



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΕΛΕΝΗ Σ. ΜΠΑΠΚΑ
Πτυχιούχος Μαθηματικός

Εφαρμογή της αντίστροφης κατανομής Gauss και"
της λογαριθμοκανονικής κατανομής για την"
μελέτη των σεισμών στην Κεντρική και Νότια"
Αμερική

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ',
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ'

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2024





ΕΛΕΝΗ Σ. ΜΠΑΠΚΑ
Πτυχιούχος Μαθηματικός

Εφαρμογή της αντίστροφης κατανομής Gauss και
της λογαριθμοκανονικής κατανομής για την
μελέτη των σεισμών στην Κεντρική και Νότια
Αμερική

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών
Σπουδών 'Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία', Κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη
Γεωφυσική και Σεισμολογία'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 07/03/24

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Τσάπανος Μ. Θεόδωρος (Τμήμα Γεωλογίας – ΑΠΘ/, Επιβλέπων
Καθηγητής Καραγρηγορίου Αλέξανδρος (Σχολή Θετικών Επιστημών- Πανεπιστήμιο
Αιγαίου)
Διευθυντής Ερευνών Καραστάθης Βασίλειος (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο -ΕΕΑ)

© Ελένη Σ. Μπάπκα, Μαθηματικός, 2024
Με την επιφύλαξη κάποιων δικαιωμάτων
Εφαρμογή της αντίστροφης Gauss και της λογαριθμοκανονικής κατανομής για την μελέτη
σεισμών στην Κεντρική και Νότια Αμερική – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*
Το έργο παρέχεται υπό τους όρους Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.

© Eleni S. Bapka, Mathematician, 2024
Some rights reserved.
Application of inverse Gaussian and lognormal distribution to study earthquakes in Central
and South America – *Master Thesis*
The work is provided under the terms of Creative Commons CC BY-NC-SA 4.0.



Citation:

Μπάπκα Σ. Ε., 2024. – Εφαρμογή της αντίστροφης κατανομής Gauss και της λογαριθμοκανονικής κατανομής για την μελέτη των σεισμών στην Κεντρική και Νότια Αμερική. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., -- σελ.
Barka S. E., 2024. – Application of inverse Gaussian and lognormal distribution to study earthquakes in Central and South America. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, -- pp.

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.



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	9
1.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΜΟΙ.....	9
1.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ	12
1.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ.....	13
1.4 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΕΡΓΑΛΕΙΑ.....	14
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	15
2.1. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	15
2.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	20
2.3. ΠΡΟΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	22
2.4. ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	25
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΜΕΛΕΤΗΣ	30
3.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΘΕΩΡΙΑΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ.....	30
3.2 ΔΕΣΜΕΥΜΕΝΗ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑ.....	31
3.3 ΘΕΩΡΗΜΑ ΟΛΙΚΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ.....	32
3.4 ΤΥΧΑΙΕΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ	32
3.4.1. Διακριτή μεταβλητή.....	33
3.4.2. Συνεχής μεταβλητή.....	33
3.5 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ	34
3.5.1. Κανονική κατανομή ή κατανομή Gauss	34
3.5.2. Αντίστροφη Gauss.....	36
3.5.3. Λογαριθμοκανονική.....	38
3.6. ΤΕΣΤ ΕΛΕΓΧΟΥ ΚΑΛΗΣ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ.....	40
3.6.1. Τεστ Kolmogorov-Smirnov	40
3.6.2. Τεστ Anderson-Darling.....	41
3.7. ΕΡΓΑΛΕΙΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	42
3.7.1. R.....	42
3.7.2. Matlab.....	42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΥΛΙΚΟΥ.....	44
4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΥΛΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ.....	44
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	106



ΠΕΡΙΛΗΨΗ	115
SUMMARY	116
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	117

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στόχος της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι να ελεγχθεί η προσαρμογή ενός πλήθους δεδομένων σε μία από δύο στατιστικές κατανομές ώστε να γίνει ο υπολογισμός των υπό συνθήκη πιθανοτήτων πραγματοποίησης ενός σεισμικού γεγονότος σε προκαθορισμένα, μελλοντικά χρονικά διαστήματα σε δύο σεισμογενείς περιοχές της Γης. Είναι γνωστό ότι οι σεισμοί και οι επιπτώσεις τους αποτελούν ιδιαίτερο πρόβλημα για τους επιστήμονες που ασχολούνται με το αντικείμενο και η μελέτη αυτών έχει σκοπό της εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και τον μετριασμό των επιπτώσεων τους.

Η Περί-Ειρηνική ζώνη είναι η πλέον σεισμογενής περιοχή της Γης έχοντας δώσει κατά καιρούς σεισμούς τεραστίου μεγέθους με ορισμένους να έχουν ξεπεράσει το μέγεθος $M=9.0$ με καταστροφικά αποτελέσματα τόσο από αυτό τον ίδιο τον σεισμό όσο και από τα τσουνάμι που ακολούθησαν. Δύο από τις πλέον σεισμογενείς περιοχές της Περί-Ειρηνικής ζώνης είναι η Κεντρική και Νότια Αμερική.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζεται μία εισαγωγή σε βασικές έννοιες και ορισμούς όπως π.χ. ο νόμος Gutenberg-Richter, η κατανομή των σεισμών με το βάθος, κτλ. Γίνεται συνοπτικά μία αναφορά στα στατιστικά μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί για τον υπολογισμό της σεισμικότητας και την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται μία σύντομη περιγραφή του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος της περιοχής μελέτης. Στη συνέχεια αναλύεται ενδελεχώς η επεξεργασία που έχουν υποστεί εξ αρχής τα δεδομένα, από την αρχική επιλογή καταλόγου, τον ορισμό των παραθύρων για το εστιακό βάθος, το διάστημα των επιθυμητών μεγεθών, καθώς και οι συντεταγμένες επικέντρων. Αποσαφηνίστηκαν ζητήματα που αφορούσαν την ακρίβεια, την ομοιογένεια και την πληρότητα των δεδομένων και ορίστηκε ότι θα εξετασθούν μόνο επιφανειακοί ($h < 60$ km) μεγάλοι σεισμοί με μέγεθος $M_w \geq 6.5$ γιατί αυτοί είναι κυρίως που δημιουργούν τα προβλήματα. Επίσης εντοπίστηκαν σε χάρτη και καταγράφηκαν οι 21 σεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 8.0$ που έγιναν στη περιοχή. Καθορίστηκε η πληρότητα των σεισμών και βγήκαν από το δείγμα οι προσεισμοί και οι μετασεισμοί εφαρμόζοντας τα κριτήρια που όρισε ο Reasenberg. Επίσης η περιοχή χωρίστηκε σε 10 σεισμικές ζώνες για τις οποίες θα εκτιμηθεί η σεισμική επικινδυνότητα με βάση κοινά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά.

Στο τρίτο κεφάλαιο καλύπτεται το μαθηματικό μέρος της διπλωματικής. Δίνονται οι βασικές έννοιες των πιθανοτήτων, τι είναι η δεσμευμένη πιθανότητα, οι τυχαίες μεταβλητές κτλ. Γίνεται εκτενής αναφορά στις στατιστικές κατανομές που ελέγχονται



καθώς και στα τεστ ελέγχου καλής προσαρμογής Kolmogorov-Smirnov (K-S) και Anderson-Darling (A-D).

Στο τέταρτο κεφάλαιο έγινε η επεξεργασία των σεισμών ανά ζώνη. Οι δύο κατανομές για τις οποίες έγινε έλεγχος προσαρμογής των δεδομένων είναι η λογαριθμοκανονική και η αντίστροφη Gauss. Όλη η στατιστική επεξεργασία και ανάλυση έγινε μέσω της γλώσσας προγραμματισμού R. Αρχικά, υπολογίστηκαν οι εκτιμητές λ και σ για την λογαριθμοκανονική κατανομή και οι εκτιμητές λ και μ για την αντίστροφη Gauss. Στη συνέχεια έγινε έλεγχος προσαρμογής των δεδομένων σε οποιαδήποτε από τις δύο κατανομές με τα τεστ Kolmogorov-Smirnov (K-S) και Anderson-Darling (A-D). Το K-S είναι αυτό που θα καθορίσει την ποιότητα προσαρμογής, με το A-D να λειτουργεί συμπληρωματικά. Αφού ξεκαθαριστεί η ύπαρξη ή όχι συμφωνίας των δεδομένων με μία από τις δύο κατανομές, η διαδικασία συνεχίζεται με τον υπολογισμό των δεσμευμένων πιθανοτήτων.

Στο πέμπτο κεφάλαιο αναλύονται τα αποτελέσματα της προσαρμογής και ακόμα περισσότερο οι υπό συνθήκες πιθανότητες των σεισμικών ζωνών για διάφορες χρονικές περιόδους. Και τέλος ακολουθεί η συζήτηση επί των αποτελεσμάτων και η εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων για πού έχουν να κάνουν με την πιθανότητα γένεσης μεγάλου σεισμού σε διάφορες ζώνες.

Ευχαριστώ την οικογένεια, τους καθηγητές και τους φίλους μου για την υποστήριξη και την βοήθειά τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΜΟΙ

Η σεισμικότητα μιας περιοχής είναι ένα από τα πιο δημοφιλή θέματα που εξετάζει η επιστήμη της Σεισμολογίας και αυτό αποδεικνύεται από το πλήθος των ερευνών και μελετών που έχουν παραχθεί για την εξέταση της σεισμικότητας διαφόρων περιοχών της Γης.

Παλαιότερα, πριν το 1935- χρονιά που ο Richter όρισε την έννοια του μεγέθους, ο όρος σεισμικότητα χρησιμοποιούνταν για να χαρακτηριστεί η πυκνότητα των σεισμικών επικέντρων που παρουσιάζονταν μέσα στον χρόνο σε κάποια περιοχή. Αυτή ήταν η «ποιοτική» προσέγγιση της σεισμικότητας, όπου ως περιοχή υψηλής σεισμικότητας χαρακτηριζόταν εκείνη στην οποία είχαν εκδηλωθεί πολλά σεισμικά γεγονότα. Σταθμό στην Σεισμολογία αποτέλεσε η διατύπωση της έννοιας του μεγέθους του σεισμού από τον Richter (1935). Έτσι άνοιξε μία νέα εποχή και περάσαμε από τον «ποιοτικό» στον «ποσοτικό» ορισμό της σεισμικότητας. Με την «ποσοτική» έννοια μπορούμε να συγκρίνουμε την σεισμικότητα δύο ή περισσότερων περιοχών για το ίδιο χρονικό διάστημα ή μιας περιοχής για διαφορετικά χρονικά διαστήματα. Από εκεί και έπειτα η Σεισμολογία πέρασε στην νέα έννοια της σεισμικότητας, ορίζοντας την πλέον ως εξής:

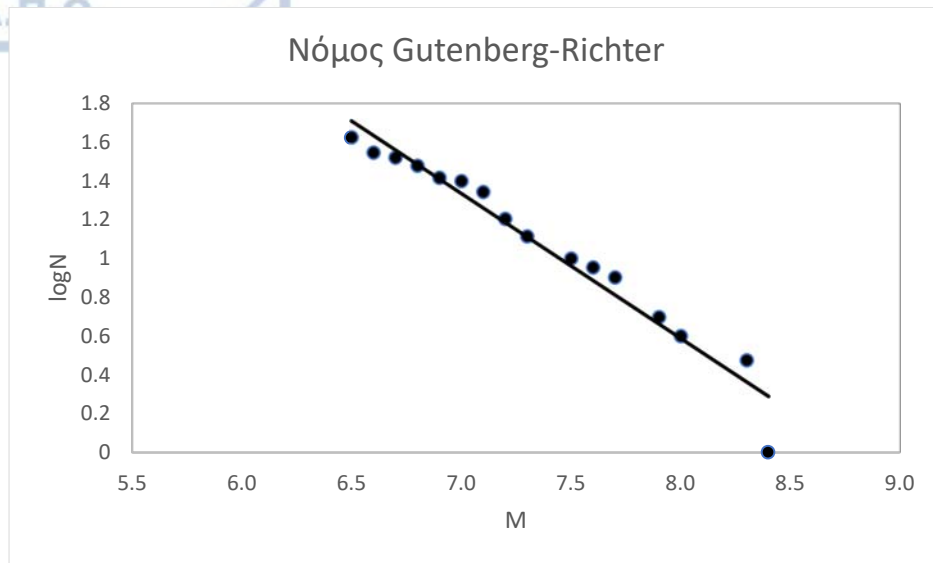
Ως σεισμικότητα ορίζεται μια αύξουσα συνάρτηση τόσο του μεγέθους όσο και της συχνότητας με τη οποία εκλύονται σεισμοί σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια ενός προκαθορισμένου χρονικού διαστήματος (Papazachos, 1993).

Νόμος κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter (1944)

Τα μέτρα σεισμικότητας που χρησιμοποιούνται βασίζονται στον νόμο της κατανομής των μεγεθών, που διατύπωσαν οι Gutenberg και Richter (1944). Σύμφωνα με αυτόν ο αριθμός N , των σεισμών μεγέθους $M \pm \Delta M$, που συμβαίνουν σε μια περιοχή κατά την διάρκεια ορισμένης χρονικής περιόδου, είναι γραμμική συνάρτηση του μεγέθους που δίνεται από την σχέση

$$\log N = a - bM \quad (1.1)$$

όπου N είναι το πλήθος των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με M και a , b είναι οι σταθερές παράμετροι που πρέπει να υπολογισθούν. Η ισχύς του νόμου αυτού προϋποθέτει ότι η χρονική κατανομή των σεισμών είναι τυχαία κατανομή (Poisson).



Σχήμα 1.1. Παράσταση της σχέσης 1.1 στην σεισμική ζώνη που αντιστοιχεί στην περιοχή της Κεντρικής Χιλής

Σύμφωνα με τον Lomnitz (1974) στην κατανομή αυτή:

- α) είναι μηδενική η πιθανότητα να συμβούν στην ίδια περιοχή δύο σεισμοί την ίδια χρονική στιγμή και
- β) Ο μέσος ρυθμός γένεσης των σεισμών παραμένει σταθερός με την πάροδο του χρόνου.

Οι παράμετροι a και b έχουν γίνει αντικείμενο πολλών μελετών.

Η παράμετρος a εξαρτάται:

- 1) από την σεισμικότητα της περιοχής,
- 2) από την έκταση που καλύπτουν τα επίκεντρα και
- 3) από το χρονικό διάστημα για το οποίο έχουμε σεισμούς.

Ο Mogi (1967) από πειράματα που έκανε στο εργαστήριο σχετικά με τη θραύση των πετρωμάτων και την συσχέτισή της με την παράμετρο b , κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτή αυξάνεται με την ανομοιογένεια των υλικών. Ο Scholz (1968) πραγματοποιώντας παρόμοια πειράματα έδειξε ότι η τιμή της παραμέτρου b ελαττώνεται, όταν οι τάσεις στην περιοχή είναι αυξημένες.

Επομένως η παράμετρος b , μίας περιοχής εξαρτάται:

- 1) από την ομοιογένεια του υλικού της εστίας,
- 2) από την ηλικία των πετρωμάτων της περιοχής,

3) από την τεκτονική της και

4) από τις τάσεις στη περιοχή.

Αναφορικά, ο Tsapanos (1990) εξέτασε την παράμετρο b για όλη την Πέρι-Ειρηνική περιοχή για δύο ξεχωριστές χρονικές περιόδους και βρήκε ότι οι 2 πλευρές της Πέρι-Ειρηνικής ζώνης έχουν τελείως διαφορετικές τιμές αυτής της παραμέτρου και το πιστοποίησε εφαρμόζοντας και άλλη μεθοδολογία. Έκανε δε ερμηνεία των διαφορετικών τιμών στηριζόμενος στην διαφορετική τεκτονική των περιοχών. Με μια σύντομη αναφορά, στην πλευρά της Αμερικανικής ηπείρου ήταν οι τιμές της b ήταν λίγο μεγαλύτερες (μέση τιμή $b = -0,92$), ενώ για την υπόλοιπη Πέρι-Ειρηνική ζώνη παρατηρήθηκαν μικρότερες τιμές για την b (μέση τιμή $b = -1,10$).

Με τον ορισμό της σεισμικότητας ασχολήθηκαν και άλλοι ερευνητές. Ο Bath (1953) διατύπωσε την άποψη ότι σεισμικότητα είναι η ολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται ανά μονάδα χρόνου και επιφάνειας. Ο Aki (1968) διατύπωσε την άποψη ότι ως σεισμικότητα θα πρέπει να θεωρούμε την συνολική εικόνα που παίρνουμε από τις σεισμικές αναγραφές για μία περιοχή μέχρι την γένεση του σεισμού. Κατά τον Stacey (1969) η σεισμικότητα συνδέεται με τον όρο σεισμική δράση. Ο Lomnitz (1974) στηριζόμενος στον ορισμό του Bath (1953) για την σεισμικότητα μελέτησε διάφορες σεισμικές περιοχές της Γης.

Για την εκτίμηση της «ποσοτικής» σεισμικότητας έχουν προταθεί από έναν αριθμό ερευνητών μέθοδοι και τεχνικές χρήσιμες καθώς και υπάρχει ένα πλήθος επιστημόνων οι οποίοι ασχολούνται με αυτό το θέμα (Gutenberg and Richter, 1954; Gumbel, 1958; Rothe, 1969; Yegulalp and Kuo, 1974; Bloom and Ermann, 1980; Makropoulos and Burton 1985; Papazachos, 1990; Tsapanos, 1990; Tsapanos and Burton, 1991; Kijko and Graham, 1998, 1999; Tsapanos, 2001; Tsapanos et al., 2013; Yadav, et al., 2022; μεταξύ άλλων). Οι σταθερές του νόμου των Gutenberg-Richter (1944) είναι ένα χρήσιμο εργαλείο για την εκτίμηση της «ποσοτικής» σεισμικότητας για την οποία έχουν προταθεί διάφορα επιπλέον μέτρα όπως:

- 1) Το σύνολο της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας
- 2) Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος σεισμού M_i για χρονικό διάστημα t ετών
- 3) Ο αριθμός των σεισμών πάνω από ένα ορισμένο μέγεθος

$$N_m = \frac{10^a}{10^{bM}} \quad (1.2)$$

- 4) Ο μέγιστος σεισμός $M_{\max}$.
- 5) Η μέση περίοδος επανάληψης T_m

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (1.3)$$

- 6) Ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών που γίνονται σε μία περιοχή και έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο

- 7) Ο αριθμός των σεισμών που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένο μέγεθος
8) Η πιθανότητα P ώστε η περίοδος επανάληψης των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερα να είναι μεγαλύτερη από ορισμένη τιμή T_m .

$$P = \exp\left(-\frac{T}{T_m}\right) \quad (1.4)$$

- 9) Η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός με μέγεθος M ή μεγαλύτερο σε μια περιοχή κατά την διάρκεια της χρονικής περιόδου t , υποθέτοντας ότι ακολουθείται κατανομή Poisson.

$$P_t = 1 - \exp(-10^{a-bM}t) \quad (1.5)$$

1.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ

Για να επιλεγεί το κατάλληλο για επεξεργασία σύνολο δεδομένων πρέπει πρώτα να αποσαφηνιστούν τα όρια διάφορων παραμέτρων, τα οποία εκτός του ότι είναι απαραίτητα για την συλλογή του καταλόγου, καθορίζουν και την εξέλιξη της ερευνητικής εργασίας. Πρέπει πρώτα να καθοριστεί το παράθυρο χρόνου καθώς και το παράθυρο συντεταγμένων στα οποία θα περιοριστεί κάθε φορά η μελέτη. Το εστιακό βάθος, βάση του οποίου τα δεδομένα χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες:

1. Επιφανειακοί σεισμοί (0km-60km)
2. Ενδιαμέσου βάθους σεισμοί (61km-300km)
3. Μεγάλου βάθους σεισμοί (301km-720km)

Στην παρούσα εργασία θα εξεταστεί η πρώτη κατηγορία (επιφανειακοί σεισμοί). Πρέπει να πληρούνται ορισμένα κριτήρια για να εξασφαλιστεί η ποιότητα του καταλόγου όπως παραδείγματος χάριν να υπάρχει ακρίβεια στις εστιακές τους παραμέτρους και να παρουσιάζουν ομοιογένεια δηλαδή να είναι εκφρασμένοι στην ίδια κλίμακα μεγεθών (π.χ. M_w). Εάν τα αρχικά δεδομένα από την συλλογή καταλόγου δεν είναι στην ίδια κλίμακα μεγεθών πρέπει να γίνει μετατροπή, αξιοποιώντας τις κατάλληλες κάθε φορά σχέσεις. Αφού ληφθούν όλα τα παραπάνω υπόψη πρέπει να ελεγχθεί ο κατάλογος ώστε να είναι σε συμφωνία με κάποια κριτήρια πληρότητας τόσο στον χώρο όσο και στον χρόνο. Για το τελευταίο γίνεται ο κατάλληλος διαχωρισμός των ζωνών μελέτης όσο και του χρονικού διαστήματος που καλύπτουν οι σεισμοί σε μικρότερα τμήματα και επιλέγεται το κατάλληλο μέγεθος πληρότητας σεισμού για κάθε διάστημα. Τέλος πρέπει να υπάρχει μία εικόνα του σεισμοτεκτονικού περιβάλλοντος της περιοχής που μελετούμε.

Η μελέτη της σεισμικότητας εκτός των άλλων έχει και πρακτική εφαρμογή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μίας περιοχής η οποία στη συνέχεια μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου σε έναν τόπο.

1.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ

Από το Ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης η Περί-Ειρηνική ζώνη έχει γίνει αντικείμενο πολλών και εκτεταμένων μελετών (Lomnitz, 1970; Kaila and Narain, 1971; Kelleher, 1972; Makropoulos, 1978; Tsapanos, 1985,2000; Pacheco and Sykes, 1992; Bilek 2010; Koravos et al. 2016; και άλλοι). Πρόκειται για περιοχή στην οποία μπορεί να παρατηρηθεί το σύνολο σχεδόν των τεκτονικών διεργασιών που συμβαίνουν στον πλανήτη (π.χ. κατάδυση λιθοσφαιρικών πλακών με αποτέλεσμα την γένεση μεγάλων και καταστροφικών σεισμών, ηφαιστειότητα, κτλ.). Τον Μάιο του 1960 στην Χιλή έγινε ο μεγαλύτερος καταγεγραμμένος σεισμός, μέχρι σήμερα, στον κόσμο με μέγεθος $M_w=9.5$. Στην Χιλή επίσης το 1868 έγινε επίσης ένας κατακλυσμικός σεισμός με μέγεθος $M=9.0$ στην περιοχή της Arica (Lomnitz, 1970). Ακόμα δύο γιγάντιοι σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα από $M_w>9.0$ έγιναν στην Πέρι-Ειρηνική ζώνη. Πρόκειται για τον σεισμό της Ινδονησίας (2004, $M_w=9.2$) που είχε ως επακόλουθο το τσουνάμι που άφησε πίσω του 230.000 περίπου νεκρούς και τον σεισμό της Τόχοκου (Ιαπωνία) το 2011 με μέγεθος $M_w=9.1$ όπου συνέβη επίσης τσουνάμι και ακολούθησε το πυρηνικό ατύχημα στην Φουκοσίμα το οποίο κατηγοριοποιήθηκε από στην διεθνή κλίμακα πυρηνικών καταστροφών (International Nuclear Event Scale-INES) στην ίδια κλίμακα με την έκρηξη στο Τσέρνομπιλ.

Θα εξεταστεί στη συνέχεια η σεισμικότητα της Κεντρικής και Νότιας Αμερικής, δύο περιοχών με πλήθος μεγάλων σεισμών που κατά καιρούς προξένησαν καταστροφές και μεγάλες ανθρώπινες απώλειες. Σε κατάταξη μεταξύ 50 σεισμογενών περιοχών της Γης (Tsapanos and Burton, 1991) η Χιλή κατατάσσεται 2η θέση, ενώ το Περού καταλαμβάνει την 4η θέση, ενώ και άλλα μέρη της περιοχής (π.χ. Ισημερινός, Σαλβαδόρ, κτλ.) παρουσιάζονται επίσης ψηλά στην κατάταξη. Το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής, μας οδήγησε στον χωρισμό του σε σεισμικές ζώνες για την πληρέστερη μελέτη της σεισμικότητας. Στις ζώνες αυτές παρατηρείται συγκέντρωση σεισμών και οι παράμετροι σεισμικότητας θεωρούνται περίπου σταθεροί. Σε μία σεισμική ζώνη οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών είναι παρόμοιοι (Bilek, 2010). Για κάθε σεισμική ζώνη ο προσανατολισμός και οι διαστάσεις της είναι παρόμοιοι με τις διαστάσεις της διάρρηξης που προξένησε ο μεγαλύτερος σεισμός.

1.4 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΕΡΓΑΛΕΙΑ

Η απλούστερη στατιστική κατανομή των σεισμών είναι η κατανομή Poisson. Πρόκειται για μία διακριτή συνάρτηση κατανομής που εκφράζει την πιθανότητα ότι ένας αριθμός γεγονότων που συμβαίνουν σε ένα δεδομένο διάστημα χρόνου ή χώρου αν αυτά τα γεγονότα συμβαίνουν με ένα γνωστό μέσο ρυθμό και είναι ανεξάρτητα από το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί από το τελευταίο συμβάν.

Η κανονική κατανομή (γνωστή και ως Γκαουσιανή κατανομή) αναφέρεται σε συνεχείς μεταβλητές αποτελώντας μία συνεχή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας. Χρησιμοποιείται ως μία πρώτη προσέγγιση ώστε να γίνει περιγραφή τυχαίων μεταβλητών πραγματικών τιμών, οι οποίες τείνουν να συγκεντρώνονται γύρω από μία μέση τιμή.

Μία τυχαία μεταβλητή X , λέμε ότι ακολουθεί λογαριθμική κατανομή με παραμέτρους λ και σ , αν η τυχαία μεταβλητή $\ln X$ ακολουθεί κανονική κατανομή με μέση τιμή λ και τυπική απόκλιση σ .

Η αντίστροφη κατανομή Gauss περιγράφει ένα χρόνο-εξαρτώμενο μοντέλο εμφάνισης σεισμών, εφαρμόζεται συχνά, και είναι η κατανομή του χρόνου διέλευσης Brown (BPT) όπως διατυπώθηκε από τους Matthews et al., (2002). Οι παράμετροι που αντιπροσωπεύουν την κατανομή είναι το μέσο χρονικό διάστημα μ που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών σεισμών και η τυπική απόκλιση λ .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Οι σεισμοί της περιοχής μελέτης συνδέονται στενά με την τεκτονική της περιοχής όπως έχει ήδη αναφερθεί. Θεωρείται επομένως χρήσιμο να

παρουσιαστεί εν συντομία η τεκτονική της περιοχής ενδιαφέροντος.

2.1. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Ανάλογα με τα τεκτονικά χαρακτηριστικά τους οι ζώνες κατάδυσης χωρίζονται σε 2 μεγάλες κατηγορίες (Uyeda and Kanamori, 1986) που είναι:

1) οι «τύπου Χιλής» και

2) οι «τύπου Μαριάνες».

Η κυριότερη διαφορά τους είναι η απουσία του νησιωτικού τόξου και της περιθωριακής θάλασσας από την πρώτη κατηγορία. Άλλες διαφορές που μπορούν να επισημανθούν είναι πως στις «τύπου Χιλής» υπάρχει ομαλότερη (μικρότερη) γωνία βύθισης της πλάκας, έντονη ορογένεση και ιζηματογένεση με ιζήματα που προέρχονται τόσο από την ήπειρο όσο και από την συγκλίνουσα λιθοσφαιρική πλάκα. Εκεί καταγράφονται μεγάλοι σεισμοί σε ανάστροφα ρήγματα.

Ο Jarrard (1986) διατύπωσε την άποψη ότι υπάρχουν επτά είδη ζωνών κατάδυσης. Αυτή η κατηγοριοποίηση έγινε με βάση τις τάσεις που επικρατούν στην οπισθότοξη περιοχή. Αν στην οπισθότοξη περιοχή επικρατούν έντονες εφελκυστικές δυνάμεις τότε η περιοχή ανήκει στην κατηγορία 1 και έχουμε ζώνη «τύπου Μαριάνες». Στην ακραία περίπτωση που έχουμε πού μεγάλες συμπιεστικές τάσεις (κατηγορία 7) τότε το τόξο ανήκει στην κατηγορία «τύπου Χιλής».

Έτσι λοιπόν κατατάσσονται στην κατηγορία 6 η Κολομβία και ο Ισημερινός (Κεντρική Αμερική) και το Περού (νότια Αμερική). Από την άλλη μεριά στην Νότια Αμερική, ιδιαίτερα στην Βόρεια και Κεντρική Χιλή, πολύ έντονες τάσεις και ανήκουν στην κατηγορία 7, ενώ η Νότια Χιλή ανήκει στην κατηγορία 5.

Όπως είναι γνωστό η κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας δίνει δύο διαφορετικούς τύπους ορογενετικών ζωνών που εξαρτώνται από την φύση της υπερκείμενης πλάκας. Υπάρχουν στη Νότια Αμερική δύο μεγάλες τάφροι της Χιλής και του Περού όπου ωκεάνια

λιθόσφαιρα (Nazca) καταδύεται κάτω από την επιπλεύουσα ηπειρωτικού τύπου λιθόσφαιρα. Ο Tsarpanos (2000) χαρτογραφώντας διάφορες σεισμικές παραμέτρους με το βάθος βρήκε ότι η κλίση της Nazca γίνεται μικρότερη πηγαίνοντας από το νότιο μέρος της Νότιας Αμερικής προς το βορειότερο τμήμα της. Λίγο αργότερα ο Lemoine et al., (2002) εξέτασαν τις κινήσεις των ενδιαμέσων σεισμών βάθους για τις ζώνες κατάδυσης του Μεξικού, του Περού και της Χιλής και διαπίστωσαν ότι η ετερογένεια του πεδίου των τάσεων, που προκαλείται από την σύνθετη γεωμετρία της λιθοσφαιρικής πλάκας, είναι αυτή που παίζει σημαντικό ρόλο στους ενδοπλακικούς σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Κατάδυση κάτω από ηπειρωτική λιθοσφαιρική πλάκα, γίνεται αφορμή σχηματισμού μίας σχεδόν ευθύγραμμης οροσειράς πάνω στην υπερκείμενη πλάκα, που είναι σχεδόν παράλληλα με την ζώνη κατάδυσης. Όποια λοιπόν οροσειρά σχηματίζεται με αυτόν τον τρόπο, ονομάζεται γενικά «οροσειρά τύπου Άνδεων». Τα όρια επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών οριοθετούνται με ακρίβεια με γεωφυσικές και κυρίως σεισμολογικές μεθόδους. Η Νότια Αμερική αποτελεί το Νότιο τμήμα της Αμερικανικής ηπείρου. Το μήκος της από βορρά προς νότο είναι 7.500 χιλιόμετρα και το πλάτος από ανατολή προς δύση 5.200 χιλιόμετρα. Η λιθοσφαιρική πλάκα Νάζκα είναι αυτή που καταδύεται κάτω από το δυτικό τμήμα της Νότιας Αμερικής και αυτή η κατάδυση είναι η αιτία των πολύ μεγάλων σεισμών που γίνονται κατά καιρούς στην περιοχή αυτή. Οι μηχανισμοί γένεσης των επιφανειακών σεισμών είναι σε διευθύνσεις $B\ 80^\circ\ A$. Οι μεγάλοι σεισμοί ποικίλουν κατά μήκος της διεύθυνσης των ενεργών σεισμικών ζωνών. Αυτή η ιδιομορφία, σύμφωνα με τον Kelleher (1972), οφείλεται στο πλάτος της ζώνης επαφής της καταδύμενης πλάκας με την υπερκείμενη.

Στην Κεντρική Αμερική παρατηρείται κατάδυση μίας μικρότερης λιθοσφαιρικής πλάκας που είναι η πλάκα Cocos. Αυτή καταδύεται κάτω από την ηπειρωτική Αμερικανική λιθόσφαιρα στις ακτές του Μεξικού, ενώ κατά μήκος των ακτών της Κεντρικής Αμερικής αυτή καταδύεται κάτω από την επίσης ηπειρωτική λιθόσφαιρα της Καραϊβικής πλάκας. Οι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών κατά μήκος αυτών των δομών δείχνουν μία επώθηση της πλάκας Cocos πάνω στις πλάκες της Καραϊβικής και της Βόρειας Αμερικής (Dean and Drake 1978; Bilek 2010) με διεύθυνση σύγκλισης $B30^\circ\ A$. Οι Carr and Stoiber (1977) πρότειναν ότι οι διαφοροποιήσεις στην γεωμετρία των κεκλιμένων σεισμικών ζωνών επηρεάζουν σε ένα βαθμό την θέση των μεγάλων σεισμών και άλλων φαινομένων σχετικών με την κατάδυση. Η Κεντρική Αμερική είναι μια από τις πλέον υψηλού κινδύνου περιοχές σε όλη την Γη για την γένεση μεγάλων σεισμών (π.χ. 2017 $M_w=8.2$, σύνορα Μεξικού-Νικαράγουας).

Η περιοχή που εξετάζεται, όπως προαναφέρθηκε, καλύπτει την Κεντρική και την Νότια Αμερική, δύο περιοχές που έχουν δοκιμασθεί τόσο στο παρελθόν (π.χ. 22 Μαΐου 1960, $M_w=9.5$) όσο και σε πρόσφατο χρόνο (π.χ. 27 Φεβρουαρίου 2010, $M_w=8.8$) από καταστροφικούς σεισμούς. Περιγραφές για πολύ μεγάλους σεισμούς υπάρχουν ήδη από τον 16^ο αιώνα (π.χ. 1570 στην Concepcion και 1686 στην Ica). Τόσο τα μεγέθη τους όσο και οι περίοδοι επανάληψης που υπολογίζονται στα 100-150 χρόνια δείχνουν ότι το 90% περίπου της παραμόρφωσης που προκαλείται από την σύγκρουση των δύο λιθοσφαιρικών πλακών εκδηλώνεται με την έκλυση σεισμών (Prince and Scheweller, 1978; Stein et al., 1986; Tsapanos and Christova, 2000).

