



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΑΘΑΝΑΣΙΑ Σ. ΚΕΡΚΕΝΟΥ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ
ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΥΧΑΙΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ»

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2019





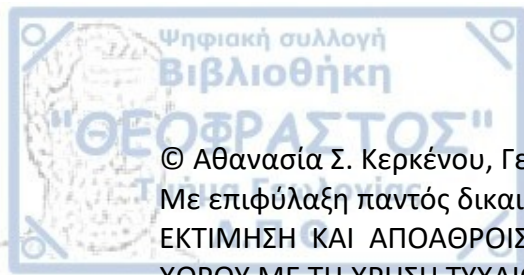
ΑΘΑΝΑΣΙΑ Σ. ΚΕΡΚΕΝΟΥ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ
ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΥΧΑΙΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών
Σπουδών «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία» με κλάδο ειδίκευσης
Εφαρμοσμένη Σεισμολογία

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Α.Π.Θ., Κωνσταντίνος Παπαζάχος
Διευθυντής Ερευνών ΙΤΣΑΚ, Χρήστος Παπαϊωάννου
Διευθυντής Ερευνών ΙΤΣΑΚ, Βασίλης Μάργαρης



© Αθανασία Σ. Κερκένου, Γεωλόγος, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΥΧΑΙΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*

© Athanasia S. Kerkenou, Geologist, 2019

All rights reserved.

ESTIMATION AND DEAGGREGATION OF SEISMIC HAZARD IN THE AREA OF GREECE USING RANDOM CATALOGUES – *Master Thesis*

Citation:

Κερκένου Α.Σ., 2019. – Εκτίμηση και αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου με τη χρήση τυχαίων καταλόγων. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 166 σελ., και 1 Παράρτημα.

Kerkenou A.S., 2019. – Estimation and deaggregation of seismic hazard in the area of Greece using random catalogues. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 166 pp, and 1 Appendix.

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

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



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

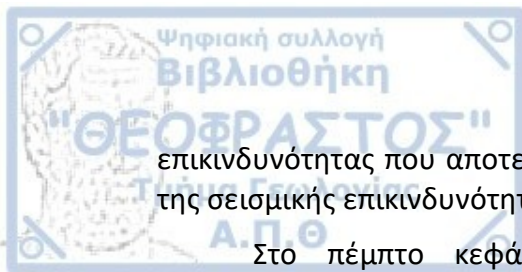
Η διατριβή ειδίκευσης με τίτλο «Εκτίμηση και αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου με τη χρήση τυχαίων καταλόγων» υλοποιήθηκε στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Προγράμματος «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία», με κλάδο ειδίκευσης «Εφαρμοσμένη Σεισμολογία» του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχοι της διατριβής είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου με μια μέθοδο προσομοίωσης τύπου Monte Carlo, καθώς και η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας, ώστε να προσδιοριστεί για κάθε σημείο του ελληνικού χώρου το μέγεθος, η απόσταση και η γεωγραφική θέση των σεισμών που μπορούν να το επηρεάσουν.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται γενικά στοιχεία για τη σεισμική επικινδυνότητα, όπως τα μέτρα με τα οποία μπορεί να εκτιμηθεί και οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό της. Επίσης, γίνεται περιγραφή του σεισμοτεκτονικού μοντέλου του ελληνικού χώρου, το οποίο επηρεάζει καθοριστικά την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητάς του.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρατίθεται το θεωρητικό υπόβαθρο της πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία, καθώς και όλοι οι τρόποι με τους οποίους αυτή μπορεί να εκτιμηθεί. Πιο συγκεκριμένα, μετά από τον ορισμό της, την παρουσίαση του βασικού τρόπου υπολογισμού της και την ανάλυση των αβεβαιοτήτων, περιγράφονται δυο εναλλακτικοί και ευρέως διαδεδομένοι τρόποι με τους οποίους αυτή μπορεί να γίνει, με χρήση προσομοιώσεων τύπου Monte Carlo και με αξιοποίηση της κατανομής Gumbel τύπου 1 και τύπου 3.

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται λεπτομερώς ο τρόπος λειτουργίας του αλγορίθμου με τον οποίο δημιουργήθηκαν συνθετικοί κατάλογοι σεισμικότητας, με βάση το σεισμοτεκτονικό μοντέλο του ελληνικού χώρου. Αναλύεται ο τρόπος δημιουργίας συγκεκριμένων πιθανοτικών κατανομών, και οι προσαρμογές τους για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται ο αλγόριθμος που υλοποιήθηκε για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου, με τη μέθοδο προσομοίωσης τύπου Monte Carlo και με τη χρήση των κατανομών Gumbel τύπου 1 και τύπου 3, καθώς και για την αποάθρωσή της. Ακόμη, παρουσιάζονται ενδεικτικά αποτελέσματα για τη σεισμική επικινδυνότητα με τη χρήση τεσσάρων παραμέτρων της σεισμικής κίνησης, της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}), της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) και της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης (PGD). Συγκρίνονται τα αποτελέσματα της κατανομής Gumbel τύπου 1 με την κατανομή Gumbel τύπου 3, ώστε να εξαχθεί κάποιο συμπέρασμα σχετικά με το ποια από τις δυο προσομοιάζει καλύτερα τα πειραματικά αποτελέσματα, αλλά και του τρόπου υπολογισμού των παραμέτρων της κατανομής Gumbel τύπου 3, ώστε να προσδιοριστεί η βέλτιστη προσέγγιση μελέτης της χωρικής μεταβολής της σεισμικής επικινδυνότητας. Τέλος, μελετάται η επίδραση των παραπάνω προσεγγίσεων στις καμπύλες σεισμικής



επικινδυνότητας που αποτελούν και το τελικό στάδιο της πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας.

Στο πέμπτο κεφάλαιο περιγράφεται η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας. Αρχικά δίνονται κάποια θεωρητικά στοιχεία, ενώ στη συνέχεια παρατίθενται τα αποτελέσματα της αποάθροισης επιλεγμένων περιοχών που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Επίσης, βάσει των αποτελεσμάτων αυτών γίνεται σύγκριση της απόσβεσης των τεσσάρων παραμέτρων σεισμικότητας που αναφέρονται στην προηγούμενη παράγραφο.

Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζεται μια σύνοψη της διατριβής ειδικεύσης, καθώς και τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τα αποτελέσματά της.

Στο σημείο αυτό θέλω να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Κώστα Παπαζάχο, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ), για την ανάθεση του θέματος, αλλά και για την ουσιαστική καθοδήγηση, τη βοήθεια και την υποστήριξή του κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Η έμπνευση που μου δημιουργούσε και οι πολύτιμες συμβουλές που αδιάκοπα μου έδινε έπαιξαν καθοριστικό ρόλο στην ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας.

Ακόμη, θέλω να ευχαριστήσω τα μέλη της συμβουλευτικής και της εξεταστικής επιτροπής. Ευχαριστώ τον Δρ. Δομένικο Βαμβακάρη, ΕΔΙΠ ΑΠΘ, τόσο για τις συμβουλές του, όσο και για την πληθώρα των στοιχείων που μου διέθεσε. Ευχαριστώ τον Δρ. Χρήστο Παπαϊωάννου, Διευθυντή Ερευνών της μονάδας έρευνας ΙΤΣΑΚ του ΟΑΣΠ, για τις εύστοχες παρατηρήσεις του, καθώς και για το ενδιαφέρον που έδειχνε για την πρόοδό μου καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής. Τέλος, ευχαριστώ τον Δρ. Βασίλη Μάργαρη, Διευθυντή Ερευνών της μονάδας έρευνας ΙΤΣΑΚ του ΟΑΣΠ, για τις εύστοχες παρατηρήσεις του και τη βοήθειά του στο τελικό στάδιο της εργασίας.

Αθανασία Κερκένου

Ιανουάριος 2019

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας χώρας είναι αναγκαία για τη λήψη αποφάσεων σχετικών με την αντισεισμική της προστασία. Για το λόγο αυτό υλοποιείται με διάφορες μεθόδους (αιτιοκρατικές ή πιθανολογικές) οι οποίες έχουν προταθεί τις τελευταίες 5 δεκαετίες, καθεμιά από τις οποίες έχει τις δικές της ιδιαιτερότητες και αξιοπιστία. Η πρώτη μέθοδος (πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας) αφορά στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας μέσω ενός ολοκληρώματος που λαμβάνει υπόψη όλες τις πιθανές σεισμικές πηγές, αποστάσεις και μεγέθη σεισμών που μπορούν να επηρεάσουν το σημείο ενδιαφέροντος. Εναλλακτικά, για την αποφυγή της πολυπλοκότητας της προαναφερθείσας μεθόδου, αυτή μπορεί να γίνει με τη χρήση συνθετικών καταλόγων σεισμικότητας, που βασίζονται στα ίδια μοντέλα σεισμικότητας, απόσβεσης της εδαφικής κίνησης, κλπ.. Με τον τρόπο αυτό, είναι δυνατή η κατασκευή μεγάλου όγκου συνθετικών δεδομένων, τα οποία οδηγούν στην εξαγωγή στατιστικά ασφαλών συμπερασμάτων. Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, και για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα της τυχαιότητας που χαρακτηρίζει αυτούς τους καταλόγους, προτείνεται και η εφαρμογή μαθηματικών κατανομών στα τελικά αποτελέσματα, και πιο συγκεκριμένα της κατανομής Gumbel τύπου-1 και της κατανομής Gumbel τύπου-3.

Ειδικότερα, στην παρούσα διατριβή εξετάζεται η χωρική κατανομή της σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας για τέσσερις παραμέτρους, τη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (*IMM*), τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (*PGA*), τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (*PGV*) και τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (*PGD*). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε μια μέθοδος προσομοίωσης τύπου Monte Carlo, με συνθετικούς καταλόγους σεισμικότητας. Επίσης, ο προσδιορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε και με εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 και τύπου 3 στα αποτελέσματα της μεθόδου. Παράλληλα, έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών των προσεγγίσεων. Ακόμη, με την εξαγωγή καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας, έγινε σύγκριση της σεισμικής επικινδυνότητας των παραπάνω παραμέτρων για 20 επιλεγμένες περιοχές του Ελληνικού χώρου.

Το επίπεδο της σεισμικής επικινδυνότητας στο σημείο ενδιαφέροντος αποτελεί μια ιδιαίτερος χρήσιμη, αλλά ταυτόχρονα και ανεπαρκή πληροφορία. Η εύρεση των σεισμικών πηγών οι οποίες συμβάλλουν στη σεισμική επικινδυνότητα, καθώς και της επικεντρικής απόστασης και του μεγέθους του σεισμού που είναι πιθανότερο να επηρεάσει περισσότερο το σημείο παρατήρησης είναι ιδιαίτερα σημαντική π.χ. για τη λήψη αποφάσεων σχετικών με τους σεισμούς σχεδιασμού. Για το λόγο αυτό, στη διατριβή αυτή έγινε τετραδιάστατη αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας των τεσσάρων παραμέτρων για τις 20 προαναφερθείσες επιλεγμένες περιοχές. Τα αποτελέσματα είναι συγκρίσιμα με τα αποτελέσματα άλλων μεθόδων, ενώ αναδεικνύουν και τα πλεονεκτήματα της χρήσης συνθετικών καταλόγων, όπως την ευκολία προσαρμογής περίπλοκων μοντέλων χωροχρονικής κατανομής της σεισμικότητας.



ABSTRACT

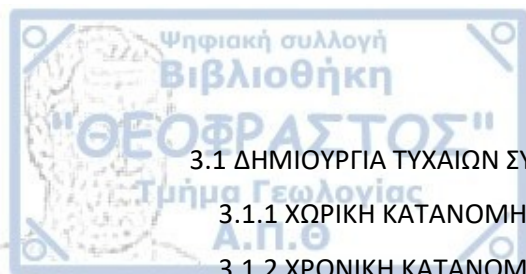
Assessing the seismic hazard of a country is necessary in order to make decisions regarding its earthquake protection policy. For this reason, this is performed by various methods (deterministic or probabilistic) that have been proposed in the last 5 decades, each of which has its own merits and reliability. The first method (probabilistic analysis of seismic hazard) corresponds to seismic hazard assessment by means of an integral over all possible seismic sources, possible source-site distances, as well as possible earthquake magnitude that can affect the point of interest. Alternatively, to avoid the complexity of the above-mentioned method, this can be realized by the use of synthetic seismic catalogs based on realistic seismicity models. In this way, it is possible to build a large volume of synthetic data, which can be employed in order to extract statistically safe conclusions. Finally, in order to address the randomness of these catalogues, it is also proposed to apply appropriate mathematical distributions on the final results, in particular the Gumbel type-1 and the Gumbel type-3 distributions.

In this thesis we examine the spatial distribution of the seismic hazard of Greece for four parameters, namely maximum expected macroseismic intensity (*IMM*), Peak Ground Acceleration (*PGA*), Peak Ground Velocity (*PGV*), and Peak Ground Displacement (*PGD*). For this purpose a Monte Carlo simulation method was used, with synthetic seismic catalogs. Seismic hazard assessment was also performed by applying the Gumbel type 1 and type 3 distributions to the final Monte Carlo results. The results of these methods were compared and we investigated which approach leads to more reliable results. Furthermore, by extracting seismic hazard curves from the final results, the seismic hazard of the previous parameters was compared for 20 selected areas (points of interest).

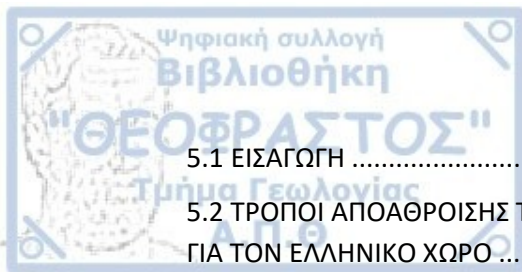
The level of seismic hazard at the point of interest is a particularly useful but at the same time incomplete information. Finding the area from which the seismic hazard originates, as well as the epicentral distance and magnitude of the earthquake most likely to affect the observation point is considered necessary for decision-making e.g. regarding appropriate design earthquakes. For this reason, four-dimensional seismic hazard deaggregation of the previous four parameters for the 20 selected areas was also performed in this thesis. The obtained results are comparable with alternative approaches, while identifying the advantages of the use of synthetic catalogues.



ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	V
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VII
ABSTRACT	VIII
1. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
1.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ	1
1.1.1 ΠΟΣΟΤΙΚΑ ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	2
1.1.2 ΑΙΤΙΟΚΡΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	3
1.1.3 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	4
1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	4
1.2.1 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	4
1.2.2 ΣΧΕΣΕΙΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	10
2. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	11
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	11
2.2 ΣΤΑΔΙΑ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	14
2.3 ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ.....	16
2.4 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	16
2.4.1 ΧΩΡΙΚΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ	19
2.4.2 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΜΕΓΕΘΩΝ ΚΑΙ ΜΕΓΙΣΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ	21
2.4.3 ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	23
2.4.4 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΣΧΕΣΕΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.....	27
2.5 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΥΠΟΥ MONTE CARLO.	28
2.6 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL.	34
2.6.1 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1	35
2.6.2 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3	37
2.6.3 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΜΕ ΤΗΝ ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3	39
2.7 ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	43
3. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	45



3.1 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΥΧΑΙΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ	45
3.1.1 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	45
3.1.2 ΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	46
3.1.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΜΕΓΕΘΩΝ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	47
3.1.4 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΒΑΘΩΝ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ	48
3.1.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ ΣΕΙΣΜΩΝ	52
4. ΚΕΦΑΛΑΙΟ – ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ	57
4.1 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΚΑΙ ΚΩΔΙΚΑΣ ΜΑΤΛΑΒ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟΥ	57
4.2 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΚΑΙ 3 ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ.....	67
4.2.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ (I_{MM})	68
4.2.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ (PGA)	69
4.2.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ (PGV).....	70
4.2.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ (PGD)	71
4.2.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΧΩΡΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΟ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΚΑΙ 3	72
4.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ω ΚΑΙ κ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3.....	72
4.4 ΧΩΡΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΟ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ	79
4.4.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}	79
4.4.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA	82
4.4.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, PGV	85
4.4.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, PGD	88
4.4.5 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ (PGA) ΜΕ ΕΝΑΛΛΑΚΤΙΚΗ ΣΧΕΣΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ (AKKAR AND BOMMER, 2007)	91
4.5 ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ	97
4.5.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}	98
4.5.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA	99
4.5.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, PGV	100
4.5.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, PGD	101
4.5.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ.....	102
5. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ	107



5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	107
5.2 ΤΡΟΠΟΙ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	108
5.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ	113
5.3.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}	116
5.3.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA	123
5.3.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, PGV	131
5.3.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, PGD	139
5.4 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	146
6. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΣΥΝΟΨΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	151
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	155
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	167



1. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ

Ως **σεισμική επικινδυνότητα** (seismic hazard), H , ενός τόπου ορίζεται η αναμενόμενη τιμή της σεισμικής παραμέτρου, Y , σε καθορισμένο χρονικό διάστημα, η οποία έχει ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης (Παπαζάχος και συν., 2005). Στη θέση της παραμέτρου Y μπορούν να μπουν διάφορες (άμεσες ή έμμεσες) ποσότητες μέτρησης των σεισμικών κινήσεων, όπως η μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV), η μέγιστη εδαφική μετάθεση (PGD), ή ακόμα και οι φασματικές τους τιμές. Το θεωρούμενο χρονικό διάστημα συνήθως είναι ο χρόνος ζωής των κατασκευών που μας ενδιαφέρει (π.χ. 50 έτη).

Ως **τρωτότητα** (vulnerability), V , μιας τεχνικής κατασκευής ορίζεται ο τρόπος με τον οποίο αυτή αναμένεται να αποκριθεί στις σεισμικές κινήσεις (Παπαζάχος και συν., 2005). Η τρωτότητα εξαρτάται από την ποιότητα των υλικών της, αλλά και από τον παράγοντα απόσβεσης, την πλαστιμότητα και την ιδιοπερίοδό της.

Ως **σεισμικός κίνδυνος** (seismic risk), R , ορίζεται ο αναμενόμενος βαθμός σεισμικής βλάβης τον οποίο πρόκειται να υποστεί μια κατασκευή (Παπαζάχος και συν., 2005). Εξαρτάται τόσο από τη σεισμική επικινδυνότητα (δηλαδή τις αναμενόμενες κινήσεις στη βάση της κατασκευής), όσο και από τις ιδιότητες της ίδιας της κατασκευής, που επηρεάζουν τον τρόπο απόκρισής της στις κινήσεις αυτές (τρωτότητα). Ο σεισμικός κίνδυνος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$R = H * V \quad (1.1)$$

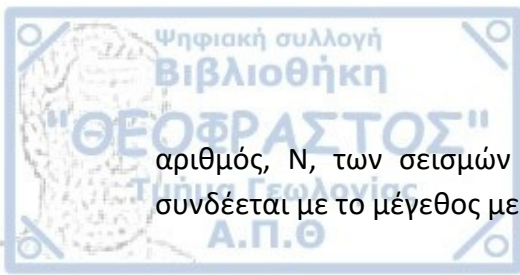
όπου: $*$ = το σύμβολο της συνέλιξης.

H = η σεισμική επικινδυνότητα.

V = η τρωτότητα.

Με άλλα λόγια, ο σεισμικός κίνδυνος περιγράφει το δυναμικό ενός σεισμού να προκαλέσει βλάβες, ενώ η σεισμική επικινδυνότητα περιγράφει την πιθανότητα που υπάρχει να προκληθεί κάποιο επίπεδο βλάβης από το σεισμικό κίνδυνο (Wang 2009, Wang 2011).

Ο σεισμικός κίνδυνος μιας περιοχής επηρεάζεται άμεσα από τη σεισμικότητά της. Η σεισμικότητα (υποθέτοντας ότι οι σεισμοί ακολουθούν κατανομή Poisson, δηλαδή τυχαία κατανομή στο χρόνο) μπορεί να περιγραφεί με το Νόμο κατανομής των μεγεθών Gutenberg-Richter (G-R), ο οποίος υποστηρίζει ότι ο



αριθμός, N , των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο της τιμής M , συνδέεται με το μέγεθος με την εξής σχέση:

$$\log N = a_t - bM \quad (1.2)$$

όπου: a_t = παράμετρος που εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής. Όσο υψηλότερη είναι η τιμή της, τόσο υψηλότερο είναι και το επίπεδο της σεισμικότητας. Εξαρτάται επίσης από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου ή ίσου του M , και από το εμβαδόν της επιφάνειας που καλύπτουν τα επίκεντρά τους.

b = παράμετρος εξαρτώμενη από τις τάσεις της περιοχής και από τις μηχανικές ιδιότητες του φλοιού στο χώρο της εστίας του σεισμού.

Για χρονικό διάστημα ενός έτους, ο λογάριθμος της αθροιστικής συχνότητας των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M δίνεται από τη σχέση:

$$\log N = a - bM \quad (1.3)$$

όπου a είναι η τιμή της σταθεράς a_t , ανηγμένη σε ένα έτος ($a = a_t - \log t$).

Οι τιμές των σταθερών G - R υπολογίζονται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, εφόσον τα ζεύγη ($\log N$, M) είναι γνωστά. Εναλλακτικά μπορούν να προσδιοριστούν και με άλλες προσεγγίσεις, π.χ. τη μέθοδο των ακραίων τιμών, η οποία περιγράφεται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 2.7.

1.1.1 ΠΟΣΟΤΙΚΑ ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Η σεισμική επικινδυνότητα μιας περιοχής μπορεί να ποσοτικοποιηθεί με δύο μέτρα. Η **πιθανότητα**, P , η ένταση της σεισμικής κίνησης να υπερβεί κάποια προκαθορισμένη τιμή της σε ορισμένο χρονικό διάστημα (π.χ. ενός έτους) αποτελεί το πρώτο μέτρο σεισμικής επικινδυνότητας (π.χ. η πιθανότητα υπέρβασης της επιτάχυνσης 0.2 g σε 50 χρόνια). Ως δεύτερο μέτρο σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να οριστεί η **τιμή**, Y , της έντασης της σεισμικής κίνησης, η οποία έχει συγκεκριμένη, προκαθορισμένη, πιθανότητα υπέρβασης σε ορισμένο χρονικό διάστημα (π.χ. η τιμή της επιτάχυνσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε 50 χρόνια). Στην παρούσα εργασία ο όρος ένταση χρησιμοποιείται με την ευρύτερη έννοια, και στη θέση του μπορεί να μπει οποιαδήποτε από τις προαναφερθείσες παραμέτρους.

Η ένταση (ή η παράμετρος Y) μπορεί να πάρει διάφορες τιμές, αναλόγως του μεγέθους του σεισμού και της απόστασης του επικέντρου του από το σημείο παρατήρησης, δηλαδή από το σημείο στο οποίο γίνεται η μέτρησή της. Αυτή ακολουθεί κάποιο Νόμο δύναμης, ανάλογου το Νόμου Gutenberg-Richter (Σχέση 1.4), δηλαδή οι σεισμικές εντάσεις σε μια θέση ακολουθούν μια υπερβολική

κατανομή (όπως πολλά φυσικά φαινόμενα) της μορφής $N(\geq I) = N_0 I^{-\beta}$, (αν λογαριθμήσουμε αυτή τη σχέση προκύπτει η Σχέση 1.4). Οι σχέσεις που παρουσιάζονται στη συνέχεια ισχύουν και στην περίπτωση που εξετάζεται η σεισμικότητα μιας περιοχής, αν στη θέση της παραμέτρου Y θεωρήσουμε το μέγεθος, M .

$$\log N_t = a_t - bY \quad (1.4)$$

όπου: N_t = ο αριθμός των σεισμών που έγιναν σε χρονικό διάστημα t ετών και προκάλεσαν ένταση μεγαλύτερη ή ίση με την τιμή Y .

Προφανώς για $t=1$ έτος ισχύει η σχέση:

$$\log N_1 = a_1 - bY \quad (1.5)$$

όπου $a_1 = a_t - \log t$.

Η σχέση (1.5) μπορεί να γραφτεί και ως:

$$N_1 = N_0 e^{-\beta Y} \quad (1.6)$$

όπου: $N_0 = 10^{a_0}$ = ο ετήσιος αριθμός των σεισμών που προκαλούν ένταση μηδενική ή μεγαλύτερη.

$$\beta = b / \log e. \quad (1.7)$$

Ως **μέση περίοδος επανάληψης**, $T(Y)$, ορίζεται το αντίστροφο της ετήσιας αθροιστικής συχνότητας των σεισμών που προκαλούν ένταση μεγαλύτερη ή ίση με Y (N_1), οπότε ισχύουν οι σχέσεις:

$$T(Y) = \frac{1}{N_1(Y)} \quad (1.8)$$

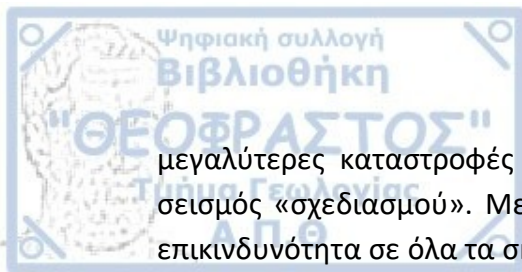
$$T(Y) = \frac{e^{\beta Y}}{N_0} \quad (1.9)$$

Τέλος, αν θεωρήσουμε ότι οι σεισμοί χρονικά ακολουθούν κατανομή Poisson, μπορεί να υπολογιστεί η πιθανότητα υπέρβασης ορισμένης έντασης Y σε χρονικό διάστημα t , η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$P_t = 1 - e^{-\frac{t}{T}} \quad (1.10)$$

1.1.2 ΑΙΤΙΟΚΡΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Η αιτιοκρατική ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιείται συχνά σε μικροζωνικές μελέτες και σε ιδιαίτερης σημαντικότητας κατασκευές, π.χ. σε φράγματα, αλλά κρίνεται ακατάλληλη για έργα εθνικού επιπέδου. Σε αυτού του είδους την ανάλυση επιλέγεται ένας σεισμός που δύναται να προκαλέσει τις



μεγαλύτερες καταστροφές στην περιοχή ενδιαφέροντος, και χρησιμοποιείται ως σεισμός «σχεδιασμού». Με βάση το σεισμό σχεδιασμού υπολογίζεται η σεισμική επικινδυνότητα σε όλα τα σημεία παρατήρησης της περιοχής μελέτης.

Η αιτιοκρατική ανάλυση πραγματοποιείται σε τέσσερα βήματα (Reiter, 1990):

1] Καθορισμός των σεισμικών πηγών: Γίνεται υπολογισμός των μέτρων σεισμικότητας και περιγραφή της γεωμετρίας όλων των σεισμικών πηγών που υπάρχει περίπτωση να πλήξουν την περιοχή μελέτης.

2] Καθορισμός της παραμέτρου της απόστασης: Γίνεται επιλογή της απόστασης που θα χρησιμοποιηθεί για τους υπόλοιπους υπολογισμούς (απόσταση υποκέντρου-σημείου ενδιαφέροντος, απόσταση επικέντρου-σημείου ενδιαφέροντος, απόσταση άκρου του ρήγματος-σημείου ενδιαφέροντος κ.λπ.). Συνήθως επιλέγεται η μικρότερη απόσταση μεταξύ της πηγής και του σημείου ενδιαφέροντος.

3] Επιλογή του μέτρου εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας: Γίνεται επιλογή της παραμέτρου Y που θα χρησιμοποιηθεί και, με τη βοήθεια της σχέσης απόσβεσης ή κάποιας άλλης μεθοδολογίας προσομοίωσης υπολογίζεται η τιμή της στα διάφορα σημεία παρατήρησης της περιοχής μελέτης.

4] Επιλογή του σεισμού «σχεδιασμού»: Με βάση τα αποτελέσματα του βήματος 3.

1.1.3 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Η πιθανολογική ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας, σε αντίθεση με την αιτιοκρατική ανάλυση, συνυπολογίζει όλους τους πιθανούς σεισμούς που μπορούν να πλήξουν το σημείο ενδιαφέροντος (από οποιαδήποτε σεισμική πηγή και αν προέρχονται), και κατά συνέπεια όλα τα πιθανά τους μεγέθη και όλες τις πιθανές τους αποστάσεις. Ταυτόχρονα, τα αποτελέσματά της πάντα συνοδεύονται από τις αβεβαιότητες που υπάρχουν στις αναλύσεις, οπότε αυτά κυμαίνονται σε κάποιο εύρος τιμών. Η πιθανολογική ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας αναλύεται εκτενώς στο Κεφάλαιο 2.

1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

1.2.1 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Το σεισμοτεκτονικό μοντέλο της περιοχής μελέτης βασίζεται εξολοκλήρου στο μοντέλο που πρότειναν οι Βαμβακάρης (2010) και Vamvakaris et al. (2016). Το

μοντέλο αυτό διαχωρίζει τον ελληνικό χώρο σε 113 ζώνες επιφανειακής σεισμικότητας (Σχήμα 1-1). Επίσης, οι Parazachos and Papaioannou (1993) έχουν ορίσει 7 ζώνες σεισμικότητας ενδιάμεσου βάθους (Σχήμα 1-2). Οι ζώνες χωρίστηκαν με τέτοιον τρόπο ώστε να περικλείουν περιοχές με παρόμοια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά (ρήγματα). Για τον προσδιορισμό των ζωνών χρησιμοποιήθηκε πληθώρα σεισμολογικών και μη- στοιχείων, όπως λύσεις μηχανισμών γένεσης, διευθύνσεις των P και T κινηματικών αξόνων, χαρακτηριστικά ενεργών ρηγμάτων (παράταξη, διεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης) και μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά. Επίσης, χρησιμοποιήθηκε ένας πλήρης κατάλογος σεισμών από το 550 π.Χ έως και το 2008 μ.Χ. Γίνεται η παραδοχή ότι εντός των επιφανειακών σεισμικών πηγών η σεισμικότητα είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη στο χώρο, αλλά και σταθερή στο χρόνο.

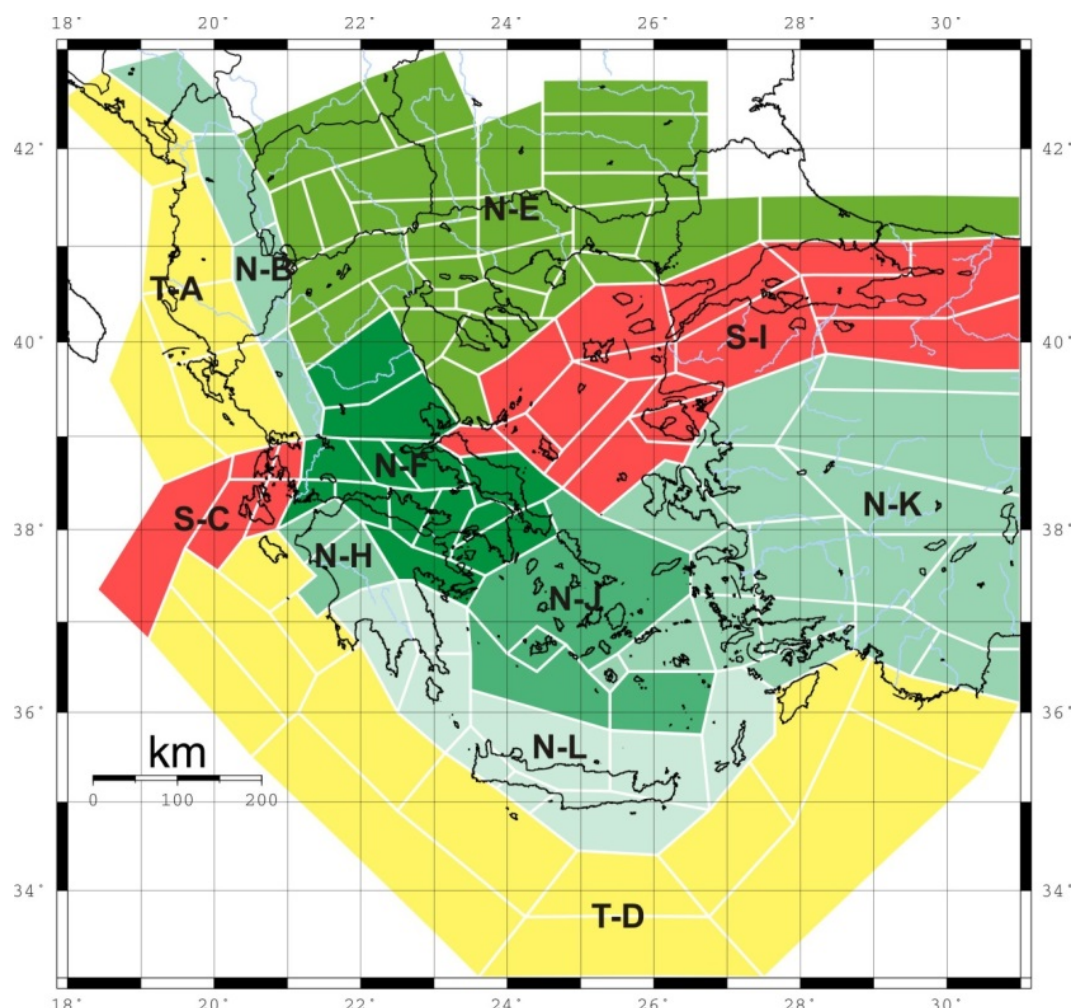
Στην Ελλάδα, λόγω της ιδιαιτερότητας της θέσης της, γεννιέται το 60% της ευρωπαϊκής σεισμικότητας και το 2% της παγκόσμιας σεισμικότητας, αν και αυτή καταλαμβάνει μόλις το 0.09% της επιφάνειας της Γης (Båth, 1983). Πιο συγκεκριμένα, ο ελληνικός χώρος επηρεάζεται από τρεις διεργασίες· την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία προκαλείται από την προς Βορρά σύγκρουση (και κατάδυση) της ωκεάνιου τύπου λιθοσφαιρικής πλάκας της Μεσογείου και της Ευρασιατικής πλάκας, τη δυτική κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ρήγματος της Ανατολίας, και την αριστερόστροφη περιστροφή της Αδριατικής (ή Απούλιας) μικροπλάκας, με την επακόλουθη σύγκρουσή της με τις δυτικές ακτές της Αλβανίας και της Ελλάδας.

Ως αποτέλεσμα αυτών των κινήσεων, δημιουργούνται οι παρακάτω ζώνες (Parazachos and Parazachou, 2003):

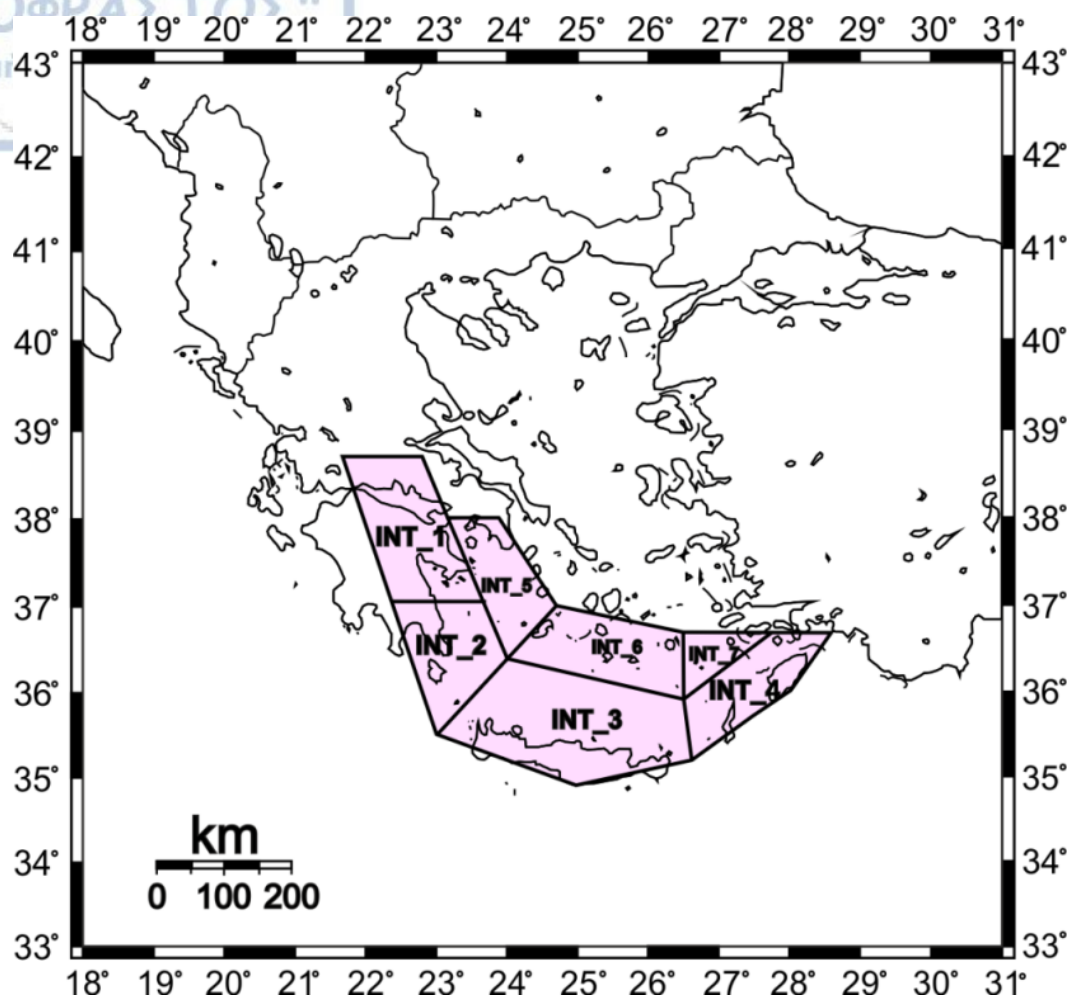
- 1] Κατά μήκος των ακτών της Αδριατικής, της Αλβανίας και της Ηπείρου το πεδίο των τάσεων είναι συμπιεστικό, με πληθώρα ανάστροφων διαρρήξεων BA-NA διεύθυνσης.
- 2] Στα Ιόνια νησιά δημιουργείται η ζώνη δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, με σημαντικότερο το ρήγμα της Κεφαλονιάς. Πολλοί επιστήμονες (Kiritzi and Louvari 2003, Karakaisis et al 2004) θεωρούν ότι αυτό το ρήγμα αποτελεί τη συνέχεια του ρήγματος της Ανατολίας.
- 3] Η ζώνη των μεγάλων ανάστροφων διαρρήξεων κατά μήκος της ελληνικής Τάφρου. Αυτά τα ρήγματα κλίνουν από το κυρτό (Μεσόγειος) προς το κοίλο (Αιγαίο) μέρος της Τάφρου.
- 4] Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων, με B-N διεύθυνση. Αποτελείται από δύο τμήματα, διότι στην κεντρική Ελλάδα πιθανά διακόπτεται. Η διακοπή αυτή οφείλεται στο γεγονός ότι δυτικά της κεντρικής Ελλάδας δεν υπάρχει το συμπιεστικό πεδίο που συναντάται στη ζώνη 1 και στο δυτικό τμήμα της ζώνης 3 και επηρεάζει άμεσα το εφελκυστικό πεδίο που κυριαρχεί κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων.
- 5] Η ζώνη κανονικών ρηγμάτων στο Αιγαίο, διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης (με κλίση είτε προς το Βορρά είτε προς το Νότο). Αυτά προκαλούνται από το εφελκυστικό πεδίο τάσεων διεύθυνσης Βορρά-Νότου, το οποίο προκύπτει λόγω της ταχύτερης

κίνησης του νότιου τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου, σε σχέση με το βόρειο τμήμα της.

6] Η ημιεκτακτική ζώνη του Βορείου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά, BA-NΔ διευθύνσεως. Εδώ δεσπόζουν μεγάλοι μήκους δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, υπάρχουν όμως και κανονικές διαρρήξεις. Η ζώνη αυτή χωρίζει την Ευρασιατική πλάκα από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, και γεννιέται από την ταυτόχρονη κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά και της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα N-NΔ.

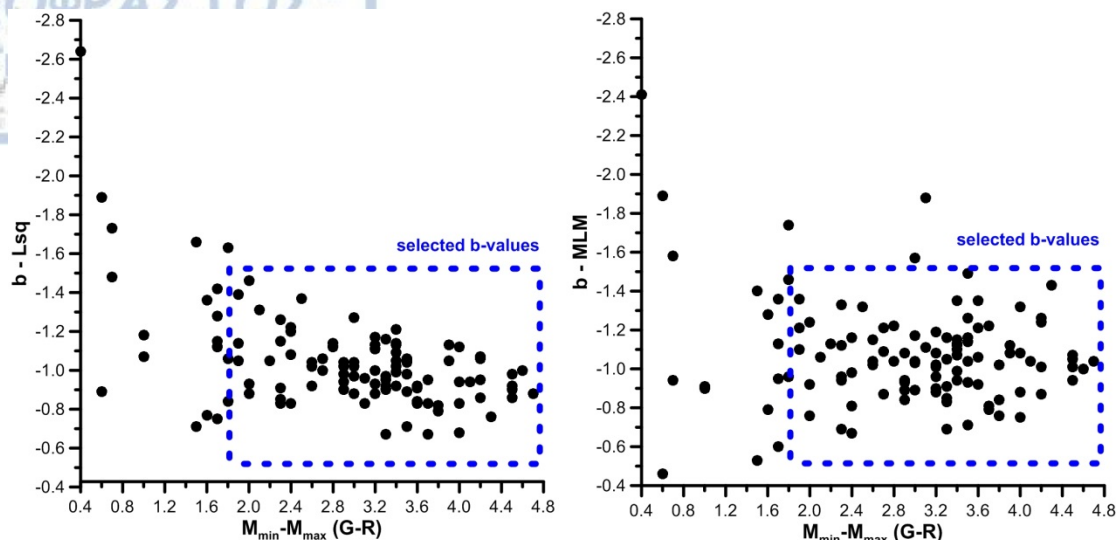


Σχήμα 1-1 Χάρτης των 113 επιφανειακών πηγών του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, χωρισμένων σε τρεις κατηγορίες, αναλόγως του είδους διάρρηξης που επικρατεί στην κάθε ζώνη (Vamvakaris et al, 2016). Στις κόκκινες ζώνες (S) κυριαρχούν τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, στις πράσινες ζώνες τα κανονικά (N) και στις κίτρινες ζώνες τα ανάστροφα (T).



Σχήμα 1-2 Χάρτης των 7 πηγών σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τροποποιημένο από Papazachos and Papaioannou, 1993).

Οι παράμετροι Gutenberg-Richter για κάθε ζώνη εξαρτώνται από τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά της (όπως το πεδίο των τάσεων), αλλά επηρεάζονται σε σημαντικό βαθμό από την πληρότητα και από την ποσότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό τους. Στο παρόν μοντέλο σεισμικών πηγών, η κατανομή της συχνότητας των μεγεθών μελετήθηκε για διαφορετικά χρονικά διαστήματα. Για να αναχθούν τα αποτελέσματα των διαφορετικών χρονικών διαστημάτων σε κοινό χρόνο χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της μέσης τιμής. Επίσης, επειδή τα αποτελέσματα για τις τιμές a και b που προέκυψαν από τη χρήση των ελαχίστων τετραγώνων και της μεθόδου των απολύτων τιμών ήταν πολύ ασταθή, λόγω μικρού αριθμού δεδομένων που να πληρούν τα κριτήρια πληρότητας, οι τιμές της παραμέτρου b προσδιορίστηκαν και με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood method) (Weichert 1980). Για να εξεταστεί σε τι οφείλεται η μεταβλητότητα της παραμέτρου, είτε αυτή προσδιορίζεται με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, είτε με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας, υπολογίστηκαν οι τιμές dM για κάθε ζώνη (όπου $dM = M_{\max} - M_{\min}$), δηλαδή το εύρος των μεγεθών (που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένη πληρότητα) για κάθε ζώνη (Σχήμα 1-3).

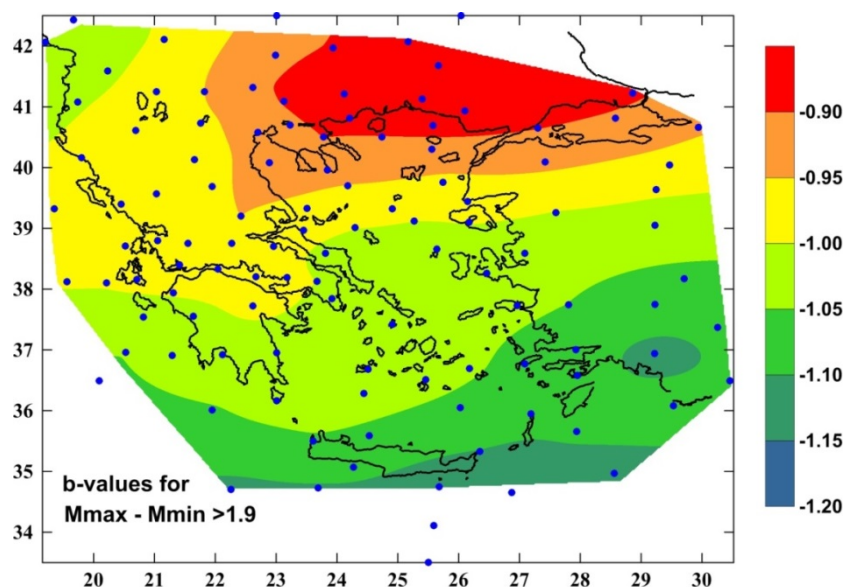


Σχήμα 1-3 Διαγράμματα της παραμέτρου b σε συνάρτηση με το εύρος των διαθέσιμων μεγεθών ($M_{\min}-M_{\max}$). Στο αριστερό σχήμα οι παράμετροι b υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, ενώ στο δεξί ο προσδιορισμός τους έγινε με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας (Vamvakaris et al, 2016).

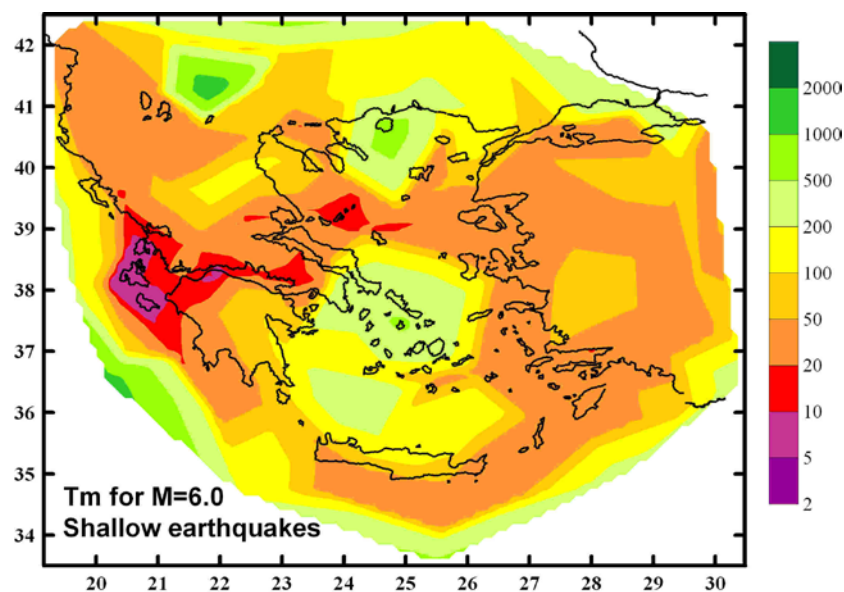
Είναι φανερό ότι για μικρές τιμές dM , δηλαδή για μικρά εύρη διαθέσιμων μεγεθών, οι τιμές της παραμέτρου b είναι ιδιαίτερως υψηλές. Οι τιμές b που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας παρουσιάζουν ευρύτερη διασπορά, τόσο σε μικρές τιμές dM (<1.9), όσο και σε μεγαλύτερες. Από τα διαγράμματα του Σχήματος 1-3 προκύπτει ότι η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων παράγει πιο σταθερά αποτελέσματα, ιδιαίτερα σε εύρη μεγεθών μεγαλύτερα του 1.9, στα οποία βασίστηκε ο τελικός υπολογισμός της παραμέτρου b .

Στα Σχήματα 1-4 με 1-6 φαίνεται η χωρική κατανομή της παραμέτρου b , της μέσης περιόδου επανάληψης των επιφανειακών σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του 6.0 (ένα μέγεθος που μπορεί πρακτικά να συμβεί σε οποιοδήποτε σημείο της ευρύτερης περιοχής μελέτης), καθώς και του πιθανότερου μέγιστου μεγέθους των επιφανειακών σεισμών για περίοδο επανάληψης 50 ετών (χρόνος ζωής των κατασκευών) και για περιοχή έκτασης 10.000 km^2 , αντίστοιχα. Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1-4, η παράμετρος b παρουσιάζει εξάρτηση από τις σεισμοτεκτονικές συνθήκες της εκάστοτε γεωλογικής ζώνης. Έτσι, οι τιμές της μειώνονται σταδιακά από τα Ν προς τα ΒΑ, δηλαδή από το εξωτερικό μέρος του ελληνικού τόξου ($b \approx -1.00$) προς τη Θράκη ($b \approx -0.80$), σε συμφωνία με την ηλικία των σχηματισμών. Οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου b απαντώνται κατά μήκος του εξωτερικού ελληνικού τόξου, δηλαδή από το Ιόνιο μέχρι τις ΝΔ ακτές της Τουρκίας ($b \approx -1.2$ έως -1.1). Στο Σχήμα 1-5, οι περιοχές υψηλής σεισμικότητας είναι αυτές στις οποίες οι περίοδοι επανάληψης του μεγέθους $M \geq 6.0$ είναι σχετικά μικρές. Για παράδειγμα, στο κεντρικό Ιόνιο (Λευκάδα, Κεφαλονιά, Ζάκυνθος) η περίοδος επανάληψης αυτού του μεγέθους ανέρχεται στα 5 έτη για μία περιοχή $\sim 100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ (10000 km^2). Στις υπόλοιπες περιοχές του Ιονίου, αλλά και στη ΒΔ Πελοπόννησο, στον Κορινθιακό και στον Πατραϊκό Κόλπο και στις Β. Σποράδες αυτή είναι στα 10-20 έτη. Περίοδοι επανάληψης των 20-50 ετών παρατηρούνται στο εξωτερικό ελληνικό τόξο, στις δυτικές ακτές της Αλβανίας και της ηπειρωτικής Ελλάδας, στο Α. Αιγαίο, στη ζώνη Αμοργού-Σαντορίνης, αλλά και στη Ν. Θεσσαλία και στη Σερβομακεδονική. Αντιθέτως, περιοχές χαμηλής σεισμικότητας, με περιόδους επανάληψης που

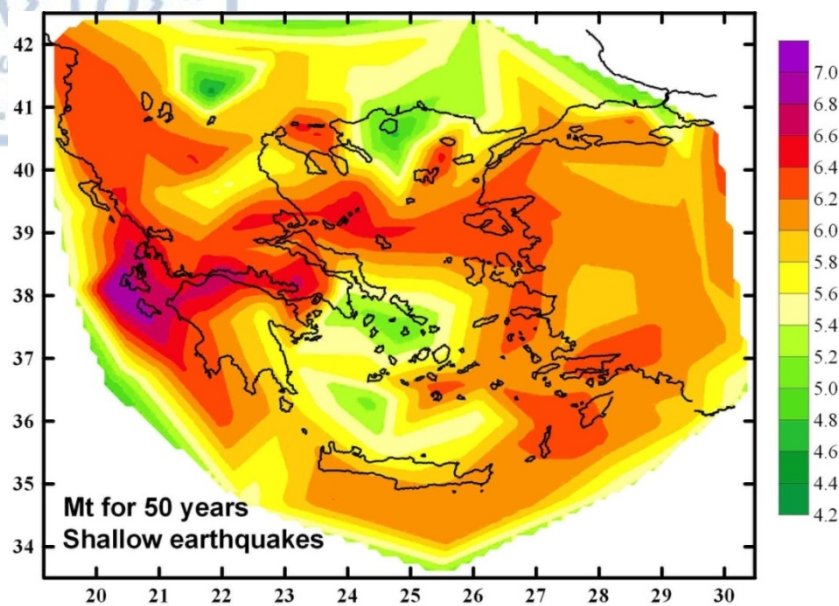
ξεπερνούν τα 200 έτη, αποτελούν η Θράκη, η Π.Γ.Δ.Μ., η ευρύτερη περιοχή της Θάσσης, οι Κυκλάδες και η λεκάνη της Κρήτης. Τέλος, από το Σχήμα 1-6 προκύπτουν παρόμοια συμπεράσματα. Στις περιοχές υψηλής σεισμικότητας το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος επιφανειακού σεισμού (στην 50ετία) κυμαίνεται μεταξύ του 6.6 και του 7.0, ενώ το αντίστοιχο μέγεθος για τις περιοχές χαμηλής σεισμικότητας είναι μικρότερο του 5.0.



Σχήμα 1-4 Χωρική κατανομή της παραμέτρου b (Vamvakaris et al, 2016).



Σχήμα 1-5 Χωρική κατανομή της μέσης περιόδου επανάληψης, T_m , για επιφανειακούς σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$ (Vamvakaris et al, 2016) και για περιοχή έκτασης 10.000 km^2 .



Σχήμα 1-6 Χωρική κατανομή του πιθανότερου μέγιστου μεγέθους, M_t , των επιφανειακών σεισμών για περίοδο επανάληψης 50 ετών (Vamvakaris et al, 2016) και για περιοχή έκτασης 10.000 km².

1.2.2 ΣΧΕΣΕΙΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο έχει προταθεί πλήθος σχέσεων απόσβεσης, για μεγάλο αριθμό εδαφικών παραμέτρων. Στον Πίνακα 1-1 παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποιες από αυτές, για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), σε cm/s².

Πίνακας 1-1 Ενδεικτικές σχέσεις απόσβεσης για τον ευρύτερο ελληνικό χώρο για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), σε cm/s².

No	ΣΧΕΣΗ	ΑΝΑΦΟΡΑ
1	$A = 2164e^{(0.7 \pm 0.03)M}(R + 20)^{-(-1.8 \pm 0.02)}$	Makropoulos and Burton (1985), Makropoulos (1978)
2	$\ln Y = 3.88 + 1.12M - 1.65 \ln(R + 15) + 0.41S + 0.71P$	Theodulidis and Papazachos (1992)
3	$\ln Y = 4.85 + 1.02M - 1.90 \ln(R + 15) + 0.31S + 0.50P$	Theodulidis (1998)
4	$\ln Y = 4.16 + 0.69M_w - 1.24 \ln(R + 6) + 0.12S + 0.70P$	Margaris et al. (2002)
5	$\log Y = 0.86 + 0.45M - 1.27 \log(R^2 + h^2)^{1/2} + 0.10F + 0.06S + 0.286P$	Skarlatoudis et al. (2003)
6	$\log Y = 1.03 + 0.32M - 1.11 \log(R^2 + 7^2)^{1/2} + 0.34P$	Skarlatoudis et al. (2004)
7	$\log_{10} Y = 0.883 + 0.458M - 1.278 \log_{10} \sqrt{R^2 + 11.515^2} + 0.038S + 0.116F$	Danciu and Tselentis (2007)
8	$\log Y = 0.787 + 0.478M - 1.092 \log \sqrt{R^2 + 10.688^2} - 0.0044 \sqrt{R^2 + 10.688^2} + 0.096s + 0.146m \pm 0.285$	Chousianitis et al. (2018)
9	$\log Y = 4.229 + 0.877(M - 5.5) - 1.7 \log R - 0.00206(R - 1) - 0.481(1 - \text{ARC})H(h - 100) - 0.152(1 - \text{ARC})H(100 - h)f(h, R) + 0.425\text{ARCH}(h - 100) + 0.303\text{ARCH}(100 - h)f(h, R) + 0.267S + 0.491SS + 0.369P$	Skarlatoudis et al. (2013) <u>Intermediate-depth events</u>

2. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η βασική θεμελίωση της πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε με τη μέθοδο που πρότεινε για πρώτη φορά ο Cornell (1968). Στην πιθανολογική ανάλυση λαμβάνονται υπόψη όλοι οι πιθανοί σεισμοί που μπορούν να επηρεάσουν το σημείο ενδιαφέροντος, δηλαδή γίνεται ανάλυση της συνεισφοράς όλων των πιθανών θέσεων των σεισμικών εστιών σε σχέση με το σημείο ενδιαφέροντος, των πιθανών μεγεθών τους και των αβεβαιοτήτων των σχέσεων απόσβεσης. Τελικά, υπολογίζεται η πιθανότητα που έχει η παράμετρος η οποία εξετάζεται (π.χ. η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση) να ξεπεράσει μια ορισμένη τιμή μέσα σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (το οποίο καθορίζεται από τον ερευνητή) ή εναλλακτικά η μέση ετήσια πιθανότητα υπέρβασης της τιμής της παραμέτρου.

Οι βασικές παραδοχές αυτής της μεθόδου είναι οι ακόλουθες:

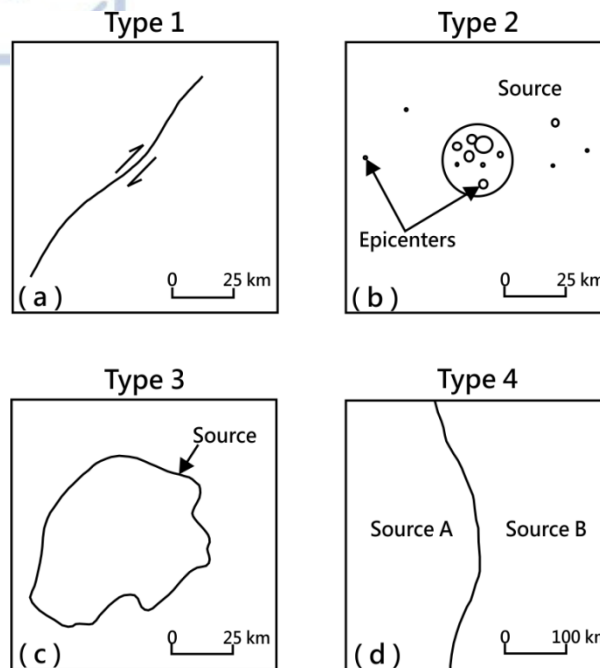
1] Ομογενής χωρική κατανομή των σεισμών στη σεισμική πηγή. Ως σεισμικές πηγές θεωρούνται περιοχές της λιθόσφαιρας της γης που έχουν σχετικά ομοιόμορφη σεισμικότητα. Για κάθε σεισμική πηγή πρέπει να προσδιορίζονται οι παράμετροι σεισμικότητας που τη χαρακτηρίζουν, όπως ο ρυθμός επανάληψης των σεισμών σε αυτήν για κάθε μέγεθος, καθώς και το μέγιστο μέγεθος, $M_{\max}$, σεισμού που μπορεί να συμβεί σε αυτήν (π.χ. Budnitz et al, 1997). Υπάρχουν τέσσερις τύποι σεισμικών πηγών που συνήθως χρησιμοποιούνται (Σχήμα 2-1):

- Ρήγματα, τα οποία θεωρούνται είτε ως γραμμικά στοιχεία, είτε ως επιφανειακά
- Τοπικές πηγές, οι οποίες αντιστοιχούν σε περιοχές μικρής χωρικής κλίμακας στις οποίες εμφανίζεται υψηλή συγκέντρωση σεισμικότητας
- Περιφερειακές-χωρικές (regional) πηγές, οι οποίες έχουν σχετικά μεγάλη έκταση
- Πηγές υποβάθρου (background area sources), που καλύπτουν το χώρο που δεν περιλαμβάνουν οι προηγούμενες πηγές.

Τα όρια των σεισμικών πηγών καθορίζονται από διάφορα χαρακτηριστικά, όπως συγκεντρώσεις της σεισμικότητας, διαφορές στην τεκτονική και γεωλογικά όρια. Εάν στους υπολογισμούς συμπεριληφθεί και η κατανομή της σεισμικότητας με το βάθος, τότε οι επιφανειακές σεισμικές πηγές μετατρέπονται σε σειсмоγενείς όγκους.

2] Ο τύπος του εδάφους στο σημείο ενδιαφέροντος και ο μηχανισμός γένεσης της σεισμικής πηγής είναι γνωστοί και σταθεροί και η επίδρασή τους συμπεριλαμβάνεται στη σχέση απόσβεσης που χρησιμοποιείται. Ο τύπος του εδάφους μπορεί να περιγραφεί είτε με τη χρήση κλάσεων (π.χ. σκληρό πέτρωμα - συνεκτικό έδαφος - χαλαρό έδαφος), είτε με κάποια κατάλληλη ποσοτική

παράμετρο, όπως την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στα πρώτα 30 m του εδάφους (V_{s30}).



Σχήμα 2-1 Οι τέσσερις βασικοί τύποι σεισμικών πηγών που χρησιμοποιούνται σε μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας. (a) Σεισμικό ρήγμα, (b) τοπική σεισμική πηγή, που περιέχει μια επιμέρους μικρής κλίμακας περιοχή στην οποία συγκεντρώνεται η σεισμικότητα, (c) περιφερειακή-χωρική πηγή, (d) πηγή υποβάθρου. Αξίζει να σημειωθεί ότι ο τέταρτος τύπος αναφέρεται σε μεγαλύτερη κλίμακα από τους υπόλοιπους (Budnitz et al, 1997).

Η πιθανολογική ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας συνήθως προσδιορίζει τη μέση ετήσια πιθανότητα, γ , της παραμέτρου Y να ξεπεράσει μια τιμή, y (Σχήμα 2-2d), η οποία δίνεται από τη σχέση:

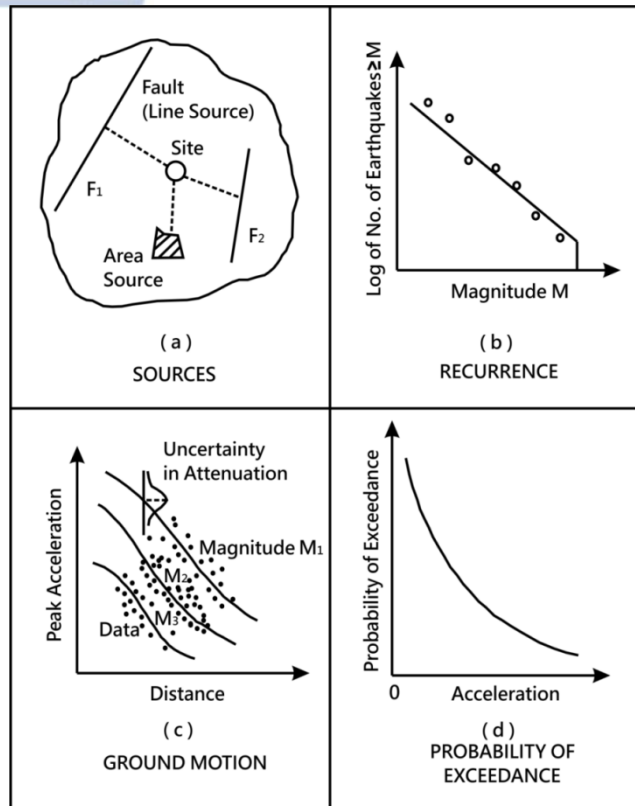
$$\lambda(Y > y) = v_m(M > m_{\min}) \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \int_0^{r_{\max}} f_M(m) f_R(r) P(Y > y | m, r) dm dr \quad (2.1)$$

όπου: $v_m(M > m_{\min})$ = ο ετήσιος ρυθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος M μεγαλύτερο από το ελάχιστο μέγεθος, $m_{\min}$, που εξετάζεται για τη συγκεκριμένη πηγή.

$f_M(m)$ = η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του μεγέθους των σεισμών σε κάθε πηγή (Σχήμα 2-2b), όπως προκύπτει από τη σχέση Gutenberg-Richter (G-R).

$f_R(r)$ = η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της απόστασης μεταξύ της πηγής και του σημείου για το οποίο γίνονται οι υπολογισμοί. Η συνάρτηση αυτή εκφράζει την αβεβαιότητα των επικέντρων των σεισμών της πηγής, και ουσιαστικά μετατρέπει την παραδοχή ότι οι σεισμοί είναι π.χ. ομογενώς κατανομημένοι στη σεισμική πηγή σε αβεβαιότητα της απόστασης πηγής-σημείου ενδιαφέροντος. Η απόσταση αυτή εξαρτάται από τη γεωμετρία και τον τύπο της σεισμικής πηγής (Σχήμα 2-2a).

$P(Y > y | m, r) =$ εκφράζει την πιθανότητα υπέρβασης της τιμής της παραμέτρου Y (Σχήμα 2-2c), δηλαδή αντιστοιχεί στη σχέση απόσβεσης και στις αβεβαιότητές της.



Σχήμα 2-2 (α) Σημείο ενδιαφέροντος, περιβαλλόμενο από τις σεισμικές πηγές. Οι αποστάσεις του σημείου από τις σεισμικές πηγές ρυθμίζουν τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της απόστασης, $f_R(r)$. (β) Διάγραμμα του αριθμού των σεισμών συναρτήσει του μεγέθους (π.χ. σχέση G-R), από το οποίο προκύπτει η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του μεγέθους $f_M(m)$. (γ) Τιμή της παραμέτρου Y (στην προκειμένη περίπτωση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης) σε συνάρτηση με την απόσταση από το σημείο ενδιαφέροντος, με συνυπολογισμό των μεγεθών των σεισμών και της αβεβαιότητας της σχέσης απόσβεσης, δημιουργούν τη συνάρτηση πιθανότητας $P(Y > y | m, r)$. (δ) Μέση ετήσια πιθανότητα, λ , η τιμή της παραμέτρου Y να ξεπεράσει μια τιμή, y , $\gamma(Y > y)$ (Reiter, 1990).

Ο υπολογισμός της σχέσης (2.1) γίνεται συνήθως αριθμητικά, χρησιμοποιώντας τη σχέση (2.2), στην οποία τα ολοκληρώματα της σχέσης (2.1) μετατρέπονται σε αθροίσματα, όπου τα μεγέθη παίρνουν n_m τιμές και οι αποστάσεις διαχωρίζονται σε n_r τμήματα. Η σχέση (2.2) λαμβάνει υπόψη και την περίπτωση που υπάρχουν περισσότερες από μία σεισμικές πηγές οι οποίες επηρεάζουν το σημείο ενδιαφέροντος, οι οποίες είναι n_s σε πλήθος.

$$\lambda(Y > y) = \sum_{i=1}^{n_s} v_{m_i} (M_i > m_{\min}) \sum_{j=1}^{n_s} \sum_{k=1}^{n_r} P(Y > y | m_j, r_k) P(M = m_j) P(R = r_k) \quad (2.2)$$

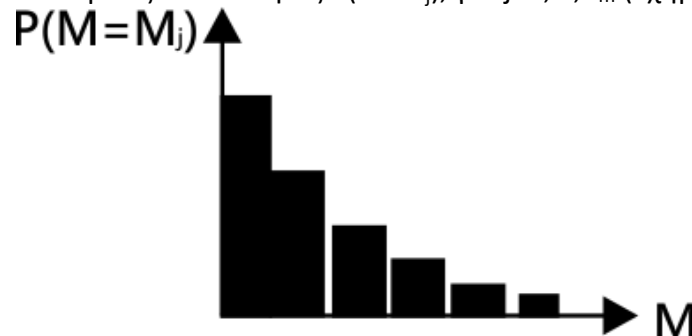
Στη σχέση (2.2) οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας της σχέσης (2.1), $f_M(m)$ και $f_R(r)$, περιγράφονται από τις πιθανότητες $P(M = m_j)$ και $P(R = r_k)$, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια περιγράφονται τα βασικά βήματα που ακολουθούνται κατά την εφαρμογή της πιθανολογικής ανάλυσης σεισμικής επικινδυνότητας (Σχήμα 2-2),

για την περίπτωση που υπάρχει μία μόνο σεισμική πηγή η οποία επηρεάζει τη θέση ενδιαφέροντος.

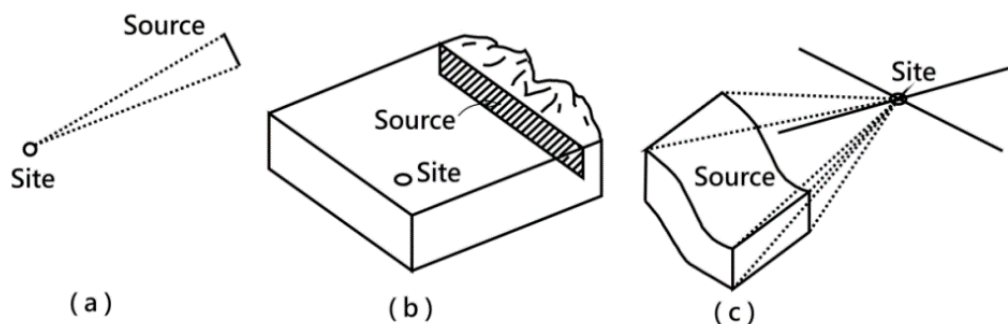
2.2 ΣΤΑΔΙΑ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

1] Χαρακτηρισμός της σεισμικής πηγής (Σχήμα 2-2α). Καθορίζονται οι τιμές $m_{\min}$ και $m_{\max}$ που γεννώνται στη συγκεκριμένη πηγή (π.χ. ρήγμα). Από τη συνάρτηση $f_M(m)$ υπολογίζονται οι διακριτές πιθανότητες $P(M=m_j)$, για $j=1, \dots, n_m$ (Σχήμα 2-3).

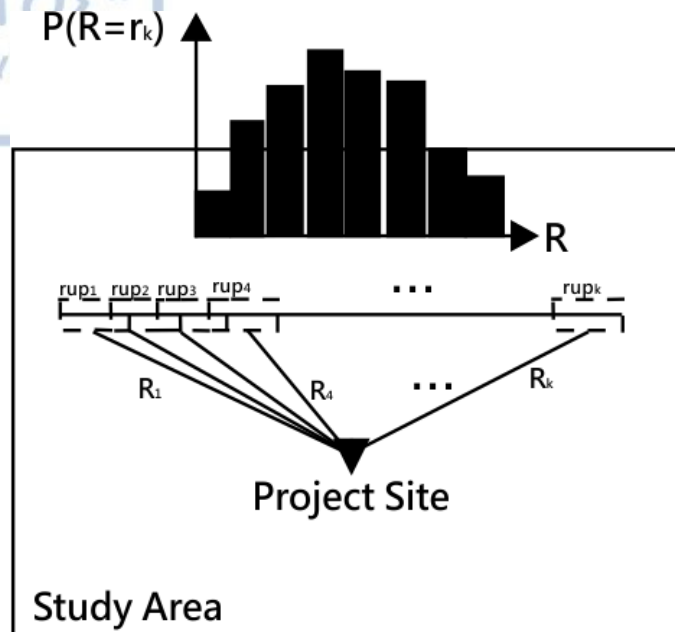


Σχήμα 2-3 Διακριτοποιημένη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του μεγέθους για μια σεισμική πηγή (Sucuoglu and Akkar, 2014).

2] Καθορισμός της χωρικής κατανομής της σεισμικότητας. Συνήθως θεωρείται ότι η σεισμικότητα είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη στη σεισμική πηγή, δηλαδή η πιθανότητα να συμβεί ένας σεισμός σε ένα σημείο της πηγής είναι ίση με την πιθανότητα να συμβεί σε οποιοδήποτε άλλο σημείο της. Η παραδοχή αυτή συνδυάζεται με την επίδραση της γεωμετρίας της πηγής (Σχήμα 2-4), και έτσι προκύπτει η συνάρτηση $f_R(r)$. Από εμπειρικές σχέσεις υπολογίζεται το μήκος διάρρηξης, l_{rup} , που μπορεί να προκαλέσει κάθε σεισμός μεγέθους M . Οι διαρρήξεις αυτές θεωρείται ότι μπορούν να γίνουν σε οποιοδήποτε σημείο της πηγής (Σχήμα 2-5).



Σχήμα 2-4 Διαφορετικές γεωμετρίες σεισμών, οι οποίες αντιστοιχούν σε διαφορετικές συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας, $f_R(r)$ (Kramer, 1996).

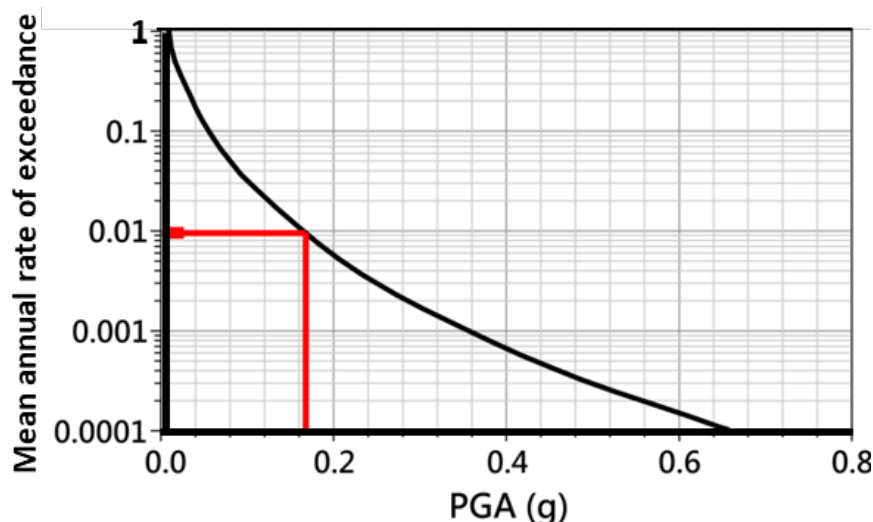


Σχήμα 2-5 Πιθανές διαρρήξεις και υπολογισμός της συνάρτησης $P(R=r_k)$ (Sucuoglu and Akkar, 2014).

3] Υπολογισμός του μέσου ετήσιου ρυθμού υπέρβασης της τιμής y . Ο υπολογισμός για μία σεισμική πηγή γίνεται με τη σχέση (2.2), που για την περίπτωση μίας σεισμικής πηγής απλοποιείται στη σχέση:

$$\lambda(Y > y) = \sum_{j=1}^{n_m} \sum_{k=1}^{n_r} P(Y > y | m_j, r_k) P(M = m_j) P(R = r_k) \quad (2.3)$$

4] Δημιουργία της καμπύλης σεισμικής επικινδυνότητας. Η καμπύλη αυτή δημιουργείται όταν οι παραπάνω υπολογισμοί γίνονται για πολλές τιμές y και περιγράφει τις τιμές της παραμέτρου Y για διαφορετικούς ετήσιους ρυθμούς υπέρβασης (Σχήμα 2-6).



Σχήμα 2-6 Ενδεικτική καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητας για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA). Ο μέσος ρυθμός υπέρβασης για $PGA=0.016$ g ισούται με 0.01, οπότε ο μέσος χρόνος για να ξεπεραστεί η τιμή 0.016 g είναι 40.01 έτη (Μέση περίοδος επανάληψης) (τροποποιημένο από Sucuoglu and Akkar, 2014).

2.3 ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Η σχέση απόσβεσης προσδιορίζει την προκαλούμενη από κάποιο σεισμό τιμή της εξεταζόμενης παραμέτρου στο σημείο παρατήρησης. Η κίνηση που θα υποστεί το σημείο από τη δράση κάποιας σεισμικής δόνησης εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του σεισμού (μέγεθος, είδος διάρρηξης), από το δρόμο διάδοσης του σεισμικού κύματος (επικεντρική απόσταση) και από τις τοπικές συνθήκες που επικρατούν στο σημείο ενδιαφέροντος (εδαφικές συνθήκες).

Στην πιο απλή περίπτωση, η απόσβεση της σεισμικής κίνησης δίνεται συνήθως από κάποια σχέση της μορφής:

$$\ln Y = c_0 + c_1 M + c_2 \ln(R + c_4) + c_3 F + c_5 S + \sigma_{\ln Y \varepsilon}$$

όπου Y είναι η εξεταζόμενη παράμετρος σεισμικότητας (π.χ. PGA , PGV , PGD), M το μέγεθος του σεισμού, R η απόσταση, F η παράμετρος που χαρακτηρίζει το είδος του ρήγματος, S η παράμετρος που χαρακτηρίζει τις εδαφικές συνθήκες, $\sigma_{\ln Y \varepsilon}$ το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των υπολοίπων της μεταβλητής $\ln Y$ και ε η παράμετρος που δείχνει το θεωρούμενο αριθμό τυπικών αποκλίσεων. Η ανάλυση του είδους των σφαλμάτων της σχέσης απόσβεσης παρουσιάζεται στην επόμενη παράγραφο.

2.4 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Οι αβεβαιότητες της πιθανολογικής ανάλυσης χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες, την επιστημική αβεβαιότητα (epistemic uncertainty) και την κυβευτική ή τυχαία ή στοχαστική αβεβαιότητα (aleatory uncertainty) (π.χ. Budnitz et al, 1997).

Η **επιστημική αβεβαιότητα** οφείλεται στην ατελή κατανόηση της πραγματικότητας, δηλαδή στις ατέλειες που έχουν τα μοντέλα που δημιουργούνται από τους επιστήμονες-ερευνητές, καθώς και οι παράμετροί τους, συνήθως λόγω ελλιπών δεδομένων και περιορισμένης γνώσης/αντίληψης της φυσικής πραγματικότητας. Όσο περισσότερη είναι η έρευνα που γίνεται και η νέα γνώση που απαιτείται, τόσο πιο εφικτή είναι η μείωση της επιστημικής αβεβαιότητας.

Η **κυβευτική ή τυχαία ή στοχαστική αβεβαιότητα** οφείλεται στις φυσικές διαδικασίες που δεν μπορούν να προσδιοριστούν με λεπτομέρεια, δηλαδή στη συμπεριφορά της γης που επηρεάζει ολόκληρη την πιθανολογική ανάλυση. Αντιπροσωπεύει λεπτομέρειες την απόκρισης της πηγής, του δρόμου διάδοσης και του σημείου ενδιαφέροντος που δεν μπορούν να ποσοτικοποιηθούν πριν συμβεί κάποιος σεισμός. Ακόμη και να εξαλειφόταν τελείως η επιστημική αβεβαιότητα, η κυβευτική αβεβαιότητα θα εξακολουθούσε να υπάρχει, και φυσικά θα επηρέαζε τα αποτελέσματα.

Το **κυβευτικό μοντέλο** (aleatory model) ή αλλιώς **μαθηματικό μοντέλο** περιγράφει τις φυσικές διαδικασίες/καταστάσεις, οι οποίες επηρεάζουν τα αποτελέσματα της ανάλυσης. Στην πιθανολογική ανάλυση η ποσότητα που πρέπει

να υπολογιστεί είναι είτε ο μέσος ετήσιος ρυθμός υπέρβασης της τιμής y της επιθυμητής παραμέτρου Y , είτε η πιθανότητα που υπάρχει να ξεπεραστεί σε διάστημα t ετών κάποιο συγκεκριμένο όριο της παραμέτρου Y . Το κυβευτικό μοντέλο διαμορφώνεται από δύο παράγοντες: ο πρώτος σχετίζεται με το χαρακτηρισμό και τον προσδιορισμό της σεισμικότητας στη θέση μελέτης και ο δεύτερος σχετίζεται με την πρόβλεψη της ισχυρής σεισμικής κίνησης που θα προκληθεί στο ίδιο σημείο από ένα σεισμό συγκεκριμένου μεγέθους σε συγκεκριμένη απόσταση από αυτό.

Στην απλούστερη περίπτωση, ο πρώτος παράγοντας περιγράφεται με πολλές, ανεξάρτητες, σεισμικές πηγές οι οποίες έχουν ομοιόμορφη χωρική κατανομή των σεισμών, οπότε όλα τα σημεία της πηγής έχουν την ίδια πιθανότητα να προκαλέσουν σεισμό. Ο δεύτερος παράγοντας περιγράφεται συνήθως από μια σχέση απόσβεσης $g(m,r)$, η οποία υπολογίζει το νεπέριο λογάριθμο της εδαφικής παραμέτρου Y ($\ln Y$), όταν είναι γνωστό το μέγεθος και η απόσταση. Η ποσότητα $\ln Y$ συνήθως αυξάνεται γραμμικά με το μέγεθος και μειώνεται λογαριθμικά (κατά προσέγγιση) με την απόσταση. Η μεταβλητότητα της παραμέτρου της σεισμικής κίνησης θεωρείται συνήθως ότι μπορεί να ακολουθεί κατανομή Gauss, με τυπική απόκλιση σ , η οποία μπορεί να εξαρτάται και από το μέγεθος. Οι σεισμοί μεγέθους $m > m_{\min}$, όπου $m_{\min}$ είναι ένα συγκεκριμένο κάτω όριο, συνήθως θεωρείται ότι ακολουθούν τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f_M(m) = e^{-\beta m}$, για $m_{\min} \leq m \leq m_{\max}$ ($m_{\max}$ = το ανώτατο μέγεθος σεισμού που μπορεί να προκαλέσει η συγκεκριμένη πηγή και $\beta = b \ln 10$, όπου b η κλίση της σχέσης G-R). Οι αποστάσεις πηγής-σημείου παρατήρησης ακολουθούν επίσης μια συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f_R(r|m)$. Η ποσότητα που αντιστοιχεί στην πιθανότητα η εδαφική κίνηση να είναι μεγαλύτερη από τη θεωρητικά αναμενόμενη τιμή $g(m,r)$ είναι ίση με:

$$\Phi' \left(\frac{\ln y - g(m,r)}{\sigma} \right) \quad (2.4)$$

όπου Φ' = η συμπληρωματική αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κανονικοποιημένης κανονικής κατανομής.

Όλοι οι σεισμοί της πηγής που προκαλούν εδαφική κίνηση μεγαλύτερη από το κατώφλι y είναι:

$$\iint \Phi' \left(\frac{\ln y - g(m,r)}{\sigma} \right) f_R(r|m) f_M(m) dr dm$$

ενώ η μέση ετήσια συχνότητα αυτών των σεισμών είναι ίση με το γινόμενο τους επί το μέσο ετήσιο ρυθμό των σεισμών, ν :

$$\nu \iint \Phi' \left(\frac{\ln y - g(m,r)}{\sigma} \right) f_R(r|m) f_M(m) dr dm$$

Λαμβάνοντας υπόψη όλες τις πηγές, σε αντιστοιχία με τη Σχέση (2.1), προκύπτει ο μέσος ετήσιος ρυθμός σεισμών που προκαλούν κίνηση μεγαλύτερη από το κατώφλι y (δηλαδή η βασική εξίσωση της πιθανολογικής ανάλυσης):

$$\lambda(y) = \sum_{i=1}^{n_s} \nu \iint \Phi' \left(\frac{\ln y - g(m,r)}{\sigma} \right) f_R(r|m) f_M(m) dr dm \quad (2.5)$$

Θεωρώντας ότι οι σεισμοί ακολουθούν κατανομή Poisson, ο μέσος ετήσιος ρυθμός μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εύρεση της πιθανότητας να ξεπεραστεί το συγκεκριμένο κατώφλι για οποιοδήποτε χρονικό διάστημα t , δηλαδή:

$$P[Y > y, t] = 1 - e^{-\lambda(y)t} \quad (2.6)$$

Το κυβευτικό ή μαθηματικό μοντέλο (που περιέχει την κυβευτική αβεβαιότητα) μπορεί να είναι είτε **αιτιοκρατικό** είτε **πιθανολογικό**. Παράδειγμα αιτιοκρατικού μοντέλου αποτελεί η συνάρτηση απόσβεσης $g(m, r)$, ενώ η κανονική κατανομή που ακολουθεί η πιθανότητα να προκληθεί κίνηση μεγαλύτερη του y , $\Phi' \left(\frac{\ln y - g(m, r)}{\sigma} \right)$, αποτελεί παράδειγμα πιθανολογικού μοντέλου, καθώς οι παράμετροι που εμφανίζονται σε αυτό έχουν αβεβαιότητες που εκφράζονται με πιθανότητες, εφόσον στο συγκεκριμένο παράδειγμα δεν είναι δυνατό να καθοριστεί ακριβώς η ποσότητα $\ln y$. Οι αβεβαιότητες αυτού του μοντέλου μπορεί να πηγάζουν από τις υποθέσεις και τις παραδοχές που έγιναν κατά τη δημιουργία του, οπότε οι τιμές που προβλέπει αποκλίνουν σε κάποιο συγκεκριμένο (αλλά άγνωστο) βαθμό από τις αληθινές τιμές. Επίσης, αυτές μπορεί να σχετίζονται με τις τιμές των παραμέτρων που εισάγονται σε αυτό, όπως π.χ. της παραμέτρου b ($=b \cdot \ln 10$).

Το **επιστημικό μοντέλο** περιέχει την επιστημονική γνώση σχετικά με τις τιμές των παραμέτρων και με τη συστηματική υπό ή υπέρ-εκτίμηση των υπολογισμών. Παραδείγματα επιστημικής αβεβαιότητας αποτελούν το ανώτατο όριο μεγέθους, $m_{\max}$, η τιμή της τυπικής απόκλισης, σ , του μαθηματικού μοντέλου και τα γεωγραφικά όρια των σεισμικών πηγών. Οι συναρτήσεις πιθανότητας που ποσοτικοποιούν την επιστημική αβεβαιότητα βελτιώνονται όσο αυξάνεται η σχετική γνώση.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, το μοντέλο πρόγνωσης της σεισμικής κίνησης μπορεί να περιγραφεί από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\ln y(m, r) = g(m, r) + \varepsilon_e + \varepsilon_\alpha \quad (2.7)$$

όπου: ε_e = η επιστημική αβεβαιότητα (με μέση τιμή ίση με μηδέν). Αντιστοιχεί στην έλλειψη γνώσης σχετικά με τη διαφορά μεταξύ της συνάρτησης $g(m, r)$ και του αληθινού πλάτους της κίνησης, για το συγκεκριμένο μέγεθος και τη συγκεκριμένη απόσταση.

ε_α = η κυβευτική αβεβαιότητα με μέση τιμή ίση με μηδέν. Εκφράζει τη διασπορά από σεισμό σε σεισμό και από σημείο σε σημείο, λόγω λεπτομερειών τοπικής κλίμακας της σεισμικής πηγής και της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στον ετερογενή φλοιό.

Έστω ότι θέλουμε να υπολογίσουμε την πιθανότητα να μην ξεπεράσει κανένας σεισμός μια κρίσιμη τιμή, y , σε διάστημα t . Από τη σχέση (2.6) εύκολα προκύπτει ότι η σχετική πιθανότητα είναι:

$$P[0, t] = e^{-\lambda t} \quad (2.8)$$

Έστω ότι ο ρυθμός λ έχει συγκεκριμένη επιστημική κατανομή, που περιγράφεται από τους παράγοντες $\{10^{-2}, 0.4\}$ και $\{10^{-3}, 0.6\}$, δηλαδή ο ρυθμός είναι ίσος με 10^{-2} με πιθανότητα 0.4 και είναι ίσος με 10^{-3} , με πιθανότητα 0.6. Η ζητούμενη πιθανότητα επομένως, περιγράφεται με τους παράγοντες $\{e^{-0.01t}, 0.4\}$ και $\{e^{-0.001t}, 0.6\}$. Οι πρώτοι όροι ($e^{-0.01t}$ και $e^{-0.001t}$) παριστάνουν την κυβευτική

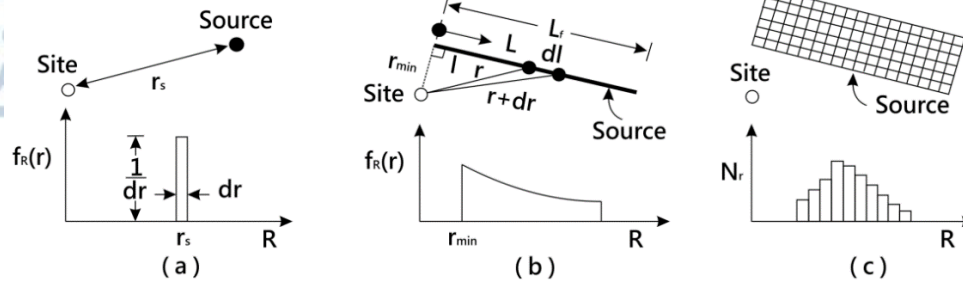
αβεβαιότητα, ενώ οι δεύτεροι (0.4, 0.6) περιγράφουν την επιστημική αβεβαιότητα. Η μέση τιμή της πιθανότητας να μην ξεπεραστεί η τιμή y από κανένα σεισμό ισούται με $(0.4 * e^{-0.01t} + 0.6 * e^{-0.001t})$. Ωστόσο, μπορεί αυτή η μέση τιμή να μην είναι αντιπροσωπευτική της αληθινής πιθανότητας, καθώς επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από μεγάλες τιμές επιστημικής αβεβαιότητας.

Οι σημαντικότερες αβεβαιότητες της Πιθανολογικής Ανάλυσης εμφανίζονται στο στάδιο κατά το οποίο γίνεται ο καθορισμός των ιδιοτήτων των σεισμικών πηγών μιας περιοχής, και αφορούν στη χωρική κατανομή των σεισμών, στην κατανομή των μεγεθών τους, αλλά και στη χρονική τους κατανομή. Οι αβεβαιότητες αυτές απεικονίζονται τόσο στις συναρτήσεις $f_M(m)$ και $f_R(r)$ της σχέσης (2.1), που ρυθμίζουν τα μεγέθη των σεισμών και την απόστασή τους από τη θέση ενδιαφέροντος, όσο και στη συνάρτηση $v_M(M > m_{min})$ της ίδιας σχέσης, που ρυθμίζει τη συνολική έκλυση σεισμικής ενέργειας από την πηγή. Παράλληλα, σημαντικές αβεβαιότητες εμφανίζουν και οι σχέσεις απόσβεσης, οι οποίες αντανakλώνται στη συνάρτηση $P(Y > y | m, r)$ της σχέσης (2.1). Στη συνέχεια, παρουσιάζονται οι βασικές αβεβαιότητες που αφορούν την πιθανολογική ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας.

