

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΑΙΣΘΗΤΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟ
ΑΜΕΡΙΚΗ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:
Θ. Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΟΝΟΜΑΤΕΠΩΝΥΜΑ ΦΟΙΤΗΤΩΝ:

ΔΟΥΝΟΥ ΑΓΑΠΗ
ΤΖΙΟΥΚΑ ΕΛΙΣΑΒΕΤ-ΔΙΟΝΥΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΑΙΣΘΗΤΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟ
ΑΜΕΡΙΚΗ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝΤΕΣ:

Θ. Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ

Γ. Χ. ΚΟΡΑΒΟΣ

ΟΝΟΜΑΤΕΠΩΝΥΜΑ ΦΟΙΤΗΤΩΝ:

ΔΟΥΝΟΥ ΑΓΑΠΗ

ΤΖΙΟΥΚΑ ΕΛΙΣΑΒΕΤ-ΔΙΟΝΥΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	I
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο : ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 Βασικές έννοιες και ορισμοί	3
1.2 Απόψεις περι σεισμοτεκτονικής	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο : ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ	8
2.1 Γενικά	8
2.2 Δεδομένα παρατήρησης, ακρίβεια, πληρότητα και ομοιογένειά τους	8
2.3 Πληροφορίες για το σεισμοτεκτονικό πεδίο	11
2.4 Σεισμικές ζώνες	19
2.5 Έλεγχος πληρότητας δεδομένων	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο : ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΑΙΣΘΗΤΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	27
3.1 Εκτίμηση της αισθητότητας των σεισμών	27
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	34

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Σε αυτή την εργασία εκτιμάται η αισθητότητα των σεισμών της Νοτίου Αμερικής. Η περιοχή χωρίζεται σε ζώνες για την καλύτερη και πληρέστερη μελέτη αυτής. Γίνεται έλεγχος της πληρότητας των δεδομένων παρατήρησης κάθε ζώνης, με δύο μεθόδους για τον καλύτερο δυνατό προσδιορισμό της.

Για την διεκπεραίωση αυτής της εργασίας ευχαριστούμε θερμά τον κ. Κόραβο Γεώργιο, πολύτιμο συνεργάτη, καθώς και τον κ. Τσάπανο Θεόδωρο, καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας, που καθοδήγησε τα βήματά μας καθ' όλη τη διάρκειά της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Βασικές έννοιες και ορισμοί

Είναι γεγονός ότι για την έννοια σεισμικότητα, αν και είναι ήδη χρησιμοποιημένη από πολλούς επιστήμονες, δεν υπάρχει πλήρης ορισμός της μέχρι σήμερα. Ωστόσο, ο όρος σεισμικότητα μπορεί να θεωρηθεί σαν μια αύξουσα συνάρτηση τόσο των μεγεθών, όσο και της συχνότητας των σεισμών, που γίνονται σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος (Παπαζάχος, 1993).

Ανάμεσα στις ποσότητες που εξαρτώνται από τα μεγέθη και τη συχνότητα και για αυτό το λόγο μπορούν να θεωρηθούν σαν μέτρα σεισμικότητας, είναι, ο ετήσιος αριθμός των σεισμών $N(M)$ που έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο, η μέση περίοδος επανάληψης του σεισμού $T(M)$, το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος $M_{\max}^{obs}$ ο ρυθμός σεισμικής δραστηριότητας r , κ.λ.π. Σύμφωνα με ορισμένες έρευνες η σεισμικότητα μιας περιοχής εξαρτάται και από το διάστημα των μεγεθών για το οποίο αυτή εξετάζεται (Papazachos, 1974a).

Στα παραπάνω αναφερόμενα μέτρα σεισμικότητας βασίστηκαν οι έννοιες της ποιοτικής αλλά κυρίως της ποσοτικής σεισμικότητας. Με την έννοια της ποιοτικής αντίληψης της σεισμικότητας καταλαβαίνουμε ότι πρόκειται για κατασκευή χαρτών που παριστάνουν την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών. Είναι δυνατόν, με τη χρήση συμβόλων οι χάρτες αυτοί να παρέχουν πληροφορίες τόσο για τα μεγέθη των σεισμών, όσο και για την κατακόρυφη κατανομή των εστιών.

Ο καθορισμός της έννοιας του μεγέθους των σεισμών, η εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων της στατιστικής και η ευρεία πλέον χρήση των ηλεκτρονικών υπολογιστών, έδωσε την δυνατότητα υπολογισμού της ποσοτικής εκτίμησης της σεισμικότητας. Το βασικό πλεονέκτημα της ποσοτικής μελέτης είναι το γεγονός ότι επιτρέπει τη σύγκριση της σεισμικότητας μιας περιοχής για διάφορα χρονικά διαστήματα ή τη σύγκριση της σεισμικότητας διαφόρων περιοχών για το ίδιο χρονικό διάστημα.

Σύμφωνα με τον Bath (1953) : «ως σεισμικότητα ορίζεται η ολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται ανά μονάδα επιφανείας και ανά μονάδα χρόνου».

Το συγκεκριμένο μέτρο σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκε πολύ αργότερα για την μελέτη διαφόρων περιοχών της Γης (Lomnitz, 1974).

Από τη μελέτη της σχέσης κατανομής των μεγεθών Gutenberg and Richter (1944),

$$\log N = a_k - b M \quad (1.1)$$

ο Riznichenko (1959) καθόρισε το επίπεδο σεισμικότητας μιας περιοχής με μια ποσότητα ισοδύναμη με την παράμετρο a_k . Στην παραπάνω αρχή βασίστηκαν οι Σοβιετικοί επιστήμονες που κατασκεύασαν χάρτες σεισμικής δραστηριότητας για τη Σοβιετική Ένωση από παρατηρήσεις μικρών κυρίως σεισμών λαμβάνοντας ωστόσο υπ' όψιν και τους μεγάλους σεισμούς. Έτσι, τέθηκαν οι βάσεις για τον διαχωρισμό μιας περιοχής σε σεισμικές ζώνες. Ο Riznichenko στην προσπάθεια του να δώσει κάποιο ορισμό της σεισμικότητας, εισηγήθηκε τον όρο «σεισμική περιοχή» σαν μια γενική έννοια πάνω στην σεισμικότητα. Έτσι, με τον συγκεκριμένο όρο προσδιορίστηκε σαν «σεισμική περιοχή» το σύνολο των σεισμών, διαφορετικής στάθμης ενέργειας που εξετάζονται στο χώρο και στο χρόνο.

Κατά τον Aki (1968) ο όρος «σεισμικότητα» εκφράζει την εικόνα της διεργασίας, κατά την οποία γεννιέται ένας σεισμός μέσα στη Γη, όπως αποκτάται αυτή η εικόνα από τις αναγραφές των σειсмоγράφων. Ο Stacey (1969) θεωρεί ότι η έννοια της σεισμικότητας είναι στενά συνδεδεμένη με εκείνη της σεισμικής δράσης.

Σύμφωνα με τον Karnik (1971) ο αντικειμενικός σκοπός της σεισμικής έρευνας είναι η πρόγνωση ενός πιθανού σεισμού, δηλαδή ο προσδιορισμός της θέσης του, ο υπολογισμός του μεγέθους του και του χρόνου γένεσής του. Οι έρευνες συνδυάζουν εμπειρικές σχέσεις, στατιστικά μοντέλα για την κατανομή των εστιών στο χώρο. Ο Ranalli (1972) έχοντας μια διαφορετική άποψη για τη σεισμικότητα την θεωρεί ως συνάρτηση του μεγέθους, της συχνότητας και της ενέργειας που απελευθερώνεται.

Κατά την άποψη του Kaila και των συνεργατών του (1972) πρέπει να γίνεται διάκριση της σεισμικότητας, που εκφράζει το σύνολο των σεισμών κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης χρονικής περιόδου και της σεισμικότητας με την ευρεία

της έννοια, δηλαδή, της μακράς διάρκειας δραστηριότητας συμπεριλαμβανομένων και προβλέψεων για το μέλλον.

Οι Arroyo and Espinosa (1978) θεώρησαν ότι ο σεισμός δεν εκφράζεται μόνο από το μέγεθος του αλλά και από άλλες παραμέτρους, όπως τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, το εστιακό βάθος, το μήκος και τη διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος, την συνολική μετατόπιση στην εστία του σεισμού, την πτώση τάσης και τη σεισμική ροπή. Για τον λόγο αυτό πρότειναν σαν μέτρα σεισμικότητας την κατανομή των ποσοτήτων αυτών.

Είναι σύνηθες λάθος να συγχέεται η έννοια της σεισμικότητας με τον πιο γενικό όρο «σεισμική δράση» που εκφράζει την γενική διεργασία, η οποία έχει σαν αποτέλεσμα τη γένεση ενός σεισμού. Η έννοια «σεισμικότητα» είναι η ποσοτική έκφραση του γενικού όρου σεισμική δράση.

Μια από τις βασικότερες άμεσες συνέπειες των σεισμών είναι οι βλάβες, που προκαλούν στις κατασκευές. Αυτές εξαρτώνται από το μέγεθος του σεισμού, το εστιακό βάθος, την επικεντρική ή υποκεντρική απόσταση, το έδαφος θεμελίωσης, τις ιδιότητες της εστίας, το δρόμο διάδοσης και την ποιότητα της κατασκευής.

Σεισμικός κίνδυνος **R** (Seismic Risk) ονομάζεται ο αναμενόμενος βαθμός σεισμικής βλάβης τον οποίο πρόκειται να υποστεί μια τεχνική κατασκευή και εξαρτάται από τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις στα θεμέλια της κατασκευής, (σεισμική επικινδυνότητα **H**), και από τον τρόπο απόκρισης της κατασκευής στις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις, (τρωτότητα **V**) .

Σεισμική επικινδυνότητα (Seismic Hazard), **H** ενός τόπου, ονομάζεται η αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης, **Y**, (μακροσεισμική ένταση **I**, εδαφική επιτάχυνση a_g , εδαφική ταχύτητα V_g , εδαφική μετάθεση d_g), σε καθορισμένο χρονικό διάστημα, με ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής.

Τρωτότητα (Vulnerability), **V**, μιας τεχνικής κατασκευής ονομάζεται ο αναμενόμενος τρόπος απόκρισης μιας τεχνικής κατασκευής στις σεισμικές κινήσεις. Αυτή, εξαρτάται από την ποιότητα των υλικών κατασκευής, την ιδιοπερίοδο της, τον παράγοντα απόσβεσης, την πλαστικότητα, κ.τ.λ

Η εξάρτηση του σεισμικού κινδύνου **R**, από την σεισμική επικινδυνότητα **H**, και την τρωτότητα **V**, συμβολίζεται με τη σχέση $R = H * V$ όπου το σύμβολο * παριστά το μαθηματικό σύμβολο της συνέλιξης. Συχνά στην διεθνή βιβλιογραφία

έχει παρατηρηθεί σύγχυση των όρων σεισμικότητα, σεισμικός κίνδυνος και σεισμική επικινδυνότητα. Ο πιθανολογικός υπολογισμός από ένα σεισμολόγο των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων σε μια περιοχή είναι η σεισμική επικινδυνότητα, ενώ ο μηχανικός που σχεδιάζει κατασκευές σε μια σεισμογενή περιοχή κάνει ανάλυση του σεισμικού κινδύνου και ενδιαφέρεται για τα μέγιστα πιθανά φορτία τα οποία είναι δυνατόν να υποστούν οι κατασκευές λόγω των εδαφικών σεισμικών κινήσεων στη διάρκεια ζωής τους (Παπαϊωάννου , 1984).

Το αποτέλεσμα της ανάλυσης της σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να περιγραφεί με έναν χάρτη που δείχνει τα επίπεδα μίας εκ των παραμέτρων της σεισμικής επικινδυνότητας σε διάφορα τμήματα μιας περιοχής, που έχουν ίση πιθανότητα υπέρβασης ή μη υπέρβασης, ενώ, αυτό της ανάλυσης του σεισμικού κινδύνου, μπορεί να είναι η πιθανότητα των οικονομικών καταστροφών από ένα σεισμό (Reiter, 1990).

Κατά τους Wiechert and Milne (1979) με τον όρο σεισμικός κίνδυνος εννοείται ο κίνδυνος απωλειών, που περικλείουν και οικονομικές επιπτώσεις, ενώ ο όρος σεισμική επικινδυνότητα ορίζεται ως η ετήσια πιθανότητα υπέρβασης ορισμένης τιμής της εδαφικής κίνησης.

Η σύγχυση αυτή οφείλεται και στον καθορισμό της έννοιας σεισμική ένταση, Y . Αν θεωρηθεί ως μέτρο της σεισμικής έντασης, η μακροσεισμική ένταση, τότε αυτή η ποσότητα αποτελεί μέτρο του σεισμικού κινδύνου, γιατί εκτιμάται από τις βλάβες των κατασκευών, ενώ, αν υπολογίζεται με τέτοιο τρόπο, ώστε να εκφράζει το μέσο αποτέλεσμα του σεισμού αποτελεί μέτρο της εδαφικής σεισμικής κίνησης.

Σύμφωνα με τον Lomnitz (1974) ο σεισμικός κίνδυνος καθορίζεται ως η πιθανότητα εμφάνισης ενός κρίσιμου σεισμού κατά τη διάρκεια ορισμένης χρονικής περιόδου, ο δε κρίσιμος σεισμός ονομάζεται «σεισμός σχεδιασμού», και το μέγεθος του, M_D , λέγεται «μέγεθος σχεδιασμού». Έστω, ότι D είναι μια ορισμένη χρονική περίοδος για μια περιοχή ή θέση, τότε ο σεισμικός κίνδυνος προσεγγιστικά δίνεται από τη σχέση:

$$R_D = 1 - \exp(-aDe^{-\beta M_D}) \quad (1.2)$$

όπου α είναι ο μέσος ετήσιος αριθμός σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του μηδενός και β είναι η παράμετρος της κατανομής της συχνότητας των μεγεθών.

Η μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να επιτευχθεί και με την χρήση των φασμάτων απόκρισης των επιταχυνσιογραμμάτων. Οι φασματικές τιμές παρέχουν όχι μόνο πληροφορίες για τις τιμές των παραμέτρων της εδαφικής κίνησης, αλλά και για το περιεχόμενο των συχνοτήτων της εδαφικής κίνησης.

1.2 Απόψεις περί σεισμοτεκτονικής

Σύμφωνα με την κατανομή των εστιών των σεισμών, κυρίως μεγάλων μεγεθών, στην επιφάνεια της Γης αυτή έδειξε ότι συγκεντρώνονται σε ορισμένες μόνο ζώνες της Γης. Οι συγκεκριμένες ζώνες χαρακτηρίζονται συνήθως από σεισμοτεκτονική και γεωλογική ομοιογένεια, όπου παρατηρείται συσχέτιση μεταξύ της σεισμικής και τεκτονικής δραστηριότητας. Για τον παραπάνω λόγο είναι απαραίτητο να καθορίζονται σεισμικές περιοχές, που να βοηθούν στην πληρέστερη μελέτη της σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας.

Οι πρώτες προσπάθειες για τον καθορισμό σεισμικών περιοχών έγιναν το 1947 στη Σοβιετική Ένωση (Gorshkov, 1947 a,b), ενώ, κατά τον Richter (1959) οι σεισμικές περιοχές χωρίζονται ανάλογα με τις ανάγκες, που εξυπηρετούν. Ένας χάρτης σεισμικών περιοχών, που γίνεται για γεωλογικούς σκοπούς θα δείχνει την κατανομή της τεκτονικής δραστηριότητας, την κατανομή των επικέντρων των σεισμών, ενώ ένας χάρτης για τους σκοπούς της Τεχνικής Σεισμολογίας θα απεικονίζει την αναμενόμενη ένταση ή επιτάχυνση σε κάθε τόπο.

