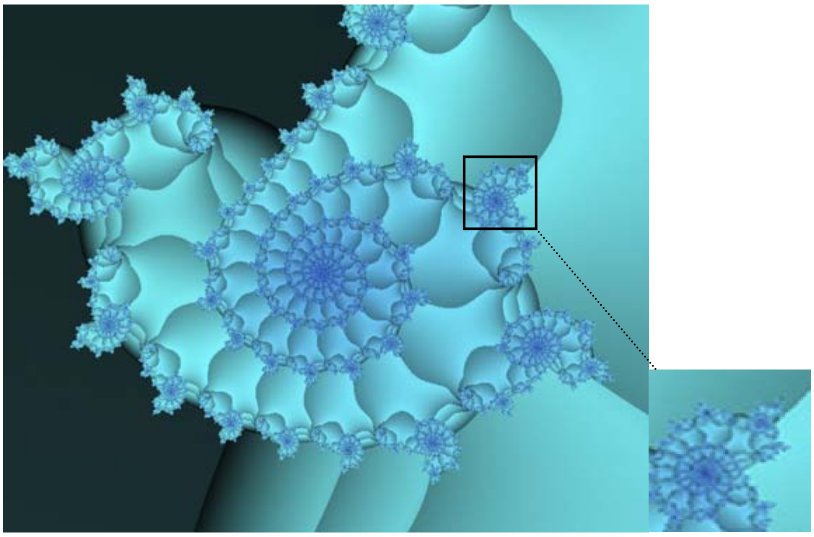
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΘΕΜΑ: ΚΛΑΣΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ



ΤΡΙΛΙΡΑΚΗΣ ΣΤΕΛΙΟΣ
ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: ΕΛΕΥΘΕΡΙΑ ΠΑΠΑΔΗΜΗΤΡΙΟΥ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Κεφάλαιο 1

ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

1.1 Εισαγωγή

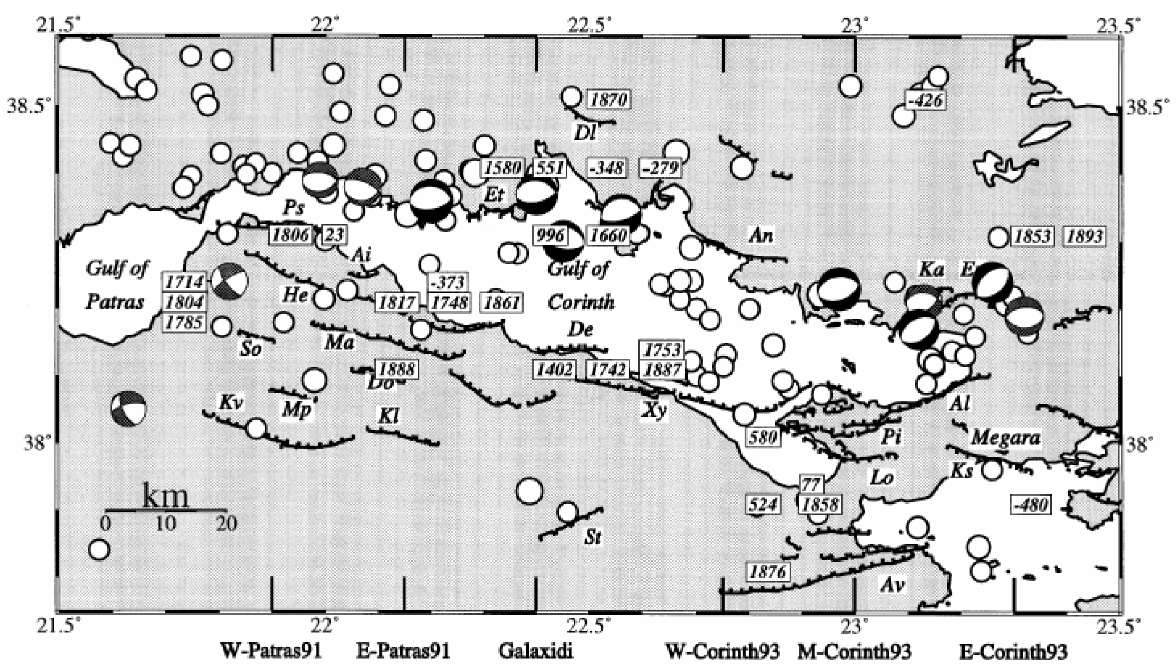
Κατά την διάρκεια έκτασης (εφελκυσμού) της Λιθόσφαιρας σε Ηπειρωτικό περιβάλλον διαπιστώνονται αφενός κατανεμημένη παραμόρφωση και λέπτυνση της Λιθόσφαιρας - κάτω φλοιού με πλαστικό τρόπο και αφετέρου σεισμικά ενεργά ρήγματα στον ανώτερο εύθραυστο φλοιό .

Οι διαστάσεις των ρηγμάτων κατά μήκος των διευθύνσεων τους συνήθως δεν ξεπερνούν 20-25 km γεγονός που θέτει περιορισμό στο μέγιστο μέγεθος των σεισμών που μπορούν να γίνουν σε ανεξάρτητα ρηξιγενή τεμάχια. Εντούτοις δεν είναι σαφές αν οι ασυνέχειες που διαχωρίζουν τα ρηξιγενή τεμάχια είναι σταθερές για πάντα ή ακόμα αν η διάρρηξη μπορεί να μεταπηδήσει από το ένα τεμάχιο στο άλλο προκαλώντας ένα σεισμό μεγάλου μεγέθους (Jackson & White 1989).

Το Αιγαίο είναι μια ηπειρωτική λεκάνη με μεγάλης ταχύτητας εφελκυστική παραμόρφωση (Jackson 1994) και τοποθετείται στο χώρο μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρώπης και της Αφρικής. Οι δύο αυτές πλάκες συγκλίνουν με ρυθμό 1 $cmyr^{-1}$ ενώ η συνολική επέκταση του Αιγαίου είναι 4-5 $cmyr^{-1}$, όπως προκύπτει από δορυφορικές γεωδαιτικές μετρήσεις (Reilinger et al 1997), η οποία άρχισε γύρω στο Μειόκαινο. Το Αιγαίο έχει σύνθετη τεκτονική εικόνα και περιλαμβάνει ρήγματα κανονικά και μερικά παράταξης.

1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου

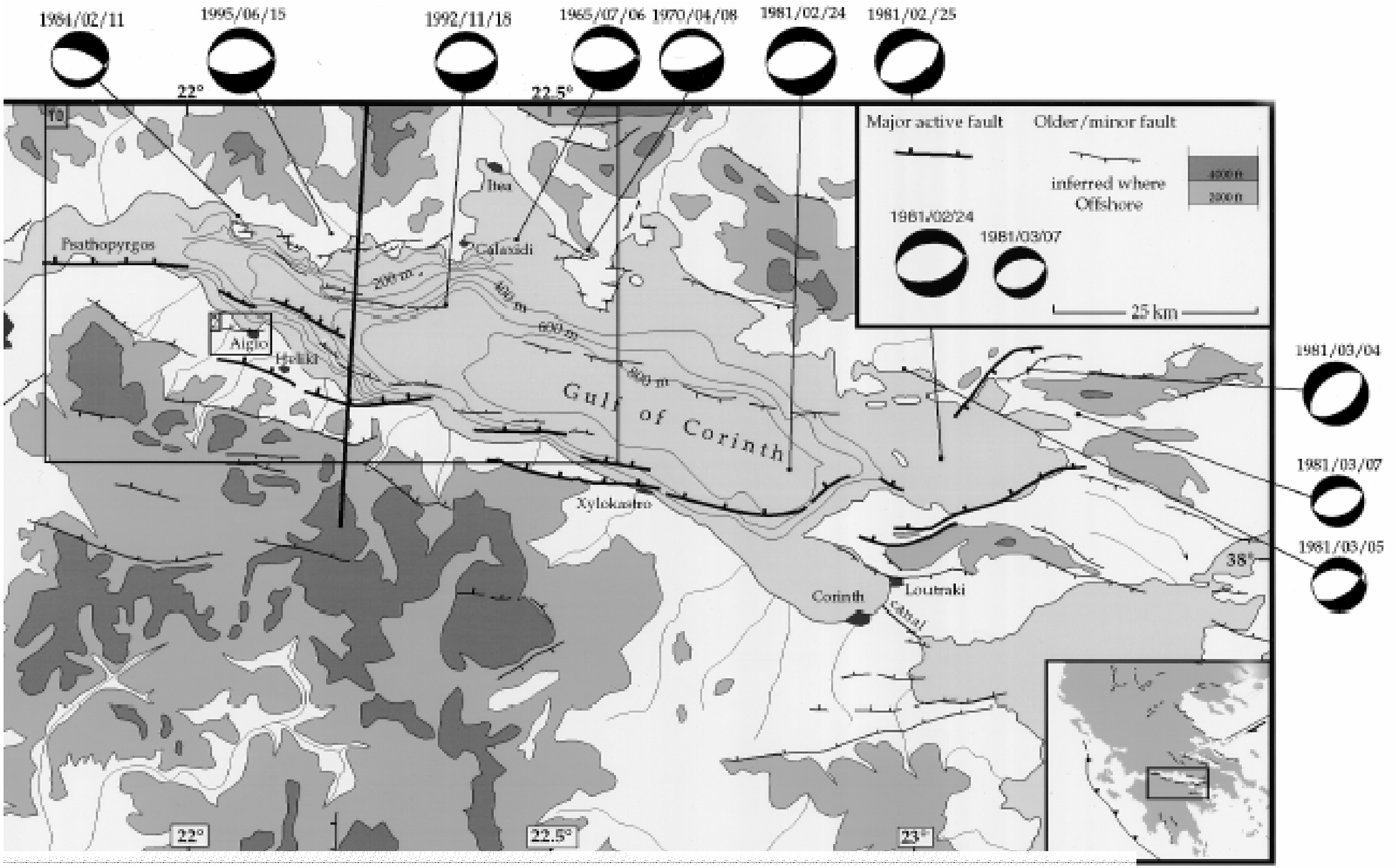
Ο Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μια θαλάσσια λεκάνη με διεύθυνση κάθετα στον ορογενετικό άξονα των Ελληνίδων και διαχωρίζει την Ήπειρο από την Πελοπόννησο. Γενικά ο κόλπος είναι μια τεκτονική τάφρος με το τοίχωμα του ρήγματος που βρίσκεται νότια να είναι ανυψωμένο. Μια σειρά τριών κύριων ρηγμάτων του **Ψαθόπυργου**, της **Ελίκης** και του **Ξυλόκαστρου** με κλίση προς τα βόρεια και γενική διεύθυνση Α-Δ οριοθετούν το νότιο περιθώριο του Κόλπου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.1. Τα ρήγματα του Ψαθόπυργου και της Ελίκης έχουν κοντά στην ακτή μήκη 12 και 18km αντίστοιχα και σκιαγραφούν τη βάση των ευδιάκριτων αθροιστικών κρημνών με άνω των 400m ύψος. Τα μήκη τους πάντως είναι της τάξης των 25 km και περιορίζουν το μέγιστο μέγεθος ενός σεισμού που μπορεί να πραγματοποιηθεί σε καθένα από αυτά τα ρήγματα σε $M_w = 6.7$ (Roberts & Jackson 1991) , το οποίο είναι και το μέγιστο που εκτιμάται για τους ιστορικούς χρόνους. Μερικά μικρότερα αντιθετικά ρήγματα συναντιόνται στη βόρεια πλευρά του κόλπου με τα ρήγματα Δελφών, Αντίκυρας στο κέντρο και τα πιο εκτεταμένα ρήγματα **Καπαρελλίου**, Λουτρακίου στο ανατολικό μέρος του Κόλπου. Το ανατολικό



Σχήμα 1.1 . Κύρια ρήγματα του Κορινθιακού Κόλπου (after Rigo et al. 1996). Ai: Αίγιο, Ps: Ψαθόπυργος, So: Σοτένα, Mp: Μέγα Ποντιάς, Kv: Κάτω-Βλασιά, He: Ελίκη, Ma: Μαμούζα, Do: Δουμένα, Kl: Καλάβρυτα, Dl: Δελφοί, De: Δερβένι, Xy: Ξυλόκαστρο, An: Αντίκυρα, Av: Άγιος Βασίλειος, Lo: Λουτράκι, Pi: Πισιά Al: Αλεποχώρι, Ka: Καπαρέλλι, Er: Ερυθρές, Ks: Κακιά-Σκάλα, St: Στυμφαλία. Στοιχεία ιστορικής σεισμικότητας (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1997) αναφέρεται σε πλαίσια. Απεικονίζονται οι σεισμοί με μέγεθος >4.5 και οι μηχανισμοί γένεσης των μεγαλύτερων σεισμών (Hatzfeld et al. 2000).

άκρο του Κορινθιακού κόλπου αποτελεί τον κόλπο των Αλκυονίδων. Το νότιο μέρος αυτού περιστοιχίζεται από κύριο ρήγμα του **νότιου ρηξιγενούς συστήματος των Αλκυονίδων** με Α – Δ διεύθυνση και κλίση προς τα βόρεια. Το ρήγμα αυτό αποτελείται από ένα πλήθος ρηξιγενών τεμαχίων **(Περαχώρα, Πισιά, Σκίνος, Αλεποχώρι, Ψάθα)** και έχει συνολικό επιφανειακό ίχνος ~ 30 Km (Roberts and Gawthorpe, 1995; Roberts, 1996; Roberts and Koukouvelas, 1996; Morewood and Roberts, 1999; Jackson, 1999). Με την παρουσία τέτοιων ρηγμάτων ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης (Αλεποχώρι, Πισιά) σχηματίζεται η λεκάνη των Μεγάρων (Leeder et al. 1991). Στα ΒΑ του κόλπου το ρήγμα Καπαρελλίου έχει γενική διεύθυνση Α – Δ και κλίση προς τα νότια (Jackson et al., 1982; Hubert et al., 1996). Ρήγματα επίσης διατρέχουν το βαθύτερο κάτω από τη θάλασσα μέρος του κόλπου (Brooks & Φερεντίνος 1994) ενώ το δυτικό άκρο του συνδέεται με τον κόλπο της Πάτρας ο οποίος δεν εμφανίζει ανάλογα ρήγματα με αυτά της Κορίνθου. Ακόμα νοτιότερα από τον κόλπο τα ρήματα είναι φαινομενικά ανενεργά.

Στον Κορινθιακό Κόλπο μερικοί από τους πιο ισχυρούς σεισμούς του 20ού αιώνα συνέβησαν το **1981(Αλκυονίδες)** ενώ πιο πρόσφατα πραγματοποιήθηκαν μεγάλοι σεισμοί στο δυτικό μέρος του Κόλπου (**Γαλαξίδι 1992, Πάτρα 1993, Αίγιο 1995**). Οι περισσότεροι μηχανισμοί γένεσης σεισμών δείχνουν κανονική διάρρηξη με Β-Ν εφελκυστική τάση (σχήμα 1.2) όπως επίσης καταδεικνύεται και από τους μηχανισμούς γένεσης μικροσεισμών. Ο συνολικός ρυθμός επέκτασης των ρηγμάτων όπως προκύπτει



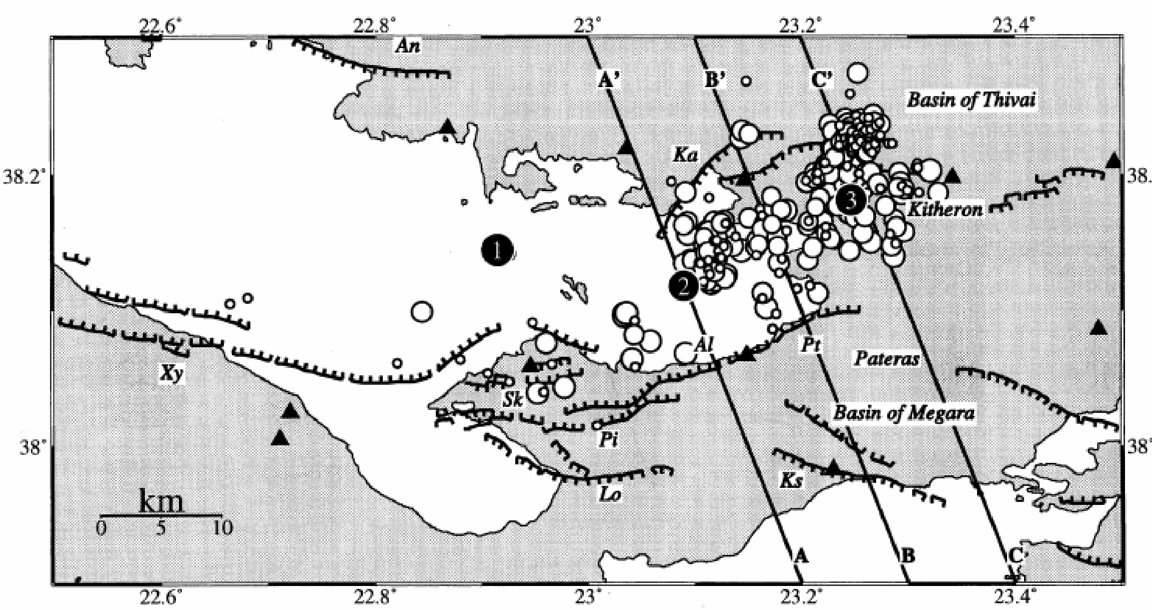
Σχήμα 1.2 . Ενεργά ρήγματα του Κορινθιακού κόλπου (Armijo et al., 1996) και κύριοι σεισμοί από το 1965(Baker et al., (1997); 1981, 1984: Taymaz (1990); 1992Hatzfeld et al. (1996); 1995)

από μετρήσεις GPS είναι $\sim 10 mmyr^{-1}$. Η Β – Ν διεύθυνσης παραμόρφωση στο δυτικό μέρος του Κόλπου είναι $\sim 15 mmyr^{-1}$ ενώ στο ανατολικό είναι $\sim 10 mmyr^{-1}$ υπολογισμένες από μετρήσεις GPS . Μικρές αποκλίσεις των τιμών αυτών υπάρχουν σε άλλες μετρήσεις, όμως η διαφορά τους παραμένει ίδια και δείχνει ότι η παραμόρφωση γύρω από το πορθμό του Ρίου είναι μεγαλύτερη, περίπου 50%, από εκείνη κοντά στην Κόρινθο. Η παραμόρφωση περιορίζεται σχετικά σε μια στενή περιοχή στο κέντρο του κόλπου.

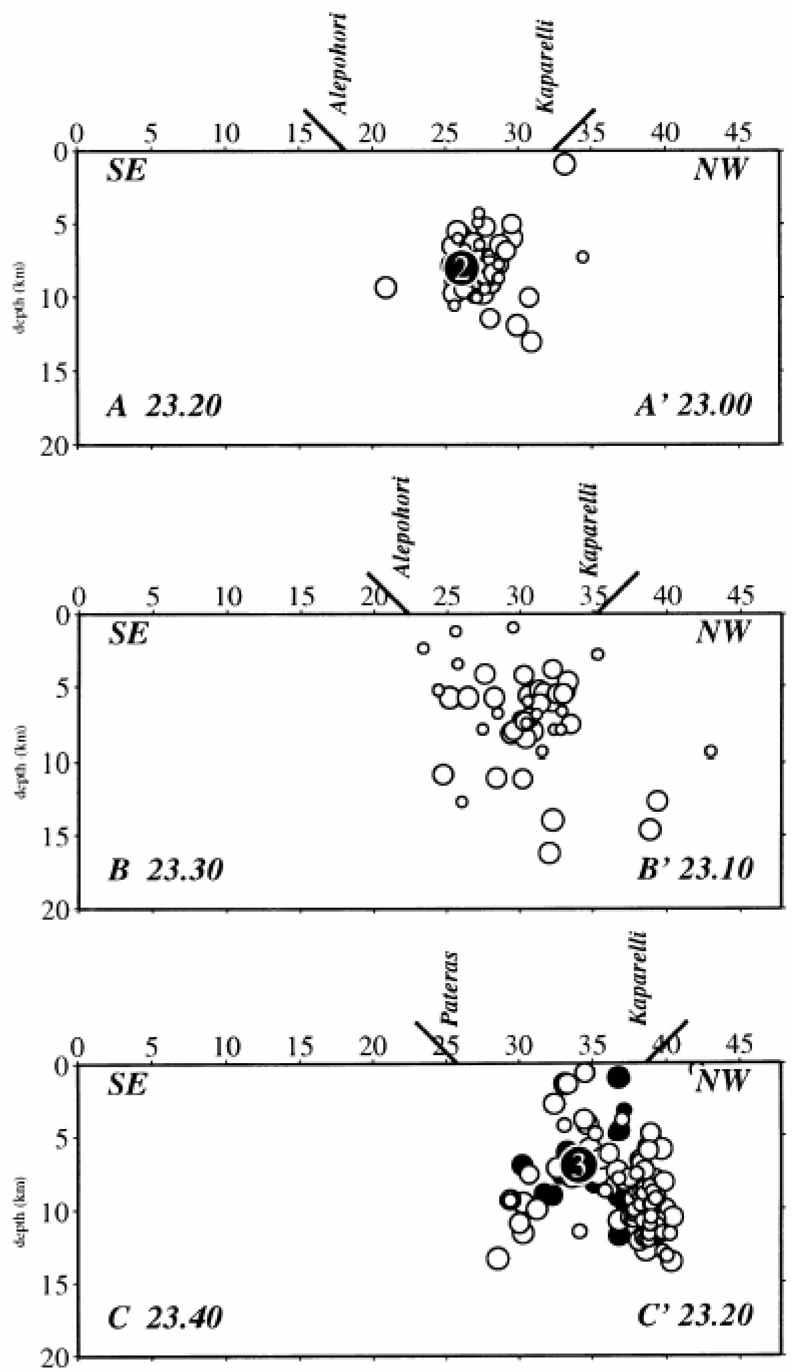
1.3 Χαρακτηριστικά κύριων σεισμών

<u>Σεισμική ακολουθία των Αλκυονίδων, 1981</u>

Στην ακολουθία του 1981 συνέβησαν τρεις κύριοι σεισμοί στις 24 ($Ms = 6.7$) και 25 ($Ms = 6.4$) Φεβρουαρίου και στις 4 ($Ms = 6.2$) Μαρτίου (Jackson et al., 1982; King et al., 1985; Ambraseys and Jackson, 1990; Taymaz et al., 1991; Abercrombie et al., 1995; Hubert et al., 1996). Οι σεισμοί αυτοί διέρρηξαν κυρίως το ρήγμα Ξυλόκαστρου, το νότιο ρηξιγενές σύστημα των Αλκυονίδων και το ρήγμα Καπαρελλίου. Τα επίκεντρα τους βρίσκονται μέσα αλλά και γύρω από τον Κόλπο των Αλκυονίδων και αντιστοιχούν σε κανονική διάρρηξη με Β – Ν εφελκυσμό. Τα χαρακτηριστικά αυτά των σεισμών του 1981 είναι σύμφωνα και με άλλους γνωστούς σεισμούς στον Κορινθιακό Κόλπο (Jackson et al., 1982; Billiris and al., 1991; Taymaz et al., 1991).



Σχήμα 1.3 . Χάρτης με τους 350 πιο δυνατούς μετασεισμούς που καταγράφηκαν μετά το τρίτο κύριο επεισόδιο του 1981 . Δείχνονται οι κάθετες τομές στις διευθύνσεις των ρηγμάτων Καπαρέλλι και Αλεποχώρι και στα επίπεδα των 3 κύριων σεισμών (Taymaz et al. 1991). Τα μαύρα τρίγωνα παριστάνουν τους σεισμολογικούς σταθμούς (Hatzfeld et al. 2000).



Σχήμα 1.4 . Τομές κάθετες στις διευθύνσεις των ρηγμάτων Καπαρέλλι και Αλεποχώρι και στα επίπεδα των κύριων σεισμών, όπως έχουν σχεδιαστεί στο Σχήμα 1.3. Απεικονίζονται οι μετασεισμοί του 1981 με το βάθος μαζί με δύο από τους κύριους σεισμούς του 1981 . Η δυτική τομή δείχνει ότι το Αλεποχώρι είναι περισσότερο ενεργό ρήγμα, ενώ από τις ανατολικότερες τομές συμπεραίνουμε ότι και το ρήγμα Καπαρέλλι είναι εξίσου ενεργό. Έτσι δε μπορούμε να αποφανθούμε από την κατανομή των μετασεισμών για το πιο είναι το επίπεδο διάρρηξης του 3^{ου} σεισμού(Hatzfeld et al. 2000).

Πλήθος μετασεισμών της ακολουθίας του 1981 καταγράφηκαν από σταθμούς που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή μετά τις 5/3/1981 , μετά δηλαδή από τον 3^{ο} κύριο μετασεισμό που έγινε στις 4 Μαρτίου. Από τους μετασεισμούς μελετήθηκαν αυτοί που αποτελούν τα μεγαλύτερα γεγονότα. Έτσι οι μετασεισμοί στην πλειοψηφία τους σχετίζονται με το τρίτο αυτό επεισόδιο και επειδή υπήρξε μετακίνηση της σεισμικότητας προς τα ανατολικά περιορίζονται μεταξύ των ρηγμάτων Καπαρέλλι και Αλεποχώρι (σχήμα 1.3). Έτσι η έρευνα δεν συμπεριέλαβε τους προηγούμενους μεγάλους μετασεισμούς που έγιναν δυτικότερα ώστε πράγματι λίγοι μόνο μετασεισμοί από αυτούς που μελετώνται βρίσκονται προς τα δυτικά, κάτω από τη χερσόνησο της Περάχωρας, που συνδέονται με το ρήγμα Πισιά. Αυτοί μπορεί να σχετίζονται με τους 2 πρώτους κύριους σεισμούς της ακολουθίας των Αλκυονίδων του 1981 .Για την κατανομή των μετασεισμών με το βάθος κατασκευάστηκαν 3 τομές, σχήμα 1.4, με γενική διεύθυνση κάθετη στις διευθύνσεις των ρηγμάτων Αλεποχώρι, Καπαρέλλι και στις διευθύνσεις των επιπέδων των ρηγμάτων των κύριων σεισμών. Αξιόπιστα βάθη των μετασεισμών κυμαίνονται μεταξύ 3.6 – 13.4 Km, αν και λίγοι βρίσκονται κάτω από 10 Km βάθος (King et al., 1985). Ακόμη υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών για τους οποίους περισσότεροι από 10 σταθμοί κατέγραψαν τις πρώτες κινήσεις των αποκλίσεων τους.

Γενικά δε μπορεί να συμπεράνει κανείς με βεβαιότητα αν η σεισμικότητα σχετίζεται με το ρήγμα Αλεποχώρι ή Καπαρέλλι. ώστε και τα δύο παραπάνω ρήγματα να θεωρούνται σεισμικά ενεργά. Ακόμη **δε φαίνεται ελάττωση της κλίσης με το βάθος** αλλά ούτε κάτι τέτοιο παρατηρείται από τους μηχανισμούς γένεσης.

Σεισμός του Γαλαξίδι, $Ms = 5.9$, Οκτώβριος 18, 1992

Το βάθος του κύριου σεισμού ήταν 7.5 km και ο μηχανισμός γένεσης έδειξε ότι πρόκειται για κανονική διάρρηξη πάνω σε ρήγμα Α – Δ διεύθυνσης και κλίση 30° προς τα βόρεια (σχήματα 1.2, 1.5). Υπήρξαν ελάχιστοι μετασεισμοί που τοποθετούνται σε βάθος από 6 ~ 12 km. Αυτοί όπως και οι μετασεισμοί στην περίπτωση του σεισμού της Ερατεινής του 1965 που τοποθετούνται επίσης στον ίδιο χώρο δείχνουν ότι η περιοχή ανάμεσα στα ρήγματα Ελίκης και Ξυλόκαστρου αποτελεί μια ασυνέχεια ανάμεσα στα δύο ρήγματα, μη ενεργοποιημένη (Hatzfeld et al. 1996).