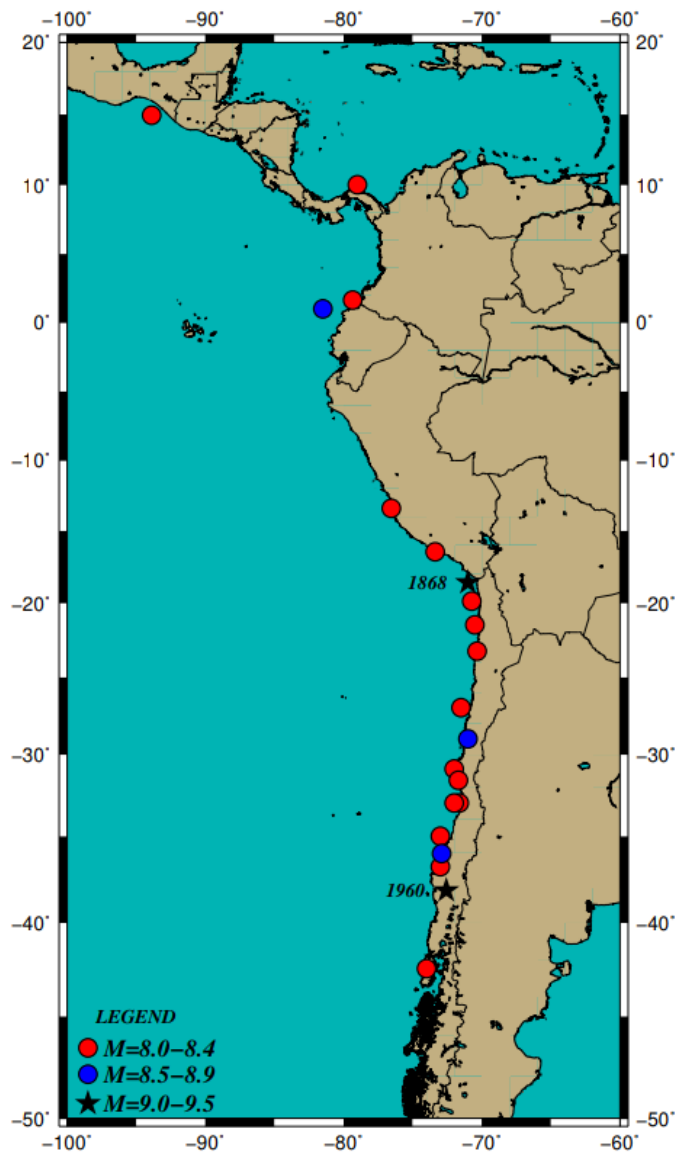
Όπως έχει αναφερθεί στην ευρύτερη περιοχή παρατηρούνται πλήθος από γεωδυναμικά φαινόμενα (π.χ. λιθοσφαιρικές πλάκες). Σεισμοί συμβαίνουν είτε λόγω της διαδικασίας κατάδυσης (π.χ. Κόκος-Β. Αμερική, Κόκος- Καραϊβική, Ανατ. Καραϊβική – Νότια Αμερική, Νάζκα - Νότια Αμερική), είτε λόγω της ύπαρξης ρηγμάτων μετασχηματισμού (π.χ. Ειρηνικός ωκεανός-Βόρεια Αμερική, το βόρειο και νότιο μέρος της πλάκας της Καραϊβικής). Η σεισμικότητα της Καραϊβικής εκδηλώνεται κυρίως κατά μήκος του τόξου των Αντιλλών. Ο μεγαλύτερος σεισμός βάθους ($h=630$ km) έγινε κάτω από την Βολιβία το 1994 και είχε μέγεθος $M_w=8.5$ και έγινε αισθητός μέχρι το Μόντρεαλ και το Σικάγο (Anderson, et al., 1995; Tsapanos, 2000). Η περιοχή της μελέτης μας περιλαμβάνεται μεταξύ των συντεταγμένων 17 Β/ -45 Ν γεωγραφικό πλάτος και -95 Δ / -65 Δ γεωγραφικό πλάτος, ενώ το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αρχίζει από το 1800 και φθάνει μέχρι και το 2021

Στον Πίνακα (2.1) αναφέρονται οι επιφανειακοί σεισμοί της περιοχής μελέτης με μέγεθος, $M_w=8.0$.

Πίνακας 2.1. Αναφορά των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην περιοχή ενδιαφέροντος για μέγεθος $M \geq 8.0$ (όπου Γ.Π.=γεωγραφικό πλάτος και Γ.Μ.=γεωγραφικό μήκος).

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	Γ. Π.	Γ. Μ.	ΒΑΘΟΣ	Μ
1819	4	12	3	0	-27.00	-71.50	0	8.2
1822	11	20	2	30	-33.00	-71.63	0	8.3
1835	2	20	16	22	-36.80	-73.00	0	8.1
1837	11	7	12	51	-42.50	-74.00	0	8.2
1868	8	13	21	30	-18.60	-71.00	25	8.3
1877	5	10	0	59	-21.50	-70.50	40	8.1
1882	9	7	7	50	10.00	-79.00	0	8.1
1906	1	31	15	36	1.00	-81.50	35	8.5
1906	8	17	0	40	-33.00	-72.00	35	8.3
1914	1	29	23	0	-35.00	-73.00	0	8.2
1922	11	11	4	32	-29.00	-71.00	0	8.5
1943	4	6	16	7	-30.90	-72.00	0	8.0
1960	5	22	19	11	-38.17	-72.57	0	9.5
1979	12	12	7	59	1.64	-79.34	28	8.1
1995	7	30	5	11	-23.27	-70.34	39	8.2
2001	6	23	20	33	-16.47	-73.37	6	8.4
2007	8	15	23	40	-13.41	-76.55	40	8.0
2010	2	27	6	34	-36.03	-72.91	27	8.9
2014	4	1	23	46	-19.89	-70.73	15	8.3
2015	9	16	22	54	-31.60	-71.69	14	8.4
2017	9	8	4	49	14.94	-93.89	51	8.2

Στο σχήμα (2.1) έχουν χαρτογραφηθεί οι σεισμοί που αναγράφονται στον Πίνακα (2.1).



Σχήμα 2.1. Τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $M_w \geq 8.0$ που έγιναν στην υπό μελέτη περιοχή κατά το χρονικό διάστημα 1800-2021

2.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η απευθείας χρήση του υλικού παρατήρησης θα οδηγούσε σε λανθασμένα αποτελέσματα. Πρέπει να υποστεί κατάλληλη επεξεργασία, η οποία παρουσιάζεται εκτενώς στο κεφάλαιο που ακολουθεί. Το τελικό πλήθος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία μετά από την επεξεργασία ήταν 307.

Για να είναι ο αρχικός κατάλογος δεδομένων έτοιμος για αξιοποίηση πρέπει αυτά να πληρούν ορισμένες βασικές προϋποθέσεις. Οι βασικές ιδιότητες που πρέπει να έχει το υλικό παρατήρησης είναι:

- 1) τα δεδομένα να είναι ακριβή.
- 2) να είναι ομοιογενή και
- 3) να είναι πλήρη.

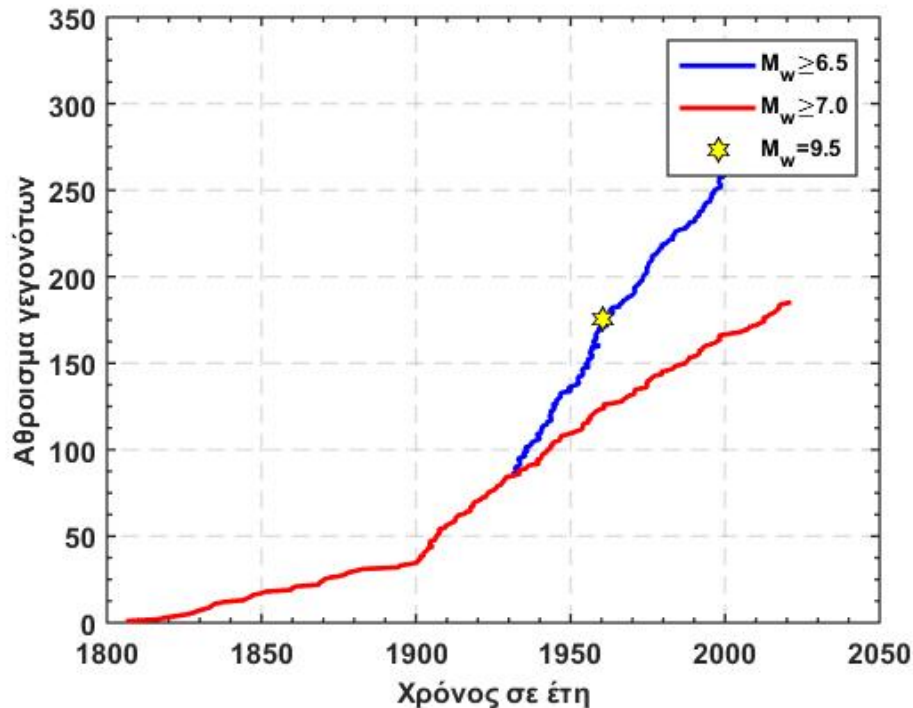
Η ακρίβεια αναφέρεται κατά κύριο λόγο στα σφάλματα που γίνονται στον υπολογισμό των συντεταγμένων του επικέντρου, του εστιακού βάθους, καθώς και το μέγεθος του σεισμού και εξαρτάται από τον χρόνο που έγινε ο σεισμός και από το μέγεθός του. Οι ιστορικοί σεισμοί για παράδειγμα εμφανίζουν μεγαλύτερα σφάλματα σε σχέση με τους πρόσφατους και μετρημένους με επιστημονικά όργανα.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αντλήθηκαν από τα αρχείο του ISC (International Seismological Centre, <http://www.isc.ac.uk/>). Επικουρικά χρησιμοποιήθηκαν ο κατάλογος διαδικτυακός Global Centroid Moment Tensor Catalogue (GCMT, <https://www.globalcmt.org>) και οι κατάλογοι των: Pacheco and Sykes (1992), Engdahl et al. (1998), όπως επίσης και των Engdahl and Villaseñor (2002). Εφόσον συλλέχθηκαν από επίσημες και αξιόπιστες πηγές, εξασφαλίζεται η ακρίβεια τους.

Η ομοιογένεια αφορά στην απαίτηση τα μεγέθη σεισμών να είναι εκφρασμένα στην ίδια κλίμακα μεγέθους (π.χ. M_s). Επομένως στη συνέχεια έγινε επεξεργασία και μετατροπές μεγεθών ώστε ο τελικός κατάλογος που χρησιμοποιήθηκε να έχει εκφραστεί ως προς το πιο αντιπροσωπευτικό μέγεθος των παραπάνω καταλόγων από τους οποίους αντλήθηκαν τα δεδομένα. Τα αναφερόμενα μεγέθη στις προαναφερθείσες πηγές δεδομένων δίνονται σε διάφορες κλίμακες (όπως, M_s , m_b , M_w). Για να εξασφαλιστεί η

ομοιογένεια του καταλόγου ως προς το μέγεθος, επιλέχθηκε η κλίμακα μεγέθους ροπής, M_w , ως η πιο αξιόπιστη. Όλα τα άλλα μεγέθη μετατράπηκαν σε M_w , με κατάλληλους τύπους μετατροπής, ήδη δημοσιευμένους, (π.χ. Scordilis, 2005, 2006, Tsampas, et al., 2016). Το τελικά αποδεκτό μέγεθος για κάθε σεισμό ήταν είτε το αρχικό μέγεθος ροπής (που υιοθετήθηκε από οποιαδήποτε από τις παραπάνω πηγές) είτε το ισοδύναμο μέγεθος ροπής που εκτιμήθηκε ως ο σταθμισμένος μέσος όρος των μεγεθών που μετατράπηκαν, σταθμίζοντας το καθένα από αυτά με την αντίστροφη τυπική απόκλιση των αντίστοιχων εφαρμοσμένων σχέσεων μετατροπής τους σε M_w . Στην συνέχεια απορρίφθηκαν από το δείγμα μας οι σεισμοί ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους και χρησιμοποιήθηκαν για την παρούσα μελέτη μόνο επιφανειακοί σεισμοί ($h < 60$ km).

Η πληρότητα αναφέρεται και αυτή στα μεγέθη των σεισμών και στον χρόνο γένεσής τους. Και ενώ για τις άλλες δύο προϋποθέσεις τόσο οι κατάλογοι που χρησιμοποιήθηκαν, όσο και η επεξεργασία τους πληρούν την ακρίβεια και τον ομοιογένεια των σεισμών η πληρότητα απαιτεί περαιτέρω επεξεργασία. Ο εντοπισμός του μεγέθους της πληρότητας M_c σε ένα κατάλογο σεισμών είναι σημαντικό αλλά και υποχρεωτικό βήμα σε μία μελέτη σεισμικότητας. Το M_c ορίζεται ως το χαμηλότερο μέγεθος πάνω από το οποίο υπάρχουν όλοι οι σεισμοί της περιοχής που ερευνάται. Η εκτίμηση με μεγάλη ακρίβεια του M_c έχει σημασία γιατί παίζει σημαντικό ρόλο στον ακριβή υπολογισμό την παραμέτρων σεισμικότητας σε μία μελέτη. Για να είναι το δείγμα μας πλήρες πρέπει να περιέχει όλους τους σεισμούς που γίνονται σε μία περιοχή κατά την διάρκεια ενός ορισμένου χρονικού διαστήματος και τα μεγέθη να είναι ίσα ή μεγαλύτερα από ορισμένη τιμή (Comninakis and Papazachos, 1977; Παπαζάχος, 1990). Για παράδειγμα ο Τσάπανος (1985), με κατάλληλη επεξεργασία, βρήκε ότι στον παγκόσμιο κατάλογο υπάρχει η πληρότητα για τα μεγέθη $M \geq 7.0$ για το χρονικό διάστημα 1904-1980. Αυτό σημαίνει ότι δεν λείπει κανένας σεισμός για τα μεγέθη αυτά και για το αντίστοιχο χρονικό διάστημα. Στο σχήμα (2.2) έχει χαρτογραφηθεί το πλήθος των δεδομένων μας σε συνάρτηση με τον χρόνο για τον προσδιορισμό της πληρότητας του καταλόγου που χρησιμοποιήθηκε.



Σχήμα 2.2. Προσδιορισμός των μεγεθών και των χρονικών ορίων για τα οποία τα δεδομένα που χρησιμοποιήσαμε είναι πλήρη

2.3. ΠΡΟΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Σειρά στην επεξεργασία των δεδομένων είχε ο εντοπισμός και η αφαίρεση των προσερισμών και των μετασεισμών από τον κατάλογο των δεδομένων. Οι στατιστικές ιδιότητες των μετασεισμών και των προσερισμών έχουν μελετηθεί εκτενώς για μεγάλο χρονικό διάστημα. Οι περισσότεροι από αυτούς σχετίζονται με την κατανομή των μετασεισμών και/ή των προσερισμών ως προς τον χρόνο, τον χώρο και το μέγεθός τους. Οι κύριες ιδιότητες των προσεσμικών και μετασεισμικών ακολουθιών έχουν περιγραφεί από πολλούς ερευνητές (Utsu, 1961; Page, 1968; Ranalli, 1969; Tsapanos, 1990α, 1995; Kisslinger and Jones, 1991; Parsons, 2002; Corral, 2007; Vinogradov, 2008, Tsapanos et al., 2010, Olasoglou et al., 2016, μεταξύ άλλων).

Ο ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής κατά τη διάρκεια των κυρίων σεισμών σε σύγκριση με αυτόν κατά τη διάρκεια μετασεισμικών ακολουθιών έδειξε ότι οι

ρυθμοί της απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής των μετασεισμικών ακολουθιών είναι 30 φορές μικρότεροι από αυτήν του κύριου σεισμού (Kagan and Houston, 2005).

Ο Tsapanos (1990α) χρησιμοποιώντας 182 ακολουθίες σεισμών (επιφανειακών), που είχαν γίνει στη Περί-ειρηνική ζώνη κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος 1964-1986 και για μεγέθη του κύριου σεισμού $M \geq 7.0$ έδωσε μία νέα αντίληψη στον αποκαλούμενο νόμου του Bath. Βρήκε ότι ο νόμος αυτός έχει και δεύτερη τιμή για την διαφορά κύριου και μεγαλύτερου μετασεισμού. Την χρονική συμπεριφορά των μετασεισμών 146 ακολουθιών στην Περί-ειρηνική ζώνη εξέτασε ο Tsapanos (1995) δίνοντας έμφαση όχι μόνο στον μεγαλύτερο μετασεισμό, αλλά και στον δεύτερο και στον τρίτο.

Η πιθανή μη πληρότητα των καταλόγων ειδικά στο πρώτο χρονικό διάστημα μετά τον κύριο σεισμό παίζει βασικό ρόλο στην επεξεργασία της ακολουθίας των μετασεισμών (Lolli και Gasperini, 2006).

Κάνοντας χρήση διαφόρων κριτηρίων διαχωρίσαμε τους προσεισμούς και μετασεισμούς από το δείγμα μας. Διάφορα κριτήρια έχουν προταθεί που αφορούν τόσο το χρονικό παράθυρο για το οποίο έχουμε προσεισμούς και μετασεισμούς, όσο και την απόσταση στην οποία ένα γεγονός θεωρείται προσεισμός ή μετασεισμός. Ο Utsu (1969) έδειξε ότι οι μετασεισμοί συμβαίνουν σε ακτίνα ίση με:

$$L = 10^{0.5 \cdot M_s - 1.8} \quad (2.1)$$

όπου M_s είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού, ενώ η απόσταση L εκφράζεται σε χιλιόμετρα.

Σύμφωνα με τους Jones and Molnar (1976) η προσεισμική δραστηριότητα αρχίζει 40 μέρες πριν τον κύριο σεισμό, ιδίως αν πρόκειται για μεγάλο σεισμό.

Διάφοροι ερευνητές όπως οι Gardner and Knopoff (1974) διατύπωσαν διαφορετική άποψη όσον αφορά τόσο την απόσταση όσο και την χρονική διάρκεια των μετασεισμών. Η μέθοδος θεωρεί ένα παράθυρο που ομαδοποιεί τους σεισμούς σύμφωνα με τις χωροχρονικές αποστάσεις μεταξύ τους. Για κάθε ένα από τα σμήνη των ομαδοποιημένων σεισμών, ο σεισμός με το μεγαλύτερο μέγεθος θεωρείται ως ο κύριος σεισμός, ενώ όλοι οι άλλοι εντός του χωροχρονικού παραθύρου του κύριου σεισμού εξαλείφονται.

Το ότι οι μετασεισμοί γίνονται σε χρονικό διάστημα μέχρι και ένα χρόνο μετά τον κύριο σεισμό διατυπώθηκε από τους Tajima and Kanamori (1985).

Μία διαφορετική άποψη για το χρονικό και χωρικό παράθυρο των μετασεισμών διατυπώθηκε από τον Uhrhammer (1986). Η μέθοδος του βασίζεται στο χρονικό και χωρικό παράθυρο μέσω κάποιων μαθηματικών εκφράσεων (εξισώσεις 2.2 και 2.3).

$$d = e^{1,77+(0,037+1,02 \cdot M)^2} \quad (2.2)$$

$$t = \begin{cases} e^{-3,95+(0,62+17,32 \cdot M)^2}, & M \geq 6,5 \\ 10^{2,8+0,024 \cdot M}, & M < 6,5 \end{cases} \quad (2.3)$$

Μονάδες μέτρησης του d είναι τα km ενώ μονάδες μέτρησης του t είναι οι μέρες.

Αυτή η μέθοδος επίσης συνέδεσε ομάδες σεισμικών γεγονότων σε χωρικά και χρονικά διαφορετικές ενεργές σεισμικές ζώνες.

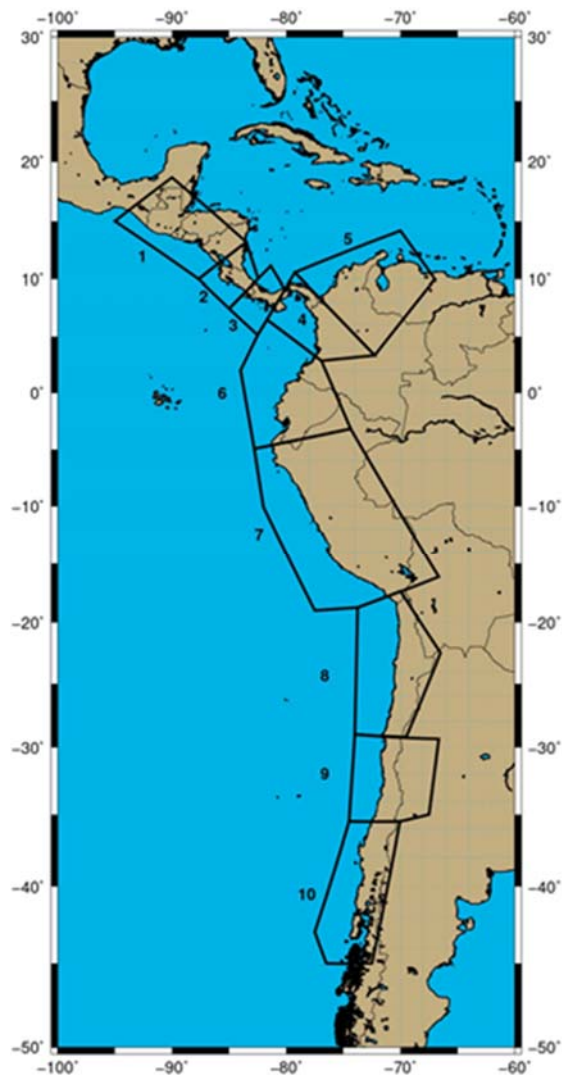
Οι μελέτες που αφορούν την σεισμικότητα βασίζονται σε κύριους σεισμούς και για τον λόγο αυτό έχουν εφαρμοσθεί τεχνικές «αποσυσταδιοποίησης». Αυτές βασίζονται κυρίως σε «χωροχρονική» βάση. Η διαδικασία αυτή είναι πολύπλοκη και οι σεισμολόγοι προσπαθούν να βρουν μία κοινά αποδεκτή μέθοδο ακόμη και με σύγχρονη έρευνα (van Stiphout, et al., 2012; Temg and Baker, 2019; Yamagishi et al., 2021). Ο Talbi, και οι συνεργάτες του (2013) παρουσίασαν μία νέα τεχνική για την ομαδοποίηση των σεισμών με την οποία μπορούμε να συγκρίνουμε την απόδοση τριών μεθόδων «αποσυσταδιοποίησης». Το πλεονέκτημα είναι ότι μπορεί να εφαρμοσθεί και για σεισμούς που δεν ακολουθούν την κατανομή Poisson.

Μια εναλλακτική μέθοδος για τον εντοπισμό μετασεισμών εφαρμόστηκε από τον Reasenberg (1985) σε σεισμούς από 1969 μέχρι το 1982 (σεισμοί στον κατάλογο του Γεωλογικού Ινστιτούτου των ΗΠΑ στην κεντρική Καλιφόρνια) όπου υπολογίστηκε σχέση μεταξύ ενός ορίου μεγεθών σεισμών $M \geq 4.0$ σε αποστάσεις μεταξύ τους έως 80 km και σε χρονικό παράθυρο έως 320 ημέρες. Με βάση την απλότητα αυτής της τεχνικής εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης για την απάλειψη τόσο των προσεισμών όσο και μετασεισμών από τον κατάλογο των σεισμών που χρησιμοποιήθηκε.

2.4. ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Συχνά για την καλύτερη μελέτη μιας περιοχής, αυτή χωρίζεται σε επιμέρους ζώνες λαμβάνοντας υπόψη τα ειδικά χαρακτηριστικά της όπως π.χ. η τεκτονική της, οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών και η κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών. Με βάση τα παραπάνω, τόσο η Κεντρική, όσο και η Νότια Αμερική, έχουν χωριστεί σε σεισμικές ζώνες, από άλλους επιστήμονες που έκαναν έρευνα στις περιοχές αυτές, όπως για παράδειγμα οι: (Papadimitriou 1993; Cernadas, et al., 1998 ; Γαλάνης 2000; Galanis et al., 2002 ; Bilek, 2010, μεταξύ άλλων). Στις προκαθορισμένες αυτές ζώνες έγιναν παρεμβάσεις με κύριο σκοπό να περιληφθούν σεισμοί που δεν είχαν παρουσιαστεί σε προηγούμενες μελέτες. Όπως ακολουθεί στο κείμενο ολόκληρη η Κεντρική και Νότια Αμερική έχει χωριστεί σε δέκα σεισμικές ζώνες. Από αυτές, τέσσερις ζώνες ανήκουν στην Κεντρική Αμερική και οι υπόλοιπες έξι, στην Νότια Αμερική.

Στο σχήμα (2.3) διακρίνονται τα όρια των δέκα αυτών ζωνών. Στον πίνακα (2.3) αναγράφονται οι συντεταγμένες των κορυφών των ζωνών, οι παράμετροι b και a (ανηγμένος σε ένα έτος, $a1$) καθώς και το μέγιστο μέγεθος σεισμού (M_{max}) της κάθε ζώνης.



Σχήμα 2.3. Οι δέκα σεισμικές ζώνες στις οποίες έχουν χωριστεί οι περιοχές μελέτης

Πίνακας 1.3. Οι συντεταγμένες των κορυφών των ζωνών μελέτης φ° (γεωγρ. πλάτος.) και λ° (γεωγρ. μήκος.), οι παράμετροι a_1 και b της σχέσης Gutenberg- Richter και το μέγιστο μέγεθος σεισμού κάθε ζώνης

Ζώνη	φ°	λ°	a_1	b	M_{max}
1	15.00	-95.00	4.24	-0.76±0,021	8.2
$M \geq 6.5$	18.70	-90.00			
1	13.20	-83.50	5,63	-0,94±0,018	
$M \geq 7.0$	10.00	-87.67			
2	10.00	-87.67	3,63	-0,71±0,014	7.6
$M \geq 6.5$	13.20	-83.50			
2	10.04	-82.46	5,13	-0,92±0,015	
$M \geq 7.0$	07.45	-85.00			
3	07.45	-85.00	3,55	-0,72±0,019	7,6
$M \geq 6.5$	11.15	-81.35			
3	09.11	-80.13	5,32	-0,95±0,021	
$M \geq 7.0$	05.12	-82.50			
4	06.48	-81.68	3,43	-0,67±0,014	8.1
$M \geq 6.5$	10.57	-79.25			
4	03.33	-72.26	4,30	-0,79±0,012	
$M \geq 7.0$	02.85	-76.92			
5	10.57	-79.25	3,67	-0,77±0,016	7.8
$M \geq 6.5$	14.18	-70.00			
5	10.00	-67.00	2,66	-0,62±0,011	
$M \geq 7.0$	03.33	-72.26			

Ζώνη	φ°	λ°	a_1	b	M_{max}
6	-03.18	-74.36	3,17	-0,62±0,012	8.5
M≥6.5	02.85	-76.92			
6	06.48	-81.68	3,84	-0,71±0,009	
M≥7.0	05.12	-82.50			
	02.00	-84.00			
	-04.94	-82.80			
7	-04.94	-82.80	3,82	-0,70±0,018	8.3
M≥6.5	-03.18	-74.36			
7	-16.15	-66.65	4,84	-0,83±0,018	
M≥7.0	-18.75	-73.75			
	-19.00	-77.50			
	-10.05	-82.00			
8	-17.37	-70.00	3,25	-0,60±0,020	8.5
M≥6.5	-18.75	-73.75			
8	-29.00	-74.00	5,17	-0,85±0,014	
M≥7.0	-29.20	-69.50			
	-22.50	-66.50			

Ζώνη	φ°	λ°	a_1	b	M_{max}
9	-29.00	-74.00	2,73	-0,54±0,009	8.3
M≥6.5	-29.35	-66.65			
9	-35.00	-67.50	3,86	-0,69±0,004	
M≥7.0	-35.50	-70.05			
	-35.50	-74.50			
10	-35.50	-74.50	2,50	-0,52±0,008	9.5
M≥6.5	-35.50	-70.05			
10	-45.00	-72.50	3,12	-0,64±0,012	
M≥7.0	-45.00	-76.50			
	-43.00	-77.50			

Στον πίνακα 2.3 παρατηρείται ότι όλες οι ζώνες έχουν μέγιστο μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του 8.0 εκτός από τις ζώνες 2, 3 και 5 που αντιστοιχούν στην Κόστα Ρίκα, στον Παναμά και στο βόρειο τμήμα της Κολομβίας- Βενεζουέλας στις οποίες το μέγιστο μέγεθος είναι 7.6, 7.6 και 7.8 αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές είναι συγκρίσιμες με τις αντίστοιχες τιμές που βρήκε ο Tsarpanos (1990b) για τις περιοχές γύρω από την Περί-Ειρηνική ζώνη για δύο διαφορετικές χρονικές περιόδους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στο κεφάλαιο αυτό καλύπτεται ένα βασικό γνωστικό πλαίσιο και αναλύεται το σύνολο των μαθηματικών αντικειμένων που αξιοποιούνται στην παρούσα διπλωματική εργασία. Εξετάζονται οι κατανομές πιθανοτήτων των σεισμών στις σεισμικές ζώνες της Κεντρικής και της Νότιας Αμερικής. Με μια σύντομη παρουσίαση, από τον συνολικό κατάλογο δεδομένων επιλέχθηκαν με κατάλληλες μεθόδους οι ανά έτος ισχυροί σεισμοί μεγέθους $M_w \geq 6.5$ και $M_w \geq 7.0$. Ως τελικός στόχος τέθηκε το να μελετηθεί μέσω της θεωρίας Πιθανοτήτων η συμπεριφορά των δεδομένων με βάση κάποιες πρότυπες κατανομές, συγκεκριμένα την αντίστροφη Gauss και την λογαριθμοκανονική. Παρακάτω δίνεται μια γενικευμένη θεώρηση του μαθηματικού υποβάθρου που απαιτείται για την εκπόνηση των παραπάνω διαδικασιών.

3.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΘΕΩΡΙΑΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ

Η θεωρία Πιθανοτήτων είναι ο κλάδος των Μαθηματικών που ασχολείται με την μελέτη της συμπεριφοράς διαφόρων φαινομένων. Είναι ένα κομμάτι των Μαθηματικών που στοχεύει στο να ερμηνεύσει μοτίβα εξέλιξης γεγονότων, να διερευνήσει αν υπακούν σε κάποιον συγκεκριμένο κανόνα, να αποσαφηνίσει έννοιες όπως το «τυχαίο» και το «πιθανό» και πολλά άλλα. Αναπτύσσεται ακολουθώντας την ανθρώπινη επιθυμία και την ανάγκη να επιλυθούν προβλήματα και βρίσκει ευρέως εφαρμογή σε πολλούς και διαφορετικούς επιστημονικούς κλάδους όπως η Βιολογία, η Ιατρική, η Φυσική, οι Οικονομικές Επιστήμες αλλά και η Κοινωνιολογία, η Ψυχολογία και άλλες.

Πριν οριστεί η μαθηματική πιθανότητα αξιωματικά, χρησιμοποιείτο ο κλασσικός ορισμός όπως παρουσιάζεται παρακάτω. Ο ορισμός αυτός αποδίδεται στους J. Bernoulli και P.S Laplace κοντά στις αρχές του 19^{ου} αιώνα.

Ορισμός 3.1. Ο κλασσικός ορισμός της *πιθανότητας* αναφέρεται σε πειράματα και δοκιμασίες με πεπερασμένο πλήθος δυνατών αποτελεσμάτων όπου αυτά είναι μεταξύ τους ισοπίθανα. Ορίζεται λοιπόν η *πιθανότητα* πραγματοποίησης ενός γεγονότος ως το πηλίκο του πλήθους των ευνοϊκών για την πραγματοποίηση γεγονότων, προς το πλήθος των δυνατών αποτελεσμάτων.

Ας θεωρήσουμε έναν πεπερασμένο δειγματικό χώρο Ω του οποίου τα στοιχεία είναι ισοπίθανα και ένα οποιοδήποτε ενδεχόμενο A του δειγματικού χώρου Ω . Η πιθανότητα πραγματοποίησης του A , με $P(A)$, δίνεται από την σχέση από τη σχέση

$$P(A) = \frac{N(A)}{N} \quad (3.1)$$

όπου $N(A)$ είναι το πλήθος στοιχείων του A και $N \equiv N(\Omega)$ είναι το συνολικό πλήθος στοιχείων του δειγματικού χώρου Ω .

Η πιθανότητα $P(A)$ έχει συγκεκριμένες ιδιότητες όπως:

(α) Είναι μη αρνητική: $P(A) \geq 0$ για κάθε ενδεχόμενο $A \subseteq \Omega$,

(β) *normalized** : $P(\Omega) = 1$,

(γ) προσθετική : $P(A \cup B) = P(A) + P(B)$ για οποιαδήποτε ξένα (αμοιβαίως αποκλειόμενα) ενδεχόμενα A και $B \subseteq \Omega$.

* Με τον όρο *normalized* αναφερόμαστε σε μια συνάρτηση κατανομής πιθανότητας της οποίας το άθροισμα όλων των πιθανοτήτων των πιθανών αποτελεσμάτων είναι ίσο με 1.

Ο παραπάνω ορισμός διατηρήθηκε μέχρι τις αρχές του 20^{ου} αιώνα όταν ο Kolmogorov (1933) θεμελίωσε αξιωματικά τον ορισμό της μαθηματικής πιθανότητας ο οποίος είναι αποδεκτός μέχρι και σήμερα.

Ορισμός 3.2. Έστω Ω ένα σύνολο και F μια συλλογή υποσυνόλων του Ω που αποτελεί σ-άλγεβρα. Έστω ακόμη μια συνολοσυνάρτηση P , που ορίζεται στην F με πραγματικούς αριθμούς, λέγεται *πιθανότητα* και ικανοποιεί τα παρακάτω αξιώματα.

$$A1) P(A) \geq 0 \quad \forall A \in F$$

$$A2) P(\Omega) = 1$$

$$A3) P(A_1 \cup A_2 \cup \dots \cup A_n) = P(A_1) + P(A_2) + \dots + P(A_n)$$

3.2 ΔΕΣΜΕΥΜΕΝΗ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑ

Κατά την εκτέλεση ενός πειράματος τύχης του οποίου το αποτέλεσμα είναι μη ακριβές αλλά είναι με ακρίβεια γνωστό ότι συμπεριλαμβάνονται δύο ενδεχόμενα A και B γεννάται η ερώτηση, πως επηρεάζει την πιθανότητα πραγματοποίησης του γεγονότος B η

γνώση ότι έχει προηγηθεί ένα γεγονός A ; Την απάντηση σε αυτή την ερώτηση έρχεται να δώσει η θεωρία πιθανοτήτων μέσω του ορισμού της δεσμευμένης πιθανότητας.

