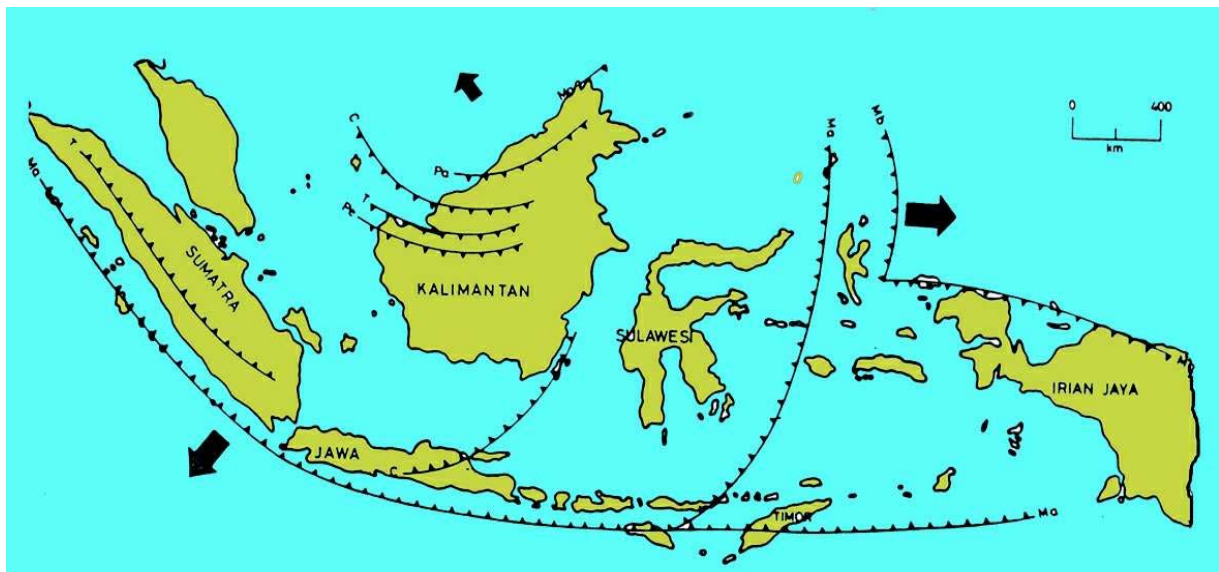




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑΣ (ΙΝΔΟΝΗΣΙΑ)**

ΜΠΟΖΑΝΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ : ΠΑΠΑΔΗΜΗΤΡΙΟΥ ΕΛΕΥΘΕΡΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2010



ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	3
1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΗΚΑ ΤΗΣ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ	
1.1 Εισαγωγή	5
1.2 Ζώνες κατάδυσης	7
1.2.1 Το τόξο της Σούντα	7
1.2.2 Το τόξο της Μπάντα	7
1.2.3 Το τόξο της Κελέβης.....	10
2 ΚΛΙΜΑΚΕΣ ΜΕΓΕΘΩΝ	
2.1 Εισαγωγή.....	12
2.2 Κλίμακα τοπικού μεγέθους, M_L	12
2.3 Κλίμακα επιφανειακού μεγέθους, M_S	15
2.4 Κλίμακα χωρικού μεγέθους, m_b	16
2.5 Κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής, M_W	19
2.6 Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους	22
3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ	
3.1 Εισαγωγή.....	25
3.2 Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC)	26
3.3 Σχέσεις μεταξύ των μεγεθών	27
3.3.1 Σχέση μεταξύ m_b (ISC) - m_b (NEIC).....	27
3.3.2 Σχέση μεταξύ m_b (ISC) - M_W (HARVD).....	28
3.3.3 Σχέση μεταξύ m_b (NEIC) - M_W (HARVD).....	30
3.3.4 Σχέση μεταξύ m_b (ISC- NEIC) - M_W (HARVD)	32
3.4 Πληρότητα καταλόγου	34



4 ΟΙ ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΤΟΥ 2004 ΚΑΙ 2005 ΣΤΗ ΣΟΥΜΑΤΡΑ

4.1 Ο σεισμός του 2004.....	36
4.1.1 Εισαγωγή	36
4.1.2 Δεδομένα	37
4.1.3 Πρότυπα σεισμικότητας.....	38
4.1.4 Τελικές παρατηρήσεις	40
4.2 Το τσουνάμι του γιγαντιαίου σεισμού της Σουμάτρας του 2004.....	40
4.2.1 Εισαγωγή	40
4.2.2 Μεθοδολογία	42
4.2.2.1 Ορολογία	42
4.2.2.2 Επιτόπιες παρατηρήσεις και μετρήσεις.....	42
4.2.3 Καταθέσεις αυτόπτων μαρτύρων.....	46
4.2.4 Τελικές παρατηρήσεις	47
4.3 Ο σεισμός του 2005.....	50
4.3.1 Εισαγωγή	50
4.3.2 Μελέτη της ευρύτερης περιοχής	51
4.3.3 Συμπεράσματα	52
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	54





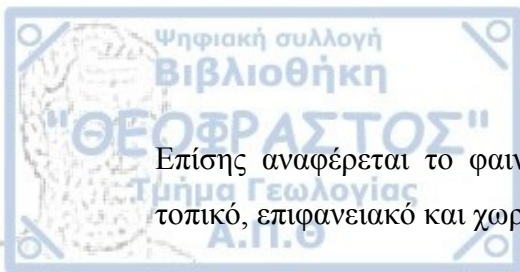
ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία αποτελεί διπλωματική εργασία η οποία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Προπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η ανάθεση και επίβλεψη της εργασίας έγινε από την κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία.

Στην εργασία αυτή γίνεται λόγος για την τεκτονική δομή της Ινδονησίας, τα πολύπλοκα συστήματα ζωνών υποβύθισης που επικρατούν, την εξέλιξη αυτών καθώς και το πως χωρίζεται η περιοχή αυτή. Σκοπός της εργασίας είναι η παρουσίαση ενός ομογενούς καταλόγου από το 1964 έως το 1999 για την περιοχή αυτή εκφράζοντας τα μεγέθη των επιφανειακών σεισμών που έγιναν το διάστημα αυτό στην κλίμακα της σεισμικής ροπής M_w . Η μέθοδος που εφαρμόστηκε για να πραγματοποιηθεί αυτός ο κατάλογος επίσης παρουσιάζεται. Τα χωρικά μεγέθη που υπολογίστηκαν από το ISC, NEIC και HRVD χρησιμοποιήθηκαν για να βρούμε τη σχέση που τα συνδέει και να μετατρέψουμε τα χωρικά μεγέθη m_b σε μεγέθη της σεισμικής ροπής. Εφόσον βρέθηκε ότι τα χωρικά μεγέθη m_b ISC και m_b NEIC είναι σχεδόν ταυτόσημα, χρησιμοποιήθηκαν ως ένα μέγεθος m_b (ISC-NEIC) για να το συγκρίνουμε με το M_w HRVD και να καταλήξουμε στη σχέση που τα συνδέει και να κατασκευάσουμε τον ομογενή κατάλογο μόνο με μεγέθη σεισμικής ροπής M_w για την περιοχή της Ινδονησίας την περίοδο 1964-1999.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής της Ινδονησίας και η δημιουργία των τόξων και των ζωνών κατάδυσης, το τόξο της Σούντα, το τόξο της Μπάντα και το τόξο της Κελέβης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται λόγος για τις κλίμακες μεγεθών μέτρησης σεισμών, την κλίμακα τοπικού μεγέθους M_L , την κλίμακα χωρικού μεγέθους m_b , την κλίμακα επιφανειακού μεγέθους M_s και την κλίμακα της σεισμικής ροπής M_w .



Επίσης αναφέρεται το φαινόμενο του κορεσμού των κλιμάκων των μεγεθών στο τοπικό, επιφανειακό και χωρικό μέγεθος.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η μέθοδος η οποία εφαρμόστηκε για τη σύνταξη του ομογενούς καταλόγου για την περιοχή της Ινδονησίας καθώς και τα δεδομένα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν. Ο κατάλογος είναι διαθέσιμος σε μορφή CD ROM.

Στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύονται οι ισχυροί σεισμοί στη Σουμάτρα το 2004 ($M_w=9.3$) και 2005 ($M_w=8.9$), καθώς και το τσουνάμι που προκλήθηκε από τον ισχυρό σεισμό του 2004.

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα καθηγήτρια της διπλωματικής εργασίας μου, κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και για την πολύτιμη καθοδήγησή της. Σημαντική ήταν, επίσης, και η συμβολή της κ. Μπάμπα Άννας (Δρ. Σεισμολογίας) και της κ. Βεντούζη Χρύσας (Master Σεισμολογίας), τις οποίες ευχαριστώ για την βοήθειά τους. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου και τους φίλους μου για την υποστήριξή τους.

Ο φοιτητής

Μποζάνης Γεώργιος



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

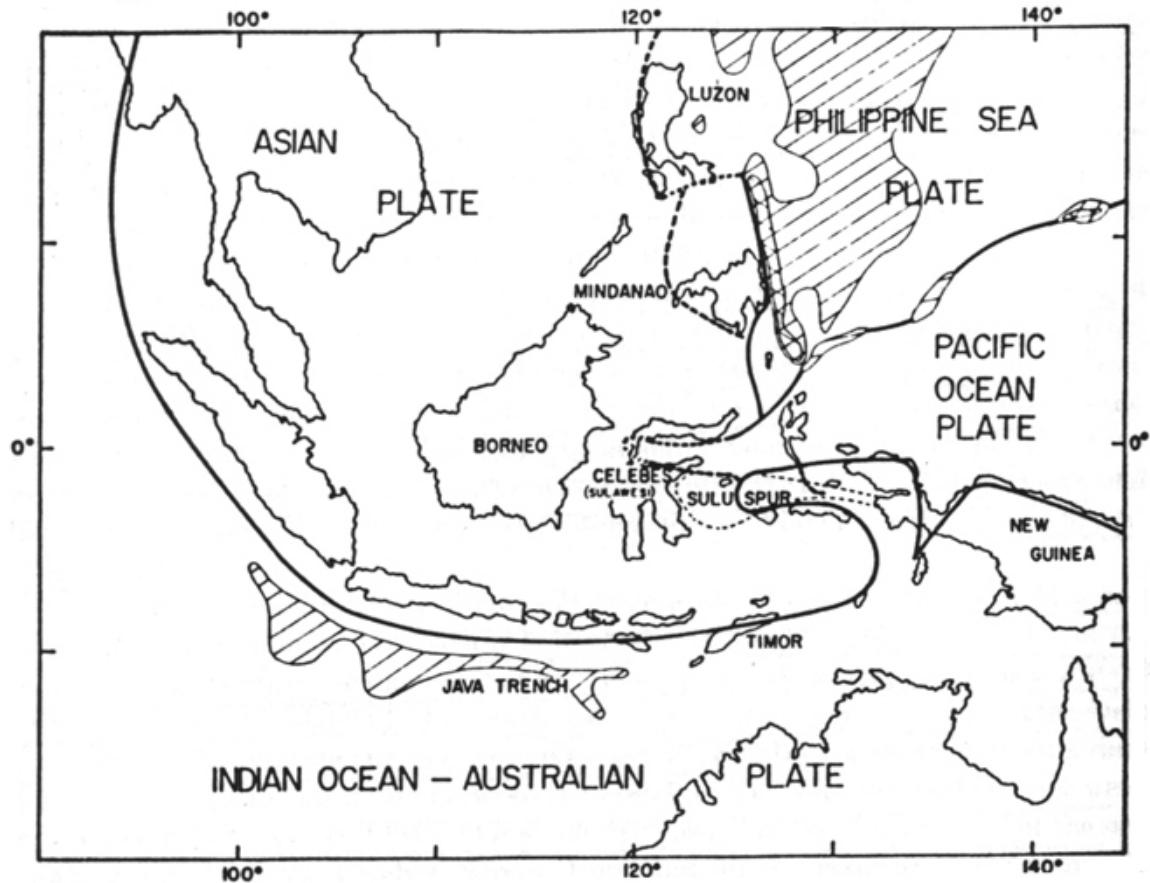
ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ

1.1 Εισαγωγή

Δύο από τα πιο εντυπωσιακά χαρακτηριστικά της περιοχής της Ινδονησίας είναι η υψηλή σεισμικότητα και τα πολύπλοκα ενεργά τεκτονικά συστήματα που επικρατούν. Η περιοχή περιλαμβάνει την αλληλεπίδραση τεσσάρων μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών : των Φιλιππίνων, την Ινδό-Αυστραλιανή, την Ειρηνική και την Ευρασιατική. Η κατάδυση κυριαρχεί στο σημερινό τεκτονικό καθεστώς και πραγματοποιείται σύγκλιση κατά μήκος της τάφρου των Φιλιππίνων, της Νέας Γουινέας και της Ιάβας. Επίσης η μεγάλη κατανομή σεισμών ενδιάμεσου βάθους και τεκτονικών στοιχείων, χαρακτηριστικών για την τεκτονική των νησιωτικών τόξων, δείχνουν τη σημασία της κατάδυσης στη Νεογενή τεκτονική εξέλιξη της περιοχής.

Η χωρική κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών σε αυτή την περιοχή [Gutenberg and Richter, 1954] δείχνει ότι σχεδόν όλη η δραστηριότητα περιορίζεται σε ζώνες μεγάλου μήκους σπάνια με πλάτος μεγαλύτερο από 200 km. Οι ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους σεισμοί, παρόλο που δεν είναι τόσοι όσοι οι επιφανειακοί, είναι κατανομημένοι σε ζώνες μεγάλου μήκους και μικρού πλάτους οι οποίες είναι παράλληλες σε γειτονικές ζώνες που δίνουν σεισμούς μικρού βάθους [Gutenberg and Richter, 1954]. Αυτές οι ενεργές σεισμικές ζώνες, που γενικά συνδέονται με άλλου τύπου τεκτονική δραστηριότητα, π.χ. ηφαιστειότητα, χωρίζουν την περιοχή της Ινδονησίας-Φιλιππίνων σε τέσσερις ανενεργές περιοχές ή πλάκες, την Ασιατική, την Ινδό-Αυστραλιανή, τη θάλασσα των Φιλιππίνων και την Ειρηνική. Στην περιοχή αυτή το όριο μεταξύ της πλάκας των Φιλιππίνων και της Ειρηνικής πλάκας καθορίζεται από μια σειρά από ωκεάνιες τάφρους οι οποίες σχετίζονται με μικρή σεισμικότητα, ενώ το υπόλοιπο όριο της πλάκας των Φιλιππίνων έχει σεισμική δραστηριότητα . Στη νότια Λουζόν, μεταξύ του Μιντανάο και της Κελέβης, και μεταξύ της Κελέβης (Celebes) και της Νέας Γουινέας τα όρια των λιθοσφαιρικών

πλακών μπορούν να ερμηνευθούν και η σεισμικότητα σ' αυτές τις πολύπλοκες περιοχές είναι υψηλή.

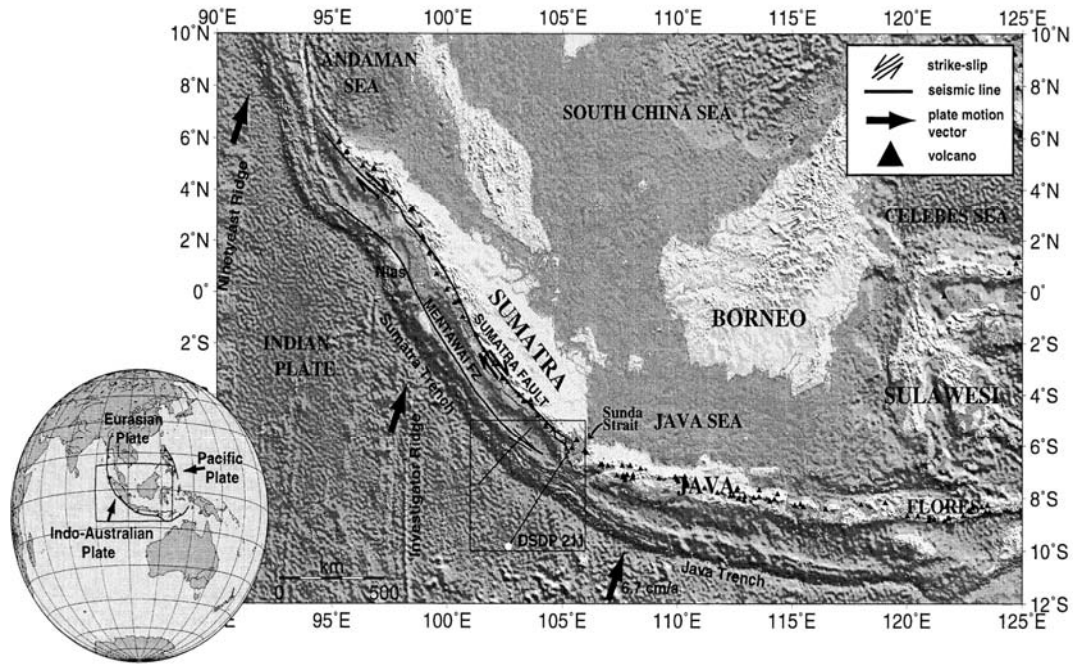


Σχήμα 1.1 : Οι λιθοσφαιρικές πλάκες στην περιοχή της Ινδονησίας. Τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, που χαρακτηρίζονται από σεισμική δραστηριότητα με επιφανειακούς σεισμούς, φαίνονται στο σχήμα με την συνεχή καμπύλη και με την εστιγμένη καμπύλη εκεί που τα όρια δεν είναι καλά καθορισμένα.

Το σύστημα τόξου-τάφρου της Σουμάτρας δείχνει ότι αυτό δημιουργήθηκε μόνο από την κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από τον ηπειρωτικό. Ο ηπειρωτικός αυτός φλοιός είναι παχύς και παλιός και περιλαμβάνει ηφαιστειακά τόξα Περμιακής, Κρητιδικής και Τριτογενούς ηλικίας [Katili, 1974]. Τα μαγματικά πετρώματα που δημιουργήθηκαν πάνω από τη ζώνη Benioff είναι κυρίως πυριτικού και ενδιάμεσου χαρακτήρα. Πολύ παχιά αβυσσικά κλαστικά ιζήματα είναι υποβυθισμένα στην τάφρο της Σουμάτρας [Hamilton, 1977] και ο παχύς σωρός ιζημάτων ανυψώθηκε και ενσωματώθηκε σε μια νησιωτική αλυσίδα. Το τόξο που περιλαμβάνει και τη Σουμάτρα εκτείνεται από τη δυτική της πλευρά και φτάνει ως το Φλόρες και περιλαμβάνει και τα νησιά ανατολικά από αυτό και ονομάζεται τόξο της Σούντα. Το σύστημα τόξου-τάφρου της Ιάβας, που ανήκει και αυτό στο τόξο της Σούντα, δημιουργήθηκε και αυτό όπως είναι λογικό από κατάδυση ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από ηπειρωτικό φλοιό. Ο φλοιός όμως εδώ είναι λεπτός και σχετικά νέος αφού αποτελείται κυρίως από ηφαιστειακά και πλουτωνικά πετρώματα Τριτογενούς ηλικίας [Katili, 1974]. Το τόξο αυτό είναι κυρτό στον Ινδικό ωκεανό και έχει τα κανονικά και ζωνώδη φυσιογραφικά, γεωλογικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά που ερμηνεύτηκαν σύμφωνα με την τεκτονική των πλακών από τους Fitch (1970, 1972), Hamilton (1973, 1977) και Katili (1974).