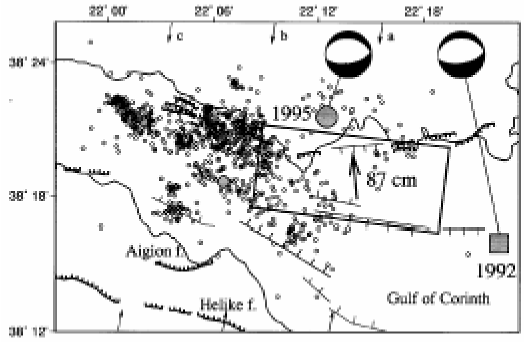
Σεισμός της Πάτρας, $Ms = 5.4$, Ιούλιος 14 , 1993

Ο σεισμός συνέβη δυτικά της πόλης της Πάτρας και ο μηχανισμός γένεσης του έδωσε διάρρηξη παράταξης με αριστερόστροφη συνιστώσα σε ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνσης κατακόρυφο ρήγμα (σχήμα 1.1). Αυτό έρχεται σε ασυμφωνία με την κανονική διάρρηξη σε ρήγματα γενικά Α – Δ διεύθυνσης που παρατηρείται στον κόλπο της Κορίνθου. Δύο μέρες αργότερα από τον κύριο σεισμό καταγράφηκαν 250 μετασεισμοί (Καρακώστας et al. 1994). Τα επίπεδα των ρηγμάτων των μετασεισμών παρουσιάζουν διάρρηξη παράταξης όταν αυτοί είναι επιφανειακοί, ενώ οι βαθύτεροι έδωσαν ολίσθηση κλίσης. Διαπιστώθηκε μια μικρή κλίση της σεισμικότητας προς τα ΝΑ που όμως δε μπορεί να αποσαφηνίσει τη γεωμετρία του κύριου ρήγματος με το βάθος το οποίο επίσης δε σχετίζεται με κάποιο επιφανειακό ρήγμα (Rigo et al. 1996, Armijo et al. 1996).

Σεισμός του Αιγίου, $Ms = 6.2$, Ιούνιος 15, 1995

Ο σεισμός έγινε περίπου 15km ΒΒΑ της κατεστραμμένης πόλης του Αιγίου και έπληξε το δυτικό μέρος του Κορινθιακού κόλπου.Ο σεισμός του Αιγίου ήταν ο μεγαλύτερος που καταγράφηκε στον Κορινθιακό κόλπο μετά την σεισμική ακολουθία του 1981(Bernald et al. 1997) (σχήμα 1.2). Ο κύριος σεισμός πιθανό να ξεκίνησε σ' ένα βάθος 10 km και διαδόθηκε νότια προς την επιφάνεια. Το κεντρικό βάθος υπολογίζεται ότι είναι 7.2 km όμοιο με αυτό του Γαλαξίδι. Σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης πρόκειται για κανονικό ρήγμα με διεύθυνση Α – Δ (277^o), γωνία κλίσης 33^o προς τα βόρεια και λ (ολίσθηση) -77^o. Έτσι πρόκειται για κανονική διάρρηξη που βρίσκεται σε συμφωνία με την τεκτονική του κόλπου.

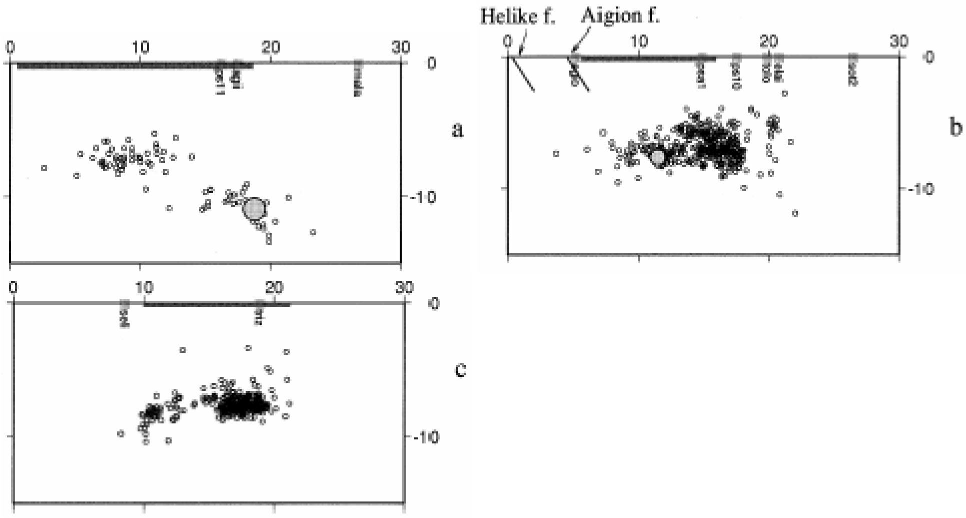
Η ολίσθηση στο ανώτερο τεμάχιο με εύρος μηδέν έως δέκατα εκατοστά προτείνει ότι η κύρια διάρρηξη σταμάτησε ή έγινε χαρακτηριστικά μικρότερη, όταν έφθασε το βάθος των 4km οπότε εισήλθε στα ιζήματα του κόλπου. Έτσι το βάθος αυτό είναι το ανώτερο όριο της ρηξιγενούς περιοχής κάτω από το Α-Δ άξονα του κόλπου. Η προς τα πάνω συνέχιση (προέκταση) του ρήγματος τέμνει την επιφάνεια του εδάφους στο μέσο του κόλπου (Bernard et al., 1997). Αυτό μπορεί να συνδεθεί με κάποια από τα βόρεια κλίσης ρήγματα που έχουν αναγνωριστεί (Papanikolaou et al., 1996) με πιο απότομο επίπεδο ρήγματος (40°-50°). Το ρήγμα της Ελίκης πλησιέστερο σε σχέση με του Ψαθόπυργου στην κατεστραμμένη περιοχή είναι γνωστό ότι δραστηριοποιήθηκε δυο φορές από μεγάλους σεισμούς κατά τη διάρκεια ιστορικών χρόνων το 373 π.Χ. (Mouyaris, 1992) και 1861 (Schmidt 1881; Mouyaris, 1992). Ιστορικοί σεισμοί δεν μπορούν να σχετιστούν με σιγουριά με το ρήγμα Ψαθόπυργου. Το ρήγμα του Αιγίου 8km μήκος στη χέρσο εμφανίζεται σαν ενδιάμεσο βήμα μεταξύ των ρηγμάτων Ψαθόπυργου και Ελίκης. Μια πρόσφατη βαθυμετρική έρευνα του Κορινθιακού κόλπου έδωσε στοιχεία (Papanikolaou et al., 1996) για μεγάλους ρηξιγενείς κρημνούς (100-300m κατακόρυφης πτώσης) σε



Σχήμα 1.5 . Κύριος σεισμός του Αιγίου το 1995και οι μετασεισμοί του(22-28 Ιουνίου).Ο μεγάλος και ο μικρός σκιασμένος κύκλος δείχνουν το επίκεντρο του κύριου σεισμού το 1995 του μέγιστου μετασεισμού αντίστοιχα. Το ορθογώνιο απεικονίζει την προβολή του ρήγματος στην επιφάνεια και τα βέλη a, b, c τις διευθύνσεις των τομών του σχήματος 1.6. Ο σεισμός στο Γαλαξίδι πραγματοποιήθηκε 15km ανατολικά περίπου από τη διάρρηξη του 1995 (Armijo et al., 1996; Papanikolaou et al., 1996; Bernard et al., 1997).

τεταρτογενή ιζήματα βόρεια και ανατολικά του Αιγίου και στις δυο πλευρές του κόλπου. Με τα διαθέσιμα ως τώρα στοιχεία ο σεισμός του Αιγίου μπορεί να συνδεθεί με το ρήγμα της Ελίκης ή μ' ένα ρήγμα πιο βόρεια εντός του Κόλπου που είναι κοντά στις ακτές.

Οι περισσότεροι μετασεισμοί ομαδοποιούνται μεταξύ 5 και 9km στο βάθος και βρίσκονται ΒΑ του Αιγίου (σχήμα 1.5). Όλοι οι μετασεισμοί δε γίνονται στο ίδιο ρήγμα μ' αυτό που ορίζεται από το μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού. Η κατανομή του βάθους της **σχεδόν οριζόντιας ομάδας σεισμικής δραστηριότητας**, σχήμα 1.6, δε διαφέρει πολύ από τους μετασεισμούς του σεισμού στο Γαλαξίδι το 1992 (M=5.8) Hatzfeld et al., 1996). Στα ΒΑ οι μετασεισμοί εντούτοις ορίζουν μία βόρειας κλίσης δραστηριότητα φτάνοντας τα 13km βάθος. **Το κύριο χαρακτηριστικό των μετασεισμών είναι μια εκτεταμένη δραστηριότητα στα δυτικά του ρήγματος και όχι στα ανατολικά. Αυτό μεταφράζεται με αύξηση της τάσης Coulomb και στις δυο μεριές του ρήγματος, η οποία φθάνει ένα κρίσιμο επίπεδο στα δυτικά αλλά όχι στα ανατολικά όπου ο πρόσφατος σεισμός του 1992 στο Γαλαξίδι ανακούφισε την περιοχή από την τοπική τάση.**



Σχήμα 1.6 . Κατακόρυφες τομές a, b, c των μετασεισμών του σχήματος 1.5 . Κλίμακα βάθους σε km. Εύρος προβολών: 8 km (Bernard et al., 1997).

1.4 Μικροσεισμικότητα και γεωμετρία ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου. Ερμηνεία παρατηρήσεων

Παρόλο που τα ρήγματα του κόλπου είναι καλά χαρτογραφημένα η γεωμετρία τους με το βάθος δεν είναι εξακριβωμένη. Παρατηρούνται στην περιοχή μια σχεδόν επίπεδη σεισμική ζώνη (Rigo et al. 1996) και ρήγματα που συνδέονται με τον κατώτερο φλοιό με πλαστική παραμόρφωση (Armijo et al. 1996).Στην προσπάθεια να εξεταστούν λεπτομερέστερα τα χαρακτηριστικά των ρηγμάτων με το βάθος έχουν πραγματοποιηθεί σειρά πειραμάτων στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου.

Το 1993 εγκαταστήθηκαν φορητοί σεισμογράφοι στο ανατολικό μέρος του Κορινθιακού κόλπου για την καταγραφή των σεισμών από τις 17/7 ~ 25/8 . **Συνολικά η σεισμικότητα εντοπίζεται σε βάθη από 4 ~ 13 km παρόμοια με τους μετασεισμούς του 1981** . Από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που μελετήθηκαν κατά τη διάρκεια του πειράματος του 1993 παρατηρήθηκαν κανονικές διαρρήξεις από εφελκυστικές δυνάμεις, όπως συνέβη και με τους 3 κύριους σεισμούς της ακολουθίας του 1981 . Η προς τα δυτικά σεισμικότητα του πειράματος σχετίζεται με τα ρήγματα Ξυλόκαστρου, Πισιά που κλίνουν γενικά ΒΒΔ και είναι σύμφωνα με ΒΒΔ – ΝΝΑ εφελκυστική τάση. Ανατολικότερα καταγράφηκαν σεισμοί στο χώρο των ρηγμάτων Καπαρέλι και Πατέρας που είναι περισσότερο διασκορπισμένοι. Στο ανατολικό μέρος σημειώνονται μερικοί μηχανισμοί με διάρρηξη παράταξης που όμως και αυτοί είναι σύμφωνοι με ΒΒΔ – ΝΝΑ εφελκυσμό.

Ένα ακόμη πείραμα πραγματοποιήθηκε στη περιοχή της Πάτρας από τον Ιούλιο έως τον Αύγουστο του 1991 (Rigo et al. 1996). Στην περίοδο αυτή η σεισμικότητα κυρίως περιορίζεται εντός της περιοχής του κόλπου και το μεγαλύτερο μέρος της βρίσκεται στη βόρεια πλευρά του κόλπου. Γενικά οι μικροσεισμοί τοποθετούνται σε βάθος ίδιο με εκείνο των σεισμών του 1965, 1992, 1995. Στο δυτικότερο όμως μέρος της περιοχής αυτής η σεισμικότητα περιορίζεται μεταξύ 8 και 11 km βάθος ενώ πιο ανατολικά κυμαίνεται σε βάθος από 7 ~ 13 km. Η σεισμικότητα δε σκιαγραφεί τη γεωμετρία των ενεργών ρηγμάτων με το βάθος όπως επισημάνθηκε από τους Rigo et al. (1996) και μερικοί σεισμοί μπορεί να συνδέονται με το ρήγμα του Ψαθόπυργου ή της Ελίκης. Αυτή δείχνει **ομαλή κλίση προς τα βόρεια** και δε διαφέρει πολύ από τους μετασεισμούς του σεισμού του Αιγίου το 1995 ($Ms = 6.2$) αλλά ούτε από εκείνους στο Γαλαξίδι το 1992 (M=5.8). Πιθανό να οφείλεται σε μια ζώνη αποκόλλησης με γωνία κλίσης ~ 15º (Rigo et al., 1996; Rietbrock et al., 1996) ή σε ζώνη μετάβασης από εύθραυστη σε πλαστική περιοχή. **Η πλειοψηφία των μηχανισμών γένεσης αντιστοιχούν με ρήγματα Α – Δ διεύθυνσης και με Β – Ν εφελκυστική δύναμη. Ακόμα οι περισσότεροι μηχανισμοί δείχνουν ένα επίπεδο ρήγματος που κλίνει βόρεια με γωνία μεταξύ 30º και 50º που δεν συμφωνεί με την ομαλή κλίση της σεισμικότητας**. Λίγοι μηχανισμοί παρατηρούνται με διάρρηξη παράταξης που είναι επίσης σε συμφωνία με το Β – Ν άξονα εφελκυσμού .

Συμπερασματικά μπορεί να λεχθεί ότι τα μικροσεισμικά πειράματα και οι λίγες μετασεισμικές μελέτες δείχνουν περιορισμό της σεισμικότητας, αλλά και της παρούσας παραμόρφωσης, στον Κορινθιακό κόλπο. Περισσότερο ενεργά είναι τα βόρειας κλίσης ρήγματα που περιστοιχίζουν τον κόλπο νότια, όπως εξάλλου καταδεικνύεται και από την εμφανιζόμενη ασυμμετρία του. Από τα απότομα νότια κλίσης ρήγματα που συναντώνται στη βόρεια πλευρά μόνο το ρήγμα του Καπαρέλλι (King et al. 1985) και ίσως των Δελφών το 1970 σχετίζονται με σεισμικότητα. Τα άλλα αντιθετικά ρήγματα της Ερατεινής, του Γαλαξίδι και Αντίκυρα δε φαίνονται σεισμικά ενεργά. Η σεισμικότητα επομένως εντοπίζεται στα ρήγματα του **Ψαθόπυργου, Αιγίου, Ελίκης, και Ξυλόκαστρου** στο δυτικό και κεντρικό μέρος, ενώ στο ανατολικό με τα ρήγματα **Αλεποχώρι, Πισιά, Ψάθα, Καπαρέλλι.** Νοτιότερα τα ρήγματα Δουμένα, Σούλι, Μαμούζα, Μέγα Ποντιάς δε φαίνονται σεισμικά ενεργά. Μικροί σεισμοί νότια του κόλπου μπορεί να σχετίζονται με μικρής κλίμακας δευτερογενή ρήγματα (Hatzfeld 2000).

Αναφορικά με το βάθος η σεισμικότητα περιορίζεται στο εύθραυστο μέρος του φλοιού. Στον Κορινθιακό κόλπο το βάθος των μικροσεισμών είναι ίδιο με αυτό των μετασεισμών και δε μεταβάλλεται κατά την πραγματοποίηση των μεγάλων σεισμών. Οι τελευταίοι φαίνεται να γίνονται στη βάση της μεταβατικής περιοχής από την εύθραυστη στην πλαστική συμπεριφορά και τότε μόνο υπάρχει πιθανότητα διάδοσης της διάρρηξης κάτω από το σεισμογενές στρώμα. Μηχανισμοί γένεσης μικροσεισμών που είναι παρόμοιοι με αυτούς των μεγάλων σεισμών μπορεί να παριστάνουν μικρά ρήγματα στη βάση του εύθραυστου φλοιού. Στην ανατολική Κόρινθο συγκρίνοντας τους μικροσεισμούς από το πείραμα του 1993 με τους μετασεισμούς του 1981 παρατηρείται γενικά το ίδιο εύρος διακύμανσης τους μεταξύ 4 και 13 km . Οι μετασεισμοί στο Γαλαξίδι, Αίγιο καθώς και οι μικροσεισμοί του πειράματος το 1991 στην ίδια περιοχή βρίσκονται σ' ένα βάθος γενικά από 8 ~ 12 km . Έτσι το μέγιστο βάθος της σεισμικότητας είναι ελαφρά μεγαλύτερο στο ανατολικό μέρος του κόλπου και αυτό με τη σειρά του σημαίνει ότι και η μετάβαση από την εύθραυστη στην πλαστική περιοχή γίνεται σε μεγαλύτερο βάθος (Hatzfeld 2000).

Στο δυτικό μέρος του Κορινθιακού κόλπου η αποκοπή της σεισμικότητας με το βάθος είναι σχεδόν οριζόντια με ομαλή κλίση προς τα βόρεια (Rigo et al. 1996). **Οι κλίσεις όμως των επιπέδων των ρηγμάτων που σχετίζονται με μεγάλα γεγονότα είναι ~30º για τον σεισμό του Γαλαξίδι, Αιγίου και τους σεισμούς που έγιναν στις 8 Ιουλίου 1965, 8 Απριλίου 1970** (Baker et al. 1997). Ακόμα δεδομένα μηχανισμών γένεσης των μικροσεισμών της Πάτρας δείχνουν ότι το ρήγμα της Ελίκης κλίνει με γωνία 50º Β κοντά στη επιφάνεια ενώ βαθύτερα τα ρήγματα με ενεργό ρόλο έχουν κλίση ~ 30º. Τα περισσότερα ρήγματα στην επιφάνεια είναι διαπιστωμένο ότι κλίνουν με γωνία ~ 50º. Εάν υπάρχει μια σχεδόν οριζόντια ζώνη αποκόλλησης, τα βόρειας κλίσης ρηξιγενή επίπεδα θα έπρεπε να συμφωνούν με την σεισμικότητα.. Από την άλλη μεριά στην περιοχή του ανατολικού κόλπου η κλίση στα ενεργά επίπεδα ρήγματα **Καπαρέλλι** και **Αλεποχώρι** για τα τρία γεγονότα του 1981 είναι ~ **42º - 45º** . Μια πιο απότομη γωνία κλίσης επίσης βρέθηκε για το ρήγμα στο **Ξυλόκαστρο** ανατολικά του κόλπου. Ο σεισμός στις (24/2/1981) σ' αυτό είχε γωνία κλίσης $\mathbf{39° \pm 10°}$ προς τα βόρεια (Hatzfeld 2000).

Για την εξήγηση της μικρής γωνίας κλίσης κανονικής διάρρηξης προτείνεται σύμφωνα με μια θεωρία η συμμετοχή υψηλής πίεσης πορώδους που μπορεί να μειώσει την τριβή σε τέτοια επίπεδα και να επιτρέψουν τη διατμηματική διάρρηξη. Η υπόθεση αυτή έγινε και για το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα (Sibson, 1985; Rice, 1992). Έντονη μικροσεισμικότητα σε συγκεκριμένα βάθη (Rigo et al., 1996, Hatzfeld et al., 1996) πραγματικά προτείνουν μεγάλη κατακόρυφη μεταβολή της αντοχής ή της πίεσης πορώδους μερικών στρωμάτων μεταξύ 5 και 10 km βάθους. Μια εναλλακτική θεωρία προτείνει τη μη κατακόρυφη συμπιεστική τάση στο υποκεντρικό βάθος (Bradshaw and Zoback 1998; Melosh 1990). Στη διαρρηχθείσα περιοχή του 1995 ένα στρώμα πάχους 5-10km σε βάθος 10-15km , σύμφωνα με γεωφυσικές διασκοπίσεις (Pham et al., 1996), φαίνεται να υπάρχει σε περιοχική κλίμακα και δεν περιορίζεται στο κέντρο του κόλπου. Το αντιστάσιμο στρώμα αυτό θεωρείται ότι έχει προέλθει από επωθημένη τεκτονική. Φαινομενικά αυτό κλίνει νότια με μια γωνία 10-15° και κάτω από τη νότια ακτογραμμή το βάθος του πυθμένα του αντιστάσιμου σώματος είναι 13 km , ενώ κάτω από τη βόρεια ακτογραμμή είναι περίπου 10 km . Μ' αυτόν τον τρόπο έχει προκληθεί μια περιστροφή των αξόνων τάσης 10°-15° προς το νότο . Έτσι η ερμηνεία των ρηγμάτων με κλίση 30° είναι ότι αυτά αρχικά δημιουργήθηκαν με κλίση 45° και κατόπιν περιστράφηκαν ~ 15° γύρω από ένα οριζόντιο άξονα (Bernard et al., 1997). Μια τέτοια περιστροφή των ρηγμάτων από 45° σε 30° στο δυτικό μέρος του κόλπου είναι σύμφωνη με την ~ 50% παρούσα αύξηση για τον ρυθμό εφελκυστικής έκτασης που μετριέται με GPS (Briole et al. 1999).

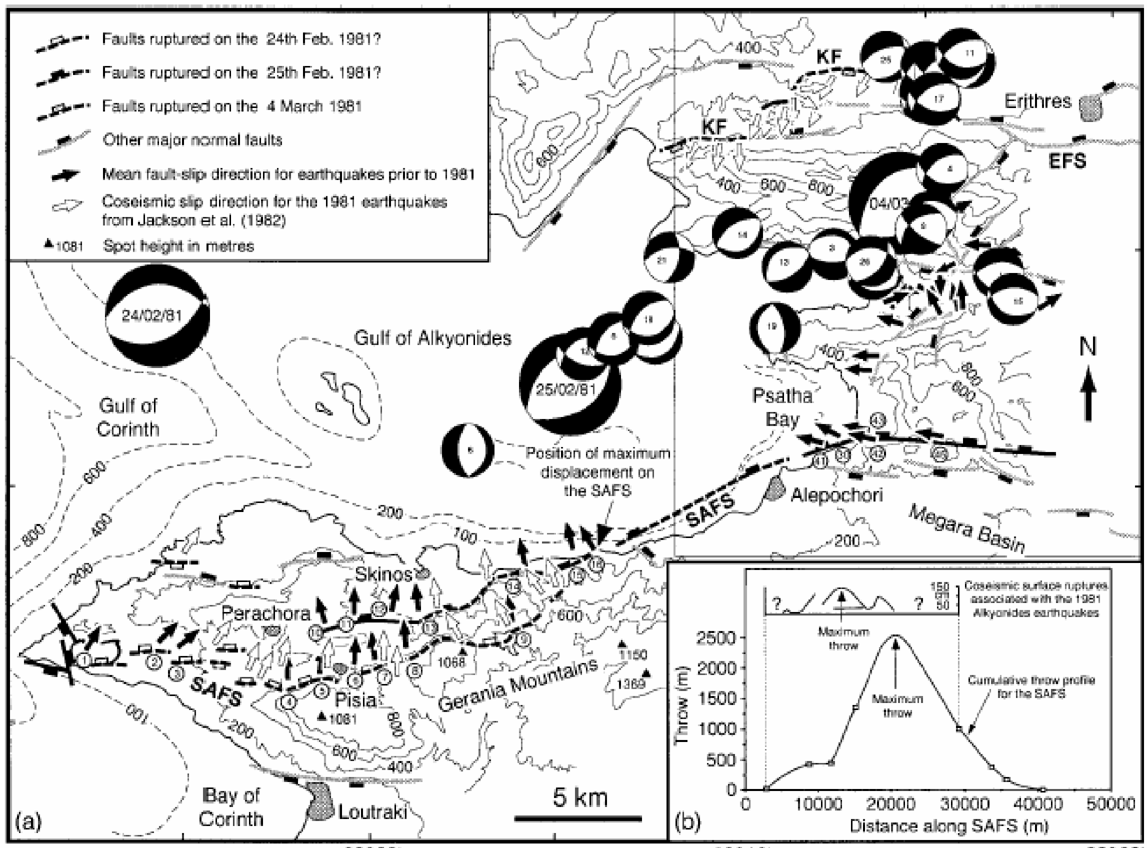
Έχουν γίνει εκτεταμένες μελέτες των επιφανειακών διαρρήξεων της ακολουθίας του 1981 της Κορίνθου και πρόσφατων τεκτονικών γεγονότων με σκοπό την αποσαφήνιση της συνολικής μεγάλου διαστήματος μορφολογία του Κορινθιακού κόλπου(Jackson et al., 1982; Rigo, 1994; Armijo et al., 1996; Hubert et al., 1996). Σύμφωνα μ'αυτές η μορφολογία οφείλεται κυρίως σε επαναλαμβανόμενους σεισμούς πάνω σε 40°-60° βόρειας κλίσης διακεκριμένα κανονικά ρήγματα κατά μήκος του νότιου ορίου του κόλπου.

Το ρήγμα της Ελίκης κοντά στις ακτές παριστάνει ένα μεγάλο απότομο αθροιστικό κρημνό με ανυψωμένα πλειοτεταρτογενή ιζήματα, όμοια με αυτά του Ξυλόκαστρου, προτείνοντας μεγάλη γωνία κλίσης (Rigo et al., 1996). Η προβλεπόμενη κατακόρυφη μετατόπιση της διάρρηξης του 1995 δεν ταιριάζει με τη μακρού διαστήματος μορφολογία του κόλπου. Δεν δίνει καθόλου κατακόρυφη ανύψωση και η υποβυθιζόμενη περιοχή βρίσκεται περίπου 3 km προς το βορρά. Αυτό προτείνει ότι το σχετιζόμενο με το σεισμό αυτό ρήγμα είναι πιο σπάνια δραστηριοποιημένο από αυτό της Ελίκης ή ότι έχει ενεργοποιηθεί πιο πρόσφατα. Παρατηρώντας τους σεισμούς του 1965, 1970, 1992, 1995 παρόμοιου μηχανισμού γένεσης όλων με μέγεθος γύρω στο 6, μπορούμε να διακρίνουμε δυο τύπους διάρρηξης στον κόλπο. Ένα με μεγάλη περίοδο σε καλά ανεπτυγμένα κανονικά ρήγματα και με μεγάλους σεισμούς (τύπος της Ελίκης} και ένα πιο συχνό με μετρίου μεγέθους σεισμούς. Διερευνάται πόσο χαρακτηριστική είναι η συνεισφορά των μετρίου μεγέθους σεισμών στη διάνοιξη του κόλπου και κατά πόσο συμβαίνουν σε ήδη σχηματισμένα στο παρελθόν τεκτονικά ρήγματα (Bernard et al., 1997).

Τα περισσότερα γεωδυναμικά μοντέλα για την Δυτική Ελλάδα και την Πελοπόννησο θεωρούν μια σύμφωνη με την κίνηση των δεικτών του ρολογιού περιστροφική επέκτασή τους (Le Pichon & Angelier 1979) που είναι ακόμη μεγαλύτερη προς τα Ιόνια νησιά (Kahle et al. 1995). Η περιστροφή της Ζακύνθου είναι σύγχρονη με μια αύξηση της τεκτονικής δραστηριότητας σε όλο το Αιγαίο (Mercier et al. 1989), με μια μετάδοση της διαδικασίας διάνοιξης του Κορινθιακού κόλπου προς τα δυτικά (Δούτσος και Πουλημένος 1992) καθώς και με μια προς τα βόρεια μετανάστευση των επιφανειακών ρηγμάτων του δυτικότερου μέρους του κόλπου (Sorel 1999). Πιθανό σενάριο είναι ότι η διάνοιξη του Κορινθιακού Κόλπου άρχισε στο Α. Πλειόκαινο και στο κάτω Πλειστόκαινο έγινε μια τροποποίηση με αύξηση των συνθηκών παραμόρφωσης στο δυτικό άκρο του Αιγαίου, όπως αποδεικνύεται από την περιστροφή της Ζακύνθου. Με αυτή την αλλαγή επηρεάστηκε και η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου με αύξηση της παραμόρφωσης στο δυτικό του μέρος, την περιστροφή των ρηγμάτων και την ανύψωση της μεταβατικής περιοχής από την εύθραυστη στην πλαστική κατάσταση (Hatzfeld et al. 2000).

