Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Γεωφυσικής

ΙΟΡΔΑΝΑ Δ. ΜΠΑΝΙΤΣΙΩΤΟΥ

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΣΤΙΣ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΤΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΓΥΡΩ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΗ ΜΕΘΟΔΟ BAYES

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας Ειδικευση: Γεωφυσική

Θεσσαλονίκη 2003

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Θεόδωρος Τσάπανος

Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παναγιώτης Χατζηδημητρίου

Καθηγητής Α.Π.Θ.

Βασίλης Μάργαρης

Κύριος Ερευνητής του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.)

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10: ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΜΟΙ
1.1 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ
1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ
1.3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΜΕΤΡΑ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ
ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
1.4 ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ BAYES
1.5 Η ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΒΑΥΕЅ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ
1.6 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΚΑΙ
ΤΩΝ ΓΕΙΤΟΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ
1.7 ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ
ΓΕΙΤΟΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ
1.8 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΣΧΕΤΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ
ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΚΑΙ ΤΙΣ ΓΥΡΩ
ΠΕΡΙΟΧΕΣ
1.9 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2º:ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ
2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ
2.2 ΤΡΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ
2.3 ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ
2.4 ΑΝΑΓΚΑΙΟΤΗΤΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΟΥ Μ _{max} ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ
2.5 ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΣΧΕΤΙΖΟΜΕΝΕΣ ΜΕ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΟΥ M _{max} ΤΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ
2.6 ΒΕΛΤΙΩΜΕΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΒΑΥΕS
2.7 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΕ
ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΟ ΧΩΡΟ
2 8 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΜΕΝΟΥ ΡGA ΚΑΙ
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ
2.9 ΕΝΣΩΜΑΤΩΣΗ ΠΡΟΣΘΕΤΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3°:ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
3.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ
3.2 ΧΑΡΤΕΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ
3.3 ΧΑΡΤΕΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
3.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ PGA
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ PGV
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η έντονη σεισμικότητα που παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού χώρου είχε σαν αποτέλεσμα όλο και περοσσότεροι επιστήμονες, σεισμολόγοι και μηχανικοί, της Ελλάδας αλλά και του εξωτερικού να στραφούν στη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας αυτής της περιοχής. Στην παρούσα μελέτη γίνεται μια ακόμα προσπάθεια προσδιορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας εφαρμόζοντας μια νέα, για τα δεδομένα της Ελλάδας, μεθοδολογία που προτάθηκε από τους Kijko and Graham (1999) και κάνει χρήση της Bayesian Στατιστικής. Οι παράμετροι σεισμικής επικινδυνότητας που υπολογίζονται είναι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (Peak Ground Acceleration, P.G.A.) και η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (Peak Ground Velocity, P.G.V.) καθώς επίσης γίνεται και κατασκευή χαρτών σεισμικής επικινδυνότητας με τις τιμές των παραπάνω παραμέτρων.

Στο πρώτο κεφάλαιο, που αποτελεί μια εισαγωγή στις βασικές έννοιες και τους ορισμούς της σεισμολογίας, αναπτύσσονται οι όροι σεισμικότητα και τα μέτρα της, σεισμική επικινδυνότητα και οι στόχοι αυτής καθώς επίσης και οι μέθοδοι και τα μέτρα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Αναλύονται οι αρχές της στατιστικής Bayes, οι λόγοι για τους οποίους εξυπηρετεί καλά την επιστήμη της σεισμολογίας και παρουσιάζονται εργασίες σεισμολογίας που κάνουν χρήση αυτής της στατιστικής. Ακολουθεί, μία σύντομη αναφορά στο σεισμοτεκτονικό περιβάλλον του Ελληνικού χώρου και των γειτονικών περιοχών αλλά και στην ενεργό τεκτονική του. Τέλος, γίνεται σύντομη αναφορά στις προηγούμενες σχετικές έρευνες σεισμικής επικινδυνότητας που αφορούν τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές και παρουσιάζεται το αντικείμενο της διατριβής ειδίκευσης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη μελέτη δηλαδή ο κατάλογος των σεισμών και τα διάφορα στάδια διαχωρισμού του, σε υποκαταλόγους, στα οποία υποβλήθηκε μέχρι να πάρουν οι υποκατάλογοι την τελική τους μορφή. Επίσης, γίνεται περιγραφή της όλης εργασίας αλλά και των διαδοχικών βημάτων που ακολουθήθηκαν ώστε να γίνει ο υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας. Ακολουθεί η παρουσίαση της μεθοδολογίας που χρησιμοποιήθηκε, αναφέρονται τα βασικά της στάδια, η αναγκαιότητα υπολογισμού ορισμένων παραμέτρων της, καθώς επίσης και ο τρόπος υπολογισμού τους με παρουσίαση των ανάλογων σχέσεων. Τέλος, περιγράφεται και ο τρόπος με τον οποίο γίνεται η ενσωμάτωση πρόσθετων πληροφοριών στα δεδομένα, η οποία αποτελεί και ένα από τα μεγάλα πλεονεκτήματα της συγκεκριμένης μεθοδολογίας.

Στο τρίτο και τελευταίο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) και της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για διάφορες περιόδους επανάληψης. Γίνεται σύγκρισή τους με τα αντίστοιχα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν με τη μεθοδολογία του McGuire (1976) και παρουσιάζονται συγκριτικές γραφικές παραστάσεις αυτών (Παράρτημα A και B) καθώς επίσης και ιστογράμματα με τις συχνότητες εμφάνισης των διαφορών στις τιμές των δύο μεθοδολογιών. Τα αποτελέσματα PGA και PGV για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη απεικονίζονται και με μορφή χαρτών. Τέλος, παρουσιάζονται με τα αποτελέσματα του Νέου Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού (Ν.Ε.Α.Κ.). Η διατριβή κλείνει με τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την όλη έρευνα.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του πρώτου κύκλου του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας, στον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Με την ολοκλήρωση της διατριβής ειδίκευσης, μου δίνεται η ευκαιρία να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς τον Καθηγητή Θεόδωρο Τσάπανο, για την ανάθεση του θέματος αλλά και τη συνεχή καθοδήγηση και βοήθεια καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής τόσο κατά το διάστημα που βρισκόμουν στη Θεσσαλονίκη, όσο και κατά την τρίμηνη παραμονή μου στο Ινστιτούτο Σεισμολογίας του Ελσίνκι, όπου και επεξεργάστηκα ένα μέρος από τα δεδομένα της διατριβής μου.

Ευχαριστώ θερμά και τα άλλα δύο μέλη της συμβουλευτικής μου επιτροπής, τον Καθηγητή Παναγιώτη Χατζηδημητρίου και τον Κύριο Ερευνητή του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) Βασίλη Μάργαρη, για τη συνεχή συμμετοχή τους στην πορεία της διατριβής, τις ουσιώδεις παρεμβάσεις τους και την πολύ σημαντική βοήθεια που μου πρόσφεραν σε ολόκληρη την πορεία της μελέτης.

Επιπλέον, ευχαριστώ και την Καθηγήτρια του Ινστιτούτου Σεισμολογίας του Ελσίνκι, Paivi Mantyniemi για τη συνεργασία της και τις πολύτιμες συμβουλές και οδηγίες της κατά τη διάρκεια της παραμονής μου στη Φινλανδία. Θερμές ευχαριστίες εκφράζω και στα υπόλοιπα μέλη του Ινστιτούτου Σεισμολογίας του Ελσίνκι για την

- 2 -

<u>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1⁰ : ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΜΟΙ</u>

1.1 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Με τον όρο *σεισμικότητα* μιας περιοχής εννοούμε μια ποσότητα η οποία θεωρείται συνάρτηση τόσο του μεγέθους, όσο και του πλήθους των σεισμών που συμβαίνουν σε μία περιοχή κατά τη διάρκεια μιάς χρονικής περιόδου. Οι ποσότητες που χρησιμοποιούνται συνήθως για την εκτίμησή της είναι ο αριθμός και το μέγεθος των σεισμών, η μέση περίοδος επανάληψης σεισμών ορισμένου μεγέθους, η ανηγμένη σεισμική παραμόρφωση, ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής κλπ.

Πληροφορίες για τη σεισμικότητα μιας περιοχής μπορεί να συλλέξει κάποιος τόσο από κατεγραμμένες ιστορικές μαρτυρίες όσο και από ενόργανα δεδομένα τα οποία αποτελούν τους σεισμικούς καταλόγους και περιγράφουν με αρκετά μεγάλη λεπτομέρεια τη σεισμικότητα της περιοχής. Οι ιστορικές μαρτυρίες είναι αρχαία κείμενα ιστορικών και συγγραφέων, οι οποίοι μέσα στα έργα τους περιγράφουν τα μακροσεισμικά αποτελέσματα αρκετών ισχυρών σεισμών που συνέβησαν ή έγιναν αντιληπτοί στην περιοχή τους. Τα ενόργανα δεδομένα αφορούν μικρότερης διάρκειας και πιο πρόσφατη χρονική περιόδο από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα μέχρι και σήμερα.

Η ποιοτική μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής βασίζεται στην κατανομή των επικέντρων των σεισμών. Χρησιμοποιώντας διαφορετικά σύμβολα τόσο για τα μεγέθη των σεισμών, όσο και και για την κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών κατασκευάζονται χάρτες οι οποίοι απεικονίζουν τη γεωγραφική κατανομή της σεισμικότητας σε μια περιοχή (σχ. 1). Απαραίτητη προϋπόθεση για να παρουσιάζει ο εκάστοτε χάρτης μια αντικειμενική εικόνα της σεισμικότητας, είναι να υπάρχουν διαθέσιμα αφενός μεν αξιόπιστα και ακριβή στοιχεία, και αφετέρου δε πλήρεις σεισμολογικοί κατάλογοι τα δεδομένα των οποίων χρησιμοποιούνται.

Η ποσοτική μελέτη της σεισμικότητας συνίσταται στον καθορισμό της κατανομής των μεγεθών των σεισμών με χρήση εμπειρικών σχέσεων και στατιστικής. Το μέγεθος των σεισμών εκφράζει το ποσό της εκλυόμενης ενέργειας στην εστία κατά τη γενεσή τους. Μερικές φορές η σεισμικότητα εκφράζεται με τη μέση περίοδο επανάληψης σεισμών συγκεκριμένου μεγέθους ή με άλλες σχετικές ποσότητες (πιθανότητες, κτλ.).

- 4 -



Σχήμα 1. Χάρτης των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών (Papazachos, 1998)

Ο ορισμός αυτής, όπως δόθηκε από τον Båth (1953), αναφέρει πως «σεισμικότητα ορίζεται το συνολικό ποσό της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας ανά μονάδα επιφανείας και ανά μονάδα χρόνου». Ανεξάρτητα πάντως, του τρόπου με τον οποίο εκφράζεται η σεισμικότητα, εφαρμόζεται κατά κανόνα η κατανομή των μεγεθών των Gutenberg-Richter (1944) και θεωρείται οτι ισχύει ο νόμος Poisson για τη χρονική κατανομή των σεισμών.

Σύμφωνα με τους Gutenberg and Richter (1944), η αθροιστική συχνότητα, Ν, των σεισμών που γίνονται σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου m ετών και έχουν μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του M, δίνεται από τη σχέση:

$$Log N = a_m - bM \tag{1}$$

όπου **a**_m και **b** είναι παράμετροι οι οποίες μπορούν να υπολογιστούν απο τα δεδομένα που είναι διαθέσιμα για κάθε περιοχή. Η παράμετρος **a**_m εξαρτάται από τη

σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν, S, της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί ενώ η παράμετρος **b** εξαρτάται από τις τάσεις και από τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο. Η ετήσια αθροιστική συχνότητα των σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή με μέγεθος M ή μεγαλύτερο δίνεται από τη σχέση:

$$Log N = a - bM$$
 (2)

ópou h parámetros a_m gia cronikó diásthma enós étous dínetai apó th scésh:

$$\mathbf{a} = \mathbf{a}_{\mathrm{m}} - \log \mathbf{m} \tag{3}$$

Διάφοροι επιστήμονες διατύπωσαν κατά καιρούς διαφορετικές αλλά και παρεμφερείς απόψεις για την έννοια της σεισμικότητας μιας περιοχής. Έτσι, κατά τον Aki (1968) ο όρος σεισμικότητα εκφράζει την εικόνα προεργασίας που παίρνουμε από τις σεισμικές αναγραφές για μια περιοχή μέχρι τη στιγμή της γένεσης ενός σεισμού. Αντίθετα, ο Stacey (1969) θεωρεί οτι η σεισμικότητα συνδέεται περισσότερο με τον όρο «σεισμική δράση».

Σύμφωνα με τον Karnik (1971) η πρόγνωση ενός πιθανού σεισμού δηλαδή, ο καθορισμός της θέσης του, του μεγέθους του αλλά και του χρόνου γένεσής του, είναι ο στόχος μιας σεισμικής έρευνας. Στις έρευνες αυτού του τύπου γίνεται συνδυασμός εμπειρικών σχέσεων με στατιστικά μοντέλα σχετικά με τη χωρική και χρονική κατανομή των εστιών. Οι Kaila et al. (1972) πιστεύουν πως θα πρέπει να υπάρξει διαχωρισμός της σεισμικότητας που αναφέρεται σε δεδομένα από συγκεκριμένη χρονική περίοδο και της ευρύτερης σεισμικότητας που σχετίζεται με μακράς διάρκειας δραστηριότητα στην οποία συμπεριλαμβάνονται και προβλέψεις για το μέλλον.

Οι ποσότητες που χρησιμοποιούνται ως μέτρα σεισμικότητας είναι συναρτήσεις των παραμέτρων a_m και b (Παπαζάχος, 1997) και είναι οι ακόλουθες :

 Ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών, N(=N_m), οι οποίοι συμβαίνουν σε μια περιοχή και έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο, δίνεται από τη σχέση:

$$N_m = \frac{10^a}{10^{bM}}$$
(4)

 Η μέση περίοδος επανάληψης, Τ_m, των σεισμών οι οποίοι γίνονται σε μια περιοχή και έχουν μέγεθος Μ ή μεγαλύτερο, δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a}$$
(5)

Η πιθανότητα, P, ώστε η περίοδος επανάληψης των σεισμών μεγέθους M
 ή μεγαλύτερου να είναι μεγαλύτερη απο ορισμένη τιμή, T, δίνεται από τη σχέση:

$$\mathbf{P} = \exp\left(-\frac{T}{T_m}\right) \tag{6}$$

όπου T_m είναι η μέση περίοδος επανάληψης.

 Η πιθανότητα, P_t, να γίνει σεισμός με μέγεθος Μ ή μεγαλύτερο στην περιοχή αυτή κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου, t, υποθέτοντας κατανομή Poisson, δίνεται από τη σχέση:

$$P_t = 1 - \exp\left(-10^{a-bM} t\right) \tag{7}$$

 Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος, M_t, σε χρόνο t ετών, δίνεται από τη σχέση:

$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \tag{8}$$

Ενώ, το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος, M₁, σε διάστημα ενός έτους προκύπτει από τη Σχέση (8) και είναι:

$$M_1 = \frac{a}{b} \tag{9}$$

1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ

Τις τελευταίες δεκαετίες η ραγδαία επέκταση των πόλεων τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση οδήγησε τους επιστήμονες στην εκτενέστερη μελέτη σε θέματα σεισμικής επικινδυνότητας. Η συσχέτιση των δύο θεμάτων έγινε γιατί η επέκταση των πόλεων, οριζόντια και κατακόρυφα, σε συνδυασμό με ασταθή εδάφη θεμελίωσης, δηλαδή εδάφη με χαλαρούς και χωρίς συνοχή επιφανειακούς σχηματισμούς μεγάλου πάχους ή με υψηλής στάθμης υδροφόρους ορίζοντες τα οποία μπορούν να εμφανίσουν φαινόμενα συντονισμού με τις σεισμικές κινήσεις είναι δυνατόν να έχουν καταστροφικές συνέπειες για τις κατασκευές και κατ' επέκταση και τους ανθρώπους.

Η σεισμική επικινδυνότητα σε μια περιοχή όπου υπάρχουν ήδη ή πρόκειται να γίνουν τεχνικές κατασκευές, καθορίζεται από τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις. Με τον όρο *σεισμική επικινδυνότητα, Η,* ενός τόπου εννοούμε την αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης, Υ, σε καθορισμένο χρονικό διάστημα και με ορισμένη τιμή υπέρβασης της τιμής αυτής. Η σεισμική ένταση μπορεί να μετρηθεί με μια από τις παραμέτρους της σεισμικής κίνησης, δηλαδή την μακροσεισμική ένταση, Ι_{MM}, την εδαφική επιτάχυνση, PGA, ταχύτητα, PGV, μετάθεση, PGD, τις φασματικές τιμές τους (PSA, PSV κλπ) ενώ το χρονικό διάστημα το οποίο συνήθως δεχόμαστε είναι το ένα έτος ή τα 60 χρόνια που είναι ο μέσος χρόνος ζωής μιας κατασκευής.

Το αναμενόμενο αποτέλεσμα της σεισμικής κίνησης σε μια θέση, δηλαδή οι βλάβες στις τεχνικές κατασκευές, οι θάνατοι κτλ., ονομάζεται σεισμικός κίνδυνος, **R**. Αυτός εξαρτάται, απο τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις στα θεμέλια της κατασκευής (σεισμική επικινδυνότητα) και από τον τρόπο απόκρισης της κατασκευής στις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις ή όπως ονομάζεται συνήθως **τρωτότητα**, **V**, της τεχνικής κατασκευής. Η τρωτότητα της κατασκευής εξαρτάται από διάφορους παράγοντες μερικοί εκ των οποίων είναι η ποιότητα των υλικών της κατασκευής, η ιδιοπερίοδός της, ο παράγοντας απόσβεσης και η πλαστιμότητα.

Οι Wiechert and Milne (1979) με τον όρο «σεισμικός κίνδυνος» δηλώνουν τον κίνδυνο απωλειών, οι οποίες μπορεί να έχουν και οικονομικές επιπτώσεις, ενώ με τη σεισμική επικινδυνότητα την ετήσια πιθανότητα υπέρβασης ορισμένης τιμής της εδαφικής κίνησης.

Κατά τον Lomnitz (1974) ο όρος σεισμικός κίνδυνος αναφέρεται στην πιθανότητα εμφάνισης ενός κρίσιμου σεισμού σε μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Ο κρίσιμος αυτός σεισμός λέγεται «σεισμός σχεδιασμού» ενώ το μέγεθός του M_D, λέγεται «μέγεθος σχεδιασμού». Αν θεωρήσουμε πως D είναι μία συγκεκριμένη χρονική περίοδος για μία περιοχή ή μία θέση, τότε ο σεισμικός κίνδυνος αυτής θα δίνεται κατά προσέγγιση από τη σχέση:

$$R_D = 1 - \exp\left(-\alpha D e^{\beta M_D}\right) \tag{10}$$

όπου α είναι ο μέσος ετήσιος αριθμός σεισμών με Μ≥0 και β είναι η παράμετρος κατανομής της συχνότητας των σεισμών.

Ο Cornell (1968) θεώρησε μέτρο του σεισμικού κινδύνου μία από τις παραμέτρους της εδαφικής κίνησης, δηλαδή τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, PGA, ή τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα, PGV, ή τη μέγιστη εδαφική μετάθεση, PGD, ώς συνάρτηση μιάς μέσης περιόδου επανάληψης.

Επιπλέον, διαφορές παρατηρούνται και στα αποτελέσματα της ανάλυσης των δύο αυτών όρων. Μελετώντας τη σεισμική επικινδυνότητα παίρνουμε καμπύλες οι οποίες παρουσιάζουν την ετήσια πιθανότητα υπέρβασης σε συνάρτηση με το πλάτος της εδαφικής κίνησης ενώ, αντίστοιχα από μελέτες του σεισμικού κινδύνου παίρνουμε τις πιθανότητες στη μονάδα του χρόνου των διαφόρων βαθμών αστοχίας ή καταστροφών σε μια κατασκευή εξαιτίας σεισμού (McGuire, 1993).

Η εξάρτηση που υπάρχει ανάμεσα στο σεισμικό κίνδυνο, R, τη σεισμική επικινδυνότητα, Η, και την τρωτότητα, V, παρουσιάζεται με τη σχέση:

$$\mathbf{R} = \mathbf{H} * \mathbf{V} \tag{11}$$

όπου * θεωρείται το μαθηματικό σύμβολο της συνέλιξης.

Οι επιστήμονες έχοντας ως στόχο τη μείωση των βλαβών (καταστροφές κτιρίων, θάνατοι κλπ.) από τις σεισμικές κινήσεις προσπαθούν να μειώσουν την τιμή του σεισμικού κινδύνου, R. Για να μπορέσει όμως να επιτευχθεί κάτι τέτοιο θα πρέπει να μειωθεί η τιμή των Η και V. Αυτό, στην πράξη, σημαίνει ελάττωση μόνο της τρωτότητας των κτιρίων αφού η σεισμική επικινδυνότητα καθορίζεται από φυσικούς παράγοντες (ιδιότητες των σεισμικών εστιών, του μέσου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και της δομής του εδάφους θεμελίωσης), στους οποίους δεν υπάρχει ακόμα δυνατότητα επέμβασης από τον άνθρωπο. Παρόλα αυτά η μελέτη και γνώση αυτών των παραμέτρων βοηθούν τους επιστήμονες στον ακριβέστερο καθορισμό της

σεισμικής επικινδυνότητας πράγμα εξαιρετικά σημαντικό για τον αντισεισμικό σχεδιασμό.

Δύο είναι οι βασικοί στόχοι και οι αρχές όλων όσων εργάζονται στον αντισεισμικό σχεδιασμό:

Η τεχνική κατασκευή να μην υποστεί βλάβες ή να πάθει μικρές βλάβες
 οι οποίες είναι εύκολα επισκευάσιμες, από την πιθανότερη αναμενόμενη
 σεισμική κίνηση στο χρόνο ζωής.

2. Η τεχνική κατασκευή να μη καταρρεύσει από την αναμενόμενη μέγιστη δυνατή σεισμική κίνηση στη θέση της κατασκευής.

1.3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΜΕΤΡΑ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Η ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να γίνει βασικά με δύο τρόπους, αιτιοκρατικά και πιθανολογικά. Στην αιτιοκρατική προσέγγιση χρησιμοποιείται το χειρότερο σενάριο σεισμικής επικινδυνότητας, ενώ στην πιθανολογική προσέγγιση γίνονται δεκτές και αβεβαιότητες σχετικά με τα χαρακτηριστικά του σεισμού δηλαδή το μέγεθος, το χώρο αλλά και το χρόνο γένεσής του.