Ορισμός 3.3. Η πιθανότητα πραγματοποίησης του γεγονότος B με δεδομένη την πραγματοποίηση του γεγονότος A ορίζεται ως δεσμευμένη ή υπό συνθήκη πιθανότητα, συμβολίζεται $P(B|A)$.

$$P(B|A) = \frac{P(AB)}{P(A)} \quad (3.2)$$

3.3 ΘΕΩΡΗΜΑ ΟΛΙΚΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ

Το θεώρημα ολικής πιθανότητας συνδέεται άρρηκτα με την έννοια της δεσμευμένης πιθανότητας γι' αυτό και αξίζει να αναφερθεί.

Θεώρημα 3.1. Αν τα ενδεχόμενα $\{A_1, A_2, \dots, A_n\}$ αποτελούν μία διαμέριση του δειγματικού χώρου Ω με $P(A_k) > 0$, $k = 1, 2, \dots, n$ και B είναι ένα ενδεχόμενο στον δειγματικό χώρο Ω , τότε

$$P(B) = \sum_{i=1}^n P(B|A_i)P(A_i) \quad (3.3)$$

3.4 ΤΥΧΑΙΕΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ

Τα στοιχειώδη ενδεχόμενα ενός δειγματοχώρου ενός στοχαστικού πειράματος μπορούν να είναι αριθμοί, δηλαδή να αφορούν έννοιες οι οποίες είναι αντικειμενικά μετρήσιμες και ποσοτικοποιούνται, ή συμβολικές εκφράσεις οι οποίες παρουσιάζουν ποιοτικά γνωρίσματα και καλύπτουν μια διαφορετική πτυχή των στοχαστικών πειραμάτων. Καθώς είναι προφανώς πρακτικότερο να εργαζόμαστε με αριθμούς παρά με περιγραφές γεγονότων και τα δύο σενάρια καλύπτονται με την αντιστοίχιση σε κάθε ενδεχόμενο του δειγματικού χώρου ενός πραγματικού αριθμού.

Ορισμός 3.4. Έστω Ω ο δειγματικός χώρος ενός τυχαίου πειράματος. Μια πραγματική συνάρτηση X που ορίζεται στο δειγματικό χώρο Ω καλείται τυχαία μεταβλητή και περιγράφει την αντιστοίχιση κάθε σημείου του δειγματικού χώρου σε έναν ακριβώς αριθμό.

$$\Omega \rightarrow \mathbb{R}$$

$$\omega \rightarrow x = X(\omega)$$

Οι τυχαίες μεταβλητές συμβολίζονται με X, Y, Z, W ή $X_1, X_2, \dots, X_k$ και οι τιμές τους με τα αντίστοιχα μικρά γράμματα.

Γίνονται και κάποιες επιπλέον διακρίσεις όπως μια ποσοτική τυχαία μεταβλητή που παίρνει μεμονωμένες τιμές λέγεται διακριτή ενώ μια ποσοτική τυχαία μεταβλητή που παίρνει τιμές από ένα διάστημα ή μια ένωση διαστημάτων λέγεται συνεχής. Οι δύο αυτές κατηγορίες αναλύονται εκτενέστερα στη συνέχεια.

Ορισμός 3.5. Έστω ότι X είναι μια τυχαία μεταβλητή όπου $X=x_i$ με $i=1, 2, \dots$. Η συνάρτηση F η οποία ορίζεται από τη σχέση

$$F(x) = P(X \leq x) = P(\{\omega \in \Omega : X(\omega) \leq x\}), \forall x \in \mathbb{R} \quad (3.4)$$

καλείται συνάρτηση κατανομής ή αθροιστική συνάρτηση κατανομής της τυχαίας μεταβλητής X .

Προφανώς η συνάρτηση κατανομής, ως πιθανότητα, έχει σύνολο τιμών το διάστημα $[0,1]$:
 $0 \leq F(x) \leq 1, \forall x \in \mathbb{R}.$

Επίσης είναι μη φθίνουσα συνάρτηση και κάθε συνάρτηση κατανομής είναι δεξιά συνεχής.

Θεώρημα 3.2. Έστω F η συνάρτηση κατανομής μιας τυχαίας μεταβλητής X . Τότε
 $P(\alpha < X \leq \beta) = F(\beta) - F(\alpha)$ (3.5)

για κάθε πραγματικούς αριθμούς α και β με $\alpha < \beta$.

3.4.1. Διακριτή μεταβλητή

Ορισμός 3.6. Μία τυχαία μεταβλητή X λέγεται απαριθμητή ή διακριτή αν παίρνει έναν πεπερασμένο ή το πολύ αριθμήσιμο πλήθος τιμών $x_1, x_2, \dots, x_n, \dots$ με θετικές πιθανότητες $p_1, p_2, p_3, \dots$

Ορισμός 3.7. Ονομάζουμε συνάρτηση πιθανότητας μιας τυχαίας διακριτής μεταβλητής X μια συνάρτηση $f_X(x) : \Omega \rightarrow \mathbb{R}^+$, για την οποία ισχύει:

1. $f_X(x) \geq 0$
2. $\sum_x f_X(x) = 1$
3. $f_X(x) = P(X = x)$

3.4.2. Συνεχής μεταβλητή

Ορισμός 3.8. Μία τυχαία μεταβλητή X καλείται συνεχής αν υπάρχει μη αρνητική συνάρτηση,

$$f(x) \geq 0, \forall x \in \mathbb{R},$$

$$\text{με } \int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx = 1$$

τέτοια ώστε για κάθε πραγματικούς αριθμούς α και β με $\alpha < \beta$ να ισχύει

$$P(\alpha < X \leq \beta) = \int_{\alpha}^{\beta} f(x) dx$$

Η $f(x)$ καλείται πυκνότητα πιθανότητας ή απλώς πυκνότητα της τυχαίας μεταβλητής X .

Άμεση συνέπεια των ορισμών της συνάρτησης κατανομής $F(x)$ και της συνάρτησης πυκνότητας $f(x)$ μιας συνεχούς τυχαίας μεταβλητής X είναι η σχέση

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt, x \in \mathbb{R}$$

που δείχνει ότι η συνάρτηση κατανομής F μιας συνεχούς τ.μ. X είναι συνεχής συνάρτηση. Συνεπώς, αν η X είναι συνεχής τ.μ., τότε για κάθε $x \in \mathbb{R}$,

$$P(X < x) = F(x) = P(X \leq x).$$

3.5 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ

Στην πιθανοθεωρητική μελέτη ενός στοχαστικού πειράματος, όπως επίσης και στη στατιστική συμπερασματολογία, παρουσιάζεται συχνά η ανάγκη προσδιορισμού της κατανομής μιας τυχαίας μεταβλητής $Y = g(X)$, η οποία είναι συνάρτηση μιας άλλης τυχαίας μεταβλητής X με γνωστή κατανομή. Συνήθως το ενδιαφέρον εντοπίζεται στην περίπτωση που τόσο η τυχαία μεταβλητή X όσο και η τυχαία μεταβλητή Y είναι συνεχείς. Στην περίπτωση αυτή ο προσδιορισμός της κατανομής της Y επιτυγχάνεται ευκολότερα με την εύρεση, αρχικά, της συνάρτησης κατανομής.

3.5.1. Κανονική κατανομή ή κατανομή Gauss

Η κανονική κατανομή είναι η βασικότερη και πιο γνωστή κατανομή συνεχών μεταβλητών. Χρησιμοποιείται για φαινόμενα στα οποία τυχαίες μεταβλητές πραγματικών τιμών, τείνουν να συγκεντρωθούν γύρω από μια μέση τιμή. Η κανονική κατανομή

αποτελεί την πιο σημαντική κατανομή της στατιστικής μεθοδολογίας για τους εξής βασικούς λόγους:

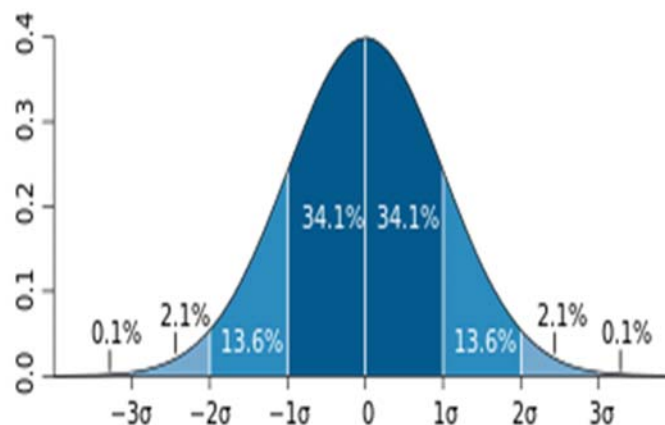
- Την κανονική κατανομή ακολουθούν είτε με ακρίβεια είτε με μεγάλη προσέγγιση τα περισσότερα συνεχή φαινόμενα.
- Πολλές ασυνεχείς κατανομές πιθανοτήτων μπορούν να προσεγγιστούν μέσω της κανονικής κατανομής.
- Η κανονική κατανομή αποτελεί σύμφωνα με το κεντρικό οριακό θεώρημα τη βάση της στατιστικής συμπερασματολογίας ή επαγωγικής στατιστικής.
- Τυχαία σφάλματα που εμφανίζονται σε διάφορες μετρήσεις έχουν κανονική κατανομή. Γι' αυτό το λόγο η Κανονική κατανομή αναφέρεται πολλές φορές και ως κατανομή σφαλμάτων.

Η γραφική παράσταση της σχετιζόμενης συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας έχει σχήμα «καμπάνας», και είναι γνωστή ως γκαουσιανή συνάρτηση.

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας δίνεται από τον τύπο

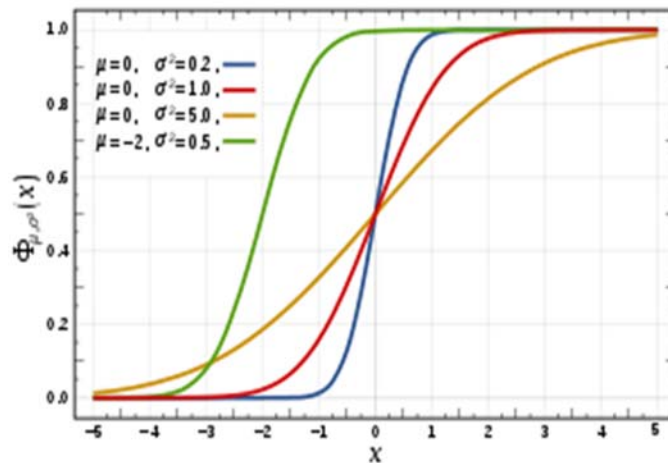
$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2} \quad (3.6)$$

όπου μ είναι η μέση τιμή των παρατηρήσεων και σ είναι η τυπική απόκλιση.



Σχήμα 3.1. Η γνωστή, τυποποιημένη καμπάνα Gauss με την μέση τιμή $\mu=0$ και τα ποσοστά συγκέντρωσης ανά τυπική απόκλιση σ .

https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg



Σχήμα 3.2. Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κανονικής κατανομής
https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg

3.5.2. Αντίστροφη Gauss

Η αντίστροφη Gauss κατανομή ανήκει στις συνεχείς κατανομές, με πεδίο ορισμού τους θετικούς πραγματικούς αριθμούς, συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (3.7) και αθροιστική συνάρτηση κατανομής (3.8)

$$f(x; \mu, \lambda) = \sqrt{\frac{\lambda}{2\pi x^3}} \exp \left[-\frac{\lambda(x-\mu)^2}{2\mu^2 x} \right] \quad (3.7)$$

$$F(x; \mu, \lambda) = \Phi \left(\sqrt{\frac{\lambda}{x}} \left(\frac{x}{\mu} - 1 \right) \right) + \exp \left(\frac{2\lambda}{\mu} \right) \Phi \left(-\sqrt{\frac{\lambda}{x}} \left(\frac{x}{\mu} + 1 \right) \right) \quad (3.8)$$

Αναφορικά με τις παραπάνω σχέσεις, το $x \in (0, +\infty)$ και το $\lambda \in (0, +\infty)$ και καθορίζει το σχήμα ενώ το $\mu \in (0, +\infty)$ και περιγράφει τη μέση τιμή και καθορίζει το κέντρο της κατανομής. Εάν η κατανομή είναι συμμετρική όπως συμβαίνει στην περίπτωση της κανονικής κατανομής, η μέση τιμή μ ανταποκρίνεται στο κέντρο της σ.π.π. ενώ στις κατανομές που μελετώνται η εικόνα διαφέρει καθώς είναι μη-συμμετρικές. Η εκτίμηση της παραμέτρου μ με βάση τα $x_1, x_2, \dots, x_n$ δίνεται από τον τύπο

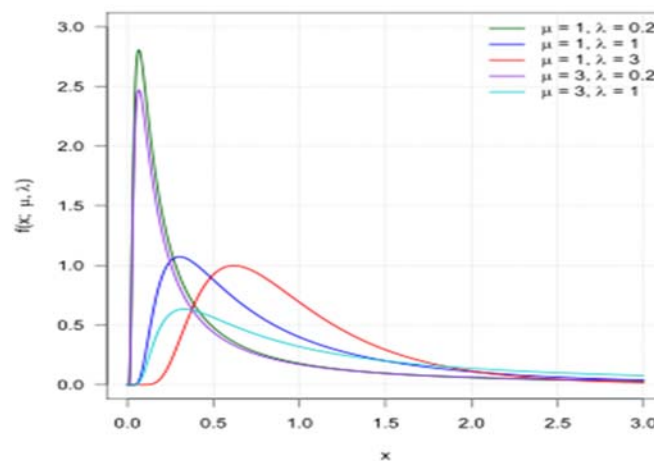
$$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

(3.9)

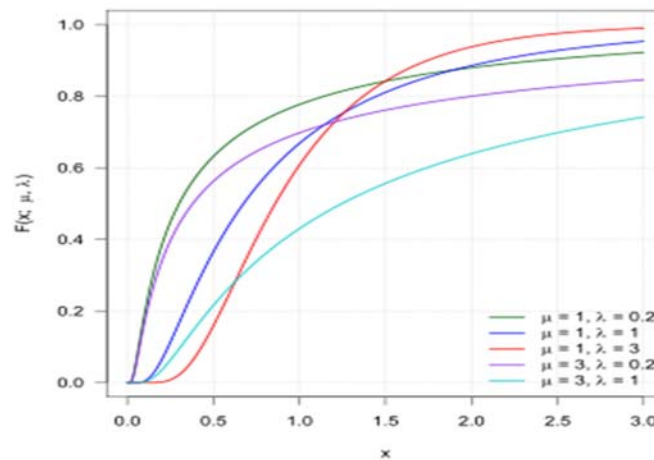
Η παράμετρος λ καθορίζει τον ρυθμό με τον οποίο προκύπτουν δεδομένα και όπως αναφέρθηκε ελέγχει το σχήμα της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας. Παρατηρώντας την εικόνα 3.1 είτε την εικόνα 3.2 μπορεί κανείς να διαπιστώσει ότι στις περιπτώσεις που δύο καμπύλες έχουν το ίδιο λ παρουσιάζουν ανάλογη συμπεριφορά. Η εκτίμηση της παραμέτρου λ με βάση δείγμα $x_1, x_2, \dots, x_n$ δίνεται από τον τύπο

$$\hat{\lambda} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{x_i} - \frac{1}{\mu} \right) \quad (3.10)$$

Η αντίστροφη Gauss παρουσιάζει αντίστοιχες ιδιότητες με την γνωστή Gauss κατανομή.



Σχήμα 3.3. Συνάρτηση πυκνότητας-πιθανότητας για διαφορετικές τιμές των εκτιμητών λ και μ .
https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg



Σχήμα 3.4. Αθροιστική συνάρτηση πιθανότητας για διάφορες τιμές των λ και μ .
https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Cumulative_Distribution_Function.svg

Ένα χρονικά εξαρτώμενο μοντέλο εμφάνισης σεισμών που εφαρμόζεται συχνότερα είναι η κατανομή του χρόνου διέλευσης Brownian (BPT), επίσης γνωστή ως αντίστροφη κατανομή Gaussian (Matthews et al., 2002). Το μοντέλο περιγράφεται από δύο παραμέτρους: μ και σ , οι οποίες αντιπροσωπεύουν αντίστοιχα το μέσο χρονικό διάστημα μεταξύ των διαδοχικών σεισμών και της τυπικής απόκλισης. Η περιοδικότητα της σεισμικής εμφάνισης, όπως περιγράφεται από το μοντέλο BPT, ελέγχεται από το συντελεστή μεταβολής $\alpha = \sigma/\mu$. Η μέθοδος συμπίπτει ουσιαστικά με την αντίστροφη Gauss.

3.5.3. Λογαριθμοκανονική

Ορισμός 5.1. Μια συνεχής τυχαία μεταβλητή X ακολουθεί τη λογαριθμοκανονική κατανομή (lognormal) με παραμέτρους $\hat{\mu}$ και $\hat{\sigma}$ αν η $Y = \log X$ ακολουθεί την κανονική κατανομή

$$f(x; \mu, \lambda) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (3.11)$$

$$F = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right] \quad (3.12)$$

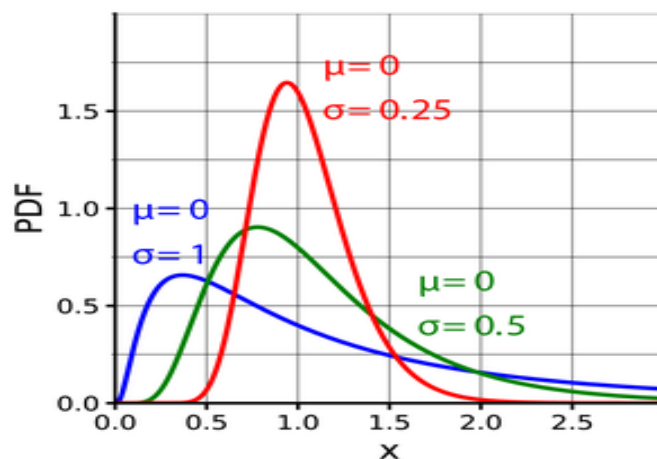
Έχοντας παρουσιάζει τον εκτιμητή μ στην προηγούμενη παράγραφο μέσω της αντίστροφης Gauss μένει να παρουσιαστεί και να συζητηθεί ο τύπος για τον εκτιμητή της

παραμέτρου $\hat{\sigma}$. Η παράμετρος $\hat{\sigma}$ αναφέρεται στην τυπική απόκλιση των δεδομένων μιας κατανομής και δίνεται από τον γνωστό τύπο της τυπικής απόκλισης

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_i (\ln(x_i) - \mu)^2}{n}} \quad (3.13)$$

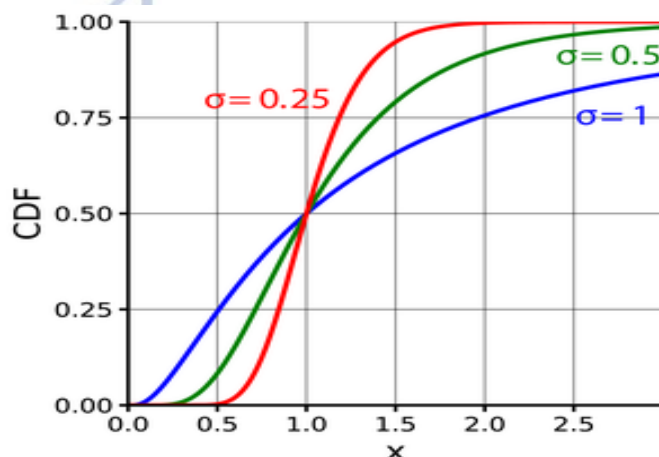
Όπου ο εκτιμητής του μ στην προκειμένη περίπτωση δίνεται από τον τύπο

$$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_1^n \ln(x_i) \quad (3.14)$$



Σχήμα 3.5. Συνάρτηση πιθανότητας πυκνότητας για τις διαφορετικές τιμές των εκτιμητών με σταθερή μέση τιμή και διαφορετικές τιμές για την τυπική απόκλιση. Για μικρότερες τιμές του σ η καμπύλη γίνεται πιο ψηλή και απότομη ενώ για μικρότερα σ είναι πιο ομαλή.

https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg



Σχήμα 3.6. Αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας για την λογαριθμοκανονική κατανομή με σταθερή μέση τιμή και τυπική απόκλιση ίση με 0.25, 0.5 και 1.

https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg

3.6. ΤΕΣΤ ΕΛΕΓΧΟΥ ΚΑΛΗΣ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ

Τα τεστ ελέγχου καλής προσαρμογής στην στατιστική είναι διαδικασίες για να ελεγχθεί μια μηδενική υπόθεση που αφορά στο αν ένα σύνολο αρχικών δεδομένων υπακούει σε μια συγκεκριμένη συμπεριφορά ή όχι. Η διάρθρωση του ελέγχου είναι σχετικά απλή. Ορίζεται αρχικά η μηδενική υπόθεση H_0 η οποία είναι ότι τα δεδομένα ακολουθούν την κατανομή που ελέγχεται. Μέσω της H_0 ορίζεται και η εναλλακτική υπόθεση H_1 , ότι δηλαδή τα δεδομένα παρουσιάζουν σημαντική απόκλιση από την ζητούμενη κατανομή. Πριν διεξαχθεί το τεστ ορίζεται ένα διάστημα εμπιστοσύνης που καθορίζει το παράθυρο μέσα στο οποίο απορρίπτεται η μηδενική υπόθεση. Στην συνέχεια διεξάγεται το τεστ που έχει επιλεγεί και αναλύονται τα παραγόμενα αυτού. Τα τεστ αυτά αξιοποιούνται από διάφορους κλάδους που έχουν ανάγκη να μελετήσουν συμπεριφορές σε ένα σύνολο δεδομένων, όπως στην Οικονομία, στην Βιοστατιστική, στην Ψυχολογία στην εξαγωγή δημογραφικών παρατηρήσεων και σε πολλές άλλες επιστήμες και κλάδους.

3.6.1. Τεστ Kolmogorov-Smirnov

Το Kolmogorov-Smirnov τεστ (K-S) αναπτύχθηκε κατά τις αρχές του 1930 από τους Andrey Kolmogorov και Nikolai Smirnov. Είναι έναν μη παραμετρικό στατιστικό

τεστ που χρησιμοποιείται για να ελεγχθεί εάν ένα σύνολο ακολουθεί μια συγκεκριμένη κατανομή πιθανοτήτων ή για να συγκρίνει εάν δύο σύνολα προέρχονται από την ίδια κατανομή. Στην παρούσα διπλωματική εργασία θα αξιοποιηθεί η πρώτη δυνατότητα του τεστ.

Η μηδενική υπόθεση είναι ότι τα δεδομένα ακολουθούν την θεωρητική κατανομή. Το βασικό προϊόν του τεστ, η παράμετρος D ποσοτικοποιεί την μέγιστη κατακόρυφη, κατά απόλυτη τιμή διαφορά μεταξύ της εμπειρικής και της θεωρητικής κατανομής των αθροιστικών συναρτήσεων κατανομής. Μεγαλύτερες τιμές του D καταδεικνύουν μεγάλες αποκλίσεις, δηλαδή κακή προσαρμογή και αντίστροφα. Στην παρούσα εργασία, για την απόρριψη της μηδενικής υπόθεσης χρησιμοποιείται και η p -value η οποία εξάγεται μέσω του τεστ. Εάν η τιμή p δεν υπερβαίνει το ορισμένο επίπεδο εμπιστοσύνης (δηλαδή $p < 0,05$) η μηδενική απόφαση πρέπει να απορριφθεί.

$$D = \max |F_{th}(t) - F_{emp}(t)| \quad (3.15)$$

Όπου F_{th} η θεωρητική τιμή ενώ F_{emp} η εμπειρική.

Το τεστ παρουσιάζει αδυναμία σε πολύ μεγάλα δείγματα και μπορεί να οδηγήσει σε απόρριψη της μηδενικής υπόθεσης ακόμα και αν οι τιμές του D είναι αρκετά μικρές. Οι περιορισμοί του δεν δημιουργούν πρόβλημα στην παρούσα εργασία.

3.6.2. Τεστ Anderson-Darling

Το Anderson-Darling (A-D) είναι ένα τεστ που χρησιμοποιείται για να ελέγξει εάν ένα σύνολο δεδομένων ακολουθεί ή όχι μια συγκεκριμένη θεωρητική κατανομή. Είναι μια παραλλαγή του προηγούμενου τεστ που παρουσιάστηκε από τους T.W. Anderson και D.A. Darling το 1952.

Όπως και στο K-S η μηδενική υπόθεση είναι ότι τα δεδομένα ακολουθούν την θεωρητική κατανομή. Η στατιστική παράμετρος A

$$A^2 = -n - \left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n [(2i-1) * \ln(F(x_i)) + (2(n-i)+1) * \ln(1-F(x_i))] \quad (3.16)$$

Υπολογίζει και αυτή τις διαφορές μεταξύ των αντίστοιχων τιμών της εμπειρικής και της θεωρητικής κατανομής αλλά σε αντίθεση με το K-S δίνει παραπάνω βάρος και έχει παραπάνω ευαισθησία στις ακραίες τιμές. Είναι λιγότερο ευαίσθητο στο πλήθος του δείγματος από ότι το K-S.

Για την απόρριψη της μηδενικής υπόθεσης αξιοποιείται πάλι η τιμή της p -value ακριβώς κατά τον ίδιο τρόπο όπως και στο K-S. Εάν η τιμή του p δεν ξεπερνάει το 0,05 τότε η μηδενική υπόθεση δεν μπορεί να γίνει αποδεκτή.

3.7. ΕΡΓΑΛΕΙΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν κατά κύριο λόγο δύο εργαλεία για την επεξεργασία των δεδομένων. Αυτό της R για την στατιστική ανάλυση του καταλόγου και η MATLAB για την παραγωγή σχεδόν όλων των διαγραμμάτων.

3.7.1. R

Η R είναι μια γλώσσα προγραμματισμού που χρησιμοποιείται για την ικανοποίηση αναγκών σχετικά με τον στατιστικό προγραμματισμό. Σχεδιάστηκε για να καλύπτει ανάγκες όπως η ανάλυση δεδομένων, η μοντελοποίηση και η γραφική αναπαράσταση των δεδομένων. Παρέχει έναν εκτενές σετ εργαλείων για τον χειρισμό δεδομένων, τη στατιστική ανάλυση και την οπτικοποίηση αυτών, και αυτό την καθιστά ως μια δημοφιλή γλώσσα προγραμματισμού.

Η R κατατάσσεται στις γλώσσες προγραμματισμού που χαρακτηρίζονται ως γλώσσες ανοικτού κώδικα (open source), πράγμα που σημαίνει ότι είναι δωρεάν και διαθέσιμη για οποιονδήποτε επιθυμεί να τη χρησιμοποιήσει, να την τροποποιήσει και να τη διανέμει. Διαθέτει μια μεγάλη και ενεργή κοινότητα που συνεισφέρει στην ανάπτυξη της και προσφέρει πολλά πακέτα και βιβλιοθήκες.

3.7.2. Matlab

Το MATLAB είναι ένα ισχυρό περιβάλλον υπολογισμού και προγραμματισμού το οποίο καταφέρνει να καλύψει ένα τρομερά μεγάλο εύρος υπολογιστικών αναγκών. Σχεδιασμένο για τη διευκόλυνση της επιχειρησιακής και επιστημονικής εργασίας, το MATLAB παρέχει ένα ευέλικτο περιβάλλον με δυνατότητες για αριθμητικούς υπολογισμούς, αναλύσεις γραφημάτων, επεξεργασία σήματος, και προγραμματισμό.



Το MATLAB είναι δημοφιλές στην ακαδημαϊκή έρευνα, τη μηχανική, τη φυσική, την επιστήμη των υπολογιστών και σε πολλούς άλλους τομείς, και χρησιμοποιείται για την υλοποίηση αλγορίθμων, την ανάλυση δεδομένων και την ανάπτυξη προηγμένων μοντέλων."

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΥΛΙΚΟΥ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται η επεξεργασία του υλικού παρατήρησης. Σε προηγούμενο κεφάλαιο αναλύθηκε η διαδικασία συλλογής και παρουσίασης ενός πλήρους και ομογενούς καταλόγου σεισμών, απαλλαγμένου από προσεισμούς και μετασεισμούς. Ο κατάλογος αυτός, όπως προαναφέρθηκε, περιέχει αποκλειστικά επιφανειακούς σεισμούς.

4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΥΛΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

Γίνεται μία προσπάθεια για την εκτίμηση των υπό συνθήκη πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών ($M \geq 6.5$) σεισμών στην Κεντρική και Νότια Αμερική, θεωρώντας ότι οι σεισμοί αυτοί ακολουθούν είτε την λογαριθμοκανονική, είτε την αντίστροφη κατανομή Gauss (Γκαουσιανή). Σεισμοί ιδίου μεγέθους και για την ίδια περιοχή χρησιμοποιήθηκαν και από τους: Γαλάνης, (2000) και Galanis et al. (2002) που κάνοντας χρήση της στατιστικής Bayes εκτίμησαν τον πιθανότερο χρόνο γένεσης του επόμενου σεισμού σε κάθε μία από τις σεισμικές ζώνες (Σχήμα 2.3) της περιοχής που μελέτησαν. Ο υπολογισμός των υπό συνθήκη πιθανοτήτων θεωρείται στην σεισμολογία μία διαφορετική έκφραση της σεισμικότητας μίας περιοχής. Την μέθοδο των υπό συνθήκη πιθανοτήτων θεωρώντας λογαριθμοκανονική κατανομή μεγάλων σεισμών ($M \geq 7.0$) στην Νότια Αμερική εφάρμοσαν ο Koravos και οι συνεργάτες του (2016). Εκτίμησαν πιθανότητα 64% για την γένεση σεισμού με μέγεθος $M \geq 8.0$ κατά την διάρκεια των 20 επόμενων χρόνων και πιθανότητα 73% για γένεση σεισμού με μέγεθος $M \geq 8.5$ τα επόμενα 50 χρόνια. Είναι εντυπωσιακό ότι μετά 50 χρόνια από τον σεισμό του 1960 ($M_w=9.5$), ένας ακόμα ισχυρότατος σεισμός έγινε στην ίδια περιοχή (Βαλβίδια) με μέγεθος $M_w=8.8$. Χρόνους επανάληψης ισχυρών σεισμών τόσο για την Κεντρική Αμερική, όσο και για την ευρύτερη περιοχή της Καραϊβικής βρέθηκαν και από τον Panagiotopoulos (1995), με εφαρμογή ενός μοντέλου γνωστού ως time and magnitude predictable model που στηρίζεται στους χρόνους γένεσης και στο μέγεθος των σεισμών. Με βάση το μοντέλο αυτό (Papazachos, 1992) ο χρόνος γένεσης ενός επόμενου ισχυρού σεισμού σε μία περιοχή εξαρτάται από το μέγεθος του προηγούμενου σεισμού. Ο Nishenko (1991) εκτίμησε υψηλές πιθανότητες γένεσης ισχυρών σεισμών (π.χ. 51% στο Ελ Σαλβαντόρ και 64% στην Κόστα Ρίκα). Ο Tsapanos (2001) εφαρμόζοντας ένα στοχαστικό μοντέλο (Μαρκοβιανή Αλυσίδα) βρήκε πιθανότητα 66% εκδήλωσης μεγάλου σεισμού ($M > 7.8$) στα σύνορα Περού-Χιλής και πιθανότητα 64% γένεσης σεισμού στην περιοχή της πόλης Βαλβίδια στο Νότιο τμήμα της Χιλής. Πιθανότητες υπό συνθήκη για το Ελληνικό τόξο βρήκαν οι Coban and Sayil (2020) εφαρμόζοντας διάφορα στατιστικά μοντέλα, Βρήκαν πιθανότητα μεγαλύτερη από 60% για σεισμούς με μέγεθος $M_w \geq 6.0$ στην περιοχή για τα επόμενα 3 χρόνια και πιθανότητα μεγαλύτερη από 70% για τα επόμενα 5 χρόνια, για το ίδιο εύρος μεγεθών.

Στην εργασία αυτή επιδιώκεται η εύρεση των υπό συνθήκη πιθανοτήτων για σεισμικές ζώνες τόσο της Κεντρικής, όσο και της Νότιας Αμερικής (Σχήμα 2.3). Δύο κυρίως είναι οι χρονικά εξαρτώμενες κατανομές που εφαρμόστηκαν για τον σκοπό αυτό:

- 1) η λογαριθμοκανονική και
- 2) η αντίστροφη κατανομή Gauss,

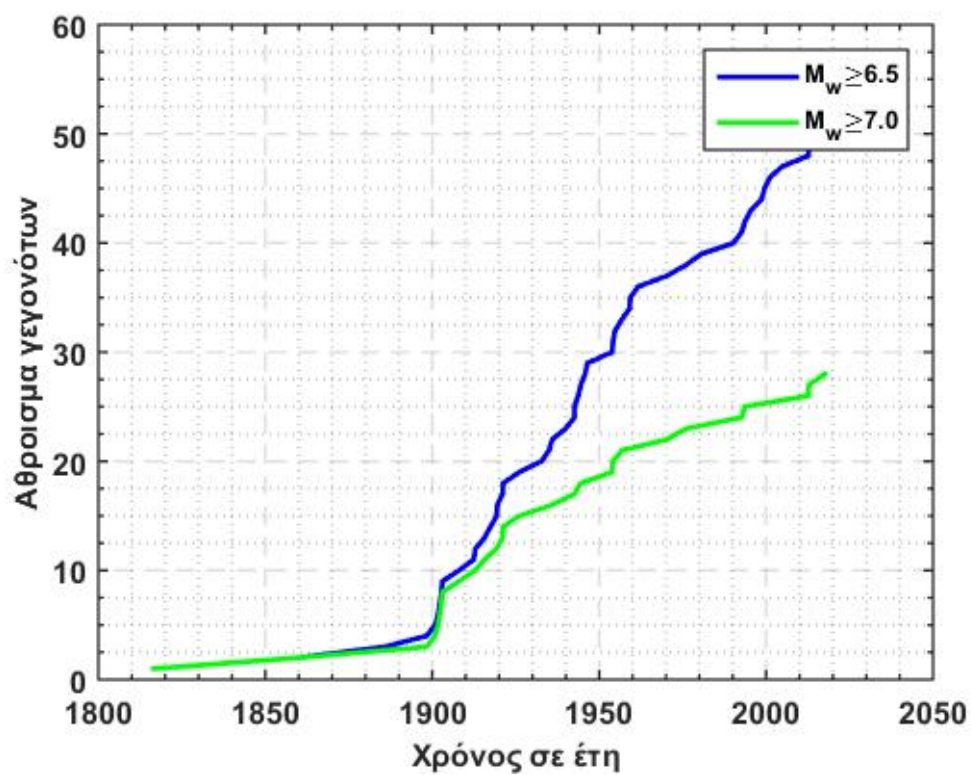
σε έναν αριθμό ισχυρών σεισμών για κάθε μία ζώνη. Το πλήθος των σεισμών ανά ζώνη παρουσιάζεται στον πίνακα (4.2). Η λογαριθμοκανονική και η αντίστροφη κατανομή Gauss είναι δύο μοντέλα πιθανοτήτων με ποικίλες εφαρμογές. Κατά κάποιο τρόπο και οι δύο συνδέονται με την κατανομή Gauss και το σχήμα καμπάνας που έχει αυτή η κατανομή.