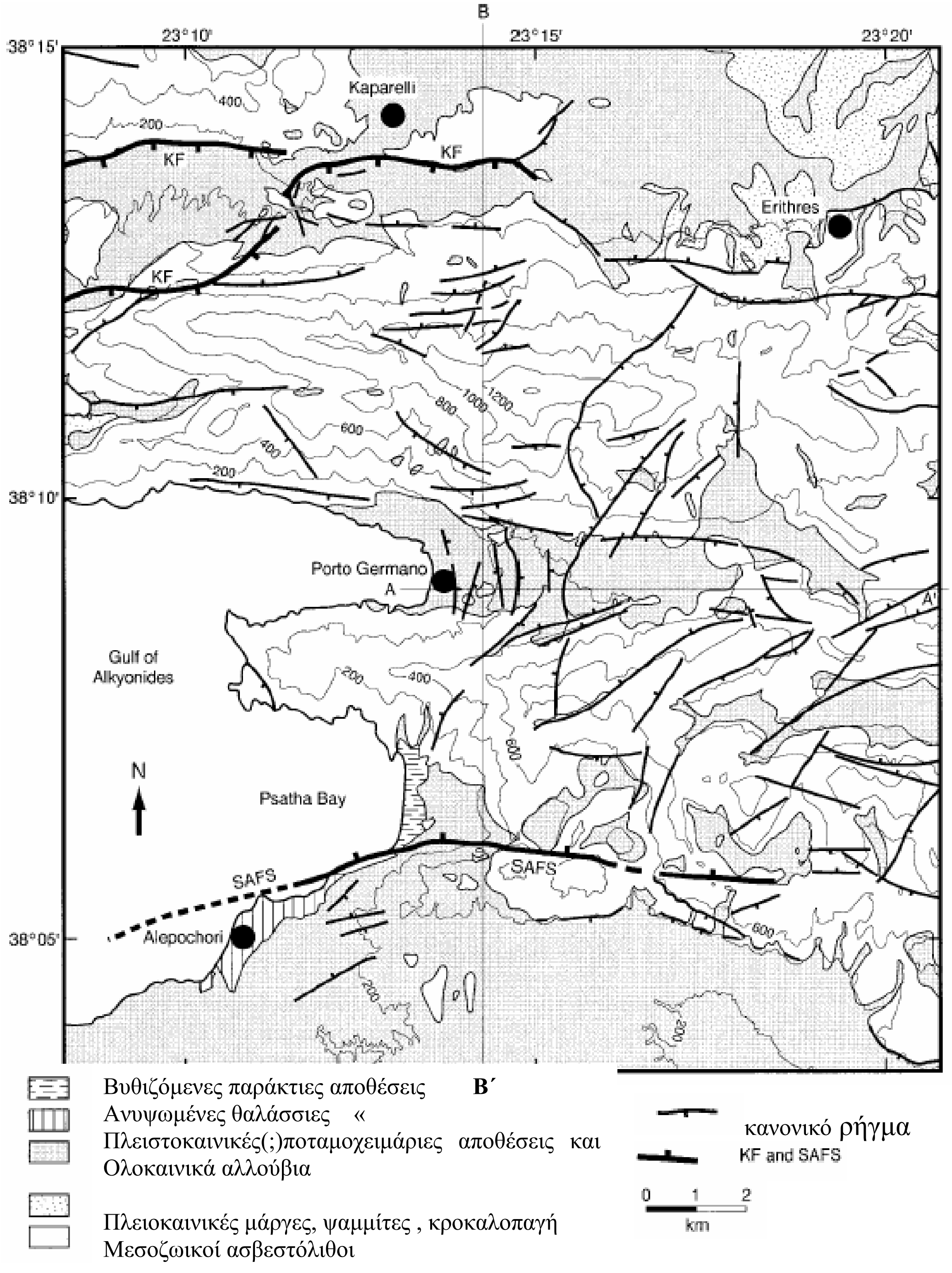
1.5 Σύγκριση επιφανειακής ολίσθησης με δεδομένα ολίσθησης μηχανισμών γένεσης σεισμών κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων. Παράδειγμα από το ανατολικό μέρος του Κορινθιακού κόλπου

Τα ίχνη των ρηγμάτων που συναντώνται στον κόλπο των Αλκυονίδων δείχνονται στο Σχήμα 1.7 . Στα νότια του κόλπου το κύριο ρήγμα του νότιου ρηξιγενούς συστήματος των Αλκυονίδων (SAFS) και στα ΒΑ το ρήγμα Καπαρελλίου (KF) διαρρήχθηκαν μέχρι την επιφάνεια κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας του 1981 (Jackson et al., 1982). Το ρήγμα KF περιέχει τρία ρηξιγενή τεμάχια δύο από τα οποία διαρρήχθηκαν από σεισμούς το 1981. Το ρηξιγενές τεμάχιο που δε δραστηριοποιήθηκε το 1981 είναι υποπαράλληλο με τα άλλα δύο και αποτελεί την προς τα δυτικά προέκτασή τους. Τα ρήγματα εμφανίζονται στην επιφάνεια με σχεδόν συνεχείς κρημνούς.



Σχήμα 1.7 . a) Χάρτης του Κόλπου των Αλκυονίδων με τις θέσεις των κύριων ρηγμάτων και τους μηχανισμούς γένεσης για τους σεισμούς της ακολουθίας 1981. Δείχνεται η συστηματική μεταβολή στη διεύθυνση ολίσθησης κατά μήκος του νότιου ρηξιγενούς συστήματος των Αλκυονίδων (SAFS) με διεύθυνση ολίσθησης στο κέντρο και λοξή ολίσθηση στα άκρα του. KF: Καπαρέλλι, EFS: Ερυθρές. Το πλαίσιο στα δεξιά περιλαμβάνει την περιοχή του σχήματος 1.8 . b) Γραφική παράσταση πτώσης – απόσταση στο (SAFS) από την οποία φαίνεται ότι η πτώση είναι μέγιστη στο κέντρο όπου και σημειώνεται με βέλος στο σχήμα b και στο χάρτη a. Ακόμη δείχνεται και η πτώση για τις επιφανειακές διαρρήξεις του 1981 που σχετίζονται μ’ ένα τμήμα μόνο του (SAFS) (Morewood and Roberts, 1999, 2001).

Μεταξύ των κύριων ρηγμάτων SAFS και KF συναντάται η κλιμακωτή ρηξιγενή ζώνη της περιοχής Πόρτο Γερμανού / Ψαθά (σχήμα 1.8). Η περιοχή με διαστάσεις 18*x*20*km* κυριαρχείται από Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους που καλύπτονται από ηπειρωτικές και θαλάσσιες αποθέσεις. Σε σχετικά χαμηλό ανάγλυφο εμφανίζονται στην περιοχή κροκαλοπαγή από πιθανά αλλουβιακά ριπίδια ποτάμιας προέλευσης. Στα βόρεια κροκαλοπαγή καλύπτουν Πλειοκαινικές μάργες, ψαμμίτες και άλλα κροκαλοπαγή. Η

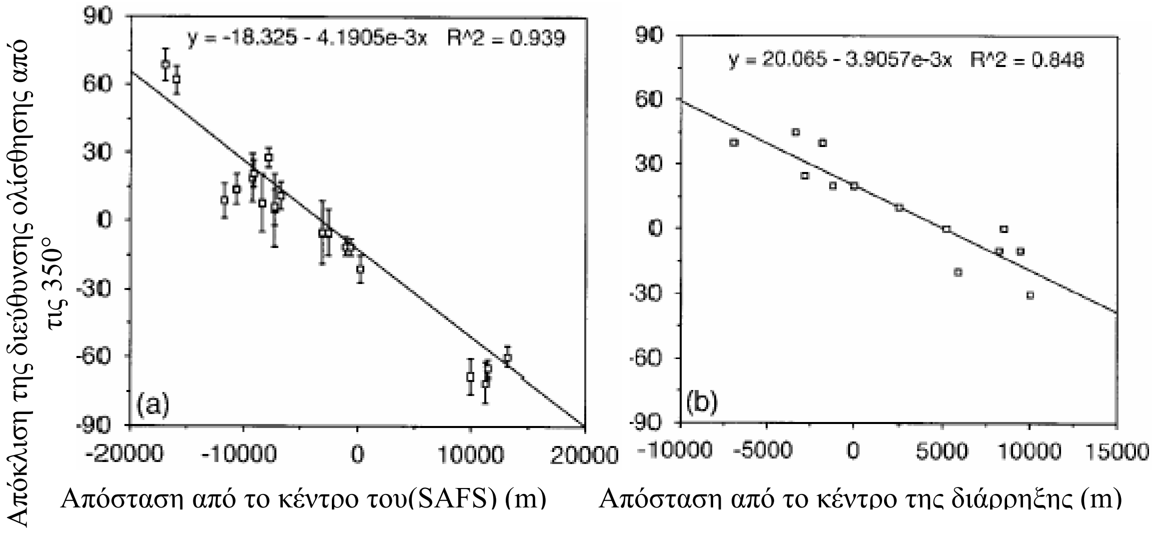


Σχήμα 1.8 . Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Πόρτο Γερμανού / Ψαθά . Η Οριζόντια κλίμακα είναι ίση με την κατακόρυφη.

ηλικία των κροκαλοπαγών εκτιμάται 550 – 830 Κα και τοποθετείται στο Κ- Μ. Πλειστό-
-καινο. Στο κάτω τέμαχος του ρήγματος Ψαθά γύρω από το Αλεποχώρι εμφανίζονται ανυψωμένες αναβαθμίδες θαλάσσιων αποθέσεων (Leeder et al., 1991), ενώ το πάνω τέμαχος υποχωρεί με ιζήματα παράκτια να προστίθενται σ' αυτό (Roberts and Gawthorpe, 1995). Οι κύριες διευθύνσεις ρηγμάτων στην περιοχή είναι γενικά Α – Δ , Β – Ν, ΒΒΑ – ΝΝΔ, ΒΑ – ΝΔ και τα ρήγματα τέμνονται μεταξύ τους. Η μέση κλίση των ρηγμάτων κυμαίνεται από $51^o \sim 84^o$ και τα μήκη τους στην επιφάνεια, παρόλη τη δυσκολία που παρουσιάζουν στη χαρτογράφηση τους λόγω της ελλιπής έκθεσης τους και του πυκνού δάσους, είναι της τάξης 1 – 10 Km . Ξεχωρίζει στην περιοχή η ύπαρξη μιας ΒΑ – ΝΔ ρηξιγενής ζώνης που αποτελείται κυρίως από ένα κανονικό ρήγμα με 8.5 Km μήκος και κλίση ΒΔ . Επίσης διακρίνεται στην περιοχή ένα κανονικό ρήγμα με κλίση προς τα νότια και Α – Δ διεύθυνση. Το Α – Δ διεύθυνσης ρήγμα τέμνει αυτό με τη ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση ~ 3 Km ΑΒΑ του Πόρτο Γερμανού. Και τα δύο μαζί ρήγματα είναι ενεργά και έχουν επηρεάσει την απόθεση των Ολοκαινικών ιζημάτων στην περιοχή.

Επιφανειακές ολισθήσεις μετρήθηκαν σε χαραγμένα με αυλακώσεις και πτυχές κανονικά ρήγματα που προκλήθηκαν από πολυάριθμους σεισμούς πριν το 1981 (Roberts, 1996b). Τα δεδομένα ολίσθησης από επιφανειακές διαρρήξεις στο ρήγμα SAFS δείχνουν συστηματική μεταβολή της διεύθυνσης ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος. **Στο κέντρο του ρήγματος παρατηρείται σχεδόν ολίσθηση κλίσης ενώ στα άκρα του υπάρχει μια μεγάλη συνιστώσα ολίσθησης παράλληλη στη διεύθυνση του ρήγματος και φορά προς το κέντρο** (Roberts, 1996a,b; Roberts and Koukouvelas, 1996; Morewood and Roberts, 1997, 1999, 2000; Micheti et al., 2000)**.** Παρόμοιες αλλά όχι ίδιες είναι και οι επιφανειακές διαρρήξεις του 1981 (Jackson et al., 1982). Η αθροιστική πτώση παίρνει τη μέγιστη τιμή 2.5 – 3.0 Km στο κεντρικό τμήμα του SAFS ανάμεσα στον Σκίνο και Αλεποχώρι και μειώνεται στα άκρα του ρήγματος (Myrianthis, 1982; Perissoratis et al., 1986; Roberts, 1996b). Η πτώση είναι 1360 m κοντά στον Σκίνο και μειώνεται σε 20 m σε μικρή απόσταση από τη λίμνη Βουλιαγμένη στο δυτικό άκρο του SAFS (Morewood and Roberts, 1999). Παρόμοια στο ανατολικό άκρο η πτώση του ρήγματος μειώνεται από 1.0 – 1.5 Km που είναι κοντά στο Αλεποχώρι (Leeder et al., 1991; Armijo et al., 1996) σε 170 m στην ενδοχώρα περίπου 3 Km από τον κόλπο του Ψαθά (Roberts and Gawthorpe, 1995). **Ενώ στο κέντρο του ρήγματος SAFS παρατηρείται σχεδόν ολίσθηση κλίσης και μείωση της πτώσης με απομάκρυνση από αυτό, στο δυτικό και ανατολικό του άκρο διαπιστώνεται λοξή ολίσθηση με διεύθυνση ΒΑ και ΝΔ αντίστοιχα. Στη συνέχεια για την ποσοτική ανάλυση της μεταβολής της διεύθυνσης ολίσθησης με την απόσταση κατά μήκος του SAFS χρησιμοποιήθηκε η απόκλιση αυτής από τις 350^o** (Morewood and Roberts, 2001)**.** Η διεύθυνση 350^o αντιστοιχεί στη μέση διεύθυνση ολίσθησης για τις επιφανειακές διαρρήξεις του 1981 και στη μέση τιμή (345^o) των αξόνων εφελκυσμού Τ για τους σεισμούς του Κορινθιακού κόλπου (Jackson et al., 1982; Billiris and al., 1991; Taymaz et al., 1991). Στο σχήμα 1.9a έχει παρασταθεί γραφικά η απόκλιση της διεύθυνσης ολίσθησης σε σχέση με την απόσταση από το κέντρο του SAFS . Ως κέντρο θεωρείται το σημείο μέγιστης μετατόπισης και βρίσκεται ~ 6 Km ανατολικά του Σκίνου (Roberts, 1996b). Διαπιστώθηκε καλή προσέγγιση σε γραμμική σχέση με $R^2 = 0.939$.

Παρόμοιο σχέδιο ολίσθησης παρατηρείται και για τις επιφανειακές διαρρήξεις που προκάλεσε η σεισμική ακολουθία του 1981 . Η απόκλιση της διεύθυνσης ολίσθησης αυτών των διαρρήξεων από τις 350º αυξάνει με την απόσταση από το κέντρο της διάρρηξης (σχήμα 1.9 b).Προκύπτει καλή προσέγγιση γραμμικής σχέσης με $R^2 = 0.848$. Στο κέντρο της διάρρηξης παρατηρούνται οι μεγαλύτερες πτώσεις των σεισμών του 1981 (Jackson et al., 1982), ενώ το κέντρο του SAFS είναι το σημείο με τη μέγιστη αθροιστική πτώση όλων των προγενέστερων σεισμών. Επιλέχθηκε στη περίπτωση αυτή το κέντρο διάρρηξης επειδή οι διαρρήξεις του 1981 έπληξαν μόνο το μισό τμήμα του SAFS οπότε και η μελέτη της κινηματικής περιορίζεται σ' αυτό. Πάντως από τα Σχήματα 1.9(a – b) φαίνεται ότι υπάρχει σύγκλιση στον τρόπο που μεταβάλλεται η διεύθυνση ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος SAFS . Αυτό δικαιολογείται από γεγονός ότι το ρήγμα SAFS αυξάνει την αθροιστική του πτώση όχι με διαρρήξεις ολοκλήρου του μήκους του, αλλά με αλληλοκαλυπτόμενες διαρρήξεις που θίγουν μικρότερα τμήματα του (Roberts, 1996a,b). Επιπλέον στα τμήματα που συμπίπτουν οι διαρρήξεις αναιρούνται οι αποκλίσεις των διευθύνσεων ολίσθησης. Έτσι οι αθροιστικές πτώσεις εμφανίζουν απόκλιση των διευθύ--νσεων ολίσθησης στα άκρα του SAFS , όπως συμβαίνει και στα μεμονωμένα περιστατικά με διάρρηξη σ' ένα τμήμα του ρήγματος.



Σχήμα 1.9 . a) Απόκλιση της διεύθυνσης ολίσθησης από τις 350º σε σχέση με την απόσταση από το κέντρο του νότιου ρηξιγενούς συστήματος των Αλκυονίδων (SAFS). Τα σφάλματα των διευθύνσεων ολίσθησης δίνονται με 99% διάστημα εμπιστοσύνης. b) Μεταβολή της διεύθυνσης ολίσθησης για τις επιφανειακές διαρρήξεις του 1981 σαν συνάρτηση της απόστασης από το κέντρο των διαρρήξεων αυτών που είναι το σημείο με τη μέγιστη πτώση (όπως δείχνεται στο σχήμα 1.11) Δεδομένα από (Jackson et al., 1982). Παρατηρείται καλή γραμμική προσέγγιση και στις δύο περιπτώσεις (Morewood and Roberts, 2001).

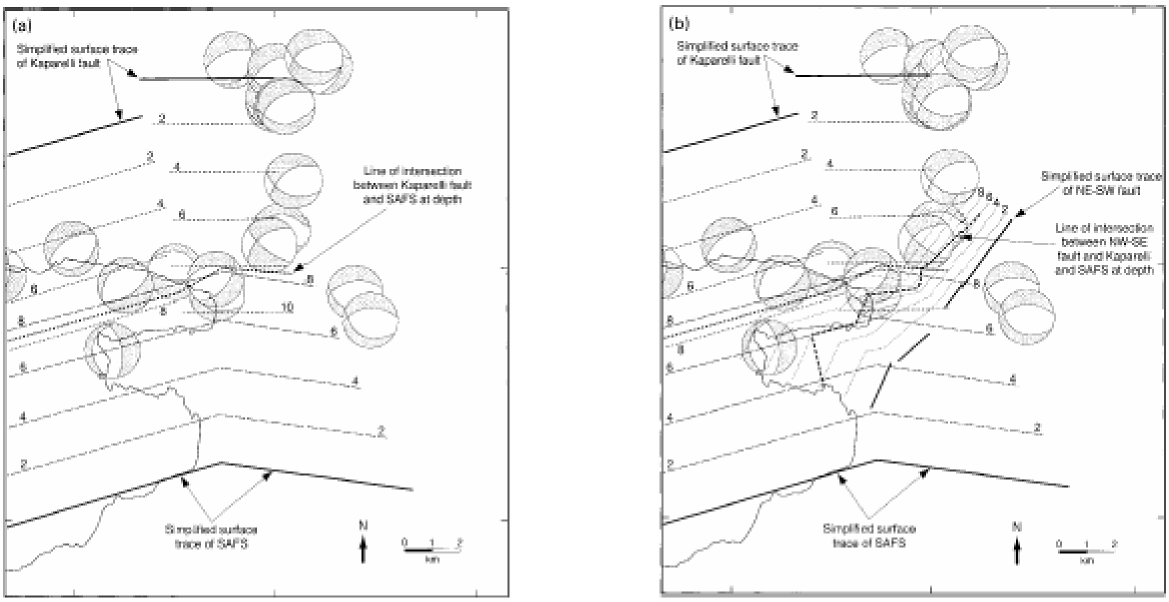
Μεταξύ 7 και 16 Μαρτίου σημειώθηκαν 133 μετασεισμοί και από αυτούς οι 26 (King et al., 1985) έχουν αξιόπιστα υπολογισμένους μηχανισμούς γένεσης. Η ακρίβεια με την οποία έχουν προσδιοριστεί οι μετασεισμοί είναι ±1 Km για το επίκεντρο και ±2 Km για το βάθος. Η πλειοψηφία των μετασεισμών βρίσκεται μεταξύ των επιφανειακών ιχνών των ρηγμάτων SAFS και KF . Ελάχιστοι από αυτούς έχουν γίνει νοτιότερα από την επιφανειακή έκθεση του ρήγματος SAFS. Για την περιοχή Πόρτο Γερμανού / Ψαθά οι μετασεισμοί του 1981 με τους μηχανισμούς γένεσης τους φαίνονται στο σχήμα 1.10 . Τα επίπεδα των ρηγμάτων τους δείχνουν παρόμοια κινηματική με αυτήν των επιφανειακών ολισθήσεων των ρηγμάτων με παρατηρούμενη έκταση σε διευθύνσεις από Β – Ν μέχρι Α – Δ . Στο Σχήμα 1.11 έχουν σχηματιστεί οι απλοποιημένες γραμμές των ρηγμάτων KF, SAFS και του κύριου ρήγματος ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης μαζί με τις προβολές τους για τα διάφορα βάθη θεωρώντας και για τα δύο γωνία κλίσης 50º (Jackson et al., 1982; King et al., 1985)**. Η τομή των δυο ρηγμάτων γίνεται σε βάθος 7.5 – 8.5 Km και στην γεωγραφική προβολή αυτής εντοπίζεται συγκέντρωση μετασεισμών βάθους 7 – 8 Km.** Μερικοί από τους σεισμούς του 1981 πραγματοποιήθηκαν σε επίπεδα ρηγμάτων που ήταν πλάγια σε σχέση με τα ρήγματα SAFS και KF οπότε πρέπει να έχουν διαρρήξει άλλα ρήγματα. Για παράδειγμα ο μετασεισμός 19 πραγματοποιήθηκε σ’ ένα Β – Ν διεύθυνσης κανονικό ρήγμα σε βάθος 7.09±2 Km . Ρήγματα με αυτόν τον προσανατολισμό παρατηρούνται στην επιφάνεια αλλά έχουν ίχνη μόλις λίγων χιλιομέτρων και επομένως μπορεί να μη διαδίδονται μέχρι τέτοιο βάθος. Είναι πιθανό όμως ότι κύρια

κανονικό ρήγμα μηχανισμός γένεσης

Σχήμα 1.10 . Χάρτης της περιοχής Πόρτο Γερμανό /Ψαθά. Απεικονίζονται οι μηχανισμοί γένεσης μερικών μετασεισμών του 1981 (King et al., 1985; Morewood and Roberts, 2001).

ρήγματα με επιφανειακά ίχνη 8 – 10 Km φθάνουν στα βάθη εκείνα που πραγματοποιούνται οι σεισμοί. Ο μετασεισμός 26 έγινε σ’ ένα επίπεδο κανονικού ρήγματος με ΒΑ – ΝΔ διεύθυνση και βάθος 8.34±2 Km . Έτσι ο σεισμός αυτός είναι πιθανό να διέρρηξε που παρατηρείται στην περιοχή επειδή η επικεντρική του θέση συμφωνεί με την προβολή του ρήγματος αυτού για το ίδιο βάθος που έγινε ο σεισμός. Ακόμη λόγω ανακριβειών που υπάρχουν για την γεωμετρία των ρηγμάτων με το βάθος μπορεί ο μετασεισμός 19 να έχει συμβεί επίσης στο ίδιο ρήγμα δηλώνοντας μ’ αυτόν τον τρόπο ότι το ρήγμα είναι πλησιέστερα στη Β – Ν διεύθυνση στο βάθος του σεισμού. Με τον ίδιο συλλογισμό μπορεί ο σεισμός 26 να έγινε στο ρήγμα SAFS . **Παρόλα αυτά όπως φαίνεται στο σχήμα 1.11 οι μετασεισμοί του 1981 συγκεντρώνονται στη συμβολή του ΒΑ – ΝΔ ρήγματος με τα ρήγματα SAFS και KF. Το ρήγμα ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης έχει επομένως σημαντικό ρόλο περιορίζοντας κατά κάποιο τρόπο την εξάπλωση των μετασεισμών προς τα ανατολικά.** Πράγματι κατά τη διάρκεια των σεισμών στα γειτονικά ρήγματα SAFS και KF , μόνο δύο σεισμοί έγιναν στο κάτω τέμαχος του εμποδίζοντας έτσι την διάδοση της διάρρηξης (King et al., 1985).

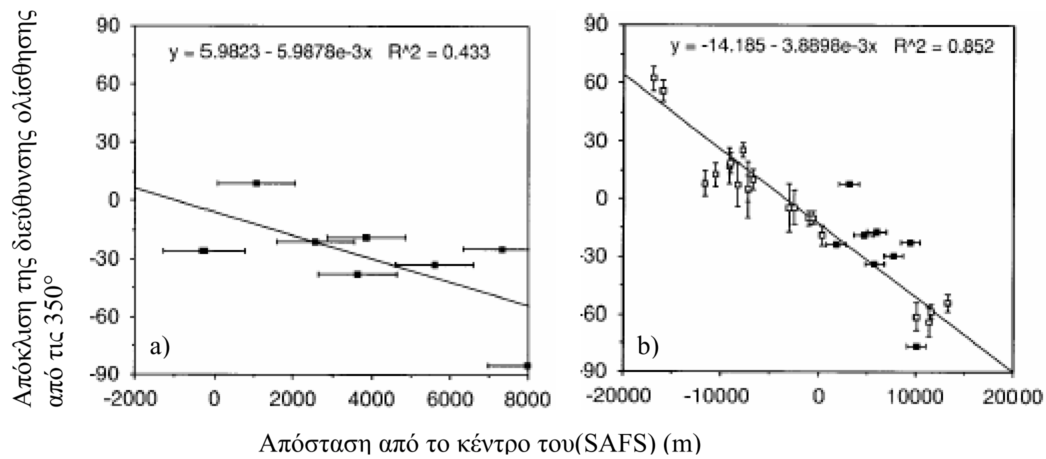
Για την διερεύνηση της κινηματικής στο βάθος που έγιναν οι μετασεισμοί του 1981 στο SAFS διαλέχτηκαν εκείνοι που φαίνεται να πραγματοποιήθηκαν σε αυτό το ρήγμα ή σε γειτονικά του ρήγματα. Στη συνέχεια απεικονίσθηκαν οι αποκλίσεις των διευθύνσεων ολίσθησης από τις 350º με τον ίδιο τρόπο που έγινε και για τις επιφανειακές διαρρήξεις.



Σχήμα 1.11 . a) Απλοποιημένα επιφανειακά ίχνη των ρηγμάτων KF και SAFS μαζί με τις προβολές τους για τα διάφορα βάθη θεωρώντας και για τα δύο γωνία κλίσης 50º. Η τομή τους είναι στο βάθος περίπου 7.5 – 8.5 Km. b) Περιλαμβάνεται και το κύριο ρήγμα ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης με την προβολή του για τα διάφορα βάθη στην επιφάνεια. Το ρήγμα ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης θεωρείται ότι έχει μια πιο απότομη γωνία κλίσης 70° και παρεμβάλλεται μεταξύ των ρηγμάτων KF και SAFS. Πολλοί μετασεισμοί βρίσκονται σε βάθος 7 – 8 Km συγκεντρωμένοι στην τομή των ρηγμάτων (Morewood and Roberts, 2001).

Τα περισσότερα επίπεδα ρηγμάτων των μετασεισμών δείχνουν σχεδόν κίνηση με ολίσθηση κλίσης. Έτσι ο προσανατολισμός των αξόνων εφελκυσμού Τ προσεγγίζει τη διεύθυνση ολίσθησης των μετασεισμών. Η απόκλιση των αξόνων εφελκυσμού από τις 350° για καθένα από τους μετασεισμούς σε σχέση με την απόσταση τους από το κέντρο του SAFS απεικονίζεται στο Σχήμα 1.12a . Παρατηρείται μέτρια γραμμική προσέγγιση ($R^2 = 0.433$) που οφείλεται στην ελλιπή χωρική κάλυψη των μετασεισμών κατά μήκος του SAFS . Ο συνδυασμός όμως των επιφανειακών ολισθήσεων μαζί με τα δεδομένα των αξόνων εφελκυσμού Τ για μετασεισμούς του 1981 δίνει γραμμική σχέση με καλή προσέγγιση ($R^2 = 0.852$) (σχήμα 1.12b). **Έτσι η ολίσθηση στο ρήγμα SAFS σε βάθος 7 – 10 Km είναι παρόμοια με αυτήν που γίνεται στην επιφάνεια.** Ακόμη όπως φαίνεται στο σχήμα 1.12b, 7 από τους 8 μηχανισμούς γένεσης έχουν διευθύνσεις ολίσθησης < 350° αντιγράφοντας τη ΒΔ ολίσθηση στην επιφάνεια ανατολικότερα του κέντρου του SAFS . Επομένως εάν στο μέλλον σεισμοί με ολίσθηση κλίσης συμβούν στο δυτικότερο άκρο του ρήγματος τότε οι άξονες εφελκυσμού θα έχουν διεύθυνση ΒΑ .

