ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΟΥΡΟΥΚΛΑΣ ΧΡΗΣΤΟΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2015

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΟΥΡΟΥΚΛΑΣ ΧΡΗΣΤΟΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'

Τομέας Γεωφυσικής

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης:7/7/2015

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ., με κωδικό αριθμό 843

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ.,	Επιβλέπουσα
Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ.,	Μέλος
Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ.,	Μέλος

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N^{o}

© Κουρούκλας Α. Χρήστος, 2015
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος, All rights reserved

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

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

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ 1

1.1 Εισαγωγή 1

1.2 Ισχυροί σεισμοί και χρόνος επανάληψης 1

1.3 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά περιοχής μελέτης 4

1.4 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με τις στατιστικές κατανομές του χρόνου επανάληψης των σεισμών 6

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ 9

2.1 Εισαγωγή 9

2.2 Επαναπροσδιορισμός παραμέτρων ιστορικών σεισμών 9
2.2.1 Υπολογισμός τιμών μακροσεισμικής έντασης 9
2.2.2 Μέθοδος Bakun and Wentworth για τον επαναπροσδιορισμό των παραμέτρων ιστορικών σεισμών 11

2.3 Στατιστική Επεξεργασία 14
2.3.1 Στατιστικές κατανομές και δημιουργία δείγματος 14
2.3.2 Αυτοσυσχέτιση δείγματος 17
2.3.3 Εκτίμηση παραμέτρων στατιστικών κατανομών 19
2.3.4 Σύγκριση στατιστικών κατανομών 20
2.3.5 Υπολογισμός πιθανοτήτων 23

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΙΣΤΟΡΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΩΝ ΚΕΝΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΙΩΝ ΝΗΣΙΩΝ 25

3.1 Εισαγωγή 25

3.2 Δεδομένα 25

3.3 Συλλογή ιστορικών πηγών και υπολογισμός μακροσεισμικής έντασης 30

3.4 Εφαρμογή της μεθόδου των Bakun and Wentworth 38

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ 49

4.1 Εισαγωγή 49

4.2 Δημιουργία δείγματος και στατιστικές παράμετροι 49

4.3 Αυτοσυσχέτιση δείγματος 49

4.4 Εφαρμογή στατιστικών κατανομών 51

4.5 Σύγκριση στατιστικών κατανομών 54

4.6 Υπολογισμός πιθανοτήτων 57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 59

ΠΕΡΙΛΗΨΗ 63

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ABSTRACT **65**

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ **67**

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ **71**

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με κατεύθυνση και γνωστικό αντικείμενο την Γεωφυσική. Το αντικείμενο της είναι ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών (ιστορικών και της ενόργανης περιόδου) με την εφαρμογή στοχαστικών διαδικασιών στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νησιών η οποία παρουσιάζει την υψηλότερη σεισμικότητα στον Ελληνικό χώρο.

Στο πρώτο κεφάλαιο, περιγράφεται το θεωρητικό πλαίσιο με τη βοήθεια του οποίου γίνεται η προσέγγιση του καθορισμού του χρόνου επανάληψης, γίνεται περιγραφή των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της περιοχής μελέτης ενώ τέλος δίνεται αναλυτικά η σχετική με το θέμα προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα και βιβλιογραφία.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, περιγράφονται αναλυτικά, όλες οι διαδικασίες και μέθοδοι που εφαρμόσθηκαν με στόχο την επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών ενώ στη συνέχεια περιγράφονται οι μέθοδοι της στατιστικής επεξεργασίας του δείγματος των χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών που εφαρμόσθηκαν για τον καθορισμό της στατιστικής κατανομής που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα.

Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης σε διάφορες θέσεις παρατήρησης κάθε ιστορικού σεισμού που υπολογίστηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής και που αποτέλεσαν το εργαλείο για την επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, παρουσιάζεται η διαδικασία δημιουργίας του δείγματος των χρονικών διαστημάτων και ο υπολογισμός ορισμένων στατιστικών του παραμέτρων, η εφαρμογή των στατιστικών μεθόδων για την εκτίμηση των παραμέτρων των κατανομών, τα αποτελέσματα της σύγκρισης των κατανομών και η επιλογή εκείνης που παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα καθώς και οι εκτίμηση των τιμών της πιθανότητας ο επόμενος σεισμός να συμβεί σε ορισμένα χρονικά διαστήματα από τον τελευταίο.

Τέλος, στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την παραπάνω έρευνα.

Οι χάρτες που περιέχονται στην παρούσα διατριβή σχεδιάστηκαν με τη χρήση του λογισμικού GMT (Wessel and Smith, 1998). Ιδιαίτερα για τον χάρτη του σχήματος 1.5 χρησιμοποιήθηκαν όλες οι διαθέσιμες λύσεις των μηχανισμών γένεσης του προγράμματος 'Global CMT' και οι οποίες βρίσκονται στη ιστοσελίδα του: http://www.globalcmt.org.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Για τον έλεγχο πληρότητας του μεγέθους εφαρμόσθηκε το λογισμικό πακέτο ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων Zmap (Wiemer, 2001) το οποίο είναι διαθέσιμο στο σύνδεσμο: http://www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index_EN.

Για την σύγκριση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης που εκτιμήθηκαν στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν τα αρχεία των τιμών της μακροσεισμικής έντασης με τα οποία συντάχθηκαν οι Άτλαντες Ισοσείστων Καμπυλών (Papazachos et al., 1997), τα οποία μας παραχωρήθηκαν από τον Δρ. Αλέξανδρο Σαββαΐδη τον οποίο και ευχαριστώ θερμά.

Για την επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών χρησιμοποιήθηκε κώδικας στη γλώσσα Fortran, ο οποίος μας παραχωρήθηκε από τον καθηγητή W. Bakun τον οποίο και ευχαριστώ θερμά.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω την επιβλέπουσα καθηγήτρια μου κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία για την εμπιστοσύνη και την στήριξη που έδειξε κατά την διάρκεια των σπουδών μου τόσο σε μεταπτυχιακό όσο και σε προπτυχιακό επίπεδο. Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Καρακώστα Βασίλειο, Καθηγητή Σεισμολογίας για την συνεργασία και τις πολύτιμες συμβουλές του τόσο κατά την διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής αλλά και κατά την διάρκεια των σπουδών μου. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Τσακλίδη Γεώργιο, Καθηγητή Μαθηματικών ο οποίος με τις καίριες παρατηρήσεις και συμβουλές του με βοήθησε ιδιαίτερα στα θέματα που αφορούν το στατιστικό μέρος της διατριβής και που χωρίς αυτές δεν θα ήταν εφικτή η ολοκλήρωσή της.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους υποψήφιους διδάκτορες του Τομέα Γεωφυσικής Γκαρλαούνη Χαρά και Μεσημέρη Μαρία καθώς και τους Δρ. Σεισμολογίας Παραδεισοπούλου Πόπη και Λεπτοκαρόπουλο Κώστα για τις συμβουλές τους και την πολύτιμη βοήθεια που μου έδωσαν. Θα ήταν παράλειψή μου αν δεν ευχαριστούσα θερμά τους συμφοιτητές μου στο Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών για την στήριξη που μου έδειξαν όσο καιρό διήρκεσαν οι σπουδές μου. Τέλος, ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στην οικογένειά μου για την υλική αλλά κυρίως την ηθική στήριξη που μου έδωσαν, χωρίς την οποία θα ήταν αδύνατον να ολοκληρώσω τις σπουδές μου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή

1.1 Εισαγωγή

Ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με βάση ένα κατώφλι μεγέθους σε μία συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί σημαντική παράμετρο για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας δεδομένου ότι αποτελεί βάση για την εκτίμηση του χρόνου γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού. Η γένεση των σεισμών, δεν είναι ούτε εντελώς τυχαία αλλά ούτε και περιοδική. Επιπλέον, ο αριθμός των ισχυρών σεισμών είναι ιδιαίτερα περιορισμένος, με τα χρονικά διαστήματα μεταξύ δύο διαδοχικών ισχυρών σεισμών συχνά να ξεπερνούν τα 100 έτη. Επομένως για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψής τους είναι χρήσιμη ή και αναγκαία η εφαρμογή στοχαστικών διαδικασιών.

Στόχος της παρούσας διατριβής είναι ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα), περιοχή με την υψηλότερη σεισμικότητα στον ελληνικό χώρο, με την εφαρμογή στοχαστικών μεθόδων αφού πρώτα οι σεισμοί αυτοί συσχετισθούν με την κύρια δομή τεκτονικής προέλευσης της περιοχής που είναι η Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς.

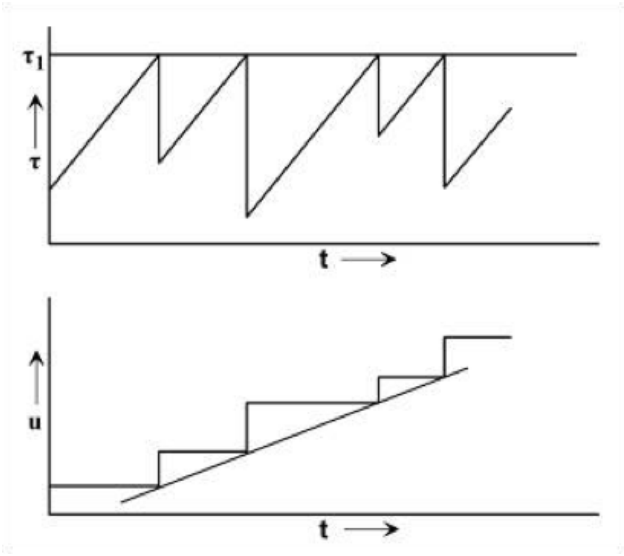
Στο κεφάλαιο αυτό, γίνεται αναφορά στη σχέση των ισχυρών σεισμών και του χρόνου επανάληψης, στις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής μελέτης καθώς και στην προηγούμενη σχετική έρευνα.

1.2 Ισχυροί σεισμοί και χρόνος επανάληψης

Ο καθορισμός των χρονικών διαστημάτων μεταξύ δύο διαδοχικών ισχυρών σεισμών σε μία συγκεκριμένη περιοχή και μάλιστα σε συγκεκριμένο ρήγμα ή ζώνη διάρρηξης με μέγεθος μεγαλύτερο από μία συγκεκριμένη τιμή που να είναι χαρακτηριστικό για το ρήγμα, αρχικά βασίσθηκε στον συνδυασμό δύο θεωρητικών μοντέλων, του μοντέλου πρόγνωσης χρόνου (time predictable model; Shimazaki and Nakata; 1980), Σχ. 1.1 και του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού (characteristic earthquake model; Schwartz and Coppersmith, 1984), Σχ. 1.2. Σύμφωνα με το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου, ένας ισχυρός σεισμός γίνεται όταν η τάση υπερβεί μία ανώτερη τιμή η οποία παραμένει σταθερή για κάθε σεισμό ενώ η πτώση τάσης και επομένως και η ολίσθηση πάνω στο ρήγμα θα μεταβάλλεται από σεισμό σε σεισμό. Έτσι, ο χρόνος γένεσης του επόμενου σεισμού μπορεί να εκτιμηθεί με βάση τη σεισμική ολίσθηση του προηγούμενου σεισμού, η οποία είτε είναι γνωστή είτε μπορεί να

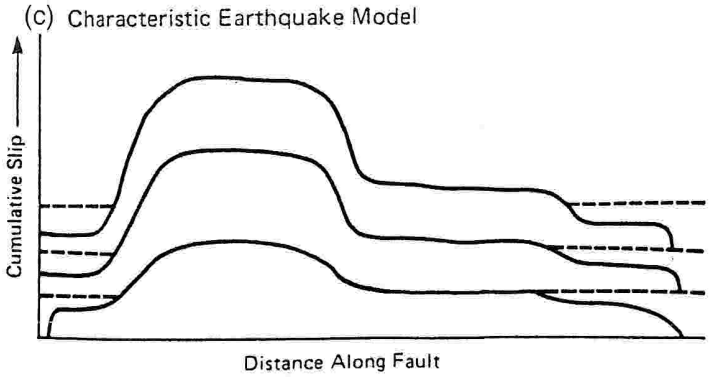
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

υπολογιστεί από το μέγεθος του προηγούμενου σεισμού που είναι γνωστό, όταν είναι γνωστός τουλάχιστον ένας σεισμικός κύκλος.



Σχήμα 1.1 Διαγράμματα τάσης (επάνω) και ολίσθησης (κάτω) σε σχέση με το χρόνο όπως περιγράφονται στο μοντέλο πρόγνωσης χρόνου (Τροποποιημένο από Shimazaki and Nakata, 1980).

Το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού προτείνει ένα διαφορετικό τρόπο προσέγγισης για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, κάθε κύριο ρήγμα ή τέμαχος αυτού συνδέεται με ισχυρούς σεισμούς, με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από μία συγκεκριμένη τιμή, οι οποίοι παρουσιάζουν κοινά ή παρόμοια χαρακτηριστικά. Πιο συγκεκριμένα, κάθε ισχυρός σεισμός που γίνεται σε δεδομένο ρήγμα έχει ταυτόσημο μέγεθος και ταυτόσημη ολίσθηση πάνω στο ρήγμα σε σχέση με τον προηγούμενο και τον επόμενο ισχυρό σεισμό ενώ και τα χρονικά διαστήματα μεταξύ των σεισμών χαρακτηρίζονται από μία σχετική κανονικότητα.

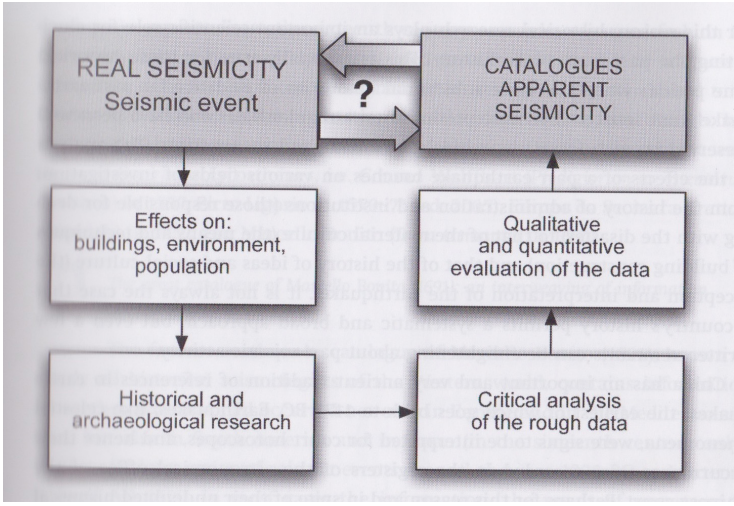


Σχήμα 1.2 Σχηματική απεικόνιση του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού όπου φαίνεται η αθροιστική ολίσθηση κατά μήκος της επιφάνειας του ρήγματος και όπου διακρίνεται η ταυτόσημη ολίσθηση κατά τη γένεση ισχυρών σεισμών (Από Schwartz and Coppersmith, 1984).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Επομένως, συνδυάζοντας τα δύο αυτά μοντέλα μπορεί να διαμορφωθεί ένα θεωρητικό πλαίσιο μέσα στο οποίο το ζητούμενο θα είναι ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από μία ορισμένη τιμή που θα οριστεί για μία συγκεκριμένη περιοχή. Το πλήθος των σεισμών αυτών είναι συχνά περιορισμένο καθώς τα χρονικά διαστήματα μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών είναι συνήθως μεγάλα (συνήθως μεγαλύτερα των 100 ετών που καλύπτει η ενόργανη σεισμολογία), ώστε μία αιτιοκρατική προσέγγιση στον υπολογισμό του χρόνου επανάληψης να μην είναι εφικτή. Έτσι, κρίνεται απαραίτητη η εφαρμογή στοχαστικών διαδικασιών με στόχο τον καθορισμό της στατιστικής κατανομής που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση σε δεδομένα του χρόνου επανάληψης.

Το περιορισμένο πλήθος των ισχυρών σεισμών καθιστά επίσης απαραίτητη την αναζήτηση ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης όχι μόνο κατά τη διάρκεια της ενόργανης σεισμικότητας (instrumental seismicity) αλλά και σε εκείνα της ιστορικής σεισμικότητας (historical seismicity) έτσι ώστε ο τελικός αριθμός των σεισμών που θα χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερος.



Σχήμα 1.3 Σχηματικό διάγραμμα όπου φαίνονται οι διαδικασίες που είναι απαραίτητες να γίνουν ώστε να επαναξιολογηθούν τα δεδομένα της ιστορικής σεισμικότητας (Από Guidoboni and Ebel, 2009).

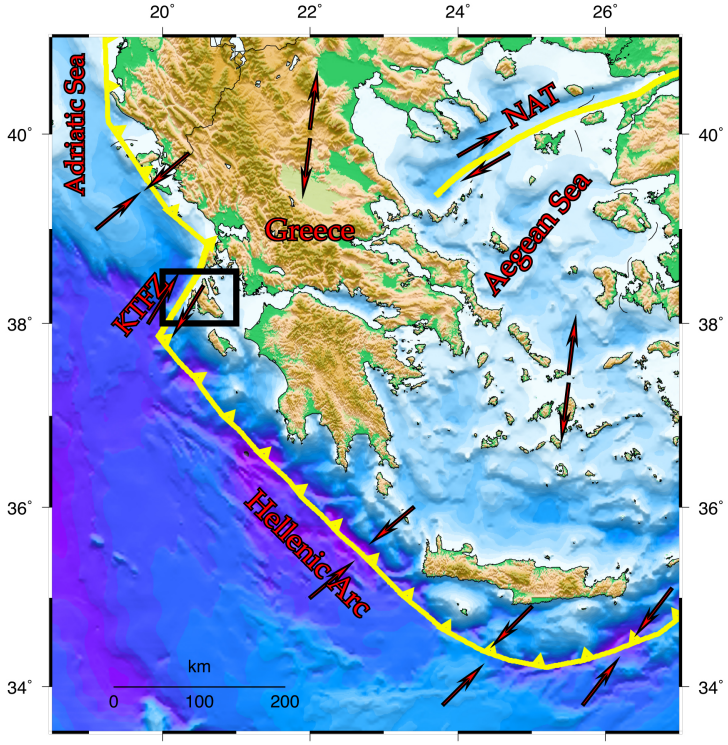
Οι πληροφορίες που βρίσκονται στους καταλόγους της ιστορικής σεισμικότητας περιέχουν συχνά σφάλματα όσον αφορά το μέγεθος και το επίκεντρό των σεισμών και επομένως πρέπει να υποβληθούν σε συστηματική επανεξέταση έτσι ώστε να αντικατοπτρίζουν την σεισμικότητα της περιοχής. Σε αυτή τη βάση πρέπει να επαναξιολογηθεί η επίδρασή τους στο δομημένο περιβάλλον και τους ανθρώπους μέσα από πληροφορίες που προκύπτουν από την ιστορική και την αρχαιολογική έρευνα και να γίνει ποσοτική επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων τους όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3. Η

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

επαναξιολόγηση της επίδρασης των ιστορικών σεισμών μπορεί να γίνει με την εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης σύμφωνα με κάποια κλίμακα μέτρησής της με βάση ιστορικές πηγές που αναφέρουν τα καταστροφικά αποτελέσματα του εκάστοτε σεισμού στις κατασκευές, στο περιβάλλον και τους ανθρώπους. Η ποσοτική επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών μπορεί να γίνει με την χρήση αριθμητικών μεθόδων οι οποίες υπολογίζουν το μέγεθος και τις επικεντρικές συντεταγμένες ενός σεισμού έχοντας σαν δεδομένα τις τιμές της μακροσεισμικής έντασης για όσες θέσεις είναι διαθέσιμες και αφορούν τον εκάστοτε σεισμό.

1.3 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά περιοχής μελέτης

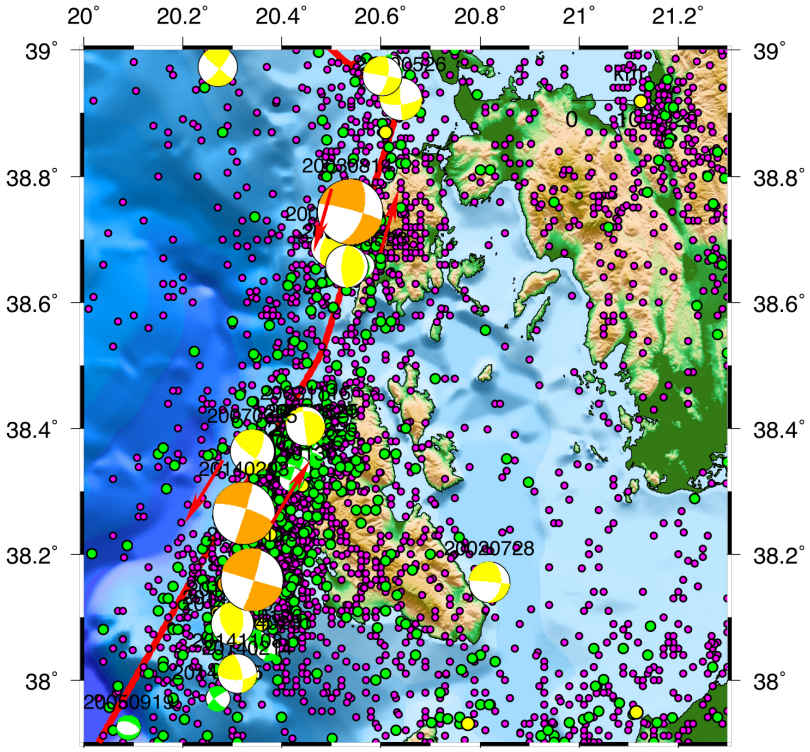
Ο ευρύτερος ελληνικός χώρος βρίσκεται σε ένα σύνθετο σεισμοτεκτονικά χώρο όπου πραγματοποιείται η κατάδυση της υπολειμματικής ωκεάνιας πλάκας της Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική στο χώρο του νότιου Αιγαίου (Papazachos and Comninakis, 1971) και η σύγκλιση της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας κατά τη διεύθυνση Βορρά – Νότου. Ταυτόχρονα, δέχεται την επίδραση της προς δυσμάς κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας η οποία εξωθείται από την προς βορρά κίνηση της Αραβικής πλάκας (Mc Kenzie, 1978) και της σύγκλισης της Απούλιας μικροπλάκας με την Ευρασιατική κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Αδριατικής και του βόρειου τμήματος του Ιονίου πελάγους (Σχ. 1.4).



Σχήμα 1.4 Χάρτης με τις κύριες δομές σεισμοτεκτονικής προέλευσης που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική του ελληνικού χώρου και οι σχετικές κινήσεις τους. Η περιοχή μελέτης ορίζεται με το μαύρο ορθογώνιο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Η περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα) τοποθετείται στον χώρο όπου το ενεργό περιθώριο του ελληνικού χώρου περνά από το καθεστώς της ωκεάνιας κατάδυσης στο νότο σε αυτό της ηπειρωτικής σύγκρουσης στην περιοχή των δυτικών ακτών της Ελλάδας στα βόρεια. Μεταξύ αυτών παρατηρείται και η σημαντικότερη δομή τεκτονικής προέλευσης της περιοχής, η Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kephalonia Transform Fault Zone – KTFZ). Η Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς αποτελείται από ένα δεξιόστροφο ρήγμα ορ ιζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα (Scordilis et al., 1985) που μπορεί να διακριθεί σε δύο κλάδους, αυτόν της Κεφαλονιάς που είναι ο κύριος κλάδος της και ο οποίος έχει βορειοανατολική (ΒΑ) παράταξη, διεύθυνση κλίσης προς τα νοτιοανατολικά (ΝΑ) και μήκος περίπου 90 χιλιόμετρα, που μπορεί να δώσει σεισμούς με μέγεθος εως και $M = 7.4$ και αυτόν της Λευκάδας που είναι η προέκταση της ζώνης προς τα βορειοανατολικά και ο οποίος έχει βόρεια – βορειοανατολική (Β – ΒΑ) παράταξη, ανατολική – νοτιοανατολική (Α – ΝΑ) διεύθυνση κλίσης και εκτείνεται σε μήκος 40 χιλιομέτρων περίπου, και μπορεί να δώσει σεισμούς με μέγεθος εως και $M = 6.7$ (Louvari et al. 1999).



Σχήμα 1.5 Χάρτης της σεισμικότητας με μέγεθος $M \geq 3.0$ για την περιοχή μελέτης που αφορά το χρονικό διάστημα μεταξύ Ιανουαρίου 2000 και Ιανουαρίου 2015. Οι βιολετί κύκλοι συμβολίζουν σεισμούς με μεγέθη μεταξύ $3.0 \leq M < 4.0$, οι πράσινοι κύκλοι σεισμούς με μεγέθη μεταξύ $4.0 \leq M < 5.0$, οι κίτρινοι κύκλοι σεισμούς με μέγεθος μεταξύ $5.0 \leq M < 6.0$ και οι πορτοκαλί κύκλοι σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$. Ακόμη διακρίνονται οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης με το αντίστοιχο χρώμα για κάθε τάξη μεγέθους.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Η δράση της Ζώνης Διάρρηξης κάνει την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών τον πιο ενεργό σεισμικά χώρο στην Ελλάδα καθώς σε αυτόν υπολογίζονται οι υψηλότεροι ρυθμοί σεισμικότητας του ελληνικού χώρου. Τα δεδομένα (ιστορικά και της ενόργανης περιόδου) που είναι διαθέσιμα ανήκουν στους τέσσερις και πλέον τελευταίους αιώνες. Με βάση αυτά οι Papadimitriou and Papazachos (1985) υπολόγισαν ότι η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής των Ιόνιων Νησιών με βάση 41 σεισμούς με $M \geq 6.5$ που έγιναν στην περιοχή κατά την περίοδο 1592 – 1975 έχει ρυθμό έναν σεισμό με $M \geq 6.5$ ανά δεκαετία.

Το γεγονός αυτό αντικατοπτρίζεται και στις διατάξεις του Νέου Αντισεισμικού Κανονισμού που ισχύει για τον ελληνικό χώρο, όπου η περιοχή βρίσκεται στην υψηλότερη από τις τρεις ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας στις οποίες διαιρείται ο ελληνικός χώρος και για την οποία η τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης σχεδιασμού που της αντιστοιχεί προσδιορίζεται ίση με $0.36g$ (ΝΕ.Α.Κ., 2000; τροποποίηση 2003).