2.4.1 ΧΩΡΙΚΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ

Μια σεισμική πηγή, αναλόγως της απόστασής της από το σημείο ενδιαφέροντος για το οποίο θέλουμε να υπολογιστεί η σεισμική επικινδυνότητα, αλλά και του μεγέθους και της γεωμετρίας της πηγής, μπορεί να θεωρηθεί είτε ως μονοδιάστατη (Σχήμα 2-4a), είτε ως δισδιάστατη (Σχήμα 2-4b) είτε ακόμη και ως τρισδιάστατη (Σχήμα 2-4c). Η γεωμετρία και οι διαστάσεις της πηγής επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τους υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας. Επίσης, αν και υπάρχει η παραδοχή ότι οι σεισμοί μπορούν να συμβούν σε οποιοδήποτε σημείο της σεισμικής πηγής, σίγουρα δεν ισχύει το ίδιο και για την απόσταση πηγής-σημείου (R), καθώς οι αβεβαιότητες αυτής της απόστασης περιγράφονται με μια συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, η οποία εξαρτάται άμεσα από τη γεωμετρία της πηγής.

Ένα παράδειγμα φαίνεται στο Σχήμα 2-7a, όπου η πηγή θεωρείται σημειακή, οπότε η απόσταση πηγής-σημείου είναι σταθερή και ίση με r_s . Αυτό σημαίνει ότι $P(R=r_s)=1$ και $P(R \neq r_s)=0$. Στο Σχήμα 2-7b, η πιθανότητα η διάρρηξη να λάβει χώρα μεταξύ των θέσεων $L=l$ και $L=l+dl$ στο ρήγμα είναι ίση με την πιθανότητα να γίνει μεταξύ των αποστάσεων $R=r$ και $R=r+dr$, οπότε για τις αντίστοιχες συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας των μεταβλητών R και L ισχύει η σχέση: $f_R(r)dr = f_L(l)dl$. Τέλος, στο Σχήμα 2-7c, η συνάρτηση $f_R(r)$ υπολογίζεται με διαχωρισμό της σεισμικής πηγής σε μικρότερα τμήματα (που θεωρούνται σημειακές πηγές), υπολογισμό της απόστασης R μεταξύ του κέντρου κάθε τμήματος και του σημείου παρατήρησης και δημιουργία του ιστογράμματος αυτών των αποστάσεων.



Σχήμα 2-7 Διαφορετικές γεωμετρίες της σεισμικής πηγής που αντιστοιχούν σε διαφορετικές συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας της απόστασης της από το σημείο ενδιαφέροντος (Kramer, 1996). (a) Η απόσταση πηγής-σημείου παρατήρησης ισούται με r_s , οπότε ισχύει ότι: $P(R=r_s)=1$ και $P(R \neq r_s)=0$. (b) Ισχύει ότι $f_R(r)dr=f_L(l)dl$, διότι η πιθανότητα η διάρρηξη να λάβει χώρα μεταξύ των θέσεων $L=l$ και $L=l+dl$ στο ρήγμα είναι ίση με την πιθανότητα να γίνει μεταξύ των αποστάσεων $R=r$ και $R=r+dr$. (c) Ιστογράμμο της απόστασης, R , μεταξύ του κέντρου κάθε τμήματος της σεισμικής πηγής και του σημείου παρατήρησης.

Γεωμετρία των σεισμικών πηγών.

Για το προσδιορισμό της επιστημικής αβεβαιότητας, σχετικά με τη γεωμετρία των σεισμικών πηγών, έχουν προταθεί και εφαρμοστεί δύο, κυρίως, προσεγγίσεις. Στην πρώτη προσέγγιση κατασκευάζονται χάρτες σεισμικών πηγών, καθένας από τους οποίους έχει διαφορετικό βάρος. Στη δεύτερη προσέγγιση γίνονται διαφορετικές διαμορφώσεις για κάθε σεισμική πηγή, για κάθε μια από τις οποίες υιοθετείται διαφορετικό βάρος και διαφορετική πιθανότητα δραστηριότητας. Η πιθανότητα δραστηριότητας εκφράζει τη δυνατότητα της πηγής να «γεννήσει» σεισμούς.

Στην περίπτωση των επιφανειακών σεισμικών πηγών έχουν προταθεί δύο τρόποι υπολογισμού της δραστηριότητάς τους. Ο πρώτος τρόπος προτείνει την ταυτοποίηση των τεκτονικών χαρακτηριστικών που μπορεί να είναι σεισμογόνα και τον υπολογισμό της πιθανότητας ενεργοποίησής τους. Με αυτόν τον τρόπο δημιουργούνται σεισμικές πηγές που έχουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Μερικά από τα κριτήρια που χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό της δραστηριότητάς τους είναι η χωρική κατανομή των μεγάλων αλλά και των μικρών σεισμών, η ύπαρξη ή μη- ενδείξεων πρόσφατης γεωλογικής μετάθεσης ή μετακίνησης σύμφωνης με το πεδίο των τάσεων της περιοχής. Στη μέθοδο αυτή δημιουργείται ο πίνακας τεκτονικών χαρακτηριστικών, ο οποίος περιέχει το βάρος ή την τιμή του κάθε χαρακτηριστικού σε σχέση με όλα τα υπόλοιπα. Τα προαναφερθέντα κριτήρια εφαρμόζονται σε κάθε τεκτονικό χαρακτηριστικό, ούτως ώστε να προσδιοριστεί ο βαθμός δραστηριότητάς του. Στο δεύτερο τρόπο, η πιθανότητα δραστηριότητας εκφράζεται ως πιθανότητα «ύπαρξης» της σεισμικής πηγής. Αντί να γίνονται υπολογισμοί για κάθε πηγή, δημιουργούνται πολλοί εναλλακτικοί χάρτες σεισμικών πηγών, ο καθένας με το δικό του βάρος και τη δική του αξιοπιστία.

Οι αβεβαιότητες των παραμέτρων που προσδιορίζουν τη γεωμετρία των σεισμικών πηγών μπορούν να προσδιοριστούν με τη χρήση τιμών με συγκεκριμένο βάρος ή εναλλακτικά με τη χρήση συνεχών κατανομών. Μερικές τέτοιες παράμετροι είναι το μέγιστο βάθος του σεισμογενούς τμήματος του φλοιού, η κατανομή των εστιακών βαθμών των σεισμών, οι παρατάξεις και οι κλίσεις των σεισμικών ρηγμάτων και το μήκος τους.

2.4.2 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΜΕΓΕΘΩΝ ΚΑΙ ΜΕΓΙΣΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ

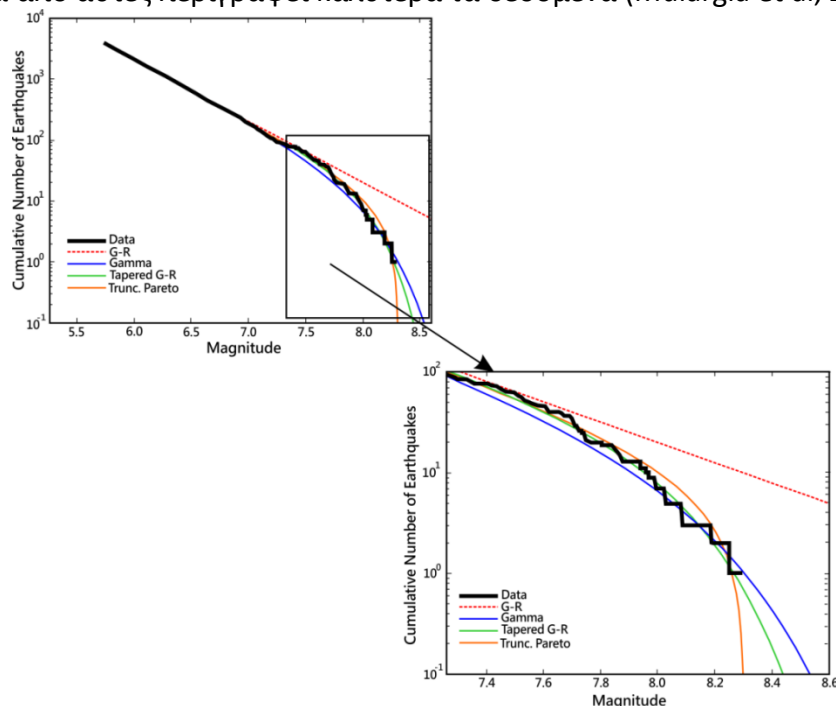
Οι σεισμικές πηγές μπορούν να προκαλέσουν σεισμούς μέχρι ένα συγκεκριμένο, ανώτατο, όριο $M_{\max}$. Επιπλέον, η κατανομή των μεγεθών ακολουθεί κάποιο νόμο της επαναληψιμότητας των σεισμών, ανάλογα με το μέγεθός του, όπως το Νόμο Gutenberg-Richter (G-R). Στην περίπτωση αυτή, η παράγωγος της κατανομής της συχνότητας των σεισμών (Kagan, 2002), η οποία βασίζεται στο νόμο Gutenberg-Richter (G-R), είναι της μορφής:

$$\varphi(M) = \beta M_t^\beta M^{-1-\beta} \quad (2.9)$$

όπου: M_t^β = το μέγεθος ροπής, για το οποίο ισχύει ότι $m \geq m_t$, όπου m_t είναι το μέγεθος πληρότητας.

$\beta = (2/3)b$ = η κλίση της κατανομής της συχνότητας των σεισμών. Η παράμετρος b είναι αυτή που εμφανίζεται στο νόμο Gutenberg-Richter (G-R).

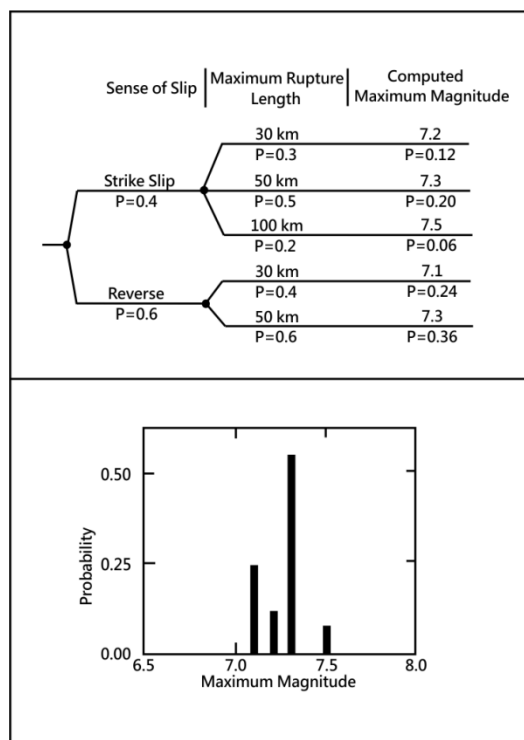
Το Σχήμα 2-8 παρουσιάζει δεδομένα από το σεισμικό κατάλογο του GCMT για όλους τους επιφανειακούς σεισμούς (≤ 70 km) από το 1977 μέχρι το 2000. Η καμπύλη G-R, με $b=1$ και $\beta=2/3$, περιγράφει πολύ καλά τα δεδομένα μέχρι το μέγεθος 7.7. Για μεγαλύτερα μεγέθη μπορούν να εξεταστούν άλλες κατανομές που περιγράφουν τα δεδομένα (π.χ. γάμμα, πεπερασμένη G-R, αποκομμένη Pareto), αν και στη συγκεκριμένη μελέτη δεν προτείνεται κάποιο γενικό συμπέρασμα σχετικά με το ποια από αυτές περιγράφει καλύτερα τα δεδομένα (Mulargia et al, 2016).



Σχήμα 2-8 Διάγραμμα της αθροιστικής συχνότητας των σεισμών συναρτήσει του μεγέθους για τον κατάλογο του GCMT, για το διάστημα 1977-2000 (Mulargia et al, 2016).

Η αβεβαιότητα στο μέγιστο μέγεθος της κάθε πηγής εκφράζεται είτε με πολλές, διακριτές, τιμές (που έχουν συγκεκριμένο βάρος) είτε με συνεχείς κατανομές πιθανότητας. Πολλές φορές, οι αβεβαιότητες αυτές περιέχονται στις

παραμέτρους ή στα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν για να προσδιοριστεί το μέγιστο μέγεθος. Για παράδειγμα, το μέγιστο μέγεθος μπορεί να υπολογιστεί με βάση τις διαστάσεις της διάρρηξης (δηλαδή το μέγιστο επιφανειακό μήκος διάρρηξης, το μήκος της μη επιφανειακής διάρρηξης, τη μέγιστη μετάθεση και τη μέση μετάθεση των σεισμικών ρηγμάτων κ.λπ.). Εάν αυτές οι διαστάσεις είναι γνωστές για κάποιο ρήγμα, τότε η κάθε μια από αυτές εκφράζεται με ένα συγκεκριμένο βάρος και υπολογίζεται το μέγιστο μέγεθος. Η διαδικασία αυτή γίνεται πιο εύκολη με τη χρήση λογικών δέντρων (logic trees), με τα οποία τελικά το μέγιστο μέγεθος εκφράζεται ως διακριτή συνάρτηση πιθανότητας (Σχήμα 2-9).



Σχήμα 2-9 Παράδειγμα λογικού δέντρου που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση του μέγιστου μεγέθους, και της επιστημικής αβεβαιότητάς του (πάνω). Ο υπολογισμός αυτός γίνεται με συνυπολογισμό όλων των διαρρήξεων και των μηκών τους, λαμβάνοντας υπόψη τις αβεβαιότητες. Η επιστημική αβεβαιότητα ισούται με το γινόμενο της αβεβαιότητας (βάρους) του είδους διάρρηξης και της αβεβαιότητας (βάρους) του μήκους της διάρρηξης. Το αποτέλεσμα είναι δημιουργία μιας διακριτής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας του μεγίστου μεγέθους (κάτω). Η συνάρτηση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί απευθείας στην πιθανολογική ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας (Budnitz et al, 1997).

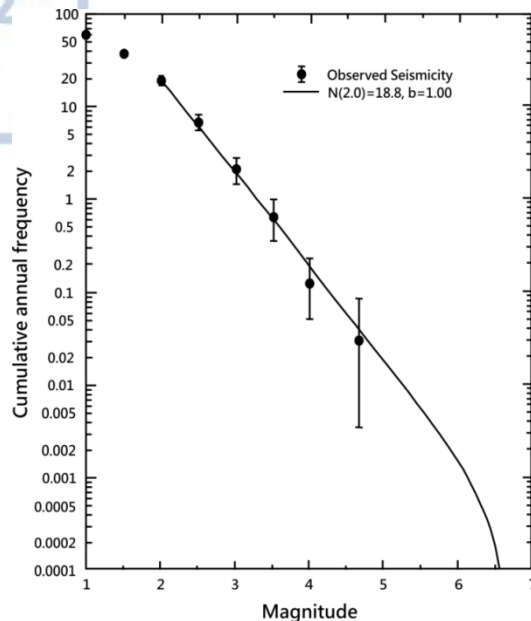
Στην περίπτωση των επιφανειακών πηγών (πηγών τύπου επιφανείας), ο υπολογισμός του μέγιστου μεγέθους γίνεται με διαφορετικό τρόπο, καθώς σε αυτές δεν υπάρχει η δυνατότητα να γίνει αξιοποίηση αντίστοιχων στοιχείων, όπως π.χ. οι διαστάσεις της σεισμικής διάρρηξης. Η ιστορική σεισμικότητα παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στον καθορισμό του μέγιστου μεγέθους, και συνήθως ο μέγιστος ιστορικός σεισμός χρησιμοποιείται σαν κατώτερο όριο για την εκτίμηση του μέγιστου μεγέθους. Εάν ο μέγιστος ιστορικός σεισμός δεν έχει μέγεθος κοντινό με το υπολογισμένο μέγιστο μέγεθος, ως μέγιστο μέγεθος θεωρείται αυτό που είναι έως και 1.5 μονάδα πάνω από το μέγεθος του ιστορικού σεισμού ή σεισμός που θα αντιστοιχεί σε μία μονάδα έντασης μεγαλύτερη από την παρατηρούμενη ένταση του συγκεκριμένου σεισμού (Budnitz et al, 1997). Το θεωρητικό υπόβαθρο πίσω

από αυτήν την πρακτική βασίζεται στο γεγονός ότι, εφόσον οι ιστορικοί σεισμοί δεν περιέχουν το μέγιστο μέγεθος της συγκεκριμένης σεισμικής πηγής, το χρονικό διάστημα μεταξύ των μεγίστων σεισμών είναι μεγαλύτερο από τη διάρκεια της ιστορικής σεισμικότητας, οπότε η πρόσθεση μίας μονάδας αυξάνει αυτό το διάστημα κατά δέκα περίπου φορές μεγαλύτερο από αυτήν (για τυπικές τιμές της σταθεράς b). Πολλές φορές θεωρείται το ίδιο μέγιστο μέγεθος, όταν περισσότερες από μία σεισμικές πηγές έχουν παρόμοια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά. Στο δεύτερο τύπο σεισμικής πηγής, το μήκος της ζώνης που συγκεντρώνει τη σεισμικότητα μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέγιστο μήκος διάρρηξης. Όπως και στα ρήγματα, στο τέλος πρέπει να υπολογιστεί η κατανομή πιθανότητας του μεγίστου μεγέθους για κάθε επιφανειακή σεισμική πηγή. Τέλος, έχουν προταθεί εναλλακτικοί τρόποι υπολογισμού του μεγίστου μεγέθους (π.χ. Kijko, 2004 κ.λπ.).

2.4.3 ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Η επαναληψιμότητα των σεισμών σε μια σεισμική πηγή περιγράφεται με τις σταθερές Gutenberg-Richter, a (ρυθμός δραστηριότητας) και b (κλίση της καμπύλης επαναληψιμότητας του διαγράμματος του λογαρίθμου του αριθμού των σεισμών συναρτήσει του μεγέθους), καθώς και με το μέγιστο μέγεθος, $M_{\max}$. Οι αβεβαιότητες της επαναληψιμότητας των σεισμών βρίσκονται με τον προσδιορισμό του εύρους της μεταβλητότητας στην κατανομή της συχνότητας (ή, εναλλακτικά, του αριθμού των σεισμών) και του μεγέθους των σεισμών.

Στις επιφανειακές σεισμικές πηγές, η επαναληψιμότητα των σεισμών βασίζεται στην παρατήρηση της καταγεγραμμένης σεισμικότητας. Η πρώτη αβεβαιότητα αφορά στο μέγεθος των σεισμών, καθώς στη Σεισμολογία, ανάλογα με τον τρόπο υπολογισμού, υπάρχουν πολλές κλίμακες μεγεθών (όπως το τοπικό μέγεθος, το επιφανειακό μέγεθος, το χωρικό μέγεθος, το μέγεθος διάρκειας, το μέγεθος σεισμικής ροπής κ.ά.). Η μετατροπή από τη μία κλίμακα μεγέθους στην άλλη εισάγει αβεβαιότητα στις διάφορες εκτιμήσεις. Για κάθε σεισμική πηγή, στα δεδομένα προσαρμόζεται μια καμπύλη επαναληψιμότητας. Για να βρεθούν οι μεταβολές του αριθμού των σεισμών για κάθε μονάδα μεγέθους ακολουθείται συνήθως η διαδικασία της μέγιστης πιθανοφάνειας. Η στατιστική μεταβλητότητα της μέσης επαναληψιμότητας κάθε μονάδας μεγέθους προσδιορίζεται συνήθως με τη μέθοδο Weichert (1980). Έτσι, μπορεί να δημιουργηθεί ένα διάγραμμα που απεικονίζει τις παρατηρημένες τιμές μεγεθών, τη μεταβλητότητα του μέσου ρυθμού σε κάθε μονάδα μεγέθους (bin) και την προσαρμογή της μέγιστης πιθανοφάνειας σε κάθε δεδομένο (Σχήμα 2-10). Οι αβεβαιότητες της επαναληψιμότητας των σεισμών μπορούν να προσδιοριστούν απευθείας από το διάγραμμα στην περίπτωση που είναι διαθέσιμος επαρκής αριθμός δεδομένων.



Σχήμα 2-10 Παράδειγμα καμπύλης επαναληψιμότητας για επιφανειακή σεισμική πηγή. Τα σημεία καταδεικνύουν τη μέση ετήσια συχνότητα της σεισμικότητας και οι κάθετες ευθείες το 90% του διαστήματος εμπιστοσύνης του συσσωρευτικού ρυθμού των σεισμών (Budnitz et al, 1997).

Έχουν χρησιμοποιηθεί και εναλλακτικοί τρόποι προσδιορισμού των αβεβαιοτήτων της επαναληψιμότητας των σεισμών. Στον πρώτο από αυτούς οι αβεβαιότητες των σταθερών a και b υπολογίζονται ταυτόχρονα με τον προσδιορισμό της συσχέτισής τους, γιατί διαφορετικά μπορεί να προκύψουν παράδοξα αποτελέσματα. Εάν, για παράδειγμα, υπολογιστούν μια μεγάλη μέση τιμή για την παράμετρο a και την αβεβαιότητά της, και μια χαμηλή μέση τιμή για την παράμετρο b και την αβεβαιότητά της, και δε συνεκτιμηθεί η συσχέτιση των δύο παραμέτρων, τα αποτελέσματα θα οδηγήσουν στο συμπέρασμα ότι ο ρυθμός γένεσης των σεισμών μεγάλου μεγέθους είναι υψηλός, συμπέρασμα που μπορεί να μην ισχύει στην πραγματικότητα. Στο δεύτερο τρόπο, τα διαστήματα επαναληψιμότητας εκτιμώνται για συγκεκριμένα επίπεδα μεγεθών (δηλαδή για μικρά και για μεγάλα μεγέθη). Η αβεβαιότητα μπορεί να εκφραστεί με ένα εύρος τιμών. Με τον τρόπο αυτόν εξαλείφονται οι ακραίες κατανομές πιθανότητας επαναληψιμότητας που προκύπτουν από διαφορετική εκτίμηση των τιμών των σταθερών a και b .

Οι αβεβαιότητες αυτές μπορούν να προσδιοριστούν και με έναν εναλλακτικό τρόπο που προτάθηκε από τον Papazachos (1999). Σε αυτήν τη μέθοδο υπολογίζονται οι παράμετροι a και b των επιφανειακών σεισμικών πηγών με τη χρήση συστημάτων γραμμικών εξισώσεων, και στη συνέχεια προσδιορίζεται η χωρική τους κατανομή. Η παράμετρος b θεωρείται ότι έχει ομοιόμορφη κατανομή στο χώρο, διότι επηρεάζεται από τις ιδιότητες του υλικού (εν προκειμένω του γήινου φλοιού), αλλά και από το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης. Για την παράμετρο a δεν μπορεί να γίνει η ίδια παραδοχή-υπόθεση, επειδή (δεδομένης της σταθεράς b) αυτή εκφράζει το επίπεδο της σεισμικότητας μιας περιοχής, το οποίο μπορεί, μεταξύ δύο γειτονικών σημείων, να παρουσιάζει απότομες μεταβολές.

Στην προσέγγιση αυτή, η περιοχή μελέτης χωρίζεται σε K κελιά, και για κάθε κελί υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα των σεισμών, N , για κάθε μέγεθος M . Για κάθε κελί (i), υπολογίζεται η αριθμός ζευγών ($[N_{ij}, M_{ij}]$, $j=1, \dots, n_i$), όπου ο δείκτης j αναφέρεται σε συγκεκριμένο ζεύγος του κελιού i . Η παρακάτω σχέση ισχύει στην περίπτωση που a_i και b_i είναι οι σταθερές Gutenberg-Richter για κάθε κελί.

$$\log N_{ij} = a_i + b_i M_{ij} = \sum_{k=1}^K \delta_{ik} (a_k + b_k M_{kj}), \quad (i = 1, \dots, K, j = 1, \dots, n_i) \quad (2.10)$$

όπου: δ_{ik} = το δέλτα του Kronecker.

Η σχέση (2.10), κάνοντας χρήση του πολλαπλασιασμού των πινάκων, μπορεί να γραφτεί και με την ακόλουθη μορφή:

$$\mathbf{N} = \mathbf{A} \begin{bmatrix} \mathbf{a} \\ \mathbf{b} \end{bmatrix} = \mathbf{A} \mathbf{x} \quad (2.11)$$

όπου: $\mathbf{N}$ = διάνυσμα που περιέχει όλες τις τιμές $\log N_{ij}$.

$\mathbf{a}, \mathbf{b}$ = διανύσματα που περιέχουν όλες τις τιμές a_i και b_i ($i=1, \dots, K$).

$\mathbf{x}$ = διάνυσμα που περιέχει τα διανύσματα $\mathbf{a}$ και $\mathbf{b}$.

$\mathbf{A}$ = πίνακας που συνδέει τα διανύσματα $\mathbf{a}, \mathbf{b}$ και $\mathbf{N}$ (Ιακωβιανός πίνακας).

Θεωρώντας ότι η παράμετρος b παρουσιάζει μικρές αλλαγές στο χώρο, επομένως οι τιμές που παίρνει είναι παρόμοιες σε γειτονικά κελιά, στο σύστημα της σχέσης (2.11) εισάγονται οι περιορισμοί της μορφής:

$$\lambda \partial^2 \mathbf{b} = 0 \quad (2.12)$$

όπου η παράμετρος λ καθορίζει τη «δύναμη» αυτών των χωρικών περιορισμών ομαλής μεταβολής.

Μια παρόμοια σχέση μπορεί να οριστεί και για την παράμετρο a_i , εάν υποθεθεί ότι και αυτή δε μεταβάλλεται σημαντικά από κελί σε κελί.

$$\mu \partial^2 \mathbf{a} = 0 \quad (2.13)$$

όπου $\mu < \lambda$, ούτως ώστε να αποφευχθούν οι απότομες μεταβάσεις από χαμηλής σε υψηλής σεισμικότητας περιοχές και αντίστροφα.

Στην περίπτωση που σε κάποιο κελί ο αριθμός των διαθέσιμων δεδομένων είναι πολύ μικρός και υπάρχουν μόνο δεδομένα από μεγάλους σεισμούς, η παράμετρος a_i έχει μεγάλη αβεβαιότητα, οπότε πρέπει να μειωθεί η τιμή της. Αυτή η σταθεροποίηση της τελικής τιμής γίνεται χρησιμοποιώντας επιπλέον περιορισμούς της μορφής:

$$v \tilde{\mathbf{a}} = 0 \quad (2.14)$$

Η σχέση (2.13) χρησιμοποιείται μόνο στα κελιά που έχουν μικρό αριθμό δεδομένων. Συνήθως ορίζεται ως n_{cut} ο ελάχιστος αριθμός δεδομένων που πρέπει να έχει ένα κελί για να θεωρηθεί αξιόπιστη η τιμή a_i που υπολογίζεται για αυτό. Επομένως, στα κελιά που έχουν λίγα δεδομένα ισχύει: $n_j < n_{cut}$. Μειώνοντας γραμμικά την απόσβεση, όσο ο αριθμός n πλησιάζει την κρίσιμη τιμή n_{cut} , η σχέση (2.14) γίνεται:

$$v \left(1 - \frac{n}{n_{\text{cut}}} \right) \tilde{a}_n = 0 \quad (n = 0, \dots, n_{\text{cut}} - 1) \quad (2.15)$$

όπου το $\tilde{a}_n$ αντιστοιχεί σε κελιά με παρατηρήσεις $n < n_{\text{cut}}$.

Το τελικό γραμμικό σύστημα αποτελείται από τις σχέσεις (2.11) με (2.15). Οι αβεβαιότητες εισάγονται με τη μορφή πινάκων συνδιακύμανσης, οι οποίοι είναι διαγώνιοι, και από τη διαγώνιο προκύπτει το σφάλμα. Με την εισαγωγή των πινάκων συνδιακύμανσης το σύστημα παίρνει την ακόλουθη μορφή:

$$\mathbf{C}_N^{-1/2} \mathbf{N} = \mathbf{C}_N^{-1/2} \mathbf{A} \mathbf{x} \quad (2.16)$$

$$\lambda \partial^2 [\mathbf{C}_b^{-1/2} \mathbf{b}] = 0 \quad (2.17)$$

$$\mu \partial^2 [\mathbf{C}_a^{-1/2} \mathbf{a}] = 0 \quad (2.18)$$

$$v [\mathbf{C}_a^{-1/2} \tilde{\mathbf{a}}] = 0 \quad (2.19)$$

όπου: $\mathbf{C}_N$, $\mathbf{C}_b$, $\mathbf{C}_a$ = οι πίνακες συνδιακύμανσης των διανυσμάτων $\mathbf{N}$, $\mathbf{b}$ και $\mathbf{a}$.

Η λύση του γραμμικού συστήματος των εξισώσεων (2.16)-(2.19) θα δώσει μια εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας. Οι τιμές των λ , μ και v μπορούν να διαφοροποιηθούν, ώστε να προκύψουν τα βέλτιστα αποτελέσματα. Επίσης, μπορεί από τις σχέσεις (2.11) και (2.12) να υπολογιστεί η τιμή της παραμέτρου b , αγνοώντας την παράμετρο a , και στη συνέχεια, με χρήση των σχέσεων (2.13) και (2.14) να βρεθεί η τιμή της σταθεράς a (δεδομένης της τιμής b).

Στην περίπτωση των σεισμικών ρηγμάτων, οι αβεβαιότητες της επαναληψιμότητας των σεισμών σχετίζονται άμεσα με τις αβεβαιότητες των παραμέτρων των μοντέλων που χρησιμοποιούνται για να γίνει ο υπολογισμός της. Για παράδειγμα, στον υπολογισμό της επαναληψιμότητας μπορεί να πολλαπλασιαστεί ο ρυθμός ολίσθησης του ρήγματος (που έχει μια αβεβαιότητα), με το εμβαδό της επιφάνειας του ρήγματος (το οποίο επίσης είναι αβέβαιο) και τη δυσκαμψία των πετρωμάτων, και προσδιορίζεται με αυτόν τον τρόπο ένας μέσος ρυθμός σεισμικού μεγέθους. Ο ρυθμός αυτός στη συνέχεια διαιρείται σε σεισμούς διαφόρων μεγεθών, σύμφωνα με κάποιο μοντέλο κατανομής μεγεθών, όπως το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού ή την εκθετική κατανομή. Συνήθως, στα ρήγματα λαμβάνεται υπόψη το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού, ενώ στις επιφανειακές σεισμικές πηγές υιοθετείται η εκθετική κατανομή που προκύπτει από τη σχέση G-R. Για το σκοπό αυτό μπορούν να χρησιμοποιηθούν και παλαιοσεισμικά δεδομένα, τα οποία περιέχουν αβεβαιότητες τόσο για τα μεγέθη των σεισμών, όσο και για τα χρονικά διαστήματα που μεσολαβούν μεταξύ των ισχυρών σεισμών. Η επεξεργασία όλων των προαναφερθεισών αβεβαιοτήτων γίνεται με τη βοήθεια λογικών δέντρων.

2.4.4 ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΣΧΕΣΕΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Στην περίπτωση των αβεβαιοτήτων στις σχέσεις απόσβεσης, εκτός της επιστημικής και της κυβευτικής αβεβαιότητας, πρέπει να συνεκτιμώνται και δύο ακόμη τύποι αβεβαιότητας, του μοντέλου και η παραμετρική.

Η **αβεβαιότητα του μοντέλου** αναφέρεται στις διαφορές μεταξύ των προβλέψεων του απλοποιημένου μοντέλου που χρησιμοποιείται και των πραγματικών, παρατηρημένων, τιμών σεισμικής κίνησης που προκύπτουν από τη φυσική διαδικασία που προκαλεί τη γένεση ισχυρών σεισμών.

Η **παραμετρική αβεβαιότητα** αναφέρεται στην αβεβαιότητα των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου. Παραδείγματα τέτοιων παραμέτρων αποτελούν η πτώση τάσης και η ανελαστική απόσβεση, οι οποίες συνήθως εκτιμώνται με παρατήρηση της διακύμανσης που παρουσιάζουν αυτές οι τιμές σε διάφορους σεισμούς και σε διάφορες καταγραφές.

Οι δύο νέοι αυτοί τύποι αβεβαιότητας εμπεριέχουν την επιστημική και την κυβευτική αβεβαιότητα. Για παράδειγμα, η διασπορά που δεν προβλέπεται από το μοντέλο, αλλά μεταβάλλεται από σεισμό σε σεισμό χαρακτηρίζεται ως κυβευτική αβεβαιότητα του μοντέλου. Η στατιστική διασπορά, λόγω των περιορισμένων δεδομένων θεωρείται ως επιστημική αβεβαιότητα του μοντέλου. Η μεταβλητότητα της πτώσης τάσης από σεισμό σε σεισμό χαρακτηρίζεται ως κυβευτική παραμετρική αβεβαιότητα, ενώ η ατελής γνώση για την κατανομή πιθανότητας της πτώσης τάσης για τους επερχόμενους σεισμούς (π.χ. η άγνοια για το ποια είναι η μέση τιμή της πτώσης τάσης για τους σεισμούς με μέγεθος 7.0) είναι επιστημική παραμετρική αβεβαιότητα. Οι τέσσερις τύποι αβεβαιότητας (και οι συνδυασμοί τους) παρουσιάζονται στον Πίνακα 2-1.

Πίνακας 2-1 Συνδυασμός των τεσσάρων τύπων αβεβαιότητας των σχέσεων απόσβεσης (Budnitz et al, 1997).

	Επιστημική	Κυβευτική
Μοντέλου	Αβεβαιότητα για το κατά πόσο το μοντέλο υπερ- ή υπο-εκτιμά παρατηρήσεις.	Διασπορά στις τιμές λόγω φυσικών διαδικασιών που δεν περιγράφονται από το μοντέλο.
Παραμετρική	Αβεβαιότητα για τις μέσες τιμές ή τις κατανομές διαφόρων παραμέτρων, όπως η πτώση τάσης.	Μεταβλητότητα στις παραμέτρους από σεισμό σε σεισμό.

Έστω ότι η φασματική επιτάχυνση για συγκεκριμένο μέγεθος, απόσταση και παραμέτρους του μοντέλου δίνεται από μια σχέση της μορφής:

$$\ln[\text{Amplitude}] = f(m, r; \Delta\sigma, Q, f_{\max}) \quad (2.20)$$

όπου: $\Delta\sigma$ = η πτώση τάσης

Q = ο παράγοντας ποιότητας

$f_{\max}$ = η συχνότητα υψίσυχνης αποκοπής ή εναλλακτικά ο παράγοντας k .

Η πτώση τάσης, ο παράγοντας ποιότητας και η συχνότητα υψίσυχνης αποκοπής αποτελούν φυσικές παραμέτρους του μοντέλου απόσβεσης.

Όταν αυτό το μοντέλο απόσβεσης εφαρμοστεί, παρατηρείται μια διασπορά στις τιμές, και μια προδιάθεση υπέρ- ή υπό- εκτίμησης των προβλέψεων, λόγω των απλοποιήσεων και των παραδοχών που γίνονται. Η διασπορά αυτή εκφράζει την κυβευτική αβεβαιότητα του μοντέλου. Για να συνυπολογιστεί στις προβλέψεις, εισάγεται στην εξίσωση (2.20) ο παράγοντας $\varepsilon_{\text{aleatory}}$, που είναι μια τυχαία μεταβλητή με μηδενική μέση τιμή. Επομένως, η εξίσωση (2.20) γίνεται:

$$\ln[\text{Amplitude}] = f(m, r; \Delta\sigma, Q, f_{\max}) + \varepsilon_{\text{aleatory}} \quad (2.21)$$

Οι προβλέψεις που γίνονται για τους μελλοντικούς σεισμούς (για τους οποίους οι φυσικές παράμετροι, όπως η πτώση τάσης, δεν είναι γνωστές) εισάγουν στην πρόβλεψη μια κυβευτική παραμετρική αβεβαιότητα. Στη Σχέση (2.7), η παράμετρος ε_a περιγράφει τόσο την κυβευτική αβεβαιότητα του μοντέλου, όσο και την κυβευτική παραμετρική αβεβαιότητα.

Ο περιορισμένος αριθμός δεδομένων και η διασπορά αυτών των δεδομένων δυσκολεύουν την ποσοτικοποίηση των συστηματικών σφαλμάτων στις προβλέψεις που γίνονται για δεδομένες τιμές των φυσικών παραμέτρων. Επίσης, υπάρχει η περίπτωση τα δεδομένα να είναι εκτός του διαστήματος μεγεθών και αποστάσεων που έχουν σεισμολογικό ενδιαφέρον. Η αβεβαιότητα που οφείλεται στα παραπάνω είναι επιστημική αβεβαιότητα του μοντέλου, και προστίθεται στη σχέση (2.20), η οποία αποκτά τη μορφή:

$$\ln[\text{Amplitude}] = f(m, r; \Delta\sigma, Q, f_{\max}) + \varepsilon_{\text{aleatory modeling}} + \varepsilon_{\text{epistemic modeling}} \quad (2.22)$$

Η επιστημική παραμετρική αβεβαιότητα οφείλεται στην έλλειψη γνώσης σχετικά με τις κατανομές των παραμέτρων του μοντέλου. Στη σχέση (2.7), η παράμετρος ε_e περιγράφει τόσο την επιστημική αβεβαιότητα μοντέλου, όσο και την επιστημική παραμετρική αβεβαιότητα. Αξίζει να αναφερθεί και η αβεβαιότητα που προκύπτει από το γεγονός ότι συνήθως (λόγω περιορισμένων δεδομένων) συλλέγονται και χρησιμοποιούνται δεδομένα από μεγάλες γεωγραφικές περιοχές. Η επιστημική αυτή αβεβαιότητα μειώνεται σε μεγάλο βαθμό αν εξαχθούν πληροφορίες για το σημείο ενδιαφέροντος.

2.5 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΥΠΟΥ MONTE CARLO.

Η μέθοδος Monte Carlo ή αλλιώς μέθοδος στοχαστικής προσομοίωσης μπορεί να εφαρμοστεί στο τρίτο βήμα της πιθανολογικής ανάλυσης, αντί της τριπλής ολοκλήρωσης. Βασίζεται στην ιδέα ότι, εφόσον το μοντέλο της σεισμικής πηγής είναι γνωστό εξαρχής και περιγράφει με λεπτομέρεια τη χωρική και τη χρονική κατανομή των σεισμών σε μια περιοχή, είναι δυνατό να παραχθούν κατάλογοι σεισμών που να βασίζονται σε αυτό, δηλαδή να γίνει μια ελεγχόμενη παραγωγή τυχαίων αριθμών, που αντιστοιχούν στα μεγέθη, τα βάθη κ.λπ. Για

παράδειγμα, τα συνθετικά μεγέθη των σεισμών μπορούν να ακολουθούν μια συγκεκριμένη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, π.χ. την κατανομή Gutenberg-Richter. Έτσι, τα δεδομένα πολλαπλασιάζονται σε εξαιρετικά σημαντικό βαθμό και είναι δυνατή η ασφαλέστερη εξαγωγή συμπερασμάτων για την επιρροή των σεισμών στο σημείο παρατήρησης. Η μέθοδος αυτή μπορεί να εφαρμοστεί σε διαφορετικά μοντέλα σεισμικότητας (για παράδειγμα χρονικά εξαρτημένα μοντέλα, που δεν ακολουθούν την κατανομή Poisson), αλλά και να προσεγγίσει καλύτερα τις αβεβαιότητες, καθώς όλες οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται εισάγονται ως συναρτήσεις με συγκεκριμένες παραμέτρους μ και σ . Το μειονέκτημά της είναι ότι, λόγω της τυχαιότητας των αριθμών, υπάρχει η περίπτωση σε μικρό επίπεδο πιθανότητας τα αποτελέσματα να είναι ασταθή. Αυτό λύνεται αποτελεσματικά με την εύρεση του κατάλληλου αριθμού καταλόγων ο οποίος πρέπει να χρησιμοποιηθεί για να έχουμε ευσταθή αποτελέσματα.

Η μέθοδος Monte-Carlo κάνει τις εξής παραδοχές (Shapira, 1983):

- Τα επίκεντρα των σεισμών κατανέμονται ομοιόμορφα στη σεισμική πηγή.
- Υπάρχει μια σχέση μεταξύ της συχνότητας και του μεγέθους των σεισμών $N_0(M)$, η οποία περιγράφει την ετήσια αθροιστική συχνότητα των σεισμών που ξεπερνούν ένα συγκεκριμένο μέγεθος, M . Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του αριθμού των σεισμών (για ένα έτος), N , που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M . Συνήθως, θεωρείται ότι η ποσότητα $\log(N)$ έχει κανονική κατανομή, με μέση τιμή τη $\log(N_0)$ και διασπορά ίση με σ_N^2 .
- Υπάρχει μια σχέση απόσβεσης, με την οποία υπολογίζεται η τιμή της εξεταζόμενης παραμέτρου Y σε κάποιο σημείο που απέχει απόσταση R από τη σεισμική πηγή. Η παράμετρος Y ακολουθεί λογαριθμο-κανονική (log-normal) κατανομή.
- Οι σεισμοί που προκαλούν τιμές $y > A$ στο σημείο κατανέμονται τυχαία στο χρόνο. Στη συνέχεια γίνεται λεπτομερής παρουσίαση της μεθόδου (Shapira, 1983), άρα και του τρόπου με τον οποίο παράγονται οι συνθετικοί κατάλογοι σεισμικότητας, για την περίπτωση που η παράμετρος Y αντιστοιχεί στη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA).

Δεδομένου ότι σε χρονικό διάστημα T ετών θα συμβούν n σεισμικές δονήσεις με τιμές $PGA > A$ (όπου A μια κρίσιμη τιμή), οι οποίες κατανέμονται τυχαία σε σχέση με το χρόνο, η εξίσωση που περιγράφει την πιθανότητα, $p(A)$, να συμβεί τουλάχιστον ένας σεισμός με $PGA > A$ σε χρονικό διάστημα t είναι η εξής:

$$p_t(A) = 1 - e^{-t \frac{n(A)}{T}} \quad (2.23)$$

Όταν $t=1$, υπολογίζεται η ετήσια πιθανότητα υπέρβασης της τιμής A , που περιγράφει τη σεισμική επικινδυνότητα.

Η παράμετρος $\lambda(A)$ που εκφράζει τον ετήσιο ρυθμό υπέρβασης της τιμής A ορίζεται ως:

$$\lambda(A) = \frac{n(A)}{T} \quad (2.24)$$

Στη μέθοδο Monte Carlo κάθε προσομοίωση (συνθετικός κατάλογος) παράγει εκτιμήσεις των σεισμών $n(A)$, για διάφορες τιμές A , επειδή η περίοδος T είναι εξαρχής γνωστή.

1] Κατανομή των μεγεθών και του αριθμού των σεισμών.

Ο αριθμός των σεισμών που τελικά θα παραχθούν εξαρτάται τόσο από τη σχέση συχνότητας-μέγεθους (π.χ. της σχέσης Gutenberg-Richter), όσο και από τη χρονική περίοδο-διάστημα T και το μικρότερο μέγεθος $M_{\min}$ που θα υιοθετηθεί. Γενικά, σεισμοί με μέγεθος μικρότερο του 3.0 δε θεωρείται ότι συμβάλλουν στη σεισμική επικινδυνότητα. Για να υπολογιστούν οι αβεβαιότητες της σχέσης συχνότητας σεισμών-μέγεθους, «κατασκευάζεται» για κάθε μέγεθος M μια συνάρτηση f , η οποία ακολουθεί κανονική κατανομή με μέση τιμή μηδέν και διασπορά σ_N^2 . Με την εισαγωγή των αβεβαιοτήτων η σχέση γίνεται:

$$N(M) = N_0(M)10^f \quad (2.25)$$

για $M = M_{\min}, M_{\min} + \Delta M, \dots, M_{\max}$ ($\Delta M = 0.5$).

Σε κάθε περίπτωση θα πρέπει να ικανοποιούνται οι εξής συνθήκες:

- $N(M) \geq N(M + \Delta M)$
- Συνολικός αριθμός παραγόμενων σεισμών = $T * N(M \geq M_{\min})$

2] Επίκεντρα και Μεγέθη.

Τα επίκεντρα κατανέμονται συνήθως ομοιόμορφα στο χώρο της κάθε σεισμικής πηγής. Τα μεγέθη M_0 των αντίστοιχων σεισμών είναι μεταξύ των τιμών $M_{\min}$ και $M_{\max}$. Κάθε φορά ελέγχεται εάν οι σεισμοί μεγέθους M_0 έχουν ξεπεράσει ή όχι τον αριθμό $T * N(M = M_0)$, ούτως ώστε τα μεγέθη να ακολουθούν τη δεδομένη σχέση συχνότητας-μέγεθους (π.χ. G-R). Η παραγωγή μεγεθών σταματάει όταν ο αριθμός των σεισμών γίνει ίσος με $T * N(M \geq M_{\min})$.

3] Υπολογισμός της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA).

Αρχικά προσδιορίζεται η απόσταση μεταξύ του επικέντρου του σεισμού και του σημείου παρατήρησης, και στη συνέχεια με τη βοήθεια κάποιας σχέσης απόσβεσης υπολογίζεται η αναμενόμενη τιμή PGA. Έχει αποδειχθεί ότι (Dononah, 1973) ο λογάριθμος του λόγου της αληθινής προς την αναμενόμενη επιτάχυνση ακολουθεί κανονική κατανομή, με μέση τιμή μηδέν και διασπορά σ_a^2 .

4] Εκτίμηση της πιθανότητας $P(A)$.

Οι τιμές των $n(A)$ και $\lambda(A)$ υπολογίζονται μετά από την καταμέτρηση των γεγονότων που έχουν μέγεθος $a \geq A$. Όταν η διαδικασία προσομοίωσης επαναληφθεί K φορές, η μέση συχνότητα (mean frequency of occurrence) δίνεται από τον τύπο:

$$\lambda(A) = \frac{1}{TK} \sum_{k=1}^K n_k(A) \quad (2.26)$$

Οι τιμές των $n_k(A)$ και K καθορίζουν τις πιθανότητες $P(A)$ και τις αβεβαιότητες του $\lambda(A)$. Για χαμηλές τιμές του A , η μεταβλητή $n(A)$ έχει κανονική κατανομή, αλλά για υψηλότερες τιμές ($A > 0.1$ g) αυτή περιγράφεται καλύτερα από την κατανομή Poisson. Με την κατανομή αυτή είναι δυνατή η εύρεση της αβεβαιότητας του $\lambda(A)$, και των πιθανοτήτων $P(A)$.

Η μέθοδος Monte Carlo διαχωρίζεται σε δύο τρόπους υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής. Ο πρώτος τρόπος έχει προταθεί από τους Ebel and Kafka (1999) και προσομοιώνει τη σεισμικότητα με τυχαία δειγματοληψία

και επέκταση της καταγεγραμμένης σεισμικότητας στο χρόνο, και -αν χρειάζεται- στο χώρο και στα μεγέθη. Ο δεύτερος τρόπος έχει χρησιμοποιηθεί από τον Musson (1999) και προσομοιώνει τη σεισμικότητα με εξαρχής παραγωγή τυχαίων συνθετικών καταλόγων, χρησιμοποιώντας ομογενείς σεισμικές πηγές και αθροιστικές ή μη κατανομές πυκνότητας πιθανότητας για τα μεγέθη κ.λπ. Και στις δύο περιπτώσεις γίνεται χρήση τυχαίων συνθετικών καταλόγων μεγάλης χρονικής διάρκειας και κατάλληλων σχέσεων απόσβεσης (Weatherill and Burton, 2010).

Μια ακόμα διαφορά στις δύο προσεγγίσεις έγκειται στη σχέση που χρησιμοποιείται τελικά για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας. Στην πρώτη περίπτωση η τελική σεισμική επικινδυνότητα υπολογίζεται με τη σχέση

$$\lambda_T(\alpha_0) = \frac{T}{T_0} \sum_k H[a_k - \alpha_0] \quad (2.27)$$

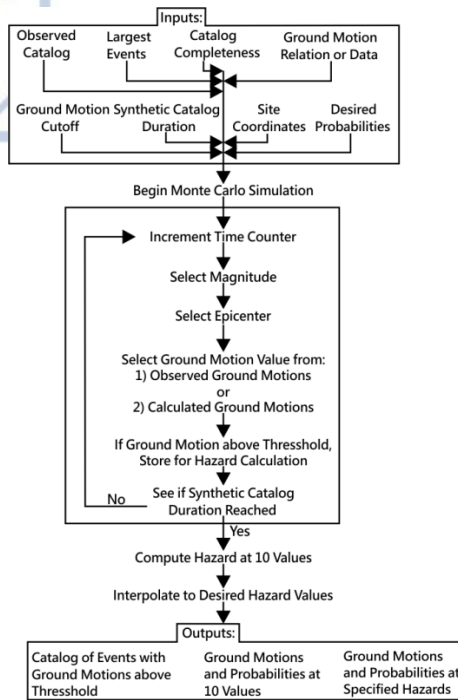
όπου: α_0 = το όριο που ξεπερνιέται ($\alpha > \alpha_0$)

$\lambda_T(\alpha_0) = N_T/T$ = ο ρυθμός με τον οποίο η τιμή α_0 ξεπερνιέται, δηλαδή ο αριθμός των σεισμών που προκαλούν $\alpha > \alpha_0$ σε χρονικό διάστημα T ετών.

T_0 = η συνολική διάρκεια του καταλόγου.

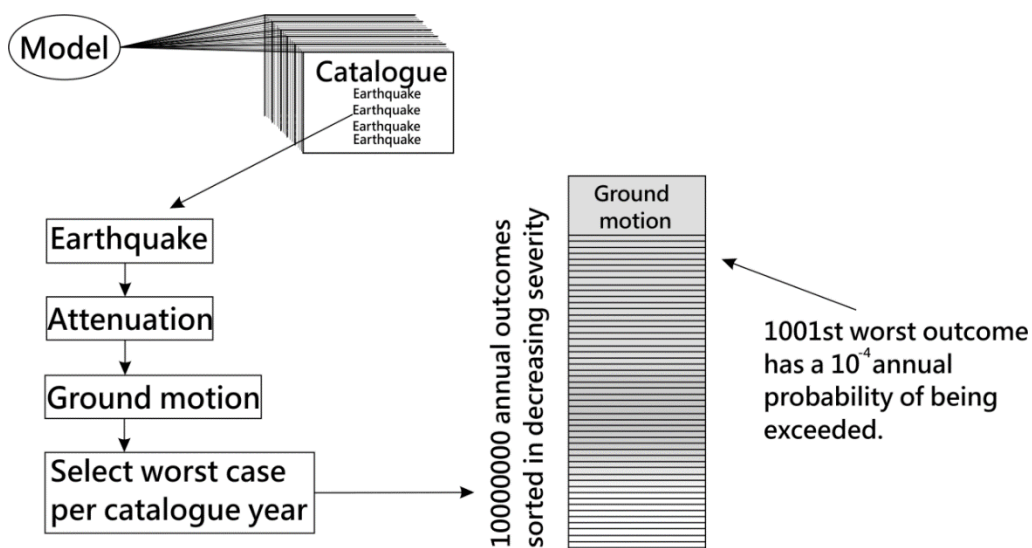
H = η συνάρτηση Heaviside. Παίρνει την τιμή 1 όταν $\alpha \geq \alpha_0$ και την τιμή 0 όταν $\alpha < \alpha_0$.

Κατά τον πρώτο τρόπο υπολογισμού, γίνεται επιλογή ενός τυχαίου επικέντρου και ενός τυχαίου μεγέθους από τον εμπλουτισμένο κατάλογο σεισμικότητας. Στην περίπτωση του μεγέθους, η πιθανότητα να επιλεγθεί κάποιο συγκεκριμένο μέγεθος εξαρτάται από τη συχνότητα με την οποία εμφανίζεται στον κατάλογο, που καθορίζεται από τη σχέση Gutenberg-Richter. Στη συνέχεια, προσδιορίζονται η απόσταση του σημείου παρατήρησης από το επίκεντρο του σεισμού και η τιμή της παραμέτρου α . Αφού γίνουν οι υπολογισμοί για ολόκληρο τον κατάλογο, οι τιμές α που ξεπερνούν το επιθυμητό κατώφλι χρησιμοποιούνται στους υπόλοιπους υπολογισμούς, ενώ οι υπόλοιπες διαγράφονται. Όλη η διαδικασία παρουσιάζεται στο Σχήμα 2-11.



Σχήμα 2-11 Διαγραμματική απεικόνιση της διαδικασίας του πρώτου τρόπου χρησιμοποίησης συνθετικών καταλόγων για υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας (Ebel and Kafka, 1999).

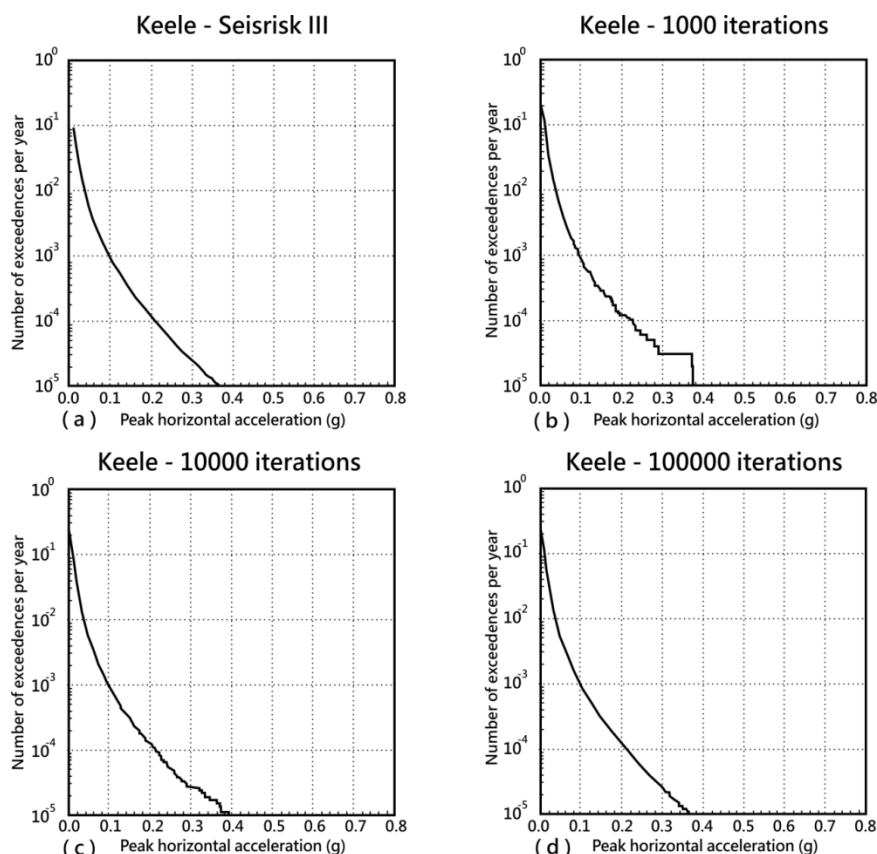
Ο δεύτερος τρόπος γίνεται με επιλογή της κατάλληλης τιμής της παραμέτρου α , και περιγράφεται παρακάτω. Έστω ότι είναι διαθέσιμοι 10^5 συνθετικοί καταλόγοι διάρκειας 100 ετών (δηλαδή τα δεδομένα καλύπτουν χρονικό διάστημα 10^6 ετών) και πρέπει να υπολογιστεί το μέγεθος που έχει ετήσια πιθανότητα να υπερβληθεί ίση με 0.0001 (10^{-4}). Για να βρεθεί αυτό το μέγεθος, αρκεί να υπολογιστεί το μέγιστο μέγεθος κάθε έτους του καταλόγου και στη συνέχεια τα μέγιστα αυτά μεγέθη να κατηγοριοποιηθούν σε αύξουσα σειρά. Το μέγεθος που έχει 0.0001 (10^{-4}) ετήσια πιθανότητα να υπερβληθεί θα είναι αυτό που αντιστοιχεί στην $1001^{\text{η}}$ τιμή. ($10^6 \cdot 10^{-4}$). Η διαδικασία αυτή παρουσιάζεται στο Σχήμα 2-12.



Σχήμα 2-12 Διαγραμματική απεικόνιση της μεθόδου προσομοίωσης για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας (Musson, 2000).

Έστω, για 2^ο παράδειγμα, ότι είναι διαθέσιμοι 1000 κατάλογοι διάρκειας 500 ετών (άρα υπάρχουν δεδομένα 500000 ετών χωρισμένα σε 1000, ίσα μεταξύ τους, χρονικά διαστήματα) και είναι επιθυμητός ο υπολογισμός του PGA που έχει πιθανότητα υπέρβασης ίση με 63.2% σε κάποιο σημείο του χώρου, για περίοδο επανάληψης 476 ετών (ετήσιος ρυθμός υπέρβασης 0.002). Από κάθε κατάλογο θα υπολογιστούν τα PGA που προκαλεί ο κάθε σεισμός σε αυτό το σημείο, και στη συνέχεια θα επιλεγεί η μέγιστη τιμή. Επομένως, από κάθε κατάλογο προκύπτει μία μόνο τιμή PGA, οπότε στο τέλος θα υπάρχουν συνολικά 1000 τιμές μεγίστων PGA για την περιοχή Keele. Στη συνέχεια, οι μέγιστες τιμές θα τοποθετηθούν σε αύξουσα σειρά. Η τιμή που θα επιλεγεί τελικά θα είναι αυτή που αντιστοιχεί στο 63.2% του συνόλου, δηλαδή στην προκειμένη περίπτωση η 632^η.

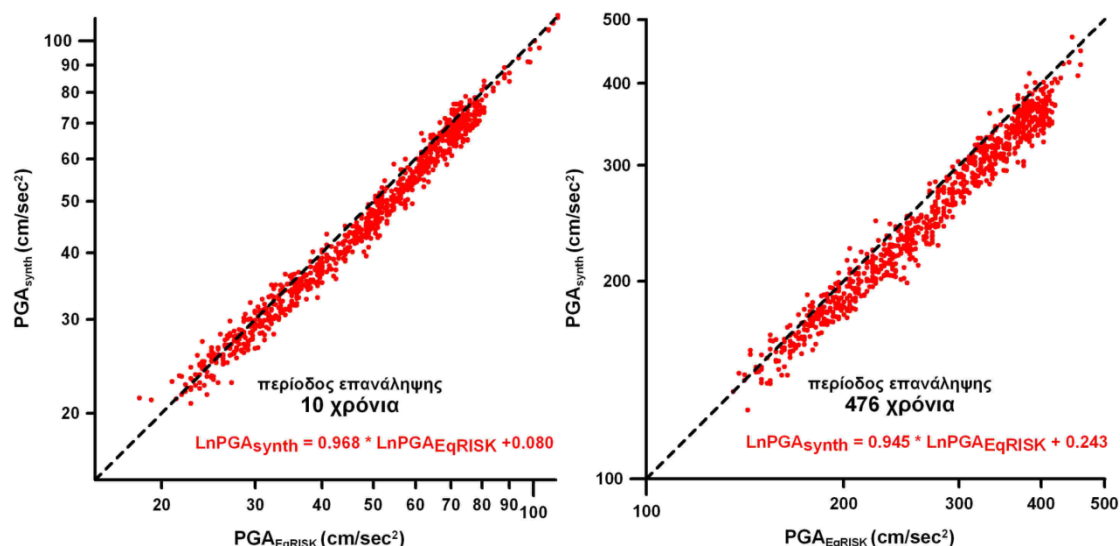
Στο Σχήμα 2-13 φαίνεται ότι από τη μέθοδο Cornell-McGuire (με τις ολοκληρώσεις) και τη μέθοδο Monte Carlo (με τις προσομοιώσεις) εξάγονται ίδια αποτελέσματα. Τα διαγράμματα προκύπτουν από ένα πείραμα που έγινε για την περιοχή της Αγγλίας (Musson, 2000). Το πρόγραμμα Seisrisk III βασίζεται στην πρώτη μέθοδο, και η καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητάς του φαίνεται στο Σχήμα 2-13(a). Στα Σχήματα 2-13(b) έως 2-13(d) παρουσιάζονται προσομοιώσεις από συνθετικά δεδομένα 100 ετών. Όσο περισσότερες είναι οι προσομοιώσεις τόσο καλύτερα είναι και τα αποτελέσματα (Musson, 2000).



Σχήμα 2-13 Καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας που προκύπτουν (a) από το πρόγραμμα Seisrisk III που υπολογίζει τα αποτελέσματα με τη μέθοδο Cornell-McGuire, και από τη μέθοδο στοχαστικής προσομοίωσης με (b) 1000 επαναλήψεις, (c) 10000 επαναλήψεις και (d) 100000 επαναλήψεις (Musson, 2000).

Στο Σχήμα 2-14 φαίνονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης των δύο μεθόδων για τον ελληνικό χώρο, για περίοδο επανάληψης 10 και 476 ετών (Βαμβακάρης,

2010). Και σε αυτήν την περίπτωση είναι πρακτικώς ταυτόσημα, καθώς οι τιμές της αναμενόμενης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης συγκεντρώνονται στη διχοτόμο των διαγραμμάτων. Για την περίοδο επανάληψης 476 ετών τα αποτελέσματα του αλγορίθμου EqRISK (μέθοδος Cornell-McGuire) είναι ελαφρώς μεγαλύτερα από τα αντίστοιχα της μεθόδου Monte Carlo (5-8%).



Σχήμα 2-14 Σύγκριση της μεθόδου Cornell-McGuire με τη μέθοδο Monte Carlo για τον ελληνικό χώρο. Αριστερά παρουσιάζονται ενδεικτικά αποτελέσματα για περίοδο επανάληψης 10 ετών και δεξιά για περίοδο επανάληψης 476 ετών (Βαμβακάρης, 2010).

2.6 ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL.

Ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να γίνει με τη χρήση της μεθόδου των ακραίων τιμών της πρώτης, της δεύτερης και της τρίτης ασύμπτωτης Gumbel (1958), εφόσον είναι γνωστές (π.χ. από τη διαδικασία Monte Carlo) οι μέγιστες (ακραίες) τιμές που παίρνει η παράμετρος γ . Σύμφωνα με τη θεωρία ασυμπτωτών οι ακραίες τιμές τείνουν σε κάποιο όριο με ασυμπτωτική συμπεριφορά, και ακολουθούν τρεις τύπους κατανομής. Οι κατανομές αυτές περιγράφουν την πιθανότητα που έχει ένα μέγεθος να είναι το μέγιστο σε ένα έτος. Πολλές φορές ο υπολογισμός με τη χρήση της κατανομής Gumbel μπορεί να οδηγήσει σε πιο ακριβή αποτελέσματα για τους πολύ μεγάλους σεισμούς, καθώς αυτοί οι σεισμοί είναι λιγότερο πιθανό να παραβλεφθούν σε σχέση με τους μικρότερους (Rao et al, 1997). Στη Σεισμολογία χρησιμοποιούνται η πρώτη και η τρίτη κατανομή. Η κατανομή τύπου 2 δε χρησιμοποιείται, καθώς αναφέρεται στις ελάχιστες τιμές, οπότε δεν παρουσιάζει κάποιο σεισμολογικό ενδιαφέρον.

2.6.1 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1

Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (Σχήμα 2-15) της κατανομής Gumbel τύπου 1 (G1) δίνεται από τον τύπο:

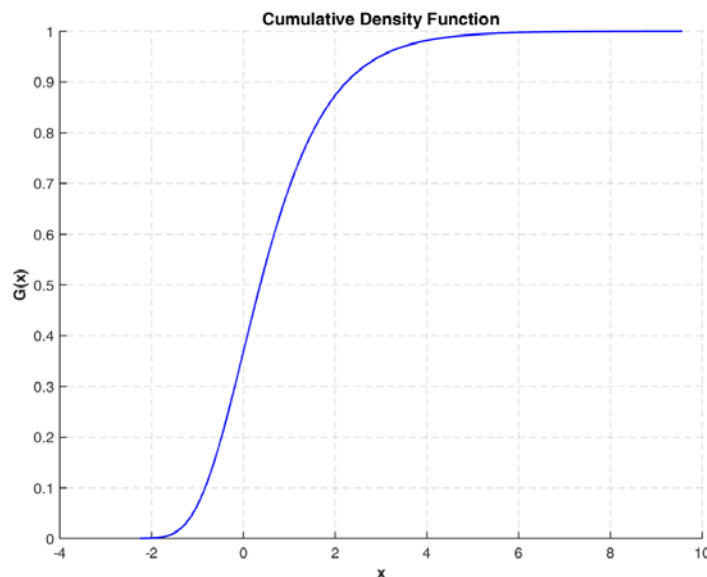
$$G(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}}} \quad (2.28)$$

όπου: $G(x)$ = η πιθανότητα της μεταβλητής να έχει τιμή x ή μικρότερη.

μ = η παράμετρος τοποθεσίας (location parameter). Η παράμετρος αυτή δείχνει σε ποιο σημείο, x , βρίσκεται το μέγιστο της κατανομής, σε σχέση με το σημείο μηδέν (βλ. Παράρτημα).

x = η παράμετρος που εξετάζεται.

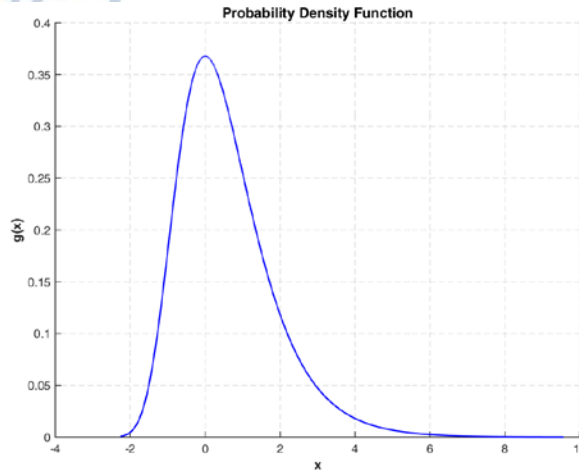
σ = η παράμετρος σίγμα (σ) (sigma parameter). Είναι ενδεικτική του κατά πόσο η κατανομή είναι «συρρικνωμένη» ή «απλωμένη» σε σχέση με την κανονική κατανομή (όπου $\sigma=1$), δηλαδή σε ποιες τιμές του x οι τιμές της συνάρτησης τείνουν στο μηδέν (βλ. Παράρτημα για λεπτομέρειες).



Σχήμα 2-15 Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gumbel τύπου 1.

Μετά από παραγωγή της σχέσης (2.28), προκύπτει η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της G1 (Σχήμα 2-16).

$$g(x) = \frac{dG}{dx} = \frac{1}{\sigma} e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}} e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}}} \quad (2.29)$$



Σχήμα 2-16 Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gumbel τύπου I.

Στη θέση της μεταβλητής x μπορεί να μπει οποιαδήποτε παράμετρος (π.χ. $\ln PGA$, $\ln PGV$, $\ln PGD$, I_{MM}). Στις επόμενες σχέσεις, στη θέση της μεταβλητής x μπαίνει το μέγεθος, M .

Αποδεικνύεται (βλ. Παράρτημα) ότι η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής $G1$, μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην περίπτωση της μη-φραγμένης ($M_{\max} \rightarrow \infty$) Gutenberg-Richter, οδηγώντας στη σχέση:

$$G(M) = e^{-e^{\ln 10(a-bM)}}, \quad b > 0 \quad (2.30)$$

Αν θεωρηθεί ότι: $\beta = b \ln 10 \quad (2.31)$

και: $\alpha = 10^a \quad (2.32)$

η σχέση (2.30) γίνεται:

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (2.33)$$

Από τη σύγκριση των σχέσεων (2.33) και (2.28) αποδεικνύεται ότι (βλ. Παράρτημα) για $b > 0$ ισχύουν οι σχέσεις:

$$\mu = \frac{a}{b} \quad (2.34)$$

$$\sigma = \frac{1}{b \ln 10} \quad (2.35)$$

και ότι το μέγεθος, M , που αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη (δεδομένη) αθροιστική πιθανότητα $G(M)$ (πιθανότητα υπέρβασης) δίνεται από τη σχέση:

$$M = \mu + \sigma(-\ln[-\ln G(M)]), \quad b > 0 \quad (2.36)$$

Ο τύπος (2.36) αποτελεί εξίσωση ευθείας μεταξύ των ποσοτήτων $x = -\ln[-\ln G(M)]$ και $y = M$, με κλίση $\sigma = 1/b \ln 10$, η οποία τέμνει τον άξονα y στο σημείο $\mu = a/b$ (Σχήμα 2-19). Στο σημείο αυτό η αθροιστική πιθανότητα της κατανομής $G1$ (πιθανότητα μή-υπέρβασης) ισούται με $1/e = 36.8\%$.

Σφάλματα

Το σφάλμα του μεγέθους M (βλ. Παράρτημα) ισούται με:

$$\sigma_M = \sqrt{1^2 \sigma_\mu^2 + [\ln(-\ln G(M))]^2 \sigma_\sigma^2} \quad (2.37)$$

2.6.2 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3

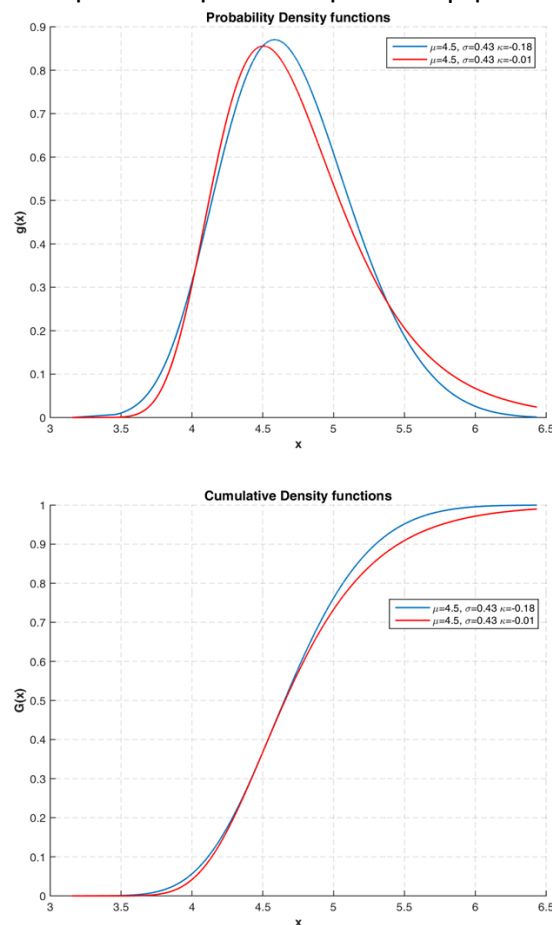
Η γενική μορφή της αθροιστικής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας των ακραίων τιμών της κατανομής Gumbel τύπου 3 (G3) περιγράφεται από την εξίσωση:

$$G(x) = e^{-\left(1 + \kappa \frac{x - \mu}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\kappa}}} \quad (2.38)$$

όπου: μ = η παράμετρος τοποθεσίας,

σ = η παράμετρος σ .

κ = η παράμετρος μορφής (shape parameter), η οποία δείχνει το ρυθμό με τον οποίο η κατανομή προσεγγίζει ένα πεπερασμένο ανώτατο όριο (Σχήμα 2-17). Αυτή είναι και η βασική διαφορά της συνάρτησης G3 (σε σχέση με την G1), δηλαδή η ύπαρξη μιας μέγιστης τιμής της μεταβλητής x , πάνω από την οποία η πιθανότητα είναι μηδενική.



Σχήμα 2-17 Επιρροή της τιμής της παραμέτρου κ στη μορφή της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (πάνω) και της αθροιστικής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gumbel τύπου 3 (κάτω).

Η εξίσωση (2.39) αντιστοιχεί στην αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της τρίτης ασύμπτωτης κατανομής των ακραίων τιμών, και περιγράφει την πιθανότητα το εξεταζόμενο μέγεθος M να έχει ακραία τιμή ω (π.χ. Burton, 1979).

$$G(M) = e^{-\left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k} \quad (2.39)$$

όπου: ω = το ανώτατο όριο μεγέθους, το οποίο δεν μπορεί να υπερβληθεί.

u = χαρακτηριστική τιμή της μεταβλητής. Όταν $u=M$ το κλάσμα κανονικοποιείται και η πιθανότητα αυτής της τιμής να είναι το μέγιστο ετήσιο μέγεθος είναι ίση με: $G(u)=1/e=0.368=36.8\%$.

k = η παράμετρος μορφής.

Αποδεικνύεται ότι (βλ. Παράρτημα) ισχύουν οι παρακάτω σχέσεις:

$$\kappa = -\frac{1}{k} \quad (2.40)$$

$$\mu = u \quad (2.41)$$

$$\sigma = -\frac{1}{k}(u - \omega) = \kappa(u - \omega) \quad (2.42)$$

$$\omega = u - \frac{1}{\kappa}\sigma \quad (2.43)$$

Το μέγεθος, M , που αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη πιθανότητα $G(M)$ υπολογίζεται από τη σχέση:

$$M = \omega - (\omega - u)[- \ln G(M)]^{-\kappa} \quad (2.44)$$

Σφάλματα

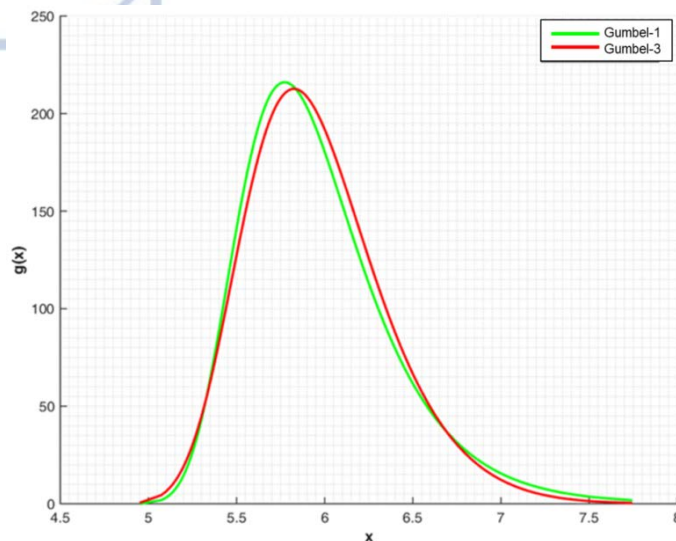
Το σφάλμα του ανώτατου ορίου μεγέθους, ω , ισούται με:

$$\sigma_{\omega} = \sqrt{1^2(\sigma_{\mu}^2) + \left(-\frac{1}{\kappa}\right)^2 \sigma_{\sigma}^2 + \left(\frac{\sigma}{\kappa^2}\right)^2 \sigma_{\kappa}^2} \quad (2.45)$$

Ενώ το σφάλμα του μεγέθους M , που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη αθροιστική πιθανότητα $G(M)$, βρίσκεται από τον τύπο:

$$\sigma_M = \sqrt{\{1 - [- \ln G(M)]^{-\kappa}\}^2 \sigma_{\omega}^2 + [- \ln G(M)]^{-2\kappa} \sigma_{\mu}^2 + \{(\omega - u)[- \ln G(M)]^{-\kappa}\}^2 \ln[- \ln G(M)]^2 \sigma_{\kappa}^2} \quad (2.46)$$

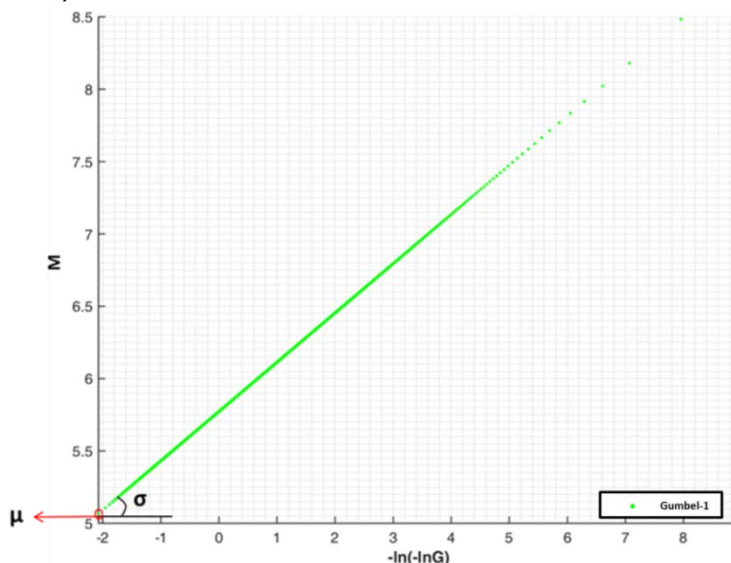
2.6.3 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΜΕ ΤΗΝ ΚΑΤΑΝΟΜΗ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3



Σχήμα 2-18 Σύγκριση δύο θεωρητικών κατανομών Gumbel, όπου πράσινη καμπύλη είναι τύπου 1, ενώ η κόκκινη είναι τύπου 3. Οι κατανομές έχουν κοινή παράμετρο μ , ίση με -5.77.

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής έγινε εφαρμογή στα πειραματικά δεδομένα, τόσο της πρώτης ασύμπτωτης κατανομής του Gumbel, όσο και της τρίτης (Σχήμα 2-18). Για να γίνει η σύγκριση των τιμών τους, το μέγεθος M (στην προκειμένη περίπτωση το μέγεθος αντιστοιχεί στο εξεταζόμενο μέτρο εδαφικής κίνησης, π.χ. στο νεπέριο λογάριθμο της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης) χαρτογραφείται σε συνάρτηση με την ποσότητα $-\ln[-\ln(G(M))]$, επειδή από τη σύγκριση των συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας των δυο κατανομών δεν αναδεικνύει τις διαφορές τους (Σχήμα 2-18).

Στην περίπτωση της πρώτης ασύμπτωτης, τα σημεία σχηματίζουν μια ευθεία (σχέση 2.36) με κλίση ίση με $\sigma=1/b\ln 10$, η οποία τέμνει τον άξονα y στο σημείο $\mu=a/b$ (Σχήμα 2-19).

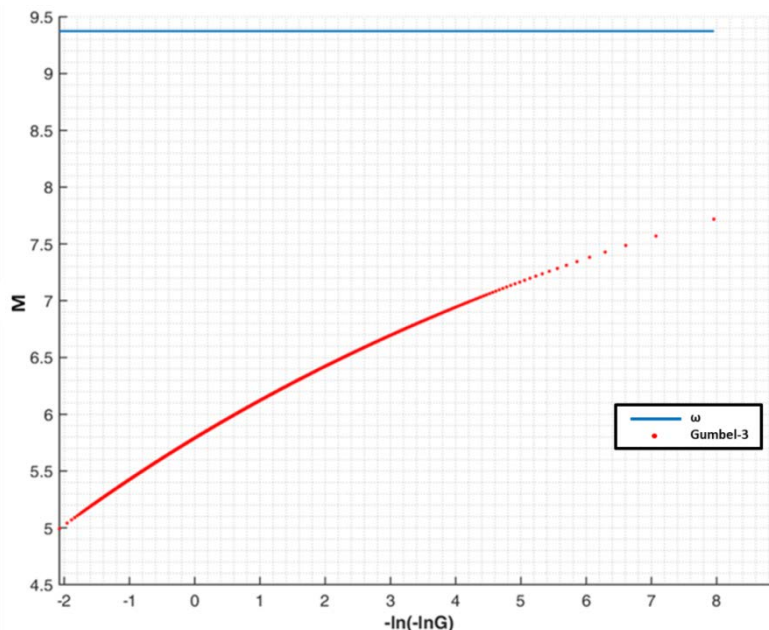


Σχήμα 2-19 Για την πρώτη ασύμπτωτη κατανομή Gumbel τα σημεία $x=-\ln(-\ln G)$ και η μεταβλητή $y=M$ σχηματίζουν μια ευθεία $y=a+bx$, όπου $a=\mu$ και $b=\sigma$.

Στην περίπτωση της τρίτης ασύμπτωτης Gumbel, τα σημεία $x = -\ln(-\ln G)$ και $y = M$ σχηματίζουν μια καμπύλη γραμμή (σχέση 2.44, Σχήμα 2-20), η οποία τείνει ασυμπτωτικά στο ανώτατο όριο μεγέθους, ω , καθώς σε αυτήν την περίπτωση η σχέση δεν είναι γραμμική. Η σχέση από την οποία υπολογίζονται τα σημεία της καμπύλης αυτής είναι η εξής:

$$M = \omega - (\omega - u)[e^{-\{\ln[-\ln G(M)]\}}]^{-\kappa} \quad (2.47)$$

Η σχέση αυτή αποτελεί μετασχηματισμό της Σχέσης (2.44) ώστε να εκφραστεί σε συνάρτηση με την ίδια μεταβλητή $-\ln(-\ln G)$.



Σχήμα 2-20 Για την τρίτη ασύμπτωτη κατανομή Gumbel τα σημεία $x = -\ln(-\ln G)$ και η μεταβλητή $y = M$ σχηματίζουν μια καμπύλη γραμμή, η οποία τείνει ασυμπτωτικά στο ανώτατο όριο μεγέθους, ω , για $x \rightarrow \infty$.

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου των ακραίων τιμών, το χρονικό διάστημα το οποίο υπόκειται σε εξέταση χωρίζεται σε μικρότερα, ίσα μεταξύ τους, χρονικά υποδιαστήματα με κριτήριο την επιθυμητή μέση περίοδο επανάλληψης. Σε κάθε υποδιάστημα γίνεται επιλογή του σεισμού με το μεγαλύτερο μέγεθος (στην προκειμένη περίπτωση με το μέγιστο π.χ. $\ln PGA$). Τα μέγιστα αυτά μεγέθη θεωρούμε ότι ακολουθούν την κατανομή Gumbel τύπου 1 ή 3.

Για να γίνει η χαρτογράφηση των τιμών M με την ποσότητα $-\ln[-\ln(G(M))]$ πρέπει να λυθεί το πρόβλημα ότι οι θέσεις (στο διάγραμμα) των τιμών $G(M)$ είναι άγνωστες, ενώ οι τιμές $M (=y)$ είναι γνωστές (οι πειραματικές τιμές υπολογίζονται από τη μέθοδο Monte Carlo, οι τιμές που αντιστοιχούν στην $G1$ υπολογίζονται από τη Σχέση (2.44) και οι τιμές της $G3$ βρίσκονται με εφαρμογή της Σχέσης (2.47). Δεδομένου ότι οι τιμές $G(M)$ ανήκουν στο διάστημα $(0,1)$, καθώς η $G(M)$ αποτελεί αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, και αφού όλες οι τιμές είναι ισοπίθανες, ακολουθήθηκε η παρακάτω μέθοδος: Αρχικά, τα (μέγιστα) μεγέθη τοποθετούνται σε αύξουσα σειρά, οπότε οι παρατηρήσεις σημειώνονται ως:

$$\{M_j\} * n = \{M_1 \leq M_2 \leq M_3 \leq \dots \leq M_{n-2} \leq M_{n-1} \leq M_n\}$$

όπου M_1 είναι η μικρότερη τιμή, M_n είναι η μέγιστη τιμή και ο δείκτης κάθε τιμής είναι η βαθμίδα (rank) της εκάστοτε τιμής. Στο επόμενο βήμα, γίνεται χρήση της βαθμίδας (rank) της κάθε παρατήρησης, ώστε να προσδιοριστεί η θέση της (αντίστοιχη τιμή της μεταβλητής x) στο διάγραμμα αθροιστικής πιθανότητας, για κάθε τιμή της αθροιστικής πιθανότητας, G , που εξετάζεται.

Έχουν προταθεί [π.χ. Gumbel (1958), Kimball (1960) και Gringorten (1963)] διάφοροι τύποι για τον προσδιορισμό της πιθανότητας $G(M)$, όπως:

$$G(M)=j/n$$

$$G(M)=j/(n+1)$$

$$G(M)=(j-0.5)/n$$

$$G(M)=[j-(3/8)]/[j+(1/4)]$$

$$G(M)=(j-0.44)/(n+0.12)$$

$$G(M)=(j-0.3)/(n+0.4)$$

Στην παρούσα εργασία θεωρήθηκε (Bury, 1999) ότι η πιθανότητα που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της τιμής της τυχαίας μεταβλητής x ισούται με:

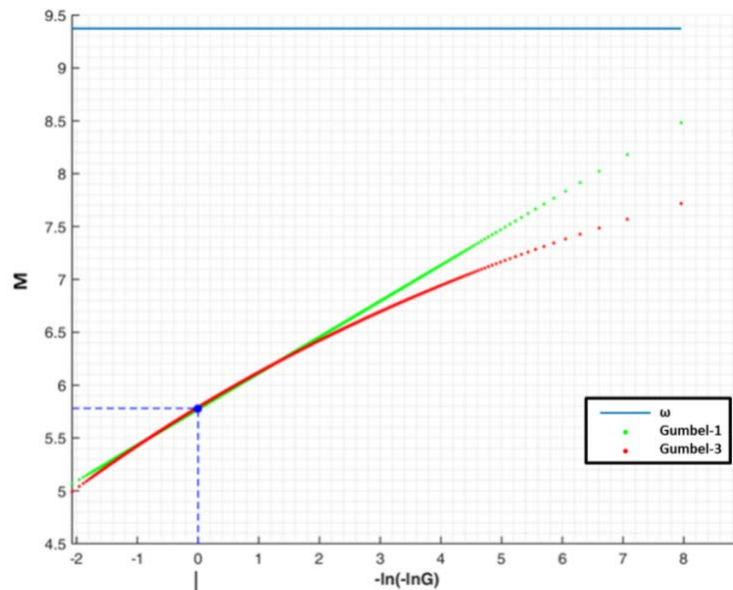
$$G(j) = \frac{j - 0.3}{n + 0.4} \quad (2.48)$$

όπου: G = η πιθανότητα μη-υπέρβασης (αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας).

j = η τρέχουσα (υπό εξέταση) παρατήρηση.

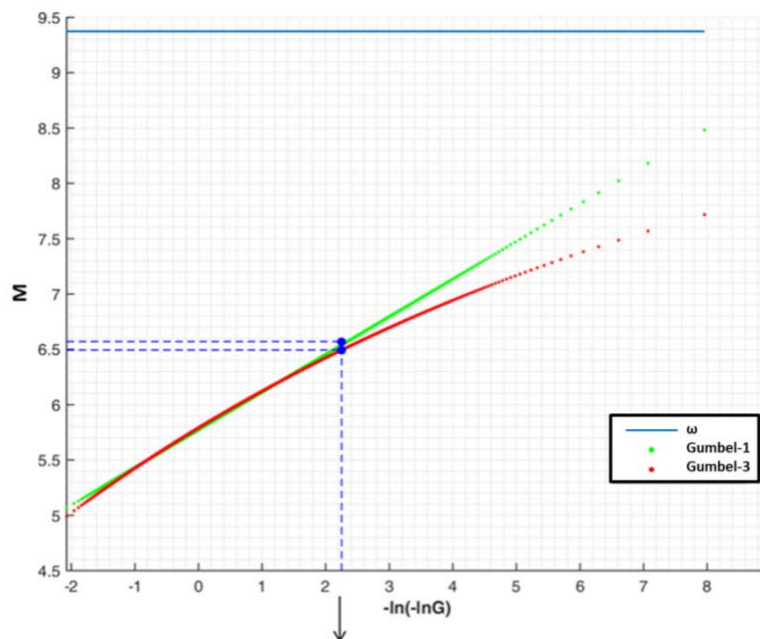
n = το σύνολο των παρατηρήσεων.

Στα Σχήματα 2-21, 2-22 και 2-23 φαίνεται η σύγκριση των δύο ασυμπτώτων Gumbel. Αντικαθιστώντας την επιθυμητή πιθανότητα μη-υπέρβασης (G) στην ποσότητα $-\ln[-\ln(G(M))]$ βρίσκεται η τιμή της μεταβλητής M στην οποία αντιστοιχεί. Στη συνέχεια, προβάλλοντας αυτό το σημείο στις 2 καμπύλες αναδεικνύεται η απόκλιση που έχουν. Όπως φαίνεται και στα σχήματα, όσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα υπέρβασης, τόσο πιο κοντινές είναι οι τιμές των δύο κατανομών. Όταν η πιθανότητα υπέρβασης ελαττώνεται (π.χ. όταν η περίοδος επανάλληψης είναι μικρή), τότε οι τιμές της μεταβλητής M αποκλίνουν σε μεγάλο βαθμό.