1.2.2 Το τόξο της Μπάντα

Το τόξο της Μπάντα είναι η ανατολικότερη συνέχιση του συστήματος κατάδυσης της Σουμάτρας-Ιάβας και έχει όλα τα μορφολογικά γνωρίσματα που χαρακτηρίζουν περιθώρια πλακών που συγκλίνουν. Δηλαδή περιλαμβάνει μια τάφρο, τόξο χωρίς ηφαιστειότητα, λεκάνη, ηφαιστειακό τόξο και περιθωριακή λεκάνη. Το σύστημα τόξου-τάφρου του Τιμόρ δείχνει έναν εντελώς διαφορετικό χαρακτήρα από το τόξο της Σούντας. Μπορούν να διακριθούν δύο φάσεις στην ανάπτυξη του τόξου της Μπάντα.



Σχήμα 1.2 : Βαθυμετρικός χάρτης της δυτικής Ινδονησίας όπου η Ινδο-Αυστραλιανή πλάκα επωθείται κάτω από την Ευρασία κατά μήκος του συστήματος τόξου- τάφρου της Σουμάτρας - Ιάβας. Η αλλαγή του προσανατολισμού του περιθωρίου της Σούντα προκαλεί αύξηση της πλάγιας κατάδυσης στα βορειοδυτικά, όπου ο διαμελισμός της ανηγμένης παραμόρφωσης οδηγεί στην κίνηση του ρήγματος παράταξης της Σουμάτρας [Sandwell and Smith, 1997].

Σε μια πρωταρχική φάση η ωκεάνια λιθσφαιρική πλάκα της Αυστραλίας βυθίστηκε κάτω από την ωκεάνια πλάκα της Μπάντα και σε μια μετέπειτα φάση η ηπειρωτική πλάκα της Αυστραλίας βυθίστηκε κάτω από το τόξο της Μπάντα σ' ένα σύστημα ζώνης κατάδυσης αφού η Αυστραλία κινείται συνεχώς προς τα βόρεια [Katili, 1974]. Αποτέλεσμα αυτής της κίνησης είναι η μείωση ή το σταμάτημα της ενεργής ζώνης κατάδυσης όπως αποδεικνύεται από την έλλειψη ενεργών ηφαιστειών στα νησιά Άλορ, Βέταρ και Ρόμανκ. Η απουσία υποεπωθήσεων σ' αυτήν την περιοχή επίσης μπορεί να αποδοθεί στο σταμάτημα της ενεργής ζώνης υποβύθισης όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Τα μαγματικά πετρώματα που



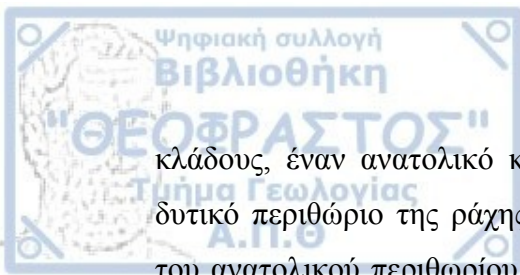
σχηματίστηκαν πάνω από τη ζώνη Benioff στο Τιμόρ είναι ενδιάμεσα και σιδηρομαγνησιούχα. Ο φλοιός εδώ είναι λεπτός και ωκεάνιος και στις δύο πλευρές του τόξου.

Οι ερμηνείες των τομών ανάκλασης δείχνουν ότι η επιφανειακή έκφραση της κατάδυσης μπορεί να εντοπιστεί δυτικά από την τάφρο της Ιάβα στην τάφρο του Τιμόρ και του Άρο . Τα στοιχεία ανάκλασης αυτών των αναφορών επίσης δηλώνουν κατάδυση κατευθυνόμενη προς το νότο κάτω από την τάφρο του Σεράμ. Το ανύψωμα της κεκλιμένης τάφρου είναι μια υποθαλάσσια ράχη που φαίνεται στο εξωτερικό του τόξου στα νησιά του Τιμόρ Κάι, Σεράμ, Μπουρού και άλλα πολλά μικρότερα, που περιέχουν mélange υποβύθισης [Hamilton, 1977]. Ένα από τα πιο αξιοσημείωτα χαρακτηριστικά του τόξου της Μπάντα είναι η φαινομενική δεξιόστροφη κάμψη 180° περίπου στο ανατολικό άκρο. Επειδή τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του νησιωτικού τόξου είναι συνεχή από την Ιάβα στο Μπουρού, προτάθηκε ότι τότε το τόξο ήταν προσανατολισμένο στη διεύθυνση Α-Δ και υπέστη δεξιόστροφη κάμψη για να καταλήξει στη σημερινή του διαμόρφωση από την κίνηση της Αυστραλίας προς τα βόρεια και την κίνηση προς τα δυτικά του Ειρηνικού [Katili, 1974]. Κάμψη 180° του τμήματος της βυθιζόμενης πλάκας συμπεραίνεται επίσης από τις υποκεντρικές ισοβαθείς καμπύλες του Hatherton και Dickinson (1969) και Hamilton (1973). Οι Fitch και Hamilton (1977) όμως δείχνουν μόνο 90° κάμψη. Η κατάδυση γύρω από μια κάμψη 180° χωρίς διάρρηξη της πλάκας είναι δύσκολο να ερμηνευθεί. Βρέθηκε αντίθετα ότι τα στοιχεία που συγκεντρώθηκαν δεν δηλώνουν ένα συνεχές σύστημα υποβύθισης από την Ιάβα στη Μπουρού αλλά ερμηνεύονται καλύτερα με δύο ζώνες υποβύθισης [Cardwell and Isacks, 1978]. Η μια ζώνη εκτείνεται κατά μήκος του συστήματος : τάφρου Ιάβας-τάφρου Τιμόρ-τάφρου Άρου του τόξου της Μπάντα και η άλλη ζώνη εκτείνεται κατά μήκος της τάφρου Σεράμ. Σ' αυτήν την ερμηνεία οι δύο ζώνες ενώνονται στη ζώνη διάρρηξης στα δυτικά της Νέας Γουινέας και η οποία λειτουργεί ως ρήγμα μετασχηματισμού. Επομένως η πλάκα της Μπάντα έχει μόνο 90° κάμψη στο ανατολικό της άκρο.

1.2.3 Το τόξο της Κελέβης

Η Τριτογενής ζώνη κατάδυσης της Κελέβης δείχνει ότι μικρά στρώματα πελαγικών ιζημάτων που υπήρχαν στην τάφρο ήταν πολύ παραμορφωμένα και δείχνουν μεγάλη ανάμειξη του μανδύα. Το ίδιο μπορεί να ειπωθεί και για την Χαλμαχέρα και τα μικρά νησιά αυτής της περιοχής που μαζί με την Κελέβη περιέχουν τα μεγαλύτερα αποθέματα σιδηρομεταλλεύματος και λατεριτικών και νικελιούχων αποθεμάτων της Ινδονησίας.

Η μεταμορφική ιστορία της Κελέβης και της γύρω περιοχής δείχνει ότι αρκετές ζώνες σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών είχαν δημιουργηθεί και καταστράφηκαν στο τέλος του Τριαδικού [Hamilton, 1977]. Πρόσφατες κινήσεις στην περιοχή της Κελέβης περιλαμβάνουν επέκταση στα νότια παράλια του βαράθρου που χωρίζει τις δύο βόρειες χερσονήσους, και αναστροφes κινήσεις σε μια περιορισμένη περιοχή κατά μήκος της δυτικής ακτής του νησιού [Fitch, 1972]. Μια ζώνη αριστερόστροφης διάτμησης χωρίζει την ανατολική και δυτική πλευρά του νησιού και η νοτιότερη χερσόνησος διασχίζεται από μια ζώνη δεξιόστροφης διάτμησης [Katili, 1974]. Σύμφωνα με κατανομές επιφανειακών σεισμών μια ρηξιγενής ζώνη διασχίζει τον κλάδο οροσειράς της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας Σούλου [Fitch, 1972]. Μεταξύ της βόρειας Κελέβης και της Χαλμαχέρα η δομή του διπλού τόξου χωρίζεται από μια ζώνη με διεύθυνση Α-Δ. Κάτω από το δυτικό τόξο και τη λεκάνη της Κελέβης βρίσκεται μια κεκλιμένη ζώνη από σεισμούς που εκτείνεται σε βάθη μεγαλύτερα από 600 km. Στην αντίθετη πλευρά μια εξαπλωμένη δραστηριοποιημένη ζώνη βρίσκεται σε ενδιάμεσα βάθη κάτω από το ανατολικό τόξο [Fitch, 1970]. Αυτό το γεγονός δηλώνει σύγκλιση προς τα δυτικά κάτω από τη λεκάνη της Κελέβης και σύγκλιση προς τα ανατολικά κάτω από τη δυτική ακτή της Χαλμαχέρα και τα οποία χωρίζονται από ένα κατάλοιπο ωκεάνιου φλοιού. Η καλύτερα σχηματισμένη τάφρος σ' αυτήν την περιοχή είναι το νοτιότερο άκρο της τάφρου των Φιλιπίνων που φαίνεται ανατολικά της Χαλμαχέρα περίπου 0.5° Β. Το χαμηλό ποσοστό σεισμικής δραστηριότητας σ' αυτήν την πλευρά της Χαλμαχέρα, δηλώνει ότι η ωκεάνια λιθόσφαιρα καταστρέφεται μ' έναν αργό ρυθμό κατά μήκος αυτού του τμήματος της τάφρου. Από αυτό το γεγονός δεν μπορεί να καθοριστεί καλά, καθαρά καταστροφική πλάκα δίπλα στη Χαλμαχέρα, καθώς επίσης ούτε εξέλιξη μιας δομής διπλού τόξου. Βορειότερα από το διπλό τόξο η ζώνη βράχυνσης (shortening) χωρίζεται σε δύο



κλάδους, έναν ανατολικό και ένα δυτικό κλάδο. Ο δυτικός κλάδος ακολουθεί το δυτικό περιθώριο της ράχης Ταλάουντ ενώ ο ανατολικός κλάδος βρίσκεται μεταξύ του ανατολικού περιθωρίου της ράχης του Σνέλλιους και του νοτιότερου άκρου της τάφρου των Φιλιππίνων. Τα τελευταία τουλάχιστον χρόνια η τάφρος Ταλάουντ που χωρίζει τις δύο ράχες είναι σεισμικά ανενεργή. Οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών και στους δύο κλάδους δείχνει κάποιου είδους ανάστροφης κίνησης. Έτσι η ράχη Ταλάουντ και Σνέλλιους είναι ενεργές δομές τύπου τεκτονικού κέρατος όπως προτάθηκε από τον Krause (1966) από βαθυμετρικές πληροφορίες. Ανατολικά του Μιντανάο ανάστροφες ζώνες που είναι παράλληλες με τις δομές τεκτονικού κέρατος ενώνονται και δημιουργούν μια ανάστροφη ζώνη επιφανειακών σεισμών [Fitch, 1972].



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΚΛΙΜΑΚΕΣ ΜΕΓΕΘΩΝ

2.1 Εισαγωγή

Μια από τις πιο βασικές παραμέτρους ενός σεισμού είναι το μέγεθος του, το οποίο καθορίζει το πόσο μεγάλος είναι αλλά και σχετίζεται άμεσα με τη σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται. Μέγεθος ενός σεισμού, με τη γενική σημασία του όρου, είναι ένα μέτρο της ολικής ενέργειας του σεισμού το οποίο προσδιορίζεται με μετρήσεις παραμέτρων (πλατών, περιόδων, διάρκειας) των σεισμικών κυμάτων που παράγονται κατά τη γένεση του σεισμού. Το μέγεθος του σεισμού δεν έχει κάποια φυσική σημασία αλλά παρ' όλα αυτά αυτή η χωρίς διαστάσεις ποσότητα, η οποία υπολογίζεται από απλές μετρήσεις ενός σειсмоγράμματος, αντιπροσωπεύει το ολικό μέτρο για μια μεγάλη κατηγορία σεισμών από τους πολύ ασθενικούς έως τους πολύ καταστροφικούς. Εξαιτίας των πολλών συνδυασμών των σεισμικών κυμάτων και οργάνων καταγραφής ο κάθε σεισμός μπορεί να έχει διάφορα μεγέθη.

2.2 Κλίμακα του τοπικού μεγέθους M_L

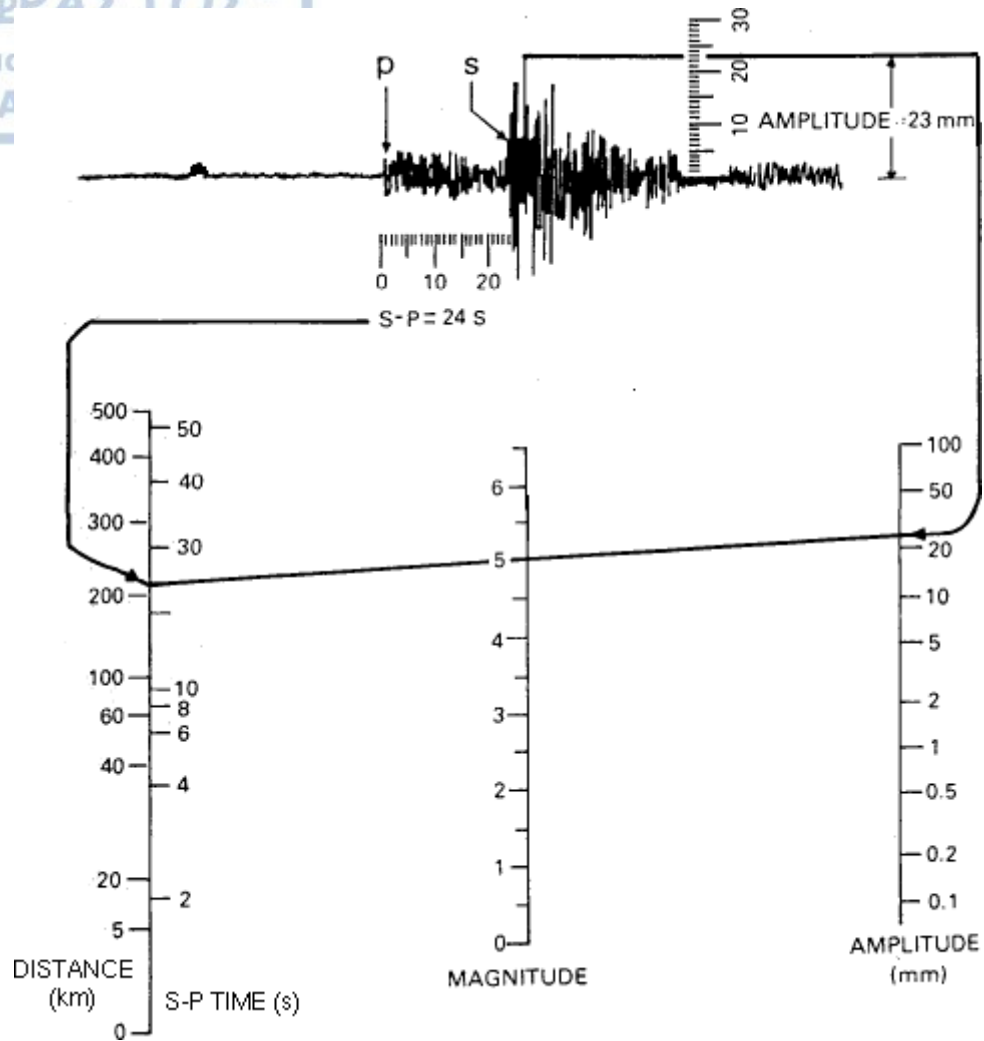
Η κλίμακα τοπικού μεγέθους ορίσθηκε από τον Richter (1935) που καθόρισε την κλίμακα του τοπικού μεγέθους M_L (local magnitude scale) που βασίζεται στις μετρήσεις των μέγιστων πλατών σεισμικών κυμάτων (περιόδου 1 sec) όπως αυτά καταγράφονται από το σεισμόμετρο Wood-Anderson. Το τοπικό μέγεθος είναι ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους του κύματος A_0 που μετριέται από τον σεισμογράφο σε απόσταση 100 km από το επίκεντρο. Το τοπικό μέγεθος είναι βασικά μια σχετική κλίμακα. Χρησιμοποιεί ένα καθορισμένο μέτρο ενός σεισμού και



εκτιμά τις άλλες δονήσεις μ' έναν σχετικό τρόπο από το μέγιστο πλάτος κάτω από ίδιες συνθήκες έρευνας . Αυτό φαίνεται από τον ορισμό του Richter (1958) :

$$M_L = \log[A(\Delta) / A_0(\Delta)] = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (2.1)$$

όπου το Δ είναι η επικεντρική απόσταση και το A_0 και A αντίστοιχα είναι το μέγιστο πλάτος από αυτά που έχουν καταγραφεί από έναν συγκεκριμένο σειсмоγράφο για ένα συγκεκριμένο σεισμό ο οποίος έγινε σε μια γνωστή απόσταση. Το καθορισμένο μέτρο του σεισμού $M_L = 0$ από τον Richter, επίσης γνωστός ως «μηδενικός σεισμός», (δεν σημαίνει ότι δεν υπάρχει σεισμός) είναι ένας σεισμός ο οποίος καταγράφεται σε απόσταση 100 km από έναν σειсмоγράφο Wood-Anderson με το μέγιστο πλάτος καταγραφής 1μm. Στο Σχήμα 2.1 φαίνεται η διαδικασία που πραγματοποιείται για την εξαγωγή του τοπικού μεγέθους από ένα σεισμόγραμμα.



Σχήμα 2.1 : Διαδικασία που εφαρμόζεται για τη μέτρηση του τοπικού μεγέθους M_L για ένα σεισμό.