Το Σοβιετικό μοντέλο χωρισμού ζωνών (Riznichenko, 1959) ήταν:

1. Σύνταξη σεισμικών χαρτών, που απεικονίζουν τη σεισμική δραστηριότητα σε διαφορετικές περιοχές. Αυτοί οι χάρτες συνδυάζουν τα επίκεντρα των σεισμών με γεωλογικά δεδομένα για ενεργά ρήγματα και άλλες κινήσεις του φλοιού.
2. Χαρτογράφηση των εδαφικών συνθηκών, που επηρεάζουν τη σεισμική ένταση. Τέτοιοι χάρτες εκπονήθηκαν αρχικά με βάση την μελέτη ισόσειστων παρελθόντων σεισμών και γεωλογικών στοιχείων.

Η έρευνα για τον καθορισμό των σεισμικών ζωνών στις Ηνωμένες Πολιτείες συνδέθηκε με την ανάπτυξη των οικοδομικών κανονισμών (Building

Codes), που επικρατούσαν σε κάθε πολιτεία. Προσπάθεια για χωρισμό ζωνών με βάση το Σοβιετικό μοντέλο για τις Η.Π.Α έγινε από τον Richter (1959), τα αποτελέσματα της οποίας κρίθηκαν από τον Medvedev (1965), ως πολύ συντηρητικά (Lomnitz , 1974).

Σύμφωνα με τον Reiter(1990) η σεισμοτεκτονική διακρίνεται σε:

Σεισμοτεκτονικές πηγές ονομάζονται εκείνες οι πηγές, που μπορούν να επηρεάσουν μια συγκεκριμένη περιοχή, στην οποία υπολογίζεται η σεισμικότητα ή η σεισμική επικινδυνότητα.

Σεισμοτεκτονική δομή είναι μια αναγνωρίσιμη γεωλογική δομή, που θεωρείται ότι προκαλεί ή καθορίζει το χώρο των σεισμών. Περιγράφει τη συγκέντρωση ενεργών ρηγμάτων και γενικά θεωρείται ομοιογενής σεισμοτεκτονικά πηγή. Έχει διαστάσεις της τάξης των δεκάδων μέχρι εκατοντάδων χιλιομέτρων και μπορεί να είναι ρηξιγενείς δομές, ηφαίστεια και άλλες τεκτονικές δομές, που κατά την ενεργοποίησή τους μπορούν να προκαλέσουν σεισμούς.

Σεισμοτεκτονική περιοχή είναι μια περιοχή, ή εκείνα τα τμήματα μια περιοχής όπου δεν υπάρχουν αναγνωρίσιμα ενεργά ρήγματα ή σεισμοτεκτονικές δομές. Παρουσιάζει γεωλογική, γεωφυσική και σεισμολογική ομοιότητα. Θεωρείται ότι έχει παντού το ίδιο σεισμικό δυναμικό, και ότι οι σεισμοί εμφανίζονται τυχαία σε κάθε σημείο ακόμα και αν εμφανίζεται κάποια συγκέντρωση σε συγκεκριμένες περιοχές.

Σεισμογενής περιοχή (Papazachos et. al, 1997) είναι ένα σχετικά μικρό τμήμα της λιθόσφαιρας, που περιλαμβάνει την ζώνη διάρρηξης του μεγαλύτερου κύριου σεισμού αυτού του τμήματος της λιθόσφαιρας, όπως επίσης και τις ζώνες διάρρηξης των μικρότερων κύριων σεισμών. Η χαρακτηριστική ιδιότητα της σεισμογενούς περιοχής είναι η αλληλεπίδραση μεταξύ των ρηγμάτων της περιοχής κατά τη διάρκεια σημαντικής σεισμικής διέγερσης (ανακατανομή τάσης, κ.λ.π).

Οι σεισμοτεκτονικές πηγές ή ζώνες καθορίζονται με βάση διάφορα γεωλογικά, τεκτονικά και σεισμολογικά κριτήρια.

Τα γεωλογικά δεδομένα προκύπτουν από χάρτες, που δείχνουν την θέση, σύσταση, ηλικία και δομή των διαφορετικών υλικών (πετρώματα και ιζήματα). Η γεωλογική ανάλυση περιγράφει την ιστορία της διαδικασίας, που οδήγησε στην κατανομή και διάταξη τους.

Τα τεκτονικά δεδομένα προκύπτουν από χάρτες, που παρουσιάζουν τις θέσεις και τα χαρακτηριστικά μεγάλου μεγέθους ρηξιγενών δομών.

Οι γεωφυσικές διασκοπήσεις με τις μεθόδους της σεισμικής ανάκλασης, διάθλασης και των δυναμικών πεδίων μπορούν να βοηθήσουν στην επέκταση των γεωλογικών και τεκτονικών χαρτών σε μεγαλύτερα βάθη.

Η συγκέντρωση ιστορικών και ενόργανα καταγεγραμμένων σεισμών, το σεισμικό δυναμικό μιας περιοχής βοηθούν σημαντικά στον προσδιορισμό των σεισμοτεκτονικών πηγών.

Το πεδίο των τάσεων, που επικρατεί σε μία περιοχή με τους μηχανισμούς των σεισμών, δεδομένα από πρόσφατα ρήγματα, γεωδαιτικές μετρήσεις, βοηθούν στον καθορισμό τους, αν τα δεδομένα παρατήρησης είναι αρκετά.

Συνδυασμός των διαδικασιών που αναφέρθηκαν δεν μπορεί να γίνει πολλές φορές με ακρίβεια. Είναι δυνατόν να εμφανίζονται τοπικές ιδιαιτερότητες της σεισμικής διαδικασίας, συσχέτιση μεταξύ της γεωλογίας και σεισμικότητας, και παράγοντες αβεβαιότητας που αφορούν τα δεδομένα.

Στη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας τα ενεργά ρήγματα προσεγγίζονται ως γραμμικές σεισμικές πηγές (line source), ενώ στην περίπτωση που η απόσταση μεταξύ θέσης και ρήματος είναι πολύ μεγάλη, θεωρείται ως σημειακή σεισμική πηγή, (point source). Στην περίπτωση της γραμμικής σεισμικής πηγής θεωρείται ότι οι μελλοντικοί σεισμοί θα έχουν τις εστίες τους στις ίδιες γραμμές διάρρηξης, που είχαν οι παλιοί σεισμοί, υπόθεση, που επαληθεύεται σε ικανοποιητικό βαθμό (Cornell, 1968).

Η αδυναμία προσδιορισμού των ρηγμάτων, οδηγεί στην ανάγκη καθορισμού της επιφανειακής σεισμικής πηγής (area source), ή, όταν λαμβάνεται υπόψιν και το βάθος των εστιών των σεισμών, περιγράφεται ως σεισμογόνο όγκος, (volumetric source). Συνήθως οι σεισμικές εστίες εντάσσονται σε σεισμικές ζώνες, γιατί αυτό είναι ασφαλέστερο, αφού τα σφάλματα υπολογισμού τους, ιδιαίτερα των παλαιότερων σεισμών, δεν επιτρέπουν ακριβή εντοπισμό τους για την ένταξη τους σε σεισμικές γραμμές. Για αυτό το λόγο αυτές οι σεισμικές ζώνες θεωρούνται ως σεισμικές πηγές και ονομάζονται επιφανειακές σεισμικές πηγές. Κύριο πλεονέκτημα τους είναι ότι μια σεισμική εστία μπορεί να θεωρηθεί ότι βρίσκεται σε οποιοδήποτε σημείο της επιφάνειας της πηγής, δηλαδή τα διαστήματα των ανεκτών σφαλμάτων είναι σημαντικά διευρυμένα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

2.1 Γενικά

Ο υπολογισμός των παραμέτρων της σεισμικότητας με τη χρήση των καταλόγων σεισμών μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένα ή μη ικανοποιητικά αποτελέσματα, εφ' όσον τα δεδομένα παρατήρησης δεν είναι πολυάριθμα, δεν καλύπτουν μεγάλο χρονικό διάστημα και δεν πληρούν ορισμένες προϋποθέσεις είναι η ακρίβεια, η πληρότητα και η ομοιογένεια των δεδομένων παρατήρησης (Comninakis and Papazachos, 1977).

Η ακρίβεια των δεδομένων αναφέρεται σε σφάλματα υπολογισμού των συντεταγμένων του επίκεντρου, του εστιακού βάθους και του μεγέθους των σεισμών, εξαρτάται από το έτος γένεσης του σεισμού και από το μέγεθος του. Όσο παλαιότερο είναι το έτος γένεσης του σεισμού και όσο μικρότερο είναι το μέγεθος του, τόσο αυξάνει και το σφάλμα στην ακρίβεια.

Η ομοιογένεια σχετίζεται κυρίως με το μέγεθος των σεισμών. Τα δεδομένα θεωρούνται ομοιογενή, όταν τα μεγέθη των σεισμών υπολογίζονται με ενιαίο τρόπο, π.χ. όταν όλα είναι επιφανειακά μεγέθη, ή μεγέθη ροπής, κ.λ.π.

Η πληρότητα επίσης αναφέρεται στα μεγέθη των σεισμών. Ένα δείγμα δεδομένων παρατήρησης θεωρείται πλήρες, όταν περιέχει όλους τους σεισμούς που συμβαίνουν σε μία περιοχή κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου και έχουν μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα από μία ορισμένη τιμή.

2.2 Δεδομένα παρατήρησης, ακρίβεια, πληρότητα και ομοιογένεια τους

Η προσπάθεια καταγραφής των σεισμών οδήγησε στην δεκαετία του 1890 στην κατασκευή ποικίλων σειсмоγράφων. Ο σειсмоγράφος Milne ήταν ο πιο διαδεδομένος στα τέλη του προηγούμενου και στις αρχές του παρόντα αιώνα (Abe 1994). Τα κύρια μειονεκτήματα των σειсмоγράφων ήταν η έλλειψη μηχανισμού απόσβεσης και η κακή βαθμονόμηση τους.

Από το 1906 και έπειτα, οι σειсмоγράφοι άρχισαν να βελτιώνονται και να εξοπλίζονται με μηχανισμούς απόσβεσης, οι οποίοι συνεχώς παρουσιάζουν βελτίωση.

Η περίοδος από το 1950 ως το 1980 είναι μια περίοδος, όπου τα σεισμικά όργανα, που εγκαταστάθηκαν σε όλο το πλανήτη, είχαν τα ίδια κατασκευαστικά

χαρακτηριστικά τουλάχιστον μετά την εγκατάσταση του παγκόσμιου δικτύου σεισμολογικών σταθμών (WWSN) το 1964 (Pacheco and Sykes, 1992). Τα κατασκευαστικά χαρακτηριστικά των σειсмоγράφων αλλά και το πυκνό δίκτυο σεισμολογικών σταθμών (WWSN) , βοήθησαν στην καλύτερη ανίχνευση και καταγραφή των σεισμών.

Για τη μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής, είναι απαραίτητη η σύνταξη ενός καταλόγου σεισμών, που οι παράμετροι του (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου, εστιακό βάθος, μέγεθος σεισμού), να έχουν καθοριστεί με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια.

Ένας από τους πιο διαδεδομένους καταλόγους, που αποτέλεσε και τη βάση πολλών άλλων σύγχρονων καταλόγων, είναι αυτός των Gutenberg and Richter (1954), που καλύπτει το χρονικό διάστημα 1904-1952 με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5.0. Τα σφάλματα υπολογισμού του μεγέθους που δίνονται στον κατάλογο είναι της τάξης του ± 0.2 , ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις φθάνουν στο ± 0.4 της μονάδας μεγεθών σύμφωνα με τους Gutenberg and Richter (1954).

Ο Abe (1981) πραγματοποίησε διορθώσεις στις τιμές των μεγεθών του καταλόγου των Gutenberg and Richter (1954) που σε ορισμένες περιπτώσεις ξεπερνούσαν τις 0.4 μονάδες μεγέθους, ενώ οι Kanamori and Abe (1979) επαναπροσδιόρισαν τα μεγέθη μεγάλων επιφανειακών σεισμών για το διάστημα 1896-1903 του Gutenberg (1956) λόγω της χαμηλής ενίσχυσης των οργάνων που είχε προσδιορίσει ο Gutenberg (1956).

Οι Pacheco and Sykes (1992) εξέδωσαν ένα νέο κατάλογο σεισμών για την περίοδο 1900-1989, ο οποίος βασίστηκε κατά κύριο λόγο στους καταλόγους των Abe (1981,1984) και Abe and Noguchi (1983a, b), διορθώνοντας τις τιμές των μεγεθών για τα έτη 1900-1914 κατά -0.1 της μονάδας και -0.2 για τα έτη 1915- 1948.

Ο Abe (1994) μελετώντας καταγραφές σεισμών από το 1892 ως το 1898 διόρθωσε τα μεγέθη των Abe and Noguchi (1983b), για το έτος 1897 μέχρι και -0.7 ενώ η διόρθωση για το έτος 1898 ήταν μεταξύ του -0.2 και -0.1.

Όσον αφορά στην ακρίβεια του υπολογισμού των επικεντρων, που δίνονται στον κατάλογο των Gutenberg and Richter (1954), πλησιάζει σε ακραίες περιπτώσεις το $\frac{1}{4}$ της μοίρας, όπως αναφέρουν οι συγγραφείς. Οι παράμετροι του χρόνου γένεσης των σεισμών, των συντεταγμένων των επικεντρων και του βάθους δεν έχουν επαναπροσδιοριστεί και έχουν χρησιμοποιηθεί αυτούσιοι

στους μετέπειτα καταλόγους, που έχουν συνταχθεί από διάφορους ερευνητές (Pacheco and Sykes, 1992).

Αρκετά διαδεδομένη στη σύνταξη των καταλόγων, είναι και η χρήση των δελτίων του Διεθνούς Σεισμολογικού Κέντρου (I.S.C).

Η ακρίβεια για τα μεγέθη του I.S.C αυξάνεται μετά το 1964 (Burton, 1978a) και τα σφάλματα σταθεροποιούνται στο ± 0.1 έως ± 0.2 της μονάδας μεγέθους.

Σύμφωνα με τον Storchak και τους συνεργάτες του (1998), υπάρχει σχετική ταύτιση μεταξύ των επικέντρων και μεγεθών, που ανακοινώνονται από το I.S.C και το NEIC, όσο δε αφορά το βάθος τα σφάλματα φτάνουν τα 33km, ενώ όταν υπάρχουν διαθέσιμες καταγραφές τοπικού δικτύου το βάθος προσδιορίζεται με μεγάλη ακρίβεια (Storchak et al., 1998).

Η χρήση ευαίσθητων οργάνων σήμερα δίνει τη δυνατότητα καταγραφής μεγάλου αριθμού σεισμών σε σύντομο χρονικό διάστημα, που πληρούν τις προϋποθέσεις της ομογένειας, ακρίβειας και πληρότητας. Σε πολλούς όμως προγενέστερους χάρτες, όπου απεικονίζεται ποιοτικά η σεισμικότητα, η πυκνότητα των επικέντρων, που εμφανίζουν, είναι αρκετές φορές πλασματική. Αυτό οφείλεται στο ότι σε περιοχές, όπως η Ιαπωνία, υπήρχε από παλαιότερα πυκνό δίκτυο σειсмоγράφων και γινόταν ακριβής προσδιορισμός των επικέντρων σε αντίθεση με άλλες περιοχές, που δεν υπάρχουν επαρκή στοιχεία λόγω ανεπαρκούς κάλυψης με όργανα αυτών των περιοχών.