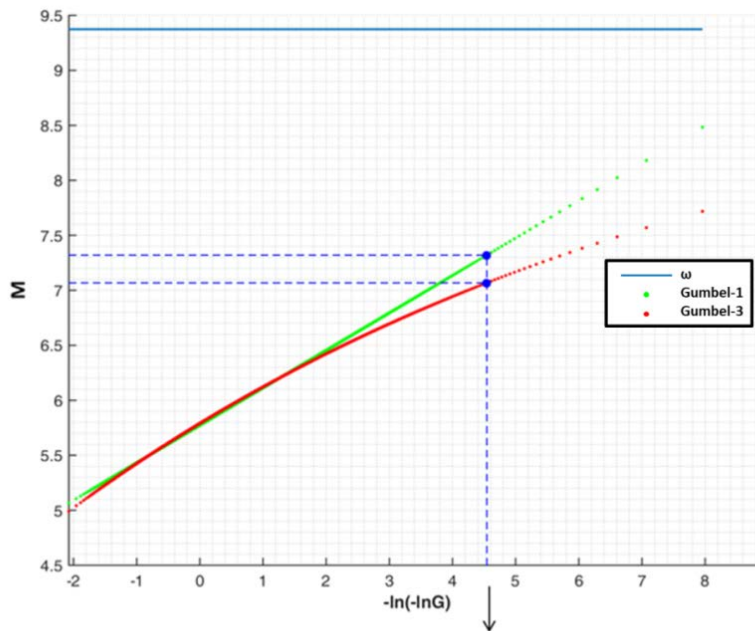
$$P_{ex} = 63.2\% : -\ln[-\ln(0.368)]$$

Σχήμα 2-21 Η πιθανότητα υπέρβασης (P_{ex}) ίση με 63.2% (0.632) αντιστοιχεί στο σημείο $x=0$ στο διάγραμμα $-\ln(-\ln G)$ και M . Η προβολή αυτού του σημείου στις καμπύλες Gumbel-1 και Gumbel-3 δείχνει ότι το μέγεθος που προκύπτει είναι πρακτικά το ίδιο.



$$P_{ex} = 10.0\% : -\ln[-\ln(0.90)]$$

Σχήμα 2-22 Η πιθανότητα υπέρβασης (P_{ex}) ίση με 10.0% (0.10), ($G=0.90=1-0.10$) αντιστοιχεί στο σημείο $x=2.35$. Η προβολή αυτού του σημείου στις καμπύλες Gumbel-1 και Gumbel-3 δείχνει ότι το μέγεθος που προκύπτει διαφέρει ελαφρά, αφού από την κατανομή Gumbel τύπου 1 (πράσινη γραμμή) προκύπτει ότι το μέγεθος ισούται με 6.69, ενώ από την κατανομή Gumbel τύπου 3 (κόκκινη καμπύλη) το μέγεθος ισούται με 6.5.

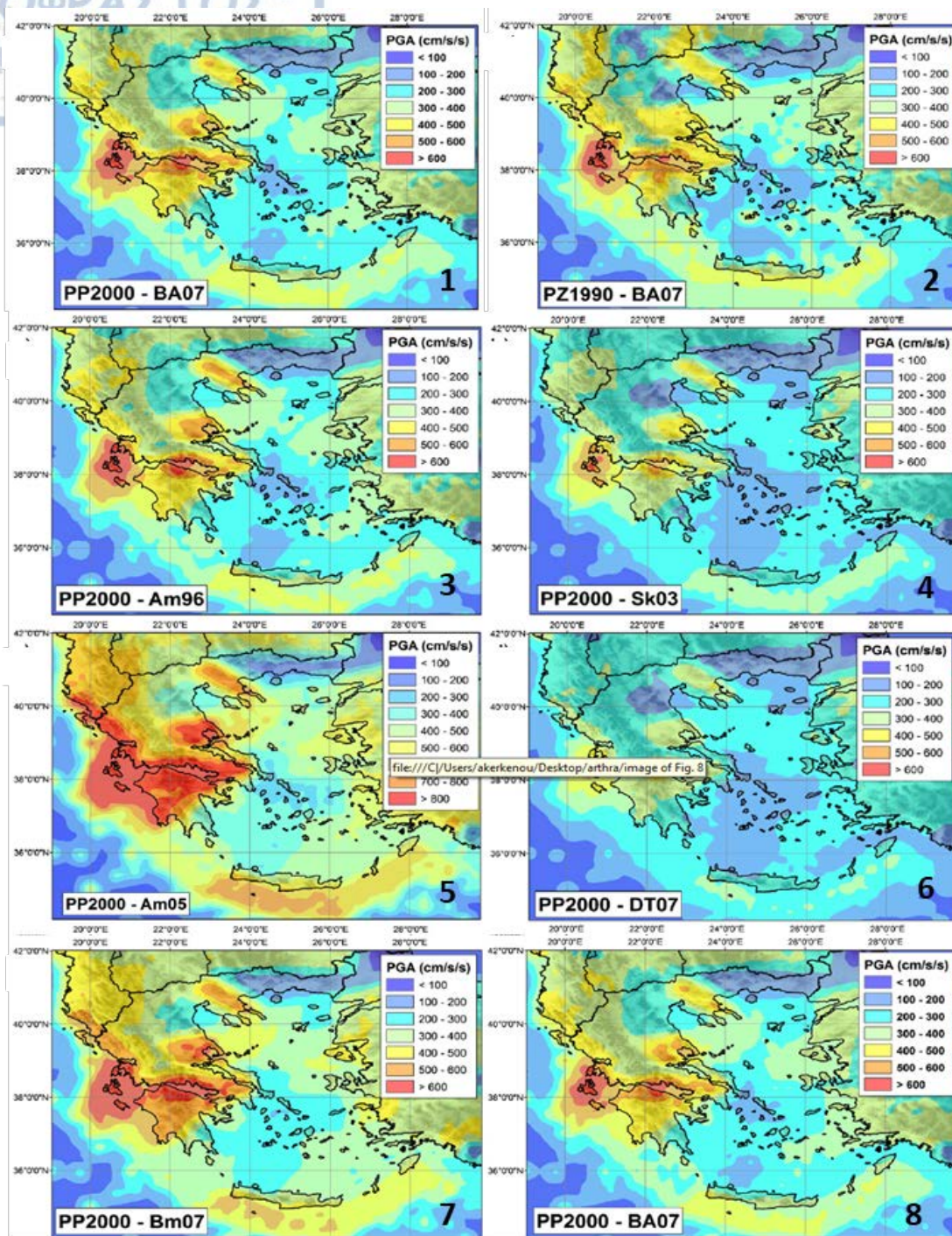


$$P_{ex} = 1.0\% : -\ln[-\ln(0.99)]$$

Σχήμα 2-23 Η πιθανότητα υπέρβασης (P_{ex}) ίση με 1.0% (0.01), ($G = 0.99 = 1 - 0.01$) αντιστοιχεί στο σημείο $x = 4.58$. Η προβολή αυτού του σημείου στις καμπύλες Gumbel-1 και Gumbel-3 δείχνει ότι το μέγεθος που προκύπτει και από αυτές δεν είναι το ίδιο, αλλά διαφέρει σημαντικά, αφού από την κατανομή Gumbel τύπου 1 (πράσινη γραμμή) προκύπτει ότι το μέγεθος ισούται με 7.32, ενώ από την κατανομή Gumbel τύπου 3 (κόκκινη καμπύλη) το μέγεθος ισούται με 7.08.

2.7 ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΠΙΘΑΝΟΛΟΓΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Πλήθος ερευνών και εργασιών έχουν γίνει για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας στην Ελλάδα, τόσο με τις προαναφερθείσες μεθόδους όσο και με άλλες. Οι Algermissen et al (1976), Papaioannou et al (1985), Papaioannou (1988), Papazachos et al (1985, 1990, 1993b), Papaioannou and Papazachos (2000), Tselentis and Danciu (2010a, 2010b) καθόρισαν τη σεισμική επικινδυνότητα με τη μέθοδο ολοκληρώσεων Cornell-McGuire και με τη μέθοδο της Μέσης τιμής (mean value). Η μέθοδος Monte Carlo χρησιμοποιήθηκε από τους Musson (2000), Βαμβακάρης (2010), Vamvakaris et al. (2016b) και Weatherill and Burton (2010, ενδεικτικά αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 2-24). Οι δύο τύποι κατανομής Gumbel εφαρμόστηκαν από τους Makropoulos (1978), Drakopoulos and Makropoulos (1983), Makropoulos and Burton (1985), Papaioannou (1984, 1986) και Tsaranos and Burton (1991). Διαφορετικούς τρόπους εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου αποτελούν η στατιστική Bayesian (Stavrakakis, 1984 και Lyubushin et al., 2002), η χρήση της διάρκειας της ισχυρής εδαφικής κίνησης ως μέτρου ισχυρής κίνησης (Margaris et al., 1990 και Papazachos et al., 1992) και η Μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας -maximum likelihood method- (Papadopoulos and Kijko, 1991 και Tsaranos et al., 2004). Επίσης, έχει δημοσιευτεί πλήθος εργασιών οι οποίες συγκρίνουν τα αποτελέσματα διαφορετικών μεθόδων. Ενδεικτικά παραδείγματα αποτελούν οι εργασίες των Makropoulos et al (1986) και Papazachos et al (1990).



Σχήμα 2-24 Σύγκριση αποτελεσμάτων πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας για τον Ελληνικό χώρο, με τη χρήση της μεθόδου Monte Carlo (τροποποιημένο από Weatherill and Burton, 2010). Στις Εικόνες 1 έως 10 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της σεισμικής επικινδυνότητας για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (σε cm/s^2), για πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, σε περίοδο επανάληψης 50 ετών. Τα μοντέλα σεισμικών πηγών που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτά των Παραϊοαννου and Παραζαχος, 2000 (PP2000) και Παραζαχος, 1990 (PZ1990). Το μοντέλο PP2000 περιέχει 67 επιφανειακές σεισμικές πηγές και 7 πηγές σεισμών ενδιάμεσου βάθους, ενώ το μοντέλο PZ1990 περιέχει 36 επιφανειακές σεισμικές πηγές και 5 πηγές σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Οι σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκαν είναι των Boore and Atkinson (2007) (BA07), Ambraseys et al. (1996) (Am96), Skarlatoudis et al. (2003) (Sk03), Ambraseys et al. (2005) (Am05), Danciu and Tselentis (2007) (DT07) και Bommer et al. (2007) (Bm07).

3. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

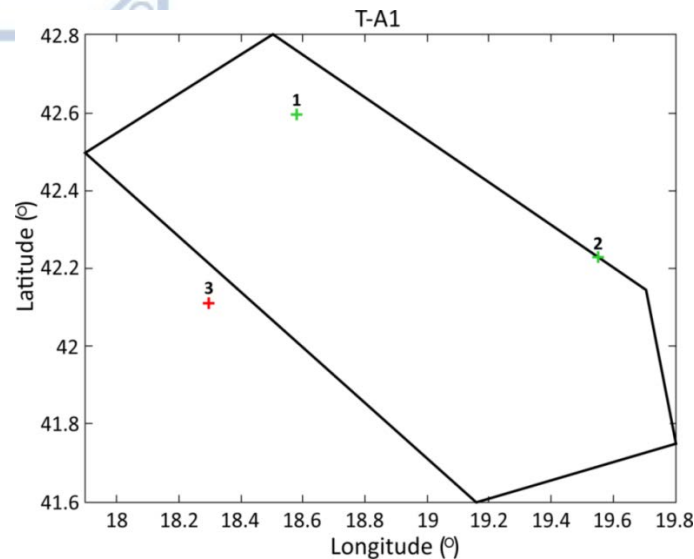
3.1 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΥΧΑΙΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

Στην παρούσα εργασία έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας για τον ελληνικό χώρο με τη μέθοδο προσομοιώσεων της σεισμικότητας τύπου Monte Carlo, η οποία βασίζεται στη δημιουργία συνθετικών καταλόγων. Για το σκοπό αυτό γράφτηκε ένας κώδικας στη γλώσσα προγραμματισμού MATLAB. Ο κώδικας αυτός χρησιμοποιεί γεννήτριες τυχαίων αριθμών του διαστήματος (0,1), που ακολουθούν ομογενή κατανομή. Στη συνέχεια αυτοί μετασχηματίζονται ώστε να μην ακολουθούν πλέον την ομογενή κατανομή, αλλά τις επιθυμητές συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας. Για τις ανάγκες των υπολογισμών συντέθηκαν 1000 συνολικά συνθετικοί κατάλογοι, 1000ετούς διάρκειας, οπότε τα διαθέσιμα δεδομένα καλύπτουν χρονικό διάστημα 10^6 ετών. Ως ελάχιστο όριο μεγέθους επιλέχθηκε το μέγεθος $M=3.5$, διότι η συμβολή των μικρότερων σεισμών στη σεισμική επικινδυνότητα μιας περιοχής (σε περιόδους επανάληψης 50 και 476 ετών) αποδείχθηκε ότι είναι αμελητέα (Βαμβακάρης, 2010). Οι συνθετικοί κατάλογοι δημιουργήθηκαν βάσει των πραγματικών δεδομένων σεισμικότητας κάθε επιφανειακής πηγής, δηλαδή των σταθερών Gutenberg-Richter (a, b) και του μεγίστου της ορίου μεγέθους, $M_{\max}$, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Vamvakaris et al. (2016).

3.1.1 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Η δημιουργία της χωρικής κατανομής των συνθετικών σεισμών, δηλαδή η σύνθεση των epicέντρων τους, είναι ιδιαίτερα απλή στην εφαρμογή της, καθώς γίνεται η παραδοχή ότι οι σεισμοί ακολουθούν ομοιόμορφη κατανομή στο χώρο κάθε σεισμικής πηγής. Πρακτικά, δημιουργείται ένα πολύγωνο με άκρα τις συντεταγμένες της εκάστοτε επιφανειακής σεισμικής πηγής. Στη συνέχεια, καλούνται δύο τυχαίοι αριθμοί από την ομογενή κατανομή. Για να μετατραπούν αυτοί οι αριθμοί σε συντεταγμένες σημείου (δηλαδή να είναι αριθμητικά κοντά στις συντεταγμένες της σεισμικής πηγής), πολλαπλασιάζονται με τις ποσότητες $(Lat_{\max}-Lat_{\min})+Lat_{\min}$ και $(Lon_{\max}-Lon_{\min})+Lon_{\min}$, όπου $Lat_{\max}$ και $Lat_{\min}$ είναι το μεγαλύτερο και το μικρότερο, αντίστοιχα, γεωγραφικό πλάτος του πολυγώνου της σεισμικής πηγής και $Lon_{\max}$ και $Lon_{\min}$ είναι οι αντίστοιχες μεταβλητές για το γεωγραφικό του μήκος. Δεδομένου ότι οι αριθμοί που καλούνται είναι ομογενώς τυχαίοι, υπάρχει η περίπτωση το σημείο που ορίζεται από το προκύπτον κατ' αυτόν τον τρόπο γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος να μην ανήκει μέσα στο πολύγωνο της σεισμικής πηγής. Επομένως, κάθε φορά που σχηματίζεται ένα σημείο (epίκεντρο), εξετάζεται αν ανήκει (μέσα ή στα όρια) ή όχι στο πολύγωνο (Σχήμα 3-1). Στην περίπτωση που δεν ανήκει, αυτό διαγράφεται, δημιουργείται ένα άλλο σημείο και

εξετάζεται ως προς τη σχετική του θέση με το πολύγωνο. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρι να συγκεντρωθεί ο επιθυμητός αριθμός επικέντρων.



Σχήμα 3-1 Παράδειγμα επιλογής σημείων επικέντρων σεισμών για μια ενδεικτική σεισμική ζώνη. Τα σημεία 1 και 2 γίνονται αποδεκτά, ενώ το σημείο 3 απορρίπτεται.

3.1.2 ΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Δεδομένου ότι εξετάζεται η χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα, οι συνθετικοί σεισμοί θεωρείται ότι ακολουθούν την κατανομή Poisson, η οποία είναι μία διακριτή συνάρτηση κατανομής που εκφράζει την πιθανότητα ενός δεδομένου αριθμού γεγονότων που συμβαίνουν σε ένα σταθερό διάστημα χρόνου ή/και χώρου, αν αυτά τα γεγονότα συμβαίνουν με ένα γνωστό μέσο ρυθμό και είναι ανεξάρτητα από το χρονικό διάστημα από το τελευταίο γεγονός (Haight, 1967). Το μοντέλο που ακολουθεί αυτήν την κατανομή ονομάζεται και μοντέλο χωρίς μνήμη, καθώς υποθέτει ότι η κατανομή των σεισμών στο χρόνο είναι τυχαία και δεν εξαρτάται από τη σεισμική δράση του παρελθόντος (Σχήμα 3-2).

Η παραγωγή των χρόνων των συνθετικών σεισμικών δονήσεων γίνεται για κάθε διάστημα πληρότητας μεγεθών που είναι διαθέσιμο. Επομένως, αρχικά γίνεται ο υπολογισμός της διάρκειας (σε έτη) του διαστήματος, t , για το οποίο υπάρχει κάποια συγκεκριμένη πληρότητα μεγέθους. Το διάστημα αυτό ισούται με τη διαφορά του τελευταίου έτους πληρότητας από το πρώτο. Για παράδειγμα, η πρώτη διαθέσιμη πληρότητα μεγέθους για τον ελληνικό χώρο αναφέρεται στο χρονικό διάστημα 1500-1845, και είναι για μεγέθη $M \geq 7.3$ (Vamvakaris et al, 2016). Η διάρκεια αυτού του διαστήματος είναι ίση με $t = 1845 - 1500 + 1$, δηλαδή με 344 έτη (από την πρώτη ημέρα του 1500 έως και την τελευταία μέρα του 1844).

Στη συνέχεια, υπολογίζεται η περίοδος επανάληψης, t_1 , για τα μεγέθη που είναι μεγαλύτερα ή ίσα με το μέγεθος της πληρότητας που εξετάζεται, π.χ. για το προαναφερθέν παράδειγμα υπολογίζεται η περίοδος επανάληψης των μεγεθών $M \geq 7.3$. Θεωρώντας κατανομή Poisson, εύκολα αποδεικνύεται ότι ο χρόνος αυτός ισούται με:

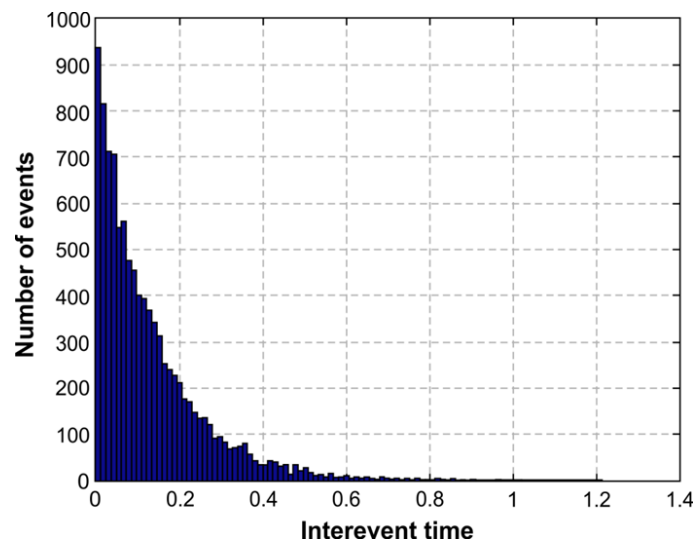
$$t_1 = e^{-\ln(10)(a_1 + bM)} \quad (3.1)$$

όπου: a_1 = η σταθερά a του νόμου κατανομής μεγεθών Gutenberg-Richter, αναφερόμενη σε ένα έτος, μετά από εφαρμογή της σχέσης $a=a_t - \log(t)$, για $t=1$.

b = η σταθερά Gutenberg-Richter.

M = το μέγεθος πληρότητας.

Ο χρόνος στην αρχή τίθεται ίσος με μηδέν, και στη συνέχεια προστίθενται σε αυτόν νέοι, τυχαίοι, χρόνοι (t_a). Η ποσότητα που προστίθεται κάθε φορά στο χρόνο, ούτως ώστε να δημιουργηθεί η χρονική στιγμή που έγινε ο επόμενος, κάθε φορά, σεισμός ισούται με το χρόνο t_1 , πολλαπλασιασμένο με το νεπέριο λογάριθμο ενός τυχαίου αριθμού του διαστήματος (0,1). Με αυτόν τον τρόπο διασφαλίζεται ότι ο κάθε χρόνος είναι μικρότερος της περιόδου επανάληψης, και ακολουθεί την κατανομή Poisson. Η διαδικασία της πρόσθεσης του τυχαίου χρόνου στον προηγούμενο χρόνο σταματάει όταν ο τελικός χρόνος γίνεται μεγαλύτερος ή ίσος του χρόνου t . Έτσι, προκύπτει και ο αριθμός των σεισμών που γίνονται σε κάθε χρονικό υποδιάστημα πληρότητας. Τέλος, στους χρόνους που σχηματίστηκαν με τον παραπάνω τρόπο προστίθεται το πρώτο έτος πληρότητας, ούτως ώστε να είναι χρονολογικά ορθοί, και στη συνέχεια τα δεκαδικά έτη μετατρέπονται σε ημερομηνίες και χρόνο γένεσης (ώρες, λεπτά, δευτερόλεπτα).

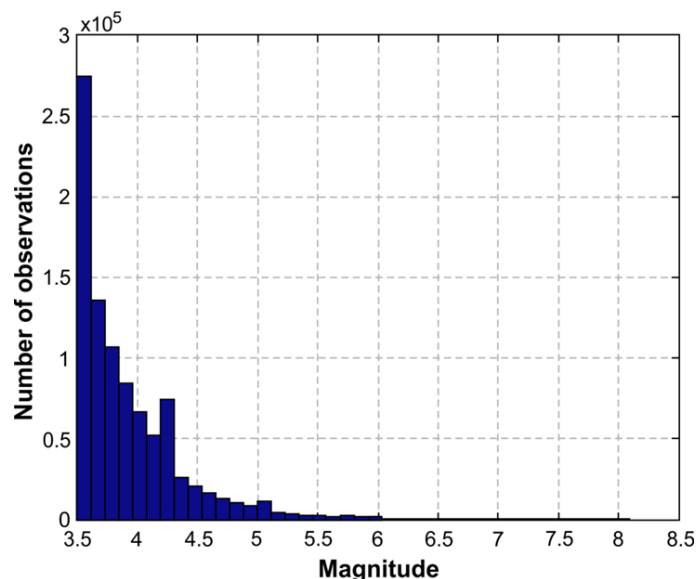


Σχήμα 3-2 Ενδεικτικό ιστόγραμμα των χρονικών διαστημάτων (σε έτη) που ακολουθούν κατανομή Poisson και μεσολαβούν μεταξύ δύο κύριων σεισμών.

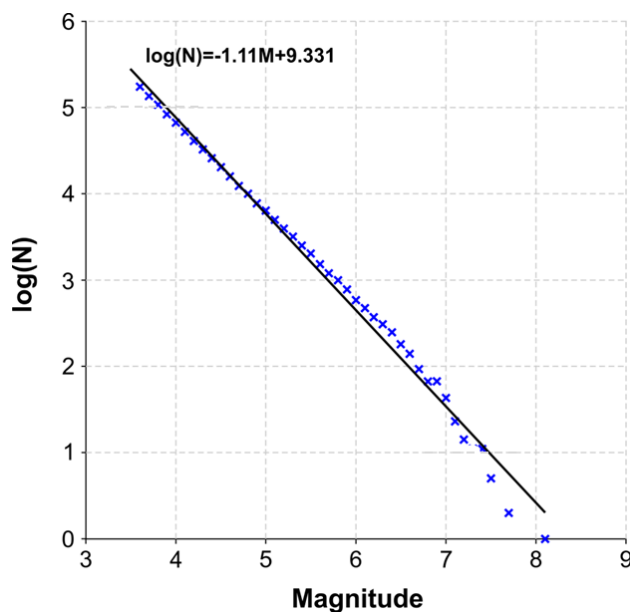
3.1.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΜΕΓΕΘΩΝ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Όπως φαίνεται και από τη Σχέση (2.30), στην περίπτωση της κατανομής G-R τα μεγέθη των συνθετικών σεισμών ακολουθούν εκθετική κατανομή (Σχήμα 3-3, Σχήμα 3-4). Το κατώτερο όριο μεγέθους κάθε χρονικού υποδιαστήματος είναι ίσο με το μέγεθος της πληρότητάς του. Χρησιμοποιώντας την ομογενή κατανομή, από τη σχέση (2.30) παράγουμε υποψήφια μεγέθη σεισμών. Για κάθε μέγεθος εξετάζεται η πιθανότητα το παραγόμενο μέγεθος να είναι μεγαλύτερο από το

μέγιστο μέγεθος, $M_{\max}$, που μπορεί να γεννήσει η ζώνη που το φιλοξενεί. Εάν είναι μεγαλύτερο, το συγκεκριμένο μέγεθος απορρίπτεται και στη θέση του παράγεται ένα άλλο. Η διαδικασία αυτή ακολουθείται μέχρι να συγκεντρωθεί ο επιθυμητός αριθμός μεγεθών.



Σχήμα 3-3 Ενδεικτικό ιστόγραμμα μεγεθών ενός συνθετικού καταλόγου, στο οποίο είναι φανερό ότι οι παρατηρούμενες τιμές ακολουθούν εκθετική κατανομή. Οι παρατηρούμενες αποκλίσεις είναι αποτέλεσμα της τυχαιότητας των συνθετικών καταλόγων.



Σχήμα 3-4 Το διάγραμμα Gutenberg-Richter που προκύπτει από το Σχήμα 3-3. Από την ευθεία ελαχίστων τετραγώνων προκύπτει ότι στην προκειμένη περίπτωση η σταθερά b ισούται με 1.11 και η σταθερά a είναι ίση με 9.331.

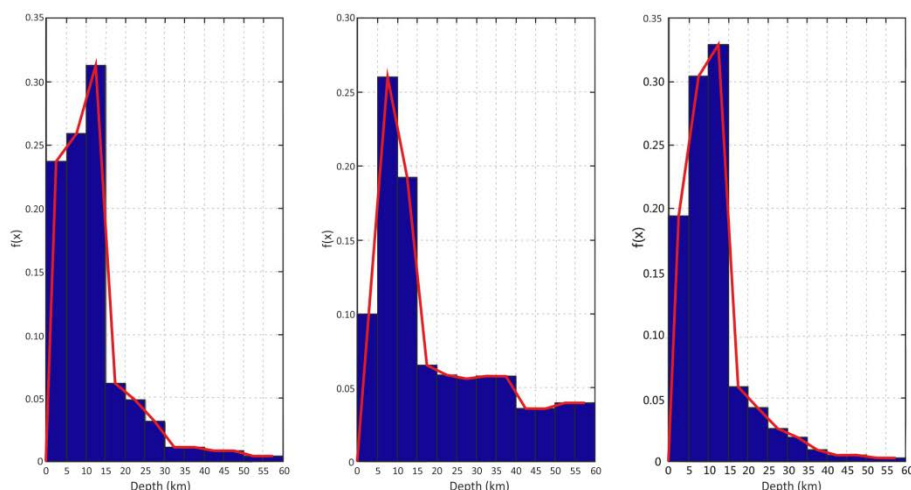
3.1.4 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΒΑΘΩΝ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

Το βάθος του κάθε επιφανειακού σεισμού του συνθετικού καταλόγου πρέπει να ακολουθεί τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (PDF) των

επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου. Στον ελληνικό χώρο υπάρχουν τρεις συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας, ανάλογα με την τοποθεσία στην οποία γίνεται ο σεισμός (Βαμβακάρης, 2010). Η πρώτη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας αναφέρεται στις σεισμικές δονήσεις που προκαλούνται από τα ανάστροφα ρήγματα που βρίσκονται βόρεια του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς, η δεύτερη συνάρτηση αναφέρεται στα ανάστροφα ρήγματα του ελληνικού τ, και η τρίτη αναφέρεται σε όλα τα υπόλοιπα ρήγματα (κυρίως οριζόντιας μετατόπισης και κανονικά) που βρίσκονται στο χώρο του Αιγαίου (Πίνακας 3-1). Οι συναρτήσεις αυτές υλοποιούνται από δώδεκα διακριτές τιμές πιθανότητας να γίνει σεισμός σε διάστημα 5 km (κλάση), για βάθη από 0 έως 60 km (Σχήμα 3-5). Επομένως, κάθε κλάση χαρακτηρίζεται από μια συγκεκριμένη πιθανότητα να φιλοξενήσει κάποιον σεισμό, η οποία δεν πρέπει να ξεπερνιέται κατά τη διαδικασία δημιουργίας τυχαίων γεγονότων.

Πίνακας 3-1 Οι τρεις συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας οι οποίες χρησιμοποιούνται στην παρούσα διατριβή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (Βαμβακάρης, 2010), ο τύπος των ρηγμάτων και οι τοποθεσίες στις οποίες αντιστοιχούν.

Συνάρτηση Πυκνότητας Πιθανότητας	Είδος διάρρηξης	Τοποθεσία
Ομάδα 1	Ανάστροφη	Βόρεια της Κεφαλονιάς
Ομάδα 2	Ανάστροφη	Νότια της Κεφαλονιάς
Ομάδα 3	Κανονική/Οριζόντιας μετατόπισης	Λοιπές περιοχές

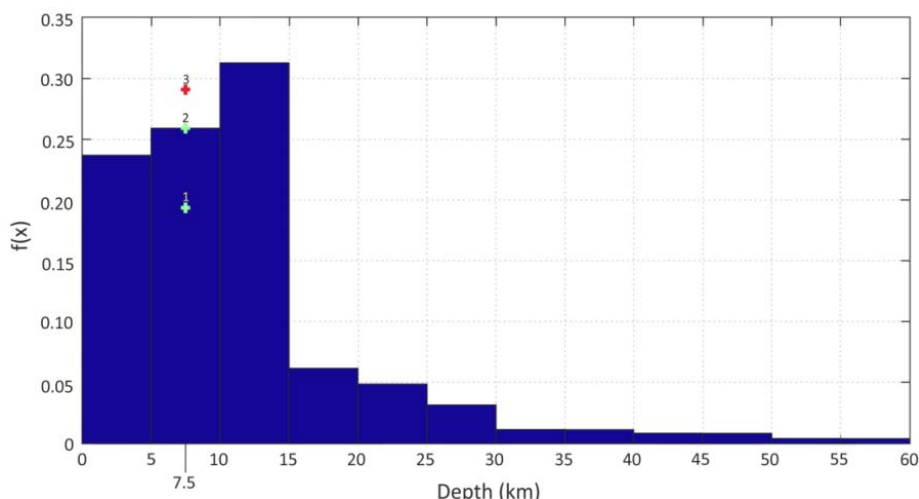


Σχήμα 3-5 Οι τρεις συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας σε συνάρτηση με το βάθος που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο (Βαμβακάρης, 2010). Το διάγραμμα στα αριστερά αναφέρεται σε πηγή τύπου 1, το μεσαίο αναφέρεται σε πηγή τύπου 2 και το δεξί σε πηγή τύπου 3 (βλ. Πίνακα 3-2).

Οι μέθοδοι δημιουργίας βαθών που ακολουθούν τα παραπάνω ιστογράμματα είναι δύο: Η Μέθοδος Αποδοχής ή Απόρριψης (Acceptance-Rejection method) και η Μέθοδος Αντίστροφου Ολοκληρωτικού Μετασχηματισμού Πιθανότητας (Inverse Probability Integral Transform).

1. ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΠΟΔΟΧΗΣ Ή ΑΠΟΡΡΙΨΗΣ

Αρχικά παράγεται ένας τυχαίος αριθμός στο διάστημα $(0,1)$ και πολλαπλασιάζεται με το 60, δηλαδή με τη μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει το βάθος ενός επιφανειακού σεισμού (60 km), ώστε να υπολογιστεί το βάθος του συνθετικού σεισμού. Με αυτόν τον τρόπο ορίζεται η τετμημένη του τελικού σημείου (Σχήμα 3-6), άρα και η κλάση στην οποία βρίσκεται (άξονας x). Στη συνέχεια γίνεται η παραγωγή ενός δεύτερου τυχαίου αριθμού του διαστήματος $(0,1)$, ο οποίος αντιπροσωπεύει την πιθανότητα να συμβεί αυτός ο σεισμός στη συγκεκριμένη κλάση (τεταγμένη του σημείου). Δεδομένου ότι κάθε κλάση χαρακτηρίζεται από μια συγκεκριμένη πιθανότητα, γίνεται σύγκριση του δεύτερου αυτού τυχαίου αριθμού με την πιθανότητα της κλάσης· εάν ο αριθμός είναι μικρότερος ή ίσος με την προκαθορισμένη πιθανότητα, τότε το σημείο που ορίζεται από τους δύο τυχαίους αριθμούς γίνεται αποδεκτό. Εάν, ωστόσο, ο δεύτερος τυχαίος αριθμός είναι μεγαλύτερος από την πιθανότητα της κλάσης στην οποία ανήκει, το σημείο απορρίπτεται, και παράγονται εκ νέου δύο τυχαίοι αριθμοί (Σχήμα 3-6). Η διαδικασία αυτή συνεχίζεται μέχρι να συγκεντρωθεί ο επιθυμητός αριθμός σημείων. Αυτή μπορεί να επιταχυνθεί αν ο δεύτερος τυχαίος αριθμός παίρνει τιμές στο διάστημα $[0, P_{\max}]$, όπου $P_{\max}$ η μέγιστη πιθανότητα (συχνότητα) όλων των κλάσεων.

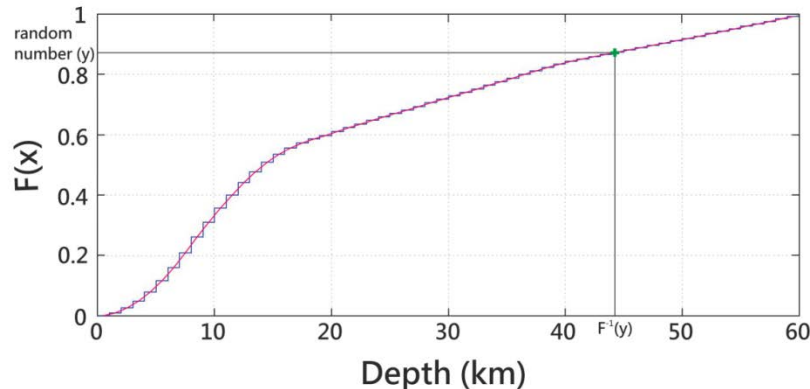


Σχήμα 3-6 Ενδεικτικός τρόπος λειτουργίας της μεθόδου Αποδοχής ή Απόρριψης: για βάθος ίσο με 7.5 km, τα σημεία 1 και 2 γίνονται αποδεκτά, ενώ το σημείο 3 απορρίπτεται.

2. ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΟΥ ΟΛΟΚΛΗΡΩΤΙΚΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ

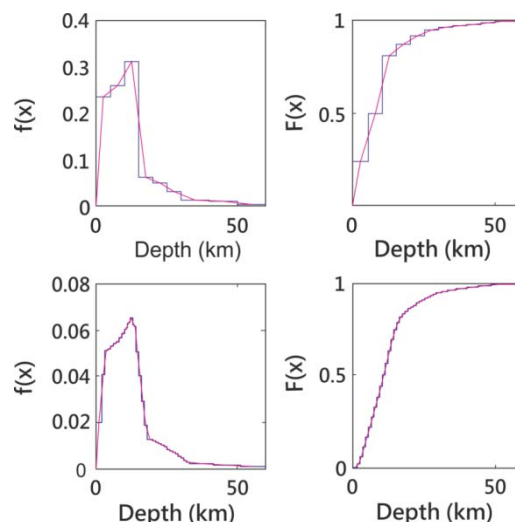
Στη δεύτερη μέθοδο υπολογίζεται η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (CDF ή $F(x)$) από τη διακριτή συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας. Έπειτα, επιλέγεται ένας ομογενώς τυχαίος αριθμός στο διάστημα $(0,1)$ που αντιπροσωπεύει την πιθανότητα να γίνει σεισμός (άξονας y). Τέλος, το μόνο που μένει είναι να βρεθεί σε ποιο βάθος αντιστοιχεί αυτή η πιθανότητα, δηλαδή να προσδιοριστεί η τιμή της αντίστροφης συνάρτησης στο συγκεκριμένο σημείο $[F(x)=y \Rightarrow F^{-1}(y)=x, \text{ η τετμημένη } x]$. Δεδομένου ότι η αθροιστική συνάρτηση πιθανότητας παίρνει τιμές από 0 έως 1, οποιοσδήποτε τυχαίος αριθμός παράγεται αντιστοιχεί και σε ένα συγκεκριμένο βάθος, το οποίο ακολουθεί την αθροιστική κατανομή της, και επομένως και την κατανομή της αντίστοιχης συνάρτησης πυκνότητας

πιθανότητας. Συνεπώς, με τη διαδικασία αυτή δεν απορρίπτεται κανένα απολύτως σημείο (Σχήμα 3-7), επιταχύνοντας τους υπολογισμούς σε σχέση με τη μέθοδο Αποδοχής ή Απόρριψης.



Σχήμα 3-7 Επιλογή ενός τυχαίου σημείου στο διάστημα (0,1) της $F(x)$ και εύρεση του αντίστοιχου βάθους $F^{-1}(y)$.

Στην παρούσα εργασία ακολουθήθηκε η δεύτερη μέθοδος προσδιορισμού των βαθών. Η CDF υπολογίστηκε εύκολα, καθώς η PDF αποτελείται από δώδεκα διακριτές τιμές. Μετά από τον πρώτο υπολογισμό έγινε γραμμική παρεμβολή ανάμεσα στις δώδεκα τιμές της αρχικής CDF, ώστε να βρεθούν οι τιμές της CDF με βήμα 1 km βάθους (Σχήμα 3-8). Τέλος, μετά από τη γένεση ομογενώς τυχαίων αριθμών, έγινε ο υπολογισμός της αντίστροφης συνάρτησης της CDF και προσδιορίστηκαν τα βάθη των συνθετικών σεισμών.



Σχήμα 3-8 Στα αριστερά διαγράμματα απεικονίζονται οι PDF για κάθε πέντε χιλιόμετρα (πάνω) και για κάθε ένα χιλιόμετρο (κάτω). Στα δεξιά σχήματα φαίνονται οι αντίστοιχες CDF.

Όπως προαναφέρθηκε, η δεύτερη μέθοδος είναι πιο γρήγορη από την πρώτη, διότι δε γίνεται καμία σύγκριση του τυχαίου αριθμού με την εκάστοτε τιμή της PDF, και δεν απορρίπτεται κανένα σημείο για να παραχθεί ένα νέο που να πληροί τα προαναφερθέντα κριτήρια. Η διαδικασία απόρριψης σημείων απαιτεί να γίνεται ικανοποίηση του κριτηρίου του επιπέδου της πιθανότητας, γεγονός που αυξάνει το χρόνο υπολογισμών μέχρι να συγκεντρωθεί ο απαραίτητος αριθμός βαθών, ενώ η μέθοδος της αντίστροφης συνάρτησης διαρκεί χρονικό διάστημα ίσο

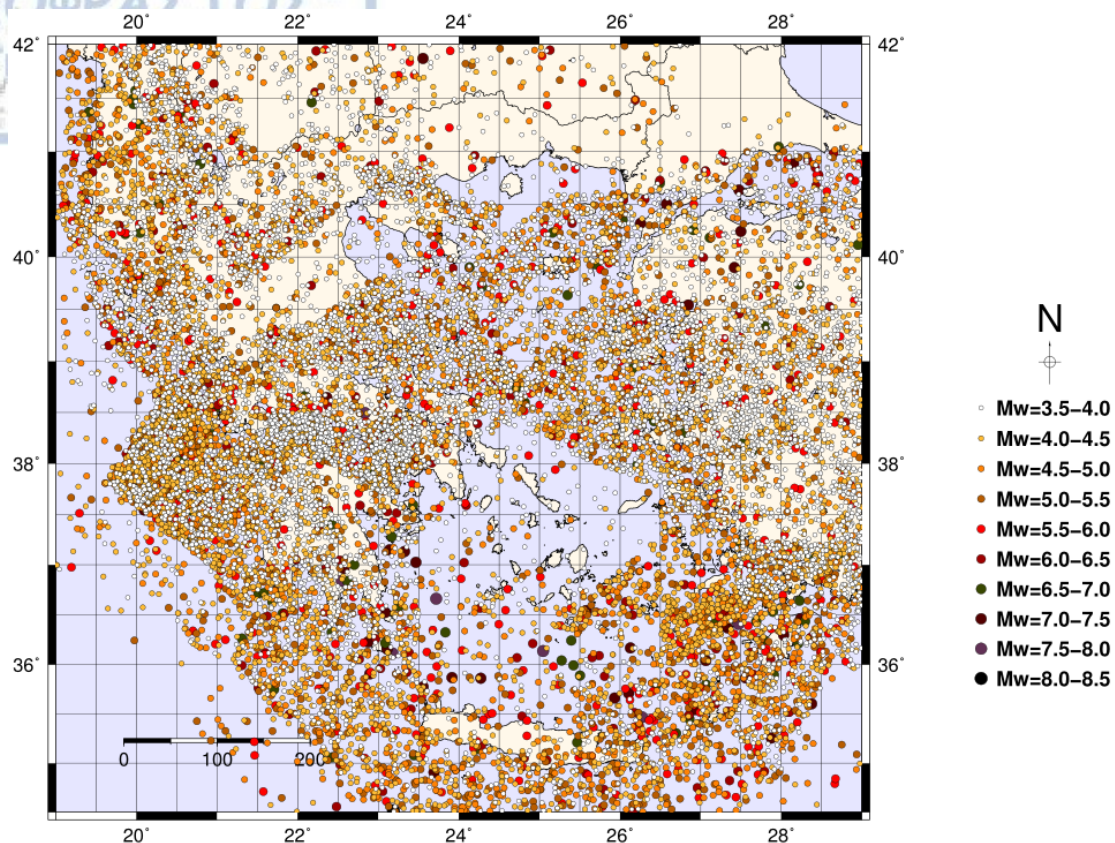
με αυτό που χρειάζεται για να παραχθεί ο αντίστοιχος αριθμός τυχαίων αριθμών και να υπολογιστούν οι τιμές της αντίστροφης συνάρτησης.

3.1.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

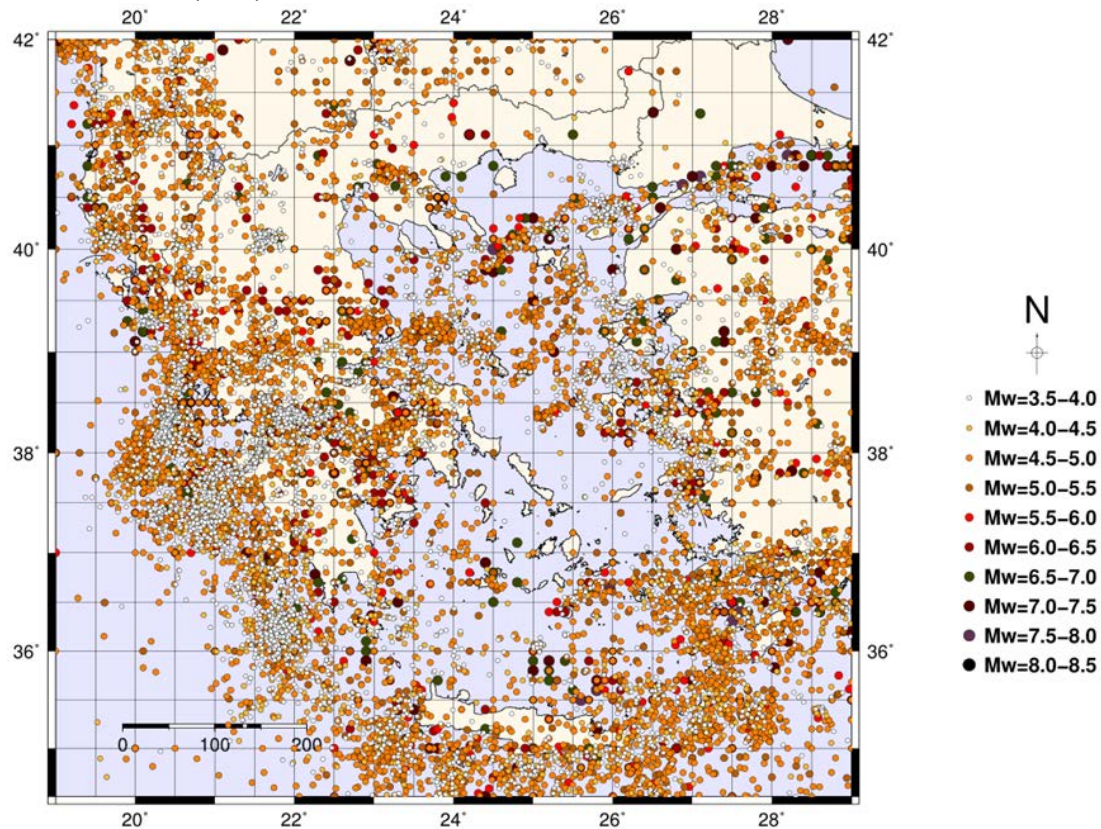
Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας θεωρήθηκε απαραίτητη η συγκριτική παρουσίαση του πραγματικού καταλόγου σεισμικότητας και ενός συνθετικού καταλόγου που δημιουργήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής. Η σύγκριση αυτή είναι σημαντική ώστε να γίνει κατανοητή η αληθοφάνεια του συνθετικού καταλόγου, και κατ' επέκταση η δυνατότητα του (και η εγκυρότητά του) στο να χρησιμοποιηθεί για υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας.

Το Σχήμα 3-9 παρουσιάζει ένα χάρτη που περιέχει αποκλειστικά συνθετικούς σεισμούς, οι οποίοι καλύπτουν το χρονικό διάστημα 421-2014 μ.Χ. και το ελάχιστο μέγεθός τους ισούται με 3.5. Για το σχήμα αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι πληρότητες μεγεθών που προτείνονται από τους Vamvakaris et al. (2016). Από τη σύγκριση αυτού του σχήματος με το χάρτη του σχήματος 3-10, ο οποίος παρουσιάζει την πραγματική και πλήρη σεισμικότητα για το ίδιο διάστημα (όπως αυτή περιέχεται στον κατάλογο σεισμών του Σεισμολογικού Σταθμού του ΑΠΘ) είναι εμφανής ο πολύ μεγαλύτερος αριθμός σεισμών του συνθετικού καταλόγου. Είναι προφανές ότι αυτή η διαφωνία οφείλεται κυρίως στο ότι οι συγκεκριμένες πληρότητες των Vamvakaris et al. (2016) είναι αρκετά «φιλόδοξες». Αυξάνοντας κατά μισή μονάδα την κάθε πληρότητα προκύπτει ο συνθετικός χάρτης που παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-11, ο οποίος είναι αρκετά πιο αληθοφανής και συγκρίσιμος με την πραγματική κατανομή της σεισμικότητας, η οποία παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-10.

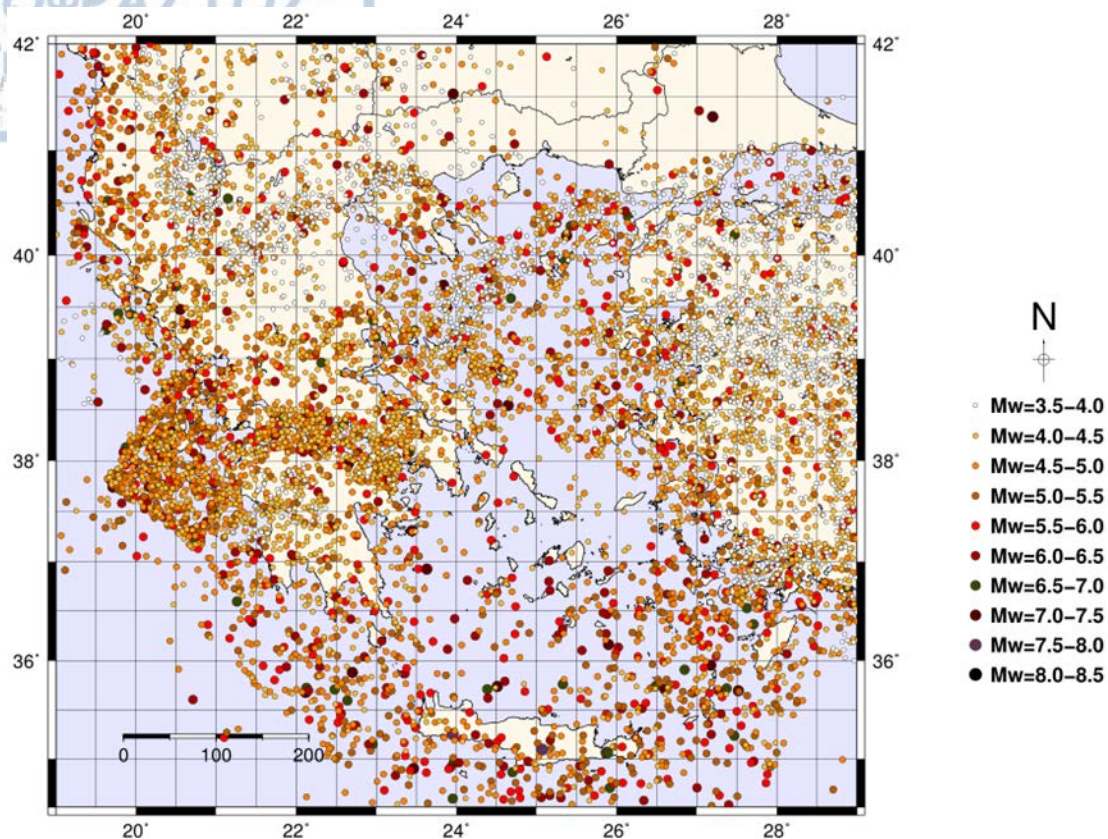
Θα πρέπει να επισημανθεί ότι η διαφωνία πραγματικού και συνθετικού καταλόγου είναι λιγότερο εμφανής αν περιοριστούμε σε σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.0$, όπως φαίνεται και από τα σχήματα 3-12 και 3-13. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι οι πληρότητες των Vamvakaris et al. (2016) είναι πιθανά υπερεκτιμημένες κυρίως σε μεγέθη $M < 5.0$, δηλαδή σε μικρά μεγέθη, τα οποία δεν επηρεάζουν τη σεισμική επικινδυνότητα, ιδίως σε μεγάλες περιόδους επανάληψης ή μικρές πιθανότητες υπέρβασης. Κατά συνέπεια, παρ' όλη τη διαφωνία των σχημάτων 3-9 και 3-10, η υπερεκτίμηση των πληροτήτων για μικρά μεγέθη σεισμών δεν αναμένεται να επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής.



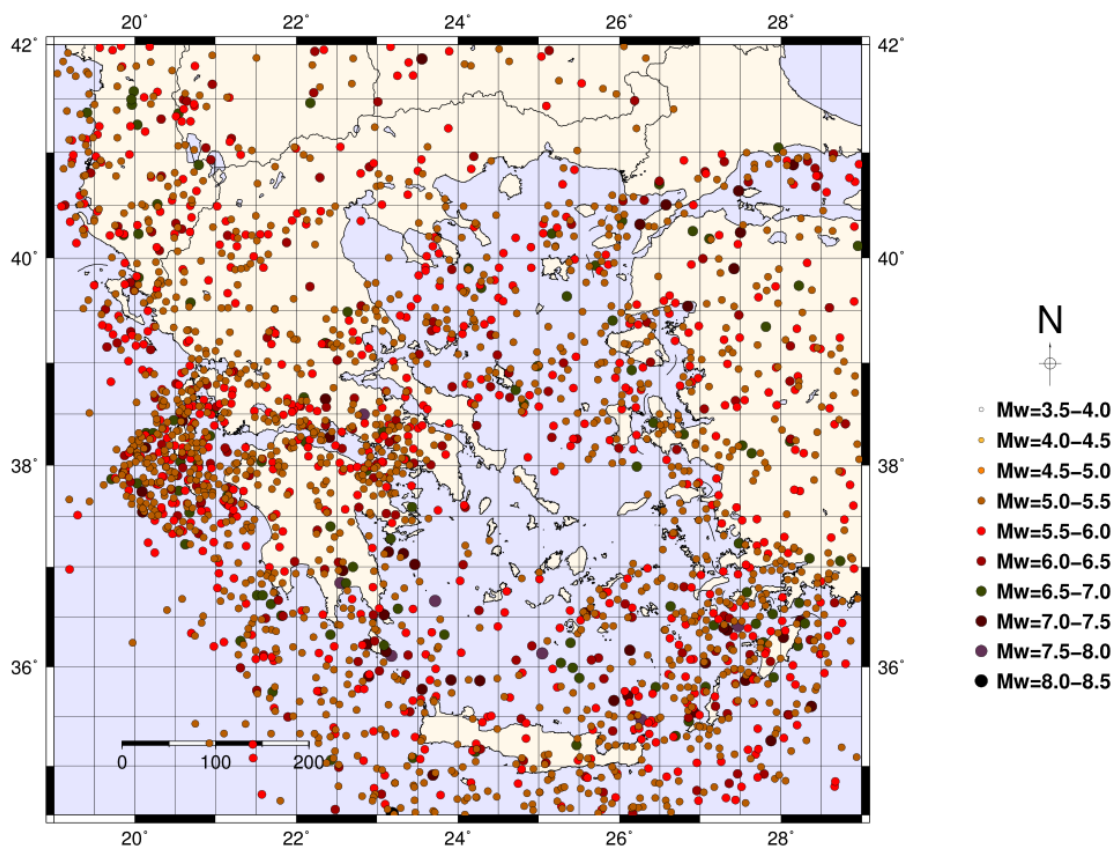
Σχήμα 3-9 Ενδεικτικός χάρτης συνθετικών σεισμών του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, ο οποίος δημιουργήθηκε με τη μέθοδο Monte Carlo, υιοθετώντας τις πληρότητες που προτείνονται από τους Vamvakaris et al. (2016).



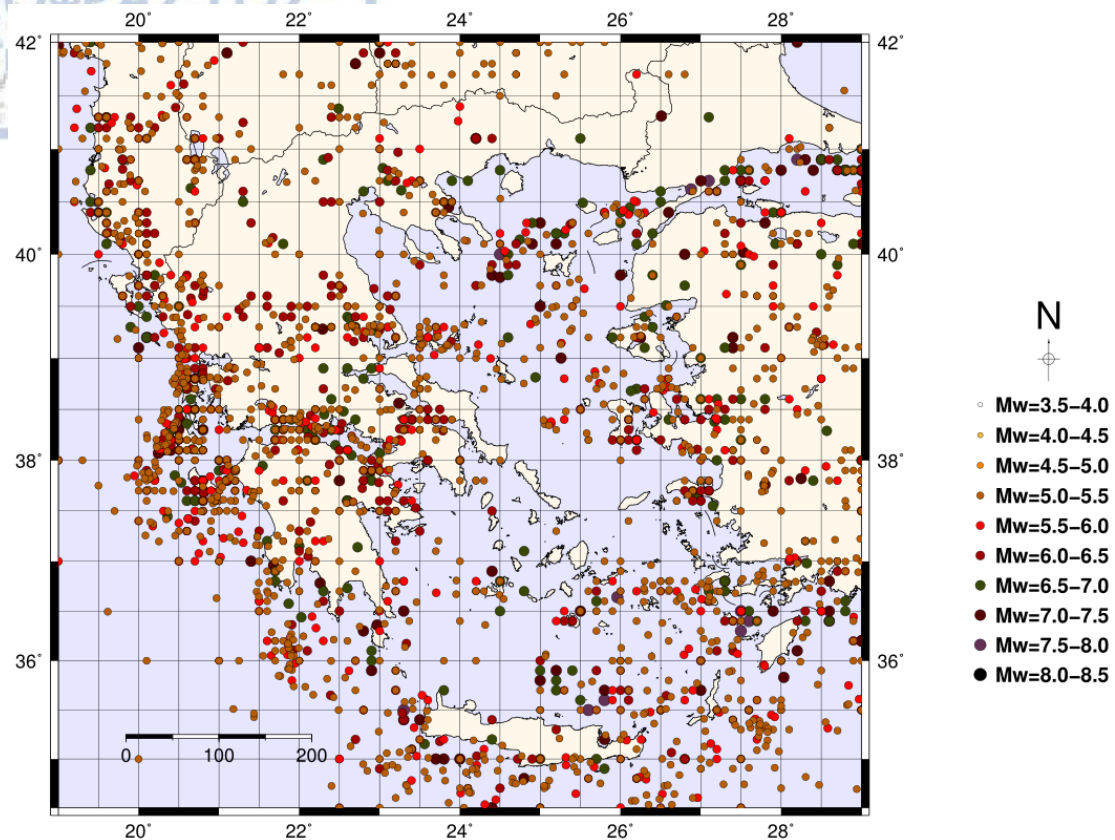
Σχήμα 3-10 Χάρτης σεισμικότητας του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, για το διαστήμα 421-2014 μ.Χ., όπως περιέχεται στον κατάλογο σεισμών του Σεισμολογικού Σταθμού του ΑΠΘ.



Σχήμα 3-11 Χάρτης συνθετικών σεισμών, όπως και του Σχήματος 3-9, όπου οι πληρότητες που προτείνονται από τους Vamvakaris et al. (2016) είναι (αυθαίρετα) αυξημένες κατά μισή μονάδα.



Σχήμα 3-12 Απεικόνιση των συνθετικών σεισμών του Σχήματος 3.9 που έχουν μέγεθος $M \geq 5.0$



Σχήμα 3-13 Απεικόνιση των πραγματικών σεισμών του Σχήματος 3.10 που έχουν μέγεθος $M \geq 5.0$



4. ΚΕΦΑΛΑΙΟ – ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

4.1 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΚΑΙ ΚΩΔΙΚΑΣ MATLAB ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟΥ

Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής δημιουργήθηκε ένας αλγόριθμος υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας, με τη χρήση της γλώσσας προγραμματισμού MATLAB. Ο αλγόριθμος αυτός βρίσκει την τιμή της εξεταζόμενης παραμέτρου που έχει μια συγκεκριμένη (εντεταλμένη από το χρήστη) πιθανότητα υπέρβασης στο σημείο ενδιαφέροντος, χρησιμοποιώντας τρεις διαφορετικούς τρόπους προσδιορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας ώστε να είναι δυνατή και η σύγκρισή τους. Ο πρώτος τρόπος είναι μια μέθοδος προσομοίωσης τύπου Monte Carlo, δηλαδή πραγματοποιείται με τη χρήση δεδομένων από συνθετικούς καταλόγους σεισμικότητας. Ο δεύτερος αξιοποιεί την προσαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα προηγούμενα, ενώ ο τρίτος αξιοποιεί την προσαρμογή σε αυτά της κατανομής Gumbel τύπου 3. Όλα τα αποτελέσματα συνοδεύονται και από τους υπολογισμούς της αντίστοιχης αβεβαιότητας. Τέλος, ο αλγόριθμος πραγματοποιεί αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας, όπως εξηγείται λεπτομερώς στο Κεφάλαιο 5. Η δημιουργία των τεχνητών σεισμικών καταλόγων (βλ. Κεφ. 3) καλύπτει τα δύο πρώτα βήματα της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας (βλ. Παρ. 2.2), δηλαδή το χαρακτηρισμό του μοντέλου των σεισμικών πηγών και τον προσδιορισμό των συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας του χρόνου και του μεγέθους για κάθε σεισμική πηγή. Αυτό σημαίνει ότι ο κώδικας ξεκινάει τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας βασιζόμενος στους υφιστάμενους συνθετικούς καταλόγους.

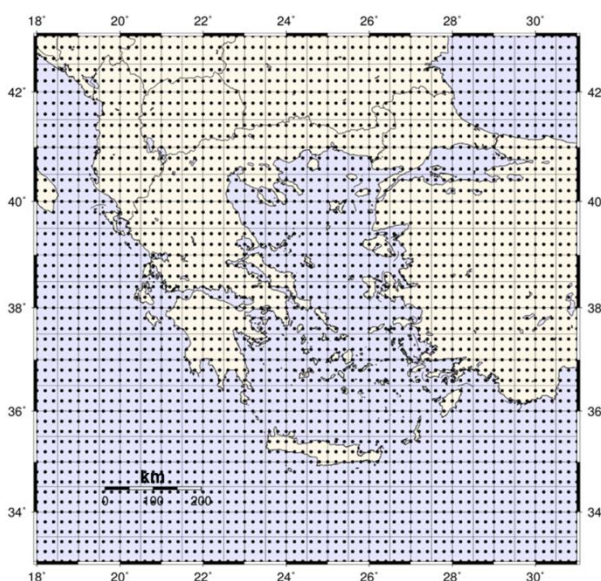
Τα στοιχεία που εισάγονται στον κώδικα (ως δεδομένα) είναι οι συνθετικοί κατάλογοι που περιέχουν τα χαρακτηριστικά των συνθετικών σεισμών (χρόνος, γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος, βάθος, μέγεθος, σεισμική πηγή και είδος ρήγματος, Σχήμα 4-1), καθώς και ένας κατάλογος που περιέχει τα σημεία ενδιαφέροντος, δηλαδή τα σημεία του χώρου στα οποία είναι επιθυμητός ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας (Σχήμα 4-2). Για το λόγο αυτό δημιουργήθηκε ένας κάρναβος 3366 σημείων για την Ελλάδα και για τμήματα των γειτονικών χωρών (Σχήμα 4-3), ανά 0.2° τόσο κατά τη διεύθυνση του γεωγραφικού πλάτους, όσο και κατά τη διεύθυνση του γεωγραφικού μήκους. Επίσης, εισάγονται και οι σταθερές της χρησιμοποιούμενης σχέσης απόσβεσης. Στην προκειμένη περίπτωση για τον υπολογισμό της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) και της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης (PGD) χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003), αν και μπορεί να χρησιμοποιηθεί οποιαδήποτε σχέση απόσβεσης. Για τον υπολογισμό της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}) χρησιμοποιήθηκε η σχέση των Parazachos and Papaioannou (1997). Ο χρήστης έχει τη δυνατότητα να καθορίσει τον αριθμό των καταλόγων σεισμικότητας που θα χρησιμοποιηθούν, την περίοδο επανάληψης (άρα και τους υποκαταλόγους που θα προκύψουν, όπως

εξηγείται στη συνέχεια) και την πιθανότητα υπέρβασης. Ο κώδικας, ανεξαρτήτως της περιόδου επανάληψης, κάνει υπολογισμούς τόσο για την πιθανότητα υπέρβασης που δηλώνεται από το χρήστη, όσο και για πιθανότητα υπέρβασης 63.2%.

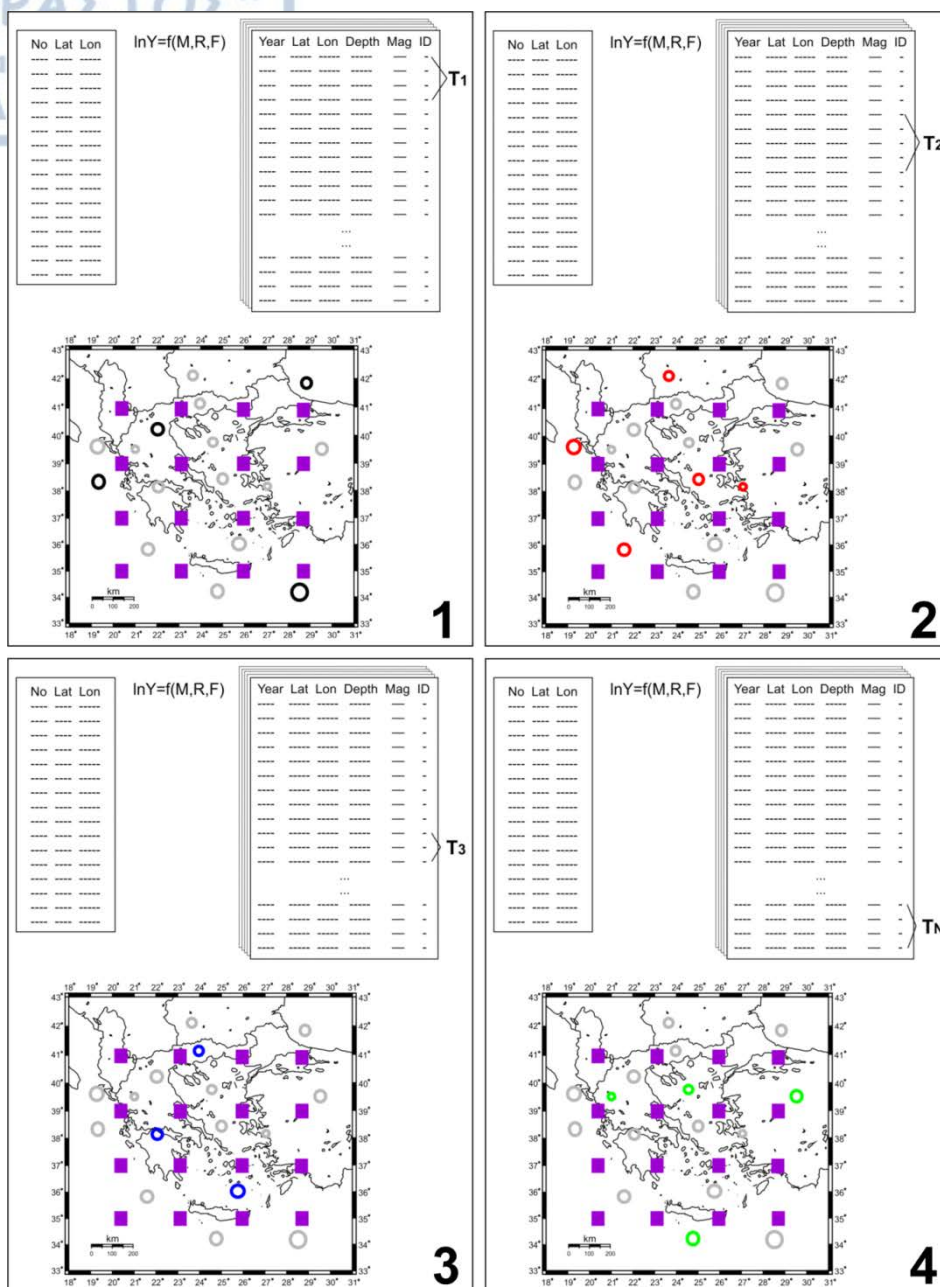
YEARJUL	LAT	LON	DEPTH	MAG	ZONE	ID	Site	Lat	Lon
-332846	34.3926	24.5593	4.12	8.0	T-D7	2	1	33.000	18.000
430335	34.7200	22.7700	21.22	8.1	T-D7	2	2	33.000	18.200
988160	34.8000	23.7998	5.11	8.3	T-D7	2	3	33.000	18.400
1521334	37.6551	20.0096	53.38	7.4	S-C4	2	4	33.000	18.600
1525160	35.5705	26.7928	68.62	7.3	INT_4	3	5	33.000	18.800
1528168	36.3850	28.2767	65.81	7.5	INT_4	3	6	33.000	19.000
1529178	35.7616	23.4264	55.27	7.3	INT_3	3	7	33.000	19.200
1533237	36.2027	29.0226	58.16	7.4	T-D13	2	8	33.000	19.400
1535286	39.5612	27.1280	15.07	7.4	S-I12	2	9	33.000	19.600
1538322	36.4125	27.8957	61.87	7.3	INT_4	3	10	33.000	19.800
1540145	40.2544	26.7072	15.37	7.4	S-I11	2	11	33.000	20.000
1540232	37.5448	22.7692	63.07	7.4	INT_1	3	12	33.000	20.200
1553269	35.6554	26.7563	57.34	7.4	INT_4	3	13	33.000	20.400
1562043	37.6261	23.0272	57.94	7.4	INT_1	3	14	33.000	20.600
1562202	36.2759	23.6147	50.94	7.3	INT_2	3	15	33.000	20.800
1588039	37.9771	22.3743	55.31	7.3	INT_1	3	16	33.000	21.000
1596271	35.0783	24.7882	60.88	7.7	INT_3	3	17	33.000	21.200
1637075	37.1280	22.7093	66.26	7.5	INT_1	3	18	33.000	21.400
1640070	34.9849	25.3555	66.54	7.7	INT_3	3	19	33.000	21.600
1656306	34.2290	24.5615	5.50	7.7	T-D7	2	20	33.000	21.800
1669249	40.6347	29.6185	3.63	7.4	S-I14	2	21	33.000	22.000
1676282	35.5595	25.4197	51.42	7.5	INT_3	3	22	33.000	22.200
1686160	40.0868	24.6724	13.74	7.3	S-I1	2	23	33.000	22.400
1727088	36.1966	28.0801	50.19	7.4	INT_4	3	24	33.000	22.600
1739058	35.3802	27.7357	35.71	7.3	T-D12	2	25	33.000	22.800
1752360	37.2790	22.3357	52.68	7.4	INT_1	3	26	33.000	23.000
1753340	40.3886	28.4531	12.55	7.3	S-I14	2	27	33.000	23.200
1765349	36.0190	29.6114	12.56	7.8	T-D13	2	28	33.000	23.400
1813256	40.2998	28.8519	11.83	7.4	S-I14	2	29	33.000	23.600
1814239	36.6687	25.6067	5.52	7.3	N-K12	1	30	33.000	23.800
1818345	35.5313	25.1457	63.19	7.4	INT_3	3	31	33.000	24.000
1843361	34.7187	23.8445	6.29	7.3	T-D7	2	32	33.000	24.200
1845065	36.2007	29.7105	6.97	6.8	T-D13	2	33	33.000	24.400
1845073	39.9152	29.9319	7.28	6.6	S-I15	2	34	33.000	24.600
1847162	36.7350	27.2619	11.55	6.7	N-K13	1	35	33.000	24.800
1847276	38.5352	30.8905	9.27	6.9	N-K5	1	36	33.000	25.000
1847339	37.5013	21.1223	11.40	6.9	T-D3	2	37	33.000	25.200
1849196	36.8646	27.9001	9.97	6.7	N-K14	1	38	33.000	25.400
1851273	39.3546	28.3912	7.43	6.9	N-K5	1	39	33.000	25.600
1853008	38.3798	25.9257	12.41	6.5	N-K1	1	40	33.000	25.800
1854301	42.4583	18.5905	3.55	6.5	T-A1	2			
1855117	37.4443	23.7629	59.19	6.6	INT_5	3			
1856000	38.1882	21.6792	10.36	6.8	N-H1	1			

Σχήμα 4-1 Παράδειγμα συνθετικού καταλόγου σεισμικότητας που εισάγεται στο πρόγραμμα υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας.

Σχήμα 4-2 Παράδειγμα καταλόγου των σημείων ενδιαφέροντος που χρησιμοποιείται από το πρόγραμμα υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας.

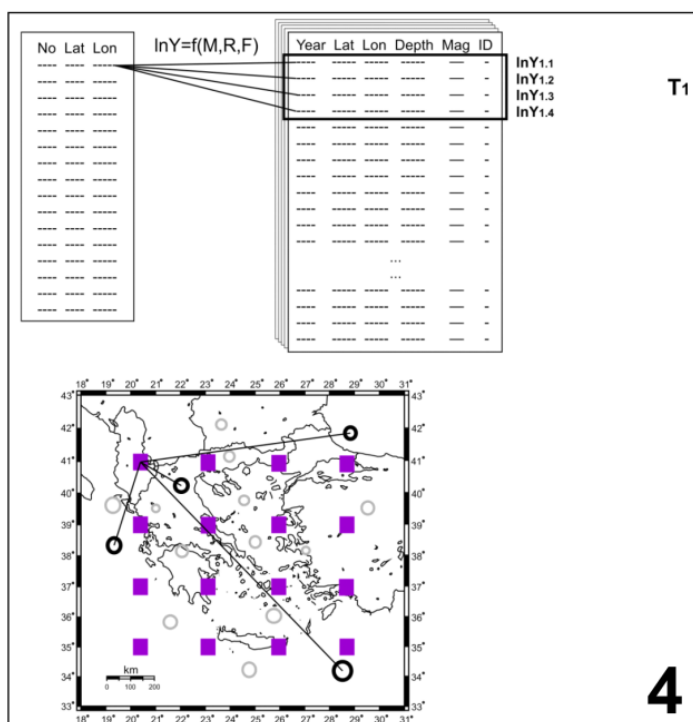
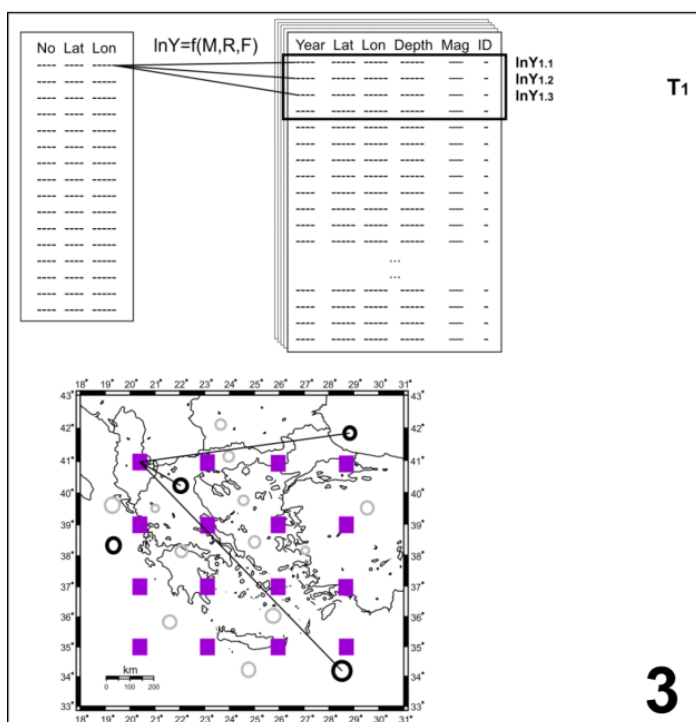
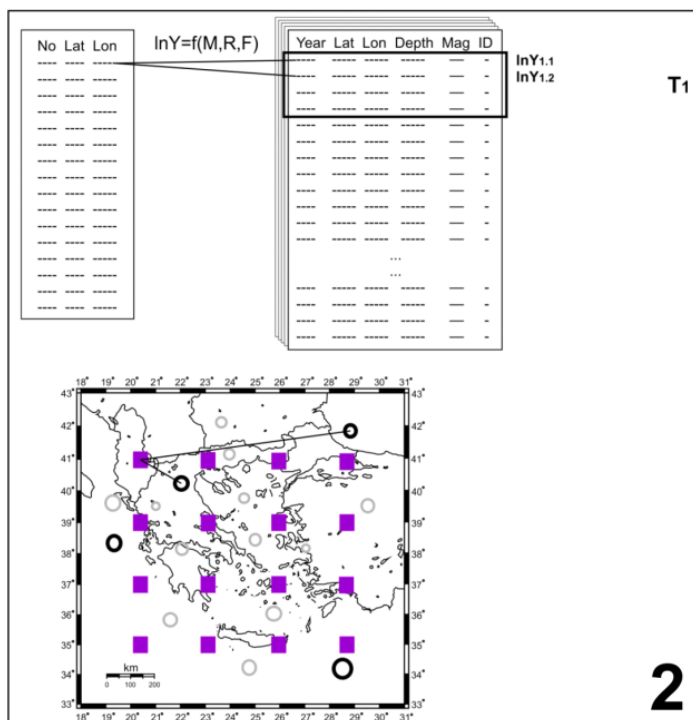
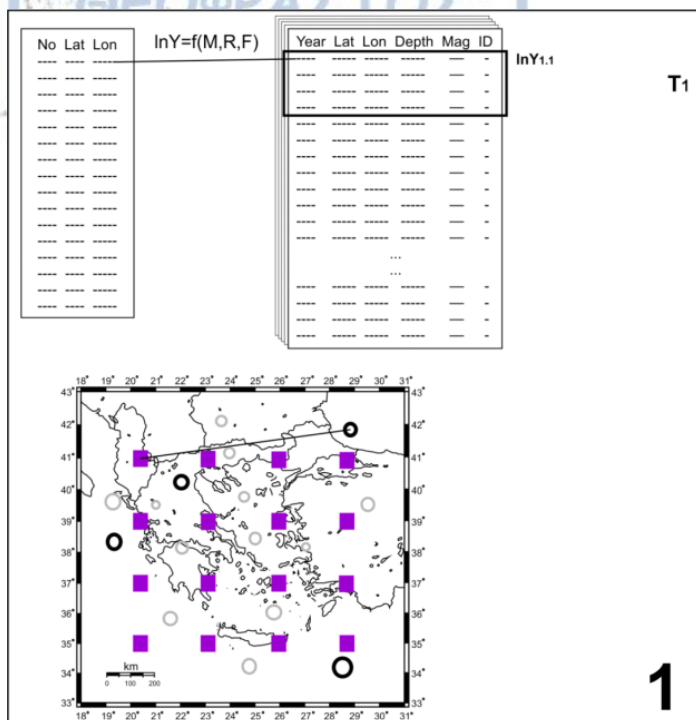


Σχήμα 4-3 Κάνναβος σημείων για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή. Τα σημεία απέχουν το ένα από το άλλο κατά 0.2° τόσο κατά γεωγραφικό μήκος όσο και κατά γεωγραφικό πλάτος.

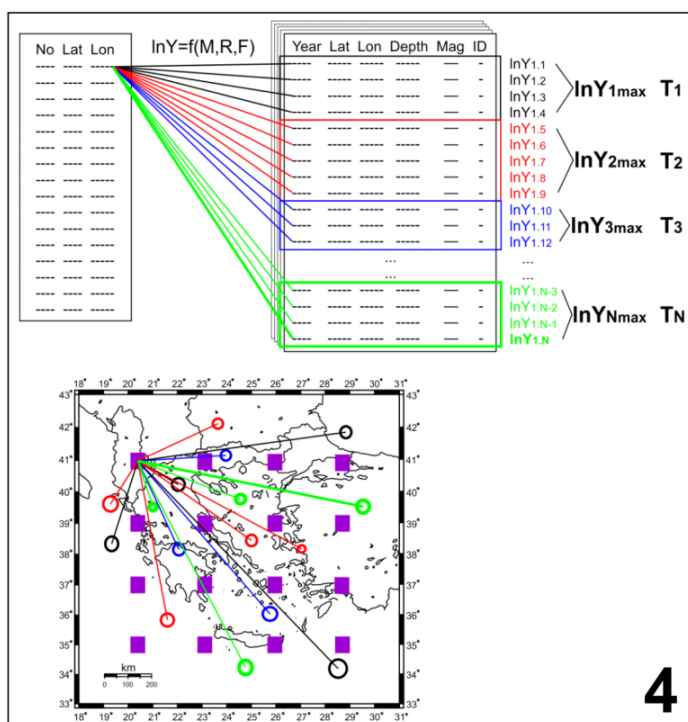
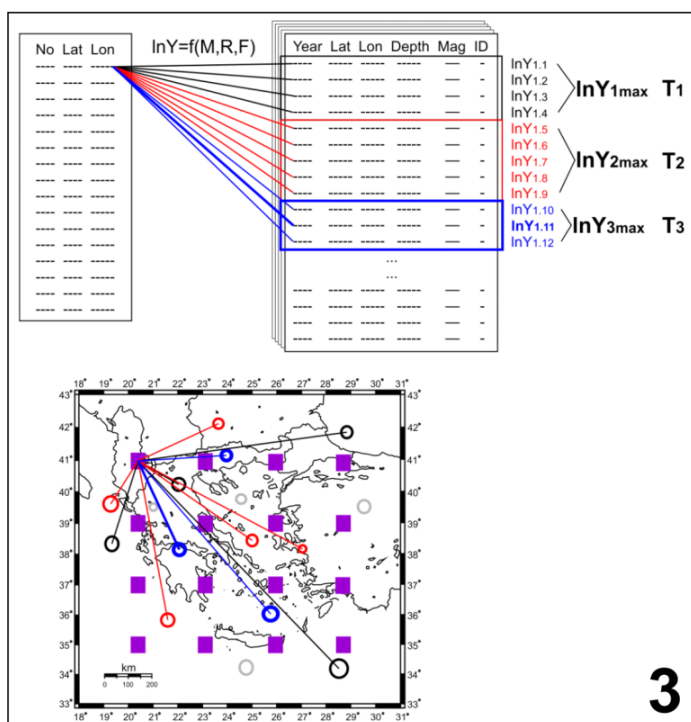
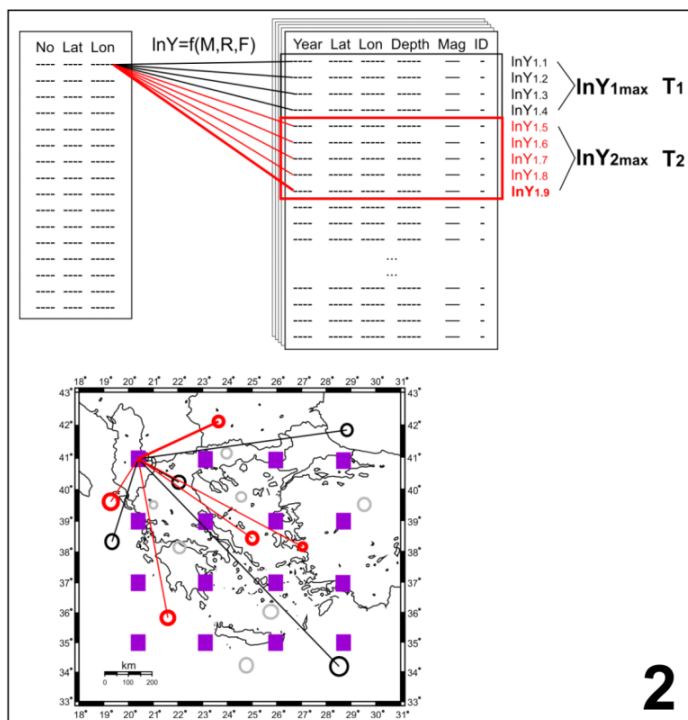
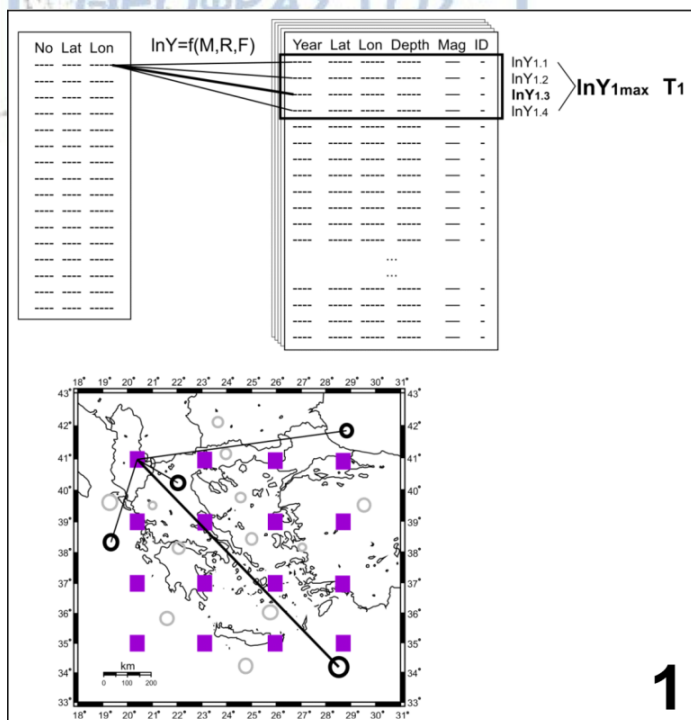


Σχήμα 4-5 Ο αρχικός κατάλογος σεισμικότητας χωρίζεται σε N υποκαταλόγους, αναλόγως της περιόδου επανάληψης για την οποία γίνονται οι υπολογισμοί. Κάθε υποκατάλογος περιέχει διαφορετικό αριθμό σεισμών.

Στη συνέχεια, επιλέγεται το πρώτο σημείο του καννάβου, στο οποίο υπολογίζεται, μέσω της σχέσης απόσβεσης, η τιμή της παραμέτρου της εδαφικής κίνησης που προκαλείται από κάθε ένα σεισμό του συγκεκριμένου χρονικού υποδιαστήματος (Σχήμα 4-6), λαμβάνοντας υπόψη και τις όποιες αβεβαιότητες (π.χ. αβεβαιότητα σχέσης απόσβεσης). Έπειτα επιλέγεται η μέγιστη τιμή, δηλαδή η τιμή που αντιστοιχεί στο σεισμό που προκαλεί το δυσμενέστερο σενάριο (Σχήμα 4-7). Η διαδικασία υπολογισμού της προκαλούμενης κίνησης (ή αλλιώς της τιμής της εξεταζόμενης εδαφικής παραμέτρου Y στο συγκεκριμένο σημείο παρατήρησης) από κάθε σεισμό και επιλογής της μέγιστης τιμής συνεχίζεται για όλα τα χρονικά υποδιαστήματα του σεισμικού καταλόγου (Σχήμα 4-8).



Σχήμα 4-6 Εικόνες 1 έως 4: Υπολογισμός της τιμής της εξεταζόμενης παραμέτρου, Y, η οποία προκαλείται στο πρώτο σημείο του καννάβου από κάθε σεισμό του πρώτου χρονικού υποδιαστήματος.



Σχήμα 4-8 Εικόνες 1-4: Υπολογισμός της εδαφικής κίνησης κάθε σεισμού στο σημείο παρατήρησης και επακόλουθη εύρεση της μέγιστης τιμής της για όλα τα διαθέσιμα χρονικά υποδιαστήματα.

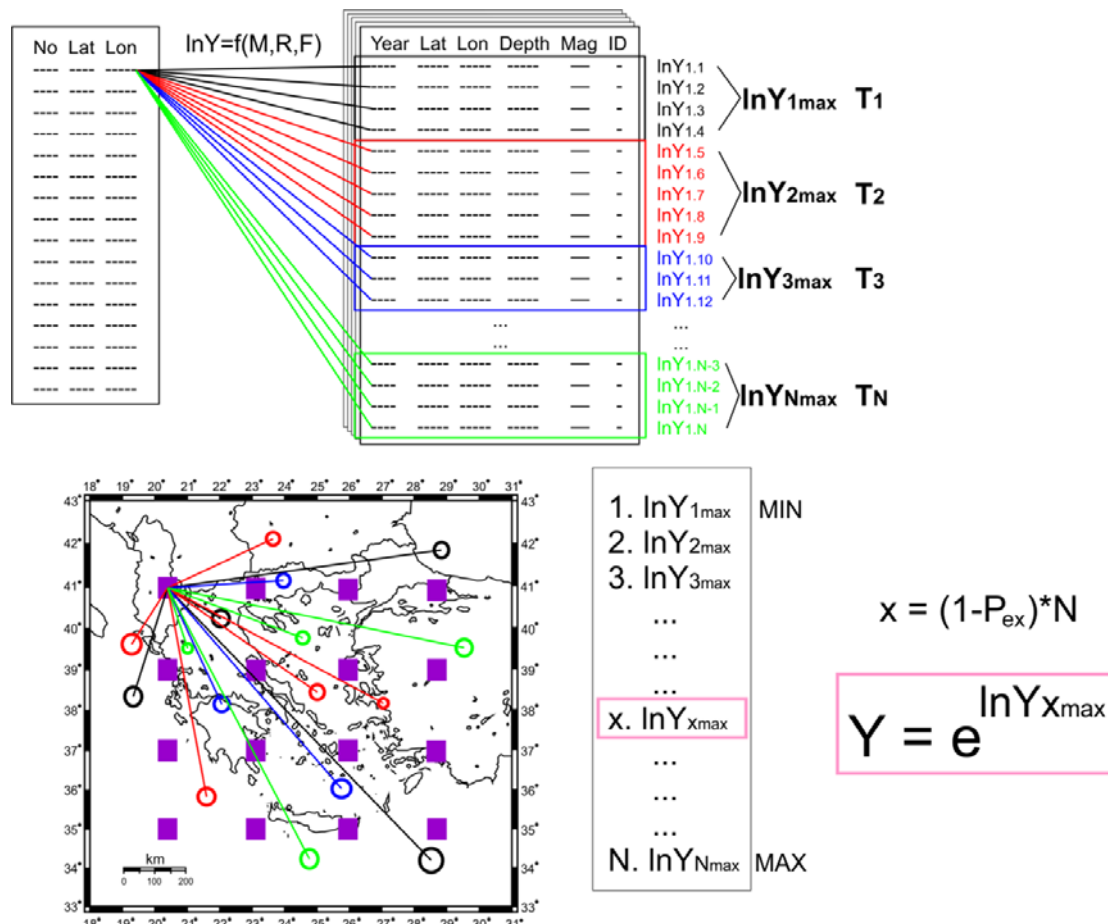
Μετά την επιλογή της μέγιστης τιμής της εδαφικής παραμέτρου Y κάθε χρονικού υποδιαστήματος, γίνεται η συγκέντρωση αυτών των τιμών, και η τοποθέτησή τους κατ' αύξουσα σειρά, δηλαδή γίνεται η τοποθέτησή των μεγίστων τιμών από την αριθμητικά μικρότερη στην αριθμητικά μεγαλύτερη. Έπειτα, βρίσκεται η θέση της τιμής που αντιστοιχεί στην επιθυμητή πιθανότητα υπέρβασης με βάση τη σχέση:

$$x = (1 - P_{ex}) * N \quad (4.1)$$

όπου, P_{ex} είναι η πιθανότητα υπέρβασης (σε δεκαδικό αριθμό) και N είναι ο αριθμός των μεγίστων τιμών (που ισούται με τον αριθμό των υποκαταλόγων-υποδιαστημάτων). Η τελική τιμή Y που αντιστοιχεί σε πιθανότητα υπέρβασης P_{ex} , στις περιπτώσεις που η σχέση απόσβεσης υπολογίζει το νεπέριο λογάριθμο της, ισούται με:

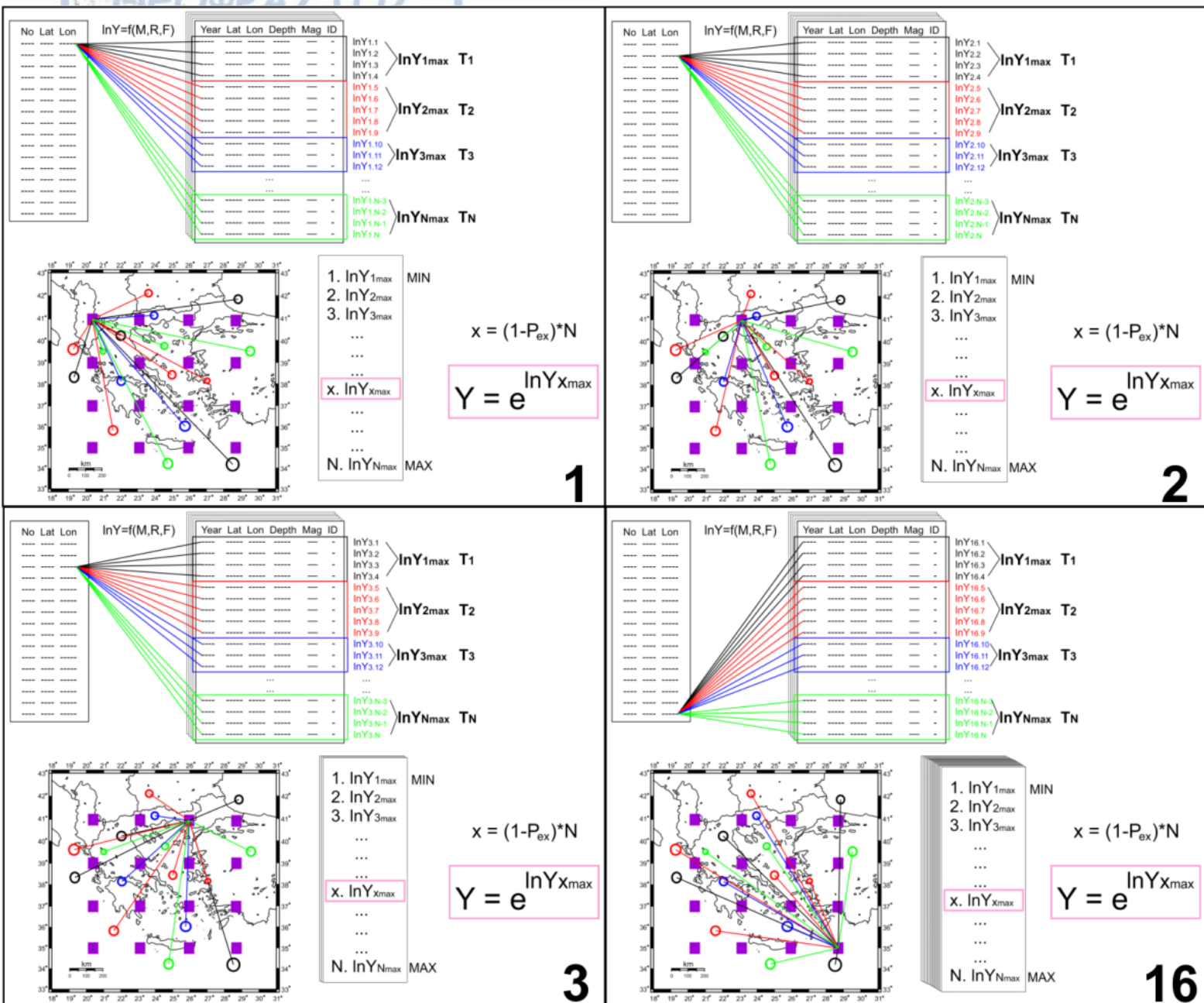
$$Y = e^{\ln Y_{x_{\max}}} \quad (4.2)$$

όπου $\ln Y_{x_{\max}}$ είναι το μέγιστο που αντιστοιχεί στη θέση x . Η διεργασία αυτή απεικονίζεται στο Σχήμα 4-9. Εάν, για παράδειγμα, οι υπολογισμοί γίνονται με 20 υποκαταλόγους 50ετίας, και για πιθανότητα υπέρβασης 10% (0.10), τότε από τη σχέση (4.1) προκύπτει ότι η θέση της επιθυμητής τιμής θα είναι η 2^η, ενώ η ακριβής τιμή υπολογίζεται από τη σχέση (4.2).