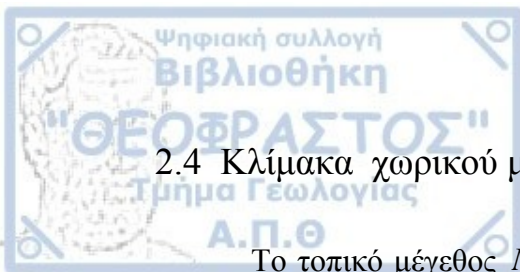


2.3 Κλίμακα επιφανειακού μεγέθους M_s

Με την κλίμακα του τοπικού μεγέθους M_L ήταν δύσκολο να μετρηθούν μεγέθη σεισμών σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 600 km. Έτσι ο Gutenberg επέκτεινε την κλίμακα του μεγέθους σε τηλεσεισμικές αποστάσεις και ειδικούς τύπους κυμάτων. Έτσι πρότεινε την κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους M_s χρησιμοποιώντας επιφανειακά κύματα περιόδου 20 sec από επιφανειακούς σεισμούς που μετρώνται σε επικεντρικές αποστάσεις από 15° έως 30°. Η διόρθωση πλάτους-απόστασης η οποία καθορίστηκε θεωρητικά και εμπειρικά περιλαμβάνει διορθώσεις στη γεωμετρική κατανομή, την απορρόφηση και τη διασπορά. Η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους M_s προσαρμόστηκε να δίνει μια πρόχειρη συνέχεια της κλίμακας του τοπικού μεγέθους M_L , για σεισμούς σε μεγάλες αποστάσεις μεγέθους 6 με 7. Ο τελικός τύπος έχει ως εξής :

$$M_s = \log A + 1.65 \log(\Delta) + 1.818 \quad (2.2)$$

όπου A είναι ο συνδυασμός του μέγιστου πλάτους της κίνησης του εδάφους σε οριζόντιες συνιστώσες, σε μm , για επιφανειακά κύματα με περίοδο 20 sec. Προφανώς η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους M_s δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους σεισμούς διότι αυτοί δεν δημιουργούν μεγάλα επιφανειακά κύματα.



2.4 Κλίμακα χωρικού μεγέθους m_b

Το τοπικό μέγεθος M_L προτάθηκε για μετρήσεις μόνο τοπικών σεισμών και δεν χρησιμοποιούσε καθορισμένους τύπους κυμάτων. Επίσης ήταν δύσκολο να επεκτείνουν την εξάρτηση πλάτους απόσταση σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 600 km. Έτσι ο Gutenberg επέκτεινε την ιδέα του μεγέθους σε τηλεσεισμικές αποστάσεις και με συγκεκριμένους τύπους. Πρότεινε την κλίμακα του χωρικού μεγέθους m_b (body wave magnitude scale) το οποίο βασίζεται σε μετρήσεις των καταγραφών των P , PP και S κυμάτων για επιφανειακούς σεισμούς. Παρατήρησε ότι η σχετική εξάρτηση της αναλογίας (A/T) παραμένει σχεδόν σταθερή για τρεις φάσεις για μια σχετικά μεγάλη κλίμακα περιόδων. Η σχέση του χωρικού μεγέθους m_b που προτάθηκε από τον Gutenberg έχει τη μορφή :

$$m_b = \log(A/T) + q(\Delta) + 0.1(m_b - 7) + C_r \quad (2.3)$$

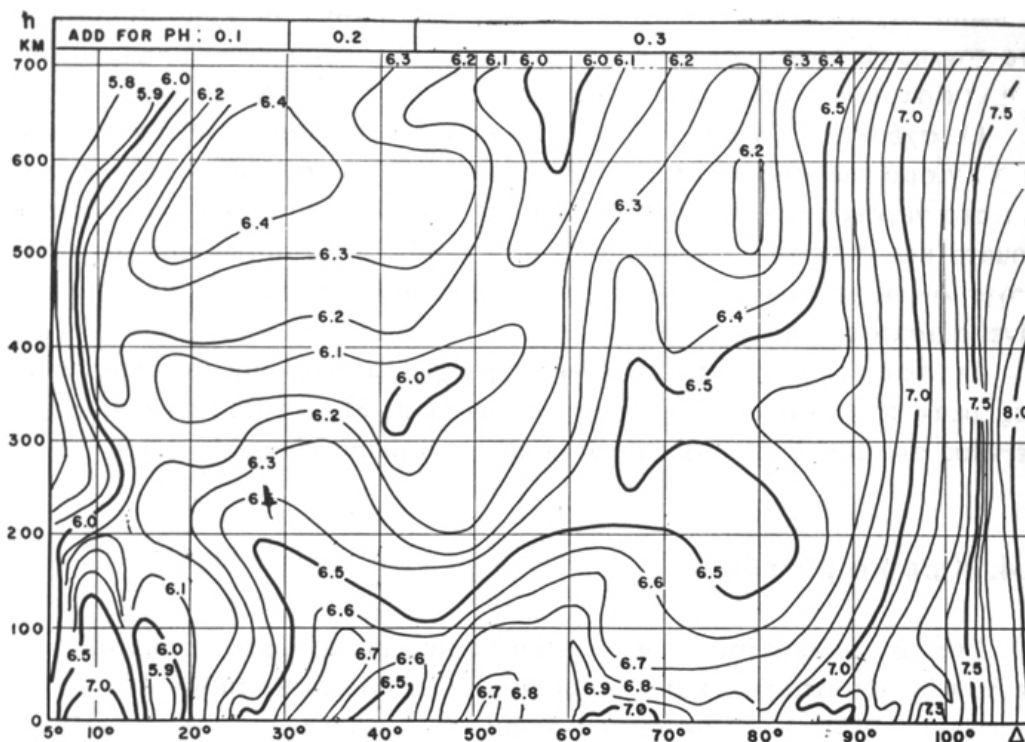
όπου A είναι το πλάτος κίνησης του εδάφους, T η περίοδος των κυμάτων, ο όρος της διόρθωση πλάτους-απόστασης $q(\Delta)$ κατασκευάστηκε από έρευνες και τη θεωρία και περιλαμβάνει διορθώσεις γεωμετρικής διασποράς και ανελαστικής απορρόφησης. Το $q(\Delta)$ βρίσκεται σε μορφή πίνακα για τα κύματα PH , PZ , PPH , PPZ και SH ενώ ο όρος C_r είναι η διόρθωση του σταθμού η οποία καθορίζεται εμπειρικά. Ο όρος $0.1(m_b - 7)$ ενσωματώθηκε για να πραγματοποιηθεί συμφωνία μεταξύ του m_b και M_s . Φανερώνει ότι τα μεγέθη που χρησιμοποιούν χωρικό και επιφανειακό μέγεθος δεν είναι συμβατά μεταξύ τους χωρίς διορθώσεις.

Περαιτέρω τροποποιήσεις του καθορισμού του χωρικού μεγέθους προτάθηκαν από τον Gutenberg για τον υπολογισμό μακρινών σεισμών βάθους. Η φιλοσοφία που ακολουθήθηκε καθ' όλη τη διάρκεια των εργασιών ήταν ότι δύο σεισμοί διαφορετικού εστιακού βάθους πρέπει να έχουν το ίδιο μέγεθος αφού απελευθερώνουν την ίδια σεισμική ενέργεια, δηλαδή η σεισμική ενέργεια γίνεται μια σημαντική παράμετρος στον υπολογισμό των σεισμών. Το 1955 οι Gutenberg και

Richter παρουσίασαν βαθμονομημένες συναρτήσεις και το χωρικό μέγεθος υπολογίζεται από μια πιο απλή σχέση :

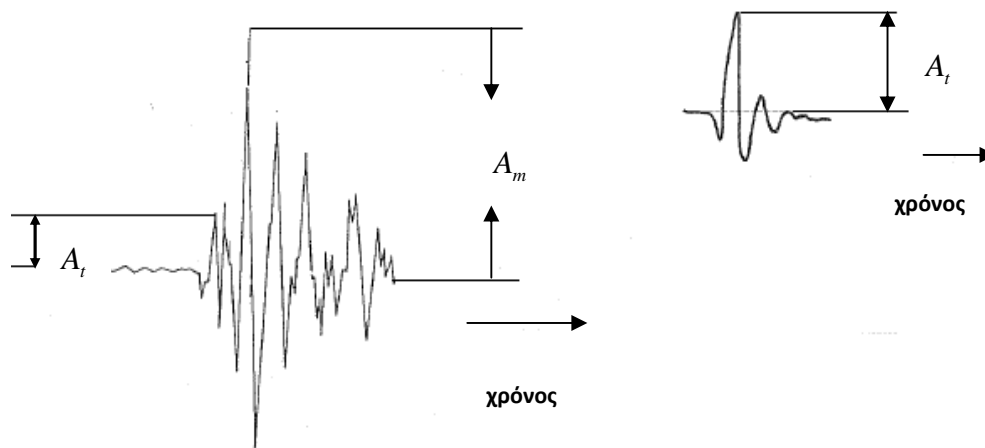
$$m_b = \log(A/T) + Q(\Delta, h) \quad (2.4)$$

Οι διορθωτικοί παράγοντες της απόστασης-βάθους είναι σε μορφή πίνακα για επιφανειακούς σεισμούς. Για σεισμούς με εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 700 km τα $Q(\Delta, h)$, μπορούν να μετρηθούν από διαγράμματα τα οποία καλύπτουν επικεντρικές αποστάσεις από 5° έως 110° για τα PZ, 10° έως 110° για τα SH και 20° έως 170° για τα PPZ. Τιμές της ποσότητας Q δίνονται σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση και το εστιακό βάθος στο χάρτη του Σχήματος 2.2.

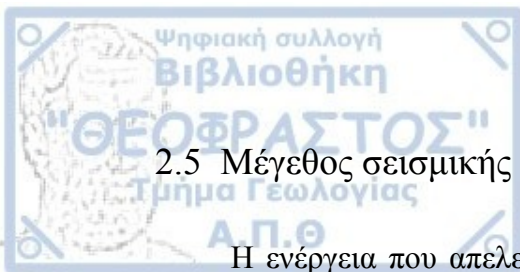


Σχήμα 2.2 : Τιμές της ποσότητας Q σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση και το εστιακό βάθος.

Αν και οι διορθώσεις για το βάθος και την απόσταση στον καθορισμό του χωρικού μεγέθους είναι διαθέσιμες για τις καταγραφές PZ, PH, PPZ, PPH και SH η τρέχουσα πρακτική χρησιμοποιεί, σχεδόν αποκλειστικά, μόνο τις καταγραφές PZ και κύματα περιόδου 1 sec. Ένας από τους λόγους που συνεισφέρει στη διασκόρπιση του m_b είναι ότι ενσωματώνονται στον καθορισμό του μεγέθους αυτού πολλές περίοδοι κυμάτων. Τα χωρικά μεγέθη συνεπώς μετρώνται από το λόγο $(A/T)_{\max}$ ο οποίος αναφέρεται στην κίνηση του εδάφους. Επίσης εγκαταλελειμμένη είναι σήμερα η τακτική να μετριέται η πρώτη ταλάντωση του P-κύματος. Η πρώτη ταλάντωση είναι συχνά μικρή και οδηγεί σε πολύ μικρό μέγεθος. Οι περισσότεροι αναλυτές στους σταθμούς σήμερα έχουν υιοθετήσει τον κανόνα της μέτρησης του μέγιστου πλάτους του P κύματος σε χρονικό διάστημα 10 sec περίπου από την πρώτη άφιξη. Το μέγιστο αυτό θεωρείται ότι είναι πιο αντιπροσωπευτικό της ενέργειας που περιέχουν τα P κύματα και επηρεάζεται λιγότερο από τον τρόπο ακτινοβολίας της πηγής.



Σχήμα 2.3 : Διαφορετικοί τρόποι μέτρησης του ίχνους των πλατών στα κύματα χώρου



2.5 Μέγεθος σεισμικής ροπής M_w

Η ενέργεια που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού, εκπέμπεται με τη μορφή σεισμικών κυμάτων τα οποία έχουν περιόδους που καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα (από μικρό κλάσμα του δευτερολέπτου μέχρι πολλά λεπτά). Όμως κάθε μια από τις κλίμακες μεγεθών (M_L, M_s, m_b) βασίζεται σε σεισμικά κύματα που έχουν συχνότητες σε περιορισμένο μέρος (παράθυρο) αυτού του φάσματος και για το λόγο αυτό τα μεγέθη των κλιμάκων αυτών αποτελούν μέτρα της ενέργειας που ακτινοβολείται αντίστοιχα στα παράθυρα συχνοτήτων και όχι της ολικής ενέργειας του σεισμού. Έτσι τα μεγέθη M_L και m_b αποτελούν μέτρα της σεισμικής ενέργειας που ακτινοβολείται σε περιόδους της τάξης του 1 sec. Έπρεπε συνεπώς να βρεθεί μια κλίμακα μεγέθους η οποία να μη βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων. Η κλίμακα αυτή βασίζεται στην έννοια της σεισμικής ροπής την οποία πρότεινε ο Aki (1966).

Ονομάζουμε σεισμική ροπή, M_0 , την ποσότητα η οποία ορίζεται από τη σχέση:

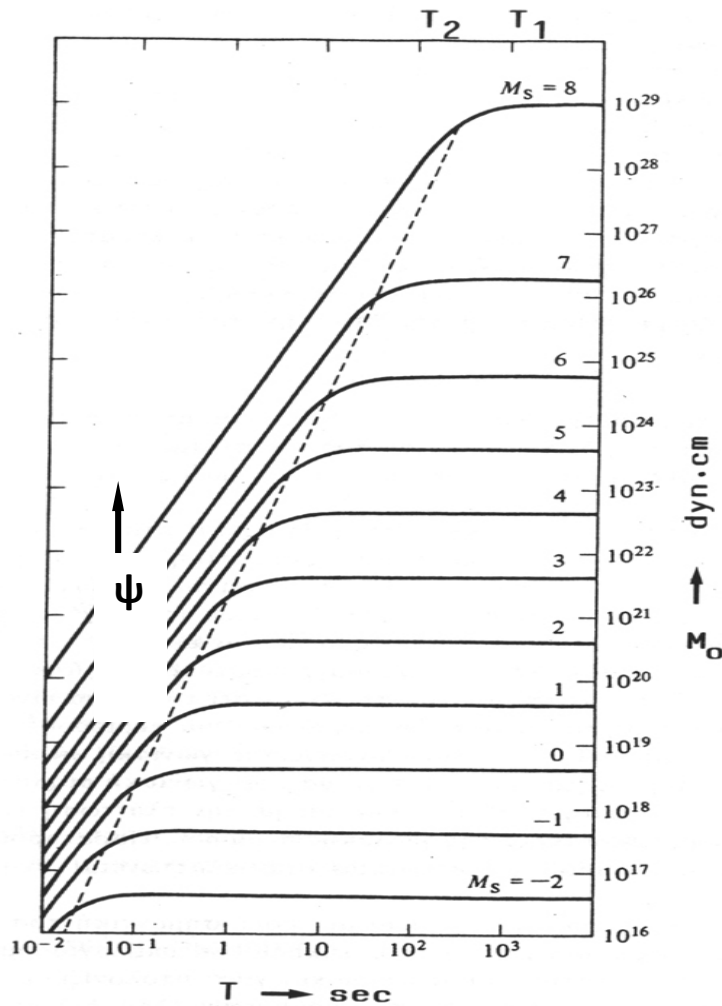
$$M_0 = \mu L w u \quad (2.5)$$

όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του σεισμού, L και w είναι το μήκος και το πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος και u είναι η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού.

Η μέτρηση της σεισμικής ροπής βασίζεται στο φάσμα των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από τη φασματική ανάλυση των σεισμογραμμάτων. Το Σχήμα 2.4 παριστάνει τα φάσματα (πλάτη Ψ σε συνάρτηση με την περίοδο) μακρινού πεδίου (σε μεγάλες αποστάσεις από την εστία) για έντεκα σεισμούς διαφόρων μεγεθών, όπως τα φάσματα αυτά υπολογίστηκαν από σεισμογράμματα σε μεγάλες αποστάσεις από τις εστίες των σεισμών. Παρατηρούμε ότι το φάσμα είναι οριζόντιο (παράλληλο προς των άξονα των περιόδων) για περιόδους μεγαλύτερες ορισμένης τιμής, T_0 , η οποία ονομάζεται γωνιακή περίοδος, ενώ η αντίστοιχη συχνότητα $f_0 (= 1/T_0)$ ονομάζεται γωνιακή συχνότητα. Παρατηρούμε ότι το φάσμα Ψ , ελαττώνεται με την ελάττωση

της περιόδου για περιόδους μικρότερες της γωνιακής περιόδου. Παρατηρούμε επίσης, ότι η γωνιακή περίοδος ελαττώνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος του σεισμού.

Η γωνιακή περίοδος T_0 είναι πολύ σημαντική ποσότητα, γιατί όταν τη γνωρίζουμε μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε διάφορες παραμέτρους της εστίας του σεισμού και γιατί υπολογίζεται εύκολα από τη φασματική ανάλυση των σειсмоγραμμάτων.



Σχήμα 2.4 : Φάσματα μακρινού πεδίου για διάφορα μεγέθη σεισμών [Aki,1972]. Η διακεκομμένη γραμμή τέμνει τις καμπύλες στα σημεία που αντιστοιχούν στις αντίστοιχες γωνιακές περιόδους.

Η σεισμική ροπή υπολογίζεται από την τιμή Ψ_0 του φάσματος μακρινού πεδίου των εγκάρσιων κυμάτων η οποία αντιστοιχεί στη γωνιακή συχνότητα f_0 με τη σχέση

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3\Psi_0R}{0.85} \quad (2.6)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του υλικού στην περιοχή του σεισμογόνου ρήγματος και R η υποκεντρική απόσταση. Δηλαδή, η σεισμική ροπή υπολογίζεται από την τιμή Ψ_0 του φάσματος, η οποία διατηρείται σταθερή για όλο το φάσμα μεγάλων περιόδων (χαμηλών συχνοτήτων), όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.4 (οριζόντιο μέρος του φάσματος). Με άλλα λόγια ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής δεν επηρεάζεται από την ελάττωση του πλάτους του φάσματος με την ελάττωση της περιόδου που παρατηρείται στις μικρές περιόδους (μεγάλες συχνότητες). Αυτή η ανεξαρτησία της μέτρησης της σεισμικής ροπής από την περίοδο, πράγμα που δε συμβαίνει με τη μέτρηση των μεγεθών M_L, m_b, M_s , είναι ο βασικός λόγος για τον οποίο η σεισμική ροπή θεωρείται αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας του σεισμού.