Τα αποτελέσματα της έρευνας της σεισμικότητας μίας περιοχής είναι αμφίβολα, όταν στηρίζονται σε δεδομένα, που καλύπτουν μικρό χρονικό διάστημα και δεν περιλαμβάνουν μεγάλο εύρος μεγεθών. Ο λόγος είναι ότι υπάρχουν περιοχές χωρίς αξιόλογη σεισμική δράση κατά τις τελευταίες δεκαετίες, ενώ είναι γνωστό από υπάρχοντα στοιχεία ότι σεισμοί, και μερικές φορές αρκετά μεγάλοι έχουν γίνει σ' αυτές τις περιοχές στις περασμένες δεκαετίες, (Parazachos, 1973). Το πρόβλημα της χρονικής περιόδου λύνεται με την επέκταση του χρόνου παρατήρησης στο παρελθόν, πετυχαίνοντας την αύξηση της χρονικής περιόδου των παρατηρήσεων. Συμπεριλαμβάνοντας μεγάλο αριθμό μόνο μικρού μεγέθους σεισμών και μικρό αριθμό μεγάλου μεγέθους σεισμών η σεισμική δράση μεταβάλλεται σημαντικά, γιατί οι επικεντρικές συντεταγμένες των σεισμών μικρού μεγέθους είναι υπολογισμένες με μικρότερη ακρίβεια σε σχέση με αυτές των μεγάλου μεγέθους σεισμών και

γιατί αυτοί (οι μικρού μεγέθους) συμβαίνουν σχεδόν παντού και όχι μόνο στις κύριες σεισμικές ζώνες.

Τρόπος για την αντιμετώπιση του προβλήματος της χρονικής περιόδου, είναι ο κατάλληλος χωρισμός του ολικού χρονικού διαστήματος, που καλύπτουν τα δεδομένα, σε περισσότερα υποδιαστήματα και η επιλογή του κατάλληλου μικρότερου μεγέθους για κάθε υποδιάστημα για το οποίο έχουμε πληρότητα. Το μέγεθος αυτό θα ελαττώνεται όσο τα δεδομένα είναι πιο σύγχρονα. Με τη μέθοδο αυτή σχηματίζονται πολλά δείγματα, που πληρούν τους όρους της πληρότητας των δεδομένων (Milne and Davenport, 1969).

Η επιλογή του κατώτερου ορίου μεγέθους γίνεται με δύο διαφορετικές μεθοδολογίες: α) την χαρτογράφηση της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών διαφόρων μεγεθών σε συνάρτηση με το χρόνο και β) την χαρτογράφηση της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος τους.

Το υλικό παρατήρησης, που χρησιμοποιήθηκε στην εργασία αυτή, καλύπτει το χρονικό διάστημα 1894-2003. Η πληρότητα των δεδομένων του καταλόγου αυτού είναι:

1894-2003 $M_S \geq 7.0$

1930-2003 $M_S \geq 6.5$

1953-2003 $M_S \geq 6.0$

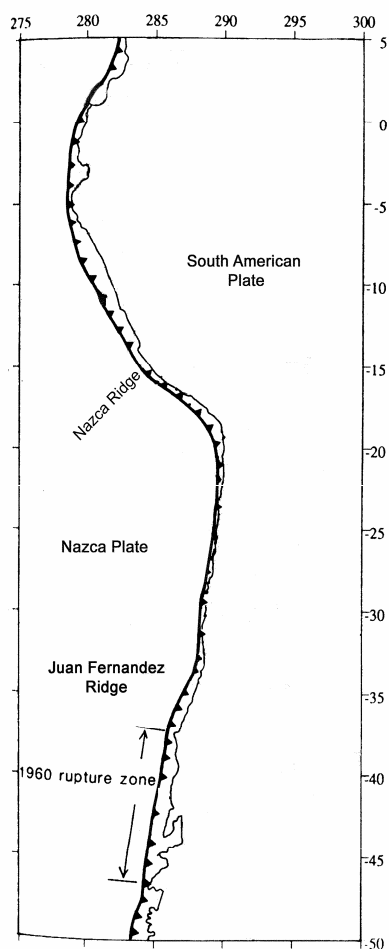
1966-2003 $M_S \geq 5.5$

Οι πηγές από τις οποίες αντλήθηκε το υλικό αυτό, είναι ο κατάλογος, που συντάχθηκε από τον Tsapanos και τους συνεργάτες του (1990), καλύπτει το χρονικό διάστημα 1897- 1985 με μεγέθη $M_S \geq 5.5$ σύμφωνα με την πληρότητα. Πρόσφατα ο κατάλογος αυτός με τη χρησιμοποίηση νέων δεδομένων (Abe, 1994; δελτία I.S.C) επεκτάθηκε χρονικά και καλύπτει στην τελική του μορφή την χρονική περίοδο 1894-2003. Η τελική αυτή μορφή του καταλόγου βελτιώθηκε με βάση τα μεγέθη των σεισμών, που δόθηκαν από τους Pacheco and Sykes (1992).

2.3 Πληροφορίες για το σεισμοτεκτονικό πεδίο

Η Νότια Αμερικανική Ήπειρος (σχ.2.1) έχει πολύπλοκη τεκτονική δομή. Η σεισμική δράση επικεντρώνεται κυρίως κατά μήκος των ακτών του Ειρηνικού

ωκεανού, κυρίως σε ανάστροφα ρήγματα, όπου πραγματοποιείται η καταβύθιση της πλάκας Νάζκα (Nazca) κάτω από την πλάκα της Νοτίου Αμερικής (Suarez et al., 1990). Η σχετική ταχύτητα των δύο πλακών είναι 9.3 cm/yr (Casaverde and Vargas, 1984). Αυτή η ταχύτητα είναι μία ενδιάμεση τιμή, ενώ τιμές 8.5 cm/yr (Quezada, 1997), 9cm/yr (Dewey and Lamb, 1992, Ruiz, 1993) και 10cm/yr (West et al., 1989) έχουν επίσης υπολογιστεί. Κύριο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η υψηλή σεισμικότητα, που εκδηλώνεται με την εμφάνιση μεγάλων σεισμών, (σεισμός Χιλής 1960, $M_s=8.5$, $M_w=9.5$), που σύμφωνα με τον Kanamori (1977) είναι ο μεγαλύτερος του 20ου αιώνα. Άλλο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι το ηφαιστειακό τόξο, που διατρέχει κατά μήκος των Άνδεων την ενδοχώρα. Σε ορισμένες όμως περιοχές παρατηρείται απουσία της ηφαιστειότητας, που οφείλεται κατά κύριο λόγο στην πολύ μικρή γωνία κλίσης της βυθιζόμενης πλάκας, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η τήξη του υλικού και η άνοδος του στην επιφάνεια, (Barazangi and Isacs, 1979).



Σχήμα 2.1. Τεκτονικό πλαίσιο της νοτίου Αμερικής (σχήμα τροποποιημένο από Dewey and Lamb, 1992).

Τα μεγέθη και η περίοδος επανάληψης μεγάλων σεισμών (100-150 χρόνια) δείχνουν ότι περισσότερο από το 90% της σχετικής κίνησης της πλάκας κάθετα στην τάφρο εκλύεται σεισμικά (Kelleher, 1972; Prince and Scheweller, 1978; Stein et al., 1986; Tsapanos and Christova, 2000), ενώ ένα τμήμα της υπερωτικής παραμόρφωσης, ειδικά κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου μπορεί να είναι ασεισμική, (Dewey and Lamb, 1992).

Η σεισμική δραστηριότητα στη Χιλή κατανέμεται σε κάθε σημείο της ζώνης βύθισης, από την επιφάνεια μέχρι βάθους περίπου 180 χιλιομέτρων. Η ζώνη βύθισης είναι μια πολύπλοκη ζώνη ρηγμάτων, όπου η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας κατά μήκος της καταβύθισης μεταβάλλεται (Shedlock, 1993). Η κλίση της ζώνης Benioff ποικίλει, από σχεδόν οριζόντια μέχρι 45°, (Dewey and Lamb, 1992).

Ο Fuenzalida και οι συνεργάτες του (1992) αναφέρουν ότι η υποοριζόντια καταβύθιση ($\leq 15^\circ$) σχετίζεται με ισχυρότερη σύζευξη του συστήματος σύγκλισης Νάζκα-Ν.Αμερικής, με την έννοια ότι η συσσωρευθείσα τάση δεν απελευθερώνεται μόνο μέσω σεισμικής ολίσθησης αλλά και μέσω συνεχούς παραμόρφωσης.

Από τη χωρική κατανομή επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών οι Barazangi and Isacks (1979) προσδιορίζουν ότι η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας Νάζκα κάτω από το βόρειο και κεντρικό Περού είναι περίπου 10°, ενώ στο νότιο Περού προσδιόρισαν ότι η κλίση της ζώνης Benioff είναι περίπου 30°. Η μετάβαση αυτή από μικρή σε πιο απότομη κλίση εμφανίζεται κατά μήκος της διείσδυσης μέσα στην ήπειρο της ράχης Νάζκα (Nazca ridge). Η αιτία της μικρής γωνίας κλίσης οφείλεται κατά τους ίδιους ερευνητές στη μικρή ηλικία της πλάκας (μικρότερη από 50 εκατομμύρια χρόνια), και έτσι λεπτότερη σε πάχος και πιο ελαφριά, από την δυτική πλάκα του Ειρηνικού ηλικίας περίπου 100 εκατομμυρίων ετών, με αποτέλεσμα οι βαρυτικές δυνάμεις να μην μπορούν να δράσουν παρασύροντας την βυθιζόμενη πλάκα σε μεγαλύτερο βάθος και μεγαλύτερη κλίση βύθισης σε σχέση με τις πλάκες μεγαλύτερης ηλικίας, με συνέπεια να ακολουθεί την κάτω επιφάνεια της υπερκείμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

Αυτή η μεταβολή στην κλίση βύθισης μπορεί να οφείλεται στην ύπαρξη ενός τεμάχους μεταξύ των ράχων Νάζκα και Χουάν Φερνάντεθ (Juan Fernandez). Σύμφωνα με τους Nur and Ben Avraham (1981), ένα χαρακτηριστικό,

που παίζει ρόλο στην δημιουργία των τεμάχων, είναι η πλάγια καταβύθιση των υποθαλάσσιων ασεισμικών ράχων, που τέμνουν την τάφρο κοντά στο τέλος της μικρής γωνίας κλίσης ζώνης Benioff. Ο Von Huene και οι συνεργάτες του (1997), μελετώντας την τεκτονική επίδραση της καταδυόμενης ράχης Χουάν Φερνάντεθ, συμπέραναν ότι η ράχη παραμορφώνει τον λεπτό φλοιό του ηπειρώτικου περιθωρίου, χωρίς όμως να επηρεάζει την τεκτονική δομή της ενδοχώρας. Ο ελλιπής τεκτονισμός, που παρατηρήθηκε, βόρεια της ράχης, κατά τους ίδιους ερευνητές, μπορεί να είναι παρόμοιος με αυτόν του ηπειρώτικου περιθωρίου του Περού, βόρεια της ράχης Νάζκα.

Η θεώρηση των ράχων ως ασεισμικών αμφισβητείται από τον Spence και τους συνεργάτες (1999), μετά τον σεισμό του 1996 ($M_s = 7.3$), που συνέβη στη ράχη Νάζκα, προτείνοντας την προσεκτική εξέταση των θεωρούμενων ασεισμικών ράχων, ως προς την δυνατότητα γένεσης μεγάλων σεισμών όχι μόνο για την συγκεκριμένη ράχη, αλλά και για άλλες παρόμοιες της περι-Ειρηνικής ζώνης.

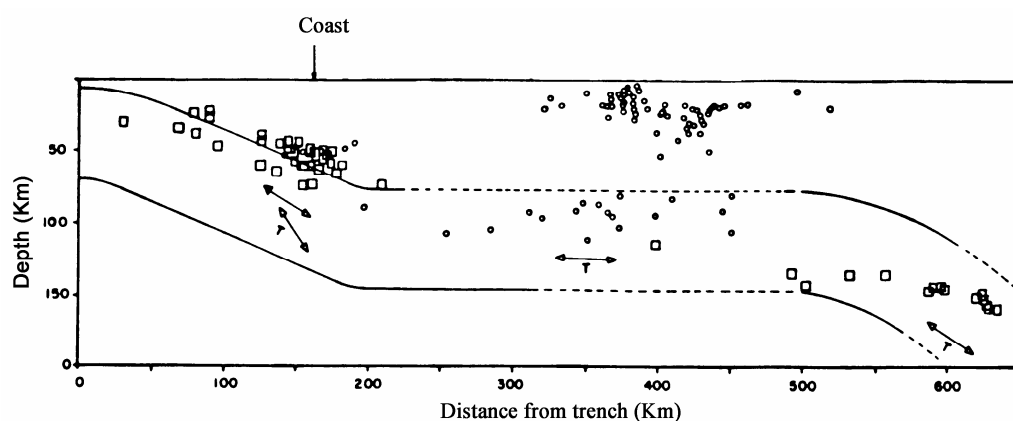
Εκτός της παραπάνω θεώρησης της πλάκας Νάζκα ως μίας κατατμημένης πλάκας με γωνίες κλίσης, που ποικίλουν από 10° μέχρι, περίπου, 30° , μεταξύ των ράχων Νάζκα και Χουάν Φερνάντεθ, υπάρχουν ερευνητές (Sacks, 1977; James, 1978; Hasegawa and Sacks, 1981) που υποστηρίζουν ότι ένα χαρακτηριστικό της καταδυόμενης πλάκας είναι η απλή και ομοιόμορφη δομή της, κατά μήκος της παράταξης του τόξου, όπου δεν παρατηρείται κατάτμηση της πλάκας σε μικρότερα τμήματα, και η γωνία βύθισης της είναι περίπου 30° . Το χαρακτηριστικό αυτό επιβεβαιώνεται σύμφωνα με τους Giardini and Lundgren (1995) καθώς και από τους Wiens and McGuire, (1995) από δύο σεισμούς μεγάλου βάθους με μεγέθη $M_w = 8.2$ που συνέβησαν το 1970 στην Κολομβία, 651km, και το 1994 στην Βολιβία, 636km, αντίστοιχα.

Από την μελέτη της γωνίας βύθισης της πλάκας Νάζκα στο κεντρικό Περού ο Lindo και οι συνεργάτες του (1992) προσδιόρισαν μια συνεχόμενη και ομοιόμορφη ζώνη Benioff στην συγκεκριμένη περιοχή με γωνία κλίσης περίπου 30° μέχρι το βάθος των 100km, ενώ πέρα από το βάθος αυτό η κλίση της είναι υποοριζόντια, ($<15^\circ$).

Τα παραπάνω αποτελέσματα του Lindo και των συνεργατών του (1992), επιβεβαίωσαν την έρευνα του Suarez και των συνεργατών του (1990), αλλά και παλαιότερων ερευνών, που υποστηρίζουν ότι η πλάκα Νάζκα βυθίζεται κάτω

από το Περού με γωνία 30° μέχρι το βάθος των 100-150km, ενώ ακολουθεί μια οριζόντια τροχιά 500km, από την τάφρο μέχρι το εσωτερικό της ηπείρου, που στην συνέχεια εμφανίζεται να κάμπτεται και να συνεχίζεται η καταβύθιση της σε μεγαλύτερη βάθη και με μεγαλύτερη γωνία (σχ. 2.2). Η βύθιση της πλάκας, που συμβαίνει σε μεγαλύτερο βάθος και με μεγαλύτερη γωνία κλίσης πιστεύεται ότι αποτελεί μια παλαιο-κατάδυση (Hey, 1977) της πλάκας Φάραλλον. Ο Fuenzalida και οι συνεργάτες του (1992) παρατήρησαν ότι στην περιοχή της κεντρικής Χιλής δεν παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα πέραν των 150km, και απέδωσαν αυτή την απουσία στην παρουσία μίας μικρού πάχους (νεότερης ηλικίας) πλάκας ή στην ασεισμική κατάδυση λόγω της ρεολογίας της περιοχής. Η ασεισμική κατάδυση σε βάθος μεγαλύτερο των 150km έχει ερμηνευτεί ως αποτέλεσμα της μερικής τήξης της βυθιζόμενης πλάκας (Hanus and Vanek, 1984).

Σύμφωνα με τα παραπάνω είναι προφανές ότι το βάθος των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή Χιλής-Περού, που συγκεντρώνονται κατά μήκος και σε μικρή απόσταση από την τάφρο, είναι περίπου 150km.