1.4 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με τις στατιστικές κατανομές του χρόνου επανάληψης των σεισμών

Για τον υπολογισμό του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών έχουν προταθεί αρκετές στατιστικές κατανομές. Μία πρώτη προσπάθεια για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης έγινε από τον Hagiwara (1974), ο οποίος εφάρμοσε την κατανομή Weibull σε δείγμα που αφορούσε ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$ για της περιοχές της Ιαπωνίας και της Καλιφόρνιας. Την ίδια κατανομή χρησιμοποίησε και ο Rikitake (1976, 1982) σε δείγμα που αφορά ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη $M \geq 8.0$ που έγιναν κατά μήκος των ζωνών κατάδυσης της Ιαπωνίας, των Κουρίλων Νήσων, της Καμτσάτκας, των Αλεούτιων Νήσων και των δυτικών ακτών της Βόρειας, Κεντρικής και Νότιας Αμερικής αλλά και οι Abaimov et al. (2008) σε σεισμούς που έχουν γίνει κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα (Καλιφόρνια). Οι Nishenko and Buland (1987) πρότειναν την λογαριθμοκανονική (lognormal) κατανομή την οποία χρησιμοποίησαν σε δείγματα του χρόνου επανάληψης χαρακτηριστικών σεισμών που έχουν γίνει στις περιοχές του Μεξικού, της Χιλής, της Καλιφόρνιας, της Ιαπωνίας και της Αλάσκας. Αυτή την κατανομή χρησιμοποίησαν και οι Jackson et al. (1995) για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής της Καλιφόρνιας και για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 8.0$. Ακόμη, οι Kagan and Knopoff (1987) χρησιμοποίησαν την αντίστροφη Γκαουσιανή (inverse Gaussian) κατανομή στο μοντέλο που ανέπτυξαν για την μελέτη των χρονικών διαστημάτων μεταξύ διαδοχικών σεισμών κάνοντας την υπόθεση πως οι τάσεις που αναπτύσσονται μεταξύ των τεμαχών ενός ρήγματος μπορούν να περιγραφούν με τη βοήθεια της κίνησης Brown (Brown motion). Σε συνέχεια της

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

παραπάνω υπόθεσης οι Ellsworth et al. (1999) και οι Matthews et al. (2002) δημιούργησαν ένα πειραματικό μοντέλο εισάγοντας την έννοια του ταλαντωτή εκτόνωσης της τάσης του Brown (Brownian relaxation oscillator), η οποία περιγράφει τη φυσική διαδικασία γένεσης ενός σεισμού ως μία σημειακή διαδικασία (point process) κατά την οποία η τεκτονική φόρτιση που απαιτείται για να πραγματοποιηθεί η διάρρηξη που θα προκαλέσει τον σεισμό ρυθμίζεται από την κίνηση Brown. Το μοντέλο αυτό θεωρεί πως η στατιστική κατανομή που ακολουθεί ο χρόνος επανάληψης είναι η Brownian Passage Time (BPT), η οποία είναι μία ειδική μορφή της αντίστροφης Γκαουσιανής κατανομής.

Σήμερα, η κατανομή που χρησιμοποιείται στις περισσότερες έρευνες για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης των σεισμών είναι η Brownian Passage Time. Τέτοιες έρευνες είναι αυτές των Field et al. (2004) για την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης των σεισμών της Καλιφόρνιας (working group on California earthquake probabilities), όπου διερευνούν τις πιθανότητες γένεσης σεισμών για κάθε ένα ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή της Καλιφόρνιας στη βάση εναλλακτικών σεναρίων για κάθε ρήγμα, του Parsons (2004) που αφορά την περιοχή της θάλασσας του Μαρμαρά στην Τουρκία και την πιθανότητα γένεσης σεισμών με $M \geq 7.0$ σε αυτή, των Console et al. (2008) που διερευνούν το κατά πόσο επηρεάζει η αλληλεπίδραση των τάσεων μεταξύ των ρηγμάτων την πιθανότητα γένεσης ενός χαρακτηριστικού σεισμού στην περιοχή των κεντρικών Απέννινων της Ιταλίας καθώς και αυτή των Parsons et al. (2012) η οποία αφορά την περιοχή της ζώνης κατάδυσης Νανκάι – Τοκάι (Nankai – Tokai subduction zone) στην Ιαπωνία για την οποία γίνεται σύγκριση ενός μοντέλου πρόγνωσης χρόνου για σεισμούς με $M \geq 7.9$, το οποίο βασίζεται στην BPT κατανομή με το μοντέλο που προκύπτει από τον νόμο Gutenberg – Richter που προκύπτει για την περιοχή.

Για τον Ελληνικό χώρο έρευνα που σχετίζεται με τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης των σεισμών και βρίσκεται εντός του θεωρητικού πλαισίου που έχει περιγραφεί παραπάνω σαν εργαλείο για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι ιδιαίτερα περιορισμένη. Μία τέτοια προσέγγιση έχει γίνει από την Παραδεισοπούλου (2009), η οποία υπολόγισε την πιθανότητα γένεσης σεισμών με $M \geq 6.5$ στα γνωστά ενεργά ρήγματα του Ελληνικού χώρου για χρονικό διάστημα 30 ετών με βάση τις περιόδους επανάληψής τους διαδοχικά την κατανομή Poisson και την λογαριθμοκανονική κατανομή. Ακόμη, υπολόγισε τις πιθανότητες αυτές μετά την επίδραση τόσο της μόνιμης (που μπορεί να περιγραφεί με την λογαριθμοκανονική κατανομή) όσο και τ ου αθροίσματος της μόνιμης και της παροδικής (που μπορεί να περιγραφεί με την κατανομή Poisson) συσσωρευτικής μεταβολής των τάσεων Coulomb (ΔCFF) στα ενεργά ρήγματα. Οι τιμές αυτές που αφορούν την περιοχή μελέτης της

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

παρούσας εργασίας όσον αφορά τον κύριο κλάδο της Ζώνης Διάρρηξης είναι ίσες με 0.2954 με την κατανομή Poisson, 0.6963 με την λογαριθμοκανονική κατανομή, 0.4172 μετά την μόνιμη επίδραση της συσσωρευτικής μεταβολής των τάσεων Coulomb και 0.3660 μετά την επίδραση του αθροίσματος της μόνιμης και της παροδικής συσσωρευτικής μεταβολής των τάσεων Coulomb ενώ όσον αφορά τον κλάδο της Λευκάδας ίσες με 0.3049 με την κατανομή Poisson, 0.4995 με την λογαριθμοκανονική κατανομή, 0.3745 μετά την μόνιμη επίδραση της συσσωρευτικής μεταβολής των τάσεων Coulomb και 0.3404 μετά την επίδραση του αθροίσματος της μόνιμης και της παροδικής συσσωρευτικής μεταβολής των τάσεων Coulomb.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κεφάλαιο 2: Μεθοδολογία

2.1 Εισαγωγή

Η διαδικασία που ακολουθήθηκε έτσι ώστε να γίνει εφικτός ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών (earthquake recurrence time) με βάση ένα ορισμένο κατώφλι μεγέθους για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών μπορεί να χωριστεί σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο απαιτείται η αξιοποίηση όλων των γνωστών ισχυρών σεισμών (ιστορικών και της ενόργανης περιόδου) και η επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων (επικεντρικές συντεταγμένες και μέγεθος) όσων έχουν γίνει πριν από την ενόργανη περίοδο καθώς οι πληροφορίες αυτές όπως προκύπτουν από τους ιστορικούς καταλόγους περιέχουν σφάλματα. Σε δεύτερο στάδιο έγινε ο καθορισμός τ ου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών οι εστιακές παράμετροι των οποίων επανεκτιμήθηκαν σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία. Ο καθορισμός αυτός δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί με μία αιτιοκρατική προσέγγιση γιατί το πλήθος των ισχυρών σεισμών που έχουν γίνει σε μία περιοχή είναι συχνά περιορισμένο και επομένως δεν είναι ικανοποιητικό για μία τέτοια προσέγγιση Είναι επομένως απαραίτητη η χρήση στοχαστικών διαδικασιών έτσι ώστε ο καθορισμός αυτός να γίνει εφικτός.

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται αναλυτικά οι μέθοδοι και τεχνικές που εφαρμόσθηκαν για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων και για την στοχαστική προσέγγιση για την διερεύνηση του καθορισμού του χρόνου επανάληψης.

2.2 Επαναπροσδιορισμός παραμέτρων ιστορικών σεισμών

2.2.1 Υπολογισμός τιμών μακροσεισμικής έντασης

Τα δεδομένα που απαιτούνται για τον επαναπροσδιορισμό των παραμέτρων ισχυρών σεισμών που αφορούν την ιστορική σεισμικότητα είναι οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I, η οποία αντιπροσωπεύει τον βαθμό επίπτωσης ενός σεισμού στο φυσικό και δομημένο περιβάλλον και στον πληθυσμό. Ο υπολογισμός των τιμών της μακροσεισμικής έντασης μπορεί να πραγματοποιηθεί από την αξιολόγηση των επιπτώσεων που είχε ένας σεισμός σε κάθε μία από τις θέσεις όπου υπάρχουν διαθέσιμες πληροφορίες με βάση ορισμένη κλίμακα μέτρησης. Τέτοιες κλίμακες είναι η Τροποποιημένη Κλίμακα Mercalli (Modified Mercalli Intensity Scale – MMI), η κλίμακα Medvedev – Sponheuer – Karnik (MSK-64), η κλίμακα της Ιαπωνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (Japan Meteorological Agency – JMA) και η Ευρωπαϊκή Μακροσεισμική Κλίμακα (European Macroseismic Scale – EMS-98).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Στην παρούσα διατριβή, ο υπολογισμός των τιμών της έντασης έγινε στην κλίμακα EMS-98, η οποία χρησιμοποιείται στον ευρωπαϊκό χώρο και η οποία λαμβάνει υπόψιν της τον τύπο και τα υλικά δόμησης της κατασκευής, το είδος των συνεπειών του σεισμού στην κατασκευή, τις συνέπειες στο φυσικό περιβάλλον καθώς και τις αντιδράσεις του πληθυσμού. Το πλεονέκτημα της κλίμακας αυτής είναι ότι περιλαμβάνει στον υπολογισμό της έντασης την τρωτότητα (vulnerability), δηλαδή τον τρόπο απόκρισης της κατασκευής στην εδαφική κίνηση, ο οποίος εξαρτάται από τον συνδυασμό του τύπου και των υλικών δόμησης. Έτσι, αφού αρχικά προσδιοριστεί η κατηγορία της κατασκευής μεταξύ κατασκευών με τοιχοποιία (masonry buildings), με οπλισμένο σκυρόδεμα (buildings of reinforced concrete), ατσάλι (steel) και ξύλο (wood) αναζητείται η κατηγορία τρωτότητας της κατασκευής σύμφωνα με τις αναλυτικές οδηγίες που παρέχει η κλίμακα. Στη συνέχεια, απαραίτητη διαδικασία αποτελεί ο προσδιορισμός του βαθμού επίπτωσης που είχε ο δεδομένος σεισμός στις κατασκευές οι οποίες έχουν υποστεί βλάβες. Ο βαθμός επίπτωσης εξαρτάται από την κατηγορία που ανήκει η κατασκευή. Οι δύο κυριότερες κατηγορίες κατασκευών είναι εκείνες που έχουν δομηθεί με οπλισμένο σκυρόδεμα και αυτές με τοιχοποιία. Συνδυάζοντας τις παραπάνω πληροφορίες γίνεται η εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης για κάθε θέση για την οποία υπάρχει διαθέσιμη σχετική πληροφορία.

Συγκεκριμένα, για τον υπολογισμό των τιμών της έντασης στην κλίμακα EMS-98 για κάθε σεισμό που έχει γίνει στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία:

1. Έγινε επιλογή του τύπου της κατασκευής λαμβάνοντας υπόψιν τον χρόνο που έγινε ο κάθε σεισμός καθώς και ο προσδιορισμός της κατηγορίας τρωτότητας
2. Έγινε ταξινόμηση των βλαβών των κατασκευών με βάση τις αναλυτικές οδηγίες που παρέχει η κλίμακα για κάθε θέση και για κάθε σεισμό.
3. Έγινε υπολογισμός του βαθμού της έντασης με βάση την αναλυτική περιγραφή των τιμών της κλίμακας για κάθε θέση.
4. Κατασκευάστηκε λεπτομερής συγκεντρωτικός πίνακας με τις τιμές της μακροσεισμικής έντασης για κάθε θέση, για κάθε σεισμό και την πηγή από την οποία προέρχεται η περιγραφή του σεισμού.

Στην συνέχεια, έγινε συσχέτιση μεταξύ των τιμών της μακροσεισμικής έντασης που έχουν υπολογιστεί στην κλίμακα EMS-98 με τις τιμές της στην κλίμακα MMI καθώς αυτή είναι η κλίμακα που απαιτεί η μέθοδος που εφαρμόσθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Η συσχέτιση αυτή έγινε με βάση την εργασία των Musson et al. (2010) στην οποία πραγματοποιείται σύγκριση μεταξύ πέντε διαφορετικών κλιμάκων και της

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

EMS-98. Από τη σύγκριση αυτή προκύπτει πως υπάρχει ευθεία αντιστοιχία (1:1) μεταξύ των βαθμών των δυο κλιμάκων μέχρι του βαθμού X (10) επομένως οι τιμές που υπολογίστηκαν για την παρούσα εργασία μπορούν να χρησιμοποιηθούν αυτούσιες και χωρίς καμία μετατροπή καθώς πληρούν αυτή την προϋπόθεση.

2.2.2 Μέθοδος Bakun and Wentworth για τον επαναπροσδιορισμό των παραμέτρων ιστορικών σεισμών

Ο επαναπροσδιορισμός των επικεντρικών συντεταγμένων και του μεγέθους κάθε σεισμού έγινε με τη μέθοδο των Bakun and Wentworth (1997). Πρόκειται για μία αριθμητική μέθοδο υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων της σεισμικής πηγής με βάση τις τιμές της μακροσεισμικής έντασης υπολογισμένες στην Τροποποιημένη Κλίμακα Mercalli (Modified Mercalli Intensity Scale – MMI).

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου δημιουργείται ένα πλέγμα (grid) σημείων στο χώρο μέσα στο οποίο αναζητείται το επίκεντρο του σεισμού θεωρώντας το κάθε ένα από αυτά ως ένα δοκιμαστικό επίκεντρο (trial epicenter· δηλαδή κάθε σημείο του πλέγματος θεωρείται ένα εν δυνάμει επίκεντρο) και για το οποίο υπολογίζει το μέγεθος του σεισμού το οποίο είναι αντίστοιχο με το μέγεθος σεισμικής ροπής και το οποίο δίνεται από τη σχέση

$$M = M_I = mean(M_i) \tag{2.1}$$

όπου M_i το μέγεθος που προκύπτει από κάθε τιμή i της μακροσεισμικής έντασης, I, με βάση μία σχέση απόσβεσης της έντασης που έχει τη γενική μορφή

$$I = c_o + c_1 M + c_2 \log(median\ \Delta) \tag{2.2}$$

όπου Δ η επικεντρική απόσταση. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (rms) που προκύπτει για κάθε ένα από αυτά τα επίκεντρα και το οποίο δίνεται από τη σχέση:

$$rms[M_I] = \left[rms(M_I - M_i) - rms_0(M_I - M_{i)}\right]. \tag{2.3}$$

Η τιμή του $rms(M_I - M_i)$ υπολογίζεται από τη σχέση

$$rms(M_I - M_i) = \{\textstyle\sum_i [w_i(M_I - M_i)]^2 / \sum_i w_i^2\}^{1/2} \tag{2.4}$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

και ο παράγοντας w_i αντιστοιχεί σε μία συνάρτηση βαρύτητας για την επικεντρική απόσταση, Δ_i (distance – weighting function) του κάθε σημείου που αντιστοιχεί μία τιμή της έντασης και δίνεται από τη σχέση:

$$w_i = \begin{cases} 0.1 + \cos[(\Delta_i/150)(\pi/2)] & \gamma\iota\alpha\ \Delta_i < 150\ km \\ 0.1 & \gamma\iota\alpha\ \Delta_i > 150\ km \end{cases}. \qquad (2.5)$$

Το $rms_0(M_I - M_i)$ αντιστοιχεί στο ελάχιστο τετραγωνικό σφάλμα για ολόκληρο το πλέγμα των δοκιμαστικών επικέντρων. Το σημείο του πλέγματος στο οποίο αντιστοιχεί το ελάχιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα $rms[M_I]$ θεωρείται η Μακροσεισμική Εστία (Intensity Center) του σεισμού και αντιπροσωπεύει το κεντροειδές (centroid) της Σεισμικής Ροπής.

Οι διαδικασίες που περιγράφηκαν παραπάνω πραγματοποιούνται με τη χρήση κώδικα γραμμένου στη γλώσσα προγραμματισμού Fortran, ο οποίος απαιτεί από τον χρήστη να καθορίσει τη σχέση απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης έτσι ώστε να πραγματοποιήσει τους υπολογισμούς των τιμών του μεγέθους M_I και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος $rms[M_I]$. Απαιτεί ως αρχείο εισόδου (input file) ένα αρχείο με τις εντάσεις που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση παρατήρησης και τις αντίστοιχες γεωγραφικές συντεταγμένες τους και να καθοριστούν από τον χρήστη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του κέντρου του πλέγματος που θα δημιουργηθεί (long and lat of the center of the grid search), η ακτίνα μέσα στην οποία θα αναζητηθεί η Μακροσεισμική Εστία (radius of the search) καθώς και το διάστημα μεταξύ των δοκιμαστικών επικέντρων από τα οποία θα προκύψει η Μακροσεισμική Εστία μέσα στο πλέγμα (grid search spacing). Στη συνέχεια ο κώδικας επιστρέφει στον χρήστη δύο αρχεία εξόδου (output files) στα οποία περιέχονται οι τιμές του μεγέθους M_I και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος $rms[M_I]$ για κάθε ένα σημείο του πλέγματος που αντιστοιχεί σε ένα δοκιμαστικό επίκεντρο καθώς και τις αντίστοιχες γεωγραφικές συντεταγμένες του με τα οποία μπορούν να κατασκευαστούν καμπύλες ίσου μεγέθους και σφάλματος.

Για να είναι εφικτή η ανάγνωση του αρχείου εισόδου απαιτείται συγκεκριμένη δομή (format). Συγκεκριμένα, στην πρώτη γραμμή δίνονται ο χρόνος γένεσης και οι επικεντρικές συντεταγμένες (προκαταρκτικές) του σεισμού για τον οποίο θα γίνει επαναπροσδιορισμός του μεγέθους και του επικέντρου του, στη δεύτερη γραμμή οι γεωγραφικές συντεταγμένες του κέντρου του πλέγματος, η ακτίνα μέσα στην οποία θα αναζητηθεί η Μακροσεισμική Εστία και το διάστημα μεταξύ των δοκιμαστικών επικέντρων και στη συνέχεια οι συντεταγμένες της θέσης παρατήρησης και η τιμή της μακροσεισμικής έντασης (Σχ. 2.1).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Συγκεκριμένη δομή έχουν επίσης και τα δύο αρχεία εξόδου που παράγει ο κώδικας. Οι δύο πρώτες γραμμές των αρχείων αυτών είναι όμοιες με τις δύο πρώτες γραμμές του αρχείου εισόδου ενώ στη συνέχεια αυτά αποτελούνται από τρεις στήλες οι οποίες περιέχουν τις γεωγραφικές συντεταγμένες της θέσης παρατήρησης, τις τιμές του μεγέθους M_I και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος $rms[M_I]$ για κάθε θέση για το αρχείο εξόδου που αφορά το μέγεθος και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, αντίστοιχα (Σχ. 2.2).

1867.txt

```
Kefalonia 4/2 1867
20.43 38.20 100 10
20.42 38.24 10
20.43 38.20 10
20.40 38.22 10
20.53 38.11  8
20.53 38.10  8
20.39 38.24 10
20.38 38.24 10
20.59 38.13  8
20.48 38.17  8
20.68 38.35  7
20.61 38.62  7
20.89 37.78  6
00.00 00.00 00
```

Σχήμα 2.1 Υπόδειγμα αρχείου εισόδου στον κώδικα που εφαρμόζει τη μέθοδο των Bakun and Wentworth (1997) όπου στην πρώτη γραμμή διακρίνεται ο χρόνος γένεσης και η τοποθεσία του σεισμού, στη δεύτερη γραμμή φαίνονται οι τέσσερις παράμετροι που απαιτεί ο κώδικας για να κατασκευάσει το πλέγμα και από την τρίτη γραμμή και έπειτα διακρίνονται οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης και οι συντεταγμένες της κάθε τοποθεσίας παρατήρησης.

MI1867.txt

```
Kefalonia 4/2 1867
     20.43     38.20    100.00     10.00
   19.5291 37.2991   8.9107
   19.6192 37.2991   8.8663
   19.7093 37.2991   8.8233
   19.7994 37.2991   8.7819
   19.8895 37.2991   8.7428
   19.9795 37.2991   8.7064
   20.0696 37.2991   8.6735
   20.1597 37.2991   8.6447
   20.2498 37.2991   8.6205
   20.3399 37.2991   8.6017
   20.4300 37.2991   8.5887
   20.5201 37.2991   8.5820
   20.6102 37.2991   8.5819
   20.7003 37.2991   8.5885
   20.7904 37.2991   8.6018
   20.8805 37.2991   8.6218
   20.9705 37.2991   8.6478
   21.0606 37.2991   8.6793
   21.1507 37.2991   8.7154
   21.2408 37.2991   8.7551
   21.3309 37.2991   8.7976
   19.5291 37.3892   8.8471
   19.6192 37.3892   8.7981
   19.7093 37.3892   8.7501
   19.7994 37.3892   8.7035
   19.8895 37.3892   8.6591
   19.9795 37.3892   8.6174
   20.0696 37.3892   8.5793
```

RMS1867.txt

```
Kefalonia 4/2 1867  RMS MI-3
     20.43     38.20    100.00     10.00
   19.5291 37.2991     0.6202
   19.6192 37.2991     0.5857
   19.7093 37.2991     0.5682
   19.7994 37.2991     0.5626
   19.8895 37.2991     0.5653
   19.9795 37.2991     0.5744
   20.0696 37.2991     0.5890
   20.1597 37.2991     0.6085
   20.2498 37.2991     0.6327
   20.3399 37.2991     0.6611
   20.4300 37.2991     0.6936
   20.5201 37.2991     0.7298
   20.6102 37.2991     0.7690
   20.7003 37.2991     0.8099
   20.7904 37.2991     0.8512
   20.8805 37.2991     0.8917
   20.9705 37.2991     0.9306
   21.0606 37.2991     0.9680
   21.1507 37.2991     1.0059
   21.2408 37.2991     1.0471
   21.3309 37.2991     1.0952
   19.5291 37.3892     0.5399
   19.6192 37.3892     0.5205
   19.7093 37.3892     0.5126
   19.7994 37.3892     0.5127
   19.8895 37.3892     0.5190
   19.9795 37.3892     0.5299
   20.0696 37.3892     0.5456
```

Σχήμα 2.2 Υποδείγματα αρχείων εξόδου του κώδικα που εφαρμόζει τη μέθοδο των Bakun and Wentworth (1997) όπου φαίνονται οι τιμές και οι συντεταγμένες του μεγέθους (αριστερά) και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (δεξιά) για κάθε ένα σημείο του πλέγματος.

Η σχέση απόσβεσης που επιλέχθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των επικέντρων και του μεγέθους των ιστορικών σεισμών της παρούσας διατριβής είναι αυτή που προτείνουν οι

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Papazachos and Papaioannou (1997) για την εκτίμηση του μεγέθους ιστορικών σεισμών για την περιοχή της Βαλκανικής Χερσονήσου:

$$M = 0.62I + 2.035 \log R + 0.002R - m_{COUNTRY} \tag{2.6}$$

όπου R η υποκεντρική απόσταση η οποία προκύπτει από τη σχέση

$$R = [\Delta^2 + h^2]^{1/2} \tag{2.7}$$

και $m_{COUNTRY}$ σταθερά που αναφέρεται σε κάθε μία χώρα της Βαλκανικής, η οποία είναι ίση με $m_{Balkan} = 0.96$ για όλη την περιοχή της Βαλκανικής ενώ για τον Ελληνικό χώρο ίση με $m_{Greece} = 0.78$ ή διαφορετικά από τη σχέση

$$I = 1.43M - 3.59 \log(\Delta + 6) + b_1 \tag{2.8}$$

όπου b_1 σταθερά που αφορά τις τοπικές εδαφικές συνθηκές (site effects). Οι Papazachos et al. (1997) χρησιμοποιώντας τις πληροφορίες από τα μακροσεισμικά αποτελέσματα σεισμών του Ελληνικού χώρου υπολόγισαν την σταθερά b_1 για 144 τοποθεσίες μεταξύ των οποίων περιλαμβάνονται το Αργοστόλι, η Ιθάκη, η Λευκάδα και Ζάκυνθος για τις οποίες οι τιμές της παραμέτρου είναι 2.55, 2.46, 2.40 και 2.60, αντίστοιχα.

Η σχέση απόσβεσης εφαρμόσθηκε με τη γενική της μορφή (σχέση 2.6) με την τιμή της σταθεράς m_{Greece} που αναφέρεται στον Ελληνικό χώρο καθώς η μέθοδος απαιτεί μία σχέση απόσβεσης από τον χρήστη και όχι πολλαπλές που απαιτεί η χρήση της σχέσης απόσβεσης με τη δεύτερη μορφή της (σχέση 2.8). Ακόμη, έγινε εισαγωγή στον κώδικα της παραμέτρου του βάθους που είναι απαραίτητη για την εφαρμογή της μεθόδου. Αυτό ορίστηκε ίσο με μία μέση τιμή δέκα χιλιομέτρων ($h = 10\ Km$) για όλους τους ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στον χώρο των κεντρικών Ιόνιων Νησιών καθώς πρόσφατη έρευνα για την περιοχή (Karakostas et al., 2014) προσδιόρισε το σεισμογόνο στρώμα μεταξύ 2 και 18 χιλιομέτρων.

2.3 Στατιστική Επεξεργασία

2.3.1 Στατιστικές κατανομές και δημιουργία δείγματος

Οι μέθοδοι με τις οποίες μπορεί να προσεγγισθεί ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Σύμφωνα με την πρώτη, η γένεση των σεισμών θεωρείται ως ένα τελείως τυχαίο γεγονός στο χρόνο και περιγράφεται από την κατανομή Poisson και

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

καταλήγει στη δημιουργία ενός χρονο-ανεξάρτητου μοντέλου (time independent model) χωρίς μνήμη (memoryless) για τον χρόνο επανάληψης. Η δεύτερη προσέγγιση θεωρεί ότι ο χρόνος γένεσης ενός σεισμού εξαρτάται από το χρόνο γένεσης του προηγούμενου. Σε αυτή τη δεύτερη κατηγορία ανήκουν διάφορες στατιστικές κατανομές όπως η Γάμμα (Gamma), η Λογαριθμοκανονική (Lognormal) και η Εκθετική (Exponential) που τελικά καταλήγουν στη δημιουργία μοντέλων ανανέωσης (renewal models) ή χρονο-εξαρτωμένων μοντέλων (time dependent models) που εμπεριέχουν τον παράγοντα της μνήμης.

Η επανάληψη των ισχυρών σεισμών δεν είναι ούτε περιοδική, ούτε εντελώς τυχαία, με εμφάνιση συχνά συσταδοποίησης καθώς και μακρών χρονικών διαστημάτων σεισμικής ησυχίας. Με βάση αυτό το χαρακτηριστικό, από τα πλέον κατάλληλα μοντέλα που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης των σεισμών είναι εκείνα που καταλήγουν σε μοντέλα ανανέωσης.