• Αιτιοκρατική Ανάλυση

Στην αιτιοκρατική ανάλυση γίνεται επιλογή μεμονομένων και συγκεκριμένων σεισμών ώστε να καταλήξουν σε ένα σενάριο σεισμικής επικινδυνότητας με βάση το οποίο γίνεται ο υπολογισμός της εδαφικής κίνησης. Τα στάδια τα οποία μπορεί να διακρίνει κανείς στη διαδικασία της αιτιοκρατικής ανάλυσης έχουν περιγραφεί από τον Reiter (1990) και είναι τα ακόλουθα :

- Καθορισμός και περιγραφή όλων των σεισμικών πηγών που μπορούν να προκαλέσουν σημαντική σεισμική κίνηση στην υπό μελέτη περιοχή. Η περιγραφή των σεισμικών πηγών περιλαμβάνει τη γεωμετρία τους αλλά και το σεισμικό δυναμικό τους.
- Καθορισμός της απόστασης ανάμεσα στη σεισμική πηγή και στη θέση ενδιαφέροντος. Επειδή οι πηγές έχουν γεωμετρικά σχήματα και οι κορυφές

τους βρίσκονται σε διαφορετική απόσταση από το τη θέση ενδιαφέροντος η απόσταση που επιλέγεται είναι συνήθως η μικρότερη.

- Επιλογή του σεισμού σχεδιασμού, δηλαδή του σεισμού ο οποίος θεωρείται ότι θα έχει τις σημαντικότερες συνέπειες στην περιοχή έρευνας σχετικά πάντα με κάποια από τις παραμέτρους εδαφικής κίνησης.
- 4. Καθορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή ενδιαφέροντος με βάση τα αποτελέσματα του σεισμού σχεδιασμού στην εδαφική κίνηση η οποία μπορεί να είναι κάποια από τις παραμέτρους ισχυρής κίνησης (I_{MM}, PGA, PGV, PGD, PSA, κτλ) όπως αυτές υπολογίζονται από τις εμπειρικές σχέσεις πρόβλεψης.

Προκύπτει λοιπόν, πως η αιτιοκρατική ανάλυση μας δίνει το χειρότερο σενάριο επικινδυνότητας σε μια περιοχή κάτι το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί εύστοχα σε περιπτώσεις κατασκευών των οποίων η κατάρρευση θα έχει τραγικές συνέπειες, όπως για παράδειγμα πυρηνικών εργοστασίων, φραγμάτων κτλ. Δεν θα πρέπει όμως να ξεχνάμε, πως ενώ τα αποτελέσματα της αιτιοκρατικής ανάλυσης είναι αρκετά συντηρητικά, η επιλογή του μέγιστου μεγέθους όπως και των άλλων παραμέτρων των αρχικών σταδίων είναι ένα θέμα πολύπλοκο και πολυπαραμετρικό και ενέχει υποκειμενικότητα που στηρίζεται στην επιλογή των γεωεπιστημόνων.

• Πιθανολογική Ανάλυση

Η προσέγγιση της πιθανολογικής ανάλυσης έκανε δυνατό τον συνδυασμό των αβεβαιοτήτων ως προς το μέγεθος, το χώρο γένεσης αλλά και το ρυθμό εμφάνισης των σεισμών στη διαδικασία υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.

Η μεθοδολογία που χρησιμοποείται στην πιθανολογική ανάλυση ορίστηκε αρχικά από τον Cornell (1968). Τα βασικά βήματα που ακολουθούνται είναι ανάλογα με αυτά της αιτιοκρατικής προσέγγισης με κάποιες όμως διαφορές.

- Καθορισμός και περιγραφή των σεισμικών πηγών. Γενικά, το πρώτο στάδιο είναι παρόμοιο και στις δύο αναλύσεις με τη διαφορά ότι στην πιθανολογική ανάλυση η πιθανότητα να συμβεί ένας σεισμός είναι η ίδια σε όλα τα σημεία της πηγής ενώ στην αιτιοκρατική η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού είναι 1 στα σημεία που είναι κοντά στην περιοχή μελέτης και 0 οπουδήποτε αλλού.
- Καθορισμός του ρυθμού σεισμικότητας για κάθε πηγή. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιείται μια σχέση που προσδιορίζει το μέσο ρυθμό εμφάνισης

σεισμών μεγέθους M ή μεγαλύτερου που πρόκειται να συμβούν σε κάθε πηγή. Στην προσέγγιση αυτή δεν υπάρχει περιορισμός στο ανώτερο όριο μεγέθους όπως στην αιτιοκρατική και αυτό κάνει και τα δύο αυτά στάδια κατά βάση διαφορετικά.

- 3. Προσδιορισμός της εδαφικής κίνησης που προκαλείται σε μια θέση από έναν σεισμό οποιουδήποτε πιθανού μεγέθους και από οποιαδήποτε πιθανή απόσταση σε μια ζώνη όπως αυτά υπολογίζονται από σχέσεις απόσβεσης. Αξίζει να τονιστεί πως και η αβεβαιότητα που υπάρχει στην εμπειρική σχέση πρόβλεψης λαμβάνεται υπόψη.
- 4. Υπολογισμός της πιθανότητας υπέρβασης κάποιας συγκεκριμένης τιμής μιας παραμέτρου της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια ορισμένης χρονικής περιόδου. Για τον υπολογισμό αυτό λαμβάνονται υπόψη οι αβεβαιότητες σχετικά με τη θέση γένεσης του σεισμού, το μέγεθός του αλλά και τον καθορισμό της εδαφικής κίνησης.

1.4 ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ BAYES

Η εξίσωση του Bayes ή το θεώρημα Bayes οφείλει το όνομά του στον Άγγλο υπουργό και μαθηματικό **Rev. Thomas Bayes** (1702-1761). Το φημισμένο άρθρο με τίτλο "An essay towards solving a problem in the doctrine of chances" που δημοσιεύτηκε μάλιστα το 1764, μετά το θάνατό, του περιλαμβάνει το παραπάνω θεώρημα. Ο λόγος αυτού είναι πως ο Bayes είχε κάποιες αμφιβολίες ως προς την ορθότητα ορισμένων τμημάτων του άρθρου του (Ζαχαροπούλου, 2001).

Το θεώρημα Bayes αποτελεί τη βάση ενός ολόκληρου κλάδου της στατιστικής επιστήμης που ονομάζεται Bayesian Στατιστική και έχει πολλές και πολύ ενδιαφέρουσες εφαρμογές σε ποικιλία επιστημών όπως, ιατρική, οικονομικές και κοινωνικές επιστήμες, γεωφυσική, σεισμολογία αλλά και άλλες επιστήμες.

Συγκεκριμένα για τον κλάδο της σεισμολογίας, η στατιστική Bayes έχει κάποια χαρακτηριστικά τα οποία την καθιστούν κατάλληλη για τον υπολογισμό σεισμολογικών παραμέτρων. Το πρώτο από τα χαρακτηριστικά αυτά είναι πως με το θεώρημα Bayes υπάρχει δυνατότητα ενσωμάτωσης προηγούμενων πληροφοριών, σεισμολογικών, γεωλογικών, στατιστικών, στα σεισμολογικά δεδομένα παρατήρησης. Οι προηγούμενες πληροφορίες που μπορεί να δεχτεί το θεώρημα

Bayes μπορούν να είναι όχι μόνο ποσοτικές αλλά και ποιοτικές, κάτι που χωρίς το συγκεκριμένο θεώρημα δεν μπορούσε να γίνει παρά μόνο εμπειρικά. Όλα αυτά οδηγούν στο συμπέρασμα πως με χρήση του θεωρήματος Bayes τα αποτελέσματα περιέχουν επιπρόσθετες πληροφορίες που ο βαθμός συμμετοχής τους στα τελικά αποτελέσματα ρυθμίζεται ανάλογα με το βαθμό της αξιοπιστίας των προηγούμενων πληροφοριών. Πολλά μοντέλα, πιθανολογικά και μη, έχουν τη δυνατότητα ενσωμάτωσης προηγούμενων πληροφοριών. Η διαφορά τους, όμως, με τη στατιστική Bayes είναι πως σε αυτή δεν γίνονται απλά κάποιες αρχικές υποθέσεις αλλά ορίζεται με τρόπο συστηματικό ένα σύνολο παραμέτρων που μπορεί να αναθεωρηθούν στην πορεία της έρευνας.

Στον τομέα της σεισμολογίας, για παράδειγμα, και συγκεκριμένα όταν μελετάται η σεισμικότητα μιας περιοχής θα μπορούσε κανείς να πάρει αποτελέσματα ανακριβή κάτω από ορισμένες συνθήκες. Έτσι, αν η υπό μελέτη περιοχή έχει φτωχά ή ελλειπή σεισμικά δεδομένα είτε επειδή είναι χαμηλής σεισμικότητας, είτε εξαιτίας του μικρού χρονικού διαστήματος των ενόργανων παρατηρήσεων τα αποτελέσματα είναι πολύ πιθανόν να μην είναι ιδιαίτερα αξιόπιστα ώστε να οδηγηθεί κάποιος στο συμπέρασμα ότι και οι μελλοντικοί σεισμοί θα παρουσιάζουν παρόμοια χωροχρονική και κατά μέγεθος κατανομή με τους προηγούμενους. Αν όμως, προστεθούν επιπλέον πληροφορίες που αφορούν ιστορικούς σεισμούς της περιοχής, σεισμολογίας της περιοχής και τα αποτελέσματα είναι πιο αξιόπιστα αφού εμπεριέχουν πληροφορίες όχι μόνο από το πρόσφατο παρελθόν.

Ένα δεύτερο χαρακτηριστικό της στατιστικής Bayes που ικανοποιεί τη σεισμολογία είναι πως έχει τη δυνατότητα αναπροσαρμογής των εκτιμήσεων. Η στατιστική Bayes έχει δύο θεμελιώδεις έννοιες, την πρότερη (prior) και την ύστερη (posterior) πληροφορία. Η βάση της στατιστικής Bayes είναι ο υποκειμενικός προσδιορισμός της πιθανότητας ενός ενδεχομένου B που ονομάζεται αρχική ή πρότερη πιθανότητα (initial or prior probability). Μετά την πραγματοποίηση ενός ενδεχομένου A η πιθανότητα του B αναθεωρείται και ονομάζεται πλέον αναθεωρημένη ή ύστερη πιθανότητα (revised or posterior probability). Συνεπώς, η εξίσωση του Bayes μπορεί να θεωρηθεί ως ένας μηχανισμός αναπροσαρμογής της πληροφορίας για την πραγματοποίηση του Α. Η ίδια διαδικασία μπορεί να

επαναληφθεί εάν παρατηρηθούν νέα δεδομένα μόνο που τότε η ύστερη πληροφορία θα θεωρείται πρότερη ως προς τα νέα δεδομένα. (Ζαχαροπούλου, 2001)

Το τρίτο και τελευταίο χαρακτηριστικό της στατιστικής Bayes που εξυπηρετεί τη σεισμολογία είναι η ενσωμάτωση στην αβεβαιότητα λόγω της πιθανολογικής προσέγγισης του φαινομένου της αβεβαιότητας που υπάρχει στην εκτίμηση των παραμέτρων. Με αυτόν τον τρόπο, ενώ οι άλλες στατιστικές μέθοδοι υπολογίζουν την πιθανότητα ενός γεγονότος θεωρώντας ότι οι παράμετροι αυτού έχουν σταθερές τιμές, η στατιστική Bayes συνυπολογίζει και την αβεβαιότητα κατά τον υπολογισμό αυτών των παραμέτρων.

1.5 Η ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΒΑΥΕЅ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Ο πρώτος επιστήμονας που χρησιμοποίησε τη στατιστική Bayes για να μπορέσει να λύσει προβλήματα σεισμολογίας ήταν ο Benjamin (1968) ο οποίος θεωρώντας κατανομή Poisson ανέπτυξε για πρώτη φορά την κατανομή Bayes για τα σεισμικά γεγονότα. Παρόμοια εφαρμογή στηριγμένη όμως, σε διαφορετικές κατανομές προτάθηκε αργότερα από τον Chu και τους συνεργάτες του (1971), οι οποίοι υπολόγισαν τελικά τις πιθανότητες γένεσης σεισμών που συνδέονται με την ισχυρή κίνηση. Ο Esteva (1969) και αργότερα ο Lomnitz (1969) χρησιμοποίησαν μια παρόμοια προσέγγιση για να μελετήσουν την σεισμικότητα του Μεξικού και της Χιλής αντίστοιχα.

Οι Mortgat and Shah (1979) επινόησαν ένα μοντέλο το οποίο χρησιμοποιώντας τη στατιστική Bayes μπορεί να υπολογίσει τη σεισμική επικινδυνότητα. Με τη χρήση του θεωρήματος Bayes μπόρεσαν να ενσωματώσουν στο μοντέλο ένα πλήθος από αντικειμενικές και υποκειμενικές πληροφορίες, να εισάγουν το μήκος του ρήγματος και να μοντελοποιήσουν τα όρια των διαφόρων ρηγμάτων. Τέλος, κατασκεύασαν χάρτη μέγιστης αναμενόμενης σεισμικής επιτάχυνσης της Κόστα Ρίκα για διάστημα 500 ετών καθώς επίσης και της Γουατεμάλα, Αλγερίας και των ακτών της Αλάσκα.

Ο Campbell (1982,1983) πρότεινε μια κατανομή ακραίων τιμών για τη γένεση σεισμών κατά μήκος του ρήγματος του San Jacinto. Την ίδια μεθοδολογία ακολούθησαν και οι Σταυρακάκης και Τσελέντης (1986) με στόχο να προβλέψουν το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Ο Ferraes

(1985,1986) χρησιμοποίησε τη στατιστική Bayes για να προβλέψει τους χρόνους επανάληψης ισχυρών σεισμών κατά μήκος του δυτικού και ανατολικού Ελληνικού Τόξου, καθώς επίσης και για ισχυρούς σεισμούς της πόλης του Μεξικού.

Ο Tsapanos (2001a) χρησιμοποίησε τη στατιστική Bayes εφαρμόζοντας τη μεθοδολογία της μέγιστης πιθανοφάνειας για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας της Κρήτης και της γύρω περιοχής. Η στατιστική Bayes χρησιμοποιήθηκε και για τον υπολογισμό παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας (M_{max}) για διάφορες περιοχές του κόσμου (Tsapanos, 2001b).

Οι Hamdache and Retief (2001) υπολόγισαν τη σεισμική επικινδυνότητα σε συγκεκριμένες περιοχές των κύριων σεισμογενών ζωνών της Βόρειας Αλγερίας χρησιμοποιώντας μεταξύ των άλλων τη μεθοδολογία των Kijko and Graham (1998, 1999) η οποία στηρίζεται στη στατιστική Bayes. Επίσης, η Mantyniemi και συνεργάτες (2001) χρησιμοποίησαν την ίδια μεθοδολογία για να υπολογίσουν τις παραμέτρους σεισμικής επικινδυνότητας (τιμή b των Gutenberg-Richter, ρυθμό σεισμικότητας λ, και μέγιστο μέγεθος m_{max}) για τους σεισμούς της σεισμογενούς ζώνης της Vrancea στην Ρουμανία. Παρουσίασαν και χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας βάθη στην περιοχή της Vrancea.

Πιο πρόσφατα, οι Tsapanos et al.(2002) χρησιμοποίησαν τη στατιστική Bayes για τον υπολογισμό των πιθανοτήτων υπέρβασης μακροσεισμικών εντάσεων σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα για δώδεκα πόλεις της Ιαπωνίας. Η μέθοδος δεν κάνει χρήση κάποιας εμπειρικής σχέσης πρόβλεψης και η εξάρτηση της τοπικής έντασης με την επικεντρική ένταση υπολογίζεται κατευθείαν από τα δεδομένα χρησιμοποιώντας το μοντέλο Bayes.

1.6 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΓΕΙΤΟΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ

Κάθε περιοχή μελέτης χωρίζεται συνήθως, σε επιμέρους μικρότερης έκτασης τμήματα τόσο για την ευκολότερη μελέτη καθενός από αυτά, όσο και για την εξασφάλιση μεγαλύτερης λεπτομέρειας και μικρότερων σφαλμάτων. Έτσι, και στον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας ενός τόπου είναι σημαντική η διάκριση της περιοχής σε σεισμογενετικές ζώνες για λόγους θεωρητικούς, όπως η καλύτερη κατανόηση της γεωδυναμικής της περιοχής αλλά και για πρακτικούς λόγους όπως δηλαδή η γνώση των σεισμικών πηγών από τις οποίες απειλείται η εκάστοτε περιοχή (Παπαζάχος, 1999).

Σεισμικές πηγές είναι οι εστίες των ισχυρών σεισμών οι οποίοι περιλαμβάνονται στους σεισμικούς καταλόγους που έχουν εκδοθεί μέχρι σήμερα (Galanopoulos 1960; Papazachos and Comninakis 1972; 1982, Makropoulos 1978; Comninakis and Papazachos 1986).

Σεισμοτεκτονική δομή είναι μια γεωλογική δομή η οποία θεωρείται πως προκαλεί τη γένεση σεισμών ή οριοθετεί το χώρο εμφάνισής τους. Οι διαστάσεις της ποικίλουν από μερικές δεκάδες μέχρι και εκατοντάδες χιλιόμετρα και μπορεί περιλαμβάνει ρηξιγενείς δομές, ηφαίστεια και γενικά τεκτονικές δομές που προκαλούν σεισμικές δονήσεις κατά τη δραστηριοποίησή τους (Reiter, 1990).

Σεισμοτεκτονική περιοχή καλείται μια περιοχή ή τμήμα αυτής όπου δεν έχουν εντοπιστεί ενεργά ρήγματα ή δομές που μπορούν να προκαλέσουν σεισμικές δονήσεις. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει μια ομοιομορφία κατανομής τάσεων και θεωρείται ότι οι σεισμοί έχουν τυχαία κατανομή εμφάνισης ακόμα και αν παρατηρείται κάποια συγκέντρωση κατά τόπους (Reiter, 1990).

Σεισμογενής περιοχή είναι ένα μικρό τμήμα της λιθόσφαιρας το οποίο οριοθετείται από τις ζώνες διάρρηξης τόσο του μεγαλύτερου σεισμού που συνέβει σε αυτό το τμήμα της λιθόσφαιρας όσο και των μικρότερων σε μέγεθος σεισμών

Στην πρώτη εργασία (Papazachos, 1980), το Αιγαίο και οι γύρω περιοχές χωρίστηκαν σε 19 σεισμικές ζώνες. Για να μπορέσει να γίνει αυτός ο διαχωρισμός χρησιμοποιήθηκαν κριτήρια όπως η κατανομή των σεισμικών εστιών, η διεύθυνση των ρηγμάτων, η διεύθυνση και η κλίση των αξόνων P και T, όπως αυτοί καθορίζονται απο τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, ο τύπος των ρηγμάτων (κανονικά, ανάστροφα, διεύθυνσης κ.τ.λ.), οι τιμές του ρυθμού σεισμικότητας και οι τιμές της παραμέτρου b των Gutenberg-Richter. Αργότερα προστέθηκαν και επιπλέον πληροφορίες όπως γεωλογικά κριτήρια (Hatzidimitriou et al., 1985), οι διευθύνσεις των ισόσειστων καμπύλων και ο ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής (Papazachos, 1990).

Έρευνες που έγιναν αργότερα οδήγησαν στο διαχωρισμό του Αιγαίου και της γύρω περιοχής σε 67 σεισμικές πηγές επιφανειακών σεισμών (σχ. 2). Για το διαχωρισμό χρησιμοποιήθηκαν προηγούμενες έρευνες σεισμικών πηγών του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Algermissen et al., 1976; Papazachos et al., 1980; Hatzidimitriou 1984; Papazachos et al., 1985; Makropoulos et al., 1988; Papazachos and Papazachou, 1997), έρευνες σεισμικότητας (Stavrakakis and Tselentis, 1987; Papazachos 1990; Hatzidimitriou et al., 1994; Papazachos 1999b) και ενεργού τεκτονικής (Smith et al., 1994; Oral et al., 1995; McClusky et al., 1999; Papazachos et al., 1998, 1999b) καθώς επίσης γεωλογικές και γεωμορφολογικές πληροφορίες (Papaioannou and Papazachos, 2000).



Σχήμα 2. Σεισμικές πηγές των επιφανειακών σεισμών της Έλλάδας και των γύρω περιοχών (Papaioannou and Papazachos, 2000)

Με βάση τη σεισμικότητα ενδιαμέσου βάθους διακρίθηκαν 7 σεισμικές πηγές (σχ. 3). Αυτές εντοπίζονται στη ζώνη Beniof με το εξωτερικό τμήμα της ζώνης να περιγράφεται από τέσσερις (Τρίπολη – Κύθηρα – Ηράκλειο – Ρόδος) από τις πηγές αυτές, ενώ το εσωτερικό τμήμα της ζώνης από τις άλλες τρεις (Μέθανα – Θήρα – Νίσυρος).



Σχήμα 3. Σεισμικές πηγές των σεισμών ενδιαμέσου βάθους της Έλλάδας και των γύρω περιοχών (Papazachos and Papaioannou, 1993)

1.7 ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΓΕΙΤΟΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ.

Η μελέτη και έρευνα του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών οδηγεί στον διαχωρισμό πέντε περιοχών όπου παρατηρείται παρόμοιος τρόπος αλλά και παρόμοιες αιτίες διάρρηξης. Οι πρώτες περιοχές είναι αυτές της Αδριατικής και του Εξωτερικού Ελληνικού Τόξου οι οποίες παρουσιάζουν ανάστροφα ρήγματα λόγω της σύγκλισης της λιθόσφαιρας της Απουλίας και της Αν. Μεσογείου, αντίστοιχα με την πλάκα του Αιγαίου. Η πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου βυθίζεται κάτω από το Αιγαίο ενώ η σχετιζόμενη ζώνη Benioff παρουσιάζει ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα. Στην οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου έχουμε την κυριαρχία δύο εφελκυστικών ζωνών, μίας εκτεταμένης με διέυθυνση περίπου Βορρά-Νότου και μιάς ζώνης που αναπτύσσεται παράλληλα με τις Ελληνίδες η οποία παρουσιάζει εφελκυσμό Ανατολής- Δύσης. Κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και της επαφής Απουλίας-Ανατολικής Μεσογείου στην περιοχή της Κεφαλλονιάς έχουμε την πέμπτη ζώνη με χαρακτηριστικά δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Papazachos et al., 1997).