Υπάρχει γενικά κυριαρχία της Δ ~ ΔΒΔ διεύθυνσης ολίσθησης των ρηγμάτων στην περιοχή Πόρτο Γερμανό / Ψαθά και οφείλεται μάλλον στην υποχώρηση της λεκάνης που αποτελεί το πάνω τεμάχιο του SAFS . Μ’ αυτόν τον τρόπο τεντώνεται και παρασύρεται ο φλοιός στα περιθώρια του ρήγματος γι’ αυτό και παρατηρείται εκεί μια μεγάλη συνιστώσα Α – Δ διεύθυνσης (King et al., 1985). Υποθετικά οι μετασεισμοί καταγράφουν με περισσότερη λεπτομέρεια τις μεταβολές της κινηματικής κατά μήκος των επιπέδων των ρηγμάτων επειδή αυτοί διαρρηγνύουν μικρότερες περιοχές από ότι οι κύριοι σεισμοί. Το ίδιο μπορεί να συμβαίνει και με τους μικροσεισμούς σε περιόδους με μικρή σεισμικότητα.



Σχήμα 1.12 . a) Απόκλιση των αξόνων εφελκυσμού Τ μερικών μετασεισμών του 1981 (King et al., 1985) από τις 350° σε συνάρτηση με την απόσταση από το κέντρο του (SAFS). Απεικονίζονται με οριζόντιες μπάρες τα σφάλματα στον προσδιορισμό των επικέντρων. b) Συνδυασμός ολισθήσεων από επιφανειακές διαρρήξεις μ΄ αυτές των μηχανισμών γένεσης σεισμών. Τα δεδομένα έχουν καλή γραμμική προσέγγιση (Morewood and Roberts, 2001).

Κεφάλαιο 2

Η ΕΝΝΟΙΑ ΤΗΣ ΚΛΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΛΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΔΙΑΣΤΑΣΗΣ

2.1. Θραύση υλικών και κλασματική κατανομή

Τα φυσικά υλικά μπορούν να θραυσθούν με ποικίλους τρόπους όπως με αποσάθρωση, έκρηξη, σύγκρουση με βλήματα. Αυτά μπορούν να έχουν μεγάλο εύρος αντοχής και μπορεί να εξασθενίσουν με την παρουσία εξαρμώσεων ή μικρορωγμών. Πολλές διαδικασίες στη φύση οδηγούν στη θραύση των πετρωμάτων (Hartmann, 1969) και τα τεμάχια από τα υλικά έχουν ποικίλες διαστάσεις. Γενικά παρατηρείται μια μη γραμμική σχέση μεταξύ αριθμού - μεγέθους κλασμάτων που προσδιορίζει μια **κλασματική κατανομή**. Παράδειγμα αποτελεί το μήκος μιας βραχώδους ακτογραμμής η περίμετρος της οποίας σχετίζεται με το μήκος του βήματος που χρησιμοποιείται για την μέτρηση της. Διαπιστώθηκε ότι η περίμετρος (P) συνδέεται με το βήμα (l) με τη σχέση

$$\mathrm{P} \sim l^{1-D} \tag{2.1}$$

όπου **D** είναι η **κλασματική διάσταση** ή αλλιώς διάσταση Hausdorff. Βρέθηκε για τις δυτικές ακτές της Αγγλίας ότι αποτελούν κλασματική κατανομή με D = 1.25 (Mandelbrot, 1967). Κλασματική κατανομή ορίζεται για σχέση μεταξύ αριθμού και μεγέθους αντικειμένων της μορφής

$$N(r) \sim r^{-D} \tag{2.2}$$

όπου N ο αριθμός των αντικειμένων με μέγεθος μεγαλύτερο από r. Παράδειγμα παρατηρήθηκε ότι αποτελεί ο αριθμός νησιών με γραμμική διάσταση την τετραγωνική ρίζα του εμβαδού τους μεγαλύτερη από μια συγκεκριμένη τιμή (Mandelbrot, 1975). Ο αριθμός τεμαχίων με μάζα μεγαλύτερη από μια τιμή καθώς και η αθροιστική μάζα τεμαχίων με ακτίνα (=όγκος$^{1/3}$) μικρότερη από μια τιμή αποτελούν επίσης κλασματικές κατανομές. Δεδομένα από σπασμένο στρώμα άνθρακα χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση σχέσης αριθμού θραυσμάτων με γραμμική διάσταση μεγαλύτερη από μια τιμή με το μέγεθός τους (Bennett, 1936). Η σχέση βρέθηκε σε συμφωνία με την (2.2) με μικρή σκέδαση των δεδομένων και η κλασματική διάσταση πήρε την τιμή D=2.50. Θρυμματισμένος γρανίτης με έκρηξη παρουσίασε δυναμική κατανομή μεγέθους – συχνότητας με κλασματική διάσταση πάλι D=2.50 (Schoutens, 1979). Δεδομένα θραυσμάτων που προήλθαν από σύγκρουση με βλήματα πάνω σε βασάλτη έδωσαν D=2.56 με συγκεκριμένη σύσταση, μάζα, ταχύτητα βλημάτων (Fujiwara et al., 1977). Για διαφορετικές περιπτώσεις βλημάτων προκύπτουν διαφορετικές τιμές κλασματικής διάστασης. Μαθηματικά και οι σχέσεις

$$\frac{\mathrm{M}(r)}{\mathrm{M}(\mathrm{T})} = \left(\frac{r}{\sigma}\right)^{a} \tag{2.3}$$

για την κατανομή Weibull και

$$f(m) = \mathrm{A}m^{-s} \tag{2.4}$$

είναι ισοδύναμες της (2.2) και δηλώνουν κλασματική κατανομή με D = 3 – a = 3(s-1). M(r) είναι η αθροιστική μάζα θραυσμάτων με ακτίνα (=όγκος$^{1/3}$) μικρότερη από r, M(T) η συνολική μάζα, σ το μέσο μέγεθος (r/σ<<1) και f(m)dm ο αριθμός των θραυσμάτων με μάζα μεταξύ m και m+dm. Οι σχέσεις μεταξύ των D, a ,s αποδεικνύονται αν θεωρήσουμε ότι ένα θραύσμα ακτίνας r έχει μάζα $m(r) \sim r^3$ και η αθροιστική τους μάζα τιμή $M(r) = N(r) * m(r)$.

Ο θρυμματισμός σε κομμάτια είναι σαφώς ένα καταστροφικό φαινόμενο. Εάν η τάση σ' ένα πέτρωμα αυξάνεται αργά και φθάσει μια κρίσιμη τιμή τότε θα πραγματοποιηθεί η θραύση. Γενικά μια διαδικασία που ακολουθεί κλασματική κατανομή είναι ανεξάρτητη της κλίμακας και εφαρμόζεται σε διεργασίες που παρουσιάζουν ξαφνική ή καταστροφική αλλαγή όπως για παράδειγμα ένα σύστημα που οδεύει σε αλλαγή φάσης (Wilson and Kogut, 1974; Fisher, 1974). Κατά την αλλαγή φάσης φαίνεται μια ασυνέχεια στη μεταβολή μακροσκοπικών παραμέτρων του συστήματος κάτω όμως από διαρκή και συνεχή αλλαγή της κατάστασης του συστήματος. Με σκοπό τη μελέτη της θραύσης σε κλάσματα το υλικό υποτίθεται ότι αναπτύσσει μικρορωγμώσεις με εφαρμογή πίεσης. Για απλότητα θεωρείται κύβος από υλικό με γραμμική διάσταση h (Turcotte, 1986). Ο κύβος διαιρείται σε 8 μικρότερους κύβους με διάσταση h/2 και για καθένα από αυτούς η διαίρεση μπορεί να συνεχίζεται οπότε κάθε φορά θα προκύπτουν κύβοι με μικρότερες διαστάσεις (σχήμα 2.1). Βασική παραδοχή είναι ότι η πιθανότητα p_c ένας κύβος να χωριστεί σε 8 μικρότερους είναι ίδια για κάθε τάξη μεγέθους, δηλαδή για όλους τους κύβους με οποιαδήποτε διάσταση. Για m φορές θραύση σε κλάσματα οι μικρότεροι κύβοι θα έχουν πλευρά $h/2^m$ και ο <u>συνολικός αριθμός θραυσμάτων με διάσταση μεγαλύτερη</u> από $h/2^m$ θα είναι :

$$N_m = (1 - p_c)\left[1 + 8p_c + (8p_c)^2 + \ldots + (8p_c)^m\right] \tag{2.5}$$

και για m + 1 φορές θα είναι

$$N_{m+1} = (1 - p_c)\left[1 + 8p_c + (8p_c)^2 + \ldots + (8p_c)^m + (8p_c)^{m+1}\right] \tag{2.6}$$

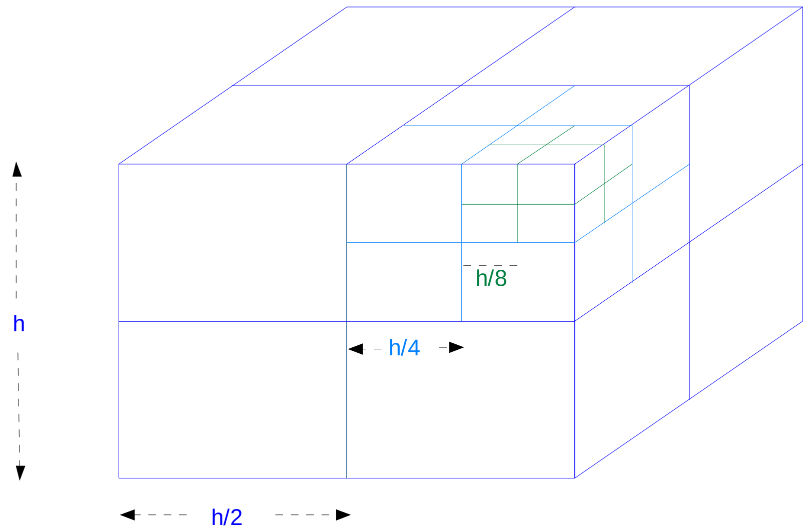
Από την σχέση (2.2) παίρνουμε

$$\frac{N_{m+1}}{N_m} = 2^D \tag{2.7}$$

αφού η διάσταση για m φορές θραύση είναι $h/2^m$. Από τις (2.5) και (2.6) θεωρώντας m >>1 και $8p_c > 1$ παίρνουμε με καλή προσέγγιση*

$$\frac{N_{m+1}}{N_m} \cong 8p_c \tag{2.8}$$

*Η σχέση ισχύει ακριβώς αν πάρουμε το λόγο του <u>αριθμού των θραυσμάτων με</u> <u>διάσταση ίση</u> με $h/2^{m+1}$ προς τον αριθμό τους για διάσταση ίση με $h/2^m$.



Σχήμα 2.1 . Διαδικασία θραύσης ενός υλικού. Αρχικά έχουμε ένα κύβο διάστασης h που σπάζει σε 8 μικρότερους κύβους με διάσταση h/2 ο καθένας. Καθώς συνεχίζεται η θραύση σε ορισμένους από αυτούς θα μειώνεται το μέγεθος των κύβων κατά το ήμισυ. Για κάθε τάξη μεγέθους υπάρχει η ίδια πιθανότητα p_c να σπάσει ένας κύβος (Turcotte, 1986).

Από τις δύο τελευταίες σχέσεις προκύπτει :

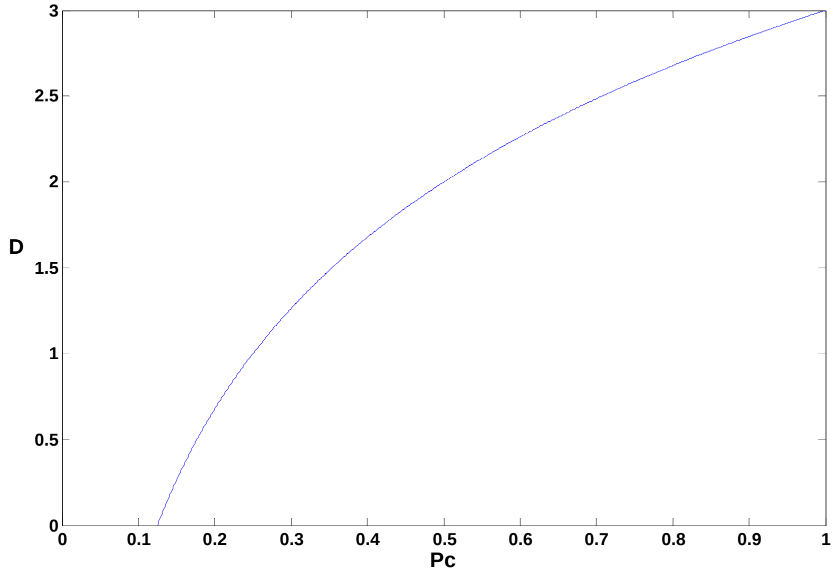
$$8p_c = 2^D \Rightarrow \ln 8p_c = \ln 2^D \Rightarrow \tag{2.9}$$

$$\boxed{\Rightarrow D = \frac{\ln 8p_c}{\ln 2}} \tag{2.10}$$

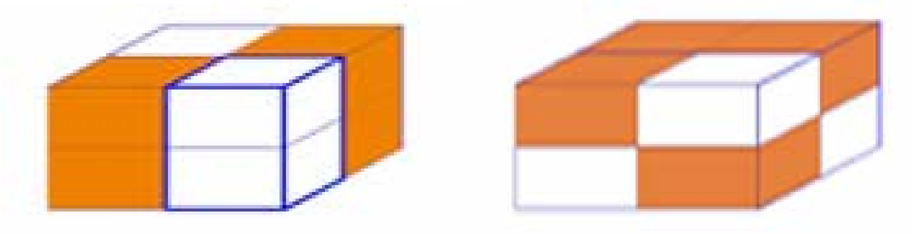
Το επιτρεπόμενο εύρος της πιθανότητας θραύσης είναι $1/8 < p_c < 1$ οπότε το εύρος για την κλασματική διάσταση είναι $0 < D < 3$. Η εξάρτηση του D από το p_c φαίνεται στο Σχήμα 2.2.

Κάθε κύβος θεωρείται είτε ως εύθραυστος εάν διαπερνάται από μικρορωγμές (Allegre et al., 1982) είτε ως συμπαγές, άθραυστο τεμάχιο στην αντίθετη περίπτωση. Καταρχήν γίνεται υπόθεση ότι ένας κύβος παραμένει άθραυστος αν δύο πλευρές του ενώνονται από μια στήλη αμέσως μικρότερων άθραυστων κύβων (σχήμα 2.3). Εξετάζεται η πιθανότητα P_n ένας κύβος n τάξης να είναι εύθραυστος σε σχέση με την πιθανότητα P_{n+1} ενός αμέσως μικρότερου κύβου, μέσα στον πρώτο, να είναι εύθραυστος. Κάθε κύβος μπορεί να διαιρεθεί σε 8 μικρότερους με τη μισή διάσταση και καθένας από αυτούς μπορεί να είναι ή να μην είναι εύθραυστος. Υπάρχουν $2^8 = 256$ δυνατοί συνδυασμοί με 22 τοπολογικά διαφορετικές διατάξεις όπως φαίνονται στο Σχήμα 2.4. Σύμφωνα με την προηγούμενη υπόθεση η πιθανότητα P_n γράφεται σε σχέση με την P_{n+1}**:**

$$P_n = P_{n+1}{}^8 + 8P_{n+1}{}^7(1-P_{n+1}) + 16P_{n+1}{}^6(1-P_{n+1})^2 + 8P_{n+1}{}^5(1-P_{n+1})^3 + 2P_{n+1}{}^4(1-P_{n+1})^4 \Rightarrow$$



Σχήμα 2.2 . Εξάρτηση της κλασματικής διάστασης D με την πιθανότητα θραύσης p_c (Turcotte, 1986).



5b 5c

Σχήμα 2.3 . Οχτώ μικροί κύβοι διάστασης h/2 σχηματίζουν ένα μεγαλύτερο διάστασης h. Από τους μικρούς κύβους οι πέντε είναι θραυσμένοι και απεικονίζονται με το πορτοκαλί χρώμα. 5b και 5c είναι οι διατάξεις του σχήματος 2.4. Η διάταξη 5b είναι σταθερή επειδή μια στήλη από άθραυστους μικρούς κύβους συνδέει δύο επιφάνειες του μεγάλου κύβου. Στην 5c δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο οπότε ο μεγάλος κύβος θα σπάσει (Turcotte, 1986).

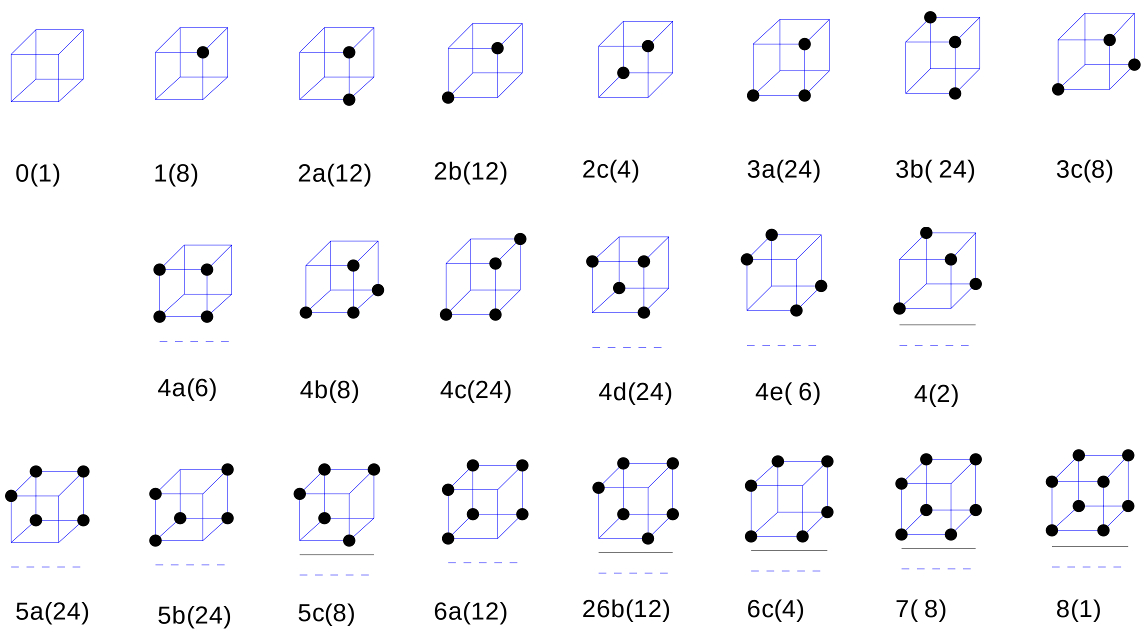
$$\Rightarrow \quad P_n = P_{n+1}^{\ 4}\left(3P_{n+1}^{\ 4} - 8P_{n+1}^{\ 3} + 4P_{n+1}^{\ 2} + 2\right) \tag{2.11}$$

Η γραφική παράσταση της σχέσης (2.11) φαίνεται στο Σχήμα 2.5 με την μπλε καμπύλη. Στο σχήμα έχει προστεθεί και η ευθεία $P_n = P_{n+1}$ με την μαύρη γραμμή και η τομή της με την καμπύλη γίνεται στο σημείο $P_c = P_n = P_{n+1} = 0.896$. Αν ξεκινήσουμε από ένα σημείο $P_{n+1} = 0.6 < P_c$, υπολογίσουμε το P_n με την σχέση (2.11) και επαναλάβουμε εκ νέου τις πράξεις γνωρίζοντας ότι η σχέση ισχύει για όλες τις κλίμακες θα πάρουμε διαδοχικά τις τιμές $P_n = 0.2723$, $P_{n-1} = 0.0118$. Κάθε φορά η πιθανότητα θραύσης για μικρότερες τάξεις, δηλαδή για κύβους μεγαλύτερης διάστασης, θα μειώνεται οπότε θα συγκλίνει γρήγορα στο μηδέν. Αντίθετα για ένα άλλο σημείο $P_{n+1} > P_c$ η σειρά $P_n, P_{n-1}, P_{n-2}, \ldots$ θα συγκλίνει στο 1 , ενώ για το σημείο $P_{n+1} = P_c = 0.896$ κάθε φορά η πιθανότητα θραύσης για κάθε τάξη θα παραμένει ίδια με τιμή $P_c = 0.896$. Έτσι κάτω από το σημείο P_c δεν θα έχουμε θραύση ενώ από αυτό και πάνω θα έχουμε θραύση των κύβων μεγαλύτερων διαστάσεων. Αντικαθιστώντας αυτή την κρίσιμη τιμή της πιθανότητας θραύσης των μικρορωγμών στην σχέση (2.10) προκύπτει η τιμή της κλασματικής διάστασης D = 2.842 .

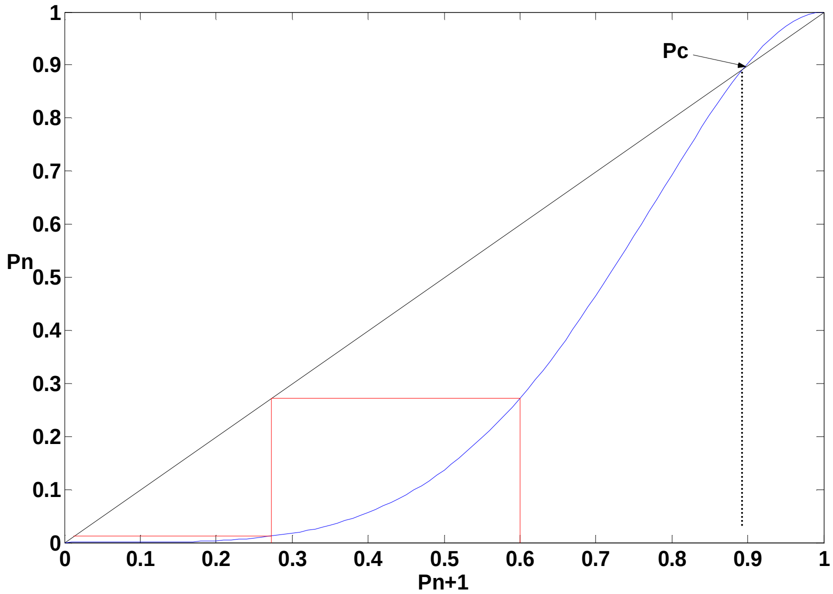
Αν αλλάξουμε την αρχική υπόθεση και θεωρήσουμε ότι ένας κύβος είναι εύθραυστος αν σχηματιστούν εσωτερικά επίπεδα « αποδυνάμωσης » από αμέσως μικρότερους εύθραυστους κύβους , τότε περισσότεροι κύβοι από τις 22 διαφορετικές τοπολογικές διατάξεις είναι εύθραυστοι. Στο Σχήμα 2.6 φαίνονται δύο κύβοι από τους οποίους ο ένας είναι εύθραυστος σύμφωνα μ’ αυτή την υπόθεση. Η πιθανότητα P_n σ’ αυτήν την περίπτωση εκφράζεται με την P_{n+1} με την σχέση:

$$P_n = P_{n+1}{}^8 + 8P_{n+1}{}^7\left(1-P_{n+1}\right) + 16P_{n+1}{}^6\left(1-P_{n+1}\right)^2 + 8P_{n+1}{}^5\left(1-P_{n+1}\right)^3 + 2P_{n+1}{}^4\left(1-P_{n+1}\right)^4$$

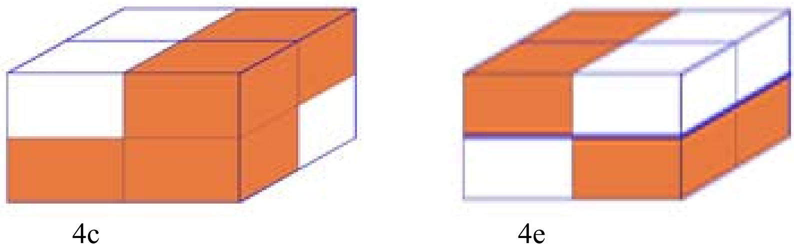
$$= P_{n+1}{}^4\left(3P_{n+1}{}^4 - 32P_{n+1}{}^3 + 88P_{n+1}{}^2 - 96P_{n+1} + 38\right) \tag{2.12}$$



Σχήμα 2.4 . Απεικόνιση των 22 τοπολογικά διαφορετικών διατάξεων. Οι σπασμένοι στοιχειώδη κύβοι παριστάνονται με τα μαύρα σημεία στις κορυφές. Κάτω από μια διάταξη δίνεται με αριθμό πόσοι στοιχειώδεις κύβοι είναι διερρηγμένοι, με γράμμα η μορφή της διάταξης με τον συγκεκριμένο αριθμό σπασμένων κύβων και ο αριθμός σε παρένθεση δίνει τα πολλαπλάσια αυτής της μορφής. Με μαύρη γραμμή καταδεικνύονται οι κύβοι που θεωρούνται εύθραυστοι με την υπόθεση ότι ένας κύβος είναι άθραυστος μόνο όταν δύο αμέσως μικρότερου μεγέθους κύβοι σχηματίζουν μια συνεχές στήλη (Allegre et al., 1982). Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στους εύθραυστους κύβους της συνθήκης με τα εσωτερικά επίπεδα « αποδυνάμωσης » (Turcotte, 1986).

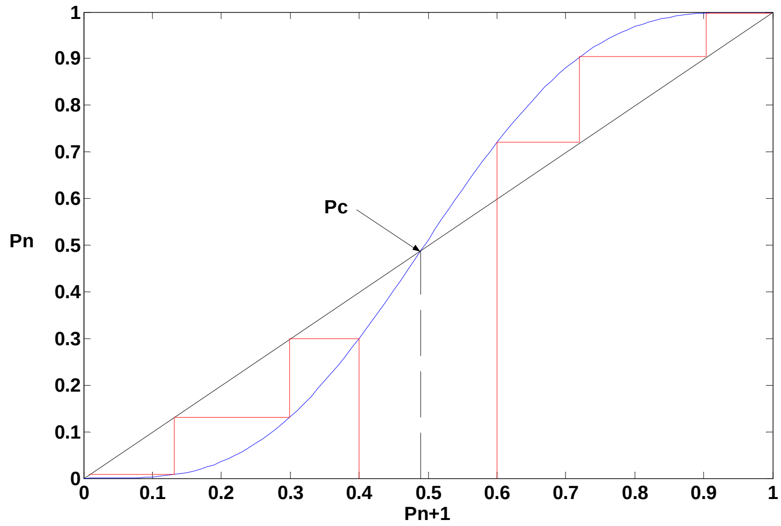


Σχήμα 2.5 . Παράσταση της πιθανότητας κατάρρευσης P_n ενός κύβου τάξης (n) σε σχέση με την πιθανότητα P_{n+1} ενός αμέσως μικρότερου κύβου τάξης (n+1) . Πάνω από την κρίσιμη τιμή P_c το υλικό είναι εύθραυστο (Turcotte, 1986).



Σχήμα 2.6 . Δείχνονται οι διατάξεις 4c και 4e του Σχήματος 2.4 . Τέσσερις σπασμένοι στοιχειώδεις κύβοι υπάρχουν σε κάθε μια και παριστάνονται με το πορτοκαλί χρώμα. Ο κύβος 4c είναι γερός επειδή δε διαπερνάται από κάποιο επίπεδο αστάθειας ή επίπεδο « αποδυνάμωσης » όπως υπάρχει στη διάταξη 4e και σημειώνεται το περιθώριο με έντονη γραμμή (Turcotte, 1986).

Το Σχήμα 2.7 παριστάνει την σχέση (2.12) και η κρίσιμη τιμή είναι σ’ αυτήν την περίπτωση P_c=0.490 από την οποία προκύπτει σύμφωνα με την (2.10) κλασματική διάσταση D = 1.97 . **Η υπόθεση αυτή θεωρεί τα υλικά περισσότερο εύθραυστα από ότι η προηγούμενη παραδοχή και έχει ως αποτέλεσμα η κλασματική διάσταση να παίρνει μικρότερες τιμές.**



Σχήμα 2.7. Καμπύλη της πιθανότητας P_n σε συνάρτηση με την P_{n+1}. Παρατηρούμε ελάττωση της κρίσιμης πιθανότητας P_c, σε σχέση με την προηγούμενη υπόθεση, που ελαττώνει με την σειρά της και την κλασματική διάσταση D (Turcotte, 1986).