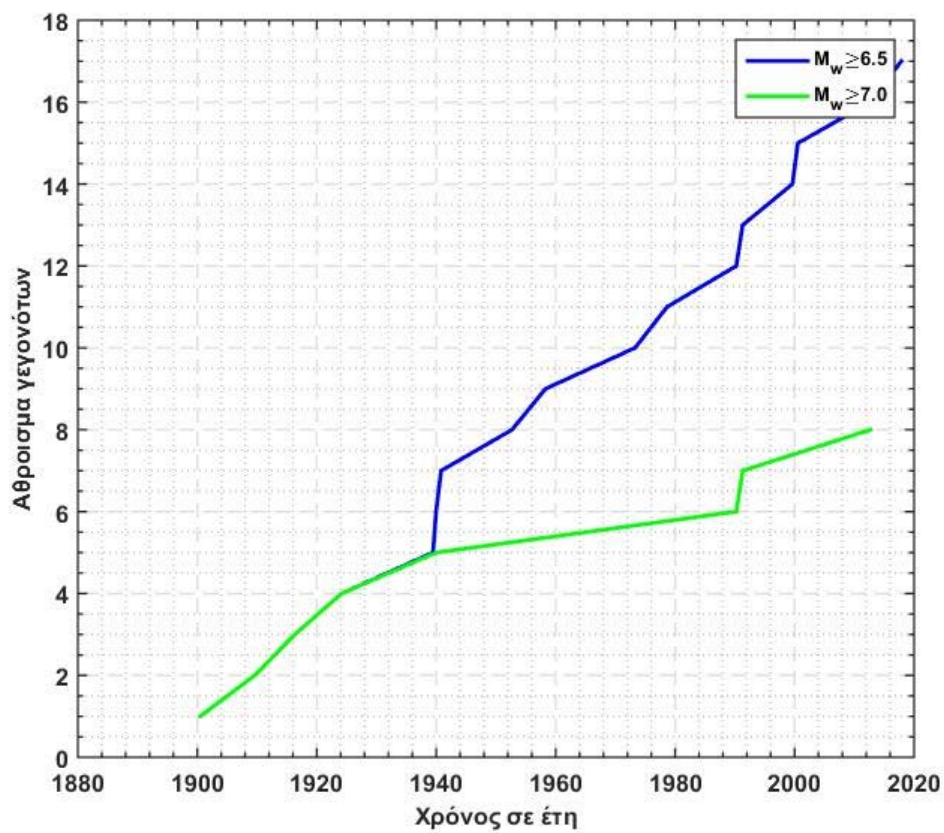
Στην Σεισμολογία η λογαριθμοκανονική κατανομή προτιμάται σε σχετικές μελέτες λόγω της ευκολίας εφαρμογής της αφού άμεσα συνδέεται με την απλή Γκαουσιανή κατανομή και το σχήμα καμπάνας που έχει αυτή. Το μοντέλο της αντίστροφης κατανομής Gauss διατυπώθηκε για πρώτη φορά από τον Matthews και τους συνεργάτες του (2002). Το νεοφανές μοντέλο βρήκε σχεδόν αμέσως εφαρμογή και ένας αριθμός εργασιών δημοσιεύτηκε για διάφορες περιοχές της Γης (Parsons, 2008; Bajaj and Sharma, 2019; Pasari, 2019; Coban and Sayil, 2020, μεταξύ άλλων). Οι εργασίες αυτές βασίστηκαν τόσο στην λογαριθμοκανονική όσο και στην νέα κατανομή συγκρίνοντας μάλιστα και την ποιότητα των αποτελεσμάτων που λαμβάνονται.

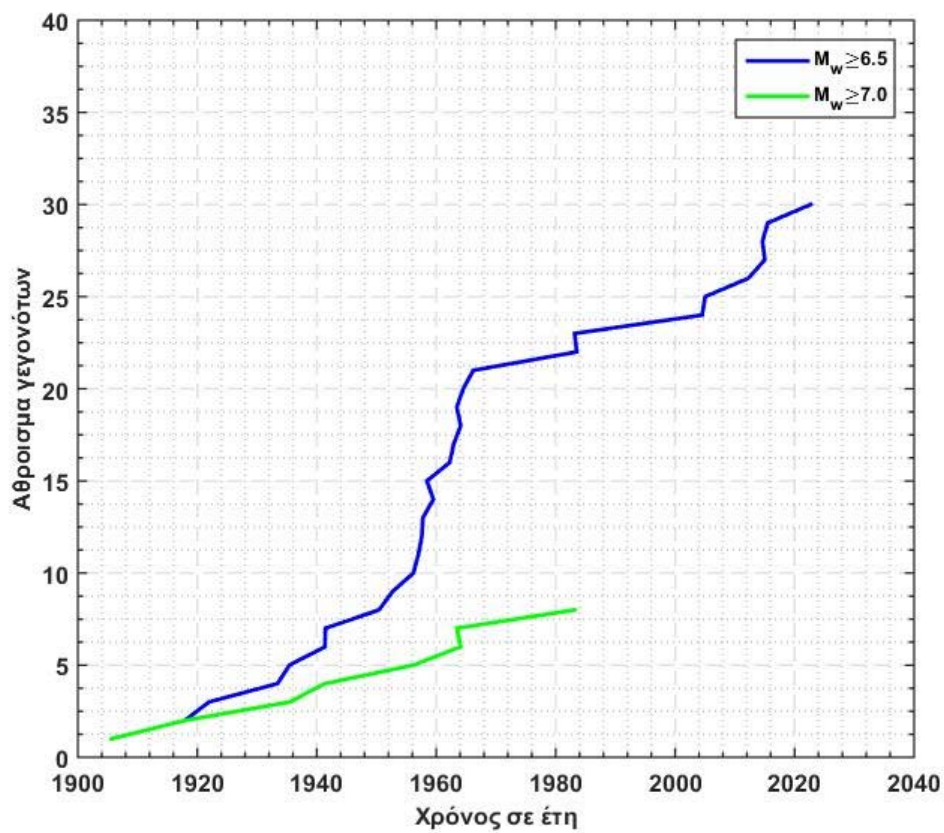
Η ακρίβεια στον υπολογισμό των πιθανοτήτων για την γένεση ενός μελλοντικού σεισμού είναι χρήσιμη τόσο για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας όσο και για τον μετριασμό του σεισμικού κινδύνου σε μία περιοχή. Παρόμοια διαδικασία ακολούθησε και ο Κουρούκλας (2023) κατά την μελέτη των ρηγμάτων στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές με σκοπό την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Παρακάτω περιγράφεται η διαδικασία επεξεργασίας των δεδομένων τα οποία αναγράφονται με λεπτομέρεια στον πίνακα (4.2) που ακολουθεί.

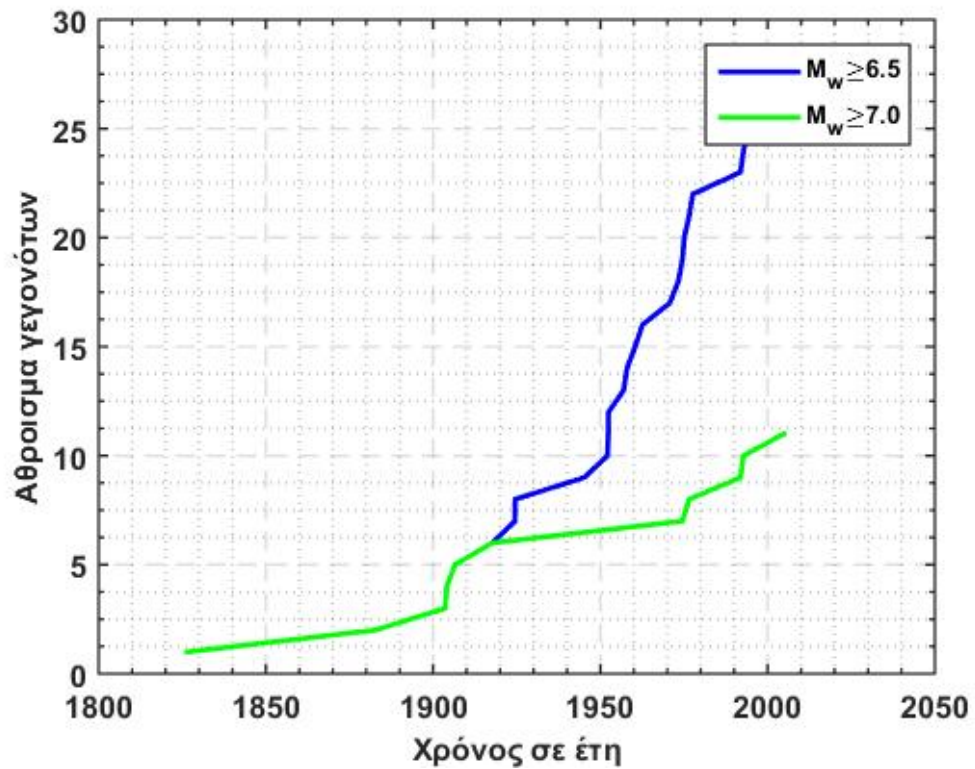
Μετά την συλλογή του αρχικού καταλόγου δεδομένων εφαρμόστηκαν οι κατάλληλες πρακτικές για να μπορεί να αξιοποιηθεί ο κατάλογος. Αρχικά αφαιρέθηκαν με την μέθοδο των Reasenbergs (1985) οι προσεισμοί και οι μετασεισμοί από το αρχικό αρχείο. Στην συνέχεια ελέγχθηκε η πληρότητα του καταλόγου όπως έχει ήδη αναφερθεί και αφαιρέθηκαν επιπλέον δεδομένα από τον κατάλογο που δεν πληρούσαν τις προϋποθέσεις που τέθηκαν.

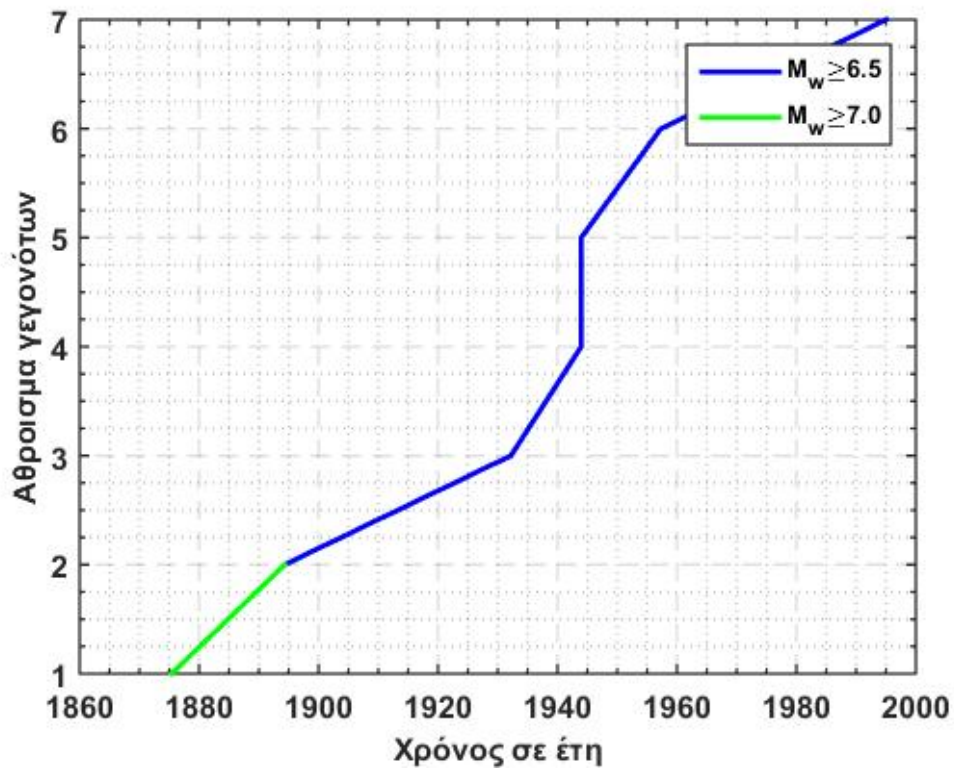
Πρέπει να σημειωθεί ότι ακολουθώντας άλλες εργασίες επιλέχθηκαν δύο ομάδες μεγεθών $M > 6.5$ και $M > 7.0$ για τις οποίες ελέγχθηκε η πληρότητα μέσω της τεχνικής του rate (ρυθμός σεισμικότητας). Ο Τσάπανος (1985) έκανε χρήση αυτής της τεχνικής για τους σεισμούς όλης της Γης, με μέγεθος $M \geq 5.5$ για την χρονική περίοδο 1904-1980 και χώρισε το όλο δείγμα σε 4 χρονικές περιόδους με το αντίστοιχο κατώτερο όριο μεγέθους (π.χ. 1950-1980, $M \geq 6.0$). Στην εργασία αυτή περιλαμβάνονται και οι σεισμοί που έγιναν στις περιοχές που μελετώνται στην παρούσα διατριβή.

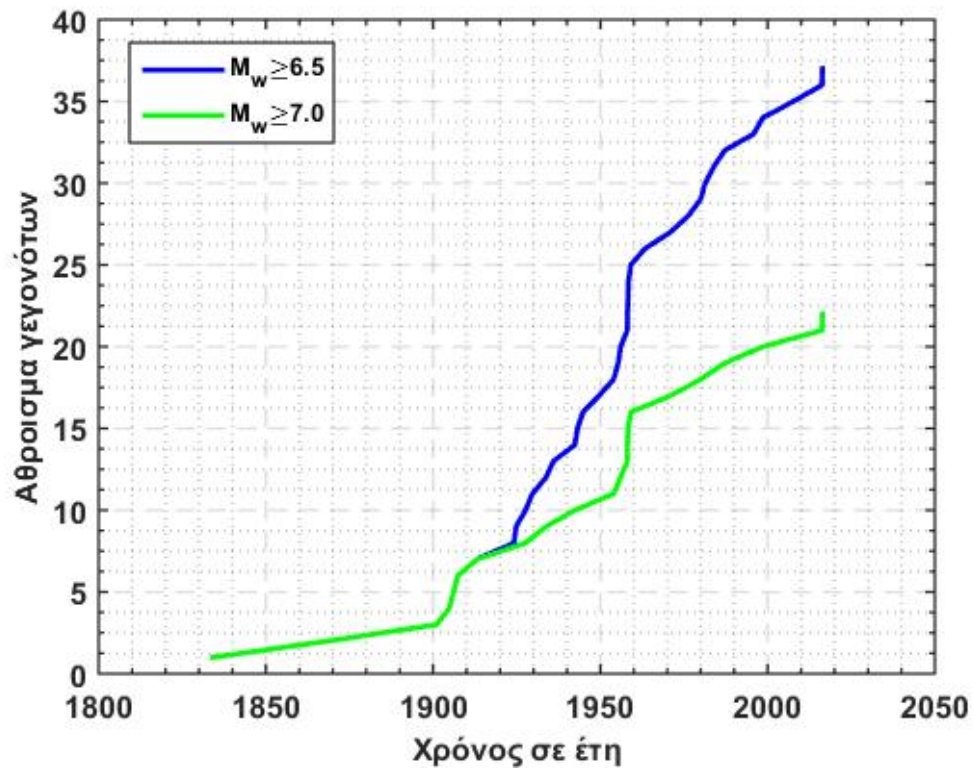


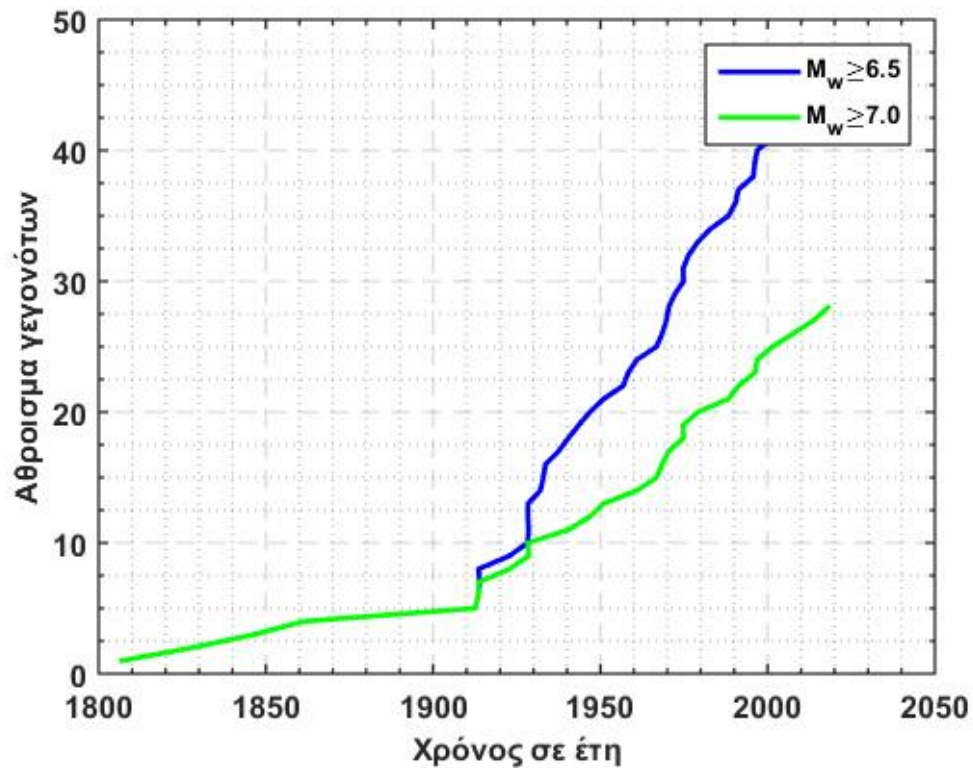


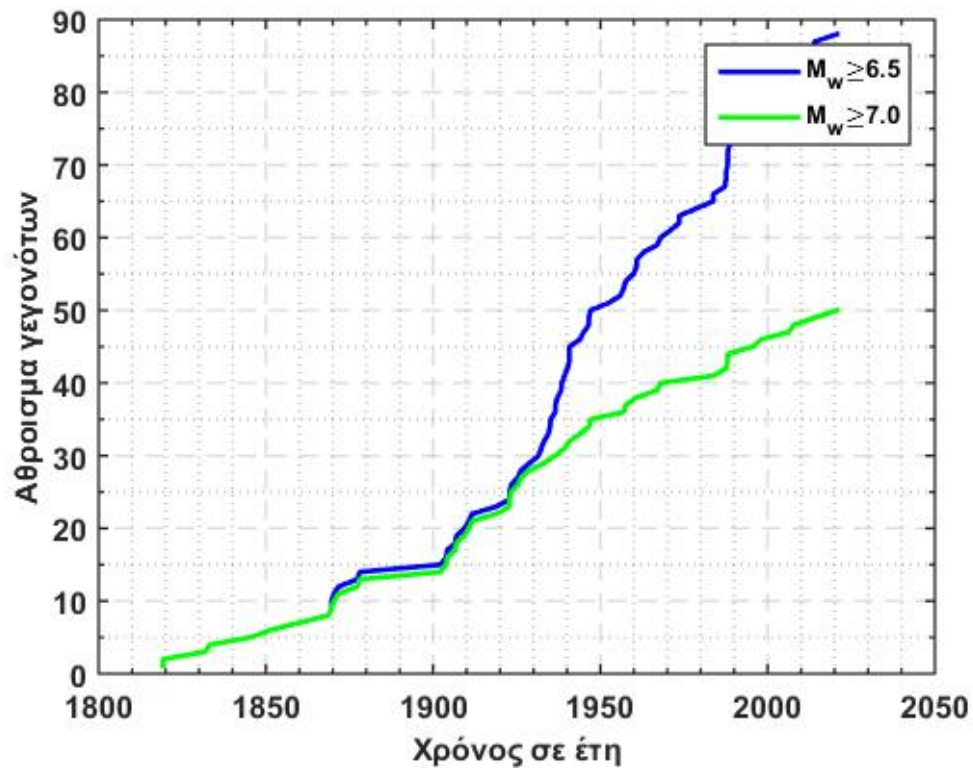


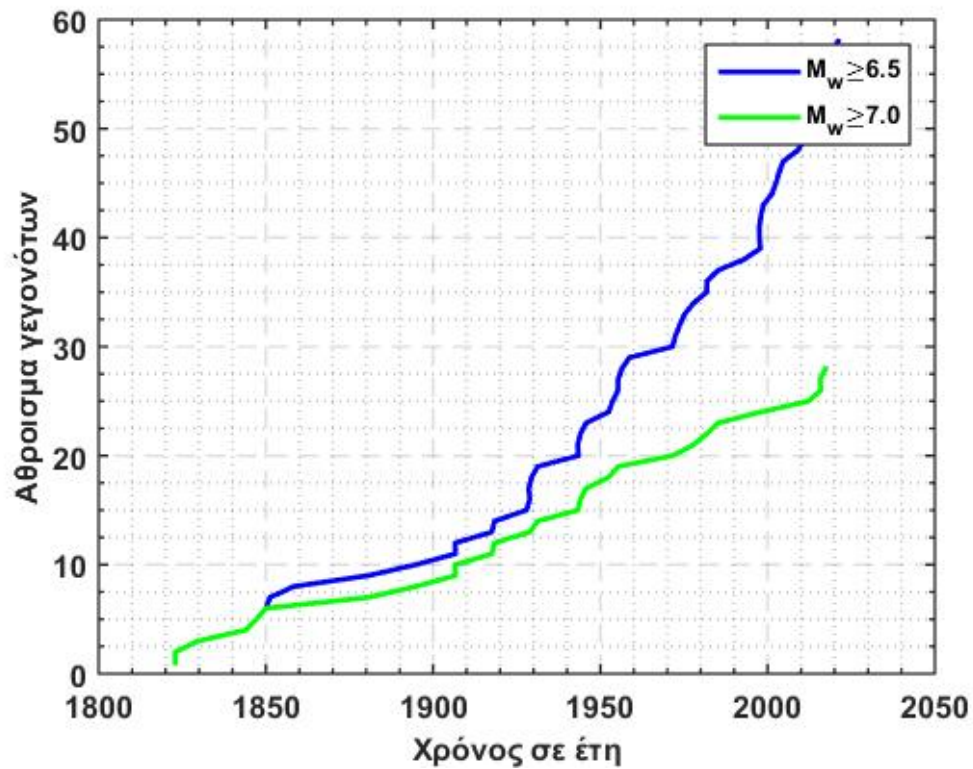


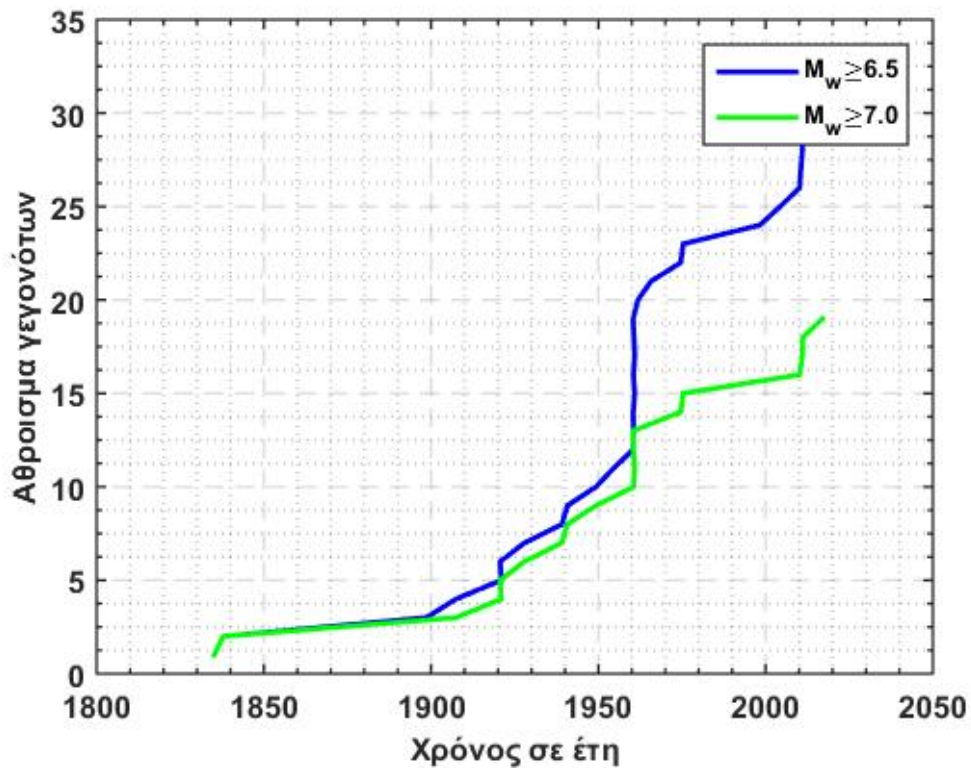












Σχήμα 4.1 Τα σχήματα για τον υπολογισμό της πληρότητας ανά σεισμική ζώνη για δύο κατηγορίες μεγεθών, $M \geq 6.5$ και $M \geq 7.0$ που μελετώνται με σειρά για τις ζώνες 1 έως και 10.

Στον παρακάτω πίνακα (4.1) αναγράφεται η πληρότητα των σεισμών ανά ζώνη.

Πίνακας 4.1 Συνοπτική απεικόνιση των συμπερασμάτων που προκύπτουν από τα παραπάνω διαγράμματα, δηλαδή το μέγεθος πληρότητας ανά ζώνη όπου ήταν δυνατό να εξαχθούν συμπεράσματα.

	M_c	
ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ	6.5	7.0
1	1900	-
2	1900	-
3	1920	1905
4	1950	1900
5	-	-
6	1910	1900
7	1910	-
8	1900	1820
9	1930	1900
10	-	1900

Η διαδικασία επιλογής δεδομένων για την χρονική πληρότητα ανά ζώνη δεν κατέστησε δυνατή την εξαγωγή συμπερασμάτων για την ζώνη 5. Επομένως η ζώνη 5 εφεξής παύει να συμμετέχει στην διαδικασία. Η ζώνη διαθέτει μόνο 4 σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.5$. Επομένως είναι αδύνατη η οποιαδήποτε προσπάθεια για περαιτέρω επεξεργασία.

Στον παρακάτω πίνακα (4.2) αναγράφονται λεπτομερώς τα δεδομένα κάθε μίας από τις 10 σεισμικές ζώνες (εξαιρείται η ζώνη 5) τα οποία θα υποστούν επεξεργασία στη συνέχεια.

Πίνακας 4.2. Τα συνολικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ανά σεισμική ζώνη μετά το πέρας όλων των προαναφερθέντων διαδικασιών. Στις πέντε πρώτες στήλες παρουσιάζεται το έτος, ο μήνας, η ημέρα, η ώρα και το λεπτό στο οποίο καταγράφηκε ένα γεγονός. Στη συνέχεια στη στήλη 6 και 7 δίνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου, στην στήλη 8 το εστιακό βάθος και στην στήλη 9 το μέγεθος του κάθε σεισμού

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 1								
1916	4	24	8	2	10	-82	0	7.3
1920	9	24	21	54	6	-83	0	6.5
1933	5	6	5	33	5.7	-82.7	9	6.6
1934	7	18	1	36	8.16	-82.53	0	7.6
1941	12	5	20	46	8.7	-83.2	0	7.3
1941	12	6	21	24	8.7	-83.2	0	6.9
1949	8	18	13	33	8.4	-82.7	0	6.5
1952	7	9	18	15	7.1	-82.4	0	6.6
1954	4	27	10	6	5.9	-82.6	0	7
1956	3	13	13	13	7.3	-82.5	33	6.8
1957	4	8	20	18	8.53	-82.78	0	6.5
1957	7	10	9	4	7.71	-82.62	12	6.6
1957	10	31	10	7	6.82	-82.64	0	6.6
1958	6	6	9	11	7.91	-84.53	0	6.6
1960	3	28	0	13	7.64	-81.66	0	6.6
1962	3	12	11	40	8.24	-82.96	0	6.8
1962	7	26	8	14	7.49	-82.75	0	7.1
1962	9	18	0	29	7.56	-82.4	0	7
1962	10	31	11	32	5.39	-82.61	0	6.5
1965	12	15	23	5	7.6	-82.16	26	6.8
1982	8	19	15	59	6.75	-82.72	10	6.8
1983	4	3	2	50	8.8	-83.12	44	7.4
2002	7	31	0	16	7.95	-82.81	11	6.6
2003	12	25	7	11	8.36	-82.82	33	6.5
2012	6	4	3	15	5.37	-82.59	12	6.6
2014	5	13	6	35	7.16	-82.25	13	6.5
2014	12	8	8	54	7.84	-82.72	17	6.6
2015	1	7	5	7	6.11	-82.66	8	6.5
2021	7	21	21	15	7.58	-82.88	10	6.7

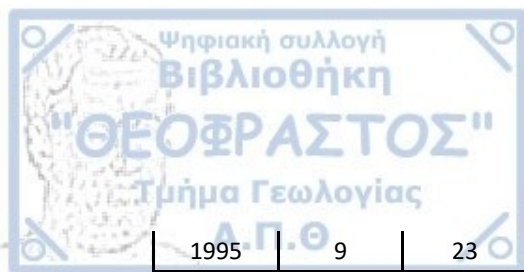
ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 2								
1900	6	21	20	52	10	-85.5	0	7.3
1909	8	16	6	58	10	-84	0	7.1
1916	4	26	2	21	9.5	-84	0	7.3
1924	3	4	10	7	9.5	-84	0	7
1939	6	18	16	45	9.7	-83.7	0	6.5
1939	12	21	20	54	9.7	-83.7	0	7.3
1940	10	27	5	35	9.8	-84.3	0	6.8
1952	9	9	12	54	9.2	-84.2	0	6.9
1958	4	15	3	52	8.02	-84.52	0	6.8
1973	4	14	8	34	10.62	-84.9	32	6.5
1978	8	23	0	38	10.21	-85.25	58	6.9
1990	3	25	13	22	9.93	-84.78	26	7.4
1991	4	22	21	56	9.7	-83.07	5	7.5
1999	8	20	10	2	9.24	-84.05	45	6.9
2000	7	21	1	53	9.4	-85.32	39	6.5
2012	9	5	14	42	10.02	-85.39	21	7.6
2017	11	13	2	28	9.42	-84.51	24	6.6

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 3								
1916	4	24	8	2	10	-82	0	7.3
1920	9	24	21	54	6	-83	0	6.5
1933	5	6	5	33	5.7	-82.7	9	6.6
1934	7	18	1	36	8.16	-82.53	0	7.6
1941	12	5	20	46	8.7	-83.2	0	7.3
1941	12	6	21	24	8.7	-83.2	0	6.9
1949	8	18	13	33	8.4	-82.7	0	6.5
1952	7	9	18	15	7.1	-82.4	0	6.6
1954	4	27	10	6	5.9	-82.6	0	7
1956	3	13	13	13	7.3	-82.5	33	6.8
1957	4	8	20	18	8.53	-82.78	0	6.5
1957	7	10	9	4	7.71	-82.62	12	6.6
1957	10	31	10	7	6.82	-82.64	0	6.6
1958	6	6	9	11	7.91	-84.53	0	6.6
1960	3	28	0	13	7.64	-81.66	0	6.6
1962	3	12	11	40	8.24	-82.96	0	6.8
1962	7	26	8	14	7.49	-82.75	0	7.1
1962	9	18	0	29	7.56	-82.4	0	7
1962	10	31	11	32	5.39	-82.61	0	6.5
1965	12	15	23	5	7.6	-82.16	26	6.8
1982	8	19	15	59	6.75	-82.72	10	6.8
1983	4	3	2	50	8.8	-83.12	44	7.4
2002	7	31	0	16	7.95	-82.81	11	6.6
2003	12	25	7	11	8.36	-82.82	33	6.5
2012	6	4	3	15	5.37	-82.59	12	6.6
2014	5	13	6	35	7.16	-82.25	13	6.5
2014	12	8	8	54	7.84	-82.72	17	6.6
2015	1	7	5	7	6.11	-82.66	8	6.5
2021	7	21	21	15	7.58	-82.88	10	6.7

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 4								
1903	8	8	1	10	4.6	-74	0	7.7
1904	1	20	14	52	7	-79	35	7.3
1906	7	14	10	27	4.6	-74	0	7.5
1917	8	31	11	36	5	-75	0	7.2
1952	2	14	21	2	7.3	-76.5	0	6.8
1952	5	16	20	45	6.7	-78.9	0	6.9
1952	6	5	5	56	6	-77.5	0	6.5
1956	12	16	1	41	6.33	-77.63	39	6.5
1957	12	13	1	31	6.76	-76.75	52	6.8
1960	5	12	22	32	7.59	-80.77	0	6.5
1962	7	30	20	18	5.23	-76.34	59	6.8
1970	9	26	12	2	6.4	-77.45	10	6.9
1973	4	24	21	30	4.94	-78.13	24	6.7
1974	7	13	1	18	7.75	-77.56	14	7.3
1975	1	25	2	8	7.18	-77.77	40	6.5
1976	7	11	20	41	7.41	-78.09	9	7.4
1977	8	31	0	42	7.38	-76.21	31	6.5
1991	11	19	22	28	4.6	-77.41	15	7.1
1992	10	17	8	32	7.11	-76.8	11	7.3
1994	6	6	20	47	2.99	-76.03	33	6.7
2000	11	8	6	59	7.14	-77.84	17	6.5
2004	11	15	9	6	4.74	-77.47	15	7.2
2013	8	13	15	43	5.72	-78.13	19	6.6