Προκύπτει επομένως το ερώτημα της καταλληλότερης κατανομής για τ ον χρόνο επανάληψης. Σε αυτό προσπάθησαν να δώσουν απάντηση αρκετοί ερευνητές. Μία τέτοια προσπάθεια έγινε από τον Utsu (1984) ο οποίος εφάρμοσε τέσσερις στατιστικές κατανομές (Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονική και Εκθετική) σε δεδομένα χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών για τις περιοχές, Nankaido για σεισμούς με $M \geq 8.0$, Miyagi–ken–oki για σεισμούς με $M \geq 7.4$, Ibaraki–ken–oki για σεισμούς με $M \geq 6.7$ και της πόλης του Τόκυο και για σεισμούς με μακροσεισμική ένταση $I \geq V$ και στη συνέχεια τα συνέκρινε. Το συμπέρασμα στο οποίο καταλήγει είναι πως για κάθε ένα από τα σύνολα δεδομένων η κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση είναι διαφορετική, με μικρές διαφορές μεταξύ των κατανομών και πως μπορούν να γίνουν αποδεκτές και οι τέσσερις. Πιο πρόσφατα, οι Zhuang et al. (2012) χρησιμοποιώντας τα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών για την περιοχή του Nankaido που αναφέρθηκε παραπάνω πραγματοποίησαν ανεξάρτητους υπολογισμούς για τις παραμέτρους πέντε κατανομών (Poisson, Γάμμα, Λογαριθμοκανονική, Weibull και Brownian Passage Time, που είναι μία μορφή Αντίστροφης Γκαουσιανής) και στη συνέχεια τις συνέκριναν. Τα συμπεράσματα που καταλήγουν είναι όμοια με αυτά του Utsu, δηλαδή πως παρά τις όποιες διαφορές παρουσιάζει κάποια κατανομή σε σχέση με τις υπόλοιπες καμία δεν μπορεί να απορριφθεί για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης.

Με βάση τα παραπάνω, για τον καθορισμό των χρόνων επανάληψης των ισχυρών σεισμών στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών εφαρμόσθηκαν τέσσερις διαφορετικές στατιστικές κατανομές που ανήκουν στην κατηγορία αυτών που έχουν μνήμη, δηλαδή

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

αυτών που λαμβάνουν υπόψιν τους το χρόνο που παρήλθε από τον προηγούμενο σεισμό και τελικά καταλήγουν σε μοντέλα ανανέωσης.

Οι στατιστικές κατανομές που εφαρμόσθηκαν είναι:

Η κατανομή Weibull με συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (probability density function – pdf)

$$f(x|a,b) = (b/a)(x/a)^{b-1}\exp\{-x/a)^b\} \tag{2.9}$$

για $\chi > 0$ και $a > 0$ την παράμετρο κλίμακας (scale parameter) και $b > 0$ την παράμετρο σχήματος (shape parameter).

Η Αντίστροφη Γκαουσιανή με συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας:

$$f(x|\mu,\lambda) = \sqrt{\mu/_{2\pi x^3}}\exp\{-\lambda(x-\mu)^2/_{2\mu^2 x}\} \tag{2.10}$$

για $\chi > 0$ και $\mu > 0$ την μέση τιμή και $\lambda > 0$ την παράμετρο σχήματος.

Η Λογαριθμοκανονική με συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας

$$f(x|\mu,\sigma) = \left\{1/_{x\sigma\sqrt{2\pi}}\right\}\exp\{-(lnx-\mu)^2/_{2\sigma^2}\} \tag{2.11}$$

για $x > 0$ και $-\infty < \mu < +\infty$ την παράμετρο κλίμακας και $\sigma > 0$ την παράμετρο σχήματος.

Η Εκθετική με συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας

$$f(x|\mu) = (1/_{\mu})\exp\{-(x/_{\mu})\} \tag{2.12}$$

για $x > 0$ και $\mu > 0$ την μέση τιμή.

Το δείγμα στο οποίο εφαρμόστηκαν οι παραπάνω κατανομές δημιουργήθηκε από τους ισχυρούς σεισμούς με βάση το κατώφλι μεγέθους που έχει οριστεί για την περιοχή μελέτης. Έτσι, υπολογίστηκαν τα χρονικά διαστήματα (time intervals) μεταξύ των χρόνων γένεσης αυτών των σεισμών από τη σχέση

$$\Delta T(i) = T_{i+1} - T_i \tag{2.13}$$

τα οποία αποτελούν και δείγμα της στατιστικής επεξεργασίας.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Για το δείγμα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών, $\Delta T(i)$, έγινε ο υπολογισμός των παρακάτω στατιστικών παραμέτρων:
της μέσης τιμής (mean value)

$$\overline{X} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} X_i \tag{2.14}$$

της τυπικής απόκλισης (standard deviation)

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(X_i - \overline{X})^2} \tag{2.15}$$

του συντελεστή μεταβλητότητας (coefficient of variation)

$$C_v = \frac{\overline{X}}{\sigma} \tag{2.16}$$

καθώς και της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής (empirical cumulative distribution function – ecdf), η οποία είναι μία κλιμακωτή συνάρτηση (step function), οι τιμές της οποίας αυξάνουν κατά $\frac{1}{n}$ για κάθε μία από τις n τιμές του δείγματος και η οποία υπολογίζει την πραγματική αθροιστική κατανομή που προκύπτει από τα δεδομένα του δείγματος έτσι ώστε αυτή να συγκλίνει στην πιθανότητα ίση με τη μονάδα. Η εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής για μία τυχαία μεταβλητή X ορίζεται από τη σχέση

$$P(X \leq x) = F(x) \tag{2.17}$$

όπου $x \in R$ και η οποία μπορεί να εκτιμηθεί με βάση την συνάρτηση

$$F_n(x) = \frac{\alpha\rho\iota\theta\mu o\varsigma\ \sigma\tau o\iota\chi\varepsilon\acute{\iota}\omega\nu\ \tau o\upsilon\ \delta\varepsilon\acute{\iota}\gamma\mu\alpha\tau o\varsigma \leq x}{n} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\{x_i \leq x\}. \tag{2.18}$$

2.3.2 Αυτοσυσχέτιση δείγματος

Το δείγμα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ διαδοχικών σεισμών μπορεί να θεωρηθεί ως μια ακολουθία διαχρονικών παρατηρήσεων ή αλλιώς χρονοσειρά (time series). Τέτοιου είδους ακολουθίες είναι δυνατόν να παρουσιάζουν συσχέτιση μεταξύ των τιμών τους βραχυπρόθεσμα, έτσι ώστε παρελθοντικές τιμές να επηρεάζουν την εξέλιξή της.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Η διερεύνηση αυτής της συσχέτισης μπορεί να γίνει με τον υπολογισμό της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (Autocorrelation Function – ACF), η οποία μετρά το διαχρονικό βαθμό μεταβολής μίας ακολουθίας διαχρονικών παρατηρήσεων για πλήθος κ υστερήσεων (lags) στο χρόνο και η οποία δίνεται από τη σχέση

$$r_k = \sum_{i=1}^{N-k}(x_i - \overline{X})(x_{i+k} - \overline{X}) / \sum_{i=1}^{N}(x_i - \overline{X})^2 \qquad (2.19)$$

όπου N είναι το πλήθος των παρατηρήσεων, κ είναι το πλήθος των υστερήσεων και $\overline{X}$ είναι η μέση τιμή του δείγματος και της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (Partial Autocorrelation Function – PACF), η οποία μετρά τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών του δείγματος στην υστέρηση κ με την τιμή της ακολουθίας που αντιστοιχεί σε αυτήν υστέρηση και η οποία δίνεται από τη σχέση

$$r_{kk} = r_k - \sum_{j=1}^{k-1} r_{k-1,j} r_{k-j} / 1 - \sum_{j=1}^{k-1} r_{k-1,j} r_j \qquad (2.20)$$

όπου

$$r_{k,j} = r_{k-1,j} - r_{kk} r_{k-1,k-j} \qquad (2.21)$$

για πλήθος υστερήσεων ίσο με $k = 2,3, \ldots$ και για j ίσο με $j = 1,2, \ldots, k-1$ ενώ για την υστέρηση $k = 1$ ισχύει $r_{kk} = r_1$.

Οι τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης μπορούν να δείξουν εάν και κατά πόσο παρελθοντικές τιμές του δείγματος επηρεάζουν την πορεία της ακολουθίας στο παρόν και στο μέλλον. Συγκεκριμένα, όταν οι τιμή των συναρτήσεων τείνουν στο +1 υπάρχει μεταξύ των δεδομένων ισχυρή θετική γραμμική συσχέτιση, όταν τείνουν στο -1 υπάρχει ισχυρή αρνητική γραμμική συσχέτιση ενώ όταν οι τιμές τους βρίσκονται μεταξύ αυτών των δύο τιμών και μέσα σε ένα διάστημα εμπιστοσύνης (συνήθως στο 95%) θεωρείται ότι η γραμμική συσχέτιση είναι ασθενής. Ιδιαίτερα αξίζει να μελετηθεί η μηδενική υπόθεση, H_0, ότι η πραγματική συσχέτιση είναι ίση με μηδέν, οπότε θεωρούμε ότι δεν υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των τιμών της ακολουθίας (με βάση το εκάστοτε πλήθος υστερήσεων). Έτσι, μπορούμε να πούμε σχηματικά πως η Συνάρτηση Αυτοσυσχέτισης διαπιστώνει τη σχέση γραμμικής συσχέτισης της ακολουθίας ενώ η Συνάρτηση Μερικής Αυτοσυσχέτισης επιβεβαιώνει την διαπίστωση αυτή.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2.3.3 Εκτίμηση παραμέτρων στατιστικών κατανομών

Η εφαρμογή κάθε μίας από τις τέσσερις στατιστικές κατανομές οι οποίες επιλέχθηκαν για το δείγμα των χρονικών διαστημάτων και οι οποίες περιγράφονται στην παράγραφο 2.3.1 (Σχέσεις 2.9, 2.10, 2.11 και 2.12) απαιτεί την εκτίμηση των παραμέτρων τους. Στην παρούσα εργασία, η εκτίμηση αυτή έγινε με την μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation – MLE), η οποία ανήκει στις αναλυτικές μεθόδους εκτίμησης παραμέτρων και δίνει την βέλτιστη σημειακή εκτίμηση της άγνωστης παραμέτρου.

Έτσι αν θεωρήσουμε πως ένα πλήθος n παρατηρήσεων $(x_1, x_2, x_3, \cdots, x_n)$ είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους και περιγράφονται από μία συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f(x|\theta)$, όπου θ μία άγνωστη παράμετρος την οποία θέλουμε να εκτιμήσουμε, τότε μπορούμε να ορίσουμε ως πιθανοφάνεια, $L(\theta)$ την κατανομή του δείγματος των παρατηρήσεων όταν αυτή θεωρείται συνάρτηση της παραμέτρου θ για την οποία ισχύει

$$L(\theta) = f(x_1, \theta)\, f(x_2, \theta)\, f(x_3, \theta) \cdots f(x_n, \theta) = \prod_{i=1}^{n} f(x_i, \theta) \tag{2.22}$$

και για την οποία ο εκτιμητής της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood estimator) βρίσκεται μεγιστοποιώντας την συνάρτηση $L(\theta)$ ως προς την άγνωστη παράμετρο θ. Το μέγιστο της συνάρτησης $L(\theta)$ μπορεί να βρεθεί παραγωγίζοντας την συνάρτηση ως προς θ ή ισοδύναμα και για λόγους ευκολίας του φυσικού λογαρίθμου της $\ln L(\theta)$. Επομένως, ο εκτιμητής της μέγιστης πιθανοφάνειας θα δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\partial \ln L(\theta)}{\partial \theta} = 0. \tag{2.23}$$

Αν η κατανομή που έχει επιλεγεί περιέχει παραπάνω απ ό μία παραμέτρους $(\theta_1, \theta_2, \cdots \theta_m)$ που πρέπει να εκτιμηθούν, αν δηλαδή η συνάρτηση πιθανοφάνειας διαμορφώνεται ως $L(\theta_1, \theta_2, \cdots \theta_m)$, τότε η μέθοδος μπορεί να γενικευθεί, παίρνοντας τις μερικές παραγώγους ως προς κάθε μία παράμετρο χωριστά έτσι ώστε να ισχύει

$$\frac{\partial \ln L(\theta)}{\partial \theta_j} = 0 \tag{2.24}$$

για $j = 1,2, \cdots, m$ και στη συνέχεια να λυθεί το σύστημα εξισώσεων που θα προκύψει.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Επειδή η παραπάνω εκτίμηση είναι σημειακή (point estimation) είναι απαραίτητο να αναζητηθεί το διάστημα εμπιστοσύνης (confidence interval) που αντιστοιχεί στην εκτίμηση, δηλαδή το διάστημα εκείνο εντός των τιμών του οποίου βρίσκεται η τιμή της παραμέτρου που προέκυψε από τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας με μεγάλη πιθανότητα ώστε να ικανοποιεί τη σχέση

$$P_\theta\left(\hat{\theta}_n^- \leq \theta \leq \hat{\theta}_n^+\right) \geq 1 - a \tag{2.25}$$

όπου η παράμετρος a αντιστοιχεί σε ένα πολύ μικρό αριθμό.

2.3.4 Σύγκριση στατιστικών κατανομών

Μετά την εκτίμηση των παραμέτρων με βάση το δείγμα των χρονικών διαστημάτων για κάθε μία από τις τέσσερις στατιστικές κατανομές είναι απαραίτητη η αξιολόγησή τους με στόχο τον προσδιορισμό εκείνης που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση. Καθώς τα δείγματα των χρονικών διαστημάτων των διαδοχικών σεισμών είναι ιδιαίτερα μικρά, για την σύγκριση των κατανομών εφαρμόστηκαν αρκετές μέθοδοι έτσι ώστε αυτή να καταστεί εφικτή. Αρχικά, πραγματοποιήθηκε ο έλεγχος καταλληλότητας με τη χρήση γραφημάτων Q-Q (Q-Q plot) ενώ στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν ο έλεγχος καλής προσαρμογής (goodness of fit test) Anderson – Darling (A – D test) καθώς επίσης και ο υπολογισμός των τιμών των κριτηρίων πληροφορίας AIC (Akaike Information Criterion) και BIC (Bayesian Information Criterion).

2.3.4.1 Έλεγχος καταλληλότητας με τη χρήση γραφημάτων Q-Q

Ο έλεγχος καταλληλότητας των στατιστικών κατανομών που εφαρμόστηκαν με τη χρήση των γραφημάτων Q – Q είναι διερευνητικός και πραγματοποιείται ώστε να υπάρχει μία πρώτη εποπτική εικόνα για τη σχέση μεταξύ των δεδομένων και της προς διερεύνηση κατανομής. Μπορεί να δείξει αν υπάρχουν εκτροπές στις αναμενόμενες από την κατανομή παρατηρήσεις και δεν μπορεί να είναι απόλυτα αξιόπιστος ούτε και δεσμευτικός καθώς δεν βασίζεται σε κάποιο στατιστικό κριτήριο που να οδηγεί στην σωστή απόφαση. Βασίζεται στην παρατήρηση ότι εάν $x_1, x_2, \cdots, x_n$ ένα τυχαίο δείγμα από μία συνεχή κατανομή με αθροιστική συνάρτηση F τότε και οι νέες τιμές της τυχαίας μεταβλητής $Y_1 = F(X_1), Y_2 = F(X_2), \cdots, Y_n = F(X_n)$ που προκύπτουν από την προς διερεύνηση στατιστική κατανομή είναι και αυτές ανεξάρτητες και ακολουθούν την ομοιόμορφη κατανομή $U(0,1)$ ώστε να ισχύει

$$X_i \approx F^{-1}\left(\frac{i}{n+1}\right) \tag{2.26}$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

για $i = 1,2,\cdots,n$ και όπου F^{-1} η αντίστροφη συνάρτηση της αθροιστικής συνάρτησης της κατανομής από την οποία προκύπτουν τα ποσοστημόρια (quantiles). Έτσι, αν ισχύει η παραπάνω σχέση για τα n σημεία του επιπέδου, τα ζεύγη αυτών των τιμών $(X_i, F^{-1}(\frac{i}{n+1}))$ θα βρίσκονται κοντά στη διαγώνιο που διέρχεται από την αρχή ενός συστήματος αξόνων (x, y). Το διάγραμμα αυτών των διατεταγμένων ζευγών υλοποιεί το γράφημα Q – Q. Αν τα σημεία αυτά βρίσκονται κοντά ή γύρω από τη διαγώνιο τότε αυτό μπορεί να θεωρηθεί ως μία πρώτη ένδειξη ότι τα δεδομένα προέρχονται από την F.

2.3.4.2 Έλεγχος καλής προσαρμογής Anderson – Darling

Στην παρούσα διατριβή, επιλέχθηκε για την σύγκριση των στατιστικών κατανομών που εφαρμόστηκαν στο δείγμα των χρονικών διαστημάτων ο έλεγχος καλής προσαρμογής των Anderson – Darling (Anderson – Darling goodness of fit test; A – D test). Ο έλεγχος Anderson – Darling ανήκει στην κατηγορία των μη παραμετρικών (non parametric) ελέγχων καλής προσαρμογής, το πλεονέκτημα των οποίων έγκειται στο ότι βασίζονται στην διάταξη των δεδομένων, έναντι των παραμετρικών ελέγχων οι οποίοι βασίζονται σε υποθέσεις που αφορούν τις κατανομές των μετρήσεων. Οι μη παραμετρικοί έλεγχοι στηρίζονται στην εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής που προκύπτει από το δείγμα έτσι ώστε να ελέγξει αν αυτό προέρχεται από την υπό διερεύνηση στατιστική κατανομή, ελέγχεται δηλαδή αν ένα συγκεκριμένο δείγμα παρατηρήσεων προέρχεται από μία συγκεκριμένη στατιστική κατανομή υπό την μηδενική υπόθεση, H_0, πως το δείγμα προέρχεται από αυτή την κατανομή.

Αναλυτικά, αν F_n είναι η εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής όπως έχει οριστεί στην παράγραφο 2.3.1 και F η αθροιστική συνάρτηση της υπό έλεγχο κατανομής, τότε ο έλεγχος στην γενική του μορφή πραγματοποιείται βάσει της μέτρησης της απόστασης μεταξύ των δύο συναρτήσεων που δίνεται από τη σχέση

$$A = n\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\left(F_n(x)-F(x)\right)^2}{F(x)(1-F(x))} dF(x) \tag{2.27}$$

όπου n, ο αριθμός των παρατηρήσεων και $[F(x)(1-F(x)]^{-1}$ η συνάρτηση βαρύτητας του ελέγχου.

Συγκεκριμένα, ο έλεγχος υλοποιείται υπολογίζοντας τον παράγοντα A^2 που δίνεται από τη σχέση

$$A^2 = -n - S \tag{2.28}$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

όπου

$$S = \sum_{i=1}^{n} \frac{(2i-1)}{n} [lnF(x_i) + \ln(1 - F(x_{n+1-i}))] \quad (2.29)$$

υπό την μηδενική υπόθεση, H_0, ότι το δείγμα δεδομένων ακολουθεί την κατανομή F για ένα δεδομένο επίπεδο σημαντικότητας (significance level) α. Το κριτήριο για το αν ισχύει ή όχι η H_0 σχετίζεται με το εάν η τιμή του παράγοντα A^2 υπερβαίνει μία συγκεκριμένη κρίσιμη τιμή (critical value), c που καθορίζεται μέσα από πίνακες και εξαρτάται από το επίπεδο σημαντικότητας, δηλαδή για να γίνει αποδεκτή η H_0 θα πρέπει να ισχύει

$$A^2 \leq c. \quad (2.30)$$

2.3.4.3 Κριτήρια πληροφορίας

Σε περιπτώσεις που το στατιστικό δείγμα είναι ιδιαίτερα μικρό, όπως το δείγμα $\Delta T(i)$ της παρούσας διατριβής, οι έλεγχοι καλής προσαρμογής είναι πιθανό να μην μπορούν να δώσουν μία σαφή απάντηση για την κατανομή εκείνη που παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα. Σε αυτό το ενδεχόμενο η σύγκριση και η επιλογή της βέλτιστης κατανομής μπορεί να πραγματοποιηθεί με τον υπολογισμό των τιμών κάποιου κριτηρίου πληροφορίας (information criterion). Έτσι, κρίθηκε σκόπιμο να υπολογιστούν οι τιμές δύο κριτηρίων πληροφορίας ώστε η επιλογή της κατανομής με την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών να είναι όσο το δυνατόν ακριβέστερη.

Τα κριτήρια πληροφορίας του επιλέχθηκαν να εφαρμοστούν είναι το AIC (Akaike Information Criterion) και το BIC (Bayesian Information Criterion). Οι τιμές των κριτηρίων αυτών μπορούν να δώσουν λύση στο πρόβλημα της υπερπροσαρμογής (overfitting) των παραμέτρων μίας κατανομής στα δ εδομένα του δείγματος και μπορούν να δώσουν μετρήσιμη απάντηση στο πρόβλημα της απόδοσης και της αποτελεσματικότητας των μοντέλων που εφαρμόστηκαν. Ο υπολογισμός των τιμών των δύο αυτών κριτηρίων έχει ως βάση την τιμή της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας, $lnL\ (\theta)$ της κάθε κατανομής που έχει εφαρμοστεί στο δείγμα και δίνονται από τις σχέσεις

$$AIC = -2\ln(L) + 2k \quad (2.31)$$

και

$$BIC = -2\ln(L) + kln(n) \quad (2.32)$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

όπου k , ο αριθμός των παραμέτρων της κάθε κατανομής και n ο αριθμός των παρατηρήσεων. Η κατανομή εκείνη που εμφανίζει την μικρότερη τιμή σε σχέση με τις άλλες στο εκάστοτε εφαρμοζόμενο κριτήριο έχει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα του δείγματος. Η βασική διαφορά των δύο κριτηρίων έγκειται στο γεγονός ότι το κριτήριο BIC λαμβάνει υπόψιν του και τον αριθμό των παρατηρήσεων του δείγματος έτσι ώστε να είναι αυστηρότερο όσον αφορά των αριθμό των παραμέτρων της κατανομής για την οποία εφαρμόζεται.

2.3.5 Υπολογισμός πιθανοτήτων

Για την στατιστική κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών όπως προέκυψε από την σύγκριση των τεσσάρων κατανομών που εφαρμόστηκαν σε αυτά υπολογίστηκαν οι πιθανότητες ο επόμενος σεισμός να συμβεί για ορισμένα χρονικά διαστήματα από τη γένεση του τελευταίου.

Έτσι, αν θεωρήσουμε μία τυχαία μεταβλητή x και για την συνάρτηση πιθανότητας, $f(x)$ που την περιγράφει τότε ισχύουν

$$f(x) \geq 0 \tag{2.33}$$

και

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(x)dx = 1. \tag{2.34}$$

Η πιθανότητα η μεταβλητή αυτή να πάρει τιμές εντός ενός διαστήματος (a, b) δίνεται από τη σχέση:

$$P(a < \Delta T < b) = \int_a^b f(x)dx. \tag{2.35}$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κεφάλαιο 3: Επαναπροσδιορισμός παραμέτρων ιστορικών σεισμών στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νησιών

3.1 Εισαγωγή

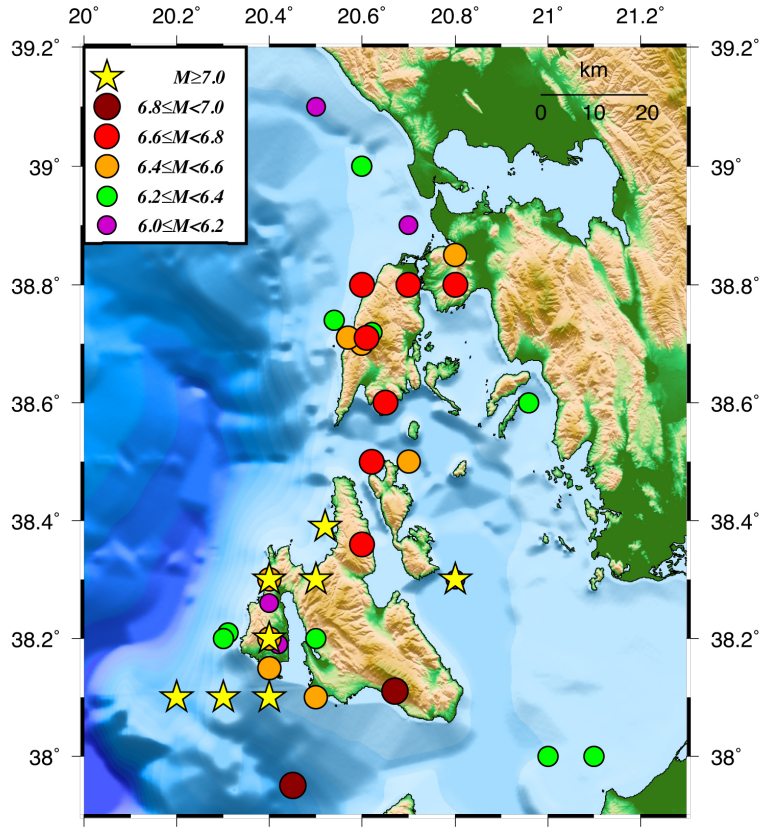
Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η διαδικασία αναζήτησης όλων των διαθέσιμων σεισμών (ιστορικών και ενόργανης περιόδου) για την περιοχή, η χωρική και χρονική κατανομή της σεισμικότητάς της, η επιλογή του κατώτερου μεγέθους για τη δημιουργία του δείγματος των χρονικών διαστημάτων των σεισμών, παρατίθενται αναλυτικά οι περιγραφές όπως προκύπτουν μέσα από της πηγές για κάθε ιστορικό σεισμό που έγινε στην περιοχή και αποτελεί αντικείμενο της διατριβής, γίνεται εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης για κάθε ένα από τους ιστορικούς σεισμούς και τέλος γίνεται επαναπροσδιορισμός των παραμέτρων τους με την μέθοδο των Bakun and Wentworth.

3.2 Δεδομένα

Η εφαρμογή μίας στατιστικής κατανομής στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ ισχυρών σεισμών προϋποθέτει τη συλλογή όλων των διαθέσιμων ισχυρών σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης και που αφορούν τόσο την ιστορική όσο και την ενόργανη σεισμικότητα. Στην παρούσα εργασία για τη συλλογή των δεδομένων των ισχυρών σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νησιών, αφού αρχικά προσδιορίστηκε χωρικά η περιοχή μελέτης μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 37.9^{o} – 39.2^{o} και γεωγραφικών μηκών 20.0^{0} – 21.2^{o} έτσι ώστε να καλύπτεται γεωγραφικά ολόκληρη η Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, στη συνέχεια συλλέχθηκαν όλοι οι διαθέσιμοι σεισμοί. Οι πληροφορίες προέρχονται από τον κατάλογο ιστορικών σεισμών των Παπαζάχου και Παπαζάχου (2003) και από τον κατάλογο της ενόργανης περιόδου του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (http://geophysics.geo.auth.gr/ss). Σε πρώτη φάση έγινε αναζήτηση και συλλογή όλων των γνωστών ισχυρών σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$ που είναι διαθέσιμοι στους καταλόγους και προέκυψε ένας κατάλογος που αποτελείται από 48 σεισμούς που καλύπτει το χρονικό διάστημα από το 1469 ως σήμερα και των οποίων η χωρική και χρονική κατανομή φαίνεται στα σχήματα 3.1 και 3.2, αντίστοιχα.