Τα παραπάνω στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν από πολλούς ερευνητές για τη μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού του Αιγαίου (Tselentis and Makropoulos, 1986; Jackson and McKenzie, 1988a,b; Ekstrom and England,1989; Ambraseys and Jackson, 1990; Taymaz et al., 1990, 1991; Papazachos and Kiratzi, 1992, 1996; Papazachos et al., 1992, 1997).

Εναλλακτικά, η ενεργός παραμόρφωση του φλοιού της περιοχής έχει μελετηθεί με τη χρήση γεωδαιτικών, νεοτεκτονικών και παλαιομαγνητικών δεδομένων (Billiris et al., 1991; Stiros, 1993; Smith et al., 1994; Oral, 1994; Oral et al., 1995; Straub and Kahle, 1994, 1995; Le Pichon et al., 1995; Straub, 1996; Kastens et al., 1996). Όλα τα παραπάνω δεδομένα παρουσιάζουν μια εικόνα η οποία φαίνεται συμβατή μετά το Κάτω Μειόκαινο και σύμφωνα με την οποία ο εφελκυσμός είναι το κυρίαρχο στοιχείο του τρόπου παραμόρφωσης του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου. Η κινηματική εικόνα του Αιγαίου παρουσιάζει σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων παραμόρφωσης σε σχέση με την Ευρώπη, από 10 χιλιοστά/έτος στην Τάφρο του Βορείου Αιγαίου στα 35-40 χιλιοστά/έτος στο νοτιότερο Αιγαίο, με διεύθυνση η οποία μεταβάλλεται από ΑΒΑ-ΔΝΔ στα κεντρικά παράλια της Μικράς Ασίας σε BBA-NNΔ στο νότιο Αιγαίο (σχ. 5) (Oral et al., 1995; Kastens et al., 1996; Papazachos et al., 1997). Τα γεωδυναμικά μοντέλα τα οποία έχουν αναπτυχθεί για την ερμηνεία αυτού του πεδίου παραμόρφωσης συγκλίνουν στο συνδυασμό της προς τα δυτικά κίνησης της Τουρκίας με το B-N εφελκυσμό ο οποίος αναπτύσσεται στο χώρο του Αιγαίου λόγω της κατάδυσης της πλάκας της Αν. Μεσογείου κάτω από το Αιγαίο. Τέλος, ο συνδυασμός νέων σεισμολογικών και γεωδαιτικών στοιχείων αποδεικνύει οτι το πεδίο παραμόρφωσης του χώρου του Αιγαίου μπορεί να εξηγηθεί χωρίς την παρουσία ΒΔ-ΝΑ ρηγμάτων στην ηπειρωτική Ελλάδα, όπως είχε προταθεί παλαιότερα, αλλά ότι η παρουσία των ΒΑ-ΝΔ έως Α-Δ στην ηπειρωτική Ελλάδα, τα οποία έχουν παρατηρηθεί σε όλους τους πρόσφατους μεγάλους σεισμούς και τα οποία λειτουργούν ως κανονικά ρήγματα με δεξιόστροφη συνιστώσα είναι επαρκής για την ερμηνεία όλων των παρατηρήσεων π.χ. παλαιομαγνητικές δεξιόστροφες περιστροφές στο Δυτικό Αιγαίο και αριστερόστροφες στο Ανατολικό Αιγαίο κατά τον Καινοζωικό.



Σχήμα 5. Κινήσεις πλακών που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Papazachos et. al., 1997).

1.8 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΣΧΕΤΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΚΑΙ ΤΙΣ ΓΥΡΩ ΠΕΡΙΟΧΕΣ.

Προσπάθειες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας στον Ελληνικό χώρο έχουν γίνει τόσο με πιθανολογικό όσο και με αιτιοκρατικό τρόπο. Έχει παρατηρηθεί πως η πιθανολογική προσέγγιση υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας πραγματοποιείται με επιτυχία σε διάφορες κλίμακες (εθνική, περιφερειακή, τοπική, κτλ), ενώ η αιτιοκρατική προσέγγιση πραγματοποιείται μόνο σε τοπικής κλίμακας μελέτες και κυρίως στην κατασκευή ειδικών κατασκευών.

Η πρώτη εργασία σεισμικής επικινδυνότητας έγινε από τους Galanopoulos and Delibasis (1972), οι οποίοι έδωσαν χάρτη μέγιστων μακροσεισμικών εντάσεων του Ελληνικού χώρου για το χρονικό διάστημα 1800-1970. Οι επόμενες εργασίες για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας έγιναν από τους Shebalin et al., (1976), έχοντας ως παράμετρο τη μακροσεισμική ένταση. Οι Algermissen et al., (1976) χρησιμοποιώντας σχέσεις απόσβεσης των δυτικών ακτών των ΗΠΑ και τις σεισμικές πηγές που προτάθηκαν από τον Shebalin (1974) έδωσαν χάρτες ίσων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης και ταχύτητας για διάφορες μέσες περιόδους επανάληψης.

Ο Makropoulos (1978) και οι Makropoulos and Burton (1985) εφάρμοσαν την τρίτη ασυμπτωτική κατανομή του Gumbell (1956) με παράμετρο την εδαφική επιτάχυνση, χρησιμοποιώντας μια σχέση απόσβεσης από διεθνείς σχέσεις. Ο Παπαϊωάννου (1984, 1986) και ο Παπαϊωάννου και οι συνεργάτες του (1984) χρησιμοποιήσαν την πιθανολογική προσέγγιση της μέσης τιμής (Weichert and Milne, 1979) και την πρώτη ασυμπτωτική κατανομή Gumbell (1956) για τη μακροσεισμική ένταση και τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση χρησιμοποιώντας ελληνικά δεδομένα. Ο Σταυρακάκης (1985) εφάρμοσε τη μέθοδο Bayes θεωρώντας ότι η σεισμικότητα περιγράφεται από το μοντέλο Poisson-Gamma. Η Παπούλια (1988) εφάρμοσε την πρώτη και την τρίτη κατανομή του Gumbell (1956) και τη μέθοδο Cornell σε διάφορες πόλεις του Ελληνικού χώρου και βρήκε ότι οι δύο κατανομές των ακραίων τιμών δίνουν συγκρίσιμα αποτελέσματα ενώ σε σχέση με τη μέθοδο Cornell τα αποτελέσματα είναι υπερεκτιμημένα.

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1987) πρότειναν την εφαρμογή μεθοδολογίας για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρήση σεισμοτεκτονικών δεδομένων. Άλλοι επιστήμονες που χρησιμοποίησαν σεισμοτεκτονικές πληροφορίες για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι οι Stavrakakis et al., (1986a), Papoulia et al., (1998), και Papoulia and Slejko, (1992, 1993a).

Ο υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε με εφαρμογή της μεθόδου Cornell ή της τροποποίησης της κατά McGuire (1976, 1978) στις μελέτες των Papaioannou et al., (1986), Papazachos et al., (1985, 1993), Stavrakakis et al., (1986b), Papoulia and Stavrakakis, (1988), Papoulia, (1992), και Papoulia and Slejko

(1993a). Η κατανομή Bayes χρησιμοποιήθηκε επίσης από τους Stavrakakis and Tselentis, (1987), Stavrakakis and Drakopoulos, (1991), Papoulia et al., (1985, 1996, 1998). Ενώ εργασίες στις οποίες έγινε υπολογισμός της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιώντας απευθείας παρατηρήσεις από τις μακροσεισμικές εντάσεις έγιναν από τους Papazachos et al., (1990) και Papoulia and Slejko (1993b, 1997).

1.9 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Η εργασία που έγινε στην παρούσα διατριβή έχει ώς στόχο τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας δηλαδή, τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (Peak Ground acceleration, PGA) και τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (Peak Ground Velocity, PGV) χρησιμοποιώντας μια νέα μεθοδολογία που στηρίζεται στη στατιστική Bayes και προτάθηκε από τους Kijko and Graham (1998, 1999). Επιπλέον, κατασκευάζονται χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας τόσο με τιμές PGA όσο και με τιμές PGV για ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές.

<u>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2⁰: ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ</u> <u>ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ</u>

2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

Οι πληροφορίες για τους χρόνους γένεσης, τα μεγέθη ροπής, το εστιακό βάθος καθώς και τις συντεταγμένες των επικέντρων των σεισμών προέρχονται από την τράπεζα δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Οι πληροφορίες αυτές αποτελούν κατάλογο σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών που έχουν δημοσιευτεί στη διάρκεια των τελευταίων τεσσάρων δεκαετιών (Galanopoulos, 1953b, 1960a,1963; Karnik, 1969, 1971; Papazachos and Comninakis, 1972; 1982; Comninakis and Papazachos, 1978, 1986, 1989; Makropoulos, 1978; Καρακώστας, 1988; Makropoulos et al., 1989; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989; Papazachos and Papazachou, 1997; Papazachos et al., 1998b) και αναφέρονται σε περισσότερους απο 60.000 σεισμούς που έγιναν σε αυτήν την περιοχή κατά τη χρονική περίοδο 550 π.Χ.–1999 με μεγέθη από 2.0 μέχρι 8.3. Οι Papazachos et al. (2000) χρησιμοποιώντας αυτά τα δεδομένα ετοίμασαν κατάλογο διαιρεμένο σε επιμέρους καταλόγους με βάση την πληρότητα των μεγεθών που αυτοί παρέχουν για διαφορετικά χρονικά διαστήματα (Πίνακας 1.).

Πίνακας Πληρότητας	Καταλόγων
464 π.X 1500	M ≥ 8.0
1501 - 1844	M ≥ 7.3
1845 - 1910	M ≥ 6.0
1911 - 1949	M ≥ 5.0
1950 - 1963	M ≥ 4.5
1964 - 1980	M ≥ 4.3
1981 - 1999	M ≥ 4.0

Πίνακας 1.

Τα σφάλματα στα μεγέθη των σεισμών αλλα και στα επίκεντρά τους είναι μικρότερα από 0.25 της μονάδας μεγέθους και των 20km, αντίστοιχα, για τη περίοδο της ενόργανης καταγραφής, 1911-1997. Για τα ιστορικά δεδομένα (464 π.Χ.–1910) τα σφάλματα κυμαίνονται στις ίδιες περίπου τιμές, δηλαδή το σφάλμα στο μέγεθος είναι μικρότερο του 0.35 και στο επίκεντρο μικρότερο απο 30km. Αυτό οφείλεται στο

γεγονός οτι τα ιστορικά δεδομένα αναφέρονται σε ισχυρούς σεισμούς για τους οποίους υπάρχει μια πλειάδα μακροσεισμικών παρατηρήσεων με τις οποίες μπορούμε να υπολογίσουμε το επίκεντρο και το μέγεθος με σημαντική ακρίβεια (Papazachos and Papazachou, 1997).

2.2 ΤΡΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Στόχος της συγκεκριμένης εργασίας είναι να υπολογιστούν οι παράμετροι σεισμικής επικινδυνότητας δηλαδή η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (Peak Ground Acceleration, PGA) και η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (Peak Ground Velocity, PGV) για 45 πόλεις της Ελλάδας. Δημιουργήθηκαν κατάλογοι σεισμών για κάθε πόλη με σεισμούς που προέρχονταν μόνο από το χώρο γύρω από την κάθε πόλη και με συγκεκριμένη ακτίνα γύρω από αυτήν. Η επιλογή της ακτίνας συλλογής δεδομένων γύρω από κάθε πόλη υπήρξε ένα σημαντικό σημείο στην όλη μελέτη. Αρχικά, χρησιμοποιήθηκαν για όλες τις πόλεις ακτίνες 50, 75 και 100 Km αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν όμως, έθεσαν επιτακτική την ανάγκη για ύπαρξη διαφορετικών ακτίνων ανά πόλη, με βάση τη σεισμικότητα της περιοχής. Έτσι, ανάλογα με τη σεισμική πηγή στην οποία βρίσκεται η κάθε πόλη, όπως φαίνεται και στο Σχήμα (6), θεωρήθηκε το μέγιστο παρατηρημένο σεισμικό μέγεθος m_{max}^{obs} που είχε πλήξει τη ζώνη σύμφωνα με τα στοιχεία των Papaionannou and Papazachos (2000). Με το μέγεθος αυτό και χρησιμοποιώντας τη σχέση (Παπαζάχος, 1989):

$$\log L = 0.51M - 1.85 \tag{12}$$

έγινε ο θεωρητικός υπολογισμός του μήκους του ρήγματος, L, που έδωσε το συγκεκριμένο σεισμό.

Δημιουργήθηκαν κατάλογοι σεισμών με δεδομένα που προέρχονται από κύκλους με κέντρο την κάθε πόλη και ακτίνα το αντίστοιχο μήκος του ρήγματος, L. Τα μήκη που υπολογίστηκαν και το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος m_{max}^{obs} για κάθε πόλη δίνονται στον Πίνακα (2).

- 24 -



Σχήμα 6. Εξεταζόμενες θέσεις που μελετήθηκαν και σεισμικές πηγές των επιφανειακών σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών.

Εκτός από τις δύο αυτές παραμέτρους οι οποίες παίρνουν διαφορετικές τιμές ανάλογα με την εκάστοτε πόλη υπάρχει και η παράμετρος b που μεταβάλλεται κατά περιοχή. Οι τιμές της παραμέτρου b που χρησιμοποιήθηκαν για την παρούσα μελέτη είναι αυτές που δημοσιεύτηκαν από τους Hatzidimitrou et al. (1994).

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν χωρίστηκαν σε δύο κατηγορίες, στα ιστορικά στοιχεία (550 π.Χ.-1910) και στα ενόργανα δεδομένα (1911-2000). Η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε επιτρέπει το διαχωρισμό της περιόδου ενόργανων δεδομένων σε υποκαταλόγους, οι οποίοι έγιναν με βάση την πληρότητα στον Ελληνικό χώρο (Papazachos et al., 2000). Στη συνέχεια με τη μορφή αυτή χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα στην πρώτη φάση της μεθοδολογίας από την οποία προέκυψαν τα μέγιστα πιθανά μεγέθη σεισμών (maximum possible magnitude) για την κάθε πόλη τα οποία στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν στη δεύτερη φάση της μεθοδολογίας για να υπολογιστούν οι παράμετροι της σεισμικής επικινδυνότητας δηλαδή στη συγκεκριμένη περίπτωση η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) και η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV).

Πίνακας	2.	Πόλεις	μελέτης,	μέγιστο	παρατηρημένο	μέγεθος $M^{\it obs}_{\it max}$	και μήκος	ρήγματος,	L, 7	για ΄	το
		αντίστο	ιχο μέγεθ	ος.							

Πόλεις	L (Km)	Mmax(obs)
Αλεξανδρούπολη	53	7
Αθήνα	26	6.4
Άθως	75	7.3
Άμφισσα	53	7
Αργοστόλι	75	7.3
Άρτα	47	6.9
Βέροια	33	7
Βόλος	53	7.1
Έδεσσα	33	6.6
Ζάκυνθος	59	6.6
Ηγουμενίτσα	47	6.9
Ηράκλειο	66	7.2
Θεσσαλονίκη	33	6.6
Ιωάννινα	26	6.4
Καβάλα	53	7
Καλαμάτα	47	6.9
Καρδίτσα	42	6.8
Καρπενήσι	53	7
Καστοριά	33	6.6
Κατερίνη	33	6.6
Κέρκυρα	47	6.9
Κιλκίς	60	7.1
Κοζάνη	33	6.6
Κόρινθος	53	7
Λαμία	53	7
Λάρισα	53	7
Λεβαδειά	53	7
Λευκάδα	60	7.1
Μεσολόγγι	42	6.8
Μυτιλήνη	66	7.2
Ναύπλιο	47	6.9
Πάτρα	42	6.8
Πολύγυρος	33	6.6
Πρέβεζα	47	6.9
Πύργος	47	6.9
Ρέθυμνο	42	6.8
Ρόδος	134	7.8
Σάμος	42	6.8
Σέρρες	53	7
Σπάρτη	42	6.8
Τρίπολη	47	6.9
Φλώρινα	33	6.6
Χαλκίδα	53	7
Χανιά	42	6.8
Χίος	42	6.8

2.3 ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ

Υπάρχουν δύο πιθανές δυσκολίες που μπορεί να συναντήσει κάποιος στη διαδικασία ανάλυσης πιθανολογικής σεισμικής επικινδυνότητας (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, P.S.H.A.). Αυτές είναι 1) οι ελλείψεις που υπάρχουν στους σεισμικούς καταλόγους και 2) η απαίτηση καθορισμού των σεισμικών ζωνών.

Οι κατάλογοι συνήθως περιλαμβάνουν δύο τύπους πληροφοριών: 1) μακροσεισμικές παρατηρήσεις των μεγαλύτερων σεισμών που συνέβησαν κατά την περίοδο μερικών εκατοντάδων ετών και 2) πλήρη ενόργανα δεδομένα για σχετικά μικρές χρονικές περιόδους. Το ενόργανο μέρος του καταλόγου μπορεί, συνήθως, να χωριστεί σε υποκαταλόγους, όπως προαναφέρθηκε, που κάθε ένας απο αυτούς είναι πλήρης πάνω από ένα συγκεκριμένο όριο μεγέθους (σχ. 7).



Σχήμα 7. Παρουσίαση των δεδομένων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας για συγκεκριμένο χώρο μιας ευρύτερης περιοχής. (Kijko and Sellevoll, 1991)

Το δεύτερο πρόβλημα προκύπτει από το γεγονός ότι η τεχνική που συνήθως χρησιμοποιείται για P.S.H.A. (μία διαδικασία που αναπτύχθηκε από τον Cornell, 1968) απαιτεί καθορισμό των σεισμικών ζωνών. Δυστυχώς, δεν έχουν εντοπιστεί και χαρτογραφηθεί όλα τα ενεργά ρήγματα και έτσι, οι αιτίες της σεισμικότητας δεν είναι καλά κατανοητές. Συχνά, διαφορετικοί καθορισμοί σεισμογενών ζωνών οδηγούν σε σημαντικά διαφορετικούς υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας. Επιπλέον, η μεθοδολογία κατά Cornell, υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας απαιτεί για κάθε ζώνη γνώση των παραμέτρων του μοντέλου (στην απλούστερη περίπτωση είναι: η παράμετρος b των Gutenberg-Richter, το όριο πληρότητας των σεισμικών δεδομένων m_{min}, ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ και το πάνω όριο του μεγέθους των σεισμών m_{max}) που δεν μπορούν να προσδιοριστούν με ακρίβεια για περιοχές που είναι μικρές ή έχουν ελλειπή σεισμική ιστορία. Το πρόβλημα των ανεπαρκών δεδομένων για μικρές περιοχές συχνά λύνεται με επιλογή μεγαλύτερων σεισμικών ζωνών αλλά μια τέτοια διαδικασία έρχεται σε σύγκρουση με την όλη ιδέα επιλογής ανεξάρτητων σεισμικών περιοχών. Επιπρόσθετα, η αύξηση της επιφάνειας των πιθανών σεισμικών ζωνών οδηγεί στην υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Έτσι, μια διαδικασία που αποδέχεται τη διαφορετική ποιότητα των διαφόρων τμημάτων του καταλόγου και δεν απαιτεί καθορισμό των σεισμικών ζωνών θα αποτελεί ένα εναλλακτικό εργαλείο υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.

Έχοντας υπόψη τις παραπάνω απαιτήσεις, οι Kijko and Graham (1998,1999) πρότειναν μια νέα μεθοδολογία, αυτήν που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, που επιτρέπει τη μη ύπαρξη πληρότητας των σεισμικών καταλόγων και είναι απαλλαγμένη από την υποκειμενική κρίση που ενέχεται στον καθορισμό των σεισμικών ζωνών. Η νέα προσέγγιση συνδυάζει τα πλεονεκτήματα των δύο παλαιότερων μεθοδολογιών, της «επαγωγικής» (Cornell, 1968) και της «μη παραμετρικής-ιστορικής» (Veneziano et al., 1984) και σε πολλές περιπτώσεις είναι απαλλαγμένη από τα βασικά μειονεκτήματα αυτών. Αφού η νέα μεθοδολογία είναι παραμετρική, ακολουθώντας την ορολογία του McGuire (1993), μπορεί δε να ονομαστεί «παραμετρική – ιστορική» μεθοδολογία.

Η εφαρμογή της νέας μεθοδολογίας συνίσταται βασικά σε δύο βήματα. Το πρώτο βήμα εφαρμόζεται στην περιοχή της οποίας τη σεισμική επικινδυνότητα ερευνούμε και περιλαμβάνει τον υπολογισμό των παραμέτρων της περιοχής. Οι παράμετροι αυτοί είναι ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ, η παράμετρος b των Gutenberg-Richter (από την κλασσική σχέση logN=α-bM) και το μέγιστο μέγεθος m_{max} της περιοχής. Θα πρέπει να γίνει σαφές πώς οι παράμετροι αυτοί εξαρτώνται από το μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων που επιλέγεται.

Το δεύτερο βήμα είναι εφαρμόσιμο σε έναν συγκεκριμένο χώρο της περιοχής και περιλαμβάνει τον υπολογισμό της κατανομής των τιμών για την επιλεγμένη παράμετρο εδαφικής κίνησης δηλαδή ή τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (Peak Ground Acceleration, PGA) ή τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα (Peak Ground Velocity, PGV) ή τη μέγιστη εδαφική μετάθεση (Peak Ground Displacement, PGD)

Σε κάθε βήμα της μεθοδολογίας οι παράμετροι υπολογίζονται μέσω της διαδικασίας της μέγιστης πιθανοφάνειας, εφαρμόζοντας την Bayesian μεθοδολογία όπου είναι δυνατόν να ενσωματωθούν και επιπλέον γεωλογικές, γεωφυσικές ή άλλες πληροφορίες καθώς επίσης και διάφορες αβεβαιότητες. Συνεπώς, η νέα μεθοδολογία είναι ικανή να δίνει ρεαλιστικούς υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας τόσο σε περιοχές με υψηλή, όσο και με χαμηλή σεισμικότητα συμπεριλαμβανομένων και των περιπτώσεων εκείνων όπου οι κατάλογοι δεν είναι πλήρεις.