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 6								
1901	1	7	0	29	-2	-82	0	7.2
1904	11	1	11	0	-1	-80.5	0	7.7
1906	1	31	15	36	1	-81.5	35	8.5
1907	6	1	8	45	0	-82	0	7.4
1913	2	24	2	30	-3.4	-79.6	50	7.2
1924	3	11	22	44	-4	-82.5	0	6.8
1924	10	18	23	5	3	-80.5	0	6.8
1927	8	20	23	54	5	-81	0	7
1929	8	15	19	56	5	-82	0	6.5
1933	10	2	15	29	-2.1	-81.2	0	7
1935	12	24	12	24	3	-79	0	6.8
1942	5	14	2	13	0	-80	0	7.8
1943	3	5	0	31	5	-82.5	0	6.8
1944	10	23	23	40	0.8	-79.5	0	6.9
1949	8	5	19	8	-1.2	-78.5	0	6.8
1953	12	12	17	31	-3.4	-80.6	0	7.5
1955	5	11	11	4	-0.2	-77.8	0	6.8
1956	1	16	23	37	-0.5	-80.2	0	7.3
1958	1	19	14	7	1.37	-79.35	2	7.6
1958	2	1	16	10	1.67	-79.26	20	7.1
1958	4	14	21	32	0.93	-79.6	13	7.1
1958	5	25	21	11	-3.12	-78.09	29	6.5
1959	2	7	9	36	-3.7	-81.71	0	7.3
1963	5	10	22	22	-2.12	-77.51	25	6.8
1970	12	10	4	34	-3.97	-80.68	18	7.2
1976	4	9	7	8	0.85	-79.63	19	6.6
1979	12	12	7	59	1.64	-79.34	28	8.1
1981	5	6	21	36	-1.98	-80.99	36	6.5
1983	11	22	14	21	0.48	-79.79	39	6.7
1987	3	6	4	10	0.1	-77.78	10	7.1
1995	10	3	12	45	-2.78	-77.86	41	6.7
1998	8	4	18	59	-0.55	-80.32	47	7.1
2007	9	10	1	49	3	-77.9	29	6.8
2016	4	16	23	58	0.27	-80	9	7.8
2016	5	18	16	46	0.45	-79.78	30	7.1

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 7								
1912	7	24	11	59	-5	-80	0	7.4
1913	7	28	5	39	-17.5	-74.5	0	7
1913	8	6	22	14	-18	-73	0	7.7
1913	11	4	21	33	-14.2	-72.9	10	6.6
1922	10	11	14	49	-15.3	-73	0	7.2
1928	4	9	17	34	-13	-69.5	30	6.9
1928	4	27	20	34	-13	-69.5	0	6.8
1928	5	14	22	14	-5	-78	0	7.2
1928	7	18	19	4	-5	-79.5	0	7
1932	1	20	2	30	-12.6	-77.8	0	6.8
1932	12	9	8	35	-13.7	-73.4	0	6.5
1933	8	6	2	54	-10.5	-74.8	0	6.5
1937	6	21	15	12	-8.3	-79.8	0	6.8
1940	5	24	16	33	-10.4	-77.2	50	7.7
1943	7	5	21	7	-15.8	-73.8	0	6.8
1946	11	10	17	42	-8.3	-77.8	0	7
1950	12	10	2	50	-14.6	-76.3	33	7
1956	10	12	2	37	-15.5	-75.28	0	6.5
1958	4	28	11	47	-11.47	-74.67	0	6.5
1960	11	20	22	1	-6.86	-80.77	0	7.5
1966	10	17	21	41	-10.74	-78.63	38	7.9
1968	6	19	8	13	-5.55	-77.21	33	7
1969	10	1	5	5	-11.76	-75.09	32	6.6
1970	5	31	20	23	-9.17	-78.83	48	7.8
1972	3	20	7	33	-6.79	-76.76	52	6.9
1974	10	3	14	21	-12.24	-77.58	9	7.8
1974	11	9	12	59	-12.44	-77.46	6	7.1
1976	5	15	21	55	-11.62	-74.45	6	6.7
1979	2	16	10	8	-16.52	-72.6	42	7.1
1982	11	19	4	27	-10.61	-74.69	14	6.6
1988	4	12	23	19	-17.24	-72.3	32	7.1
1990	5	30	2	34	-6.04	-77.19	9	6.6
1991	4	5	4	19	-5.97	-77.11	21	7



1995	9	23	22	31	-10.71	-78.58	39	6.5
1996	2	21	12	51	-9.69	-79.77	10	7.4
1996	11	12	16	59	-15.06	-75.65	33	7.6
2001	6	23	20	33	-16.47	-73.37	6	8.4
2001	7	5	13	53	-16.08	-73.84	0	6.6
2006	10	20	10	48	-13.5	-76.67	34	6.6
2007	8	15	23	40	-13.41	-76.55	40	8
2011	10	28	18	54	-14.56	-76.11	29	6.9
2013	9	25	16	42	-15.9	-74.6	38	7.1
2018	1	14	9	18	-15.8	-74.58	36	7.1

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 8								
1819	4	3	14	0	-27.4	-70.3	0	8
1819	4	12	3	0	-27	-71.5	0	8.2
1831	10	9	2	15	-18.5	-71	0	7.3
1833	4	25	14	30	-28.5	-71.3	0	7.3
1845	6	4	2	15	-18.5	-70.4	0	7.3
1851	5	26	18	14	-27.35	-70.35	0	7.2
1859	10	5	12	0	-27.35	-70.35	0	7.5
1868	8	13	21	30	-18.6	-71	25	8.3
1869	8	24	17	10	-19.6	-70.23	30	7.2
1870	4	22	13	20	-22.5	-68.9	0	7.3
1871	10	5	9	0	-20.2	-70.2	0	7.3
1877	5	10	0	59	-21.5	-70.5	40	8.1
1878	1	23	12	5	-19.92	-70.34	40	7.5
1902	3	5	19	3	-20	-70	0	7.2
1903	12	7	14	44	-27	-70	0	7.2
1904	3	19	6	28	-29	-71	0	7.4
1906	8	30	2	38	-21	-70	0	7.1
1906	12	26	5	54	-20	-73	0	7.5
1909	6	8	5	46	-26.5	-70.5	35	7.3
1910	9	6	19	59	-25	-70	0	7.1
1911	9	15	13	10	-20	-72	35	7.1
1918	12	4	11	47	-26.5	-70.5	0	7.5
1922	11	7	23	0	-27.5	-72.8	0	7
1922	11	11	4	32	-29	-71	0	8.5
1923	5	4	22	26	-28.5	-71.5	0	7
1925	5	15	11	57	-25	-71	0	7.1
1926	4	28	11	13	-21.5	-72	0	7
1928	11	20	20	35	-22.5	-70.5	0	7.1
1931	7	18	5	27	-20.7	-69	0	6.8
1932	4	26	7	54	-25.2	-69.6	0	6.5
1933	2	23	8	9	-20	-70.2	0	7.2
1934	6	24	5	59	-22.3	-68.5	0	6.9
1934	12	23	9	52	-21	-68	0	6.5
1935	2	13	17	22	-23.2	-69	0	6.5
1936	7	13	11	12	-23.5	-70	0	7.1

1936	7	26	7	36	-23.6	-71	0	6.8
1937	3	14	11	55	-24.7	-70.2	0	6.5
1938	4	17	14	39	-19.5	-70.6	50	6.5
1938	6	23	1	4	-28	-70	0	6.5
1939	4	18	6	22	-27	-70.6	0	7.4
1940	2	12	0	1	-27.5	-70.5	0	6.5
1940	9	18	15	9	-22.6	-68.8	33	6.5
1940	10	1	10	42	-28	-70.7	0	6.5
1940	10	4	7	54	-20.5	-70.5	0	7.3
1943	12	1	10	34	-21	-69	0	7
1944	12	22	22	31	-26	-70.2	33	6.5
1946	7	26	6	44	-20.5	-70.5	33	6.8
1946	8	2	19	18	-26	-70.2	33	7.7
1947	1	21	20	6	-24.5	-70.3	0	7
1952	5	24	1	59	-20.5	-70.5	0	6.8
1955	12	6	4	31	-20.2	-70.2	0	6.8
1956	12	18	2	31	-25.4	-70.07	45	7
1957	7	29	17	15	-23.37	-71.07	11	7
1959	11	28	12	34	-28.62	-71.08	0	6.5
1960	10	30	12	14	-23.44	-70.46	7	6.8
1960	12	2	9	10	-24.37	-70.01	0	7.1
1962	12	29	10	41	-20.13	-70.28	49	6.8
1966	12	28	8	18	-25.51	-70.74	23	7.6
1967	12	21	2	25	-21.89	-70.07	20	7.4
1970	12	4	17	8	-23.19	-70.11	29	6.5
1973	7	12	13	45	-27.09	-71.08	16	6.5
1973	8	7	14	22	-26.84	-70.96	20	6.7
1978	8	3	18	11	-26.52	-70.66	49	6.8
1983	10	4	18	52	-26.55	-70.62	5	7.6
1983	10	9	11	25	-26.16	-70.59	13	6.5
1987	3	5	10	55	-24.47	-70.69	4	6.9
1987	8	8	15	48	-19.04	-70.01	42	7.2
1987	8	13	15	23	-17.9	-70.95	39	6.5
1988	1	19	7	30	-24.73	-70.54	33	7
1988	2	5	14	1	-24.78	-70.47	34	7.2
1988	2	22	19	13	-20.77	-69.76	28	6.6
1988	8	14	17	53	-27.27	-71.09	38	6.6

1993	3	15	16	8	-26.69	-70.91	19	6.6
1993	7	11	13	36	-25.23	-70.05	52	6.6
1995	7	30	5	11	-23.27	-70.34	39	8.2
1995	10	31	1	55	-28.89	-71.39	22	6.7
1996	4	19	0	19	-23.96	-70.02	49	6.6
1998	1	30	12	16	-23.84	-70.16	44	7
1998	1	30	12	16	-23.84	-70.16	44	7
2002	3	28	4	56	-21.66	-68.31	0	6.5
2002	4	18	16	8	-27.52	-70.49	1	6.6
2006	4	30	21	41	-27.14	-71.11	24	7
2007	11	14	15	40	-22.39	-69.85	34	7.8
2007	12	16	8	9	-22.89	-70.13	57	6.7
2009	11	13	3	5	-19.47	-70.42	36	6.5
2013	1	30	20	15	-28.11	-70.89	46	6.8
2014	4	1	23	46	-19.89	-70.73	15	8.3
2020	9	1	4	9	-27.99	-71.28	25	7

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 9								
1906	8	17	0	40	-33	-72	35	8.3
1906	8	19	9	27	-33	-72	0	7.3
1917	7	27	2	51	-31	-72	0	7
1918	5	20	17	55	-29.6	-71.5	0	7.7
1928	12	1	4	6	-34	-73	0	7.7
1931	3	18	8	2	-32.8	-71.3	0	7.1
1943	4	6	16	7	-30.9	-72	0	8
1943	5	22	9	1	-30.9	-72	0	6.8
1944	1	15	23	49	-31.5	-68.6	50	7.2
1945	9	13	11	17	-33.8	-70.5	33	7.1
1952	6	11	0	31	-31.5	-68.6	0	7
1953	9	4	14	7	-32.7	-71.8	33	6.9
1955	4	19	20	24	-29.9	-71.6	0	7
1955	4	20	2	12	-30.4	-72.3	0	6.5
1956	6	9	10	8	-30.1	-71.5	0	6.8
1958	9	4	21	51	-33.94	-70.01	0	6.7
1971	7	9	3	3	-32.5	-71.22	40	7.7
1972	6	8	18	53	-30.36	-71.62	39	6.5
1973	10	5	5	47	-32.99	-71.9	26	6.8
1975	3	13	15	26	-29.9	-71.43	30	6.7
1977	11	23	9	26	-31.12	-67.73	10	7.5
1981	10	16	3	25	-33.15	-73.1	18	7.1
1981	11	7	3	29	-32.17	-71.43	57	6.9
1985	3	3	22	47	-33.13	-71.74	36	7.9
1992	11	28	3	13	-31.28	-71.98	12	6.5
1997	7	6	9	54	-30.05	-71.82	15	6.8
1997	7	25	7	33	-30.5	-71.99	27	6.5
1997	10	15	1	3	-30.89	-71.14	54	7.1
1998	1	12	10	14	-31.03	-71.35	53	6.6
1998	9	3	17	37	-29.37	-71.62	12	6.6
2001	4	9	9	0	-32.75	-73.15	10	6.7
2002	6	18	13	56	-30.79	-71.04	0	6.5
2003	6	20	13	30	-30.63	-71.56	42	6.8
2004	8	28	13	41	-34.99	-70.32	7	6.5
2008	12	18	21	19	-32.46	-71.78	26	6.5



2011	2	14	3	40	-35.49	-73.1	17	6.6
2012	3	25	22	37	-35.2	-72.13	28	7.1
2012	4	17	3	50	-32.64	-71.56	30	6.7
2013	10	31	23	3	-30.31	-71.5	20	6.5
2015	9	16	22	54	-31.6	-71.69	14	8.4
2015	11	11	2	46	-29.5	-72	6	7.1
2017	4	24	21	38	-33.08	-72.02	21	7.1
2019	8	1	18	28	-34.24	-72.31	31	6.8
2019	9	29	15	57	-35.48	-73.16	11	6.7
2021	1	19	2	46	-31.84	-68.81	14	6.5

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΗΜΕΡΑ	ΩΡΑ	ΛΕΠΤΟ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
ΖΩΝΗ 10								
1907	6	13	9	18	-39.5	-73	0	7.2
1920	8	20	16	15	-38	-73.5	15	7
1920	12	10	4	25	-39	-74.5	0	7.2
1927	11	21	23	12	-44.7	-73	0	7
1939	1	25	3	32	-36.5	-72.6	0	7.7
1940	10	11	18	41	-42.1	-73.3	0	7
1949	4	20	3	29	-38	-72.7	33	7.3
1960	5	22	19	11	-38.17	-72.57	0	9.5
1960	6	20	2	1	-38.21	-72.75	0	7
1960	6	20	12	59	-39.1	-73.05	0	7
1960	11	1	8	46	-38.47	-74.65	38	7.3
1974	8	18	10	44	-38.34	-73.27	19	7.1
1975	5	10	14	27	-38.03	-72.78	30	7.6
2010	2	27	6	34	-36.03	-72.91	27	8.9
2011	1	2	20	20	-38.39	-73.4	23	7.2
2011	2	11	20	5	-36.52	-73.2	15	7
2016	12	25	14	22	-43.42	-73.92	34	7.6

Μία γενική παρατήρηση που μπορεί να γίνει είναι ότι η ζώνη 7 (Περού), και οι ζώνες 8, 9 και 10 που αποτελούν το βόρειο, κεντρικό και νότιο τμήματα της Χιλής, αντίστοιχα, έχουν μεγάλο αριθμό δεδομένων ικανών για επεξεργασία. Το γεγονός όπως είναι γνωστό συνδέεται με την καταβύθιση της πλάκας Νάζκα κάτω από τις περιοχές αυτές.

Σε συνδυασμό με τον προηγούμενο πίνακα (4.2) παρουσιάζεται και ο επόμενος πίνακας (4.3) με κάποια βασικά στοιχεία ανά ζώνη για να γίνει πιο εύκολα αντιληπτή μια γενική εικόνα της κάθε ζώνης. Στην πρώτη στήλη, όπως μπορεί κάποιος να παρατηρήσει, εμφανίζονται κάποιοι αριθμοί των ζωνών (π.χ. ζώνη 3) δύο φορές. Αυτό σημαίνει ότι η συγκεκριμένη ζώνη είναι δυνατόν να μελετηθεί και για τις δύο κατηγορίες μεγεθών όπως αυτές ορίστηκαν στην αρχή του παρόντος κεφαλαίου 4, δηλαδή 6.5 και 7.0.

Πίνακας 4.3 Στον παρακάτω πίνακα εμφανίζονται το αρχικό και το τελικό έτος για το οποίο υπάρχουν δεδομένα ανά ζώνη καθώς και το ελάχιστο και μέγιστο μέγεθος ανά ζώνη. Στις επόμενες στήλες αναγράφονται με την σειρά το ελάχιστο και το μέγιστο εστιακό βάθος, το πλήθος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν ανά ζώνη καθώς και την μέση τιμή μεγέθους κάθε ζώνης

ΖΩΝΕ Σ	ΑΡΧΙΚ Ο ΕΤΟΣ	ΤΕΛΙ ΚΟ ΕΤΟΣ	ΕΛ. ΜΕΓ .	ΜΕΓ . ΜΕΓ .	ΕΛΑΧΙΣΤ Ο ΕΣΤΙΑΚ Ο ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΙΣ ΤΟ ΕΣΤΙΑΚ Ο ΒΑΘΟΣ	ΠΛΗΘΟ Σ ΔΕΔ.	ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ M_w
1	1900	2017	6.5	8.2	0	58	48	7.0
2	1900	2017	6.5	7.6	0	58	17	7.0
3	1920	2021	6.5	7.6	0	44	28	6.7
3	1916	1983	7	7.6	0	44	7	7.2
4	1952	2013	6.5	7.4	0	59	19	6.8
4	1903	2004	7.1	7.7	0	35	9	7.3
5	1952	2013	6.5	7.4	0	59	19	6.8
6	1913	2016	6.5	8.1	0	50	31	7.0
6	1901	2016	7	8.5	0	50	20	7.4
7	1912	2018	6.5	8.4	0	52	52	7.0
8	1931	2020	6.5	8.3	0	59	57	6.9
8	1819	2020	7	8.5	0	45	50	7.4
9	1931	2021	6.5	8.4	0	57	40	6.9
9	1906	2017	7	8.4	0	54	20	7.4
10	1907	2016	7	9.5	0	38	17	7.4

Ο τελικός κατάλογος παρουσιάζεται στον πίνακα (4.2) και εμφανίζονται συνολικά 325 σεισμοί διαφόρων μεγεθών, πάντα όμως μεγαλύτεροι ή ίσοι του 6.5. Πριν η διαδικασία συνεχιστεί πρέπει να σημειωθεί ότι οι ζώνες 3 και 4 για μέγεθος $M \geq 7.0$ έχουν μικρό αριθμό δεδομένων και ενώ δεν απορρίπτονται από τις παρακάτω διαδικασίες αυτό καθορίζει την ποιότητα των αποτελεσμάτων που εξάγονται για αυτές. Τα δεδομένα παρουσιάζονται ανά ζώνη, από την παλαιότερη προς την πιο πρόσφατη καταγραφή. Μετά την συγκέντρωση του υλικού προς επεξεργασία επιλέχθηκε μια διαδικασία που ποσοτικοποιεί το διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών σεισμικών καταγραφών το οποίο από αυτό το σημείο και πέρα θα σημειώνεται με t . Για δύο διαδοχικά γεγονότα μεταξύ των οποίων μεσολαβεί παραπάνω από ένα έτος, το t υπολογίζεται από την ακέραιη διαφορά μεταξύ ετών. Περαιτέρω διευκρίνιση απαιτούν τα διαδοχικά γεγονότα που πραγματοποιούνται μέσα στο ίδιο έτος. Σε αυτή την περίπτωση γίνεται αντιστοίχιση κάθε μήνα του έτους με έναν φυσικό αριθμό από το 1 έως το 12. Οπότε ο Ιανουάριος είναι το 1, ο Φεβρουάριος το 2 κ.ο.κ. Εάν δύο γεγονότα συμβούν στο ίδιο έτος, για τον υπολογισμό του t χρησιμοποιείται η διαφορά μεταξύ των δύο μηνών διαιρεμένη με τον αριθμό 12, για να εκφραστεί το ποσό του έτους που αντιπροσωπεύει αυτή η διαφορά.

Εάν υπάρχουν π.χ. δύο διαδοχικά γεγονότα 14 Μαρτίου 2017 και 1 Σεπτεμβρίου 2017 τότε το

$$t = \frac{9 - 3}{12} = \frac{6}{12} = \frac{1}{2} = 0,5$$

Παρουσιάζεται ενδεικτικά στον πίνακα 4.4 η ζώνη 7 για $M \geq 6.5$ όπου στην τελευταία στήλη του πίνακα υπολογίζεται ο χρόνος t που μεσολαβεί και θα γίνει το βασικό αντικείμενο οποιασδήποτε επεξεργασίας ακολουθήσει.

Πίνακας 4.4 Η ζώνη 7 για μεγέθη σεισμών $M \geq 6.5$. Στις στήλες της ζώνης ο χρόνος και η ώρα γένεσης κάθε σεισμού της ζώνης, επίσης οι γεωγραφικές συντεταγμένες, το εστιακό βάθος και το μέγεθος του κάθε σεισμού. Ιδιαίτερη προσοχή δίνεται στην στήλη 10 (t) όπου παρουσιάζεται η χρονική διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών γεγονότων της συγκεκριμένης ζώνης.

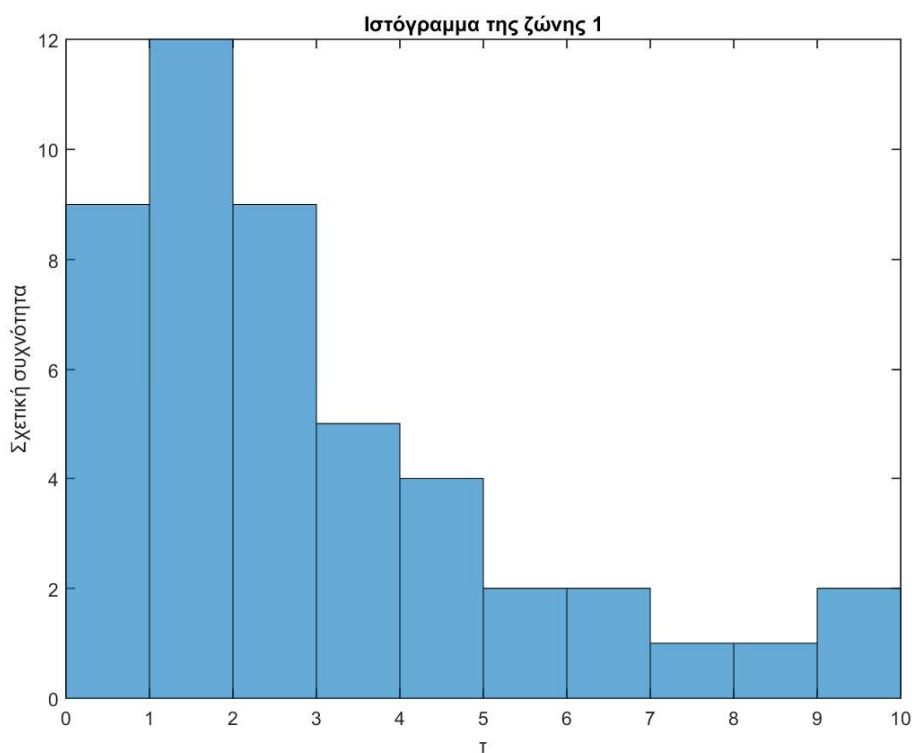
ΕΤΟ Σ	ΜΗΝΑ Σ	ΗΜΕΡ Α	ΩΡ Α	ΛΕΠΤ Ο	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟ Σ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟ Σ	ΕΣΤΙΑΚΟ ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ Σ	t
1912	7	24	11	59	-5.00	-80.00	0	7.4	1.00
1913	7	28	5	39	-17.50	-74.50	0	7.0	0.08
1913	8	6	22	14	-18.00	-73.00	0	7.7	0.25
1913	11	4	21	33	-14.20	-72.90	10	6.6	9.00
1922	10	11	14	49	-15.30	-73.00	0	7.2	6.00
1928	4	9	17	34	-13.00	-69.50	30	6.9	0.00
1928	4	27	20	34	-13.00	-69.50	0	6.8	0.08
1928	5	14	22	14	-5.00	-78.00	0	7.2	0.17
1928	7	18	19	4	-5.00	-79.50	0	7.0	4.00
1932	1	20	2	30	-12.60	-77.80	0	6.8	0.92
1932	12	9	8	35	-13.70	-73.40	0	6.5	1.00
1933	8	6	2	54	-10.50	-74.80	0	6.5	4.00
1937	6	21	15	12	-8.30	-79.80	0	6.8	3.00
1940	5	24	16	33	-10.40	-77.20	50	7.7	3.00

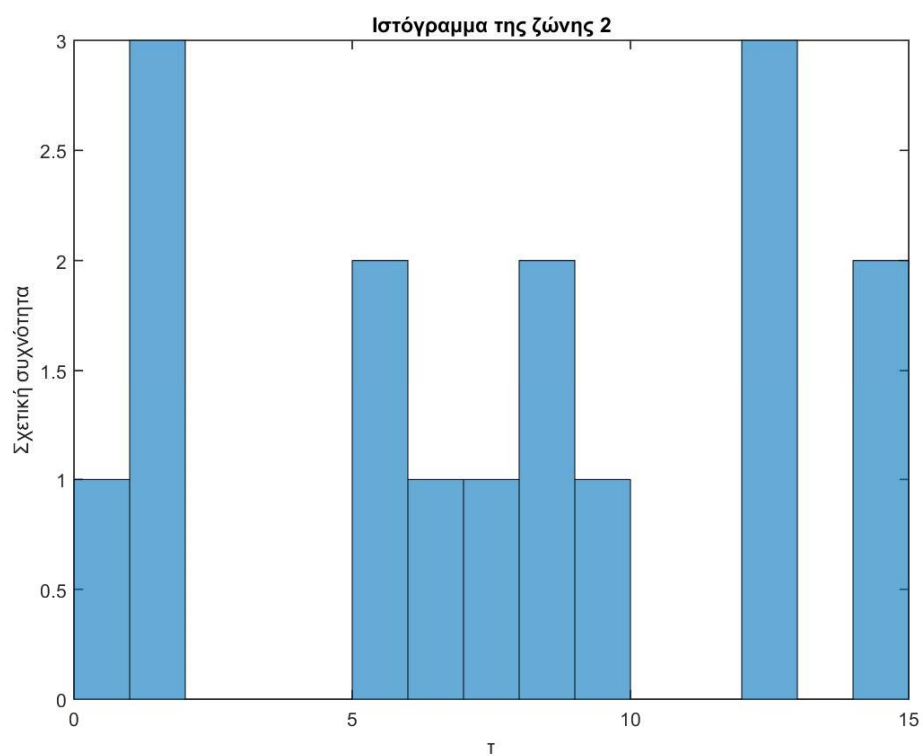


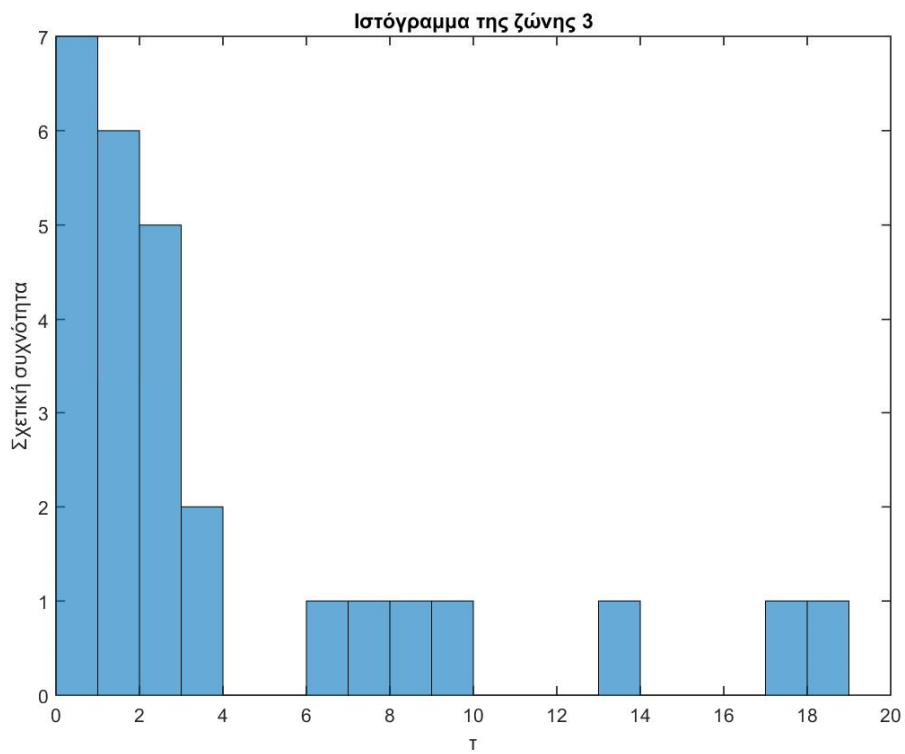
1943	7	5	21	7	-15.80	-73.80	0	6.8	3.00
1946	11	10	17	42	-8.30	-77.80	0	7.0	4.00
1950	12	10	2	50	-14.60	-76.30	33	7.0	6.00
1956	10	12	2	37	-15.50	-75.28	0	6.5	2.00
1958	4	28	11	47	-11.47	-74.67	0	6.5	2.00
1960	11	20	22	1	-6.86	-80.77	0	7.5	6.00
1966	10	17	21	41	-10.74	-78.63	38	7.9	2.00
1968	6	19	8	13	-5.55	-77.21	33	7.0	1.00
1969	10	1	5	5	-11.76	-75.09	32	6.6	1.00
1970	5	31	20	23	-9.17	-78.83	48	7.8	2.00
1972	3	20	7	33	-6.79	-76.76	52	6.9	2.00
1974	10	3	14	21	-12.24	-77.58	9	7.8	0.08
1974	11	9	12	59	-12.44	-77.46	6	7.1	2.00
1976	5	15	21	55	-11.62	-74.45	6	6.7	3.00
1979	2	16	10	8	-16.52	-72.60	42	7.1	3.00
1982	11	19	4	27	-10.61	-74.69	14	6.6	6.00
1988	4	12	23	19	-17.24	-72.30	32	7.1	2.00
1990	5	30	2	34	-6.04	-77.19	9	6.6	1.00
1991	4	5	4	19	-5.97	-77.11	21	7.0	4.00
1995	9	23	22	31	-10.71	-78.58	39	6.5	1.00
1996	2	21	12	51	-9.69	-79.77	10	7.4	0.75
1996	11	12	16	59	-15.06	-75.65	33	7.6	5.00
2001	6	23	20	33	-16.47	-73.37	6	8.4	0.08

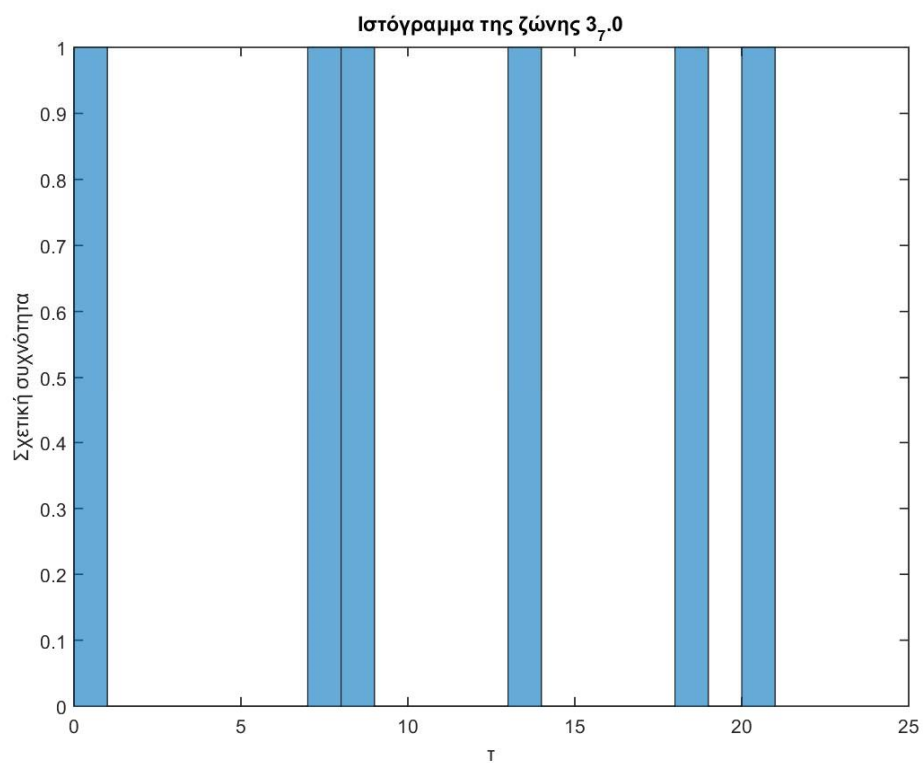
2001	7	5	13	53	-16.08	-73.84	0	6.6	5.00
2006	10	20	10	48	-13.50	-76.67	34	6.6	1.00
2007	8	15	23	40	-13.41	-76.55	40	8.0	4.00
2011	10	28	18	54	-14.56	-76.11	29	6.9	2.00
2013	9	25	16	42	-15.90	-74.60	38	7.1	5.00
2018	1	14	9	18	-15.80	-74.58	36	7.1	

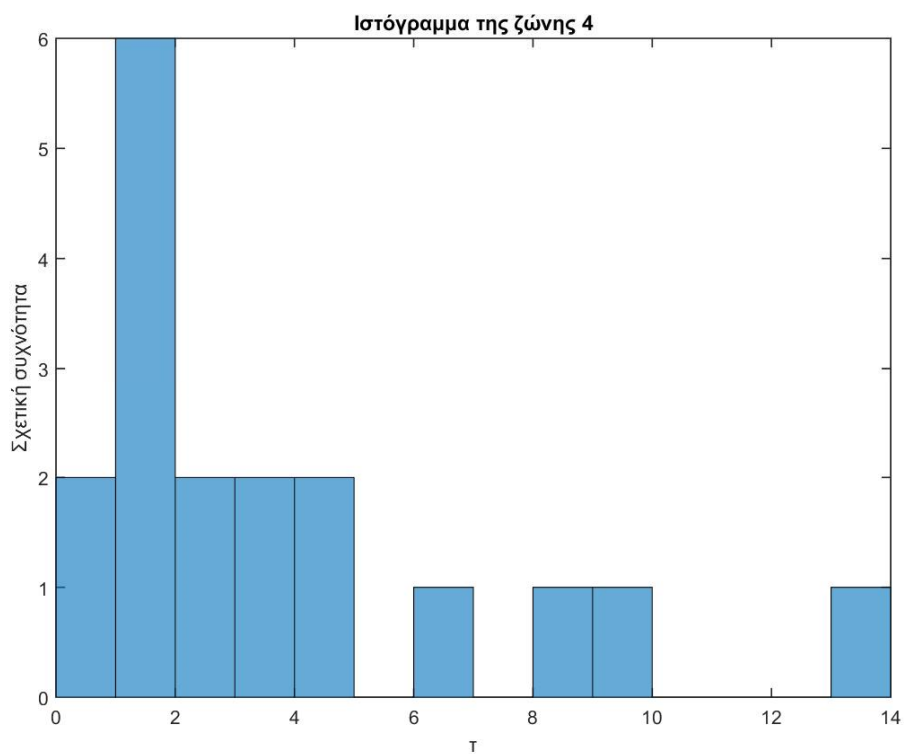
Ακολουθούν τα ιστογράμματα ανά ζώνη για κάθε μια από τις ζώνες και τις διαφορές t .