Σχήμα 2.2. Κάθετη τομή που δείχνει την γεωμετρία της καταδυόμενης πλάκας Νάζκα κάτω από το Περού. Με κύκλους σημειώνονται τα επίκεντρα των σεισμών από Barazangi and Isacks (1976) ενώ με τετράγωνα σημειώνονται τα επίκεντρα των σεισμών από Suarez και συνεργάτες (1990). Οι Τα άξονες των σεισμών ενδιάμεσου βάθους παρουσιάζονται με βέλος (από Suarez et al., 1990).

Η Κολομβία βρίσκεται στο βορειότερο τμήμα της Νοτιοαμερικανικής πλάκας, κοντά στο τριπλό σημείο σύγκλισης της Νοτιοαμερικανικής, Νάζκα και Καραϊβικής πλάκας. Οι περισσότεροι σεισμοί εμφανίζονται σε μία ζώνη, που ακολουθεί τα σύνορα Παναμά-Κολομβίας, ενώ οι σεισμοί βάθους (μέχρι και 650 χιλιόμετρα), εμφανίζονται στα σύνορα Βραζιλίας, Περού, Κολομβίας, (Lomnitz, 1974). Η απουσία σεισμών ενδιάμεσου βάθους στον βόρειο Ισημερινό μπορεί να αποδοθεί στην σχεδόν υποοριζόντια γωνία βύθισης της καταδυόμενης

πλάκας, ενώ αντίθετα η παρουσία σεισμών ενδιαμέσου βάθους στην περιοχή της Κολομβίας και της δυτικής Βενεζουέλα οφείλεται στην κατάδυση της Καραϊβικής πλάκας στα ανατολικά (Malave and Suarez, 1995).

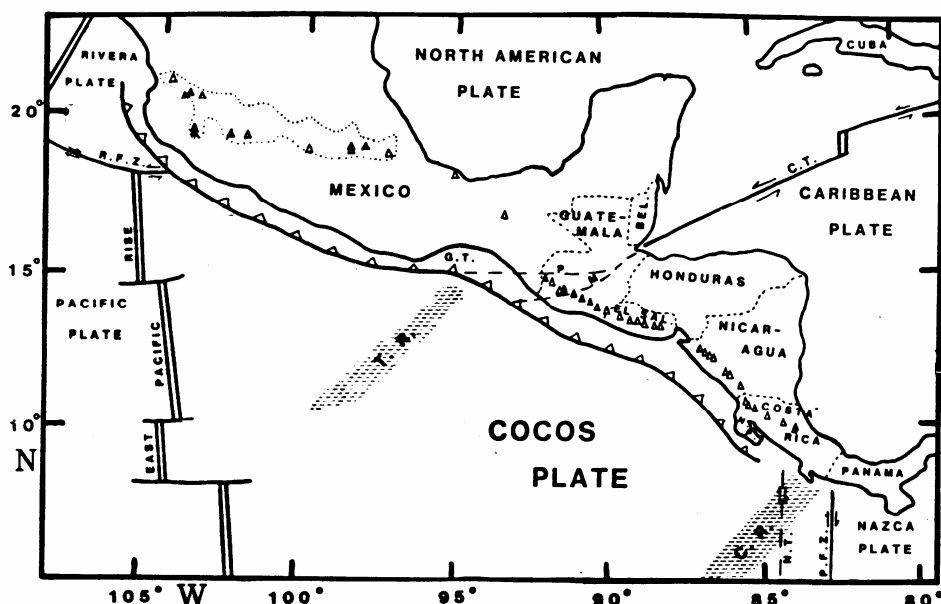
Η περιοχή Παναμά-Κολομβίας παρουσιάζει πολύπλοκη τεκτονική δομή (Gutierrez, 1993), ενώ διάφορα τεκτονικά μοντέλα έχουν προταθεί από πολλούς ερευνητές, (Pennington, 1981; Adamek et al., 1988). Επίσης ο Jordan (1975) και οι Wadge and Burke (1983) επισήμαναν την μείωση της σεισμικότητας στον Παναμά και στην Βορειοδυτική Νότια Αμερική.

Οι Kellogg and Vega (1995) από μετρήσεις GPS υπολόγισαν ταχύτητες κατάδυσης στην περιοχή του Ισημερινού περίπου 7cm/yr, ενώ για την Κολομβία 5cm/yr. Η κλίση της ζώνης Benioff στην Κολομβία είναι 30° (Galvis, 1980; Pennington, 1981). Η διαφορά μεταξύ των δύο ταχυτήτων μπορεί να σχετίζεται με την αριστερόστροφη οριζόντια κίνηση με διεύθυνση ανατολή δύση στο βόρειο τμήμα της πλάκας Νάζκα. Οι Kellogg and Vega (1995) θεωρούν ότι η διαφορά των δύο ταχυτήτων (5cm/yr και 7cm/yr) μπορεί να υποστηρίξει την ύπαρξη μίας χωριστής Βόρειας πλάκας Νάζκα, παρόμοια με αυτή, που έχει προταθεί από τους Wolters, (1986), Adamek et al., (1988).

Η περιοχή της κεντρικής Αμερικής βρίσκεται μεταξύ της βόρειας και νότιας Αμερικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Στα ανατολικά της βρίσκεται η Καραϊβική πλάκα ενώ στα δυτικά υπάρχει η πλάκα Κόκος και το βορειότερο τμήμα της πλάκας Νάζκα (σχ. 2.3). Επιφανειακοί σεισμοί εμφανίζονται κατά μήκος της τάφρου του Μεξικού και της Κεντρικής Αμερικής (Middle American trench). Στον Παναμά το μεγαλύτερο πλήθος των σεισμών συγκεντρώνεται στα σύνορα με την Κολομβία και την Κόστα Ρίκα. Το τμήμα αυτό, Κολομβία- Παναμά-Κόστα Ρίκα, αποτελεί μία ζώνη μετάβασης μεταξύ της Κεντρικής και Νότιας Αμερικής. Οι Kellogg and Vega (1995) πρότειναν την ύπαρξη μιας άκαμπτης μικροπλάκας στην περιοχή Παναμά-Κόστα Ρίκα, που κινείται προς βορρά σε σχέση με την πλάκα της Καραϊβικής. Η προς βορρά κίνηση της πλάκας αποδεικνύεται από την ενεργό πτύχωση της βόρειας ζώνης πτύχωσης του Παναμά (Silver, 1995), ενώ τα αποτελέσματα των μετρήσεων GPS (Kellogg and Vega, 1995) δείχνουν ότι η μικροπλάκα Παναμά-Κόστα Ρίκα συγκρούεται με τις Βόρειες Άνδεις.

Η ταχύτητα βύθισης της πλάκας Κόκος κάθετα στην τάφρο της Κεντρικής Αμερικής είναι 9.1cm/yr (De Mets et al., 1990). Η ταχύτητα σύγκλισης μεταξύ της πλάκας Κόκος και αυτής της Καραϊβικής ποικίλει από 6.9±0.3cm/yr νότια του

Μεξικού, Γουατεμάλα μέχρι $9.5 \pm 0.4 \text{ cm/yr}$ στα νότια της Κόστα Ρίκα (De Mets et al., 1990). Όσον αφορά την γεωμετρία της ζώνης Wadati-Benioff (γωνία βύθισης, μήκος, μέγιστο βάθος), διάφοροι ερευνητές (Sugi and Uyeda, 1984; Yamaoka et al., 1986; Jarrard, 1986), συσχετίζουν την ηλικία της πλάκας κατάδυσης, ή θεωρούν ένα συνδυασμό της ηλικίας και της ταχύτητας σύζευξης, με την γωνία κλίσης και το μήκος της ζώνης Benioff. Ο Protti και οι συνεργάτες του (1995), υπολόγισαν ότι η κλίση της ζώνης Benioff ελαττώνεται από 84° κάτω από την Νικαράγουα σε 60° κάτω από την κεντρική Κόστα Ρίκα. Οι ίδιοι πρότειναν ένα μοντέλο για την περιοχή, που βασίζεται στην μεταβολή της ηλικίας της καταδυόμενης πλάκας Κόκος κάτω από την τάφρο της Κεντρικής Αμερικής που βρίσκεται σε συμφωνία με την πολύπλοκη γεωμετρία της ζώνης Benioff. Σύμφωνα με το μοντέλο, η περιοχή μεταξύ Νικαράγουα και Κόστα Ρίκα έχει χωριστεί σε τέσσερα καταδυόμενα τμήματα με βάση την γεωμετρία της ζώνης, την ηλικία της πλάκας, και άλλα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Η μεταβολή της γωνίας κλίσης έχει αποδοθεί από τον Burbach και τους συνεργάτες του (1984), όπως και από άλλους ερευνητές (Stoiber and Carr, 1973; Burbach and Frohlich, 1986), στην ύπαρξη ενός ρήγματος, που χωρίζει την βυθιζόμενη πλάκα, ενώ ο Protti και οι συνεργάτες του (1995) δεν παρατήρησαν κάποιο παρόμοιο χαρακτηριστικό.



Σχήμα 2.3. Τεκτονικό πλαίσιο της Κεντρικής Αμερικής. Με τρίγωνα συμβολίζονται τα ενεργά ηφαίστεια. (R.F.Z. –Rivera Fracture Zone, T.R. –Tehuantepec Ridge, C.T. –Cayman Trough, N.P. –Nicoya Peninsula, C.R –Cocos Ridge, P.F.Z. –Panama Fracture Zone, N.T. –Incipient transform boundary, σχήμα τροποποιημένο από Burbach et al., 1984).

Η ηφαιστειότητα κατά μήκος όλης της περιοχής είναι έντονη, με μεγάλο αριθμό ενεργών ηφαιστείων, που η δράση τους έχει προκαλέσει σημαντικές καταστροφές. Παρά την έντονη παρουσία της ηφαιστειότητας, όπως και στην Νότια Αμερική, εμφανίζεται ένα κενό στην συνέχεια της ηφαιστειακής αλυσίδας. Αυτό το κενό έχει αποδοθεί από κάποιους ερευνητές (Stoiber and Carr, 1973; Carr and Stoiber, 1977), στην ύπαρξη τεμαχίων εντός της πλάκας.

Άλλα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής είναι η ζώνη διάρρηξης του Παναμά (Panama Fractur Zone, PFZ), και η ράχη Κόκος (Cocos Ridge). Η ζώνη διάρρηξης του Παναμά είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, που τέμνει την τάφρο της κεντρικής Αμερικής, και αποτελεί το όριο μεταξύ των πλακών Κόκος και Νάζκα, που όπως πιστεύεται, σχημάτιζαν την πλάκα Φάραλλον (Farallon plate), πριν από το διαχωρισμό της, 25m.y (Hey, 1977) ή πριν 28m.y (Lonsdale and Klitgord, 1978). Συνέπεια αυτού του διαχωρισμού είναι το γεγονός ότι η ηλικία της καταδυόμενης πλάκας κάτω από τη βόρεια Κόστα Ρίκα (στην περιοχή της χερσονήσου Nicoya) είναι παλαιότερη και κατά την διεύθυνση της κατάδυσης, αυξάνεται πιο γρήγορα από ότι κάτω από την κεντρική Κόστα Ρίκα (Protti et al., 1995).

Στα δυτικά της τάφρου της κεντρικής Αμερικής βρίσκεται η πλάκα της Καραϊβικής. Από την πλάγια κατάδυση της πλάκας Νάζκα κάτω από την πλάκα της Καραϊβικής προέρχεται το νησιωτικό τόξο και οι συνακόλουθες τεκτονικές δομές οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip features) στον δυτικό Παναμά (MacKay and Moore, 1990), η περιθωριακή λεκάνη (forearc basin), που κόβεται από οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα (Okaya and Ben-Avraham, 1987), και τα 300Km ενεργού ηφαιστειακού τόξου που αναγνωρίστηκε μόλις τα προηγούμενα χρόνια (de Boer et al., 1988; Defant et al., 1991). Από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και από την σεισμικότητα προκύπτει ένας ασαφής προσδιορισμός της ζώνης Benioff με γωνία κλίσης 50° προς τα νοτιοδυτικά (Wolters, 1986; Adamek et al., 1988). Η ταχύτητα σύγκλισης, της πλάκας Νάζκα με την πλάκα της Καραϊβικής κατά την ανατολική-βορειοανατολική κατεύθυνση για το νοτιοδυτικό τμήμα της Καραϊβικής έχει υπολογιστεί ότι είναι 3.7cm/yr (De Mets et al., 1990), ενώ οι Kellogg and Vega (1995) από μετρήσεις GPS υπολόγισαν ταχύτητες σύγκλισης κατά την ίδια διεύθυνση της τάξης των 1.0cm/yr και 1.5cm/yr, που βρίσκονται σε συμφωνία με τις τιμές 1.7cm/yr και 1.9cm/yr, που προβλέφθηκαν από τον Kellogg and Bonini (1982) και Kellogg και συνεργάτες (1985).

2.4 Σεισμικές ζώνες

Η γεωγραφική και κατακόρυφη κατανομή των σεισμών μας δίνει ένα μέτρο του ποιοτικού χαρακτήρα της σεισμικότητας μιας περιοχής.

Για τον χωρισμό των περιοχών μελέτης σε σεισμικές ζώνες χρησιμοποιήθηκαν επιφανειακοί σεισμοί ($h < 60 \text{ Km}$). Ο χωρισμός μιας περιοχής βασίστηκε σε σεισμοτεκτονικά και γεωμορφολογικά κριτήρια. Τέτοια κριτήρια είναι η χωρική συγκέντρωση της σεισμικότητας, μεταβολές στην τοπογραφία (τάφροι, βυθίσματα), διαστάσεις ζωνών διάρρηξης μεγάλων σεισμών (επιφανειακά ίχνη ρηγμάτων, κατανομή μετασεισμικού χώρου, τσουναμογενείς πηγές, καλά τεκμηριωμένες εστιακές περιοχές ιστορικών σεισμών) και αποδείξεις για την αλληλεπίδραση μεταξύ σεισμικών γεγονότων.

Με βάση τα παραπάνω η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε τρεις μεγάλες ζώνες επιφανειακών σεισμών:

Η πρώτη ζώνη (Ζώνη 1) εκτείνεται στο νότιο τμήμα των δυτικών παραλίων της νοτίου Αμερικής. Τα όρια της είναι μεταξύ της Χιλής και της Βολιβίας. Στη ζώνη αυτή το μέγιστο μέγεθος σεισμού που έχει διαπιστωθεί είναι $M_s=8.5$ και σημειώθηκε στις 22/05/1960. Ο σεισμός αυτός θεωρείται ότι είναι ο μεγαλύτερος του 20^{ου} αιώνα. Το μέγεθος ροπής που έχει εκτιμηθεί είναι $M_w=9.5$. Έχουν επίσης σημειωθεί και άλλοι δυο μεγάλοι σεισμοί με μεγέθη $M_s=8.1$ (1922) και $M_s=8.0$ (1906) (σχ. 2.4). Σεισμοί με μεγέθη από 5.5 έως 7.9 είναι ιδιαίτερα συχνοί στη ζώνη αυτή.

Η δεύτερη ζώνη (Ζώνη 2) εκτείνεται στο βόρειο τμήμα των δυτικών παραλίων της νοτίου Αμερικής. Εντοπίζεται μεταξύ των κρατών του Περού, του Ισημερινού και της Βολιβίας. Και στη ζώνη αυτή παρατηρούνται τρεις σεισμοί με μέγιστα μεγέθη $M_s=8.0$ (1992), $M_s=8.1$ (1906) και $M_s=8.4$ (2001) αντίστοιχα. Τα δεδομένα που υπάρχουν για μεγέθη σεισμών μεταξύ 5.5 και 7.9 είναι εξίσου πολλά και στη ζώνη αυτή, όπως φαίνεται από την πυκνότητα των αντίστοιχων συμβόλων στο χάρτη της κατανομής των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών (σχ. 2.4). Στη ζώνη αυτή παρατηρούνται 2 επιμήκεις ζώνες επικέντρων παράλληλα διατεταγμένες. Αυτή η παρατήρηση βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την τεκτονική της περιοχής που περιγράψαμε προηγουμένως και μπορεί να οφείλεται σε διάφορους λόγους (π.χ. παλαιοκατάδυση).