Εάν η μεθοδολογία εφαρμοστεί σε όλα τα σημεία ενός πλέγματος πάνω στην υπο μελέτη περιοχή τότε μπορεί να δώσει και χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας για ολόκληρη την περιοχή.

2.4 ΑΝΑΓΚΑΙΟΤΗΤΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΟΥ M_{max} ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η άποψη πως θα πρέπει να υπάρχει ένα άνω όριο στα μεγέθη σεισμών έχει διατυπωθεί από πολλούς σεισμολόγους. Ο Richter (1958), αναλύοντας τις σχέσεις συχνότητας-μεγέθους, εξέφρασε την άποψη πως «Ένα φυσικό άνω όριο του μεγαλύτερου πιθανού σεισμού θα πρέπει να οριστεί από την αντοχή των πετρωμάτων του φλοιού, εκφράζοντας τη μέγιστη τάση που αυτά μπορούν να υποστούν χωρίς να σπάσουν». Οι Yegulalp and Kuo (1974) θεωρούν πως «Είναι προφανές με βάση τους νόμους της φυσικής πως θα πρέπει να υπάρχει ένα άνω όριο στην εμφάνιση του μέγιστου μεγέθους σεισμού σε κάθε περιοχή. Ένα τέτοιο όριο είναι πιθανόν να είναι συνάρτηση της μέγιστου μεγέθους πηγής στο φλοιό της γής και στον πάνω μανδύα». Ο Weichert (1980) λέει επίσης οτι «Μία ρεαλιστική ανάλυση επικινδυνότητας θα πρέπει να δέχεται ένα μέγιστο πιθανό μέγεθος παρά το γεγονός πως ο υπολογισμός ενός τέτοιου μεγέθους δεν έχει ακόμα προσδιοριστεί με αξιοπιστία».

Οι Knopoff and Kagan (1977) δήλωσαν πως εάν ισχύει η σχέση συχνότηταςμεγέθους των Gutenberg-Richter

$$\log N = \alpha - bM \tag{13}$$

όπου Ν είναι ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος Μ και μεγαλύτερο και α και b παράμετροι, τότε θα πρέπει να γίνει εισαγωγή του πάνω ορίου μεγέθους. Στην πραγματικότητα η Σχέση (13) διατυπώθηκε αρχικά από τους Ishimoto and Iida (1939), πριν δηλαδή από τη δημοσίευση των Gutenberg-Richter (1954). Παρόλα αυτά

θα εξακολουθήσουμε να αποκαλούμε τη σχέση αυτή ως σχέση των Gutenberg-Richter.

Υποθέτωντας πως η σχέση της σεισμικής ενέργειας είναι της μορφής:

$$\log \mathbf{E} = c + dm \tag{14}$$

όπου c και d είναι σταθερές, οι Knopoff and Kagan (1977) έδειξαν πως το συνολικό ποσό ενέργειας που απελευθερώνεται από σεισμούς στη μονάδα του χρόνου είναι:

$$E_{TOTAL} = \int_{E_{\min}}^{E_{\max}} E dn = const. E^{1-b/d} |_{E_{\min}}^{E_{\max}}$$
(15)

Για τυπικές τιμές του $b \cong 1$, $d \cong 1.5$ και για $E_{\max} \to \infty$, το συνολικό ποσό που σεισμικής ενέργειας που εκλύεται E_{TOTAL} , τείνει επίσης στο άπειρο. Το αποτέλεσμα αυτό ονομάστηκε από τους συγγραφείς « E_{\max} καταστροφικό» και είναι σαφές πως εάν θέλουμε να εφαρμόσουμε τη σχέση Gutenberg-Richter με ρεαλιστικό τρόπο θα πρέπει να γίνει εισαγωγή ενός άνω ορίου για το E_{\max} ή το αντίστοιχο m_{\max} .

2.5 ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΣΧΕΤΙΖΟΜΕΝΕΣ ΜΕ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΟΥ M_{max} ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Υποθέσεις

Υποθέτουμε ότι στην περιοχή έρευνας, μέσα στο χρονικό διάστημα Τ ετών, υπάρχουν *n* κύρια σεισμικά γεγονότα με μεγέθη M_1, M_2, \ldots, M_n . Κάθε μέγεθος $M_i \ge m_{min}$ (i = 1,2,...,n), όπου m_{min} είναι το όριο πληρότητας, δηλαδή έχουμε καταλόγους όπου έχουν καταγραφεί όλοι οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του m_{min} . Κάποιες επιπλέον υποθέσεις είναι πως οι σεισμοί είναι ανεξάρτητοι, ομοιόμορφα κατανεμημένοι και με τυχαίες τιμές της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (ΣΠΠ), $f_M(m|m_{max})$ και της συνάρτησης αθροιστικής κατανομής (ΣΑΚ) $F_M(m|m_{max})$ αντίστοιχα. Η παράμετρος m_{max} είναι το πάνω όριο μεγέθους και συνεπώς αποτελεί το άγνωστο μέγεθος το οποίο καλούμαστε να υπολογίσουμε.

Θα πρέπει να σημειωθεί, πως η μεθοδολογία αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί είτε οι σεισμοί περιγράφονται από το μέγεθος, είτε από την ένταση, είτε από τη σεισμική ροπή, είτε ακόμα και από τη σεισμική ενέργεια. Για την κλασσική σχέση Gutenberg-Richter που είναι σχέση συχνότηταςμεγέθους με ανοιχτό άνω όριο (π.χ. $m_{max} \rightarrow \infty$), οι συναρτήσεις ΣΑΚ και ΣΠΠ είναι $f_M(m) = f_M(m|\infty)$ και $F_M(m) = F_M(m|\infty)$ και είναι σύμφωνα με τον Aki (1965) συνεχείς και ίσες όπως φαίνεται και παρακάτω:

$$f_M(m) = \begin{cases} \beta \exp\left[-\beta (m - m_{\min})\right] & m \ge m_{\min} \\ 0 & m < m_{\min} \end{cases}$$
(16)

$$F_{M}(m) = \begin{cases} 1 - \exp\left[-\beta\left(m - m_{\min}\right)\right] & m \ge m_{\min} \\ 0 & m < m_{\min} \end{cases}$$
(17)

Οι αντίστοιχες ΣΑΚ και ΣΑΠ για σεισμικά μεγέθη με άνω όριο m_{max} είναι:

$$f_{M}(m \mid m_{\max}) = \begin{cases} \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]} & m_{\min} \le m \le m_{\max} \\ 0 & m < m_{\min}, m > m_{\max} \end{cases}$$
(18)

$$F_{M}(m \mid m_{\max}) = \begin{cases} 0 & m < m_{\min} \\ \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]} & m_{\min} \le m \le m_{\max} \\ 1 & m > m_{\max} \end{cases}$$
(19)

(Page, 1968; Cosentino et al., 1977)

όπου β=bln(10) και b είναι η γνωστή παράμετρος b της σχέσης Gutenberg-Richter.

Οι βασικές αδυναμίες που συναντάμε στις παραπάνω συναρτήσεις είναι οι ακόλουθες:

(i)

(ii)

Είναι συχνό φαινόμενο οι ελλειπείς σεισμικοί κατάλογοι ιδιαίτερα στα μικρότερα μεγέθη ιδιαίτερα των παλαιότερων καταλόγων. Συνεπώς, οι πιο κατάλληλες μέθοδοι για την ανάλυση παλιών και ελλειπών δεδομένων είναι αυτές που απαιτούν γνώση μόνο των ισχυρότερων σεισμών, από ότι αυτές που αναλύουν πλήρη δεδομένα (π.χ. Burton, 1979; Yegulalp and Kuo, 1974). Εάν χρησιμοποιούνται μόνο οι ισχυρότεροι σεισμοί τότε σε όλες τις εξισώσεις η αρχική συνάρτηση $F_M(m)$ θα πρέπει να αντικατασταθεί από την αντίστοιχη $F_m^{max}(m)$.

Τα μεγέθη των σεισμών που έχουν καταχωρηθεί στους καταλόγους απαιτούν πολλές φορές μετατροπή σε διαφορετική κλίμακα μεγεθών. Επειδή όμως μια τέτοια μετατροπή απαιτεί τη χρήση εμπειρικών σχέσεων δεν είναι πάντα αξιόπιστη και επιπλέον προσθέτει συστηματικά σφάλματα. Έτσι, ένας κατάλογος με δεδομένα που έχουν υποστεί τέτοιου είδους μετατροπή είναι ετερογενής και απαιτεί κατάλληλες τεχνικές επεξεργασίας του. Η πιο αποτελεσματική τεχνική για τον υπολογισμό παραμέτρων στις κατανομές μεγεθών χρησιμοποιώντας καταλόγους τόσο πλήρεις όσο και ιστορικούς και συνεπώς λαμβάνει υπόψην της την αβεβαιότητα των σεισμικών μεγεθών, αναπτύχθηκε από τους Tinti and Mulargia (1985a,b) στην οποία εισήγαγαν την έννοια του «φαινόμενου μεγέθους». Η προσέγγιση των Tinti-Mulargia τροποποιήθηκε πρόσφατα από τον Rhoades (1995) επιτρέποντας διαφορετικές τιμές αβεβαιότητας στο μέγεθος για ξεχωριστούς σεισμούς.

(iii)

Η επιλογή του μοντέλου κατανομής των μεγεθών των σεισμών μπορεί να επηρεάσει σημαντικά τα αποτελέσματα υπολογισμού σεισμικής επικινδυνότητας και μεγίστου μεγέθους ανά περιοχή.

Στις περισσότερες κατασκευές η επιλογή του μοντέλου δεν είναι ιδιαίτερα σημαντική για μεγέθη των ενδιάμεσων θέσεων της κατανομής. Η πιο σημαντική συγκέντρωση βρίσκεται στο πάνω τμήμα της κατανομής η οποία καθορίζει και την τιμή m_{max} . Έτσι, η συγκέντωση εμφάνισης χαρακτηριστικών σεισμών (Schwartz and Coppersmith, 1989) μπορεί να επηρεάσει σημαντικά το συγκεκριμένο τμήμα της κατανομής και συνεπώς και την τιμή m_{max} που υπολογίζεται.

Επιπλέον, σημαντική αδυναμία αποτελεί η υπόθεση πως οι παράμετροι σεισμικότητας όπως η τιμή b της σχέσης Gutenberg-Richter και ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ παραμένουν σταθερές στο χρόνο. Μη περιοδικές διακυμάνσεις του ρυθμού σεισμικότητας έχουν καταγραφεί και περιγραφεί πολλές φορές στη βιβλιογραφία. Μερικά παραδείγματα που είναι πολύ καλα καταγεγραμμένα είναι οι σημαντικές διακυμάνσεις που έχουν καταγραφεί στα νησιά Καμτσάτκα και Κουρίλες (Fedotov, 1968), στην Καλιφόρνια και συγκεκριμένα στο Πάρκφιλντ (Bakum and McEvilly, 1984), στην Κίνα (McGuire and Barnhard, 1981), στη ζώνη της Νέας Μαδρίτης, στις Η.Π.Α. (Mento et al., 1986), στην Ελλάδα (Papadopoulos and Voidomatis, 1987) και στη Βόρεια Θάλασσα (Lindholm et al., 1990). Άλλες περιπτώσεις όπου εμφανίζονται διακυμάνσεις αλλά δεν είναι ξεκάθαρο αν οι αλλαγές είναι περιοδικές έχουμε στη Νότια Ιταλία (Bottari and Neri, 1983), στη Νέα Ζηλανδία (Vere-Jones and Davis, 1966), στη ζώνη Άλπεων-Ιμαλαϊων (Rao and Kaila, 1986), στην Ιαπωνία (Shibutani and Oike, 1989) και σε όλες σχεδόν τις περιοχές κατάδυσης της περι-Ειρηνικής ζώνης. Επιπλέον, και η παγκόσμια σεισμικότητα δείχνει διακύμανση αλλά χωρίς να είναι σαφές αν είναι περιοδική (Kanamori, 1981; Shimshoni, 1984; Liritzis and Tsapanos, 1993).

Θα πρέπει να γίνει σαφές πως η αμέλεια της αβεβαιότητας που προκύπτει από την επιλογή λάθος μοντέλου κατανομής μεγεθών ή και της διακύμανσης της σεισμικότητας μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένους υπολογισμούς m_{max} και σεισμικής επικινδυνότητας.

Έτσι, μια προσέγγιση όπου οι παράμετροι του μοντέλου αντιμετωπίζονται ως τυχαίες μεταβλητές παρέχει το πιο κατάλληλο εργαλείο χειρισμού όλων των αβεβαιοτήτων που αναπτύχθηκαν παραπάνω.

2.6 ΒΕΛΤΙΩΜΕΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ BAYES

Σχέσεις για την Εκτίμηση του Mmax

Η μεθοδολογία αυτή στηρίζεται σε μια σχέση που συγκρίνει το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος m_{\max}^{obs} και το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος $E(M_n | T)$ κατά τη διάρκεια χρονικής περιόδου Τ.

Υποθέτουμε ότι τα μεγέθη των σεισμών M₁, M₂,..., M_n που συμβαίνουν σε χρονικό διάστημα Τ, είναι ανεξάρτητες και τυχαίες μεταβλητές με ΣΑΚ $F_M(m \mid m_{max})$ όπου το m ανήκει στο διάστημα [m_{min}, m_{max}]. Επίσης υποθέτουμε πως τα μεγέθη εμφανίζονται με αύξουσα σειρά δηλαδή M₁ \leq M₂ \leq ... \leq M_n.

Η συνάρτηση ΣΑΚ για το μέγιστο μέγεθος είναι:

$$F_{M_n}(m \mid m_{\max}) = \begin{cases} 0 \longrightarrow, m < m_{\min} \\ [F_M(m \mid m_{\max})]^n, m_{\min} \le m \le m_{\max} \\ 1 \longrightarrow, m > m_{\max} \end{cases}$$
(20)

ύστερα από ολοκλήρωση κατά μέλη η αναμενόμενη τιμή του $M_n, \, E(M_n)$ είναι:

$$E(M_{n}) = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} m dF_{M_{n}}(m \mid m_{\max}) = m_{\max} - \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} F_{M_{n}}(m \mid m_{\max}) dm$$
(21)

Συνεπώς,

$$m_{\max} = E(M_n) + \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} [F_M(m \mid m_{\max})]^n dm$$
(22)

Η σχέση αυτή μετά από αντικατάσταση της τιμής του μέγιστου παρατηρημένου μεγέθους $E(M_n)$ με το μέγιστο μέγεθος m_{\max}^{obs} , παίρνει την ακόλουθη μορφή :

$$m_{\max} = E(M_n) + \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \left[F_M(m \mid m_{\max}^{obs}) \right]^n dm$$
(23)

Σημαντικό είναι να τονίσουμε πως καθώς η τιμή του ολοκληρώματος $\int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \left[F_M \left(m \mid m_{\max}^{obs} \right) \right]^n dm$ δεν είναι ποτέ αρνητική η τιμή του m_{max} που παίρνουμε είναι πάντοτε, έστω και κατα ελάχιστο, μεγαλύτερη από το μέγιστο μέγεθος m_{\max}^{obs} .

Αν υποθέσουμε πως ο αριθμός των σεισμών που συμβαίνουν στη μονάδα του χρόνου σε μια συγκεκριμένη περιοχή ακολουθεί κατανομή Poisson με παράμετρο λ τότε η Σχέση (23), γίνεται:

$$m_{\max} = \mathrm{E}(M_n) + \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \left[F_M(m \mid m_{\max}^{obs}) \right]^{\lambda T} dm$$
(24)

Είναι σαφές ότι για αρκετά μεγάλους καταλόγους η αβεβαιότητα της παραμέτρου m_{max} που υπολογίζεται προέρχεται από την αβεβαιότητα του μέγιστου παρατηρημένου μεγέθους.

Η Σχέση (23) μπορεί να εφαρμοστεί και στην περίπτωση της ΣΑΚ των Gutenberg-Richter για μεγέθη σεισμών. Έχει τη μορφή:

$$m_{\max} = m_{\max}^{obs} + \frac{E_1(Tz_2) - E_1(Tz_1)}{\beta \exp(-Tz_2)} + m_{\min} \exp(-\lambda T)$$
(25)

όπου :

λ είναι ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας

β είναι παράμετρος της συνάρτησης αθροιστικής κατανομής των Gutenberg-Richter $(\beta = b/\ln 10)$

$$z_1 = \frac{-\lambda A_1}{A_2 - A_1} \tag{26}$$

$$z_{2} = \frac{-\lambda A_{2}}{A_{2} - A_{1}}$$
(27)

 $\mu \varepsilon A_1 = \exp(\beta m_{\min}), A_2 = \exp(-\beta m_{\max}^{obs})$

evó to $E_1()$ dhlánei mia ekbetikh sunárthsh.

Η σχέση υπολογισμού του m_{max} για τη σχέση των Gutenberg-Richter με άνω και κάτω όριο, δόθηκε από τον Kijko (1983).

Το σφάλμα του μέγιστου μεγέθους mmax περιοχής δίνεται από τη σχέση:
$$Var\left(\hat{m}_{\max}\right) = \sigma_M^2 + \left[\frac{E_1(Tz_2) - E_1(Tz_1)}{\beta \exp(-Tz_2)} + m_{\min} \exp(-\lambda T)\right]^2$$
(28)

Αρκεί να σημειωθεί πως από τη σχέση αυτή απουσιάζει το τμήμα που σχετίζεται με την αβεβαιότητα στον αριθμό εμφάνισης των σεισμών και συνεπώς μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο για περιοχές υψηλής σεισμικότητας ή για μακρά περίοδο παρατηρήσεων.

Κατά τους Kijko and Graham (1998) η Bayesian εκδοχή για τον υπολογισμό του m_{max} δίνεται από την ακόλουθη σχέση :

$$\hat{m}_{\max} = \hat{m}_{\max}^{obs} + \Delta$$
(29)

και το σφάλμα δίνεται από :

$$Var\left(\hat{m}_{\max}\right) \cong \sigma_M^2 + \Delta^2 \tag{30}$$

όπου Δ είναι:

$$\Delta = \frac{\delta^{\frac{1}{q+2}} \exp\left[nr^{q} / (1-r^{q})\right]}{\beta} \left[\Gamma\left(-1/q, \delta r^{q}\right) - \Gamma\left(-1/q, \delta\right)\right]$$
(31)

με p και q παραμέτρους

$$r = p / \left(p + m_{\max}^{obs} - m_{\min} \right)$$
(32)

Σύμφωνα με τις Σχέσεις (29) και (30) είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε το μέσο ρυθμό σεισμικότητας λ της περιοχής αλλά και την παράμετρο β [β=bln(10)] των Gutenberg-Richter για να υπολογίσουμε το μέγιστο μέγεθος m_{max} της περιοχής. Για τον υπολογισμό αυτών των δύο παραμέτρων υποθέτουμε ότι η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί κατανομή Poisson και ισχύει η σχέση συχνότητας-μεγέθους των Gutenberg-Richter με άνω και κάτω όριο.

Η συνάρτηση πιθανοφάνειας για το ιστορικό μέρος του καταλόγου στηρίζεται στις άγνωστες παραμέτρους της περιοχής (λ, β) και είναι:

$$L_0(\lambda,\beta) = const \prod_{j=1}^{n_0} f_M^{\max}(m_{0j} \mid m_0, m_{\max}, t_{0j}, \sigma_{Moj})$$
(34)

όπου m_{0j} είναι το φαινόμενο μέγεθος του ισχυρότερου σεισμού που συνέβη στο χρονικό διάστημα t_j , σ_{M0j} είναι η τιμή του σφάλματος, $j = 1,...,n_0$, και n_0 είναι ο αριθμός των σεισμών στο ιστορικό μέρος του καταλόγου. Τα χρονικά διαστήματα t_j έχουν υπολογιστεί με βάση τη σχέση των Kijko and Sellevoll (1989), ενώ const είναι ένας παράγοντας κανονικοποίησης ανεξάρτητος από τις παραμέτρους λ και β.

Έχει γίνει η υπόθεση πως το δεύτερο και πλήρες μέρος του καταλόγου μπορεί να χωριστεί σε επιμέρους n_s υποκαταλόγους (σχ. 7). Καθένας από αυτούς τους υποκαταλόγους αφορά ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα T_i και είναι πλήρης πάνω από ένα συγκεκριμένο μέγεθος m_{\min}^i . Για κάθε ένα από τους υποκαταλόγους i, m_{ij} είναι το φαινόμενο μέγεθος, $m_{ij} \ge m_{\min}^i$ και σ_{Mij} είναι το σφάλμα, $j = 1,...,n_i$, όπου n_i δηλώνει τον αριθμό των σεισμών σε κάθε πλήρη υποκατάλογο και $i = 1,...,n_s$.

Εάν το μέγεθος των σεισμών είναι ανεξάρτητο από τον αριθμό τους η σχέση πιθανοφάνειας των σεισμικών μεγεθών σε κάθε πλήρη κατάλογο i, είναι ίση με:

$$L_i(\lambda,\beta) = L_i(\beta) \cdot L_i(\lambda), \qquad (35)$$

που αποτελεί το γινόμενο της συνάρτησης των β, $L_i(\beta)$ και λ, $L_i(\lambda)$. Ακολουθώντας τον ορισμό της συνάρτησης πιθανοφάνειας των ανεξάρτητων παρατηρήσεων, η συνάρτηση $L_i(\beta)$ έχει τη μορφή:

$$L_{i}(\beta) = const \prod_{j=1}^{n_{i}} \tilde{f}_{M}(m_{ij} \mid m_{\min}^{i}, m_{\max}, \sigma_{Mij})$$
(36)

Με βάση την υπόθεση πως ο αριθμός των σεισμών στη μονάδα του χρόνου αποτελεί τυχαία μεταβλητή Poisson, η σχέση $L_i(\lambda)$ έχει τη μορφή:

$$L_{i}(\lambda) = const\left(\tilde{\lambda}_{i} t_{i}\right)^{n_{i}} \exp\left(-\tilde{\lambda}_{i} t_{i}\right)$$
(37)

όπου const είναι ένας παράγοντας κανονικοποίησης και λ_i είναι ο φαινόμενος μέσος ρυθμός σεισμικότητας για κάθε πλήρη υποκατάλογο. Η σχέση ανάμεσα στο φαινόμενο ρυθμό σεισμικότητας $\tilde{\lambda}(m)$ και στον «πραγματικό» $\lambda(m)$ εισάγεται από την ακόλουθη σχέση (Tinti and Mulargia,1985a,b):

$$\tilde{\lambda}(m) = \lambda(m) \exp(\chi^2)$$
 (38)

όπου $\chi = \beta \sigma_{_{M}} / \sqrt{2}$.