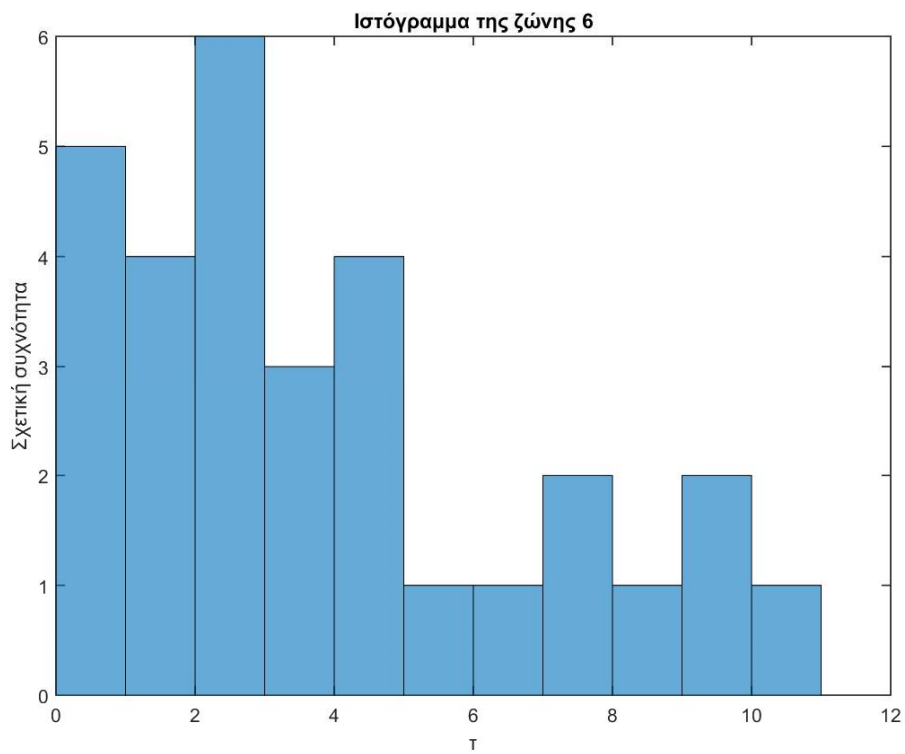


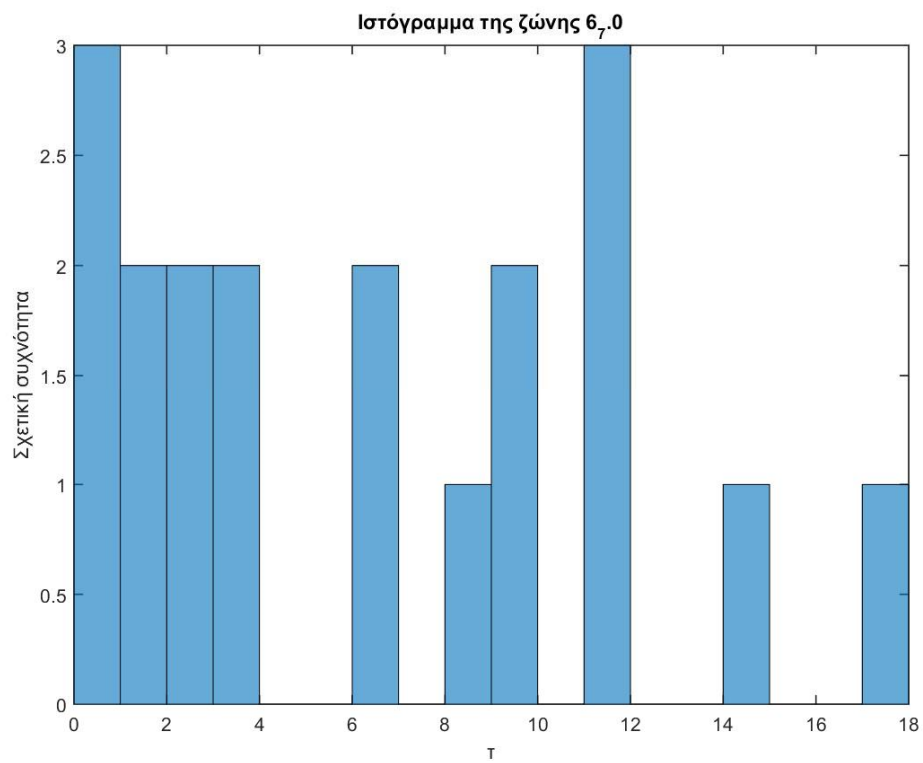


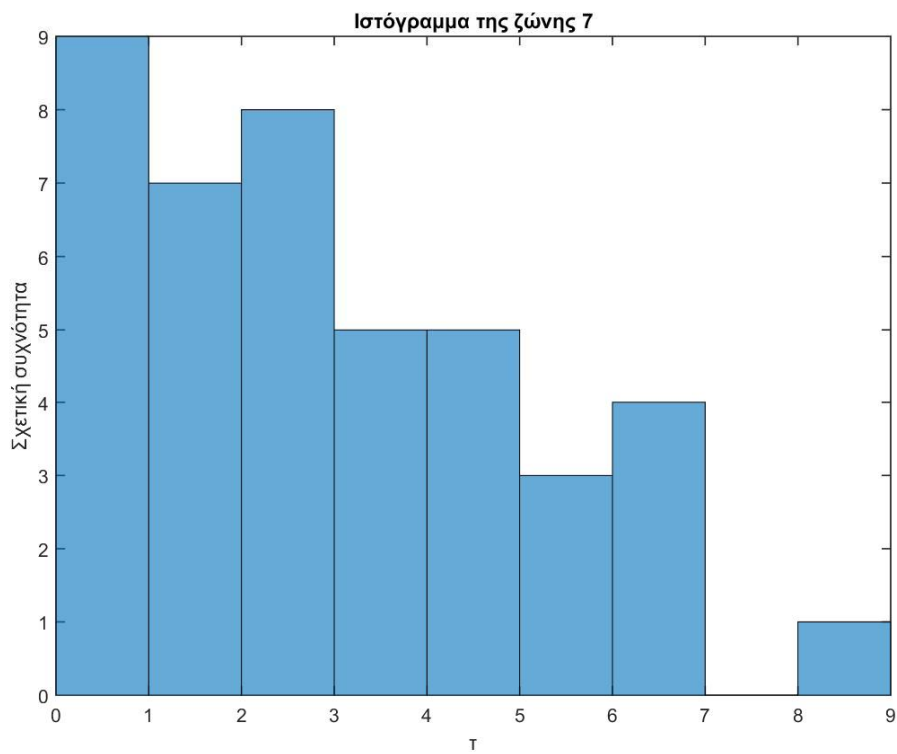


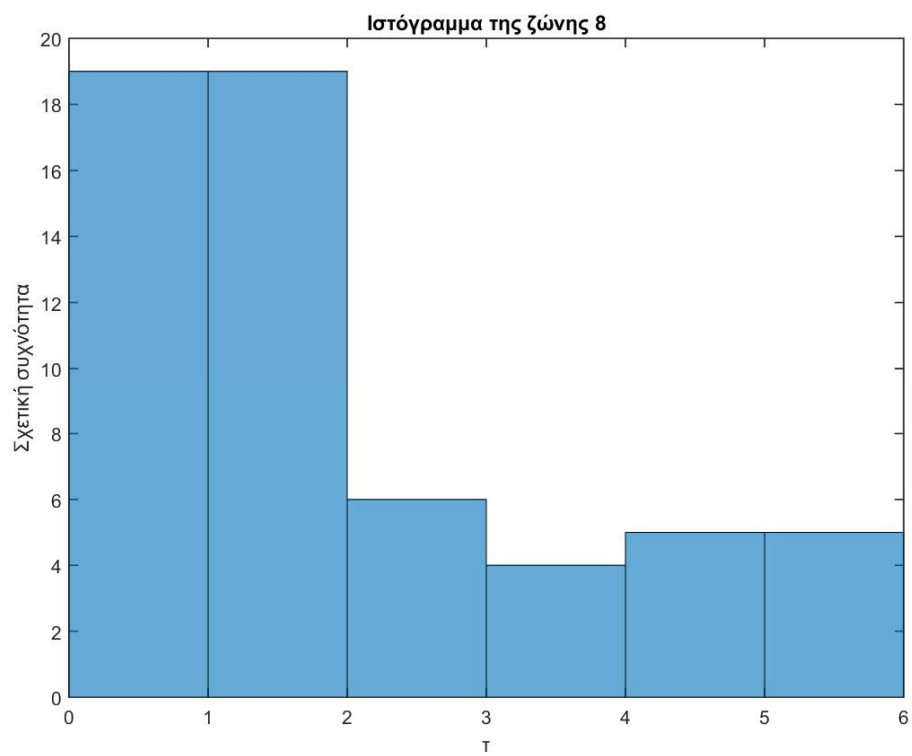


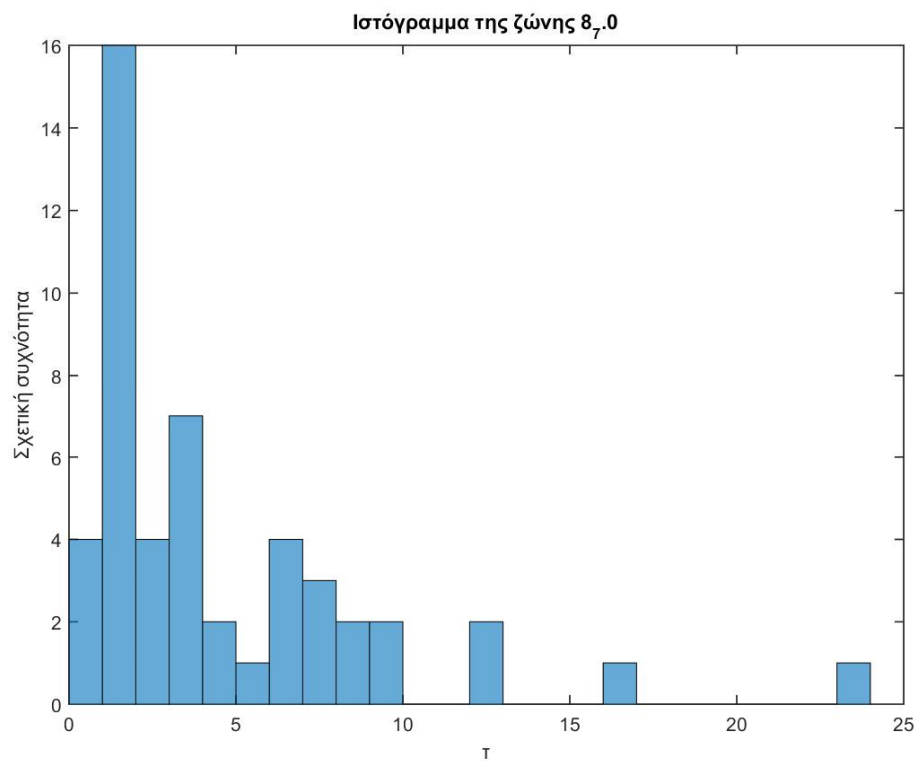


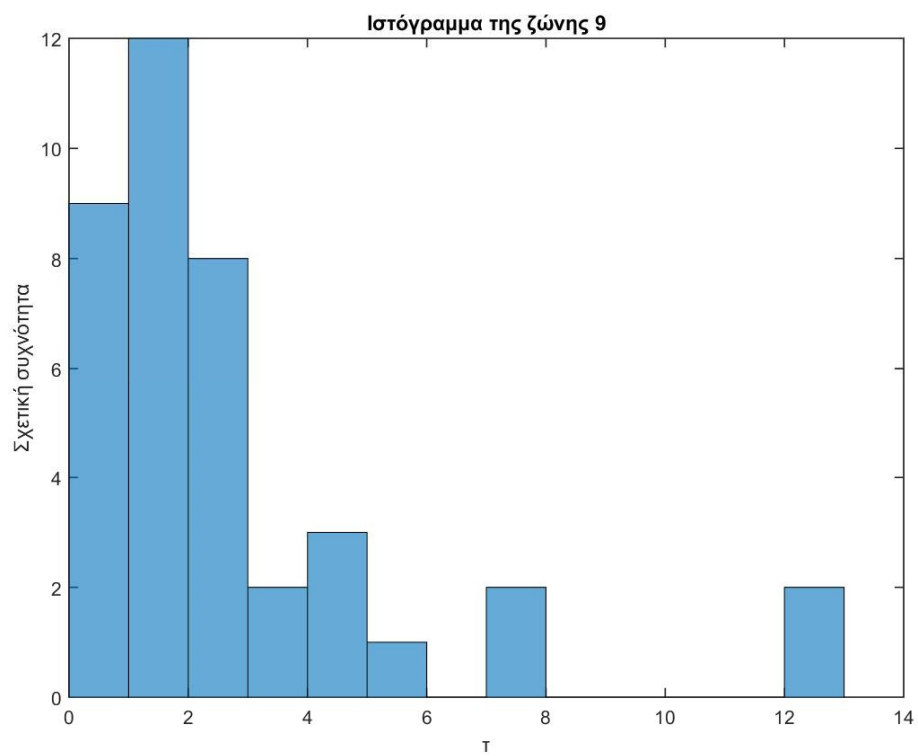


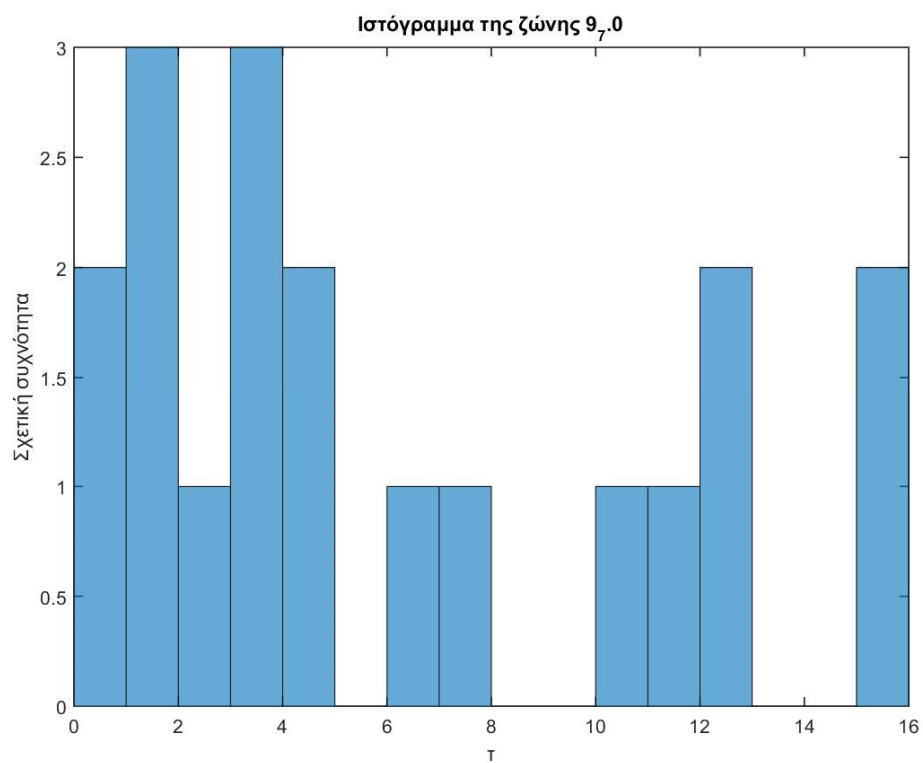


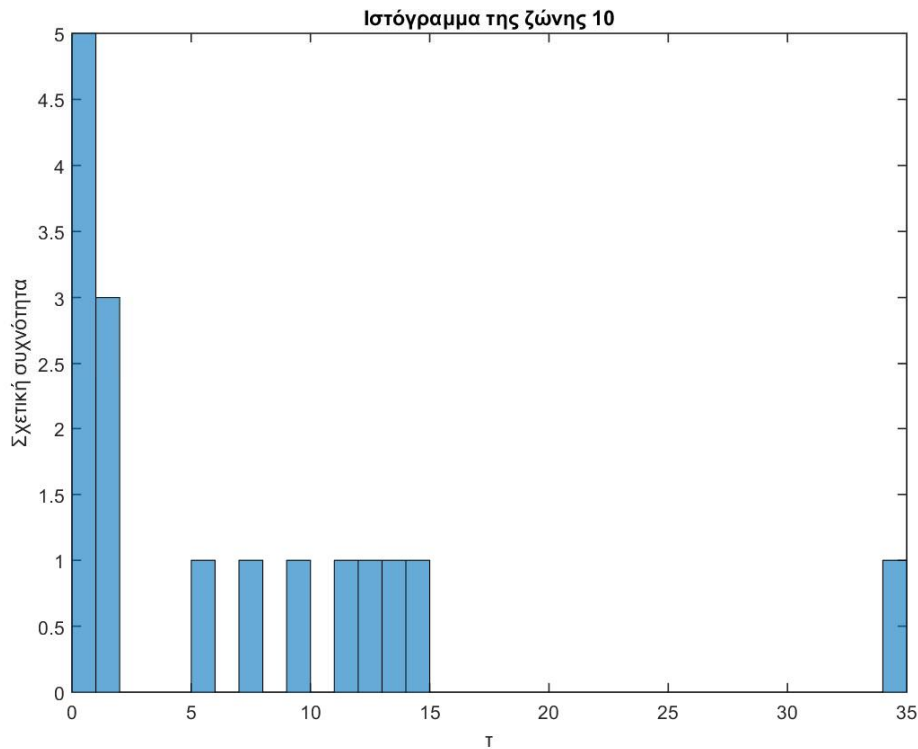












Σχήμα 4.2 Από πάνω προς τα κάτω τα ιστογράμματα για τις διαθέσιμες ζώνες με βάση τον πίνακα 4.1. Στον οριζόντιο άξονα αναγράφονται οι τιμές του τ ανά ζώνη και στον κατακόρυφο άξονα αναγράφονται οι συχνότητες εμφάνισης της κάθε τιμής. Τα δεδομένα παρουσιάζονται ομαδοποιημένα.

Στην συνέχεια έγινε χρήση του λογισμικού R. Το λογισμικό R πρώτα χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εκτιμητών λ και σ για την λογαριθμοκανονική κατανομή και των εκτιμητών λ και μ για την αντίστροφη Gauss, οι τιμές των οποίων παρουσιάζονται στον πίνακα 4.5 και οι τύποι που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό τους βρίσκονται στην παράγραφο 5 του κεφαλαίου 3.

Πίνακας 4.5 Οι εκτιμητές για κάθε κατανομή με βάση τα δεδομένα για το t που προκύπτουν από κάθε ζώνη. Οι τύποι για τους εκτιμητές καθώς και η ερμηνεία των τιμών παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο 3. Οι τιμές του πίνακα υπολογίστηκαν με το λογισμικό R. Συνεχίζει να παραλείπεται η ζώνη 5.

ΖΩΝΕΣ	μ λογαριθμοκανονική	σ λογαριθμοκανονική	μ αντίστροφη Γκάους	λ αντίστροφη Γκάους
1	0.3461184	1.388358	2.542638	0.162184
2	1.593145	1.081536	7.34375	3.742476
3	0.2893175	1.797051	3.802617	0.09523319
3	1.788906	1.649357	11.19444	1.014889
4	0.6217994	1.240127	3.407407	0.9298354
4	1.627525	1.386302	12.625	3.047863
6	0.6459742	1.375996	3.466667	0.6644378
6	1.031709	1.649238	6.070175	0.6009449
7	0.3130584	1.552414	2.581444	0.1357252
8	-0.4770968	1.941994	1.593736	0.04333948
8	0.6672861	1.66588	4.110707	0.09316448
9	-0.05419662	1.795966	2.344222	0.06952789
9	0.9651029	1.910689	5.851088	0.07348704
10	0.4330859	2.386444	6.870042	0.0569646

Έχοντας υπολογίσει τους εκτιμητές ανά ζώνη επίσης μέσω της R διεξάγονται οι έλεγχοι καλής προσαρμογής Kolmogorov-Smirnov και Anderson-Darling αφού αυτοί έχουν προσαρμοστεί καταλλήλως στις κατανομές της εργασίας για να αποφανθούν για τα επίπεδα συμφωνίας του δείγματος με τις εν λόγω κατανομές. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι τιμές του p ανά ζώνη για να γίνει ένα πρώτο επίπεδο ελέγχου που θα ξεκαθαρίσει αν η μηδενική υπόθεση για την προσαρμογή σε μία από τις κατανομές θα γίνει αποδεκτή. Οι τιμές του p που θα καταστήσουν την μηδενική υπόθεση αποδεκτή είναι $p \geq 0.05$. Σε κάθε άλλη περίπτωση, δηλαδή $p < 0.05$, η μηδενική υπόθεση απορρίπτεται και στην συγκεκριμένη περίπτωση το δείγμα δεν ακολουθεί την κατανομή για την οποία

ελέγχεται. Για ευκολία, οι μη-αποδεκτές τιμές παρουσιάζονται με κόκκινο χρώμα στον πίνακα 4.6.

Πίνακας 4.6 Οι τιμές p για κάθε ζώνη και με τα δύο κριτήρια που επιτρέπουν την απόρριψη ή την αποδοχή της μηδενικής υπόθεσης για κάθε έλεγχο προσαρμογής. Χρωματισμένες με κόκκινο είναι οι τιμές που κατευθύνουν προς την απόρριψη της μηδενικής υπόθεσης, άρα και της προσαρμογής στην εν λόγω κατανομή.

ΖΩΝΕΣ	P	p	p	P
	λογαριθμοκανονική KS	αντίστροφη Γκάους KS	λογαριθμοκανονική AD	αντίστροφη Γκάους AD
1	0.03158064	2.92E-12	0.1864274	1.28E-05
2	0.2451184	0.04597376	0.2393348	0.09301442
3	0.3675414	1.08E-06	0.695776	2.22E-05
3	0.3008279	0.01401932	0.4172252	0.045742
4	0.4875768	0.05019207	0.7739795	0.1920705
4	0.7001001	0.764243	0.7662996	0.7641261
6	0.1291834	0.00053565	0.2153552	0.002623377
6	0.4086415	0.008882278	0.3029909	0.004620612
7	0.04006992	2.68E-11	0.05268897	1.43E-05
8	0.000440056	1.52E-14	0.0147994	1.03E-05
8	0.002306609	0	0.04405335	1.22E-05
9	0.004179539	5.53E-12	0.0830727	1.54E-05
9	0.3599857	2.66E-08	0.247375	3.16E-05
10	0.6172819	0.000561551	0.6388305	5.68E-05

Παρατηρώντας μία προς μία τις ζώνες διαπιστώνονται τα εξής:

Αρχικά, η ζώνη 1 απορρίπτεται και για τις δύο κατανομές από το κριτήριο KS, εδώ το AD παρουσιάζει μια διαφωνία αλλά επειδή λειτουργεί συμπληρωματικά στο KS δεν επαρκεί

για να γίνει αποδεκτή οποιαδήποτε κατανομή για την ζώνη 1. Στην ζώνη 2 τα κριτήρια βρίσκονται σε μια γενική συμφωνία. Η αντίστροφη Gauss απορρίπτεται από τον έλεγχο υπόθεσης ενώ η λογαριθμοκανονική γίνεται κατευθείαν αποδεκτή. Το ίδιο παρατηρείται και στις ζώνες 3 ($M \geq 6.5$) και 3 ($M \geq 7$), 6 ($M \geq 6.5$) και 6 ($M \geq 7$), 9 ($M \geq 7$) και 10 ($M \geq 6.5$). Οι ζώνες 7 ($M > 6.5$), 8 ($M \geq 6.5$) και 8 ($M \geq 7.0$) και 9 ($M \geq 6.5$) δεν ακολουθούν καμία από τις δύο κατανομές οπότε βγαίνουν επίσης εκτός στη συνέχεια. Τέλος η ζώνη 4 ($M \geq 6.5$) και 4 ($M \geq 7$), είναι οι μόνες ζώνες που δέχονται και τις δύο κατανομές και για τις οποίες δεν γίνεται άμεση αντιστοίχιση με κάποια ζώνη. Τα κριτήρια σε γενικές γραμμές βρίσκονται σε συμφωνία μεταξύ τους, ενώ σε περιπτώσεις που παρουσιάζουν κάποια διαφωνία στην ουσία οι τιμές διαφοράς είναι οριακές.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι παράμετροι που θα διευκόλυναν την αντιστοιχία δεδομένων με κατανομή σε περίπτωση που γίνονταν παραπάνω από μία κατανομές αποδεκτές. Προφανώς στη παρούσα φάση αυτό δεν εξυπηρετεί κάποιο σκοπό και παρουσιάζεται κατά βάση για την ζώνη 4 ($M \geq 6.5$) και 4 ($M \geq 7$).

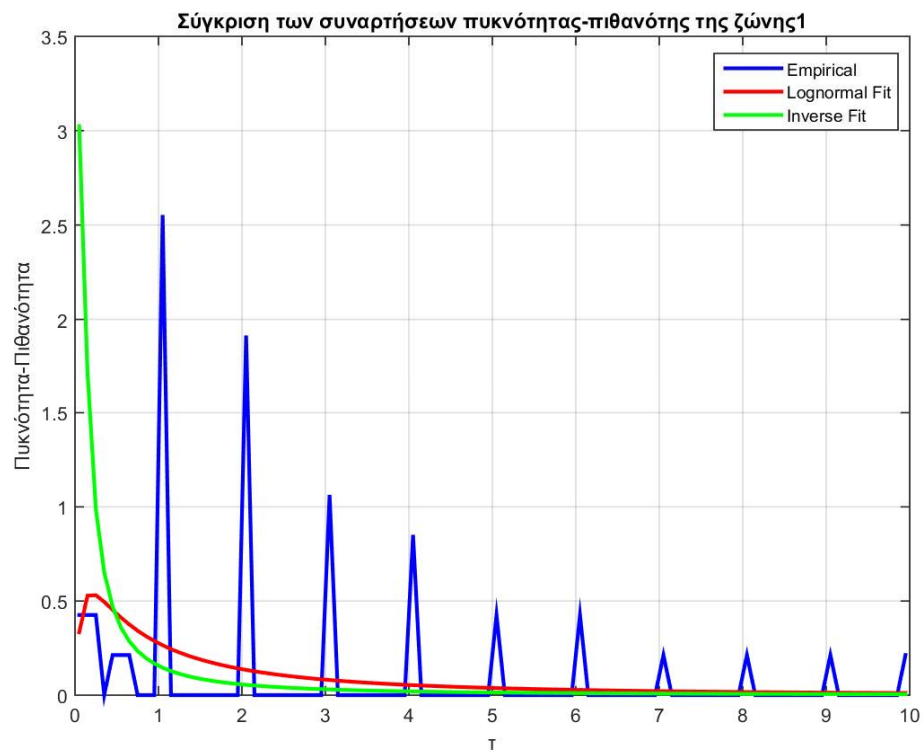
Στον πίνακα (4.7) αναγράφεται η δεύτερη παράμετρος που προκύπτει από τους ελέγχους προσαρμογής για τις δύο κατανομές και ξεκαθαρίζει εάν υπάρχει προσαρμογή σε παραπάνω από μια κατανομές, ποια ταιριάζει καλύτερα στα δεδομένα.

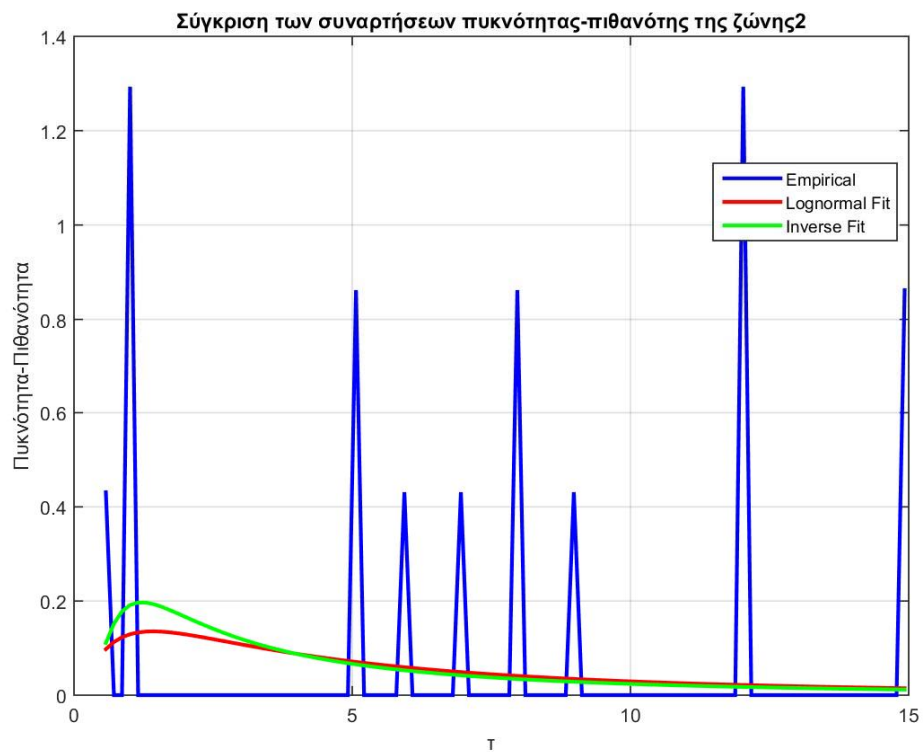
Πίνακας 4.7 Η δεύτερη παράμετρος που προκύπτει από τους ελέγχους προσαρμογής για τις δύο κατανομές και προσδιορίζει εάν υπάρχει προσαρμογή σε παραπάνω από μια κατανομές, ποια ταιριάζει καλύτερα στα δεδομένα. Λεπτομέρειες για τα όρια των τιμών αυτών έχουν ήδη δοθεί στο κεφάλαιο 3.