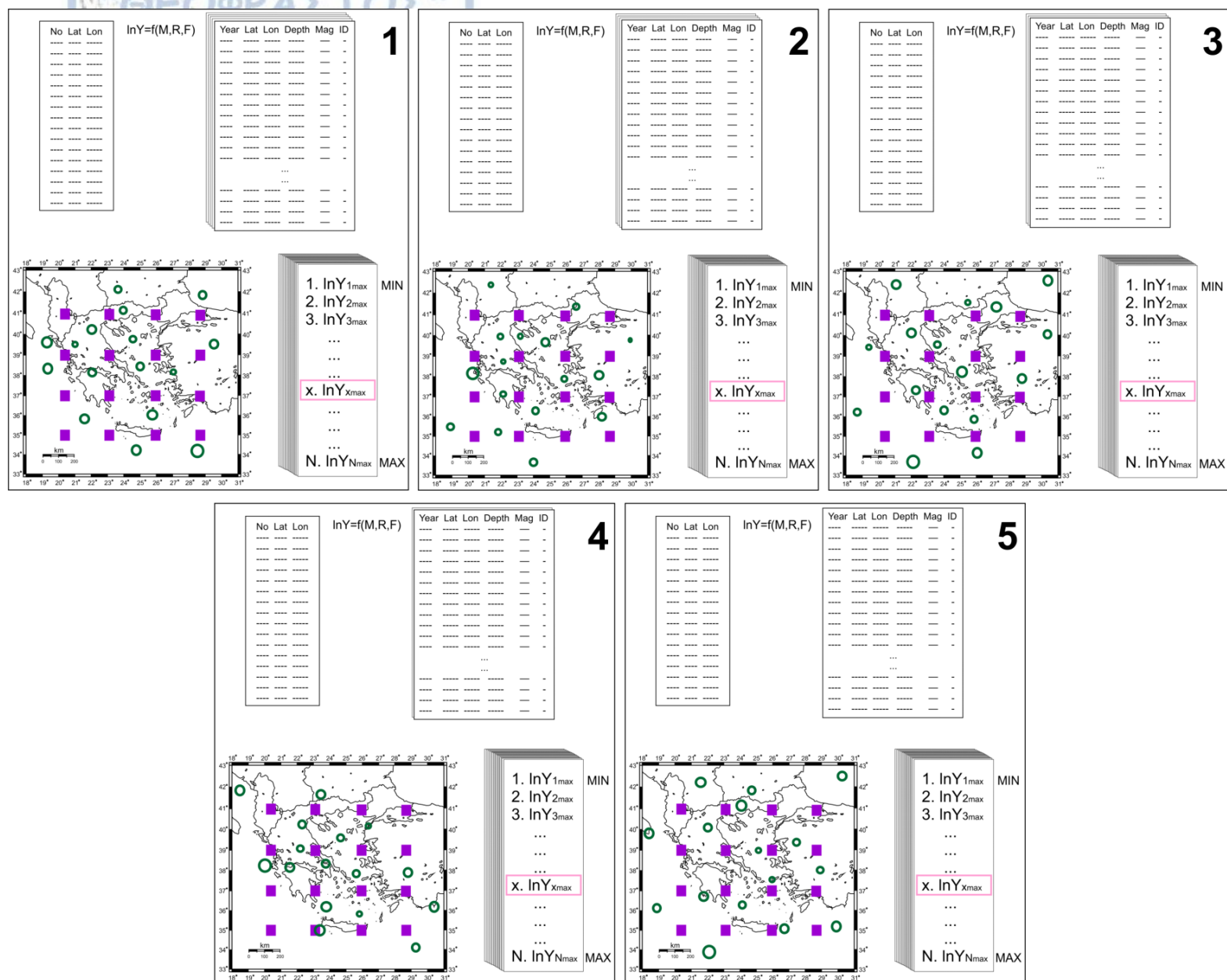


Σχήμα 4-9 Συγκέντρωση των μεγίστων τιμών, τοποθέτησή τους σε αύξουσα σειρά, εύρεση της θέσης, x , στην οποία βρίσκεται η τιμή που έχει την επιθυμητή από το χρήστη του προγράμματος πιθανότητα υπέρβασης και υπολογισμός της τιμής αυτής.

Η διαδικασία αυτή συνεχίζεται για κάθε σημείο του καννάβου (Σχήμα 4-10), καθώς και για κάθε διαθέσιμο κατάλογο σεισμικότητας (Σχήμα 4-11). Με αυτόν τον τρόπο στο τέλος για κάθε σημείο υπάρχει αριθμός μεγίστων που ισούται με N^* (συνολικός αριθμός καταλόγων σεισμικότητας).

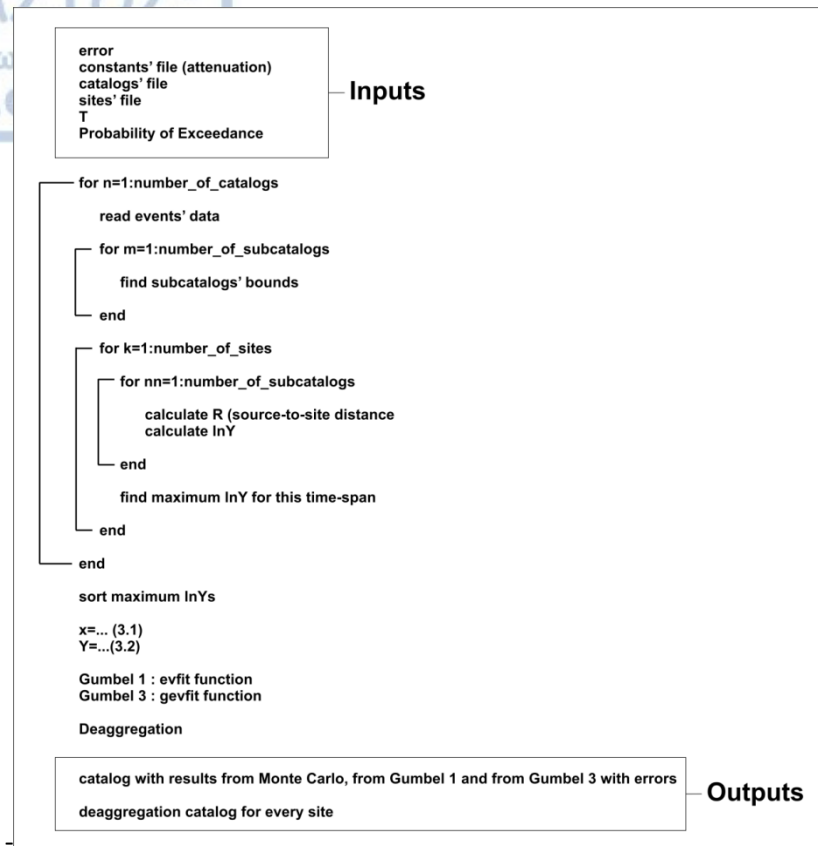


Σχήμα 4-10 Εικόνες 1,2,3 και 16: Επανάληψη των υπολογισμών για όλα τα σημεία παρατήρησης (σημεία 1-16).



Σχήμα 4-11 Εικόνες 1-5: Επανάληψη των υπολογισμών για όλους τους διαθέσιμους συνθετικούς καταλόγους σεισμών.

Το γεγονός ότι κατά την εφαρμογή της μεθόδου Monte Carlo συγκεντρώνονται οι μέγιστες τιμές κάθε χρονικού υποδιαστήματος, επιτρέπει τον επιπρόσθετο προσδιορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρήση των κατανομών Gumbel τύπου 1 και τύπου 3. Για το σκοπό αυτό, στον κώδικα χρησιμοποιούνται δύο συναρτήσεις· η συνάρτηση *enfit* για τον πρώτο τύπο, και η συνάρτηση *gevfit* για τον τρίτο τύπο. Οι εσωτερικές αυτές συναρτήσεις της MATLAB προσομοιώνουν την κατανομή των μεγίστων. Η συνάρτηση *enfit* υπολογίζει τις παραμέτρους μ και σ , ενώ η συνάρτηση *gevfit* βρίσκει τις τιμές των μ , σ και κ (βλ. Παρ. 2.6.1 και 2.6.2). Τέλος, εφαρμόζονται οι σχέσεις (2.36), (2.37), (2.43), (2.44), (2.45) και (2.46).



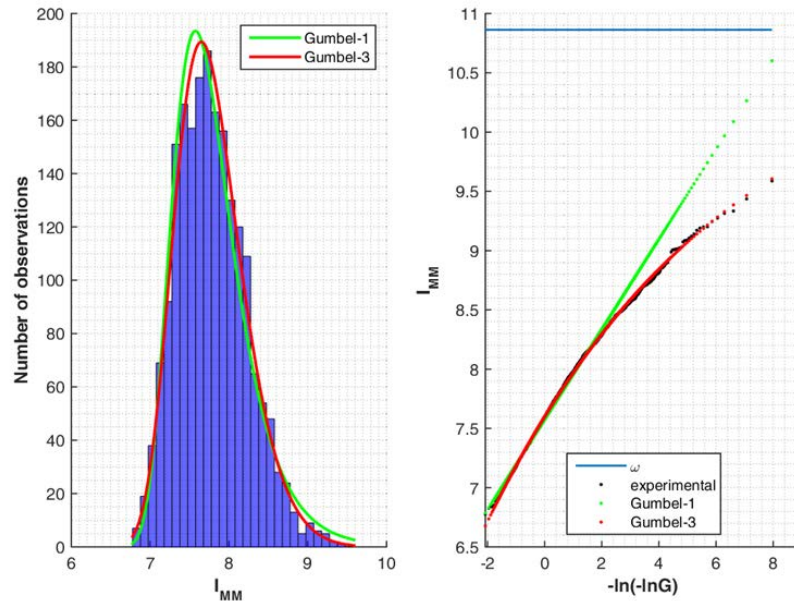
Σχήμα 4-12 Διάγραμμα ροής του αλγορίθμου υπολογισμών σεισμικής επικινδυνότητας.

4.2 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΚΑΙ 3 ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

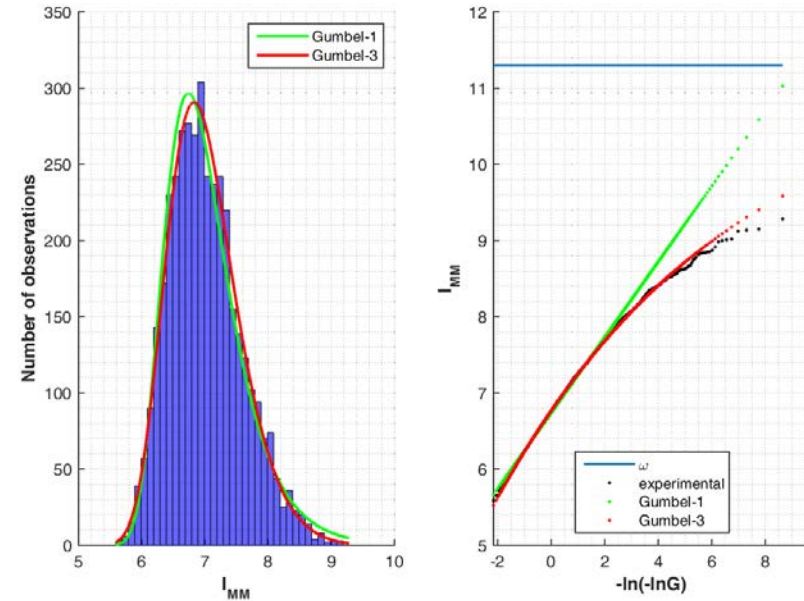
Στα Σχήματα 4-13 με 4-20 παρουσιάζονται κάποια ενδεικτικά διαγράμματα στα οποία γίνεται σύγκριση της εφαρμογής των δύο κατανομών Gumbel στα αποτελέσματα που προέκυψαν από τον αλγόριθμο που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες της διατριβής, για διάφορες περιοχές. Τα αποτελέσματα αναφέρονται στη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), στη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), στη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) και στη μέγιστη εδαφική μετάθεση (PGD).

4.2.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ (I_{MM})

Karditsa - T = 476 years



Volos - T = 50 years

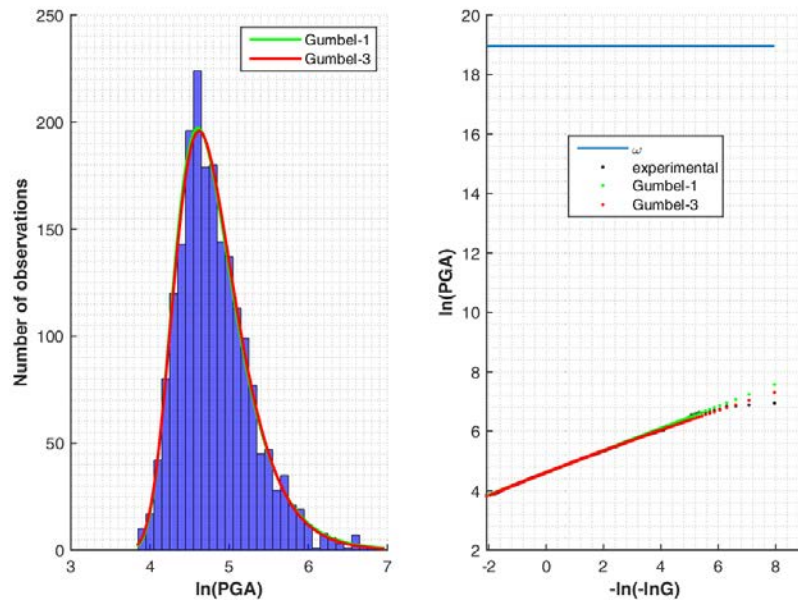


Σχήμα 4-13 (Αριστερά) Ιστογράμμο των πειραματικών αποτελεσμάτων, με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για την περιοχή της Καρδίτσας. (Δεξιά) Διάγραμμα της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Όσο αυξάνεται η τιμή αυτής της ποσότητας τόσο μειώνεται η τιμή της πιθανότητας υπέρβασης. Στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι φανερό ότι η τρίτη ασύμπτωτη προσομοιάζει τα αποτελέσματα πολύ καλύτερα από την πρώτη, αφού όσο αυξάνεται η ποσότητα $-\ln(-\ln G)$ (μικρά επίπεδα πιθανότητας υπέρβασης) η Gumbel-1 αποκλίνει όλο και περισσότερο από τα πειραματικά αποτελέσματα και την Gumbel-3, με τη διαφορά τους για μεγάλες τιμές του G ($-\ln(-\ln G)=8$) να φτάνει τη μία μονάδα.

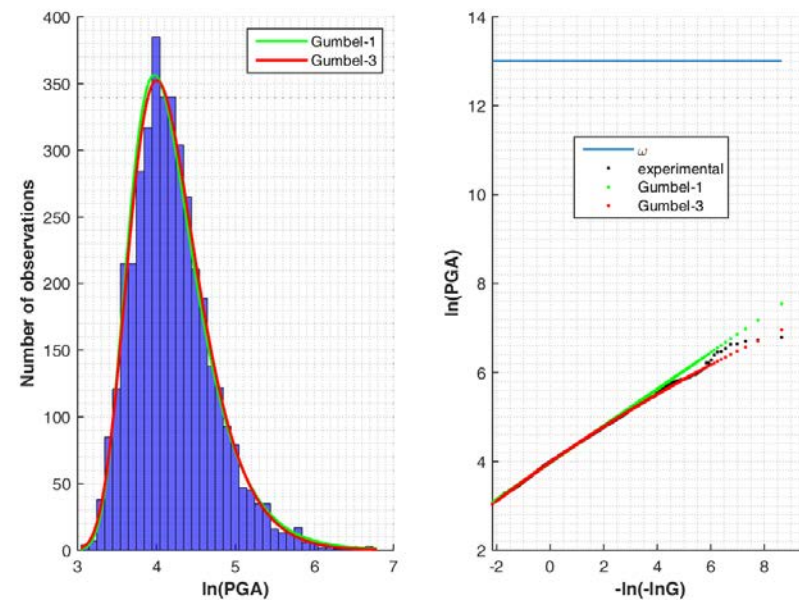
Σχήμα 4-14 (Αριστερά) Ιστογράμμο των πειραματικών αποτελεσμάτων, με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για την περιοχή του Βόλου. (Δεξιά) Διάγραμμα της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της τιμής της πιθανότητας υπέρβασης. Στη συγκεκριμένη περίπτωση τα τρία διαγράμματα διασποράς πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την τιμή $-\ln(-\ln G)=2$. Όσο αυξάνεται η ποσότητα $-\ln(-\ln G)$ η Gumbel-1 αποκλίνει όλο και περισσότερο από τα πειραματικά αποτελέσματα και την Gumbel-3, και σε πολύ μικρές πιθανότητες υπέρβασης προσεγγίζει το μέγιστο μέγεθος, ω . Η Gumbel-3 προσομοιάζει καλύτερα τα πειραματικά αποτελέσματα, όμως σε μικρές πιθανότητες υπέρβασης αποκτά τιμές ελαφρώς μεγαλύτερες από αυτά. Οι διαφορές αυτές οφείλονται στην τυχαιότητα που χαρακτηρίζει τα πειραματικά αποτελέσματα.

4.2.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ (PGA)

Ermoupoli - T = 476 years



Komotini - T = 50 years

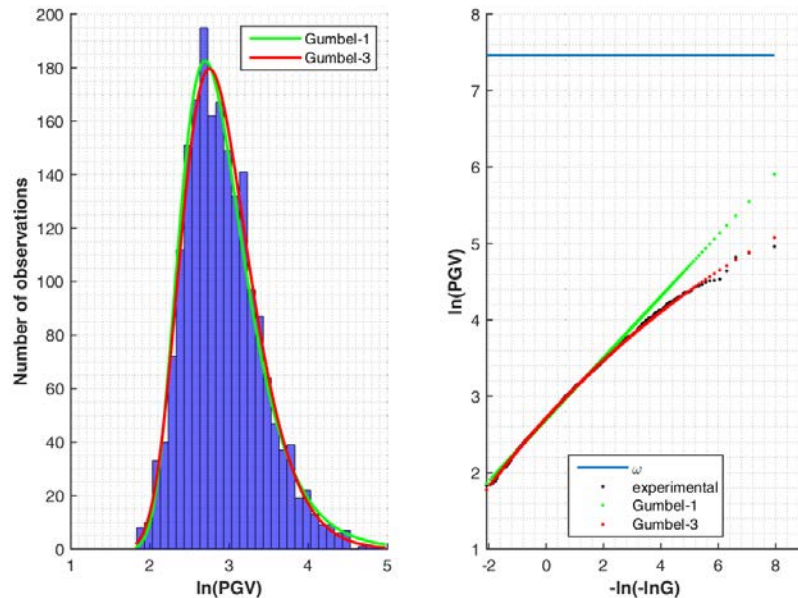


Σχήμα 4-15 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln(PGA)$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για την Ερμούπολη. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης ($\ln(PGA)$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Η Ερμούπολη αποτελεί μία από τις σπάνιες περιπτώσεις στις οποίες τα αποτελέσματα των τριών τρόπων υπολογισμού της παραμέτρου πρακτικά ταυτίζονται.

Σχήμα 4-16 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln(PGA)$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για την Κομοτηνή. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης ($\ln(PGA)$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Τα πειραματικά αποτελέσματα προσομοιώνονται καλύτερα από την Gumbel-3, παρόλο που οι τιμές των τριών μεθόδων είναι κοντινές. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, κάποιες πειραματικές τιμές θα μπορούσαν να προσομοιωθούν και από την Gumbel-1.

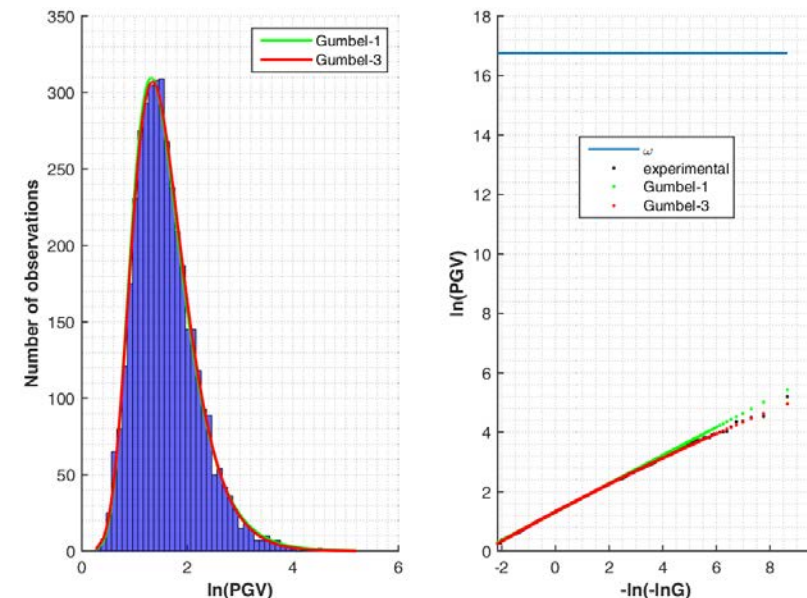
4.2.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ (PGV)

Thessaloniki - T = 476 years



Σχήμα 4-17 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln PGV$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για τη Θεσσαλονίκη. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας ($\ln PGV$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Στην περίπτωση της Θεσσαλονίκης τα πειραματικά αποτελέσματα μπορούν να προσομοιωθούν πλήρως από την Gumbel-3, ενώ σε μικρές πιθανότητες υπέρβασης απέχουν σημαντικά από τις τιμές της Gumbel-1.

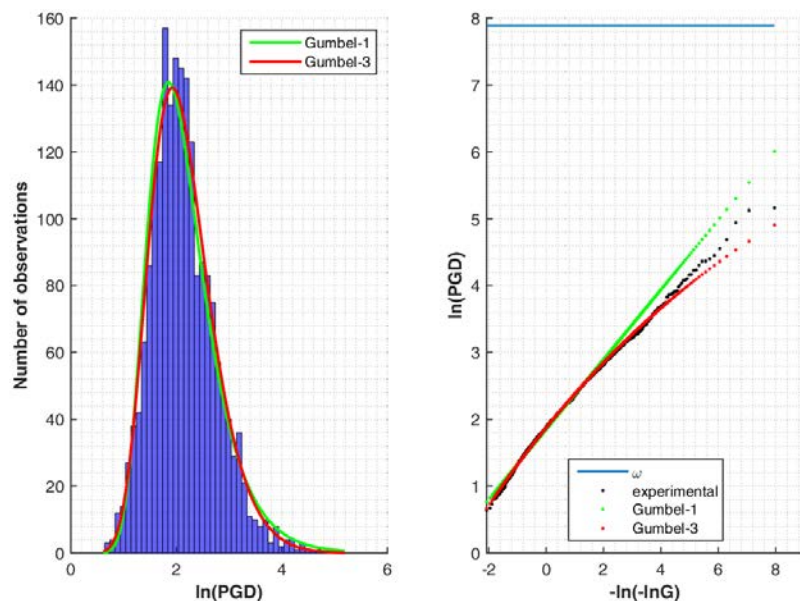
Chania - T = 50 years



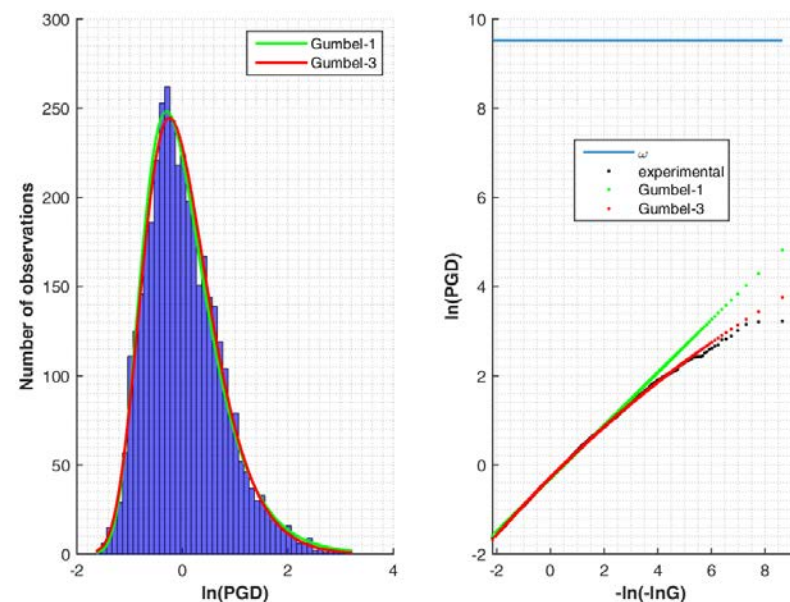
Σχήμα 4-18 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln PGV$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για τα Χανιά. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας ($\ln PGV$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Τα Χανιά αποτελούν μία από τις σπάνιες περιπτώσεις στις οποίες τα αποτελέσματα των τριών μεθόδων πρακτικά ταυτίζονται.

4.2.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ (PGD)

Kefalonia - T = 476 years



Samos - T = 50 years



Σχήμα 4-19 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln(PGD)$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για την Κεφαλονιά. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης ($\ln(PGD)$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Τα πειραματικά αποτελέσματα περιγράφονται καλύτερα από την Gumbel-3 σε σχέση με την Gumbel-1, αλλά οι τιμές τους δεν είναι πολύ κοντινές. Όπως φαίνεται και από το ιστόγραμμα, τα πειραματικά δεδομένα δεν περιγράφονται σε μεγάλο βαθμό από τις 2 κατανομές. Αυτό συμβαίνει λόγω της τυχαιότητάς τους.

Σχήμα 4-20 (Αριστερά) Ιστόγραμμα των πειραματικών αποτελεσμάτων ($\ln(PGD)$), με τις καμπύλες των κατανομών Gumbel τύπου 1 (Gumbel-1) και τύπου 3 (Gumbel-3) για τη Σάμο. (Δεξιά) Διάγραμμα του νεπέριου λογαρίθμου της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης ($\ln(PGD)$) των πειραματικών αποτελεσμάτων (experimental) και των δύο κατανομών συναρτήσει της ποσότητας $-\ln(-\ln G)$. Αύξηση αυτής της ποσότητας συνεπάγεται μείωση της πιθανότητας υπέρβασης. Σε όλο το εύρος των πιθανοτήτων τα πειραματικά αποτελέσματα περιγράφονται καλύτερα από την Gumbel-3.

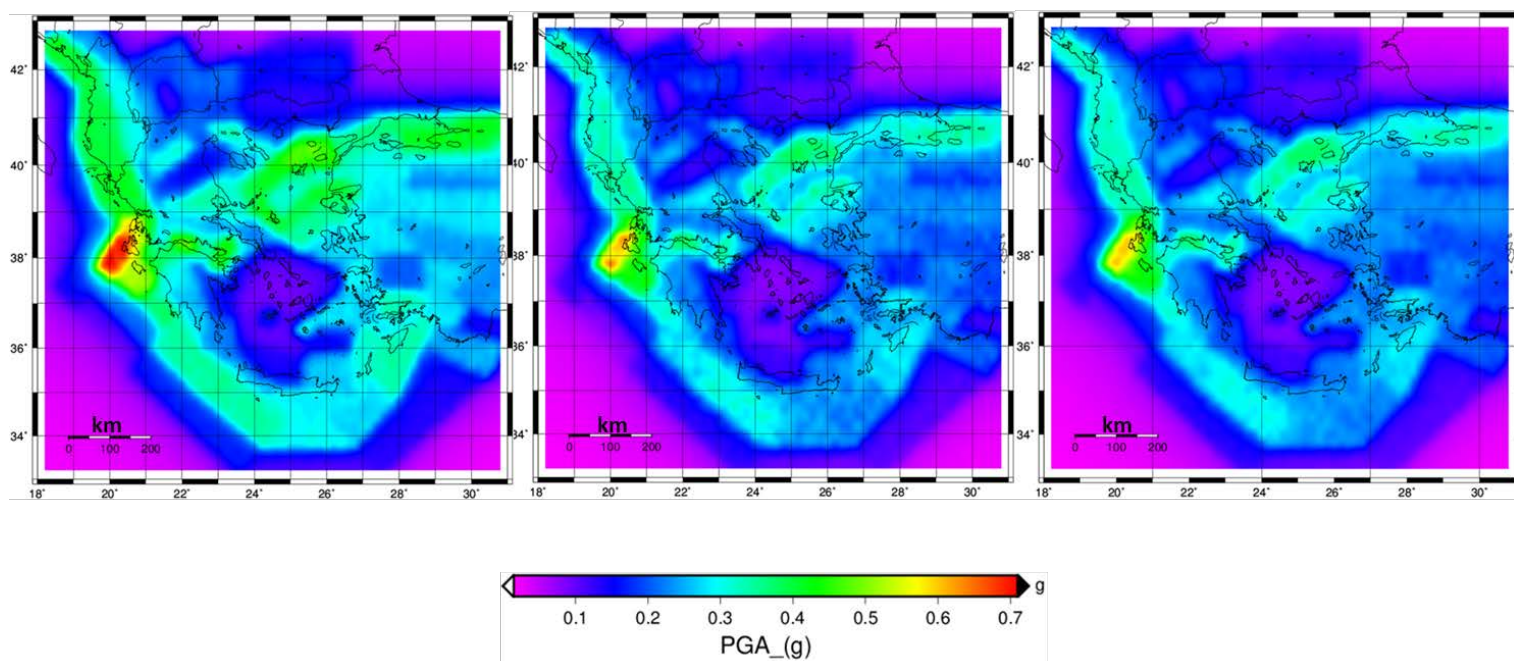
4.2.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΧΩΡΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΟ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΚΑΙ 3

Στο Σχήμα 4-21 παρουσιάζεται η χωρική μεταβολή της σεισμικής επικινδυνότητας για τον ελληνικό χώρο, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo, και από την προσαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 και τύπου 3 σε αυτά. Οι χάρτες αυτοί αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης 5 ετών και σε πιθανότητα υπέρβασης 1.0%. Όπως είναι αναμενόμενο (βλ. Σχήμα 2-23), σε μικρή περίοδο επανάληψης και σε μικρή πιθανότητα υπέρβασης, η κατανομή Gumbel τύπου 1 υπερεκτιμά τη σεισμική επικινδυνότητα σε σημαντικό βαθμό, οπότε οδηγεί σε πιο συντηρητικά αποτελέσματα.

Gumbel 1

experimental

Gumbel 3

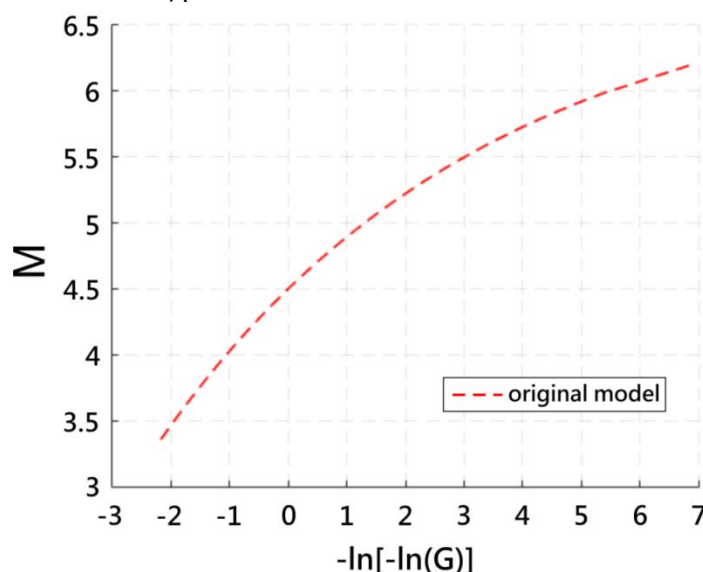


Σχήμα 4-21 Σύγκριση της χωρικής κατανομής της αναμενόμενης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για τον ελληνικό χώρο, για περίοδο επανάληψης 5 ετών και για πιθανότητα υπέρβασης 1.0%, με τις τρεις μεθόδους υπολογισμού. Ο χάρτης στο κέντρο απεικονίζει τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo, ο χάρτης στα αριστερά απεικονίζει τα αποτελέσματα της κατανομής Gumbel τύπου 1 ενώ ο χάρτης στα δεξιά περιέχει τα αποτελέσματα της κατανομής Gumbel τύπου 3. Οι τιμές στον αριστερό χάρτη (Gumbel 1) είναι πολύ υψηλότερες από τις αντίστοιχες στους υπόλοιπους (βλ. κείμενο για εξηγήσεις).

4.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ω ΚΑΙ κ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 3

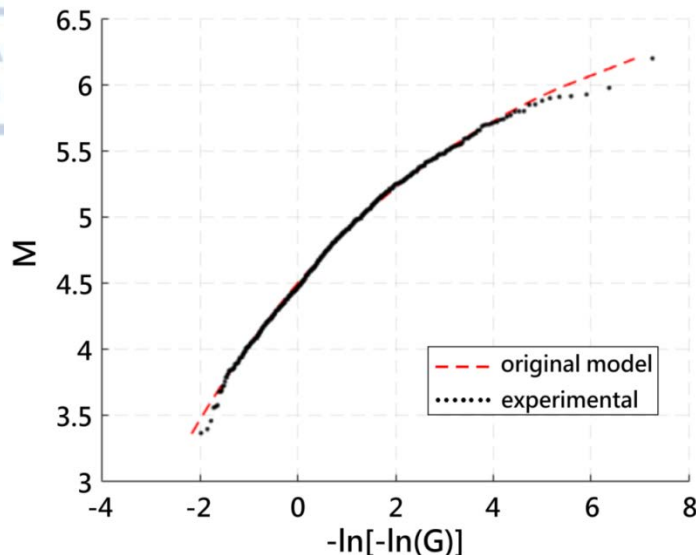
Ο υπολογισμός των παραμέτρων της κατανομής Gumbel τύπου 3, δηλαδή της παραμέτρου κ (παραμέτρος μορφής), ω (μέγιστο δυνατό μέγεθος) και μ (η τιμή που αντιστοιχεί σε 63.2% πιθανότητα μη-υπέρβασης) μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους. Στην παρούσα εργασία έγινε σύγκριση τριών μεθόδων, της συνάρτησης

gevfit της MATLAB, της εσωτερικής συνάρτησης *lsqnonlin* της MATLAB και της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (damped Least Squares method) που αναπτύχθηκε σε κώδικα MATLAB στο πλαίσιο της διατριβής. Για να γίνει σύγκριση των τριών αυτών τρόπων υπολογισμού, δημιουργήθηκε αρχικά ένα «τέλειο» μοντέλο, δηλαδή ένα μοντέλο το οποίο δεν είχε αβεβαιότητες και σφάλματα, με γνωστές παραμέτρους που καθορίζονται αυθαίρετα. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, ως αρχικές τιμές των υπολογισμών επιλέχθηκαν οι τιμές $\mu=4.5$, $\sigma=0.43$, $\omega=6.9$, οπότε $\kappa=\sigma/(\mu-\omega)=-0.17$ (βλ. Παράρτημα). Στη συνέχεια, γίνεται χρήση της Σχέσης (2.47), για να υπολογιστούν τα μεγέθη που εξάγονται από αυτές τις παραμέτρους (και που θα αντιστοιχούν στον άξονα y των διαγραμμάτων). Τέλος, υπολογίζεται η αντίστοιχη θέση, x , που θα έχει το κάθε υπολογισμένο μέγεθος (η οποία αντιστοιχεί στην πιθανότητα $G(M)$), από τη Σχέση (2.48). Το αρχικό μοντέλο απεικονίζεται στο Σχήμα 4-22. Στο παρόν παράδειγμα, ο αριθμός των συνθετικών παρατηρήσεων είναι ίσος με 1000.



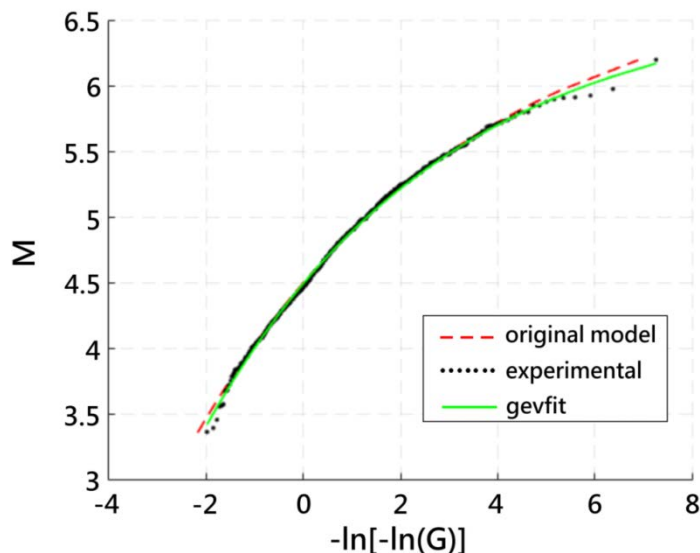
Σχήμα 4-22 Αρχικό μοντέλο κατανομής Gumbel τύπου 3 (G_3) που χρησιμοποιήθηκε για την εύρεση του βέλτιστου αλγορίθμου προσαρμογής συνάρτησης G_3 στα δεδομένα της μεθόδου Monte Carlo.

Στη συνέχεια, γίνεται προσομοίωση των «πραγματικών» δεδομένων, των δεδομένων δηλαδή που συνήθως χρησιμοποιούνται και τα οποία περιέχουν αβεβαιότητες και σφάλματα. Η προσομοίωση των «πραγματικών» δεδομένων γίνεται με την εισαγωγή κανονικών σφαλμάτων στα δεδομένα του μοντέλου, με τυπική απόκλιση $\sigma=0.05$. Επομένως, στα αρχικά, τέλεια, δεδομένα που υπολογίστηκαν από τη Σχέση (2.47), προστέθηκε η ποσότητα $0.05 \cdot \text{randn}(N,1)$, όπου N είναι το σύνολο των παρατηρήσεων και randn είναι η συνάρτηση που παράγει τους επιθυμητούς τυχαίους αριθμούς με κανονική κατανομή. Οι θέσεις x των «πραγματικών» δεδομένων είναι οι ίδιες με αυτές των τέλειων δεδομένων του αρχικού μοντέλου (Σχήμα 4-23). Με τις συναρτήσεις *gevfit*, *lsqnonlin* και με τον αλγόριθμο των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση έγινε προσομοίωση των πραγματικών δεδομένων, ούτως ώστε να εξαχθεί κάποιο συμπέρασμα σχετικά με ποιον από τους παραπάνω τρόπους προκύπτουν αποτελέσματα που είναι πιο κοντά στις τιμές του αρχικού μοντέλου.



Σχήμα 4-23 Ιδεατό μοντέλο κατανομής G3 και «πραγματικά» δεδομένα, μετά την εισαγωγή «κανονικού» θορύβου.

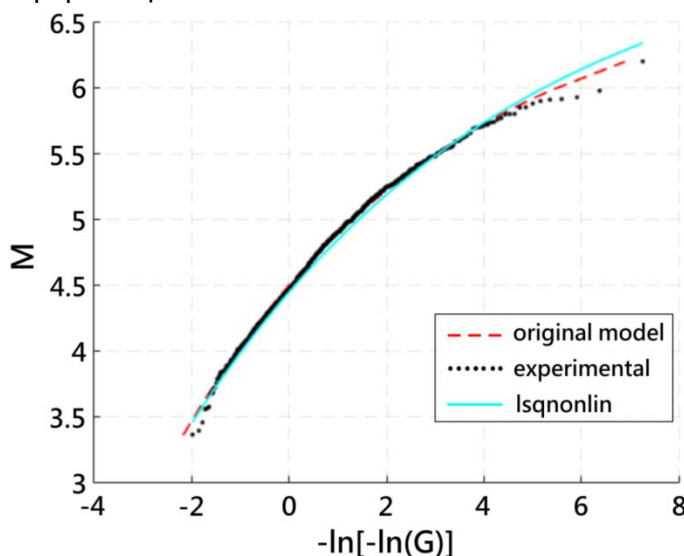
Η περίπτωση της συνάρτησης *gevfit* (Σχήμα 4-24) είναι η πιο απλή στην εφαρμογή της, καθώς ο ερευνητής το μόνο που έχει να κάνει είναι να ορίσει το επίπεδο του σφάλματος που θέλει να έχουν τα αποτελέσματά της. Στην προκειμένη περίπτωση, το σφάλμα ορίστηκε σε μία τυπική απόκλιση (1σ). Η συνάρτηση αυτή υπολογίζει τον τρίτο τύπο της γενικής εξίσωσης των ακραίων τιμών (Gumbel 3), όταν η τιμή κ είναι μικρότερη του μηδενός. Από την *gevfit* προκύπτουν οι τιμές των μ , σ και κ (και τα σφάλματά τους), και με τη χρήση των Σχέσεων (2.43) και (2.45) υπολογίζεται το μέγιστο μέγεθος, ω , και το σφάλμα του, αντιστοίχως.



Σχήμα 4-24 Το ιδεατό μοντέλο κατανομής G3, τα συνθετικά δεδομένα με εισαγωγή κανονικού θορύβου και η καμπύλη που προκύπτει από τη συνάρτηση *gevfit*.

Η εσωτερική συνάρτηση *lsqnonlin* της MATLAB (Σχήμα 4-25) λύνει συστήματα μη-γραμμικών εξισώσεων. Το σύστημα που πρέπει να επιλυθεί είναι ένα σύστημα μη γραμμικών εξισώσεων, και αποτελείται από 1000 εξισώσεις της μορφής που έχει η Σχέση (2.47), με τρεις αγνώστους, το ω , το μ και το κ . Κατά την εφαρμογή της πρέπει να οριστούν αρχικές τιμές των ω , μ και κ , καθώς και να προταθούν όρια

για την τελική λύση. Στην παρούσα περίπτωση, για να γίνει ένας προσδιορισμός των αρχικών τιμών των παραμέτρων μ και σ , έγινε εφαρμογή της συνάρτησης *enfit* της MATLAB, η οποία χρησιμοποιείται στην περίπτωση της κατανομής Gumbel τύπου 1. Ως αρχική τιμή του κ δόθηκε η τιμή -0.15. Στη συνέχεια υπολογίστηκε και η αρχική τιμή του ω από τη Σχέση (2.43). Ως ανώτερο όριο των παραμέτρων ορίστηκε στο διπλάσιο της αρχικής τους τιμής, ενώ το κατώτερο όριο στο μισό της αρχικής τους τιμής. Αξίζει να σημειωθεί ότι αυτά τα όρια πρέπει να επιλέγονται με προσοχή, καθώς επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό την τελική λύση. Το μεγάλο μειονέκτημα της συνάρτησης *lsqnonlin* της MATLAB είναι το γεγονός ότι δεν προσδιορίζει το σφάλμα των τελικών λύσεων. Το μόνο που μπορεί να γίνει είναι σύγκριση της αρχικής τιμής των παραμέτρων με την τελική τους τιμή, χωρίς να υπάρχει καμία πληροφορία σχετική με την αβεβαιότητα.



Σχήμα 4-25 Το ιδεατό μοντέλο κατανομής G3, τα συνθετικά δεδομένα με εισαγωγή κανονικού θορύβου και η καμπύλη που προκύπτει από τη συνάρτηση *lsqnonlin*.

Τέλος, έγινε εφαρμογή και της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (Σχήμα 4-26). Η μέθοδος αυτή υλοποιείται με τον παρακάτω τρόπο (ως παράμετρος θα θεωρηθεί το μέγεθος):

Το μη-γραμμικό σύστημα που λύνεται είναι της μορφής:

$$\delta \mathbf{M} = \mathbf{A} \delta \mathbf{x} \quad (4.3)$$

όπου: $\delta \mathbf{M} = (M_i - M_0^i)$ πίνακας με τις διαφορές των πραγματικών παρατηρήσεων από τις παρατηρήσεις που υπολογίζονται με τη χρήση των αρχικών τιμών των παραμέτρων ω_0 , u_0 και κ_0 . Οι τιμές M_i υπολογίζονται από τον τύπο: $M_i = \omega_i - (\omega_i - u_i)[- \ln G(M_i)]^{-\kappa}$, $i=1, \dots, N$ και οι τιμές M_0^i προσδιορίζονται από τη σχέση: $M_0^i = \omega_0 - (\omega_0 - u_0)[- \ln G(M_i)]^{-\kappa_0}$, $i=1, \dots, N$.

$\delta \mathbf{x}$ = ο πίνακας που περιέχει τις τιμές των τριών αγνώστων $\delta \omega$, δu και $\delta \kappa$. Οι τιμές αυτές καταδεικνύουν το κατά πόσο πρέπει να αυξηθεί ή να μειωθεί η αρχική, δοσμένη από τον ερευνητή, τιμή, ούτως ώστε να προσεγγίσει την τελική λύση, τη λύση δηλαδή με τα μικρότερα σφάλματα.

$\mathbf{A}$ = ο πίνακας των συντελεστών των $\delta\omega$, δu και $\delta\kappa$. Οι συντελεστές αποτελούν τη μερική παράγωγο της Σχέσης (2.48) ως προς ω , u και κ , αντίστοιχα, και βρίσκονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$\frac{dM}{d\omega} = 1 - [-\ln G(M)]^{-\kappa} \quad (4.4)$$

$$\frac{dM}{du} = [-\ln G(M)]^{-\kappa} \quad (4.5)$$

$$\frac{dM}{d\kappa} = (\omega - u) \ln[-\ln G(M)] [-\ln G(M)]^{\kappa} \quad (4.6)$$

Η διαφορά $M_i - M_0^i$ προκύπτει από τη σχέση:

$$\delta\mathbf{M} = \mathbf{M}_i - \mathbf{M}_0^i = \left(\frac{dM}{d\omega}\right)_i \delta\omega + \left(\frac{dM}{du}\right)_i \delta u + \left(\frac{dM}{d\kappa}\right)_i \delta\kappa \quad (4.7)$$

Η λύση του παραπάνω συστήματος ($\delta\mathbf{x}$), στη γενική περίπτωση των ελαχίστων τετραγώνων χωρίς απόσβεση, δίνεται από τον τύπο:

$$\delta\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \delta\mathbf{M} \quad (4.8)$$

όπου $\mathbf{A}^T$ ο ανάστροφος πίνακας του πίνακα $\mathbf{A}$. Στην περίπτωση των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση, η σχέση (4.8) διαφοροποιείται ελαφρώς, καθώς σε αυτήν εισάγεται και ο παράγοντας απόσβεσης, ε^2 .

$$\delta\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}^T \delta\mathbf{M} \quad (4.9)$$

όπου $\mathbf{I}$ ο μοναδιαίος πίνακας.

Η λύση (4.9) μπορεί να αποδειχθεί ότι αντιστοιχεί στη λύση ελαχίστων τετραγώνων του συστήματος των σχέσεων (4.10) και (4.11).

$$\mathbf{A} \delta\mathbf{x} = \delta\mathbf{M} \quad (4.10)$$

$$\varepsilon \mathbf{I} \delta\mathbf{x} = 0 \quad (4.11)$$

Το σύστημα που δημιουργείται από τις σχέσεις (4.10) και (4.11) έχει λύση ελαχίστων τετραγώνων που ελαχιστοποιεί το άθροισμα $|\mathbf{A} \delta\mathbf{x} - \delta\mathbf{M}|^2 + \varepsilon^2 |\delta\mathbf{x}|^2$.

Η επίλυση του συστήματος (4.9) γίνεται επαναληπτικά με τον εξής τρόπο: Αρχικά, (στην πρώτη επανάληψη) προσδιορίζονται οι αρχικές τιμές των παραμέτρων u και σ με τη βοήθεια της συνάρτησης *enfit*, καθώς και της παραμέτρου ω από τη Σχέση (2.42). Ως αρχική τιμή στην παράμετρο κ δόθηκε η τιμή -0.15. Από αυτές βρίσκονται οι αρχικές τιμές x_0 , και κατ'έπекταση και οι τιμές M_0^i . Στη συνέχεια, υπολογίζονται οι διαφορές $\delta M = M_i - M_0^i$, και προσδιορίζεται το σφάλμα RMS (η εκτίμηση δηλαδή της απόκλισης των υπολογιζόμενων τιμών από αυτές του μοντέλου) από τον τύπο:

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\delta M^2}{(N - m)}} \quad (4.12)$$

όπου: N = ο αριθμός των παρατηρήσεων.

m = το πλήθος των μεταβλητών του συστήματος (στην εφαρμογή που εξετάζεται ισχύει ότι $m=3$).

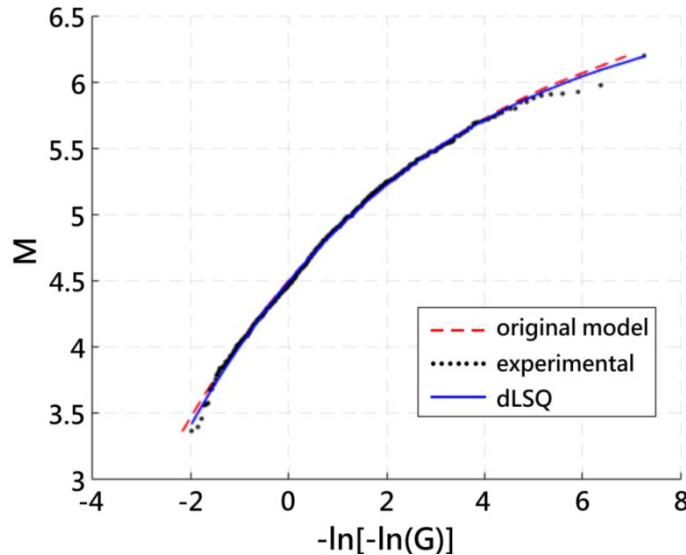
Στη συνέχεια, υπολογίζονται τα στοιχεία του πίνακα **A** από τις σχέσεις (4.4), (4.5) και (4.6). Έπειτα, με αξιοποίηση της σχέσης (4.9) υπολογίζεται η πρώτη λύση $\delta\mathbf{x}$. Στην απόσβεση, ε , δόθηκε η αρχική τιμή 10^4 . Η τελευταία πράξη της πρώτης επανάληψης είναι η επικαιροποίηση της λύσης, δηλαδή η πρόσθεση των τιμών $\delta\mathbf{x}$ που μόλις υπολογίστηκαν στις αρχικές τιμές $\mathbf{x}_0$ ($\delta\mathbf{x} = \mathbf{x}_0 + \delta\mathbf{x}$).

Στη δεύτερη επανάληψη των υπολογισμών, ως αρχικές τιμές $\delta\mathbf{x}$ λαμβάνονται οι τελικές τιμές της πρώτης επανάληψης. Με τη βοήθειά τους γίνεται εκ νέου υπολογισμός των διανυσμάτων $\mathbf{M}_0$ και $d\mathbf{M}$. Έπειτα, υπολογίζεται το νέο RMS. Το βήμα που ακολουθείται από τη δεύτερη επανάληψη και μετά, είναι η σύγκριση του παλιού RMS (δηλαδή αυτού που υπολογίστηκε από την πρώτη επανάληψη, RMS_{old}) με το νέο (RMS), η οποία γίνεται με την ποσότητα:

$$\frac{RMS - RMS_{old}}{RMS}$$

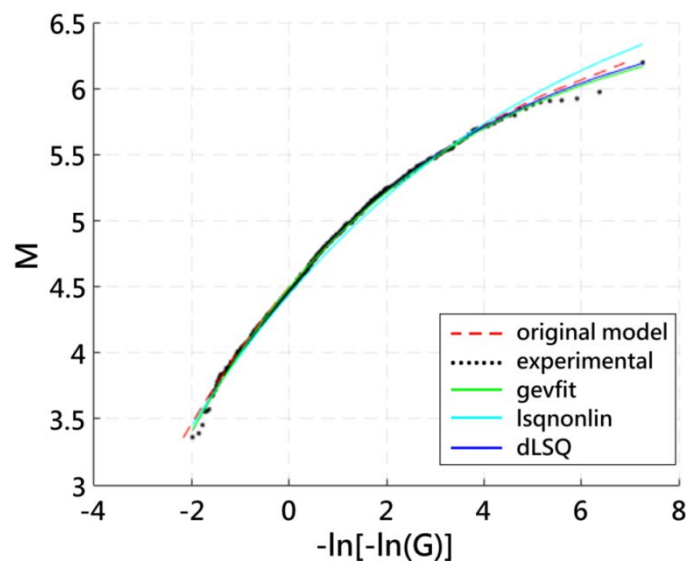
Εάν η ποσότητα αυτή είναι μεγαλύτερη από το όριο ανοχής που θέτει ο ερευνητής (στην προκειμένη περίπτωση ως όριο τέθηκε το 10^{-7}), προκύπτει το συμπέρασμα ότι η λύση που προσδιορίστηκε στην πρώτη επανάληψη (και που χρησιμοποιήθηκε για τους υπολογισμούς της δεύτερης) απέχει πολύ από τη ζητούμενη βέλτιστη λύση. Για αυτόν το λόγο, γίνεται αύξηση του βήματος $\delta\mathbf{x}$, η οποία επιτυγχάνεται με τη μείωση της τιμής της απόσβεσης (στις δοκιμές που έγιναν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας βρέθηκε ότι τα αποτελέσματα που πλησιάζουν περισσότερο τις τιμές του μοντέλου προκύπτουν όταν η τιμή της απόσβεσης διαιρείται με το 2.5). Ως αρχικά (για τις ακόλουθες επαναλήψεις) $\mathbf{x}_0$ και RMS ορίζονται οι νέες τιμές τους, που προσδιορίστηκαν στην τρέχουσα επανάληψη. Στη συνέχεια επαναλαμβάνονται οι ίδιες διαδικασίες, δηλαδή υπολογίζεται ο πίνακας **A**, οι τιμές $\delta\mathbf{x}$ και γίνεται αναβάθμιση της λύσης για την επόμενη επανάληψη.

Όταν (σε κάποια επόμενη δοκιμή) προκύψει ότι η τιμή $(RMS - RMS_{old})/RMS$ είναι μικρότερη του ορίου ανοχής, φαίνεται ότι η διαδικασία συγκλίνει στην τελική λύση. Το γεγονός ότι είναι μικρότερη του ορίου ανοχής σημαίνει ότι η λύση που υπολογίζεται στην τρέχουσα δοκιμή είναι χειρότερη από αυτήν που υπολογίστηκε στην αμέσως προηγούμενη, καθώς αυξήθηκε το RMS, επομένως γίνεται επαναφορά της προηγούμενης λύσης (και του προηγούμενου RMS), ούτως ώστε εκείνη να χρησιμοποιηθεί ως αρχική λύση για την επόμενη δοκιμή, με ταυτόχρονη μείωση του βήματος (δηλαδή με αύξηση της τιμής του παράγοντα απόσβεσης, πάλι κατά 2.5 φορές). Οι επαναλήψεις σταματούν όταν γίνουν πολλές δοκιμές συνεχόμενες που να έχουν τιμή $(RMS - RMS_{old})/RMS$ μικρότερη του ορίου ανοχής, γεγονός που σημαίνει ότι βρέθηκε η βέλτιστη δυνατή λύση (το ανώτατο όριο συνεχόμενων δοκιμών ορίζεται από τον αναλυτή). Στην προκειμένη περίπτωση ως ανώτατο όριο ορίστηκαν οι πέντε επαναλήψεις.



Σχήμα 4-26 Το ιδεατό μοντέλο κατανομής G3, τα συνθετικά δεδομένα με εισαγωγή κανονικού θορύβου και η καμπύλη που προκύπτει από την εφαρμογή των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση.

Στο Σχήμα 4-27 παρουσιάζεται η σύγκριση των τριών μεθόδων υπολογισμού των παραμέτρων ω , μ και κ . Όπως φαίνεται από το Σχήμα αυτό, αλλά και από σειρά δοκιμών, η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (damped Least-Squares method) έδινε συστηματικά τα καλύτερα αποτελέσματα, με τη συνάρτηση *gevfit* να δίνει παρόμοια αποτελέσματα.



Σχήμα 4-27 Σύγκριση όλων των τρόπων υπολογισμού των παραμέτρων ω , μ και κ . Είναι εμφανές ότι πιο κοντινές στο μοντέλο εισόδου (Σχήμα 4-22) είναι οι καμπύλες *gevfit* και *dLSQ* (damped Least-Squares).

4.4 ΧΩΡΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΟ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

Από τον αλγόριθμο της παρούσας διατριβής προκύπτουν αποτελέσματα που παρουσιάζονται με τη μορφή χαρτών σεισμικής επικινδυνότητας. Παρακάτω παρουσιάζονται μερικοί χάρτες που αφορούν στη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), στη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), στη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) και στη μέγιστη εδαφική μετάθεση (PGD), για περίοδο επανάληψης 476 και 50 ετών, και για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και 10.0%, αντίστοιχα. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός ότι για την κατασκευή αυτών των χαρτών χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι επιφανειακοί συνθετικοί σεισμοί, με αποτέλεσμα οι τιμές των παραμέτρων κατά μήκος του τόξου να είναι ελαφρώς μικρότερες από τις τιμές που θα προέκυπταν σε περίπτωση χρήσης των συνθετικών σεισμών ενδιαμέσου βάθους.

4.4.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}

Η σχέση απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της χωρικής κατανομής της μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}) είναι των Parazachos and Papaioannou (1997). Η τιμή της μακροσεισμικής έντασης στο σημείο ενδιαφέροντος δίνεται από τον τύπο:

$$I_{MM} = 2.26 + 1.43M - 3.59 \log(R + 6) + 0.5P \quad (4.13)$$

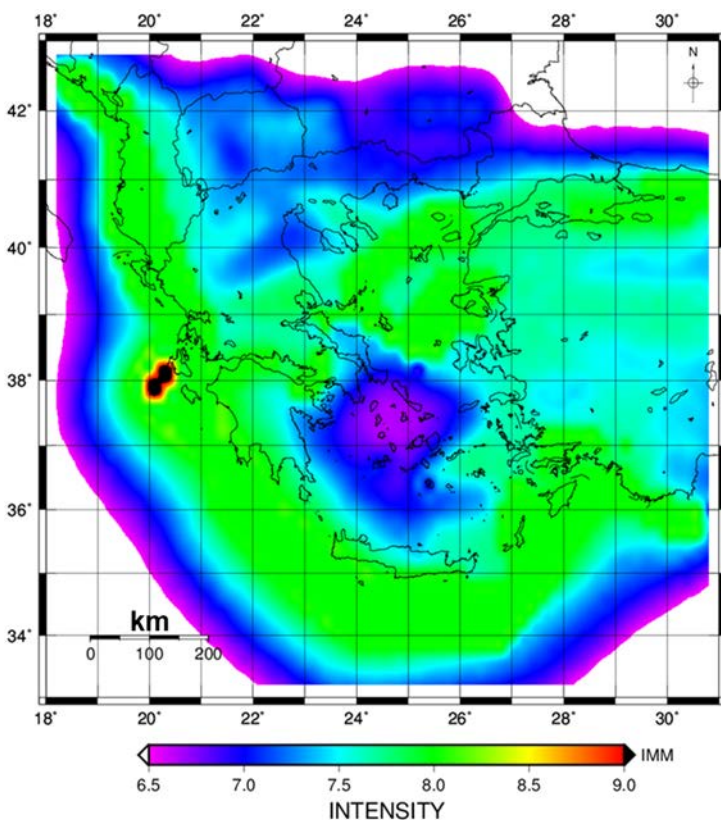
όπου: I_{MM} = η μακροσεισμική ένταση.

M = το μέγεθος του σεισμού.

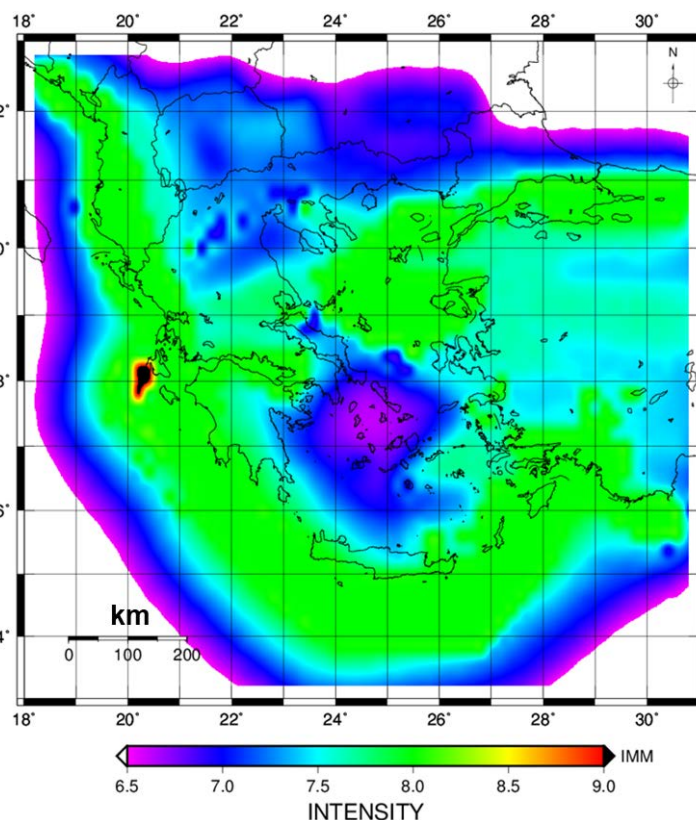
R = η επικεντρική απόσταση του σημείου παρατήρησης.

P = η παράμετρος που καθορίζει αν θα προστεθεί ($P=1$) ή όχι ($P=0$) σφάλμα μίας τυπικής απόκλισης στα δεδομένα. Στην παρούσα εφαρμογή θεωρήθηκε ότι $P=1$.

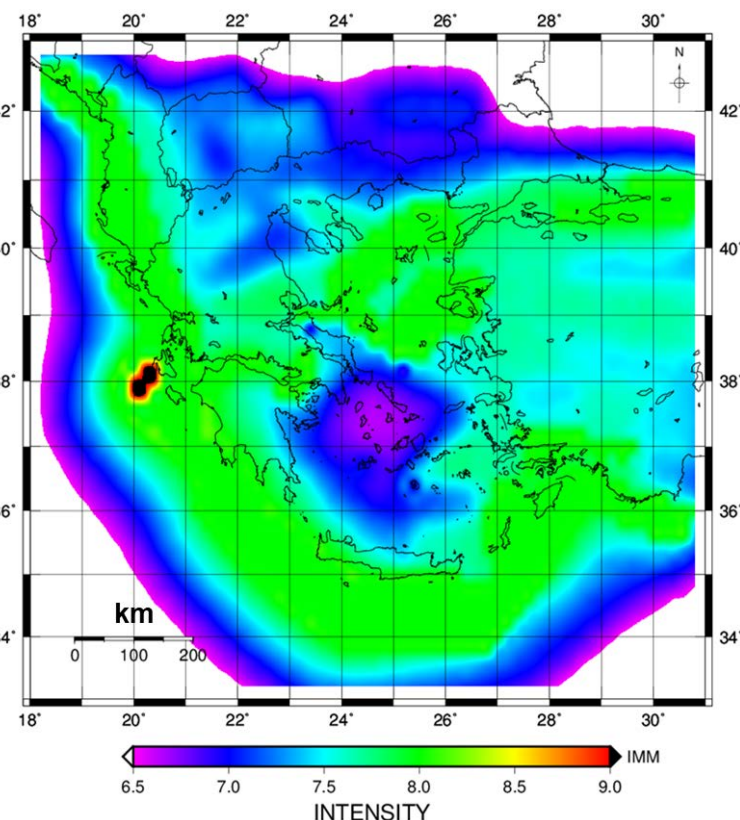
Στα Σχήματα (4-28) έως (4-33) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μακροσεισμικής έντασης, η οποία προκύπτει από τα πειραματικά αποτελέσματα και από την εφαρμογή σε αυτά των κατανομών Gumbel τύπου 1 και 3. Τα αποτελέσματα αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%.



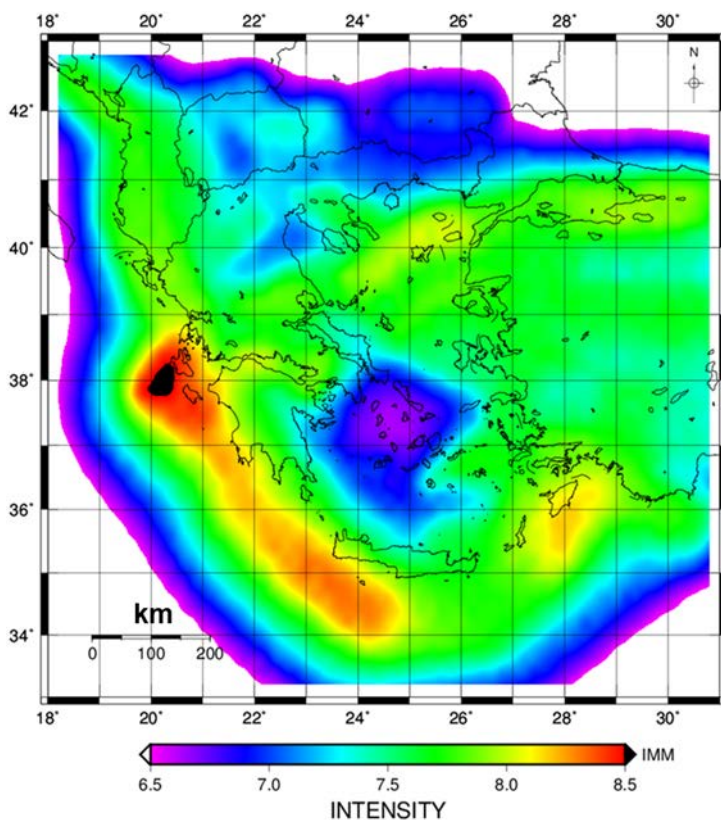
Σχήμα 4-28 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



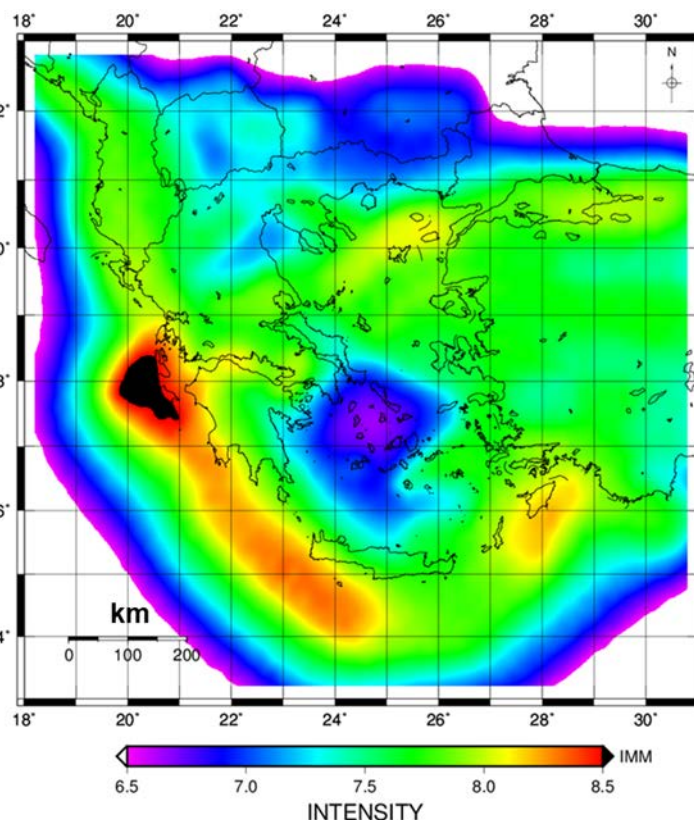
Σχήμα 4-29 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-28.



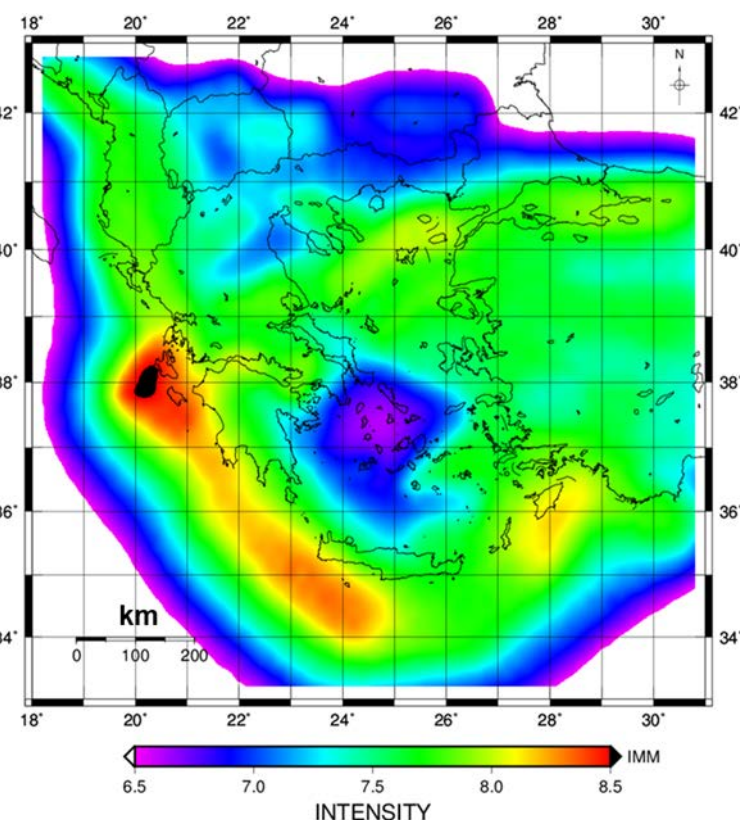
Σχήμα 4-30 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα πειραματικά αποτελέσματα του Σχήματος 4-28.



Σχήμα 4-31 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάλιψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



Σχήμα 4-32 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάλιψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-31.



Σχήμα 4-33 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για περίοδο επανάλιψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-31.

4.4.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA

Η σχέση απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της χωρικής κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) είναι αυτή των Skarlatoudis et al. (2003). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο σημείο ενδιαφέροντος δίνεται από τον τύπο:

$$\log PGA = 1.07 + 0.45M - 1.35 \log(R + 6) + 0.09F + 0.06S + 0.286P \quad (4.14)$$

όπου: PGA = η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση.

M = το μέγεθος του σεισμού.

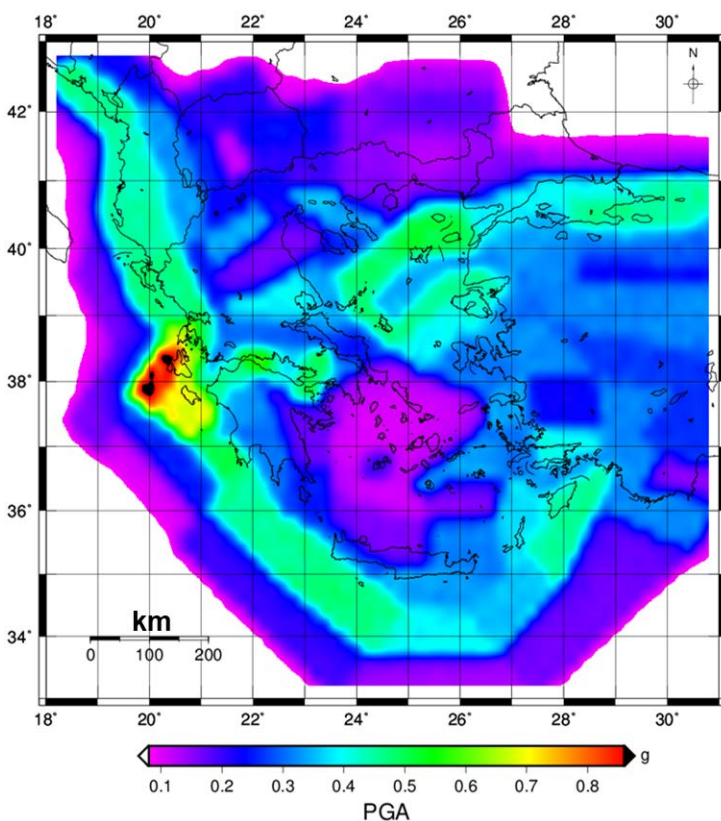
R = η επικεντρική απόσταση του σημείου παρατήρησης.

F = ο παράγοντας του είδους του ρήγματος. Για τα κανονικά ρήγματα παίρνει την τιμή 0, ενώ στα ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα ισούται με 1. Η τιμή αυτού του παράγοντα εξαρτάται από τη σεισμική ζώνη στην οποία τοποθετείται το επίκεντρο του συνθετικού σεισμού.

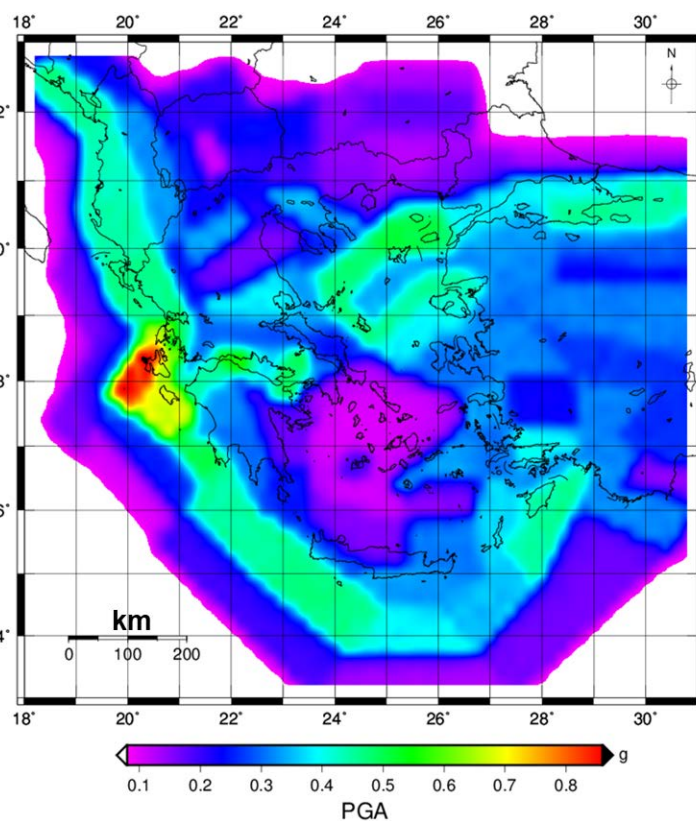
S = ο παράγοντας των εδαφικών συνθηκών. Για σκληρό πέτρωμα παίρνει μηδενική τιμή, ενώ για σκληρά και χαλαρά εδάφη (κατηγορίες B και C κατά EC8) παίρνει τιμές 1 και 2, αντίστοιχα. Στην προκειμένη περίπτωση θεωρήθηκε ότι οι μετρήσεις γίνονται σε συνθήκες βράχου.

P = η παράμετρος που καθορίζει αν θα προστεθεί (P=1) ή όχι (P=0) σφάλμα μίας τυπικής απόκλισης στα δεδομένα. Στην παρούσα εφαρμογή θεωρήθηκε ότι P=1.

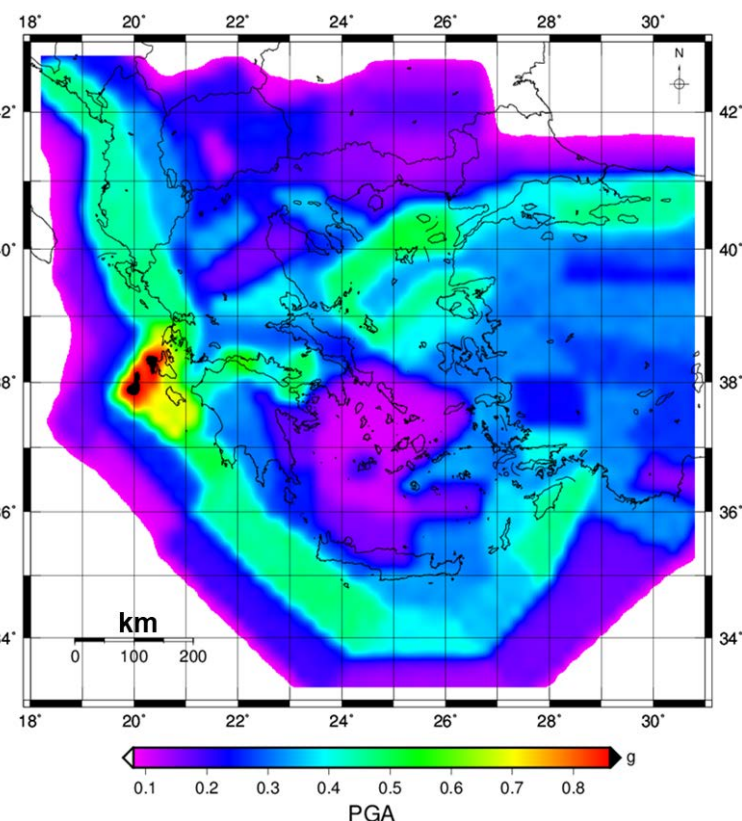
Στα Σχήματα (4-34) έως (4-39) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, η οποία προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo και από την εφαρμογή σε αυτά των κατανομών Gumbel τύπου 1 και 3. Αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%.



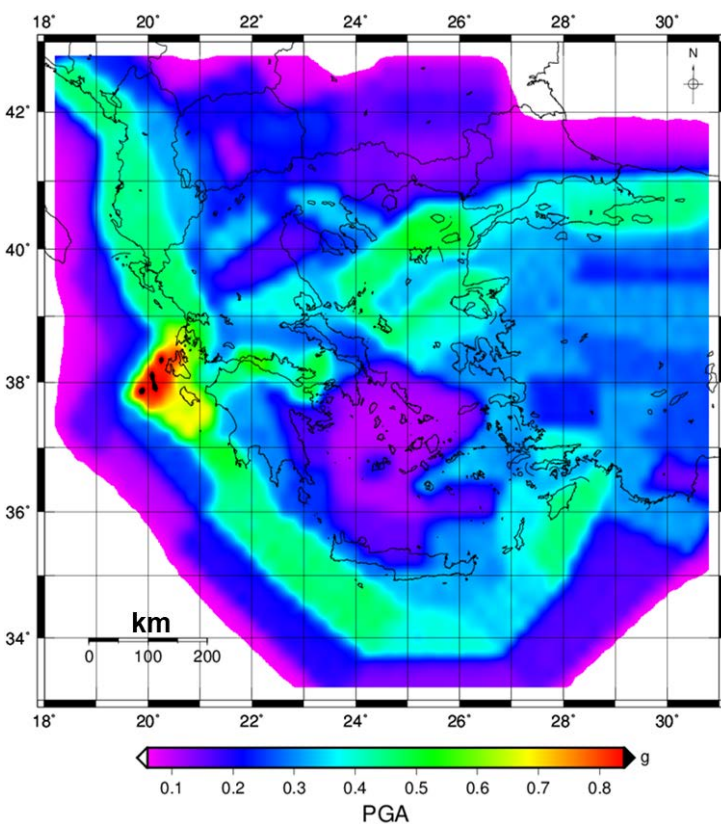
Σχήμα 4-34 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



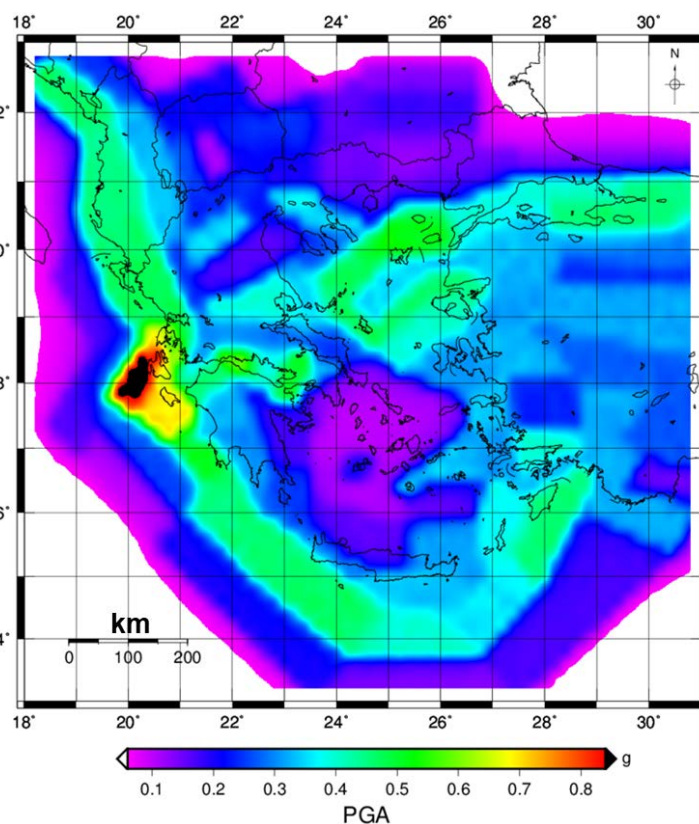
Σχήμα 4-35 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-34.



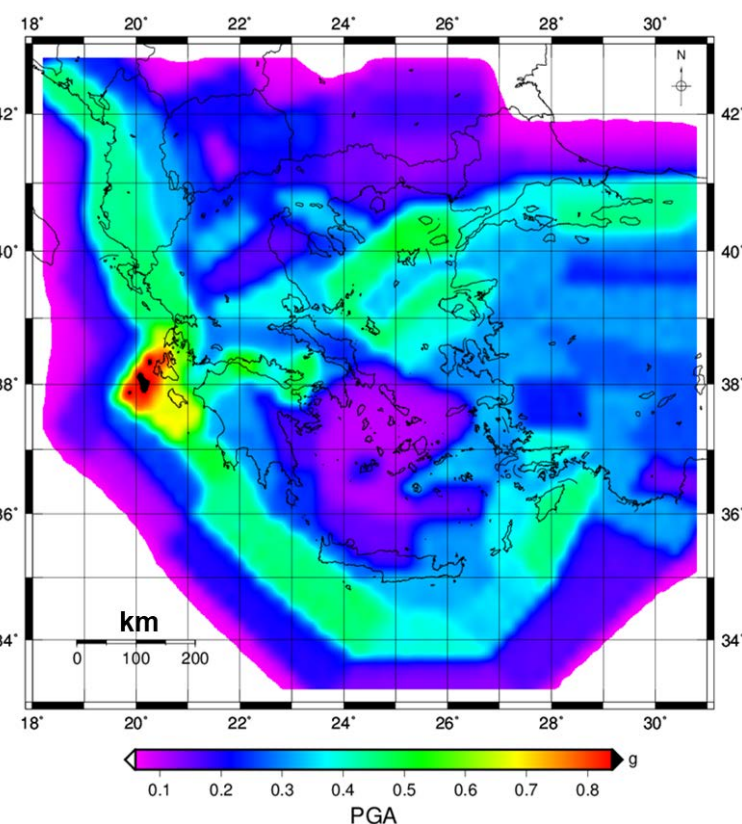
Σχήμα 4-36 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-34.



Σχήμα 4-37 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



Σχήμα 4-38 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-37.



Σχήμα 4-39 Χάρτης της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA (%g), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-37.

4.4.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, *PGV*

Η σχέση απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της χωρικής κατανομής της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (*PGV*) είναι αυτή των Skarlatoudis et al. (2003, 2007). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας στο σημείο ενδιαφέροντος δίνεται από τον τύπο:

$$\log PGV = -1.46 + 0.64M - 1.29 \log(R + 6) + 0.02F + 0.14S + 0.32P \quad (4.15)$$

όπου: *PGV* = η μέγιστη εδαφική ταχύτητα.

M = το μέγεθος του χρησιμοποιούμενου σεισμού.

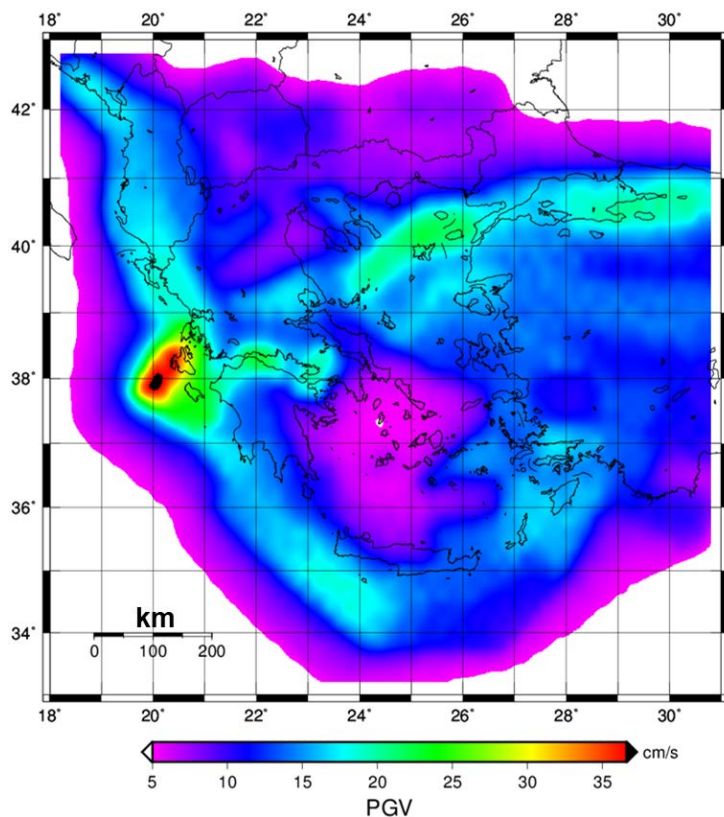
R = η επικεντρική απόσταση του σημείου παρατήρησης.

F = ο παράγοντας του είδους του ρήγματος. Για τα κανονικά ρήγματα παίρνει την τιμή 0, ενώ στα ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα ισούται με 1. Η τιμή αυτού του παράγοντα εξαρτάται από τη σεισμική ζώνη στην οποία τοποθετείται το επίκεντρο του συνθετικού σεισμού.