Για το λόγο αυτό οι Hanks και Kanamori (1979) πρότειναν την κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής M_w , το οποίο εξαρτάται από το φάσμα μεγάλης περιόδου και υπολογίζεται από τη σχέση :

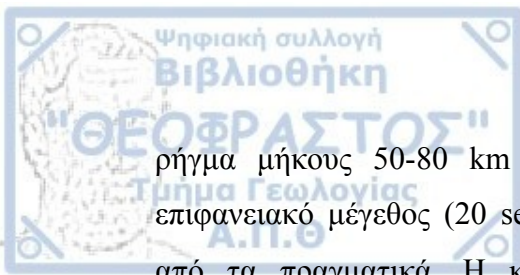
$$M_w = \frac{\log M_0 - 16.1}{1.5} \quad (2.7)$$

όπου M_0 είναι η σεισμική ροπή σε ($\text{dyn} \cdot \text{cm}$). Αυτό το μέγεθος συμφωνεί με το M_s για $6 < M_s < 8$ και με το M_L για $M_L \leq 6$.

2.6 Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους

Κορεσμός των κλιμάκων μεγέθους καλείται το φαινόμενο κατά το οποίο τα μεγέθη των σεισμών αυξάνουν όσο αυξάνει η ενέργεια που ακτινοβολείται στις εστίες των σεισμών αλλά μέχρι ορισμένου ορίου το οποίο είναι σχετικά μικρό. Για να εξηγήσουμε το φαινόμενο του κορεσμού λαμβάνουμε υπόψη τις καμπύλες του Σχήματος 2.5. Το κενό μεταξύ αυτών των καμπυλών είναι σταθερό (αμετάβλητο) για την περίοδο των 20 sec για να εξασφαλιστεί η γραμμικότητα μεταξύ του επιφανειακού μεγέθους (20 sec), του μεγέθους και του $\log M_0$. Η διακεκομμένη ευθεία του σχήματος έχει κλίση T^{-3} . Όπως φαίνεται στο σχήμα η γραμμικότητα μεταξύ του M_s και του $\log M_0$ εξασφαλίζεται όσο τα σήματα που μετρώνται έχουν κύριες περιόδους στο επίπεδο τμήμα του υποτιθέμενου φάσματος (Σχήμα 2.5). Αυτή είναι η κατάσταση για σεισμούς μεγέθους έως 7 με επικρατέστερα τα επιφανειακά κύματα των 20 sec. Για σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο από 7, συμβαίνει μια συστολή, η οποία οδηγεί σε κορεσμό (κακή χαμηλή εκτίμηση) του M_s . Από αυτή τη μικρή περιγραφή μπορούμε να βγάλουμε το συμπέρασμα ότι ένα από τα μεγαλύτερα πλεονεκτήματα της σεισμικής ροπής M_0 είναι ότι δεν εμφανίζει το φαινόμενο του κορεσμού, αφού πάντα εξάγεται από το οριζόντιο τμήμα του φάσματος.

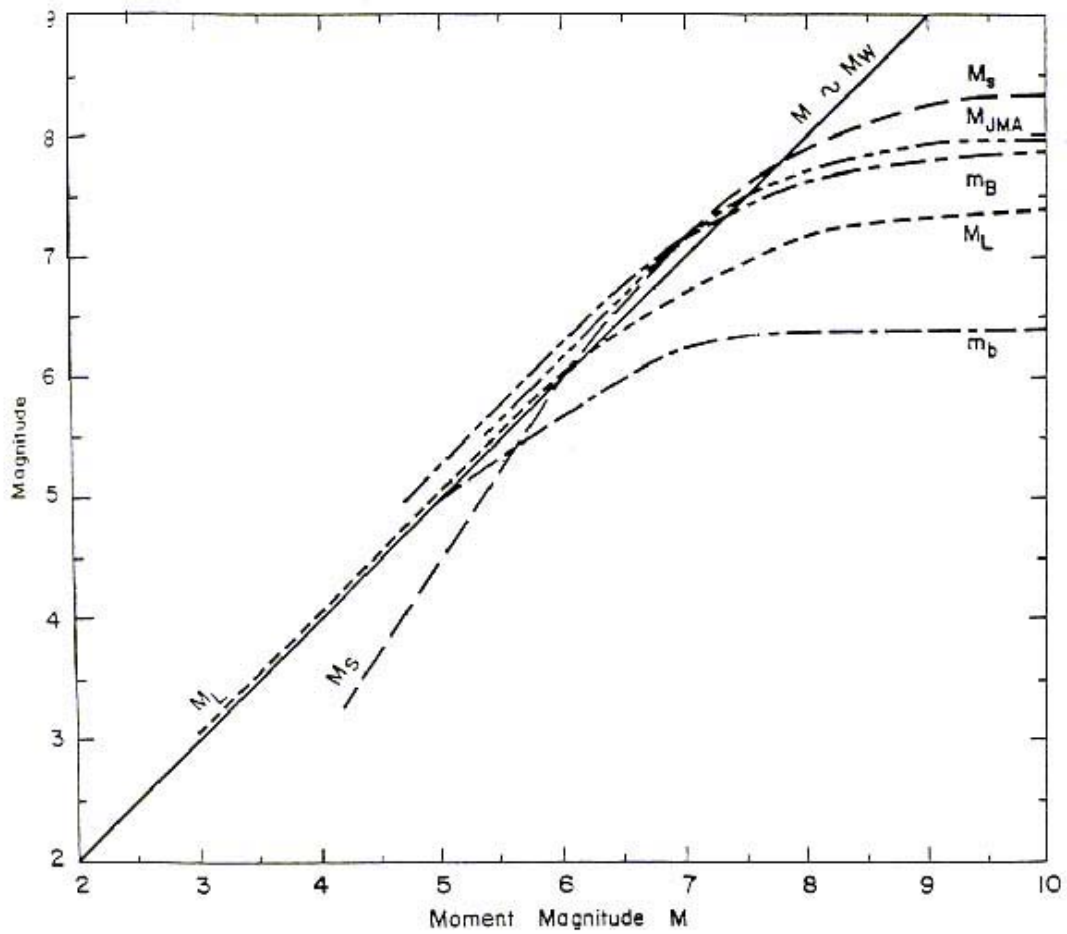
Το φαινόμενο του κορεσμού είναι δυνατόν να ερμηνευτεί σύμφωνα με τις διαστάσεις της πηγής και του μηχανισμού. Επιμήκη κύματα μικρής περιόδου που έχουν καταγραφεί, εκφράζουν μια σειρά διαρρήξεων, όπου το κάθε ένα ξεκίνημα στο σεισμόγραμμα αντιστοιχεί σε ένα μόνο σπάσιμο. Πάρα πολύ μεγάλες πηγές δημιουργούν εξαιρετικά μεγάλης περιόδου κύματα. Τα μεγάλης περιόδου επιφανειακά κύματα δεν εκφράζουν κάθε σπάσιμο με ένα νέο ξεκίνημα στο σεισμόγραμμα, αλλά ενοποιούν τις διαδικασίες της πηγής και εκφράζεται μια συνδυασμένη επίδραση του όλου φαινομένου. Επιφανειακά κύματα περιόδου 20 sec π.χ. μήκος κύματος 50-80 km «δε βλέπουν» τις κινήσεις της πηγής κατά μήκος των ρηγμάτων τα οποία είναι σημαντικά μεγαλύτερα από 50-80 km. Με άλλα λόγια τα επιφανειακά κύματα περιόδου 20 sec είναι ανεπαρκή στο να ενοποιήσουν τις κινήσεις της πηγής στα ρήγματα με διαστάσεις μεγαλύτερες από το μήκος κύματος. Αφού ένα



ρήγμα μήκους 50-80 km αντιστοιχεί περίπου σε ένα σεισμό μεγέθους 7, το επιφανειακό μέγεθος (20 sec) μεγάλων σεισμών είναι πιθανότατα πολύ μικρότερα από τα πραγματικά. Η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους M_s , χάνει την εγκυρότητα και την ισχύ της για μεγέθη μεγαλύτερα από 8 .

Το φαινόμενο του κορεσμού επηρεάζει και τα χωρικά μεγέθη m_b . Αφού τα μεγέθη αυτά μετρώνται σε περιόδους 1 sec ο κορεσμός αρχίζει σε χαμηλότερα μεγέθη απ' ότι του M_s , πιθανότατα για μεγέθη $m_b = 6$. Μπορούμε να καταλήξουμε σ' αυτό το σημείο ότι παρά το γεγονός ότι τα μεγέθη m_b ή M_s , είναι εξ' ορισμού, απεριορίστα προς τα επάνω στην πραγματικότητα, είναι τόσο περιορισμένα λόγω του πεπερασμένου της χρήσης των οργάνων που χρησιμοποιούνται στους σεισμολογικούς σταθμούς. Με βάση το φάσμα της πηγής, τα μεγέθη θα ήταν περισσότερο ρεαλιστικά αν ταξινομούσαν σε, μακράς-μεσαίας και βραχείας περιόδου παρά ως επιφανειακά και χωρικά μεγέθη.

Όπως είπαμε το μέγεθος της σεισμικής ροπής M_w , δεν παρουσιάζει το φαινόμενο του κορεσμού, αφού δε βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων. Τα μεγέθη της σεισμικής ροπής M_w , υπολογίζονται από κύματα των οποίων τα μήκη κύματος είναι πάντα της ίδιας τάξης με τις διαστάσεις των ρηγμάτων όσο μεγάλα και αν είναι αυτά. Στο Σχήμα 2.5 φαίνεται η χαρτογράφηση των μεγεθών m_b, M_L, M_s και M σε συνάρτηση με το M . Παρατηρούμε ότι η τάση για κορεσμό αρχίζει από μικρές τιμές μεγεθών για τα m_b και M_L και από σχετικά μεγάλες τιμές για το M_s .



Σχήμα 2.5 : Γραφικές παραστάσεις των μεγεθών m_b, M_L, M_s σε συνάρτηση με το μέγεθος M της σεισμικής ροπής. Η πλήρης γραμμή αντιστοιχεί σε ισότητα των μεγεθών των δύο αξόνων [Heaton et al., 1983].

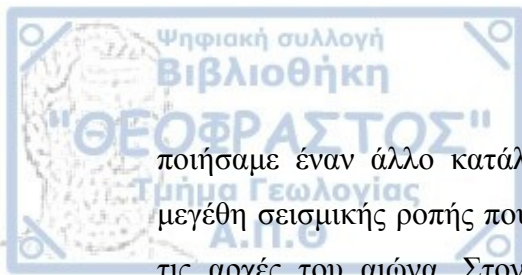


ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

3.1 Εισαγωγή

Οι μελέτες σεισμικότητας απαιτούν ομογενείς καταλόγους, δηλαδή καταλόγους όπου τα μεγέθη των σεισμών βρίσκονται στην ίδια κλίμακα και κατά προτίμηση στην κλίμακα της σεισμικής ροπής M_w , η οποία δε βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων και δεν παθαίνει κορεσμό. Δυστυχώς όμως μεγέθη σεισμικής ροπής είναι διαθέσιμα για ένα περιορισμένο μόνο αριθμό πρόσφατων δυνατών σεισμών. Για το λόγο αυτό πρέπει να κατασκευάσουμε μια ομογενή κλίμακα μεγέθους για τους σεισμούς οι οποίοι έχουν γίνει στην περιοχή της Ινδονησίας, καθώς επίσης και τη δημιουργία εμπειρικών σχέσεων για τον υπολογισμό του μεγέθους σεισμικής ροπής M_w για σεισμούς στη συγκεκριμένη περιοχή οι οποίοι έχουν καταγραφεί από διεθνή δίκτυα ή για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα. Για την κατασκευή αυτή είναι απαραίτητη η κατασκευή ενός ομογενή καταλόγου. Ο κατάλογος ο οποίος κατασκευάστηκε περιέχει 11803 επιφανειακούς σεισμούς οι οποίοι πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της Ινδονησίας (-14°S 7°N , 90°E 140°E) κατά τη διάρκεια της περιόδου 1964-1999, περιέχει πληροφορίες σχετικά με την ημερομηνία (έτος-μήνα-μέρα) που συνέβη ο σεισμός, την ώρα, την επικεντρική απόσταση, τους σταθμούς οι οποίοι κατέγραψαν τον σεισμό, το βάθος του, τα μεγέθη που δίνονται από το ISC ή το NEIC για το χωρικό μέγεθος m_b και φυσικά το μέγεθος της σεισμικής ροπής M_w όπου είναι διαθέσιμο από το HARVD ή από τον κατάλογο του Engadhl από τους P&S και τέλος το μέγεθος της προτεινόμενης σεισμικής ροπής από την επεξεργασία των δεδομένων. Ο κατάλογος πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας δεδομένα που είχαν καταγραφεί από το ISC, το NEIC και το HARVD και τα οποία δημοσιεύθηκαν στην ιστοσελίδα του ISC. Όπως είπαμε ο κατάλογος περιέχει σεισμούς από το 1964 ως το 1999. Όπως όμως γνωρίζουμε το μέγεθος της σεισμικής ροπής άρχισε να μετριέται μόνο μετά το 1974. Έτσι για προγενέστερους σεισμούς οι οποίοι πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή χρησιμο-



ποιήσαμε έναν άλλο κατάλογο, τον κατάλογο του Engadhl και συγκεκριμένα τα μεγέθη σεισμικής ροπής που υπολόγισαν οι P&S για την συγκεκριμένη περιοχή από τις αρχές του αιώνα. Στον δικό μας κατάλογο οι σεισμοί που πήραμε από τον κατάλογο του Engadhl είναι από το 1903 και είναι 53. Στην περίπτωση που δεν έχουμε μέγεθος σεισμικής ροπής ούτε από μετρήσεις που πραγματοποίησε το HARVD αλλά και ούτε από τον κατάλογο του Engadhl έχουμε μόνο το μέγεθος $M_w f$ το οποίο προέρχεται από τη δική μας μελέτη. Πληροφορίες που αφορούν αυτά τα δεδομένα υπάρχουν στον πίνακα 1 ο οποίος φαίνεται παρακάτω.

Χρονικό διάστημα	Τιμές μεγεθών
1903-1999	$M \leq 7.0$
1964-1999	$6.9 \leq M \leq 6.0$
1964-1999	$5.9 \leq M \leq 5.0$
1964-1999	$4.9 \leq M \leq 4.0$

Πίνακας 3.1 : Πληροφορίες για τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή σχέσεων μεταξύ των χωρικών μεγεθών που υπολογίστηκαν από το ISC, NEIC και HARVD.

3.2 Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC)

Το ISC καθιερώθηκε στο 13^ο γενικό συνέδριο του IASPEI αντικαθιστώντας το παλιότερο ISS (International Seismological Summary). Ο κύριος στόχος του ISC είναι να συγκεντρώνει και να επεξεργάζεται τα δεδομένα από τους σεισμολογικούς σταθμούς σε όλα τα μέρη του κόσμου και να καθορίζει το χρόνο, την τοποθεσία και το μέγεθος των καταγεγραμμένων σεισμών. Οι πληροφορίες που παρέχονται μηνιαίως από το ISC μέσω των δελτίων είναι πιθανών οι περισσότερες περιεκτικές εκδόσεις σε όλο τον κόσμο σήμερα. Το ISS δεν κατέγραφε κανένα μέγεθος. Το ISC από την αρχή της ίδρυσής του το 1964, καταγράφει τα χωρικά μεγέθη m_b ακολουθώ-



ντας τη μέθοδο των Gutenberg και Richter (1956). Τα μεγέθη των σταθμών καθορίζονται σύμφωνα με την εξίσωση :

$$M = \log(A/T)_{\max} + \sigma(\Delta) \quad (3.1)$$

Το χωρικό μέγεθος m_b που δίνεται από το ISC είναι ο μέσος όρος όλων των μεγεθών που καταγράφονται από τους σταθμούς. Υποτίθεται ότι το πλάτος και η περίοδος αναφέρεται σε ένα επίμηκες κύμα P περιόδου μικρότερης ή ίσης των 3 sec και οι μετρήσεις πραγματοποιούνται σε καταγραφές μικρής περιόδου και κάθετης συνιστώσας. Το μέγιστο πλάτος εμφανίζεται έπειτα από 5 sec ή 5 κύκλους μετά το πρώτο ξεκίνημα. Στις αρχές εξεταζόταν οι αποστάσεις από 5°-160°. Παρόλα αυτά από το 1968 τιμές από σταθμούς της τάξης από 5°-20° μοίρες αγνοούνται.

Για σεισμούς οι οποίοι δίνουν πλάτη και περιόδους στα επιφανειακά κύματα με εύρος από 10-60 sec το επιφανειακό μέγεθος M_s , υπολογίζεται σε αυτή την περίπτωση με τον τύπο της Πράγας. Μελετώνται συνιστώσες κάθετες ή αυτές οι οποίες καταλήγουν οριζόντια (όπου οι αναγραφές σε καθεμιά είναι μεταξύ 5 sec, πολύ λίγες στις μέρες μας).

Τέλος πρέπει να αναφερθεί ο κατάλογος του Engdahl et al από τον οποίο χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για την παρούσα εργασία και συγκεκριμένα το μέγεθος της σεισμικής ροπής M_w . Στον κατάλογο αυτό το μέγεθος της σεισμικής ροπής έχει υπολογιστεί για σεισμούς προγενέστερους της χρησιμοποίησης της σεισμικής ροπής για τη μέτρηση του μεγέθους των σεισμών.

3.3 Σχέσεις μεταξύ των μεγεθών

3.3.1 Σχέση μεταξύ $m_b(ISC) - m_b(NEIC)$

Από τον κατάλογο των σεισμών που πήραμε τα δεδομένα για τη διεξαγωγή αυτής της εργασίας από την ιστοσελίδα του ISC στο διαδίκτυο, κατασκευάζουμε έναν δικό μας κατάλογο όπως είπαμε παραπάνω και από αυτόν παίρνουμε μόνο τα μεγέθη $m_b(ISC)$ και $m_b(NEIC)$. Τα χωρικά μεγέθη που υπολογίστηκαν και από τους δύο σταθμούς την περίοδο 1964-1999 υπάρχουν για 9969 σεισμούς. Τα μεγέθη από το ISC

$m_b(ISC)$ χαρτογραφούνται σε σχέση με τα μεγέθη του NEIC $m_b(NEIC)$. Χαρτογραφούμε τα μεγέθη έως $m_b = 6.5$. Η χαρτογράφηση των δύο αυτών μεγεθών πραγματοποιήθηκε στο πρόγραμμα Grapher. Εφαρμόζουμε τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων και με την κλίση $b=1$ η οποία δικαιολογείται για την εφαρμογή της από τις καμπύλες του Heaton του σχήματος 2.5 για τη διόρθωση του m_b , η σχέση μεταξύ $m_b(ISC) - m_b(NEIC)$ έχει ως εξής :

$$m_b(NEIC) = m_b(ISC) + 0.02614 \quad (3.2)$$

Όπως φαίνεται από το σχήμα 3.1 τα δύο μεγέθη είναι σε πολύ καλή συμφωνία και στη συνέχεια θα χρησιμοποιηθούν ως ένα μέγεθος για τον υπολογισμό του μεγέθους της σεισμικής ροπής που είναι ο σκοπός της εργασίας.