Η χωρική κατανομή της σεισμικότητας δείχνει πως, παρόλο που αυτή καλύπτει την ευρύτερη περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, οι ισχυρότεροι σεισμοί ($M \geq 7.0$) συγκεντρώνονται στο νησί της Κεφαλονιάς και ιδιαίτερα στο Δυτικό – Νοτιοδυτικό τμήμα του, περιοχή που αντιστοιχεί στον κύριο κλάδο της Ζώνης Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

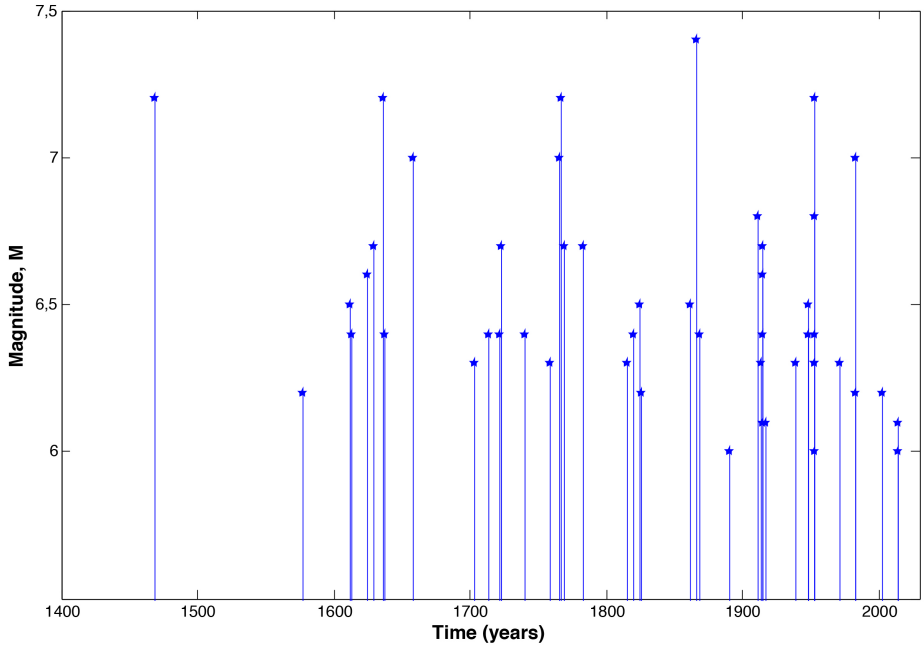


Σχήμα 3.1 Επικεντρική κατανομή σεισμών με $M \geq 6.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών κατά το χρονικό διάστημα 1469 – 2015.

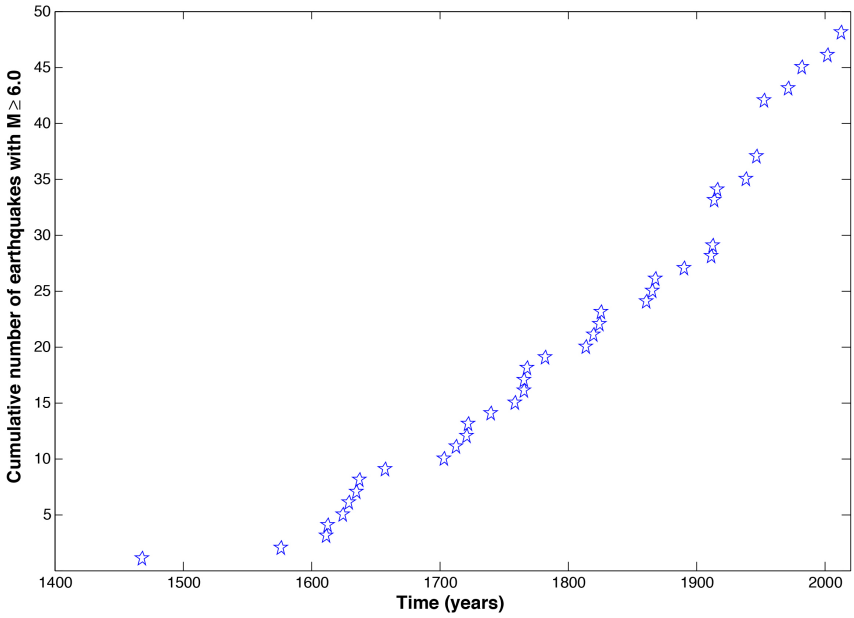
Από τη χρονική της κατανομή προκύπτει κενό στους χρόνους γένεσης των σεισμών μεταξύ 1469 και 1636 γεγονός που οφείλεται στην έλλειψη της σχετικής πληροφορίας. Η έλλειψη αυτή γίνεται περισσότερο εμφανής με τον έλεγχο της πληρότητας των δεδομένων. Για το σκοπό αυτό, εξετάσθηκε ο ρυθμός γένεσης των σεισμών αυτών (Σχ. 3.3). Από το διάγραμμα του σχήματος 3.3 προκύπτει πως από το έτος 1600 και έπειτα φαίνεται να υπάρχουν φαινόμενα συσταδοποίηση των σεισμών ανά διαστήματα. Ακόμη, διακρίνονται τρεις διαφορετικές συγκεντρώσεις κατά τα χρονικά διαστήματα 1636 – 1914, 1915 – 1948 και 1953 – 2003, ενώ συνολικά και για όλο το χρονικό διάστημα από το 1600 και έπειτα φαίνεται να υπάρχει γραμμική σχέση.

Για λεπτομερέστερο έλεγχο της πληρότητας έγινε ο έλεγχος της με τον νόμο Gutenberg – Richter. Η εφαρμογή του έγινε με τη χρήση του λογισμικού επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων Zmap (Wiemer, 2001) και με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας όπως περιγράφηκε στην Παράγραφο 2.3.3 από την οποία το μέγεθος πληρότητας των δεδομένων προσδιορίζεται σε $M_c = 6.3$ (Σχ. 3.4) ενώ οι παράμετροι της σχέσης σε $b = 1.2 \pm 0.2$, $a = 9.13$ και $a_{ετήσιο} = 6.4$.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

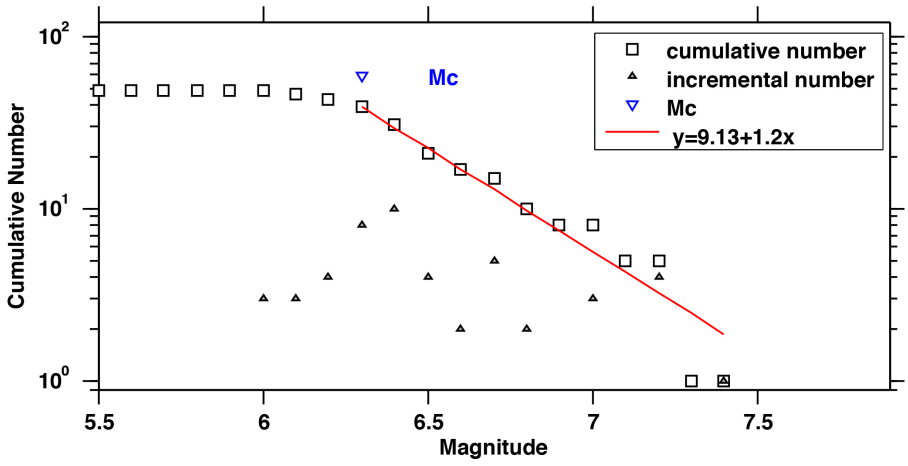


Σχήμα 3.2 Μεγέθη σεισμών με $M \geq 6.0$ στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών κατά το διάστημα 1469 – 2015 σε συνάρτηση με το χρόνο που έγιναν.



Σχήμα 3.3 Ρυθμός γένεσης σεισμών με $M \geq 6.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

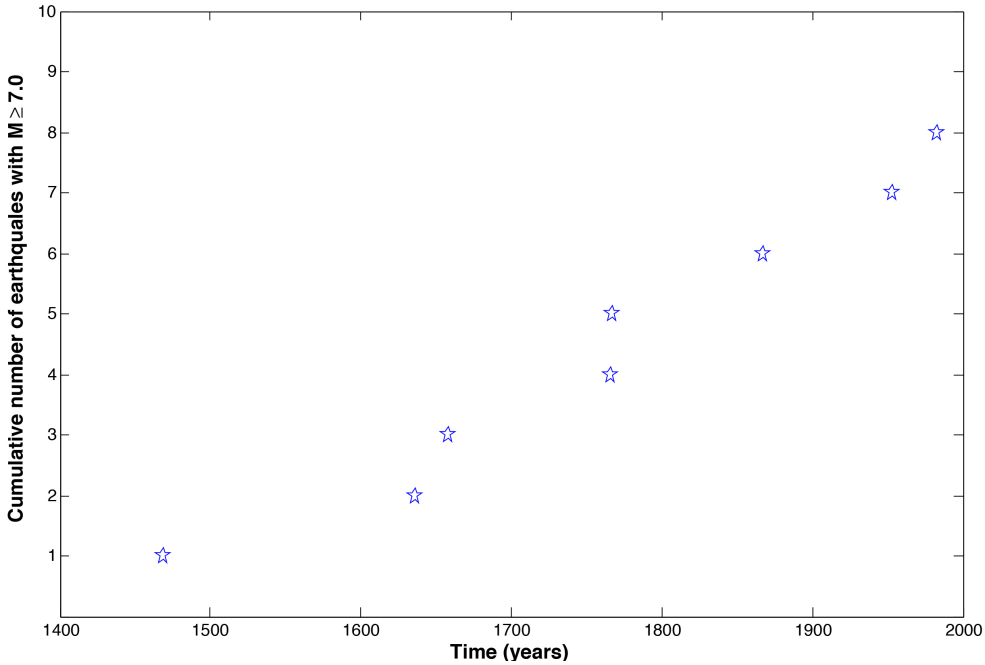


Σχήμα 3.4 Έλεγχος πληρότητας των δεδομένων με την εφαρμογή του νόμου Gutenberg – Richter για τους σεισμούς με $M \geq 6.0$. Με τετράγωνο διακρίνεται ο αθροιστικός αριθμός και με τρίγωνο η συχνότητα εμφάνισης των σεισμών που αντιστοιχούν σε κάθε μέγεθος. Ακόμη διακρίνονται, το μέγεθος πληρότητας, M_c, των δεδομένων και η βέλτιστη ευθεία που προσδιορίζει τον νόμο.

Με βάση τα παραπάνω, οι ισχυροί σεισμοί για τους οποίους θα γίνει ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών τους παραμέτρων και από τους οποίους θα προκύψει το δείγμα των χρονικών διαστημάτων τους για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης είναι εκείνοι που έχουν μέγεθος $M \geq 7.0$. Αυτό το κατώφλι μεγέθους επιλέχθηκε γιατί αφενός, από τον έλεγχο της πληρότητας και από το διάγραμμα του αθροιστικού αριθμού τους σε σχέση με τον χρόνο γένεσης τους όπου διακρίνεται μία ενιαία γραμμική σχέση μεταξύ του (Σχ. 3.5) προκύπτει πως τα δεδομένα είναι πλήρη με ρυθμό γένεσης $\partial N/_{\partial T} = 0.0139$ σεισμοί ανά έτος ή $\partial N/_{\partial T} = 1.39$ σεισμοί ανά αιώνα και αφετέρου γιατί σεισμοί με τέτοια μεγέθη είναι οι ισχυρότεροι που μπορούν να γίνουν στην περιοχή και μπορούν να θεωρηθούν χαρακτηριστικοί για τον κύριο κλάδο της Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kefalonia Transform Fault Zone).

Οι σεισμοί αυτοί όπως προκύπτει από τις πληροφορίες των καταλόγων είναι οκτώ οι παράμετροι των οποίων φαίνονται στον Πίνακα 3.1. Από αυτούς οι έξι είναι ιστορικοί και ως εκ τούτου οι διαθέσιμες πληροφορίες που προκύπτουν για αυτούς προέρχονται από ιστορικές πηγές ενώ αυτοί που έγιναν κατά τα έτη 1953 και 1983 έχουν καταγραφεί ενόργανα. Παρά το γεγονός πως ο σεισμός του 1953 ανήκει στην περίοδο της ενόργανης σεισμικότητας, υπάρχει ασάφεια σχετικά με το επίκεντρο και το μέγεθος του και για αυτό τον λόγο στην παρούσα εργασία αντιμετωπίστηκε ως ιστορικός.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 3.5 Ρυθμός γένεσης σεισμών με μέγεθος $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

Πίνακας 3.1 Παράμετροι σεισμών με μέγεθος $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

Ημερομηνία	**Χρόνος**	**Γεωγραφικό Πλάτος (Latitude)**	**Γεωγραφικό Μήκος (Longitude)**	**Εστιακό Βάθος *h* (Km)**	**Μέγεθος *M***
1469 – Άνοιξη		38.3	20.50		7.2
1636/09/30		38.10	20.30		7.2
1658/08/24		38.20	20.40		7.0
1766/07/24	05:00:00	38.10	20.40		7.0
1767/07/22	04:00:00	38.30	20.40		7.2
1867/02/04	04:19:00	38.39	20.52		7.4
1953/08/12	09:23:52	38.30	20.80		7.2
1983/03/23	12:41:31	38.10	20.20	7.0	7.0

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.3 Συλλογή ιστορικών πηγών και υπολογισμός μακροσεισμικής έντασης

Τα δεδομένα που μας δίνουν πληροφορίες για ιστορικούς σεισμούς είναι οι ιστορικές πηγές οι οποίες μπορεί να είναι είτε επίσημα αρχειακά τεκμήρια όπως έγγραφα ή αναφορές δημόσιων - κρατικών υπηρεσιών και ιδρυμάτων είτε ιδιωτικά αρχειακά τεκμήρια όπως προσωπικά ημερολόγια και επιστολές και στις οποίες γίνεται αναφορά στις καταστρεπτικές συνέπειες ενός σεισμού. Οι πηγές αυτές πρέπει να αξιολογηθούν έτσι ώστε να ελεγχθεί η αξιοπιστία τους. Στην παρούσα εργασία τέτοιου είδους πηγές αναζητήθηκαν στις ιστορικές πηγές που έχουν συλλέξει και παραθέτουν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) και ο Ambraseys (2009).

Για κάθε ένα από τους ιστορικούς σεισμούς με μέγεθος $M \geq 7.0$ που αφορούν την περιοχή μελέτης έγινε συλλογή των περιγραφών των επιπτώσεών τους, υπολογισμός των τιμών της μακροσεισμικής έντασης στην κλίμακα EMS – 98 και η αναγωγή τους στην κλίμακα MMI. Στη συνέχεια, παρατίθενται συνοπτικές περιγραφές των καταστρεπτικών συνεπειών για κάθε ένα σεισμό (αναλυτική περιγραφή τους δίνεται στο Παράρτημα Ι), η διαδικασία υπολογισμού των τιμών της έντασης στην κλίμακα EMS – 98 και τέλος ο συγκεντρωτικός πίνακας με κάθε μία περιοχή η οποία έχει υποστεί συνέπειες από το σεισμό, η πηγή από την οποία προκύπτει η περιγραφή και οι τιμές την μακροσεισμικής έντασης στις κλίμακες EMS – 98 και MMI.

Για τον σεισμό του έγινε την Άνοιξη του 1469 από τις περιγραφές που διαθέτουμε φαίνεται πως οι καταστρεπτικές συνέπειες επικεντρώνονται στην περιοχή του Αργοστολίου και του οικισμού στον κάστρο του Αγίου Γεωργίου αλλά και στα νησιά της Λευκάδας και της Ζακύνθου.

Ο σεισμός της 30^{ης} Σεπτεμβρίου του 1636 έπληξε ιδιαίτερα το σύνολο του νότιου και νοτιοανατολικού τμήματος του νησιού της Κεφαλονιάς όπου πολλά χωριά του νότιου - νοτιοανατολικού τμήματος του νησιού ερημώθηκαν (Ελειός, Μαρκόπουλο, Κορωνή και Σολωμάτα) αλλά και την πόλη του Ληξουρίου στο δυτικό τμήμα του νησιού. Ακόμη, εκτεταμένες καταστροφές εντοπίζονται και στις πόλεις της Ιθάκης και της Ζακύνθου ενώ έγινε αισθητός και στο νησί των Στροφάδων. Αντίθετα, οι καταστροφές του σεισμού της 24^{ης} Αυγούστου του 1658 εντοπίζονται στην περιοχή της χερσονήσου της Παλικής όπου επλήγησαν πολλά χωριά της περιοχής ενώ στο Ληξούρι μεγάλος αριθμός σπιτιών κατέρρευσαν και το Μοναστήρι της Γέρας κατερειπώθηκε.

Από τους σεισμούς που έγιναν κατά τη διάρκεια του 18^{ου} αιώνα με ένα χρόνο διαφορά (1766, 1767) επηρεάστηκε το σύνολο της ευρύτερης περιοχής. Συγκεκριμένα, οι συνέπειες από το σεισμό της 24^{ης} Ιουλίου του 1766 ήταν ιδιαίτερα έντονες στο δυτικό τμήμα του

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

νησιού της Κεφαλονιάς με τις μεγαλύτερες καταστροφές να εντοπίζονται στην χερσόνησο της Παλικής, όπου τα περισσότερα σπίτια καταστράφηκαν ολοσχερώς. Ακόμη, βλάβες εντοπίζονται στην πόλη του Αργοστολίου, την περιοχή της Άσου αλλά και σε αυτές της Ιθάκης και της Ζακύνθου. Ο σεισμός του επόμενου έτους (22 Ιουλίου 1767) έπληξε εξίσου τις παραπάνω περιοχές ενώ παράλληλα οι καταστρεπτικές του συνέπειες επεκτάθηκαν και στο βόρειο τμήμα της ευρύτερης περιοχής. Οι μεγαλύτερες καταστροφές παρατηρούνται και πάλι στην χερσόνησο της Παλικής και τις νήσους των Βαρδιανών όπου τα περισσότερα σπίτια κατέρρευσαν. Καταστρεπτικά αποτελέσματα εντοπίζονται ακόμη στο Αργοστόλι αλλά και στις περιοχές της Σάμης στο ανατολικό τμήμα του νησιού και του Φισκάρδου στα βόρεια. Μεγάλες ήταν οι καταστροφές στο νησί της Λευκάδας. Στο νησί της Ζακύνθου βλάβες σε κτίρια παρατηρούνται στις περιοχές Σαλίνες, Βολίμες και Σκουλικάδο που βρίσκονται στο βόρειο τμήμα του νησιού ενώ στην πόλη της Ζακύνθου ο σεισμός προκάλεσε περισσότερο πανικό στον πληθυσμό παρά βλάβες σε κτίρια. Ο σεισμός αυτός έγινε αισθητός και στην Πάτρα όπου καταγράφονται βλάβες σε ένα μικρό αριθμό σπιτιών.

Ο σεισμός της 4^{ης} Φεβρουαρίου του 1867, που είναι και ο ισχυρότερος που έχει γίνει στην περιοχή όπως φαίνεται από τον Πίνακα 1, έπληξε το δυτικό - νοτιοδυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς. Οι μεγαλύτερες καταστροφές παρατηρούνται για ακόμη μία φορά στη χερσόνησο της Παλικής όπου στην πόλη του Ληξουρίου και στις περιοχές των Χαβδάτων, των Δελλαπορτάτων, των Κουβαλάτων, του Σκινέα και της Αγίας Θέκλας όλα τα κτίρια καταστράφηκαν ολοκληρωτικά. Μικρότερης έκτασης ήταν οι καταστροφές που παρατηρήθηκαν στην περιοχή του Αργοστολίου όπου κατά μήκος των ακτών της πόλης πολλά κτίρια κατέρρευσαν λόγω ρευστοποίησης του εδάφους ενώ καταστροφές επίσης παρατηρούνται και στις περιοχές των Μεταξάτων, των Καλλιγάτων και των Ποριαράτων. Ακόμη, βλάβες σε κτίρια καταγράφονται στο νησί της Ιθάκης και συγκεκριμένα κατά μήκος των δυτικών ακτών της αλλά και στο νησί της Λευκάδας όπου όμως οι βλάβες περιορίζονται στην περιοχή της Βασιλικής στο νότιο τμήμα της. Στο νησί της Ζακύνθου ο σεισμός δεν προκάλεσε σημαντικές βλάβες ενώ αισθητός έγινε ακόμη στις περιοχές του Τάραντα και του Οτράντο της Ιταλίας και στο Δυρράχιο της Αλβανίας.

Τέλος, για τον σεισμό της 12^{ης} Αυγούστου του 1953, τον οποίο ακολούθησαν δύο ισχυροί μετασεισμοί με μεγέθη $M = 6.3$ και $M = 6.0$ την ίδια μέρα, οι καταστροφές στο νησί της Κεφαλονιάς εντοπίζονται τόσο στην χερσόνησο της Παλικής όπου στην πόλη του Ληξουρίου και στην περιοχή των Χαβδάτων παρατηρούνται πολλές καταρρεύσεις κτιρίων όσο στην περιοχή του Αργοστολίου, των Βαλσαμάτων και του Ασπρογέρακα όπου η καταστροφή ήταν ολοκληρωτική από τον σεισμό της προηγούμενης ημέρας ($M = 6.0$). Ο σεισμός προκάλεσε

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ακόμη βλάβες σε κτίρια στα νησιά της Ζακύνθου (πόλη της Ζακύνθου, περιοχή Βολίμων) και της Λευκάδας (πόλη της Λευκάδας). Ο σεισμός έγινε αισθητός στην περιοχή του Αστακού της Αιτωλοακαρνανίας αλλά και στον Πύργο Ηλείας.

Με βάση τις παραπάνω περιγραφές έγινε η εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικης έντασης στην κλίμακα EMS – 98 σύμφωνα με τις αναλυτικές οδηγίες της και με τη διαδικασία που περιγράφηκε στην Παράγραφο 2.2.1. Για τους σεισμούς που έγιναν το 1469, το 1636, το 1658, το 1766, το 1767 και το 1867 η κατηγορία τρωτότητας των κτιρίων προσδιορίστηκε σε Α ενώ για αυτόν που έγινε το 1953 σε Β. Οι τύποι των κατασκευών προσδιορίστηκαν μεταξύ αυτών που ανήκουν στην κατηγορία των κατασκευών που φέρουν τοιχοποιία και συγκεκριμένα της χαλαρής λιθοδομής (rubble stone, fieldstone), πλινθοδομής (adobe, earth brick), απλής λιθοδομής (simple stone) και άοπλης λιθοδομής/τσιμεντόλιθου (massive stone). Οι βλάβες που προκάλεσε ο σεισμός του 1469 προσδιορίστηκαν με βαθμό 5 για την περιοχή του Αργοστολίου και του κάστρου του Αγίου Γεωργίου ενώ για τις πόλεις της Λευκάδας και της Ζακύνθου μεταξύ των βαθμών 3 και 4, ο σεισμός του 1636 με βαθμό 5 για την περιοχή του Αργοστολίου, με 4 για το κάστρο του Αγίου Γεωργίου, την πόλη του Ληξουρίου και τις περιοχές του νοτιοανατολικού τμήματος του νησιού, με 3 για τις πόλεις της Ιθάκης και της Ζακύνθου ενώ για τον σεισμό του 1658 με βαθμό 5 για το σύνολο της περιοχής της Παλικής. Για τους σεισμούς που έγιναν το 18^{ο} αιώνα, οι βλάβες που προσδιορίστηκαν για αυτόν που έγινε το 1766 ανήκουν στον βαθμό 5 για την πόλη του Ληξουρίου, στον βαθμό 4 για την πόλη του Αργοστολίου και στον βαθμό 3 στην περιοχή της Άσου και στις πόλεις της Ιθάκης και της Ζακύνθου ενώ για τον σεισμό του επόμενου έτους (1767) με βαθμό 5 για την χερσόνησο της Παλικής και τις νήσους των Βαρδιανών, με βαθμό 4 για την πόλη του Αργοστολίου και τις περιοχές της Σάμης και του Φισκάρδου και με βαθμό 3 για την πόλη της Λευκάδας και το νησί της Ζακύνθου. Για τον σεισμό του 1867, με βαθμό 5 για την χερσόνησο της Παλικής στο σύνολο της, με βαθμό 4 για την πόλη του Αργοστολίου και τις περιοχές στο νότιο τμήμα του νησιού και με βαθμό 3 για τις περιοχές των δυτικών ακτών της Ιθάκης και της Βασιλικής στο νησί της Λευκάδας ενώ για εκείνων του 1953 με βαθμό 5 για την πόλη του Ληξουρίου, της περιοχής των Χαβδάτων της Παλικής, της πόλης του Αργοστολίου και της περιοχής των Βαλσαμάτων, με βαθμό 4 για την πόλη της Ζακύνθου και την περιοχή των Βολίμων και με βαθμό 3 για την πόλη της Λευκάδας. Σύμφωνα με τα παραπάνω και σε συνδυασμό με τις αναλυτικές οδηγίες που παρέχει η κλίμακα έγινε η εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης για κάθε σεισμό και για κάθε μία θέση και η αναγωγή τους στην κλίμακα MMI με βάση την εργασία των Musson et al. (2010) καθώς οι τιμές στην κλίμακα EMS – 98 κυμαίνονται μέχρι αυτή του X (10) για την

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

οποία ισχύει η ευθεία αντιστοιχία μεταξύ των δύο κλιμάκων. Τα αποτελέσματα της εκτίμησης και της συσχέτισης μεταξύ των δύο κλιμάκων φαίνονται στον Πίνακα 3.2.