2.2 . Κλασματική προσέγγιση της χρονικής κατανομής των σεισμών

Πολλές μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί για την κατανομή σεισμών στο χρόνο και στο χώρο για την καλύτερη κατανόηση της διαδικασίας γένεσης τους. Εάν η γένεση κάθε σεισμού ήταν εντελώς ασυσχέτιστη με άλλους σεισμούς τότε η κατανομή τους θα ήταν τυχαία. Ακόμα και για σεισμούς που γίνονται αργότερα μετά από σεισμικές ακολουθίες που σχετίζονται με κάποιο κύριο σεισμό, οι σεισμικές κατανομές δεν είναι τυχαίες (Smalley et al., 1987).

Η ιδέα της κλασματικής κατανομής (fractal distribution) παρέχει ένα τρόπο ελέγχου εάν μια κατανομή στο χώρο ή στο χρόνο ακολουθεί κάποιο πρότυπο που συναντάται σε όλες τις κλίμακες, αν είναι δηλαδή μια διαδικασία ανεξάρτητης κλίμακας. Ο Mandelbrot (1967, 1975, 1982) ανέπτυξε τις έννοιες της κλασματικής γεωμετρίας και κλασματικής διάστασης και τις εφάρμοσε για την περιγραφή πολλών φυσικών μορφών, όπως είναι οι ακτογραμμές. Για την μέτρηση της περιμέτρου των ακτών της Αγγλίας χρησιμοποιήθηκαν διάφορα βήματα και κάθε φορά που αυτά μίκραιναν η περίμετρος αυξανόταν αφού βήματα με μικρότερα μήκη μπορούσαν να παρακολουθήσουν λεπτομερέστερα τις διακυμάνσεις των ακτογραμμών. Η περίμετρος (P) δίνεται σε συνάρτηση με το χρησιμοποιούμενο βήμα (L) με τη σχέση (2.1) και σχετίζεται με την κατανομή αριθμού – μεγέθους βημάτων, αφού είναι ίση με το γινόμενο του αριθμού των βημάτων συγκεκριμένου μήκους με το μήκος αυτό. Η σχέση (2.1) ορίζει μια καμπύλη ως κλασματική και για περιφέρειες ακτογραμμών βρέθηκαν τυπικές τιμές της D κοντά στο 1.2. Η κλασματική διάσταση μετράει την τραχύτητα των ακτογραμμών. Μικρές τιμές αυτής αναπαριστούν λείες, ομαλές ακτές, ενώ μεγάλες τιμές κλασματικής διάστασης ισχύουν για τραχές, ανώμαλες ακτές (Smalley et al., 1987).

Σε κλασματικές κατανομές που αφορούν νησιά και κρατήρες ο αριθμός των αντικειμένων N με χαρακτηριστική γραμμική διάσταση μεγαλύτερη από r (r = τετραγωνική ρίζα του εμβαδού περιοχής τους) ικανοποιούν την σχέση (2.2) με D =1.30 (Mandelbrot, 1975). Θραύσματα πετρωμάτων που παράγονται από αποσάθρωση, έκρηξη και συγκρούσεις ικανοποιούν τη (2.2) για ευρεία κλίμακα μεγέθους (Turcotte, 1986). Ακόμη η σχέση συχνότητας ~ μεγέθους για σεισμούς είναι ισοδύναμη της (2.2) με $r = A^{1/2}$ όπου A είναι η περιοχή της σεισμικής διάρρηξης (Aki, 1981). Η κλασματική διάσταση D συνδέεται με τη παράμετρο b της κατανομής με την σχέση D = 2b .

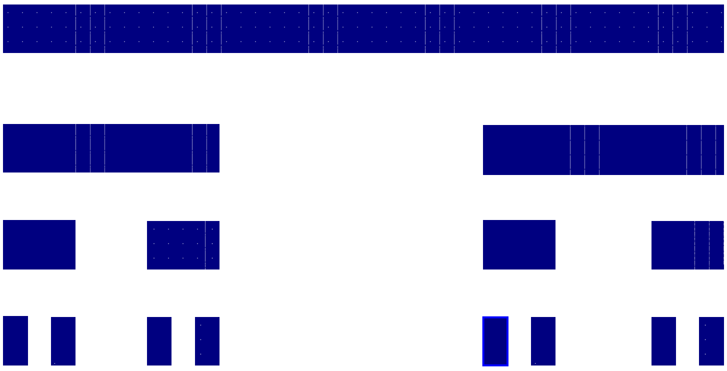
Για ένα πλήθος N σεισμών που γίνονται σε χρονικό διάστημα t_o μπορεί να γίνει προσέγγιση κλασματικής κατανομής (Smalley et al., 1987). Οι σεισμοί θεωρούνται χρονικά σημεία με φυσική περίοδο επανάληψης t_o/N. Στη συνέχεια διαιρείται το χρονικό διάστημα t_o σε μικρότερα διαστήματα τ που ορίζονται ως

$$\tau = t_o/\mathrm{n}\,,\ \ \mathrm{n} = 2, 3, 4, \dots \tag{2.13}$$

οπότε για κάθε μια διαφορετική τιμή του **n** θα έχουμε διαφορετικής κλίμακας μεγέθους χρονικό διάστημα $\tau = t_o/\mathrm{n}$. Μέτρο της ταξινόμησης αποτελεί το κλάσμα $x(\tau)$ του συνολικού μήκους των διαστημάτων τ στα οποία υπάρχει σεισμός σαν συνάρτηση του μήκους του διαστήματος τ . Θεωρώντας ομοιόμορφη κατανομή με ισοκατανεμημένους στο χρόνο σεισμούς θα έχουμε :

$$x(\tau) = \left\{ \begin{array}{l} \frac{\tau N}{t_o} = \frac{N}{n}, \tau < \frac{t_o}{N} \\ 1, \tau > \frac{t_o}{N} \end{array} \right\} \tag{2.14}$$

Για την κλασματική προσέγγιση στην χρονική κατανομή εισάγεται ο κατάλογος Cantor . Η δημιουργία του βασίζεται στο κλειστό διάστημα [0 , 1] το οποίο χωρίζεται σε 3 ίσα μέρη και στη συνέχεια απομακρύνεται το κεντρικό τμήμα. Έτσι απομένουν δύο κλειστά διαστήματα το καθένα από τα οποία με μήκος 1/3 μπορεί να χωριστεί σε 3 επίσης ίσα τμήματα και να απομακρυνθεί το κεντρικό με αποτέλεσμα να έχουμε 4 τμήματα μήκους 1/9. Αν συνεχιστεί η διαδικασία απεριόριστες φορές τότε θα δημιουργηθεί ένας κατάλογος Cantor (σχήμα 2.8). Η διαδικασία παραγωγής όλο και λεπτότερων γραμμών οδηγεί σε απεριόριστο αριθμό γραμμών χωρίς να φθάνουμε σε σημείο. Εντούτοις για πραγματικές εφαρμογές ο αριθμός των γεγονότων είναι πεπερασμένος. Η διάταξη των διαστημάτων είναι ίδια σε όλες τις κλίμακες με τον αριθμό και το μέγεθος τους να ορίζονται ακριβώς από τα διαστήματα της αμέσως προηγούμενης τάξης μεγέθους.



Σχήμα 2.8 . Κατάλογος Cantor ή Cantor dust με αμετάβλητης κλίμακας ταξινόμηση των διαστημάτων (Smalley et al., 1987).

Για μια κλασματική κατανομή από την σχέση (2.2) ισχύει ότι $\frac{N_{i+1}}{N_i} = \left(\frac{r_i}{r_{i+1}}\right)^D$. Για τον κατάλογο Cantor αν N_i είναι ο αριθμός αντικειμένων με μέγεθος r_i θα ισχύει ότι $\frac{r_i}{r_{i+1}} = 3$ και $\frac{N_{i+1}}{N_i} = 2$ οπότε με αντικατάσταση αυτών των τιμών στην πάνω σχέση παίρνουμε διαδοχικά

$$2 = (3)^D \Rightarrow D = \frac{\ln 2}{\ln 3} = 0{,}63093 \tag{2.15}$$

Το κλάσμα $x(r_i)$ του συνολικού μήκους τμημάτων με μέγεθος r_i θα είναι:

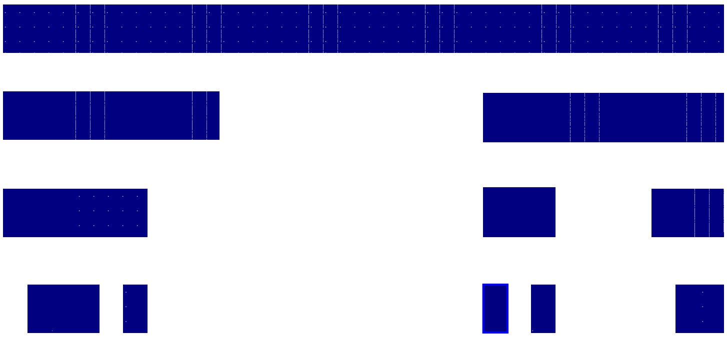
$$x(r_i) = N_i r_i \sim \frac{1}{r_i^D} r_i = r_i^{1-D} \tag{2.16}$$

Το αντίστοιχο κλάσμα για μήκη r_{i+1} είναι

$$x(r_{i+1}) = N_{i+1} r_{i+1} = 2N_i \frac{1}{3} r_i \overset{(2.16)}{\Rightarrow} x(r_{i+1}) = \frac{2}{3} x(r_i) \Rightarrow \frac{x(r_{i+1})}{x(r_i)} = \frac{2}{3} \Rightarrow \left(\frac{r_{i+1}}{r_i}\right)^{1-D} = \frac{2}{3} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \left(\frac{1}{3}\right)^{1-D} = \frac{2}{3} \Rightarrow 3^{D-1} = \frac{2}{3} \Rightarrow 3^D = 2 \Rightarrow \boxed{D = \frac{\ln 2}{\ln 3} = 0{,}63093}$$ και μ' αυτόν τον τρόπο

αποδεικνύεται επίσης ότι ο κατάλογος Cantor αποτελεί κλασματική κατανομή με κλασματική διάσταση D = 0,63093. Αυτή η κατανομή είναι συγχρόνως καλά καθορισμένη. Αν όμως αντί για το κεντρικό τμήμα απομακρυνθεί τυχαία το πρώτο, δεύτερο ή τρίτο τμήμα θα προκύψει μια τυχαία αμετάβλητη κλίμακας κατανομή με την ίδια κλασματική διάσταση (σχήμα 2.9) επειδή ο αριθμός N_i των τμημάτων με μέγεθος r_i παραμένει



Σχήμα 2.9 . Τυχαία κλασματική κατανομή Cantor . Κάθε χρωματισμένο τμήμα αντιστοιχεί σε χρονικό διάστημα που υπάρχει τουλάχιστον ένα σεισμικό γεγονός (Smalley et al., 1987).

ίδιος. Έστω ένας κατάλογος Cantor $9^{ης}$ τάξης και το μήκος κάθε στοιχείου με τη μικρότερη διάσταση ίσο με 1 . Το συνολικό μήκος του μέγιστου διαστήματος θα είναι 3^9 και ο αριθμός των μοναδιαίων διαστημάτων θα είναι 2^9 . Για ένα τυχαίο διάστημα $r = 2^n$ το κλάσμα $x(r)$ αυτών των διαστημάτων λαμβάνοντας υπόψη μόνο τα χρωματισμένα θα είναι:

$$x(r) = N(r) \cdot r / 3^9 \tag{2.17}$$

Για τον υπολογισμό του $N(r)$ βρίσκεται πρώτα το αντίστοιχο μήκος ενός διαστήματος του καταλόγου Cantor ώστε να ισχύει :

$$3^m = 2^n \Rightarrow m = n\frac{\ln 2}{\ln 3} \Rightarrow m = nD \tag{2.18}$$

Στο διάστημα $3^m = 3^{nD} = r$ αντιστοιχεί στο κατάλογο Cantor πλήθος χρωματισμένων τέτοιων διαστημάτων $N(r) = 2^{9-m} = 2^{9-nD}$ οπότε η σχέση (2.17) γίνεται:

$$x(r) = N(r) \cdot r / 3^9 = 2^{9-nD} 2^n / 3^9 = \frac{2^9 2^{n(1-D)}}{3^9} = \left(\frac{2}{3}\right)^9 r^{1-D} \Rightarrow$$

$$\boxed{\Rightarrow \log x(r) = 9 \log\left(\frac{2}{3}\right) + (1-D)\log r} \tag{2.19}$$

Έτσι θεωρητικά σύμφωνα με την (2.19) αναμένεται η γραφική παράσταση του $\log x(r)$ ~ $\log r$ να είναι ευθεία με κλίση (1- D) = 0,36907 . Στην πράξη η ευθεία με την καλύτερη προσέγγιση στα δεδομένα βρέθηκε με κλίση 0.368 που αντιστοιχεί σε κλασματική διάσταση D = 0.632 και η μικρή απόκλιση από την τιμή D = 0,63093 οφείλεται στα διαστήματα $r = 2^n$ που χρησιμοποιούνται αντί για τα διαστήματα 3^n .

Η τιμή D = 0,63093 δεν είναι σταθερή για όλους τους καταλόγους Cantor . Για παράδειγμα αν το κλειστό διάστημα [0 , 1] διαιρεθεί σε 9 ίσα μέρη και κάθε φορά απομακρύνονται M από αυτά τα διαστήματα τότε σε σχέση με το πρώτο μοναδιαίο διάστημα θα ισχύει:

$$N = 9 - M \sim 9^D \Rightarrow D = \frac{\log(9-M)}{\log 9} \tag{2.20}$$

Θέτοντας τιμές M = 8, 7, 6, 5, 4 στην πάνω σχέση προκύπτουν κλασματικές διαστάσεις D = 0 , 0.315465 , 0.5 , 0.63093 , 0.732487 αντίστοιχα. Στην περίπτωση της ομοιόμορφης κατανομής από τη σχέση (2.14) προκύπτει ότι:

$$\log x(r) = \log\left(\frac{rN}{t_o}\right) = \log\left(\frac{N}{t_o}\right) + \log r \quad , \text{για} \quad r < \frac{t_o}{N} \tag{2.21}$$

και

$$\log x(r) = \log 1 = 0 \quad , \text{για} \quad r \geq \frac{t_o}{N} \tag{2.22}$$

οπότε η γραφική παράσταση του $\log x(r) \sim \log r$ θα είναι ευθεία με κλίση ίση με 1 (ή D = 0) για $r < \frac{t_o}{N}$.

Έτσι από τις παρατηρούμενες κλίσεις των γραφημάτων συμπεραίνεται αν η κατανομή των δεδομένων είναι τυχαία ή διαφορετικά είναι κλασματική κατανομή με την σχέση αθροιστικό μήκος κλασμάτων – μέγεθος κλάσματος να είναι σε κάποιο βαθμό δυναμική(μη γραμμική).

Για την εφαρμογή της κλασματικής προσέγγισης στη χρονική κατανομή των σεισμών χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από την περιοχή New Hebrides που είναι υψηλής σεισμικότητας και συγκεκριμένα από 4 επιμέρους σεισμογόνες ζώνες (Chatelain et al., 1986). Για κάθε τέτοια περιοχή γραφήματα logN ~ m όπου N η συχνότητα και m το μέγεθος έδωσαν το εύρος των μεγεθών για το οποίο το δείγμα είναι πλήρες. Με βάση τα δεδομένα έχει επιλεχθεί ως μικρότερο διάστημα το 1 min και αυτό αυξάνεται με ένα παράγοντα 2. Ανώτερο όριο του χρονικού διαστήματος είναι η τιμή $2^{21} \sim 2 \times 10^6$ min . Ο συνολικός χρόνος των δεδομένων είναι $\sim 3 \times 10^6$ min και καλύπτουν το χρονικό διάστημα από τα μέσα του 1978 μέχρι τα μέσα του 1984 . Για κάθε μια από τις ζώνες **έχει υπολογιστεί το κλάσμα του αθροίσματος των διαστημάτων που περικλείουν σεισμό ως συνάρτηση του μήκους του διαστήματος**. **Η κλασματική διάσταση προσδιορίστηκε ξεχωριστά από την κλίση των καλύτερων προσαρμοσμένων ευθειών στα επιμέρους γραφήματα**. Για την περιοχή A 1330 γεγονότα συμπεριλήφθηκαν για το πεδίο των μεγεθών . Σε διαστήματα $\tau < 4\,\text{min}$ μόνο ένα συμβάν διαπιστώνεται ενώ για διαστήματα $\tau \geq 32768\,\text{min} = 22.8$ μέρες κάθε διάστημα περιλαμβάνει σεισμό. Ανάμεσα σε αυτά τα όρια παρατηρείται μια ταξινόμηση κλασματικής κατανομής η οποία δίνει

Πίνακας 2.1 . Τιμές της κλασματικής διάστασης D για τις 4 επιμέρους περιοχές (Smalley et al., 1987).

Περιοχή	A	B	C	D
Κλασματική διάσταση D	0.128	0.239	0.126	0.255

κλασματική διάσταση D = 0.128 . Για τις περιοχές B, C , D λήφθηκαν υπόψη 379 , 158 και 49 σεισμοί αντίστοιχα που ικανοποιούσαν τη σχέση συχνότητας ~ μεγέθους. Ακόμη τα αντίστοιχα όρια των χρονικών διαστημάτων που παρατηρείται κλασματική κατανομή είναι $16\min \le \tau \le 16786\min$, $16\min \le \tau \le 32768\min$, $8\min \le \tau \le 524288\min$ και οι κλασματικές διαστάσεις για τις περιοχές δείχνονται στον πίνακα 2.1 . Οι τιμές της D δεν εξαρτώνται από τον αριθμό των σεισμών. Σε όλες τις περιοχές τα αποτελέσματα αποκλίνουν αρκετά από αυτά μιας τυχαίας κατανομής και καλύτερη προσέγγιση κλασματικής κατανομής γίνεται για την περιοχή D με την υψηλότερη τιμή κλασματικής διάστασης. Σ' αυτή την περιοχή δεν έχει εκδηλωθεί κύριος σεισμός κατά την διάρκεια του συνολικού χρόνου και ίσως πρέπει να αναζητηθεί αν αλλαγές στην κλασματική διάσταση είναι δείκτης αλλαγής και της σεισμικότητας (Smalley et al., 1987). Κλασματικές κατανομές δεν είναι περίεργες στους σεισμούς και φαίνεται να αντιπροσωπεύουν τις μεταβολές των τάσεων. Επειδή οι σεισμοί αποτελούν 5 διαστάσεων γεγονότα, με 1 στο χρόνο, 3 στο χώρο και 1 με το μέγεθος, οι κλασματικές κατανομές μπορούν να εφαρμοστούν σε κάθε μια από αυτές.

2.3 . Κλασματική κατανομή της γεωμετρίας του ρηξιγενούς συστήματος του Αγίου Ανδρέα

Μελέτες που έχουν γίνει στο ρηξιγενές σύστημα του Αγίου Ανδρέα προτείνουν ότι η γεωμετρία των ρηγμάτων κατά κάποιο τρόπο σχετίζεται με τους τρόπους που απελευθερώνεται η τάση σε διάφορες περιοχές του . Τα δύο ρηξιγενή τεμάχια του συστήματος του Αγίου Ανδρέα που διαρρήχθηκαν κατά τη διάρκεια των δύο μεγάλων σεισμών στην ιστορική περίοδο το 1857 (Fort Tejon) και το 1906 (San Francisco) παρουσιάζουν από τότε σεισμική ησυχία (Allen, 1968). Τα δύο ρήγματα εμφανίζονται με απλή γεωμετρία και διαχωρίζονται από τρία ρηξιγενή τεμάχια που δεν έχουν δεχθεί μεγάλες σεισμικές διαρρήξεις. Σ' αυτά η απελευθερούμενη τάση επιτυγχάνεται με ασεισμικό ερπυσμό ή και με μικρούς έως μέτριους σεισμούς. Οι ενεργές ρηξιγενείς περιοχές παρουσιάζουν περισσότερο πολύπλοκη γεωμετρία με μεγαλύτερο βαθμό διακλάδωσης και πλάτυνσης σε σχέση με τις ασεισμικές περιοχές.

Μ’ αυτόν τον τρόπο μπορεί να συσχετιστεί η σεισμική συμπεριφορά ενός ρήγματος με τη χαρτογραφούμενη πολυπλοκότητα της γεωμετρίας του. Αυτό γίνεται με την προϋπόθεση ότι τα επιφανειακά χαρακτηριστικά παραμένουν και στο βάθος του σεισμογόνου στρώματος. Πράγματι κατανομές μετασεισμών μικρών και μέτριων σεισμών στο σύστημα του Αγίου Ανδρέα δείχνουν ότι οι λεπτομέρειες της πολυπλοκότητας του ρήγματος στην επιφάνεια ισχύουν σ’ όλο το πάχος του σεισμογόνου στρώματος (Eaton et al., 1970; Bakun et al., 1980; Reasenberg and Ellsworth, 1982). Ακόμα δεδομένα ισχυρής κίνησης του σεισμού του 1966 στο Parkfield ερμηνεύονται ως απόδειξη για την αλληλεπίδραση της σεισμικής διάρρηξης με τη χαρτογραφούμενη πολυπλοκότητα του ίχνους του ρήγματος (Aki, 1968; Lindh and Boore, 1981). Έτσι και η λεπτομερής συμπεριφορά ενός ρήγματος, από την αρχική εμφάνιση της δυναμικής αστάθειας και της υπόλοιπης διάρρηξης μέχρι τον τερματισμό της επηρεάζεται από την πολυπλοκότητα της γεωμετρίας του (Segall and Polard, 1980).

Στο σύστημα του Αγίου Ανδρέα εξετάστηκε η δομή των ζωνών διατμητικής παραμόρφωσης για ένα μεγάλο εύρος κλιμάκων του μήκους τους με μέγεθος από δεκάδες χιλιοστά έως εκατοντάδες μέτρα. Διαπιστώθηκε ότι ο σχηματισμός και η εξέλιξη της δομής τους έχουν τα ίδια χαρακτηριστικά στάδια στα μήκη αυτά και συνδέονται με χαρακτηριστικά διαγράμματα της δύναμης με την μετατόπιση (Tchalenko, 1970). Ακόμα για την κατανομή των σεισμών έχει βρεθεί μια απλή εμπειρική σχέση στο παρατηρούμενο διάστημα των μεγεθών τους. Σ’ αυτή την σχέση η αθροιστική συχνότητα των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από μια ορισμένη τιμή συνδέεται με το μέγεθος με μια παράμετρο b. Για το μέγεθος των σεισμών αποδεικνύεται ότι είναι συνάρτηση του μήκους του ρήγματος. Έτσι η έννοια της αυτό-ομοιότητας προτείνεται τόσο για τη δομή των ρηγμάτων όσο και για την ταξινόμηση των σεισμών (Hanks, 1979) και προσεγγίζεται η πολυπλοκότητά τους με κλασματικές κατανομές (Fractals).

Σύμφωνα με το Mandelbrot (1977) οι κλασματικές κατανομές χαρακτηρίζουν καταλόγους δεδομένων που η πολυπλοκότητα τους παρουσιάζει ιδιότητες ανεξάρτητα από την κλίμακα που γίνεται η εξέτασή τους. Αυτές γενικά εκφράζονται με τη διάσταση κλασματικής κατανομής. Δύο από τους ορισμούς της είναι η κλασματική διάσταση Hausdorff – Besicovitch και η τοπολογική διάσταση. Σε μια κλασματική κατανομή η τιμή της κλασματικής διάστασης ανεξαιρέτως υπερβαίνει αυτήν της τοπολογικής. Η τελευταία είναι η πιο συχνά συναντούμενη έκφραση της διάστασης και αναφέρεται στον αριθμό των συντεταγμένων που σχετίζονται με τα στοιχεία του καταλόγου. Ένα παράδειγμα κλασματικής κατανομής αποτελούν οι μετρήσεις του μήκους των ακτογραμμών που έγιναν από το Richardson. Για την παρακολούθηση της ανωμαλίας των ακτών και τη μέτρηση του μήκους τους χρησιμοποιήθηκε μια αλυσίδα ευθύγραμμων τμημάτων ίσου μήκους. Μειώνοντας στη συνέχεια το μήκος του χρησιμοποιούμενου βήματος μέτρησης παρατηρήθηκε ότι το μήκος των ακτογραμμών αυξάνεται ολοένα και περισσότερο χωρίς άνω όριο χωρίς έτσι να συγκλίνει προς μια πραγματική τιμή. Πειραματικά η σχέση του μήκους $L(r)$ με το βήμα r είναι της μορφής :

$$\log L(r) = a + b\log r \tag{2.23}$$

Όπως έχει αναφερθεί σε μια κλασματική κατανομή ο αριθμός των στοιχείων $N(r)$ μεγέθους r δίνεται από την σχέση :

$$N(r) = Ar^{-D} \tag{2.24}$$

όπου D είναι η κλασματική διάσταση και Α σταθερά. Το συνολικό μέγεθος άρα των στοιχείων θα είναι :

$$L(r) = N(r)r = Ar^{1-D} \tag{2.25}$$

Συγκρίνοντας τις σχέσεις (2.24) και (2.25) έχουμε :

$$a = \log A \quad \text{και} \quad b = 1 - D \tag{2.26}$$

Από τη γραφική παράσταση της (2.23) παίρνουμε ευθεία γραμμή με προσαρμογή στα δεδομένα και σύμφωνα με την κλίση αυτής της ευθείας υπολογίζεται η τιμή της D από την παραπάνω σχέση. Από την σχέση (2.25) φαίνεται ότι μεγαλύτερες τιμές της κλασματικής διάστασης D προκαλούν με μείωση του βήματος r πιο ραγδαίες αυξήσεις του μήκους $L(r)$. Επομένως **η D αποτελεί μέτρο της πολυπλοκότητας της κλασματικής κατανομής.**

Έστω ένα πολύγωνο με το μονοδιάστατο μέτρο της περιμέτρου του να υπολογίζεται από την άθροιση των μηκών των πλευρών. Καθένα από τα μήκη των πλευρών του είναι υψωμένα σε δύναμη d = 1 , δηλαδή η τοπολογική διάσταση είναι μονάδα. Αν στην συνέχεια η περιοχή που καταλαμβάνει το πολύγωνο καλυφθεί με στοιχειώδη τετράγωνα γνωστής πλευράς τότε το εμβαδόν του πολυγώνου προκύπτει αθροίζοντας τα εμβαδά των τετραγώνων ξεχωριστά. Καθένας από τους όρους του αθροίσματος είναι ίσος με το μήκος μιας πλευράς του τετραγώνου υψωμένο σε δύναμη d = 2 . Για κάθε ευθύγραμμο τμήμα (l) με το οποίο μετράμε το μήκος των πλευρών του πολυγώνου (ή εμβαδόν $\varepsilon = l^2$ ενός στοιχειώδους τετραγώνου) αντιστοιχεί και ένας αριθμός τέτοιων στοιχείων $N(l)$ (ή $N(\varepsilon)$ για τα τετράγωνα). Το συνολικό μέγεθος των στοιχείων είναι η περίμετρος (Π) και το εμβαδόν (Ε) σε κάθε μια περίπτωση. Αυτά είναι σταθερά μεγέθη και καθένα προκύπτει από το γινόμενο του πλήθους των στοιχείων με το στοιχειώδες μέγεθος τους υψωμένο σε δύναμη ίση με την τοπολογική τους διάσταση. Πράγματι ισχύουν :

$$N(l) = \frac{\Pi}{l} \Rightarrow \Pi = N(l) \cdot l \tag{2.27}$$

$$N(\varepsilon) = \frac{E}{\varepsilon} = \frac{E}{l^2} \Rightarrow E = N(\varepsilon) \cdot l^2 \tag{2.28}$$

Για κλασματικές κατανομές ισχύει η σχέση (2.2) του πλήθους των στοιχείων με μέγεθος r . Σύμφωνα με τα παραπάνω ένα μέτρο (m) των στοιχείων τέτοιων καταλόγων θα είναι :

$$m = N(r) \cdot r^d = Ar^{-D} r^d \tag{2.29}$$

Από την προηγούμενη σχέση παρατηρείται ότι το μέτρο (m) είναι σταθερό και ανεξάρτητο από μέγεθος r όταν ισχύει $D = d$. Σε περιπτώσεις όπου $D > d$ το μέτρο (m) αυξάνει καθώς ελαττώνεται το r ενώ το αντίθετο συμβαίνει όταν $D < d$. Για την περίπτωση των ακτογραμμών είναι d = 1 και D>1 σύμφωνα με το Mandelbrot οπότε αν μειωθεί το μήκος του βήματος r αυξάνοντας με αυτόν τον τρόπο την ευαισθησία μέτρησης θα έχουμε αύξηση του μήκους των ακτογραμμών .