3.3.2 Σχέση μεταξύ $m_b(ISC) - M_w(HARVD)$

Όπως είπαμε το μέγεθος της σεισμικής ροπής είναι προτιμότερο από τα άλλα μεγέθη αφού η ροπή σχετίζεται άμεσα με συγκεκριμένες ιδιότητες της πηγής όπως το ρήγμα και την κλίση. Έτσι το μέγεθος αυτό δεν υπόκειται σε κορεσμό όπως τα χωρικά μεγέθη αφού υπολογίζεται όπως είδαμε από κύματα των οποίων τα μήκη είναι πάντα της ίδιας τάξης με τις διαστάσεις των ρηγμάτων.

Συγκρίνουμε στην περίπτωση αυτή τα χωρικά μεγέθη m_b που υπολογίστηκαν και ανακοινώθηκαν από το ISC και τα μεγέθη της σεισμικής ροπής που υπολογίστηκαν από το HARVD για την περίοδο 1964-1999. Ο υπολογισμός του μεγέθους της σεισμικής ροπής όμως από το HARVD άρχισε να εφαρμόζεται μετά το 1974. Τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από τους δύο σταθμούς περιλαμβάνουν 413 σεισμούς. Τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από το HARVD $M_w(HARVD)$ χαρτογραφούνται σε σχέση με τα μεγέθη που υπολογίστηκαν από το ISC $m_b(ISC)$ (σχήμα 3.2). Εφαρμόζουμε τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων στα προγράμματα ORIGIN και GRAPHER και υπολογίζουμε τη μεταξύ τους σχέση για $b=1$. Έτσι έχουμε:

$$m_b(ISC) = M_w(HARVD) - 0.26 \quad (3.3)$$

Fit Results

Fit 1: Linear, $Y=B*X+A$

Equation:

$Y = 0.722472 * X + 1.27669$

Number of data points used = 413

Average X = 5.53398

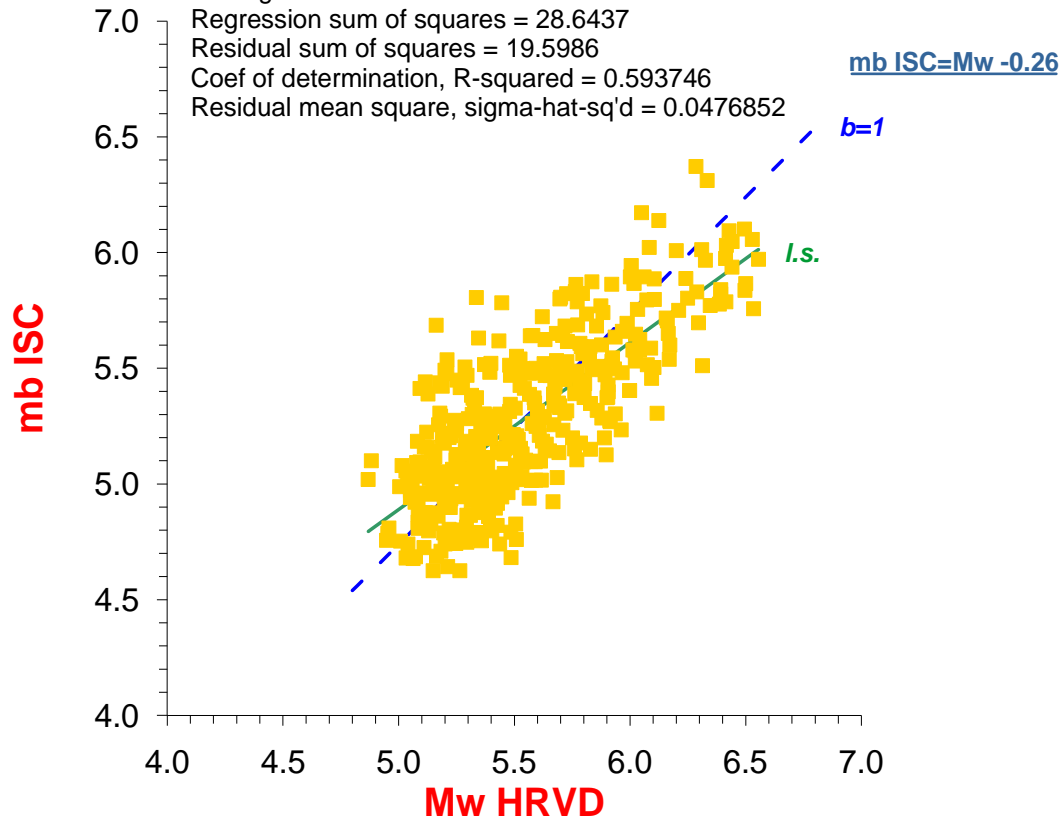
Average Y = 5.27483

Regression sum of squares = 28.6437

Residual sum of squares = 19.5986

Coef of determination, R-squared = 0.593746

Residual mean square, sigma-hat-sq'd = 0.0476852



Σχήμα 3.1 : Χωρικό μέγεθος σεισμών όπως υπολογίστηκε από το ISC σε συνάρτηση με το μέγεθος σεισμικής ροπής όπως υπολογίστηκε από το HRVD.



3.3.3 Σχέση μεταξύ $m_b(NEIC) - M_w(HARVD)$

Όπως καθορίσαμε τη σχέση μεταξύ $m_b(ISC) - M_w(NEIC)$ κατά τον ιδιότροπο καθορίζουμε και τη σχέση μεταξύ των $m_b(NEIC) - M_w(HARVD)$. Έτσι συγκρίνουμε τα χωρικά μεγέθη που υπολογίστηκαν από το NEIC και αυτά που υπολογίστηκαν από το HARVD για την περίοδο 1964-1999 για την περιοχή της Ινδονησίας. Τα μεγέθη που υπολογίστηκαν υπάρχουν για 412 σεισμούς. Χαρτογραφούμε τα μεγέθη (Σχήμα 3.3) και με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων και για $b=1$ έχουμε:

$$m_b(NEIC) = M_w(HARVD) - 0.16 \quad (3.4)$$

Fit Results

Fit 1: Linear, $Y=B*X+A$

Equation:

$$Y = 0.707749 * X + 1.44481$$

Number of data points used = 412

Average X = 5.53254

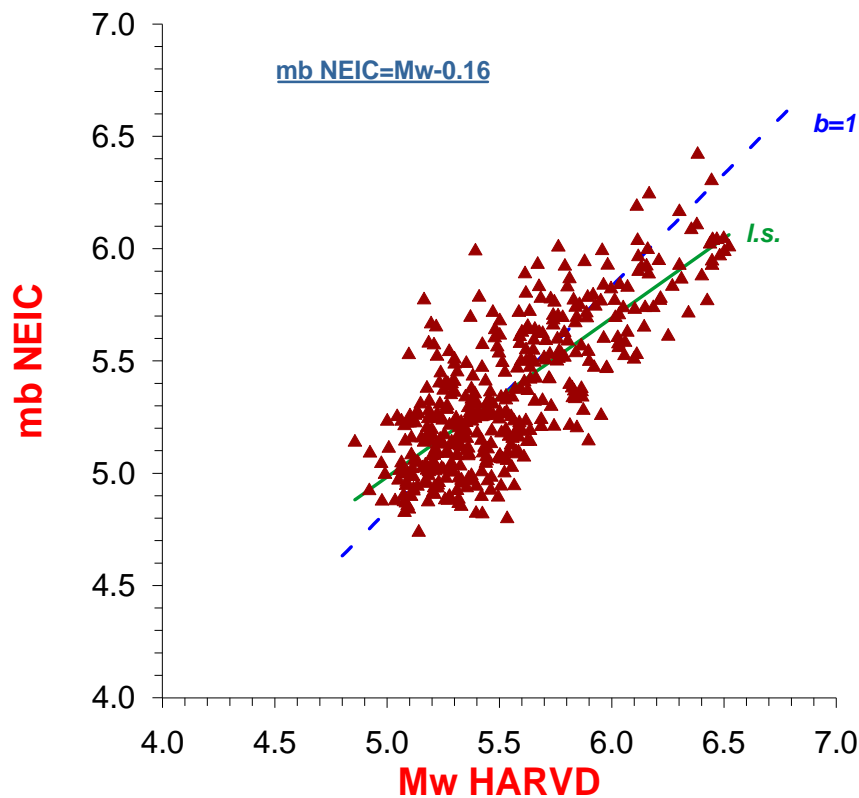
Average Y = 5.36045

Regression sum of squares = 26.83

Residual sum of squares = 18.0145

Coef of determination, R-squared = 0.598289

Residual mean square, sigma-hat-sq'd = 0.0439379



Σχήμα 3.2 : Χωρικό μέγεθος σεισμών όπως υπολογίστηκε από το NEIC σε συνάρτηση με το μέγεθος σεισμικής ροπής όπως υπολογίστηκε από το HARVD.

3.3.4 Σχέση μεταξύ $m_b(ISC - NEIC) - M_w(HARVD)$

Όπως είδαμε τα μεγέθη $m_b(ISC)$ και $m_b(NEIC)$ είναι σε πολύ καλή συμφωνία και τα θεωρούμε ταυτόσημα και τα χρησιμοποιούμε μαζί για να καθορίσουμε τη σχέση τους με τα μεγέθη της σεισμικής ροπής. Έτσι χαρτογραφούμε τα $m_b(ISC - NEIC)$ με το $M_w(HARVD)$. Ο αριθμός των δεδομένων στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι 721. Εφαρμόζουμε τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων και έχουμε :

$$m_b = 0.68M_w + 1.55 \quad \text{οπότε έχουμε :} \quad (3.5)$$

$$M_w = 1.47m_b - 2.28 \quad (3.6)$$

Αυτή είναι η τελική σχέση που καθορίζουμε για το μέγεθος της σεισμικής ροπής σε σχέση με το χωρικό μέγεθος m_b για την περιοχή της Ινδονησίας την περίοδο 1964-1999 και με βάση αυτήν κατασκευάστηκε ο κατάλογος ο οποίος φαίνεται στις επόμενες σελίδες.

Ο κατάλογος αυτός λοιπόν περιλαμβάνει την ημερομηνία που έγινε ο σεισμός, τις συντεταγμένες του, δηλαδή το γεωγραφικό πλάτος και μήκος που πραγματοποιήθηκε, το βάθος γένεσης, (ο κατάλογος περιλαμβάνει μόνο επιφανειακούς σεισμούς ως 50 m), το μέγεθος m_b που υπολογίστηκε από το ISC, το μέγεθος m_b , που υπολογίστηκε από το NEIC, το μέγεθος της σεισμικής ροπής M_w που υπολογίστηκε από το HARVD και για όσα γεγονότα υπάρχει και τέλος το μέγεθος $M_w f$ που υπολογίσαμε από τη σχέση που καθορίσαμε μετά από επεξεργασία των δεδομένων, η οποία περιγράφηκε παραπάνω και η οποία είναι η εξής : $M_w f = 1.47m_b - 2.28$. Η επεξεργασία των δεδομένων για την κατασκευή του καταλόγου για την περιοχή της Ινδονησίας πραγματοποιήθηκε με πρόγραμμα H/Y.

Fit Results

Fit 1: Linear, $Y=B*X+A$

Equation:

$$Y = 0.713941 * X + 1.36942$$

Number of data points used = 826

Average X = 5.5359

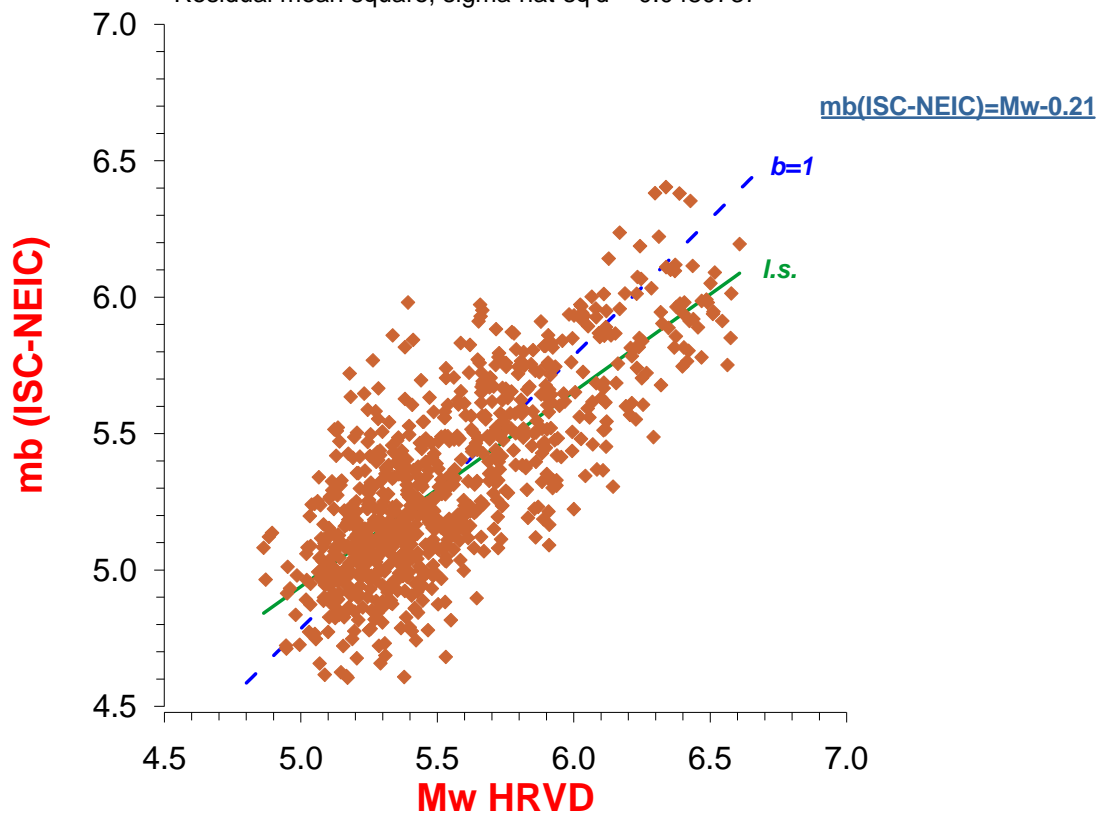
Average Y = 5.32173

Regression sum of squares = 56.1738

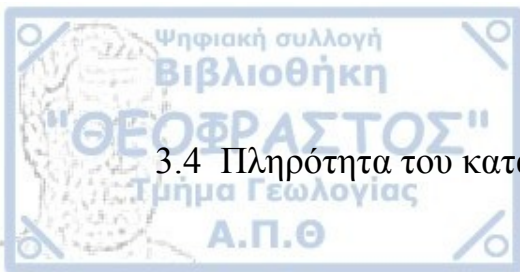
Residual sum of squares = 39.6127

Coef of determination, R-squared = 0.586448

Residual mean square, $\sigma\text{-hat-sq'd}$ = 0.0480737



Σχήμα 3.3 : : Χωρικά μεγέθη σεισμών όπως υπολογίστηκαν από τα ISC- NEIC σε συνάρτηση με το μέγεθος σεισμικής ροπής όπως υπολογίστηκε από το HRVD.