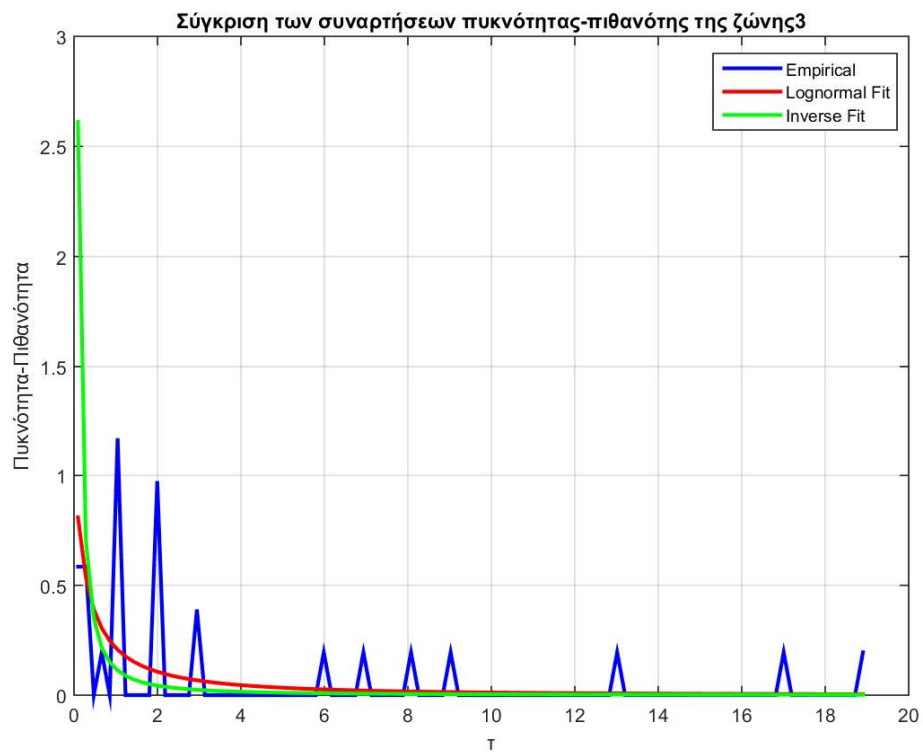
ΖΩΝΕΣ	D	D	A	A
	λογαριθμοκανονική	αντίστροφη	λογαριθμοκανονική	αντίστροφη
	KS	Γκάους	AD	Γκάους
		KS		AD
1	0.2100748	0.538459	1.459727	19.66339
2	0.2560095	0.3433666	1.277711	1.996472
3	0.1767891	0.5170325	0.549087	12.29093
3	0.3712518	0.5978897	0.8870914	2.602656
4	0.1969338	0.3199405	0.4713365	1.437922
4	0.2498466	0.2360381	0.4760589	0.4781553

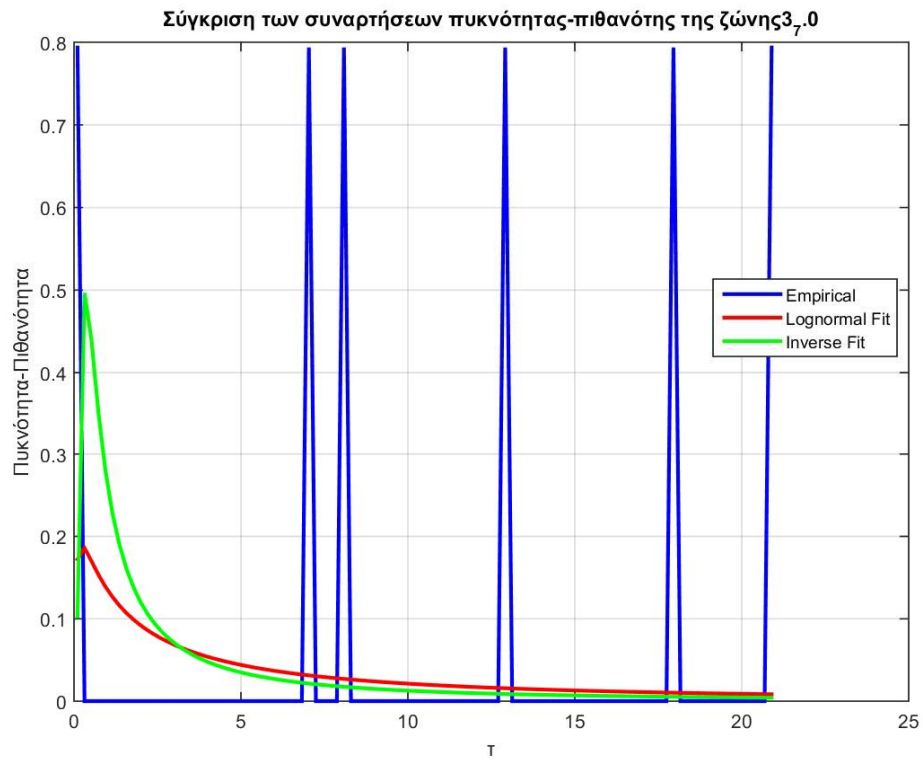
6	0.2136742	0.3702516	1.354293	5.101125
6	0.2038625	0.377556	1.111361	4.594994
7	0.2157564	0.5459453	2.453628	19.06959
8	0.2694464	0.5294161	3.539261	30.38536
8	0.2627392	0.6955295	2.601979	34.68383
9	0.2812678	0.5841349	2.082793	19.72476
9	0.212064	0.690837	1.25426	16.84434
10	0.1889693	0.5055305	0.6068896	9.391188

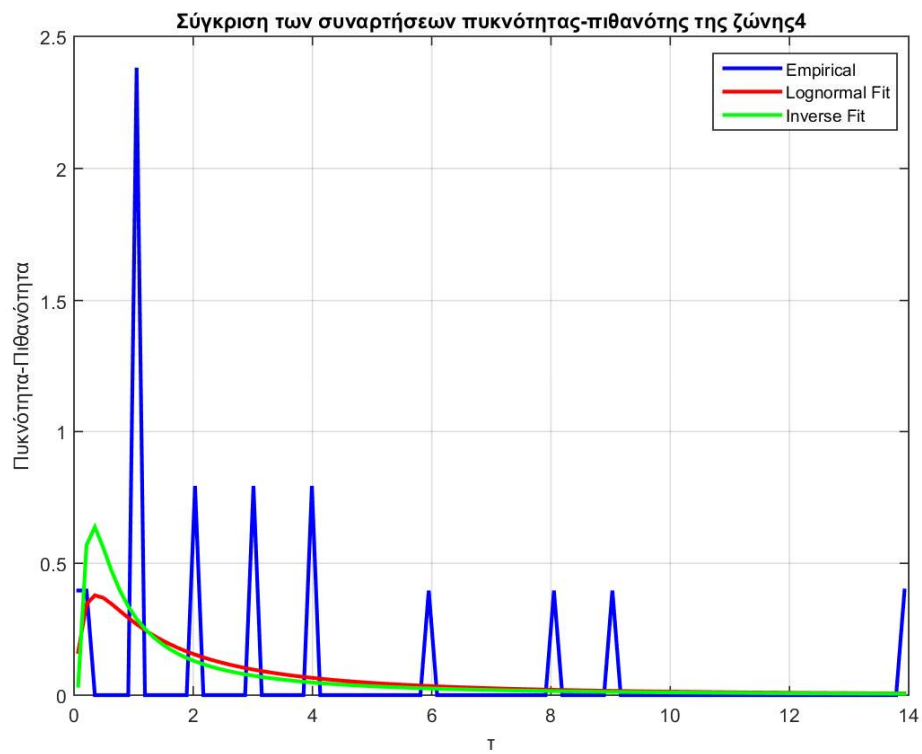
Στη ζώνη 4 ($M \geq 6.5$) καλύτερη προσαρμογή παρουσιάζει η λογαριθμοκανονική ενώ στη ζώνη 4 ($M > 7$) καλύτερη προσαρμογή παρουσιάζει η αντίστροφη Γκάους. Είναι εμφανές ότι η λογαριθμοκανονική συμφωνεί με όλες σχεδόν τις ζώνες. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η οπτική προσαρμογή των δεδομένων στην συνάρτηση πυκνότητας-πιθανότητας και των δύο κατανομών για τις ζώνες 1-10 εξαιρώντας φυσικά την ζώνη 5.

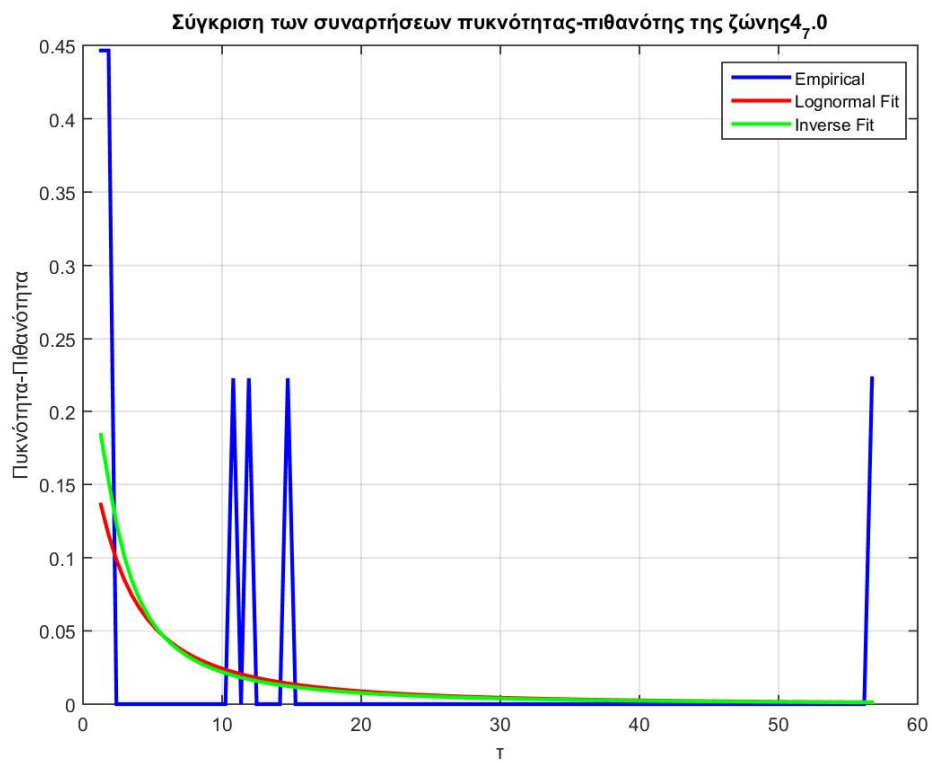


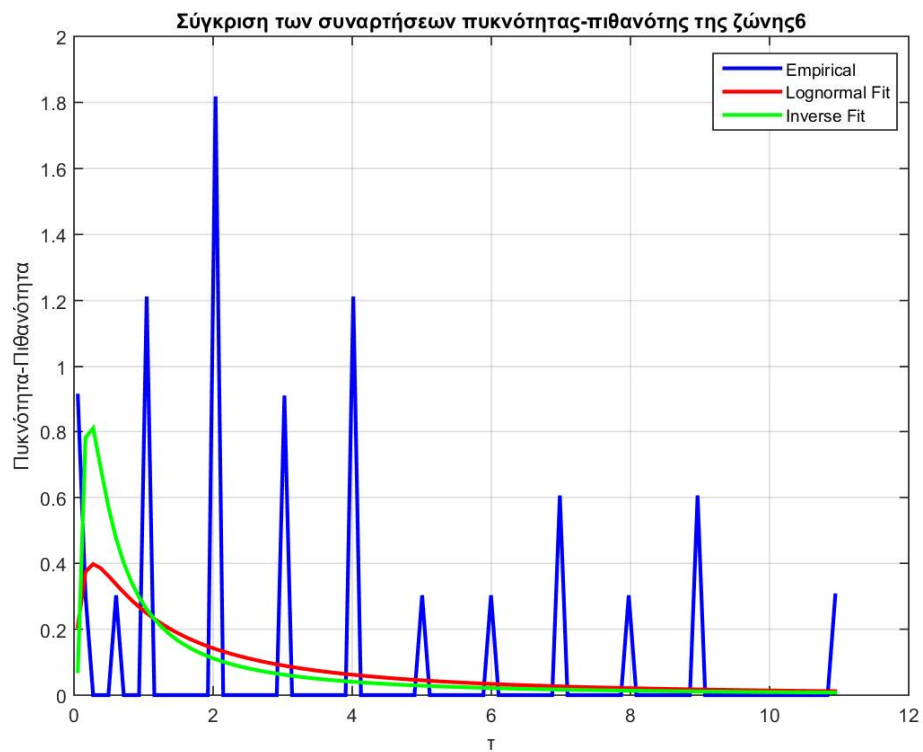


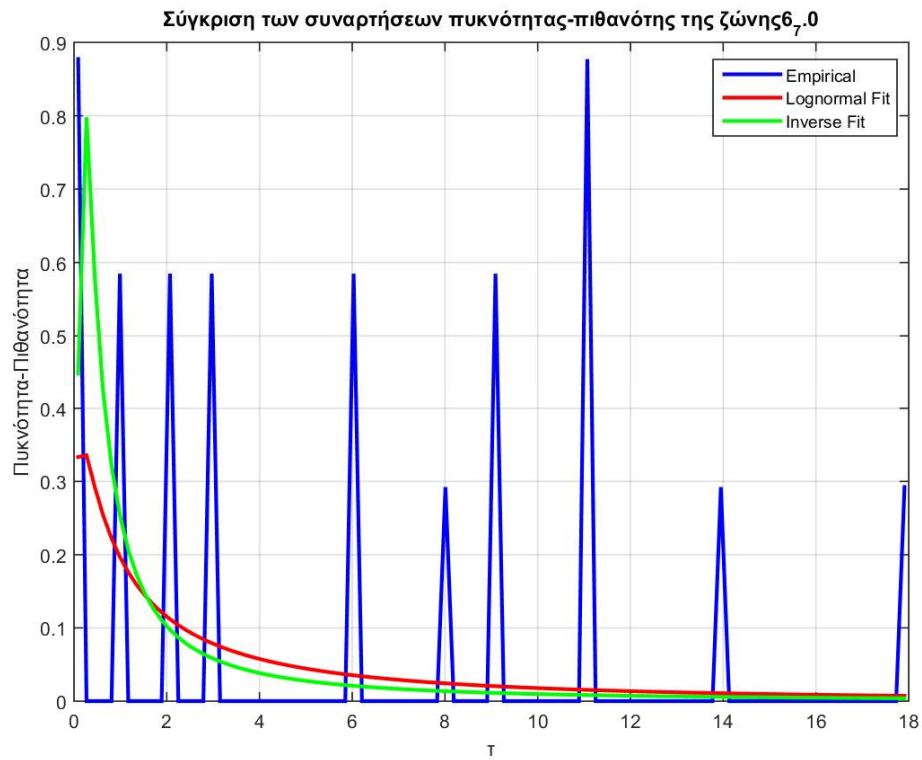


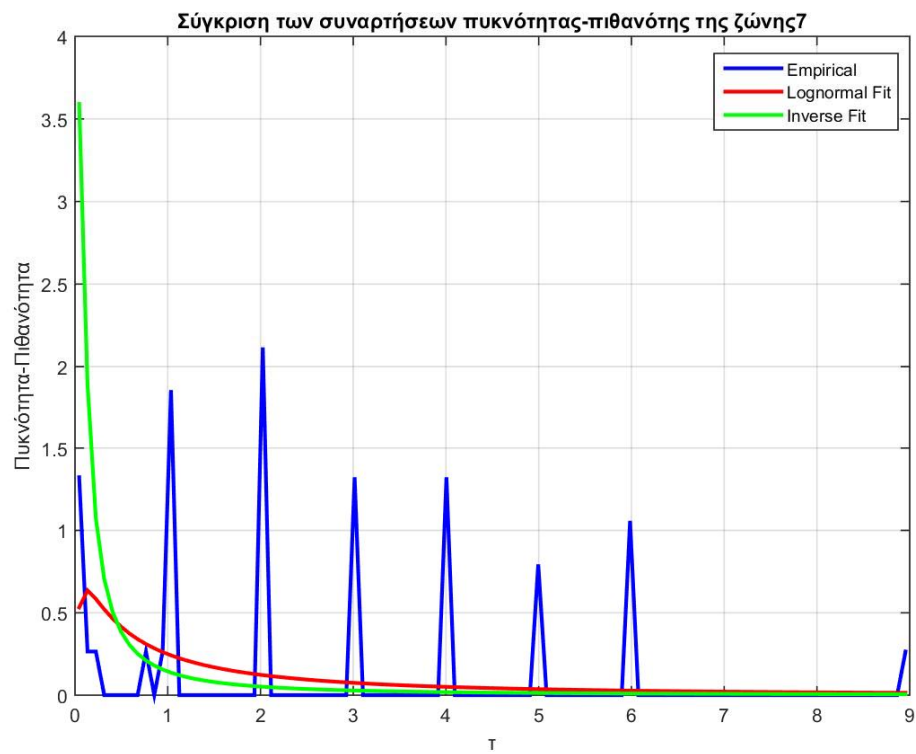


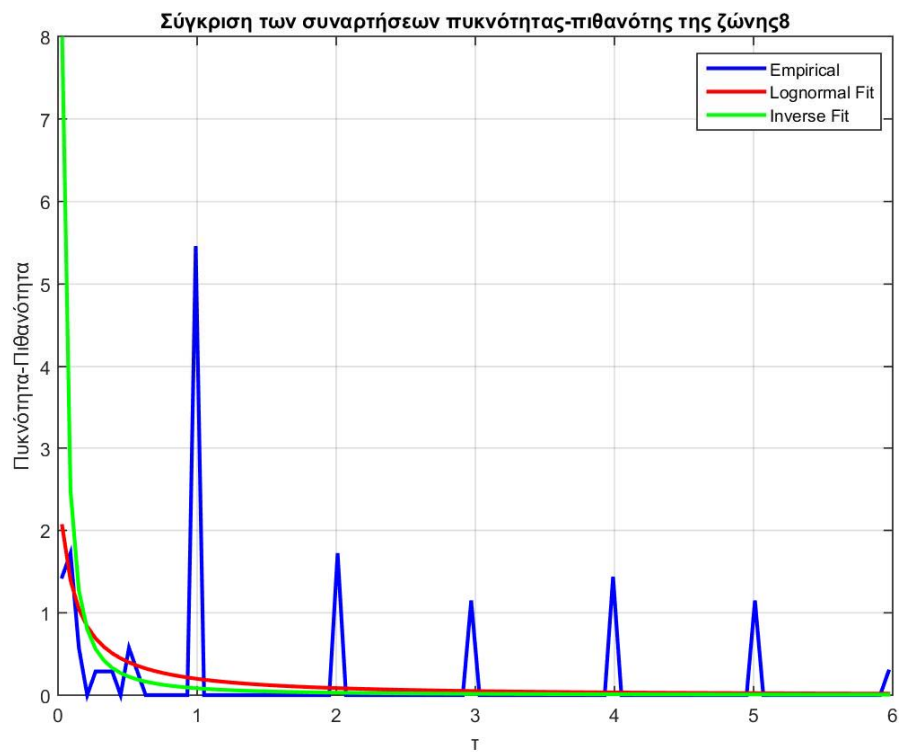


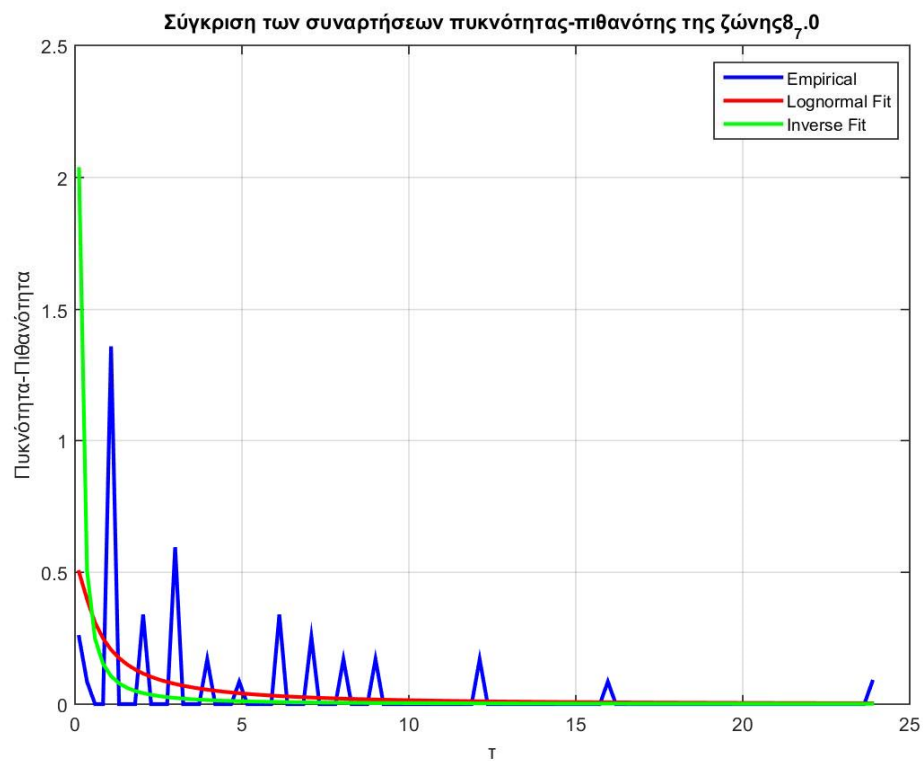


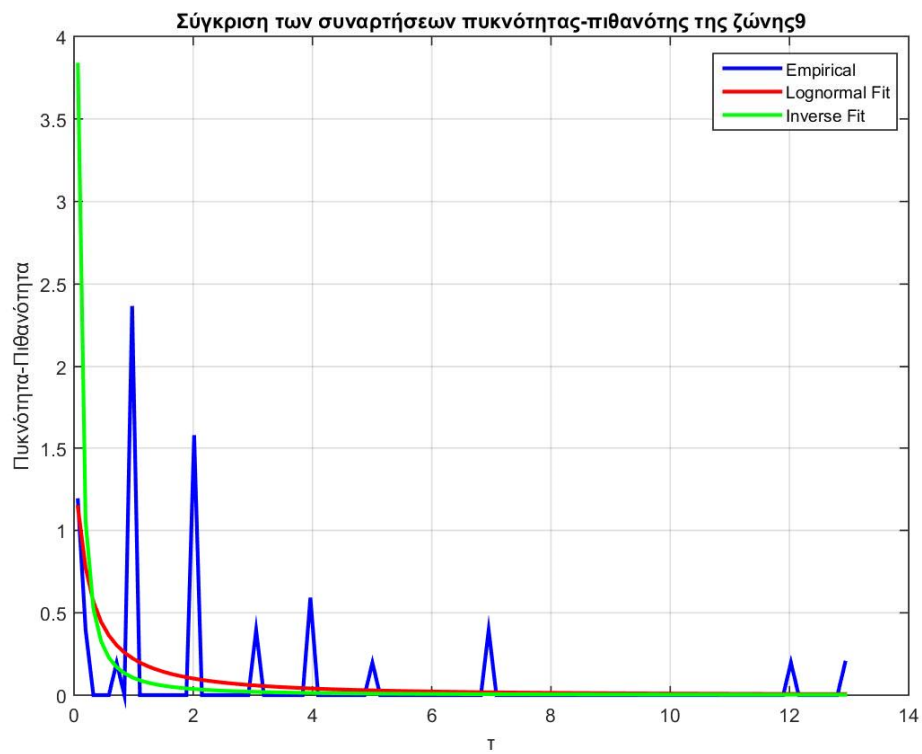


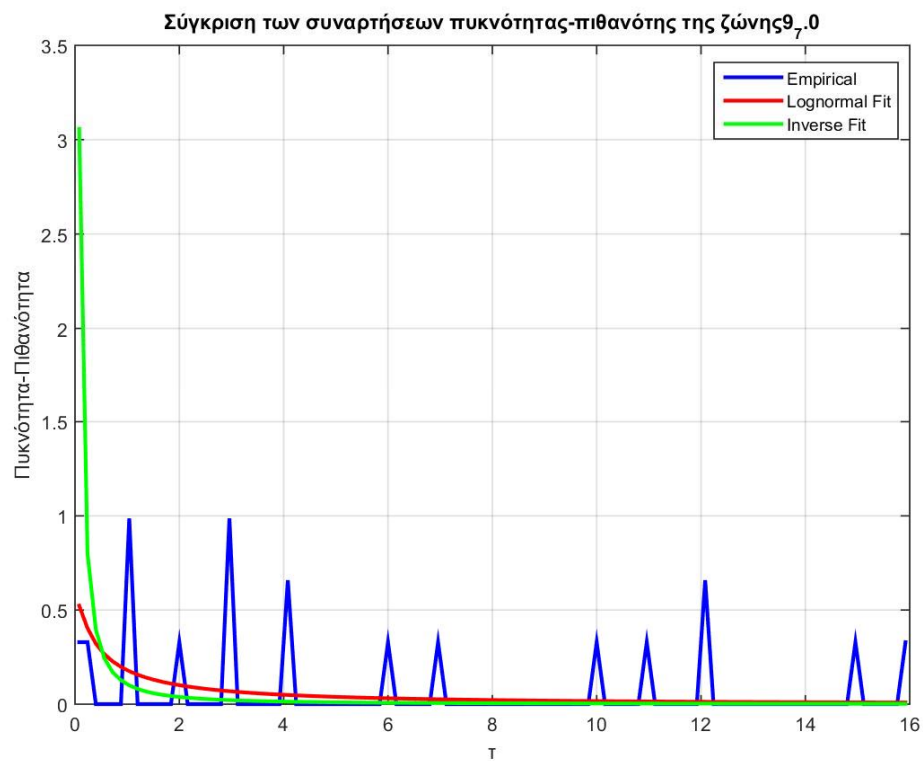


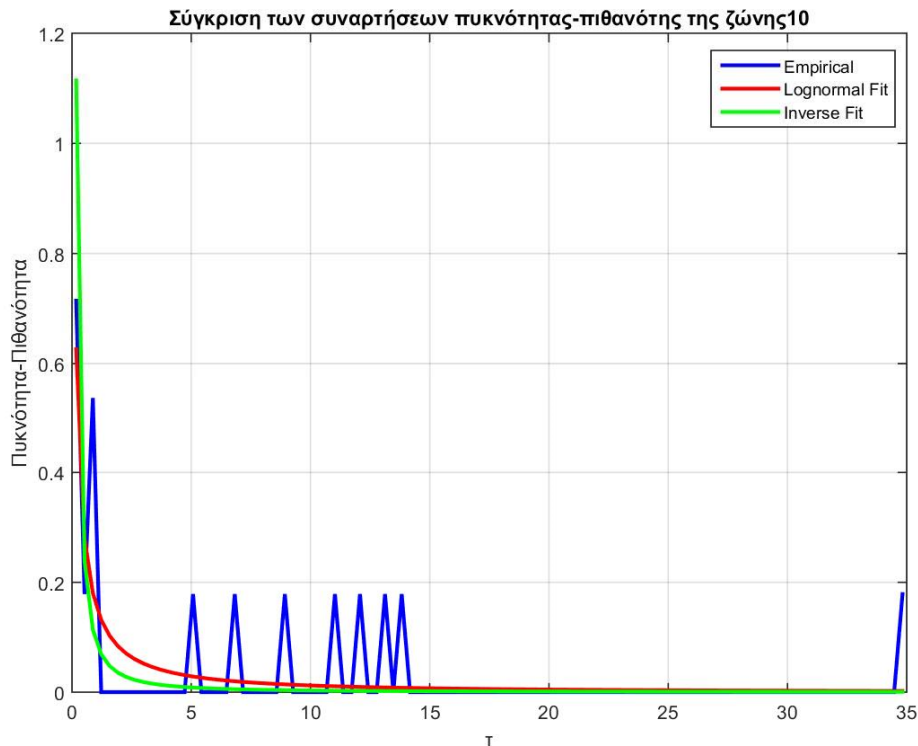












Σχήμα 4.3 Οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας για την λογαριθμοκανονική, την αντίστροφη Γκάους καθώς και η προσαρμογή των δεδομένων κάθε ζώνης. Παρατηρείται ότι γενικά παρουσιάζουν συμπεριφορά αντίστοιχη της λογαριθμοκανονικής κατανομής και όχι της αντίστροφη Γκάους.

Παρατηρείται η ίδια γενική συμπεριφορά, η αντίστροφη Γκάους είναι πιο απότομη και παρουσιάζει μια πιο έντονη και οξεία πτώση ενώ η λογαριθμοκανονική είναι πολύ πιο κοντά στην συμπεριφορά των δεδομένων και στις μεταπτώσεις που παρουσιάζουν από θέση σε θέση.

Μετά από όλη την επεξεργασία, η διαδικασία καταλήγει στην εξαγωγή των υπό συνθήκη πιθανοτήτων (πίνακας 4.8) οι οποίες παρουσιάζονται παρακάτω και θα αναλυθούν στο κεφάλαιο 5.

Πίνακας 4.8 Οι υπό συνθήκη πιθανότητες ανά ζώνη όπου υπήρχε φυσικά προσαρμογή σε κάποια κατανομή. Εξαιρέθηκαν οι ζώνες 1, 7, 8 και 9 ($M \geq 6.5$). Στην πρώτη σειρά παρουσιάζονται τα έτη που θα μεσολαβήσουν για το επόμενο γεγονός από το τελευταίο καταγεγραμμένο και στο αντίστοιχο κελί η πιθανότητα εμφάνισης γεγονότος.

	Τελευταίο γεγονός	1	5	10	25	30	40	50	75	100
ΖΩΝΗ 2_6.5	2017	0.13	0.47	0.68	0.90	0.92	0.95	0.97	0.99	0.99
ΖΩΝΗ 3_6.5	2021	0.21	0.57	0.73	0.89	0.91	0.93	0.95	0.97	0.98
ΖΩΝΗ 3_7.0	1983	0.02	0.11	0.21	0.41	0.45	0.54	0.60	0.71	0.78
ΖΩΝΗ 4_6.5	2013	0.13	0.47	0.68	0.90	0.92	0.95	0.97	0.99	0.99
ΖΩΝΗ 4_7.0	2004	0.05	0.21	0.35	0.61	0.66	0.74	0.80	0.88	0.93
ΖΩΝΗ 6_6.5	2016	0.14	0.47	0.68	0.88	0.91	0.94	0.96	0.98	0.99
ΖΩΝΗ 6_7.0	2016	0.09	0.35	0.53	0.76	0.80	0.85	0.88	0.93	0.95
ΖΩΝΗ 9_7.0	2017	0.09	0.32	0.48	0.70	0.74	0.80	0.84	0.89	0.92
ΖΩΝΗ 10_7.0	2016	0.07	0.26	0.40	0.61	0.65	0.71	0.75	0.82	0.86

Στον πίνακα (4.9) εμφανίζονται οι πιθανότητες υπό συνθήκη για 9 χρονικές περιόδους (1, 5, 10, 25, 30, 40, 50, 75 και 100 έτη). Μία πρώτη παρατήρηση που μπορεί να γίνει είναι ότι η ζώνη 3 για μεγέθη $M \geq 6.5$ εμφανίζει ήδη από το 1 έτος μεγάλες τιμές πιθανότητας. Από τον παραπάνω πίνακα φαίνεται ότι για χρονικό διάστημα εκατό ετών όλες οι ζώνες για όλα τα μεγέθη εκτός από την ζώνη 3 και την ζώνη 10 για $M \geq 7.0$ εμφανίζουν πιθανότητα μεγαλύτερη του 90%. Για χρονική περίοδο δέκα ετών οι



πιθανότητες ποικίλουν και εμφανίζονται μεγάλες πιθανότητες πάνω από 65% στις ζώνες 2, 3, 4, και 6 για $M \geq 6.5$. Πολύ μικρές πιθανότητες στις ζώνες 3 (0,21) και 4 (0,35) για μέγεθος M μεγαλύτερο ή ίσο από 7.0 ενώ στις ζώνες 6, 9 και 10 εμφανίζονται ενδιάμεσες πιθανότητες (45%-55%).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Παρουσιάζεται στη συνέχεια μια ανάλυση κάθε σεισμικής ζώνης υπό το πρίσμα των συνολικών αποτελεσμάτων της. Μετά από αυτή την διαδικασία εξετάζονται και οι δέκα ζώνες συνολικά. Οι σεισμοί σε κάθε ζώνη, όπως έχει αναφερθεί και σε προηγούμενο κεφάλαιο, έχουν μέγεθος $M_w \geq 6.5$.

Ζώνη 1

Η ζώνη 1 βρίσκεται νοτιότερα από το Μεξικό, και καλύπτει ένα μέρος του ανατολικού και δυτικού κομματιού της Νικαράγουα. Στην πρώτη ζώνη καταγράφονται 48 γεγονότα και με τον τρόπο αυτό προκύπτουν 47 τιμές προς μελέτη. Δεν προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=7.0$ από το 1900 έως και το 2021 ενώ το μέγιστο μέγεθος που καταγράφεται είναι $M_w=8.2$. Στην περίπτωση της ζώνης 1 το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.032 ενώ για την αντίστροφη Gauss εμφανίζει πρώτο μη-μηδενικό δεκαδικό ψηφίο στην 12^η θέση μετά την υποδιαστολή. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 1 κρίνεται ακατάλληλη για να συνεχιστεί οποιαδήποτε διαδικασία.

Ζώνη 2

Η ζώνη 2 καλύπτει την περιοχή της Κόστα Ρίκα. Στην δεύτερη ζώνη καταγράφονται 17 σεισμοί οπότε και προκύπτουν 16 τιμές προς μελέτη. Πρέπει να σημειωθεί πως το πλήθος των δεδομένων στην παρούσα περίπτωση δεν είναι ιδιαίτερα επαρκές. Δεν προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=7.0$ από το 1900 έως και το 2021. Στην περίπτωση της ζώνης 2 το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.25 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με 0.045. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 2 συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας αλλά μόνο για την λογαριθμοκανονική κατανομή. Για την κατανομή αυτή και μόνο υπολογίζεται η δεσμευμένη πιθανότητα της ζώνης 2

ΖΩΝΗ	2017	0.13	0.47	0.68	0.90	0.92	0.95	0.97	0.99	0.99
2_6.5										

Παρατηρείται ότι οι δύο αρχικές τιμές, δηλαδή για τα επόμενο 1 και 5 χρόνια είναι σχετικά χαμηλές αλλά στην πορεία αυτό φαίνεται ότι ανατρέπεται όπως και είναι

αναμενόμενο με τις δύο τελευταίες να αγγίζουν πιθανότητες της τάξης του 99%, όπου αντιστοιχούν τα 75 και 100 χρόνια.

Ζώνη 3

Η ζώνη 3 αντιστοιχεί στον Παναμά. Στην τρίτη ζώνη καταγράφονται 28 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 27 τιμές προς μελέτη. Εδώ προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=6.7$ από το 1920 έως και το 2021. Στην περίπτωση της ζώνης 3 το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.3675414 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με $1.08E-06$. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 3 συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας αλλά μόνο για την λογαριθμοκανονική κατανομή. Για την λογαριθμοκανονική μόνο υπολογίζεται η δεσμευμένη πιθανότητα της ζώνης 3.

ΖΩΝΗ	2021	0.21	0.57	0.73	0.89	0.91	0.93	0.95	0.97	0.98
3_6.5										

Παρατηρείται ότι οι πρώτες δύο τιμές είναι σχετικά χαμηλές αλλά στην πορεία αυτό φαίνεται να αλλάζει πλησιάζοντας όπως φαίνεται τις τιμές που δίνονται στην ζώνη 2.

Αντίστοιχα, για την δεύτερη κατηγορία της ζώνης 3, με $M_w \geq 7.0$ καταγράφονται μόλις 7 γεγονότα, δηλαδή 6 προς επεξεργασία.

ΖΩΝΗ	1983	0.02	0.11	0.21	0.41	0.45	0.54	0.60	0.71	0.78
3_7.0										

Εδώ κανονικά το πλήθος δεν επιτρέπει να συνεχιστεί η περαιτέρω μελέτη ενώ ήταν εφικτό να υπολογιστεί έτος έναρξης με το ανάλογο M_w . Μια επιπλέον πληροφορία είναι ότι τα 7 γεγονότα που καταγράφονται έχουν μέση τιμή $M_w=7.2$ στο διάστημα 1905-2021.

Ζώνη 4

Η ζώνη 4 καλύπτει ένα μέρος -βασικά παράκτιο- της Κολομβίας. Στην τέταρτη ζώνη καταγράφονται 19 σεισμοί και προκύπτουν με τον τρόπο αυτό 18 τιμές προς μελέτη. Εδώ προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=6.8$ από το 1952 έως και το 2021. Στην περίπτωση της ζώνης 4 το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.49 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με 0.05. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 4 συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας αλλά και πρέπει να επιλεχθεί και η κατάλληλη κατανομή αφού έστω και οριακά για την αντίστροφη κατανομή Gauss γίνονται και οι δύο αποδεκτές. Μέσω των άλλων παραμέτρων του τεστ αποφασίζεται ότι η λογαριθμοκανονική δίνει $D=0.20$ ενώ η αντίστροφη Gauss, $D=0.32$ οπότε για ακόμα μια φορά αποδεκτή γίνεται η λογαριθμοκανονική. Για αυτήν μόνο την κατανομή έχει εκτιμηθεί η δεσμευμένη πιθανότητα της ζώνης 4.

ΖΩΝΗ	2013	0.13	0.47	0.68	0.90	0.92	0.95	0.97	0.99	0.99
4_6.5										

Οι τιμές της δεσμευμένης πιθανότητας εξελίσσονται αναμενόμενα χωρίς κανένα ιδιαίτερο γνώρισμα. Η δεύτερη κατηγορία μεγεθών στην ζώνη 4 έχει μέση τιμή $M_w=7.3$ και καταγεγραμμένα 9 γεγονότα. Καταχρηστικά παρουσιάζονται οι δεσμευμένες πιθανότητες ενώ το πλήθος των δεδομένων δεν ενδείκνυται ιδιαίτερα, οπότε και οποιασδήποτε επιπλέον σχολιασμός γίνεται με μια σχετική επιφύλαξη.