Ανάλογα με παραδείγματα ακτογραμμών ηπείρων ή νησιών, στο σύστημα του Αγίου Ανδρέα έχουμε εμφάνιση πολυπλοκότητας και στη χαρτογραφούμενη γεωμετρία των ρηγμάτων που προσομοιάζονται με ηπείρους μηδενικού πλάτους (Okubo and Aki, 1987). Η συσχέτιση αυτής της πολυπλοκότητας τους με εκείνη της πραγματοποίησης των σεισμών βασίζεται στο βαθμό που οι επιφανειακές εκφράσεις της γεωμετρίας τους συναντώνται και στο βάθος των διαρρήξεων. Είναι πιθανό ότι η χαρτογραφούμενη πολυπλοκότητα των ρηγμάτων είναι αποτέλεσμα των ιδιοτήτων των πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού και ότι ακόμα τα ρήγματα στο βάθος εμφανίζονται με ομαλότερες επιφάνειες. Από την άλλη μεριά μελέτες σεισμικότητας δείχνουν ότι η πολύπλοκη ρηξιγενής δομή πραγματικά εκτείνεται μέχρι το βάθος της τάξης των 12 ~ 15 km (Eaton et al., 1970). Ακόμα φαίνεται ότι η πολυπλοκότητα αυξάνεται με το βάθος σε περιοχές με ρήγματα επωθήσεων και εφιππεύσεων (King and Yielding, 1983). Τελικά γίνεται η αποδοχή ότι οι χαρτογραφούμενες λεπτομέρειες των ρηγμάτων είναι αντιπροσωπευτικές των επιφανειών τους χωρίς όμως η πολυπλοκότητα να είναι απαραίτητα ίδια σε όλο το βάθος.

Κατά τη μελέτη της πολυπλοκότητας της μορφής των ρηγμάτων χρησιμοποιούνται χάρτες όπου παριστάνονται τα ίχνη τους. Με το πέρασμα όμως του χρόνου δυσκολεύει η χαρτογράφηση της ακριβούς θέσης των ρηγμάτων λόγω της διάβρωσης. Η δυσκολία αυτή ποικίλει από περιοχή σε περιοχή και οφείλεται στο διαφορετικό ποσοστό των βροχοπτώσεων και των επακόλουθων διαβρώσεων. Σε ξηρές περιοχές τα ίχνη των ρηγμάτων διατηρούνται ενώ σε περιοχές με περισσότερες βροχοπτώσεις αυτά γίνονται ασαφή και τείνουν να σβήσουν (Okubo and Aki, 1987).

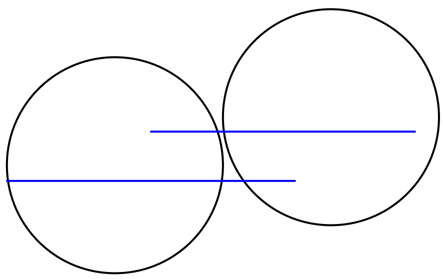
Ο τρόπος προσδιορισμού της κλασματικής διάστασης βασίζεται όπως και στην περίπτωση των ακτογραμμών στη μέτρηση του μήκους των ιχνών των ρηγμάτων. Οι μετρήσεις έγιναν σύμφωνα με τη μέθοδο που αναπτύχθηκε από το Mandelbrot (1977). Για τον σκοπό αυτό σε βασικούς χάρτες που εικονίζονται τα ρήγματα σχεδιάζονται κύκλοι ορισμένης ακτίνας r για την κάλυψη των ιχνών τους. Αν $N(r)$ είναι ο ελάχιστος απαιτούμενος αριθμός κύκλων τότε ως μήκος των ρηγμάτων $L(r)$ ορίζεται η συνολική περιοχή των $N(r)$ κύκλων διαιρεμένη με τη διάμετρο ενός κύκλου, δηλαδή είναι :

$$L(r) = N(r) \cdot \pi r^2 / 2r \Rightarrow L(r) = \frac{\pi}{2} N(r) \cdot r \tag{2.30}$$

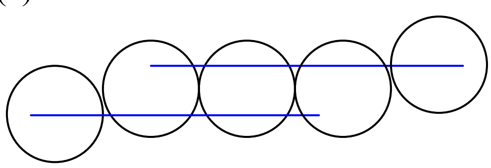
Το μήκος $L(r)$ κανονικοποιείται με ένα παράγοντα π/4 οπότε έχουμε :

$$L^o(r) = \frac{4}{\pi} L(r) = 2N(r) \cdot r \tag{2.31}$$

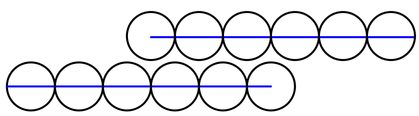
Στο σχήμα 2.10 φαίνεται ένα απλό παράδειγμα μέτρησης του μήκους δύο παράλληλων ρηξιγενών τεμαχίων (Okubo and Aki, 1987). Τα δύο τμήματα έχουν ίσο μήκος α = 4 cm και χωρίζονται στις κατευθύνσεις X και Y με τα διαστήματα g = 2 cm και h = 1 cm αντίστοιχα. Στον πίνακα 2.2 δίνονται για κύκλους διαφορετικής ακτίνας r , ο αριθμός $N(r)$ των κύκλων που χρειάζονται για την κάλυψη των ιχνών των ρηγμάτων και το μήκος $L^o(r)$ των ρηγμάτων που μετριέται κάθε φορά. Παρατηρούμε ότι όσο η διάμετρος μικραίνει τόσο αυξάνει το μήκος $L^o(r)$. Όταν η διάμετρος των κύκλων γίνει μικρότερη από την απόσταση των ρηγμάτων στη Y κατεύθυνση, δηλαδή είναι $r <$ h τότε τα μήκη των δύο ρηγμάτων υπολογίζονται ξεχωριστά και παρατηρείται το μέγιστο μήκος $L^o(r)$. Με αυτόν τον τρόπο παρατηρείται ένα συγκεκριμένο εύρος του διαστήματος της ακτίνας r όπου μεταβάλλεται το μήκος $L^o(r)$. Αν στο προηγούμενο παράδειγμα εισαχθούν και άλλα ρήγματα με ανομοιόμορφα μήκη και διαστήματα μεταξύ τους τότε το συνολικό



$2r$ =3.05 cm
$L^o(r)$= 6.10 cm



$2r$ = 1.35 cm
$L^o(r)$ = 6.75 cm



$2r$ =0.70 cm
$L^o(r)$= 8.40 cm

Σχήμα 2.10 . Μέτρηση του μήκους δύο ρηξιγενών τεμαχίων χρησιμοποιώντας διάφορες ακτίνες κύκλων (Okubo and Aki, 1987).

Πίνακας 2.2 . Περιλαμβάνει τις τιμές του μήκους $L^o(r)$ των ρηγμάτων στο σχήμα 2.10 μαζί με τον αριθμό των κύκλων και την ακτίνα τους που χρησιμοποιούνται στις μετρήσεις (Okubo and Aki, 1987).

r (cm)	$N(r)$	$L^o(r)$ (cm)
1.52	2	6.10
0.675	5	6.75
0.23	18	8.28

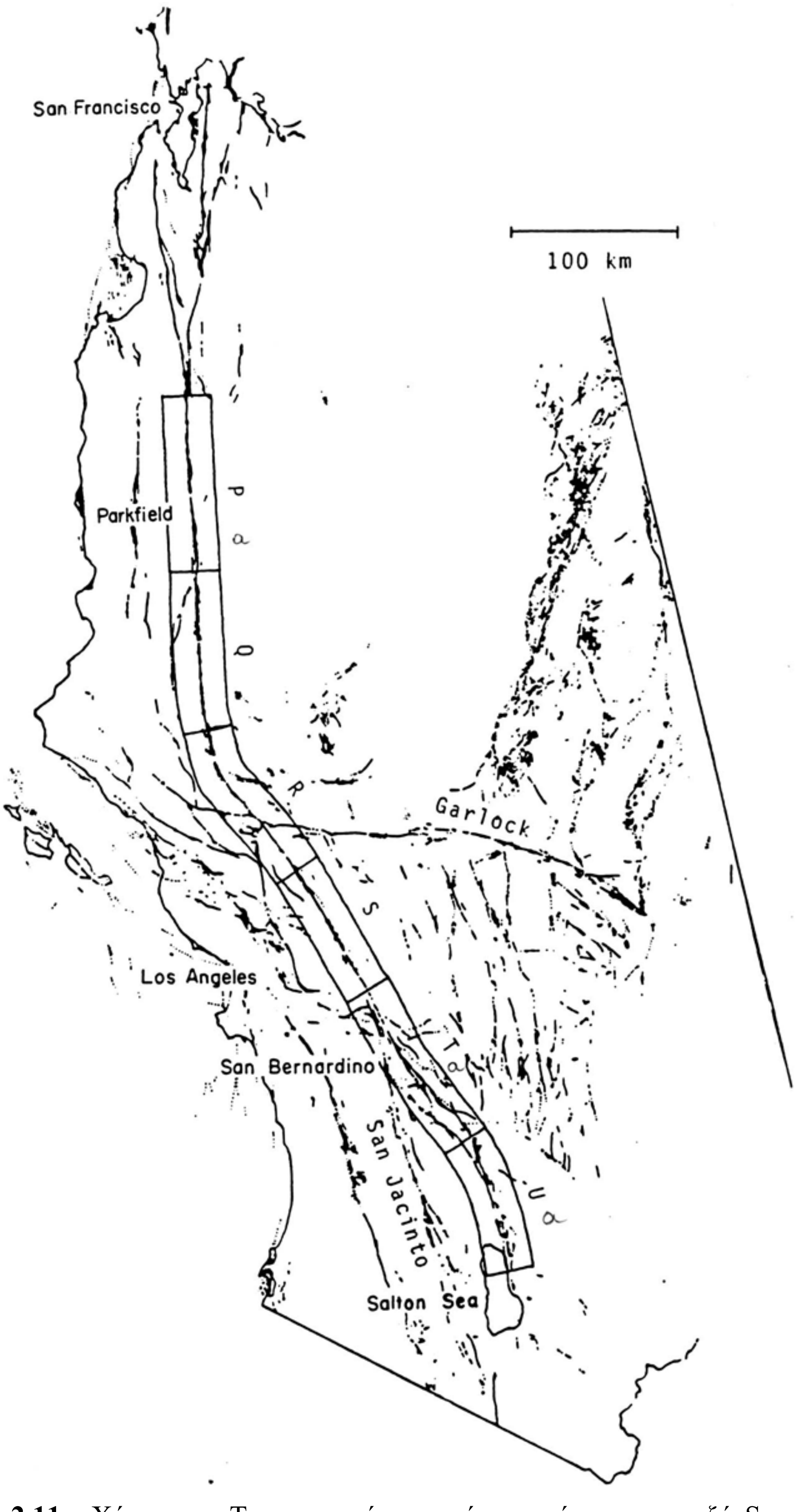
μήκος των ρηγμάτων θα διαφέρει για μεγαλύτερο διάστημα τιμών της ακτίνας r. Ανάμεσα στο ανώτερο και κατώτερο όριο του διαστήματος του r τα μήκη των ρηγμάτων εμφανίζουν κλασματική κατανομή.

Με αυτήν τη διαδικασία γίνεται για τα ρήγματα του συστήματος του Αγίου Ανδρέα μέτρηση των μηκών τους $L^o(r)$ σε σχέση με την ακτίνα μέτρησης r και γραφική τους παράσταση σε διλογαριθμικούς άξονες. Κατόπιν βρίσκεται η καλύτερη προσαρμοσμένη ευθεία στα δεδομένα με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Από την κλίση (b) αυτής της ευθείας υπολογίζεται η κλασματική διάσταση με τη σχέση που έχει βρεθεί προηγουμένως :

$$\boxed{b = 1 - D} \tag{2.32}$$

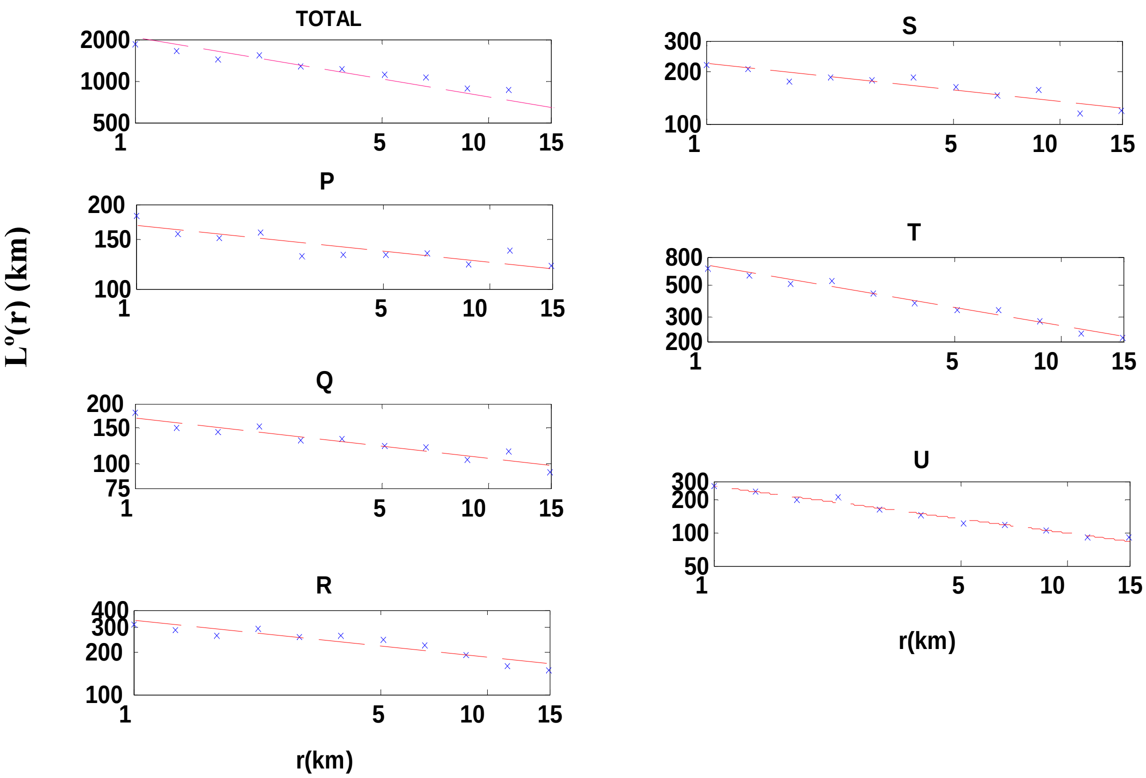
Στις ρηξιγενείς ζώνες τα μήκη των ρηγμάτων ποικίλουν από μέγεθος κόκκων μέχρι αυτά των μεγάλων διαστάσεων της τάξης των χιλιομέτρων (Andrews, 1980). Στο σύστημα του Αγίου Ανδρέα επιλέχθηκε ένα ανώτερο όριο 15 km της ακτίνας μέτρησης r που συνδέεται με το πάχος του σεισμογενούς φλοιού της California. Το κατώτερο όριο περιορίζεται στην πράξη από την κλίμακα χαρτογράφησης. Για την κλίμακα 1:750.000 που έχει σχεδιαστεί ο χρησιμοποιούμενος χάρτης (Jennings, 1975) το κατώτερο όριο της ακτίνας μέτρησης r είναι της τάξης 1 km. Σύμφωνα με το ανώτερο όριο των 15 km ορίζεται μια ζώνη εύρους 30 km με κέντρο το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα μέσα στην οποία βρίσκονται τα ίχνη των ρηγμάτων που πρόκειται να γίνει η μέτρηση του μήκους τους. Στις μετρήσεις περιλαμβάνονται και τμήματα των ρηγμάτων που τέμνουν το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα και που βρίσκονται εντός της ζώνης των 30 km , όπως αυτά του San Jacinto ή του Carlock. Το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα υποδιαιρείται σε μικρότερα τμήματα P, Q, R, S, T, U ανάλογα με τη μακράς περιόδου σεισμικότητα που παρουσιάζουν (σχήμα 2.11). Στο τμήμα P παρατηρείται ρηξιγενής ερπυσμός καθώς επίσης και μικρή ~ μέτρια σεισμικότητα. Σ' αυτό το τμήμα έγινε η σεισμική διάρρηξη του σεισμού το 1966 στο Parkfield. Τα τμήματα Q, R, S περιλαμβάνουν το νότιο μέρος του Αγίου Ανδρέα με μικρή σεισμική δραστηριότητα, ενώ τα T, U εκτείνονται προς τα νότια ενεργά τμήματά του.

Στα τμήματα αυτά τα μήκη των ρηγμάτων σε συνάρτηση με την ακτίνα r του κύκλου μέτρησης και για το διάστημα 1 ~ 15 km των ορίων της απεικονίζονται στο Σχήμα 2.12.



Σχήμα 2.11 . Χάρτης με Τερτατογενή και νεότερα ρήγματα μεταξύ San Francisco και Mexico. Αρχικά είναι σχεδιασμένος σε κλίμακα 1:750.000 (Jennings, 1975). Δείχνεται επίσης και η ζώνη εύρους 30 km του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα με τα επιμέρους τμήματα της (Okubo and Aki, 1987).

Με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων βρίσκονται οι καλύτερες προσαρμοσμένες ευθείες στα δεδομένα και η κλασματική διάσταση D στη συνέχεια υπολογίζεται από τις



Σχήμα 2.12 . Μέτρηση του μήκους $L^o(r)$ ρηγμάτων Αγίου Ανδρέα με τις ακτίνες r των κύκλων να κυμαίνονται από $1 \sim 15$ km. Οι διακεκομμένες γραμμές είναι οι καλύτερες προσαρμοσμένες ευθείες (Okubo and Aki, 1987).

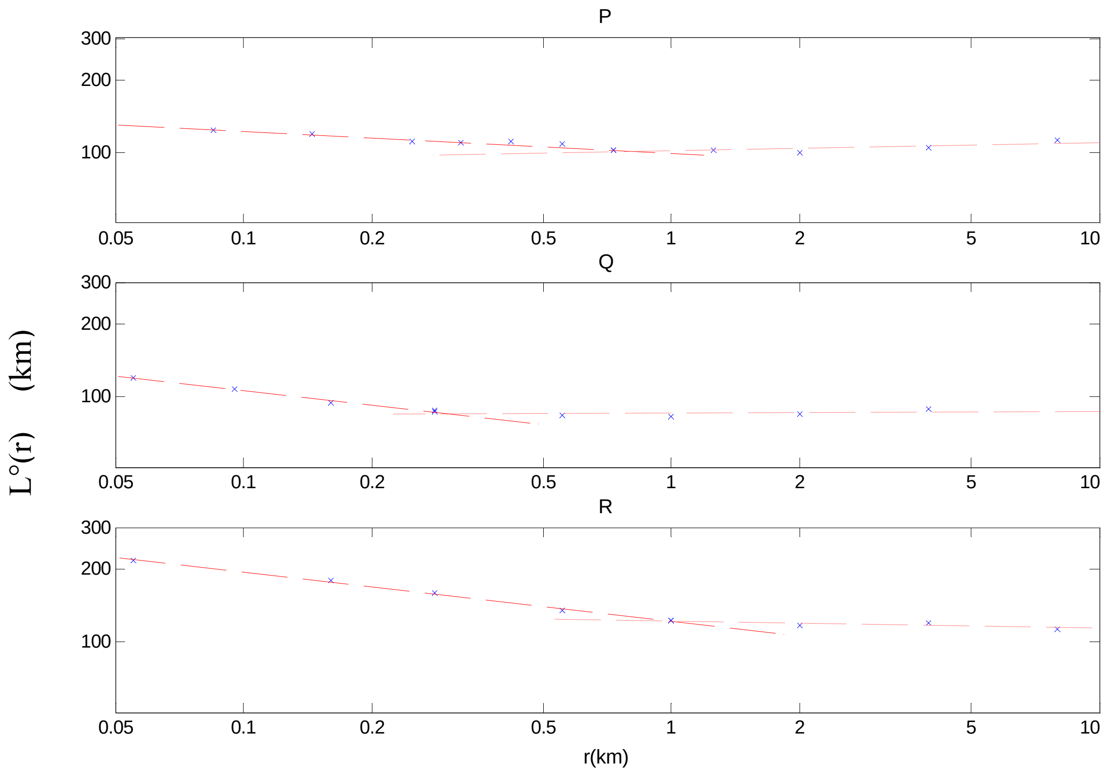
κλίσεις τους με εφαρμογή της σχέσης (2.32). Οι τιμές της D με τα συμμετρικά σφάλματα της στα ρηξιγενή τμήματα του Αγίου Ανδρέα δίνονται στον πίνακα 2.3 . Παρατηρείται σ' αυτόν ότι οι τιμές της κλασματικής διάστασης κυμαίνονται στο διάστημα $1.12 \sim 1.43$, με αύξηση από τα ΒΔ προς τα ΝΑ ενεργά τμήματα T, U. Αυτοί οι υπολογισμοί διαφέρουν ελάχιστα από άλλους που έχουν γίνει για διαφορετικό διάστημα της ακτίνας r . Το βορειότερο τμήμα P έχει σχεδιαστεί με σχεδόν γραμμικό ίχνος και αυτό αντανακλά στην χαμηλή τιμή της κλασματικής του διάστασης. Από τα τμήματα Q, R, S , το R έχει τη μεγαλύτερη τιμή κλασματικής διάστασης D και οφείλεται στην παρουσία των άλλων ρηγμάτων εντός της ζώνης των 30 km που τέμνουν το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα. Τέτοια είναι τα ρήγματα Big Pine και Carlock . Οι ακόμα υψηλότερες τιμές της D στα τμήματα T, U οφείλονται στο μεγάλο βαθμό διακλάδωσης του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα και στην παρουσία κοντά του των ρηγμάτων Banning , Cucamonga και San Jacinto.

Πίνακας 2.3 . Οι τιμές της κλασματικής διάστασης για ολόκληρη και τις επιμέρους περιοχές του συστήματος του Αγίου Ανδρέα (Okubo and Aki, 1987).

Τμήματα	Ολόκληρη περιοχή	P	Q	R	S	T	U
D	1.31 ±0.02	1.12 ±0.02	1.20 ±0.02	1.25 ±0.03	1.21 ±0.03	1.42 ±0.02	1.43 ±0.02

Η **περιοχή ηρεμίας** του νότιου μέρους του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα που διαρρήχθηκε την τελευταία φορά το 1857 (Fort Tejon) ανήκει στα τμήματα Q ~ S (Sieh, 1978a; Hileman et al., 1973) και συνδέεται με **μικρές τιμές κλασματικής διάστασης** **(**$D \approx 1.2$**)**. Από το 1857 – 1987 έχει γίνει ένας σεισμός μεγέθους 6 στην περιοχή. Στο διάστημα αυτό παρατηρήθηκε μικροσεισμικότητα της τάξης 2 σεισμών ανά μέρα στο Tejon Pass και πολύ μικρή σεισμικότητα αλλού. Στα άκρα του όμως και πέρα από αυτά η δραστηριότητα είναι μεγαλύτερη με περιστασιακούς μέτριους σεισμούς. Επίσης το τμήμα P στα βόρεια έχει χαμηλή τιμή κλασματικής διάστασης με την παρουσία σερπεντίνη στη μια πλευρά του να διευκολύνει τον ερπυσμό των ρηγμάτων καθώς και την υπάρχουσα σεισμικότητα (Irwin and Barnes, 1975). Αντίθετα η **ενεργή περιοχή** της νότιας California έχει **υψηλή τιμή κλασματικής διάστασης D** και αντιστοιχεί στα τμήματα T, U (Allen, 1968). Στα τμήματα T, U δε παρατηρείται όμως ρηξιγενής ερπυσμός κι έτσι η διαφορά στην παρατηρούμενη σεισμικότητα μέσα και έξω από τη διερρηγμένη περιοχή του 1857 μπορεί να συνδέεται με τις διαφορές της πολυπλοκότητας των ρηγμάτων (Okubo and Aki, 1987). Η τελευταία εμφανίζεται με διαφορετικές τιμές της κλασματικής διάστασης D.

Με χάρτες κλίμακας 1: 62.500 (Brown, 1970) στο τμήμα P και 1 : 24.000 (Ross, 1969; Vedder and Wallace, 1970)στα Q και R επαναλήφθηκαν οι μετρήσεις για τις πιο πρόσφατες ενεργές περιοχές που σχετίζονται με τις διαρρήξεις του 1996 στο Parkfield
.



Σχήμα 2.13 . Μήκη των ρηγμάτων $L^o(r)$ σε σχέση με την ακτίνα r για τα τμήματα P, Q, R χαρτογραφημένα σε κλίμακες 1:62500 (για το P) και 1:2400 (για τα Q, R). Οι διακεκομμένες γραμμές είναι οι καλύτερες προσαρμοσμένες ευθείες (Okubo and Aki, 1987).

Πίνακας 2.4 . Τιμές της κλασματικής διάστασης D στα τμήματα P, Q, R του συστήματος του Αγίου Ανδρέα. Δίνεται και το διάστημα της ακτίνας r που αυτές ισχύουν (Okubo and Aki, 1987).

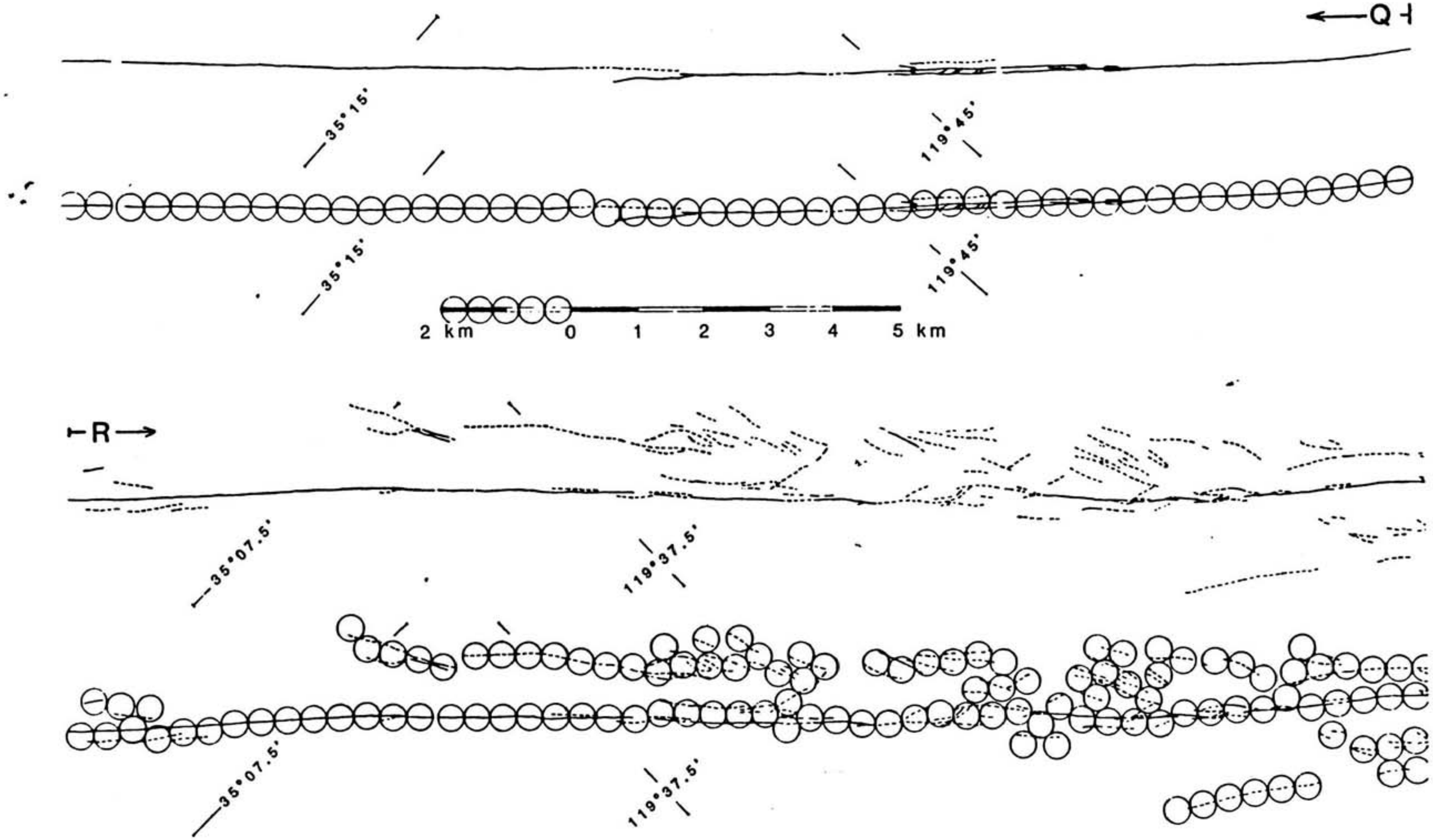
τμήματα	P	Q	R
D	1.1	1.20	1.21
Ακτίνα r (km)	$r \leq 0.5$	$r \leq 0.3$ ή $r \leq 0.4$	$r \leq 1$

Πίνακας 2.5 . Οι τιμές r_c στα επιμέρους τμήματα του Αγίου Ανδρέα (Okubo and Aki, 1987).

r_c (m)	Περιοχή
~500	P
300 – 400	Q
~ 1000	R

και του 1857 στο Fort Tejon (Okubo and Aki, 1987). Η ζώνη που εξετάστηκε αυτή τη φορά είχε εύρος 4 km με κέντρο το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα και περιλαμβάνει μόνο τις διαρρήξεις κατά μήκος του χωρίς την συνεισφορά άλλων κύριων ρηγμάτων. Οι χάρτες λεπτομερέστερης κλίμακας επιτρέπουν τη μείωση της ακτίνας r των κύκλων που χρησιμοποιούνται για την κάλυψη των ιχνών των ρηγμάτων. Έτσι το κατώτερο όριο της ακτίνας r είναι μικρότερο των 100 m και για τους δύο καταλόγους δεδομένων υπάρχει επικάλυψη για $r > 1$ km. Τα μήκη των ρηγμάτων σε σχέση με την ακτίνα μέτρησης απεικονίζονται στο Σχήμα 2.13.