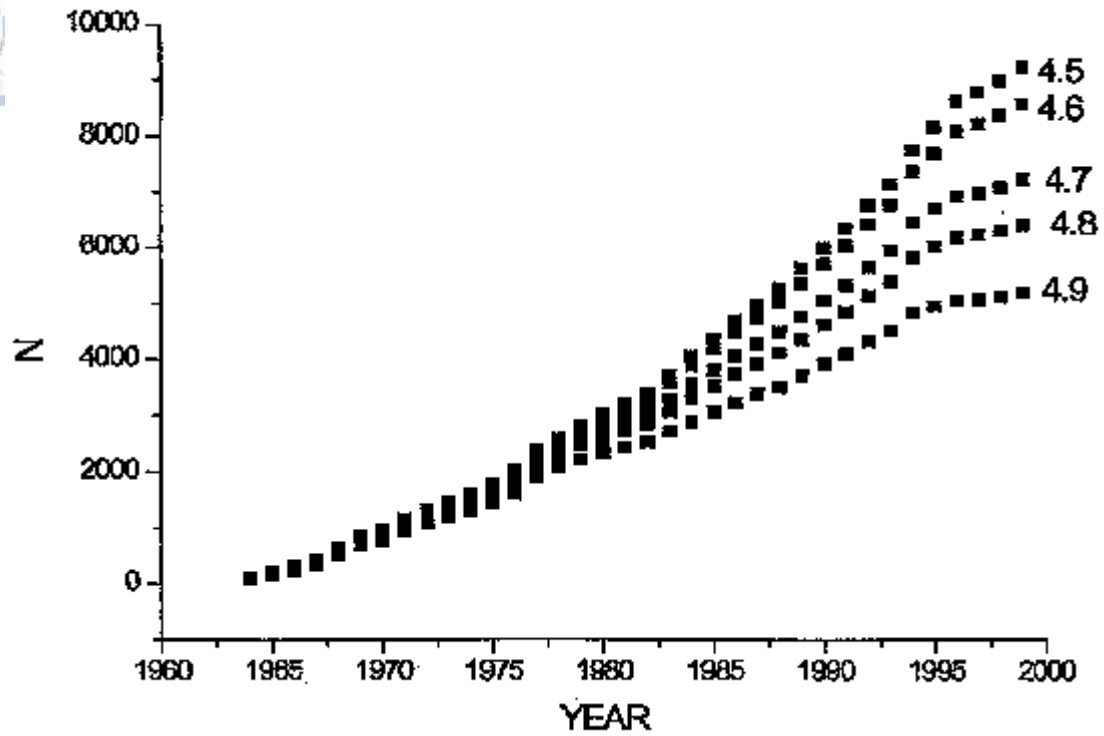


3.4 Πληρότητα του καταλόγου

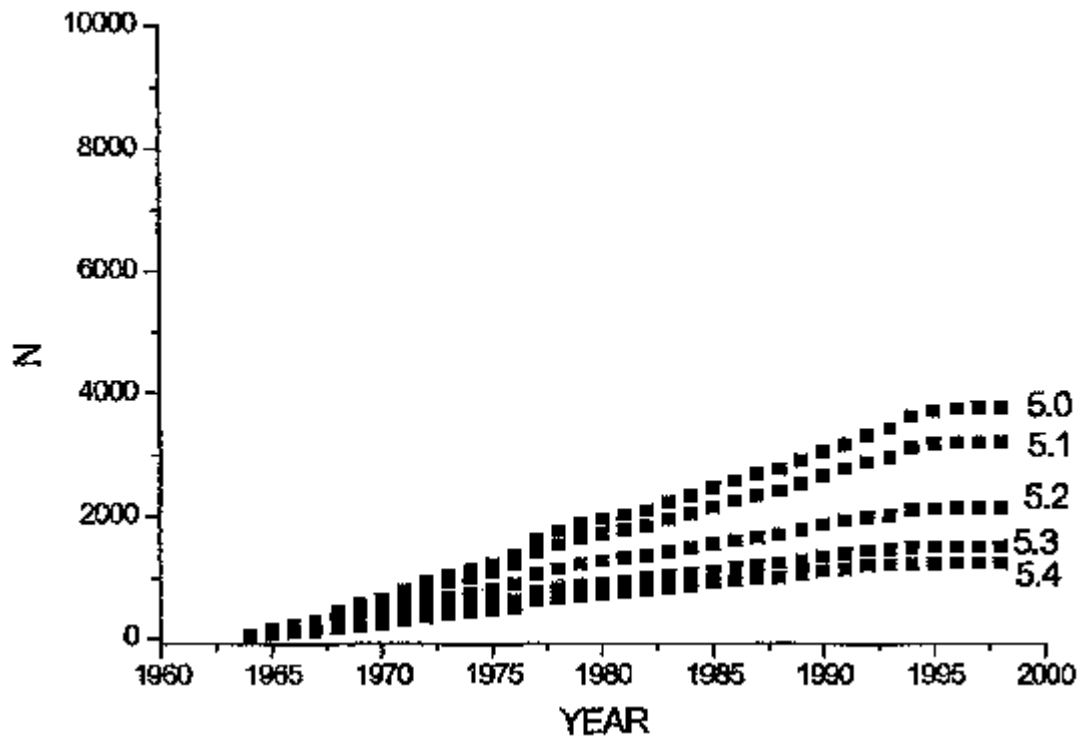
Για τη μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι απαραίτητο οι κατάλογοι σεισμών που αφορούν τη συγκεκριμένη περιοχή να απαιτούν όλες τις βασικές ιδιότητες για αξιόπιστες πληροφορίες. Κι αυτό διότι χρησιμοποιούνται για την ποσοτική και ποιοτική μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής αυτής. Για να ολοκληρωθεί, λοιπόν, η μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι απαραίτητο να εξεταστούν η ομοιογένεια και η πληρότητα του καταλόγου των σεισμών. [Baba et al., 2000]. Ο σκοπός μιας τέτοιας μελέτης είναι να εξετάσει για ποια περίοδο ο κατάλογος μας είναι πλήρης για συγκεκριμένες τιμές κατώτερου μεγέθους.

Όσο αφορά τώρα τον κατάλογο της παρούσας εργασίας, ο οποίος αφορά την περιοχή της Ινδονησίας, θεωρείται ομογενής αφού έχουμε υπολογίσει τα μεγέθη των σεισμών στην κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής.

Για να ελέγξουμε την πληρότητα αυτού του καταλόγου εξετάζουμε το ρυθμό εμφάνισης αρκετών μεγεθών. Ένας αριθμός σεισμών με μέγεθος $M_L \geq 4.5, \dots, 4.9$ χαρτογραφείται σε συνάρτηση με το χρόνο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.4, και ένας ακόμη αριθμός σεισμών με μέγεθος $M_L \geq 5.0, \dots, 5.4$ χαρτογραφείται σε συνάρτηση με τον χρόνο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.5, χρησιμοποιώντας τα μεγέθη που έχουμε προσδιορίσει. Η πληρότητα του καταλόγου καθορίστηκε με τη γνωστή μέθοδο της οπτικής επίβλεψης διαγραμμάτων χρόνου-περιόδου, καθορίζοντας το επίπεδο πληρότητας για ένα μέγεθος από τη στιγμή που τα δεδομένα ακολουθούν γραμμική σχέση. Στην παρούσα περίπτωση αποδείχθηκε ότι τα δεδομένα με $M_L \geq 4.5$ είναι πλήρη για όλο το χρονικό διάστημα από το 1964 έως το 1999 όπως φαίνεται από τα κριτήρια πληρότητας του καταλόγου που έχουν αναφερθεί. Έτσι, όπως φαίνεται από τα δύο σχήματα, τα δεδομένα μας είναι πλήρη για τα μεγέθη $M_L \geq 4.5$ και $M_L \geq 5.0$ για τα έτη 1964-1999.



Σχήμα 3.4 : Ρυθμός εμφάνισης σεισμών με μέγεθος $M_L \geq 4.5, \dots, 4.9$



Σχήμα 3.5 : Ρυθμός εμφάνισης σεισμών με μέγεθος $M_L \geq 5.0, \dots, 5.4$



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΟΙ ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΤΟΥ 2004 ΚΑΙ 2005 ΣΤΗ ΣΟΥΜΑΤΡΑ

4.1 Ο σεισμός του 2004

4.1.1 Εισαγωγή

Στις 26 Δεκεμβρίου 2004 (00:58 UTC), ένας καταστροφικός σεισμός μεγέθους $M_w=9.3$ [Stein and Okal, 2005] εκδηλώθηκε στη διεπιφάνεια των πλακών της Ινδίας και της Βιρμανίας, περίπου 100 χιλιόμετρα στα ανοιχτά της θάλασσας των δυτικών ακτών της Βόρειας Σουμάτρας. Ο σεισμός και το γιγαντιαίο τσουνάμι που ακολούθησε, προκάλεσαν σχεδόν 230.000 θανάτους στην επικεντρική περιοχή και περίπου 70.000 θανάτους στις μακρινές ακτές οκτώ τουλάχιστον χωρών του Ινδικού Ωκεανού (Ταϊλάνδη, Σρι Λάνκα, Μιανμάρ, Μαλαισία, Μπαγκλαντές, Μαλδίβες, Κένυα και Σομαλία).

Ο σεισμός αυτός είναι το αποτέλεσμα της σύγκλισης της Ινδό–Αυστραλιανής πλάκας με την μικροπλάκα της Βιρμανίας. Κατά μήκος της Σουμάτρας, η κατεύθυνση της σύγκλισης είναι πλάγια στην παράταξη της τάφρου και λαμβάνει χώρα τόσο στην επώθηση κάθετα στο τόξο στην διεπιφάνεια καταβύθισης, όσο και στη δεξιόστροφη πλευρική ολίσθηση παράλληλα στο τόξο στο ρήγμα της Σουμάτρας. Γεωδαιτικά δεδομένα μαρτυρούν τη σύγκλιση από ανατολή προς δύση κατά μήκος ολόκληρου του ορίου πλάκας, ακόμη και κάτω από το βορειότερο τμήμα του Nicobar – Andaman όπου η εξάπλωση στο πίσω μέρος του τόξου συμβάλλει στην πλάγια ωκεάνια σύγκλιση [Paul et al., 2001]. Τα ποσοστά σύγκλισης κυμαίνονται από 50 – 60 mm/έτος ανάμεσα στη διεπιφάνεια των πλακών δυτικά της βόρειας Σουμάτρας, σε 12–14 mm/έτος ανάμεσα στη βόρεια πλάκα των νήσων Andaman και την Ινδική πλάκα.

Μεγάλοι ιστορικοί σεισμοί έχουν γίνει το 1847 ($M_w > 7.5$), το 1881 ($M_w = 7.9$) και το 1941 ($M_w = 7.7$) στην περιοχή που καλύπτεται από τη μετασεισμική δραστηριότητα του 2004. Δύο πολύ μεγάλοι ιστορικοί σεισμοί μεγέθους $M \sim 9$ το 1833 και $M \sim 8,5$ το 1861 διέρρηξαν μια περιοχή με συνολικό μήκος περίπου 800 χιλιόμετρα NNA από το επίκεντρο του σεισμού του 2004. Η σεισμική ακολουθία του σεισμού της 28^{ης} Μαρτίου του 2005 μεγέθους $M_w = 8.7$, η οποία προφανώς προκλήθηκε από τον κύριο σεισμό του 2004, πιθανότατα καταλαμβάνει την ίδια περιοχή με τον σεισμό του 1861.

Χρησιμοποιώντας έναν ομογενή κατάλογο, ερευνώνται οι σεισμικές κανονικότητες πριν από τον κύριο σεισμό του 2004 στην ευρύτερη μετασεισμική περιοχή. Τα διαθέσιμα στοιχεία που χρησιμοποιούνται για τη μελέτη της χωρικής και χρονικής κατανομής της μετασεισμικής δραστηριότητας συμβάλλουν στον καθορισμό της ζώνης διάρρηξης [Karakostas, 2005].

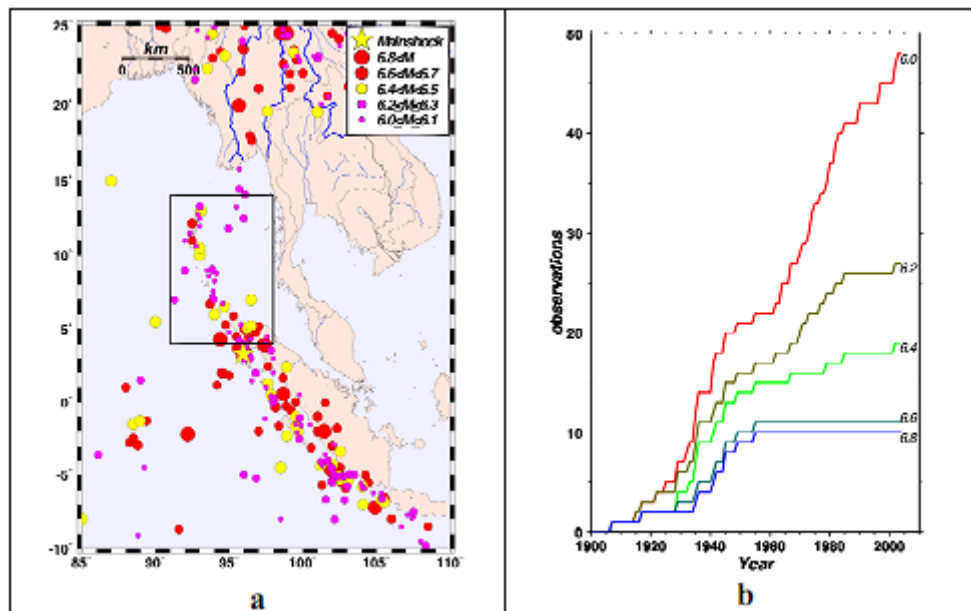
4.1.2 Δεδομένα

Για τη σύνταξη του καταλόγου της ευρύτερης επικεντρικής περιοχής του γιγαντιαίου σεισμού της Σουμάτρας, έχουν χρησιμοποιηθεί δεδομένα από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC) από την αρχή του 20^{ου} αιώνα. Όλα τα δεδομένα από το 1906 έως το 2002, είχαν συγκεντρωθεί για την περιοχή $10^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$ και $80^\circ\text{E} - 110^\circ\text{E}$. Τα στοιχεία από το USGS χρησιμοποιήθηκαν έως το 2003, συμπεριλαμβανομένης της μετασεισμικής δραστηριότητας μέχρι τα μέσα του Απριλίου του 2005. Οι κατάλογοι που χρησιμοποιήθηκαν για μελέτες σεισμικότητας θα πρέπει να είναι πλήρεις και ομογενείς. Δεδομένου ότι ο καθορισμός του μεγέθους του καταλόγου ISC δίνεται συχνά από διαφορετικές σεισμολογικές πηγές, τα μεγέθη εκφράζονται σε διαφορετικές κλίμακες (μέγεθος σεισμικής ροπής, επιφανειακό μέγεθος, χωρικό μέγεθος, τοπικό μέγεθος). Ως εκ τούτου, για λόγους ομοιογένειας, είναι αναγκαίο να καθοριστούν οι σχέσεις μεταξύ των εκτιμώμενων μεγεθών και χρησιμοποιώντας αυτές τις σχέσεις να τροποποιηθεί το μέγεθος του συνόλου των σεισμών που περιλαμβάνονται στο δείγμα δεδομένων σε ένα αντιπροσωπευτικό μέγεθος. Για το λόγο αυτό, διαφορετικά μεγέθη που αναφέρθηκαν στο κατάλογο ISC, τροποποιήθηκαν ώστε να ισοδυναμούν με το μέγεθος σεισμικής ροπής που είναι

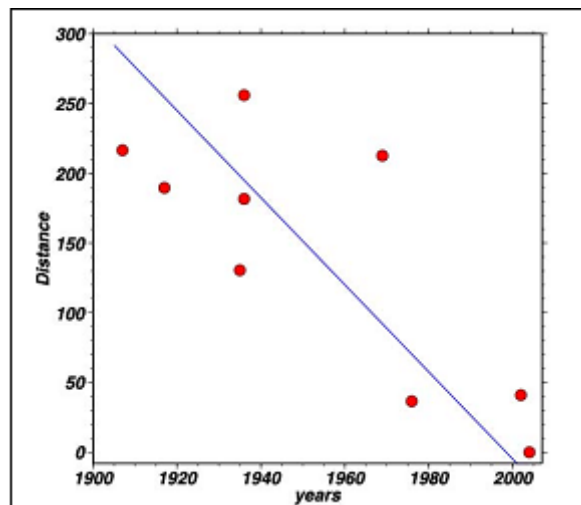
γνωστό ότι είναι το πλέον αντιπροσωπευτικό σε σύγκριση με τις άλλες κλίμακες μεγεθών [Karakostas , 2005].

4.1.3 Πρότυπα Σεισμικότητας

Η επικεντρική κατανομή των σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ που εκδηλώθηκαν από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα μέχρι την εκδήλωση του κύριου σεισμού, έχουν απεικονιστεί σε ένα χάρτη (Σχήμα 4.1α). Μία συνεχής ζώνη από επίκεντρα είναι οριοθετημένη κατά μήκος της Ινδονησιακής Τάφρου, από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά, τουλάχιστον μέχρι το βόρειο τμήμα των νήσων Andaman. Το ποσοστό εμφάνισης σεισμών με $M \geq 6.0$ μελετήθηκε σε μια περιοχή που περικλείεται μέσα στο ορθογώνιο στο Σχήμα 4.1α, το οποίο καταλαμβάνει το σύνολο σχεδόν της μετασεισμικής περιοχής με εξαίρεση το νότιο τμήμα πολύ κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού. Ο συνολικός αριθμός σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$, 6.2, 6.4, 6.6 και 6.8 χαρτογραφείται σε συνάρτηση με το χρόνο όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.1β. Με μια οπτική εξέταση των στοιχείων του Σχήματος 4.1β φαίνεται ότι τα δεδομένα είναι πλήρη, τουλάχιστον από τα τέλη της δεκαετίας του 1930.



Σχήμα 4.1. α : Επικεντρική κατανομή των σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$, οι οποίοι εκδηλώθηκαν από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα μέχρι την εκδήλωση του κύριου σεισμού.
β : Αθροιστικός αριθμός σεισμών που περικλείονται στο ορθογώνιο του Σχ.1.α. με μέγεθος $M \geq 6.0$, 6.2, 6.4, 6.6 και 6.8 σε συνάρτηση με τον χρόνο [Karakostas, 2005].



Σχήμα 4.2 : Απόσταση των σεισμών με μέγεθος $M \geq 7.0$, οι οποίοι εκδηλώθηκαν από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα, από το επίκεντρο του κύριου σεισμού σε συνάρτηση με το χρόνο [Karakostas, 2005].

4.1.4 Τελικές παρατηρήσεις

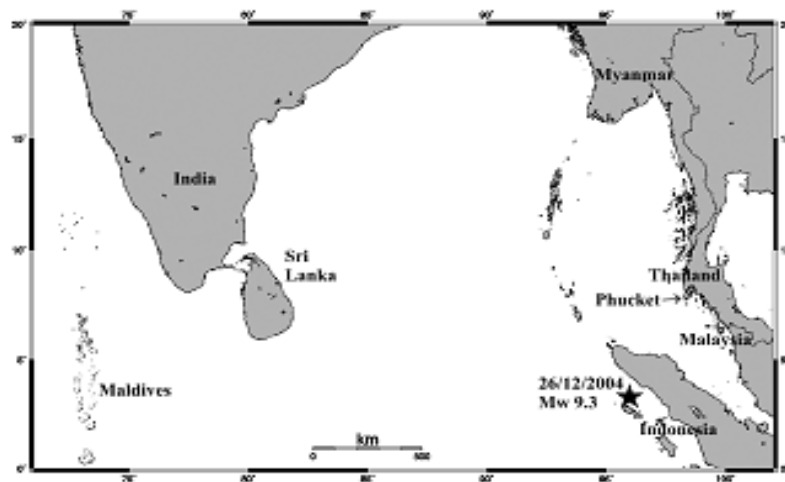
Εντατικές εργασίες που πραγματοποιούνται παγκοσμίως χωρίς αμφιβολία θα οδηγήσουν σε σημαντικά αποτελέσματα για την εκδήλωση και τα χαρακτηριστικά αυτού του γιγαντιαίου γεγονότος, το οποίο αναμένεται να συμβάλει στην ανάπτυξη της μελλοντικής σεισμολογικής έρευνας. Ωστόσο, ορισμένα αρχικά αποτελέσματα μπορούν να επιτευχθούν στη βάση των μέχρι τώρα διαθέσιμων δεδομένων [Karakostas , 2005] . Σεισμικά πρότυπα όπως η σεισμική ηρεμία και μετανάστευση επικέντρων, παρατήθηκαν πριν από μεγάλους σεισμούς στο παρελθόν, εντοπίστηκαν επίσης και εδώ. Η χωροχρονική διακύμανση της μετασεισμικής κατανομής μπορεί να αποτελέσει ένα σημαντικό εργαλείο για τον καθορισμό των βασικών χαρακτηριστικών της μετασεισμικής ακολουθίας. Ο υπολογισμός των διακυμάνσεων του πεδίου τάσης ανάλογα με το είδος της διάρρηξης δείχνει ενίσχυση της μετασεισμικής δραστηριότητας κατά μήκος των νησιών Andaman και Nias, καθώς και στο ανατολικό τμήμα των νησιών Nikobar.