Στη συνέχεια, οι τιμές αυτές όπως εκτιμήθηκαν από την παραπάνω διαδικασία συγκρίθηκαν με τις τιμές της μακροσεισμικής έντασης στην κλίμακα MMI σύμφωνα με τους υπολογισμούς των Papazachos et al. (1997a), οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή των Ατλάντων Ισοσείστων Καμπυλών που κατασκεύασαν οι Papazachos et al. (1997b), για τις θέσεις όπου υπάρχουν κοινές εκτιμήσεις της μακροσεισμικής έντασης. Αναλυτικά, για τον σεισμό του 1469 οι κοινές θέσεις είναι αυτές του Αργοστολίου, της Λευκάδας και της Ζακύνθου για τις οποίες οι εκτιμήσεις της παρούσας διατριβής συμπίπτουν με τις τιμές που προκύπτουν από τις παραπάνω εργασίες και οι οποίες προσδιορίζονται ίσες με IX (9), VII (7) και VII (7), αντίστοιχα. Για τον σεισμό του 1636 οι κοινές θέσεις είναι αυτές του Αργοστολίου, του Μαρκόπουλου, της Ζακύνθου και των Στροφάδων. Οι εκτιμήσεις των μακροσεισμικών εντάσεων για αυτό τον σεισμό ταυτίζονται για τις θέσεις του Αργοστολίου και του Μαρκόπουλου ενώ υπάρχουν διαφορές στις εκτιμήσεις των τιμών της στις άλλες δύο θέσεις. Συγκεκριμένα, στην παρούσα εργασία για οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης για την πόλη της Ζακύνθου και για το νησί των Στροφάδων έχουν εκτιμηθεί ίσες με VII (7) και VI (6) ενώ οι αντίστοιχες εκτιμήσεις των τιμών της από τους Papazachos et al. προσδιορίζονται ίσες με VIII (8) και VII (7). Για τον σεισμό του 1658 εντοπίζεται μία κοινή θέση. Αυτή είναι η πόλη του Ληξουρίου που εκτιμήσεις συμπίπτουν και είναι ίσες με IX (9). Οι εκτιμήσεις συμπίπτουν και για τις κοινές θέσεις για τον σεισμό του 1766. Αυτές αφορούν τις πόλεις του Ληξουρίου και της Ζακύνθου για τις οποίες οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης προσδιορίζονται ίσες με IX (9) και VII (7), αντίστοιχα. Για τον σεισμό του 1767 οι κοινές θέσεις είναι οι πόλεις του Αργοστολίου, της Ζακύνθου, της Λευκάδας και της Πάτρας. Οι εκτιμήσεις συμπίπτουν για την πόλη του Αργοστολίου για την οποία η τιμή της μακροσεισμικής έντασης προσδιορίζεται ίση με X (10) και στις δύο περιπτώσεις ενώ για τις πόλεις της Ζακύνθου, της Λευκάδας και της Πάτρας παρατηρείται διαφορά μίας μονάδας. Συγκεκριμένα, στην παρούσα διατριβή οι τιμές της προσδιορίστηκαν ίσες με VI (6) για την πόλη της Ζακύνθου, VI (6) για την πόλη της Λευκάδας και V (5) για την πόλη της Πάτρας ενώ οι αντίστοιχες όπως τις προσδιόρισαν οι Papazachos et al. είναι ίσες με VII (7), VII (7) και VI (6). Οι κοινές θέσεις που προκύπτουν για τον σεισμό του 1867 είναι έξι. Οι τιμές τις μακροσεισμικής έντασης συμπίπτουν για τις θέσεις της Αγίας Θέκλας που είναι ίση με X (10), για την πόλη του Ληξουρίου που είναι ίση με X (10) και για την πόλη του Αργοστολίου που είναι ίση με VIII (8). Αντίθετα, παρατηρείται διαφορά ίση με μία μονάδας για την περιοχή της Βασιλικής της Λευκάδας όπως και για τις πόλεις της Ζακύνθου

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Πίνακας 3.2 Τιμές της Μακροσεισμικής Έντασης στις κλίμακες EMS – 98, MMI και η πηγή από την οποία προέρχεται η κάθε μία (με ρόμβο συμβολίζονται οι πηγές που προέρχονται από τον ιστορικό κατάλογο των Παπαζάχου και Παπαζάχου και με σταυρό εκείνες που προέρχονται από τον κατάλογο του Ambraseys).

Τοποθεσία	1469			1636			1658			1766			1767			1867			1953		
	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI
Άγιος Γεώργιος	◆ ✚	VIII	VIII	◆ ✚	VIII	VIII															
Αγία Ευφυμία																			◆	IX	IX
Αγία Θέκλα																◆ ✚	X	X			
Αργοστόλι	◆ ✚	IX	IX	◆ ✚	IX	IX				◆ ✚	VIII	VIII	◆ ✚	VIII	VIII	◆ ✚	VIII	VIII	◆	X	X
Άσος										✚	VIII	VIII									
Ασπρογέρακας																			◆	X	X
Αστακός																			◆	V	V
Βαλσαμάτα																			◆	IX	IX
Βάλτες				◆ ✚	VIII	VIII															

Πίνακας 3.2 (συνέχεια)

Τοποθεσία	1469			1636			1658			1766			1767			1867			1953		
	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI
Βασιλική																◆	✚	VII	VII			
Βολίμες													✚	VII	VII					◆	VIII	VIII
Δελλαπορτάτα																◆	✚	X	X			
Δυρράχιο																◆	✚	III	III			
Εύβοια																◆	✚	III	III			
Ζάκυνθος	◆	✚	VII	VII	◆	✚	VII	VII					◆	✚	VII	VII	◆	✚	VI	VI	◆		VI	VI	◆	VIII	VIII
Ιθάκη						✚	VII	VII						✚	VII	VII					◆	✚	VII	VII	◆	VII	VII
Καλλιγάτα																◆	✚	VIII	VIII			
Κορωνή					◆	✚	VIII	VIII														
Λευκάδα	◆	✚	VII	VII									◆	✚	VII	VII					◆	VII	VII
Ληξούρι					◆	✚	VIII	VIII	◆	✚	IX	IX	◆	✚	IX	IX	◆	✚	X	X	◆	✚	X	X	◆	X	X
Μαρκόπουλο					◆	✚	VIII	VIII														

Πίνακας 3.2 (συνέχεια)

Τοποθεσία	1469			1636			1658			1766			1767			1867			1953		
	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI
Μεταξάτα																◆	✚	VIII		VIII	
Μοναστήρι							◆	✚	VIII		VIII										
Γέρας																					
Νήσοι													◆	✚	IX		IX				
Βαρδιανών																					
Οτράντο																◆		III		III	
Πάτρα													◆	✚	V		V				
Ποριοράτα																◆		VIII		VIII	
Πύργος																			◆	V	V
Σαλίνες														✚	VII		VII				
Σάμη														✚	VIII		VIII				
Σκινέας																◆	✚	X		X	
Σκουλικάδο														✚	VII		VII				
Σολωμάτα				◆	✚	VIII		VIII													

Πίνακας 3.2 (συνέχεια)

Τοποθεσία	1469			1636			1658			1766			1767			1867			1953	
	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI	Πηγή	EMS 98	MMI
Στροφάδες				◆ ✚	VI	VI															
Τάραντας																◆	III	III			
Χαβδάτα							◆ ✚	VIII	VIII							◆	X	X	◆	IX	IX
Φισκάρδο													✚	VIII	VIII						

και της Ιθάκης, όπου η παρούσα διατριβή τις προσδιορίζει ίσες με VII (7), VI (6) και VII (7) ενώ οι Papazachos et al. ίσες με VIII (8), VII (7) και VIII (8), αντίστοιχα. Τέλος, για τον σεισμό του 1953 οι κοινές θέσεις για τις οποίες συμπίπτουν οι τιμές των δύο εκτιμήσεων είναι εκείνες της πόλης του Αργοστολίου και της πόλης του Ληξουρίου, που προσδιορίζονται ίσες με X (10) ενώ για την περιοχή των Βαλσαμάτων, των Βολίμων, τ ης πόλης της Λευκάδας, της πόλης της Ζακύνθου και της πόλης του Πύργου παρατηρείται διαφορά μίας μονάδας μεταξύ των δύο εκτιμήσεων. Οι εκτιμήσεις της παρούσας διατριβής για αυτές τις θέσεις είναι ίσες με IX (9) για την περιοχή των Βαλσαμάτων, VIII (8) για την περιοχή των Βολίμων, VIII (8) για την πόλη της Λευκάδας, VIII (8) για την πόλη της Ζακύνθου και με V (5) για την πόλη του Πύργου ενώ οι αντίστοιχες των Papazachos et al. είναι ίσες με X (10), VII (7), VI (6) και VI (6).

Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε πως οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης που εκτιμήθηκαν στην παρούσα διατριβή βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις προηγούμενες εκτιμήσεις. Ιδιαίτερα στις κοινές θέσεις στις οποίες παρατηρούνται τα εντονότερα μακροσεισμικά αποτελέσματα φαίνεται να υπάρχει απόλυτη συμφωνία μεταξύ των εκτιμήσεων ενώ στις περιοχές όπου οι επιπτώσεις των σεισμών ήταν λιγότερο καταστρεπτικές παρατηρείται διαφορά μεταξύ των δύο εκτιμήσεων κατά μία μονάδα.

3.4 Εφαρμογή της μεθόδου των Bakun and Wentworth

Ο επαναπροσδιορισμός τ ου μεγέθους και του επικέντρου για κάθε ιστορικό σεισμό με μέγεθος $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών έγινε με την εφαρμογή της μεθόδου των Bakun and Wentworth (1997) η οποία περιγράφηκε στην παράγραφο 2.2.2 με τη χρήση της σχέσης 2.6. Για κάθε έναν από τους σεισμούς δημιουργήθηκαν τα α ρχεία εισόδου με τις τιμές της μακροσεισμικής έ ντασης που απαιτεί το πρόγραμμα για να εφαρμόσει τη μέθοδο. Οι τέσσερις παράμετροι που απαιτεί ο κώδικας επιλέχθηκαν να είναι ως κέντρο του πλέγματος που θα αναζητηθεί η Μακροσεισμική Εστία, η θέση της μέγιστης τιμής της έντασης για κάθε σεισμό, αντίστοιχα, ενώ η ακτίνα της περιοχής μέσα στην οποία θα αναζητηθεί η Μακροσεισμική Έστια αυτή ορίσθηκε ίση με 100 χιλιόμετρα ($r = 100Km$) και το διάστημα μεταξύ των δοκιμαστικών επικέντρων ίσο με 10 χιλιόμετρα ($spacing = 10\ Km$). Αυτές οι δύο παράμετροι επιλέχθηκαν να είναι ίδιες για όλους τους σεισμούς. Με την εφαρμογή της μεθόδου, προέκυψαν τα αρχεία εξόδου που αφορούν το πλέγμα που κατασκευάστηκε για τον επαναπροσδιορισμό τ ων συντεταγμένων της Μακροσεισμικής Εστίας και του μεγέθους M_I καθώς και εκείνο που αφορά τις αντίστοιχες τιμές του μέσου τετραγωνικού σφάλματος $rms[M_I]$ για κάθε σεισμό. Οι τιμές του μεγέθους και οι

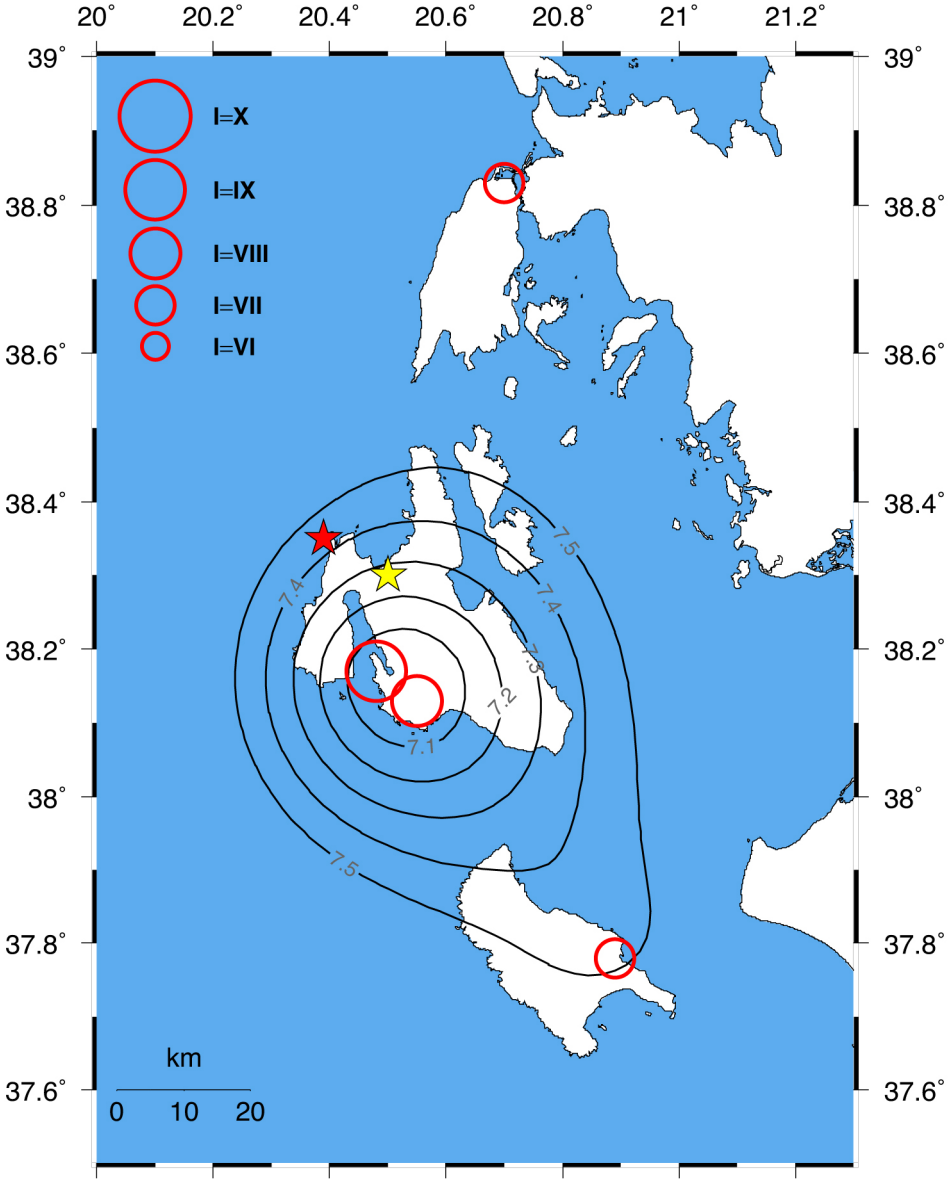
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

συντεταγμένες της Μακροσεισμικής Εστίας που αντιστοιχούν στο ελάχιστο σφάλμα κάθε φορά, το οποίο είναι ίσο με μηδέν, για κάθε έναν από τους σεισμούς φαίνονται συγκεντρωμένες στον Πίνακα 3.3 και στα σχήματα 3.6 εώς 3.12 για κάθε σεισμό, αντίστοιχα. Από τα α ποτελέσματα του επαναπροσδιορισμού προκύπτει πως η μέθοδος εκτιμά το μέγεθος με μεγαλύτερη τιμή από αυτή που υπάρχει στον κατάλογο για 6 από τους σεισμούς (1469, 1636, 1658, 1766, 1767 και 1953) ενώ με οριακά μικρότερο για τον σεισμό του 1867. Αυτό οφείλεται στην εξάρτηση της μεθόδου από τον αριθμό των παρατηρήσεων, δηλαδή του αριθμού των θέσεων για τις οποίες έχουν υπολογιστεί οι τιμές της μακροσεισμικής έντασης και συμμετέχουν στους υπολογισμούς. Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.13 η διαφορά, dM, του μεγέθους που εκτιμά η μέθοδος από το μέγεθος του καταλόγου ($dM = M_{BWmethod} - M_{catalog}$) σε συνάρτηση με τον αριθμό των παρατηρήσεων που περιλαμβάνονται κάθε φορά στους υπολογισμούς, είναι ιδιαίτερα μικρή (μικρότερη από ± 0.1) στις περιπτώσεις όπου στους υπολογισμούς συμμετέχουν περισσότερες από δέκα θέσεις ενώ μεγαλώνει στις περιπτώσεις όπου οι θέσεις είναι λιγότερες. Από τον επαναπροσδιορισμό των επικεντρικών συντεταγμένων προκύπτει ότι συγκεντρώνονται χωρικά δυτικά του νησιού της Κεφαλονιάς, στην περιοχή δηλαδή όπου εκτείνεται ο κύριος κλάδος της Ζώνης Διάρρηξης Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς.

Πίνακας 3.3 Αποτελέσματα επαναπροσδιορισμού του επικέντρου και του μεγέθους για τους ιστορικούς σεισμούς με μέγεθος $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών με την εφαρμογή της μεθόδου των Bakun and Wentworth.

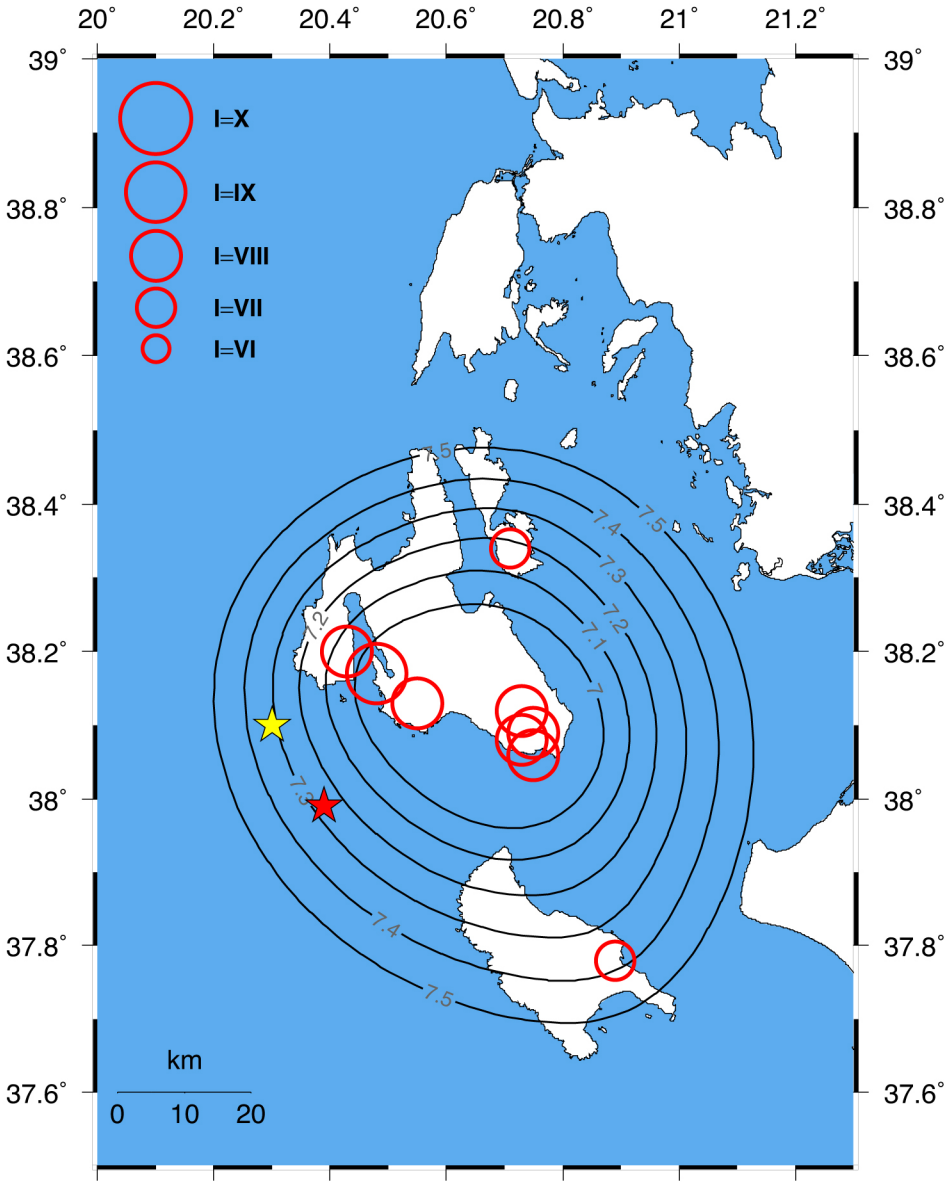
	Μακροσεισμικής Εστίας		**Μέγεθος**
	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	***M***
1469	38.35	20.39	7.44
1636	38.00	20.39	7.26
1658	38.02	20.43	7.43
1766	38.02	20.34	7.19
1767	38.29	20.34	7.25
1867	38.29	20.34	7.32
1953	38.08	20.39	7.42

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



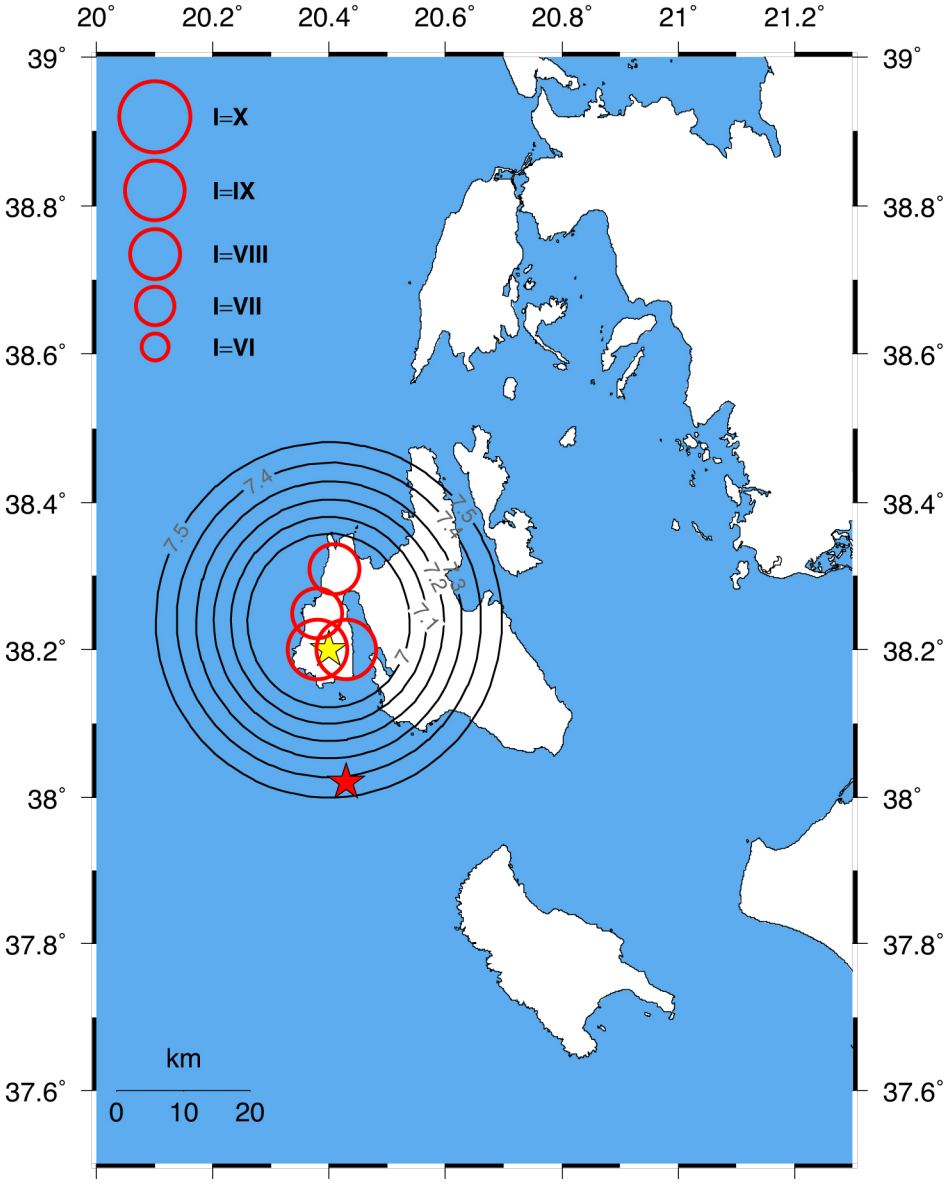
Σχήμα 3.6 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1469. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



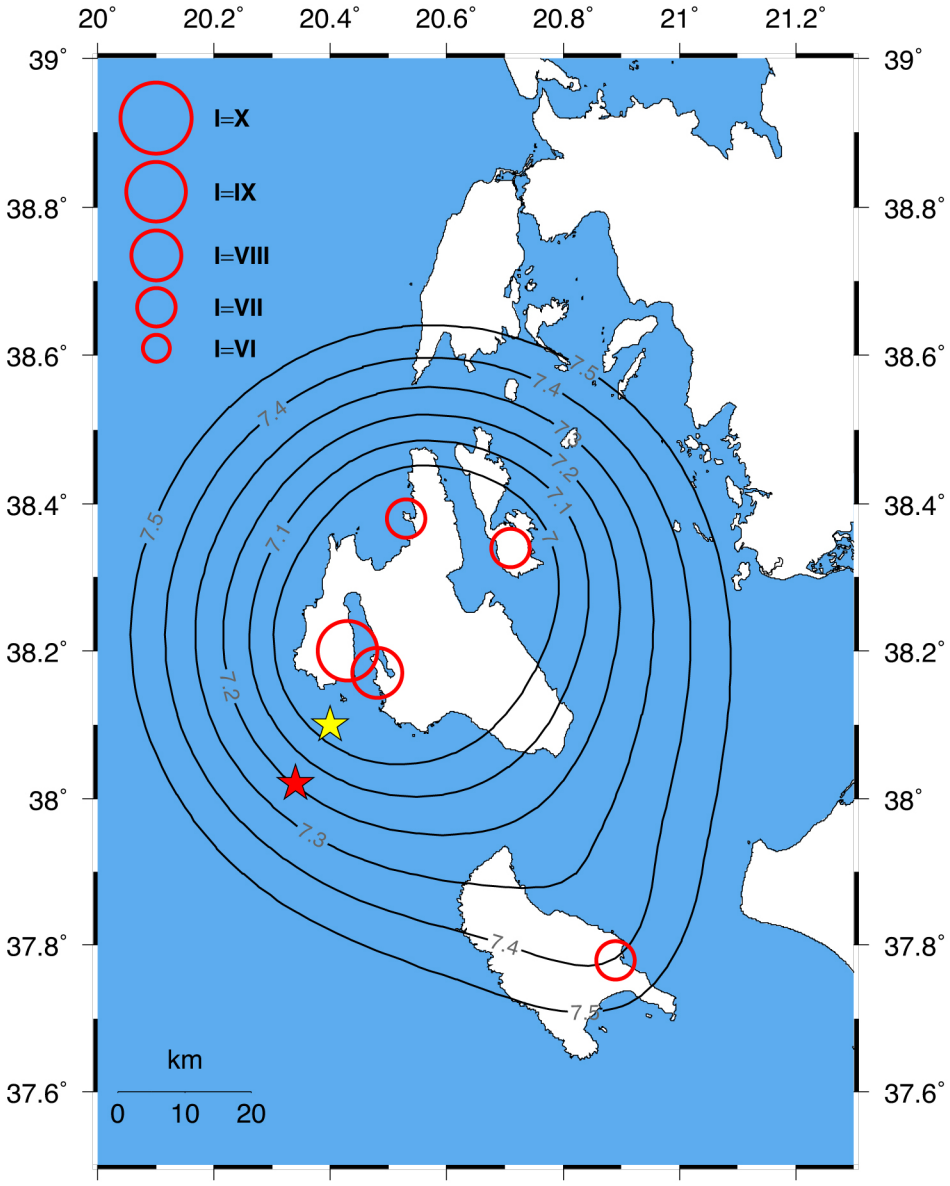
Σχήμα 3.7 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1636. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