Παρατηρείται και σ' αυτή την περίπτωση αύξηση του μήκους των ρηγμάτων με μείωση της ακτίνας, όμως η αύξηση αυτή δεν είναι ομοιόμορφη για όλο το διάστημα των τιμών της ακτίνας. Συγκεκριμένα πέρα από μια ορισμένη τιμή της r_c , που είναι χαρακτηριστική για κάθε ένα τμήμα, τα μήκη των ρηγμάτων έχουν σχετικά σταθερές τιμές. Έτσι δε γίνεται προσαρμογή μόνο μιας ευθείας στα δεδομένα διότι τότε η μια ευθεία θα έκρυβε αυτήν την τάση. Στον πίνακα 2.4 φαίνονται οι τιμές της κλασματικής διάστασης D για τα τμήματα P, Q, R και οι τιμές των ακτινών r για τις οποίες ισχύουν. Πέρα από αυτές τις τιμές r_c της ακτίνας η κλασματική διάσταση έχει τιμές περίπου $D = 1$, δηλαδή τα μήκη των ρηγμάτων παρουσιάζουν κλασματική κατανομή μόνο για τις τιμές των ακτίνων που είναι μικρότερες από την r_c . Για όλα τα τμήματα πάντως η τιμή r_c είναι μικρότερη από 1 km. **Οι μεταβολές της D πέρα από την τιμή αυτή της ακτίνας οφείλονται στις αλλαγές της κλίμακας χαρτογράφησης που έχει ως αποτέλεσμα την διαφορετική επιλογή του πλάτους της ρηξιγενούς ζώνης στην οποία γίνονται οι μετρήσεις**. Για την κλίμακα 1:750.000 το πλάτος της ζώνης είναι 30 km οπότε και άλλα κύρια ρήγματα στο σύστημα του Αγίου Ανδρέα συνεισφέρουν στις μετρήσεις της πολυπλοκότητας των ρηγμάτων. Στους λεπτομερέστερους χάρτες (1: 62.500 και 1 : 24.000) τα ίχνη των πρόσφατων ενεργών ρηγμάτων, των οποίων η γεωμετρία πρόκειται να υπολογιστεί, βρίσκονται σε μια ζώνη 4 km πλάτους. Ακόμα και για τις τιμές της ακτίνας $r \leq r_c$ που τα μήκη των ρηγμάτων παρουσιάζουν κλασματική κατανομή οι τιμές της D είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες που υπολογίστηκαν στον αδρομερέστερο χάρτη. Αυτό εξηγείται επειδή στους λεπτομερέστερους χάρτες δε συμμετέχουν στις μετρήσεις και ρήγματα με αρκετά πολύπλοκη γεωμετρία. Επιπλέον όσο μικρότερες είναι οι τιμές της D, δηλαδή όσο ομαλότερο είναι ένα ρήγμα, τόσο μικρότερο είναι και το ανώτερο όριο της ακτίνας r_c πέρα από το οποίο θα παύει το μήκος του να μικραίνει. Οι τιμές r_c για καθένα από τα επιμέρους τμήματα δίνονται στον πίνακα 2.5 . Με σύγκριση των τιμών αυτών στα τμήματα Q και R που είναι χαρτογραφημένα στην ίδια κλίμακα 1 : 24.000 παρατηρούμε μεγαλύτερη τιμή της r_c στο τελευταίο τμήμα. Αυτό πράγματι μπορεί να αποδοθεί στις περισσότερες διακλαδώσεις των ρηγμάτων στο τμήμα R ,σχήμα 2.14 . Πέρα από τις τιμές r_c τα γραφήματα των μηκών $L^o(r)$ με το r είναι ουσιαστικά οριζόντια με D = 1. Η ίδια αλλαγή με τον ίδιο συλλογισμό μπορεί να παρατηρηθεί και στους χάρτες 1:750.000 αν αυξηθεί το ανώτερο όριο του μεγέθους της ακτίνας των κύκλων. **Αν η κλασματική φύση των ρηγμάτων ισχύει σε επαναλαμβανόμενους κύκλους σεισμών τότε ο προσδιορισμός της πολυπλοκότητας ή της κλασματικής γεωμετρίας των ρηγμάτων μπορεί να είναι καθοριστικός για την μελέτη της διαδικασίας διάρρηξης τους.**



Σχήμα 2.14 . Δείχνονται τα πρόσφατα ρήγματα χαρτογραφημένα σε κλίμακα 1:24.000 για το βόρειο άκρο του τμήματος R και το γειτονικό του νότιου άκρο του Q. Κύκλοι ακτίνας r = 0.2 km χρησιμοποιούνται σε κάθε τμήμα για την κάλυψη των ιχνών των ρηγμάτων (Okubo and Aki, 1987).

2.4 . Κλασματική κατανομή τάσης – αντοχής και μεταβολές της παραμέτρου b της σχέσης Gutenberg-Richter

Μια από τις σημαντικότερες σχέσεις που αναπαριστούν την σεισμικότητα είναι η Gutenberg – Richter . Αυτή εκφράζει την κλασματική κατανομή της συχνότητας (N) των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από μια ορισμένη τιμή (m) και είναι της μορφής :

$$\log N = -bm + \log a \tag{2.33}$$

Η παράμετρος b μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή και γενικά είναι 0.8< b<1.2 . Πολλές παρατηρήσεις δείχνουν συστηματική μεταβολή της παραμέτρου b πριν και κατά τη διάρκεια κύριων σεισμικών ακολουθιών. Προτείνεται ότι η τιμή της b είναι αντιστρόφως ανάλογη με τη περιβάλλουσα τάση που ασκείται σ' ένα πέτρωμα (Scholz, 1968; Weeks et al., 1978). Μέσα στο πέτρωμα η αντοχή του σε θραύση και η τάση δεν είναι ομοιόμορφες σ όλα τα σημεία του. Έτσι η κατανομή της διαφοράς τους παρουσιάζει ετερογένεια κατά μήκος μιας ρηξιγενούς ζώνης. Εφόσον η σεισμικότητα είναι η μακροσκοπική έκφραση των φυσικών διαδικασιών των σεισμών, είναι λογικό η παράμετρος b να επηρεάζεται από το βαθμό αυτής της ετερογένειας. Η b εξαρτάται επίσης και από την πυκνότητα των ρηγμάτων που διατρέχουν το πέτρωμα (Mogi, 1967; Huang and Turcotte, 1988).

Για ένα μεγάλο αριθμό φυσικών διαδικασιών γίνεται προσέγγιση κλασματικής κατανομής. Έχει ήδη αναφερθεί ότι μαθηματικά μια κλασματική κατανομή προσδιορίζεται με τη σχέση (Mandelbrot, 1967, 1975, 1982) :

$$N_i = \frac{C}{r_i^D} \tag{2.34}$$

όπου N_i είναι το πλήθος των αντικειμένων με μέγεθος r_i , D η κλασματική διάσταση και C μια σταθερά της σχέσης. Ένα κλασσικό παράδειγμα που βασίζεται στη (2.34) είναι το μήκος μιας βραχώδους ακτογραμμής $L(r_i) = r_i N(r_i) = C r_i^{1-D}$. Κλασματικές κατανομές επίσης μπορεί να αποδοθούν με την παραλλαγή:

$$N = \frac{C}{r^D} \tag{2.35}$$

όπου N ο αριθμός των αντικειμένων με γραμμικό μέγεθος μεγαλύτερο από r . Η (2.35) είναι ισοδύναμη με την εμπειρική σχέση του Korcak:

$$N = \frac{C}{A^{D/2}} \tag{2.36}$$

που δίνει τον αριθμό των νησιών των οποίων η περιοχή είναι μεγαλύτερη από A. Παρόμοια ο αριθμός N των θραυσμάτων με όγκο μεγαλύτερο από V είναι (Turcotte, 1986):

$$N = \frac{C}{V^{D/3}} \tag{2.37}$$

γνωστή ως (εξίσωση Rosin). Έχει αποδειχτεί (Kanamori και Anderson, 1975) ότι η σεισμική ροπή M ενός σεισμού συνδέεται με το μέγεθος του με την σχέση :

$$\log M = \frac{3}{2}m + d \tag{2.38}$$

και με την περιοχή της διάρρηξης (A) με την σχέση :

$$M = aA^{3/2} \tag{2.39}$$

Από τις (2.38) και (2.39) έχουμε :

$$m = \log A + \frac{2}{3}\log a - \frac{2}{3}d \tag{2.40}$$

και σε συνδυασμό με την (2.33) παίρνουμε :

$$\log N = -b\log A + \beta \tag{2.41}$$

με

$$\beta = \frac{2bd}{3} - \frac{2b}{3}\log a + \log a \tag{2.42}$$

οπότε η (2.41) μπορεί να γραφεί με τη μορφή :

$$\boxed{N = \beta' A^{-b}} \tag{2.43}$$

Συγκρίνοντας τις σχέσεις (2.36) και (2.43) έχουμε :

$$D = 2b \tag{2.44}$$

δηλαδή η κλασματική διάσταση για μια σεισμική δραστηριότητα είναι διπλάσια της παραμέτρου b . Οι κλασματικές κατανομές που περιγράφονται από τη (2.34) είναι αμετάβλητης κλίμακας ή κατανομές αυτό-ομοιότητας. Η έννοια της κλασματικής κατανομής ακόμη μπορεί να εφαρμοστεί και για χωρική ή χρονική μεταβολή μιας απλής μεταβλητής όπως είναι η b .

Έστω τώρα το ανάγλυφο μιας περιοχής που παριστάνεται σε τοπογραφική τομή μιας διάστασης (Huang and Turcotte, 1988). Ένα μέτρο της μεταβολής του ανάγλυφου V θα είναι :

$$V(L) = \frac{1}{L}\int_0^L [h(x) - \bar{h}]^2 \, dx \qquad (2.45)$$

όπου L είναι το μήκος της τομής και $\bar{h}$ η μέση ανύψωση γι' αυτό το μήκος. Μια απαραίτητη συνθήκη για να έχουμε κλασματική κατανομή για την τομή είναι :

$$V(L) \sim L^{2H} \qquad (2.46)$$

Η τυπική απόκλιση θα δίνεται από την σχέση :

$$\sigma(L) = [V(L)]^{1/2} = L^H \qquad (2.47)$$

Για **κλασματική κίνηση Brown** ισχύει ότι $0 < H < 1$.Τομές του ανάγλυφου της Γης ή η βαθυμετρία γενικά ικανοποιούν τη παραπάνω σχέση με H = ½ με καλή προσέγγιση και επομένως αντιστοιχούν σε **θόρυβο Brown**. Στη συνέχεια θεωρείται ένα ορθογώνιο με πλάτος L και ύψος σ . Για n[ης] τάξης μικρότερα ορθογώνια πλάτους $L_n = L/n$ και ύψους $h_n = \sigma/n$ ο αριθμός τους που απαιτείται για να καλύψουν περιοχή με μήκος L και ύψος $\sigma_n = \sigma(L/n)$ είναι :

$$N_n = \frac{L\sigma_n}{L_n h_n} = n^2 \frac{\sigma_n}{\sigma} \overset{(12)}{=} n^2 \frac{(L/n)^H}{L^H} = n^{2-H} = \left(\frac{L}{L_n}\right)^{2-H} \qquad (2.48)$$

Από την σχέση αυτή διαπιστώνεται ότι η κλασματική διάσταση, όπως ορίστηκε από τη (2.34) , είναι :

$$D = 2 - H \qquad (2.49)$$

Η πυκνότητα φασματικής ενέργειας $S(L)$ έχει δυναμική εξάρτηση με το μήκος L και είναι :

$$S(L) \sim L^{\beta} \qquad (2.50)$$

Ακόμη σε σχέση με τη μεταβολή V του ανάγλυφου γράφεται :

$$S(L) = L \cdot V(L) \Rightarrow L^{\beta} \sim L^{1+2H} \qquad \text{οπότε} \quad H = \frac{\beta - 1}{2} \qquad (2.51)$$

και με αντικατάσταση στη (2.49) έχουμε :

$$D = \frac{5 - \beta}{2} \qquad (2.52)$$

Για την τομή μιας διάστασης αναμένεται να είναι $1 < D < 2$ οπότε το αντίστοιχο διάστημα της β θα είναι $3 > \beta > 1$. Για το **θόρυβο Brown** είναι $\beta = 2$, H = 0.5 και D = 1.5 .Η έννοια της κλασματικής διάστασης για μια τοπογραφική γραμμή μπορεί να γενικευτεί για την τοπογραφία μιας περιοχής και σ' αυτή την περίπτωση θα είναι :

$$D = 3 - H \qquad (2.53) \qquad \text{και} \qquad D = \frac{7-\beta}{2} \qquad (2.54)$$

Παρόμοια για την περιγραφή της διαφοράς μεταξύ της τοπικής τάσης (σ) και της αντοχής (f) σε θραύση σε μια επίπεδη ρηξιγενή ζώνη χρησιμοποιείται 2 διαστάσεων κλασματική κατανομή. Το κριτήριο δυναμικής θραύσης είναι :

$$\alpha\sigma - f \geq 0 \qquad (2.55)$$

όπου (α) ένας παράγοντας (> 1) που μετατρέπει μια στατική τάση σε δυναμική. Η κλασματική κατανομή βασίζεται στη σχέση :

$$F = \alpha \cdot \sigma - f \qquad (2.56)$$

Μια **τυχαία κλασματική κατανομή τάσης – αντοχής** δημιουργείται χρησιμοποιώντας **κλασματική στατιστική**. Πρώτα ένας 2 διαστάσεων **λευκός θόρυβος** δημιουργείται σ' ένα $N \times N$ πλέγμα που οι τιμές ακολουθούν **κατανομή Gauss.** Για λευκό θόρυβο $\beta = 0$. Πραγματοποιώντας 2 διαστάσεων διακριτό μετασχηματισμό Fourier προκύπτει μια $N \times N$ διάταξη μιγαδικών συντελεστών Fourier Hst σύμφωνα με την σχέση :

$$\mathrm{Hst} = \left(\frac{L}{N}\right)^2 \sum_{n=0}^{N-1}\sum_{m=0}^{N-1} h_{nm} \exp\left[-\frac{2\pi i}{N}(sn + tm)\right] \qquad (2.57)$$

Κάθε συντελεστής μετασχηματισμού Hst είναι ισοδύναμος με τον αριθμό Kst που είναι :

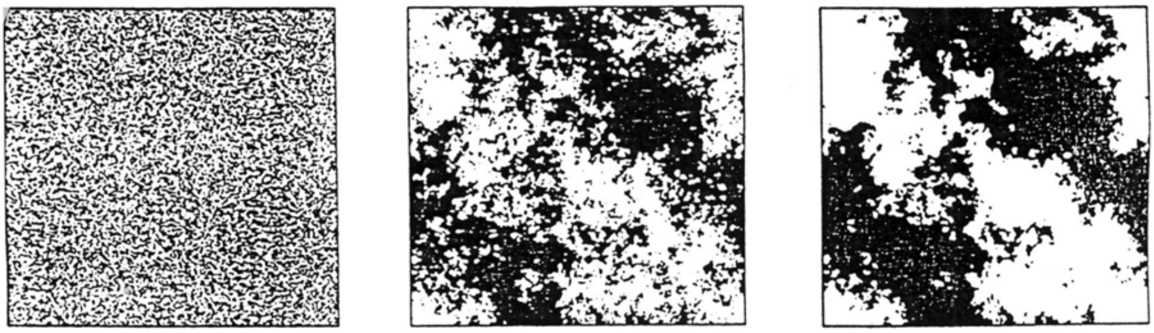
$$\mathrm{Kst} = (s^2 + t^2)^{1/2} \qquad (2.58)$$

Μια κλασματική διάσταση D ορίζεται και η αντίστοιχη τιμή για το β προκύπτει από τη (2.54) . Ένας νέος κατάλογος μιγαδικών συντελεστών $H'st$ προκύπτει φιλτράροντας τους αρχικούς Hst σύμφωνα με την σχέση :

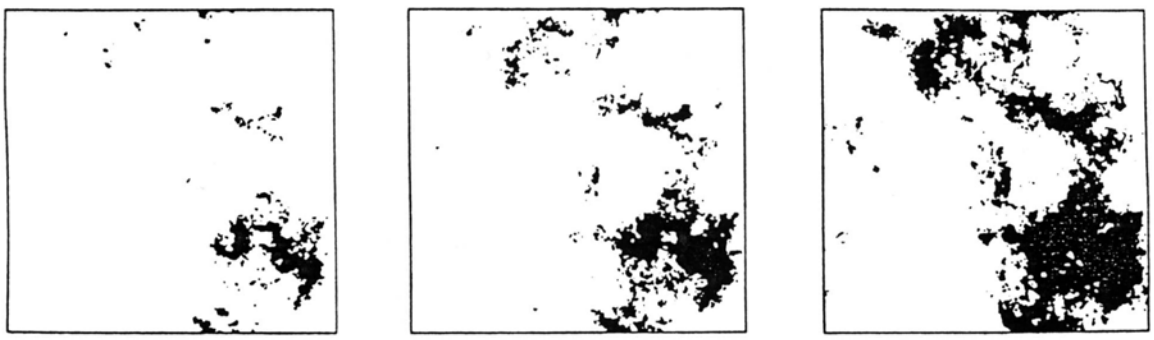
$$H'st = Hst / Kst^{\beta/2} \qquad (2.59)$$

Ένας αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier 2 διαστάσεων πραγματοποιείται για τη δημιουργία κατανομής τάσης – αντοχής με την επιθυμητή επιφανειακή κλασματική διάσταση να δίνεται από τη (2.54) .

Το Σχήμα 2.15 δείχνει τρία παραδείγματα κλασματικών κατανομών τάσης – αντοχής F. Ο αρχικός λευκός θόρυβος χωρίς κλασματικής κατανομής φιλτράρισμα δίνεται στο



Σχήμα 2.15(a – c). Κλασματικές κατανομές της τάσης – αντοχής που βασίζονται στη σχέση $F = \alpha \cdot \sigma - f$ σ' ένα 512×512 πλέγμα. Η λευκή περιοχή που χαρακτηρίζει τιμές μικρότερες από το μηδέν και η μαύρη περιοχή για τιμές της F μεγαλύτερες από μηδέν είναι ίσες μεταξύ τους. (a) Λευκός θόρυβος χωρίς φιλτράρισμα. (b) Φιλτραρισμένες τιμές με β=2 και D = 2.5. (c) Φιλτραρισμένες τιμές με β=2.4 και D = 2.3 (Huang and Turcotte, 1988).



Σχήμα 2.16 . Απεικόνιση των σπασμένων περιοχών με μαύρο χρώμα αυξάνοντας την περιβάλλουσα τάση και για κλασματική διάσταση D = 2.2. (a) Χαμηλό επίπεδο περιβάλλουσας τάσης με ποσοστό διερρηγμένης περιοχής 5%. (b) Ενδιάμεσο επίπεδο περιβάλλουσας τάσης με ποσοστό διερρηγμένης περιοχής 10%. (c) Υψηλό επίπεδο περιβάλλουσας τάσης με ποσοστό διερρηγμένης περιοχής 25% (Huang and Turcotte, 1988).

σχήμα 2.15α . Στο Σχήμα 2.15b δίνεται μια κατανομή για D = 2.5 και στο σχήμα 2.15c για D = 2.3 .Για τα τρία παραδείγματα η μέση τιμή είναι μηδέν, οπότε $F > 0$ για το 50% της περιοχής (μαύρη περιοχή) και $F < 0$ για το υπόλοιπο 50% (λευκή περιοχή). Η κλασματική κατανομή προσδιορίζεται από τις φυσικές ιδιότητες της ρηξιγενής ζώνης και τη γεωμετρία του ρήγματος. Η στατιστική των σεισμών συνδέεται επίσης με το επίπεδο της περιβάλλουσας τάσης. Μια αύξηση στην περιοχική τάση θα προκαλέσει αύξηση του ποσοστού της περιοχής των τιμών που είναι πάνω από μηδέν, δηλαδή των διερρηγμένων περιοχών. Παραδείγματα διερρηγμένων περιοχών με τρεις διαφορετικές τάσεις φαίνονται στο σχήμα 2.16(a – c). Η κλασματική διάσταση είναι D = 2.2 και το ποσοστό της διερρηγμένης περιοχής είναι 5% (2α) , 10% (2b) και 25% (2c).

Γίνεται η υπόθεση ότι οι περιοχές με $F > 0$ θα θραύσουν κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος για το οποίο η τιμή του b υπολογίζεται και κάθε διάρρηξη αντιστοιχεί σε σεισμό. Από τη (2.41) φαίνεται ότι η b είναι η κλίση της γραφικής παράστασης του $\log N \sim \log A$. Για κάθε κλασματική διάσταση και επίπεδο περιβάλλουσας τάσης υπολογίζεται ο αριθμός των διερρηγμένων περιοχών και προσδιορίζεται η κατανομή αθροιστικής συχνότητας – μεγέθους. Κατόπιν η κατανομή απεικονίζεται σε διλογαριθμικό σύστημα αξόνων και γίνεται η καλύτερη γραμμική προσαρμογή στα δεδομένα με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Τα 512×512 σημεία συνήθως δίνουν 10^3 επεισόδια για κάθε επίπεδο περιβάλλουσας τάσης. Η γραμμική προσέγγιση που προκύπτει είναι σε συμφωνία με την σχέση Gutenberg – Richter που περιγράφει την στατιστική των σεισμών. Επιλέγοντας κλασματική διάσταση από 2.1 – 2.5 και ποσοστό της διερρηγμένης περιοχής μέχρι 50% , οι τιμές της b βρίσκονται μεταξύ 0.66 και 1.22 . Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε καλή συμφωνία με τις παρατηρούμενες τιμές b για τις περισσότερες τεκτονικές περιοχές. Η τοπογραφία της Γης φαίνεται να έχει κλασματική διάσταση περίπου 2.1 – 2.2 όπως προκύπτει από κλασματική ανάλυση της χαρτογράφησης. Για την επιφάνεια επίσης των νεφών ή άλλων φυσικών διαδικασιών η D βρίσκεται στην περιοχή 2.2 – 2.4 . Η ομοιότητα αυτή των τιμών της D δείχνει την παγκοσμιότητα των κλασματικών ιδιοτήτων για μεγάλο αριθμό γεωλογικών διαδικασιών.

Ως τώρα έχουν γίνει πολλές αναφορές για τη μεταβολή της παραμέτρου b πριν και κατά τη διάρκεια μιας σεισμικής ακολουθίας. Ένα παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός μεγέθους 6.0 το 1977 στη Νέα Ζηλανδία, όπου η τιμή της b αυξανόταν μέχρι να φθάσει το μέγιστο της το 1975 και στο διάστημα που ακολούθησε μέχρι την πραγματοποίηση του κύριου σεισμού η τιμή της μειώθηκε (Smith, 1986; Huang and Turcotte, 1988). Παρόμοια σε μετασεισμικές ακολουθίες η παράμετρος b αυξάνεται γρήγορα μετά τον κύριο σεισμό και μειώνεται λίγο πριν την πραγματοποίηση των μεγαλύτερων μετασεισμών (Gibowicz, 1973). Χρονικές μεταβολές της b επίσης αναφέρονται και για ηφαιστειακούς σεισμούς (Gresta and Patane, 1983). **Γενικά η παράμετρος b αυξάνεται μετά από ένα κύριο σεισμό ή μετασεισμό για ένα μεγάλο διάστημα μέχρι να φθάσει το μέγιστο της λίγο πριν την πραγματοποίηση του επόμενου κύριου επεισοδίου. Από την στιγμή αυτή και μέχρι να γίνει το κύριο συμβάν η τιμή της b μειώνεται** (Huang and Turcotte, 1988). Βέβαια αυτή η συμπεριφορά δεν παρατηρείται σε όλες τις περιπτώσεις, εντούτοις όμως συναντάται σε αρκετές από αυτές.

Η μεταβολή της παραμέτρου b σε σχέση με την κατανομή της τάσης – αντοχής και το επίπεδο της περιβάλλουσας τάσης δείχνει δύο τάσεις. Πρώτον η b αυξάνει με την κλασματική διάσταση και δεύτερον αυτή είναι αντιστρόφως ανάλογη με το επίπεδο της τάσης που ασκείται στην περιοχή. Η τελευταία επίδραση αποδεικνύεται και από εργαστηριακές μελέτες της παραμόρφωσης των πετρωμάτων (Scholz, 1968). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά μια αύξηση της b σχετίζεται είτε με αύξηση της κλασματικής διάστασης είτε με μείωση της τάσης. Ωστόσο είναι λογικό η μέση τάση να αυξάνεται μονοτονικά μεταξύ μεγάλων σεισμών, οπότε η παρατηρούμενη αύξηση της b πριν από ένα μεγάλο σεισμό σχετίζεται με αύξηση της κλασματικής διάστασης D της κατανομής της τάσης – αντοχής. Η τελευταία με την σειρά της αντιστοιχεί σε μεγαλύτερη αύξηση των μικρού μήκους ετερογενειών από ότι των ετερογενειών μεγάλου μήκους. Από την άλλη μεριά η μείωση της τιμής της b αμέσως πριν ένα κύριο σεισμό μπορεί να σχετιστεί με αύξηση στο υπόβαθρο του επιπέδου της τάσης (Huang and Turcotte, 1988).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.1 . Ανάλυση δεδομένων με χρησιμοποίηση προγράμματος και γραφήματα αθροιστικών συχνοτήτων με το χρόνο

Οι μεταβολές της παραμέτρου b της σχέσης Gutenberg – Richter όπως αναφέρθηκε παραπάνω αντιστοιχούν σε αλλαγές της σεισμικότητας. Στο σημείο αυτό θα χρησιμοποιηθούν καταγεγραμμένοι σεισμοί από τον Κορινθιακό κόλπο για τον υπολογισμό της παραμέτρου b. Τα δεδομένα περιλαμβάνουν σεισμούς με μέγεθος $M \geq 3$ που έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και συγκεκριμένα σε ακτίνα 100 km γύρω από ένα κέντρο με συντεταγμένες (38.36 , 22.23). Επιλέχθηκε αυτό το κέντρο ώστε να συμπεριλαμβάνονται στην περιοχή τα κύρια ρήγματα του Κορινθιακού κόλπου που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο 1.Οι σεισμοί αυτοί αφορούν το χρονικό διάστημα από το 4/01/1981 – 30/11/2001. Τα δεδομένα πάρθηκαν από ευρύτερο κατάλογο όλης της Ελλάδας . Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε στη **Matlab**, η οποία είναι μια τεχνική γλώσσα προγραμματισμού και διαχειρίζεται εύκολα δεδομένα με τη μορφή πινάκων γι’ αυτό και πήρε το όνομα της απ τα αρχικά Matrix Laboratory.