4.2 Το τσουνάμι του γιγαντιαίου σεισμού της Σουμάτρας του 2004

4.2.1 Εισαγωγή

Ο μεγάλος σεισμός ($M_w=9.3$) της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004, ο οποίος διέρρηξε μεγάλο τμήμα του τόξου της Ινδονησίας και των νησιών Andaman–Nicobar (Σχ. 4.3), προκάλεσε ένα ισχυρότατο τσουνάμι που διαδόθηκε σε όλο τον Ινδικό Ωκεανό, προκαλώντας μεγάλες καταστροφές και περισσότερα από 200.000 θύματα σε εκατοντάδες τοπικές κοινότητες σε 11 χώρες. Η συλλογή των παρατηρήσεων σχετικά με το τσουνάμι στις μετασεισμικές επιτόπιες έρευνες έχει μεγάλη σημασία για την κατανόηση όχι μόνο των παραμέτρων ευπάθειας που ευνοούσαν μια τέτοια μαζική καταστροφή, αλλά και τις φυσικές ιδιότητες της πηγής γένεσης του τσουνάμι και των κυμάτων τσουνάμι. Λόγω των εξαιρετικά μεγάλων εκτάσεων που επλήγησαν από το τσουνάμι, οργανώθηκαν μετασεισμικές επιτόπιες έρευνες από πολλές επιστημονικές ομάδες από διάφορα μέρη του κόσμου.

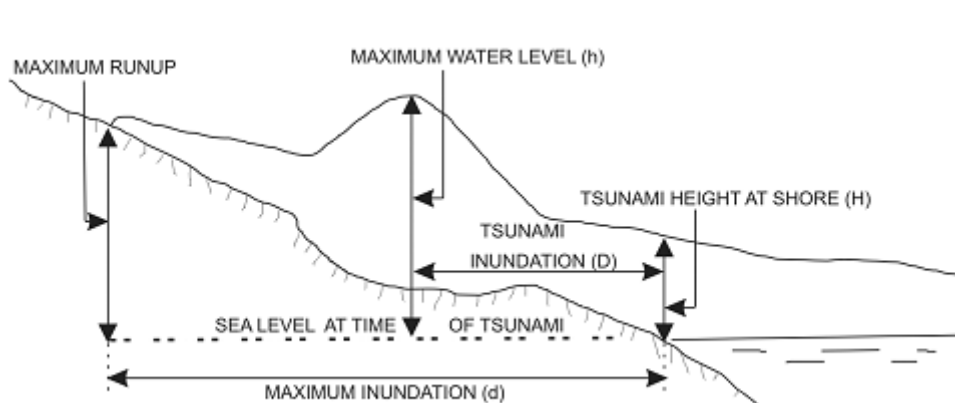
Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζεται μια σειρά από παρατηρήσεις και μετρήσεις που έγιναν κατά τη διάρκεια μετασεισμικών επιτόπιων ερευνών [Papadopoulos et al., 2005] , καθώς και μια συλλογή από καταθέσεις αυτοπτών μαρτύρων. Στη Σρι Λάνκα διεξήχθησαν έρευνες στο διάστημα 8–14 Ιανουαρίου 2005 και στα νησιά Μαλδίβες (Σχ. 4.3), από 14–16 Ιανουαρίου 2005. Ταυτόχρονα δεκάδες κάτοικοι της περιοχής έδωσαν συνεντεύξεις και συλλέχθηκαν πληροφορίες σχετικά με τα φυσικά χαρακτηριστικά και τις επιπτώσεις του τσουνάμι. Επιπρόσθετα, τον Ιανουάριο του 2005 Έλληνες αυτόπτες μάρτυρες που έτυχε να ζήσουν την εμπειρία από την επίθεση του τσουνάμι στο Πουκέτ και στα νησιά Phi–Phi της Ταϊλάνδης (Σχ. 4.3) έδωσαν συνεντεύξεις και οι καταθέσεις τους συλλέχθηκαν και αξιολογήθηκαν στη βάση ενός τυποποιημένου ερωτηματολόγιου. Τέλος, υπό το φως των συσσωρευμένων παρατηρήσεων μπορούμε να αξιολογήσουμε και να ερμηνεύσουμε την ευμετάβλητη καταστροφή που προκαλείται σε σχέση με πολλούς φυσικούς και ανθρωπογενείς παράγοντες που ελέγχουν τον κίνδυνο του τσουνάμι σε διάφορες παράκτιες περιοχές.



Σχήμα 4.3 : Το επίκεντρο του μεγάλου σεισμού της Σουμάτρας στις 26 Δεκεμβρίου 2004 και οι περιοχές Ταϊλάνδη, Σρι Λάνκα και Μαλδίβες που μελετώνται στο παρών κεφάλαιο [Papadopoulos et al., 2005].

4.2.2.1 Ορολογία

Χρησιμοποιούνται όροι όπως “μέγιστη στάθμη του νερού, h ” (maximum water level), “ ύψος του τσουνάμι στην ακτή, H ” (tsunami height at shore) και “μέγιστη πλημμύρα ή μέγιστη οριζόντια εισβολή, d ” (maximum inundation or maximum horizontal intrusion) όπως προτάθηκε από IOC (1998) και εξηγούνται στο Σχ. 4.4. Επιπλέον, χρησιμοποιείται ο όρος “πλημμύρα, D ” (inundation), για να περιγράψει την απόσταση από την ακτή, όπου μετρήθηκε η μέγιστη στάθμη του νερού. Η μέγιστη στάθμη του νερού, h , δεν είναι πάντοτε η ίδια με το ύψος του τσουνάμι στην ακτή, H . Μπορεί κανείς να υποθέσει ότι $H \sim h$, όταν D είναι μικρό, όπως $D < 50$ m.



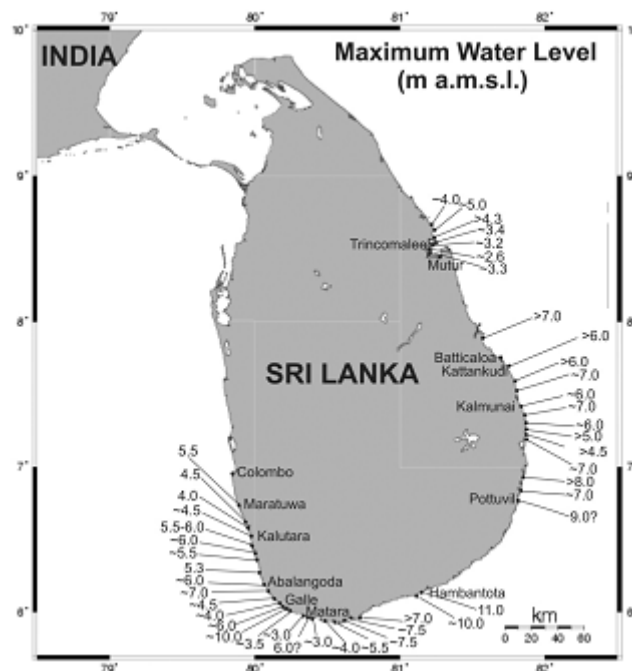
Σχήμα 4.4 : Ορολογία γύρω από τα τσουνάμι (σύμφωνα με IOC, 1998).

4.2.2.2 Επιτόπιες παρατηρήσεις και μετρήσεις

Στη Σρι Λάνκα, που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση περίπου 1600 χιλιομέτρων, η επιτόπια έρευνα επεκτάθηκε κατά μήκος των νοτιοδυτικών, νότιων και ανατολικών ακτών (Σχ. 4.5). Στη δυτική ακτή, πραγματοποιήθηκε έρευνα νότια της πρωτεύουσας Κολόμπο, επειδή βόρεια της πόλης οι επιπτώσεις του τσουνάμι ήταν ελάχιστες, όπως αναφέρθηκε από τον τοπικό πληθυσμό. Στο τμήμα της νοτιοανατολική ακτής, δεν έγιναν παρατηρήσεις από την Hambantota έως το Pottuvill

επειδή αυτή η περιοχή ήταν απροσπέλαστη εξαιτίας των κακών οδικών συνθηκών. Στις Μαλδίβες, που βρίσκονται σε επικεντρική απόσταση περίπου 2500 χιλιομετρων, έγιναν έρευνες στα νησιά του Βορείου Male Atoll, του Νότιου Male Atoll και του Laamu Atoll.

Στη Σρι Λάνκα και τις Μαλδίβες μετρήθηκε η μέγιστη στάθμη του νερού, h , καθώς και η πλημμύρα, D , σε αρκετές δεκάδες σημεία από τα χαρακτηριστικά σημάδια ή ίχνη που άφησε πίσω του το τσουνάμι. Από την άλλη, εκτιμήθηκε αξιόπιστα η μέγιστη οριζόντια εισβολή, d , για ένα σχετικά μικρό αριθμό σημείων παρατήρησης. Ωστόσο, είναι προφανές ότι μετρώντας το D σε ένα συγκεκριμένο σημείο μπορεί να υπολογιστεί και η ελάχιστη τιμή του d στο σημείο αυτό.



Σχήμα 4.5 : Γεωγραφική κατανομή της μέγιστης στάθμης νερού, h (m), στη Σρι Λάνκα [Papadopoulos et al., 2005].

Τα σημεία που εξετάστηκαν τοποθετήθηκαν σε χειροκίνητες GPS συσκευές ενώ οι μετρήσεις των αποστάσεων ελήφθησαν από οπτικούς θεοδόλιγους. Στα πιο κοινά σημάδια που χρησιμοποιούνται για να καθοριστεί η μέγιστη στάθμη του νερού συμπεριλαμβάνονται η άμμος της θαλάσσης ή λάσπη (Σχ. 4.6) και σημάδια νερού

στους τοίχους (Σχ. 4.7), μικρά αντικείμενα παγιδευμένα σε δέντρα και σε παράθυρα, ζημίες που προκλήθηκαν σε κτίρια (Σχ. 4.8), αλιευτικά σκάφη και άλλα πλοία που μετακινήθηκαν στην ξηρά από το κύμα, η διάβρωση του εδάφους (Σχήματα 4.9 και 4.10), και η ισοπέδωση της βλάστησης. Στις περισσότερες διερευνούμενες τοποθεσίες οι επιτόπιες παρατηρήσεις και μετρήσεις διασταυρώθηκαν μετά από συνεντεύξεις με τον ντόπιο πληθυσμό. Οι εκθέσεις των κατοίκων της περιοχής ήταν σημαντικές για την εκτίμηση των παραμέτρων h , D και d , καθώς και την εκτίμηση του αριθμού των παρατηρούμενων κύριων κυμάτων και της στιγμής της εμφάνισής τους. [Papadopoulos et al., 2005]



Σχήμα 4.6 : Χαρακτηριστικό εσωτερικό σημάδι θαλάσσιας άμμου από το τσουνάμι από την παράκτια ζώνη της πόλης Hambantota, νότια Σρι Λάνκα. Πρόκειται για μία από της περιοχές όπου η μέγιστη στάθμη νερού, h , έφτασε τα 11m [Papadopoulos et al., 2005].



Σχήμα 4.7 : Δύο σπίτια με οπλισμένο σκυρόδεμα τα οποία αντιστάθηκαν πολύ καλά στην επίθεση του τσουνάμι σε απόσταση περίπου 80m από την ακτογραμμή της Paralyia, νοτιοδυτική Σρι Λάνκα. Μόνο λίγες ζημιές προκλήθηκαν σε πόρτες και παράθυρα. Το σημάδι του νερού φαίνεται στο τοίχο [Papadopoulos et al., 2005].



Σχήμα 4.8 : Το σπίτι χωρίς οπλισμένο σκυρόδεμα καταστράφηκε τελείως από το τσουνάμι στη Paralyia, νοτιοδυτική Σρι Λάνκα. Στα αριστερά της εικόνας το σπίτι με οπλισμένο σκυρόδεμα κάνει ισχυρή αντίθεση [Papadopoulos et al., 2005].



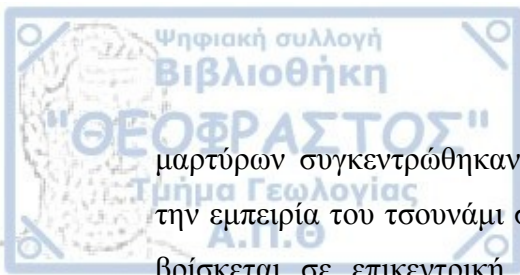
Σχήμα 4.9 : Η δράση της εδαφικής διάβρωσης του τσουνάμι προκάλεσε κατάρρευση στην πρόσοψη του σπιτιού χωρίς οπλισμένο σκυρόδεμα (περίπου 120m από την παραλία, κοντά στο Karativu, ανατολική Σρι Λάνκα) [Papadopoulos et al., 2005].



Σχήμα 4.10 : Ολική καταστροφή του σιδηρόδρομου εξαιτίας της πλευρικής επέκτασης και της κατάρρευσης του αναχώματος του που προκλήθηκε από την δράση της εδαφικής διάβρωσης του τσουνάμι (Abalangoda, νοτιοδυτική Σρι Λάνκα) [Papadopoulos et al., 2005].

4.2.3 Καταθέσεις Αυτοπτών μαρτύρων

Αυτόπτες μάρτυρες του τσουνάμι προσεγγίστηκαν στη Σρι Λάνκα και στα νησιά Μαλδίβες κατά τη διάρκεια των ερευνών. Επιπλέον, καταθέσεις αυτοπτών



μαρτύρων συγκεντρώθηκαν στην Ελλάδα, από συνεντεύξεις Ελλήνων που έζησαν την εμπειρία του τσουνάμι στο Phuket και στα νησιά Phi – Phi της Ταϊλάνδης, που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση περίπου 600 km . Οι αυτόπτες μάρτυρες κλήθηκαν να απαντήσουν σε ένα πρότυπο ερωτηματολόγιο που παρατίθεται παρακάτω (Σχ. 4.11) .

4.2.4 Τελικές Παρατηρήσεις

Στη Σρι Λάνκα, η μέγιστη στάθμη νερού , h , εκτιμάται ότι κυμαίνεται από 2,6 m έως 11 m. Οι υψηλότερες τιμές μετρήθηκαν στη Hambantota ($h = 11$ m) και κοντά στο Galle ($h \sim 10$ m) στο νότιο τμήμα του νησιού. Οι τιμές του h κυμαίνονται από 4,5 έως 9 μέτρα στην ανατολική ακτή από το Pottuvill μέχρι τη Batticaloa. Σχετικά χαμηλές τιμές παρατηρήθηκαν στη βορειοανατολική περιοχή Trincomalee ($h = 2.6 - 5.0$ m) και στη δυτική ακτή από τη Moratuwa στην Ambalangoda ($h = 4.0 - 5.0$ m). Η πλημμύρα, D , κυμαινόταν από περίπου 50 m έως 500 m, ενώ η μέγιστη πλημμύρα, d , είναι τουλάχιστον ίση με D . Μια ακραία περίπτωση d παρατηρήθηκε στη Hambantota ($d \sim 2$ km). Φαίνεται ότι η πλημμύρα από το τσουνάμι αποτελείται από τρία κύρια κύματα. Το πρώτο ήταν σιωπηλό κύμα με $h \leq 1.5$ m και η πλημμύρα δεν υπερέβαινε το $d \sim 100$ m. Το δεύτερο κύμα είχε χαρακτηριστεί ως το πιο ισχυρό και καταστροφικό, ενώ το μέγεθος του τρίτου κύματος ήταν πιθανώς ενδιάμεσο. Μετά την εμφάνιση της πρώτης φάσης του κύματος και πριν την άφιξη του δεύτερου ισχυρού κύματος παρατηρήθηκε σημαντική υποχώρηση της θάλασσας, όπως στην Hambantota όπου η υποχώρηση της θάλασσας υπολογίζεται να είναι της τάξης των 500 m. Θαλάσσια υποχώρηση παρατηρείται επίσης μετά το δεύτερο κύμα και πριν το τρίτο.

Personal Data	Name	Sex/age: M (F)/	Occupation	Telephone /fax/e-mail
Earthquake Info (a)	Time: hh:mm	Place	Indoor: Yes or No	Outdoor: Yes or No
Earthquake Info (b)	Indoor (Yes): type of building/Floor:	Description of perceptibility	Other Comments	
Earthquake Info (c)	Outdoor (Yes):	Description of perceptibility	Other Comments	
Tsunami Info (a)	Time: hh:mm	Place	Initial sea movement/ Inundation (d) / Max. water level	Description about tsunami effects
Tsunami Info (b)	Number of waves observed	Wave inter-arrival times	Biggest wave observed	Which wave caused Max. inundation

Σχήμα 4.11 : Ερωτηματολόγιο το οποίο χρησιμοποιήθηκε για να συλλέξει πληροφορίες από ντόπιους κατοίκους στη Σρι Λάνκα και τις Μαλδίβες, καθώς και από Έλληνες αυτόπτες μάρτυρες στη Ταϊλάνδη [Papadopoulos et al., 2005].

Το τσουνάμι προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στον πληθυσμό, στο δομημένο περιβάλλον και τις υποδομές, όπως το σιδηροδρομικό δίκτυο και οι γέφυρες. Συνολικά ο αριθμός των θανάτων σε ολόκληρη την Σρι Λάνκα υπολογίζεται τουλάχιστον στις 20.000. Το τσουνάμι προκάλεσε μεγάλες καταστροφές άμεσα από τη δράση της υδροδυναμικής ροή του και έμμεσα από την εκτεταμένη διάβρωση του εδάφους. Η σοβαρότερη καταστροφή σημειώθηκε στο νότιο τμήμα του νησιού, όπου οι μέγιστες τιμές του h μετρήθηκαν σε Galle και Hambantota. Ως εκ τούτου, η h είναι η πιο κρίσιμη παράμετρος της υδροδυναμικής ροής. Μόνο στη Hambantota ($h = 11$ m) υπολογίστηκαν περίπου 2.000 θύματα. Μεγάλη καταστροφή προκλήθηκε επίσης και σε άλλες παράκτιες περιοχές με υψηλές τιμές της h , όπως στα νοτιοδυτικά (Kalutara, Paralyia), νοτιοανατολικά (Pottuvil) και ανατολικά (Batticaloa, Trincomalle) του νησιού. Η διαβρωτική δράση του τσουνάμι στο έδαφος προκάλεσε καταστροφή σε κτίρια και υποδομές. Άλλοι φυσικοί παράγοντες που συνέβαλαν στην καταστροφή είναι η αποτελεσματική ή η μέγιστη πλημμύρα των κυμάτων και η παράκτια γεωμορφολογία.