ΖΩΝΗ	2004	0.05	0.21	0.35	0.61	0.66	0.74	0.80	0.88	0.93
4_7.0										

Οι τιμές των πιθανοτήτων ανεβαίνουν σταδιακά, με πολύ πιο αργό ρυθμό σε σχέση με οτιδήποτε άλλο έχει παρουσιαστεί. Γενικά παρατηρείται ότι οι ζώνες με μη ικανοποιητικό αριθμό δεδομένων δεν δίνουν μεγάλες –σε σύγκριση πάντα με τις υπόλοιπες– τιμές στην εκατονταετία.

Ζώνη 5

Η ζώνη 5 βρίσκεται σε ένα τμήμα της Βενεζουέλας. Στην πέμπτη ζώνη καταγράφονται 19 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 18 τιμές προς μελέτη. Είναι αδύνατο να καταδειχθεί η πληρότητα των δεδομένων το μέγεθος και η χρονιά που ξεκινάει ο κατάλογος. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=6.8$ από το 1950 περίπου έως και το 2021 αλλά παραπέρα δεν είναι δυνατό να προχωρήσει η ανάλυση οπότε και η ζώνη 5 διαγράφεται νωρίτερα από όλες τις υπόλοιπες.

Ζώνη 6

Η ζώνη 6 βρίσκεται σε ολόκληρο το Εκουαδόρ και ένα πολύ μικρό τμήμα του Περού. Στην έκτη ζώνη καταγράφονται 31 σεισμοί οπότε και προκύπτουν 30 τιμές για περαιτέρω μελέτη. Εδώ προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=7.0$ από το 1910 έως και το 2021. Στην περίπτωση της ζώνης 6 το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.13 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με 0.05. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 6 συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας αλλά μόνο για την λογαριθμοκανονική. Για την αυτήν την κατανομή και μόνο υπολογίζεται η δεσμευμένη πιθανότητα.

ΖΩΝΗ	2016	0.14	0.47	0.68	0.88	0.91	0.94	0.96	0.98	0.99
6_6.5										

Όσο για την δεύτερη περίπτωση, υπάρχουν 20 γεγονότα δηλαδή 19 τιμές. Η μέση τιμή παρατηρείται στο $M_w=7.3$.

ΖΩΝΗ	2016	0.09	0.35	0.53	0.76	0.80	0.85	0.88	0.93	0.95
6_7.0										

Η ζώνη 6 σε αυτή την περίπτωση παρουσιάζει αρκετά μικρή πιθανότητα να εκδηλωθεί σεισμό στην διάρκεια ενός έτους. Στην πορεία οι τιμές ανεβαίνουν ανάλογα με τις υπόλοιπες ζώνες χωρίς καμία ιδιαίτερη διαφορά.

Ζώνη 7

Η ζώνη 7 με τη σειρά της καλύπτει σχεδόν ολόκληρο το Περού, με εξαίρεση το κομμάτι της ζώνης 6 και ένα βόριο-δυτικό τμήμα του. Στην έβδομη ζώνη καταγράφονται 52 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 51 τιμές προς μελέτη. Εδώ δεν προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=7.0$ από το 1910 έως και το 2021. Στην περίπτωση της ζώνης αυτής το p του K-S για την λογαριθμοκανονική είναι περίπου 0.04 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι πάρα πολύ μικρό και κατευθείαν απορρίπτεται. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη εφτά δεν μπορεί να συνεχίσει γιατί καμία από τις δύο τιμές δεν επαρκεί για να δίνει αποδεκτή οποιαδήποτε κατανομή.

Ζώνη 8

Η ζώνη 8, μαζί με την 9 και την 10 καλύπτουν την Χιλή, με τη ζώνη 8 να αντιστοιχεί στο βορειότερο τμήμα. Στην όγδοη ζώνη καταγράφονται 60 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 59 τιμές προς μελέτη. Εδώ προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=6.9$ από το 1931 έως και το 2020 για την περίπτωση όπου $M_w \geq 6.5$ ενώ είναι $M_w=7.4$ από το 1918 έως και το 2020 για την $M_w \geq 7.0$. Στην περίπτωση της ζώνης οκτώ, για $M_w \geq 6.5$ το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.0004 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με σχεδόν μηδενικό, επομένως η ζώνη απορρίπτεται συνολικά. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη δεν συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας για καμία από τις δύο κατηγορίες καθώς οι τιμές του p δεν είναι αρκούντως μεγάλες ούτε στην περίπτωση που $M_w \geq 7.0$.

Ζώνη 9

Η ζώνη 9 βρίσκεται όπως ήδη αναφέρθηκε επίσης στην Χιλή, καλύπτοντας το κεντρικό τμήμα της. Στην ένατη ζώνη καταγράφονται 40 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 39 τιμές προς μελέτη. Εδώ προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=6.9$ από το 1931 έως και το 2021 στα $M_w \geq 6.5$ ενώ η μέση τιμή για $M_w \geq 7.0$ είναι $M_w=7.4$ από το 1906 έως το 2017. Στην περίπτωση της ζώνης για $M_w \geq 6.5$ το p του K-S για την λογαριθμοκανονική είναι περίπου 0,004 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με $5,53 \cdot 10^{-12}$ επομένως πολύ μικρό. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη 10 για $M_w \geq 6.5$ δεν δίνει επιλογή, άρα δεν συνεχίζει ως

μέρος της διαδικασίας. Για $M_w \geq 7.0$ μόνο η λογαριθμοκανονική κατανομή δίνει $p=0,35$ και είναι η μόνη επαρκής τιμή για να γίνει αποδεκτή και να μπορέσει να προχωρήσει στο επόμενο στάδιο. Επομένως η υπό συνθήκη πιθανότητα υπολογίζεται μέσω της λογαριθμοκανονικής κατανομής και για $M_w \geq 7.0$.

ΖΩΝΗ	2017	0.09	0.32	0.48	0.70	0.74	0.80	0.84	0.89	0.92
9_7.0										

Οι τιμές εξελίσσονται φυσιολογικά χωρίς να παρουσιάζουν κάποια έντονη απόκλιση από τις υπόλοιπες ζώνες. Στα 100 χρόνια βέβαια, υπάρχει μια διαφοροποίηση σε σχέση με τις κάποιες από τις υπόλοιπες ζώνες, με την μεγαλύτερη πιθανότητα να φτάνει στο 92% ενώ έχουν υπάρξει και ζώνες που φτάνουν στο 99%.

Ζώνη 10

Η ζώνη 10 βρίσκεται στο νοτιότερο τμήμα της Χιλής, συμπληρώνοντας την τριάδα. Στην δέκατη ζώνη καταγράφονται 17 γεγονότα οπότε και προκύπτουν 16 τιμές προς μελέτη. Εδώ δεν προκύπτουν δύο κατηγορίες μεγεθών από την διαδικασία προσδιορισμού του μεγέθους πληρότητας, συγκεκριμένα η $M_w \geq 6.5$ δεν δίνει αποτελέσματα ακόμα από το στάδιο της πληρότητας. Αποτελέσματα δίνει η περίπτωση όπου $M_w \geq 7.0$ και με αυτή προχωράει η διαδικασία. Μια μέση τιμή μεταξύ των καταγεγραμμένων γεγονότων είναι $M_w=7.4$ από το 1907 έως και το 2016. Στην περίπτωση της ζώνης δέκα το p του K-S για την λογαριθμοκανονική περίπου 0.62 ενώ για την αντίστροφη Gauss το p είναι ίσο με 0,0005. Εφόσον η επιλογή γίνεται με βάση το κριτήριο K-S, η ζώνη δέκα συνεχίζει ως μέρος της διαδικασίας αλλά μόνο για την λογαριθμοκανονική κατανομή και για $M_w \geq 7.0$.

ΖΩΝΗ	2016	0.07	0.26	0.40	0.61	0.65	0.71	0.75	0.82	0.86
10_7.0										

Το πλήθος των τιμών της ζώνης δέκα είναι σχετικά μικρό και οι τιμές της δεσμευμένης πιθανότητας αυξάνονται σταδιακά και με αρκετά συντηρητικό ρυθμό.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η εφαρμογή στατιστικών κατανομών για ισχυρούς σεισμούς που εμφανίζονται σε περιοχές της Κεντρικής και Νότιας Αμερικής είναι ο στόχος της παρούσας διατριβής. Όπως γνωρίζουμε οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από ένα πλήθος τεκτονικών διαδικασιών, που έχουν σαν αποτέλεσμα την έκλυση σεισμών, κυρίως στις δυτικές τους ακτές. Τόσο η πλάκα Nazca όσο και η πλάκα Cocos κυριαρχούν στις περιοχές ενδιαφέροντος να εμφανίζονται σεισμοί μεγάλοι και σε όλα τα εστιακά βάθη. Στην παρούσα θα μας απασχολήσουν μόνο οι επιφανειακοί σεισμοί ($h \leq 60$ km).

Είναι γνωστό ότι οι σεισμοί είναι τυχαία γεγονότα. Επίσης είναι γνωστό ότι ένα μεγάλο πλήθος μελετητών, βασισμένοι σε αυτήν την ιδιότητα, στις μελέτες τους για την σεισμικότητα διαφόρων περιοχών θεώρησαν ότι οι σεισμοί ακολουθούν την Poisson κατανομή. Η κανονική κατανομή (ή κατανομή Gauss) αφορά κυρίως συνεχείς μεταβλητές αποτελώντας μία συνεχή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας. Είναι ίσως η σημαντικότερη κατανομή με ένα μεγάλο πλήθος εφαρμογών.

Η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού, και ιδιαίτερα όταν αυτός έχει μεγάλο μέγεθος, είναι μία σημαντική παράμετρος για την για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και για την μείωση των ζημιών.

Διάφορες στατιστικές κατανομές (π.χ. κανονική, εκθετική, γεωμετρική, Weibull, γάμμα, διωνυμική, μεταξύ άλλων) εφαρμόστηκαν επίσης για να λύσουν διάφορα προβλήματα που πρόεκυπταν (αναφορικά με τους σεισμούς) κατά την διάρκεια κάποιων ερευνών.

Ένα εναλλακτικό μοντέλο BPT (Brownian Passage Time) που προτάθηκε και αναπτύχθηκε σχετικά πρόσφατα από τον Matthews και τους συνεργάτες του (2002), γνωστό και ως αντίστροφη κατανομή Gauss Περιγράφει ένα στατιστικό μοντέλο που επιδεικνύει μια χρονική εξάρτηση για την εμφάνιση σεισμών και μας δείχνει ότι η πιθανότητα γένεσης σεισμού σε μια περιοχή, θα είναι μικρότερη αμέσως μετά το τελευταίο συμβάν. Πρόκειται όπως φαίνεται για ένα χρόνο-εξαρτημένο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε σε διάφορες περιοχές με σκοπό την «μοντελοποίηση» της πιθανότητας έκλυσης του επόμενου σεισμού.

Σύμφωνα με την θεωρία των πιθανοτήτων μία λογαριθμοκανονική κατανομή είναι μία συνεχής κατανομή πιθανότητας μιας τυχαίας μεταβλητής Y της οποίας ο λογάριθμος κατανέμεται κανονικά. Έτσι αν η τυχαία μεταβλητή Y ακολουθεί την κανονική κατανομή τότε και ο λογάριθμος της Y ($\ln Y$) θα έχει κανονική κατανομή.

Η μέθοδος των υπό όρους πιθανοτήτων θεωρείται μια εναλλακτική προσέγγιση για τον καθορισμό της σεισμικότητας μιας περιοχής. Αυτή υποθέτει ότι υπάρχει εξάρτηση μεταξύ της πιθανότητας επανάληψης και του χρόνου που έχει περάσει από τον προηγούμενο σεισμό. Για την εκτίμηση των υπό όρους πιθανοτήτων γένεσης σεισμών εφαρμόστηκαν δύο από τις προαναφερθείσες κατανομές: α) η λογαριθμοκανονική και β) η αντίστροφη κατανομή Gauss. Οι δύο αυτές κατανομές εφαρμόστηκαν για δύο περιοχές:

α) της Κεντρικής Αμερικής και β) της Νότιας Αμερικής, που θεωρούνται από τις πιο σεισμογενείς περιοχές της Γη με πληθώρα γένεσης μεγάλων και καταστρεπτικών σεισμών. Οι δύο αυτές περιοχές παρουσιάζουν έντονο ενδιαφέρον από γεωτεκτονική και σεισμολογική άποψη, καθώς υπάρχει πλήθος από διάφορες τεκτονικές δομές.

Στο παρόν πόνημα έγινε χρήση σεισμών μεγάλων μεγεθών, όπως για $M \geq 6.5$ και για $M \geq 7.0$. Έγινε αξιολόγηση του ενδιάμεσου-χρόνου μεταξύ των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο καθώς και ο χρόνος επανάλληψης χρησιμοποιώντας την υπό όρους πιθανοτήτων τεχνική. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν κάλυψαν το χρονικό διάστημα 1900-2021. Υπολογίστηκαν πιθανότητες για εννιά χρονικές περιόδους.

Το γενικευμένο συμπέρασμα που εξάγεται είναι ότι οι σεισμικές ζώνες και στις δύο περιοχές (Κεντρική και Νότια Αμερική) ακολουθούν την λογαριθμοκανονική κατανομή. Η κατάληψη σε αυτό το συμπέρασμα προέκυψε αφού πρώτα έγινε έλεγχος κάνοντας χρήση του τεστ Kolmogorov-Smirnov το οποίο γενικά ανέδειξε την λογαριθμοκανονική έναντι της αντίστροφης Gauss στις περισσότερες περιπτώσεις.

Σε όμοιο συμπέρασμα κατέληξε και ο Pasari (2019). Χρησιμοποιώντας διάφορα χαρακτηριστικά μέτρα που προέρχονται από τη συνάρτηση πυκνότητας, τη συνάρτηση ρυθμού κινδύνου και τη συνάρτηση μέσης υπολειμματικής ζωής με την ασυμπτωτική (περιοριστική) συμπεριφορά της, η παρούσα μελέτη εξετάζει την παρομοίωση των δύο πιο ευέλικτων αντίστροφων Gaussian και λογαριθμοκανονικών κατανομών στην πρόγνωση σεισμών. Θεωρούμε τρεις ομοιογενείς και πλήρεις σεισμικούς καταλόγους από τη βορειοανατολική Ινδία, τα βορειοδυτικά Ιμαλάια και την περιοχή Kachchh (δυτική Ινδία) για απεικόνιση. Χρησιμοποιούμε μεθόδους μέγιστης πιθανότητας και ροπής για την εκτίμηση παραμέτρων και πληροφορίες Fisher για την αποτίμηση της αβεβαιότητας. Χρησιμοποιώντας τρεις δοκιμές απόδοσης με βάση το κριτήριο πληροφοριών Akaike, το κριτήριο Kolmogorov-Smirnov και τη δοκιμή Anderson-Darling, δείχνουμε ότι η λογαριθμοκανονική κατανομή βαριάς ουράς αποδίδει σχετικά καλύτερα όσον αφορά την προσαρμογή του μοντέλου στα παρατηρούμενα δεδομένα.

Οι Bajaj and Sharma (2019) εφάρμοσαν διαφορές κατανομές σε περιοχές των Ιμαλαίων (the Weibull, log-normal, gamma, and inverse Gaussian stochastic models) για να εξετάσουν τις πιθανότητες γένεσης μεγάλων σεισμών σε προκαθορισμένα χρονικά διαστήματα. The results show that the gamma, inverse Gaussian, log-normal, and inverse Gaussian models were most suitable.

Ο Κουρούκλας (2022) εφάρμοσε αντίστοιχα στοχαστικά μοντέλα στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο για τον καθορισμό και προσομοίωση των χρόνων επανάλληψης ισχυρών σεισμών.

Ιδιαίτερη μνεία απαιτείται για την σεισμική ζώνη 5 η οποία εξ αρχής εξαιρείται από την περαιτέρω διαδικασία. Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει τα βόρεια τμήματα της Κολομβίας και της Βενεζουέλας. Η ζώνη αυτή εξαιρέθηκε από την επεξεργασία καθώς περιλαμβάνει μόνο 4 γεγονότα με μέγεθος $M \geq 6.5$ με το τελευταίο ένα γεγονός το 1995. Παρότι η ζώνη έδειξε στην αρχή έντονη δράση με σεισμούς το 1875 με μέγεθος $M_w=7.4$ και το 1894 με μέγεθος $M_w=7.8$, στην συνέχεια ο επόμενος σεισμός εμφανίζεται το 1930 με μέγεθος 6,2. Στη συνέχεια εμφανίζει δραστηριότητα που στην σχεδόν απόλυτη πλειοψηφία τα γεγονότα βρισκόταν στο διάστημα μεγεθών $5.0 \leq M \leq 5.9$.

Παρατηρήθηκε ότι στις ζώνες που για αρκετά χρόνια δεν υπάρχει εκδήλωση σεισμού η πιθανότητα μεγαλώνει σχετικά γρηγορότερα. Για παράδειγμα στη σεισμική ζώνη 4 στην οποία το 2004 έγινε σεισμός με μέγεθος $M \geq 7.0$, εμφανίζει πιθανότητα μεγαλύτερη του 60%, για χρονική περίοδο 25 χρόνια, για γένεση τέτοιου μεγέθους σεισμού. Επειδή έχουν περάσει ήδη 20 χρόνια από τέτοιου μεγέθους σεισμό, εκτιμάται μεγάλη πιθανότητα έκλυσης νέου ισχυρού γεγονότος.

Σε ότι αφορά την σεισμική ζώνη 3, ο τελευταίος σεισμός με μέγεθος $M \geq 7.0$, έγινε το 1983. Η ζώνη για όλους τους χρόνους παρουσιάζει χαμηλές πιθανότητες παρά το γεγονός ότι έχουν περάσει σχεδόν 30 χρόνια από τον τελευταίο σεισμό. Συμπεραίνεται ότι αυτό ίσως να οφείλεται στις μικρές διαστάσεις της ζώνης. Ίσως η συνένωση της με την σεισμική ζώνη 2 βελτιώσει την εκτίμηση των πιθανοτήτων.

Στη σεισμική ζώνη 10 έγιναν δύο τεράστιοι σεισμοί. Ο ένας το 1960 με μέγεθος $M_w=9.5$ και ο άλλος το 2010 με μέγεθος $M_w=8.8$. Δηλαδή έγιναν σε χρονική απόσταση 50 ετών. Η πιθανότητα που εκτιμήθηκε για να γίνει σεισμός με μέγεθος $M \geq 7.0$ στα πενήντα χρόνια είναι μεγάλη (75%). Είναι από τις πλέον σεισμογενείς περιοχές και σεισμοί πάνω από το μέγεθος 8.0 έχουν συμβεί, όπως το 1835 και το 1837 με μεγέθη 8.1 και 8.2. αντίστοιχα.

Συνοψίζοντας, το γενικό συμπέρασμα της παρούσας διατριβής, μετά από ενδελεχή ανάλυση σχετικά με τον ενδιαμέσο χρόνο του τελευταίου σεισμού, δείχνει ότι η χρήση της υπό συνθήκη πιθανότητας είναι χρήσιμο και αξιόπιστο εργαλείο για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Η Περί-Ειρηνική ζώνη αποτελεί την πλέον σεισμογενή περιοχή της Γης. Στη ζώνη αυτή βρίσκονται οι περισσότερες νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα, το σύνολο των ανδεσιτικών ηφαιστείων, η συντριπτική πλειοψηφία των σεισμών βάθους και το μεγαλύτερο μέρος των εστιών των επιφανειακών σεισμών. Η εκλυόμενη ενέργεια σε όλες τις περιοχές γύρω από τον Ειρηνικό ωκεανό αποτελεί το 77% του συνόλου της κατ' έτος εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας της Γης.

Στην συγκεκριμένη εργασία εξετάζονται δύο περιοχές της Περί-Ειρηνικής ζώνης, με πολύ υψηλή σεισμικότητα και σεισμού τεραστίου μεγέθους, την Κεντρική και την Νότια Αμερική. Σε ένα δείγμα μεγάλων σεισμών με μέγεθος $M_w \geq 6.5$ εφαρμόστηκε έλεγχος καλής προσαρμογής σε δύο κατανομές, με στόχο εντέλει να υπολογιστούν οι υπό συνθήκη πιθανότητες για να εκτιμηθεί η σεισμική επικινδυνότητα. Η συνολική περιοχή χωρίσθηκε σε δέκα σεισμικές ζώνες. Στις ζώνες αυτές έχουν συμβεί μεγάλοι και καταστροφικοί σεισμοί. Ο πλέον χαρακτηριστικός ο σεισμός του 1960 με μέγεθος $M_w=9.5$. Είναι ο μεγαλύτερος καταγεγραμμένος σεισμός που γνωρίζουμε. Υπό αυτές τις συνθήκες η ανάγκη για μετρίασμό της σεισμικής επικινδυνότητας και του σεισμικού κινδύνου κρίνεται αναγκαία. Έγινε εφαρμογή δύο στατιστικών κατανομών στα δεδομένα: α) της λογαριθμοκανονικής και β) της αντίστροφης Gauss. Εφαρμόσθηκαν διάφορα κριτήρια για να ελεγχθεί ποια κατανομή ταίριαζε καλύτερα στους σεισμούς που επιλέχθηκαν. Όλοι οι υπολογισμοί και οι τροποποιήσεις των δεδομένων έγιναν μέσω της γλώσσας προγραμματισμού R. Αναφορικά, στους υπολογισμούς συγκαταλέγονται οι υπολογισμοί των εκτιμητών για τις δύο κατανομές, ο έλεγχος καλής προσαρμογής τόσο για το Kolmogorov-Smirnov όσο και για το Anderson-Darling καθώς και οι δεσμευμένες πιθανότητες. Τελικά δημιουργήθηκε ένας οδηγός στον οποίο μπορεί κάποιος να στηριχθεί και να λάβει μέτρα για την μείωση του σεισμικού κινδύνου στις περιοχές αυτές.



SUMMARY

The Peri-Pacific zone is the most seismic region on Earth. In this zone one can locate all the new mountain ranges, island arcs, all the Andesitic volcanoes, all the hotbeds of depth earthquakes and most of the foci of surface earthquakes. The energy released in all areas around the Pacific Ocean makes up 77% of the Earth's total annual seismic energy.

This paper examines two regions of the Peri-Pacific zone, with very high seismicity and earthquakes of enormous magnitude, Central and South America. In a sample of large earthquakes with magnitude $M_w \geq 6.5$, a goodness of fit test was applied to two distributions, in order to calculate the conditional probabilities and to eventually estimate the seismic hazard. The total area was divided into ten seismic zones. Large and destructive earthquakes have occurred in these zones. The most characteristic being the earthquake of 1960 with magnitude $M_w=9.5$. It is the largest recorded earthquake known to us. Under these circumstances, the need to mitigate seismic hazard and seismic risk is deemed necessary. Two statistical distributions were applied to the data: a) the lognormal and b) the inverse Gauss. Various criteria were applied to check which distribution best suited the earthquakes selected. All calculations and modifications of the data were done through the R programming language. The calculations include the parameters calculations for the two distributions, the goodness of fit test, both Kolmogorov-Smirnov and Anderson-Darling, and the conditional probabilities. Eventually, a guide was created on which one can rely and take measures to reduce seismic risk in these areas.

- Aki, K., 1968. Seismicity and Seismological Method. *Tectonophysics*, 6, 41-58.
- Anderson, I.G, Savage, M and Quaaas, R, 1985. Strong ground motion in North America of from the Bolivia earthquake of June 9, 1994 ($M_w=8.3$). *Geophys. Res Lett.*, 22, 293-296.
- Bath, M., 1953. Seismicity of Fennoscandia and Related Problems. *Gerl, Beitr. Z. Geophysik*, 63, 173-208
- Bayrak, Y., Yadav R.B.S., Kalafat D., Tsapanos T.M., Çınar H., Singh A.P., Bayrak E., Yılmaz Ş., Öcal F., Koravos G., 2013. Seismogenesis and earthquake triggering during the Van (Turkey) 2011 seismic sequence. *Tectonophysics*, 601, pp.163-176.
- Bilek, S.L, 2010. Seismicity along the South America subduction zone: Review of largeearthquakes, tsunamis and subduction zone complexity. *Tectonophysics*. 495 (1-2) 2-14.
- Bloom, E., D., Erdmann, R., C., 1980. The observation of a universal shape regularity in earthquake frequency-magnitude distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 70 (1): 349–362.
- Carr, M J. and Stoiber, E.E., 1977. Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. American Bulletin*, 88, 151-156.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1977. Completeness, accuracy and homogeneity of the data for seismicity studies in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975. *Proc. of the Symp. Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice 1977*, 139-149.
- Coban, K. H. and Sayil N., 2020. Conditional Probabilities of Hellenic Arc Earthquakes Based on Different Distribution Models. *Pure Appl. Geophys.* 177, 5133-5145
- Coral, A., 2007. Statistical features of earthquake temporal occurrence. *Lect. Notes Phys.* 705, 191-221
- Cernadas, D., Osella, A. and Sabbione, N., 1998. Self-similarity in the Seismicity of the South-American Subduction Zone. *Pure Appl. Geophys.* 152, 57-73
- Dean, B.W., and Drake, C.L., 1978. Focal mechanism solutions and tectonics of Middle America arc. *The Journal of Geology*, 86 (1), 111-128.

- Engdahl, E.R., R. van der Hilst and R. Buland. 1998 Global tele seismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, no. 3, 722–743.
- Engdahl E.R, Villaseñor A., 2002 Global Seismicity: 1900-1999, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, chapter 41*, pp. 665-690, eds Lee WHK, Kanamori H, Jennings PC, Kisslinger C, Academic Press.
- Gardner, J.K. and Knopoff, L. 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64 (5), 1363-1367.
- Gumbel, E. J., 1958. Statistics of extremes, Columbia Univ. Press, New York, 375pp
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. (Princeton Univ. Press, Princeton, New York), 310pp
- Jarrant, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geoph.*, 24, 217 284.
- Jones, L.M. and Molnar, P, 1976. Frequency of foreshocks. *Nature*, 262, 677-679.
- Kaila, K.L., Madhava Rao, N. and Narain, H., 1974. Seismotectonic maps of southwest Asia region comprising eastern Turkey, Caucasus, Persian plateau, Afghanistan and Hindukush. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64(3-1), pp.657-669.
- Kagan, Y.Y. and Houston, H., 2005, Relation between mainshock rupture process and Omori's law for aftershock moment release rate., *Geophys. J intern*, 163 (3), 1039-1048
- Kelleher, J. A., 1972. Rupture zones of south American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 84, 2087-2103.
- Kijko, A., Graham, G., 1999. " Parametric-historic" Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis Part II: Assessment of Seismic Hazard at Specified Site. *pure and applied geophysics*, 154, pp.1-22.
- Kisslinger, C., and Jones L.M. 1991. Properties of aftershocks in southern California, *J. Geophys. Res.*, 96, 11947-11958
- Lemoine, A., Madariaga, R, and Campos, J., 2002. Slab-pull and slab push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 132, 157-175.
- Lolli, B. and Gasperini, P., 2006. Correlation between the parameters of the aftershock rate equation: Implications for the forecasting of future sequences. *PEPI*, 156, 41-58

- Lomnitz, C., 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59, pp.938-960.
- Lomnitz, C., 1974, Global Tectonics and Earthquake Risk. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam*, 320pp
- Makropoulos K. C. 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity, *PhD thesis*, Edinburgh University.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W. 1985, "Seismic hazard in Greece. II. ground acceleration", *Tectonophysics*, 117, 259-294.
- Matthews M.V., Ellsworth W.L. and Reasenbergs P.A. 2002. A Brownian model for recurrent earthquakes. *Bull. Seismol. Soc Am* 92(6): 2233-2250
- Moji, K., 1967, Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogenous Materials and its Relation to Earthquake Phenomenon, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.* 40, 125-173
- Olasoglou, E.M., Tsapanos, T.M, Papadimitriou, E.E. and Drakatos G.N., 2016. Some preliminary results on the distribution of aftershocks sequences in Japan-Kuril Islands and Kamchatka., *Proc. of the 14th Intern. Conf., Thessaloniki, Bull. Geol. Soc. Thessaloniki, Greece*, vol XLVIII, 1212-1221
- Pacheco JF, Sykes LR 1992 Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bull Seism Soc Am* 82,1306-1349
- Papadimitriou, E. E., 1993. Long-term Earthquake Prediction along the Western Coast of South and Central America Based on a Time Predictable Model. *Pageoph* 140, 301-316.
- Page, R., 1968. Aftershocks and micro-aftershocks of the great Alaska earthquake of 1964. *Bull Seism Soc Am* 58, 1131-1168
- Papazachos, B. C., 1990, Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, Volume 178, Issues 2–4, 287-308,
- Papazachos, B.C., 1993. "Long-term prediction of intermediate depth earthquakes in southern Aegean region based on time predictable model", *Pure Appl. Geophys.* 138, 287-308
- Parsons, T., 2002. Global Omori law decay of triggered earthquake: Large aftershocks outside the classical aftershock zone. *J. Geophys. Res.* 107, B9, pp. ESE9.1 ESE9.20
- Prince, R.A. and Scheweller, W.J., 1978. Dates, rates, and angles of faulting in Peru Chile trench. *Nature* 271, 743-745.
- Ranalli, G., 1969. A statistical study of aftershock sequences. *Ann. Geophysica*, 22, 359-397
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32

Reasenber, P., 1985. Second-order moment of central California seismicity. 1969-1982. *J. Geophys. Res.*, 90, no. B7, 5479–5495.

Rothe, J. P., 1969. The Seismicity of the Earth 1953-1965. UNESCO 1967 (Printed in Belgium), 336pp

Scordilis EM (2005) Globally valid relations converting M_s , m_b and M_{JMA} to M_w . *Proc of NATO Advanced Research Workshop on Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries*, 11-17 September 2005, the Rila Mountains-Resort Village Borovetz, Bulgaria, Abstracts book, 158-161

Scordilis EM (2006) Empirical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *J Seismol* 10:225-236, doi: 10.1007/s10950-006-9012-4

Stacey, V., 1969. Physics of the Earth. John Wiley and Sons, Inc., New York, 4141pp.

Stein, S., Engeln, J.E., De Meto, C., Gordan, R.G., Woods, D.R., Lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. and Wiens, D.A., 1986. The Nazca South America convergence rate and the recurrence of the Chilean earthquakes. *Geophys. res. Lett.* 13, 713-716.

Scholtz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58(1), 399-415

Tajima, F. and Kanamori, H., 1985. Global survey of aftershocks area expansion patterns. *Phys. Erath Planet. Interiors*, 40, 77-134.

Talbi, A., Nanjo, K., Satake, K., Zhuang, J. and Hamdache, M., 2013. Comparison of seismicity declustering methods using a probabilistic measure of clustering. *J. Seismol.*, 17:1041–1061, DOI 10.1007/s10950-013-9371-6.

Teng, G. and Baker, J.W., 2019. Seismicity declustering and hazard analysis of the Oklahoma – Kansan region. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101 (6), 2346-2366. doi: 10.1785/0120190111

Tsampas, A.D., Scordilis E.M., Papazachos C.B. and Karakaisis G.F., 2016. Global magnitude scaling relations for intermediate-depth and deep-focus earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, doi: 10.1785/0120150201, 106, 2, 418–434.

Tsapanos, T.M., 1990a. Spatial distribution of the difference between the magnitude of the main shock and the largest aftershock in the circum-pacific belt. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1180-1189

Tsapanos, T.M., 1990b. b-Values of Two Tectonic Parts in the Circum-Pacific Belt. *PAGEOPH*, Vol 134 (No. 2), 239-241

- Tsapanos, T.M., Burton, P.W., 1991, Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world, *Tectonophysics*, Volume 194, Issues 1–2, 153-169,
- Tsapanos, T.M., 1995. The temporal distribution of aftershock sequences in subduction zones of the Pacific. *Geophys. J. intern*, 123, 633-636
- Tsapanos, T.M., 2000. The depth distribution of seismic parameters estimated for the South America area, *Earth and Planet.*, 103-115.
- Tsapanos, T.M. and Christova, C.V., 2000. Some preliminary results of a worldwide seismicity estimation: a case study of the seismic hazard evaluation in South America. *Ann. di Geofis.*, 43, 11-22.
- Tsapanos, T.M., 2001 "Evaluation of the seismic hazard parameters for selected regions of the world: the maximum regional magnitude". *Ann. di Geofisica*, 44, 69-79
- Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., Plessa, A., Vythoulkas, N.K. and Pitsonis, I.S., 2010. Decay parameters of aftershock sequences globally distributed. *Proc. of the 12th Intern. Conf., Thessaloniki, Bull. Geol. Soc. Patras, Greece.*, 1-7
- Uhrhammer, R.A., 1986. Characteristics of northern and central California seismicity. *Earthq. Notes*, 57 (1), 21-37
- Utsu, T., 1962. On the nature of three Alaskan aftershock sequences of 1957 and 1958. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52(2), pp.279-297.
- Utsu, T., 1969. Aftershocks and earthquake statistics (I). *J. Fac. Sci. Jokkaido Univ., Ser. VII*, 2, 130-195.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, 1049-1061.
- Yadav, R. B. S., Tsapanos, T. M., Burton, P. W., Kumar, R., & Sandhu, M. (2022). Seismicity and magnitude recurrence hazard assessment in Eastern Nepal, Northeast India and Tibet Himalaya. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 127, 103158.
- Yamagishi, Y., Saito, K., Hirakara, K. and Ueda, N. 2021. Spatio-temporal clustering of earthquakes, on distribution of magnitudes. *Appl Netw Sci*. 6:71
- Yegulalp, T., M., Kuo, J. T., 1974. Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 64 (2): 393–414
- van Stiphout, T., Zhuang, J. and Marsan, D., 2012. Seismicity declustering, in *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, Vol. 10, 1–25



Vinogradov, S.D., 2008. Aftershock sequences as evidence for relaxation process in a region containing an earthquake source. *Izvestiya Physics of the Solid Earth* 44, 138-141

Ελληνική Βιβλιογραφία

Γαλάνης, Οδυσσεύς, 2000. Πιθανολογικός προσδιορισμός της Σεισμικότητας των περιοχών του Μεξικού της Κεντρικής και της Νότιας Αμερικής με τη μέθοδο Bayes. Διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., σελ. 97.

Παπαζάχος, Β. Κ., 1990. Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, σελ. 382.

Τσάπανος, Θ. Μ., 1985. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας της Γης. Διδακτορική Διατριβή, 1985, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.147.

Διαδικτυακές πηγές

https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Probability_Density_Function.svg

https://en.wikipedia.org/wiki/File:Inverse_Gaussian_Cumulative_Distribution_Function.svg

National Earthquake Information Center, (NEIC); 2011: *Earthquake Hazards Program*, URL: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/index.html>.