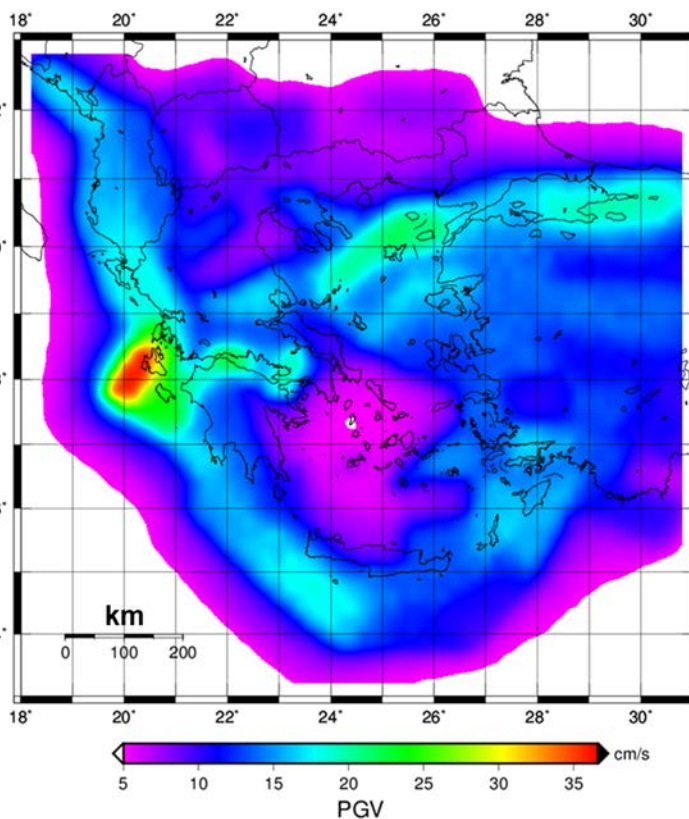
S = ο παράγοντας των εδαφικών συνθηκών. Για σκληρό πέτρωμα παίρνει μηδενική τιμή, ενώ για σκληρά και χαλαρά εδάφη (κατηγορίες B και C κατά EC8) παίρνει τιμές 1 και 2, αντίστοιχα. Στην προκειμένη περίπτωση θεωρήθηκε ότι οι μετρήσεις γίνονται σε συνθήκες βράχου.

P = η παράμετρος που καθορίζει αν θα προστεθεί (*P*=1) ή όχι (*P*=0) σφάλμα μίας τυπικής απόκλισης στα δεδομένα. Στην παρούσα εφαρμογή θεωρήθηκε ότι *P*=1.

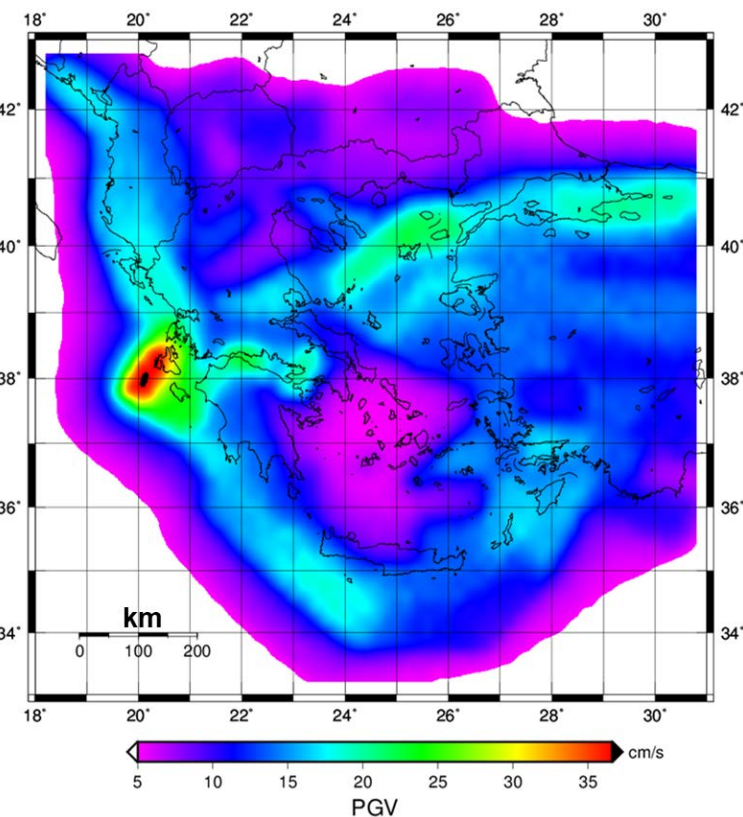
Στα Σχήματα (4-40) έως (4-45) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, η οποία προκύπτει από τα πειραματικά αποτελέσματα και από την εφαρμογή σε αυτά των κατανομών Gumbel τύπου 1 και 3. Αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%.



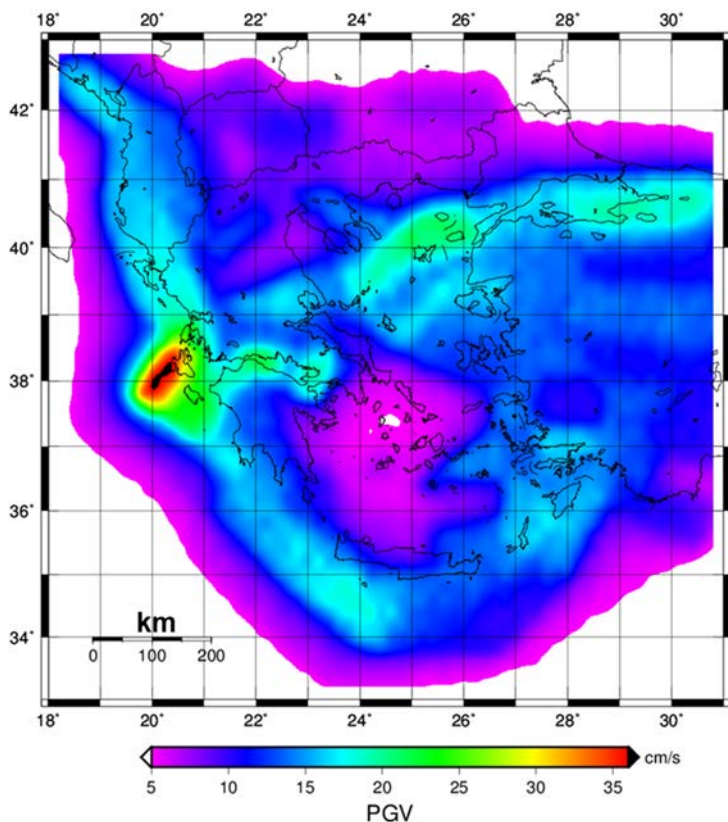
Σχήμα 4-40 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



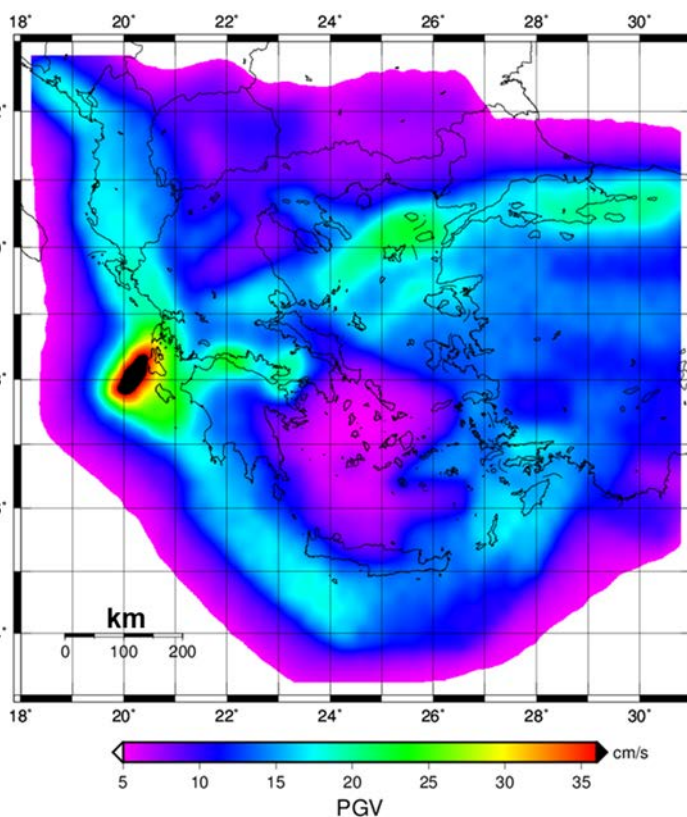
Σχήμα 4-41 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-40.



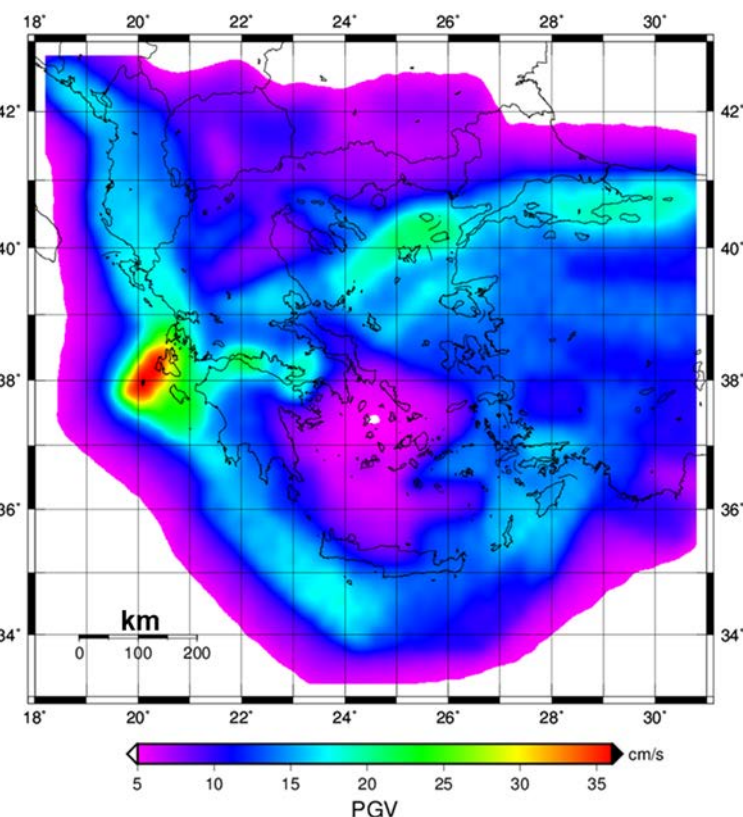
Σχήμα 4-42 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάλιψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-40.



Σχήμα 4-43 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα πειραματικά αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



Σχήμα 4-44 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-43.



Σχήμα 4-45 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, *PGV* (σε cm/s), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα πειραματικά αποτελέσματα του Σχήματος 4-43.

4.4.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, *PGD*

Η σχέση απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της χωρικής κατανομής της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης (*PGD*) είναι αυτή των Skarlatoudis et al. (2003, 2007). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης στο σημείο ενδιαφέροντος δίνεται από τον τύπο:

$$\log PGD = -3.87 + 0.87M - 1.31 \log(R + 6) - 0.04F + 0.24S + 0.428P \quad (4.16)$$

όπου: *PGD* = η μέγιστη εδαφική μετάθεση.

M = το μέγεθος του χρησιμοποιούμενου σεισμού.

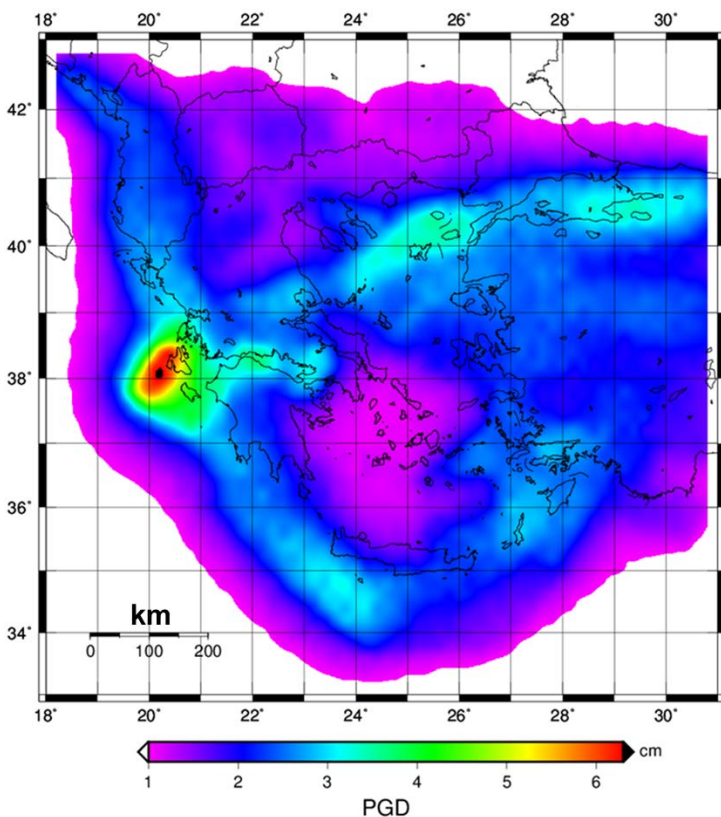
R = η επικεντρική απόσταση του σημείου παρατήρησης.

F = ο παράγοντας του είδους του ρήγματος. Για τα κανονικά ρήγματα παίρνει την τιμή 0, ενώ στα ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα ισούται με 1. Η τιμή αυτού του παράγοντα εξαρτάται από τη σεισμική ζώνη στην οποία τοποθετείται το επίκεντρο του συνθετικού σεισμού.

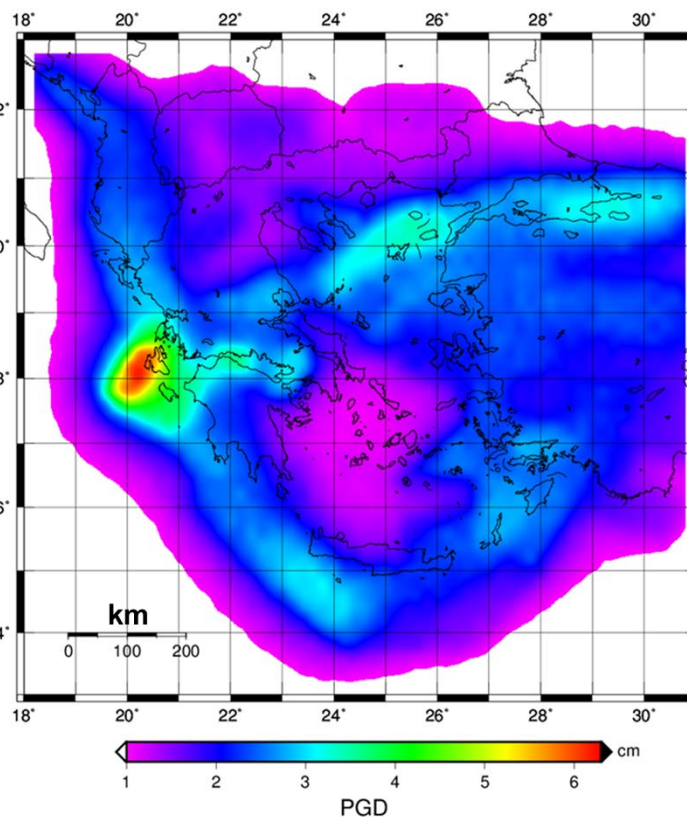
S = ο παράγοντας των εδαφικών συνθηκών. Για σκληρό πέτρωμα παίρνει μηδενική τιμή, ενώ για σκληρά και χαλαρά εδάφη (κατηγορίες B και C κατά EC8) παίρνει τιμές 1 και 2, αντίστοιχα. Στην προκειμένη περίπτωση θεωρήθηκε ότι οι μετρήσεις γίνονται σε συνθήκες βράχου.

P = η παράμετρος που καθορίζει αν θα προστεθεί (*P*=1) ή όχι (*P*=0) σφάλμα μίας τυπικής απόκλισης στα δεδομένα. Στην παρούσα εφαρμογή θεωρήθηκε ότι *P*=1.

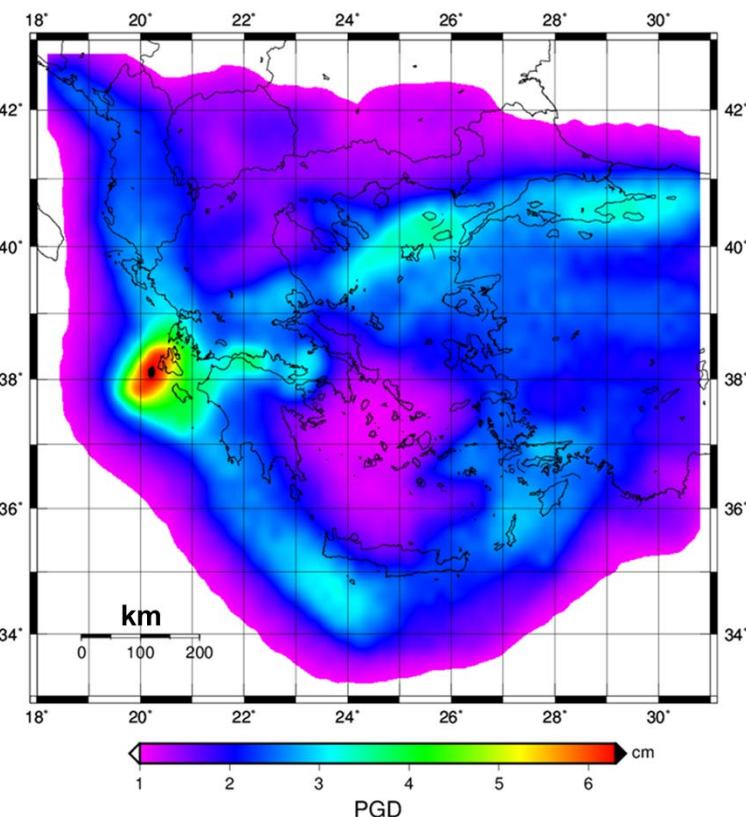
Στα Σχήματα (4-46) έως (4-51) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, η οποία προκύπτει από τα πειραματικά αποτελέσματα και από την εφαρμογή σε αυτά των κατανομών Gumbel τύπου 1 και 3. Αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%.



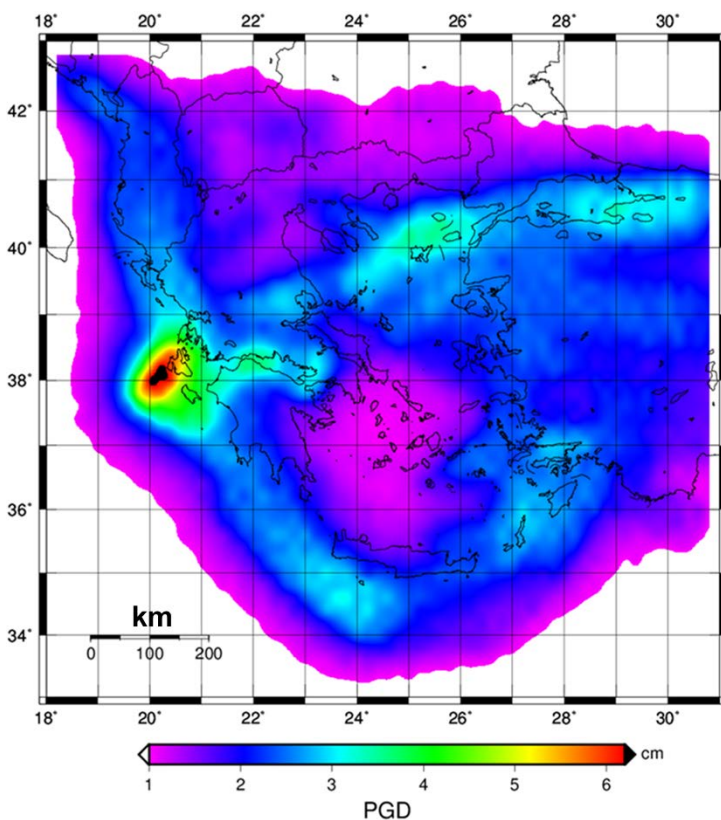
Σχήμα 4-46 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



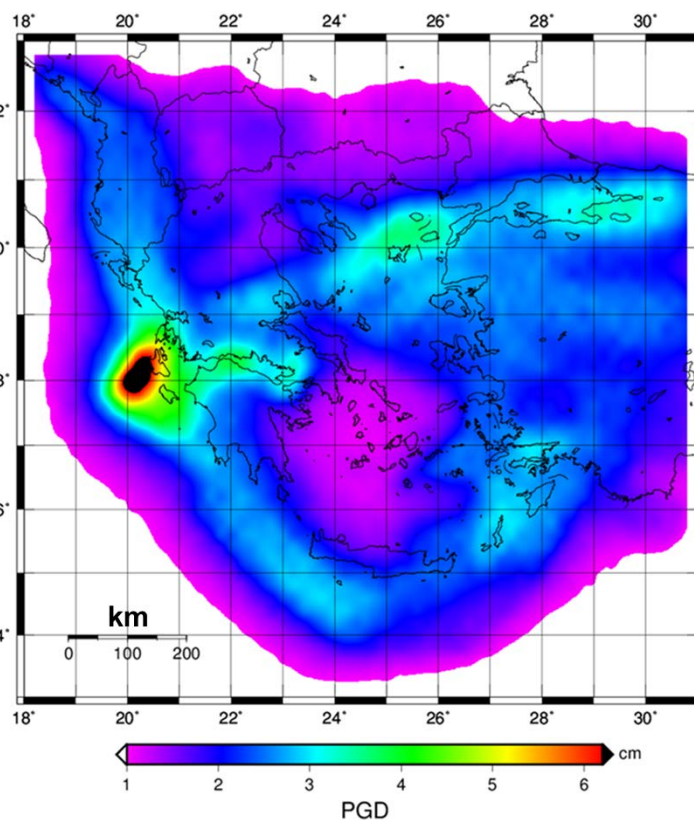
Σχήμα 4-47 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-46.



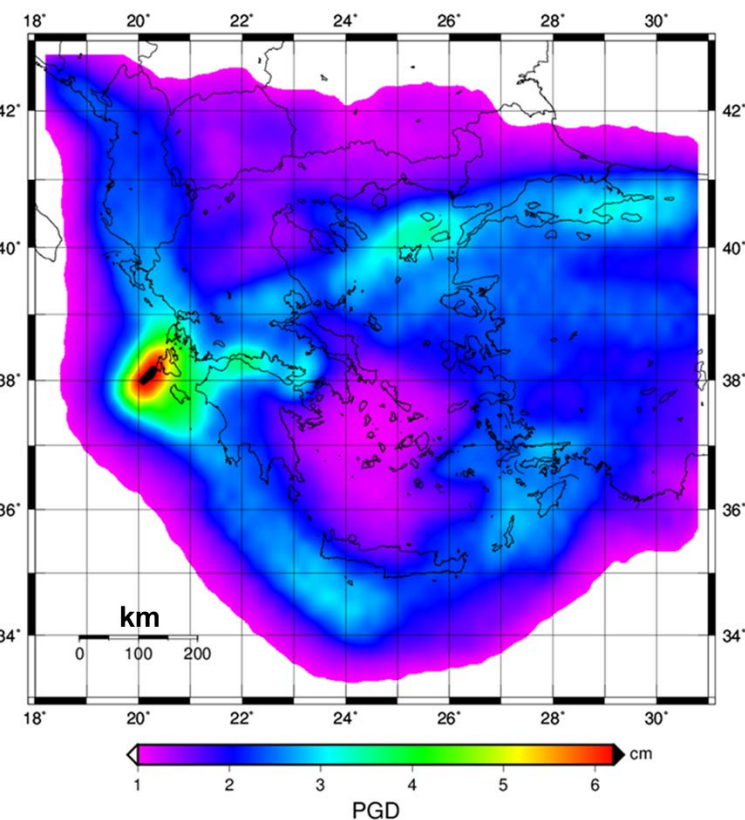
Σχήμα 4-48 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 476 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-46.



Σχήμα 4-49 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo.



Σχήμα 4-50 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 1 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-49.



Σχήμα 4-51 Χάρτης της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD* (σε cm), για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 στα αποτελέσματα του Σχήματος 4-49.

4.4.5 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ (PGA) ΜΕ ΕΝΑΛΛΑΚΤΙΚΗ ΣΧΕΣΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ (AKKAR AND BOMMER, 2007)

Για συγκριτικούς σκοπούς έγινε υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας της ευρύτερης περιοχής της Κεφαλονιάς για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) με τη χρήση της σχέσης απόσβεσης των Akkar and Bommer (2007) (Σχέση 4-17).

$$\log \text{PGA} = 4.185 - 0.112M + (-2.963 + 0.290M) \log \sqrt{R_{jb}^2 + 7.593^2} + 0.099S_S + 0.020S_A - 0.034F_N + 0.104F_R \quad (4 - 17)$$

όπου: M = το μέγεθος του χρησιμοποιούμενου σεισμού.

R_{jb} = η απόσταση Joyner-Boore.

F_N , F_R = ο παράγοντας του είδους του ρήγματος. Όταν το ρήγμα είναι κανονικό ισχύει ότι: $F_N=1$ και $F_R=0$. Όταν το ρήγμα είναι ανάστροφο ή οριζόντιας μετατόπισης ισχύει ότι: $F_N=0$ και $F_R=1$.

S_S , S_A = ο παράγοντας των εδαφικών συνθηκών. Όταν έχουμε σκληρό πέτρωμα ισχύει ότι: $S_S=0$ και $S_A=1$, ενώ στα μαλακά εδάφη ισχύει ότι: $S_S=1$ και $S_A=0$.

Για τη μετατροπή της επικεντρικής απόστασης του σημείου παρατήρησης (R) σε απόσταση Joyner-Boore (R_{jb}) χρησιμοποιήθηκαν αποτελέσματα συσχέτισης των παραπάνω δύο (2) τύπων αποστάσεων για διαφορετικές γεωμετρίες και τύπους ρηγμάτων (Σκαρλατούδης, 2018, *προς. επικ.*). Για το σύνολο των αποτελεσμάτων και ανεξάρτητα από τον τύπο του ρήγματος, δημιουργήθηκε το παρακάτω ενιαίο πολυώνυμο μετατροπής επικεντρικών αποστάσεων, R, σε αποστάσεις Joyner-Boore, R_{jb} :

$$\log R_{jb} = a_0 + a_1 * \log R + a_2 * \log R^2 + a_3 * \log R^3 + a_4 * \log R^4 + a_5 \log R^5 \quad (4 - 18)$$

όπου οι σταθερές του πολυωνύμου εξαρτώνται από το μέγεθος του σεισμού, όπως παρουσιάζεται και στο Σχήμα 4-52 και τις παρακάτω σχέσεις:

$$a_0 = 17.3487687326443 - 15.2319180609126M + 5.1686675214129M^2 - 0.8579974207277M^3 + 0.0697751442892M^4 - 0.0022272552554M^5 \quad (4 - 19)$$

$$a_1 = -28.3960722049881 + 48.6563169740178M - 22.9719287761324M^2 + 4.7008792205921M^3 - 0.4423496498001M^4 + 0.0157244602758M^5 \quad (4 - 20)$$

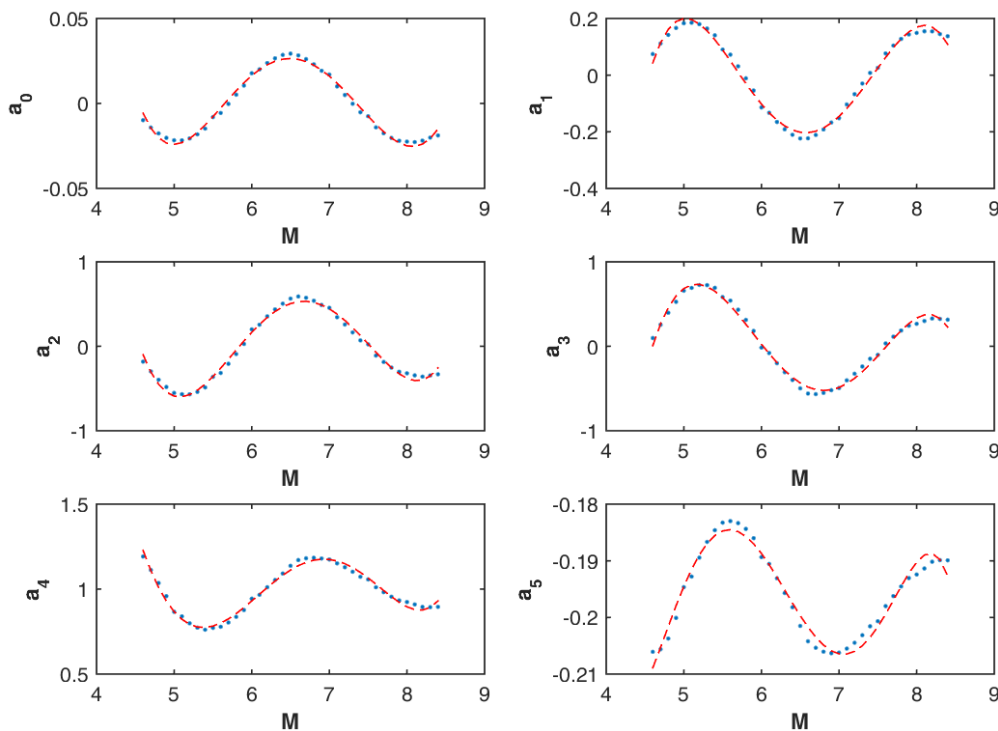
$$a_2 = -136.8366278598916 - 49.0811756819542M + 3.5633904538196M^2 - 3.4613277235320M^3 + 0.4812764041413M^4 - 0.0208326139619M^5 \quad (4 - 21)$$

$$a_3 = 248.1813138940106 - 147.6315351891214M + 30.1600154963101M^2 - 2.1338218336329M^3 - 0.0295385027625M^4 + 0.0065844038015M^5 \quad (4 - 22)$$

$$a_4 = -125.7169507807426 + 82.8063697433786M - 20.3135500115550M^2 \\ + 2.2414166945733M^3 - 0.1016430528389M^4 \\ + 0.0009835033429M^5 \quad (4-23)$$

$$a_5 = 19.7799423803395 - 13.6255310837516M + 3.5724016709462M^2 \\ - 0.4396973319479M^3 + 0.0247623243463M^4 \\ - 0.0004802181196M^5 \quad (4-24)$$

Constants



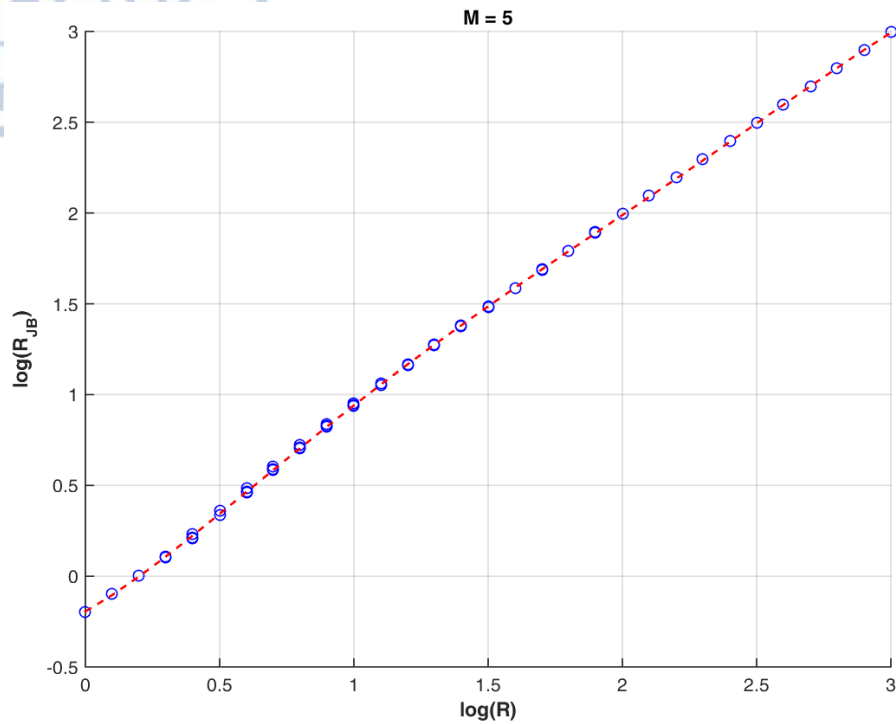
Σχήμα 4-52 Οι σταθερές του πολυωνύμου της Σχέσης (4-18) αποτελούν ημιτονοειδείς συναρτήσεις που μετρώνται ως πολυώνυμα 5^{ου} βαθμού. Με μπλε κουκκίδες αναγράφονται οι πραγματικές τιμές, ενώ με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή φαίνονται οι συνθετικές τιμές που προκύπτουν από τις Σχέσεις (4.19) έως (4.24).

Στα Σχήματα 4-53, 4-54 και 4-55 παρουσιάζεται η συσχέτιση των επικεντρικών αποστάσεων, R , με τις αποστάσεις Joyner-Boore, R_{jb} , για που υπολογίστηκαν για διαφορετικούς τύπους και γεωμετρίες ρηγμάτων (Σκαρλατούδης, 2018, *προς. επικ*) με τις προβλέψεις του πολυωνύμου της σχέσης (4-18) για τρία τυπικά μεγέθη ($M=5.5$, 6.5 και 7.5). Η σύγκριση είναι πολύ καλή για όλα τα μεγέθη, επιτρέποντας την αξιοποίηση της σχέσης (4-18) από τον αλγόριθμο υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.

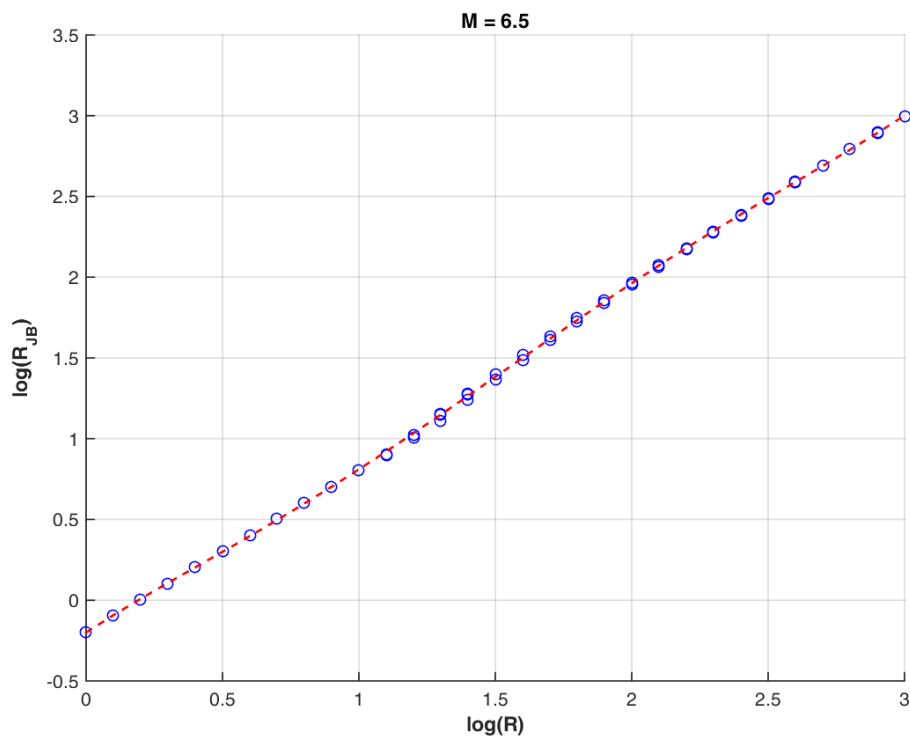
Το σφάλμα της Σχέσης (4-17) εξαρτάται από το μέγεθος, M , και δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\sigma = \sqrt{(0.557 - 0.049M)^2 + (0.204 - 0.018M)^2} \quad (4-25)$$

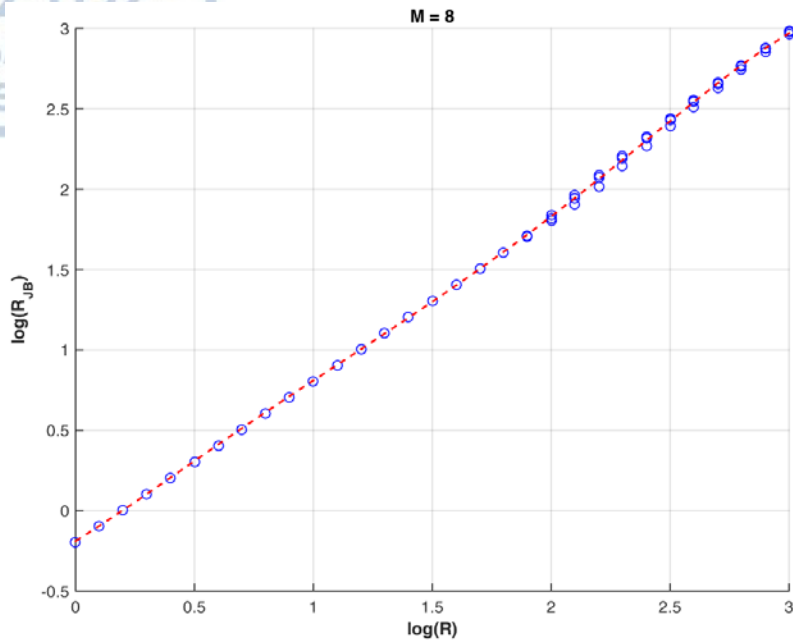
ενώ έχει βασιστεί σε δεδομένα σεισμών με μεγέθη μεταξύ $M=5.0$ και $M=7.0$



Σχήμα 4-53 Σύγκριση πραγματικών αποστάσεων (επικεντρικών και Joyner-Boore, μπλε κύκλοι) με τις αντίστοιχες αποστάσεις που προκύπτουν από το πολυώνυμο της Σχέσης (4-18), για μέγεθος $M=5.0$. Φαίνεται ότι σε μικρές αποστάσεις υπάρχει μια μικρή απόκλιση μεταξύ της επικεντρικής απόστασης και της απόστασης Joyner-Boore.

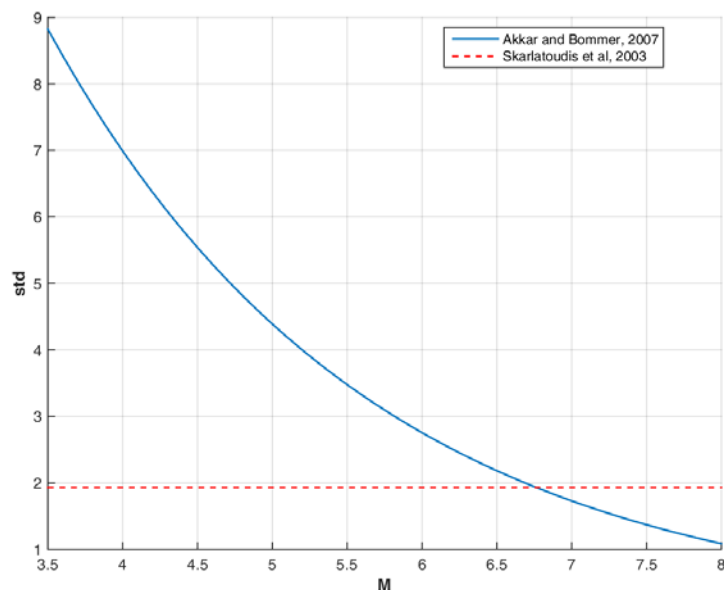


Σχήμα 4-54 Σύγκριση πραγματικών αποστάσεων (επικεντρικών και Joyner-Boore, μπλε κύκλοι) με τις αντίστοιχες αποστάσεις που προκύπτουν από το πολυώνυμο της Σχέσης (4-18), για μέγεθος $M=6.5$. Φαίνεται ότι σε μεσαίες αποστάσεις υπάρχει μια μικρή απόκλιση μεταξύ της επικεντρικής απόστασης και της απόστασης Joyner-Boore.

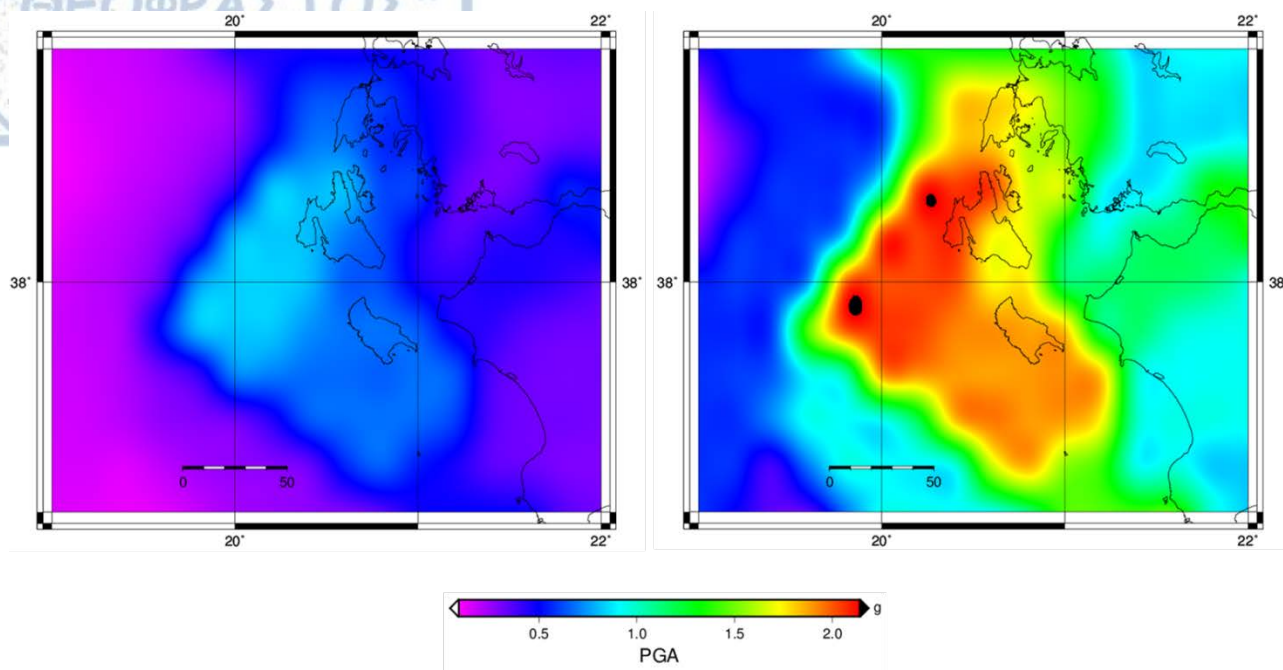


Σχήμα 4-55 Σύγκριση πραγματικών αποστάσεων (επικεντρικών και Joyner-Boore, μπλε κύκλοι) με τις αντίστοιχες αποστάσεις που προκύπτουν από το πολυώνυμο της Σχέσης (4-18), για μέγεθος $M=8.0$. Φαίνεται ότι σε μεγάλες αποστάσεις υπάρχει μια μικρή απόκλιση μεταξύ της επικεντρικής απόστασης και της απόστασης Joyner-Boore.

Η εξάρτηση από το μέγεθος που παρουσιάζεται στη σχέση 4-25 οδήγησε σε μη ρεαλιστικά αποτελέσματα για τον Ελληνικό χώρο. Όπως φαίνεται και στο σχήμα Σχήμα 4-56, για μικρά μεγέθη σεισμού το σφάλμα της σχέσης (4-17) γίνεται μη ρεαλιστικό, με αποτέλεσμα οι τιμές της παραμέτρου PGA (πιθανότητα υπέρβασης 10% σε 50 έτη) που υπολογίζονται (Σχήμα 4-57) να είναι εξωπραγματικές, και κατά συνέπεια αναξιόπιστες.

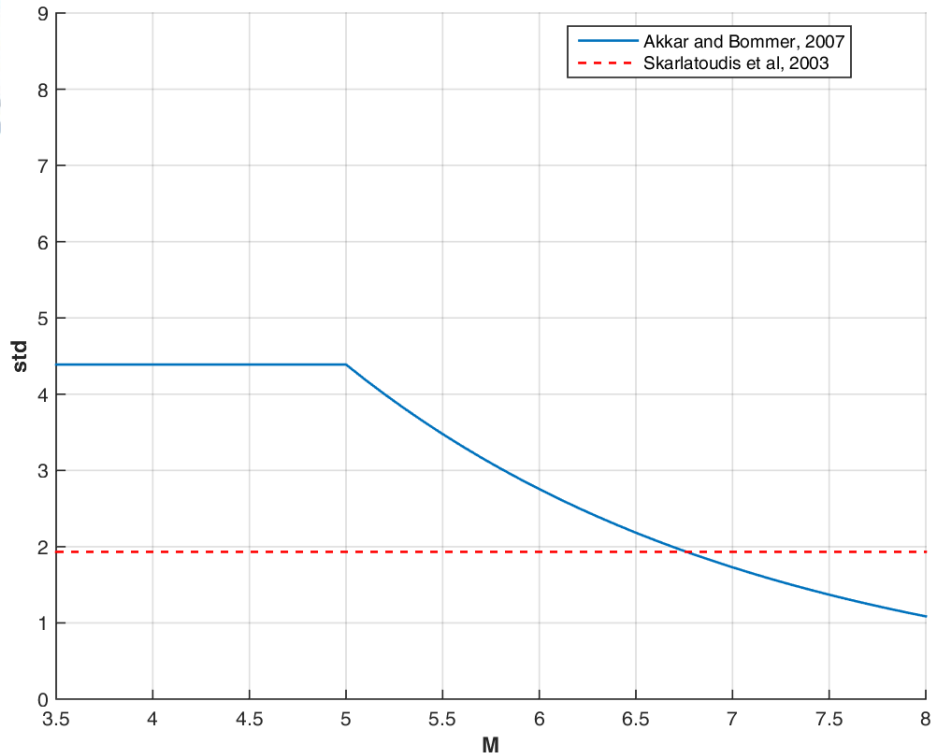


Σχήμα 4-56 Σύγκριση του σφάλματος της σχέσης των Akkar and Bommer (2007) με αυτό της σχέσης των Skarlatoudis et al. (2003), το οποίο δεν εξαρτάται από το μέγεθος. Είναι φανερό ότι τα επίπεδα του σφάλματος είναι ιδιαιτέρως υψηλά, ιδίως σε μεγέθη $M < 5.0$, δηλαδή εκτός των ορίων των δεδομένων που χρησιμοποίησαν οι Akkar and Bommer (2007).

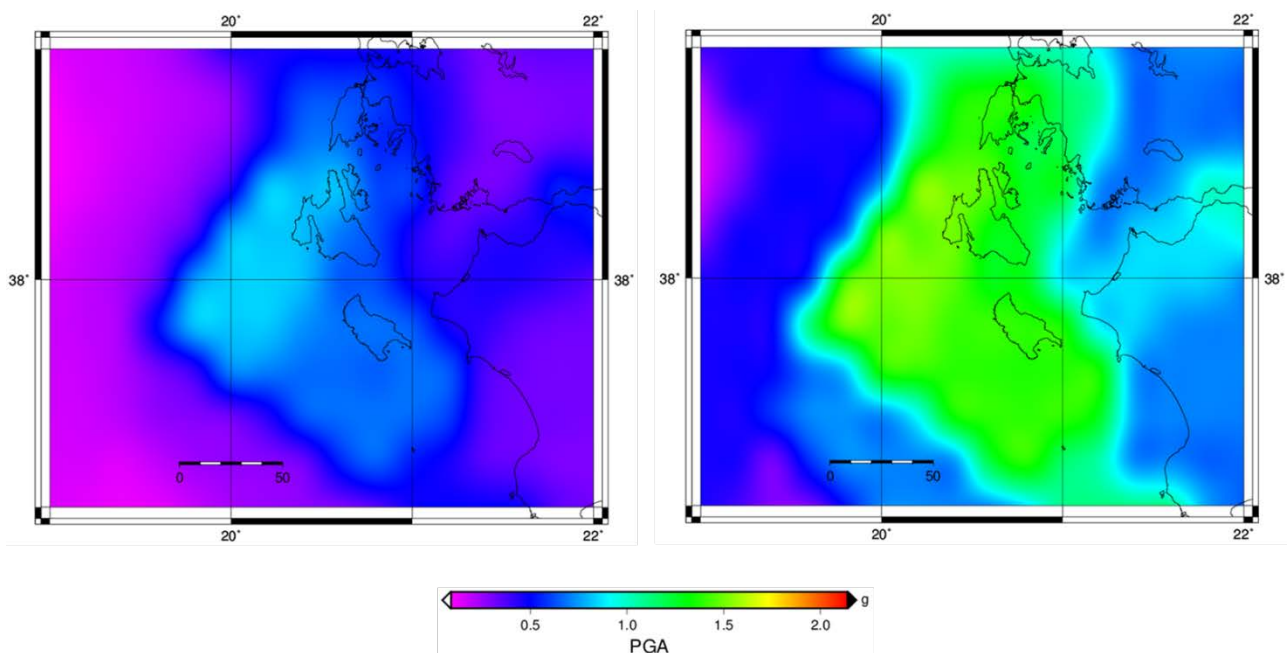


Σχήμα 4-57 Σύγκριση των χαρτών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (*PGA*) (σε %g) για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo. Ο χάρτης στα αριστερά δημιουργήθηκε με εφαρμογή της σχέσης απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003) και ο χάρτης στα δεξιά με χρήση της σχέσης απόσβεσης των Akkar and Bommer (2007). Λόγω της ισχυρής εξάρτησης του σφάλματος της τελευταίας σχέσης από το μέγεθος, ο χάρτης στα δεξιά παρουσιάζει εξωπραγματικά υψηλές τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (που τοπικά ξεπερνούν τα 2.0 g).

Δεδομένου ότι οι σεισμοί από τους οποίους προέκυψε η συγκεκριμένη σχέση απόσβεσης των Akkar and Bommer (2007) (4-17) είχαν μεγέθη 5.0 έως 7.0, έγινε μια δοκιμή εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας της ευρύτερης περιοχής της Κεφαλονιάς στην οποία το σφάλμα των σεισμών που έχουν μέγεθος μεταξύ του 3.5 και του 5.0 θεωρήθηκε σταθερό και ίσο με το σφάλμα των σεισμών μεγέθους 5.0 (Σχήμα 4-58). Θεωρήθηκε, δηλαδή, ότι το σφάλμα δεν αυξάνει για σεισμούς με μέγεθος μικρότερο από το ελάχιστο μέγεθος των δεδομένων που χρησιμοποίησαν οι εν λόγω ερευνητές. Σε κάθε περίπτωση το σφάλμα αυτό παραμένει πολύ υψηλότερο από το σφάλμα της σχέσης των Skarlatoudis et al. (2003) για μεγέθη $M \leq 6.7$. Με αυτή την τροποποίηση, προέκυψε ο χάρτης του Σχήματος 4-59 για την κατανομή της *PGA* (πιθανότητα υπέρβασης 10% σε 50 έτη). Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό, σε αυτήν την περίπτωση οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης είναι μεν μικρότερες από αυτές του Σχήματος 4-57, αλλά εξακολουθούν να είναι ιδιαίτερα υψηλές και να μην πλησιάζουν αυτές που προκύπτουν από την εφαρμογή της σχέσης απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003) με σταθερό σφάλμα. Είναι προφανές ότι τα σφάλματα των σεισμών με $M \leq 6.7$ είναι ιδιαίτερα υψηλά (υπερδιπλάσια αυτών των Skarlatoudis et al., 2003 για $M \leq 5.2$), οδηγώντας σε ανώμαλη αύξηση της επιστημικής αβεβαιότητας της εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας.



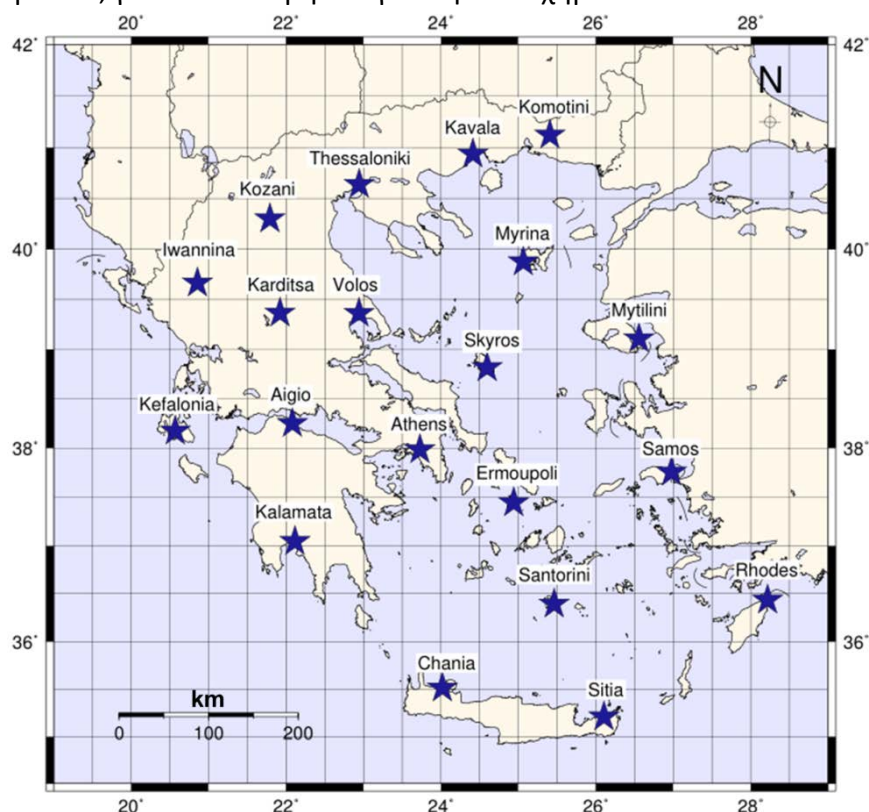
Σχήμα 4-58 Σύγκριση του σφάλματος που θεωρήθηκε κατά τη δημιουργία του χάρτη του Σχήματος 4-59, το οποίο είναι αυτό που προτείνεται από τους Akkar and Bommer (2007), φραγμένο στο μέγεθος $M=5.0$.



Σχήμα 4-59 Σύγκριση των χαρτών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) (σε %g) για περίοδο επανάληψης 50 ετών, με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της μεθόδου Monte Carlo. Ο χάρτης στα αριστερά δημιουργήθηκε με εφαρμογή της σχέσης απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003) και ο χάρτης στα δεξιά με χρήση της σχέσης απόσβεσης των Akkar and Bommer (2007), στην οποία μεταβλήθηκε το σφάλμα όπως φαίνεται στο Σχήμα 4-58. Παρά τη μεταβολή του επιπέδου του σφάλματος των σεισμών μεγέθους 3.5-5.0, ο χάρτης στα δεξιά εξακολουθεί να παρουσιάζει ιδιαίτερα υψηλές τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης.

4.5 ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

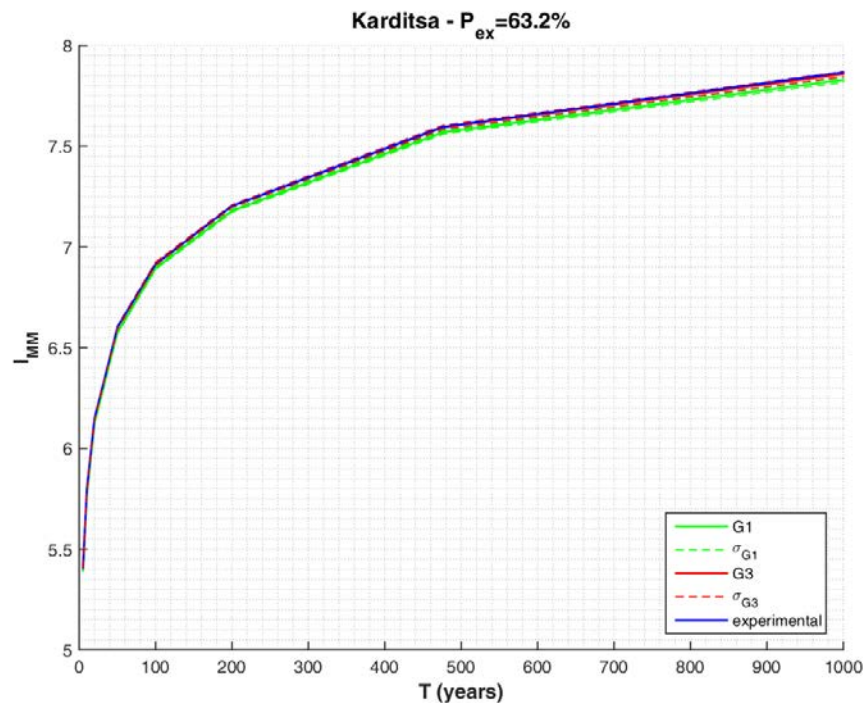
Η πιθανολογική ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας καταλήγει στη δημιουργία της καμπύλης σεισμικής επικινδυνότητας για την υπό μελέτη περιοχή. Γενικά υπάρχουν διάφορες καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας, όπως για παράδειγμα ο ετήσιος ρυθμός υπέρβασης κάποιας τιμής της εξεταζόμενης παραμέτρου σε συνάρτηση με την τιμή της εξεταζόμενης παραμέτρου, η περίοδος επανάλληψης της συγκεκριμένης τιμής σε συνάρτηση με την τιμή της εξεταζόμενης παραμέτρου κ.λπ. Στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκε η απεικόνιση της μεταβολής της τιμής της παραμέτρου, η οποία χαρακτηρίζεται από ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης, συναρτήσει της περιόδου επανάλληψης. Εξήχθησαν καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας για 20 επιλεγμένες περιοχές του ελληνικού χώρου (Σχήμα 4-60). Στα επόμενα κεφάλαια γίνεται παρουσίαση των καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας επιλεγμένων περιοχών για κάθε παράμετρο (I_{MM} , PGA , PGV και PGD). Οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας προέκυψαν τόσο από τη μέθοδο προσομοίωσης τύπου Monte Carlo, όσο και από την προσομοίωση των αποτελεσμάτων της με τις κατανομές Gumbel τύπου 1 και 3. Στα επόμενα σχήματα απεικονίζονται συγκρίσεις μεταξύ των αποτελεσμάτων, καθώς και το εύρος των τιμών που μπορούν να πάρουν αυτά, δηλαδή τα σφάλματα των κατανομών Gumbel τύπου 1 και 3. Λόγω του γεγονότος ότι τα επίπεδα των σφαλμάτων είναι περίπου ίδια τόσο στην κατανομή Gumbel τύπου 1 όσο και στην κατανομή Gumbel τύπου 3, επιλέχθηκε να μη γίνει η απεικόνιση των σφαλμάτων των πειραματικών αποτελεσμάτων, για ευκολότερη ανάγνωση των σχημάτων.



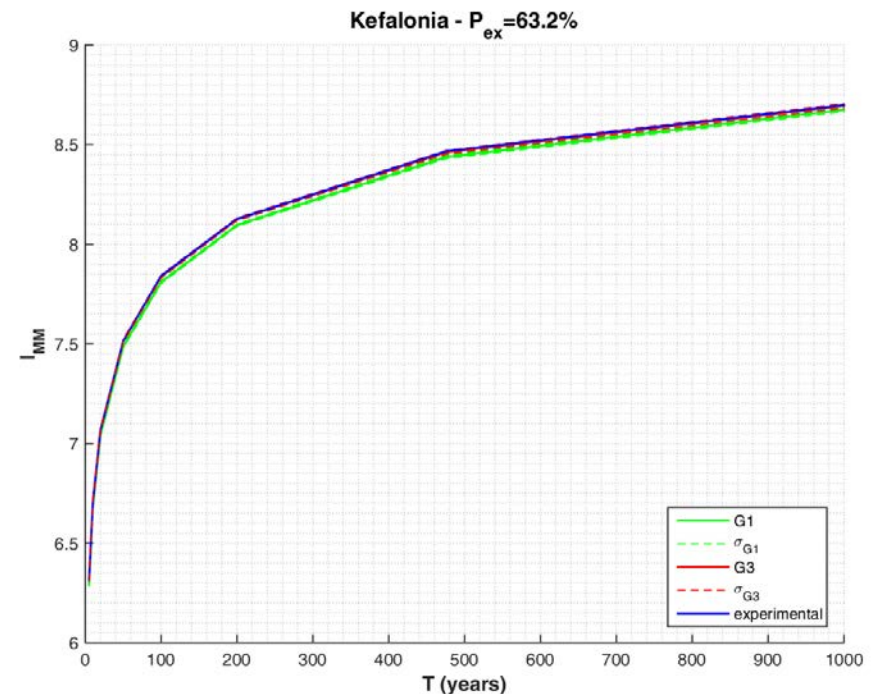
Σχήμα 4-60 Χάρτης με τις 20 επιλεγμένες περιοχές του ελληνικού χώρου, για τις οποίες παρουσιάζονται αναλύσεις σεισμικής επικινδυνότητας.

4.5.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}

Στα Σχήματα 4-61 και 4-62 παρουσιάζονται οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης (I_{MM}) για την Καρδίτσα και την Κεφαλονιά. Τα επίπεδα των σφαλμάτων στην περίπτωση της παραμέτρου I_{MM} είναι σχετικά χαμηλά. Στις συγκεκριμένες περιοχές παρατηρείται ότι η κατανομή Gumbel-3 περιγράφει καλύτερα τα πειραματικά δεδομένα.



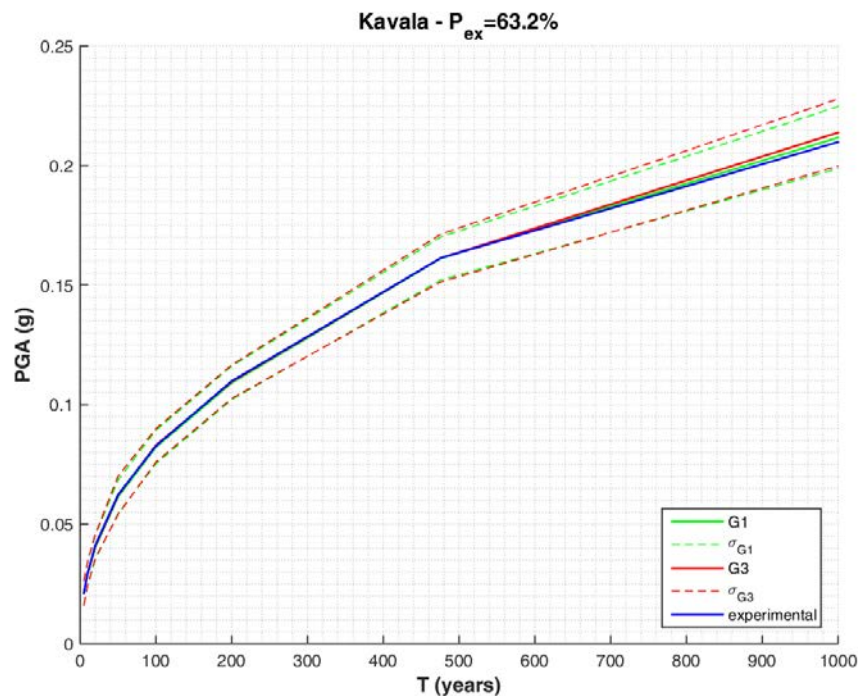
Σχήμα 4-61 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3). Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Η κατανομή G3 προσομοιάζει καλύτερα τα δεδομένα, καθώς η μπλε και η κόκκινη καμπύλη ταυτίζονται σε όλο το εύρος των περιόδων επανάληψης. Από την περίοδο επανάληψης των 50 ετών και έπειτα η G1 αποκλίνει σταδιακά από τις υπολοίπες καμπύλες, παρουσιάζοντας ελαφρώς μικρότερες τιμές.



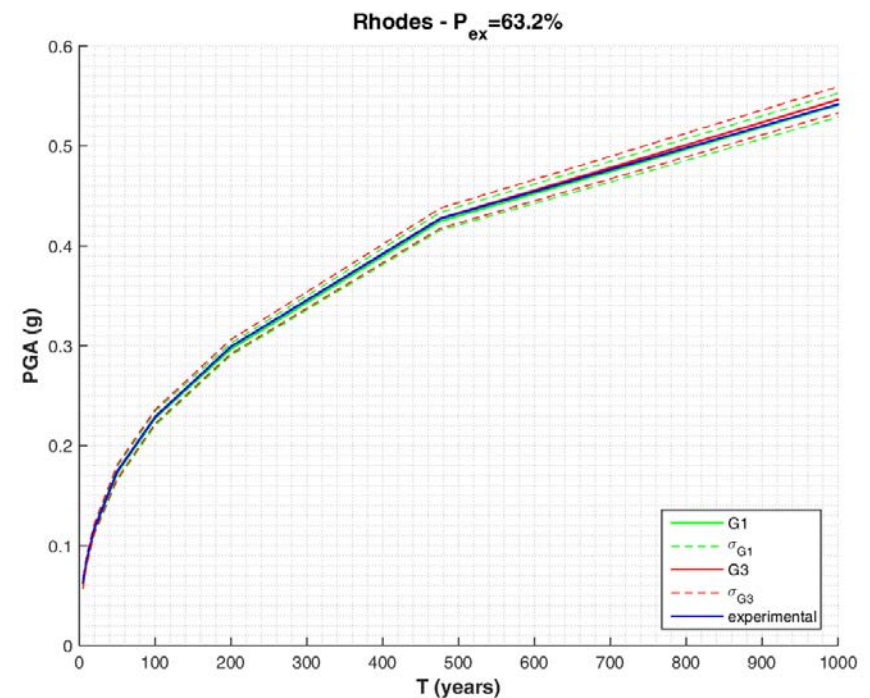
Σχήμα 4-62 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για την Κεφαλονιά. Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Η κατανομή Gumbel τύπου 3 προσομοιάζει καλύτερα τα δεδομένα. Η καμπύλη G1 έχει ελαφρά μικρότερες τιμές από αυτές των πειραματικών και της G3.

4.5.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA

Σε σύγκριση με τις υπόλοιπες παραμέτρους που εξετάζονται στην παρούσα διατριβή, η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση εμφανίζει τα μεγαλύτερα σφάλματα. Επίσης, παρόλο που (στις περισσότερες από τις 20 περιοχές που εξετάστηκαν) η καμπύλη που προκύπτει από εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 είναι πιο κοντά στην πειραματική καμπύλη, δεν παρατηρείται απόλυτη ταύτιση μεταξύ τους, όπως στην περίπτωση της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής έντασης. Στα Σχήματα 4-63 και 4-64 παρουσιάζονται οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας για την Καβάλα και τη Ρόδο.



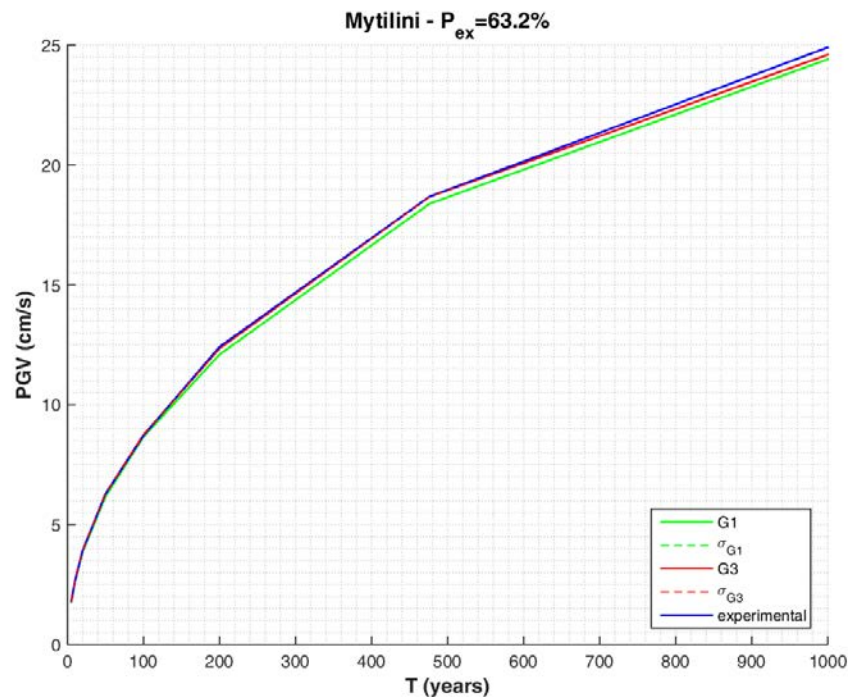
Σχήμα 4-63 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για την Καβάλα. Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Τα σφάλματα της G3 είναι ελαφρώς μεγαλύτερα από αυτά της G1, διότι οι παράμετροι που προσδιορίζονται κατά την εφαρμογή της G3 είναι τρεις, ενώ στην εφαρμογή της G1 είναι δύο. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάληψης των 476 ετών. Στη συνέχεια, από τα 476 έως τα 1000 έτη οι τρεις καμπύλες αποκλίνουν. Οι καμπύλες G3 και G1 έχουν ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές από την 99 καμπύλη των πειραματικών αποτελεσμάτων.



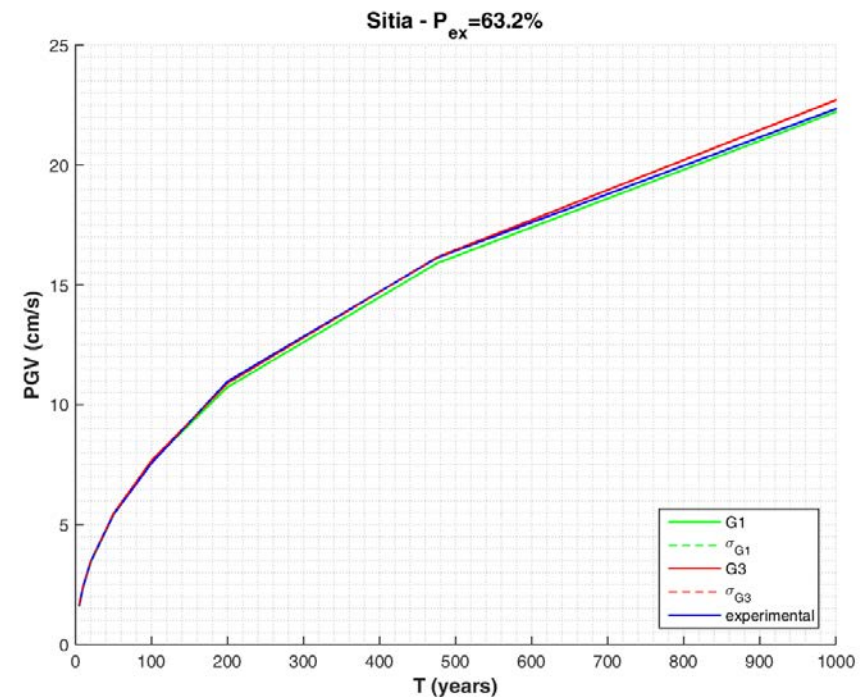
Σχήμα 4-64 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για τη Ρόδο. Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Τα σφάλματα της G3 είναι ελαφρώς μεγαλύτερα από αυτά της G1, διότι οι παράμετροι που προσδιορίζονται κατά την εφαρμογή της G3 είναι τρεις, ενώ στην εφαρμογή της G1 είναι δύο. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάληψης των 476 ετών. Στη συνέχεια, από τα 476 έως τα 1000 έτη οι τρεις καμπύλες αποκλίνουν. Στις μεγάλες αυτές περιόδους, η G1 προσομοιώνει καλύτερα τα πειραματικά δεδομένα, ενώ η G3 παρουσιάζει ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές.

4.5.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, PGV

Οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας έχουν μικρά σφάλματα. Στα Σχήματα 4-65 και 4-66 παρουσιάζονται οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας για τη Μυτιλήνη και τη Σητεία.



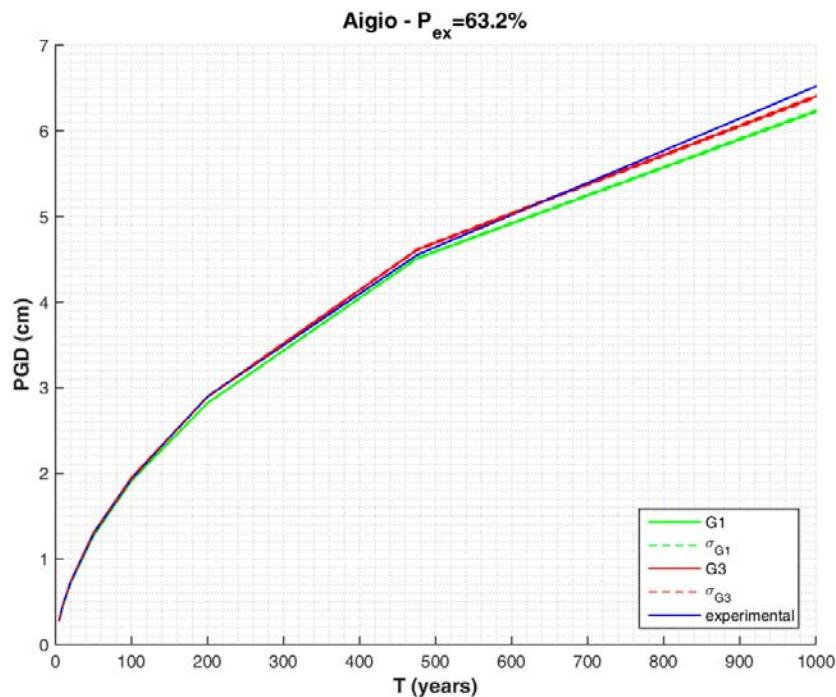
Σχήμα 4-65 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, PGV , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για τη Μυτιλήνη. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάλληψης των 100 ετών. Στη συνέχεια, η G1 αποκλίνει από τις άλλες δύο, καθώς έχει μικρότερες τιμές. Η G3 και η καμπύλη των πειραματικών δεδομένων ταυτίζονται μέχρι τα 500 έτη περίπου. Από εκεί και έπειτα η καμπύλη G3 αποκτά μικρότερες τιμές από την πειραματική, και μάλιστα στις πολύ μεγάλες περιόδους επανάλληψης (900-1000 χρόνια) προσεγγίζει περισσότερο την G1, από ό,τι την πειραματική.



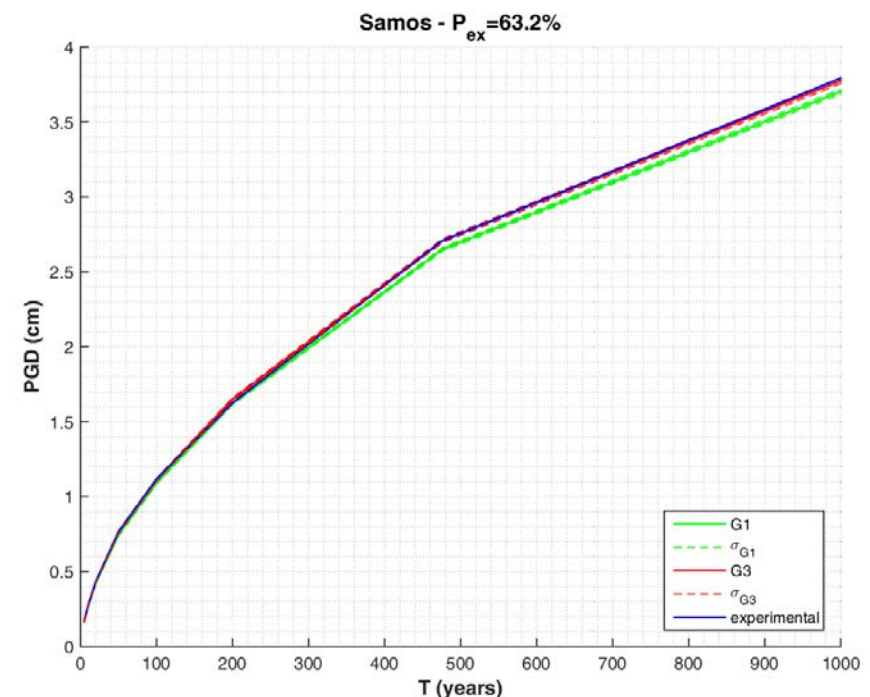
Σχήμα 4-66 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, PGV , που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για τη Σητεία. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάλληψης των 150 ετών. Στη συνέχεια, η G1 αποκλίνει από τις άλλες δύο, καθώς έχει μικρότερες τιμές. Η G3 και η καμπύλη των πειραματικών δεδομένων ταυτίζονται μέχρι τα 500 έτη περίπου. Από εκεί και έπειτα η καμπύλη G3 αποκτά μεγαλύτερες τιμές από την πειραματική και από την G1. Στις μεγάλες περιόδους επανάλληψης (740-1000 έτη) η πειραματική καμπύλη είναι πιο κοντά στην καμπύλη G1.

4.5.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, *PGD*

Στα Σχήματα 4-67 και 4-68 παρουσιάζονται οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης. Τα σφάλματά τους είναι πολύ μικρά, οπότε θα μπορούσαν να θεωρηθούν πρακτικώς αμελητέα.



Σχήμα 4-67 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD*, που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για το Αίγιο. Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάληψης των 100 ετών. Στη συνέχεια, η G3 αποκτά ελαφρώς υψηλότερες τιμές από την G1. Η πειραματική καμπύλη ταυτίζεται με την G3 στις μέσες περιόδους επανάληψης (100-300 έτη), ενώ στις μεγάλες περιόδους επανάληψης (800-1000 έτη) οι τιμές της γίνονται μεγαλύτερες. Από τα 300 έως και τα 600 έτη η πειραματική καμπύλη μπορεί να περιγραφεί τόσο από την G1 όσο και από την G3.

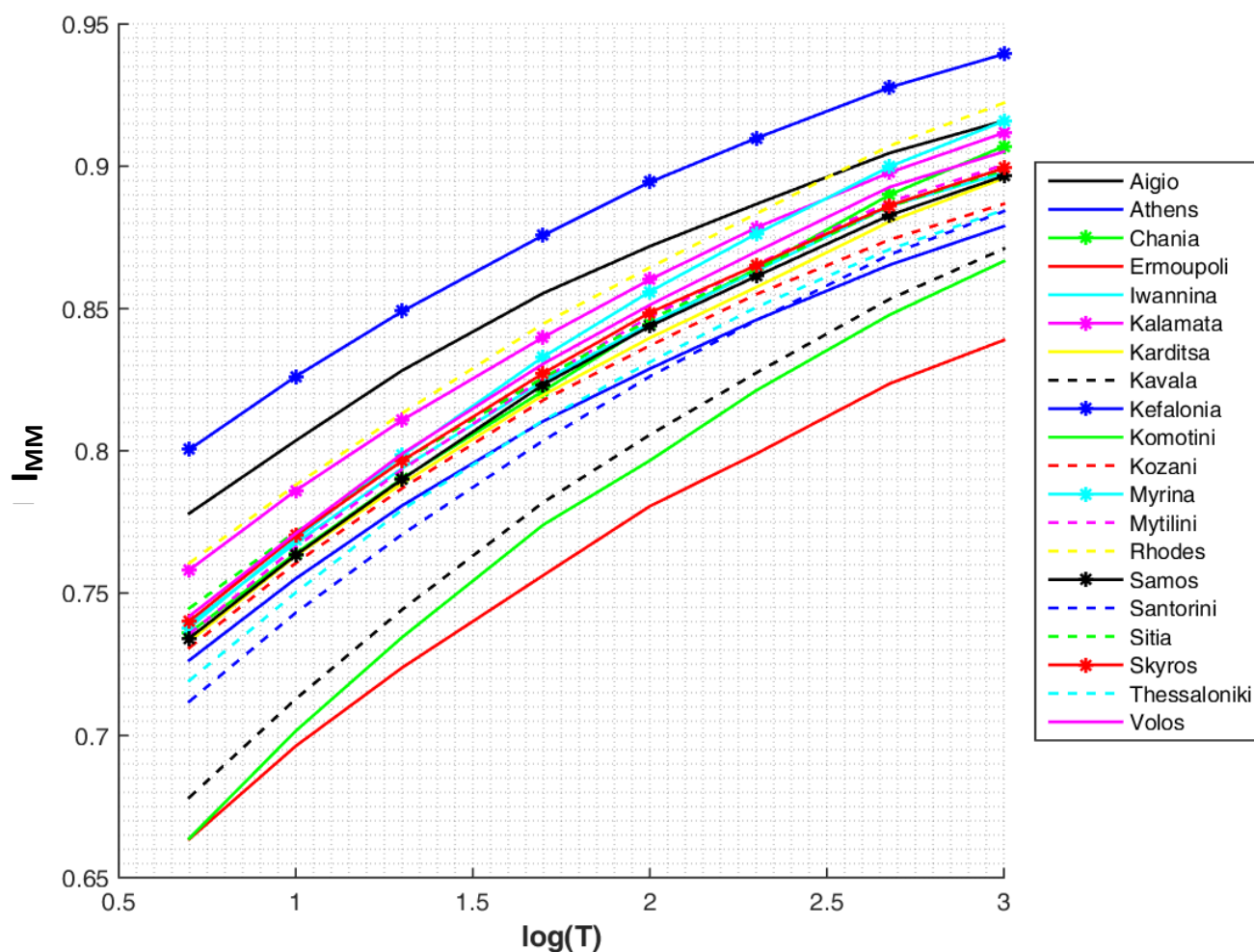


Σχήμα 4-68 Σύγκριση των τριών καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD*, που προκύπτουν από τα πειραματικά αποτελέσματα (μπλε) και από τις κατανομές Gumbel τύπου 1 (πράσινη-G1) και 3 (κόκκινη-G3) για τη Σάμο. Οι διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζουν τα σφάλματα των κατανομών. Οι τρεις καμπύλες πρακτικά ταυτίζονται μέχρι την περίοδο επανάληψης των 240 ετών. Στη συνέχεια, η G1 αποκλίνει ελαφρώς από την G3 και την πειραματική, οι οποίες ταυτίζονται σε όλο το εύρος περιόδων επανάληψης.

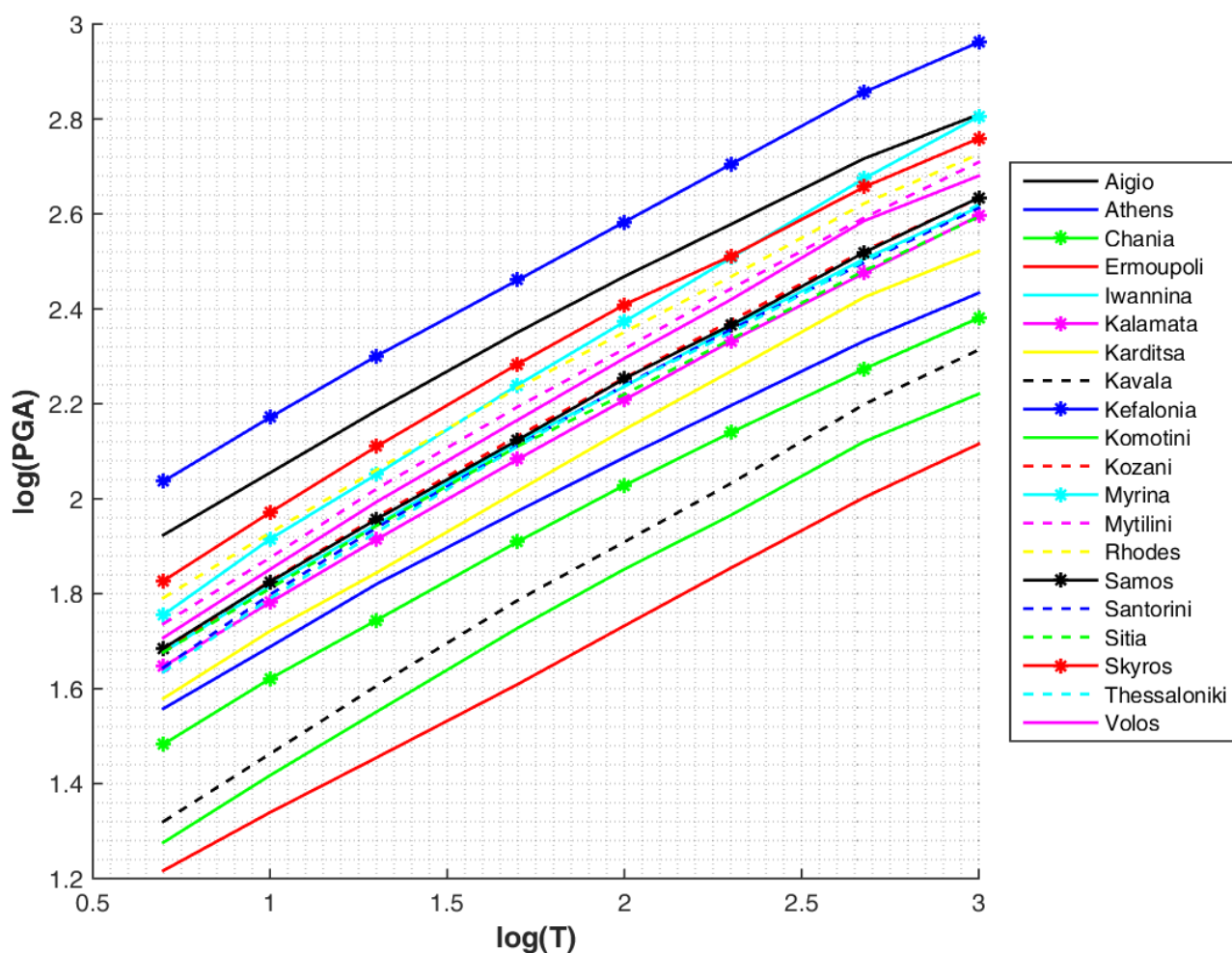
4.5.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

Στα Σχήματα 4-69, 4-70, 4-71 και 4-72 παρουσιάζονται συνοπτικά οι καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας των 20 περιοχών του Σχήματος 4-60, για τη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (*IMM*), τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (*PGA*), τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (*PGV*) και τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (*PGD*), αντίστοιχα, ούτως ώστε να γίνει σύγκριση της σεισμικής τους επικινδυνότητας. Οι καμπύλες αυτές προέκυψαν από τα πειραματικά αποτελέσματα, και δεν απεικονίζονται τα σφάλματά τους.

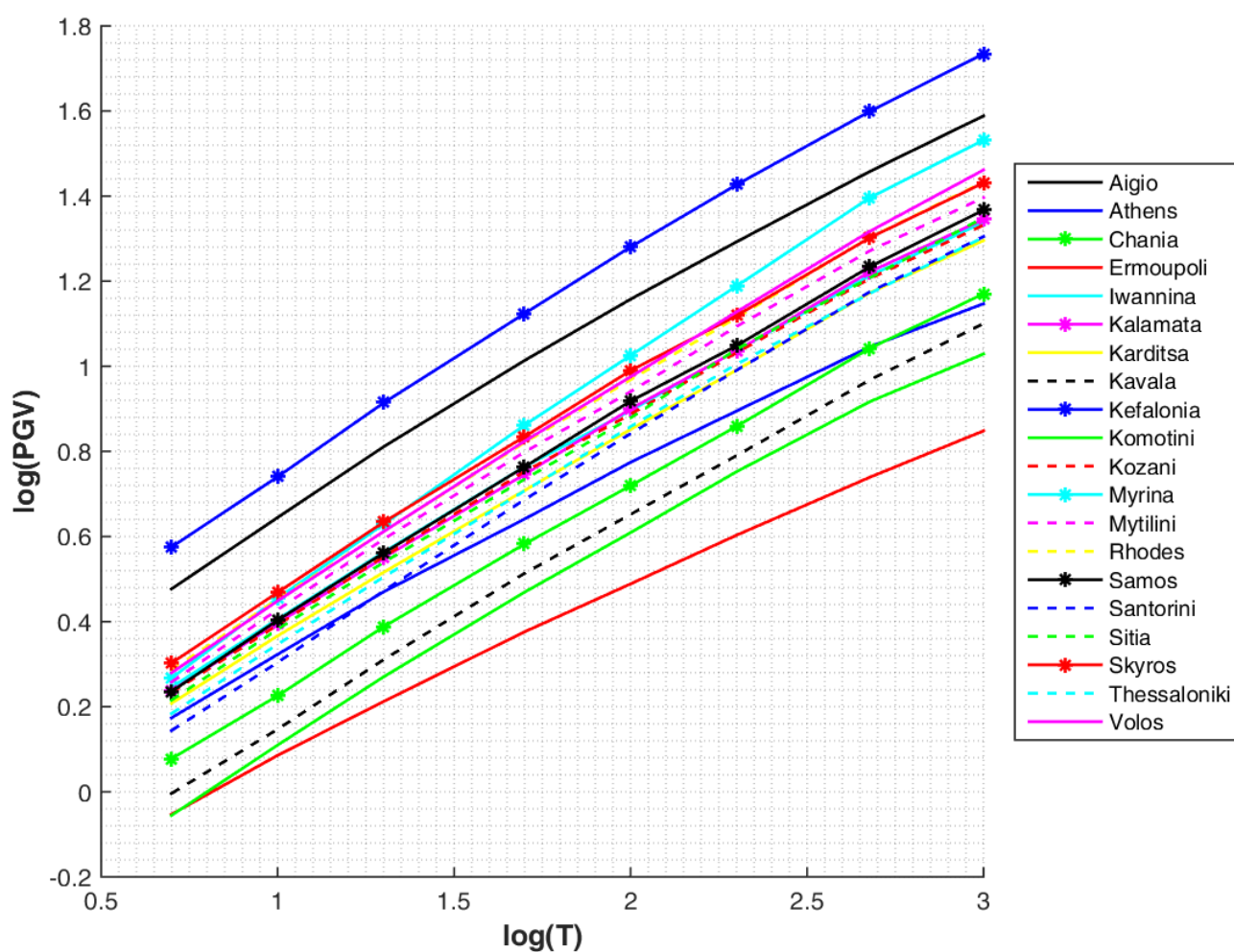
Με βάση αυτά τα διαγράμματα προκύπτει ότι οι περιοχές που εμφανίζουν την υψηλότερη σεισμική επικινδυνότητα, σε σχέση με τις υπόλοιπες, είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Μύρινα, η Σκύρος, η Ρόδος και ο Βόλος, καθώς οι καμπύλες τους έχουν τις υψηλότερες τιμές σε όλες τις παραμέτρους. Αντιθέτως, οι περιοχές που χαρακτηρίζονται από χαμηλά επίπεδα σεισμικής επικινδυνότητας (για όλες τις παραμέτρους) είναι η Ερμούπολη, η Κομοτηνή και η Καβάλα. Ωστόσο, υπάρχουν και κάποιες περιοχές (όπως τα Χανιά, η Ρόδος, η Σαντορίνη και η Κομοτηνή) οι οποίες έχουν χαμηλή σχετική σεισμική επικινδυνότητα στις μικρές περιόδους επανάληψης, αλλά στις μεγάλες περιόδους επανάληψης αυτή αυξάνεται σημαντικά. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι φιλοξενούν μεγάλα ρήγματα χαμηλής σεισμικότητας, οπότε επηρεάζονται οι μεγάλες περίοδοι επανάληψης. Αντίστοιχα, παρατηρούνται και περιοχές (όπως η Σητεία και η Κοζάνη) που έχουν την αντίθετη συμπεριφορά, δηλαδή στις μικρές περιόδους επανάληψης η σχετική τους σεισμική επικινδυνότητα είναι υψηλή, ενώ στις μεγάλες περιόδους επανάληψης αυτή αυξάνεται με μικρούς ρυθμούς.