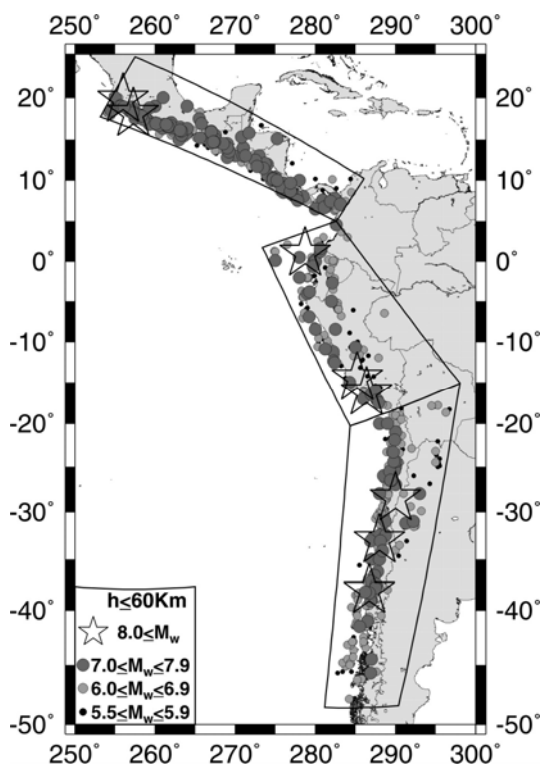
Η τρίτη ζώνη (Ζώνη 3) οριοθετείται κυρίως στην κεντρική Αμερική μεταξύ της βόρειας Κολομβίας και του νότιου Μεξικού. Στη ζώνη αυτή έχουν γίνει δυο μεγάλοι σεισμοί με μεγέθη $M_s=8.0$ (1932) και $M_s=8.1$ (1985) (σχ. 2.4).

Στον πίνακα (2.1) έχουν καταγραφεί οι συντεταγμένες των σεισμικών ζωνών των επιφανειακών σεισμών.

Γενικότερα, θα πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι στην περιοχή μελέτης των τριών αυτών ζωνών, σεισμοί με μεγέθη μεταξύ 6.5 και 7.9 έχουν συμβεί είτε ως μετασεισμοί κάποιου μεγαλύτερου σεισμού είτε ως κύριοι σεισμοί.

Τέλος, από το χάρτη προκύπτει ότι, εκτός της συγκέντρωσης των σεισμών κατά μήκος της ζώνης καταβύθισης, αυτοί εμφανίζονται και σε ζώνες, που βρίσκονται σε απόσταση περίπου 700 χιλιομέτρων από τις ακτές, στο εσωτερικό της ηπείρου. Τέτοια εμφάνιση προκύπτει στο κεντρικό τμήμα της ζώνης 1 με σεισμούς μεγεθών μεταξύ 5.5 και 6.9 καθώς και σε όλη σχεδόν τη ζώνη 2 με ανάλογα μεγέθη σεισμών.

Μελέτες για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας και καθορισμό σεισμικών ζωνών για την πολύ ενδιαφέρουσα περιοχή της Νοτίου Αμερικής έχουν γίνει από διάφορους ερευνητές (Papadimitriou, 1993; Panagiotopoulos, 1995; Papazachos et al., 1997; Tsapanos, 2000; Galanis et al., 2001 ; Koravos et al., 2001), μεταξύ άλλων



Σχήμα 2.4. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών που μελετήθηκαν για την περιοχή της νοτίου και κεντρικής Αμερικής.

Πίνακας 2.1. Συντεταγμένες των σεισμικών ζωνών των επιφανειακών σεισμών.

Ζώνη	Συντεταγμένες
1	-48.61 , -78.86
	-20.28 , -75.68
	-15.10 , -61.95
	-48.48 , -69.63
2	-20.28 , -75.68
	-15.10 , -61.95
	5.01 , -77.38
	1.75 , -86.61
3	10.22 , -73.92
	24.71 , -102.51
	17.74 , -106.81
	5.01 , -77.38

2.5 Έλεγχος πληρότητας δεδομένων

Ο έλεγχος πληρότητας των δεδομένων παρατήρησης κάθε ζώνης, έγινε με δύο μεθόδους. Στην πρώτη έγινε χαρτογράφηση της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών διαφόρων μεγεθών σε συνάρτηση με το χρόνο και στη συνέχεια χαρτογράφηση της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Στη δεύτερη μεθοδολογία έγινε χαρτογράφηση του μέσου μεγέθους σε συνάρτηση με το χρόνο και στη συνέχεια χαρτογράφηση της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Με βάση την πρώτη μεθοδολογία στο σχήμα (2.5) παριστάνεται ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών με μεγέθη από $M \geq 5.5$ μέχρι $M \geq 7.4$ σε συνάρτηση με το χρόνο για τις ζώνες μελέτης. Στις γραφικές παραστάσεις σημειώνονται με βέλος τα χρονικά σημεία εκείνα για τα οποία ο αθροιστικός αριθμός των αντίστοιχων σεισμών αυξάνεται γραμμικά ή περίπου γραμμικά.

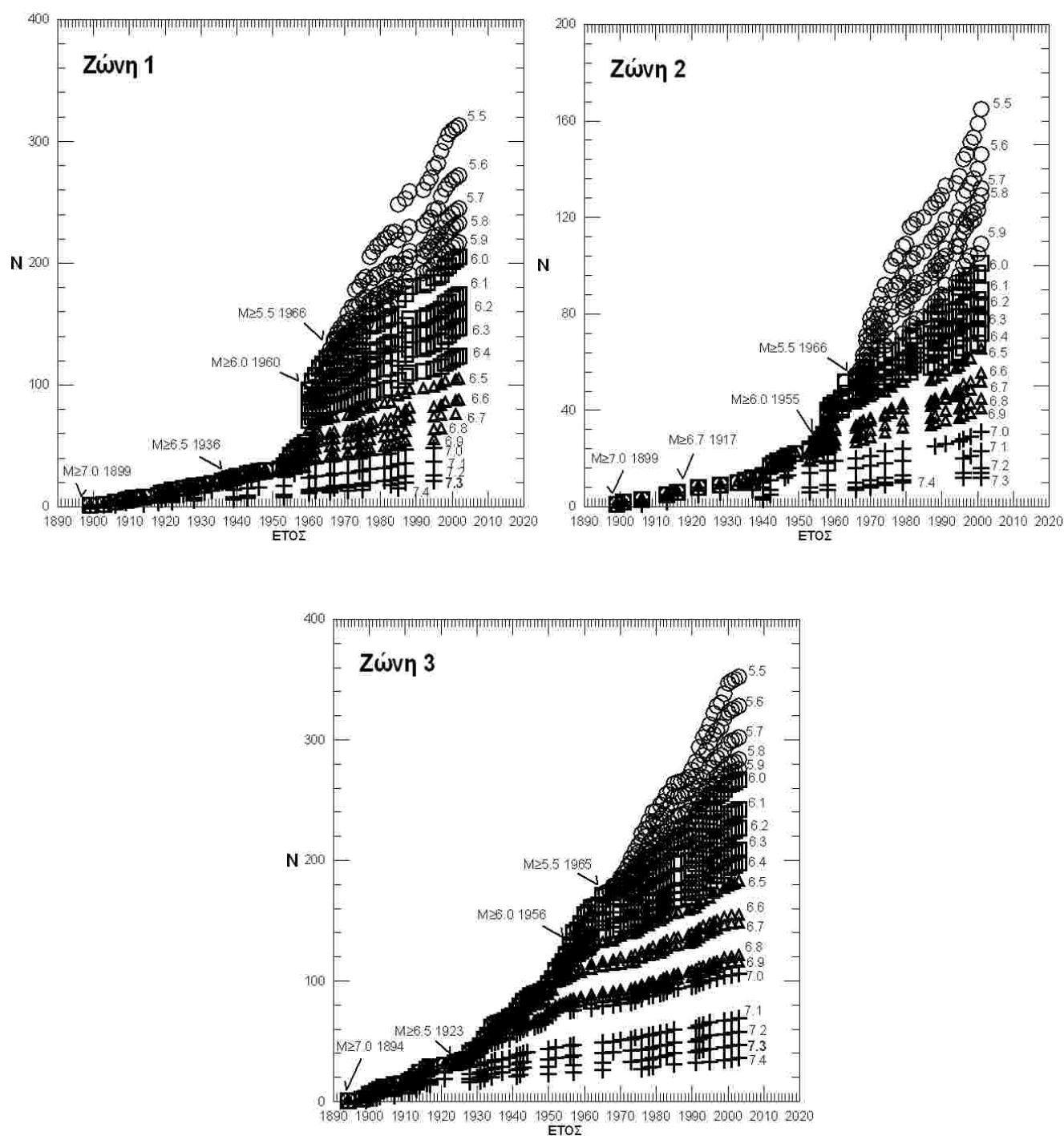
Στο σχήμα (2.6) χαρτογραφήθηκε η συσσωρευτική συχνότητα του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με τα μεγέθη. Τα δεδομένα παρατήρησης θεωρούνται πλήρη κατά μέγεθος όταν η σχέση μεταξύ της αθροιστικής συχνότητας και των μεγεθών των σεισμών είναι γραμμική (ή σχεδόν γραμμική).

Από το σχήμα (2.6) προκύπτει ότι το κατώτερο όριο μεγέθους για το οποίο το υλικό παρατήρησης είναι πλήρες, για τη Ζώνη 1 είναι $M_s \geq 6.0$, για τη Ζώνη 2 είναι $M_s \geq 6.5$. Στη Ζώνη 3 παρατηρούμε δύο διαφορετικές κλίσεις. Η πρώτη μεταξύ των μεγεθών $M_s = 5.5-7.0$ ενώ η δεύτερη από 7.0 μέχρι 8.1. Όπως φαίνεται από τη γραφική παράσταση της Ζώνης 3 η κλίση της ευθείας για τα μεγέθη $M_s = 7.0-8.1$ είναι πολύ μεγάλη (1.82).

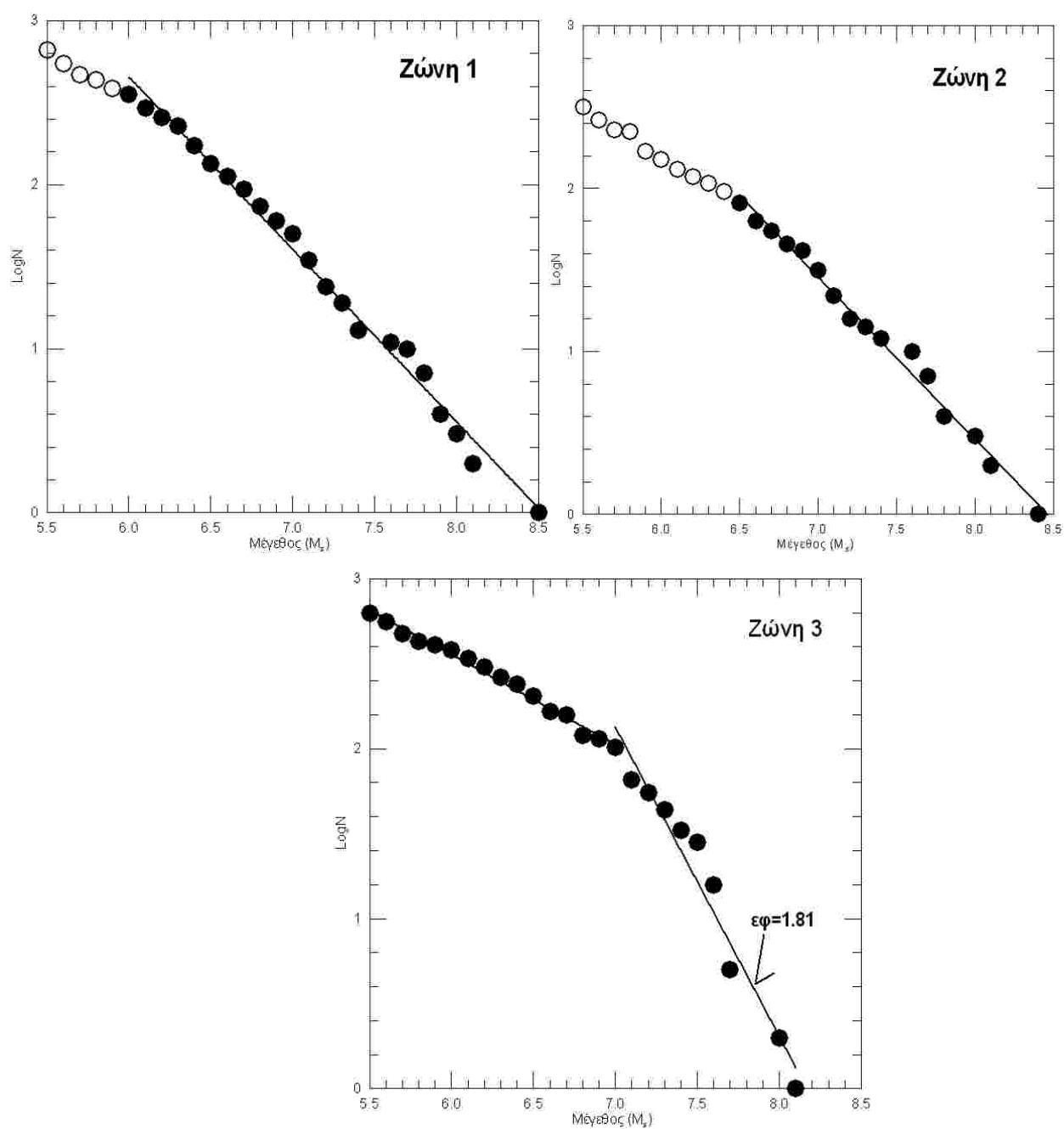
Έτσι η πληρότητα τόσο ως προς το χρόνο, όσο και προς τα μεγέθη για τις τρεις ζώνες είναι:

Πίνακας 2.2. Πληρότητα των σεισμικών ζωνών μελέτης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της συσσωρευτικής συχνότητας.

ΖΩΝΗ 1	ΖΩΝΗ 2	ΖΩΝΗ 3
1960-2003 $M \geq 6.0$	1955-2003 $M \geq 6.5$	1965-2003 $M \geq 5.5$
1936-2003 $M \geq 6.5$	1917-2003 $M \geq 6.7$	1956-2003 $M \geq 6.0$
1899-2003 $M \geq 7.0$	1899-2003 $M \geq 7.0$	1923-2003 $M \geq 6.5$
		1894-2003 $M \geq 7.0$



Σχήμα 2.5. Συσσωρευτικός αριθμός σεισμών που έγιναν στις σεισμικές ζώνες, Ζώνη 1, Ζώνη 2, Ζώνη 3 σε συνάρτηση με το χρόνο.



Σχήμα 2.6. Κατανομή κατά μέγεθος των σεισμών για τις ζώνες μελέτης.

Σύμφωνα με τη δεύτερη μεθοδολογία υπολογίσαμε το μέσο μετρούμενο μέγεθος σε συνάρτηση με το χρόνο για τις ζώνες μελέτης (σχ.2.7). Οι σημαντικές, ξαφνικές μειώσεις στο μέσο μέγεθος οφείλονται σε περισσότερες πλήρεις εγγραφές μικρότερων γεγονότων (Lomnitz, 1966). Αυτό επιτρέπει τον υπολογισμό της χρονικής πληρότητας με βάση τις ξαφνικές αλλαγές που μπορούν να γίνουν στο μέσο μέγεθος.