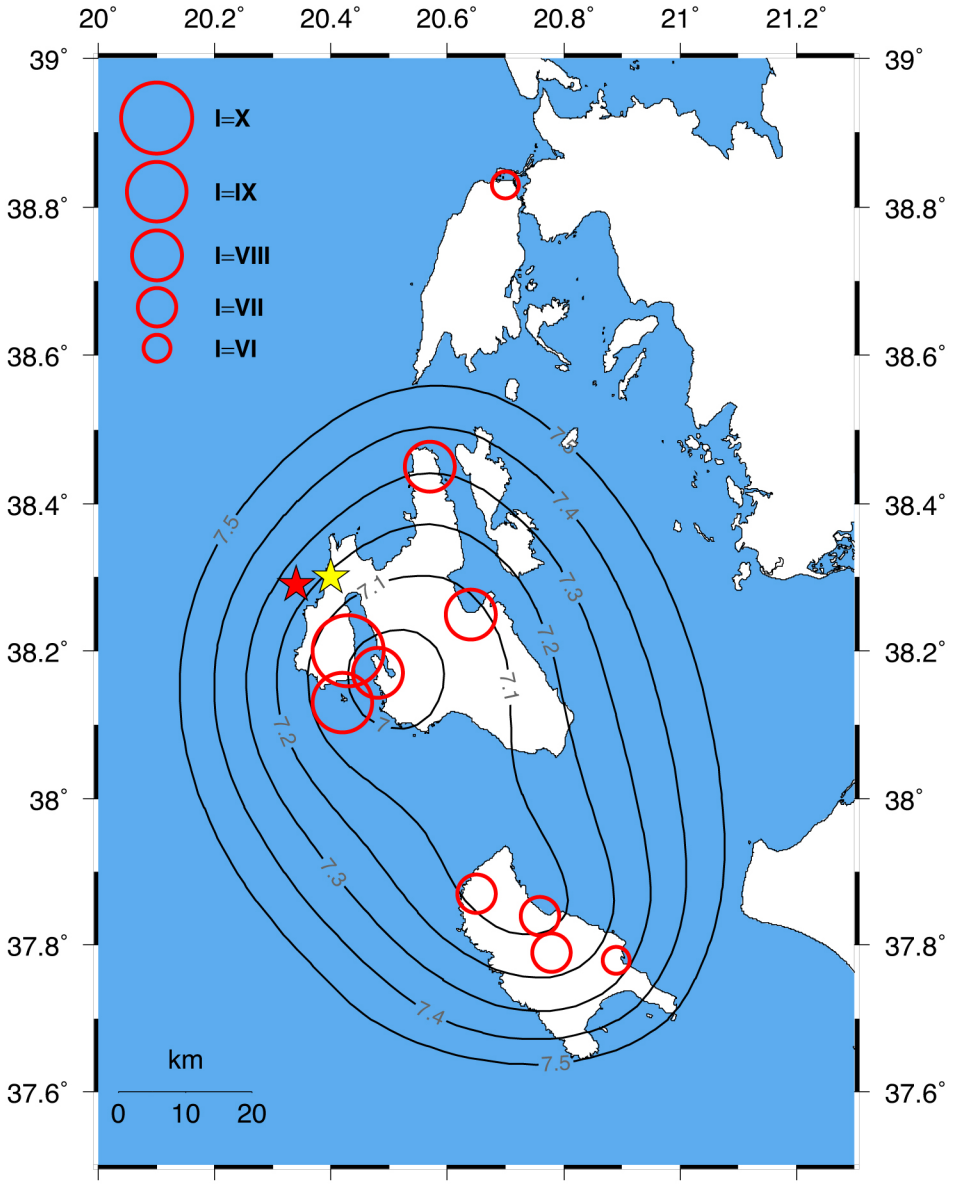
Σχήμα 3.8 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1658. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



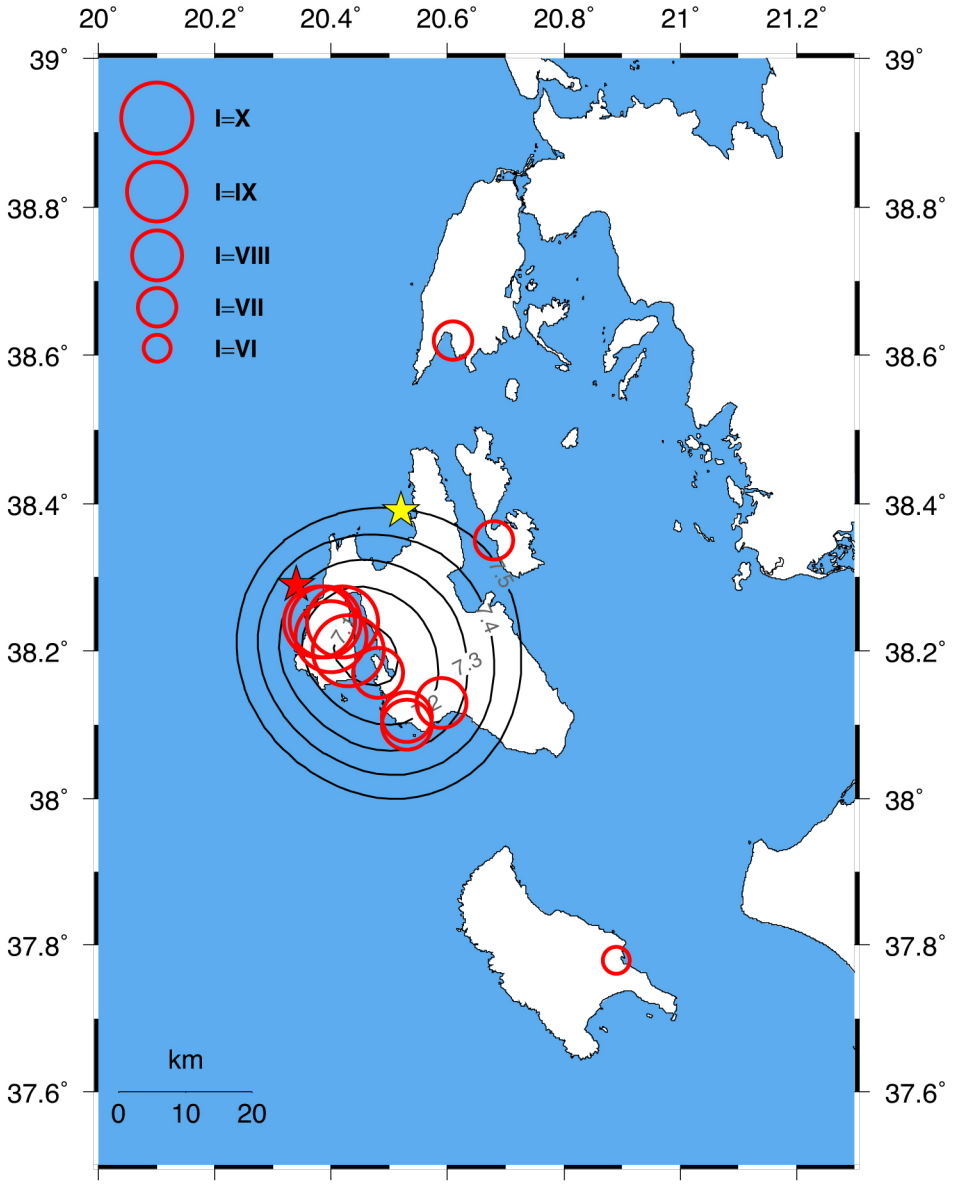
Σχήμα 3.9 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1766. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



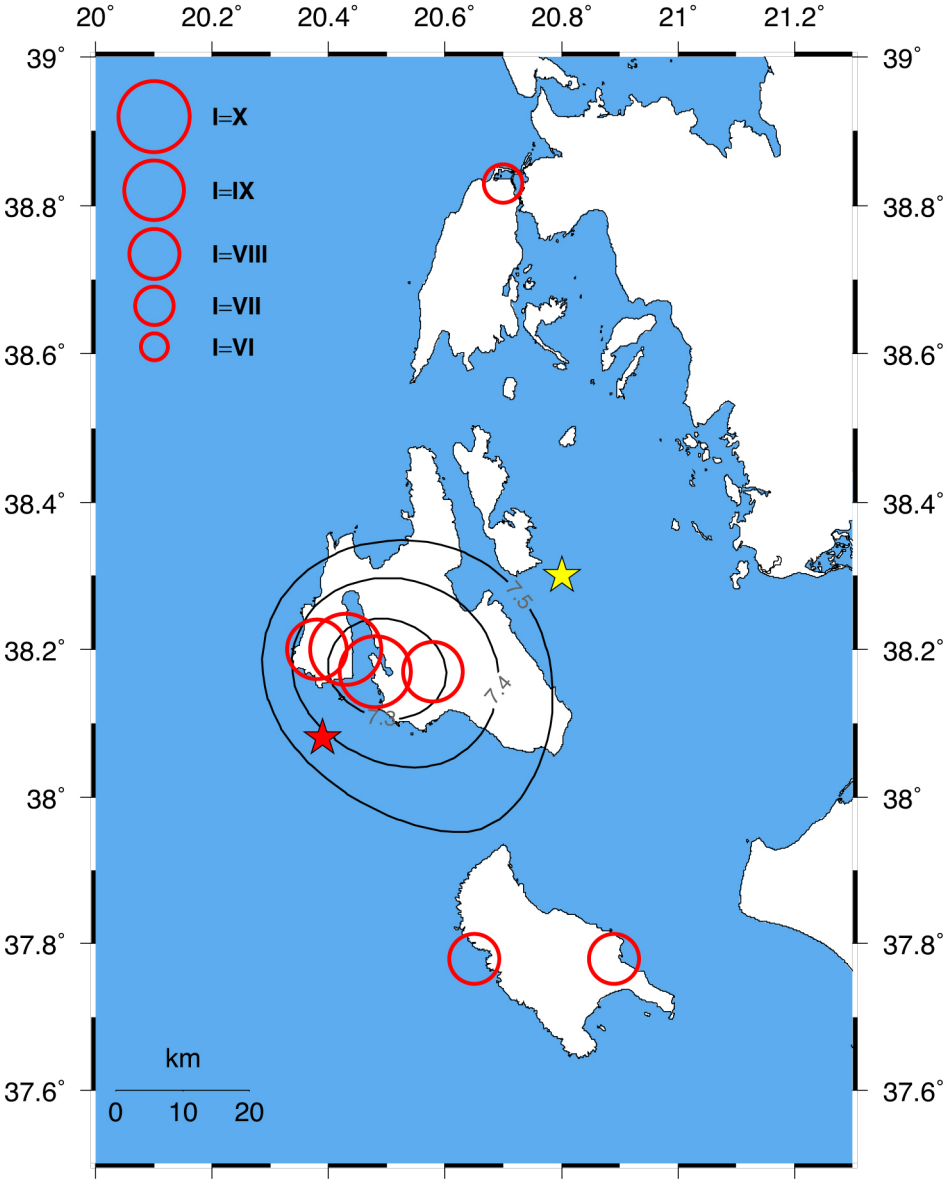
Σχήμα 3.10 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1767. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



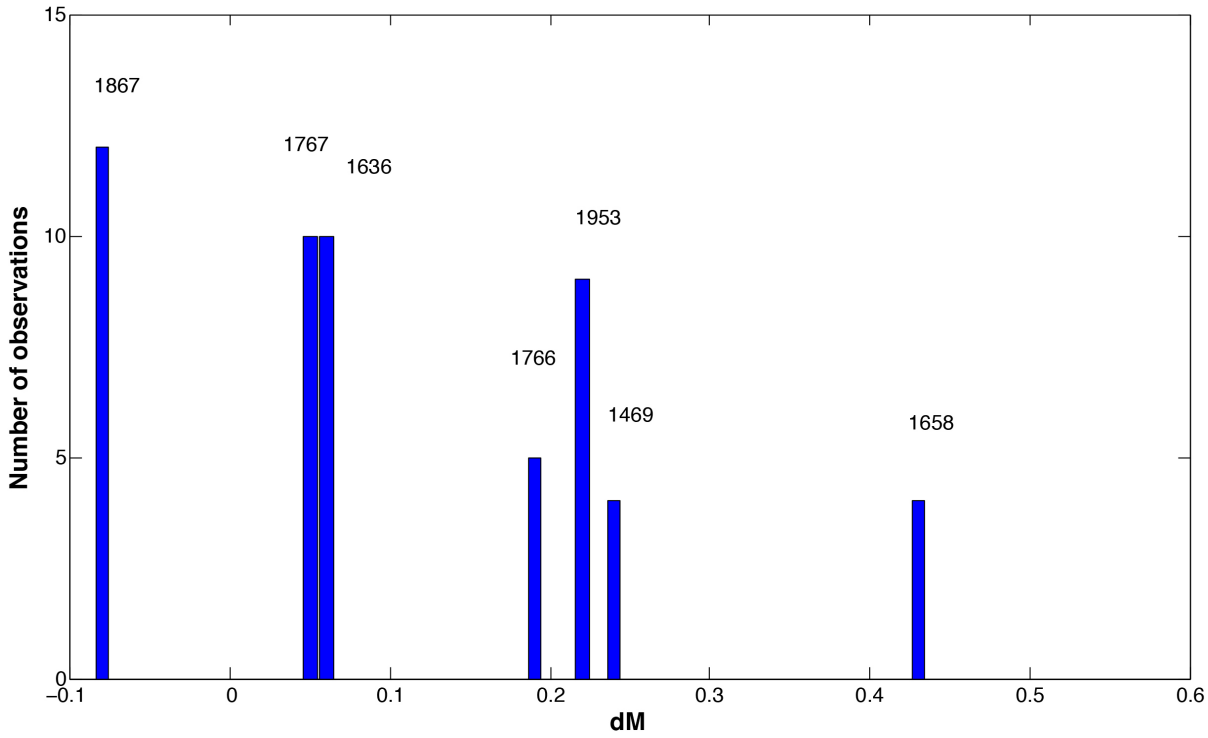
Σχήμα 3.11 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1867. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 3.12 Χάρτης της περιοχής μελέτης για τον σεισμό του 1953. Με κίτρινο αστέρι συμβολίζεται το επίκεντρο του σεισμού που υπάρχει στον κατάλογο και με κόκκινο αστέρι το επίκεντρο που προέκυψε με την εφαρμογή της μεθόδου. Οι κόκκινοι κύκλοι αντιστοιχούν στις τιμές των εντάσεων που έχουν υπολογιστεί για κάθε θέση και οι μαύρες συνεχείς γραμμές στις καμπύλες ίσου μεγέθους του πλέγματος που προκύπτει από τη μέθοδο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 3.13 Διάγραμμα της διαφοράς dM της τιμής του μεγέθους που εκτιμά η μέθοδος από το μέγεθος που είναι καταγεγραμμένο στον κατάλογο σε συνάρτηση με τον αριθμό των παρατηρήσεων που συμμετέχουν στους υπολογισμούς.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κεφάλαιο 4: Στατιστική επεξεργασία

4.1 Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφονται η διαδικασία κατασκευής του δείγματος των χρονικών διαστημάτων, ο υπολογισμός των στατιστικών παραμέτρων και η συνάρτηση της εμπειρικής κατανομής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του ελέγχου της αυτοσυσχέτισης του δείγματος, της εκτίμησης των παραμέτρων για κάθε μία από τις τέσσερις στατιστικές κατανομές που εφαρμόστηκαν καθώς και τα αποτελέσματα της σύγκρισής τους. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού για ορισμένα χρονικά διαστήματα με βάση την κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα.

4.2 Δημιουργία δείγματος και στατιστικές παράμετροι

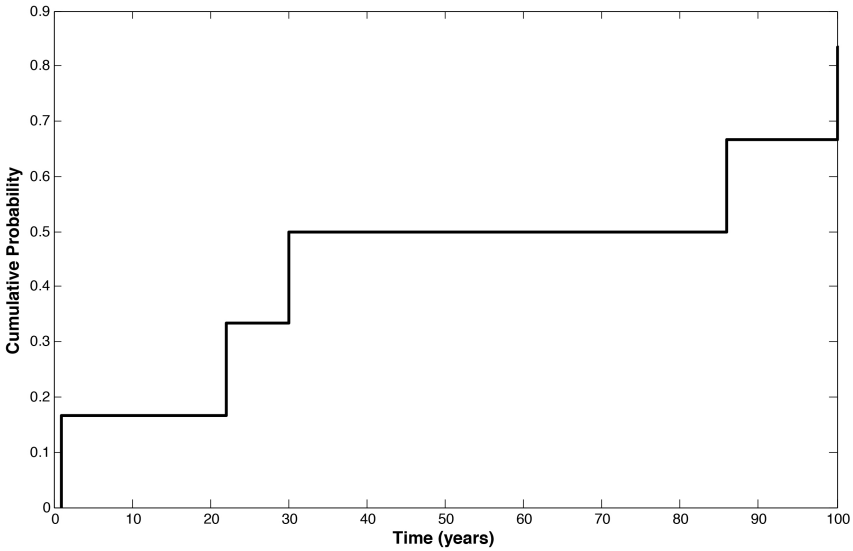
Το δείγμα των χρόνων διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με μέγεθος $M \geq 7.0$, $\Delta T(i)$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών δημιουργήθηκε με την εφαρμογή της Σχέσης 2.13 μεταξύ των χρόνων γένεσης των σεισμών αυτών. Από την εφαρμογή εξαιρέθηκε ο σεισμός του 1469 λόγω του κενού που παρατηρείται στην χρονική κατανομή της σεισμικότητας της περιοχής στο χρονικό διάστημα 1469 - 1636. Αναλυτικά, το δείγμα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των διαδοχικών σεισμών, με πρώτο αυτόν που έγινε το 1636, σε έτη είναι $\Delta T(i)$ = [22, 108, 1, 100, 86, 30]. Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων της μέσης τιμής, της τυπικής απόκλισης και του συντελεστή μεταβλητότητας για το δείγμα όπως προέκυψαν από την εφαρμογή των σχέσεων 2.14, 2.15 και 2.16 είναι ίσες με $\overline{\Delta T(i)} = 57.83$ έτη, $\sigma = 45.56$ έτη και $C_v = 0.79$, αντίστοιχα. Με την εφαρμογή της σχέσης 2.18 κατασκευάστηκε η εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής όπως προκύπτει από τα δεδομένα του δείγματος των χρονικών διαστημάτων και φαίνεται στο Σχήμα 4.1.

4.3 Αυτοσυσχέτιση δείγματος

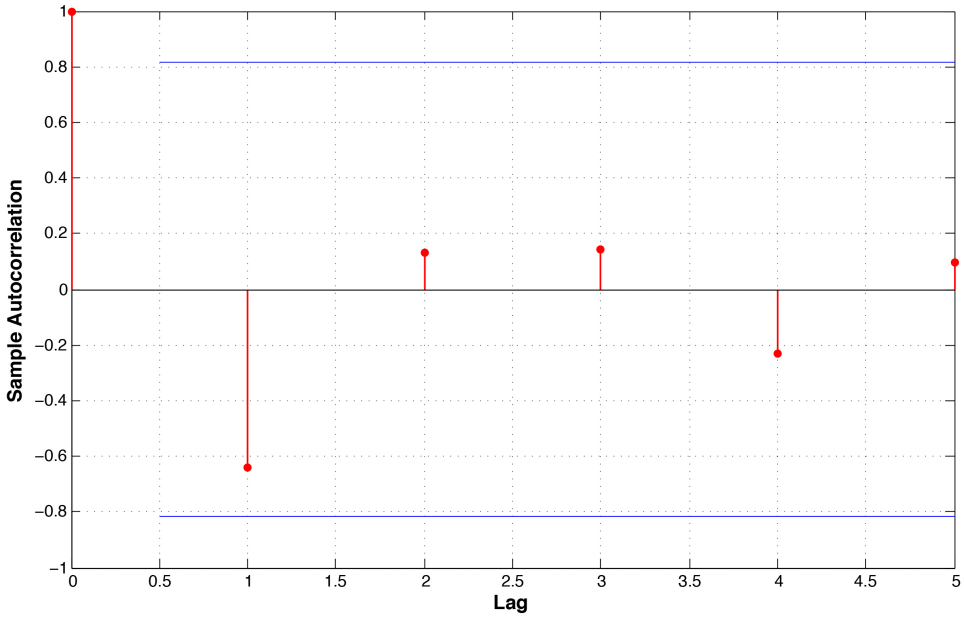
Για το δείγμα $\Delta T(i)$ πραγματοποιήθηκε διερεύνηση της βραχυπρόθεσμης συσχέτισης μεταξύ των τιμών του με τον υπολογισμό των τιμών των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης (Σχέσεις 2.19 και 2.20, αντίστοιχα) σε διάστημα εμπιστοσύνης 95% και στη συνέχεια κατασκευάστηκαν τα αντίστοιχα διαγράμματα, τα οποία φαίνονται στα Σχήματα 4.2 και 4.3. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα Αυτοσυσχέτισης τα χρονικά διαστήματα μεταξύ διαδοχικών σεισμών που αποτελούν τα δεδομένα του δείγματος μπορούν να θεωρηθούν ανεξάρτητα μεταξύ τους καθώς οι τιμές της συνάρτησης βρίσκονται εντός του διαστήματος εμπιστοσύνης, όπου οι παρατηρήσεις έχουν στατιστικά ασήμαντη βραχυπρόθεσμη εξάρτηση

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

μεταξύ τους. Στο ίδιο συμπέρασμα καταλήγουμε και από τις τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης παρά το γεγονός πως για υστέρηση $k = 3$ η τιμή της (ίση με 1.2151), ξεπερνά την οριακή τιμή της 95% ζώνης εμπιστοσύνης. Τη συσχέτιση αυτή, θεωρούμε ότι δεν μπορούμε να την δεχτούμε με ασφάλεια ως στατιστικά σημαντική, δεδομένου του πολύ μικρού μεγέθους του δείγματος για υστέρηση k=3 (μόλις 3 παρατηρήσεις).

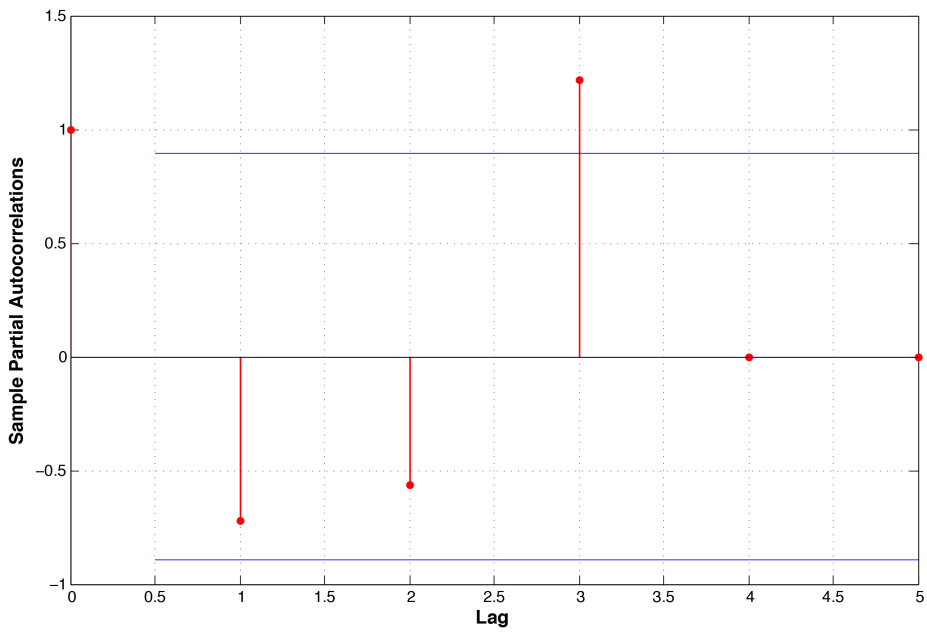


Σχήμα 4.1 Διάγραμμα της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής για το δείγμα, $\Delta T(i)$.



Σχήμα 4.2 Διάγραμμα αυτοσυσχέτισης για το δείγμα $\Delta T(i)$ με τις τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.3 Διάγραμμα αυτοσυσχέτισης για το δείγμα $\Delta T(i)$ με τις τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης.

4.4 Εφαρμογή στατιστικών κατανομών

Η εφαρμογή των τεσσάρων στατιστικών κατανομών που επιλέχθηκαν για τον χρόνο επανάληψης προϋποθέτει την εκτίμηση των παραμέτρων τους με βάση δείγμα $\Delta T(i)$. Η εκτίμηση των παραμέτρων έγινε με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας όπως περιγράφηκε στην παράγραφο 2.2.3. Έτσι, για κάθε μία από τις κατανομές υπολογίστηκε η συνάρτηση πιθανοφάνειας L και η αντίστοιχη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας lnL και στη συνέχεια έγινε η εφαρμογή της μεθόδου για κάθε μία από τις παραμέτρους της κάθε κατανομής.

Αναλυτικά, για την κατανομή Weibull η συνάρτηση πιθανοφάνειας είναι

$$L(a,b) = \left({}^{b}/_{a^b}\right)^n \prod_{i=1}^{n} {x_i}^{b-1} \exp\left(-{}^{1}/_{a^b}\right) \sum_{i=1}^{n} {x_i}^{b} \qquad (4.1)$$

και η αντίστοιχη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας

$$lnL(a,b) = nlnb - nblna + (b-1)ln \prod_{i=1}^{n} x_i - {}^{1}/_{a^b} \sum_{i=1}^{n} {x_i}^{b}. \qquad (4.2)$$

Για την Αντίστροφη Γκαουσιανή κατανομή η συνάρτηση πιθανοφάνειας είναι

$$L(\mu,\lambda) = \left({}^{\lambda}/_{2\pi}\right)^{n/2} + \prod_{i=1}^{n} {x_i}^{3/2} \exp\left\{-\lambda\left(\mu^2 \sum_{i=1}^{n} {}^{x_i}/_{2} - n\mu^{-1} + \sum_{i=1}^{n} {}^{{x_i}^{-1}}/_{2}\right)\right\} \qquad (4.3)$$

και η αντίστοιχη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας

$$lnL(\mu,\lambda) = {}^{n}/_{2}\, ln\lambda - {}^{n}/_{2} \ln(2\pi) - {}^{3}/_{2} \sum_{i=1}^{n} lnx_i - \sum_{i=1}^{n} {}^{\lambda(x_i-\mu)^2}/_{2\mu^2 x_i}. \qquad (4.4)$$

Για την Λογαριθμοκανονική κατανομή η συνάρτηση πιθανοφάνειας είναι

$$L(\mu,\sigma) = {}^{1}\!/_{(2\pi\sigma^2)^{n/2}} \prod_{i=1}^{n} {}^{1}\!/_{x_i} \exp\{\sum_{i=1}^{n} - {}^{(\ln x_i - \mu)^2}\!/_{2\sigma^2}\} \qquad (4.5)$$

και η αντίστοιχη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας:

$$lnL(\mu,\sigma) = -{}^{n}\!/_{2} \ln(2\pi\sigma^2) - \sum_{i=1}^{n} lnx_i - {}^{\sum_{i=1}^{n} lnx_i{}^2}\!/_{2\sigma^2} +$$
$$+ \sum_{i=1}^{n} \mu lnx_i{}^{/}_{\sigma^2} \quad - {}^{n\mu^2}\!/_{2\sigma^2}. \qquad (4.6)$$

Τέλος για την εκθετική κατανομή η συνάρτηση πιθανοφάνειας είναι

$$L(\mu) = {}^{1}\!/_{\mu} \exp\left(-{}^{\sum_{i=1}^{n} x_i}\!/_{\mu}\right) \qquad (4.7)$$

και η αντίστοιχη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας

$$\ln L(\mu) = -nln\mu - {}^{1}\!/_{\mu} \sum_{i=1}^{n} x_i. \qquad (4.8)$$

Παραγωγίζοντας τη συνάρτηση της λογαριθμικής πιθανοφάνειας ως προς την μερική παράγωγο κάθε μίας παραμέτρου και θέτοντας την ίση με μηδέν για κάθε μία από τις κατανομές προκύπτουν τα παρακάτω συστήματα εξισώσεων:

Για την κατανομή Weibull:

$$\frac{\partial lnL(a,b)}{\partial a} = 0 \text{ και } \frac{\partial lnL(a,b)}{\partial b} = 0 \qquad (4.9)$$

οπότε αντικαθιστώντας στην 4.9 την 4.2 καταλήγουμε στις εξισώσεις

$$\hat{a} = \left({}^{1}\!/_{n} \sum_{i=1}^{n} x_i{}^{\hat{b}}\right)^{1/\hat{b}} \text{ και } \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i{}^b lnx_i)}{\sum_{i=1}^{n} x_i{}^b} - \frac{1}{b} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} lnx_i. \qquad (4.10)$$

Για να βρεθούν οι εκτιμητές $\hat{a}$ και $\hat{b}$ αρχικά λύνουμε τη δεύτερη εξίσωση της σχέσης 4.10 ώστε να υπολογιστεί ο εκτιμητής $\hat{b}$ και έπειτα αντικαθιστώντας τον στην πρώτη εξίσωση της σχέσης 4.10 ώστε να υπολογιστεί και ο εκτιμητής $\hat{a}$.