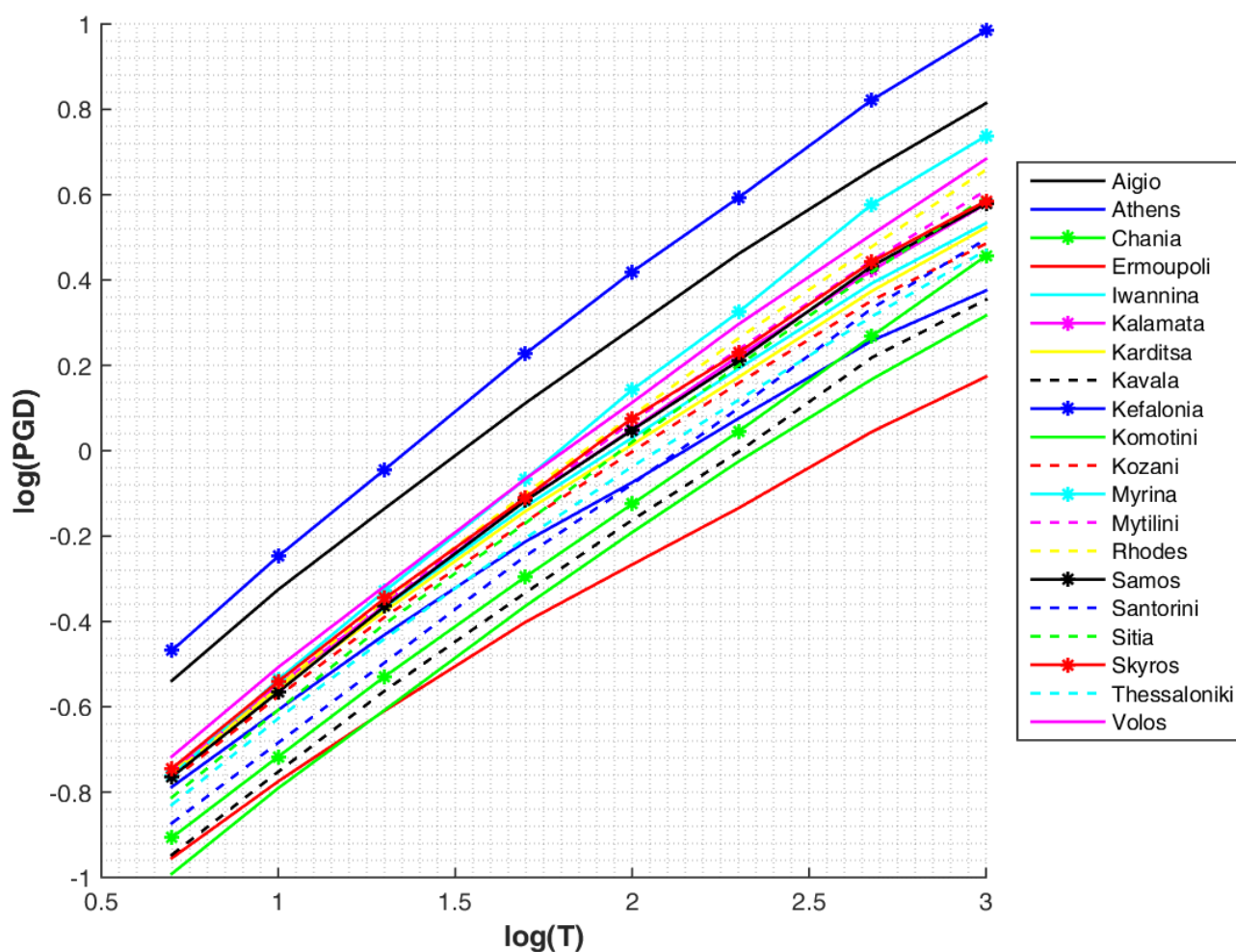
Σχήμα 4-69 Διάγραμμα καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} . Οι περιοχές υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Ρόδος και η Καλαμάτα. Οι περιοχές χαμηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Ερμούπολη, η Κομοτηνή, η Καβάλα και η Σαντορίνη. Η Ρόδος, η Μύρινα, τα Χανιά, η Καρδίτσα, η Σαντορίνη και η Κομοτηνή παρουσιάζουν μεγαλύτερο ρυθμό αύξησης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης στις μεγάλες περιόδους επανάληψης ($\log(T) \geq 2.5$) από ό,τι στις μικρές, ενώ το Αίγιο, η Καλαμάτα, η Αθήνα και η Σκύρος αποτελούν περιοχές στις οποίες ο ρυθμός αύξησης της μέγιστης αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης στις μεγάλες περιόδους επανάληψης είναι χαμηλότερος σε σχέση με αυτόν των μικρών περιόδων επανάληψης. Αυτό σημαίνει ότι η σχετική με τις υπόλοιπες περιοχές θέση τους είναι διαφορετική στις μεγάλες περιόδους από ό,τι στις μικρές.



Σχήμα 4-70 Διάγραμμα καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA . Οι περιοχές υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Σκύρος και η Μύρινα. Οι περιοχές χαμηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Ερμούπολη, η Κομοτηνή και η Καβάλα. Η Μύρινα αποτελεί μία από τις περιοχές που έχει υψηλότερο ρυθμό αύξησης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης σε σχέση με τις υπόλοιπες, με αποτέλεσμα στις μικρές περιόδους επανάληψης ($\log(T) \leq 1$) να είναι η πέμπτη περιοχή υψηλότερης σεισμικής επικινδυνότητας, ενώ στις μεγάλες περιόδους επανάληψης ($\log(T) \geq 2.5$) καταλήγει στη δεύτερη θέση. Αντιθέτως, η Σητεία είναι μια περιοχή η οποία παρουσιάζει φθίνοντα ρυθμό αύξησης της σεισμικής επικινδυνότητας, επομένως από την ένατη θέση στις μικρές περιόδους επανάληψης καταλήγει στη δωδέκατη θέση για μεγάλες περιόδους επανάληψης.



Σχήμα 4-71 Διάγραμμα καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, PGV . Οι περιοχές υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Μύρινα, ο Βόλος και η Σκύρος. Οι περιοχές χαμηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Ερμούπολη, η Κομοτηνή και η Καβάλα. Οι περιοχές που έχουν υψηλότερο ρυθμό αύξησης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας είναι η Μύρινα, ο Βόλος, η Σαντορίνη και τα Χανιά. Χαμηλότερο ρυθμό αύξησης έχουν η Σκύρος, η Κοζάνη, η Καρδίτσα, η Αθήνα και η Ερμούπολη.



Σχήμα 4-72 Διάγραμμα καμπυλών σεισμικής επικινδυνότητας της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης, *PGD*. Οι περιοχές υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Μύρινα, ο Βόλος και η Ρόδος. Οι περιοχές χαμηλής σεισμικής επικινδυνότητας (σε όλο το εύρος των περιόδων) είναι η Ερμούπολη, η Κομοτηνή και η Καβάλα. Οι περιοχές που έχουν υψηλότερο ρυθμό αύξησης της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας είναι η Μύρινα, ο Βόλος, τα Χανιά, η Σαντορίνη και η Κομοτηνή. Χαμηλότερο ρυθμό αύξησης έχουν η Αθήνα και η Ερμούπολη.

5. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διαδικασία της πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας οδηγεί στον υπολογισμό του μέσου ετήσιου ρυθμού υπέρβασης σε κάποιο σημείο. Το αποτέλεσμα αυτό προκύπτει από συνυπολογισμό όλων των πιθανών σεισμών, όλων των πιθανών μεγεθών και όλων των πιθανών αποστάσεων από την πηγή, και δε συνδέεται καθόλου με κάποια συγκεκριμένη σεισμική δόνηση. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις είναι ιδιαίτερως χρήσιμη η γνώση και η εύρεση του μεγέθους ή της απόστασης που επηρεάζει περισσότερο το σημείο παρατήρησης από τα υπόλοιπα μεγέθη και τις υπόλοιπες αποστάσεις. Για παράδειγμα, αν υπολογιστούν το μέγεθος και η απόσταση που συμβάλλουν περισσότερο στο μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης, μπορεί στη συνέχεια να βρεθεί ένας πραγματικός σεισμός – καταγραφή με τα συγκεκριμένα χαρακτηριστικά και να χρησιμοποιηθεί για αναλύσεις απόκρισης.

Η διαδικασία εύρεσης του πιθανότερου σεισμού ονομάζεται αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας, καθώς στην πράξη απλώς αφαιρούνται στοιχεία από την εξίσωση (2.2). Για παράδειγμα, ο μέσος ρυθμός υπέρβασης μπορεί να περιγραφεί ως συνάρτηση του μεγέθους αφαιρώντας από τον τύπο (2.2) το άθροισμα των μεγεθών (Kramer, 1996):

$$\gamma_{Y>Y}(m_j) \approx P[M = m_j] \sum_{i=1}^{n_s} \sum_{k=1}^{n_r} v_i P[Y > y_{|m_j, r_k}] P[R = r_k] \quad (5.1)$$

Ως συνάρτηση της απόστασης δίνεται από τον τύπο:

$$\gamma_{Y>Y}(r_k) \approx P[R = r_k] \sum_{i=1}^{n_s} \sum_{j=1}^{n_m} v_i P[Y > y_{|m_j, r_k}] P[M = m_j] \quad (5.2)$$

Τέλος, ως συνάρτηση τόσο του μεγέθους όσο και της απόστασης δίνεται από τον τύπο:

$$\gamma_{Y>Y}(m_j, r_k) \approx P[M = m_j] P[R = r_k] \sum_{i=1}^{n_s} v_i P[Y > y_{|m_j, r_k}] \quad (5.3)$$

Πολλές φορές στην αποάθροιση, εκτός του μεγέθους και της απόστασης χρησιμοποιείται και η παράμετρος ϵ . Σε συγκεκριμένες εδαφικές συνθήκες, η ταλάντωση ενός σημείου εξαρτάται από το μέγεθος, M , του σεισμού και από την απόσταση, R , του επικέντρου από την πηγή. Εάν κάποιος εισαγάγει στη σχέση απόσβεσης πολλές φορές το ίδιο μέγεθος και την ίδια απόσταση, θα δει ότι τα αποτελέσματα διαφέρουν μεταξύ τους. Η μεταβλητότητα αυτή περιγράφεται από τη μεταβλητή έψιλον (ϵ), η οποία ακολουθεί την (κανονική) κατανομή Gauss, αποτελεί το επιστημικό σφάλμα της σχέσης απόσβεσης και εκφράζει τον αριθμό

των τυπικών αποκλίσεων της (λογαριθμικής) κίνησης του σημείου, δηλαδή δείχνει κατά πόσο η κίνηση αυτή αποκλίνει από τη μέση κίνηση που προβλέπεται από τη σχέση απόσβεσης. Η παράμετρος ε θεωρείται ανεξάρτητη των M και R και η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητάς της δίνεται από τον τύπο:

$$f_{\varepsilon}(\varepsilon) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\varepsilon^2}{2}} \quad (5.4)$$

Εκτός από το μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης μιας δεδομένης τιμής της παραμέτρου που εξετάζεται ενός σημείου είναι δυνατός ο υπολογισμός και κάποιου εκατοστημορίου του (percentile), για παράδειγμα του 16^{ου} ή του 84^{ου}.

Τα αθροίσματα των εξισώσεων (5.1), (5.2) και (5.3) απαιτούν τα μεγέθη, οι αποστάσεις και η παράμετρος ε να χωρίζονται σε τμήματα ή αλλιώς διαστήματα (bins), πλάτους Δm , Δr και $\Delta \varepsilon$, αντίστοιχα. Αυτό σημαίνει ότι γίνεται η παραδοχή ότι κάθε πηγή γεννάει σεισμούς συγκεκριμένων μεγεθών και αποστάσεων (οι τιμές αυτών των παραμέτρων στις περισσότερες περιπτώσεις θεωρούνται ίσες με την κεντρική τιμή του κάθε κελιού τους) που προκαλούν σε κάποιο σημείο κίνηση που απέχει συγκεκριμένο αριθμό τυπικών αποκλίσεων, ε , από τη μέση προβλεπόμενη τιμή (για συγκεκριμένο M και R). Οι τιμές της μεταβλητής ε επίσης θεωρούνται ίσες με τις κεντρικές τιμές των κελιών της. Όσο περισσότερα κελιά μεγέθους, απόστασης και ε θεωρηθούν, τόσο μεγαλύτερη γίνεται η ακρίβεια των υπολογισμών αποάθροισης.

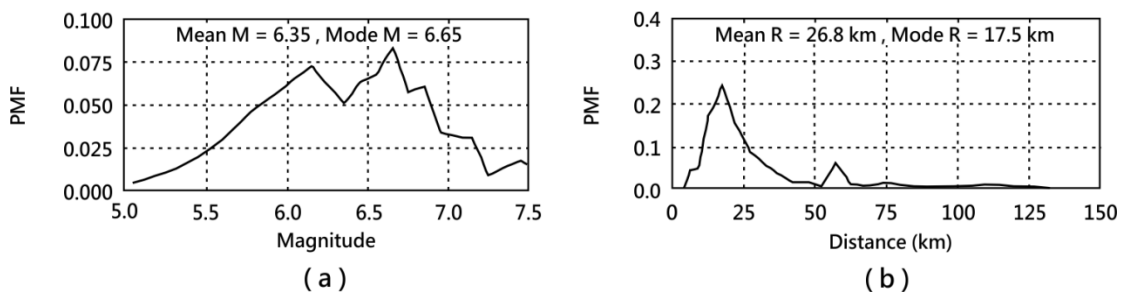
Με τη χρήση των κελιών, η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας N πηγών γίνεται αθροίζοντας τη συνεισφορά της τιμής $\gamma_{Y>y}$ κάθε σεισμού σε κάθε τρισδιάστατο κελί M - R - ε , και διαιρώντας το αποτέλεσμα αυτής της σώρευσης με το μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης. Με άλλα λόγια, είναι το άθροισμα όλων των $n_i P[Y > y | m_j, r_k]$ της εξίσωσης (5.1), κανονικοποιημένο στη μονάδα.

Η αποάθροιση μπορεί να γίνει με διαφορετικούς τύπους κελιών. Όταν χρησιμοποιούνται μόνο κελιά μεγεθών ονομάζεται μονοδιάστατη (1D), όταν τα κελιά είναι μεγέθους-απόστασης (M - R) ονομάζεται δισδιάστατη (2D), ενώ όταν ορίζονται κελιά M - R - ε χαρακτηρίζεται ως τρισδιάστατη (3D). Στη θεωρία των πιθανοτήτων οι τρεις αυτές περιπτώσεις ονομάζονται περιθωριακές συναρτήσεις πιθανότητας (PMF) του M , του συνδυασμού (joint) M - R και του συνδυασμού M - R - ε , αντίστοιχα, όταν στο σημείο παρατήρησης ισχύει ότι $Y > y$.

5.2 ΤΡΟΠΟΙ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Στις παλαιότερες, κυρίως, έρευνες (Ishikawa and Kameda 1988, 1991, 1993 και Kameda et al, 1994a, 1994b) ως χαρακτηριστικές τιμές του κυρίαρχου σεισμού λαμβάνονταν οι μέσες τιμές του μεγέθους ($\bar{M}$) και της απόστασης ($\bar{R}$). Στο Σχήμα 5-1 φαίνονται οι μέσες τιμές των PMF του μεγέθους και της απόστασης ενός υποθετικού παραδείγματος, στο οποίο εξετάζεται η υπέρβαση της τιμής 0.41 g της

φασματικής επιτάχυνσης S_a σε συχνότητα 1 Hz και παράγοντα απόσβεσης 5% στην περιοχή του Los Angeles.



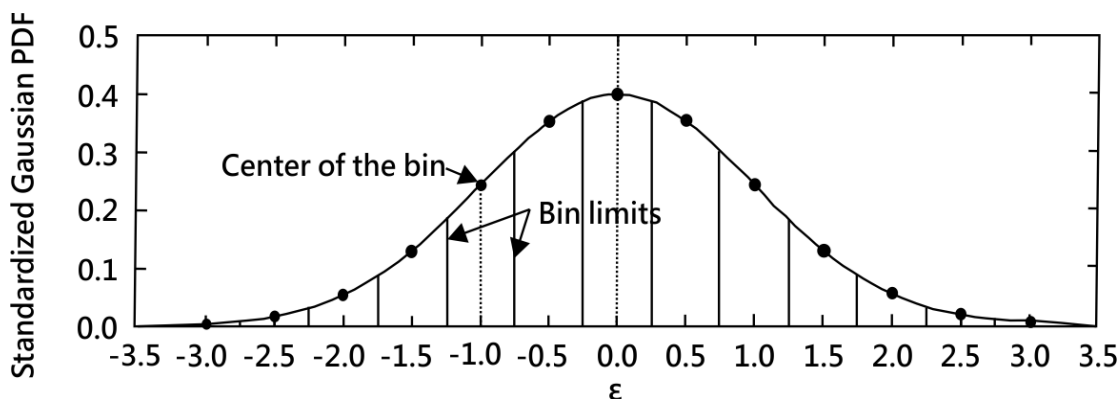
Σχήμα 5-1 Οι PMF του μεγέθους και της απόστασης για $S_a=0.41$ g ($f=1$ Hz, $\zeta=0.05$) (Bazzurro and Cornell, 1999).

Ωστόσο, επειδή οι μέσες τιμές δεν αντικατοπτρίζουν το πιο πιθανό μέγεθος ή την πιο πιθανή απόσταση (όπως φαίνεται και στο Σχήμα 5-1), στις νεότερες έρευνες (Stepp et al, 1993, McGuire, 1995, Chapman, 1995) χρησιμοποιείται η Επικρατούσα τιμή (M^* για το μέγεθος και R^* για την απόσταση). Η μέση τιμή γίνεται ευκολότερα κατανοητή, αλλά πολλές φορές μπορεί να είναι τελείως άσχετη από την πραγματικότητα. Για παράδειγμα, εάν μια περιοχή βρίσκεται κοντά σε ένα μικρό ρήγμα και μακριά από ένα μεγάλο ρήγμα (που προκαλεί μεγαλύτερους σεισμούς), η αποάθροιση με χρήση των μέσων τιμών θα δώσει ένα χαρακτηριστικό σεισμό σε απόσταση και σε μέγεθος που είναι μεταξύ των δύο ρηγμάτων κάτι το οποίο στην πραγματικότητα δε θα συμβεί ποτέ. Το πρόβλημα αυτό λύνεται ικανοποιητικά με την εισαγωγή των επικρατουσών τιμών (δηλαδή της μέγιστης τιμής της PMF ή αλλιώς της πιο πιθανής τιμής M , $M-R$ ή $M-R-\epsilon$), καθώς αυτές αντιστοιχούν σε γεγονότα που μπορούν όντως να συμβούν, με μέγεθος και απόσταση μέσα στο εύρος των μεγεθών και των αποστάσεων που θα θεωρηθούν από τον ερευνητή. Επίσης, η χρήση των μέσων τιμών δε δίνει καμία πληροφορία για την εξάρτηση της μίας μεταβλητής από την άλλη. Επομένως, είναι προτιμότερη η χρήση των διμεταβλητών επικρατουσών τιμών (M^* , R^*), οι οποίες ισούνται με την κεντρική τιμή των κελιών $M-R$ ή (πιο αναλυτικά) των τιμών (M^* , R^* , ϵ^*).

Αξίζει να σημειωθεί ότι όταν μια περιοχή είναι σεισμοτεκτονικά περίπλοκη, ένα ζεύγος M^* , R^* δεν είναι αρκετό για να περιγράψει το χαρακτηριστικό σεισμό, οπότε θα πρέπει να περιγραφεί με πολλά ζεύγη τέτοιων τιμών που αντιστοιχούν σε κάθε σεισμική πηγή, δηλαδή με ολόκληρη την κατανομή των M^* και R^* . Θεωρητικά, ο χαρακτηριστικός σεισμός που προσδιορίζεται από τις τιμές (M^* , R^* , ϵ^*) θα πρέπει να προκαλεί στο σημείο παρατήρησης την τιμή της παραμέτρου γ (αν εισαχθούν αυτές οι τιμές στη σχέση απόσβεσης). Στην πράξη, ο σεισμός αυτός προκαλεί συνήθως ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές (έως και 20%). Η εύρεση των τιμών (M^* , R^* , ϵ^*) που προκαλούν στο σημείο παρατήρησης κίνηση με συγκεκριμένη πιθανότητα υπέρβασης είναι ιδιαίτερα περίπλοκη. Βιβλιογραφικά έχουν προταθεί τέσσερις τρόποι εργασίας.

Ο πρώτος τρόπος (Stepp et al, 1993, McGuire, 1995) προτείνει την αποάθροιση της πιθανότητας που έχει η παράμετρος Y να υπερβεί την τιμή γ βρίσκοντας το κατάλληλο κελί $M-R-\epsilon$ που προκαλεί κίνηση $Y=\gamma$ (χωρίς να την

υπερβαίνει), αν οι τιμές του κελιού αντικατασταθούν στη σχέση απόσβεσης. Μπορεί, για παράδειγμα, να καθοριστεί ως χαρακτηριστικός σεισμός κάποιος που έχει τιμή ε ίση με -1 (δηλαδή το 16% του συνόλου των σεισμών που θα συμβούν θα οδηγήσουν σε $Y > y$). Σε αυτήν την περίπτωση, δε θα ληφθούν υπόψη τα κελιά που έχουν $\varepsilon > -1$. Ο τρόπος αυτός, παρόλο που αναπαράγει την επιθυμητή κίνηση, δε διασφαλίζει ότι ο σεισμός με τα συγκεκριμένα χαρακτηριστικά είναι και ο πιο πιθανός (Σχήμα 5.2).



Σχήμα 5-2 Κανονικοποιημένη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gauss σε συνάρτηση με την παράμετρο ε . Είναι φανερό ότι η πιο πιθανή τιμή είναι η $\varepsilon=0$, και όχι η $\varepsilon=1$ (Bazzurro and Cornell, 1999).

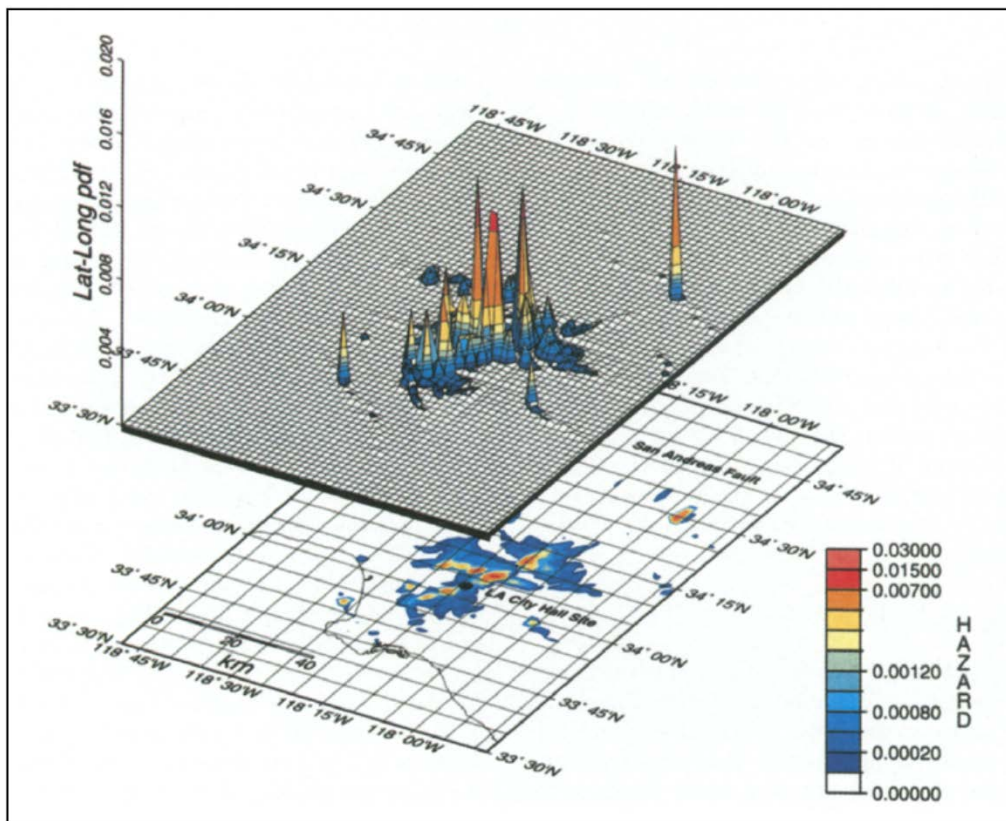
Ο δεύτερος τρόπος είναι ο αντίστροφος του πρώτου, δηλαδή λαμβάνονται υπόψη όλοι οι σεισμοί με ε που ξεπερνά την τιμή -1 και δημιουργείται μια κατανομή τιμών $M-R-\varepsilon$. Η επικρατέστερη τιμή αυτής της κατανομής θεωρείται ότι είναι η πιθανότερη να προκαλέσει στο σημείο κίνηση $Y=y$, χωρίς όμως να είναι σίγουρο ότι όντως με αυτήν την τριάδα $M-R-\varepsilon$ προκύπτει ότι $Y=y$.

Η τρίτη μέθοδος (Bazzurro and Cornell, 1999) αποτελεί συνδυασμό των δύο πρώτων, και μοιάζει πολύ στη μέθοδο που πρότεινε ο Charman (1995). Η μέθοδος αυτή παίρνει τις τιμές $M^* R^*$ από τον πιθανότερο σεισμό (μέθοδος 2) και ρυθμίζει την τιμή του ε^* ώστε να παραχθεί η επιθυμητή τιμή $Y=y$ (μέθοδος 1).

Ο τέταρτος τρόπος έχει προταθεί από τους Pagani and Marcellini (2007). Σε αυτήν την προσέγγιση, εκτός από τις τιμές των $M-R-\varepsilon$ θεωρείται επίσης και ο αριθμός των σεισμών. Η τεχνική αυτή βασίζεται σε δύο σημεία: η αποάθροιση γίνεται με όρους πιθανοτήτων και η συνεισφορά στην αποάθροιση δίνεται με μονά ή πολλαπλά σεισμικά γεγονότα. Μετά από τρεις δοκιμές αυτού του τρόπου (σε σημειακή πηγή, σε επιφανειακή πηγή (gridded seismicity) και σε κάθετο ρήγμα), προέκυψε το συμπέρασμα ότι σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας, στην περίπτωση του ρήγματος, οι τελικές τιμές της επικινδυνότητας επηρεάζονται από πολλαπλούς σεισμούς, ενώ στην περίπτωση της επιφανειακής πηγής αυτές επηρεάζονται από μοναδικούς σεισμούς (Tselentis and Danciu, 2010b).

Η 3D αποάθροιση έχει το μειονέκτημα ότι δεν προσδιορίζει επακριβώς από ποιο σημείο στο χώρο προέρχεται ο μεγαλύτερος κίνδυνος, δηλαδή δεν αναφέρεται σε συγκεκριμένες τοποθεσίες-ρήγματα που είναι πιο επικίνδυνες, αλλά αντ'αυτού δίνει τις πιο επικίνδυνες αποστάσεις από το σημείο παρατήρησης (χωρίς κατεύθυνση). Για το λόγο αυτό, οι Bazzurro and Cornell (1999) πρότειναν τη 4D

αποάθροιση, δηλαδή την αποάθροιση σε γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος, μέγεθος και ε . Με αυτήν την προσέγγιση προκύπτει χάρτης με τις πιο επικίνδυνες περιοχές (Σχήμα 5-3). Η τετραδιάστατη αποάθροιση έχει ιδιαίτερη σημασία για τις περιοχές που έχουν περίπλοκη τεκτονική και έντονη σεισμικότητα, μιας και ο αναλυτής, αφού βρει ποιες τοποθεσίες ακριβώς είναι πιο επικίνδυνες, μπορεί να συνεχίσει σε αυτές την αποάθροιση, δηλαδή να υπολογίσει το M^* και το ε^* .

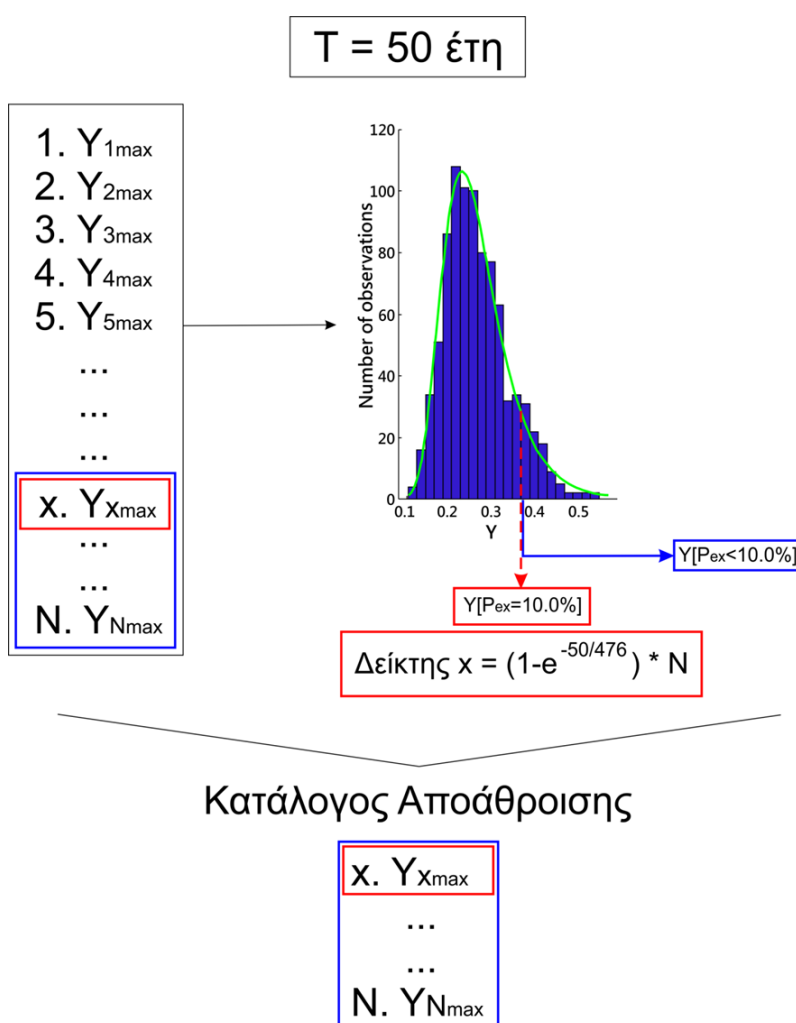


Σχήμα 5-3 Παράδειγμα 4D αποάθροισης για το Λος Άντζελες (Bazzurro and Cornell, 1999). Στο διάγραμμα φαίνονται οι περιοχές στις οποίες η φασματική επιτάχυνση, S_a (1Hz, 5%), ξεπερνάει την τιμή 0.41 g. Η σεισμική επικινδυνότητα σε αυτήν την περίπτωση προέρχεται από τα ρήγματα του Raymond και του Northridge.

Στην περίπτωση της πιθανολογικής ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας με τη μέθοδο Monte Carlo η αποάθροιση της πιθανότητας γίνεται με πολύ πιο εύκολο τρόπο, καθώς το μόνο που χρειάζεται είναι να επιλεχθούν από τους συνθετικούς καταλόγους οι σεισμοί που προκαλούν $Y \geq y$ και να προσδιοριστεί η κατανομή τους (Mussion, 1999).

Για τον ελληνικό χώρο, αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας έχει παρουσιαστεί από τους Tselentis and Danciu (2010b), με τη χρήση τόσο των μέσων όσο και των επικρατουσών τιμών ($\bar{M}$, $\bar{R}$ και M^* , R^* , αντίστοιχα). Τόσο οι μέσες τιμές, όσο και οι επικρατούσες, ακολουθούν την κατανομή της σεισμικότητας (δεδομένου ότι το μοντέλο περιέχει ομογενείς σεισμικές ζώνες), με τις μέσες τιμές να παρουσιάζουν μεγαλύτερη εξάρτηση. Οι τιμές αυτές αυξάνονται όσο αυξάνεται η περίοδος και στην περίπτωση της φασματικής επιτάχυνσης ισχύει ότι $\bar{M} > M^*$, ενώ στην περίπτωση του PGA ισχύει ότι $\bar{M} < M^*$. Στις περισσότερες περιοχές της Ελλάδας ο σεισμικός κίνδυνος προέρχεται από κοντινές αποστάσεις (<40 km) και από μεσαίου μεγέθους σεισμούς ($M < 6.5$).

Επίσης, έχει γίνει αποάθροιση για την Πάτρα (Danciu et al, 2007) και για τις Σπέτσες (Mussón, 1999). Στην Πάτρα ο κίνδυνος προέρχεται από μεσαία-μεγάλα μεγέθη σεισμών σε κοντινές αποστάσεις. Στις Σπέτσες προσδιορίστηκαν τρεις σεισμοί σχεδιασμού για περιόδους επανάληψης 475, 3000 και 10000 ετών. Αυτό που βρέθηκε από τη συγκεκριμένη μελέτη είναι ότι οι τρεις σεισμοί είχαν περίπου το ίδιο μέγεθος ($\bar{M}=6.4, 6.5$ και 6.5 , αντίστοιχα και $M^*=6.7, 6.8$ και 6.8 αντίστοιχα), αλλά η απόστασή τους από τις Σπέτσες μειωνόταν όσο αυξανόταν η περίοδος επανάληψης ($\bar{R}=40.1, 24.3, 15.7$ km και $R^*=40, 25, 20$ km αντίστοιχως). Τα πιο πιθανά ζευγάρια μεγέθους-απόστασης ήταν αυτά που παρήγαγαν τιμές επιταχύνσεων που ήταν περίπου οι μισές των τιμών των επιταχύνσεων σχεδιασμού.



Σχήμα 5-4 Παράδειγμα του τρόπου με τον οποίο έγινε η αποάθροιση. Ο κατάλογος (πάνω αριστερά) περιέχει τις μέγιστες τιμές της παραμέτρου Y, σε αύξουσα σειρά, που συγκεντρώθηκαν για κάποιο σημείο παρατήρησης και οι οποίες ακολουθούν την κατανομή Gumbel τύπου 3. Η εφαρμογή αυτή γίνεται για περίοδο επανάληψης 50 ετών, και πιθανότητα υπέρβασης 10.0%. Στο κόκκινο πλαίσιο φαίνεται η τιμή που έχει την προαναφερθείσα πιθανότητα υπέρβασης, η οποία βρίσκεται στη θέση x. Πάνω δεξιά απεικονίζεται το ιστόγραμμα που δημιουργείται από το σύνολο των μεγίστων τιμών, καθώς και η θέση της τιμής που βρίσκεται στη θέση x. Οι σεισμοί που τοποθετούνται δεξιά της (και που έχουν μικρότερη πιθανότητα υπέρβασης) είναι αυτοί που προκαλούν κίνηση υψηλότερης τιμής από την τιμή Y_{xmax} , επομένως είναι και αυτοί που τελικά επιλέγονται για την αποάθροιση.

5.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ

Η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρήση συνθετικών καταλόγων είναι εφικτή μετά από τη συγκέντρωση των μεγίστων τιμών που μπορεί να πάρει η παράμετρος -άρα και των σεισμών που τις προκαλούν- και την εύρεση της τιμής που αντιστοιχεί στην επιθυμητή πιθανότητα υπέρβασης. Πρακτικά, οι σεισμοί οι οποίοι παρουσιάζουν ενδιαφέρον είναι αυτοί που μπορούν να προκαλέσουν υψηλότερο επίπεδο σεισμικής κίνησης στο σημείο παρατήρησης. Επομένως, αφού βρεθεί η θέση και η τιμή της παρατήρησης που έχει την επιθυμητή πιθανότητα υπέρβασης, επιλέγονται οι σεισμοί που έχουν τη δυνατότητα να προκαλέσουν ισχυρότερη κίνηση. Στο Σχήμα 5-4 δίνεται ένα παράδειγμα του τρόπου με τον οποίο έγινε η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής έγινε 4D αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας των επιφανειακών σεισμών για τις 20 περιοχές του Σχήματος 4-60, για τέσσερις παραμέτρους: τη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) και τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (PGD). Η αποάθροιση έγινε τόσο για την περίοδο επανάλληψης των 476 ετών (τιμή με πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), όσο και για περίοδο επανάλληψης 50 ετών (τιμή με πιθανότητα υπέρβασης 10.0%). Όπως είναι λογικό, οι σεισμοί που αντιστοιχούν σε περίοδο επανάλληψης 50 ετών είναι αριθμητικά λιγότεροι. Για κάθε σημείο προσδιορίστηκαν ο μέσος και η διάμεσος του μεγέθους και της απόστασης που επηρεάζουν θεωρητικά περισσότερο το σημείο. Ωστόσο, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι τιμές αυτές πρέπει να χρησιμοποιούνται με πολλή προσοχή για τον προσδιορισμό του σεισμού/των σεισμών σχεδιασμού, καθώς υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να μην είναι ενδεικτικές κάποιου σεισμού που μπορεί να συμβεί στην πραγματικότητα. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται στους Πίνακες 5-1 και 5-2.

Πίνακας 5-1 Αποτελέσματα της αποάθροισης για πιθανότητα υπέρβασης 63.2%, σε περίοδο επανάληψης 476 ετών, για τις 20 περιοχές του Σχήματος 4-60.

				I _{MM}						PGA						PGV						PGD					
				MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN		
N o	Lat (°)	Lon (°)	City	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$
1	38.251	22.081	Aigio	6.5	32.21	1.59	6.6	24.59	1.55	6.1	6.76	1.91	6.2	5.30	1.88	6.3	9.88	1.80	6.4	7.46	1.78	6.4	19.79	2.03	6.5	11.88	1.97
2	37.984	23.728	Athens	6.3	57.94	1.56	6.3	48.47	1.49	5.6	14.62	2.01	5.7	9.97	2.00	6.1	31.78	2.10	6.1	19.80	2.09	6.5	86.31	2.39	6.4	44.86	2.34
3	35.514	24.018	Chania	7.1	96.95	1.09	7.1	93.40	1.09	5.9	26.71	1.88	5.8	12.98	1.86	6.8	59.08	1.71	6.9	55.94	1.72	7.1	87.71	1.78	7.2	83.27	1.83
4	37.442	24.940	Ermou	6.5	132.54	1.35	6.4	121.37	1.37	5.2	22.95	1.72	5.2	9.37	1.71	6.4	122.11	2.05	6.4	107.92	2.05	6.9	208.30	2.43	7.0	191.65	2.49
5	39.665	20.854	Iwan	6.6	50.42	1.33	6.7	42.26	1.30	6.0	13.77	1.86	6.1	10.73	1.83	6.4	23.81	1.74	6.5	16.47	1.69	6.6	48.99	2.09	6.6	28.85	2.10
6	37.042	22.114	Kalam	6.8	66.27	1.36	6.8	63.02	1.33	5.9	11.67	1.77	6.0	7.69	1.74	6.4	21.38	1.72	6.5	14.49	1.71	6.6	47.87	1.91	6.7	25.66	1.89
7	39.364	21.921	Kardits	6.6	43.89	1.32	6.6	35.51	1.30	6.0	14.02	1.81	6.1	10.49	1.78	6.4	23.39	1.70	6.5	17.00	1.65	6.6	50.10	1.96	6.6	25.38	1.91
8	40.938	24.413	Kavala	6.6	70.58	1.22	6.6	65.48	1.20	5.8	21.34	1.62	5.9	11.26	1.62	6.5	51.46	1.73	6.5	33.02	1.78	6.8	93.92	2.05	6.8	78.32	2.06
9	38.175	20.569	Kefalo	6.9	38.07	1.51	7.0	33.72	1.50	6.4	9.04	1.83	6.5	6.86	1.80	6.8	14.00	1.67	6.9	10.88	1.67	6.9	20.77	1.84	6.9	16.91	1.80
10	41.122	25.407	Komot	6.7	83.65	1.20	6.7	84.28	1.17	5.9	34.46	1.74	6.0	16.06	1.77	6.6	73.16	1.87	6.8	73.18	1.85	6.9	118.72	2.14	7.0	98.92	2.07
11	40.301	21.790	Kozani	6.2	35.96	1.56	6.3	27.57	1.52	5.7	7.42	1.90	5.8	5.67	1.88	6.0	13.53	1.81	6.1	9.21	1.78	6.2	40.77	2.08	6.2	15.00	2.08
12	39.875	25.063	Myrina	6.9	37.72	1.24	6.9	31.76	1.26	6.2	9.81	1.63	6.3	6.74	1.62	6.6	17.67	1.57	6.7	12.31	1.57	6.8	31.82	1.76	6.9	20.76	1.73
13	39.107	26.557	Mytilin	6.6	41.93	1.30	6.7	34.24	1.28	5.9	8.97	1.74	6.0	6.60	1.76	6.3	17.77	1.66	6.4	11.54	1.66	6.6	47.25	1.98	6.7	23.94	1.97
14	36.434	28.218	Rhod	6.9	55.66	1.17	6.9	54.17	1.16	6.0	9.64	1.78	6.0	6.10	1.77	6.5	19.57	1.62	6.6	12.84	1.61	6.7	39.59	1.80	6.8	24.85	1.78
15	37.755	26.978	Samos	6.5	41.38	1.39	6.5	31.55	1.39	5.8	8.59	1.84	5.9	6.17	1.85	6.2	16.62	1.74	6.3	11.03	1.72	6.5	40.48	1.94	6.5	18.48	1.89
16	36.393	25.462	Santori	6.5	53.35	1.29	6.4	30.45	1.28	5.6	7.24	1.86	5.7	5.22	1.83	6.1	17.75	1.72	6.1	8.65	1.71	6.5	53.57	1.85	6.4	17.60	1.79
17	35.209	26.105	Sitia	6.7	58.20	1.30	6.7	38.29	1.28	5.9	9.92	1.80	5.9	6.83	1.82	6.4	21.57	1.66	6.5	14.26	1.65	6.7	47.79	1.83	6.7	23.32	1.81
18	38.816	24.596	Skyros	6.5	38.78	1.44	6.5	30.06	1.42	5.8	8.10	1.88	5.9	5.96	1.86	6.2	14.22	1.76	6.2	9.85	1.73	6.5	38.07	1.96	6.5	19.14	1.92
19	40.640	22.944	Thessal	6.3	38.41	1.52	6.3	28.04	1.48	5.6	6.86	1.83	5.7	4.71	1.77	6.0	13.35	1.72	6.0	7.90	1.72	6.3	45.74	2.07	6.3	15.95	2.05
20	39.362	22.942	Volos	6.6	33.91	1.35	6.6	28.14	1.36	6.0	8.97	1.75	6.2	6.84	1.74	6.4	14.61	1.60	6.5	10.28	1.57	6.5	29.59	1.83	6.6	15.80	1.82

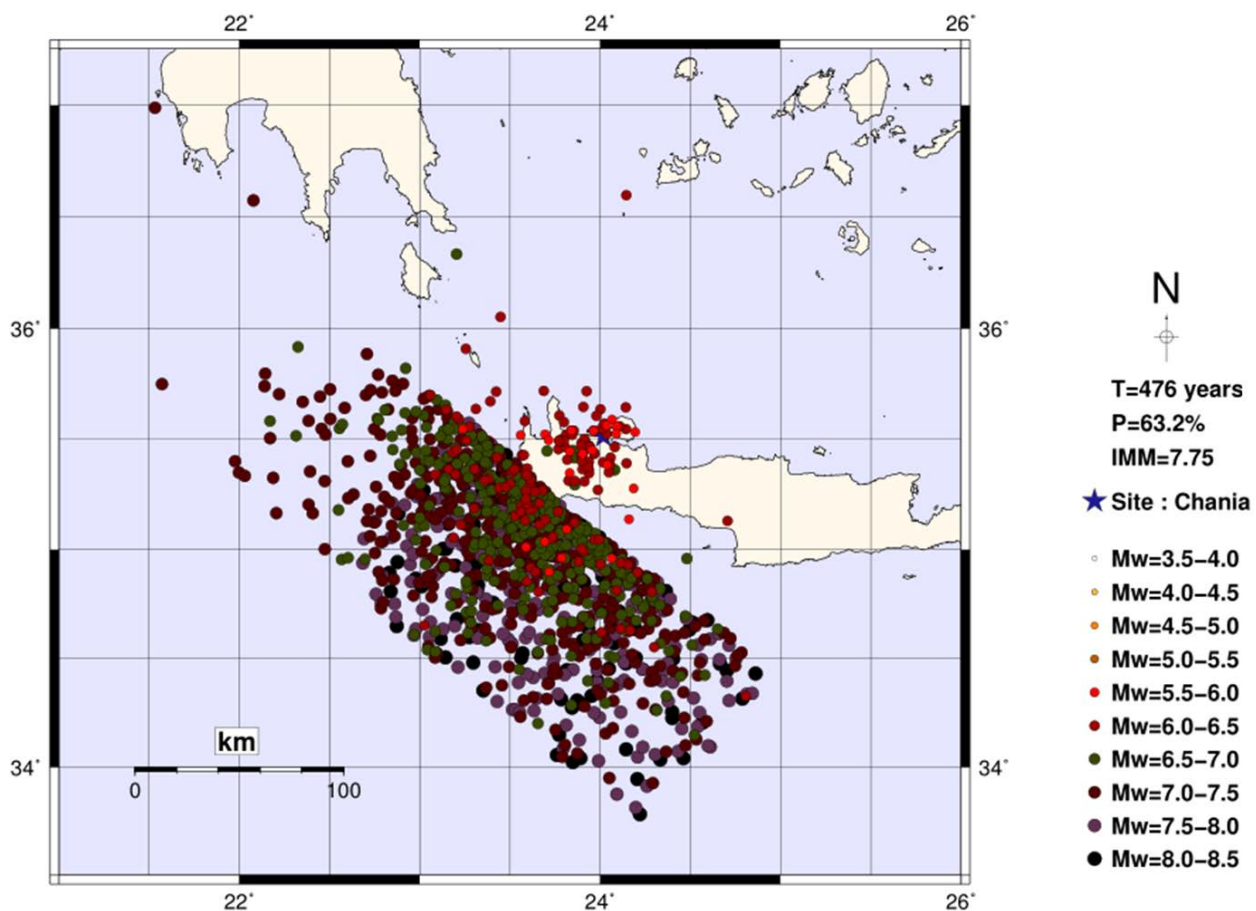
Πίνακας 5-2 Αποτελέσματα της αποάθροισης για πιθανότητα υπέρβασης 10.0%, σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, για τις 20 περιοχές του Σχήματος 4-60.

				I _{MM}						PGA						PGV						PGD					
				MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN			MEAN			MEDIAN		
N o	Lat (°)	Lon (°)	City	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$	$\bar{M}$	$\bar{R}$ (km)	$\bar{\epsilon}$	$\tilde{M}$	$\tilde{R}$ (km)	$\tilde{\epsilon}$
1	38.251	22.081	Aigio	6.5	33.37	1.57	6.6	25.11	1.50	6.0	7.30	1.94	6.1	5.20	1.87	6.3	10.17	1.77	6.3	8.23	1.74	6.4	21.09	2.06	6.5	12.70	2.00
2	37.984	23.728	Athens	6.3	59.70	1.50	6.3	51.15	1.51	5.7	15.23	1.91	5.8	10.38	1.92	6.1	31.82	2.02	6.1	19.67	2.05	6.5	90.37	2.33	6.4	45.92	2.24
3	35.514	24.018	Chania	7.1	99.94	1.14	7.0	95.00	1.17	5.9	27.45	1.85	5.8	14.06	1.85	6.7	63.14	1.71	6.8	57.47	1.78	7.1	93.95	1.74	7.2	88.28	1.79
4	37.442	24.940	Ermou	6.5	125.93	1.27	6.4	110.74	1.28	5.3	25.27	1.67	5.2	11.08	1.65	6.4	123.23	1.95	6.5	107.33	1.96	6.9	204.95	2.32	6.9	183.99	2.40
5	39.665	20.854	Iwan	6.6	49.71	1.28	6.6	43.71	1.29	6.0	14.74	1.78	6.1	10.81	1.77	6.4	24.67	1.71	6.4	17.26	1.69	6.6	59.37	2.04	6.7	31.07	2.04
6	37.042	22.114	Kalam	6.8	68.54	1.32	6.8	65.31	1.35	5.9	12.68	1.78	6.0	7.83	1.81	6.3	25.64	1.73	6.4	16.10	1.68	6.6	54.22	1.91	6.7	31.31	1.85
7	39.364	21.921	Kardits	6.5	46.06	1.33	6.6	36.93	1.29	6.0	14.05	1.71	6.1	10.80	1.71	6.4	24.86	1.64	6.4	17.93	1.61	6.5	53.13	1.98	6.6	30.40	1.92
8	40.938	24.413	Kavala	6.6	75.19	1.21	6.6	68.72	1.25	5.8	21.94	1.62	5.8	10.97	1.61	6.4	55.37	1.76	6.5	41.51	1.88	6.7	100.37	2.05	6.8	78.91	2.06
9	38.175	20.569	Kefalo	6.9	37.81	1.40	7.0	33.78	1.37	6.4	9.85	1.81	6.4	7.90	1.79	6.8	14.53	1.63	6.8	12.04	1.63	6.8	20.16	1.88	6.9	17.10	1.90
10	41.122	25.407	Komot	6.6	84.53	1.16	6.6	83.35	1.06	5.9	37.82	1.81	5.9	18.55	1.78	6.7	79.45	1.82	6.8	75.96	1.78	6.9	115.12	2.01	6.9	107.68	1.96
11	40.301	21.790	Kozani	6.2	37.28	1.53	6.3	27.97	1.51	5.6	8.25	1.93	5.7	6.57	1.92	6.0	13.49	1.72	6.0	9.18	1.75	6.2	42.03	2.04	6.2	15.27	2.01
12	39.875	25.063	Myrina	6.8	38.35	1.19	6.9	31.78	1.15	6.1	9.81	1.55	6.2	6.80	1.58	6.6	19.07	1.52	6.8	12.51	1.47	6.8	33.98	1.72	6.9	23.37	1.73
13	39.107	26.557	Mytilin	6.6	43.71	1.27	6.7	33.43	1.21	5.9	9.70	1.67	6.0	7.09	1.59	6.4	20.91	1.67	6.5	12.96	1.67	6.6	47.20	1.99	6.7	26.20	2.04
14	36.434	28.218	Rhod	6.8	54.49	1.16	6.9	52.30	1.19	5.9	9.86	1.77	5.9	6.73	1.85	6.4	18.82	1.61	6.5	13.02	1.56	6.7	42.92	1.78	6.7	26.21	1.78
15	37.755	26.978	Samos	6.5	42.14	1.35	6.5	30.98	1.33	5.9	8.89	1.68	6.0	6.67	1.70	6.2	16.65	1.62	6.3	11.14	1.65	6.5	40.09	1.89	6.5	20.55	1.89
16	36.393	25.462	Santori	6.5	57.10	1.30	6.3	29.05	1.27	5.6	7.37	1.87	5.6	5.49	1.85	6.1	18.94	1.65	6.0	8.62	1.66	6.4	53.00	1.80	6.3	17.11	1.75
17	35.209	26.105	Sitia	6.7	61.24	1.25	6.7	38.23	1.25	5.8	9.62	1.78	5.8	6.75	1.76	6.4	24.03	1.61	6.5	14.78	1.52	6.6	48.89	1.87	6.6	26.21	1.81
18	38.816	24.596	Skyros	6.5	41.64	1.35	6.5	34.12	1.34	5.7	8.13	1.85	5.8	5.61	1.83	6.2	16.78	1.74	6.3	11.50	1.71	6.5	42.25	1.90	6.5	19.54	1.87
19	40.640	22.944	Thessal	6.2	37.81	1.42	6.2	26.38	1.37	5.6	7.73	1.80	5.7	5.43	1.73	5.9	13.34	1.75	6.0	8.13	1.73	6.2	47.38	2.07	6.2	16.19	2.03
20	39.362	22.942	Volos	6.6	33.16	1.24	6.6	29.52	1.19	6.0	8.39	1.64	6.1	6.59	1.61	6.4	14.95	1.59	6.4	11.54	1.62	6.5	27.59	1.76	6.6	15.91	1.73

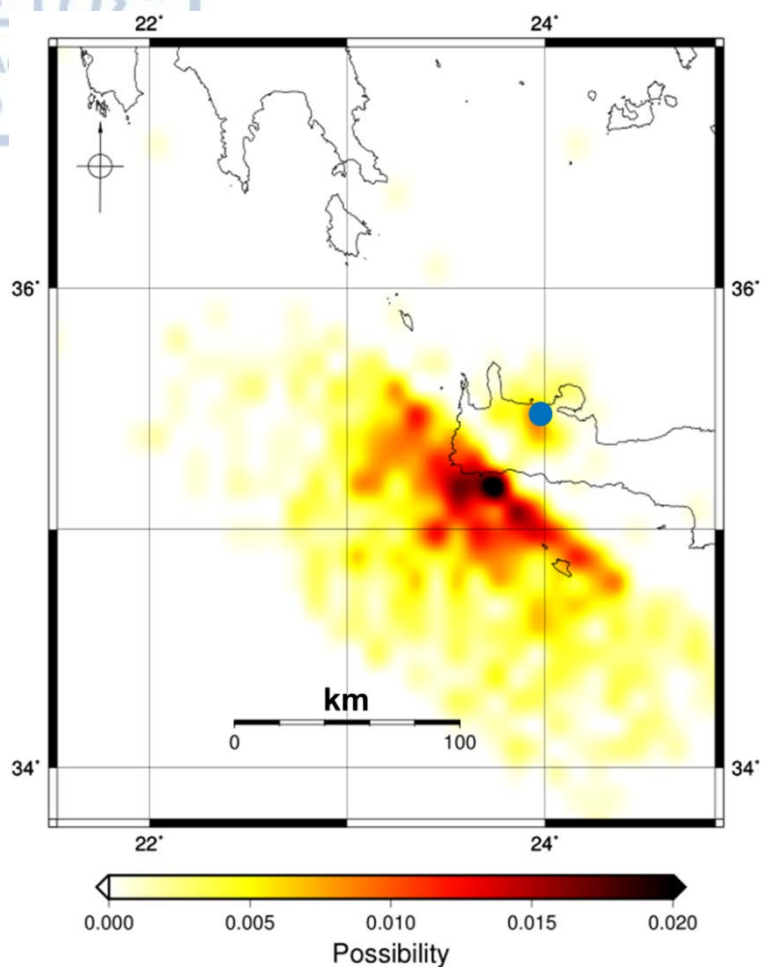
5.3.1 ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ, I_{MM}

1. ΧΑΝΙΑ

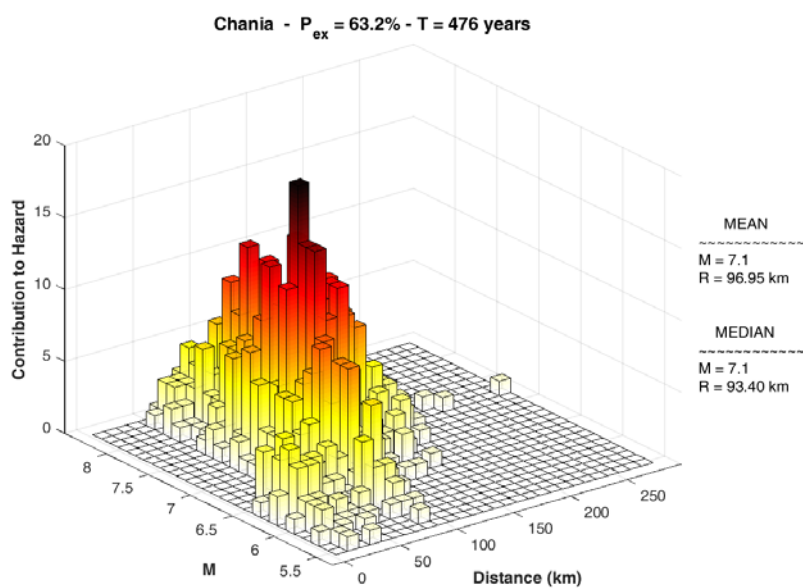
Τα Χανιά αποτελούν μια περιοχή η οποία επηρεάζεται από μεσαίου και μεγάλου μεγέθους σεισμούς, οι οποίοι γίνονται τόσο σε κοντινές αποστάσεις όσο και σε μακρινές αποστάσεις (Σχήμα 5-5, 5-7, 5-8). Το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής επικινδυνότητας προέρχεται από κάποιο από τα ανάστροφα ρήγματα στα οποία γίνεται η κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, το οποίο βρίσκεται ΝΔ των Χανίων, έχει ΒΔ-ΝΑ παράταξη και μπορεί να γεννήσει σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου του 8.0 (Σχήμα 5-5, Σχήμα 5-6). Η τιμή της μακροσεισμικής έντασης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 7.75.



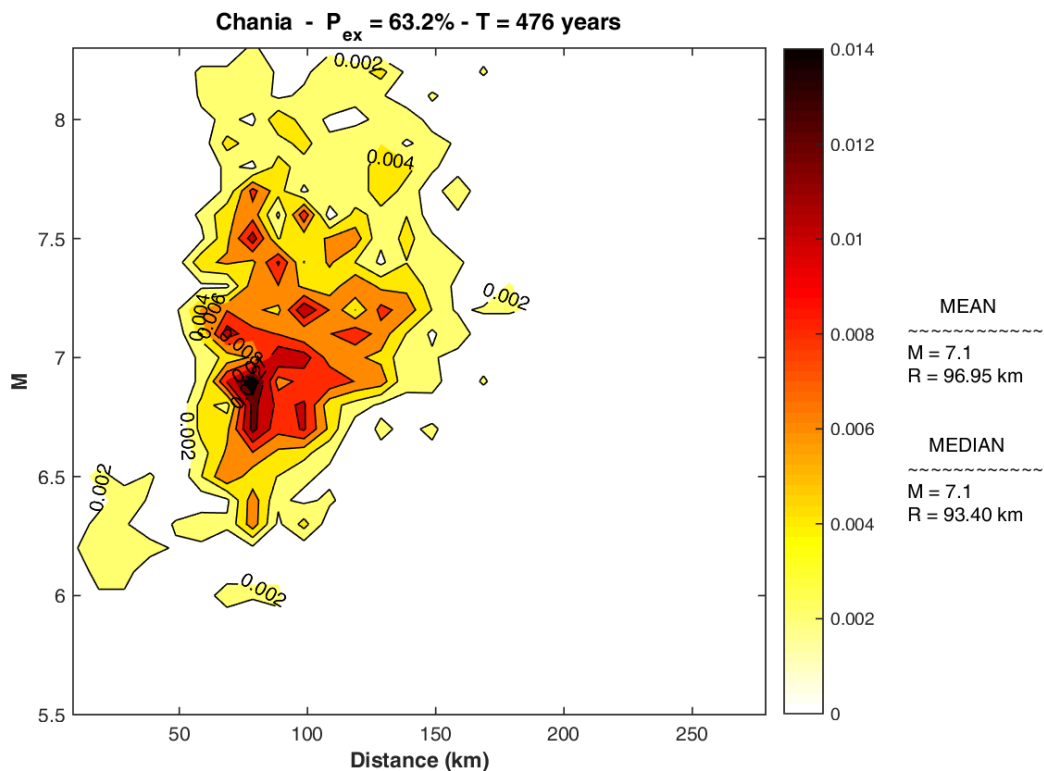
Σχήμα 5-5 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που δύνανται να προκαλέσουν στα Χανιά μακροσεισμική ένταση μεγαλύτερη της τιμής 7.75 (η οποία έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Τα μεγέθη τους κυμαίνονται από το 5.0 έως το 8.5. Οι σεισμοί αυτοί είναι ενδεικτικοί της γεωμετρίας της σεισμικής πηγής.



Σχήμα 5-6 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας του Σχήματος 5-5. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης (Χανιά, μπλε κουκκίδα) να επηρεαστεί από σειμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



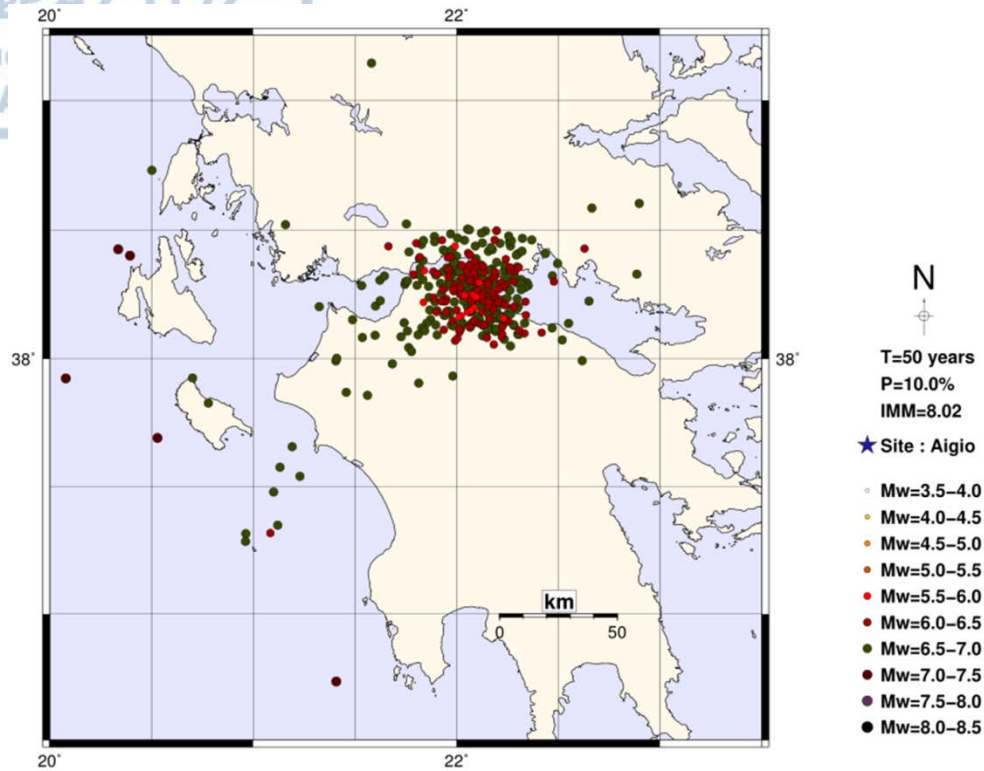
Σχήμα 5-7 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σειμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 50-150 km από τα Χανιά, με μεγέθη μεταξύ των 6.5 και 7.5.



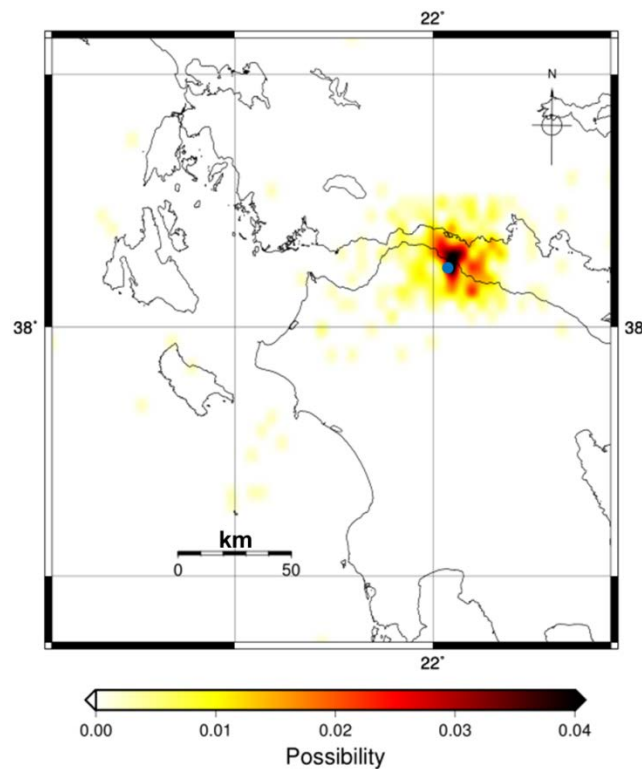
Σχήμα 5-8 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Χανιά).

2. ΑΙΓΙΟ

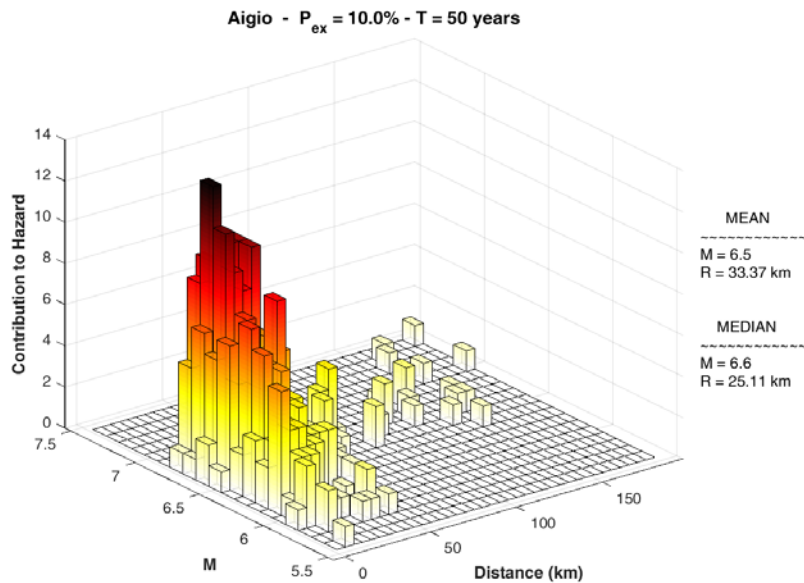
Το Αίγιο αποτελεί μια περιοχή υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας, η οποία προκύπτει κυρίως από σεισμούς που τοποθετούνται περιμετρικά του, σε κοντινές αποστάσεις (Σχήμα 5-9, 5-10, 5-11, 5-12). Τα μεγέθη τους κυμαίνονται από 5.5 έως 7.5. Η τιμή της μακροσεισμικής έντασης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% για περίοδο επανάληψης 50 ετών είναι ίση με 8.02. Το σημείο παρατήρησης δεν επηρεάζεται καθόλου από το ανατολικό κομμάτι του Κορινθιακού Κόλπου.



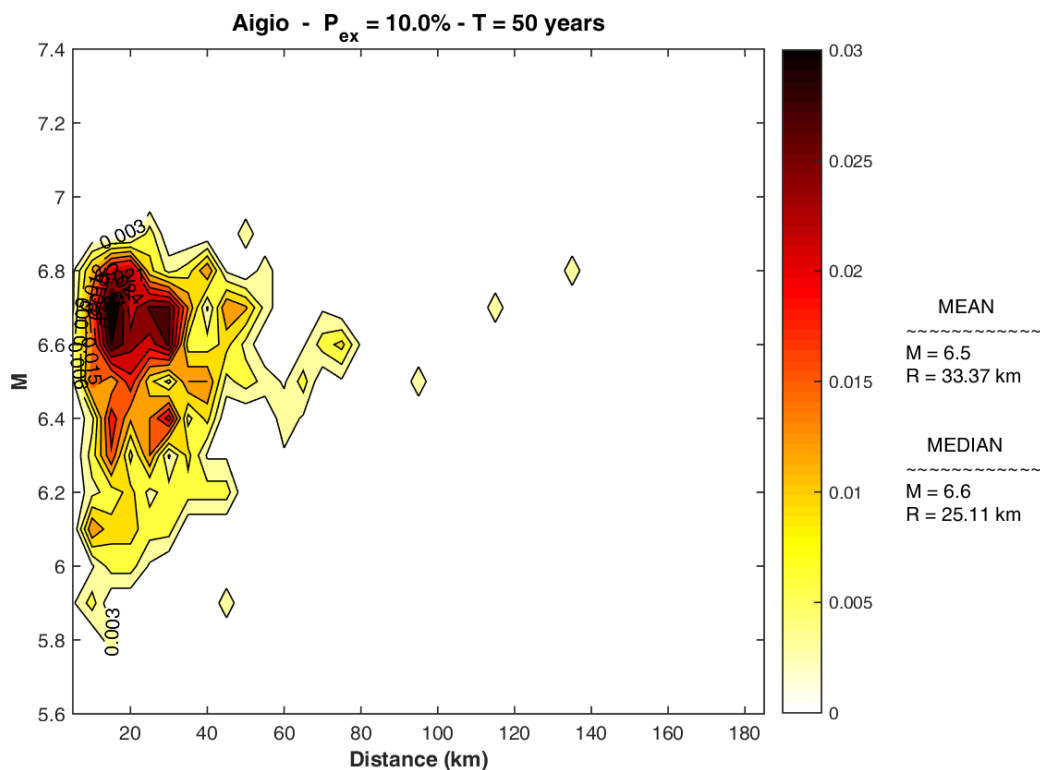
Σχήμα 5-9 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στο Αίγιο μακροσεισμική ένταση μεγαλύτερη της τιμής 8.02 (η οποία έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0%), για περίοδο επανάληψης 50 ετών. Τα μεγέθη τους κυμαίνονται από 5.5 έως 7.5.



Σχήμα 5-10 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης (Αίγιο, μπλε κουκκίδα) να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες. Μεγαλύτερη πιθανότητα να πλήξουν το σημείο έχουν οι πολύ κοντινές σε αυτό περιοχές.



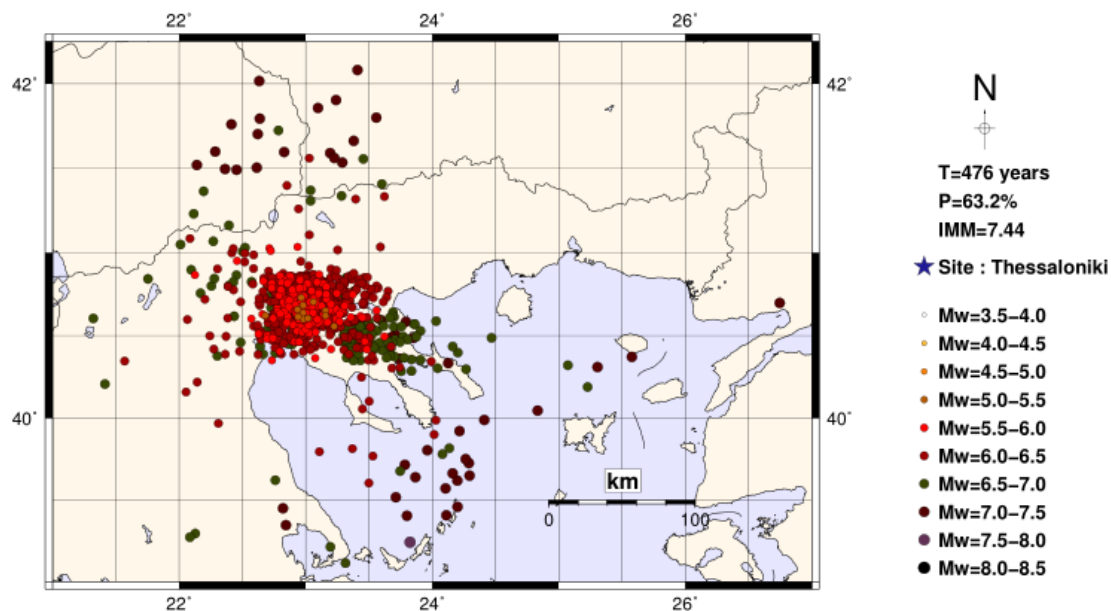
Σχήμα 5-11 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 10-40 km από το Αίγιο, με μεγέθη μεταξύ των 6.5 και 6.8.



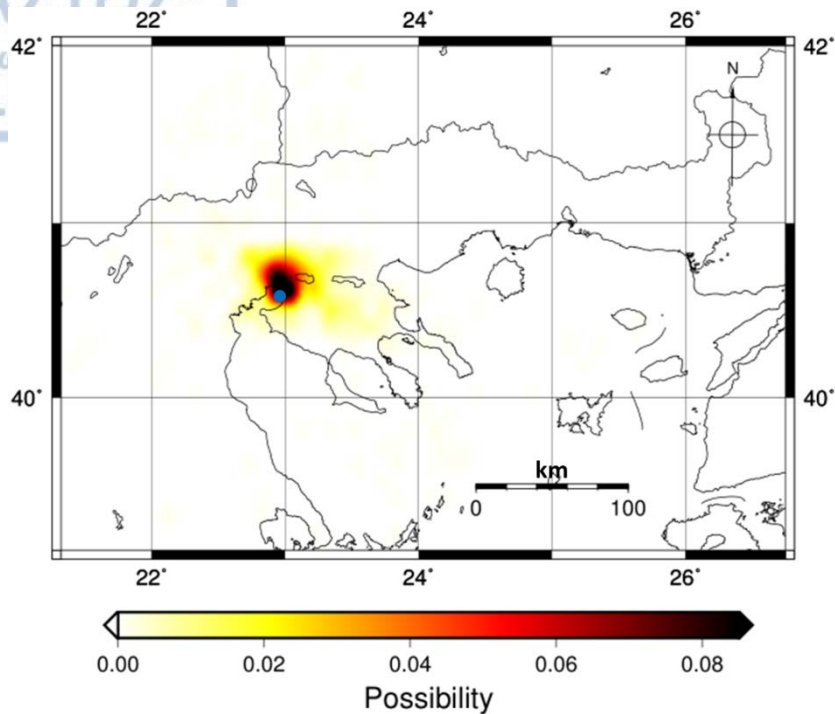
Σχήμα 5-12 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Αίγιο).

3. ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

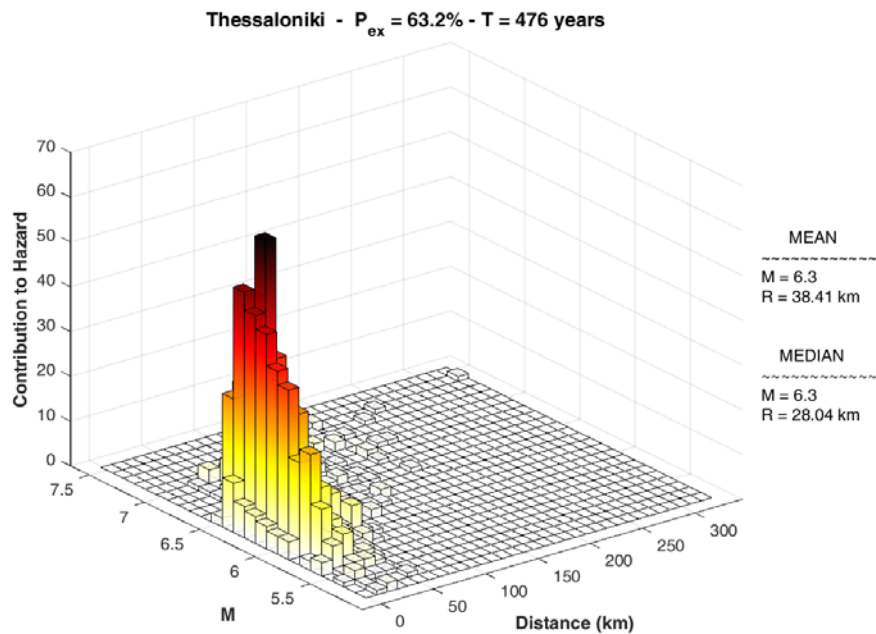
Η σεισμική επικινδυνότητα της Θεσσαλονίκης προέρχεται από διάφορες σεισμικές πηγές. Το μεγαλύτερο ποσοστό οφείλεται σε σεισμούς που γίνονται σε κοντινές αποστάσεις με μέγεθος 5.0-6.5. Επίσης, προκαλείται και από σεισμούς των οποίων το επίκεντρο βρίσκεται στη λεκάνη της Μυγδονίας και τη Χαλκιδική, και το μέγεθος τους κυμαίνεται από 6.5 έως 7.0 (Σχήμα 5-13, 5-14, 5-15, 5-16). Ένα μικρότερο ποσοστό οφείλεται στο ρήγμα της τάφρου του Β. Αιγαίου και στην περιοχή του ρήγματος της Κρέσνα (περιοχή Π.Γ.Δ.Μ.-Βουλγαρίας). Η τιμή της μακροσεισμικής έντασης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάλληψης 476 ετών είναι ίση με 7.44.



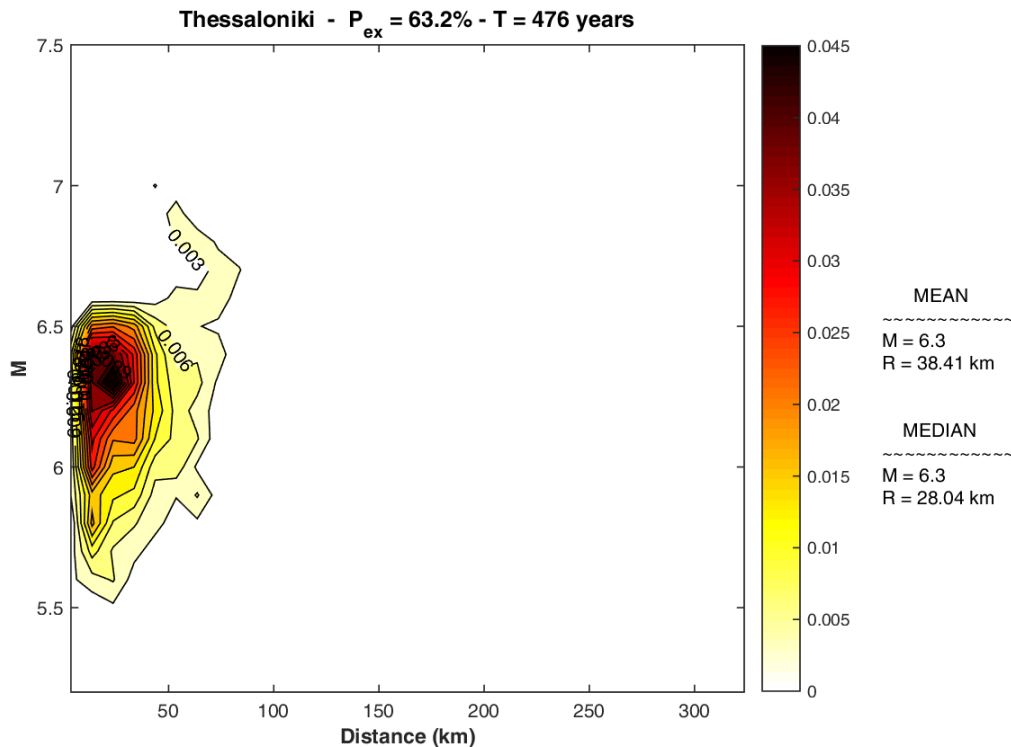
Σχήμα 5-13 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στη Θεσσαλονίκη μακροσεισμική ένταση μεγαλύτερη της τιμής 7.44 (η οποία έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάλληψης 476 ετών. Οι σεισμοί μπορούν να χωριστούν σε δύο clusters, ένα που περιέχει τους κόκκινους σεισμούς με μεγέθη 5.0 έως 7.0 και ένα δεύτερο που βρίσκεται στη Χαλκιδική, και περιέχει ως επί το πλείστον πράσινους σεισμούς, μεγέθους 6.5 έως 7.0. Σε πιο μακρινές αποστάσεις εντοπίζονται σεισμοί κατά μήκος του ρήγματος της τάφρου του Β. Αιγαίου και της περιοχής του ρήγματος της Κρέσνα (Π.Γ.Δ.Μ.-Βουλγαρία).



Σχήμα 5-14 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης (Θεσσαλονίκη, μπλε κουκκίδα) να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες. Είναι φανερό ότι η μακροσεισμική ένταση επηρεάζεται και από μεγάλες αποστάσεις.



Σχήμα 5-15 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-50 km από τη Θεσσαλονίκη, με μεγέθη μεταξύ των 5.7 και 6.5.



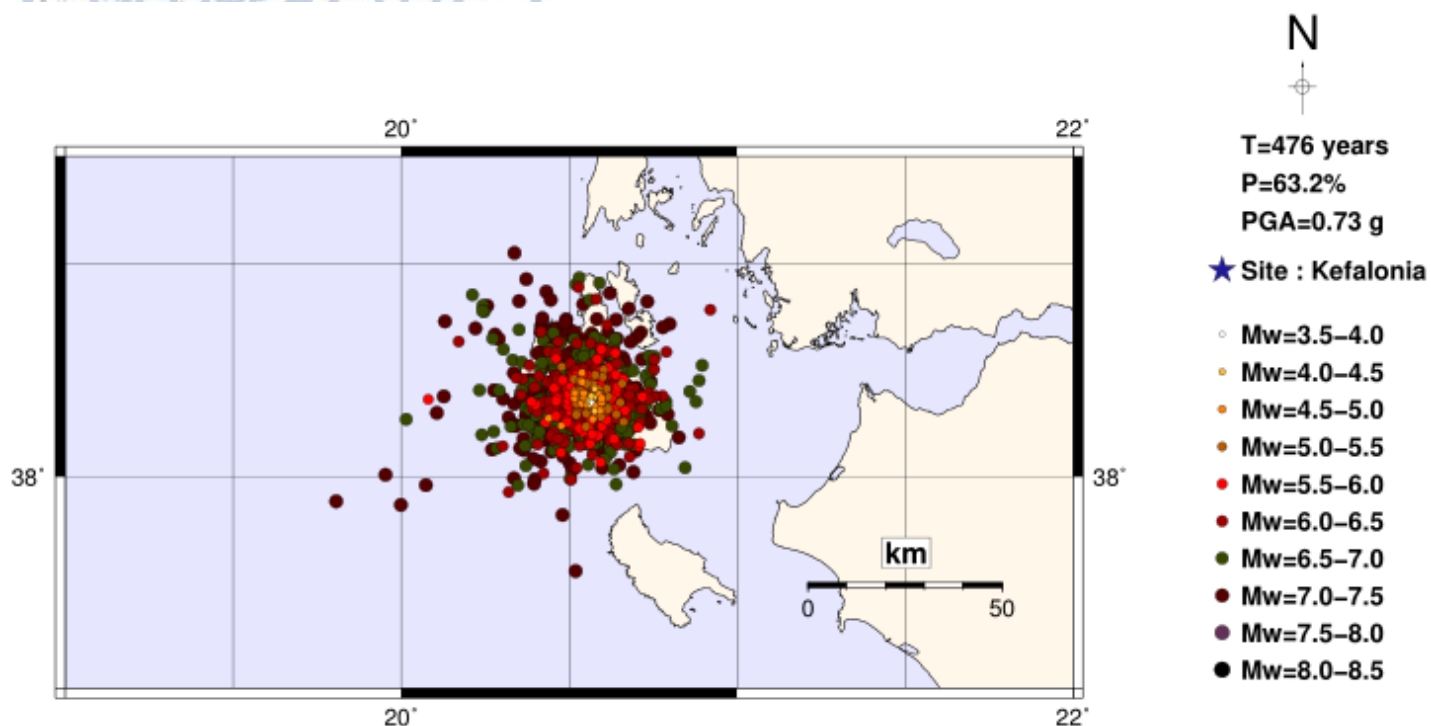
Σχήμα 5-16 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Θεσσαλονίκη).

5.3.2 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ, PGA

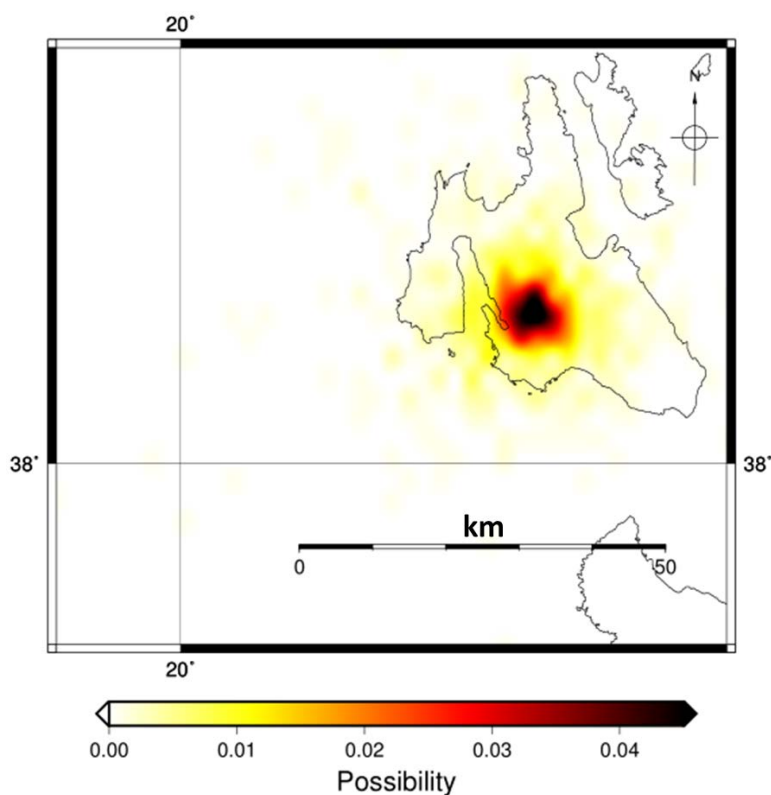
Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση αποτελεί την παράμετρο που έχει την πιο έντονη απόσβεση, καθώς έχει υψηλότερο συχνοτικό περιεχόμενο από τις υπόλοιπες (PGV ή PGD).

1. ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ

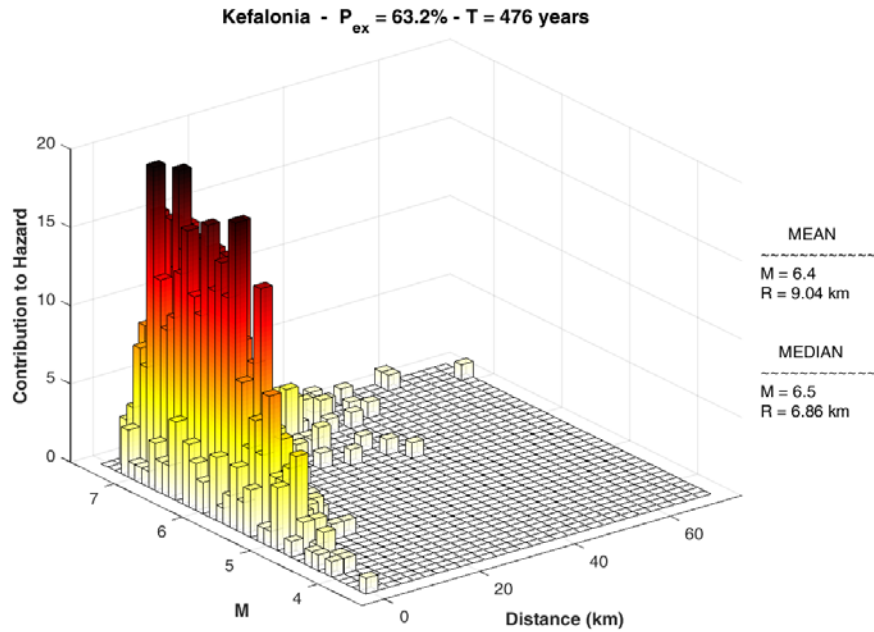
Λόγω της σεισμοτεκτονικής της, η Κεφαλονιά εμφανίζει τη μεγαλύτερη σεισμική επικινδυνότητα στην Ελλάδα, με αποτέλεσμα οι αντίστοιχες τιμές να είναι ιδιαίτερα υψηλές, τόσο για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση όσο και για τις υπόλοιπες παραμέτρους. Είναι η μοναδική περιοχή, μεταξύ αυτών που μελετήθηκαν, για την οποία όλες οι παράμετροι επηρεάζονται αποκλειστικά από κοντινές αποστάσεις (έως και 70 km). Οι ζητούμενοι σεισμοί τοποθετούνται περιμετρικά της Κεφαλονιάς, και έχουν μεγάλο εύρος μεγεθών, από 3.5 έως 7.5 (Σχήμα 5-17, 5-18, 5-19, 5-20). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 0.73 g (ή 716.13 cm/s²).