Τέλος, η συνδυασμένη συνάρτηση πιθανοφάνειας όλων των δεδομένων του καταλόγου, ιστορικών και ενόργανων, δίνεται από τη σχέση :

$$L(\lambda,\beta) = \prod_{i=0}^{n_s} L_i(\lambda,\beta)$$
(39)

όπου n_s είναι ο αριθμός των πλήρων υποκαταλόγων που είναι διαθέσιμοι για τους υπολογισμούς. Οι παράμετροι μέγιστης πιθανοφάνειας λ και β είναι οι τιμές $\hat{\lambda}$ και $\hat{\beta}$ που μεγιστοποιούν τη συνάρτηση πιθανοφάνειας (39).

2.7 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΕ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΟ ΧΩΡΟ

Για να εκφραστεί η σεισμική επικινδυνότητα με μορφή μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) θα πρέπει να υπολογιστεί η υπο συνθήκες πιθανότητα ένας σεισμός με τυχαίο μέγεθος M και από απόσταση R να προκαλέσει μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) ίση ή μεγαλύτερη από την επιτάχυνση κατασκευαστικού ενδιαφέροντος α_{\min} , δηλαδή την επιτάχυνση που μπορεί να προκαλέσει καταστροφές στις κατασκευές. Για το σκοπό αυτό γίνεται η υπόθεση πως στην ακτίνα ενδιαφέροντος η καμπύλη απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης α , έχει την ακόλουθη μορφή:

$$\ln(\alpha) = c_1 + c_2 \cdot M + \phi(R) + \varepsilon \tag{40}$$

όπου c_1 και c_2 είναι εμπειρικές σταθερές, Μ είναι το μέγεθος του σεισμού και $\phi(R)$ είναι μία συνάρτηση της απόστασης R του σεισμού. Ο όρος ε είναι ένα τυχαίο σφάλμα το οποίο παρατηρήθηκε πως ακολουθεί κανονική (Gausssian) κατανομή. Συνήθως το $\phi(R)$ έχει τη μορφή:

$$\phi(R) = c_3 \cdot R + c_4 \cdot \ln(R) \tag{41}$$

όπου c_3 και c_4 είναι εμπειρικές σταθερές. Η πιθανότητα πως ένας τυχαίος σεισμός μεγέθους M με $m_{\min} \le M \le m_{\max}$ θα προκαλέσει σε συγκεκριμένο χώρο μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) που υπερβαίνει την τιμη α , είναι:

$$\Pr[PGA \ge a] = \frac{\exp(-\beta m_{\max}) - y \cdot \exp[-\beta (x - c_1)/c_2]}{\exp(-\beta m_{\max}) - \exp(-\beta m_{\min})}$$
(42)

όπου $x = \ln(a)$, $y(\cdot)$ είναι μια συνάρτηση της μορφής:

$$\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \exp[\beta \cdot \phi(r)/c_2] \cdot f_R(r) dr$$
(43)

και m_{\min} είναι το μικρότερο μέγεθος σεισμού που μπορεί να προκαλέσει επιτάχυνση κατασκευαστικού ενδιαφέροντος. Η τιμή της συνάρτησης $y(\cdot)$ είναι χαρακτηριστική για κάθε περιοχή και σταθερή για την εκάστοτε περιοχή. Η σχέση η οποία συνδέει την περίοδο επανάληψης, Τ, με τις αντίστοιχες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) είναι η ακόλουθη:

$$T = \frac{1}{1 - \Pr[PGA \ge \alpha]} \tag{44}$$

Από τη Σχέση (42) προκύπτει πως για μια συγκεκριμένη περιοχή η κατανομή του λογάριθμου του PGA έχει μορφή παρόμοια με την κατανομή των σεισμικών μεγεθών δηλαδή έχει τη μορφή της κατανομής Gutenberg-Richter. Οι δύο κατανομές διαφέρουν μόνο στις τιμές των παραμέτρων τους. Έτσι, εάν η παράμετρος της κατανομής των μεγεθών έχει τιμή β , τότε η παράμετρος της κατανομής του ln(PGA)θα έχει τιμή ίση με β/c_2 . Από τη Σχέση (42) προκύπτει πως η ΣΑΚ του λογάριθμου του PGA δίνεται από τη σχέση:

$$F_{X}(x \mid x_{\min}, x_{\max}) = \frac{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x)}{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x_{\max})}$$
(45)

όπου $\gamma = \beta / c_2$, $x_{\min} = \ln(\alpha_{\min})$, $x_{\max} = \ln(\alpha_{\max})$ και a_{\max} είναι το μέγιστο πιθανό PGA στη συγκεκριμένη περιοχή.

Από το γεγονός πως η ΣΑΚ των σεισμικών μεγεθών έχει την ίδια μορφή με την ΣΑΚ του λογάριθμου του PGA σε συγκεκριμένη περιοχή προκύπτει πως και η μέγιστη πιθανή επιτάχυνση, PGA, μπορεί να υπολογιστεί με την ίδια διαδικασία που ακολουθήθηκε στο μέγιστο πιθανό μέγεθος, m_{max} , με τη διαφορά πως η παράμετρος β πρέπει να αντικατασταθεί από το γ, ο ρυθμός σεισμικότητας λ της ευρύτερης περιοχής πρέπει να αντικατασταθεί από τον αντίστοιχο ρυθμό σεισμικότητας λ της συγκεκριμένης περιοχής και το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος m_{\max}^{obs} πρέπει να αντικατασταθεί αντίστοιχα, από το μέγιστο παρατηρημένο PGA a_{\max}^{obs} .

Θα πρέπει, ωστόσο, να τονιστεί και να γίνει σαφές πως η συνάρτηση (44) εξαρτάται από τη μορφή της σχέσης απόσβεσης (40). Αν επιλεγεί μια σχέση απόσβεσης διαφορετικής μορφής και η συνάρτηση αθροιστικής κατανομής (ΣΑΚ) που θα προκύψει θα είναι διαφορετική.

2.8 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΜΕΝΟΥ PGA ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ.

Μία συνάρτηση με ιδιαίτερο ενδιαφέρον, για τις περισσότερες κατασκευές, είναι η συνάρτηση αθροιστικής κατανομής (ΣΑΚ) της μέγιστης αναμενόμενης επιτάχυνσης PGA σε μια συγκεκριμένη περιοχή κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης χρονικής περιόδου. Ας υποθέσουμε πως η εμφάνιση των σεισμών με PGA α, (όπου $a \ge a_{\min}$) στη συγκεκριμένη περιοχή ακολουθεί κατανομή Poisson με μέσο ρυθμό σεισμικότητας $\lambda \equiv \lambda(x = x_{\min})$. Η παραπάνω υπόθεση υπονοεί πως οι σεισμοί οι οποίοι προκαλούν στη συγκεκριμένη περιοχή PGA ίσο ή και μεγαλύτερο από μία τιμή α, μπορούν να παρουσιαστούν με μοντέλο Poisson και με μέσο ρυθμό εμφάνισης $\lambda(x) = \lambda [1 - F_x(x | x_{\min}, x_{\max})]$, όπου $x = \ln(a)$. Συνεπώς, η ΣΑΚ του λογάριθμου του μέγιστου καταγεγραμμένου PGA στη συγκεκριμένη περιοχή και για χρονική διάρκεια t θα δίνεται από τη σχέση:

$$F_{x}^{\max}(x \mid x_{\min}, x_{\max}, t) = \frac{\exp\{-\lambda t [1 - F_{x}(x \mid x_{\min}, x_{\max})]\} - \exp(-\lambda t)}{1 - \exp(-\lambda t)}$$
(46)

Στη Σχέση 46 η ΣΑΚ είναι διπλά οριοθετημένη. Το κάτω όριο της, η $x_{\min} = \ln(a_{\min})$, καθορίζεται από τη μικρότερη τιμή επιτάχυνσης με κατασκευαστικό ενδιαφέρον. Στον καθορισμό αυτής της παραμέτρου οποία υπεισέρχονται και υποκειμενικά κριτήρια. Το δεύτερο όριο της, η $x_{\max} = \ln(a_{\max})$, είναι μια άγνωστη παράμετρος που αντιπροσωπεύει το λογάριθμο της μέγιστης πιθανής επιτάχυνσης PGA στη συγκεκριμένη περιοχή. Συνεπώς, για μία δεδομένη τιμή a_{\min} , η σεισμική επικινδυνότητα σε συγκεκριμένη περιοχή καθορίζεται με τον υπολογισμό τριών παραμέτρων : λ , γ και a_{\max} . Με στόχο τον υπολογισμό αυτών των τριών παραμέτρων επιλέγονται οι μεγαλύτερες τιμές PGA $(a_1,...,a_n)$ που παρατηρήθηκαν στη συγκεκριμένη περιοχή για n συνεχόμενες χρονικές περιόδους $(t_1,...,t_n) = t$, και χρησιμοποιείται η διαδικασία της μέγιστης πιθανοφάνειας. Για ένα συγκεκριμένο a_{max} , η συνάρτηση πιθανοφάνειας του δείγματος $x = (x_1,...,x_n)$, όπου $x_i = \ln(a_i)$ (i = 1,...,n), έχει αγνώστους τις παραμέτρους λ και γ και δίνεται από τη σχέση :

$$L(\lambda, \gamma \mid x, t) = \prod_{i=1}^{n} f_X^{\max}(x_i \mid x_{\min}, x_{\max}, t_i)$$
(47)

όπου $f_X^{\max}(x_i | x_{\min}, x_{\max}, t_i)$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (ΣΠΠ) του λογάριθμου του μέγιστου PGA που συνέβη στη περιοχή σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα *t* και έχει την ακόλουθη μορφή:

$$f_X^{\max}(x_i \mid x_{\min}, x_{\max}, t_i) = \lambda t F_x^{\max}(x \mid x_{\min}, x_{\max}, t) f_X(x \mid x_{\min}, x_{\max})$$
(48)

ενώ $f_{X}(x \mid x_{\min}, x_{\max})$ είναι η ΣΠΠ του x και είναι ίση με:

$$f_{X}(x \mid x_{\min}, x_{\max}) = \frac{\gamma \exp(-\gamma x)}{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x_{\max})}$$
(49)

Οι παράμετροι μέγιστης πιθανοφάνειας λ και γ είναι οι τιμές $\hat{\lambda}$ και $\hat{\gamma}$ που μεγιστοποιούν τη συνάρτηση πιθανοφάνειας (47).

2.9 ΕΝΣΩΜΑΤΩΣΗ ΠΡΟΣΘΕΤΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ

Ένα από τα μεγαλύτερα πλεονεκτήματα της διαδικασίας ανάλυσης πιθανολογικής σεισμικής επικινδυνότητας (Probabilistic Seismic Hazard Analysis P.S.H.A) είναι η δυνατότητα που προσφέρει να δέχεται επιπλέον πληροφορίες στις παραμέτρους της. Αυτές οι πληροφορίες μπορεί να προέρχονται από γνώσεις σεισμογενών ζωνών ή και από κάθε ανεξάρτητες γεωφυσικές ή γεωλογικές πηγές. Αυτή η δυνατότητα είναι ιδιαίτερα σημαντική όταν οι σεισμικοί κατάλογοι είναι αρκετά ελλειπείς ή όταν η περιοχή μελέτης είναι αρκετά χαμηλής σεισμικότητας. Επιπρόσθετα, ο ρόλος των ανεξάρτητων πληροφοριών είναι πολύ σημαντικός κατά τον υπολογισμό επικινδυνότητας με χαμηλές πιθανότητες υπέρβασης.

Αν υποτεθεί πως για να είναι οι υπολογισμοί των παραμέτρων λ και γ πιο αξιόπιστοι θα πρέπει να συμπεριληφθούν πληροφορίες σχετικά με την παράμετρο b των Gutenberg-Richter, που αφορούν ένα τμήμα της περιοχής έρευνας. Άν θεωρηθεί λοιπόν γνωστή η προσεγγιστική τιμή της, έστω b_{prior} ή ισοδύναμα β_{prior} , και η τιμή του σφάλματός σ_{prior} της παραμέτρου, από ανεξάρτητα ιστορικά δεδομένα ή ως ίδια με την τιμή που έχει μία άλλη περιοχή με παρόμοια γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά.

Μπορεί επίσης, να χρησιμοποιηθεί και η τιμή $\hat{\beta}$ η οποία προκύπτει από τη μεγιστοποίηση της συνάρτησης πιθανοφάνειας (39). Ο πιό απλός τρόπος για να συμπεριληφθούν αυτές οι πληροφορίες είναι να εφαρμοστεί η μεθοδολογία του Bayes η οποία περιγράφεται πολύ κατανοητά από τους Box and Tiao (1973), ή από τον Tarantola (1987). Ακολουθώντας τη μεθοδολογία του Bayes η τιμή του β_{prior} η οποία θεωρείται ώς πρότερη τιμή της άγνωστης τιμής του β μπορεί να γραφτεί με τη σχέση:

$$\beta_{prior} = \beta + \delta\beta \tag{50}$$

όπου β είναι η άγνωστη «πραγματική» τιμή της παραμέτρου β, η οποία υπόκειται σε άγνωστο σφάλμα δβ. Αν υποτεθεί ότι η τιμή της ΣΠΠ για τα σφάλματα δβ είναι γνωστή και ίση με p(β) τότε σύμφωνα με τη μεθοδολογία του Bayes η συνδυασμένη ΣΠΠ των παραμέτρων είναι ανάλογη με τη συνάρτηση πιθανοφάνειας (47) πολλαπλασιασμένη με την prior ΣΠΠ $p(\beta)$. Λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι η παράμετρος $\gamma = \beta/c_2$, όπου c_2 είναι μια γνωστή παράμετρος, τότε η ύστερη (posterior) ΣΠΠ είναι:

$$p(\lambda, \beta | x, t) = const I(\lambda, \beta / c_2 | x, t) p(\beta)$$
(51)

Η παράμετρος const είναι παράγοντας κανονικοποίησης, που καθιστά σίγουρο πως το ολοκλήρωμα $p(\lambda, \beta | x, t)$ έιναι ίσο με μονάδα για ολόκληρο το διάστημα των παραμέτρων (λ,β). Σύμφωνα με τη μεθοδολογία του Bayes, οι καλύτερες τιμές των λ και β είναι αυτές που μεγιστοποιούν την ύστερη ΣΠΠ (51). Η ίδια διαδικασία εφαρμόζεται και στην περίπτωση ενσωμάτωσης επιπλέον πληροφοριών σχετικά με το ρυθμό σεισμικότητας λ , ή γενικά για οποιαδήποτε άγνωστη παράμετρο.

<u>3º_ ΚΕΦΑΛΑΙΟ: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</u>

3.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Η έρευνα που έγινε στην παρούσα διατριβή, όπως έχει ήδη αναφερθεί, χωρίζεται σε δύο στάδια. Τα αποτελέσματα του πρώτου σταδίου, δηλαδή το μέγιστο πιθανό μέγεθος m_{max} ανά περιοχή και ο ρυθμός σεισμικότητας λ, αλλά και κάποια άλλα στοιχεία, όπως είναι η παράμετρος b των Gutenberg-Richter για την κάθε πόλη, η ακτίνα L συλλογής δεδομένων και η απόσταση R₁ εμφάνισης του μέγιστου σεισμού ανά περιοχή εισάγονται σε πρόγραμμα ηλεκτρονικού υπολογιστή και σε γλώσσα Fortran του Kijko (1999) το οποίο δίνει τις τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) και της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (Peak Ground Velocity, PGV) για περιόδους επανάληψης 10, 20, 50, 100, 200, 476, 952 έτη.

Οι τιμές που υπολογίστηκαν για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) παρουσιάζονται αναλυτικά στον Πίνακα (3), ενώ οι αντίστοιχες τιμές της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) στον Πίνακα (4).

Σε έλεγχο που έγινε στις παραπάνω τιμές με τις τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) αλλά και της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) όπως αυτές υπολογίζονται από τη μεθοδολογία του Cornell (1968) και McGuire (1976) τα αποτελέσματα ήταν σε πολύ καλή συμφωνία. Στα σχήματα (8_{α} και 8_{β}) έχει γίνει χαρτογράφηση των διαφορών των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) που υπολογίστηκαν με τη μεθοδολογία των Kijko and Graham (1999) καθώς και του McGuire (1976) για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη αντίστοιχα. Το διάγραμμα του Σχήματος (8_{α}) εμφανίζει μια κανονική κατανομή με τιμή μέγιστης συχνότητας εμφάνισης 0.006g ενώ οι μεγαλύτερες διαφορές τιμών είναι 0.011g.

Στην περίπτωση του Σχήματος (8_β) το διάγραμμα εμφανίζει και πάλι κανονική κατανομή, μόνο που τώρα η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης είναι 0.008g, ελαφρά αυξημένη, όπως και οι μεγαλύτερες διαφορές που είναι 0.017g.

Αποτελέσματα PGA (g)							
		П	Ιερίοδος Β	Επανάληι	μης σε Έι	η	
Πόλη	10	20	50	100	200	476	952
Αλεξανδρούπολη	0.0408	0.0491	0.0584	0.0875	0.1114	0.1456	0.1716
Αθήνα	0.0588	0.0662	0.0746	0.1109	0.1282	0.1408	0.1498
Άθως	0.0902	0.1061	0.1309	0.2004	0.2408	0.308	0.3595
Άμφισσα	0.0893	0.0893	0.1218	0.1937	0.2183	0.2573	0.2931
Αργοστόλι	0.1478	0.1732	0.1953	0.2858	0.3488	0.4103	0.4848
Άρτα	0.1158	0.1364	0.1615	0.2369	0.2783	0.3263	0.3816
Βέροια	0.0493	0.0584	0.0701	0.1047	0.1309	0.1665	0.1977
Βόλος	0.0929	0.1079	0.1259	0.1838	0.231	0.276	0.3313
Έδεσσα	0.0493	0.0574	0.067	0.1363	0.1363	0.1723	0.197
Ζάκυνθος	0.1373	0.1542	0.1734	0.2484	0.2986	0.3822	0.4323
Ηγουμενίτσα	0.0908	0.0963	0.1229	0.1816	0.2078	0.2564	0.2944
Ηράκλειο	0.0515	0.0631	0.07	0.1102	0.1436	0.1609	0.2114
Θεσσαλονίκη	0.0586	0.0672	0.0822	0.116	0.1375	0.1706	0.2066
Ιωάννινα	0.0721	0.0816	0.0957	0.138	0.1644	0.2042	0.236
Καβάλα	0.0468	0.0543	0.0635	0.1026	0.1241	0.158	0.1889
Καλαμάτα	0.0703	0.0834	0.0941	0.138	0.1758	0.2245	0.2515
Καρδίτσα	0.0911	0.1065	0.1251	0.1753	0.2189	0.2705	0.308
Καρπενήσι	0.0836	0.0981	0.1262	0.181	0.2191	0.2672	0.2957
Καστοριά	0.0571	0.0678	0.0742	0.1201	0.1333	0.1656	0.1854
Κατερίνη	0.0485	0.0575	0.0687	0.1077	0.1282	0.1626	0.1953
Κέρκυρα	0.0743	0.0874	0.1035	0.1576	0.1916	0.233	0.2669
Κιλκίς	0.088	0.1099	0.125	0.1944	0.2381	0.2939	0.3656
Κοζάνη	0.0474	0.059	0.0663	0.1111	0.1284	0.1745	0.2078
Κόρινθος	0.1084	0.1288	0.1422	0.2042	0.2567	0.3127	0.382
Λαμία	0.0793	0.0885	0.105	0.1613	0.1838	0.2414	0.2782
Λάρισα	0.058	0.0677	0.0795	0.119	0.1346	0.1617	0.1996
Λιβαδειά	0.1065	0.1256	0.1407	0.215	0.2445	0.298	0.3411
Λευκάδα	0.1254	0.1394	0.1552	0.2426	0.2724	0.3446	0.3881
Μεσολόγγι	0.0936	0.1065	0.1302	0.1849	0.214	0.2681	0.3126
Μυτιλήνη	0.0661	0.0786	0.0938	0.1485	0.1801	0.2315	0.2854
Ναύπλιο	0.0741	0.0865	0.1017	0.1441	0.174	0.2126	0.253
Πάτρα	0.0937	0.1091	0.1278	0.1814	0.2115	0.2599	0.3036
Πολύγυρος	0.0568	0.0649	0.0787	0.1194	0.1357	0.1715	0.1974
Πρέβεζα	0.1298	0.1417	0.1696	0.246	0.284	0.3284	0.38
Πύργος	0.0669	0.0759	0.0923	0.1405	0.1759	0.2139	0.2592
Ρέθυμνο	0.0435	0.0575	0.0634	0.0867	0.1085	0.1377	0.1773
Ρόδος	0.0582	0.0677	0.0792	0.132	0.1589	0.1969	0.2618
Σάμος	0.0696	0.0776	0.0901	0.1402	0.1667	0.2195	0.2662
Σέρρες	0.0618	0.0711	0.0842	0.1278	0.1655	0.2034	0.2527
Σπάρτη	0.0888	0.1012	0.1244	0.1795	0.208	0.2464	0.2675
Τρίπολη	0.0723	0.0837	0.0979	0.1492	0.1685	0.217	0.2582
Φλώρινα	0.0481	0.0565	0.0696	0.1188	0.1279	0.1649	0.2025
Χαλκίδα	0.0935	0.1105	0.1379	0.1975	0.2305	0.2903	0.3425
Χανιά	0.043	0.0527	0.0642	0.0876	0.1196	0.1479	0.1649
Χίος	0.0662	0.0748	0.0849	0.133	0.1656	0.2082	0.2492

Πίνακας 3. Τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για περιόδους επανάληψης 10, 20, 50, 100, 200, 476, 952 έτη.

