and A. W. Skepton, John Wiley, New York, pp. 133-146.)

Timmel, K. E. and D. W. Simpson, 1973. Seismic events during filling of Talbingo Reservoir. *Unpublished Rep. Australian National University, Canterra, A.C.T., pp. 27-33.*

Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger K. and S. Bozkurt, 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J. Geophys. Res., B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.*

Toda, S., Stein, R., Lin, J. and V. Sevilgen, 2010. Coulomb 3.2, Graphic-rich deformation & stress-change software. *User Guide, pages. 56.*

Τσαγκαλίδης, Α., 1990. Πετρολογική μελέτη περιοχής Όσσας Θεσσαλίας. Διδακτορική Διατριβή, Γεωργικό Πανεπιστημίου Αθηνών, Γενικό Τμήμα, σελ. 216.

Tselentis, G. A., Sokos, E., Martakis, N. and A. Serpetsidaki, 2006. Seismicity and Seismotectonics in Epirus, Western Greece: Results from a Microearthquake Survey. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 96 / 5, pp. 1706-1717.*

Τσουτρέλης, Χ., 1985. Στοιχεία μηχανικής των πετρωμάτων, σελ.305.

Utsu, T., 1969. Aftershock sequence and their interrelations. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7 (Geophysics), Vol. 3, pp. 129-195.

Veloso, J. A. V., Carvalho, J. M., Huelsen, M. G., Gomide, L. C. and C. N. Chimpliganond, 1994. Recent Seismic Activity in Nova Ponte Reservoir Area, Brazil. *Regional Seismological Assembly in South America, Brasilia, Abstracts, 22.*

Viotti, C. B., Veloso, J. A. V. and L. C. Gomide, 1997. Induced Seismicity at Cajuru Reservoir, Minas Gerais, Brazil. *Proc.* 19th Int. Congr. On Large Dams, (Florence, Italy), pp. 1211-1225.

Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, pp. 972–1002.*

Wilson, J., 1993. The anatomy of the Krania basin, northwest Greece. *Bull. Soc. Geol. Greece*, *Vol. XXVII/1, pp. 361 – 368.*

Withers, R. J. and E. Nyland, 1976. Theory for rapid solution of ground subsidence near reservoirs on layered and porous media. *Eng. Geol., Vol. 10, pp. 169-185.*

Yuliang, H., Zuyuan, L., Qingyuan, Y., Xiancheng, C., Ping, H., Wentao, M. and L. Jun, 1996. Induced Seismicity at Wujiangdu Reservoir, China: A case Induced in the Karst Area. *Pageoph, Vol. 147 / 2, pp. 409-418.*

Yunga, S., Simpson, D. and A. Kondrantenko, 1996. Seismotectonic deformation during the filling of Toktogul reservoir, Kirghizia. *Pure Appl. Geophys., Vol. 147 (2), pp. 419-431.*

Zoback, M. D. and S. Hickman, 1982. In Situ Study of the Physical Mechanisms Controlling Induced Seismicity at Monticello Reservoir, South Carolina. *J. Geophys. Res., Vol. 87, No B8, pp. 6959-6974.*

Zhong Y. Z, Gao C. and B. Yun, 1997. Induced Seismicity in Liaoning Province, China. Pure appl. geophys., Vol. 150 pp. 461–472.

Zhong, Y. Z., Jiang, Y. Q., and D. Z. Han, 1981. Discussion on the Induced Seismicity in Shenwo Reservoir Area. *Seismology and Geology, Vol. 4, pp. 59–69.*

ПАРАРТНМА А



Μέγιστες εντάσεις του σεισμού μεγέθους Μ=5.6 (10/3/1981)





Εικόνα Π.Α2: Μέγιστες εντάσεις του σεισμού μεγέθους M=4.7 που έλαβε χώρα στις 10/4/1981 στο Ανατολικό άκρο του Αμβρακικού κόλπου νότια του φράγματος Πουρναρίου.

<u>ПАРАРТНМА В</u>



Εικόνα Π.Β1: Μέγιστες εντάσεις του σεισμού μεγέθους M=5.2 που έλαβε χώρα στις 25/10/1984 νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου.



Εικόνα Π.Β2: Μέγιστες εντάσεις του σεισμού μεγέθους Mw=6.5 που έλαβε χώρα στις 13/5/1995 νοτιοδυτικά της λίμνης Πολυφύτου.