Ανθρωπογενείς παράγοντες συνέβαλαν σε μεγάλο βαθμό στις καταστροφικές συνέπειες του τσουνάμι. Στην πραγματικότητα, τα κτίρια χωρίς οπλισμένο

σκυρόδεμα αποδείχθηκαν εξαιρετικά ευάλωτα στην επίθεση του τσουνάμι. Αντιθέτως, τα κτίρια με οπλισμένο σκυρόδεμα υπέστησαν πολύ λιγότερες ζημιές. Η υψηλή πληθυσμιακή πυκνότητα μαζί με την έλλειψη ενημέρωσης για το τσουνάμι, που επικρατεί στις περισσότερες παράκτιες κοινότητες της Σρι Λάνκα, αύξησαν δραστικά την ευπάθειά της περιοχής στην επίθεση του τσουνάμι. Σε ορισμένες περιπτώσεις, η τεχνητή μείωση ή η απομάκρυνση των αμμόλοφων αύξησε τοπικά την έκθεση της κοινότητας στον κίνδυνο του τσουνάμι.

Στις Μαλδίβες και την ευρύτερη περιοχή η μέγιστη στάθμη νερού h , κυμαίνεται μεταξύ 1,4 m και 3,3 m. Οι υψηλότερες τιμές της h (3.2 – 3.3 m) μετρήθηκαν στην ωκεάνια πλευρά της νησίδας Fonadhoo των Laamu Atoll, όπου αγροτικές εγκαταστάσεις υπέστησαν σοβαρές ζημιές, 22 άτομα έχασαν τη ζωή τους και τρεις ακόμη αγνοούνται. Στην ανατολική πλευρά του νησιού με τον κοραλλιογενή ύφαλο, ωστόσο, η μέγιστη στάθμη του νερού δεν υπερέβη τα 2 m. Η ενεργός πλημμύρα, D , συνήθως κυμαίνεται από 10 m έως 100 m. Φαίνεται ότι το τσουνάμι αποτελείτο από τρεις κύριες παλιρροϊκές φάσεις. Η πρώτη διήρκησε 20 λεπτά (3:00–3:20) και υπήρξε μία πολύ μικρή αύξηση της θάλασσας και η δεύτερη διήρκησε μόλις 5 λεπτά (3:25–3:30) και το κύμα ήταν το πιο ισχυρό. Η θάλασσα ηρέμησε μεταξύ 5:30 και 6:00.

Ο συνολικός αριθμός των θυμάτων που προκλήθηκαν από το τσουνάμι είναι περίπου 80, γεγονός που διαφέρει κατά πολύ σε σχέση με αυτό που συνέβη στη Σρι Λάνκα. Δύο είναι οι κρίσιμες παράμετροι που μπορούν να εξηγήσουν τη δραματική διαφορά ως προς τις επιπτώσεις του τσουνάμι: η σχετικά χαμηλή στάθμη του νερού ($h \leq 3$ m) και η μειωμένη ευπάθεια των παράκτιων κοινοτήτων. Η σχετικά χαμηλή στάθμη του νερού οφείλεται στο πλάτος κύματος απόσβεσης που προκαλείται από τον κοραλλιογενή ύφαλο που βρίσκεται στα ανατολικά του νησιωτικού συμπλέγματος. Συγκεκριμένα στη πόλη Male ο κυματοθραύστης προστάτευσε την πόλη από τις χειρότερες επιπτώσεις του τσουνάμι.

Στην Ταϊλάνδη, στην παραλία Patong, στη δυτική πλευρά του νησιού Phuket, στο λιμάνι Boat Lagoon, στην ανατολική πλευρά του Phuket, στο Maya Bay, και νησιά Phi – Phi, αυτόπτες μάρτυρες ανέφεραν ότι η ισχυρή άφιξη του κύματος σημειώθηκε μεταξύ 2:55–3:10. Στην Patong, η πρώτη θαλασσιά κίνηση ήταν μια υποχώρηση άνω των 100 m. Λίγα λεπτά αργότερα έφτασε το ισχυρό κύμα. Στη συνέχεια, μετά από 5 ή 10 λεπτά, ένα ακόμη κύμα έφτασε το οποίο ήταν λιγότερο

βίαιο από το πρώτο. Η πλημμύρα από το τσουνάμι στην παραλία Patong κυμαινόταν από 150 m έως τουλάχιστον 750 m. Το τσουνάμι προκάλεσε πολλά ανθρώπινα θύματα και μεγάλες ζημιές στην παράκτια ζώνη της παραλίας Patong. Στο λιμάνι Boat Lagoon το κύμα προκάλεσε σοβαρές ζημιές στην παράκτια ζώνη. Στο Maya Bay και στα νησιά Phi – Phi, η πρώτη κίνηση ήταν μία θαλάσσια υποχώρηση των 200 μέτρων που έλαβε χώρα γύρω στις 2:55. Λίγα λεπτά αργότερα το ισχυρό κύμα έφτασε προκαλώντας λίγα ανθρώπινα θύματα και την καταστροφή των μπανγκαλόου και των ξύλινων σπιτιών. Από τις συλλεγόμενες πληροφορίες προκύπτει σαφώς ότι το τσουνάμι αναπαρήχθη ως πρώτο κύμα κορυφής στη δυτική πλευρά, όπως π.χ. στη Σρι Λάνκα και Μαλδίβες, και ως το μεγαλύτερο κοίλο κύμα προς τα ανατολικά, π.χ. στην Ταϊλάνδη.

4.3 Ο σεισμός του 2005

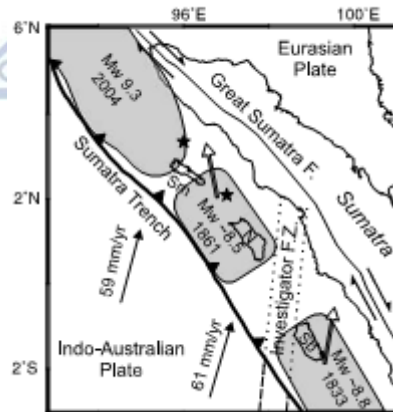
4.3.1 Εισαγωγή

Στις 28 Μαρτίου 2005 εκδηλώθηκε ένας δεύτερος ισχυρός σεισμός μεγέθους $M_w = 8.6$ ανοιχτά των ανατολικών ακτών της Σουμάτρας, περίπου 300 χιλιόμετρα ανατολικά-νοτιοανατολικά του επίκεντρου του ισχυρού σεισμού του 2004 ($M_w=9.3$) (Σχ.4.12), ο οποίος είχε εκδηλωθεί στα ανοικτά των ακτών της Βόρειας Σουμάτρας. Ο ισχυρός αυτός σεισμός του 2005 δεν προκάλεσε ένα μεγάλο τσουνάμι, όπως θα ανέμενε κανείς, παρόλο το μεγάλο μέγεθός του και παρά τις ομοιότητές του με τον επίσης ισχυρό σεισμό του 2004 στην περιοχή. Αντιθέτως, το τσουνάμι ήταν πολύ μικρότερο και επικεντρώθηκε σε μεγάλο βαθμό μακριά από κατοικημένες περιοχές προς το νότιο Ινδικό Ωκεανό. Ωστόσο, το τσουνάμι προκάλεσε περίπου 2000 ατυχήματα, τα περισσότερα εκ των οποίων σημειώθηκαν σε παλιά σπίτια στο κοντινό νησί Nias. Εξάλλου, το γεγονός ότι το μεγαλύτερο μέρος της ολίσθησης στη διάρρηξη του σεισμού εκδηλώθηκε κάτω από τη ζώνη του νησιού και κάτω από ρηγά νερά ανατολικά του σεισμού εξηγεί και την πρόκληση του μικρού κύματος τσουνάμι [Gahalaut and Catherine, 2005]

4.3.2 Μελέτη της ευρύτερης περιοχής

Η Ινδό-Αυστραλιανή πλάκα καταδύεται κάτω από τη βόρεια Σουμάτρα κατά 59 ± 5 mm/έτος κάτω από οπτική γωνία με το περιθώριο (Σχ. 4.12). Το μεγάλο ρήγμα της Σουμάτρας τοποθετείται στη στεριά και φιλοξενεί κίνηση από δεξιόστροφη πλάγια παράταξη ολίσθησης (24 ± 4 mm/έτος), ενώ η ζώνη καταβύθισης φιλοξενεί παράκτια κίνηση με κλίση ολίσθησης (42 ± 4 mm/έτος) [Walker et al., 2005]. Η ζώνη Benioff έχει κλίση περίπου 15° σε μικρά βάθη κάτω από το εξωτερικό τόξο ανάδυσης και 50° σε βαθύτερα βάθη κάτω από το ηφαιστειακό τόξο [Fauzi et al., 1996].

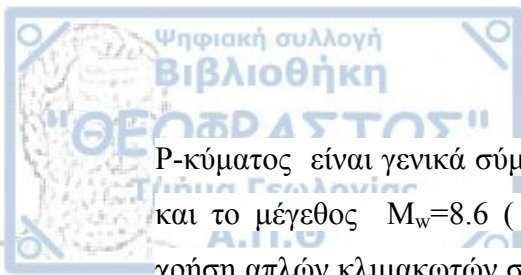
Δύο σεισμοί επώθησης με μεγέθη $M_w \sim 8.5$ και $M_w \sim 8.8$ εκδηλώθηκαν το 1861 και 1833 αντίστοιχα κοντά στο νησί Nias ο πρώτος και νοτιοδυτικά του νησιού Siberut ο δεύτερος (Σχ. 4.12). Μια περιοχή ενισχυμένης σεισμικότητας υπάρχει μεταξύ των διαρρήξεων του 1861 και 1833 κατά μήκος της καταδυόμενης προς βορρά Ερευνητικής Ζώνης Διάρρηξης (Investigator Fracture Zone). Παλαιογεωδαιτικές καταγραφές της κάθετης παραμόρφωσης από κοραλλιογενείς μικροατόλλες στην περιοχή, όπου η ζώνη διάρρηξης προσκρούει στο περιθώριο, υποδηλώνουν ότι η ζώνη κατάδυσης είναι τουλάχιστον εν μέρει κλειδωμένη πάνω από τα βάθη των 30 χιλιομέτρων κατά τη διάρκεια του 1970-1997 [Sieh et al., 1999]. Οι ταχύτητες στο μπροστινό μέρος του τόξου από μετρήσεις GPS δείχνουν μια απότομη αλλαγή στην παραμόρφωση του μπροστινού μέρους του τόξου στην ζώνη διάρρηξης, ανάμεσα σε μία ως επί το πλείστον κλειδωμένη ζώνη προς τα νοτιοανατολικά και μερικώς κλειδωμένη ζώνη που βρίσκεται στα βορειοδυτικά [Prawirodirdjo et al., 1997].



Σχήμα 4.12 : Μελέτη της περιοχής με τις αντίστοιχες περιοχές των παρελθοντικών μεγάλων σεισμών της ζώνης καταβύθισης. Οι περιοχές διάρρηξης των σεισμών του 1861 και 1833 περιορίστηκαν από τα ιστορικά αρχεία και τα κοραλλιογενή δεδομένα, αλλά τα ακριβή όρια δεν είναι γνωστά [Rivera et al., 2002]. Μαύρα αστέρια: Επίκεντρα των σεισμών του 2004 και του 2005 (USGS). Νησιά: Nias (N), Siberut (Sb), και Simeuleue (Sm). Μαύρο βέλος: κατεύθυνση της σύγκλισης της πλάκας. Λευκά βέλη: η κατά μέσο όρο κατεύθυνση των ταχυτήτων του μπροστινού μέρους του τόξου από GPS μετρήσεις.

4.3.3 Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα για το σεισμό της Σουμάτρας με μέγεθος $M_w = 8,6$ δείχνουν ότι η διάρρηξη τα πρώτα 15 δευτερόλεπτα είναι σχετικά αδύναμη και αργή, αλλά στη συνέχεια ακολουθεί μια αμφίπλευρη διάρρηξη που εκτείνεται σε έκταση 40.000 km^2 . Η διάδοση της διάρρηξης ξεκινά από το υπόκεντρο και συνεχίζει προς τα βόρεια με διάρκεια περίπου 50 sec. Μια δεύτερη μεγαλύτερη διάρρηξη αρχίζει σε περίπου 40 sec από την υποκεντρική στιγμή και διαδίδεται προς τα νοτιοανατολικά. Η μέση ταχύτητα διάρρηξης και στις δύο κατευθύνσεις είναι μεταξύ 2,9 και 3,3 km/sec, οι οποίες είναι ελαφρώς ταχύτερες από ό,τι εκείνες που διαπιστώθηκαν για το σεισμό της Σουμάτρας του 2004 ($M_w = 9.3$). Η περιοχή της εικόνας διάρρηξης του



P-κύματος είναι γενικά σύμφωνη με τις θέσεις των μετασεισμών την πρώτη ημέρα και το μέγεθος $M_w=8.6$ (Harvard). Εκτιμάται ότι η κατανομή ολίσθησης με τη χρήση απλών κλιμακωτών σχέσεων για τους μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς έχει μέσο όρο περίπου 5,9 m. Ο συνδιασμός της εν λόγω ολίσθησης με τις ταχύτητες στο μπροστινό μέρος του τόξου υποδηλώνει ότι ο σεισμός του 2005 μπορεί να είχε εκτονώσει περισσότερο από την ελαστική ανηγμένη παραμόρφωση που συσσωρεύτηκε από το σεισμό του 1861 ($M_w=8.5$). [Walker et al., 2005]



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki, K. : 1972, Scaling law of earthquake source time-function, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 31, 3-25.

Audley- Charles, M. G. : 1974, The Sumba fracture : A major discontinuity between eastern and western Indonesia, Tectonophysics, vol. 26, Issues 3-4, pp. 213-228.

Baba, A. B., Papadimitriou, E. E., Papazachos, B.C., Papaioannou C. A. and Karakostas, B.G. : 2000, Unified local magnitude scale for earthquakes of south Balkan area, Pure appl. Geophys., vol. 157, 765-783.

Cardwell, R.K. and Isacks, B.L. : 1978, Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda sea in Eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions, J. Geophys. Res. Lett., 4, 91-94.

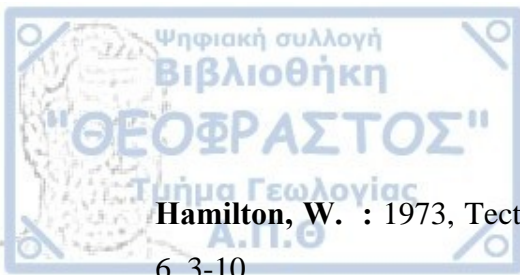
Fauzi, , McCaffrey, R. , Wark, D., Sunaryo and Prih Haryadi, P. Y. : 1996 , Lateral variation in slab orientation beneath Toba caldera, northern Sumatra, Geophys. Res. Lett., 23, 443– 446.

Fitch, T.J. : 1970, Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesia-Philippine region, Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 565-591.

Fitch, T.J. : 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific, J. Geophys. Res. 77 , 4432–4460.

Gahalaut, V.K. and Catherine, J.K. : 2005, Rupture characteristics of 28 March 2005 Sumatra earthquake from GPS measurements and its implication for tsunami generation, Earth and Planetary Science Lett., 249 , 39–46.

Gutenberg, B. and Richter, C.F. : 1954, Seismicity of the Earth, 2nd ed., 310 pp., Princeton University Press, Princeton, N.J.



Hamilton, W. : 1973, Tectonics of the Indonesian region, *Bull. Geol. Soc. Malays.*, 6, 3-10.

Hamilton, W. : 1977, Subduction in the Indonesian region, in *Island arcs, deep sea trenches and back arc basins, Maurice Ewing Ser.*, vol. 1 edited by M. Talwai and W. C. Pitman III, p. 15-31.

Karakostas, V.G. : 2005, Seismicity Patterns before the Occurrence of the Great Sumatra–Andaman–Nicobar Islands Earthquake and the main characteristics of the aftershock sequence, 22nd International Tsunami Symposium, 26 –29 June 2005, Chania, Crete (Greece).

Katili, J.A. : 1974, Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs, *Tectonophysics*, vol. 26, Issues 3-4, pp.165-188.

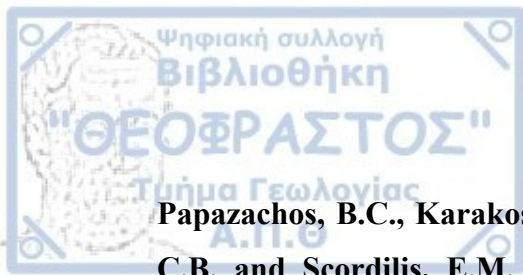
Kelleher, J., Savino, J., Rowlett, H. and McCann, W. : 1974, Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs, *J. Geophys. Res.*, 79, 4889-4899.

McCaffrey, R., Molnar, P. and Roecker, S.W. : 1985, Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the Eastern Sunda arc, Indonesia, *J. Geophys. Res.*, 90, B6, 4511-4528.

Papadimitriou, E.E. and Papazachos, B.C. : 1994, Time dependent seismicity in the Indonesia region, *J. Geophys. Res.*, 99, B8, 15387-15398.

Papadopoulos, G.A., Caputo, R., McAdoo, B., Pavlides, S., Karastathis, V., Fokaefs, A., Orfanogiannaki, K., and Valkaniotis, S. : 2005, The large tsunami of 26 December 2004: Field observations and eyewitnesses accounts from Sri Lanka, Maldives Is. and Thailand, *Earth Planets Space*, 58, 233–241.

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



Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Kiratzi, A.A., Margaris, B.N., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M. : 2002, Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece, *J. Seism.*, 6, 557-570.

Paul, J., Burgmann, R., Gaur, V. K., Bilham, R., Larson, K. M., Ananda, M. B., Jade, S., Mukal, M., Anupama, T. S., Satyal, G. and Kumar, D.: 2001, The motion and active deformation of India, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 647–651.

Prawirodirdjo, L., Bock, Y., McCaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stevens, C., Puntodewo, S. S. O. , Subarya, C., Rais, J. and Zwick, P. : 1997 , Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2601– 2604.

Rivera, L., Sieh, K., Helmberger, D. and Natawidjaja, D. : 2002 , A comparative study of the Sumatran subduction-zone earthquakes of 1935 and 1984, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1721– 1736.

Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F. : 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry, *J. geophys. Res.*, 102 (B5), 10 039 – 10 054.

Sieh, K., Ward, S. N., Natawidjaja, D., and Suwargadi, B. W. : 1999 , Crustal deformation at the Sumatran subduction zone revealed by coral rings, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3141– 3144.

Stein, S. and Okal, E.: 2005, Speed and size of the Sumatra earthquake, *Nature*, 434, 581–582.

Walker, K.T., Ishii, M., and Shearer, P.M. : 2005, Rupture details of the 28 March 2005 Sumatra Mw 8.6 earthquake imaged with teleseismic P waves. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L24303.