Για την Αντίστροφη Γκαουσιανή κατανομή παίρνουμε

$$\frac{\partial lnL(\mu,\lambda)}{\partial \mu} = 0 \text{ και } \frac{\partial lnL(\mu,\lambda)}{\partial \lambda} = 0 \qquad (4.11)$$

και κάνοντας αντικατάσταση της 4.4 στην 4.11 καταλήγουμε στις εξισώσεις

$$\hat{\mu} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \text{ και } \hat{\lambda} = \frac{n}{\sum_{i=1}^{n}(x_i{}^{-1} - \frac{1}{\hat{\mu}})}. \qquad (4.12)$$

Έτσι, αρχικά υπολογίζουμε τον εκτιμητή $\hat{\mu}$ από την πρώτη εξίσωση της σχέσης 4.12 και στη συνέχεια από τη δεύτερη εξίσωση τον εκτιμητή $\hat{\lambda}$.

Για την Λογαριθμοκανονική κατανομή έχουμε

$$\frac{\partial lnL(\mu,\sigma)}{\partial \mu} = 0 \text{ και } \frac{\partial lnL(\mu,\sigma)}{\partial \sigma} = 0 \qquad (4.13)$$

και κάνοντας αντικατάσταση της 4.6 στην 4.13 καταλήγουμε στις εξισώσεις

$$\hat{\mu} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \ln(x_i)}{n} = 0 \text{ και } \hat{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(lnx_i - \hat{\mu})^2}{n}}. \qquad (4.14)$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Έτσι, αρχικά υπολογίζουμε τον εκτιμητή $\hat{\mu}$ από την πρώτη εξίσωση της σχέσης 4.14 και από τη δεύτερη εξίσωση τον εκτιμητή $\hat{\sigma}$.

Τέλος, για την Εκθετική κατανομή έχουμε

$$\frac{\partial lnL(\mu)}{\partial \mu} = 0 \tag{4.15}$$

και κάνοντας αντικατάσταση της 4.8 στην 4.15 καταλήγουμε στον εκτιμητή $\hat{\mu}$ που είναι ίσος με

$$\hat{\mu} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n}. \tag{4.16}$$

Με βάση τα παραπάνω έγινε η εκτίμηση των παραμέτρων για την κάθε κατανομή σε διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών για τις παραμέτρους, τα αντίστοιχα διαστήματα εμπιστοσύνης για την κάθε παράμετρο καθώς και οι τιμές της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας της κάθε κατανομής που προέκυψε με βάση τις τιμές των παραμέτρων που εκτιμήθηκαν φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1 Αποτελέσματα εκτίμησης παραμέτρων των κατανομών που εφαρμόστηκαν στο δείγμα $\Delta T(i)$ των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$, τα αντίστοιχα διαστήματα εμπιστοσύνης και οι τιμές της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας για την κάθε κατανομή.

Κατανομή	**Παράμετροι**	**95% Διάστημα Εμπιστοσύνης**	**Συνάρτηση Λογαριθμικής Πιθανοφάνειας**
Weibull	$a = 57.7461$	[25.0499, 133.119]	-30.3453
	$b = 0.995307$	[0.491665, 2.01486]	
Αντίστροφη	$\mu = 57.8333$	[-86.2613, 201.928]	-33.5069
Γκαουσιανή	$\lambda = 5.96464$	[-0.784863, 12.7141]	
Λογαριθμοκανονική	$\mu = 3.37231$	[1.50333, 5.2413]	-31.7104
	$\sigma = 1.78094$	[1.11168, 4.36797]	
Εκθετική	$\mu = 57.8333$	[29.7386, 157.592]	-30.3454

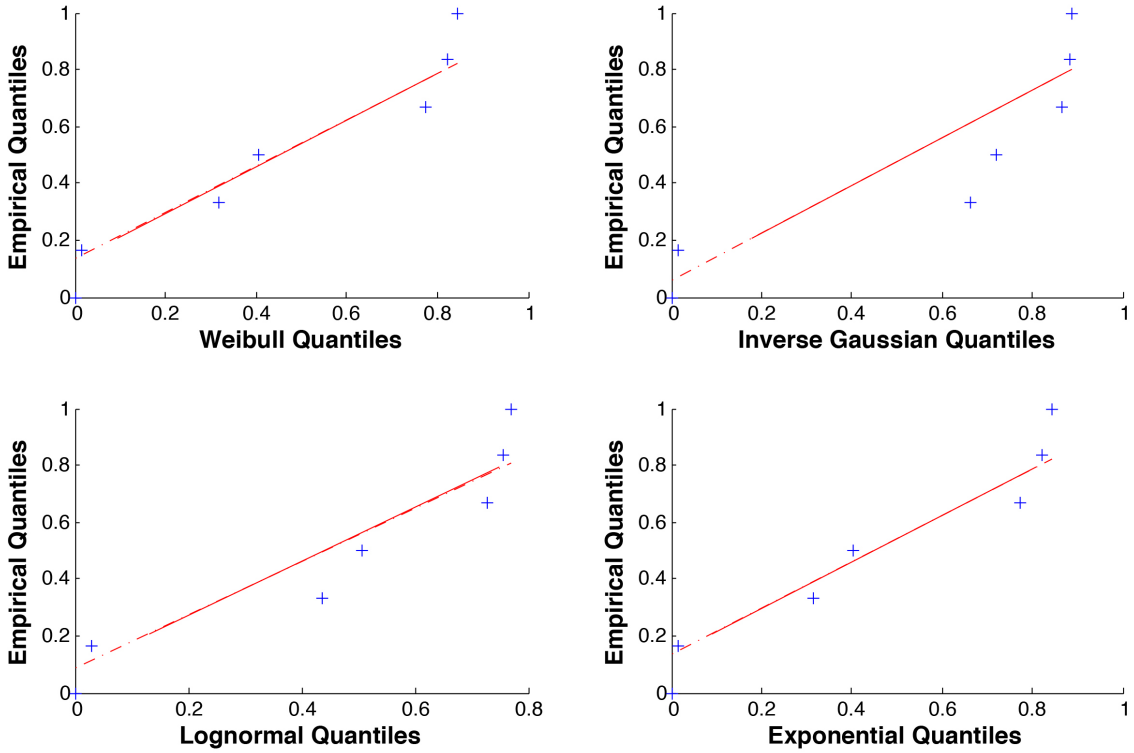
Από την εκτίμηση των παραμέτρων ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός πως η κατανομή Weibull τείνει να ταυτισθεί με την εκθετική κατανομή. Αυτό συμβαίνει γιατί όταν η παράμετρος b της κατανομής γίνει ίση με τη μονάδα τότε προκύπτει η εκθετική κατανομή, που αποτελεί ειδική της περίπτωση. Ακόμη, από την εκτίμηση των διαστημάτων

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

εμπιστοσύνης φαίνεται πως το εύρος τους είναι ιδιαίτερα μεγάλο, γεγονός που οφείλεται στο μικρό μέγεθος του δείγματος. Ειδικότερα, η εκτίμηση των διαστημάτων εμπιστοσύνης των παραμέτρων της αντίστροφης Γκαουσιανής κατανομής την καθιστούν προβληματική καθώς εντός τους περιέχεται η τιμή μηδέν.

4.5 Σύγκριση στατιστικών κατανομών

Για την σύγκριση των τεσσάρων στατιστικών κατανομών και την επιλογή εκείνης που εμφανίζει την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα του δείγματος $\Delta T(i)$, πραγματοποιήθηκε σε αρχικό στάδιο ο διερευνητικός έλεγχος καταλληλότητας με τη χρήση των γραφημάτων Q – Q, των γραφημάτων δηλαδή των δειγματικών ποσοστημορίων σε σχέση με τα θεωρητικά ποσοστημόρια που προκύπτουν από την υπό έλεγχο κατανομή. Εφαρμόζοντας τη σχέση 2.26 υπολογίστηκαν τα ποσοστημόρια της εμπειρικής κατανομής του δείγματος καθώς και εκείνα που προκύπτουν για κάθε μία από τις τέσσερις κατανομές και στη συνέχεια κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα των εμπειρικών ποσοστημορίων ως προς αυτά της κάθε κατανομής (Σχήμα 4.4).

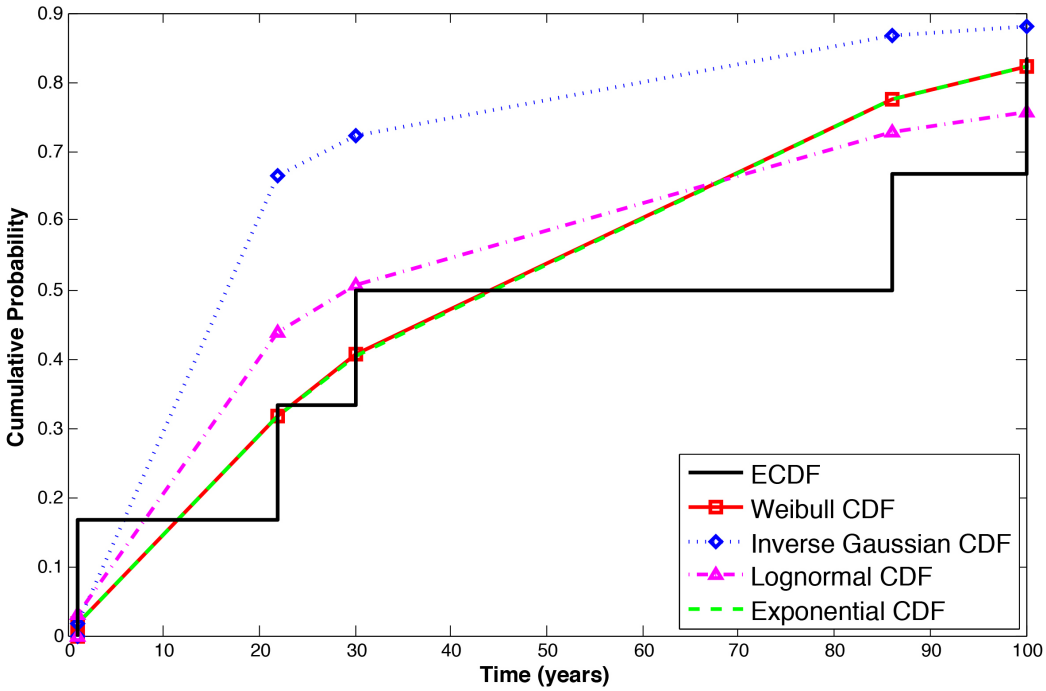


Σχήμα 4.4 Διαγράμματα των ποσοστημορίων της εμπειρικής κατανομής ως προς τα θεωρητικά που προέκυψαν για κάθε μία από τις τέσσερις κατανομές που εφαρμόστηκαν στο δείγμα $\Delta T(i)$ των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Όπως φαίνεται από τα διαγράμματα, δεν προκύπτει σαφής ένδειξη καλύτερης προσαρμογής κάποιας από τις κατανομές έναντι των υπολοίπων στη σχέση των ποσοστημορίων της εμπειρικής κατανομής ως προς τα θεωρητικά, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στον μικρό αριθμό των δεδομένων που αποτελούν το δείγμα των χρονικών διαστημάτων.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε ο έλεγχος καλής προσαρμογής Anderson – Darling για κάθε μία από τις τέσσερις κατανομές υπό την μηδενική υπόθεση, H_0 ότι το δείγμα προέρχεται από την υπό έλεγχο κατανομή κάθε φορά, σε στάθμη σημαντικότητας 5%. Για να γίνει εφικτή η εφαρμογή του ελέγχου υπολογίστηκαν οι συναρτήσεις αθροιστικής κατανομής για κάθε μία από τις υπό έλεγχο κατανομές (Σχήμα 4.5) και στη συνέχεια υπολογίστηκε η απόσταση, A^2 μεταξύ της κάθε μίας από αυτές σε σχέση με την εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής, οι p – τιμές κάθε κατανομής καθώς και η κρίσιμη απόσταση, c κάτω από την οποία θα ισχύει η μηδενική υπόθεση και των οποίων οι τιμές δίνονται στον Πίνακα 4.2.



Σχήμα 4.5 Σύγκριση της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής, ECDF και της αθροιστικής κατανομής, CDF για κάθε μία από τις τέσσερις στατιστικές κατανομές που εφαρμόστηκαν στο δείγμα $\Delta T(i)$ των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$.

Από το σχήμα 4.5 φαίνεται πως οι κατανομές που προσεγγίζουν καλύτερα την εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής είναι η Εκθετική και η Weibull, οι οποίες τείνουν να ταυτιστούν, ενώ αυτή που απέχει περισσότερο είναι η Αντίστροφη Γκαουσιανή. Συγκρίνοντας τις τιμές της απόστασης A^2 για κάθε κατανομή με την κρίσιμη απόσταση, c και

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

τις p–τιμές με τη στάθμη σημαντικότητας παρατηρούμε πως τόσο η ανισότητα της σχέσης 2.30 που αποτελεί και το κριτήριο του ελέγχου ισχύει για όλες τις κατανομές, δηλαδή και για τις τέσσερις κατανομές ισχύει $A^2 \leq c$, όσο και οι p–τιμές της κάθε κατανομής είναι μεγαλύτερες από τη στάθμη σημαντικότητας (p–τιμή > 0.05) και επομένως η μηδενική υπόθεση δεν μπορεί να απορριφθεί για καμία από αυτές, γεγονός που οφείλεται στο μικρό μέγεθος του δείγματος.

Πίνακας 4.2 Αποτελέσματα του ελέγχου Anderson – Darling για το δείγμα $\Delta T(i)$ των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$, η τιμή της κρίσιμης απόστασης, c, οι τιμές της απόστασης A^2 και οι p – τιμές για κάθε κατανομή.

	$\boldsymbol{c = 2.5248}$	
Κατανομή	Απόσταση A^2	p – τιμή
Weibull	0.5270	0.7122
Αντίστροφη Γκαουσιανή	1.9993	0.0938
Λογαριθμοκανονική	0.6166	0.6250
Εκθετική	0.5290	0.7101

Τέλος, με βάση τις τιμές της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας, lnL της κάθε κατανομής υπολογίστηκαν οι τιμές των κριτηρίων πληροφορίας AIC (σχέση 2.31) και BIC (σχέση 2.32) για κάθε μία από αυτές οι οποίες δίνονται στον Πίνακα 4.3. Όπως προκύπτει από τους υπολογισμούς η κατανομή που παρουσιάζει την μικρότερη τιμή και για τα δύο κριτήρια είναι η Εκθετική.

Πίνακας 4.3 Αποτελέσματα υπολογισμού των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC για το δείγμα $\Delta T(i)$ των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$

Κατανομή	**AIC**	**BIC**
Weibull	64.6906	64.2741
Αντίστροφη Γκαουσιανή	71.0138	70.5973
Λογαριθμοκανονική	67.4208	67.0043
Εκθετική	62.6908	62.4826

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Συμπερασματικά, η επιλογή της κατανομής που παρουσιάζει την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα μπορεί να γίνει μόνο με βάση τις τιμές των κριτηρίων πληροφορίας καθώς ούτε ο διερευνητικός έλεγχος με τη χρήση των γραφημάτων Q – Q ούτε και ο έλεγχος καλής προσαρμογής Anderson – Darling δίνουν αποτελέσματα που να εμφανίζουν καλύτερη προσαρμογή κάποιας κατανομής έναντι των υπολοίπων. Έτσι, η κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα του δείγματος είναι η Εκθετική καθώς οι τιμές της για τα δύο κριτήρια πληροφορίας είναι οι μικρότερες.

4.6 Υπολογισμός πιθανοτήτων

Ο υπολογισμός των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με μέγεθος $M \geq 7.0$ σε ορισμένα χρονικά διαστήματα, ΔT, μετά τον τελευταίο έγινε με βάση τη σχέση

$$P(t \leq \Delta T \leq t + dt) = \int_{t}^{t+dT} f(\Delta T) dT \qquad (4.17)$$

εφαρμόζοντας τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της Εκθετικής κατανομής, που εμφανίζει την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων, όπως αυτή έχει προκύψει από την εκτίμηση των παραμέτρων και η οποία δίνεται από τη σχέση

$$f(\Delta T) = {}^{1}/_{57.8333} \exp\left(-{}^{\Delta T}/_{57.8333}\right) \qquad (4.18)$$

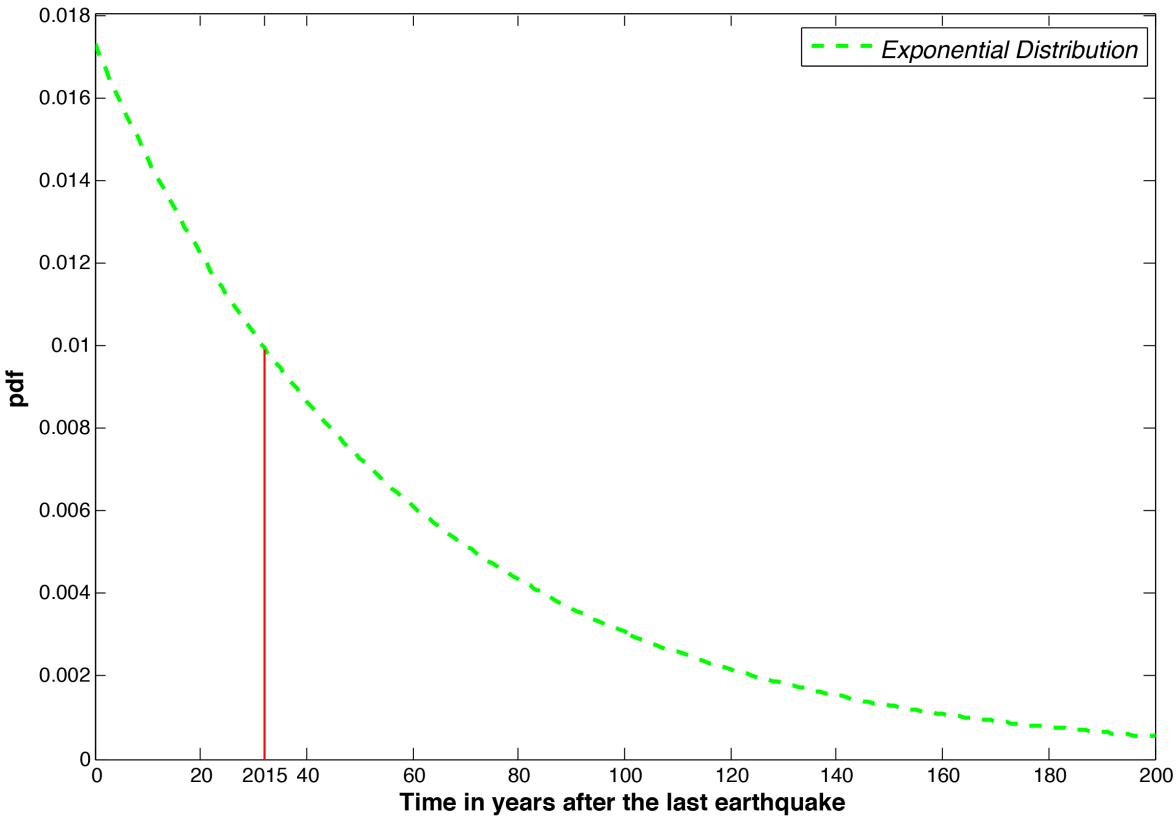
της οποίας η γραφική παράσταση φαίνεται στο διάγραμμα του σχήματος 4.6.

Έτσι, με βάση τα παραπάνω έγιναν οι υπολογισμοί των τιμών της πιθανότητας ο επόμενος σεισμός να γίνει για τα χρονικά διαστήματα 30, 40, 50, 70 και 100 ετών μετά από τον τελευταίο σεισμό με μέγεθος $M \geq 7.0$ που έγινε στην περιοχή, ο οποίος είναι αυτός του 1983 (Πίνακας 4.4).

Πίνακας 4.4 Πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M \geq 7.0$ στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

Χρόνος γένεσης επόμενου σεισμού (σε έτη μετά τον τελευταίο)	**t=30**	**t=40**	**t=50**	**t=70**	**t=100**
Πιθανότητα	0.4047	0.4992	0.5788	0.7019	0.8226

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.6 Συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της Εκθετικής κατανομής που εφαρμόστηκε για τον υπολογισμό των σε σχέση με το χρόνο μετά τον τελευταίο σεισμό που έγινε στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κεφάλαιο 5: Συμπεράσματα

Οι διαδικασίες και μέθοδοι που περιγράφηκαν παραπάνω εφαρμόσθηκαν με στόχο την εξακρίβωση της στατιστικής κατανομής που παρουσιάζει την κ αλύτερη απόδοση στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.

Αρχικά, αναζητήθηκαν και συλλέχθηκαν όλοι οι διαθέσιμοι ισχυροί σεισμοί τόσο της ιστορικής όσο και της ενόργανης περιόδου της σεισμικότητας με $M \geq 6.0$ που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης με στόχο την επιλογή του κατάλληλου ελάχιστου μεγέθους που πρέπει να έχουν οι ισχυροί σεισμοί για τους οποίους θα καθοριστούν τα χρονικά διαστήματα μεταξύ τους. Από την χρονική κατανομή των σεισμών αυτών προκύπτει κενό στους χρόνους γένεσής τους μεταξύ του διαστήματος 1469 – 1636, γεγονός που οφείλεται στην έλλειψη της σχετικής πληροφορίας ενώ από την χωρική κατανομή των επικέντρων τους προκύπτει πως καλύπτουν την ευρύτερη περιοχή στην οποία εκτείνεται η Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς με τους ισχυρότερους από αυτούς με $M \geq 7.0$ να συγκεντρώνονται χωρικά στον κύριο κλάδο της Ζώνης. Από τον έλεγχο της πληρότητας μεγέθους των δεδομένων προκύπτει μέγεθος πληρότητας ίσο με $M_c = 6.3$. Για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης λήφθηκαν υπόψη οι σεισμοί με $M \geq 7.0$, πολύ πάνω από το μέγεθος πληρότητας, ώστε να εξασφαλισθεί ότι δεν θα υπάρχει κανένα πρόβλημα με την πληρότητα. Το σύνολο αυτών των δεδομένων αποτελείται από οκτώ σεισμούς οι έξι εκ των οποίων ανήκουν στην περίοδο της ιστορικής σεισμικότητας ενώ οι δύο έχουν καταγραφεί ενόργανα. Οι πληροφορίες που αφορούν τις εστιακές παραμέτρους (επικεντρικές συντεταγμένες και μέγεθος) των ιστορικών σεισμών καθώς και αυτές του σεισμού του 1953, παρότι αυτός ανήκει στην περίοδο της σεισμικότητας περιέχουν σφάλματα και επομένως είναι αναγκαία η επανεκτίμηση τους.

Η επανεκτίμηση των εστιακών παραμέτρων των ιστορικών σεισμών έγινε με την εφαρμογή της μεθόδου των Bakun and Wentworth (1997), η οποία είναι μία αριθμητική μέθοδος επανεκτίμησης των συντεταγμένων της Μακροσεισμικής Εστίας και του μεγέθους χρησιμοποιώντας για τον σκοπό αυτό τις τιμές της μακροσεισμικής έντασης υπολογισμένες στην Τροποποιημένη Κλίμακα Mercalli (MMI) και μία σχέση απόσβεσής της για την περιοχή. Τα αποτελέσματα της επανεκτίμησης των εστιακών παραμέτρων δείχνουν τις συντεταγμένες των Μακροσεισμικών Εστιών να συγκεντρώνονται στον χώρο δυτικά του νησιού της Κεφαλονιάς, περιοχή όπου εκτείνεται ο κύριο κλάδος της Ζώνης Διάρρηξης και το μέγεθος των σεισμών να υπερεκτιμάται σε έξι περιπτώσεις ενώ σε μία να υπολογίζεται

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

οριακά μικρότερο. Το γεγονός αυτό πιθανόν να οφείλεται στην εξάρτηση που παρουσιάζει η μέθοδος από τον αριθμό των θέσεων που συμμετέχουν στους υπολογισμούς κάθε φορά καθώς όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των παρατηρήσεων τόσο εγγύτερα στην τιμή του μεγέθους του καταλόγου βρίσκεται το μέγεθος που προκύπτει από τον επαναπροσδιορισμό.

Με βάση τους σεισμούς με $M \geq 7.0$ δημιουργήθηκε το δείγμα των χρόνων επανάληψης αφού πρώτα εξαιρέθηκε απτό αυτούς ο σεισμός του 1469 λόγω της έλλειψης δεδομένων μεταξύ του διαστήματος 1469 – 1636, όπως έχει ήδη αναφερθεί. Για το δείγμα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$ υπολογίσθηκαν οι τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης με στόχο την αναζήτηση βραχεία μνήμης μεταξύ των δεδομένων. Από τους υπολογισμούς δεν προκύπτει κάποια στατιστικά σημαντική ένδειξη γραμμικής συσχέτισης μεταξύ των τιμών του δείγματος και επομένως είναι στατιστικά ανεξάρτητες.

Στο δείγμα εφαρμόσθηκαν τέσσερις στατιστικές κατανομές (Weibull, αντίστροφη Γκαουσιανή, λογαριθμοκανονική και εκθετική) που αντιπροσωπεύουν χρονο-εξαρτημένα μοντέλα ανανέωσης για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης. Από την εκτίμηση των παραμέτρων των τεσσάρων κατανομών, που έγινε με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας, προκύπτει ταύτιση μεταξύ της εκθετικής κατανομής και της κατανομής Weibull, γεγονός που οφείλεται στην τιμή της παραμέτρου b της κατανομής Weibull καθώς αυτή τείνει στην μονάδα. Επιπλέον, για τα διαστήματα εμπιστοσύνης των παραμέτρων κάθε κατανομής προκύπτει μεγάλο εύρος μεταξύ των τιμών του γεγονός που οφείλεται στο μικρό μέγεθος του δείγματος. Ιδιαίτερα τα διαστήματα εμπιστοσύνης των παραμέτρων της αντίστροφης Γκαουσιανής κατανομής την καθιστούν προβληματική καθώς εντός των τιμών τους περιέχεται η τιμή μηδέν. Στη συνέχεια, με βάση τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εκτίμηση των παραμέτρων έγινε σύγκριση και αξιολόγηση των στατιστικών κατανομών με τη βοήθεια του διερευνητικού ελέγχου Q – Q plot, με τον έλεγχο καλής προσαρμογής Anderson – Darling και με τον υπολογισμό των τιμών των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC. Από τα αποτελέσματα του διερευνητικού ελέγχου με τη χρήση των γραφημάτων Q – Q δεν προκύπτει κάποιο συμπέρασμα καλύτερης προσαρμογής κάποιας κατανομής έναντι των υπολοίπων καθώς το μέγεθος του δείγματος είναι περιορισμένο. Από τον έλεγχο Anderson – Darling προκύπτει πως η κατανομή που απέχει περισσότερο από την εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής του δείγματος ενώ εκείνες που την προσεγγίζουν καλύτερα είναι η Weibull και η εκθετική, οι οποίες ταυτίζονται. Παρά το γεγονός αυτό, οι τιμές της απόστασης A^2 της αθροιστικής συνάρτησης κάθε κατανομής από την εμπειρική αθροιστική συνάρτηση

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

του δείγματος είναι μικρότερη από την κρίσιμη απόσταση. Το ίδιο συμβαίνει και με p–τιμές που προκύπτουν για κάθε κατανομή, οι οποίες είναι μεγαλύτερες από την τιμή 0.05. Επομένως, δεν μπορεί να απορριφθεί η μηδενική υπόθεση πως το δείγμα προέρχεται από την εκάστοτε υπό έλεγχο κατανομή. Από τον υπολογισμό των κριτηρίων πληροφορίας προκύπτει πως η κατανομή που παρουσιάζει την μικρότερη τιμή για αυτά είναι η εκθετική ενώ αυτή με την μεγαλύτερη τιμή είναι η αντίστροφη Γκαουσιανή. Με βάση τα παραπάνω, η κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης των σεισμών με $M \geq 7.0$ είναι η εκθετική .