Αποτελέσματα PGV (cm/sec)							
		П	ερίοδος Ε	πανάληψ	ης σε Έτι	n	
Πόλη	10	20	50	100	200	476	952
Αθήνα	3.78	4.42	5.21	7.96	9.06	10.74	12.14
Άθως	4.79	5.33	6.97	13.09	18.13	23.69	31.63
Αλεξανδρούπολη	2.6	3.16	3.88	5.93	7.3	9.44	12.23
Άμφισσα	4.79	5.94	6.59	10.47	14.16	18.13	21.62
Αργοστόλι	8.04	9.57	12.13	19.77	26.02	34.99	43.09
Άρτα	6.2	7.01	9.1	14.8	18.63	23.71	28.66
Βέροια	2.17	2.58	3.1	5.05	6.07	8.61	10.72
Βόλος	4.4	5.17	6.38	11.07	14.25	19.44	23.81
Έδεσσα	2.84	3.11	3.81	5.51	7.03	9.1	11.26
Ζάκυνθος	6.99	8.25	10.21	17.24	22.01	28.08	33.78
Ηγουμενίτσα	4.19	4.93	6.2	9.75	13.01	16.67	21.62
Ηράκλειο	2.36	2.89	3.52	5.96	7.13	10.02	13.24
Θεσσαλονίκη	3.21	3.96	4.62	7.86	9.63	12	14.02
Ιωάννινα	2.9	3.68	4.27	6.76	8.72	11.72	14.25
Καβάλα	2.49	3.02	3.76	6.61	8.35	11.59	14.18
Καλαμάτα	3.49	3.88	4.79	8.04	10.47	13.33	16.62
Καρδίτσα	4.91	6.01	7.44	12.16	15.41	19.2	22.92
Καρπενήσι	4.36	5.36	6.18	10.65	13.41	18.1	21.91
Καστοριά	2.51	2.87	3.57	6.27	8.08	10.85	13.11
Κατερίνη	2.45	2.82	3.52	5.35	6.81	8.78	11.07
Κέρκυρα	3.28	3.92	4.72	8.27	10.96	14.81	17.9
Κιλκίς	4.26	5.47	6.61	12.4	16.07	22.22	29.27
Κοζάνη	2.01	2.38	2.83	5.22	7.05	9.62	11.54
Κόρινθος	5.82	6.96	8.38	14.22	17.62	23.76	27.75
Λαμία	3.73	4.48	5.77	10.17	12.36	16.31	20.71
Λάρισα	2.76	3.31	4.07	6.26	8.03	10.61	13.32
Λιβαδειά	6.19	7.2	8.93	15.34	18.51	22.47	27.46
Λευκάδα	5.82	7.12	8.74	14.73	19.15	24.51	30.98
Μεσολόγγι	5.41	6.39	7.15	10.88	13.26	17.66	21.27
Μυτιλήνη	3.09	3.84	4.73	8.76	11.54	16.53	21.14
Ναύπλιο	4.57	5.46	6.85	11.15	13.11	16.9	19.78
Πάτρα	4.82	6.02	7.19	11.31	13.77	18.22	21.63
Πολύγυρος	2.91	3.74	4.75	7.15	8.91	12.58	14.35
Πρέβεζα	6.98	8.83	9.96	16.21	19.64	25.47	31.2
Πύργος	3.39	3.79	4.83	7.77	10.48	13.64	17.62
Ρέθυμνο	2.46	2.79	3.66	6.23	7.37	9.62	11.61
Ρόδος	2.52	2.95	3.87	7.03	9.16	14.07	18.25
Σάμος	3.18	3.69	4.76	7.56	9.69	12.96	16.76
Σέρρες	3.06	3.77	4.52	8.22	9.98	13.82	17.09
Σπάρτη	6.49	7.82	10.02	18.72	25.31	35.01	43.57
Τρίπολη	4.86	5.35	6.85	11.91	15.56	20.78	26.1
Φλώρινα	2.08	2.38	2.97	4.93	6.59	8.51	11.05
Χαλκίδα	4.31	5.53	7.05	12.15	15.34	21.61	26.02
Χανιά	2.38	2.94	4.04	5.84	7.47	10.42	12.01
Χίος	3.46	4.3	4.79	8.04	10.57	13.33	16.65

Πίνακας 4. Τιμές μέγιστης εδαφικής ταχύτητας για περιόδους επανάληψης 10, 20, 50, 100, 200, 476, 952 έτη.



Σχήμα (8_α κ 8_β). Διαγράμματα συχνότητας των διαφορών στις τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) που υπολογίστηκαν με τη μεθοδολογία των Kijko and Graham(1999) και του McGuire(1976) για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη αντίστοιχα.

Στα Σχήματα (9_α και 9_β) παρουσιάζονται αντίστοιχα, οι διαφορές των τιμών της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για 50 και 476 έτη. Στο Σχήμα (9_α) το διάγραμμα εμφανίζει και πάλι κανονική κατανομή με τιμή μέγιστης συχνότητας εμφάνισης τα 0.3 cm/sec ενώ οι μεγαλύτερες διαφορές τιμών είναι 0.7 cm/sec. Επίσης, και στο Σχήμα (9_β) το διάγραμμα έχει κανονική κατανομή με τιμή μέγιστης συχνότητας εμφάνισης 0.6 cm/sec και με μέγιστες διαφορές 1.5 cm/sec.



Σχήμα (9_α κ 9_β). Διαγράμματα συχνότητας των διαφορών στις τιμές της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) που υπολογίστηκαν με τη μεθοδολογία των Kijko and Graham(1999) και του McGuire(1976) για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη αντίστοιχα.

Επίσης, παρουσιάζονται στο παράρτημα Α και Β συγκριτικές γραφικές παραστάσεις των παραμέτρων εδαφικής κίνησης για διάφορες τιμές περιόδων επανάληψης που υπολογίστηκαν τόσο με τη μεθοδολογία των Kijko and Graham (1999) όσο και με τη μεθοδολογία του Cornell (1968) και McGuire (1976) για τις θέσεις των 45 πόλεων. Σε αυτές τις γραφικές παραστάσεις παρουσιάζεται η πολύ καλή συμφωνία των αποτελεσμάτων των δύο μεθοδολογιών σε όλες σχεδόν τις πόλεις που μελετήθηκαν. Γενικά, οι τιμές που δίνει η μεθοδολογία των Kijko and Graham (1999) είναι σταθερά μεγαλύτερες από αυτές των Cornell-McGuire χωρίς όμως να έχουν ιδιαίτερα μεγάλες αποκλίσεις μεταξύ τους. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι η μεθοδολογία των Kijko and Graham υπολογίζει τη μέγιστη πιθανή παράμετρο σεισμικής κίνησης (PGA ή PGV) για την περιοχή ενώ η μεθοδολογία των Cornell-McGuire τη μέγιστη αναμενόμενη παράμετρο σεισμικής κίνησης (PGA ή PGV), καθώς επίσης και οτι λαμβάνει υπόψη και τους ιστορικούς σεισμούς.

Θα πρέπει να τονιστεί πως στην παρούσα εργασία τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν μόνο επιφανειακούς σεισμούς και συνεπώς για ορισμένες πόλεις που πλήττονται και από σεισμούς ενδιαμέσου βάθους όπως είναι τα Χανιά, το Ρέθυμνο, το Ηράκλειο, η Ρόδος το Ναύπλιο αλλά και άλλες πόλεις, οι τιμές της PGA που υπολογίστηκαν αποκλίνουν λίγο περισσότερο από αυτές των Cornell-McGuire στις οποίες οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους συνυπολογίστηκαν.

Μελετώντας τις συγκριτικές γραφικές παραστάσεις των Παραρτημάτων Α και Β εύκολα βλέπουμε πως οι τιμές της PGV παρουσιάζουν καλύτερη συμφωνία, σε γενικές γραμμές, με τις αντίστοιχες τιμές με τις οποίες συγκρίνονται, από ότι οι τιμές PGA που υπολογίστηκαν οι οποίες παρουσιάζουν μεγαλύτερη απόκλιση. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι φασματικές τιμές των μέγιστων εδαφικών ταχυτήτων, PGV, παρουσιάζονται στις ενδιάμεσες συχνότητες του φάσματος της σεισμικής κίνησης με αποτελέσματα να παρουσιάζουν μεγαλύτερη σταθερότητα σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές των μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων, PGA. Οι τιμές PGA παρουσιάζονται στο υψίσυχνο φασματικό τμήμα και επομένως είναι περισσότερο ευαίσθητες στις επιδράσεις της σεισμικής πηγής του δρόμου διάδοσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών που καθορίζουν την τελική διαμόρφωση της ισχυρής κίνησης.

3.2 ΧΑΡΤΕΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Εκτός από τα ιστογράμματα των διαφορών και τις συγκριτικές γραφικές παραστάσεις, τα αποτελέσματα PGA και PGV για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη παρουσιάζονται στους χάρτες των Σχημάτων (10, 11, 12 και 13).

Στο Σχήμα (10) χαρτογραφούνται τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περίοδο επανάληψης 476 έτη προβάλλοντας την περιοχή γύρω από κάθε πόλη που δύναται να δεχτεί μια τέτοια εδαφική επιτάχυνση. Η περιοχή αυτή αποτελεί ένα κύκλο με κέντρο την πόλη ενδιαφέροντος και διάμετρο ίση με το μήκος του ρήγματος, L, που υπολογίστηκε από το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος m^{obs}_{max} για την περιοχή (πίνακας 2). Οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις με τιμές πάνω από 0.3g παρατηρούνται στην περιοχή του Ιονίου και συγκεκριμένα στα νησιά Ζάκυνθος, Κεφαλονιά, Λευκάδα αλλά και στην περιοχή της Κορίνθου και της χερσονήσου του Άθω.



Σχήμα 10. Χάρτης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περίοδο επανάληψης 476 έτη.

Τιμές μικρότερες, μεταξύ 0.22 και 0.3g υπολογίστηκαν για τις πόλεις Άμφισσα, Βόλος, Ηγουμενίτσα, Λαμία, Λειβαδιά, Καλαμάτα, Καρδίτσα, Καρπενήσι, Κέρκυρα, Κιλκίς, Μεσολόγγι, Μυτιλήνη, Πάτρα, Σπάρτη και Χαλκίδα και τις γειτονικές πόλεις που βρίσκονται σε σχετικά μικρή απόσταση (~50 Km) από αυτές. Για τις πόλεις Αθήνα, Αλεξανδρούπολη, Βέροια, Έδεσσα, Θεσσαλονίκη, Ιωάννινα, Καβάλα, Καστοριά, Κατερίνη, Κοζάνη, Λάρισα, Ναύπλιο, Πολύγυρος, Πύργος, Ρέθυμνο, Ρόδος, Σάμος, Σέρρες, Τρίπολη, Φλώρινα, Χανιά και Χίος οι τιμές που υπολογίστηκαν είναι 0.13 με 0.22g. Οι τιμές αυτές μάλιστα ανταποκρίνονται τόσο για την κάθε πόλη όσο και για την περιοχή γύρω από αυτήν σε ακτίνα ίση με αυτήν που χρησιμοποιήθηκε για τη συλλογή των δεδομένων (πίνακας 2).

Τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περίοδο επανάληψης 476 έτη συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα που δόθηκαν στο χάρτη ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας του Σχήματος (15) (Καρακαΐσης, 2002) ο οποίος έγινε για τον Νέο Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό (Ν.Ε.Α.Κ.). Επειδή η κλίμακα των τιμών τόσο του χάρτη στο Σχήμα (10) όσο και του χάρτη του Σχήματος (15) είναι ίδια, στον Πίνακα (5) γίνεται μια ομαδοποίηση των αποτελεσμάτων της παρούσας εργασίας στις τέσσερις κατηγορίες Ι, ΙΙ, ΙΙΙ και ΙV. Από τον Πίνακα (5) φαίνεται πως το μεγαλύτερο τμήμα των πόλεων που μελετήθηκαν εντάσσονται, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ερευνάς μας, στις ίδιες κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας με αυτές που έχουν ήδη προσδιοριστεί από το Ν.Ε.Α.Κ.. Αντίθετα, οι πόλεις που σημειώνονται με το πορτοκαλί χρώμα είναι αυτές στις οποίες παρατηρούνται διαφορές.

Πόλη	PGA (a)	Παρούσα Ερνασία	N.E.A.K.
Αλεξανδρούπολη	0.1456	II	II
Αθήνα	0.1408	II	III
Άθως	0.308	IV	III
Άμφισσα	0.2573	III	III
Αργοστόλι	0.4103	IV	IV
Άρτα	0.3263	IV	III
Βέροια	0.1665	II	II
Βόλος	0.276	III	III
Έδεσσα	0.1723	II	II
Ζάκυνθος	0.3822	IV	IV
Ηγουμενίτσα	0.2564	III	III

Πίνακας 5. Κατηγοριο:	ποίηση αποτελεσμά	ιτων PGA για :	τερίοδο επανάλ	ηψης 476 έτη	με βάση την
παρούσα ερ	ογασία και με βάση	του Ν.Ε.Α.Κ.			

Ηράκλειο	0.1609	II	III
Θεσσαλονίκη	0.1706	II	III
Ιωάννινα	0.2042	II	III
Καβάλα	0.158	II	II
Καλαμάτα	0.2245	III	III
Καρδίτσα	0.2705	III	III
Καρπενήσι	0.2672	III	III
Καστοριά	0.1656	II	II
Κατερίνη	0.1626	II	II
Κέρκυρα	0.233	III	III
Κιλκίς	0.2939	III	III
Κοζάνη	0.1745	II	II
Κόρινθος	0.3127	IV	IV
Λαμία	0.2414	III	III
Λάρισα	0.1617	II	III
Λειβαδιά	0.298	III	III
Λευκάδα	0.3446	IV	IV
Μεσολόγγι	0.2681	III	III
Μυτιλήνη	0.2315	III	III
Ναύπλιο	0.2126	II	III
Πάτρα	0.2599	III	III
Πολύγυρος	0.1715	II	III
Πρέβεζα	0.3284	IV	III
Πύργος	0.2139	II	III
Ρέθυμνο	0.1377	II	III
Ρόδος	0.1969	II	III
Σάμος	0.2195	II	III
Σέρρες	0.2034	II	II
Σπάρτη	0.2464	III	III
Τρίπολη	0.217	II	II
Φλώρινα	0.1649	II	II
Χαλκίδα	0.2903	III	III
Χανιά	0.1479	II	III
Χίος	0.2082	II	III

Τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περίοδο επανάληψης 50 έτη δίνονται στο χάρτη του Σχήματος (11) ενώ ο Πίνακας (6) δείχνει αναλυτικά σε ποιές κατηγορίες τιμών εντάσσονται οι πόλεις που μελετήθηκαν.



Σχήμα 11. Χάρτης αποτελεσμάτων της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περίοδο επανάληψης 50 έτη.

Πίνακας 6. Ομαδοποίηση των πόλεων που μελετήθηκαν ανάλογα με τα αποτελέσματα PGA.

PGA (g) για Περίοδο Επανάληψης 50 Έτη					
0.05-0.10	0.10-0.15	0.15-0.25			
Αλεξανδρούπολη	Ναύπλιο	Αργοστόλι			
Αθήνα	Πάτρα	Άρτα			
Βέροια	Σπάρτη	Ζάκυνθος			
Έδεσσα	Χαλκίδα	Λευκάδα			
Ηράκλειο	Κιλκίς	Πρέβεζα			
Θεσσαλονίκη	Άμφισσα				
Ιωάννινα	Βόλος				
Καβάλα	Ηγουμενίτσα				
Καστοριά	Καρδίτσα				
Κατερίνη	Καρπενήσι				
Κοζάνη	Κέρκυρα				
Λάρισα	Λαμία				
Μυτιλήνη	Λειβαδιά				
Καλαμάτα	Μεσολόγγι				
Πολύγυρος	Άθως				
Πύργος	Κόρινθος				
Ρέθυμνο					
Ρόδος					
Σάμος					
Σέρρες					

Τρίπολη	
Φλώρινα	
Χανιά	
Χίος	

Τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για περιόδους επανάληψης 50 έτη συγκρίθηκαν με αυτά που έδωσαν οι Makropoulos and Burton (1985) για την ίδια περίοδο επανάληψης (πίνακας 7) χρησιμοποιώντας την τρίτη ασυμπτωτική κατανομή των ακραίων τιμών του Gumbel. Στην εργασία των Makropoulos and Burton (1985) χρησιμοποιήθηκε σχέση απόσβεσης που προέκυψε από μελέτες σε ολόκληρο τον κόσμο.

Πίνακας 7. Αποτελέσματα PGA των Makropoulos and Burton (1985) για περίοδο επανάληψης 50 έτη.

Πόλη	PGA (g)
Αθήνα	0.094
Ηράκλειο	0.064
Θεσσαλονίκη	0.146
Κόρινθος	0.139
Πάτρα	0.119
Ρόδος	0.075

Όπως φαίνεται και από τις τιμές του Πίνακα (7) τα αποτελέσματα όλων των πόλεων εκτός της Θεσσαλονίκης συμπίπτουν με αυτά που υπολογίστηκαν στην παρούσα μελέτη δηλαδή, η Αθήνα, το Ηράκλειο και η Ρόδος εντάσσονται στην πρώτη ομάδα τιμών, 0.05-0.10g, ενώ η Πάτρα και η Κόρινθος στη δεύτερη ομάδα με τις τιμές 0.10-0.15g. Η Θεσσαλονίκη εμφανίζει μια τιμή λίγο αυξημένη γιατί το μέγιστο μέγεθος που χρησιμοποιήθηκε εκεί είναι $m_{\text{max}} = 7.22$ που προέκυψε από την τρίτη ασύμπτωτη του Gumbel για ακτίνα όμως 100Km. Αντίθετα, στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε ακτίνα 33Km και το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος $m_{\text{max}} = 6.65$.

Τα Σχήματα (12 και 13) που ακολουθούν παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για περιόδους επανάληψης 476 ετών και 50 ετών αντίστοιχα ενώ οι Πίνακες (8 και 9) δείχνουν σε ποιές κατηγορίες τιμών εντάσσονται οι πόλεις που μελετήθηκαν.



Σχήμα 12. Χάρτης αποτελεσμάτων της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για περίοδο επανάληψης 476 έτη.

PGV (cm/sec) για Περίοδο Επανάληψης 476 Έτη				
5.0-15.0	15.0-25.0	25.0-35.0		
Αθήνα	Άθως	Αργοστόλι		
Αλεξανδρούπολη	Άμφισσα	Ζάκυνθος		
Βέροια	Άοτα	Πρέβεζα		
Έδεσσα	Βόλος	Σπάρτη		
Ηράκλειο	Ηνουμενίτσα			
Θεσσαλονίκη	Καρδίτσα			
Ιωάννινα	Καρπενήσι			
Καβάλα	Κιλκίς			
Καλαμάτα	Κόρινθος			
Καστοριά	Λαμία			
Κατερίνη	Λειβαδιά			
Κέρκυρα	Λευκάδα			
Κοζάνη	Μεσολόννι			
Λάρισα	Μυτιλήνη			
Πολύνυρος	Ναύπλιο			
Πύργος	Πάτρα			
Ρέθυμνο	Τοίπολη			
Ρόδος	Χαλκίδα			
Σάμος				
Σέροες				
Φλώρινα				
Χανιά				
Χίος				

Πίνακας 8. Ομαδοποίηση των πόλεων που μελετήθηκαν ανάλογα με τα αποτελέσματα PGV.



Σχήμα 13. Χάρτης αποτελεσμάτων της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για περίοδο επανάληψης 50 έτη.

Πίνακας 9.	Ομαδοποίηση	ι των πόλεων που	μελετήθηκαν	ανάλογα	με τα αποτελέ	σματα PGV.

PGV (cm/sec) για Περίοδο Επανάληψης 50 Έτη					
0.0-5.0	5.0-10.0	10.0-15.0			
Αλεξανδρούπολη	Αθήνα	Αργοστόλι			
Βέροια	Άθως	Ζάκυνθος			
Έδεσσα	Άμφισσα	Σπάρτη			
Ηράκλειο	Άρτα				
Θεσσαλονίκη	Βόλος				
Ιωάννινα	Ηγουμενίτσα				
Καβάλα	Καρδίτσα				
Καλαμάτα	Καρπενήσι				
Καστοριά	Κιλκίς				
Κατερίνη	Κόρινθος				
Κέρκυρα	Λαμία				
Κοζάνη	Λειβαδιά				
Λάρισα	Λευκάδα				
Μυτιλήνη	Μεσολόγγι				
Πολύγυρος	Ναύπλιο				
Πύργος	Πάτρα				
Ρέθυμνο	Πρέβεζα				
Ρόδος	Τρίπολη				
Σάμος	Χαλκίδα				
Σέρρες					
Φλώρινα					

Χανιά	
Χίος	

Όπως με τα αποτελέσματα του PGA έτσι και τα αποτελέσματα της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) για περίοδο επανάληψης 50 ετών συγκρίθηκαν με αυτά που έδωσαν οι Makropoulos and Burton (1985) (πίνακας 10).

Πίνακας 10. Αποτελέσματα PGV των Makropoulos and Burton (1985) για περίοδο επανάληψης 50 έτη.

Πόλη	PGV (cm/sec)
Αθήνα	8.01
Ηράκλειο	5.69
Θεσσαλονίκη	14.05
Κόρινθος	11.88
Πάτρα	9.30
Ρόδος	7.42

Εξετάζοντας τις τιμές του Πίνακα (9 και 10) παρατηρούμε ότι σε αυτήν την περίπτωση τα αποτελέσματα είναι σχετικά καλά. Έτσι, η Αθήνα, η Πάτρα και η Κόρινθος ανήκουν στη δεύτερη κατηγορία τιμών δηλαδή 5-10 cm/sec ενώ στη Θεσσαλονίκη έχει τιμή μεγαλύτερη από αυτήν που υπολογίστηκε στη συγκεκριμένη μελέτη πιθανότατα για τον ίδιο λόγο με αυτόν που έχει ήδη αναφερθεί στη σύγκριση των τιμών PGA. Το Ηράκλειο και η Ρόδος βρίσκονται στη δεύτερη κατηγορία τιμών, 5-10cm/sec, σύμφωνα με τους Makropoulos and Burton (1985) ενώ στην παρούσα μελέτη υπολογίστηκαν τιμές της πρώτης ομάδας 0-5cm/sec. Βασικό ρόλο, θα πρέπει να τονίσουμε, πως παίζει το γεγονός ότι πρόκειται για διαφορετική μεθοδολογία στην οποία η ακτίνα λήψης δεδομένων είναι σταθερή και ίση με 100Km ενώ στην παρούσα μελέτη για τις δύο αυτές πόλεις οι ακτίνες είναι 66 και 134Km αντίστοιχα.