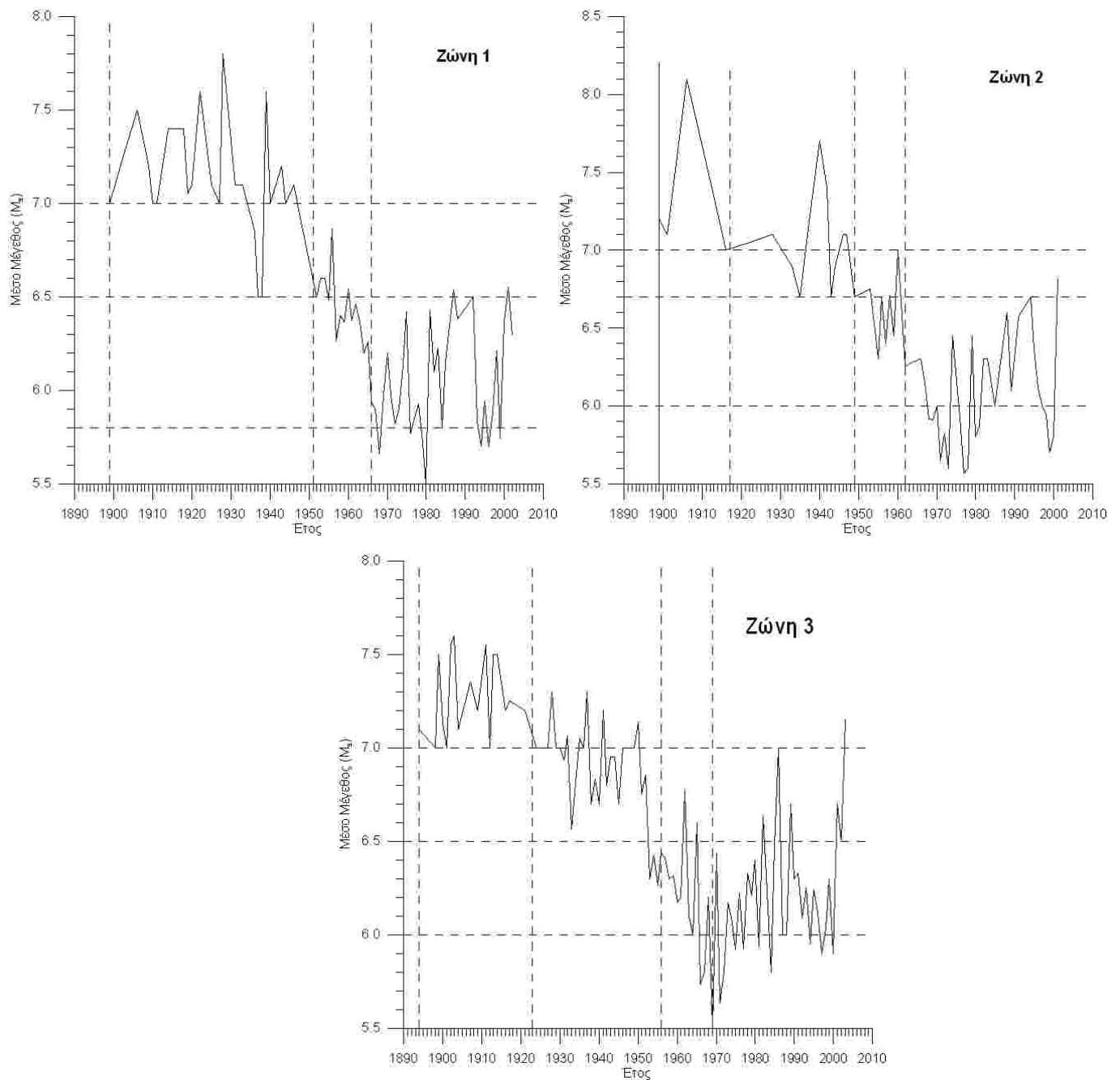
Για κάθε ζώνη έτσι όπως φαίνεται στο σχήμα (2.7) οι σημαντικές (χρονικά) ξαφνικές μειώσεις στο μέσο μέγεθος υποδεικνύονται με κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές.

Για τον προσδιορισμό της πληρότητας του μεγέθους έγινε συγχώνευση διαφόρων χρονικών περιόδων (σχ. 2.8). Το σχήμα (2.8) δείχνει την κατανομή της συχνότητας των μεγεθών για τις διάφορες χρονικές περιόδους του σχήματος (2.7), προσαρμοσμένες σε ετήσιο ποσοστό εμφάνισης. Για κάθε ζώνη του σχήματος (2.8) δεδομένα διαφόρων περιόδων έχουν συνδυαστεί με τη χρήση κατακόρυφων διακεκομμένων γραμμών, έτσι ώστε να ισχύει η γραμμική σχέση μεγέθους-συχνότητας στις διάφορες περιόδους.

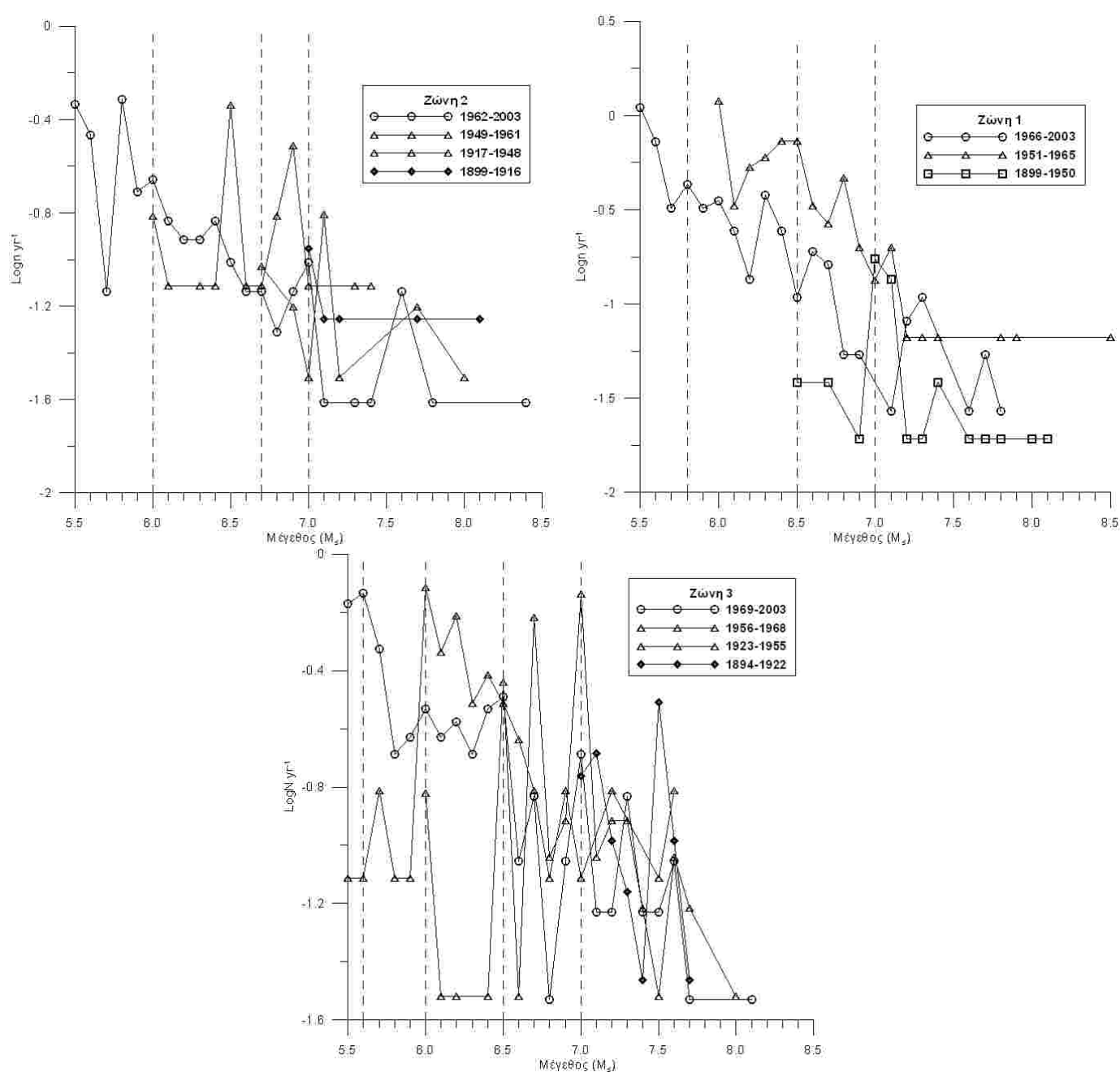
Οι πληρότητες που καθορίζονται από αυτή τη διαδικασία παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (2.3):

Πίνακας 2.3. Πληρότητες των σεισμικών ζωνών μελέτης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του μέσου μεγέθους.

ΖΩΝΗ1	ΖΩΝΗ 2	ΖΩΝΗ 3
1966-2003 $M \geq 5.8$	1962-2003 $M \geq 5.5$	1969-2003 $M \geq 5.6$
1951-2003 $M \geq 6.5$	1949-2003 $M \geq 6.0$	1956-2003 $M \geq 6.0$
1899-2003 $M \geq 7.0$	1917-2003 $M \geq 6.7$	1923-2003 $M \geq 6.5$
	1899-2003 $M \geq 7.0$	1894-2003 $M \geq 7.0$



Σχήμα 2.7. Μέσο μέγεθος (M_s) σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο για τις ζώνες μελέτης. Οι κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές τονίζουν τις χρονικές μεταβολές του μέσου μεγέθους.



Σχήμα 2.8. Κατανομή κατά μέγεθος των σεισμών των ζωνών μελέτης κανονικοποιημένες σε ετήσια εμφάνιση. Οι κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν το κατώτερο όριο μεγέθους κάθε περιόδου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

3.1 Εκτίμηση της αισθητότητας των σεισμών.

Η αισθητότητα των σεισμών, ορίζεται ως η εξαρτημένη πιθανότητα $P(x|m)$, ενός ελάχιστου επιπέδου x της εδαφικής κίνησης (μακροσεισμική ένταση, εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα, μετάθεση) που θα γίνει αισθητή σε μία θέση αν είναι γνωστή η ετήσια πιθανότητα εμφάνισης ενός σεισμού μεγέθους M . Δηλαδή ο πιο αισθητός σεισμός είναι εκείνο το σεισμικό γεγονός που έχει μεγάλη πιθανότητα να συμβεί και να γίνει αισθητός σε μία θέση η περιοχή για ένα ορισμένο όριο εδαφικής κίνησης.

Το σκεπτικό του πιο αισθητού σεισμού εξισορροπεί τη σχέση μεταξύ του μικρού μεγέθους σεισμών, που συμβαίνουν συχνά αλλά δεν γίνονται αισθητοί σε μεγάλη έκταση και των σεισμών μεγάλου μεγέθους που έχουν μικρή συχνότητα εμφάνισης αλλά γίνονται αισθητοί σε μεγάλη έκταση.

Από τα παραπάνω είναι φανερό ότι για την εκτίμηση της αισθητότητας των σεισμών θα πρέπει να γνωρίζουμε τη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών διαφόρων μεγεθών (σχέση 1.1).

Η σχέση (1.1) μας δίνει τον αναμενόμενο αριθμό σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος αν γνωρίζουμε τις παραμέτρους a και b της κατανομής. Για τον υπολογισμό του αναμενόμενου αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος εφαρμόσαμε τη μέθοδο της μέσης τιμής.

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή το χρονικό διάστημα (t_1, t_0) , για το οποίο υπάρχουν αξιόπιστα διαθέσιμα δεδομένα, χωρίζεται σε υποδιαστήματα $(t_1 - t_0)$, $(t_2 - t_0)$, $(t_3 - t_0)$, ..., με $t_1 < t_2 < t_3 < \dots < t_0$, (π.χ. $t_0 = 1988$, $t_1 = 1800$, $t_2 = 1911$, $t_3 = 1950$, ...), και για κάθε υποδιάστημα καθορίζεται ένα ελάχιστο μέγεθος, $M_{\min}$, πάνω από το οποίο τα δεδομένα του υποδιαστήματος είναι πλήρη, (π.χ. $M_1 = 7.0$ για το διάστημα 1800-1988, $M_2 = 5.5$ για το διάστημα 1911-1988, $M_3 = 5.0$ για το διάστημα 1950-1988, ...).

Έπειτα ο αριθμός, $n(M_i)$, των σεισμών για κάθε μέγεθος M_i , $i=1,2,3,\dots$, (ή με ένα ορισμένο βήμα ταξινόμησης), για όλη την χρονική περίοδο (t_1, t_0) είναι $n(M) = n_1(M)$ για μεγέθη $M \geq M_1$, $n(M) = n_2(M) (t_0 - t_1) / (t_0 - t_2)$ για μεγέθη μεταξύ M_2 και M_1 , $n(M) = n_3(M) (t_0 - t_1) / (t_0 - t_3)$ για μεγέθη μεταξύ M_3 και M_2 , και ούτω καθεξής. Όπου $n_1(M)$, $n_2(M)$, $n_3(M)$, ..., είναι ο αριθμός των σεισμών (συχνότητα εμφάνισης) στα

αντίστοιχα διαστήματα μεγεθών ($M \geq M_1$, $M_1 \geq M \geq M_2$, $M_2 \geq M \geq M_3, \dots$), για το οποία τα πλήρη δεδομένα είναι διαθέσιμα.

Γνωρίζοντας την συχνότητα των σεισμών, $n(M)$, για κάθε μέγεθος και για όλη την χρονική περίοδο, που εξετάζεται, υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα $N(M)$ των σεισμών, που έχουν μέγεθος μεγαλύτερου ή ίσου ενός κατώτερου ορίου μεγέθους. Στη συνέχεια χαρτογραφείται ο λογάριθμος της συσσωρευτικής συχνότητας ($\log N$) σε συνάρτηση με τα αντίστοιχα μεγέθη και υπολογίζονται οι τιμές των παραμέτρων a και b με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, (Parazachos, 1990).

Για τον ακριβή υπολογισμό των παραμέτρων, λήφθηκε υπόψη ότι η διαφορά μεταξύ του μεγαλύτερου και του μικρότερου μεγέθους του δείγματος είναι μεγαλύτερη του 1.4 (Parazachos, 1974a). Τα χρονικά διαστήματα των υποκαταλόγων κάθε ζώνης και τα αντίστοιχα κατώτερα μεγέθη πληρότητας δίνονται στον πίνακα (2.2).

Οι γραφικές παραστάσεις της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών των σεισμών για όλες τις περιοχές μελέτης σε συνάρτηση με τα μεγέθη τους, καθώς και η σχέση, που τα συνδέει, δίνονται στο σχήμα (3.1).

Η παράμετρος a_k ανάγεται σε χρονικό διάστημα ενός έτους, γιατί συνήθως τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται καλύπτουν μεγαλύτερη χρονική περίοδο από αυτή του έτους, k έτη, οπότε η ανηγμένη τιμή αυτής, a , δίνεται από τη σχέση,

$$a = a_k - \log k \quad (3.1)$$

όπου k είναι ο χρόνος σε έτη.