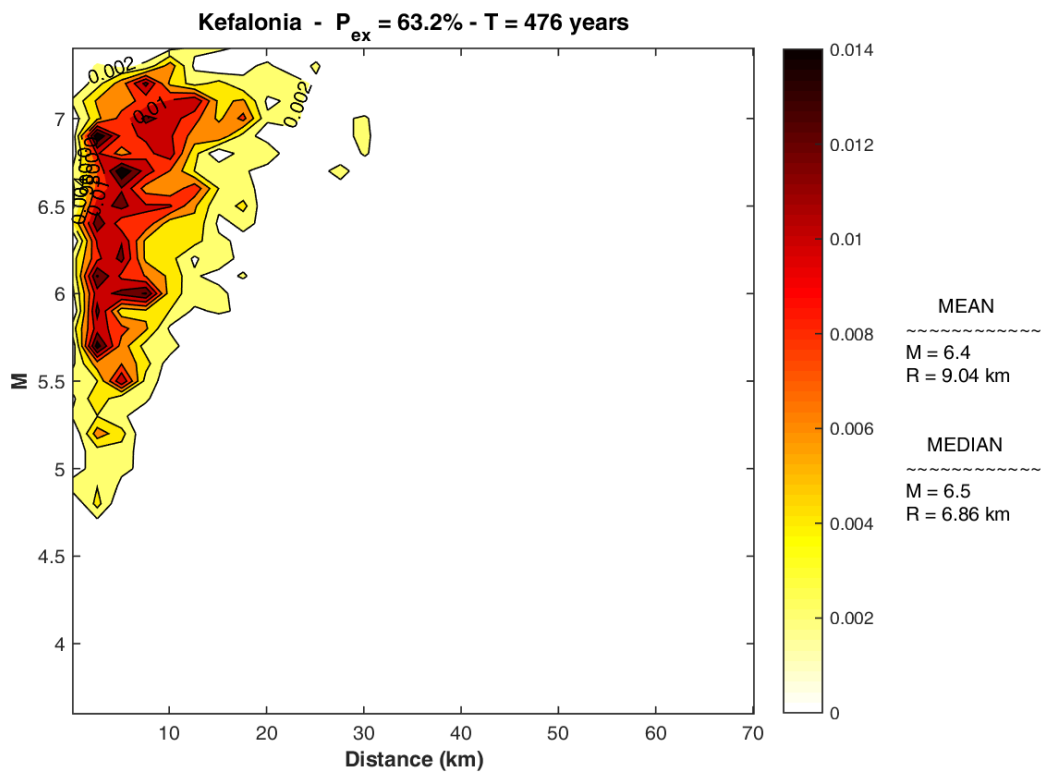
Σχήμα 5-17 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στην Κεφαλονιά μέγιστη εδαφική επιτάχυνση μεγαλύτερη από 0.73 g (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Οι σεισμοί βρίσκονται περιμετρικά της Κεφαλονιάς, χωρίς να σκιαγραφούν το ρήγμα από το οποίο γεννώνται (λόγω της γεωμετρίας της σεισμικής πηγής στην περιοχή), και έχουν μεγέθη μεταξύ των τιμών 3.5 και 7.5.



Σχήμα 5-18 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για το νησί της Κεφαλονιάς. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει η περιοχή παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές τοποθεσίες. Είναι φανερό ότι η εδαφική επιτάχυνση επηρεάζεται από μικρές αποστάσεις.



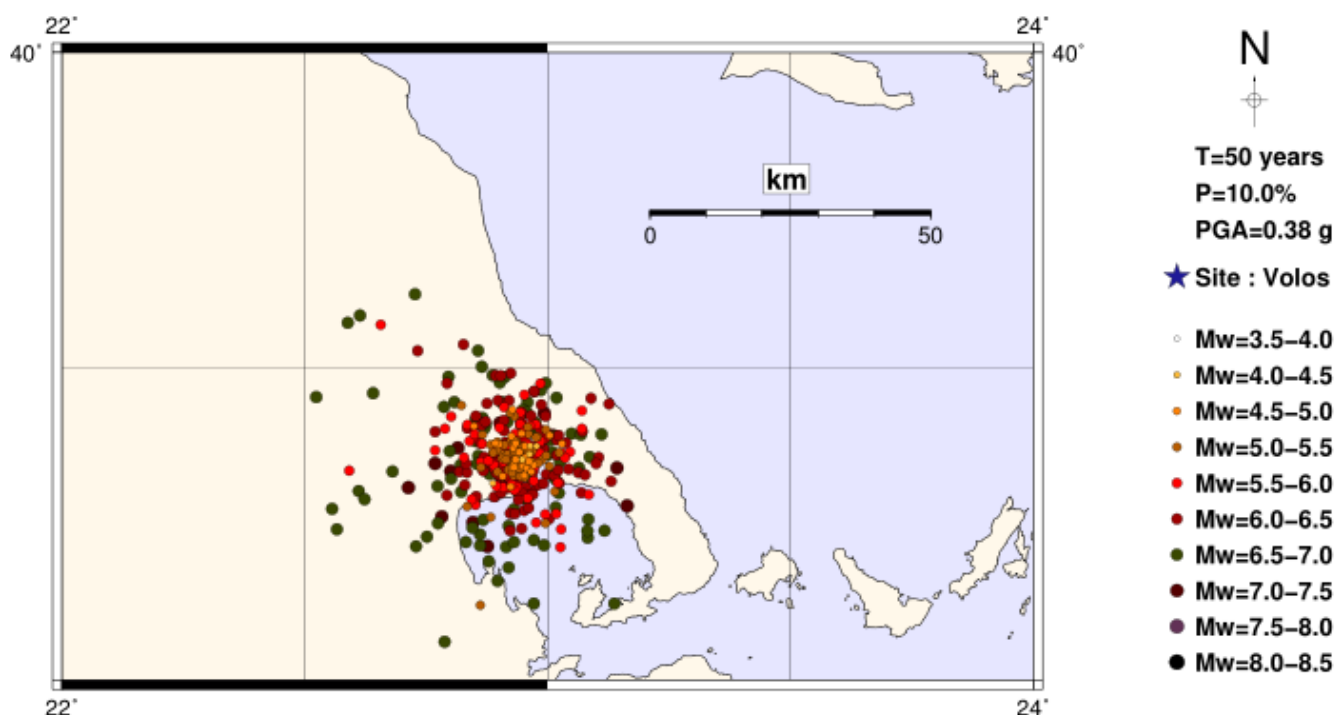
Σχήμα 5-19 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-30 km από την Κεφαλονιά, με μεγέθη μεταξύ των 5.0 και 7.5.



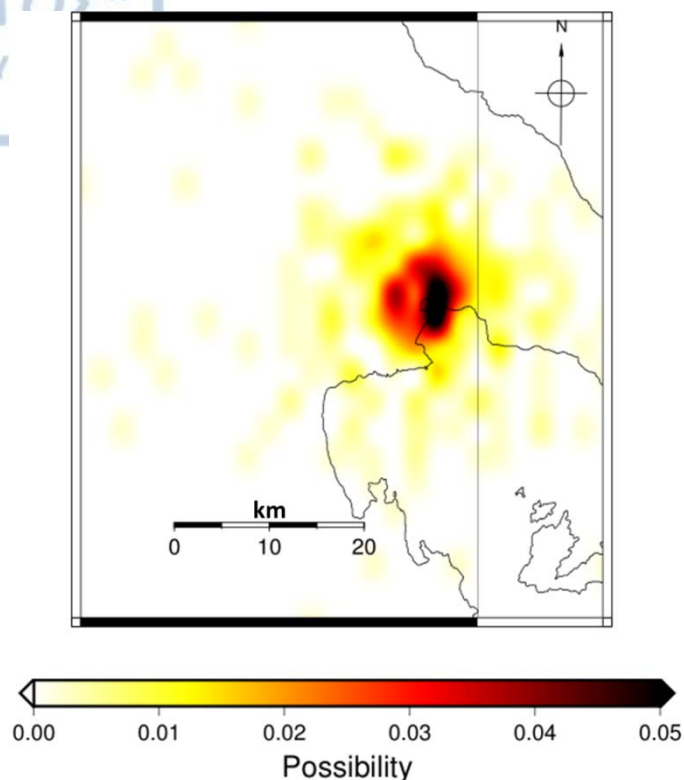
Σχήμα 5-20 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το νησί της Κεφαλονιάς.

2. ΒΟΛΟΣ

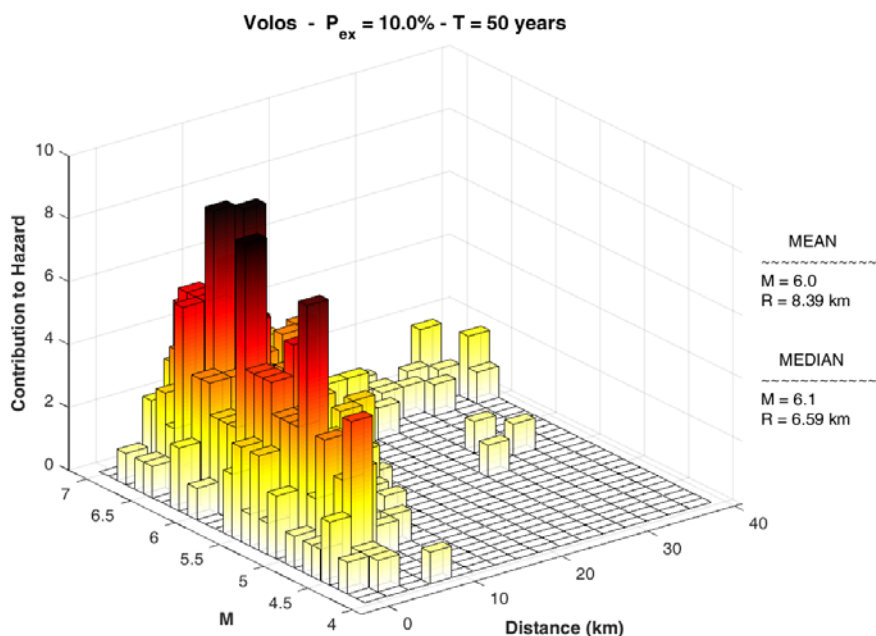
Ο Βόλος παρουσιάζει ιδιαίτερο σεισμολογικό ενδιαφέρον, καθώς ανατολικά του τερματίζεται (φαινομενικά) το ρήγμα της τάφρου του Β. Αιγαίου, ενώ δυτικά του υπάρχουν τα ρήγματα της Ν. Θεσσαλίας. Κατέχει μία από τις υψηλότερες θέσεις στη σειρά με τις σεισμικά πιο επικίνδυνες περιοχές. Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση επηρεάζεται από σεισμούς που γίνονται σε πολύ κοντινές αποστάσεις από το Βόλο (έως και 40 km), με αρκετά μεγάλο εύρος μεγεθών, μεταξύ του 4.0 και του 7.0 (Σχήμα 5-21, 5-22, 5-23, 5-24). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% για περίοδο επανάληψης 50 ετών είναι ίση με 0.38 g (ή 372.78 cm/s^2).



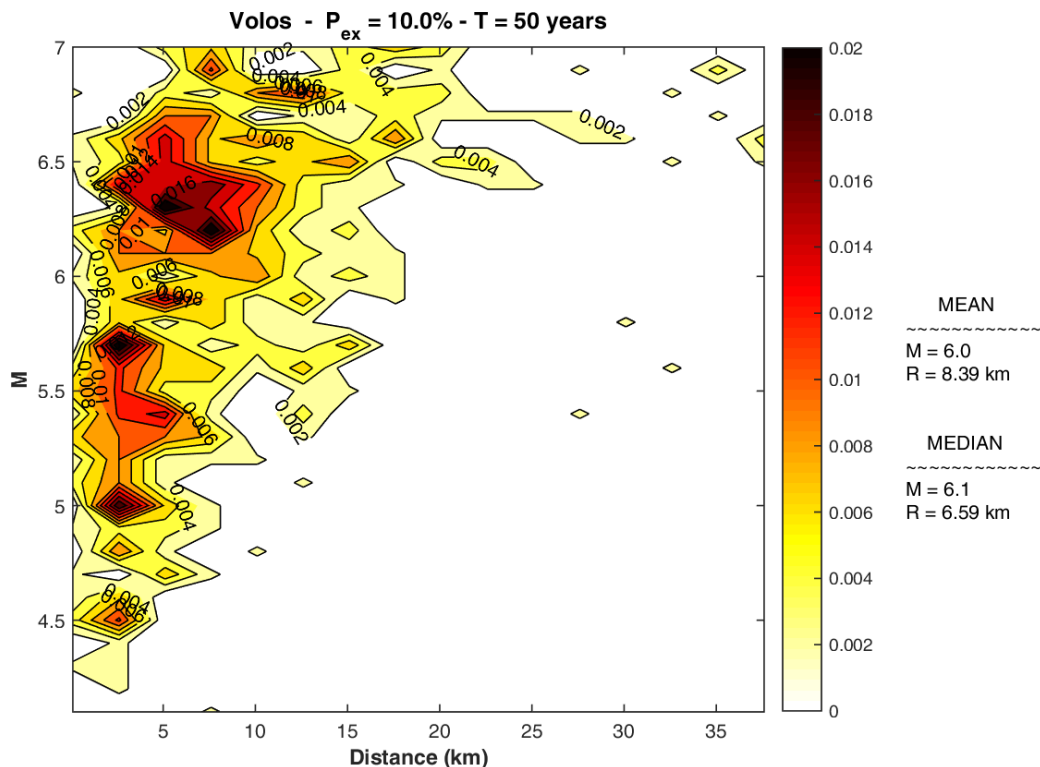
Σχήμα 5-21 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στο Βόλο μέγιστη εδαφική επιτάχυνση μεγαλύτερη από 0.38 g (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0%), για περίοδο επανάληψης 50 ετών. Οι σεισμοί βρίσκονται περιμετρικά του Βόλου, και έχουν μεγέθη μεταξύ των τιμών 4.0 και 7.0.



Σχήμα 5-22 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για το Βόλο. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει η περιοχή παρατήρησης (Βόλος) να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές τοποθεσίες. Είναι φανερό ότι η εδαφική επιτάχυνση επηρεάζεται από μικρές αποστάσεις. Παρατηρούνται δύο μέγιστα με πιθανότητα 5.0%, σε απόσταση ελαχίστων km.



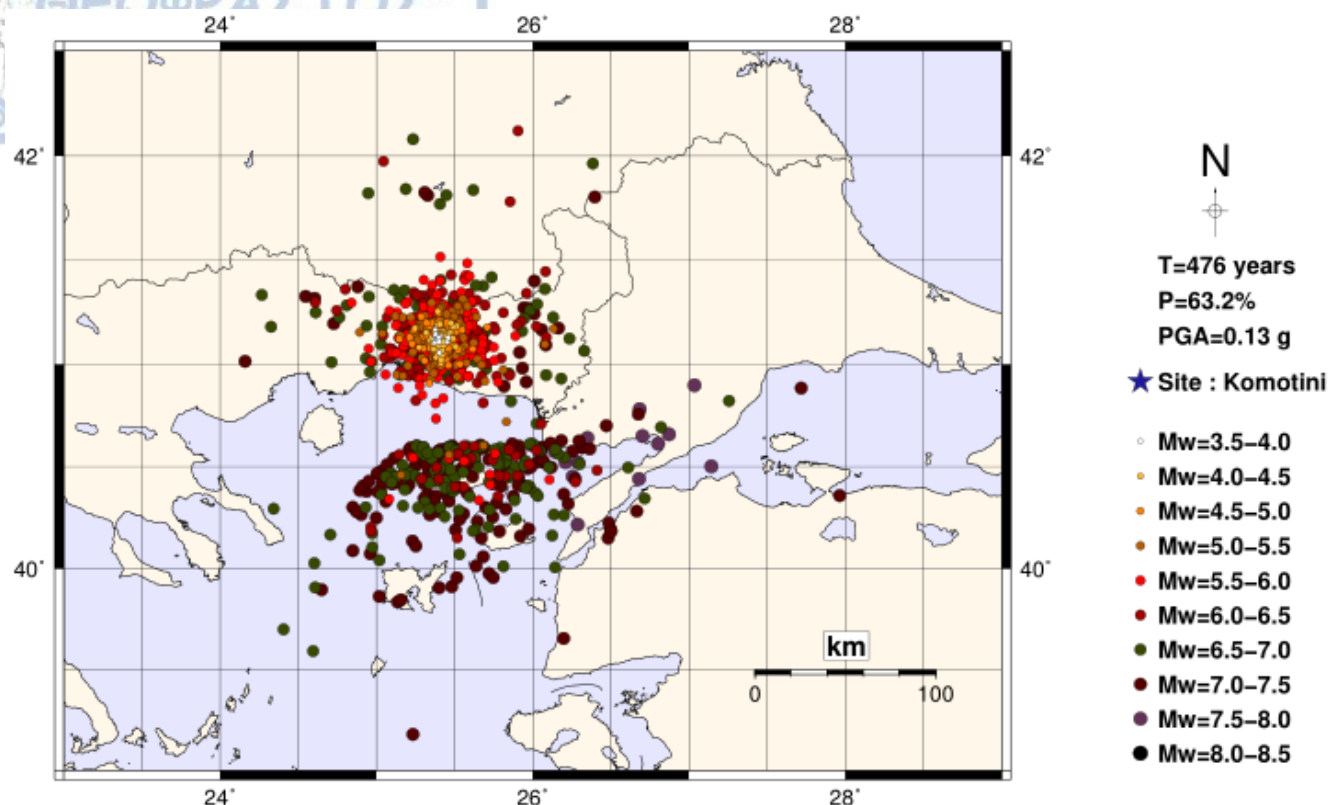
Σχήμα 5-23 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-15 km από το Βόλο, με μεγέθη μεταξύ των 4.5 και 7.0.



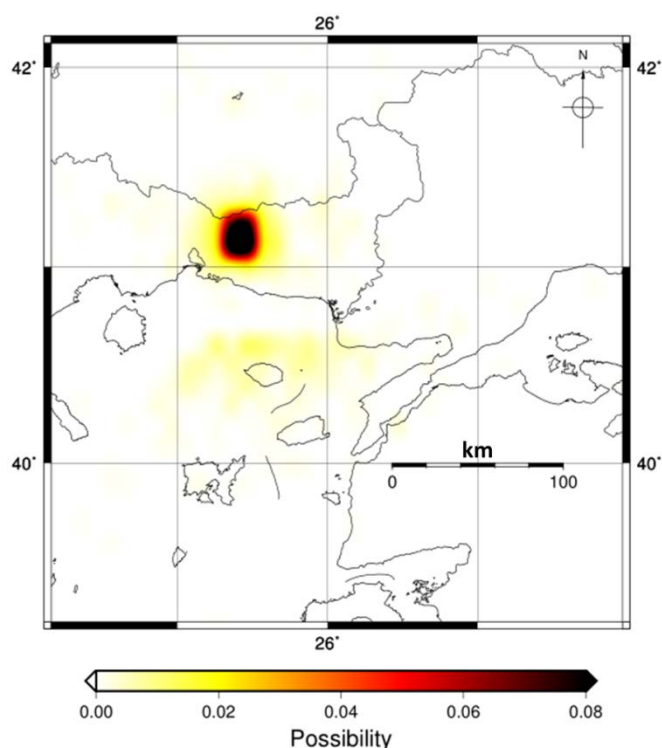
Σχήμα 5-24 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το Βόλο.

3. ΚΟΜΟΤΗΝΗ

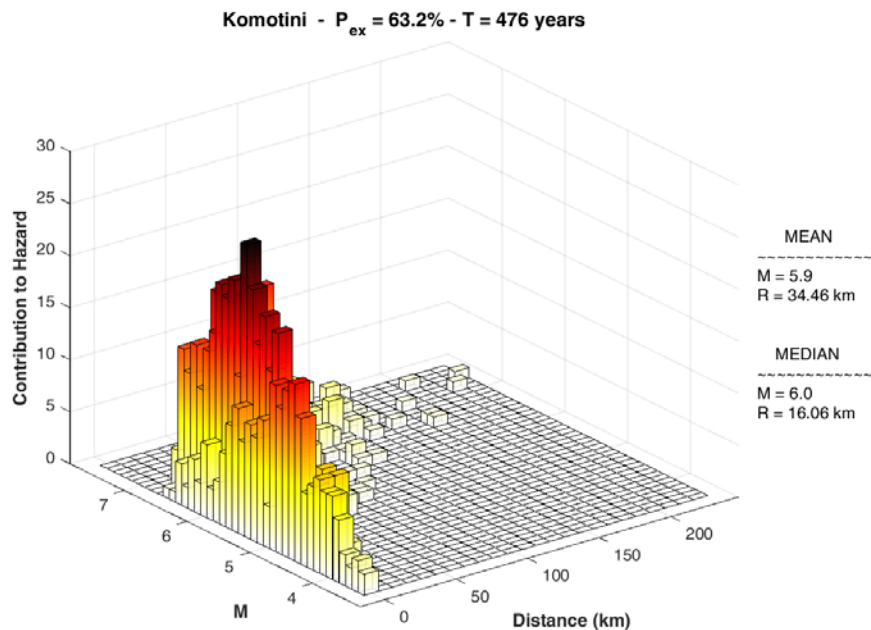
Η Κομοτηνή είναι μια πόλη που χαρακτηρίζεται από χαμηλή σεισμική επικινδυνότητα, καθώς βρίσκεται σε περιοχή χαμηλής σεισμικότητας. Ωστόσο, επηρεάζεται πολύ χαρακτηριστικά από 2 συγκεντρώσεις σεισμών. Η πρώτη είναι περιμετρική της πόλεως, σε μικρή ακτίνα απόστασης και με μεγέθη από 3.5 έως 6.5. Η δεύτερη βρίσκεται σε μεγαλύτερες αποστάσεις, και αποτελείται από σεισμούς που γίνονται κατά μήκος του ρήγματος της τάφρου του Β. Αιγαίου και αναδεικνύουν τη γεωμετρία του. Οι σεισμοί αυτοί έχουν μεγαλύτερο μέγεθος σε σχέση με την πρώτη συγκεντρώση, καθώς κυμαίνονται από 5.0 έως 7.5 (Σχήμα 5-25, 5-26, 5-27, 5-28). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 0.13 g (ή 127.53 cm/s²).



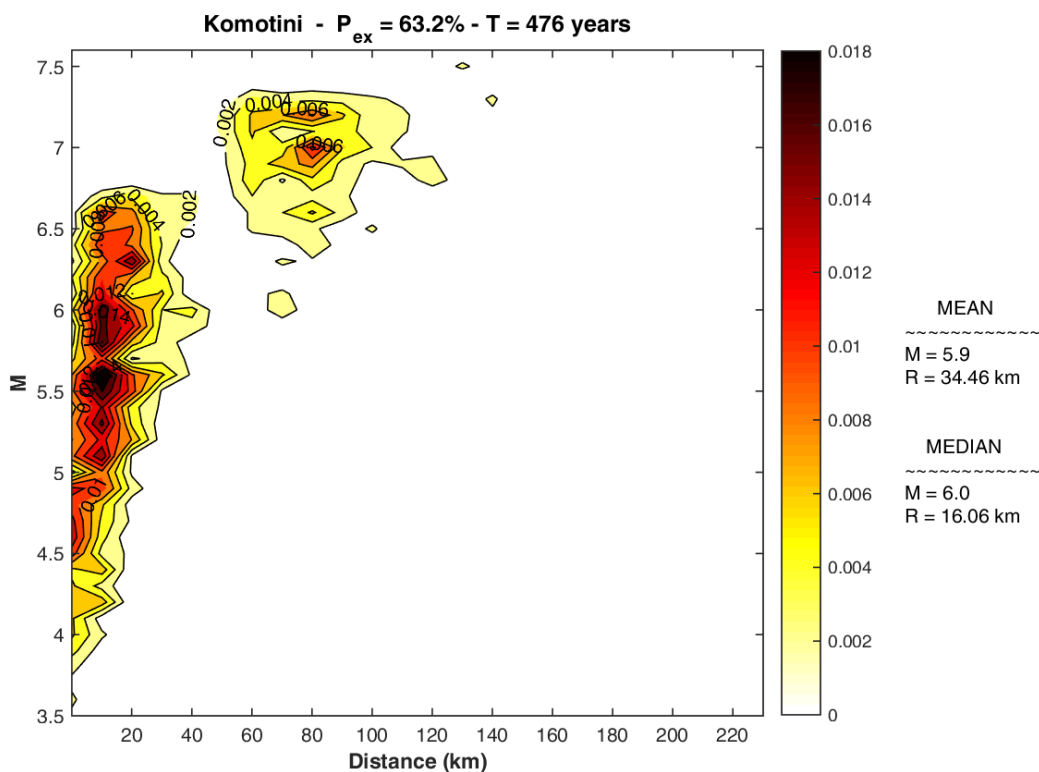
Σχήμα 5-25 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στην Κομοτηνή μέγιστη εδαφική επιτάχυνση μεγαλύτερη από 0.13 g (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Οι σεισμοί σχηματίζουν 2 ομάδες (clusters), μία που περιέχει σεισμούς κοντινών με την πόλη αποστάσεων και μεγεθών μεταξύ 3.5 και 6.5, και μία που αναδεικνύει τμήμα του ρήγματος της τάφρου του Β. Αιγαίου, με σεισμούς μεγέθους 5.0-7.5.



Σχήμα 5-26 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για την Κομοτηνή. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει η περιοχή παρατήρησης (Κομοτηνή) να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



Σχήμα 5-27 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-50 km από την Κομοτηνή, με μεγέθη μεταξύ των 3.5 και 6.7. Λιγότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε αποστάσεις των 50-150 km, με μέγεθος 6.5-7.5.



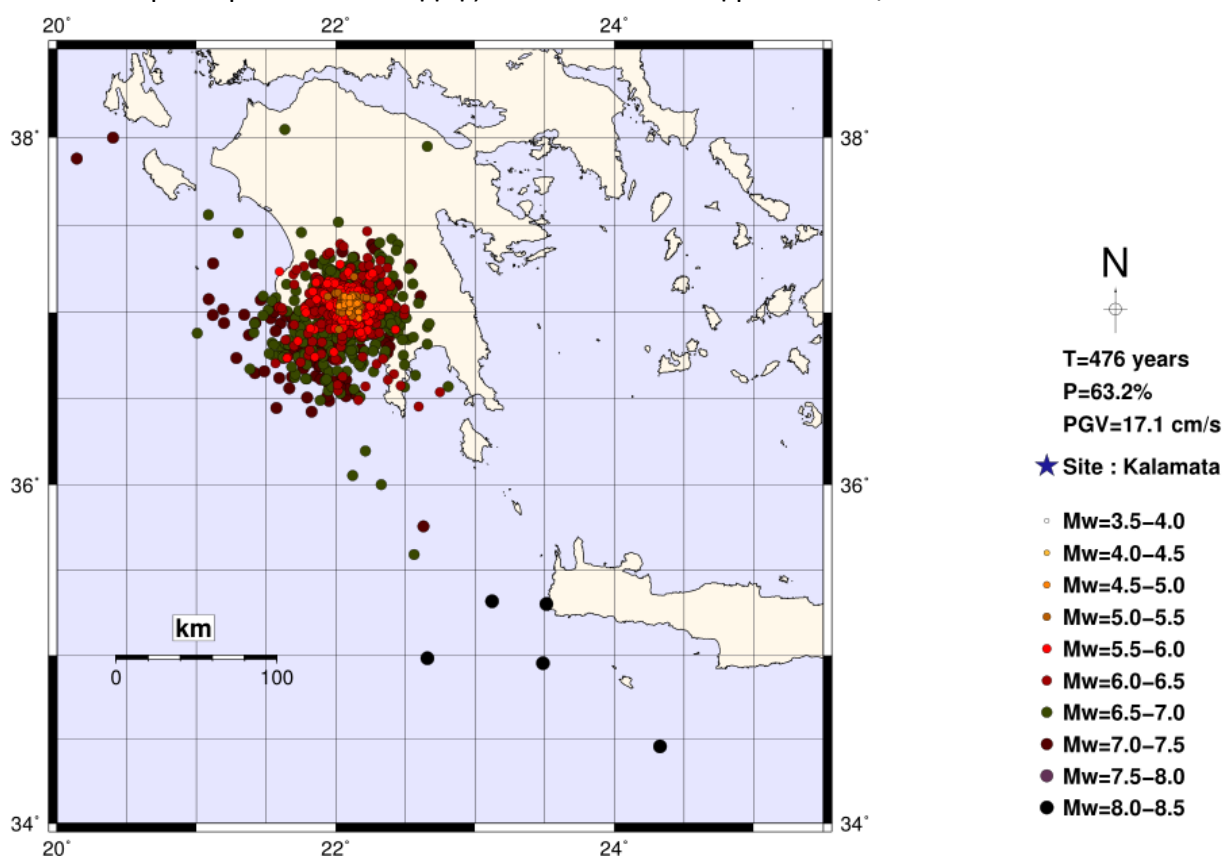
Σχήμα 5-28 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Κομοτηνή).

5.3.3 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ, *PGV*

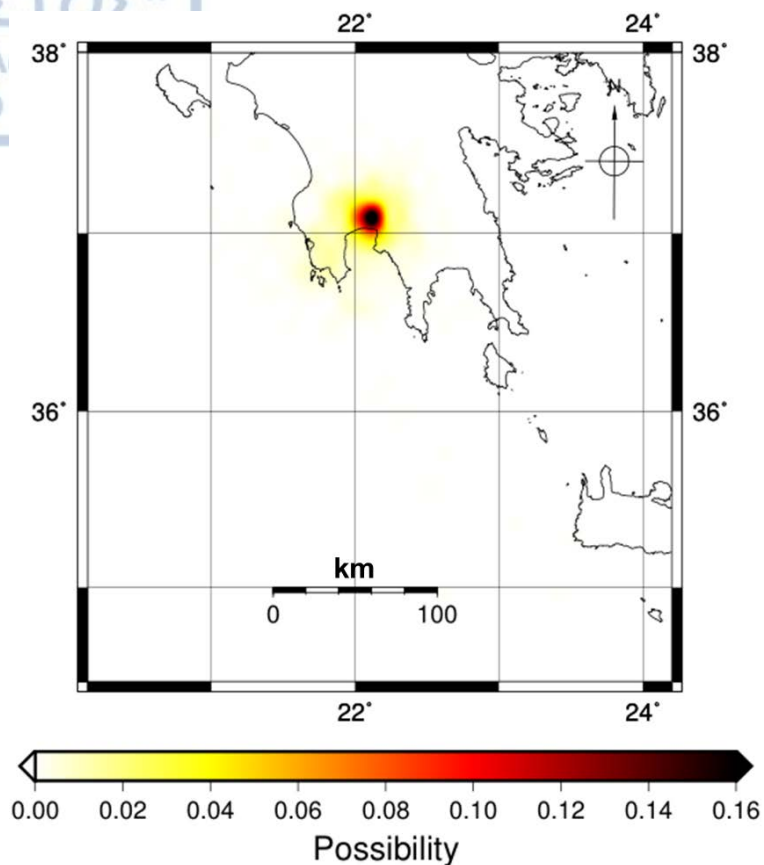
Η μέγιστη εδαφική ταχύτητα, σε σχέση με τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, αποσβένεται σε μεγαλύτερες αποστάσεις, αφού ελέγχεται από ακόμα μικρότερες τιμές συχνότητας (μεγαλύτερες περιόδους).

1. ΚΑΛΑΜΑΤΑ

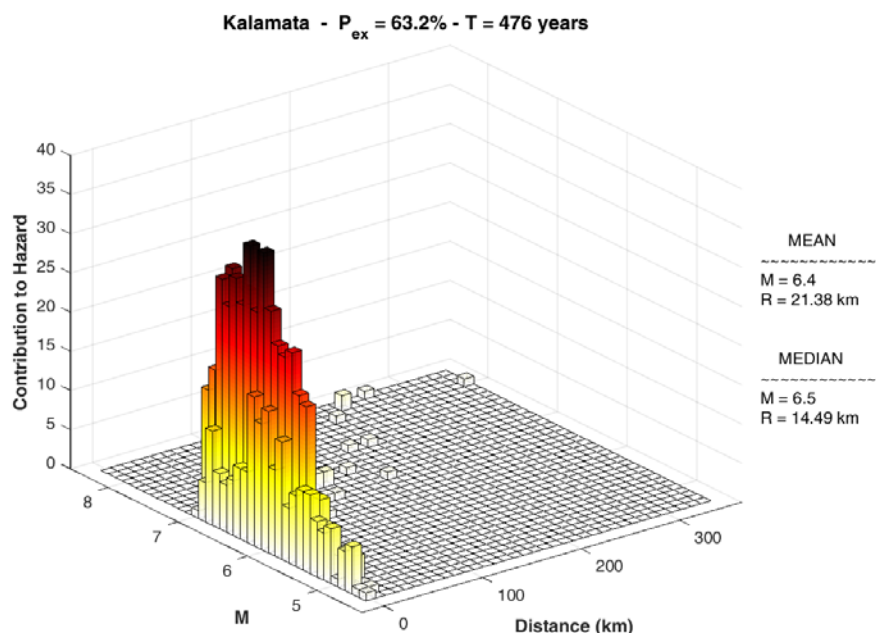
Η σεισμική επικινδυνότητα της Καλαμάτας αυξάνεται κυρίως από τη συμβολή σεισμών που γίνονται σε κοντινές σε αυτήν αποστάσεις, με μεγέθη μεταξύ των 4.5 και 7.0. Ωστόσο, ένα μικρό ποσοστό της προέρχεται και από σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών (7.0-8.5), οι οποίοι γίνονται στα ανάστροφα ρήγματα (του ελληνικό τόξου) που βρίσκονται στα δυτικά της. Τα ρήγματα αυτά εκτείνονται μέχρι την Κρήτη και έχουν ΒΑ-ΝΔ παράταξη (Σχήμα 5-29, 5-30, 5-31, 5-32). Η πόλη αυτή βρίσκεται σε υψηλή θέση σεισμικής επικινδυνότητας σε σχέση με τις υπόλοιπες, ιδιαίτερα για τη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (*PGV*) και τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (*PGD*), στις παραμέτρους δηλαδή που αποσβένονται πιο αργά σε σχέση με τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (*PGA*). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 17.1 cm/s.



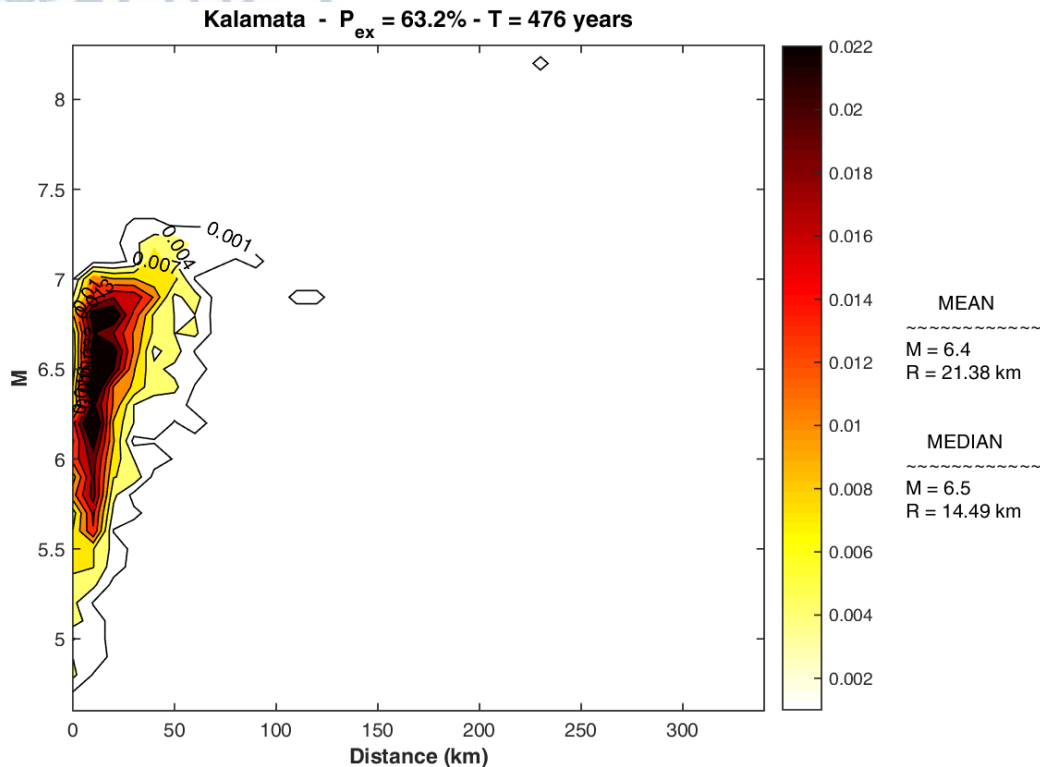
Σχήμα 5-29 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στην Καλαμάτα μέγιστη εδαφική ταχύτητα μεγαλύτερη από 17.1 cm/s (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Οι σεισμοί που γίνονται κοντά στην πόλη έχουν μέγεθος 4.5-7.0, και οι σεισμοί που βρίσκονται σε πιο μακρινές αποστάσεις έχουν μέγεθος 7.0-8.5.



Σχήμα 5-30 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για την Καλαμάτα. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης (Καλαμάτα) να προσβληθεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



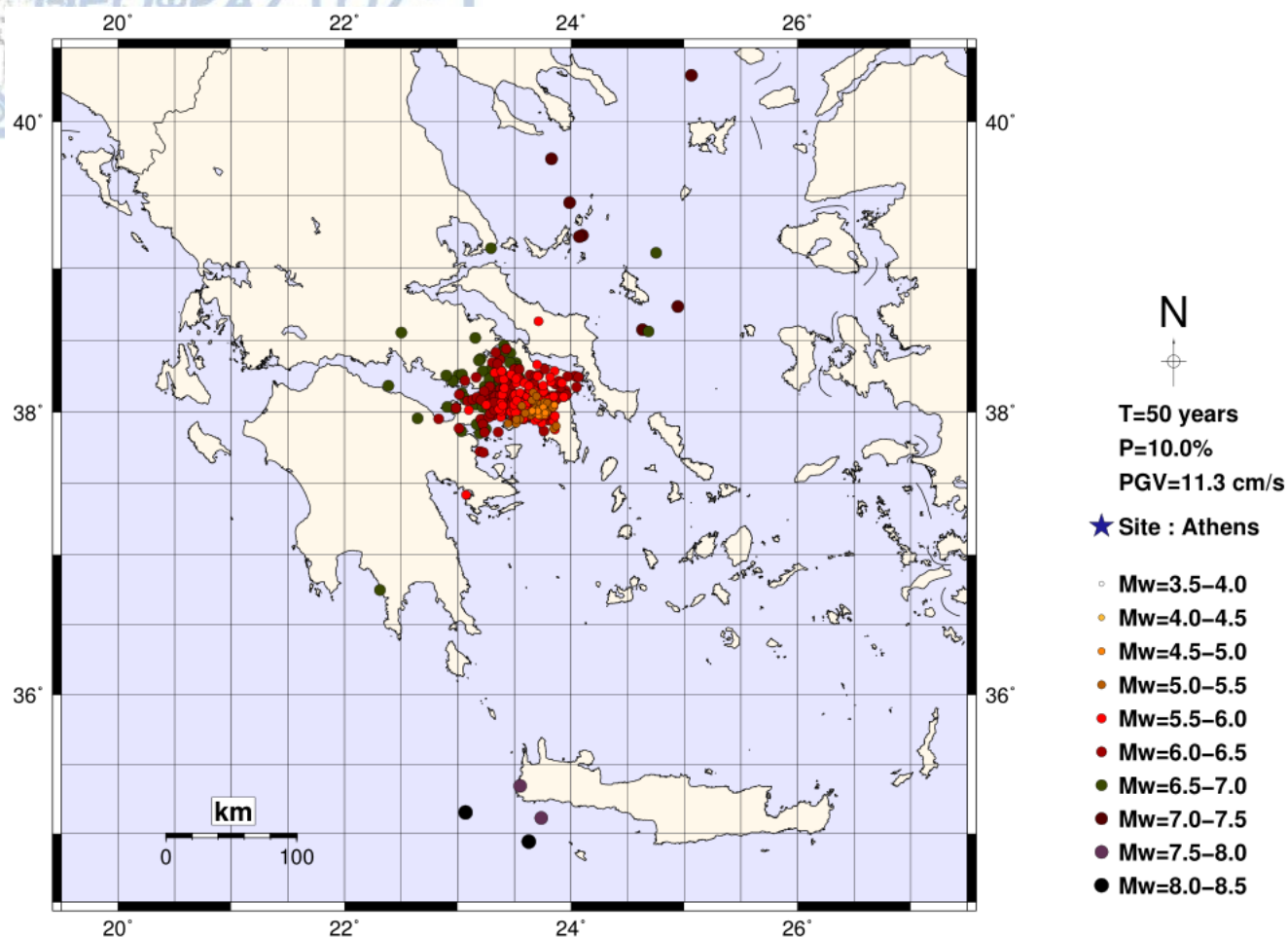
Σχήμα 5-31 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-75 km από την Καλαμάτα, με μεγέθη μεταξύ των 5.5 και 7.0. Λιγότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε αποστάσεις των 75-250 km, και έχουν κυρίως μεγέθη μεταξύ των τιμών 7.0 και 8.5.



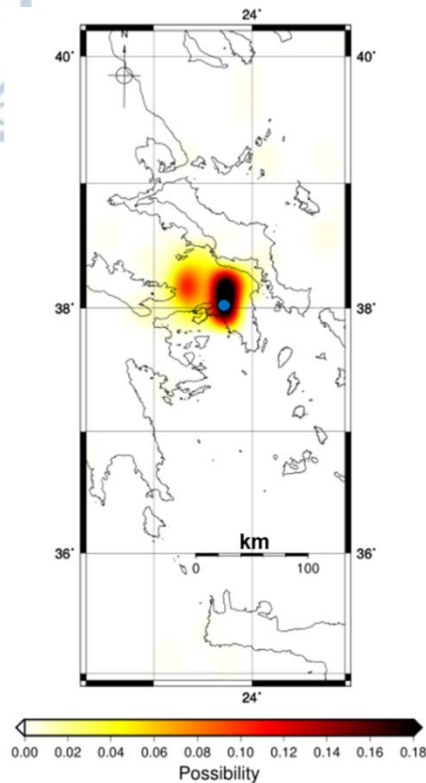
Σχήμα 5-32 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Καλαμάτα).

2. ΑΘΗΝΑ

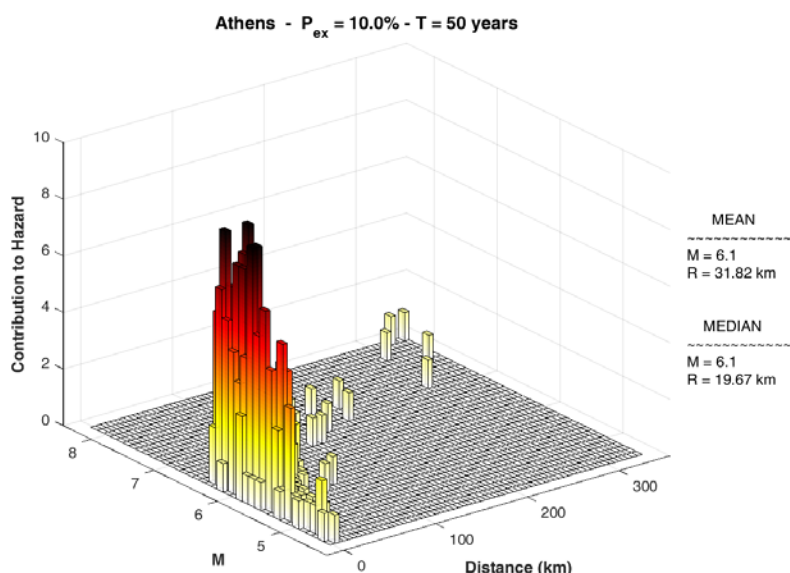
Η Αθήνα αποτελεί μία από τις πόλεις που έχουν χαμηλή (σχετική) σεισμική επικινδυνότητα σε όλες τις παραμέτρους που εξετάστηκαν. Όπως και στις υπόλοιπες περιοχές, το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής της επικινδυνότητας προέρχεται από κοντινές αποστάσεις και μεσαία προς μεγάλα μεγέθη σεισμών (4.5-7.0). Ένα μικρό ποσοστό όμως προέρχεται από σεισμούς μεγαλύτερων μεγεθών (6.5-8.5) και αποστάσεων (Σχήμα 5-33, 5-34, 5-35, 5-36). Επίσης, οι κοντινοί σε αυτήν σεισμοί διαγράφουν μια ζώνη με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ. Η τιμή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% για περίοδο επανάληψης 50 ετών είναι ίση με 11.3 cm/s.



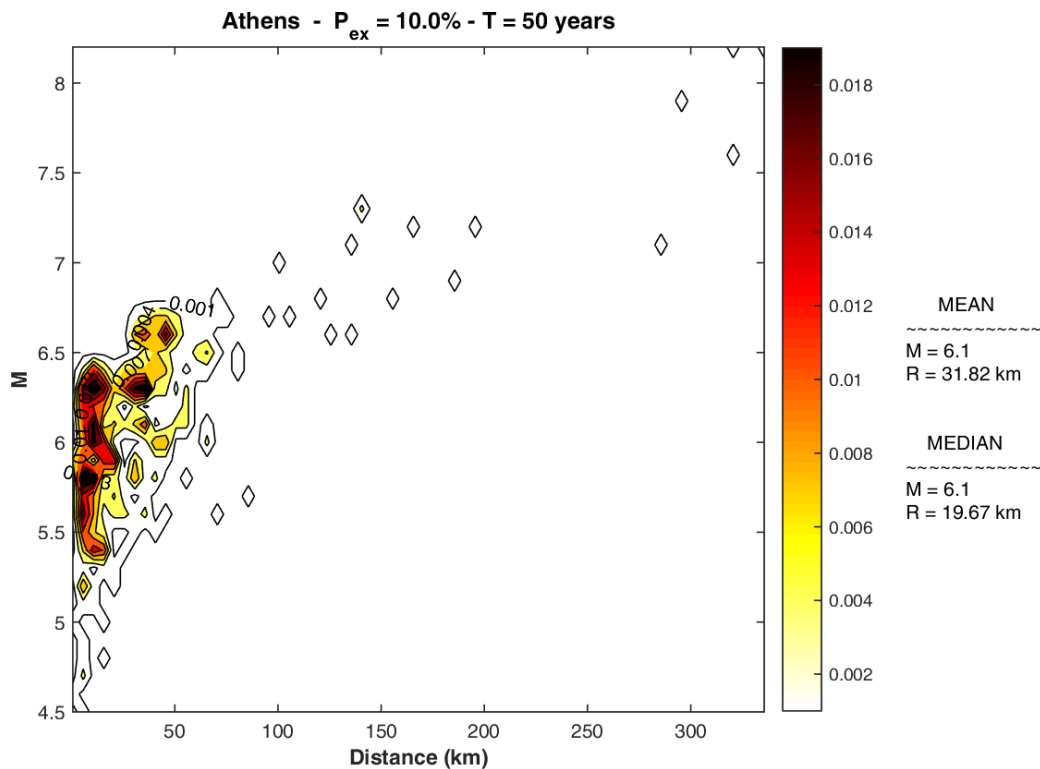
Σχήμα 5-33 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στην Αθήνα μέγιστη εδαφική ταχύτητα μεγαλύτερη από 11.3 cm/s (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0%), για περίοδο επανάληψης 50 ετών. Οι σεισμοί που γίνονται κοντά στην πόλη έχουν μεγέθος 4.5-7.0, και διαγράφουν μια ζώνη ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης. Οι σεισμοί που τοποθετούνται σε πιο μακρινές αποστάσεις έχουν μεγέθη μεταξύ των 7.0 και 8.5.



Σχήμα 5-34 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για την Αθήνα (μπλε κουκκίδα). Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες. Είναι φανερό ότι οι πιθανότητες σχηματίζουν δύο μέγιστα. Το πρώτο σχηματίζει μια έλλειψη που περιέχει την Αθήνα και ο μεγάλος της άξονας είναι στα 50 km περίπου, και το δεύτερο απέχει γύρω στα 25 km από το πρώτο, και σχηματίζει επίσης μια έλλειψη, μικρότερου μεγέθους. Πολύ μικρή πιθανότητα προέρχεται από μακρινές αποστάσεις (νότια της Κρήτης, γειτονικά της Σκύρου).



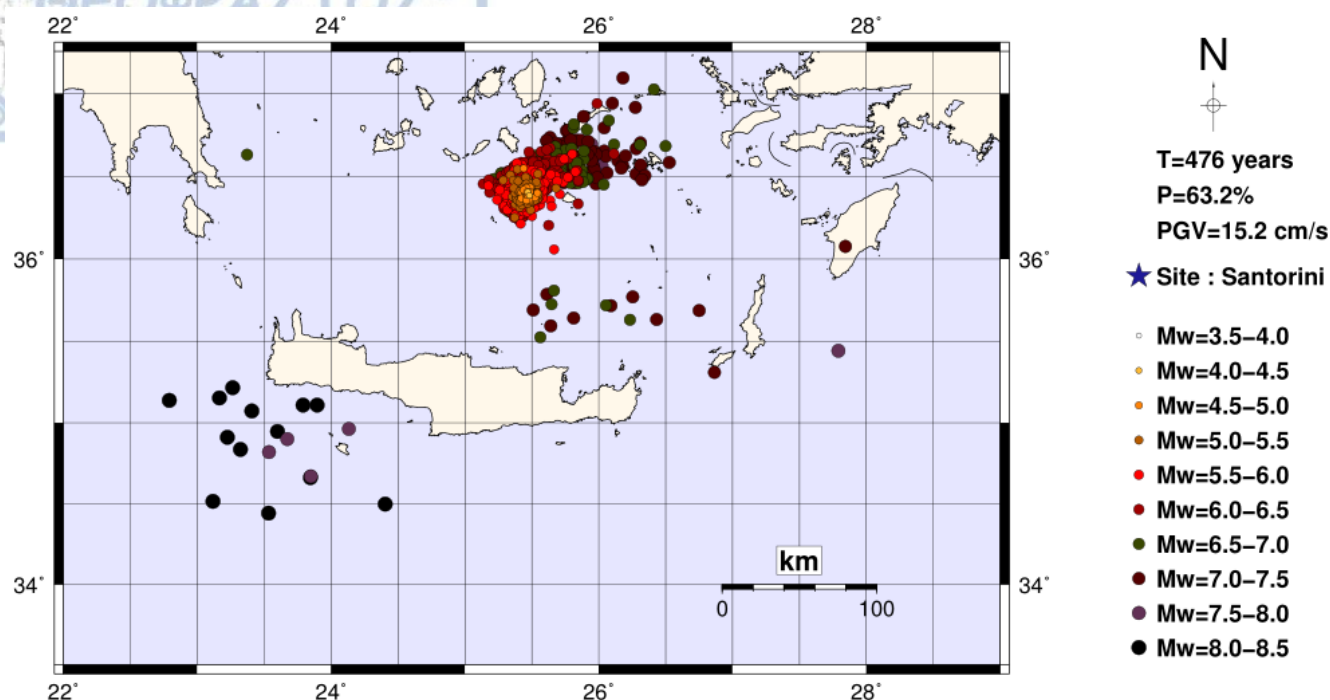
Σχήμα 5-35 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-50 km από την Αθήνα, με μεγέθη μεταξύ των 5.4 και 6.6. Λιγότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε αποστάσεις των 75-350 km, και έχουν κυρίως μεγέθη μεταξύ των τιμών 6.5 και 8.5.



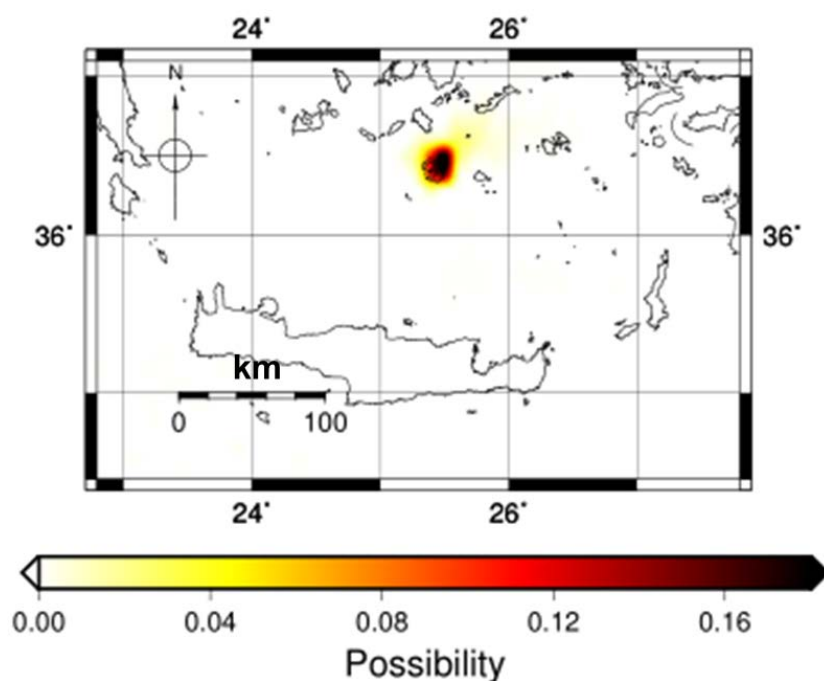
Σχήμα 5-36 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Αθήνα).

3. ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ

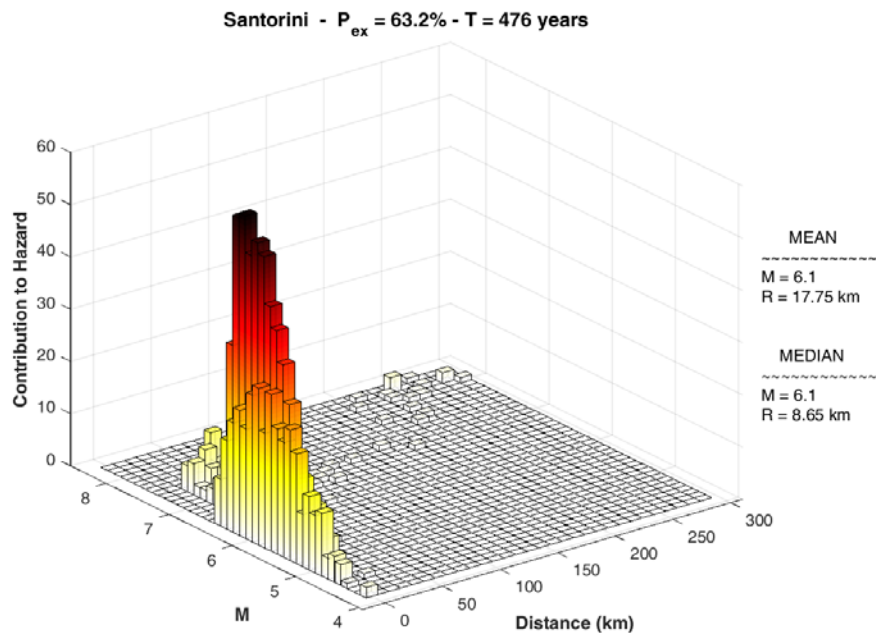
Η Σαντορίνη, δεδομένου ότι βρίσκεται στην οπισθότοξη (back-arc) περιοχή του Αιγαίου, έχει χαμηλές τιμές σεισμικής επικινδυνότητας. Επηρεάζεται από μικρούς σεισμούς σε κοντινές αποστάσεις, και από μεγάλους σεισμούς σε μακρινές αποστάσεις. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η σεισμοτεκτονική της δομή, καθώς οι σεισμοί της αναδεικνύουν τη γεωμετρία της σεισμικής πηγής στην οποία ανήκει (Σχήμα 5-37, 5-38, 5-39, 5-40). Σε μακρινές από το σημείο παρατήρησης αποστάσεις τοποθετούνται σεισμοί με μέγεθος 6.5 έως 8.5. Η τιμή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 15.2 cm/s.



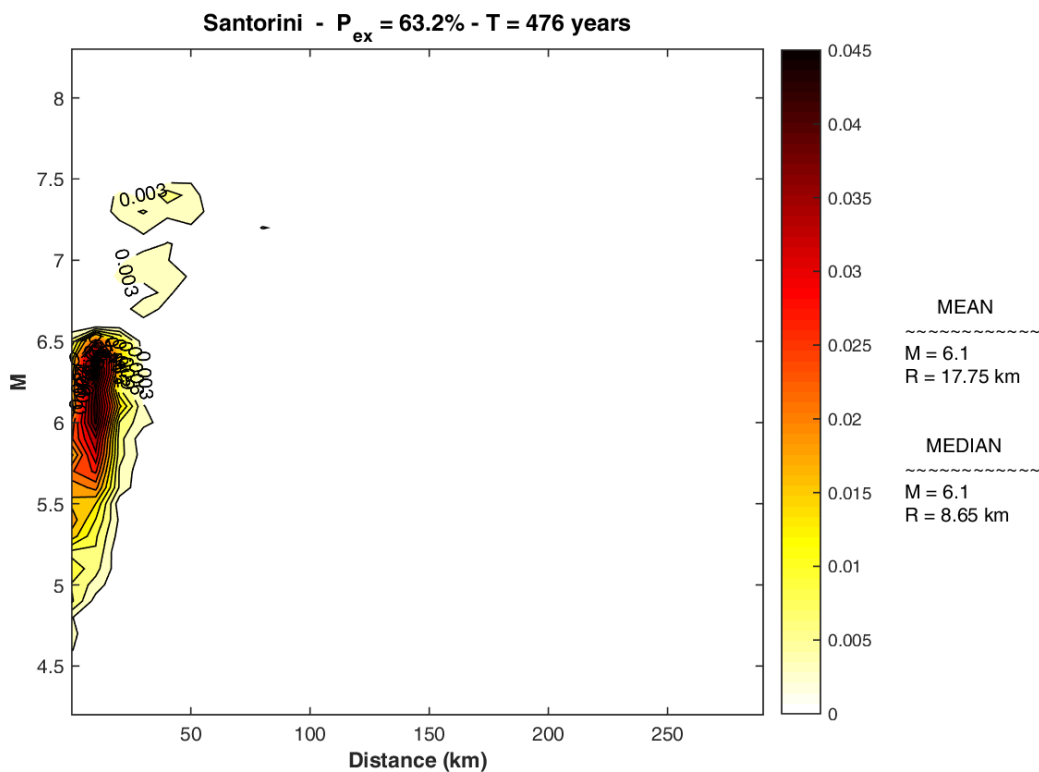
Σχήμα 5-37 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στη Σαντορίνη μέγιστη εδαφική ταχύτητα μεγαλύτερη από 15.2 cm/s (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Οι σεισμοί που γίνονται κοντά στο νησί έχουν μεγέθος 4.0-8.0. Οι σεισμοί που τοποθετούνται σε πιο μακρινές αποστάσεις συγκεντρώνονται σε δύο σημεία, ένα βόρεια της Κρήτης, με μεγέθη 7.0-8.0, και ένα ΝΔ της Κρήτης, με μεγέθη 7.5 έως 8.5.



Σχήμα 5-38 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για τη Σαντορίνη. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



Σχήμα 5-39 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρούνται δύο συγκεντρώσεις σεισμών. Η πρώτη βρίσκεται σε αποστάσεις 0-50 km από το σημείο παρατήρησης, και έχει μεγέθη 4.6-6.5. Η δεύτερη βρίσκεται σε αποστάσεις 45-250 km, και περιέχει σεισμούς μεγαλύτερου μεγέθους (6.7-8.3).



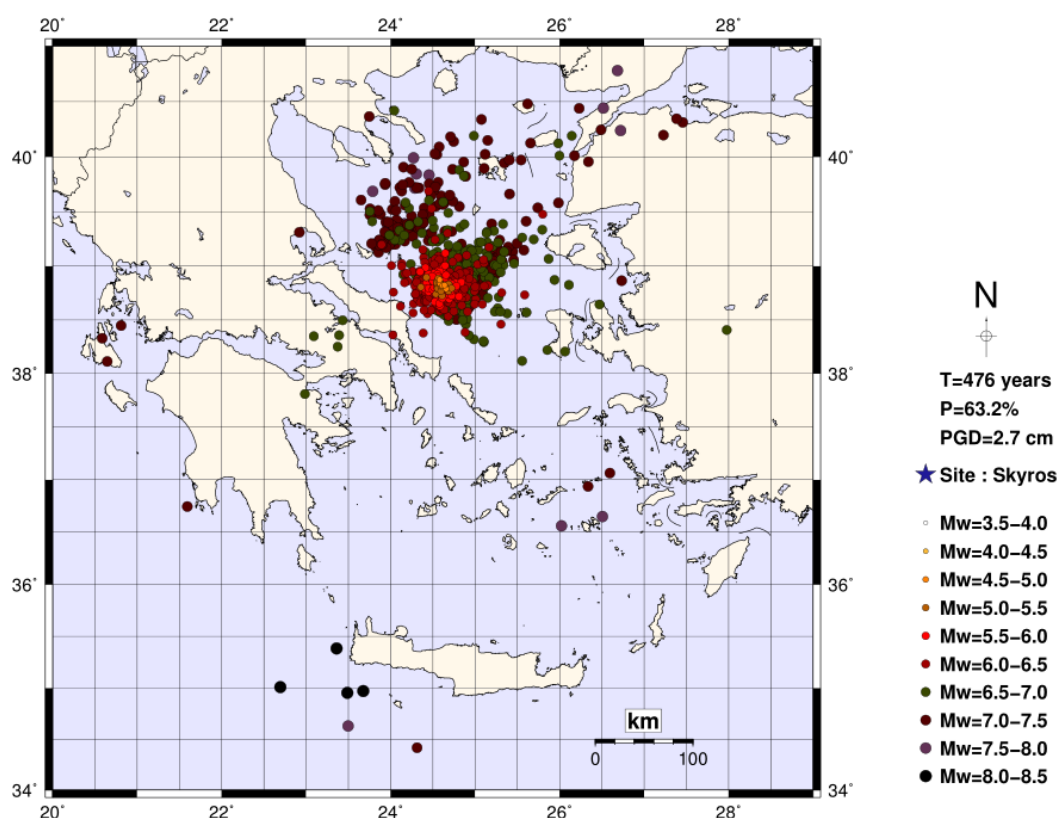
Σχήμα 5-40 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Σαντορίνη).

5.3.4 ΜΕΓΙΣΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗ ΜΕΤΑΘΕΣΗ, *PGD*

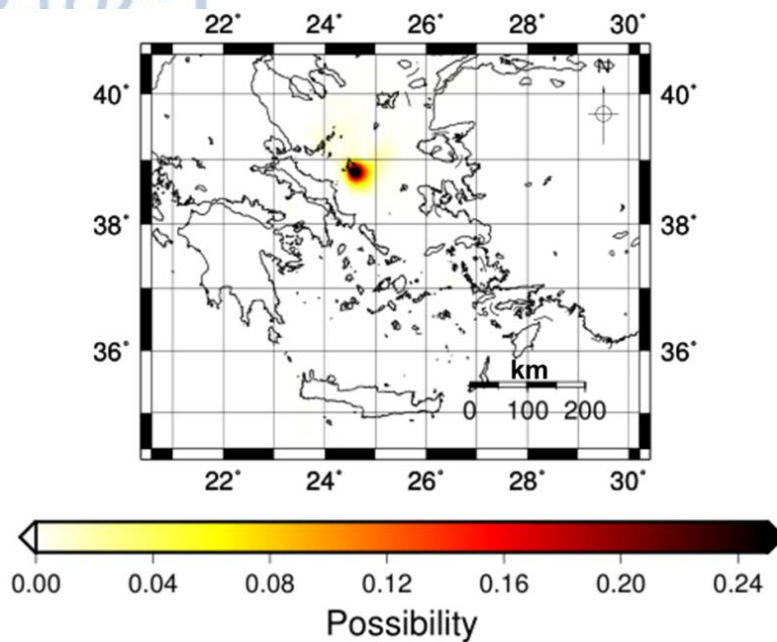
Η μέγιστη εδαφική μετάθεση (*PGD*), αποτελεί την παράμετρο με την ασθενέστερη απόσβεση, και ελέγχεται κυρίως από μεγαλύτερους σεισμούς σε μεγάλες αποστάσεις.

1. ΣΚΥΡΟΣ

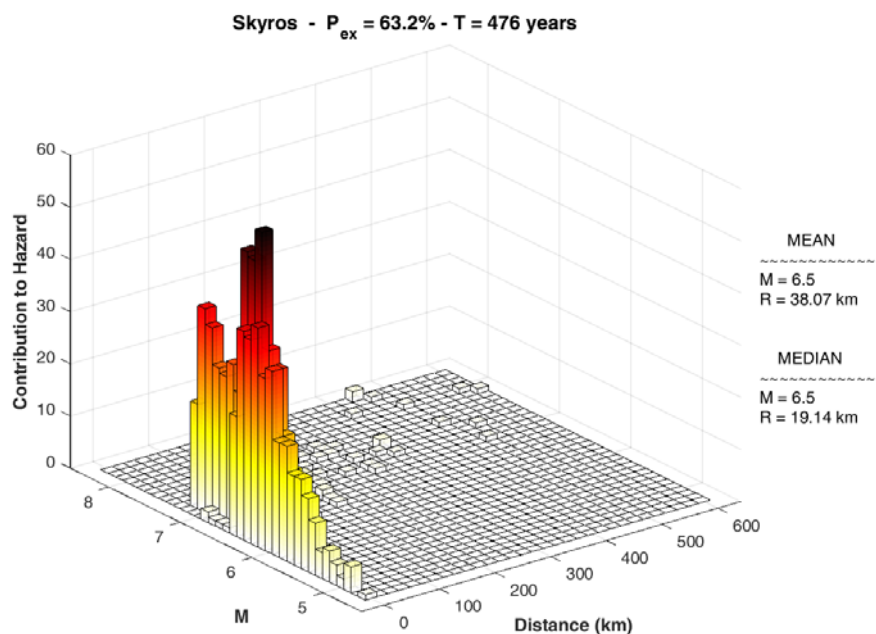
Οι σεισμοί στους οποίους οφείλεται ο σεισμικός κίνδυνος της Σκύρου μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία αποτελείται από σεισμικές δονήσεις μεγέθους 4.5-7.5, που γίνονται σε σχετικά κοντινές με το νησί αποστάσεις. Μάλιστα, μπορεί να διακριθεί και η ύπαρξη μιας ζώνης ΝΔ του νησιού, με παράταξη ΒΔ-ΝΑ. Η δεύτερη κατηγορία περιέχει τους σεισμούς που προέρχονται από το ρήγμα της τάφρου του Β. Αιγαίου, με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 6.0 και 8.5. Η τελευταία κατηγορία ορίζεται από τους υπόλοιπους σεισμούς, που γίνονται σε ακόμα μεγαλύτερες αποστάσεις, και έχουν μέγεθος 7.0-8.5 (Σχήμα 5-41, 5-42, 5-43, 5-44). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 2.7 cm.



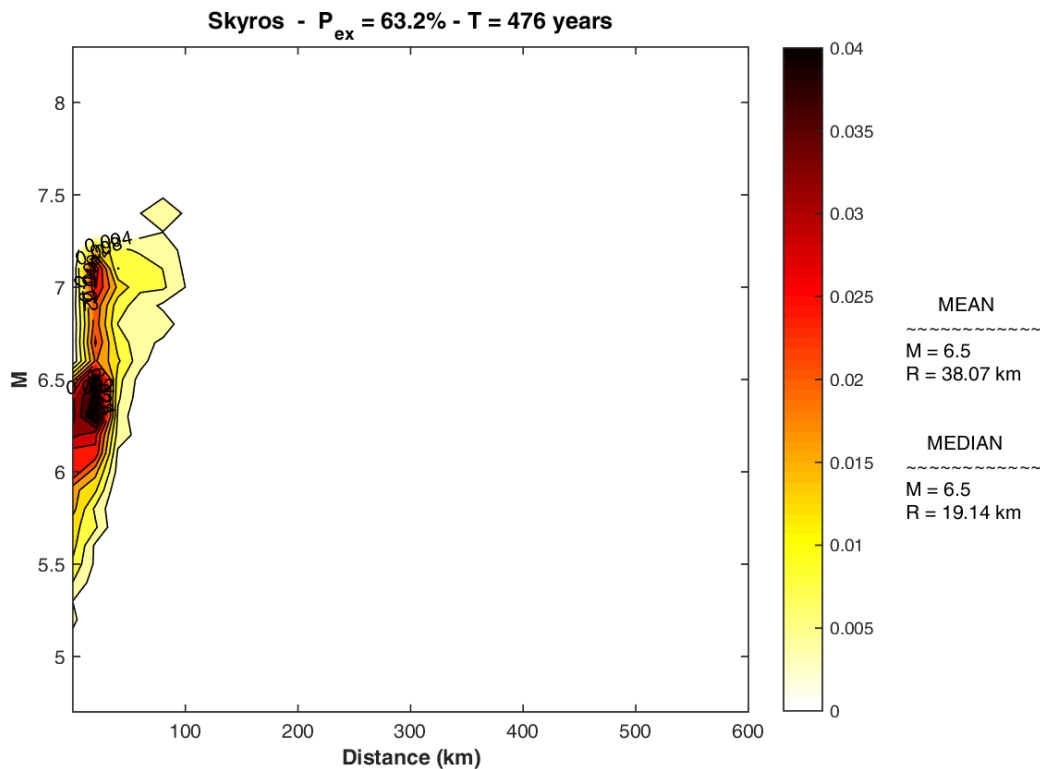
Σχήμα 5-41 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στη Σκύρο μέγιστη εδαφική μετάθεση μεγαλύτερη από 2.7 cm (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Οι σεισμοί μπορούν να διαχωριστούν σε τρεις ομάδες, μία που περιέχει σεισμούς κοντινών με το νησί αποστάσεων, μία που περιέχει τους σεισμούς του ρήγματος της τάφρου του Β. Αιγαίου και μία με τους υπόλοιπους, ενώσω το μέγεθος τους κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 4.0 και 8.5.



Σχήμα 5-42 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για τη Σκύρο. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



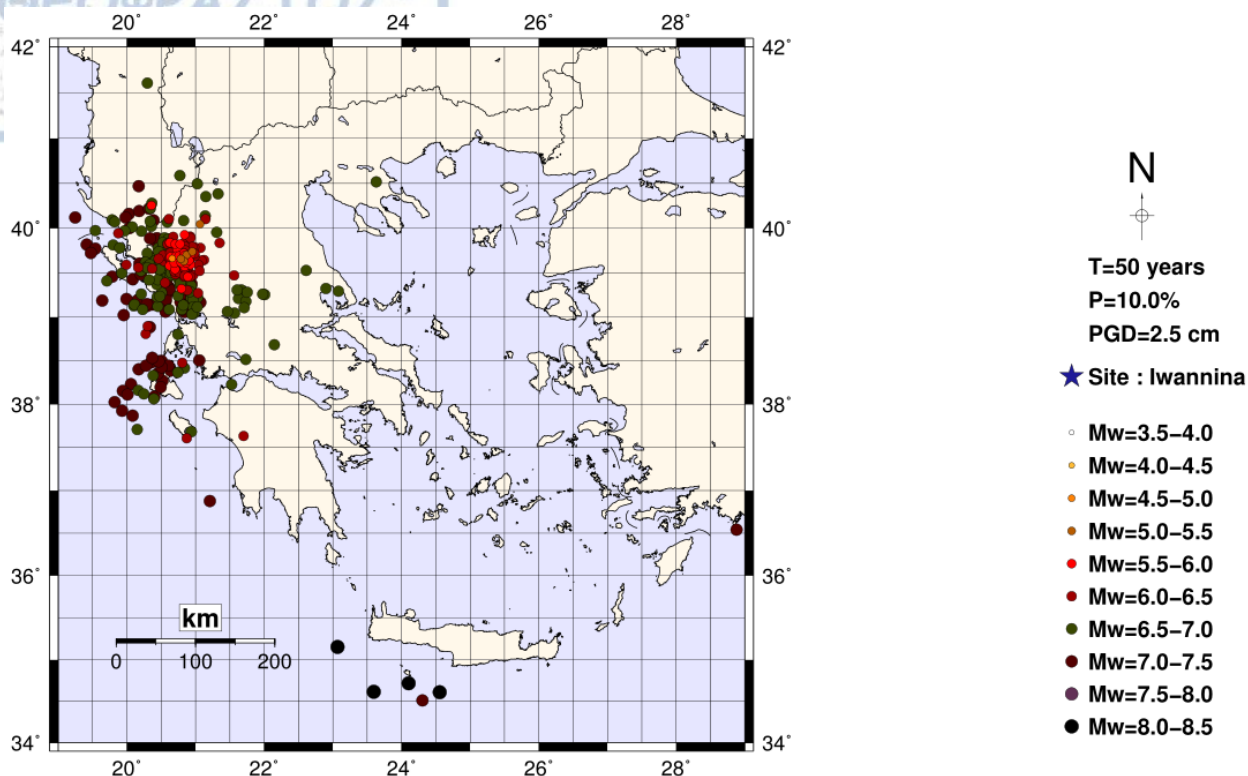
Σχήμα 5-43 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται το γεγονός ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-40 km από τη Σκύρο, με μεγέθη μεταξύ του 5.5 και του 7.2. Λιγότεροι σεισμοί γίνονται σε απόσταση 50-200 km, με μέγεθος 6.2-7.5.



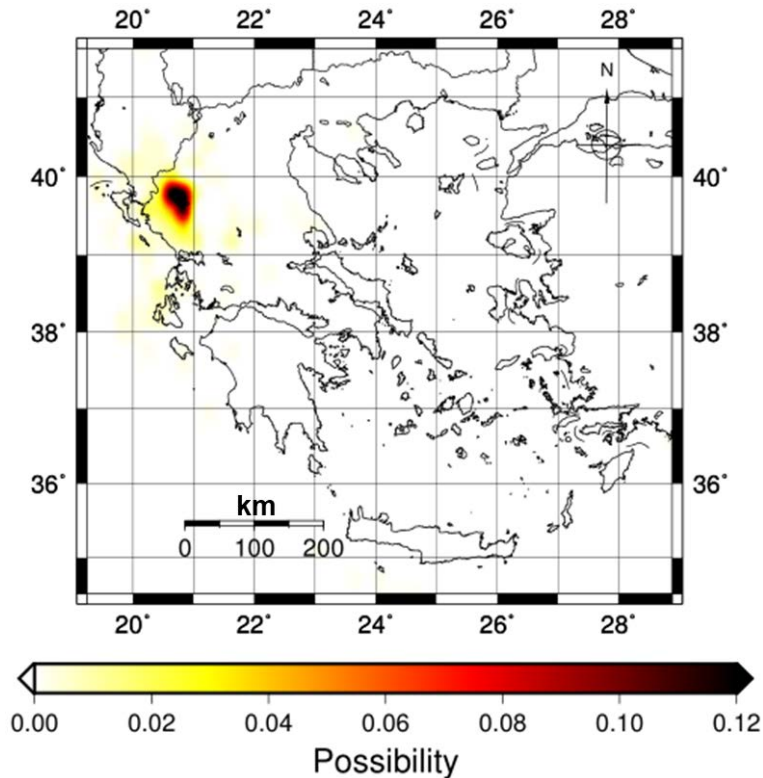
Σχήμα 5-44 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Σκύρος).

2. ΙΩΑΝΝΙΝΑ

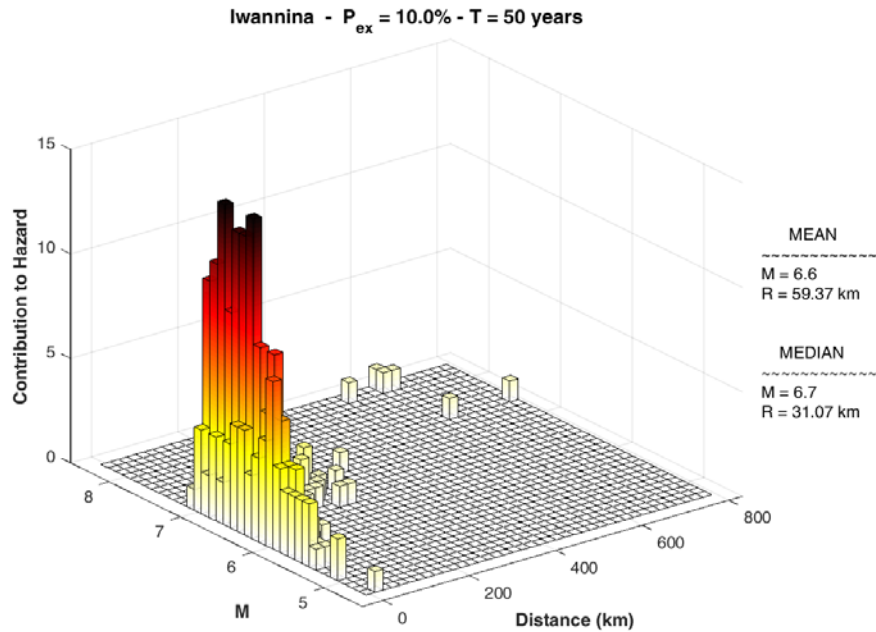
Η μέγιστη εδαφική μετάθεση των Ιωαννίνων επηρεάζεται τόσο από σεισμούς κοντινών αποστάσεων, όσο και μακρινών (Σχήμα 5-45, 5-46, 5-47, 5-48). Τα μεγέθη τους κυμαίνονται από 4.5 έως 8.5. Οι σεισμοί που έχουν μεγαλύτερα μεγέθη προέρχονται είτε από τα ανάστροφα ρήγματα του ελληνικού τόξου, είτε από το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς. Η τιμή της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% για περίοδο επανάληψης 50 ετών είναι ίση με 2.5 cm.



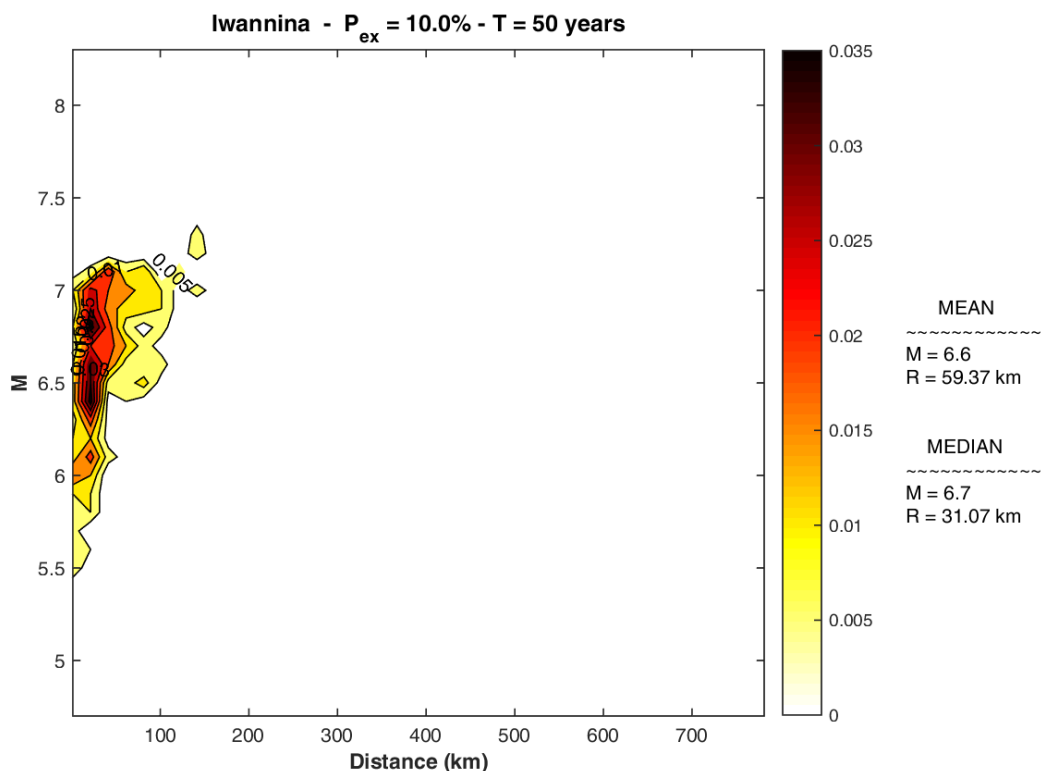
Σχήμα 5-45 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στα Ιωάννινα μέγιστη εδαφική μετάθεση μεγαλύτερη από 2.5 cm (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0%), για περίοδο επανάληψης 50 ετών. Οι σεισμοί που τοποθετούνται κοντά στην πόλη έχουν μεγέθη μεταξύ των τιμών 4.0 και 6.5, ενώ το μέγεθος των πιο μακρινών σεισμών κυμαίνεται μεταξύ του 6.0 και του 8.5.



Σχήμα 5-46 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για τη Σκύρο. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες. Το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής επικινδυνότητας προέρχεται από τα δυτικά παράλια της ηπειρωτικής Ελλάδας.



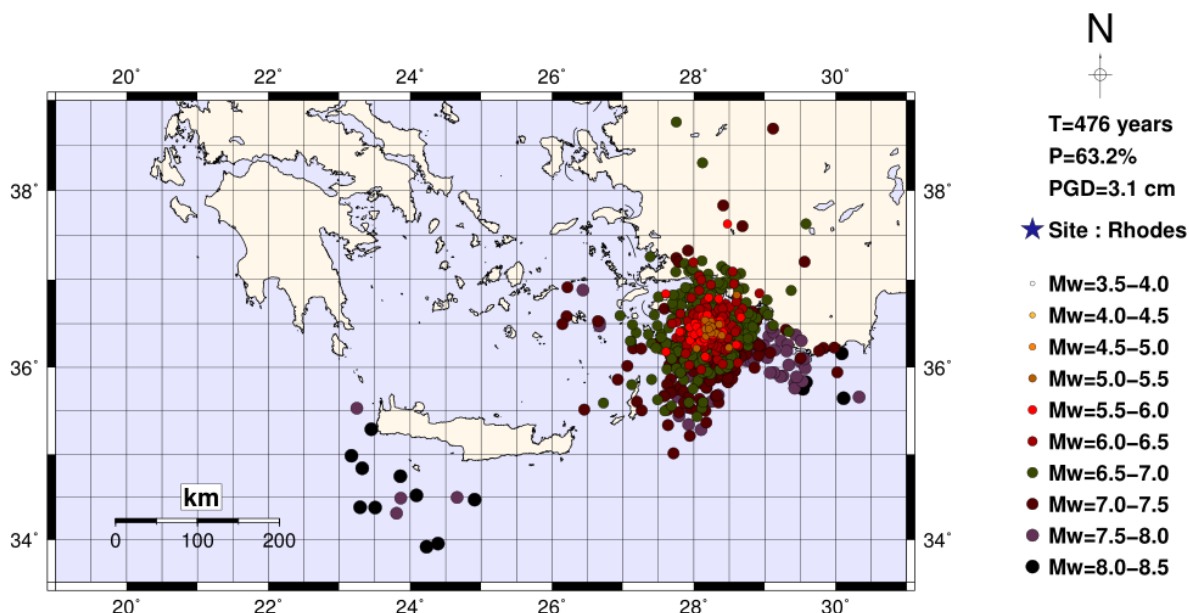
Σχήμα 5-47 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται το γεγονός ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-100 km από τα Ιωάννινα, με μεγέθη μεταξύ του 5.5 και του 7.1. Λιγότεροι σεισμοί γίνονται σε απόσταση 100-400 km, με μέγεθος 6.4-7.4.



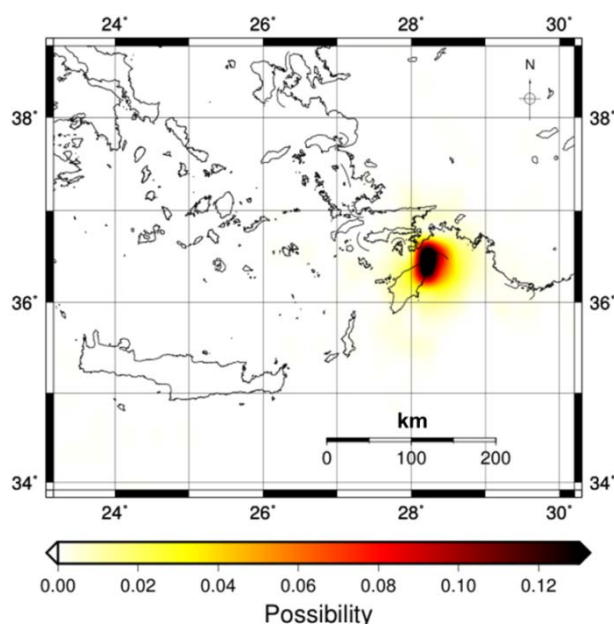
Σχήμα 5-48 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Ιωάννινα).

3. ΡΟΔΟΣ

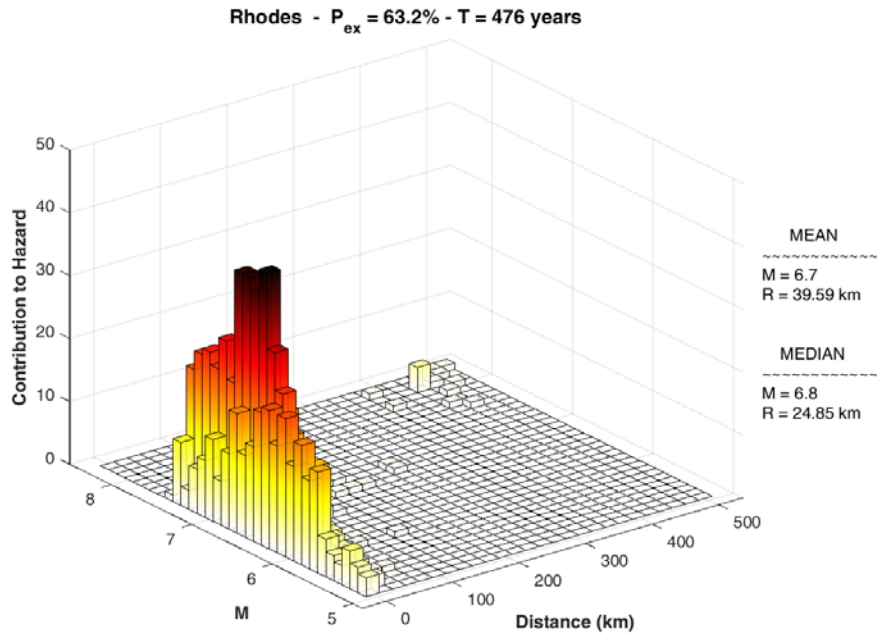
Η σεισμική επικινδυνότητα της Ρόδου ελέγχεται, ως επί το πλείστον, από σεισμούς που τοποθετούνται περιμετρικά της, με μέγεθος από 5.0 έως και 8.5. Κάποιες από τις σεισμικές δονήσεις τοποθετούνται ΝΔ της Κρήτης (Σχήμα 5-49, 5-50, 5-51, 5-52). Η τιμή της μέγιστης εδαφικής μετάθεσης που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2% για περίοδο επανάληψης 476 ετών είναι ίση με 3.1 cm.



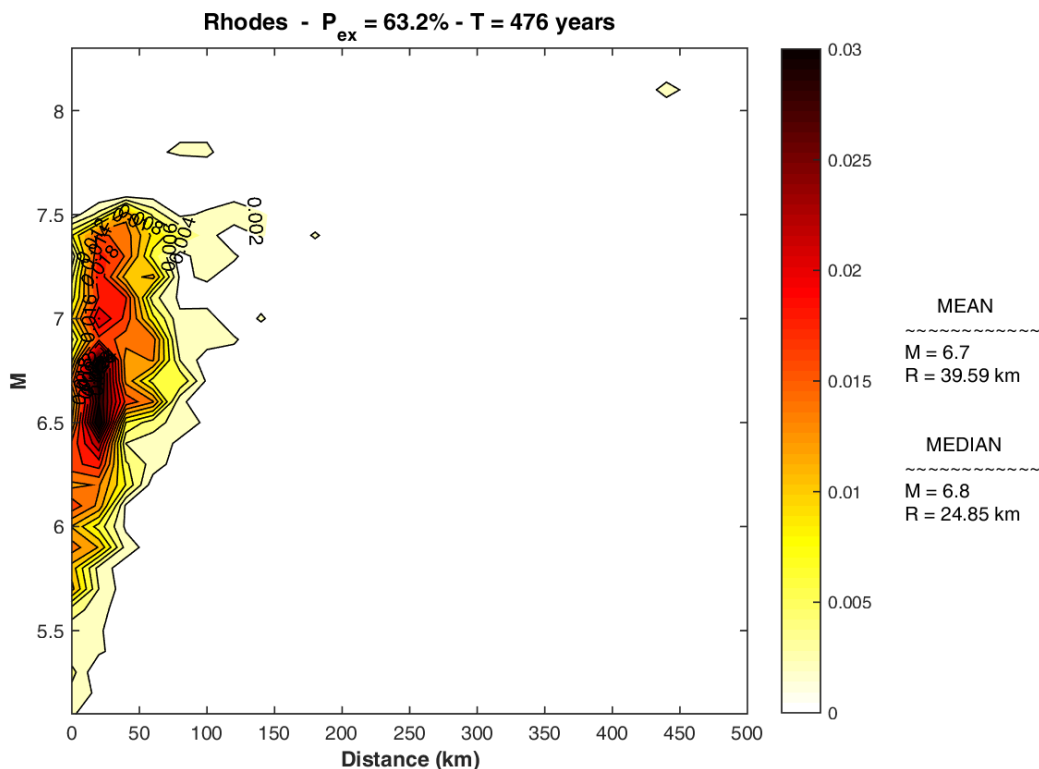
Σχήμα 5-49 Χάρτης που απεικονίζει τους σεισμούς που προκαλούν στη Ρόδο μέγιστη εδαφική μετάθεση μεγαλύτερη από 3.1 cm (τιμή που έχει πιθανότητα υπέρβασης 63.2%), για περίοδο επανάληψης 476 ετών. Το εύρος των μεγεθών είναι μεταξύ των τιμών 5.0 και 8.5, με τα μεγαλύτερα από αυτά να προέρχονται από σεισμούς που γίνονται στο ελληνικό τόξο ή ανατολικά του νησιού.