3.3 ΧΑΡΤΕΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Στο Σχήμα (14) παρουσιάζεται ένας χάρτης με καμπύλες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη σχέση απόσβεσης των Margaris et al. (2001).

$$\ln(PGA) = c_0 + c_1 \cdot M + c_2 \ln(R^2 + h_0^2)^{1/2} + c_3 \cdot S \pm c_4$$
(52)

όπου το PGA είναι σε g, R είναι η υποκεντρική απόσταση σε Km, h₀ είναι το «ενεργό βάθος» δηλαδή το βάθος στο οποίο εκλύεται το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής ενέργειας και έχει τιμή 7 km και οι τιμές των σταθερών είναι $c_0 = 3.52$, $c_1 = 0.70$, $c_2 = -1.14$, $c_3 = 0.12$ ενώ το σφάλμα του ln(PGV) είναι $c_4 = 0.70$. Το S είναι ο δείκτης εδαφικών συνθηκών και οι τιμές που παίρνει είναι 0, 1 και 2 αν πρόκειται για εδάφη χαλαρά, ενδιάμεσων εδαφικών συνθηκών ή σκληρό βράχο αντίστοιχα.

Ο χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας του Σχήματος (14), αναφέρεται σε εδάφη ενδιάμεσων εδαφικών συνθηκών, έχει εκφραστεί σε τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) με 10% πιθανότητα υπέρβασης των τιμών αυτών στα 50 χρόνια. Επίσης, η ακτίνα λήψης δεδομένων είναι τα 100 Km και η κάναβος των σημείων που χρησιμοποιήθηκε είναι 0.2°×0.2°.

Όπως φαίνεται και από το Σχήμα (14) οι μεγαλύτερες τιμές των εδαφικών επιταχύνσεων που φτάνουν τα 0.21g παρουσιάζονται στην περιοχή του Ιονίου και συγκεκριμένα στο χώρο της Ζακύνθου και της Κεφαλονιάς αλλά και της Λευκάδας με ελαφρά μικρότερες τιμές. Αρκετά υψηλές τιμές που φτάνουν τα 0.19g εμφανίζονται και στην ευρύτερη περιοχή νότια της Κρήτης αλλά και στο χώρο γύρω από τα νησιά Κάρπαθος και Ρόδος. Παρόμοιες τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης δηλαδή μέχρι 0.18-0.19g, υπολογίσαμε στην περιοχή τόσο του Πατραϊκού όσο και του Κορινθιακού κόλπου όπως επίσης και στον ευρύτερο χώρο της Κέρκυρας, της Ηγουμενίτσας φτάνοντας μέχρι και την Πρέβεζα.



Σχήμα 14. Χάρτης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) για ακτίνα 100Km με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια.

Μικρότερες εδαφικές επιταχύνσεις με τιμές μέχρι τα 0.14g παρατηρούνται στο βόρειο Αιγαίο και συγκεκριμένα κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου αλλά και στα βόρεια παράλια της Μικράς Ασίας φτάνοντας μέχρι και την περιοχή της Χίου.

Συγκρίνοντας το χάρτη του Σχήματος (14) με το χάρτη του Σχήματος (15) (Καρακαΐσης, 2002) που είναι ο χάρτης ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας ο οποίος έγινε για τον Νέο Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό παρατηρούμε οτι υπάρχει προκύπτει μια αρκετά καλή συμφωνία στα αποτελέσματα.

Αν χωριστεί και ο χάρτης του Σχήματος (14) σε ζώνες τότε η ζώνη Α θα καλύπτει τις περιοχές με τιμές 0.04-0.08g (περιοχές με έντονο πράσινο χρώμα), η ζώνη Β τις περιοχές με τιμές 0.09-0.16g (περιοχές με πορτοκαλοκίτρινες αποχρώσεις) και η ζώνη Γ τις περιοχές με τιμές 0.17-0.21g (περιοχές με κόκκινο χρώμα),τις μέγιστες δηλαδή τιμές. Οι περιοχές της ζώνης Α συνεπώς, η Θράκη, η ανατολική Μακεδονία, το βόρειο κομμάτι της Θεσσαλίας αλλά και η περιοχή του νότιου Αιγαίου ξεκινώντας από το νοτιανατολικό άκρο της Εύβοιας, καλύπτοντας ολόκληρη



σχεδόν την περιοχή των Κυκλάδων μέχρι και το θαλάσσιο χώρο βόρεια της Κρήτης συμπίπτουν σχεδόν με τις ζώνες Ι και ΙΙ.

Σχήμα 15. Χάρτης ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας. (Καρακαΐσης, 2002)

Εξαίρεση αποτελεί το κομμάτι της Θεσσαλίας το οποίο σύμφωνα με το χάρτη του Σχήματος (15) εντάσσεται στη ζώνη ΙΙΙ. Αντίστοιχα, οι περιοχές της ζώνης Β του Σχήματος (14) συμπίπτουν με αρκετά μεγάλο τμήμα της ζώνης ΙΙΙ ενώ οι περιοχές της ζώνης Γ δηλαδή τα νησιά του Ιονίου Ζάκυνθος, Κεφαλονιά και Λευκάδα, με αυτές της ζώνης ΙV. Διαφορά παρατηρείται ως προς την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου η οποία ανήκει στην ζώνη ΙV στο χάρτη του Σχήματος (15) ενώ στο Σχήμα (14) οι τιμές που υπολογίστηκαν για την περιοχή δεν είναι οι μέγιστες και συνεπώς την εντάσσουν στην κατηγορία Β. Ωστόσο, παρά τις μικρές αυτές διαφορές η συμφωνία των δύο χαρτών είναι σε γενικές γραμμές πολύ καλή. Θα πρέπει να τονίσουμε πως αυτοί οι δύο χάρτες έχουν μια πολυ καλή συμφωνία ως προς την περιοχική κάλυψη των ζωνών τους, όπως περιγράφηκε παραπάνω αλλά οι τιμές των αντίστοιχων ζωνών τους είναι διαφορετικές. Ο χάρτης του Σχήματος (14) έχει αρκετά μικρότερες τιμές κι αυτό γιατί πρόκειται για χάρτη στον οποίον οι τιμές που παίρνουμε είναι εξομαλυμένες λόγω του τρόπου με τον οποίο γίνεται η κατασκευή του.

Στο χάρτη του Σχήματος (16) παρουσιάζονται καμπύλες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας με τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια. Η ακτίνα συλλογής δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε αυτή τη φορά είναι τα 50 Km και η κάναβος των σημέιων που χρησιμοποιήθηκε είναι 0.2°×0.2°.



Σχήμα 16. Χάρτης μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) για ακτίνα 50Km με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια.

Στο συγκεκριμένο χάρτη υπάρχουν τρείς κατηγορίες τιμών. Η πρώτη κατηγορία με τις χαμηλότερες τιμές μέχρι και 0.06g που χαρακτηρίζεται και από το γαλάζιο χρώμα καλύπτει τις περισσότερες περιοχές του Ελληνικού χώρου.

Η δεύτερη κατηγορία με τις ενδιάμεσες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης μέχρι 0.24g και με τα κιτρινοπράσινα χρώματα εντοπίζεται στο χώρο νότια της Κρήτης κοντά στα νησιά Ρόδος, Κώς, Σάμος, Χίος, Μυτιλήνη, κοντά στις λίμνες Κορώνεια και Βόλβη, στην περιοχή της Θεσσαλίας κοντά στη Λάρισα, στην περιοχή των Ιωαννίνων, στο θαλάσσιο χώρο και όχι μόνο μεταξύ Στερεάς Ελλάδας και Πελοποννήσου και τέλος στο νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου κοντά στο Μεσσηνιακό κόλπο.

Η τρίτη και τελευταία κατηγορία με τις υψηλότερες τιμές PGA που φτάνουν μέχρι 0.4g εντοπίζεται στα νησιά του Ιονίου (Ζάκυνθος, Κεφαλονιά και Λευκάδα) μέχρι και το θαλάσσιο χώρο της Κέρκυρας και της Ηπειρωτικής Ελλάδας. Επίσης, πολύ υψηλές τιμές εντοπίζονται και στην περιοχή της Χαλκιδικής, ειδικότερα στις αρχές της χερσονήσου του Άθω και στο θαλάσσιο χώρο μεταξύ των νησιών Θάσου και Λήμνου.

Στα Σχήματα (17 και 18) δίνονται οι χάρτες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας για εδάφη ενδιάμεσων συνθηκών για τιμές μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια και με ακτίνα συλλογής δεδομένων 100 και 50 Km, αντίστοιχα, για κάναβο σημέιων 0.2°×0.2°. Οι χάρτες αυτοί έγιναν χρησιμοποιώντας τη σχέση απόσβεσης της ταχύτητας των Margaris et al. (2001).

$$\ln(PGV) = c_0 + c_1 \cdot M + c_2 \ln(R^2 + h_0^2)^{1/2} + c_3 \cdot S \pm c_4$$
(53)

όπου η ποσότητα PGV είναι σε cm/sec, R είναι η υποκεντρική απόσταση σε Km, h₀ είναι το «ενεργό βάθος» δηλαδή το βάθος στο οποίο εκλύεται το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής ενέργειας και έχει τιμή 6 km για υπολογισμούς PGV και οι τιμές των σταθερών είναι $c_0 = -2.08$, $c_1 = 1.13$, $c_2 = -1.11$, $c_3 = 0.29$ ενώ το σφάλμα του ln(PGV) είναι $c_4 = 0.80$. Το S είναι ο δείκτης εδαφικών συνθηκών και οι τιμές που παίρνει είναι 0, 1 και 2 αν πρόκειται για εδάφη χαλαρά, ενδιάμεσων συνθηκών ή σκληρό βράχο αντίστοιχα.

Από το χάρτη του Σχήματος (17) προκύπτει πως οι τιμές των μέγιστων εδαφικών ταχυτήτων για τον Ελληνικό χώρο διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες. Στην πρώτη κατηγορία υπάρχουν οι χαμηλές τιμές μέχρι 0.05 m/sec που εμφανίζονται με πράσινο χρώμα και καλύπτουν σχεδόν ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο στο σύνολό του.

Στη δεύτερη κατηγορία εντάσσονται οι ενδιάμεσες τιμές, 0.05-0.09 m/sec, με πορτοκαλοκίτρινες αποχρώσεις, που εντοπίζονται στο θαλάσσιο χώρο μεταξύ Θάσου και Λήμνου, στο νότιο τμήμα της Στερεάς Ελλάδας και στο βόρειο τμήμα της Πελοποννήσου, στην περιοχή γύρω από το Λακωνικό πέλαγος, στο σύμπλεγμα των νησιών Άνδρος, Τήνος και Σύρος, στην Κρήτη και το θαλάσσιο χώρο νότια αυτής,

στην περιοχή της Ρόδου και κυρίως βορειανατολικά καθώς επίσης και στα παράλια της Μικράς Ασίας από τη Λέσβο μέχρι τη Σάμο.

Στην τρίτη και τελευταία κατηγορία με τις υψηλότερες τιμές PGV, 0.09-0.12 m/sec, εντάσσονται τα νησιά του Ιονίου Ζάκυνθος, Κεφαλονιά, Λευκάδα και ο χώρος λίγο βορειότερα.



Σχήμα 17. Χάρτης μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (Peak Ground Velocity, PGV) για ακτίνα 100Km με 10% πιθανότητα στα 50 χρόνια.

Στο Σχήμα (18) διακρίνονται επίσης τρείς κατηγορίες τιμών μέγιστης εδαφικής ταχύτητας. Η πρώτη κατηγορία με τις χαμηλότερες τιμές μέχρι 0.08 m/sec εμφανίζεται κυρίως στο χώρο του Αιγαίου και κυρίως στο νησιωτικό σύμπλεγμα των Κυκλάδων με εξαίρεση τη Σαντορίνη, η οποία έχει ενδιάμεσες τιμές που εντάσσονται στη δεύτερη κατηγορία. Σε αυτήν την κατηγορία, τη δεύτερη με τιμές 0.1-0.22 m/sec, εντάσσεται και ολόκληρη σχεδόν η Ελλάδα. Η τρίτη κατηγορία με τις μέγιστες τιμές, 024-0.34 m/sec, εντοπίζεται στα νησιά Ζάκυνθος, Κεφαλλονιά, Λευκάδα, στις

νοτιοδυτικές ακτές της Πελοποννήσου, κοντά στα Κύθηρα, στην περιοχή νοτιοδυτικά της Ρόδου, στο νησιωτικό σύμπλεγμα των βόρειων Σποράδων και στη χερσόνησο του Άθω.



Σχήμα 18. Χάρτης μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (Peak Ground Velocity, PGV) για ακτίνα 50Km με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια.

3.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το θέμα αυτής της διατριβής ειδίκευσης είναι η εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας στις σεισμογενετικές ζώνες της Ελλάδας και των γύρω περιοχών με την τροποποιημένη μέθοδο Bayes.

Η όλη μελέτη έγινε σε δύο διαδοχικά στάδια. Στο πρώτο στάδιο υπολογίστηκαν οι παράμετροι σεισμικότητας δηλαδή ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ, η παράμετρος b των Gutenberg-Richter (από την κλασσική σχέση logN=α-bM) και το μέγιστο μέγεθος m_{max} της περιοχής.

Για τον υπολογισμό αυτών των παραμέτρων έγινε αρχικά ο καθορισμός των σεισμικών ζωνών (Papazachos et al., 2000) στις οποίες εντάσσεται η κάθε πόλη μελέτης. Με βάση αυτόν τον καθορισμό, επιλέχθηκε το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος m_{max}^{obs} για την κάθε περιοχή και για αυτό το μέγεθος με βάση τη σχέση (12) υπολογίστηκε το μήκος ρήγματος, L(Km), που αντιστοιχούσε σε έναν τέτοιου μεγέθους σεισμό. Στη συνέγεια, αυτό το μήκος, L, γρησιμοποιήθηκε ως ακτίνα κύκλου με κέντρο την κάθε πόλη που οριοθέτησε το χώρο από τον οποίο έγινε η συλλογή δεδομένων για τη συγκρότηση των σεισμικών καταλόγων της κάθε περιοχής. Όλοι οι σεισμικοί κατάλογοι που προέκυψαν με αυτόν τον τρόπο χωρίστηκαν σε επιμέρους υποκαταλόγους με βάση τις πληρότητες του Πίνακα (1). Ένα ακόμα στοιχείο που χρησιμοποιήθηκε ως δεδομένο είναι οι τιμές της παραμέτρου b (από τη σχέση των Gutenberg-Richter, 1944) όπως αυτές έχουν υπολογιστεί για τον Ελληνικό χώρο από τους Hatzidimitriou et al. (1994) και Papazachos (1999). Όλα αυτά τα στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν και ύστερα από στατιστικές επεξεργασίες με χρήση συναρτήσεων μέγιστης πιθανοφάνειας αλλά και της τροποποιημένης μεθόδου Bayes έδωσαν τις παραμέτρους σεισμικότητας της κάθε περιοχής.

Από τις παραμέτρους αυτές ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ και το μέγιστο μέγεθος m_{max} της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς του δεύτερου σταδίου δηλαδή στους υπολογισμούς των παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας, συνεπώς της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (Peak Ground Acceleration, PGA) και της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (Peak Ground Velocity, PGV) για περιόδους επανάληψης 10, 20, 50, 100, 200, 476, 952 έτη. Σε αυτό το στάδιο χρησιμοποιώντας τη σχέση απόσβεσης των επιφανειακών σεισμών των Margaris et al., (2001) και με

χρήση συναρτήσεων μέγιστης πιθανοφάνειας αλλά και της τροποποιημένης μεθόδου Bayes, κατ΄ αντιστοιχία με το πρώτο στάδιο, έγινε ο υπολογισμών των τιμών PGA και PGV για τις περιόδους επανάληψης που ανέφερα παραπάνω (πίνακας 3 κ 4).

Τα αποτελέσματα του PGA και PGV συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα που προέκυψαν για ίδιες περιόδους επανάληψης χρησιμοποιώντας τη μεθοδολογία των Cornell(1968)-McGuire(1976) και τελικά διαπιστώθηκε πως υπάρχει πολύ καλη συμφωνία μεταξύ των δύο μεθοδολογιών στις περισσότερες από τις πόλεις μελέτης. Η πολύ καλή συμφωνία διαπιστώνεται και από τα διαγράμματα διαφορών στις τιμές PGA και PGV που υπολογίστηκαν με τις δύο μεθοδολογίες (σχήματα 8_α,8_β κ 9_α,9_β) όπου οι διαφορές είναι πολύ μικρές με τις τιμές της παρούσας εργασίας να είναι συστηματικά μεγαλύτερες. Τα αποτελέσματα παρουσιάστηκαν επίσης, σε συγκριτικές γραφικές παραστάσεις (Παράρτημα A και B) από όπου διαπιστώθηκε πως οι τιμές του PGV είναι σε γενικές γραμμές πιο σταθερές από τις τιμές του PGA και συμφωνούν καλύτερα στις συγκρίσεις σε όλες σχεδόν τις πόλεις μελέτης.

Τα αποτελέσματα PGA και PGV για περιόδους επανάληψης 50 και 476 έτη παρουσιάστηκαν και σε χάρτες (σχήματα 10, 11, 12 κ 13) όπου φαίνεται πως περιγράφουν αρκετά καλά τη σεισμικότητα της Ελλάδας εντοπίζοντας τις ζώνες με τις μέγιστες, ενδιάμεσες και χαμηλές τιμές. Τα αποτελέσματα αυτά συγκρίθηκαν τόσο με τις τιμές του Νέου Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού (Ν.Ε.Α.Κ., 2002) όσο και με τις τιμές των Makropoulos and Burton (1985) και διαπιστώθηκε πως υπάρχει ικανοποιητική συμφωνία.

Εκτός από αυτούς τους χάρτες κατασκευάστηκαν και χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας ίσων τιμών PGA και PGV (σχήματα 14, 16, 17 κ 18) με 10% πιθανότητα υπέρβαση στα 50 χρόνια και με ακτίνες 100 και 50 Km αντίστοιχα. Ύστερα από συγκρισή τους τόσο με το χάρτη του Ν.Ε.Α.Κ. (2002) προκύπτει πως και αυτοί περιγράφουν πολύ καλά την σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου.

Παρόλα αυτά τα θετικά συμπεράσματα θα πρέπει να αναφέρουμε πως διαπιστώθηκαν και ορισμένα μειονεκτήματα της μεθοδολογίας. Έτσι, η μεθοδολογία των Kijko and Graham (1998, 1999) δεν έχει την δυνατότητα συνδυασμού αποτελεσμάτων από επιφανειακούς σεισμούς με αυτά από σεισμούς ενδιάμεσου βάθους. Επίσης, διαπιστώθηκε πως τα αποτελέσματά της είναι ευαίσθητα στην ύπαρξη μεμονωμένων σεισμών μεγάλων μεγεθών συνήθως από τους ιστορικούς χρόνους. Τέλος, θα πρέπει να τονίσουμε πως παρά την ύπαρξη αυτών των μειονεκτημάτων η μεθοδολογία έδωσε σε γενικές γραμμές πολύ καλά αποτελέσματα με συνέπεια να μπορεί να θεωρηθεί πως και αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των παραμέτρων της εδαφικής κίνησης PGA και PGV για τον Ελληνικό χώρο.

ПАРАРТНМА А:

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΡGΑ

Ακολουθούν συγκριτικές γραφικές παραστάσεις των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) σε διάφορες περιόδους επανάληψης για όλες τις πόλεις που μελετήθηκαν, όπως υπολογίστηκαν τόσο με την μεθοδολογία των Kijko and Graham(1999) όσο και με την μεθοδολογία του McGuire(1976).
















ПАРАРТНМА В:

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ PGV

Ακολουθούν συγκριτικές γραφικές παραστάσεις των τιμών της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) σε διάφορες περιόδους επανάληψης για όλες τις πόλεις που μελετήθηκαν, όπως υπολογίστηκαν τόσο με την μεθοδολογία των Kijko and Graham(1999) όσο και με την μεθοδολογία του McGuire(1976).















700 800 900 1000

0

Ð



<u>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</u>

- Aki, K., Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula log $N = \alpha bM$ and its Confidence Limits, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo 43, 237-239, 1965.
- Aki, K., Seismicity and Seismological Method, Tectonophysics 6, 41-58, 1968.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Isherwood, W., Gordon, D., Reagon, G., and Howard, C., *Seismic risk evaluation of the Balkan region*, Proc. Sem. Seismic Zoning Maps, UNESKO, Skopje 2, 1772-240, 1976.
- Ambraseys, N.N., and Jackson, J.A., *Seismicity and associated strain of central Greece between 1980 and 1988*, Geophys. J. Int. 101, 663-709, 1990.
- Bakun, W.H., and McEvilly, T.W., *Recurrence Models and Parkfield*, *California Eartquakes*, J. Geophys. Res. 89(B5), 3051-3058, 1984.
- Benjamin, J.R., *Probabilistic Models for Seismic Force Design*, J. Struct. Div., ASCE, 94(ST5), 1175-1196, 1968.
- Billiris, K., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parson, B., Cross,
 P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J., and
 Ambraseys, N., *Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece* from 1900 to 1988, Nature 350, 124-129, 1991.
- Bottari, A., and Neri, G., Some Statistical Properties of a Sequence of Historical Calabro-Per-oritan Eartquakes, J. Geophys. Res. 88(B2), 1209-1212, 1983.
- Burton, P.W., Seismic Risk in Southern Europe through to India Examined Using Gumbel's Third Distribution of Extreme Values, Geophys. J. 59, 249-280, 1979.
- Càceres, D., and Kulhànek, O., *Seismic hazard of Hoduras*, Natural Hazards 22, 49-69, 2000.
- Campbell, K.W., Bayesian Analysis of Extreme Earthquake Occurrences. Part I. Probabilistic Hazard Model, Bull. Seismolog. Soc. Am. 72, No. 5, 1689-1705, October 1982.
- Campbell, K.W., Bayesian Analysis of Extreme Earthquake Occurrences. Part II. Application to the San Jacinto Fault Zone of Southern California, Bull. Seismolog. Soc. Am. 73, No. 4, 1099-1115, August 1983.
- Chu, I.H., Zimmer, W.J., and Yao, J.T.P., *Likelihood of Strong Motion Earthquakes*, Bureau of Engineering Research, University of New Mexico, Technical Report CE 27(71), 1971.