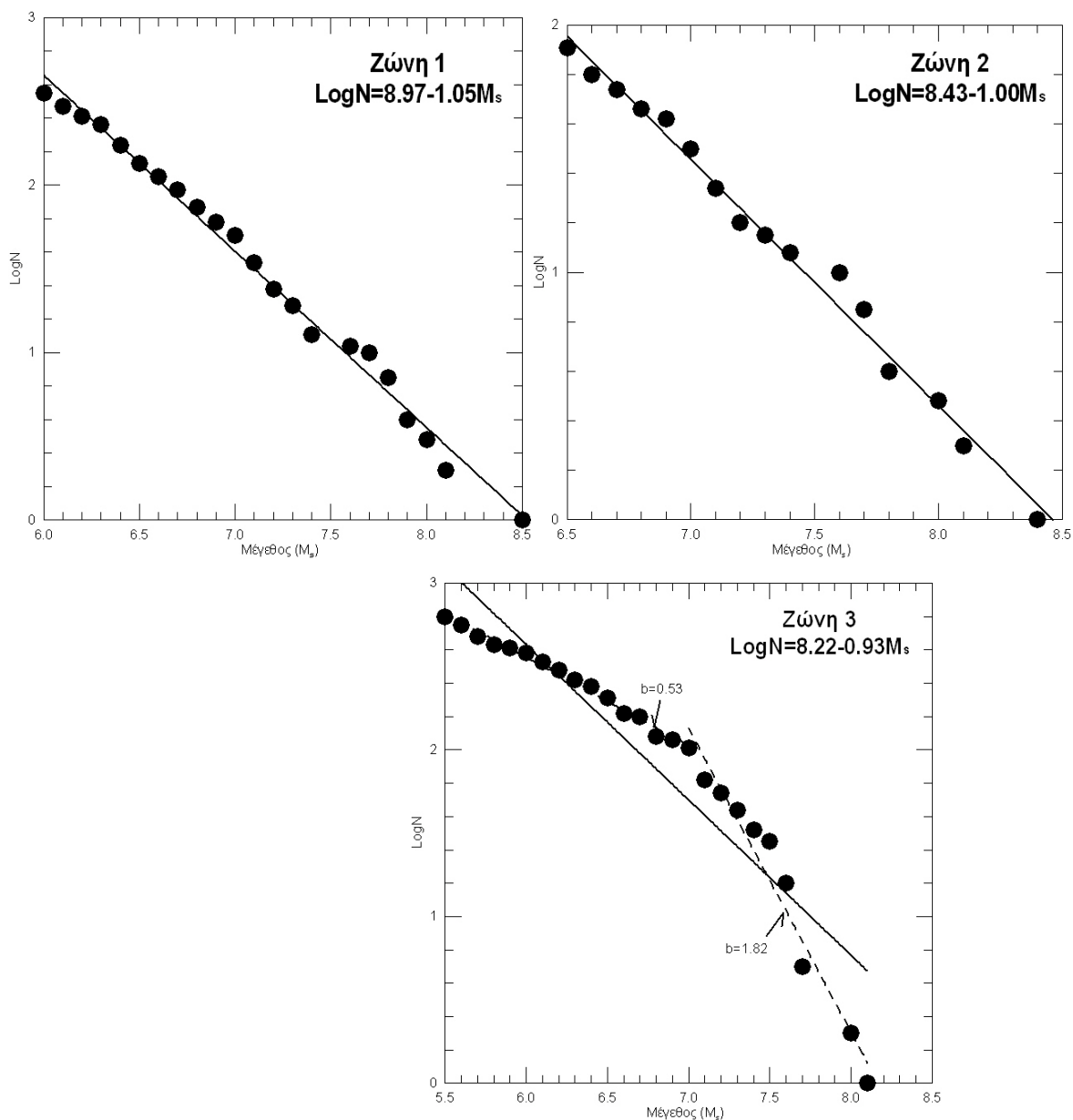
Στον πίνακα (3.1) παρουσιάζονται οι τιμές των παραμέτρων b , a_k , a , και το χρονικό διάστημα k , που καλύπτουν τα δεδομένα κάθε ζώνης.

Πίνακας 3.1. Οι τιμές των παραμέτρων b , a , a_k , k , όπως υπολογίσθηκαν για τις ζώνες μελέτης με τη μέθοδο της μέσης τιμής.

ΖΩΝΗ	b	a	a_k	k
1	1.05	6.95	8.97	105
2	1.00	6.41	8.43	105
3	0.93	6.18	8.22	110

Στο σχήμα (3.1) παρατηρούμε τη γραμμική σχέση ανάμεσα στην αθροιστική συχνότητα εμφάνισης των σεισμών σε συνάρτηση με τα μεγέθη τους για τις δύο πρώτες ζώνες μελέτης. Στη Ζώνη 3 λόγω της καμπυλότητας παρατηρούνται δύο

διαφορετικές γραμμικές σχέσεις. Η πρώτη μεταξύ των μεγεθών 5.5-7.0 με κλίση $b=0.53$ και η δεύτερη μεταξύ των μεγεθών 7.0-8.1 και κλίση $b=1.82$.

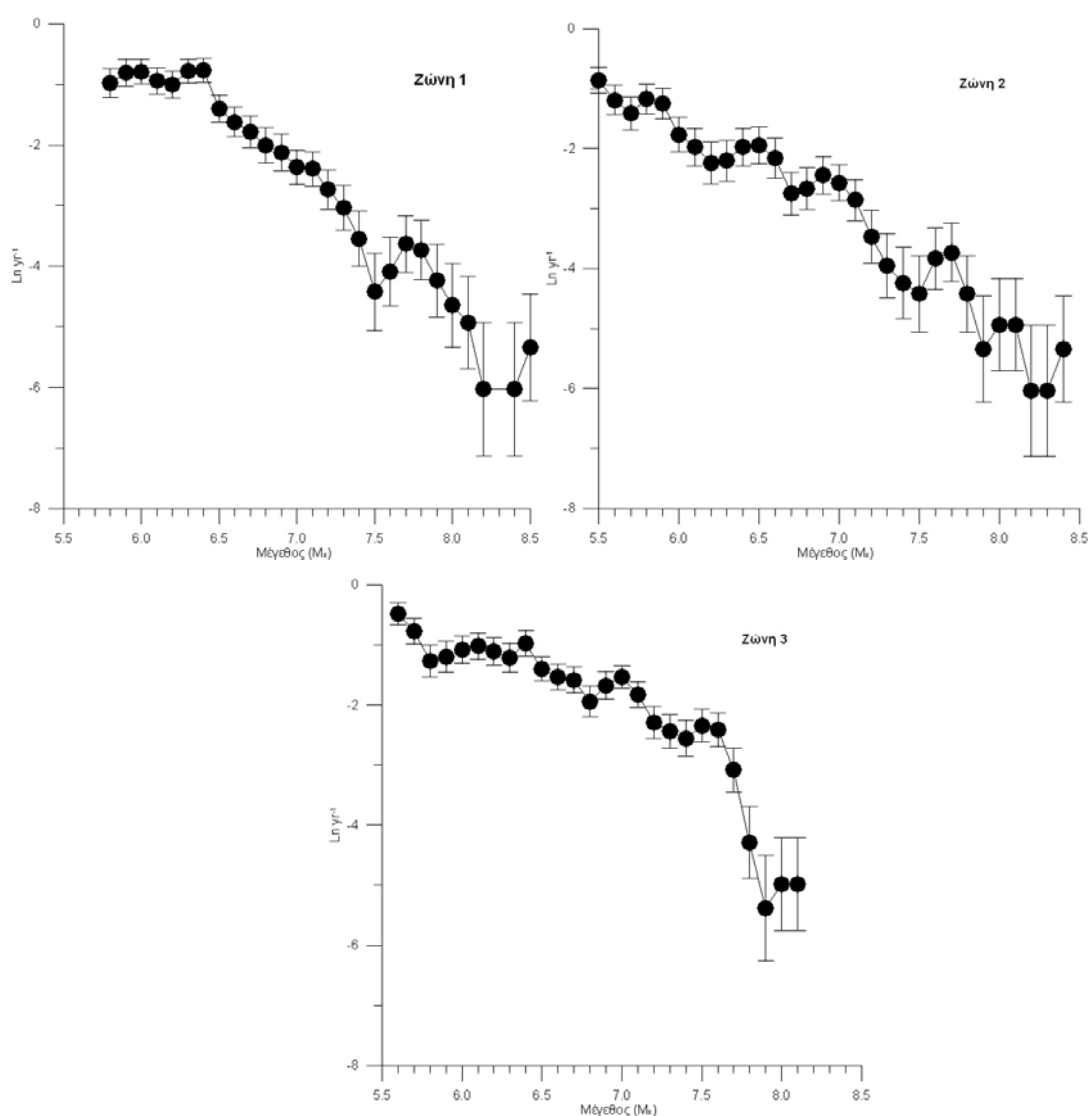


Σχήμα 3.1. Κατανομή κατά μέγεθος των σεισμών στις ζώνες μελέτης.

Η τιμή της παραμέτρου b της πρώτης ευθείας αν και βρίσκεται εντός των ορίων των παρατηρημένων τιμών [0.5-1.5] είναι πολύ χαμηλή για να περιγράψει την σεισμικότητα της περιοχής. Επίσης η τιμή b 1.82 της δεύτερης ευθείας βρίσκεται εκτός των παρατηρημένων τιμών. Για τους παραπάνω λόγους θεωρήσαμε πιο αντιπροσωπευτική τιμή b για τη ζώνη 3 την τιμή 0.93 που αντιστοιχεί σε όλο το δείγμα των δεδομένων παρατήρησης.

Για τον καλύτερο υπολογισμό των παραμέτρων a , b της σχέσης (1.1) παραστήσαμε γραφικά την ετήσια συχνότητα εμφάνισης των σεισμών κάθε ζώνης σε συνάρτηση με το μέγεθος τους για τα διάφορα χρονικά διαστήματα πληρότητας του πίνακα (2.3), εξομαλύνοντας την ετήσια συχνότητα εμφάνισης με εφαρμογή του κινουμένου μέσου όρου τριών σημείων $f_i = \frac{1}{4}(f_{i-1} + 2f_i + f_{i+1})$.

Στο σχήμα (3.2) παρουσιάζονται οι γραφικές παραστάσεις της κατανομής της ετήσιας συχνότητας εμφάνισης των μεγεθών για τους υποκαταλόγους κάθε ζώνης του πίνακα (2.3) και τα σφάλματα υπολογισμού της συχνότητας $\sigma_f = F / \sqrt{n}$ όπου F η συχνότητα εμφάνισης και n ο αριθμός των παρατηρήσεων.



Σχήμα 3.2. Κατανομή κατά μέγεθος της ετήσιας εμφάνισης των σεισμών στις ζώνες μελέτης.

Όπως προκύπτει από το παραπάνω σχήμα δεν παρατηρείται εμφανής γραμμική σχέση μεταξύ συχνότητας εμφάνισης και μεγέθους για όλο το διάστημα των παρατηρήσεων. Για αυτό το λόγο υιοθετήσαμε τις τιμές των παραμέτρων a και b του πίνακα (3.1) στους περαιτέρω υπολογισμούς μας.

Η μαθηματική σχέση που προκύπτει από τον ορισμό της αισθητότητας των σεισμών δίνεται από τη σχέση (3.1),

$$P(m|Y)=F(m)A(Y)/A_{\max} \quad (3.1)$$

όπου $P(m|Y)$ η ετήσια αισθητότητα ορισμένου επιπέδου εδαφικής κίνησης, $F(m)$ η ετήσια συχνότητα εμφάνισης σεισμών μεγέθους $m \pm \delta m/2$, $A(Y)$ η έκταση της περιοχής όπου σεισμός μεγέθους m θα προκαλέσει σεισμική ένταση Y σε απόσταση r από το επίκεντρο,

$$A(Y)=\pi[r(Y)]^2 \quad (3.2)$$

και $A_{\max}$ είναι η συνολική έκταση της περιοχής μελέτης.

Στην παρούσα εργασία εκτιμούμε την αισθητότητα των σεισμών για τις τρεις ζώνες μελέτης για ένα ορισμένο όριο εδαφικής επιτάχυνσης (0.2g). Οι σχέσεις απόσβεσης της εδαφικής επιτάχυνσης για κάθε μια από τις ζώνες μελέτης δίνονται στον πίνακα (3.2),

Πίνακας 3.2. Σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, επιτάχυνσης, για τις ζώνες μελέτης

$PGA=2300e^{0.71M}(R+60)^{-1.6}$	cm/sec ²	Saragoni et al., 1982	Ζώνη 1
$a=68.7e^{0.8M}(R+25)^{-1.0}$	cm/sec ²	Casaverde and Vargas, 1980	Ζώνη 2
$\ln PGA=-1.687+0.553M_w-0.537\ln R-0.00302R+0.279$	m/sec ²	Camacho et al., 1997	Ζώνη 3

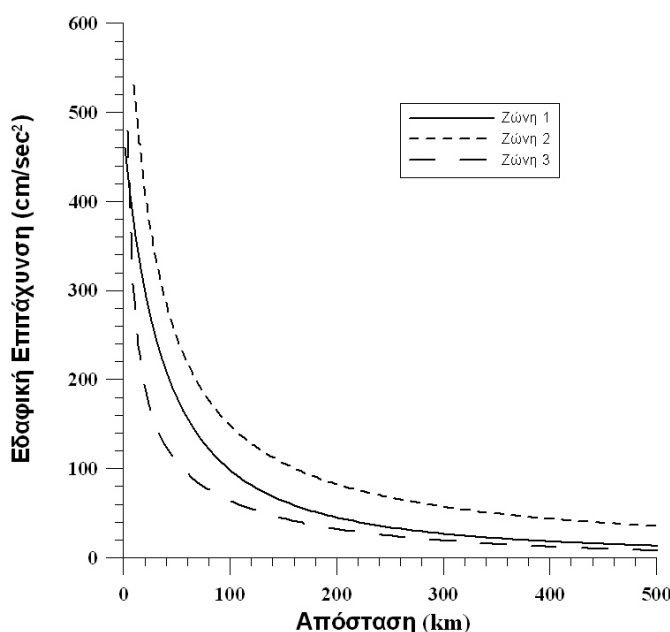
όπου PGA , μέγιστη οριζόντια εδαφική επιτάχυνση, a μέση μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, R υποκεντρική απόσταση (Km), S παράγοντας τοπικών εδαφικών συνθηκών, M μέγεθος σεισμού.

Στη σχέση απόσβεσης της Ζώνης 3 του πίνακα (3.2) περιέχεται ο όρος (S), που αντιπροσωπεύει τις εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής, αυτός θεωρήθηκε ίσος με 0.5, τιμή, που αντιπροσωπεύει ενδιάμεσες εδαφικές συνθήκες μεταξύ αλλουβιακών αποθέσεων ($S=0$) και σκληρού πετρώματος ($S=1$). Για τη

μετατροπή του επιφανειακού μεγέθους σε μέγεθος ροπής εφαρμόσαμε τη σχέση Scordilis (2006),

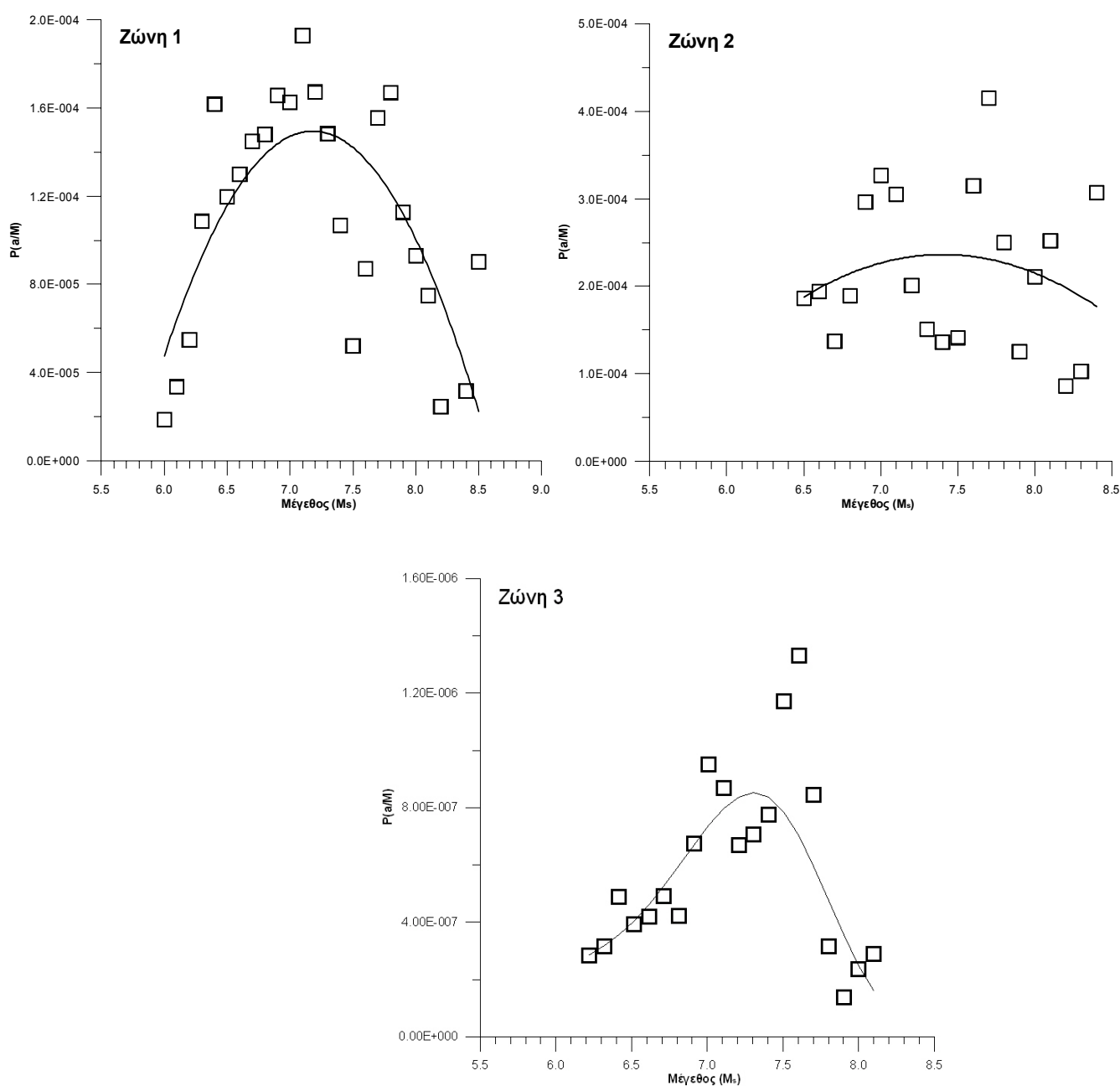
$$M_w = 0.99M_s + 0.08 \quad 6.2 \leq M_s \leq 8.2 \quad (3.3)$$

Η τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης σε συνάρτηση με την απόσταση για μέγεθος σεισμού $M_s = M_w = 7.0$ δίνεται στο σχήμα (3.3).