Σχήμα 5-50 Χωρική αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για τη Ρόδο. Ο χάρτης παρουσιάζει τη χωρική κατανομή της πιθανότητας που έχει το σημείο παρατήρησης να επηρεαστεί από σεισμούς σε γειτονικές ή μη- τοποθεσίες.



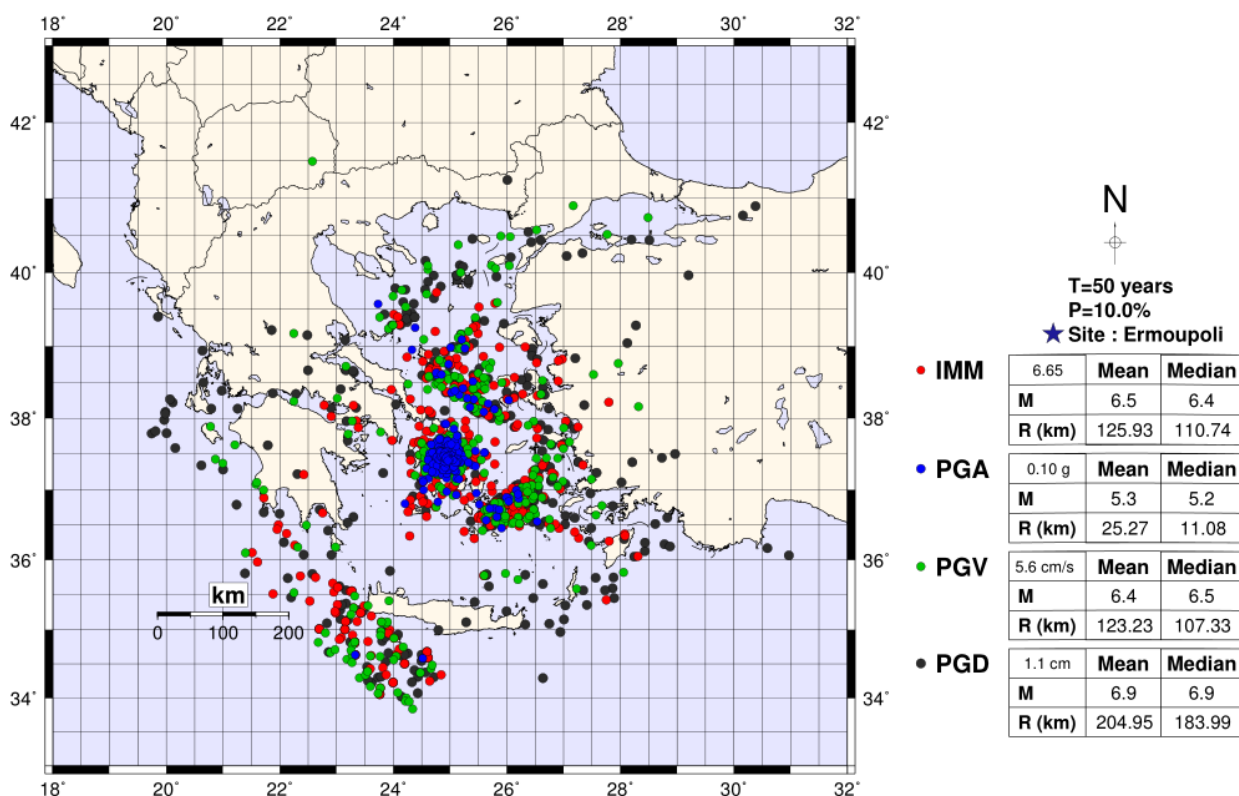
Σχήμα 5-51 Τρισδιάστατο ιστόγραμμα Μεγέθους-Απόστασης-Αριθμού σεισμών, στο οποίο παρατηρείται το γεγονός ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται σε απόσταση 0-70 km από τη Ρόδο, με μεγέθη μεταξύ του 5.5 και του 7.5. Λιγότεροι σεισμοί γίνονται σε απόσταση 75-200 km, με μέγεθος 6.5-8.0.



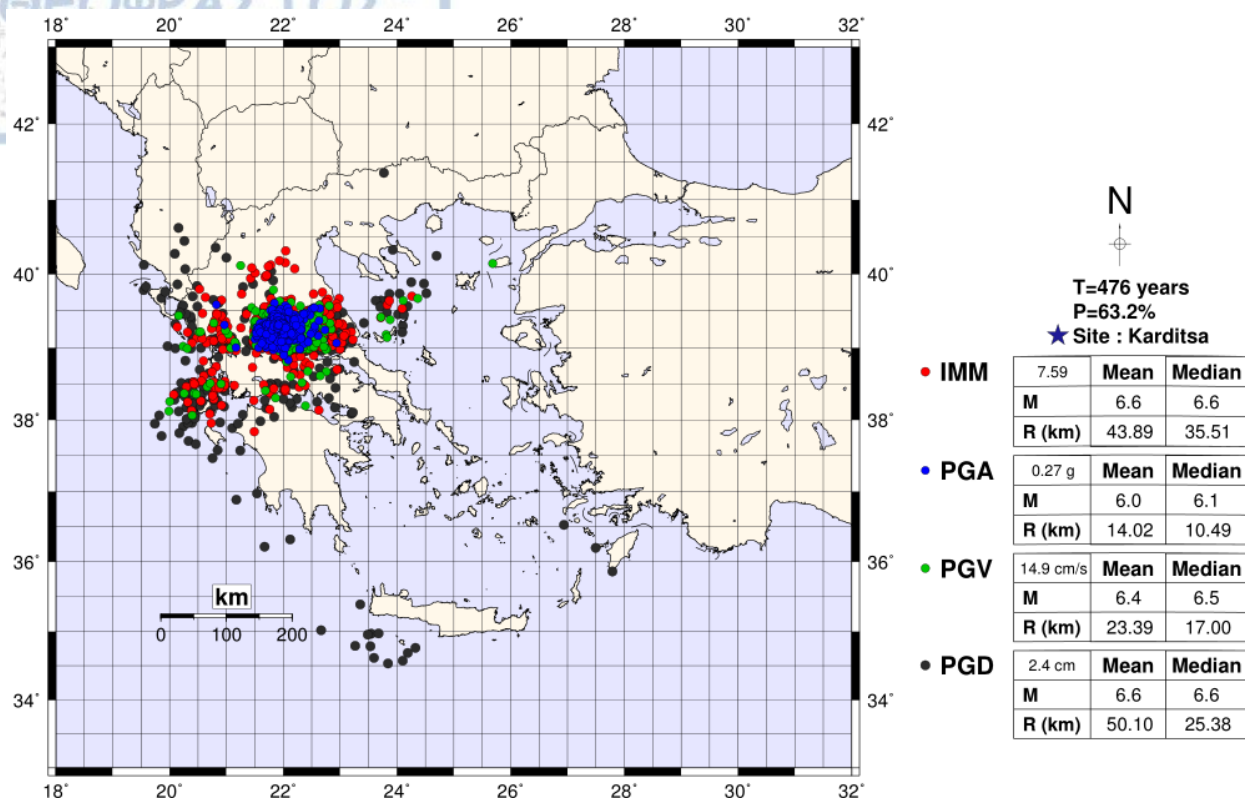
Σχήμα 5-52 Αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας κατά μέγεθος και απόσταση. Στο διάγραμμα φανερώνεται η πιθανότητα που έχουν όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί μεγέθους-απόστασης να πλήξουν το σημείο παρατήρησης (Ρόδος).

5.4 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΠΟΑΘΡΟΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

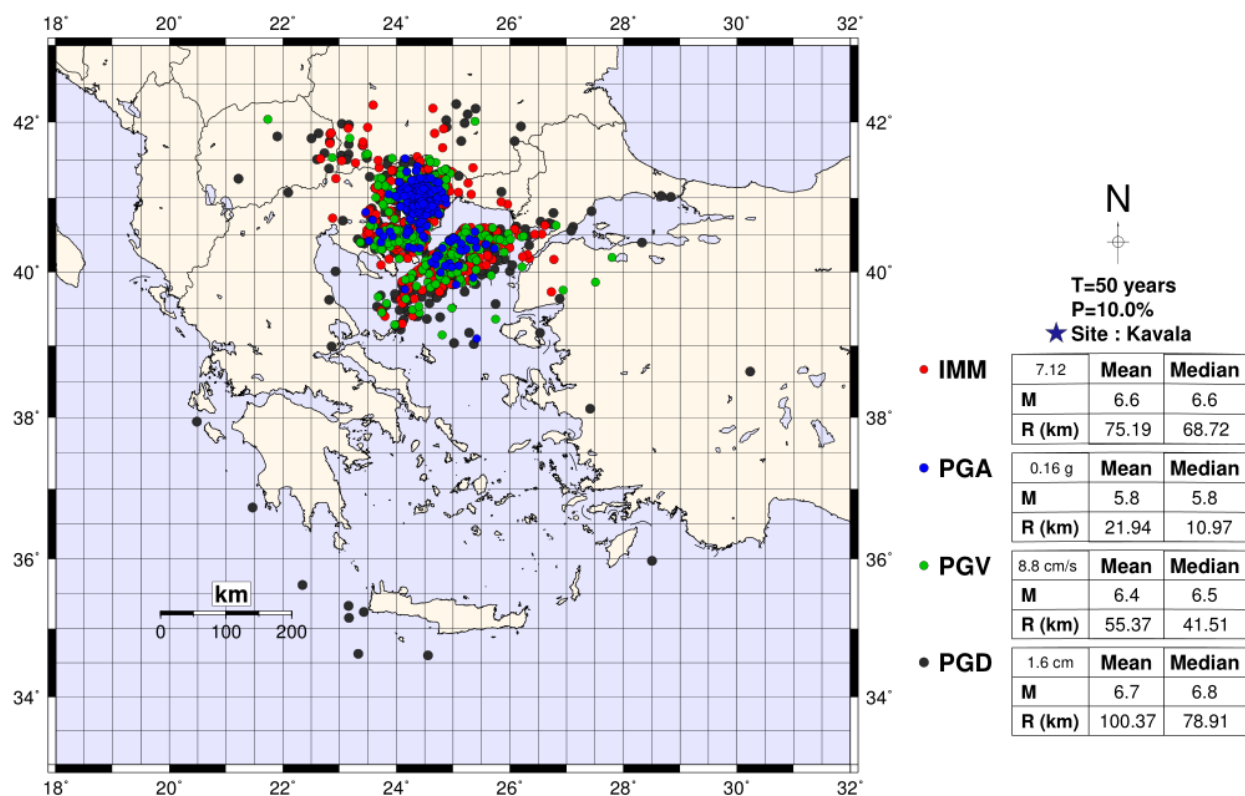
Στους χάρτες που παρουσιάζονται στα Σχήματα 5-53 έως 5-60 φαίνονται οι σεισμοί που προκαλούν σε κάθε παράμετρο (*IMM*, *PGA*, *PGV* και *PGD*) τιμή μεγαλύτερη αυτής που έχει πιθανότητα υπέρβασης 10.0% (για περίοδο επανάληψης 50 ετών) ή 63.2% (για περίοδο επανάληψης 476 ετών). Οι αποστάσεις αυτών των σεισμών από το σημείο παρατήρησης επηρεάζονται από την απόσβεση της κάθε παραμέτρου. Το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι ο μεγαλύτερος ρυθμός απόσβεσης ανήκει στη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση. Στη συνέχεια έρχεται η μέγιστη εδαφική ταχύτητα, έπειτα η μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση και τέλος η μέγιστη αναμενόμενη εδαφική μετάθεση. Αυτό σημαίνει ότι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση που θα υποστεί ένα σημείο παρατήρησης προκαλείται σχεδόν αποκλειστικά από μικρές επικεντρικές αποστάσεις, ενώ οι άλλες τρεις παράμετροί του προκαλούνται τόσο από μικρές, όσο και από μεσαίες και μεγάλες αποστάσεις. Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση είναι πιο υψίσυχη από τις άλλες τρεις παραμέτρους, εκ των οποίων η μέγιστη εδαφική μετάθεση είναι η πιο χαμηλόσυχη.



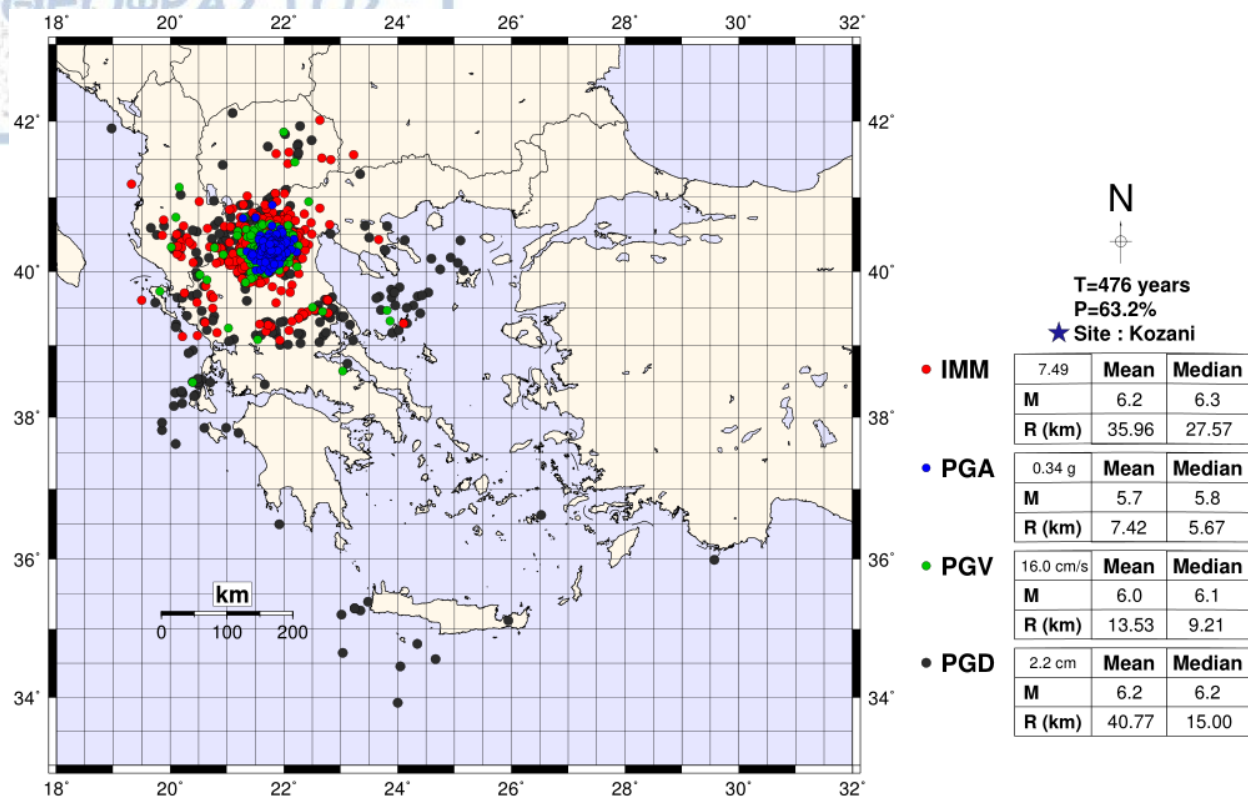
Σχήμα 5-53 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Ερμούπολης, για πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε περίοδο επανάληψης 50 ετών.



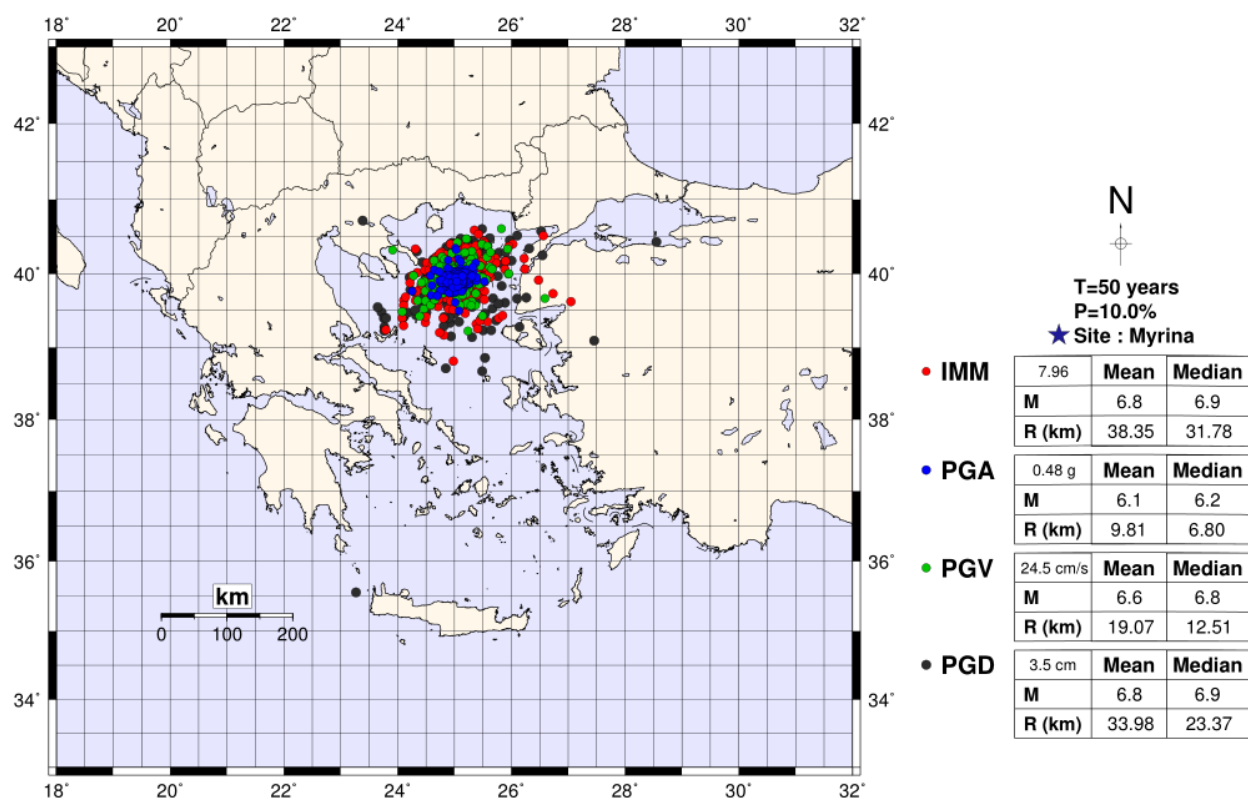
Σχήμα 5-54 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Καρδίτσας, για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% σε περίοδο επανάληψης 476 ετών.



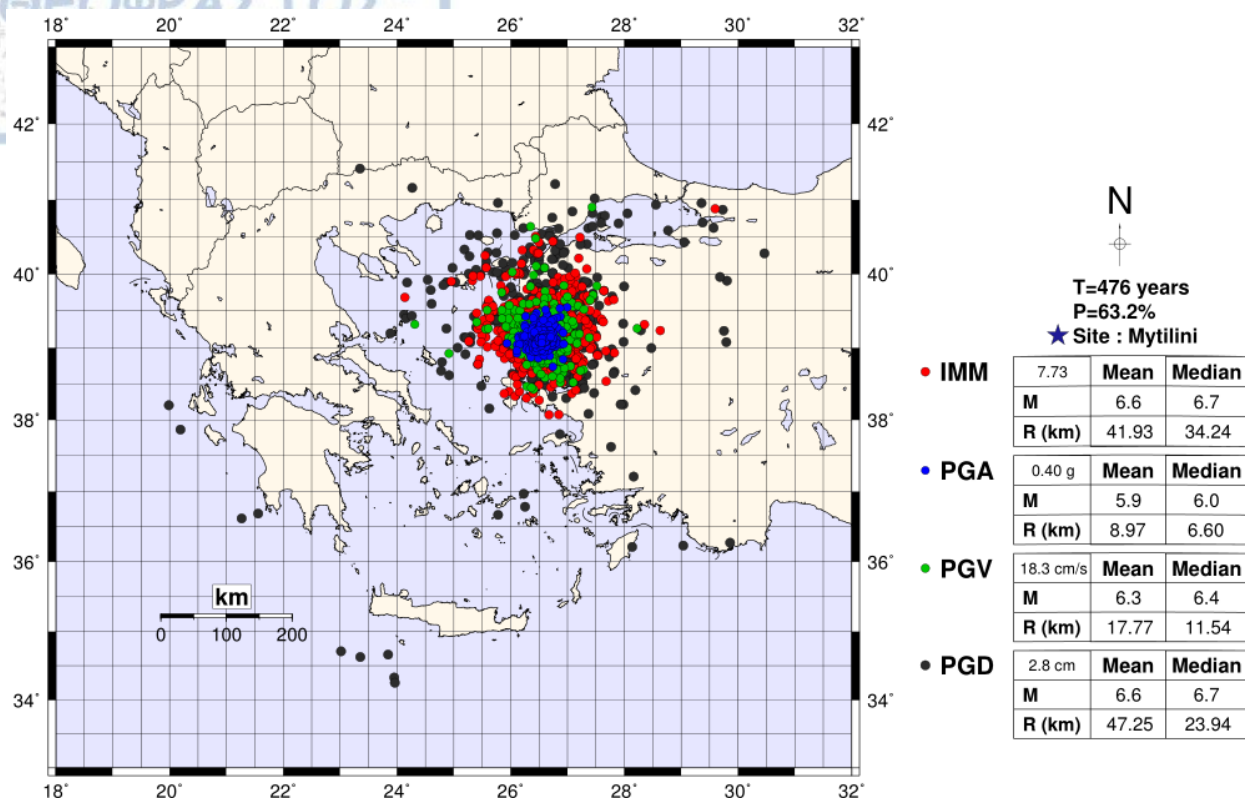
Σχήμα 5-55 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Καβάλας, για πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε περίοδο επανάληψης 50 ετών.



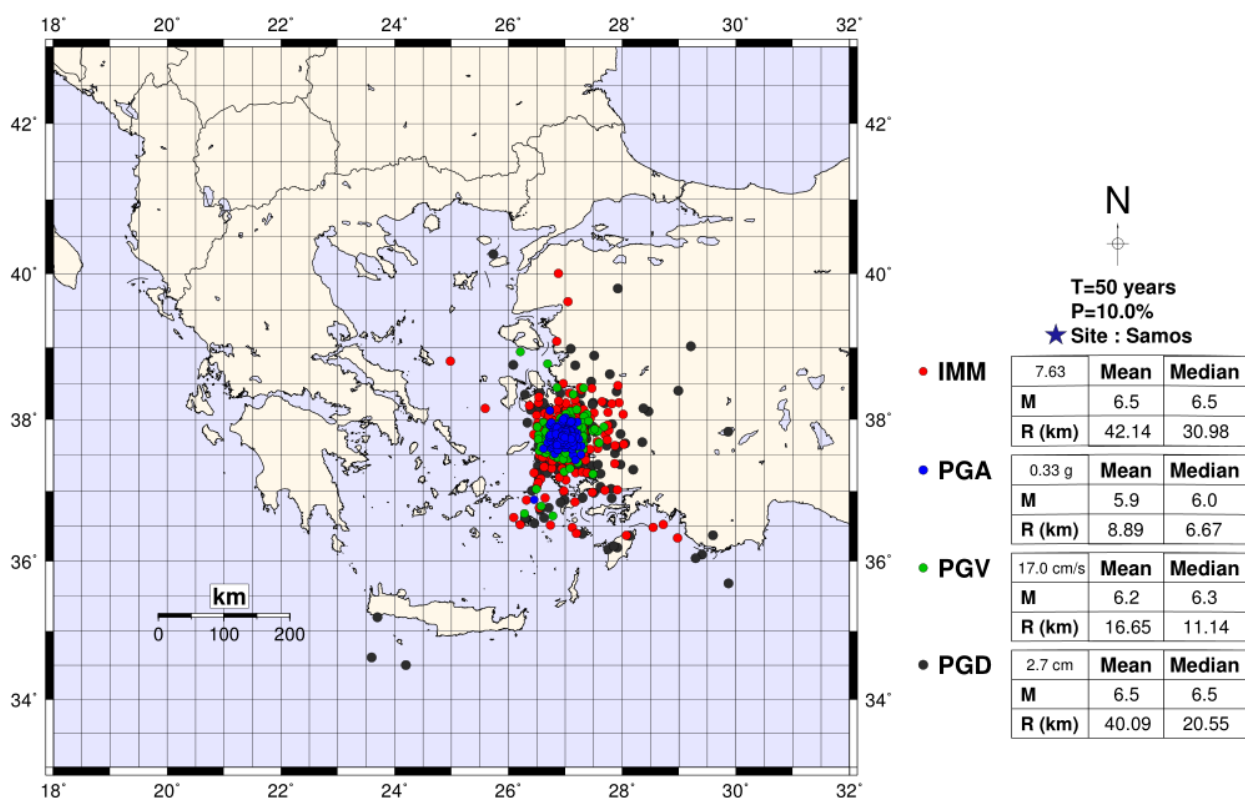
Σχήμα 5-56 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Κοζάνης, για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% σε περίοδο επανάληψης 476 ετών.



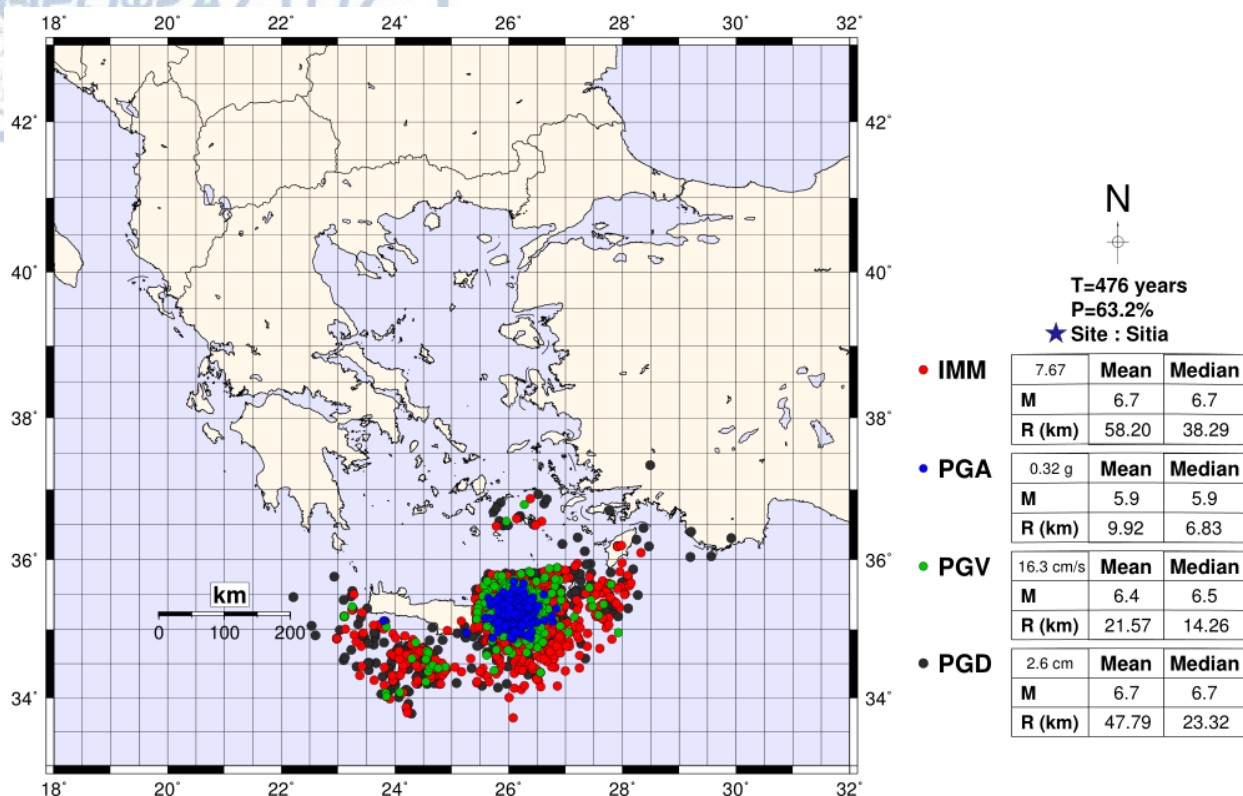
Σχήμα 5-57 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Μύρινας, για πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε περίοδο επανάληψης 50 ετών.



Σχήμα 5-58 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Μυτιλήνης, για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% σε περίοδο επανάληψης 476 ετών.



Σχήμα 5-59 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Σάμου, για πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε περίοδο επανάληψης 50 ετών.



Σχήμα 5-60 Σύγκριση του ρυθμού απόσβεσης των τεσσάρων εξεταζόμενων παραμέτρων για την περιοχή της Σητείας, για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% σε περίοδο επανάληψης 476 ετών.

6. ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΣΥΝΟΨΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα διατριβή είχε ως κύριο στόχο την ανάπτυξη ενός αλγορίθμου που να βασίζεται στη χρήση τυχαίων καταλόγων για τον προσδιορισμό και την αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, με τη χρήση ενός μοντέλου χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας. Ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε από τα αποτελέσματα των τυχαίων καταλόγων τόσο πειραματικά, με την απευθείας χρήση των αποτελεσμάτων της μεθόδου προσομοίωσης Monte Carlo, όσο και θεωρητικά, με προσαρμογή κατανομής Gumbel τύπου 1 και τύπου 3 στα πειραματικά αποτελέσματα. Λήφθηκαν υπόψη μόνο οι επιφανειακοί σεισμοί. Ο προσδιορισμός των παραμέτρων ω , μ και κ της κατανομής Gumbel τύπου 3 έγινε με τρεις διαφορετικούς τρόπους, και μετά από τη σύγκρισή τους επιλέχθηκε ο βέλτιστος, ο οποίος βασίζεται σε κώδικα που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή και υλοποιεί τη μέθοδο Levenberg-Marquadt.

Για τους παραπάνω σκοπούς χρησιμοποιήθηκαν δύο αλγόριθμοι. Ο πρώτος αλγόριθμος αποτελεί μεταγραφή σε γλώσσα προγραμματισμού MATLAB, με κατάλληλες προσαρμογές, ενός ήδη υπάρχοντα αλγορίθμου σε γλώσσα FORTRAN (Βαμβακάρης, 2010), και ο οποίος δημιουργεί τυχαίους καταλόγους σεισμικότητας. Οι προσαρμογές είχαν ως στόχο τη βελτιστοποίηση της διαδικασίας παραγωγής συνθετικών σεισμών, με αλλαγές στον τρόπο υπολογισμού των εστιακών βαθών, επιταχύνοντας σημαντικά την ταχύτητα του αλγορίθμου. Ο δεύτερος αλγόριθμος βασίστηκε επίσης σε ήδη υπάρχοντα αλγόριθμο από τον ίδιο ερευνητή, αλλά επεκτάθηκε περαιτέρω για να καλύψει τις ανάγκες της παρούσας διατριβής (π.χ. υπολογισμούς αποάθροισης). Και οι δύο αλγόριθμοι αναπτύχθηκαν σε γλώσσα προγραμματισμού MATLAB, με τον δεύτερο να υλοποιεί τον πειραματικό και θεωρητικό υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας και να καταλήγει στην αποάθρωσή της.

Ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, αλλά και η αποάθρωσή της, έγινε για τέσσερις παραμέτρους, τη μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση (I_{MM}), τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) και τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (PGD), αλλά και για δύο περιόδους επανάληψης, τα 476 χρόνια και τα 50 χρόνια (με πιθανότητα υπέρβασης 63.2% και 10.0%, αντίστοιχα).

Η αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε σε τέσσερις διαστάσεις, δηλαδή γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος, μέγεθος και απόσταση. Παράλληλα, έγινε και προσδιορισμός της παραμέτρου ε , δηλαδή του αριθμού των τυπικών αποκλίσεων που απέχει η τιμή της σεισμικής επικινδυνότητας από την πρόβλεψη της σχέσης απόσβεσης, για κάθε αποτέλεσμα-σημείο του Ελληνικού χώρου. Έγινε αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας για όλο τον Ελληνικό χώρο

(τόσο για πιθανότητα υπέρβασης 10.0% σε περίοδο επανάληψης 50 ετών, όσο και για πιθανότητα υπέρβασης 63.2% σε περίοδο επανάληψης 476 ετών) και παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα για 20 ενδεικτικές περιοχές του, οι οποίες παρουσιάζουν ιδιαίτερο σεισμολογικό ενδιαφέρον.

Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη συγκεκριμένη μελέτη είναι τα ακόλουθα:

- Σε μεγάλες πιθανότητες υπέρβασης (π.χ. 63.2%), τα πειραματικά αποτελέσματα όλων των παραμέτρων σεισμικότητας μπορούν να υπολογιστούν τόσο απευθείας από τα αποτελέσματα, όσο και με την κατανομή Gumbel τύπου 1 και με την κατανομή Gumbel τύπου 3, καθώς οι τιμές που εξάγονται από τις τρεις μεθόδους πρακτικά ταυτίζονται. Ωστόσο, σε μικρότερες πιθανότητες υπέρβασης (π.χ. 10.0%), είναι προτιμότερη η χρήση της κατανομής Gumbel τύπου 3. Σε πολύ μικρές πιθανότητες υπέρβασης (π.χ. 1.0%) επιβάλλεται η χρήση της κατανομής Gumbel τύπου 3, καθώς η κατανομή Gumbel τύπου 1 υπερεκτιμά σε μεγάλο βαθμό τα αποτελέσματα, οπότε πρέπει να θεωρείται συντηρητικός τρόπος προσδιορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.
- Καλύτερη μέθοδος προσδιορισμού των παραμέτρων ω , μ και κ της κατανομής Gumbel τύπου 3 αποτελεί αυτή των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση, καθώς ελαχιστοποιεί τα σφάλματα προσδιορισμού και είναι ιδιαίτερα σταθερή. Ωστόσο, ιδιαιτέρως καλή είναι και η μέθοδος προσδιορισμού τους με την εσωτερική συνάρτηση *genfit* της MATLAB, η οποία επίσης παράγει αποτελέσματα με μικρά σφάλματα.
- Τα σφάλματα της κατανομής Gumbel τύπου 3 είναι ελαφρώς μεγαλύτερα από αυτά της κατανομής Gumbel τύπου 1, διότι οι παράμετροι που προσδιορίζονται σε αυτήν είναι περισσότερες κατά μία. Ωστόσο, αυτό δεν αποτελεί αποτρεπτικό παράγοντα για τη χρήση της, καθώς οι διαφορές των σφαλμάτων είναι πολύ μικρές.
- Η χρήση της σχέσης απόσβεσης των Skarlatoudis et al. (2003) στους υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας οδήγησε σε ρεαλιστικά αποτελέσματα για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Αντίθετα, η σχέση απόσβεσης των Akkar and Bommer (2007) οδηγεί σε αποτελέσματα που χαρακτηρίζονται από εξωπραγματικά υψηλές τιμές εδαφικών κινήσεων (μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στην παρούσα εργασία), κυρίως λόγω του ότι το σφάλμα αυτής της σχέσης παρουσιάζει ισχυρή εξάρτηση από το μέγεθος του σεισμού, παίρνοντας ιδιαίτερα μεγάλες τιμές σε μεγέθη $M \leq 6.7$, τα οποία όμως αποτελούν τον κύριο όγκο των σεισμών της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου. Επιπλέον, η εφαρμογή της σχέσης σε μεγέθη $M < 5.0$ (για τα οποία οι Akkar and Bommer, 2007 δεν χρησιμοποίησαν δεδομένα) οδηγεί σε πολύ μεγάλα σφάλματα, και μη ρεαλιστικές τιμές της σεισμικής επικινδυνότητας.

- Ορισμένες σεισμικά «ήσυχες» περιοχές του ελληνικού χώρου, όπως η Θράκη, παρουσιάζουν υψηλή σεισμική επικινδυνότητα σε μεγάλες περιόδους επανάληψης, λόγω της γένεσης πολύ ισχυρών σεισμών ($M > 7.0$) σε αυτές τις περιόδους.
- Η σεισμική επικινδυνότητα των περισσότερων σημείων ενδιαφέροντος του Ελληνικού χώρου οφείλεται συνήθως σε σεισμούς μικρού-μεσαίου μεγέθους που γίνονται σε αποστάσεις κοντά στο σημείο παρατήρησης, καθώς και (σπανιότερα) σε σεισμούς μεγάλου μεγέθους που λαμβάνουν χώρα σε μακρινές από αυτό αποστάσεις. Συνήθως οι τελευταίοι αυτοί σεισμοί (μεγάλου μεγέθους) προέρχονται είτε από τα ανάστροφα ρήγματα του Ελληνικού τόξου, και ιδιαίτερα από την περιοχή της Νότιας Πελοποννήσου, Κρήτης και Καρπάθου-Ρόδου, η οποία έχει τη δυνατότητα να προκαλέσει σεισμούς μεγέθους έως και $M \sim 8.0$, είτε από το ρήγμα της τάφρου του Β. Αιγαίου.
- Η απόσβεση της κάθε παραμέτρου επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα της αποάθροισης της σεισμικής επικινδυνότητας. Όσο εντονότερη είναι η απόσβεση της εξεταζόμενης παραμέτρου (π.χ. PGA), τόσο μικρότερο είναι το εύρος των επικεντρικών αποστάσεων που επηρεάζουν το σημείο παρατήρησης.
- Χαμηλή σεισμική επικινδυνότητα σε όλο τον Ελληνικό χώρο έχουν οι περιοχές του Αιγαίου που βρίσκονται εσωτερικά του Ελληνικού τόξου, ενώ υψηλότερη σεισμική επικινδυνότητα, πέραν της Κεφαλονιάς, παρουσιάζουν οι περιοχές που επηρεάζονται άμεσα από τα ανάστροφα ρήγματα του εξωτερικού Ελληνικού τόξου.
- Σε όλες τις περιόδους επανάληψης, οι περιοχές που εμφανίζουν υψηλότερη σεισμική επικινδυνότητα (από τα ενδεικτικά σημεία που εξετάστηκαν) είναι η Κεφαλονιά, το Αίγιο, η Μύρινα και η Σκύρος. Αντιθέτως, τη μικρότερη σεισμική επικινδυνότητα εμφανίζουν η Ερμούπολη, η Καβάλα, η Κομοτηνή και η Σαντορίνη.

Η παρούσα έρευνα έχει διάφορες προοπτικές και δυνατότητες εξέλιξης ή και βελτίωσης. Αρχικά, για τη χωρική κατανομή της σεισμικότητας σε κάθε επιφανειακή ζώνη θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί κάποιο μοντέλο που δε θεωρεί ομογενή κατανομή σεισμών (π.χ. μοντέλο ρηγμάτων, κλπ.). Επίσης, θα μπορούσε να γίνει εφαρμογή της κατανομής Gumbel τύπου 3 και αποάθροιση της σεισμικής επικινδυνότητας αξιοποιώντας κάποιο μοντέλο χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας. Τέλος, υπάρχουν δυνατότητες εξέλιξης του αλγορίθμου που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή, όπως η ενσωμάτωση του υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας με διαφορετικές σχέσεις απόσβεσης ή και μοντέλα σεισμικότητας, και η συνεπακόλουθη δημιουργία δενδρογραμμάτων υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.





- Abrahamson, N., Gregor, N., and K., Addo, (2016). "BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes", *Earthquake Spectra*, 32, 23-44.
- Akkar, S., and J.J., Bommer, (2007). "Prediction of elastic displacement response spectra in Europe and the Middle East", *Earthquake Engng Struct. Dyn.*, 36, 1275-1301.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Isherwood, W., Cordon, D., Reagor, G., and Howard, C., (1976). "Seismic risk evaluation of the Balkan region", *Proc. Sem. Seismic Zoning Maps, Skopje, Yugoslavia 1975*, II, 172-240.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A., and J.J., Bommer, (1996). "Prediction of horizontal response spectra in Europe", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 371-400.
- Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K., and P.M., Smit, (2005). "Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration", *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3, 1-53.
- Anagnos, T., and A.S., Kiremidjian, (1988). "A review of earthquake models for seismic hazard analysis", *Probabilistic Engineering Mechanics*, 3, 3-11.
- Araya, R., and A., Der Kiureghian, (1988). "Seismic hazard analysis: improved models, uncertainties and sensitivities", *Earthquake Engineering Research Center, College of Engineering, University of California*.
- Assatourians, K., and G.M., Atkinson, (2013). "EqHaz: An open-source probabilistic seismic-hazard code based on the Monte Carlo simulation approach", *Seismological Research Letters*, 84, 516-524.
- Banitsiotou, I.D., Tsapanos, T.M., Margaritis, V.N., and P.M., Hatzidimitriou, (2004). "Estimation of the seismic hazard parameters for various sites in Greece using a probabilistic approach", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 399-405.
- Båth, M., (1983). "The Seismology of Greece", *Tectonophysics*, 98, 165-208.
- Bazzuro, P., and C.A., Cornell, (1999). "Disaggregation of Seismic Hazard", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 501-520.

Beauval, C., Hainzl, S., and F., Scherbaum, (2006). "The impact of the Spatial uniform distribution of seismicity on probabilistic seismic-hazard estimation", Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 2465-2471.

Bommer, J.J., and N.A., Abrahamson, (2006). "Why do modern probabilistic seismic-hazard analyses often lead to increased hazard estimates?", Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 1967-1977.

Bommer, J.J., Stafford, P.J., Alarcon, J.E., and S., Akkar, (2007). "The influence of magnitude range on empirical ground motion", Bulletin Seismological Society of America, 97, 2152–2170.

Boore, D.M., and G.A., Atkinson, (2007). "Boore and Atkinson NGA ground-motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters", PEER Report, University of California, Berkeley.

Bourne, S. J., Oates, S. J., Bommer, J. J., Dost, B., Van Elk, J., and D., Doornhof, (2015). "A Monte Carlo Method for Probabilistic Hazard Assessment of Induced Seismicity due to Conventional Natural Gas Production", Bulletin of the Seismological Society of America, 105, 1721-1738.

Budnitz, R.J., Apostolakis, G., Boore, D.M., Cluff, L.S., Coppersmith, K.J., Cornell, C.A., and P.A., Morris, (1997). "Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts", NUREG/CR-6372, US Nuclear Regulatory Commission.

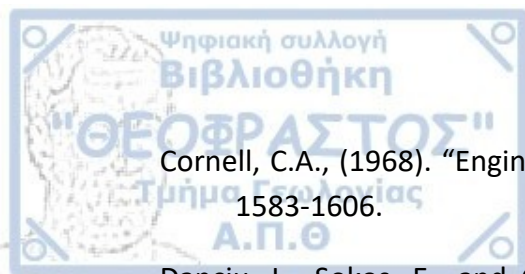
Bury, K., (1999). "Statistical Distributions in Engineering", Cambridge University Press, ISBN: 0 521 63506 3.

Burton, P.W., (1979). "Seismic risk in southern Europe through to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values", Geophys. J. R. astr. Soc., 59, 249-280.

Chapman, M.C., (1995). "A probabilistic approach to ground motion selection for engineering design", Bull. Seismol. Soc. Am., 85, 937-942.

Chousianitis, K., Del Gaudio, V., Pierri, P., and G.A., Tselentis, (2018). "Regional ground-motion prediction equations for amplitude-, frequency response-, and duration-based parameters for Greece", Earthquake Engng Struct Dyn., 47, 2252–2274.

Cipta, A., Robiana, R., Griffin, J. D., Horspool, N., Hidayati, S., and P.R., Cummins, (2017). "A probabilistic seismic hazard assessment for Sulawesi, Indonesia". Geological Society, London, Special Publications, 441, 133-152.



Cornell, C.A., (1968). "Engineering seismic risk analysis", Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 1583-1606.

Danciu, L., Sokos, E., and G.A., Tselentis, (2007). "Deaggregation of the Regional Seismic Hazard: City of Patras, Greece.", Proc. of First IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology (GES'07), Portoroz, Slovenia, May 15-17, 57-63.

Danciu, L., and G.A., Tselentis, (2007). "Engineering Ground Motion Parameters Attenuation Relationships for Greece", Bull. Seism. Soc. Am., 97, 162-183.

Donovan, N.C., (1973). "A statistical evaluation of strong motion data, including the Feb. 9, 1971 San Fernando earthquake". Dames and Moore, Rep. No. EE73-3, 16pp.

Drakopoulos, J., and K.C., Makropoulos, (1983). "Seismicity and hazard analysis studies in the area of Greece", Publ. Seism. Lab, Univ. of Athens, 1, 126 pp.

Ebel, J.E., and A.L., Kafka, (1999). "A Monte Carlo approach to seismic risk analysis", Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 854-866.

Farhadi, A., and M., Mousavi, (2016). "Consideration of the rupture model uncertainties in the probabilistic seismic hazard analysis", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 83, 191-204.

Field, E.H., Jordan, T.H., and C.A., Cornell, (2003). "OpenSHA: A developing community-modeling environment for seismic hazard analysis", Seismological Research Letters, 74, 406-419.

Giardini, D., (1999). "The global seismic hazard assessment program (GSHAP)-1992/1999", Annals of Geophysics, 42, 957-974.

Gringorten, I.I., (1963). "A plotting rule for extreme probability paper", J. geophys. Res., 68, 813-814.

Gumbel, E.J., (1958). "Statistics of extremes", Dover Publications Edition 2004, ISBN 0 486 43604 7, originally published Colombia University Press.

Hagos, L., Arvidsson, R., and R., Roberts, (2006). "Application of the spatially smoothed seismicity and Monte Carlo methods to estimate the seismic hazard of Eritrea and the surrounding region", Natural Hazards, 39, 395-418.

Haight, F.A., (1967). "Handbook of the Poisson Distribution", New York, John Wiley & Sons.

Hatzidimitriou, P., Papazachos, C., Kiratzi, A., and N., Theodulidis, (1993). "Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece", Tectonophysics, 217, 243-253.

Hong, H.P., and K., Goda, (2006). "A comparison of seismic-hazard and risk deaggregation", Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 2021-2039.

Ishikawa, Y., and H., Kameda, (1988). "Hazard consistent magnitude and distance for extended seismic risk analysis", Proc. of Ninth World Conference on Earthquake Engineering II, 3-10.

Ishikawa, Y., and H., Kameda, (1991). "Probability based determination of specific scenario earthquakes", Proc. of Fourth International Conference on Seismic Zonation II, 3-10.

Ishikawa, Y., and H., Kameda, (1993). "Scenario earthquakes vs. probabilistic seismic hazard", Proc. of Fourth International Conference on Structural Safety and Reliability 3, 2139-2146, Innsbruck, Austria.

Kagan, Y.Y., (2002). "Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results", Geophys. J. Int., 148, 520-541.

Kameda, H., Loh, C.H., and M. Nakajima, (1994a). "A comparative study in Japan and Taiwan by means of probabilistic scenario earthquakes", Proc. of fourth KAIST-NTU-KU Tri-Lateral Seminar/Workshop on Civil Engineering, Kyoto, Japan, November 22-23, 27-37.

Kameda, H., Ishikawa, Y., and W., Li, (1994b). "Probability based determination of scenario earthquakes, in Seismic Risk Assessment of Urban Facilities in a Sedimentary Region", Chap. 4, Natural Hazard Reduction and Mitigation in the East Asia, Final Rept. Part 3, March, 67-85.

Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., and C.B., Papazachos, (2004). "Current accelerating seismic excitation along the northern Boundary of the Aegean microplate", Tectonophysics, 383, 81-89.

Kimball, B.F., (1960). "On the choice of plotting positions on probability paper", J. Am. statist. Ass., 55, 546-560.

Kijko, A., (2004). "Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude, $m_{\max}$ ", Pure appl. geophys., 161, 1655-1681.

Kijko, A., and G., Graham, (1998). "Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis Part I: Estimation of maximum regional magnitude, $m_{\max}$ ", Pure appl. geophys., 152, 413-442.

Kijko, A., and G., Graham, (1999). "Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis Part II: Assessment of seismic hazard at specified site", Pure appl. geophys., 154, 1-22.

Kiratzi, A., and E., Louvari, (2003). "Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database", Journal of Geodynamics, 36, 251-274.

Klügel, J.-U., (2009). "How to eliminate non-damaging earthquakes from the results of a probabilistic seismic hazard analysis (PSHA)-A comprehensive procedure with site-specific application", Nuclear Engineering and Design, 239, 3034-3047.

Kramer, S. L., (1996). "Geotechnical earthquake engineering. In prentice-Hall international series in civil engineering and engineering mechanics", Prentice-Hall, New Jersey.

Lomnitz, C., (1966). "Statistical prediction of earthquakes", Reviews of Geophysics, 4, 377-393.

Lyubushin, A.A., Tsapanos, T.M., Pisarenko, V.F., and G.Ch., Koravos, (2002). "Seismic hazard for selected sites in Greece: A Bayesian estimate of seismic peak ground acceleration", Natural Hazards, 25, 83-98.

Makropoulos, K.C., (1978). "The Statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity", Ph.D. thesis, Univ. of Edinburgh, 193 pp.

Makropoulos, K.C., and P.W., Burton, (1985). "Seismic hazard in Greece, II Ground acceleration", Tectonophysics, 117, 259-294.

Makropoulos, K.C., Stavrakakis, G.N., Latousakis, J., and J., Drakopoulos, (1986). "A comparative seismic hazard study for the area of Greece", in A. Vogel and K. Brandes (eds.), Proc. 2nd Int. Sem. on Earthquake Prognostics, Berlin, FRG, 179-197.

Margaris, V.N., Theodulidis, N.P., Papaioannou, Ch.A., and B.C., Papazachos, (1990). "Strong motion duration of earthquakes in Greece". Proc. XXII Gen. Ass. ESC 2, 865-871.

Margaris, B.N., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch., Theodulidis, N., Kalogeras, I., and A.A., Skarlatoudis, (2002). "Empirical attenuation relations for the horizontal strong ground motion parameters of shallow earthquakes in Greece", in Proc. of the 12th European Conf. on Earthquake Engineering, 9-13 September, London.

- McGuire, R.K., (1995). "Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop", Bull. Seismol. Soc. Am., 85, 1275-1284.
- McGuire, R.K., (2008). "Probabilistic seismic hazard analysis: Early history", Earthquake Engng Struct. Dyn., 37, 329-338.
- Mulargia, F., Stark, P.B., and R.J., Geller, (2016). "Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used?", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 264, 63-75.
- Musson, R.M.W., (1999). "Determination of design earthquakes in seismic hazard analysis through Monte Carlo simulation", Journal of Earthquake Engineering, 3, 463-474.
- Musson, R.M.W., (2000). "The use of Monte Carlo simulations for seismic hazard assessment in the U.K.", Ann. Geofis., 43, 1-9.
- Musson, R. M. W., (2009). "Ground motion and probabilistic hazard", Bulletin of Earthquake Engineering, 7, 575-589.
- Pagani, M., and A., Marcellini, (2007). "Seismic-hazard disaggregation: A fully probabilistic methodology", Bull. Seismol. Soc. Am., 97, 1688-1701.
- Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V., Henshaw, P., Butler, L., Nastasi, M., Panzeri, L., Simionato, M., and D., Vigano, (2014). "OpenQuake Engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model", Seismological Research Letters, 85, 692-702.
- Papadopoulos, G.A., and A., Kijko, (1991). "Maximum likelihood estimation of earthquake hazard parameters in the Aegean arc from mixed data", Tectonophysics, 185, 277-294.
- Papaioannou, Ch.A., (1984). "Attenuation of seismic intensities and seismic hazard in the area of Greece", Ph.D. thesis, Aristotle Univ. of Thessaloniki, 200 pp.
- Papaioannou, Ch.A., (1986). "Seismic hazard assessment and long term earthquake prediction in southern Balkan region", Proc. 2nd Int. Reg. Sem. on Earthq. Prognostics (edit. A. Vogel and K. Brandes), Berlin, 223-241.
- Papaioannou, Ch.A., (1988). "Seismic hazard assessment for the area of Greece", Proc. Symp. New Development Seismol. Geophys. Of the Area of Greece, Thessaloniki, 277-291.
- Papaioannou, Ch.A., Hatzidimitriou, P.M., Papazachos, B.C., and N.P., Theodulidis, (1985). "Seismic hazard assessment for southern Balkan region based on

seismic sources", Proc. 3rd Int. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Liblice-Czechoslovakia, 349-400.

Papapioannou, Ch.A., and B.C., Papazachos, (2000). "Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources", Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 22-33.

Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M., and N.P. Theodulidis, (1985). "Regionalization of seismic hazard in Greece", Proc. 12th Reg. Sem. on Earthq. Eng. EAEE_EPPO, Halkidiki, Greece, 12pp.

Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Papastamatiou, D.J., Margaris, B.N., Papastamatiou, D.J., and N.P., Theodulidis, (1990). "On the reliability of different methods of seismic hazard assessment in Greece", Natural Hazards, 3, 141-151.

Papazachos, B.C., (1990). "Seismicity of the Aegean and surrounding area", Tectonophysics, 178, 287-308.

Papazachos, B.C., Margaris, V.N., Theodulidis, N.P., and Ch.A., Papaioannou, (1992). "Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration", Proc. 10th W.C.E.E., 1, 425-430.

Papazachos, B.C., and Ch.A, Papaioannou, (1993). "Long-term earthquake prediction in the Aegean area based on a time and magnitude predictable model", Pageoph, 140, 93-612.

Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Margaris, B.N., and N.P., Theodulidis, (1993b). "Regionalization of seismic hazard in Greece based on seismic sources", Natural Hazards, 8, 1-18.

Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., and B.G., Karakostas, (1997). "Toward a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area", Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 474-483.

Papazachos, B.C., Papaioannou, C.A., Papazachos, C.B., and A.S., Savvaidis, (1999). "Rupture zones in the Aegean region", Tectonophysics, 308, 205-221.

Papazachos, C.B., and Ch.A., Papaioannou, (1997). "The macroseismic field of the Balkan Area, Journal of Seismology", 1, 181-201.

Papazachos, B.C., and C.B., Papazachou, (2003). "The Earthquakes of Greece", Ziti Publications, Thessaloniki, pp.273.

Papazachos, C.B., and E.E., Papadimitriou, (1997). "Evaluation of the global applicability of the regional Time- and Magnitude- predictable seismicity model", Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 799-808.

Papazachos, C., (1999). "An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and the surrounding area", Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 111-119.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., and Flannery, B.P., (1997). "Numerical Recipes in Fortran 77", Cambridge University Press, 1, pp.1003.

Rao, M.N., Rao, P.P., and K.L., Kaila, (1997). "The first and third asymptotic distributions of extremes as applied to the seismic source regions of India and adjacent areas", Geophys. J. Int., 128, 639-646.

Reiter, L., (1990). "Earthquake hazard analysis", Columbia University Press, New York, pp.254.

Robinson, D., Fulford, G., and T., Dhu, (2012). "EQRM: Geoscience Australia's Earthquake Risk Model", Technical Manual, 3.

Shapira, A., (1983). "Potential earthquake risk estimations by application of a simulation process", Tectonophysics, 95, 75-89.

Skarlatoudis, A.A., Papazachos, C.B., Margaritis, B.N., Theodulidis, N., Papaioannou, Ch., Kalogeras, I., Scordilis, E.M., and V., Karakostas, (2003). "Empirical peak ground motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece", Bull. Seism. Soc. Am., 93, 2591-2603.

Skarlatoudis, A., Theodulidis, N., Papaioannou, C., and Roumelioti, Z., (2004). "The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude and distance for small magnitude earthquakes in Greece", Proc. of 13th World Conference on Earthquake Engineering, paper no. 1857.

Skarlatoudis, A.A., Papazachos, C.B., Margaritis, B.N., Theodulidis, N., Papaioannou, Ch., Kalogeras, I., Scordilis, E.M., and V., Karakostas, (2007). "ERRATUM: Empirical peak ground motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece", Bull. Seism. Soc. Am., 97.

Skarlatoudis, A.A., Papazachos, C.B., Margaritis, B.N., Ventouzi, C., Kalogeras, I., and the EGELADOS Group, (2013). "Ground-Motion Prediction Equations of Intermediate-Depth Earthquakes in the Hellenic Arc, Southern Aegean Subduction Area", Bull. Seism. Soc. Am., 103, 1952-1968.

Skarlatoudis, A. A., (2017). "Applicability of ground-motion prediction equations to a Greek within-slab earthquake dataset", *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15, 3987-4008.

Stavrakakis, G.N., (1984). "Contribution of the Bayesian statistics in the seismic hazard assessment of Crete and the surroundings and strong ground motion modelling", Ph.D. thesis, Univ. of Athens.

Stavrakakis, G.N., and G.A., Tselentis, (1987). "Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the main seismogenic zones of Greece", *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata*, 29, 51-63.

Stepp, J.C., Silva, W.J., McGuire, R.K., and R.T., Sewell, (1993). "Determination of earthquake design loads for high level nuclear waste repository facility", *Proc. of Fourth DOE Natural Phenomena Hazard Mitigation Conference II*, Atlanta, 651-657.

Sucuoglu, H., and S., Akkar, (2014). "Basic Earthquake Engineering", Springer, 297p, DOI:10.1007/978-3-319-01026-7.

Theodulidis, N., and B., Papazachos, (1992). "Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, Peak horizontal acceleration, velocity and displacement", *Soil Dyn. & Earth. Eng.*, 11, 387-402.

Theodulidis, N.P., (1998). "Peak ground acceleration attenuation of small earthquakes: analysis of Euroseist, Greece, data, The Effects of Surface Geology on Seismic Motion", K., Irikura, K., Kudo, H., Okada, and T., Sasatani (Editors), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 1171-1176.

Tsapanos, T.M., and P.W., Burton, (1991). "Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world", *Tectonophysics*, 194, 153-169.

Tsapanos, T.M., Mantyniemi, P., and A., Kijko, (2004). "A probabilistic seismic hazard assessment in Greece and the surrounding region including site-specific considerations", *Annals of Geophysics*, 47, 1675-1688.

Tsapanos, T. M., (2008). "Seismicity and seismic hazard assessment in Greece", *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries*, Springer, Dordrecht, 253-270.

Tselentis, G.A., Danciu, L., and E., Sokos, (2010). "Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 2: Acceleration response spectra and elastic input energy spectra", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 41-49.

Tselentis, G.A., and L., Danciu, (2010a). "Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 1: Engineering ground motion parameters", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 25-39.

Tselentis, G.A., and L., Danciu, (2010b). "Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 3: Deaggregation", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 51-59.

Turnbull, M., and D., Weatherley, (2006). "Validation of using Gumbel probability plotting to estimate Gutenberg-Richter seismicity parameters", Earthquake Engineering in Australia, Canberra, 24-26 November 2006, 127-136.

Vamvakaris, D.A., (2010). "Contribution to the study of the time dependent seismicity and the seismic hazard", Ph.D. thesis, Aristotle University of Thessaloniki, Greece, 498 pp., and 2 Appendices.

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch.A., Scordilis, E.M., and G.F., Karakaisis, (2016). "A detailed seismic zonation model for shallow earthquakes in the broader Aegean area", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16, 55-84.

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch.A., Scordilis, E.M., and G.F., Karakaisis, (2016b). "SEISMIC HAZARD ASSESSMENT IN THE BROADER AEGEAN AREA USING TIME-INDEPENDENT SEISMICITY MODELS BASED ON SYNTHETIC EARTHQUAKE CATALOGS", Bulletin of the Geological Society of Greece, 50, 1463-1472.

Wang, Z., (2009). "Seismic hazard vs. seismic risk", Seismol Res Lett, 80, 673-674.

Wang, Z., (2011). "Seismic Hazard Assessment: Issues and Alternatives", Pure Appl. Geophys., 168, 11-25.

Weichert, D.H., (1980). "Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes", Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 1337-1346.

Weatherill, G., and P.W., Burton, (2010). "An alternative approach to probabilistic seismic hazard analysis in the Aegean region using Monte Carlo simulation", Tectonophysics, 492, 253-278.

Wiemer, S., Giardini, D., Fäh, D., Deichmann, N., and S., Sellami, (2009). "Probabilistic seismic hazard assessment of Switzerland: best estimates and uncertainties", J Seismol., 13, 449-478.

Yegulalp, T.M., and J.T., Kuo, (1974). "Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes", Bull. Seism. Soc. Am., 64, 393-414.

Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., and Y., Fukushima, (2006). "Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period", Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 898-913.

Βαμβακάρης, Δ.Α., (2010). «Συμβολή στη μελέτη της χρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας», Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσ/νίκης, Ελλάδα, 498 σελ., και 2 Παραρτήματα.

Παπαϊωάννου, Χρ.Α., (1984). «Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και σεισμική επικινδυνότητα στον ελληνικό χώρο», Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσ/νίκης, Ελλάδα, 200 σελ.

Παπαϊωάννου, Χρ., Καρακαΐσης, Γ., Λατουσσάκης, Ι., Μακρόπουλος, Κ., Σταυρακάκης, Γ., Τσελέντης, Γ.-Α., Γκαζέτας, Γ., Φαρδής, Μ., Μουντράκης, Δ., και Χρ., Κωστίκας, (2006). «Παρουσίαση και Επεξεργασία των Σεισμολογικών Δεδομένων για τη Σύνταξη του Νέου Χάρτη Ζωνών Σεισμικής Επικινδυνότητας της Ελλάδας», 5ο Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής & Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής, ΤΕΕ, Ξάνθη, 31/5-2/6/2006.

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



ΒΑΣΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ GUMBEL ΤΥΠΟΥ 1 ΚΑΙ 3

Ο υπολογισμός των παραμέτρων της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας γίνεται συχνά με τη χρήση της μεθόδου των ακραίων τιμών της πρώτης, δεύτερης και τρίτης ασύμπτωτης του Gumbel (1958). Σύμφωνα με αυτήν, οι ακραίες (ελάχιστες ή μέγιστες) τιμές τείνουν προς κάποιο συγκεκριμένο όριο με ασυμπτωτική συμπεριφορά, και ακολουθούν έναν από τους τρεις τύπους κατανομής. Στα πειραματικά αποτελέσματα της παρούσας διατριβής εφαρμόστηκαν τόσο η κατανομή Gumbel τύπου 1, όσο και η κατανομή Gumbel τύπου 3, και εξετάστηκε η μεταβλητότητα-αξιοπιστία που εμφανίζουν τα αποτελέσματά τους. Η κατανομή τύπου 2 δεν είναι χρήσιμη στη Σεισμολογία, καθώς αναφέρεται στις ελάχιστες τιμές, οι οποίες δεν αποτελούν αντικείμενο της παρούσας διατριβής.

Κατανομή Gumbel τύπου 1

Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Gumbel τύπου 1 (G1) δίνεται από τη σχέση (Σχήμα 1):

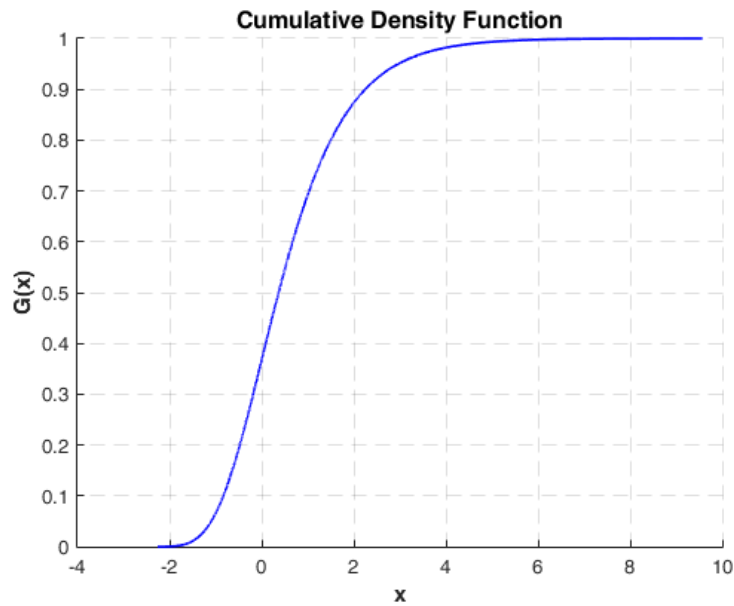
$$G(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}}} \quad (1)$$

όπου: $G(x)$ = η πιθανότητα η μεταβλητή να έχει τιμή x ή μικρότερη, δηλαδή η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για την κατανομή αυτήν.

μ = η παράμετρος τοποθεσίας (location parameter) της κατανομής, η οποία δείχνει σε ποιο σημείο βρίσκεται το μέγιστο της κατανομής (Σχήμα 3). Είναι προφανές ότι για $x=\mu$ ισχύει $G(\mu)=1/e=0.368=36.8\%$.

x = η παράμετρος (μεταβλητή) που εξετάζεται.

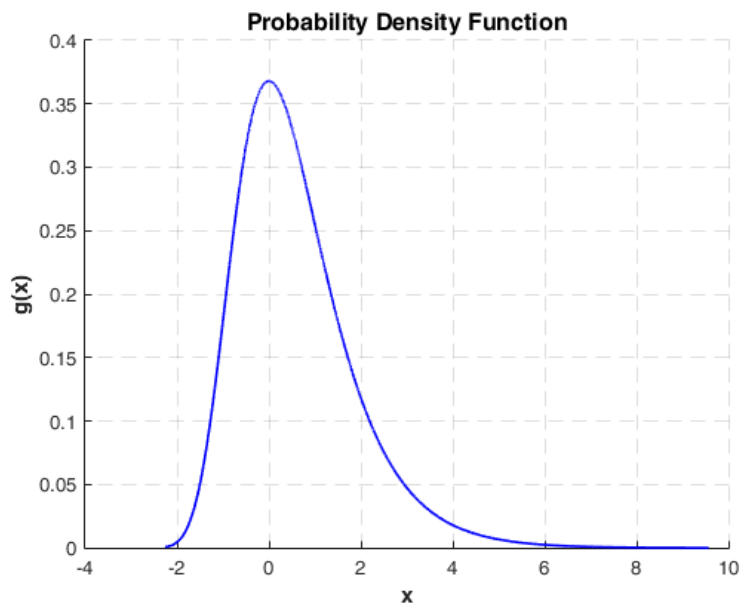
σ = η παράμετρος σίγμα (sigma parameter). Είναι ενδεικτική του κατά πόσο η κατανομή είναι συρρικνωμένη ή απλωμένη σε σχέση με την κανονική κατανομή (όπου $\sigma=1$), δηλαδή αποτελεί μέτρο της διασποράς της κατανομής, σε σχέση με το μέγιστο στη θέση $x=\mu$ (Σχήμα 4).



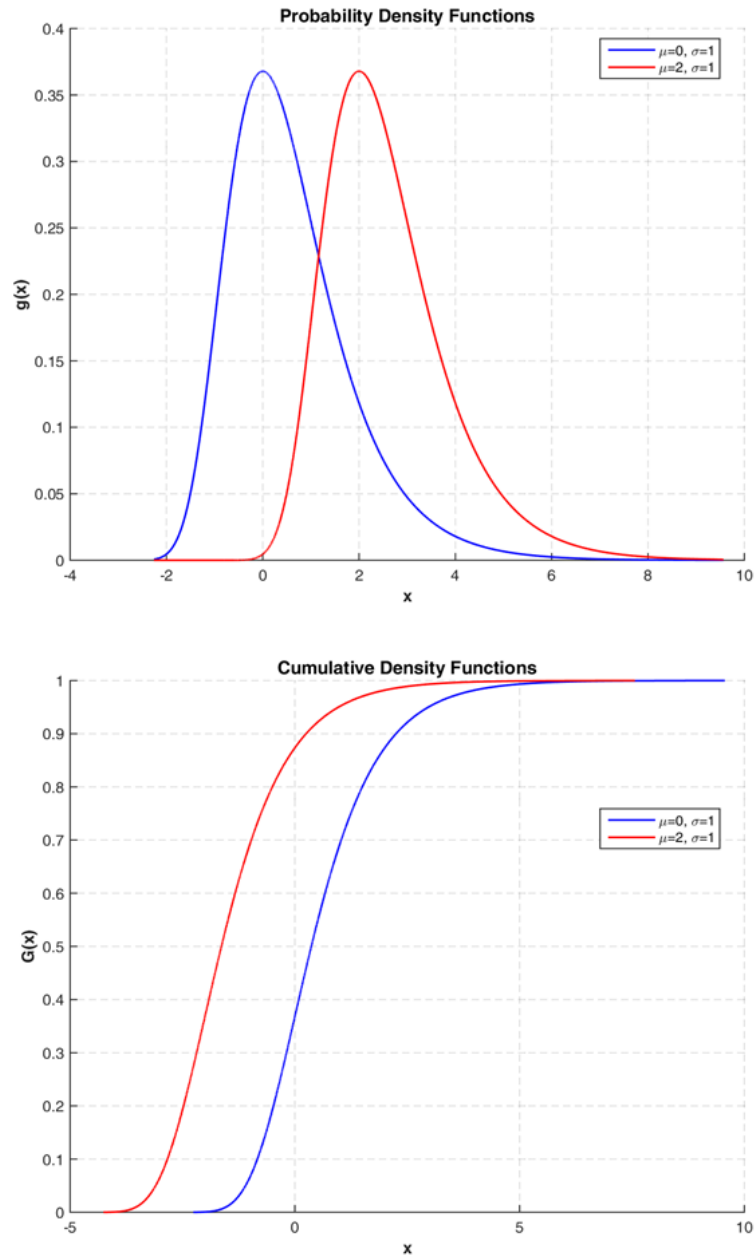
Σχήμα 1 Αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής G1.

Μετά από παραγωγή της σχέσης (1) προκύπτει η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της G1 (Σχήμα 2), η οποία δίνεται από τη σχέση:

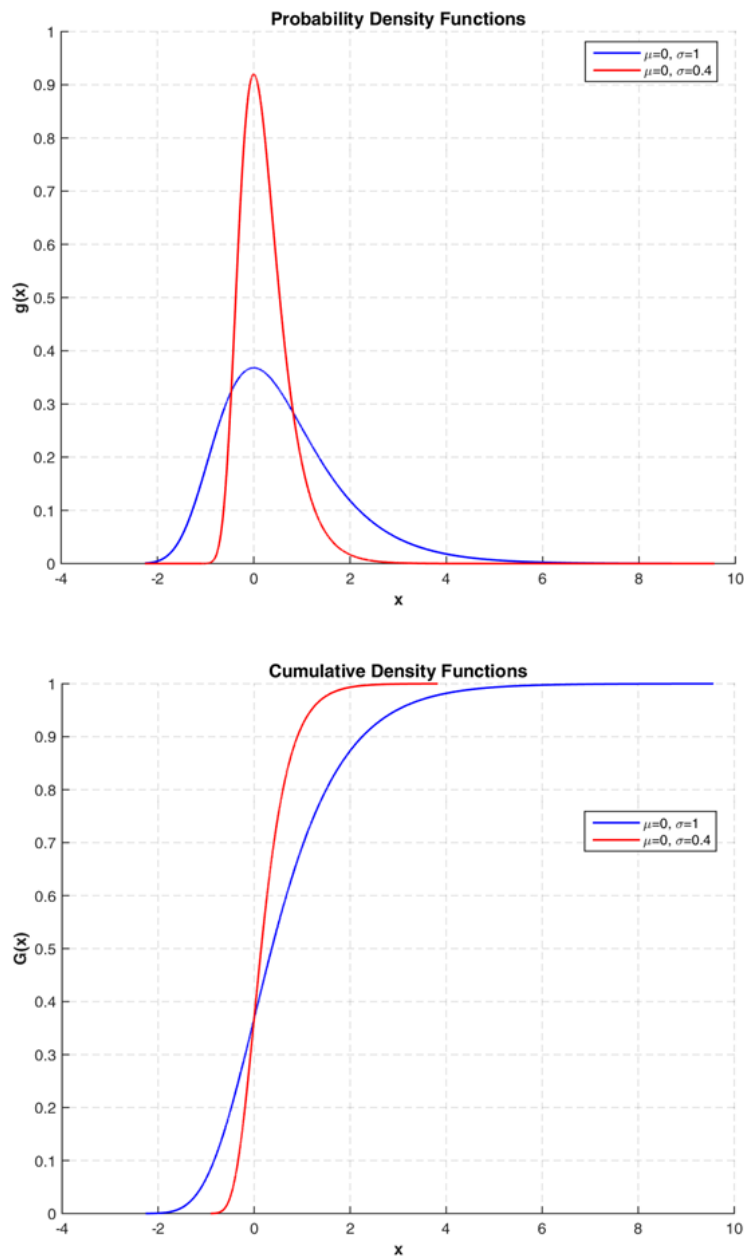
$$g(x) = \frac{dG}{dx} = \frac{1}{\sigma} e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}} e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}}} \quad (2)$$



Σχήμα 2 Συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής G1.



Σχήμα 3 Σύγκριση συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας (πάνω) και αθροιστικών συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας (κάτω) για παραμέτρους τοποθεσίας $\mu=0$ και $\mu=2$, και για παράμετρο σίγμα, $\sigma=1$.



Σχήμα 4 Σύγκριση συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας (πάνω) και αθροιστικών συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας (κάτω) για παράμετρο σίγμα, $\sigma=1.0$ και $\sigma=0.4$.

Στη θέση της μεταβλητής x μπορούμε να θεωρήσουμε οποιαδήποτε παράμετρο μας ενδιαφέρει (π.χ. InPGA, InPGV, InPGD, I, M). Στις επόμενες σχέσεις, θεωρούμε ως μεταβλητή x το σεισμικό μέγεθος, M , για το οποίο παρουσιάστηκαν οι πρώτες εφαρμογές της κατανομής Gumbel στη Σεισμολογία (π.χ. Burton, 1979).

Σύμφωνα με την κατανομή Poisson, την οποία συνήθως θεωρείται ότι ακολουθεί χρονικά η γένεση των σεισμών, η πιθανότητα να γίνει ένας σεισμός μεγέθους $m > M$, σε ορισμένο χρονικό διάστημα t ετών, είναι ίση με:

$$P(m > M, t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (3)$$

όπου, λ , ο μέσος ετήσιος ρυθμός σεισμών.

Ο αριθμός των σεισμών που θα συμβούν σε χρονικό διάστημα t ετών είναι προφανώς:

$$N = \lambda t \quad (4)$$

Για να βρεθεί η πιθανότητα να γίνει ένας σεισμός με μέγεθος $m < M$, σε χρονικό διάστημα t ετών, δηλαδή για να προσδιοριστεί η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, θα πρέπει να αφαιρεθεί η σχέση (3), δηλαδή η πιθανότητα να γίνει σεισμός μεγέθους $m > M$, από τη μονάδα (πιθανότητα 100%), οδηγώντας στη σχέση:

$$\begin{aligned} G(m < M, t) &= 1 - P(m > M, t) = e^{-\lambda t} \Rightarrow \\ &\Rightarrow G(m < M, t) = e^{-N} \quad (5) \end{aligned}$$

Για τον αριθμό των σεισμών, N , αν δεχθούμε ότι ισχύει ο Νόμος κατανομής μεγεθών των Gutenberg-Richter (G-R), έχουμε ότι:

$$\begin{aligned} \log N &= a - bM \Rightarrow N = 10^{a-bM} \Rightarrow \\ &\Rightarrow N = e^{\ln 10(a-bM)}, \quad b > 0 \quad (6) \end{aligned}$$

όπου a και b οι σταθερές της σχέσης G-R.

Επομένως, από τις σχέσεις (5) και (6) προκύπτει ότι η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής $G1$, συναρτήσει των σταθερών G-R, δίνεται από τη σχέση:

$$G(M) = e^{-e^{\ln 10(a-bM)}}, \quad b > 0 \quad (7)$$

Αν θεωρήσουμε ότι: $\beta = b \ln 10$ (8)

$$\text{και: } \alpha = 10^a \quad (9)$$

η σχέση (6) γίνεται:

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (10)$$

Είναι φανερό ότι για να αποκαλυφθεί η αντιστοιχία των παραμέτρων των σχέσεων (7) και (10) με τις παραμέτρους μ και σ της σχέσης Gumbel, θα πρέπει αυτή να πάρει τη μορφή της σχέσης (1). Αυτός ο μετασχηματισμός είναι απαραίτητος, καθώς κατά τους υπολογισμούς των μέτρων σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρήση του λογισμικού της παρούσας διατριβής, υπολογίζονται από τον κώδικα MATLAB οι παράμετροι μ και σ .

Η σχέση (7) μπορεί να ξαναγραφεί με τη μετασχηματισμένη μορφή της σχέσης (11):

$$G(m < M, t) = e^{-e^{-\frac{M - \frac{a}{b}}{b \ln 10}}}, \quad b > 0 \quad (11)$$

Από τη σύγκριση των σχέσεων (1) και (11) προκύπτει ότι για $b > 0$, η σχέση (11) είναι μια αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας τύπου $G1$, με τις ακόλουθες αντιστοιχίες:

$$\mu = \frac{a}{b} \quad (12)$$

$$\sigma = \frac{1}{b \ln 10} \quad (13)$$

Το μέγεθος, M , το οποίο αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη (γνωστή) αθροιστική πιθανότητα, $G(M)$, υπολογίζεται με τον ακόλουθο τρόπο:

$$\begin{aligned} \ln G(M) &= -10^{a-bM} \Rightarrow -\ln G(M) = 10^{a-bM} \Rightarrow \\ &\Rightarrow \log[-\ln G(M)] = a - bM \Rightarrow \\ &\Rightarrow bM = a - \log[-\ln G(M)] \Rightarrow \\ &\Rightarrow M = \frac{a}{b} + \frac{-\log[-\ln G(M)]}{b \ln 10}, \quad b > 0 \quad (14) \end{aligned}$$

$$M = \mu + \sigma(-\ln[-\ln G(M)]), \quad b > 0 \quad (15)$$

Ο τύπος (15) αποτελεί εξίσωση ευθείας με ανεξάρτητη μεταβλητή $x = -\ln[-\ln G(M)]$, και εξαρτημένη μεταβλητή $y = M$, καθώς και κλίση $\sigma = 1/b \ln 10$, η οποία τέμνει τον άξονα y στο σημείο $y = \mu = a/b$. Στο σημείο αυτό η πιθανότητα G_1 είναι ίση με $1/e = 36.8\%$.

Προσδιορισμός σφαλμάτων μεγέθους

Από το γενικό τύπο του σφάλματος μιας συνάρτησης τριών μεταβλητών, όταν οι μεταβλητές είναι ανεξάρτητες:

$$\sigma_f = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x_1}\right)^2 \sigma_{x_1}^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_2}\right)^2 \sigma_{x_2}^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_3}\right)^2 \sigma_{x_3}^2}$$

προκύπτει ότι το σφάλμα του μεγέθους M , το οποίο προσδιορίζεται από τη σχέση (15), ισούται με:

$$\sigma_M = \sqrt{1^2 \sigma_\mu^2 + [\ln(-\ln G(M))]^2 \sigma_\sigma^2} \quad (16)$$

Κατανομή Gumbel τύπου 3

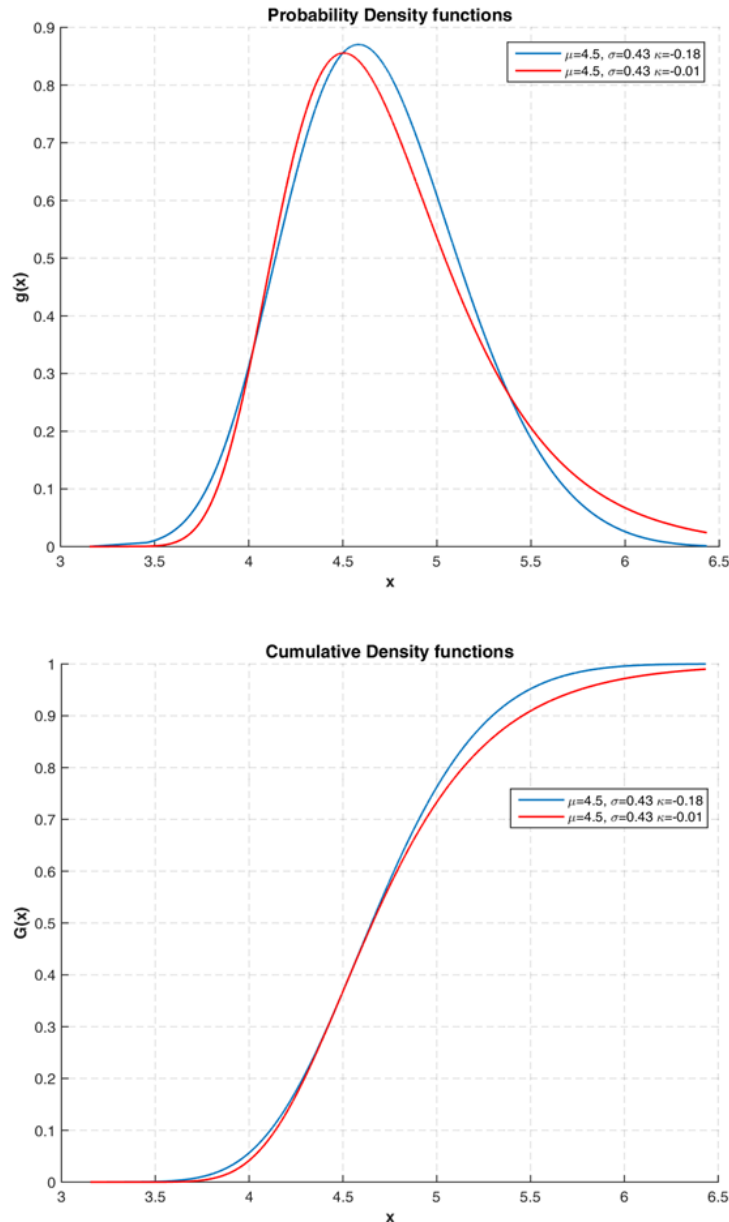
Η γενική μορφή της αθροιστικής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας των ακραίων τιμών της κατανομής Gumbel τύπου 3 (G_3) περιγράφεται από την εξίσωση (π.χ. Burton, 1979):

$$G(x) = e^{-\left(1 + \kappa \frac{x - \mu}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\kappa}}} \quad (17)$$

όπου: μ = η παράμετρος τοποθεσίας.

σ = η παράμετρος σίγμα.

κ = η παράμετρος μορφής (shape parameter). Η παράμετρος αυτή αναδεικνύει το ρυθμό με τον οποίο η κατανομή προσεγγίζει το ανώτατο όριο τιμών της (Σχήμα 5).



Σχήμα 5 Η επιρροή της τιμής της παραμέτρου κ στη μορφή της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (πάνω) και της αθροιστικής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (κάτω).

Η βασική διαφορά της κατανομής $G3$ από την $G1$ είναι ότι εμφανίζει ένα ανώτατο όριο, ω , δηλαδή η μεταβλητή x μπορεί να πάρει τιμές στο διάστημα $[-\infty, \omega]$, κατά συνέπεια στο μέγιστο ισχύει ότι $G(\omega)=1$. Αυτό φαίνεται αν μετασχηματίσουμε τη σχέση (17), και εκφράσουμε τον εκθέτη της ως εξής:

$$1 + \kappa \frac{x - \mu}{\sigma} = \frac{\sigma + \kappa x - \mu \kappa}{\sigma} = \frac{\left(\mu - \frac{\sigma}{\kappa}\right) - x}{-\frac{\sigma}{\kappa}}$$

Έτσι, η συνάρτηση $G(x)$ της σχέσης (17) γίνεται:

$$G(x) = e^{-\left[\frac{\left(\mu - \frac{\sigma}{k}\right) - x}{\frac{\sigma}{k}}\right]^{\frac{1}{k}}}$$

$$\Rightarrow G(x) = e^{-\left[\frac{\omega - x}{-\left(\frac{\sigma}{k}\right)}\right]^{\frac{1}{k}}}$$

$$\omega = \mu - \frac{\sigma}{k}$$

Από τη σχέση αυτή είναι εμφανές ότι όταν $x=\omega=\mu-(\sigma/k)$ ισχύει ότι $G(\omega)=e^0=1$.

Αν ως μεταβλητή x επιλεχθεί πάλι το μέγεθος M , η εξίσωση (18) περιγράφει την αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της τρίτης ασύμπτωτης κατανομής των ακραίων τιμών, η οποία περιγράφει την πιθανότητα το μέγεθος M να παίρνει τιμές μέχρι και μία ακραία (μέγιστη) τιμή, ω (π.χ. Burton, 1979).

$$G(M) = e^{-\left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k} \quad (18)$$

όπου: ω = το ανώτατο όριο μεγέθους, το οποίο δεν μπορεί να υπερβληθεί.

u = χαρακτηριστική τιμή της μεταβλητής. Όταν $u=M$ ο εκθέτης της σχέσης (18) είναι ίσος με τη μονάδα και η πιθανότητα αυτής της τιμής να είναι το μέγιστο μέγεθος είναι ίση με $G(u)=1/e=0.368=36.8\%$, δηλαδή έχει την ίδια σημασία με την παράμετρο θέσης, μ , της $G1$.

k = η παράμετρος μορφής, η οποία ρυθμίζει τον τρόπο με τον οποίο η $G3$ προσεγγίζει τη μέγιστη τιμή, ω .

Η σχέση (18) μπορεί να γραφεί και ως:

$$G(M) = e^{-\left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k} = e^{-\left(\frac{\omega-u+u-M}{\omega-u}\right)^k} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow G(M) = e^{-\left(1+\frac{u-M}{\omega-u}\right)^k} \quad (19)$$

Για να μπορεί να αξιοποιηθεί η σχέση (17) για τον υπολογισμό των μέτρων σεισμικής επικινδυνότητας όταν είναι γνωστές οι τιμές των μ , σ και k (π.χ. από τον κώδικα MATLAB που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της διατριβής), είναι αναγκαίο να γίνει μετασχηματισμός της σχέσης (19), έτσι ώστε να αποκτήσει τη μορφή της σχέσης (17). Για το λόγο αυτό η σχέση (19) μπορεί να γραφτεί ως:

$$G(M) = e^{-\left[1+\left(-\frac{1}{k}\right)\frac{M-u}{\left(-\frac{1}{k}\right)(u-\omega)}\right]^k} \quad (20)$$

οπότε από τις σχέσεις (17) και (20) προκύπτει ότι:

$$k = -\frac{1}{k} \quad (21)$$

$$\mu = u \quad (22)$$

$$\sigma = -\frac{1}{k}(u - \omega) = \kappa(u - \omega) \quad (23)$$

$$\omega = u - \frac{1}{\kappa}\sigma \quad (24)$$

Κατ' αναλογία με την G1, το μέγεθος, M, που αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη πιθανότητα G(M) υπολογίζεται με τον εξής τρόπο:

$$\begin{aligned} G(M) &= e^{-\left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k} \Rightarrow \ln G(M) = -\left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k \Rightarrow \\ &\Rightarrow -\ln G(M) = \left(\frac{\omega-M}{\omega-u}\right)^k \Rightarrow \\ &\Rightarrow -\ln G(M)^{\frac{1}{k}} = \frac{\omega-M}{\omega-u} \Rightarrow \\ &\Rightarrow \omega-M = (\omega-u)[- \ln G(M)]^{\frac{1}{k}} \left. \vphantom{\begin{aligned} &\Rightarrow \omega-M = (\omega-u)[- \ln G(M)]^{\frac{1}{k}} \\ &\kappa = -\frac{1}{k} \end{aligned}} \right\} \\ &\Rightarrow M = \omega - (\omega-u)[- \ln G(M)]^{-\kappa} \quad (25) \end{aligned}$$

Η σχέση (25) δεν είναι γραμμική, όπως η σχέση (15), συνάρτηση του M με το $-\ln(-\ln(G(M)))$, όπως αναλύεται και στο Κεφάλαιο 2.6.3.

Προσδιορισμός σφαλμάτων μεγέθους

Από το γενικό τύπο του σφάλματος μιας συνάρτησης τριών μεταβλητών, όταν οι μεταβλητές είναι ανεξάρτητες:

$$\sigma_f = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x_1}\right)^2 \sigma_{x_1}^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_2}\right)^2 \sigma_{x_2}^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_3}\right)^2 \sigma_{x_3}^2}$$

προκύπτει ότι το σφάλμα του ανώτατου ορίου μεγέθους, ω , ισούται με:

$$\sigma_\omega = \sqrt{1^2(\sigma_\mu^2) + \left(-\frac{1}{\kappa}\right)^2 \sigma_\sigma^2 + \left(\frac{\sigma}{\kappa^2}\right)^2 \sigma_\kappa^2} \quad (26)$$

ενώ το σφάλμα του υπολογιζόμενου (από τη Σχέση 25) μεγέθους M, που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη αθροιστική πιθανότητα G(M), υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\sigma_M = \sqrt{\{1 - [- \ln G(M)]^{-\kappa}\}^2 \sigma_\omega^2 + [- \ln G(M)]^{-\kappa} \sigma_\mu^2 + \{(\omega-u)[- \ln G(M)]^{-\kappa}\} \ln[- \ln G(M)]^2 \sigma_\kappa^2} \quad (27)$$