- Cornell, C.A., *Engineering Seismic Risk Analysis*, Bull. Seism. Soc. Am. 58, 1503-1606, 1968.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ., Οι βλαβεροί σεισμοί και το σεισμικό δυναμικό της Ελλάδας, Ann. Geol. Pays. Hellen., 2, 647-720, 1981.
- Γαλάνης, Ο., Πιθανολογικός Προσδιορισμός της Σεισμικής Επικινδυνότητας των Περιοχών του Μεζικού της Κεντρικής και της Νότιας Αμερικής με την Μέθοδο Bayes, Διατριβή Ειδίκευσης, Εργ. Γεωφυσικής Α.Π.Θ., 99 σελ., 2000.
- Ekstrom, G., and England, P., Seismic Strain Rates in Regions of Distributed Continental Deformation, J. Geophys. Res., 94, 10231-10257, 1989.
- Esteva, L., *Seismicity Prediction: A Bayesian approach*, Proceedings of the Fourth world Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, vol. 1, sect. A-1. 172-184pp., 1969.
- Fedotov, S.A., On the Seismic Cycle, the Possibilities for Quantitative Seismic Zoning and Long-range Seismic Prediction, In Seismic Zoning in the USSR, 121-150, Nauka, Moscow 1968.
- Ferraes, S.G., The Bayesian Probabilistic Prediction of Strong Earthquakes in the Hellenic Arc, Tectonophysics 11, (3-4), 339-354pp., 1985.
- Ferraes, S.G., Bayes Theorem and the Probabilistic Prediction of the Inter-arrival Times from Strong Earthquakes Felt in Mexico City, J. Phys. Earth. 34, 71-83, 1986.
- Frankel, A., *Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States*, Seismological Research Letters 66, 8-21,1995.
- Galanopoulos, A.G., A Catalogue of Shocks with $I_o \ge VI$ or $M \ge 5$ for the Years 1801-1958, Athens, 119pp., 1960.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., and Haines, J., *The Continuity of Active Fault Systems in Greece*, Geophys. J. Int. 148, 596-618, 2002.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., *Frequency of Earthquakes in California*, Bull. Seism. Soc. Am. 34, 185-188, 1944.
- Hamdache, M., and Retief, S. J. P., Site Specific Hazard Estimation in the Main Seismogenic Zones of North Algeria, Pure appl. Geophys. 158, 1677-1690, 2001.
- Χατζηδημητρίου, Π.Μ., Σεισμογόνοι Χώροι και Σεισμικές Πηγές στο Χώρο του Αιγαίου και τις Γύρω Περιοχές, Διδακτορική διατριβή Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 162 σελ., 1984.

- Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M., and Papazachos, B.C., The Seismic Parameter b of the Frequency-Magnitude Relation and its Association with the Geological Zones in the Area of Greece, Tectonophysics 120, 141-151, 1985.
- Hatzidimitriou, P.M., Papazachos, B.C. and Karakaisis, G.F., *Quantitative Seismicity* of the Aegean and Surrounding Area, XXIV General Assembly of E.S.C., Athens, 19-24 September 1994, 1, 155-164, 1994.
- Ishimoto and Iidia, Observations sur les seisms enregistre par le microseismograph construitedernierment (I), Bull. Earth. Res. Inst. 17, 443-478,1939.
- Jackson, J., and McKenzie, D., *The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East*, Geophys. J. 93, 45-73, 1988a.
- Jackson, J., and McKenzie, D. Rates of Active Deformation in the Aegean Sea and Surrounding Regions, Basin Res. 1, 121-128, 1988b.
- Θεοδουλίδης, Ν.Π., Συμβολή στη Μελέτη της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης στον Ελληνικό Χώρο, Διδακτ. Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.???, 1991.
- Kaila, K.L., and Narain, H., A New Approach for Preparation of Quantitative Seismicity Maps as applied to Alpide Belt – Sunda arc and Adjoint areas, Bull. Seism. Soc. Am. 61, 1275-1291, 1971.
- Kanamori, H., The Nature of Seismicity Patterns Before Large Earthquakes, In Eartquake Prediction, An International Review (eds. Simpson, D.W., and Richards, P.G.) (American Geophysical Union, Washington, D.C.), 1-19, 1981.
- Kàrnìk, V., *Seismicity of the European Area. Part II*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, 218pp, 1971.
- Kastens, K.A., Gilbert, L.E., Hurst, K.J., Veis, G., Paradissis, D., Billiris, H., Schluter, W., and Seeger, H., GPS Evidence for Arc-parallel Extension Along the Hellinic Arc, Greece, Tectonophysics, 1996.(submmited)
- Kijko, A., A Modified Form of the First Gumbel Distribution: Model for the Occurrence of Large Earthquakes, Part II: Estimation of Parameters, Acta Geophys. Pol. 31, 27-39, 1983.
- Kijko, A., Maximum Likelihood Estimation of Gutenberg-Richter b Parameter for Uncertain Magnitude Values, Pure appl. Geophys. 127, 573-579, 1983.
- Kijko, A., *Statistical Estimation of Maximum Earthquake Magnitude*, Council for Geoscience, Geological Survey, Pretoria, Report no. 1997-0245, 52pp, 1997.

- Kijko, A., and Dessokey, M.M., *Application of Extreme Magnitude Distribution to Incomplete Earthquake Files*, Bull. Seismol. Soc. Am. 77, 1429-1436, 1987.
- Kijko, A., and Sellevoll, M. A., Estimation of Eartquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files, Part I, Utilization of Extreme and Complete Catalogues with Different Threshold Magnitudes, Bull. Seismol. Soc. Am. 79, 645-654, 1989.
- Kijko, A., and Sellevoll, M.A., Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files, Part II, Incorporation of Magnitude heterogeneity, Bull. Seismol. Soc. Am. 82, 120-134, 1992.
- Kijko, A., and Graham, G., Parametric-Historic Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Part I: Estimation of Maximum Regional Magnitude m_{max}, Pure appl. Geophys. 152, 413-442, 1998.
- Kijko, A., and Graham, G., "Parametric-Historic" Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Part II: Assessment of Seismic Hazard at Specified Site, Pure appl. Geophys. 154, 1-22, 1999.
- Knopoff, L., and Kagan, Y.Y., Analysis of the Extremes as Applied to Earthquake Problems, J. Geophys. Res. 82, 5647-5657, 1977.
- Κόραβος, Γ.Χ., Μελέτη της Σεισμικότητας των Σεισμογενών Περιοχών της Περιειρηνικής Ζώνης και Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας σε Μεγάλες Πόλεις, Διατριβή Ειδίκευσης, Εργ. Γεωφυσικής Α.Π.Θ., 208 σελ., 2000.
- Κουτράκης, Σ.Ι., Μελέτη της Διάρκειας της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης στον Ελληνικό Χώρο, Διατριβή Ειδίκευσης. Εργ. Γεωφυσικής Α.Π.Θ., 99 σελ., 2000.
- LePichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R. and Veis, G. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, J. Geophys. Res. 100, 12675-12690, 1995.
- Lindholm, C.D., Havskov, J. and Sellevoll, M.A., Periodicity in the Seismicity; Examination of four Catalogues, (manuscript), 1990.
- Lomnitz, C., An Earthquake Risk Map of Chile, Proceedings of the Fourth world conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, vol. 1, sect. A-1, 161-171pp., 1969.
- Lomnitz, C., *Global Tectonics and Eartquake Risk*, Elsevier Scientific Publishing Company, 320pp., 1974.

- Maggi, A., Jackson, J.A., MacKenzie, D.F., and Priestley, K., *Earthquake Focal Depths, Effective Elastic Thickness and the Strength of the Continental Lithosphere*, Geology 28, 495-498, 2000a.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., and Baker, C., A Re-assessment of Focal Depth Distributions in Southern Iran, the Tien Shan and Northern India: Do Eartquakes really occur in the continental mantle?, Geophys. J. Int. 143, 629-661, 2000b.
- Makropoulos, K.C., *The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity*, Ph.D. thesis, Univ. of Edinburgh, 193pp, 1978.
- Makropoulos, K.C., and Burton, P.W., Seismic Hazard in Greece. I. Magnitude Recurrence, Tectonophysics 117, 205-257, 1985a.
- Makropoulos, K.C., and Burton, P.W., Seismic Hazard in Greece. II. Ground Acceleration, Tectonophysics 117, 259-294, 1985b.
- Makropoulos, K., Stavrakakis, G., Latoussakis, J., Drakopoulos, J., Seismic Zoning Studies in the Area of Greece Based on the Most Perceptible Earthquake Magnitude, Geofizika 5, 37-48, 1988.
- Mantyniemi, P., Marza, V.I., Kijko, A., and Retief, P., *A New Probabilistic Seismic Hazard Analysis for the Vrancea (Romania) Seismogenic Zone*, submitted 2001.
- Margaris, V., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch.A., Theodulidis, N., Kalogeras, I.,
 & Skarlatoudis, A., *Empirical Attenuation Relations for the Strong Ground Motion Parameters of Shallow Earthquakes in Greece*, Proc. 2nd Congr. On Engineering Seismology and Earthquake Engineering, 28-30 Nov., Thessaloniki, Greece, Technical Chamber of Greece, 2001.
- McGuire, R.K., Computations of Seismic Hazard, Annali Di Geofisica 36, 181-200, 1993.
- McGuire, R.K., *FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis*, U.S. Geol. Surv., Open file rep. No 76-67, pp 1-69, 1976.
- McGuire, R.K., and Barnhard, T.P., *Effects of Temporal Variations in Seismicity on Seismic Hazard*, Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 321-334, 1981.
- Mortgat, C.P., and Shah, H.C., *A Bayesian Model for Seismic Hazard Mapping*, Bull. Seism. Soc. Am. 69, No. 4, 1237-1251, August 1979.
- Μουντράκης, Δ.Μ., Γεωλογία της Ελλάδος, Univ. Studio Press, Θεσσαλονίκη, 207 σελ., 1985.

- Oral, M.B., Global Positioning System (GPS) Measurements on Turkey (1988-1992): Kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone, Dissertaion for the Degree of Doctor of Philosophy in Geophysics, Massachusetts Institute of Technology, 344pp., 1994.
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksoz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kiniki, J., and Lenk, D., Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean, EOS 76, 9-11, 1995.
- Page, R., *Aftershocks and Microaftershocks*, Bull. Seismol. Soc. Am. 58, 1131-1168, 1968.
- Papadopoulos, G.A., and Voidomatis, Ph., *Evidence for Periodic Seismicity in the Inner Aegean Seismic Zone*, Pure appl. Geophys. 115, 375-385, 1987.
- Παπαϊωάννου, Χρ.Α., Απόσβεση των Σεισμικών Εντάσεων και Σεισμική Επικινδυνότητα στον Ελληνικό Χώρο, Διδακτ. Διατριβή, Εργ. Γεωφυσικής Α.Π.Θ., 200 σελ., 1984.
- Παπαϊωάννου, Χρ.Α., Χατζηδημητρίου, Π.Μ., Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. και Παπαζάχος, Β.Κ., Εφαρμογή διαφόρων μεθόδων για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε μεγάλες πόλεις του Ελληνικού χώρου, Πρακτ. Συν. Σεισμοί και Κατασκευές, ΣΠΜΕ, Αθήνα, 1, 251-261, 1984.
- Papaioannou, Ch. A., Hatzidimitriou, P.M., Papazachos, B. C., and Theodoulidis, N.P., Seismic hazard assessment of the southern Balkan region based on seismic sources, Proc, 3rd Int. Symp. Analysis of seismicityand seismic risk, Liblice-CHECHOSLOVAKIA, 394-400, 1985.
- Papaioannou, Ch. A., and Papazachos, B. C., *Time-Independent and Time-Dependent Seismic Hazard in Greece Based on Seismogenic Sources*, Bull. Seism. Soc. Am. 90, 1, pp. 22-33, 2000.
- Papazachos, B.C., Seismicity Rates and Long-term Prediction in the Aegean Area, Quat. Geod. 3, 171-190. 1980.
- Papazachos, B.C., *Seismicity of the Aegean and Surrounding Area*, Tectonophysics 178, 287-308, 1990.
- Παπαζάχος, Β., Εισαγωγή στη σεισμολογία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 382 σελ., 1993.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M., and Theodoulidis, N.P., *Regionalization of Seismic Hazard in Greece*, Proc. 12th Reg. Sem. On Earthq. Eng. EAEE-EPPO, Halkidiki-Greece, 12pp., 1985.

- Papazachos, B.C., Koutitas, Ch., Hatzidimitriou, P.M., Karacostas, B.G., and Papaioannou, Ch.A., Source and Short-distance Propagation of the July 9, 1956, Southern Aegean Tsunami, Marine Geology 65, 343-351, 1985.
- Παπαζάχος, Β., Κυρατζή, Α., Παπαϊωάννου, Χ., & Θεοδουλίδης, Ν., Σύγχρονη Μεθοδολογία Αντιμετώπισης του Σεισμικού Κινδύνου με Αζιοποίηση Σεισμοτεκτονικών Δεδομένων και Δυνατότητες Εφαρμογής στην Ελλάδα, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., ΧΙΧ, σελ. 347-363, 1987.
- Papazachos, B.C. and Papaioannou, Ch.A., A Time and Magnitude Prediction in the Aegean Area, Proc. 2nd Congress of the Hellinic Geophysical Union, Florina, Greece, May 5-9, 1993, 1, 39-60, 1993.
- Papazachos, B.C. and Papaioannou, Ch.A., Seismic Hazard in Greece Based on New Seismotectonic Data, IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-29 August, 1997.
- Papazachos, B.C., and Papazachou, C.B., *The earthquakes of Greece*, Ziti Publ., Thessaloniki, 304pp., 1997.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Scordilis, E.M., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch.A., and Karakaisis, G.F. A catalog for the Aegean and Surrounding Area for the Time Period 550BC-1997, Thessaloniki, 1998.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A. and Papadimitriou, E. *Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area*, Pure Appl. Geophys. 136, 405-420, 1991.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A. and Papazachos, C.B. *The Stress Field in the Aegean Area as Deduced from Fault Plane Solutions of Shallow Earthquakes*, IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-29 August 1997, 1997.
- Papazachos, C.B., An Alternative Method for Reliable Estimation of Seismicity with an Application in Greece and the Surrounding Area, Bull. Seismol. Soc. Am. 89, 111-119, 1999.
- Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A., A Formulation for Reliable Estimation of Active Crustal Deformation and an Application to Central Greece. Geophys. J. Int. 111, 424-432, 1992.
- Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A., A Detailed Study of the Active Crustal Deformation in the Aegean and Surrounding Area, Tectonophysics 253, 129-153, 1996.

- Papazachos, C.B., and Papaioannou, Ch.A., *The Macroseismic Field of the Balkan Area*, Journal of Seismology 1, 181-201, 1997.
- Παπούλια, Ι.Ε., Στατιστικά και σεισμοτεκτονικά μοντέλα εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου με τη μακροσεισμική ένταση, Διδακτ. Διατριβή Πανεπ. Αθηνών, 266 σελ., 1988.
- Papoulia, J., and Stavrakakis, G.N., Seismic anisotropy and hazard assessment, Abstr. Vol., XXI Gen. Ass. ESC, Sofia, 84, 1988.
- Papoulia, J., and Slejko, D., *Cautious neotectonic hypothesis for assessing the seismic hazard in NE Italy*, Natural Hazards, 5,249-268, 1992.
- Papoulia, J., and Slejko, D., Hazard assessment of two Greek regions with different seismotectonic knowledge, 11 Conv. Ann. Del. Gruppo Naz. Geof. della Terra Solida, 7-18, 1993a.
- Papoulia, J., and Slejko, D., *Seismic hazard assessment based on observed macroseismic intensities*, Proc. 2nd ESC Intl. Conf. on statistical Methods in Seismology, 1993b.
- Papoulia, J., and Slejko, D., Seismic hazard assessment in the Ionian Islands based on observed macroseismic intensities, Natural Hazards, 14, 179-187, 1997.
- Papoulia, J., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K., Seismic Intensity Hazard Assessment of the city of Patras, Greece, Proc. of the 3rd Inter. Symp. on Analysis of Seism. and Seismic Risk, 2, 412-423, 1985.
- Papoulia, J., Stavrakakis, G. and Kavadas, S., A linear and bayessian source model for seismic hazard estimation along subduction zones, Spec. Publ. Bull. Geol. Soc. Gr., No:6 Symp. on: Seismicity of the Carpatho-Balkan Region, 186-192, 1996.
- Papoulia, J., Lykousis, V. and Sakelariou, D., *Neotectonic activity and seismic hazard in Central Greece*, Boll. Geof. Teor. Apll. (in press), 1998.
- Papoulia, J., Stavrakakis, G. and Papanikolaou, D., Bayesian Estimation of Strong Earthquakes in the Inner Messiniakos Fault Zone, Southern Greece, Based on Seismological and Geological Data, Journal of Seismol. 5, 233-242, 2001.
- Reiter, L., *Eartquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia Univ. Press, New York, N.Y., pp 1-254, 1990.
- Richter, C.F., *Elementary Seismology* (Freeman, San Francisco), 1958.
- Shebalin, N.V., *Atlas of isoseismal maps*, Part III of the catalogue, UNESCO Scopje, 1974.

- Shebalin, N.V., Reisner, G.I., Drumea, A.V., Aptekman, J.Y., Stepaneks, V.N. and Zacharova, A.J., *Earthquake origin zones and distribution of maximum expected seismic intensity for the Balkan region*, Proc. of the Sem. On seismic zoning maps, UNESCO Skopje, II, 68-171, 1976.
- Shedlock, K.M., Status of Seismic Hazard Assessment Around the Globe: North and South America, XXXVI, N. 3-4, pp 103-129, 1993.
- Shibutani, T., and Oike, K., On Features if Spatial and Temporal Variations of Seismicity before and after Moderate Earthquakes, J. Phys. Earth 37, 201-224, 1989.
- Shimshoni, M., Possible Periodicities of the Annually Released Global Seismic Energy ($M \ge 7.9$) during the Period 1898-1971-Discussion, Tectonophysics 107, 173-176.
- Smith, D.E., Kolenkiewicz, R., Robbins, J.W., Dumn, P.J. and Torrence, M.H., Horizontal Crustal Motion in the Central and Eastern Mediterranean Inferred from Satellite Laser Ranging Measurements, Geophys. Res. Lett. 21, 1979-1982, 1994.
- Sokolov, V., "Site & Region-specific" Response Spectra: a Probabilistic Approach, 9th July Conf. on Soil Dynamics and Earth Eng., 1999.
- Stacey, F.D., *Physics of the Earth*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 4141pp., 1969.
- Σταυρακάκης, Γ.Ν., Συμβολή της στατιστικής Bayes στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης και προσομοίωση των αναμενόμενων ισχυρών εδαφικών κινήσεων, Διδακτ. Διατριβή, Παν. Αθήνας, 294 σελ., 1985.
- Stavrakakis, G.N., Drakopoulos, J. and Papoulia, J., A fault rupture model for seismic hazard analysis in the Gulf of Corinth, Central Greece, Proc. Intern. Symp. on: Engineer. Geol. Probl. In Seismic Areas, Bari-ITALY, 167-176, 1986a.
- Stavrakakis, G.N., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K., A model for seismic hazard assessment in southwestern Peloponessus and synthesized ground motions for city of Kalamata, Ann. Geol. Pays Hell., 233-249, 1986b.
- Stavrakakis, G.N., and Tselentis, G.A., Bayesian Probabilistic Prediction of Strong Earthquakes in the Main Seismogenic Zones of Greece, Bull. Geof Tor. Appl. 29, 51-63, 1987.

- Stavrakakis, G.N. and Drakopoulos, J., *A Bayesian model for seismic hazard mapping in Greece*, Proc, 1st Int. Conf. on Earthquake Eng., 1991.
- Stiros, S.C., Kinematics and Deformation of Central and Southwestern Greece from Historical Trianulation Data and Implications for the Active Tectonics of Aegean, Tectonophysics 220, 283-300, 1993.
- Straub, Ch., Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, Inferred from GPS Measurements, Dissertation for the Degree of Doctor of Technical Sciences, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 120pp., 1996.
- Straub, C., Kahle, H.G., and Schindler, C., GPS and Geologic Estimates of the Tectonic Activity in the Marmara Sea Region, NW Anatolia, J. Geophys. Res., 102, 27587, 1994.
- Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R., Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench Near Crete, Geophys. J. Int. 102, 695-731, 1990.
- Tinti, S., and Mulargia, F., Effects of Magnitude Uncertainties in the Gutenberg-Richter Frequency-Magnitude Law, Bull. Seismol. Soc. Am. 75, 1681-1697, 1985a.
- Tinti, S., and Mulargia, F., Application of the Extreme Value Approaches to the Apparent Magnitude Distribution of the Earthquakes, Pure appl. Geophys. 123, 199-220, 1985b.
- Tselentis, G., and Makropoulos, C., Rates of Crustal Deformation in the Gulf of Corinth (Central Greece) as Determined from Seismicity, Tectonophysics 124, 55-66, 1986.
- Tsapanos, T.M., Evaluation of the Seismic Hazard Parameters for Selected Regions of the World: the Maximum Reginal Magnitude, Annali Di Geofisica 44, N. 1, pp 69-79, 2001a.
- Tsapanos, T.M., Earthquake Hazard Parameters Estimated in Crete Island and the Adjacent Area, Pure appl. Geophys. 158, 1691-1718, 2001b.
- Tsapanos, T.M., A Seismic Hazard Scenario for the Main Cities of Crete Island, Greece, Geophys. J. Int. 153, 403-408, 2003.
- Veneziano, D., Cornell, C.A., and O'Hara, T., *Historic Method for Seismic Hazard Analysis*, Elect. Power Res. Inst., Report, NP-3438, Palo Alto, 1984.

- Vere-Jones, D., and Davis, R.B., A Statistical Survey of Earthquakes in the Main Seismic Region of New Zealand, 2, Time Series analysis, N.Z. J. Geol. Geophys. 9, 251-284, 1966.
- Weichert, D.H., Estimation of Earthquake RecurrenceParameters for Unequal Observational Periods for Different Magnitudes, Bull. Seismol. Soc. Am. 87, 1337-1346, 1980.
- Weichert, D.H., and Milne, W.G., On Canadian Methodologies of Probabilistic Seismic Risk Estimation, Bull. Seism. Soc. Am. 69, 1549-1566, 1979.
- Yegulalp, T.M., and Kuo, J.T., *Statistical Prediction of Occurrence of Maximum Magnitude Earthquakes*, Bull. Seismol. Soc. Am. 64, 393-414, 1974.
- Ζαχαροπούλου, Χ., Στατιστική Μέθοδοι-Εφαρμογές (Τόμος Α), Εκδ. Ζυγός, 772 σελ., 2001.