Σχήμα 3.3 Γραφική παράσταση των σχέσεων απόσβεσης της εδαφικής επιτάχυνσης σε συνάρτηση με την απόσταση για τις ζώνες των επιφανειακών σεισμών, για μέγεθος $M=7.0$.

Στο σχήμα (3.4) παριστάνεται η αισθητότητα των σεισμών για επίπεδο επιτάχυνσης 0.2g. Σύμφωνα με τις τρεις γραφικές παραστάσεις της αισθητότητας των σεισμών σε σχέση με το μέγεθος παρατηρείται μια σχετικά αυξανόμενη τιμή της αισθητότητας μέχρι ένα ορισμένο σημείο και στη συνέχεια μείωση της αισθητότητας με το μέγεθος. Αναλυτικότερα στη Ζώνη 1 η αισθητότητα αυξάνεται μέχρι το μέγεθος $M_s=7.2$ όπου και παραμένει σταθερή για ένα εύρος τιμών $M_s=7.2 \pm 0.1$. Στη Ζώνη 2 η αισθητότητα αυξάνει ως το μέγεθος $M_s=7.2$ όπου και παραμένει σταθερή για ένα μεγαλύτερο εύρος $M_s=7.4 \pm 0.2$. Τέλος στη Ζώνη 3 η αύξηση της τιμής της αισθητότητας συνεχίζεται μέχρι το μέγεθος $M_s=7.3$ όπου και σταθεροποιείται η τιμή της για εύρος μεγεθών $M_s=7.3 \pm 0.1$.



Σχήμα (3.4). Αισθητότητα εδαφικής κίνησης για οριακή τιμή 0.2g της εδαφικής επιτάχυνσης για τις ζώνες μελέτης.

Όπως παρατηρούμε το διάστημα τιμών αισθητότητας των σεισμών είναι μεγαλύτερο στη Ζώνη 2 σε σχέση με τις Ζώνες 1 και 3. Τελικά καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι το εύρος τιμών των μεγεθών αισθητότητας των σεισμών για όλη την περιοχή μελέτης κυμαίνεται μεταξύ των μεγεθών $M_s=7.1$ και $M_s=7.6$.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abe, K., 1981. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 72-92.
- Abe, K., 1984. Complements to “ Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980”. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 17-23.
- Abe, K., 1994. Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 415-425.
- Abe, K. and Noguchi S., 1983a. Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 32, 45-59.
- Abe, K. and Noguchi S., 1983b. Revision of magnitudes of large shallow earthquakes 1898-1917. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 1-11.
- Adamek, S., Frohlich, C. and Pennington W.D., 1988. Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama Region. *J. Geophys. Res.*, 93, 2053-2075.
- Aki, K., 1968. Seismicity and seismological methods. *Tectonophysics*, 6, 41-48.
- Arroyo, A.L. and Espinosa, A.F., 1978. Deterministic and probabilistic approaches to seismic risk determinations. *Proc. of the symp. on the analysis of seismicity and on seismic risk, Lublice, 1977*, 487-496.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 57, 537-555.
- Båth, M., 1953. Seismicity of Fennoscandia and related problems. *Gerl, Beitr. Z. Geophysik*, 63, 173-208.
- Burbach, G.V. and Frohlich, C., 1986. Intermediate and deep seismicity, and lateral structure of the subducted lithosphere in the Circum-Pacific region. *Rev. Geophys.*, 20, 833-874.
- Burbach, G., Frolich, C., Pennington, W. and Matumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.
- Camacho, E., Lindholm, C., Dahle., A. and Bungum, H., 1997. Seismic hazard assessment in Panama. *Engineering Geology*, 48, 1-6.

- Carr, M.J. and Stoiber, R.E., 1977. Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. America Bulletin*, 88, 151-156.
- Casaverde, L.A. and Vargas, J.N., 1980. Zonification sismica del Preu. II Seminario Latinoamericano de ingeniera sismo-resistente, OEA and Pontificia Universidad Catolica del Peru, Lima, Peru.
- Casaverde, L.A. and Vargas J.N., 1984. Seismic risk in Peru. *Proceedings of the 8th world conference on earthquake engineering*, vol. I, 93-100, July 21-28, San Francisco California U.S.A.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1977. Completeness, Accuracy and Homogeneity of the data for Seismic studies in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975. 'Proc. Of the Symp. Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice 1977', 139-149.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- De Boer, J., Defant, M., Stewart, R., Restrepo, J., Clark, L. and Ramirez, A., 1988. Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama: Regional variation and implications for plate tectonic framework. *J. South America Earth Sci.*, 1, 275-293.
- Defant, M. and eight others., 1991. Andesite and dacite genesis via contrasting processes: The geology and geochemistry of the El Valle volcano, Panama. *Contributions to Minerology and Petrology*, 106, 309-324.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewey, J.F. and Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79-95.
- Fuenzalida, A., Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Comte, D. and Kausel, E., 1992. On the geometry of the Nanca plate subducted under Central Chile (32-34.5°S) as inferred from microseismic data. *Tectonophysics*, 205, 1-11.
- Galanis, O.CH., Tsapanos, T.M., Papadopoulos, G.A. and Kiratzi, A.A., 2001. An alternative Bayesian statistics for probabilistic earthquake prediction in Mexico, central and south America. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol XXIV/4, 1485-1491, Athens, September 2001.

- Galvis Vergara, J., 1980. Un arco de islas Terciario en el occidente Colombiano. *Geologia Colombiana*, 11, 7-43.
- Gorshkov, G.P. et al., 1947a. Scheme of seismic regionalization of the U.S.S.R. (Map attached to B.F. Bonehkovsky.
- Gorshkov, G.P. et al., 1947b. Seismic regionalization of the territory of the U.S.S.R. and the problems of antiseismic construction (in Russian), "in Jubile symposium on the 30th anniversary of the Great October Socialistic Revolution, Academy of Sciences, Moscow"
- Gutenberg, B., 1956. Great earthquakes 1896-1903. *Eos Trans. AGU*, 37, 608-614.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. Seismicity of the earth and associated phenomena. "Princeton Univ. Press, Princeton, N.Y.", 310pp.
- Gutierrez, C.I., 1993. Seismic risk assessment in Colombia. *Bull. IISSE*, 27, 73-84.
- Hanus, V. and Vanek, J., 1984. Structure of Wadati-Benioff zones and volcanism produced by the process of subduction. *Tectonophysics*, 112, 51-67.
- Hasegawa, A. and Sacks, I.S., 1981. Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.
- Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Bull. Geol. Soc. America*, 88, 1404-14220.
- James, D., 1978. Subduction of the Nazca plate beneath central Peru. *Geology*, 7, 174-178.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, 24, 217-284.
- Jordan, T., 1975. The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, 80, 4433-4439.
- Kaila, K.L, Gaur, V.K and Narain, H., 1972. Quantitative seismicity maps of India. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 1119-1132.
- Kanamori, H., 1977. The energy released in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. and Abe, K., 1979. Revaluation of the turn-of-the-Centuary seismicity peak. *J. Geophys. Res.*, 84, 6131-6139.
- Karnik, V., 1971. Seismicity of the European area, part 2. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, 218pp.

- Kelleher, J.A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77, 2087-2103.
- Kellogg, J.N. and Bonini, W.E., 1982. Subduction of the Caribbean plate and Basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1, 251-276.
- Kellogg, J.N. and Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in Mann, P., ed., *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, special paper 295, 75-90.
- Kellogg, J.N., Ogujiofor, I.J. and Kansakar, D.R., 1985. Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks, in *Memoirs, Latin American Congress on Geology*, 6th, 1, Bogota, Consejo Consultivo de Directores de Servicios Geologicos de Latinoamerica y el Caribe, 40-59.
- Koravos, G.CH., Tsapanos, T.M., Hatzidimitriou and Papaioannou, C.A., 2001. . *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol XXIV/4, 1485-1491, Athens, September 2001
- Lindo, R., Dorbath, C, Cisternas, A., Dorbath, L., Ocola, L. and Morales, M., 1992. Subduction geometry in central Peru from a microseismicity survey: first results. *Tectonophysics*, 205, 23-29.
- Lomnitz, C., 1966. Magnitude stability in earthquake sequences, *Bull. Seim. Soc. Am.*, 56, 247-249.
- Lomnitz, C., 1974. *Global tectonics and earthquake risk*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 320pp.
- Lonsdale, P. and Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, 981-999.
- Mackay, M.E. and Moore, G.F., 1990. Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: Response to oblique subduction and trench sediment variation. *Tectonophysics*, 9, 683-698.
- Malavé, G. and Suárez, G., 1995. Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14, 617-628.
- Medvedev, S.V., 1965. *Engineering Seismology*. Israel Progr. Sci. Transl., Jerusalem, 260pp.

- Milne, W.G. and Davenport, A.G., 1969. Determination of earthquake risk in Canada. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 729-754.
- Nur, A. and Ben-Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 154, 729-740.
- Okaya, D.A. and Ben-Avraham, Z., 1987. Structure of the continental margin of southwestern Panama. *Geol. Soc. America Bull.*, 99, 792-802.
- Pacheco, J.F. and Sykes L.R., 1992. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1306-1349.
- Panagiotopoulos, D.G., 1995. Long-term earthquake prediction in Central America and Caribbean Sea based on the time and magnitude predictable model. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 85, 1190-1201.
- Papadimitriou, E.E., 1993. Long-term Earthquake prediction along the Western coast of South and Central America based on a time predictable model. *Pageoph.*, 140, 301-316.
- Παπαϊωάννου, Χ.Α., 1984. Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο. Διδακτορική διατριβή που υποβλήθηκε στο Γεωλογικό τμήμα του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, 200 σ.
- Papazachos, B.C., 1973. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its Tectonic implication, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 419-428.
- Papazachos, B.C., 1974a. Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. *Pageoph.*, 112, 1059-1065.
- Papazachos, B.C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.
- Παπαζάχος, Β.Κ., 1993. Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 208 σ.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F. and Panagiotopoulos, D.G., 1997. Long-term Earthquake prediction in the Circum-Pacific Convergent belt. *Pageoph.*, 149, 173-217.
- Pennington, W.D., 1981. Distribution of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 10753-10770.
- Prince, R.A. and Schweller, W.J., 1978. Dates, rates and angles of faulting in the Peru-Chile trench. *Nature*, 271, 743-745.

- Protti, M., Güendel, F. and McNally, K., 1995. Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. *Geol. Soc. America, special paper* 295, 309-326.
- Quezada, J.F., 1997. Seismic Observation in Chile. *Bulletin of IISSE*, V.31, 243-259.
- Ranalli, G., 1972. On the estimation of earthquake risk. *Die Naturwissenschaften*, 11, 510-511.
- Reiter, L., 1990. *Earthquake hazard analysis: Issues and insights*. Columbia Univ. Press, New York, N.Y., 254 pp.
- Richter, C.F., 1959. Seismic regionalization. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 49, 123-162.
- Riznichenko, J.V., 1959. On quantitative determination and mapping of seismic activity. *Ann. Di Geof.*, 12, 227-237.
- Ruiz, G.V.M., 1993. On the seismic risk in the northern part of Peru. *Bull. IISSE*, 29, 11-120. Individual studies by participants.
- Sacks, I.S., 1977. Interrelationships between volcanism, seismicity, and anelasticity in Western South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 10753-10770.
- Saragoni, R., Crempien, J. and Araya, R., 1982. Características experimentales de los movimientos sísmicos sudamericanos. *Revista del IDIEM*, 21, 67-88.
- Scordilis, E.M., 2006. Empirical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *Journal of Seismology*, 10, 225-236.
- Shedlock, K.M., 1993. Status of seismic hazard assessment around the globe: North and South America. *Ann. di Geofis.*, 36, 103-129.
- Silver, E.A. and six others., 1995. Implications of the North and South Panama deformed belts for the origin of the Panama orocline. *Tectonics*, 9, 261-282.
- Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E.R., Choy, G.L. and Norabuena, E., 1999. Seismic subduction of the Nazca Ridge as shown by the 1996-97 Peru earthquakes. *Pageoph.*, 753-776.
- Stein, S., Engeln, J.E., De Meto, C., Gordan, R.G., Woods, D.R., Lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. and Wiens, D.A., 1986. The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 Chilean earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 713-716.
- Stoiber, R.E. and Carr, M., 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin of Volcanology*, 37, 307-325.
- Storchak, D.A., Bird, A.L. and Adams R.D., 1998. Location Discrepancies. Presented at SC-A, XXVI GA of the ESC, Tel Aviv.

- Suárez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Roecker, S.W. and Viodé, J.P., 1990. Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru: results from a microseismic experiment. *Geophys. J. Int.*, 103, 1-12.
- Sugi, N. and Uyeda, S., 1984. Subduction of young oceanic plates without deep focus earthquakes. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 26, 245-254.
- Tsapanos, T.M., 2000. The depth estimation of seismicity parameters estimated for the South American area. *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 103-115.
- Tsapanos, T.M. and Christova, C.V., 2000. Some preliminary results of the worldwide seismicity estimation: a case study of seismic hazard evaluation in South America. *Ann. di Geofis.*, 43, 11-22.
- Tsapanos, T.M., Scordilis, E.M., and Papazachos, B.C., 1990. A global catalogue of strong earthquakes. *Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessal.*, 9, 90.
- von Huene, R., Corcalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W. and the CONDOR Scientists., 1997. *Tectonics*, 16, 474-488.
- Wadge, G. and Burke, K., 1983. Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics*, 2, 633-643.
- West, D.O., Senthivel, A., Linard, J.R. and Bariola, J., 1989. Feasibility evaluation of potential earthquake hazards, Chaglla Dam, Central Peru. In: R.J Watters (Editor), *Proc., Symp. Eng. Geology and Geotechnical Eng.*, 25th Reno, Nev., Balkema, Rotterdam, 197-201.
- Wiechert, D.H. and Milne, W.G., 1979. On Canadian methodologies of probabilistic seismic risk estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1549-1566.
- Wiens, D.A. and McGuire, J.J., 1995. The 1994 Bolivia and Tonga events: Fundamentally different types of deep earthquakes? *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2245-2248.
- Wolters, B., 1986. Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. *Tectonophysics*, 128, 21-46.
- Yamaoka, K., Fukao, Y. and Kumazawa, M., 1986. Spherical shell tectonics effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere. *Rev. Geophys.*, 24, 27-53.