Τέλος, από τον υπολογισμό των πιθανοτήτων να συμβεί ο επόμενος σεισμός, ο οποίος (υπολογισμός) έγινε με βάση την εκθετική κατανομή, προκύπτει πως η πιθανότητα κυμαίνεται μεταξύ 50% και 58% για τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα 40 και 50 ετών μετά τον προηγούμενο ενώ αυξάνει ιδιαίτερα για χρονικό διάστημα 70 ετών σε ποσοστό 70%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Περίληψη

Ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών σε μία συγκεκριμένη περιοχή και με βάση ένα συγκεκριμένο κατώφλι μεγέθους, είναι σημαντική παράμετρος για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας καθώς αποτελεί βάση για την εκτίμηση του χρόνου γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού. Η επανάληψη των ισχυρών σεισμών δεν είναι ούτε τελείως περιοδική, ούτε εντελώς τυχαία στο χρόνο, με εμφάνιση συσταδοποίησης καθώς και χρονικών διαστημάτων σεισμικής ησυχίας. Επιπλέον, το πλήθος των διαθέσιμων δεδομένων για την γένεση ενός ικανοποιητικού αριθμού ισχυρών σεισμών είναι ιδιαίτερα περιορισμένο, γεγονός που δεν επιτρέπει μία αιτιοκρατική προσέγγιση στον υπολογισμό του χρόνου επανάληψης. Επομένως, είναι απαραίτητη η χρήση στοχαστικών διαδικασιών με στόχο την επιλογή της στατιστικής κατανομής που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης. Για τον σκοπό αυτό, συλλέχθηκαν όλα τα δεδομένα των ισχυρών σεισμών με $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα). Οι σεισμοί αυτοί αφορούν τόσο την ενόργανη περίοδο της σεισμικότητας όσο και αυτή της ιστορικής σεισμικότητας. Τα δεδομένα της ιστορικής σεισμικότητας που βρίσκονται στους ιστορικούς καταλόγους περιέχουν σφάλματα που αφορούν τις εστιακές παραμέτρους των ισχυρών σεισμών. Έτσι, πριν την εφαρμογή των στοχαστικών διαδικασιών είναι απαραίτητη η επανεκτίμηση των εστιακών τους παραμέτρων. Η επανεκτίμηση αυτή έγινε με την εκτίμηση των τιμών της μακροσεισμικής έντασης και την εφαρμογή της αριθμητικής μεθόδου των Bakun and Wentworth (1997) που βασίζεται στις τιμές της μακροσεισμικής έντασης για να υπολογίσει το μέγεθος και της εστιακές συντεταγμένες ενός σεισμού. Στη συνέχεια, κατασκευάστηκε το δείγμα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών με $M \geq 7.0$, υπολογίστηκαν ορισμένες στατιστικές παράμετροί του και με βάση αυτό εξετάστηκαν τέσσερις διαφορετικές κατανομές (Weibull, αντίστροφη Γκαουσιανή, λογαριθμοκανονική και εκθετική). Η εκτίμηση των παραμέτρων της κάθε κατανομής έγινε με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας ενώ η αξιολόγησή τους έγινε σε προκαταρκτικό στάδιο με την χρήση γραφημάτων Q – Q και στη συνέχεια με τον έλεγχο καλής προσαρμογής Anderson – Darling καθώς και με τον υπολογισμό των τιμών των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC. Τέλος, υπολογίστηκαν οι πιθανότητες ο επόμενος σεισμός να συμβεί σε ορισμένα χρονικά διαστήματα από τον προηγούμενο με την κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Abstract

The determination of earthquake recurrence times in a specific region and with magnitude greater than a specific value is an important factor of seismic hazard assessment. The occurrence of these earthquakes is neither periodic nor completely random but often clustered in time. In addition, the limited number of these kinds of earthquakes makes difficult a deterministic approach for the calculation of the earthquake recurrence times. Consequently, the application of stochastic processes are required for the statistical distribution with the best performance. For this purpose, all the available data of strong earthquakes with $M \geq 7.0$ are collected for the region of central Ionian Islands (Kefalonia and Lefkada). This earthquakes, related both to the instrumental period of seismicity and that of historical seismicity. The data of historical seismicity contain errors associated with the focal parameters of strong earthquakes. So, before the application of stochastic processes is necessary to reassess their focal parameters. The reassessment was made by estimating the values of the Macroseismic Intensity and the application of the numerical method of Bakun and Wentworth (1997) based on the on the values of Macroseismic Intensity to calculate the size and focal coordinates an earthquake. Then, the sample of the recurrence times is created and four statistical distributions (Weibull, inverse Gaussian, lognormal and exponential) are applied in this data set. The Maximum Likelihood Estimation (MLE) method is used for the parameter estimation. The evaluation for each on distribution is made with the empirical Q – Q plot, the Anderson – Darling goodness of fit test and also, with the calculation of the values of Akaike Information Criterion (AIC) and Bayesian Information Criterion (BIC). Finally, probabilities of the next earthquake occur at certain intervals from the previous are calculated with the distribution with the best performance in the sample.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Βιβλιογραφία

Abaimov, S. G., D. L. Turcotte, R. Shcherbakov, and J. B. Rundle (2007). Recurrence and interoccurrence behavior of self – organized complex phenomena, *Nonlin. Processes Geophys.*, **14**, 455-464.

Abaimov, S. G., D. L. Turcotte, R. Shcherbakov, J. B. Rundle, G. Yakovlev, C. Goltz, and W. I. Newman (2008). Earthquakes: Recurrence and interoccurrence Times, *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 777-795. doi:/10.1007/s00024-008-0331-y.

Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification, *IEEE Trans. Automat. Contr.*, 19, 716-723, doi:10.1109/TAC.1974.1100705.

Albini P., and J. Vogt (2008). A Glimpse into the Seismicity of the Ionian Islands Between 1658 and 1664. In J. Frechet, M. Meghraoui and M. Stucchi (Eds.), *Historical Seismology*, pp. 443, Springer, Berlin, Germany

Αλισανδράτος, Γ. Γ. (1962). Ο σεισμός της Κεφαλονιάς του 1867 και ο Λασκαράτος, *Ηώς*, 58-60, 128-133, Αθήνα.

Ambraseys, N. N. (2009). *Earthquakes in the Eastern Mediterranean and the Middle East: A Multidisciplinary Study of 2000 Years of Seismicity*, pp. 947, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Αραβαντινός, Π. (1856). Χρονογραφία της Ηπείρου των τε Ομόρων Ελληνικών και Ιλλυρικών χωρών, Τομ. Α΄, Αθήναι.

Bakun, W. H. (2006). Estimating locations and magnitudes of earthquakes of Southern California from modified Mercalli intensities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1278-1295.

Bakun, W. H., and C. M. Wentworth (1997). Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1502-1521.

Bakun, W. H., and C. M. Wentworth (1999). Erratum to Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 557.

Bakun, W. H., and O. Scotti, (2006). Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **164**, 596-610.

Bakun, W. H., C. H. Flores, and U. S. ten Brink (2012). Significant earthquakes on the Enriquillo Fault System, Hispaniola, 1500-2010: Implications for Seismic Hazard, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **102**, 18-30, doi:10.1785/0120110077.

Barbiani, D. G. and B. A. Barbiani (1864). Memoires sur les tremblements de terre dans l'ile de Zante, Presented by A. Perrey in Academic Imperiale des Sciences, 1-112, Dijon.

Bertsekas, D. P., and J. N. Tsitsiklis (2008). *Introduction to Probability*, pp. 532, 2nd ed., Athena Scientific, Belmont, Massachusettss.

Βεργωτής, Π. (1867). *Ο σεισμός της 23 Ιανουαρίου 1867*, σελ. 15, Τυπογραφείον η Κεφαλληνία, Αργοστόλι.

Bindi, D., A. A. Gomez Capera, S. Parolai, K. Abdrakhmatov, M. Stucchi, and J. Zschau (2013). Location and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data: model calibration and validation, *Geophys. J. Int.*, **192**, 710-724, doi:10.1093/gji/ggs039.

Bindi, D., S. Parolai, A. Gomez Capera, M. Locati, Z. Kalmetyeva, and N. Mikhailova (2014). Location and magnitude of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data, *J. Seismol.*, **18**, 1-21, doi:10.1007/s10950-013-9392-1.

Box, G. E. P., G. M. Jenkins, and G. C. Reinsel (1994). *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, pp. 575, 3rd ed., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Console, R., M. Murru, G. Falkone, and F. Catalli (2008). Stress interaction effect on the occurrence probability of characteristic earthquakes in Central Apennines, *J. Geophys. Res.*, **113**, B08313, doi:10.1029/2007JB005418.

Ellsworth, W. L., M. V. Matthews, R. M. Nadeau, S. P. Nishenko, and P. A. Reasenberg (1999). A physically based recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities, *U.S. Geol. Surv. Rept.*, pp. 99-522.

ΕΑΚ 2000 (2001), *Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός 2000*, σελ. 264, Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας.

Field, E. H., T. E. Dawson, K. R. Felzer, A. D. Frankel, V. Gupta, T. H. Jordan, T. Parsons, M. D. Petersen, R. S. Stein, R. J. Weldon II, and C. J. Wills (2009). Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, 2053-2107, doi:10.1785/0120080049.

Grunthal, G., (ed) (1998). European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98), *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie 15, Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, Luxembourg, pp. 99.

Guidoboni, E, and J. E. Ebel (2009). *Earthquakes and Tsunamis in the past: A guide to techniques in historical seismology*, pp. 604, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Ζώης, Λ. (1893). *Οι εν Ζακύνθω σεισμοί*, Αι Μούσαι.

Hagiwara, Y. (1974). Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain, *Tectonophysics*, **23**, 318-323.

Jackson, D. D., K. Aki, C. A. Cornell, J. H. Dieterich, T. L. Henyey, M. Mahdyiar, D. Schwartz, and S. N. Ward (1995). Seismic hazard in Southern California: Probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 379-439.

Ιωσήφτυπάλδος, Ν. (1868). *Ο σεισμός εν Κεφαλληνία*, σελ. 20, Έκθεσις προς το εν Αθήναις Υπουργικόν Συμβούλιον.

Καβασακάλης, Γ. και Λ. Πολυμενάκος (1988). *Σεισμικότητα των Ιονίων νήσων*, σελ. 43, Δημ. Τομέα Γεωφυσικής Αριστ. Παν. Θεσσαλονίκης.

Kagan, Y. Y., and L. Knopoff (1987). Random stress and earthquake statistics: Time dependence, *Geoplys. J. R. Astron. Soc.*, **88**, 723-731.

Karakostas, V. G., E. E. Papadimitriou, M. Mesimeri, C. Gkarlaouni, and P. Paradisopoulou (2014). The 2014 Kefalonia doublet (*M w* 6.1 and *M w* 6.0), Central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic implications along the Kefalonia transform fault zone, *Acta Geophysica*, **63**, 1-16, doi:10.2478/s11600-014-0227-4.

Κατραμής, Ν. (1880). *Σεισμοί εν Ζακύνθω*, Φιλολογικά Ανάλεκτα.

Krishnamoorthy, K. (2006). *Handbook of statistical distributions with applications*, pp. 346, Chapman & Hall, Boca Raton, FL.

Κολυβά-Μαχαίρα, Φ., και Ε. Μπόρα-Σέντα (1998). *Στατιστική*, σελ. 495, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Louvari, E., A. A. Kiratzi, and B. C. Papazachos (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics* **308**, 223–236, doi:10.1016/S0040-1951(99)00078-5.

Matthews, V. M., W. L. Ellsworth, and P. A. Reasenberg (2002). A Brownian Model for Recurrent Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2233-2250.

McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.

Μουγίαρης, Ν. Κ. (1994). *Σεισμική ιστορία της Αιγαίας χώρας*, σελ. 452, Διδακτ. Διατριβή, Παν. Πατρών.

Musson, R. M., G. Grunthal, and M. Stucchi (2010). The comparison of macroseismic intensity scales, *J. Seismol.*, **14**, 413-428, doi:10.1007/s10950-009-9172-0.

Nishenko, S., and R. Buland (1987). A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1382-1389.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Papadimitriou, E. E. (2002). Mode of strong earthquake recurrence in the central Ionian Islands (Greece): Possible triggering due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 3293–3308, doi:10.1785/0120000290.

Papaioannou, Ch. A., and B. C. Papazachos (2000). Time-Independent and Time-Dependent Seismic Hazard in Greece Based on Seismogenic Sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 22-33.

Papazachos, B. C., and P. E. Comninakis (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.

Papazachos, B. C., Ch. A. Papaioannou, C. B. Papazachos, and A. S. Savvaidis (1997a). A data bank of macroseismic information for the shallow earthquakes on the southern Balkan area, *Abstr. Vol. IASPEI 29th General Assembly*, 18-28 August 1997, Thessaloniki, Greece.

Papazachos, B. C., Ch. A. Papaioannou, C. B. Papazachos, and A. S. Savvaidis (1997b). Atlas of isoseismal maps of strong ($M \geq 5.5$) shallow ($h < 60km$) earthquakes in Greece and surrounding area 426BC-1995, *Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki*, **4**, pp. 187.

Papazachos, C., and Ch. Papaioannou (1997). The macroseismic field of Balkan area, *J. Seismol.*, **1**, 181-201.

Papazachos, C., and Ch. Papaoiannou (1998). Further information on the macroseismic field of Balkan area, *J. Seismol.*, **2**, 363-375.

Παπαζάχος, Β., Κ., και Κ. Παπαζάχου (2002). *Οι Σεισμοί της Ελλάδας*, σελ. 317, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος, Β. Κ., Γ. Φ. Καρακαΐσης, και Π. Μ. Χατζηδημητρίου (2005). *Εισαγωσή στη Σεισμολογία*, σελ. 517, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Παραδεισοπούλου, Π. (2009). *Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου σε σύνδεση με τις μεταβολές του πεδίου των τάσεων*, σελ. 291, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Parsons, T. (2004). Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. Geophys. Res.*, **109**, B05304, doi:10.1029/2003JB002667.

Parsons, T., R. Console, G. Falcone, M. Murru, and K. Yamashina (2012). Comparison of characteristic and Gutenberg-Richter models for time-dependent $M \geq 7.9$ earthquake probability in the Nankai-Tokai subduction zone, Japan, *Geophys. J. Int.*, **190**, 1673-1688, doi:10.1111/j.1365246X.2012.05595.x.

Partsch, J. (1887). *Η νήσος Κέρκυρα, Γεωγραφική Μονογραφία*, 123-131, Κέρκυρα.

Partsch, J. (1890). *Κεφαλληνία και Ιθάκη, Γεωγραφική Μονογραφία*, Αθήναι.

Perrey, A. (1848). *Memoire sur les tremblements de terre ressentis dans la peninsula Turco-Hellenique et en Syrie*, pp. 73, Publ. Academie Royale de Belgique.

Rikitake, T. (1976). Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, 35, 335-362.

Rikitake, T. (1982). *Earthquake forecasting and warning*, pp. 402, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.

Ρώμας, Δ. (1975). *Ο Κόντες*, Τομ. Α΄, σελ. 544, Εστία, Αθήνα.

Σάθας, Κ. Ν. (1867). *Μεσαιωνικόν Σεισμολόγιον της Ελλάδος και ιδίως της Κεφαλληνίας και της Λευκάδος*, Αιών, Αθήναι.

Schmidt, J. (1867). *Πραγματεία περί του γενομένου τω 1867 Ιανουαρίου 23 σεισμού της Κεφαλληνίας*, σελ. 30, Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήναι.

Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*, pp. 504, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Schwartz, D. P., and K. J. Coppersmith (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from Wasatch and San Andreas fault zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.

Schwarz, G. E. (1978). Estimating the dimension of a model, *Annals of Statistics*, **6**, 461-464, doi:10.1214/aos/1176344136.

Scordilis, E. M., G. F. Karakaisis, B. G. Karakostas, D. G. Panagiotopoulos, P. E. Comninakis, and B. C. Papazachos (1985). Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake sequence of 1983, *Pure Appl. Geophys.* **123**, 388–397, doi:10.1007/BF00880738.

Shimazaki, K., and T. Nakata (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.

Stavrianaki, K., V. Kouskouna, and T. Rossetto (2013). Intensity EMS-98 for early-mid 20th century damaging earthquakes in Greece, *Vienna Congress on Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics 2013 (VEESD 20139*, **264**.

Σταματέλος, Ν. Ι. (1870). *Αι δεκατρείς μνημονευόμεναι καταστροφαί της Λευκάδος από το 1612 μέχρι του 1869*, Εφημερίς των Φιλομαθών, αρ. 726, 24 Ιανουαρίου 1870, Αθήναι

Σπανόπουλος, Ι. Π. (1867). *Περί του εν Κεφαλληνία σεισμού*, Εφημερίς των Φιλομαθών, αρ. 624, 20 Φεβρουαρίου 1867, Αθήναι

Σπυρόπουλος, Π. Ι. (1997). *Χρονικό των σεισμών της Ελλάδος, από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα*, σελ. 454, Δωδώνη, Αθήνα-Ιωάννινα.

Stephens, M. A. (1974). EDF Statistics for Goodness of Fit and Some Comparisons, *Journal of American Statistical Association*, **69**, 730-737, doi:10.2307/2286009.

Sykes, L. R., and S. P. Nishenko (1984). Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for San Andreas, San Jacinto and Imperial Faults, California, 1983-2003, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5905-5927.

Τσιτσέλης, Η. Α. (1960). *Κεφαλληνιακά Σύμμικτα*, Αθήναι.

Utsu, T. (1984). Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes, *Bull. Earthquakes Res. Inst. Univ. Tokyo*, **59**, 53-66.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998). New, improved version of the generic mapping tools released, *Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, **72**, 373-382.

Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP) (1988). Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault, *U.S. Geol. Surv. Open File Rept.*, pp. 62.

Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP) (1990). Probabilities of large earthquakes in San Francisco Bay region, California, *U.S. Geol. Surv. Circular*, pp. 51.

Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP) (2003). Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay region: 2002-2031, *U.S. Geol. Surv. Open File Rept. 2003-214*.

Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP) (2007). The Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2), *U.S. Geol. Surv. Open File Rept. 2007-1437*.

Yakovlen, G., D. L. Turcotte, J. B. Rundle, and P. B. Rundle (2006). Simulation-Based Distributions of Earthquake Recurrence Times on the San Andreas Fault System, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1995-2007, doi:10.1785/0120050183.

Zhuang, J., D. Harte, M. J. Werner, S. Hainzl, and S. Zhou (2012). Basic models of seismicity: Temporal models, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, doi:10.5078/corssa-79905851.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Ιστορικές περιγραφές των σεισμών με $M \geq 7.0$ για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

1. **Άνοιξη 1469**

   Ο σεισμός είχε τρομερά αποτελέσματα στην Κεφαλονιά, την Λευκάδα και την Ζάκυνθο όπου πολλές οικοδομές και τείχη καταστράφηκαν σε πόλεις και κωμοπόλεις. Οι σοβαρότερες βλάβες εντοπίζονται στο νησί της Κεφαλονιάς όπου ο οικισμός στο κάστρο του Αγίου Γεωργίου καταστράφηκε εντελώς και σκοτώθηκαν πολλοί άνθρωποι (Αραβαντινός, 1856; Barbiani and Barbiani, 1864; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

2. **30 Σεπτεμβρίου 1636**

   Ο σεισμός αυτός προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στο νότιο τμήμα της Κεφαλονιάς αλλά και στην Ζάκυνθο. Τα κτήρια στις πόλεις του Αργοστολίου και του Ληξουρίου, στον οικισμός στο κάστρο του Αγίου Γεωργίου και στα χωριά Εικοσιμία, Ελειός, Βαλτά Σολωμάτα και Κορωνή καταστράφηκαν ολοσχερώς. Στο όρος Αίνος δέντρα ξεριζώθηκαν σας συνέπεια κατολίσθησης που προκλήθηκε από το σεισμό ενώ καταγράφονται και 520 θάνατοι. Ακόμη, βλάβες σε κτίρια καταγράφονται στη Ζάκυνθο και στους Στροφάδες όπου κατέπεσε πύργος του Μοναστηριού (Σάθας, 1867; Partsch, 1890; Ζώης, 1893; Ρώμας, 1975; Μουγίαρης, 1994; Σ πυρόπουλος, 1997; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

3. **24 Αυγούστου 1658**

   Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές στο δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς όπου εκτείνεται η χερσόνησος της Παλικής. Στο Ληξούρι κατέρρευσαν 500 σπίτια και 20 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους ενώ το Μοναστήρι της Γέρας κατέρρευσε (Partsch, 1890; Τσιτσέλης, 1960; Σπυρόπουλος, 1997; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

4. **24 Ιουλίου 1766**

   Οι μεγαλύτερες καταστροφές που προκάλεσε ο σεισμός αυτός παρατηρούνται στη χερσόνησο της Παλικής όπου τα περισσότερα από τα σπίτια γκρεμίστηκαν μέχρι τα θεμέλιά τους και 20 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Καταστροφές διαπιστώνονται ακόμη στην πόλη του Αργοστολίου και στην περιοχή της Άσου όπου σε πολλά από τα κτίρια καταγράφονται σημαντικές βλάβες. Ο σεισμός έγινε αισθητός επίσης στο νησί της Ιθάκης και την πόλη της Ζακύνθου όπου όμως οι βλάβες που καταγράφονται είναι σημαντικά μικρότερης έκτασης και σφοδρότητας (Perrey, 1848; Barbiani and Barbiani, 1864; Κατραμής, 1880; Partsch, 1890; Τσιτσέλης, 1960; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

5. **22 Ιουλίου 1767**

   Ο σεισμός αυτό έβλαψε περισσότερο την χερσόνησο της Παλικής όπου παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης, κατολισθήσεις και ρωγμές μεγάλου μεγέθους στο έδαφος. Ιδιαίτερα στην πόλη του Ληξουρίου όπως και στο Μοναστήρι των Βαρδιανών όλα τα σπίτια κατέρρευσαν ενώ 50 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Οι βλάβες που παρατηρήθηκαν στην πόλη του Αργοστολίου ήταν σημαντικά μικρότερες. Στη Λευκάδα ο σεισμός προκάλεσε μεγάλες καταστροφές και θεωρείται από τον Σταματέλο ως η όγδοη καταστροφή της από το 1612 ενώ τα αποτελέσματα από αυτόν ήταν ιδιαίτερα καταστρεπτικά στο βόρειο τμήμα της Ζακύνθου και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές των Σαλίνων, των Βολιμών και του Σκουλικάδου. Ακόμη, ο σεισμός έγινε αισθητός στην Πάτρα όπου ο ναός του Αγίου Ανδρέα έπαθε σοβαρές βλάβες (Barbiani and Barbiani, 1864; Σταματέλος, 1870; Κατραμής, 1880; Partsch, 1887; Καβασακάλης και Πολυμενάκος, 1988; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

6. **4 Φεβρουαρίου 1867**

   Από αυτόν τον σεισμό τις σημαντικότερες βλάβες έπαθαν οι πόλεις και τα χωρία που βρίσκονται στο δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς στη χερσόνησο της Παλικής όπου κατέρρευσαν 2612 σπίτια, έπαθαν σημαντικές βλάβες 2946 και τουλάχιστον 224 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Στο Ληξούρι καταστράφηκαν ολοκληρωτικά όλα τα σπίτια όπως και εκείνα στα χωριά Δελλαπορτάτα, Αγία Θέκλα, Σκινέας και Χαβδάτα. Ακόμη, εμφανίστηκαν διαρρήξεις του εδάφους και παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης του εδάφους. Στο Αργοστόλι οι σημαντικές βλάβες συγκεντρώθηκαν στα σπίτια στην παραλία εκ των οποίων 4 καταστράφηκαν ολοσχερώς. Ακόμη, σημαντικές βλάβες παρατηρήθηκαν στα χωριά Βασιλική, Καλλιγάτα, Μεταξάτα και Ποριοράτα. Ο σεισμός προκάλεσε μικρότερης έκτασης βλάβες στο δυτικό τμήμα των ακτών της Ιθάκης και στα νησιά της Λευκάδας και της Ζακύνθου. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε μία ελλειπτική περιοχή που ορίζεται από το Δυρράχιο, το όρος Όλυμπος, την δυτική Εύβοια, το Τάραντα και το Οτράντο της Ιταλίας (Schmidt, 1867; Βεργωτής, 1867; Σπανόπουλος, 1867; Ιωσήφτυπάλδος, 1868; Αλισανδράτος, 1962; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys, 2009).

7. **12 Αυγούστου 1953**

   Πρόκειται για σειρά καταστρεπτικών σεισμών ο μεγαλύτερος εκ των οποίων έγινε στις 12 Αυγούστου. Στις 9 και 11 Αυγούστου προηγήθηκαν ισχυροί προσεισμοί με μεγέθη 6.4 και 6.8, αντίστοιχα. Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν μεγάλες καταστροφές

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

στην Κεφαλονιά, την Ιθάκη και την Ζάκυνθο όπου 27659 σπίτια καταστράφηκαν ολοκληρωτικά, 2780 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 2394 ελαφριές βλάβες. Στην Κεφαλονία ο ι μεγαλύτερες καταστροφές παρατηρήθηκαν στο Αργοστόλι, στα Βαλσαμάτα, στον Ασπρογέρακα αλλά και στο Ληξούρι και στα Χαβδάτα στην χερσόνησο της Παλικής ενώ στη Ζακύνθο στην περιοχή των Βολίμων και στην πόλη της Ζακύνθου. Ακόμη, βλάβες παρατηρήθηκαν στην περιοχή της Αιτωλίας όπου 60 σπίτια κατέρρευσαν και 293 έπαθαν σοβαρές ζημιές και της Ηλείας όπου καταστράφηκαν 50 σπίτια και άλλα 1546 έπαθαν βλάβες. Ο σεισμός αυτός έγινε αισθήτος και στην Κάτω Ιταλία (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.