Καταρχήν χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα **yearate. f** (Καρακαΐσης 1990) που υπολογίζει τον αθροιστικό αριθμό σεισμών (N) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για 5 ελάχιστα μεγέθη αυτών. Το αρχικό αυτό πρόγραμμα μετατράπηκε εξολοκλήρου σε κώδικα της Matlab (**TrilN_t.m**) από τη **Fortran** ενώ γενικά επίσης υπάρχει και η δυνατότητα να τρέχουν executable προγράμματα της Fortran από το περιβάλλον της Matlab. Η διαφορά των δύο προγραμμάτων έγκειται στον τρόπο υπολογισμού της αθροιστικής συχνότητας. Το yearate. f υπολογίζει την αθροιστική συχνότητα για κάθε χρόνο που περνάει προσμετρώντας τους σεισμούς που έχουν γίνει το τρέχων έτος, ενώ το TrilN_t.m υπολογίζει την συχνότητα για κάθε ένα σεισμό ξεχωριστά, δηλαδή για κάθε συμβάν δίνεται και η νέα τιμή της συχνότητας η οποία είναι αυξημένη κατά μια μονάδα. Με την μετατροπή αυτή προκύπτουν γραφήματα με μεγαλύτερη λεπτομέρεια.

Οι γραφικές παραστάσεις των συχνοτήτων δίνονται στα Σχήματα 3.1(α-ε) ενώ με την εκτέλεση του προγράμματος υπάρχει η δυνατότητα να παρασταθούν τα μεγέθη των σεισμών με το χρόνο (σχήμα 3.2). Ποιοτικά διαπιστώνεται από τα γραφήματα ότι ο ρυθμός αύξησης της αθροιστικής συχνότητας, δηλαδή η κλίση των γραφημάτων, δεν είναι σταθερός για όλο το χρονικό διάστημα. **Αυτός παρουσιάζεται μεγαλύτερος στην σεισμική ακολουθία του 1981 του σεισμού (M=6.7) των Αλκυονίδων, στο κοντινό χρονικό διάστημα από τον σεισμό (M=5.6) του 1984 στο δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και πριν από το σεισμό του Αιγίου το 1995. Αυτό είναι λογικό να συμβαίνει μετά από ένα κύριο σεισμό αφού οι μεγαλύτεροι σεισμοί προκαλούν πολλούς μέτριους και ακόμα περισσότερους μικροσεισμούς. Πριν όμως από την πραγματοποίηση ενός**

κύριου σεισμού μια τέτοια ένδειξη μπορεί να δηλώνει ότι η αύξηση των μικρών τάξεων μεγέθους σεισμών ευθύνονται για την πραγματοποίηση του κύριου σεισμού.

Σε ένα οποιοδήποτε χρονικό διάστημα ο ρυθμός αύξησης της αθροιστικής συχνότητας σεισμών, δηλαδή η κλίση των γραφημάτων, είναι μεγαλύτερη για μικρά ελάχιστα μεγέθη απ' ότι για μεγάλα ελάχιστα μεγέθη. Έτσι για μικρής τάξης μεγέθους σεισμούς στο ίδιο χρονικό διάστημα η κλίση των συχνοτήτων είναι κατά ένα ποσοστό μεγαλύτερη σε σχέση με αυτήν της αμέσως μεγαλύτερης τάξης μεγέθους σεισμών και αυτή με την σειρά της είναι μεγαλύτερη από την κλίση της συχνότητας για την επόμενη μεγαλύτερη τάξη σεισμών. Πράγματι για το χρονικό διάστημα από το σεισμό (M=5.2) το 1989 μέχρι το σεισμό (M=5.9) το 1992 (Γαλαξίδι) φαίνεται σταδιακή ελάττωση της κλίσης των συχνοτήτων για μεγαλύτερα ελάχιστα μεγέθη. Στον πίνακα 3.1 δίνονται οι ρυθμοί αύξησης των αθροιστικών συχνοτήτων για τους σεισμούς που είναι μεγαλύτεροι από ένα ορισμένο μέγεθος M σ' αυτό το χρονικό διάστημα. Οι ρυθμοί αντιστοιχούν στις κλίσεις των καλύτερων προσαρμοσμένων ευθειών με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων στα γραφήματα των συχνοτήτων και δείχνονται στα Σχήματα 3.3(α-ε). Ο **λόγος των κλίσεων** για δύο διαδοχικές τιμές του ελάχιστου μεγέθους M δείχνει κατά πόσο μειώνεται η κλίση των σεισμών ορισμένου μεγέθους σε σχέση εκείνους της αμέσως μικρότερης τάξης μεγέθους. Ο λόγος των κλίσεων από μικρότερης προς μεγαλύτερης τάξης μεγέθους σεισμούς παίρνει τις τιμές 1.81 , 6.53 , 5.01 , 4.56 . **Έτσι παρατηρούμε ότι,** εξαιρώντας τις τάξεις $M \geq 3.0$ **και** $M \geq 3.5$**, η κλίση μειώνεται σχετικά λιγότερο σε μεγάλης τάξης μεγέθους σεισμούς**. Παραπλήσιες τιμές παρατηρούνται αν υπολογιστούν οι μέσες κλίσεις των συχνοτήτων του θεωρούμενου διαστήματος.

Στο άνω μέρος των γραφημάτων σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των κυριότερων σεισμών με μέγεθος $5.5 \geq M \geq 5.0$ με (*) , $6 \geq M > 5.5$ με (+) και $M \geq 6.0$ με (Δ). Παρατηρούμε ότι για το παραπάνω χρονικό διάστημα αλλά και μετέπειτα μέχρι το σεισμό του Αιγίου το 1995 έχουμε αρκετά μεγάλη αύξηση της συχνότητας των κύριων σεισμών με $M \geq 5.0$, όπως αποκαλύπτεται εξάλλου και από το Σχήμα 3.3ε που παρουσιάζεται αύξηση της κλίσης τους. **Αυτό μπορεί να δικαιολογηθεί από το γεγονός ότι η περιοχή του δυτικού Κορινθιακού Κόλπου αρχίζει να βρίσκεται σε κρίσιμη κατάσταση**. **Η αύξηση της συχνότητας για σεισμούς $M \geq 5.0$ πριν την εκδήλωση του σεισμού (M=5.9) το 1992 προκαλεί αύξηση της συχνότητας των σεισμών μεγαλύτερης τάξης**. Αυτή η τάση παρατηρείται μέχρι την πραγματοποίηση του σεισμού του Αιγίου ($M = 6.4$) το 1995 , όπου η αύξηση των σεισμών με $M \geq 5.5$ έδωσε αυτό τον σεισμό (σχήμα 3.1ε).

Πίνακας 3.1 . Ρυθμοί αύξησης της αθροιστικής συχνότητας για διάφορες τάξεις μεγέθους σεισμών στο χρονικό διάστημα 1989 – 1992 .

Ελάχιστο μέγεθος M	$M \geq 3.0$	$M \geq 3.5$	$M \geq 4.0$	$M \geq 4.5$	$M \geq 5.0$
dN/dt (σεισμοί/χρόνο)	210.18	116	17.752	3.5402	0.77698

Νωρίτερα το 1992 η περιοχή του Γαλαξιδίου, ανατολικά του Αιγίου, είχε βρεθεί σε κρίσιμη κατάσταση με το σεισμό $(M = 5.9)$ και έπειτα βρέθηκε σε κρίσιμη κατάσταση η περιοχή του Αιγίου. **Με τον ίδιο συλλογισμό μπορεί να διερευνηθεί αν μια αύξηση των σεισμών με $M \geq 4.5$ προκαλεί αύξηση της συχνότητας εμφάνισης των σεισμών με $M \geq 5.0$ ή ακόμα αν αυτή η αλυσιδωτή διαδικασία ισχύει και για μικρότερες τάξεις μεγέθους. Γενικά δυναμικά συστήματα με μη γραμμική συμπεριφορά είναι γνωστό ότι μπορεί να έχουν ιδιότητες ανεξάρτητης κλίμακας και ορισμένα μεγέθη τους να παρουσιάζουν κλασματική κατανομή**. Οι τιμές του πίνακα 3.1 υποστηρίζουν μια τέτοια κατάσταση γιατί οι κλίσεις των συχνοτήτων στους μικρότερους σεισμούς είναι μεγαλύτερες. Από το Σχήμα 3.3δ, στις κυκλωμένες περιοχές, διαπιστώνεται ότι πριν την αύξηση της κλίσης της συχνότητας για $M \geq 5.0$ έχουμε αύξηση της κλίσης για $M \geq 4.5$. Βέβαια η αύξηση της τελευταίας κλίσης ισχύει ή διατηρείται και μετέπειτα, αλλά αυτή μπορεί να αποδοθεί στην πραγματοποίηση των αμέσως μεγαλύτερης τάξης μεγέθους σεισμών. Έτσι αυτή η επίδραση μπορεί να θεωρηθεί αμφίπλευρη με την αύξηση της συχνότητας του ενός να οδηγεί σε αύξηση του άλλου. Επειδή για τον πίνακα 3.1 η τιμή 4.56 είναι η μικρότερη του λόγου των κλίσεων συμπεραίνουμε ότι η μεγαλύτερη επίδραση παρατηρείται στην αύξηση των σεισμών με $M \geq 5.0$ από την αύξηση των σεισμών με $M \geq 4.5$ **.** Αν πάρουμε το χρονικό διάστημα από το 1984 – 1989 και υπολογιστεί ο λόγος των κλίσεων προκύπτει ότι η μικρότερη τιμή του είναι 2.94 , με εξαίρεση των τάξεων $M \geq 3.0$ και $M \geq 3.5$ πάλι. Η τιμή αυτή αναφέρεται για τις κλίσεις των συχνοτήτων των σεισμών με $M \geq 4.0$ και $M \geq 4.5$ και αντιστοιχεί στη μεγαλύτερη επίδραση που έχει η αύξηση των μικρότερων τάξεων μεγέθους σεισμών στους μεγαλύτερους. Η διαπίστωση αυτή ισχύει και αν θεωρήσουμε για κάθε συχνότητα σεισμών ότι αποτελείται όχι μόνο από μία ευθεία αλλά από δύο από τις οποίες η πρώτη, πλησιέστερα προς τον σεισμό του 1984 , έχει μεγαλύτερη κλίση. Έτσι μπορεί να λεχθεί ότι σ' αυτό το χρονικό διάστημα έχουμε σημαντική αύξηση των σεισμών με $M \geq 4.5$, ενώ στο διάστημα 1989 – 1992 παρατηρείται σημαντική αύξηση για τους σεισμούς με $M \geq 5.0$ **.** Μ' αυτόν τον τρόπο μπορεί να δικαιολογηθεί η μεγαλύτερη τιμή του σεισμού το 1992 (M=5.9) από αυτό του 1989 (M=5.2) . Το γεγονός ότι ο λόγος για τις τάξεις μεγέθους $M \geq 3.0$ και $M \geq 3.5$ είναι και στις δύο περιπτώσεις μικρός πιθανόν να δηλώνει ότι στη φύση υπάρχει ένα όριο στο ρυθμό αύξησης της αθροιστικής συχνότητας των σεισμών και ίσως οι κινήσεις είναι πλέον ασεισμικές.

Για το διάστημα 1981 – 1984 παρατηρούμε ότι οι κλίσεις των σεισμών με $M \geq 3.0$ και $M \geq 3.5$ αυξάνουν απότομα καθώς πλησιάζει ο σεισμός (M=5.6) του 1984 και όσο μεγαλώνει η τάξη μεγέθους των σεισμών τόσο η κλίση γίνεται περισσότερο ομαλή χωρίς διακυμάνσεις. Για σεισμούς με $M \geq 4.0$ ουσιαστικά η κλίση διατηρείται σταθερή. Αν παρακάμψουμε το γεγονός ότι για τις μικρές τάξεις μεγέθους σεισμών οι συχνότητες τους δεν είναι ομαλές ευθείες και υπολογίσουμε το λόγο των κλίσεων για δύο διαδοχικές τάξεις βρίσκουμε ότι παίρνει την ελάχιστη τιμή του για τους σεισμούς με $M \geq 5.0$ και $M \geq 5.5$. Έτσι σ' αυτό το ζεύγος παρατηρείται η μεγαλύτερη επίδραση που έχει η αύξηση της κλίσης των μικρών τάξεων σεισμών στους αμέσως μεγαλύτερους. Διαφορετικά αν θεωρήσουμε τρεις ευθείες για τα δεδομένα των συχνοτήτων βρίσκουμε από τους λόγους των κλίσεων ότι στην αρχή έχουμε μεγάλη αύξηση των σεισμών με $M \geq 4.0$ σε σχέση με τους αμέσως μικρότερης τάξης σεισμούς. Η αύξηση των σεισμών με $M \geq 4.5$ σ' αυτό το διάστημα είναι ελαφρά μικρότερη ενώ μετέπειτα είναι σαφώς μεγαλύτερη μαζί με την αύξηση των σεισμών με $M \geq 5.5$ από τους αμέσως μικρότερους τάξης μεγέθους σεισμούς.. Έτσι όσο μακρύτερα βρισκόμαστε από ένα κύριο σεισμό τόσο υπερτερούν οι αυξήσεις των αθροιστικών συχνοτήτων μικρότερης τάξης.

Ξαναγυρνώντας στο διάστημα 1989 – 1992 μπορούμε να διακρίνουμε ένα διάστημα κοντά στο χρόνο γένεσης του σεισμού του 1992 που γίνονται δύο σεισμοί με $M \geq 5.0$. Αυτοί είναι μικρότεροι από τον κύριο σεισμό και διαφέρουν χρονικά από αυτόν περίπου 1 χρόνο. Αυτοί οι σεισμοί μπορούν να χαρακτηριστούν ως προσεισμοί του και χωρίζοντας το παραπάνω διάστημα σ' ένα που δεν συμβαίνουν προσεισμοί και σ' ένα άλλο που γίνονται, μπορεί να εξεταστεί ο λόγος των κλίσεων όπως στα προηγούμενα. Η μελέτη τους έδειξε ότι στο πρώτο έχουμε μεγάλη αύξηση της κλίσης των σεισμών με $M \geq 4.5$, ενώ στο δεύτερο η αύξηση των σεισμών με $M \geq 5.0$ είναι η μεγαλύτερη σε σχέση με τους σεισμούς των αμέσως μικρότερων τάξεων τους (σχήματα 3.4(α-γ)). Ακόμη στη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού 1992 και μέχρι την πραγματοποίηση του κύριου σεισμού το 1995 , η τελευταία αυτή μεγάλη αύξηση συνεχίζει να μεγαλώνει ώστε κάνουν την εμφάνισή τους σεισμοί με $M \geq 5.5$ έχοντας επίσης υψηλή κλίση. Οι τιμές των κλίσεων των συχνοτήτων των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από Μ , μαζί με τους λόγους τους που μαρτυρούν κατά πόσο υψηλοί είναι αυτοί σε σχέση με τους ρυθμούς αύξησης των σεισμών με αμέσως μικρότερη τάξη μεγέθους δίνονται στους πίνακες 3.2 , 3.3.

Συμπερασματικά μπορεί να διατυπωθεί ότι κοντά σ' ένα κύριο σεισμό οι κλίσεις των αθροιστικών συχνοτήτων των σεισμών, δηλαδή ο ρυθμός αύξησής τους, είναι αρκετά μεγάλες σε σχέση με άλλα χρονικά διαστήματα. Οι κλίσεις των συχνοτήτων όπως αναμένεται μικραίνουν καθώς μεταβαίνουμε από μικρότερα σε μεγαλύτερα ελάχιστα μεγέθη. Για ένα διάστημα πριν από ένα κύριο σεισμό μπορούν να υπολογιστούν οι λόγοι των κλίσεων για δύο διαδοχικές τάξεις μεγέθους σεισμούς για να μελετηθεί ποσοτικά η

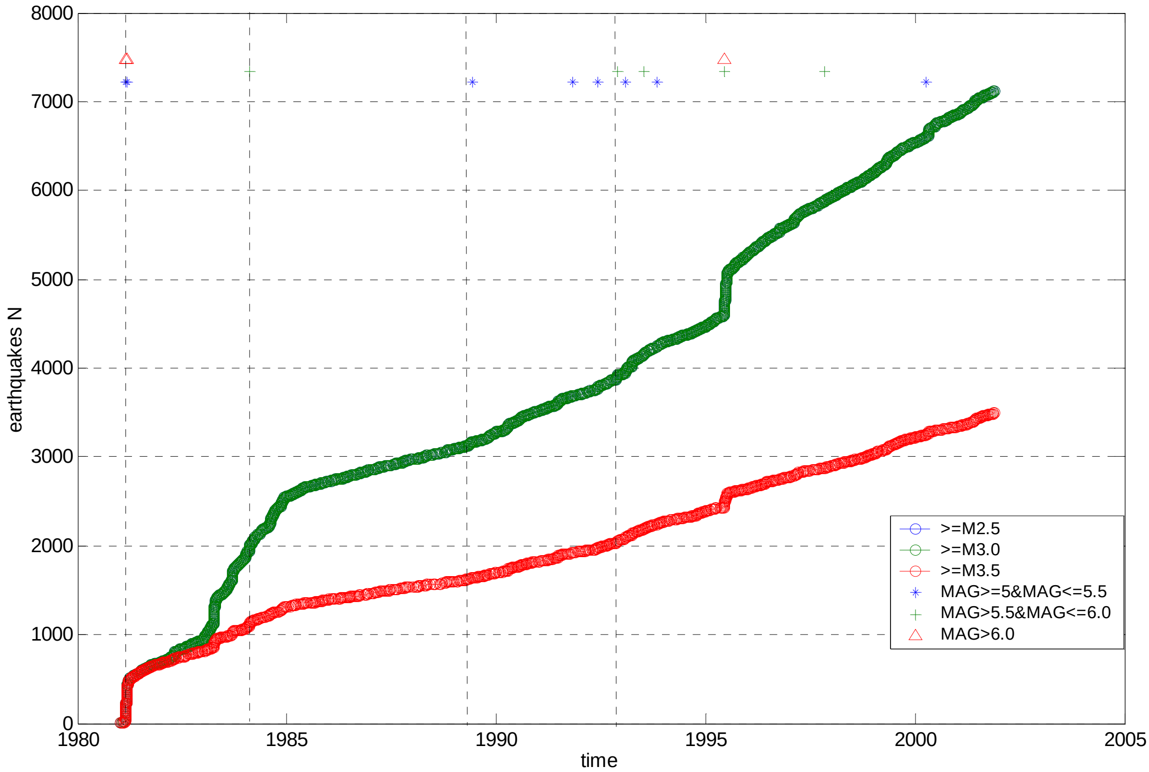
Πίνακας 3.2 . Τα στοιχεία του περιλαμβάνουν τις τιμές των κλίσεων των συχνοτήτων των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από Μ για τα χρονικά διαστήματα που περιλαμβάνουν ακολουθίες των σεισμών του 1992 και 1995 .

Ελάχιστο μέγεθος Μ	Χρονικό διάστημα			
	1989 – 1991.81	1991.8–1992.8	1992.8-1993.84	1993.84-1995
$M \geq 3.0$	299.99	208.99	385.92	209.41
$M \geq 3.5$	121.5	118.18	210.52	117.82
$M \geq 4.0$	15.543	25.439	36.751	20.009
$M \geq 4.5$	2.9553	5.204	7.8662	2.0627
$M \geq 5.0$	0.41951	1.8674	2.9663	0.62097
$M \geq 5.5$	—	—	1.5367	0.62097

Πίνακας 3.3 . Περιλαμβάνει τους λόγους δύο διαδοχικών κλίσεων των συχνοτήτων των σεισμών για τις τιμές του πίνακα 2 . Οι επισημασμένες τιμές δείχνουν τις μικρότερες τιμές για κάθε χρονικό διάστημα, δηλαδή την τάξη μεγέθους των σεισμών με την μεγαλύτερη αύξηση σε σχέση μ' αυτούς της αμέσως μικρότερης τάξης.

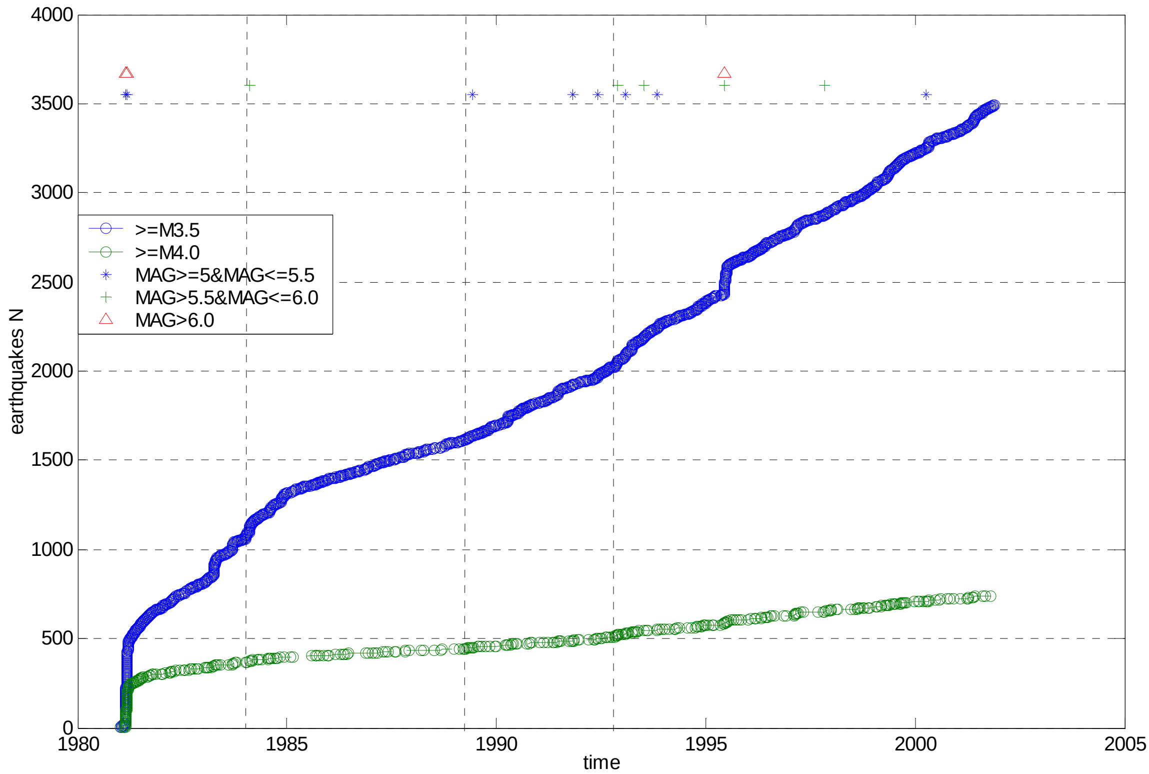
Ελάχιστο μέγεθος Μ	Χρονικό διάστημα			
	1989 – 1991.81	1991.8–1992.8	1992.8-1993.84	1993.84-1995
$M \geq 3.0$ / $M \geq 3.5$	1.89	1.768	1.83	1.78
$M \geq 3.5$ / $M \geq 4.0$	7.82	4.65	5.73	5.89
$M \geq 4.0$ / $M \geq 4.5$	5.26	4.89	4.67	9.7
$M \geq 4.5$ / $M \geq 5.0$	7.04	2.786	2.65	3.32
$M \geq 5.0$ / $M \geq 5.5$	–	–	1.93	$\cong 1$

ελάττωσή της κλίσης. Από την μικρότερη τιμή του λόγου βρίσκεται για ποια τάξη σεισμών η κλίση παρουσιάζεται περισσότερο αυξημένη ή αλλιώς η κλίση τους δεν είναι τόσο πολύ ελαττωμένη σε σχέση με την αμέσως προηγούμενή της όσο ισχύει για τα άλλα ζεύγη διαδοχικών τάξεων. Παρατηρείται ότι αρκετά πριν από ένα κύριο σεισμό έχουμε σημαντική αύξηση σχετικά των μικρών τάξεων μεγέθους σεισμών ενώ πλησιέστερα προς αυτόν αυξάνονται σχετικά περισσότερο οι σεισμοί με μεγαλύτερη τάξη μεγέθους, περίπου ίδια με το μέγεθος του κύριου σεισμού. **Έτσι μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι μια σχετική αύξηση της αθροιστικής συχνότητας σεισμών ορισμένου μεγέθους συμβαίνει όταν έχει ήδη προηγηθεί η αύξηση για τους σεισμούς με αμέσως μικρότερη τάξη μεγέθους.**



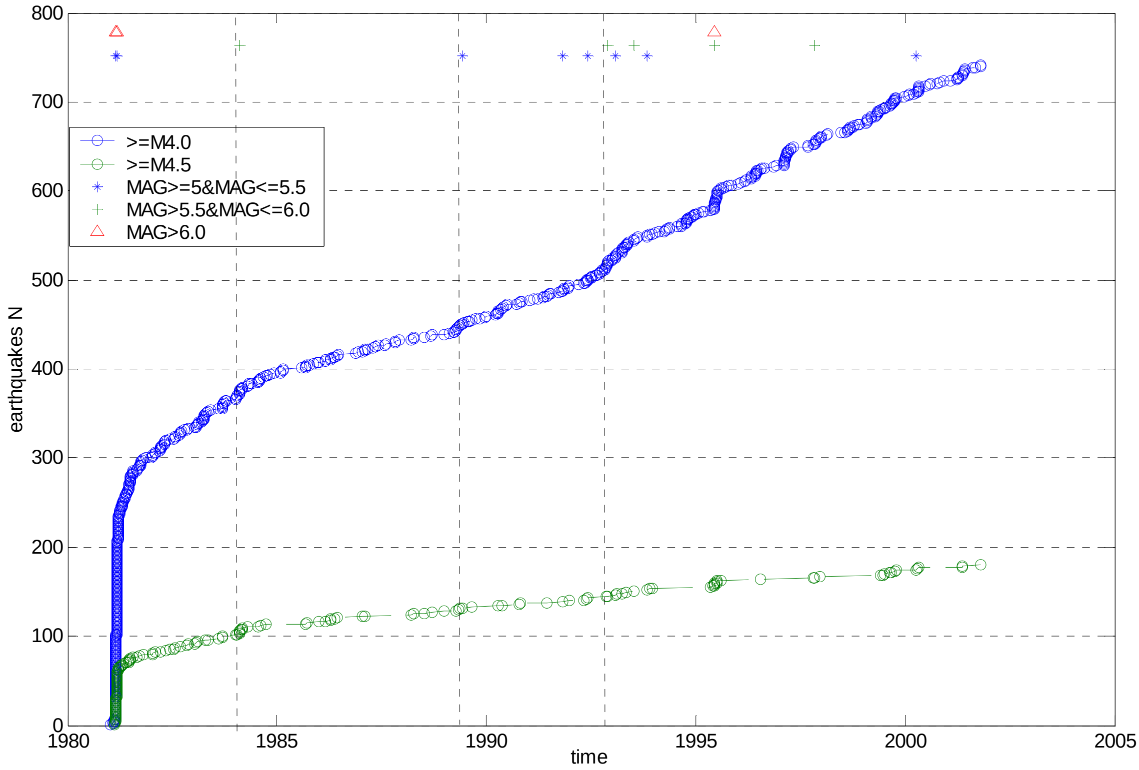
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
earthquakes N
1980
1985
1990
1995
2000
2005
time
>=M2.5
>=M3.0
>=M3.5
MAG>=5&MAG<=5.5
MAG>5.5&MAG<=6.0
MAG>6.0

(1α)



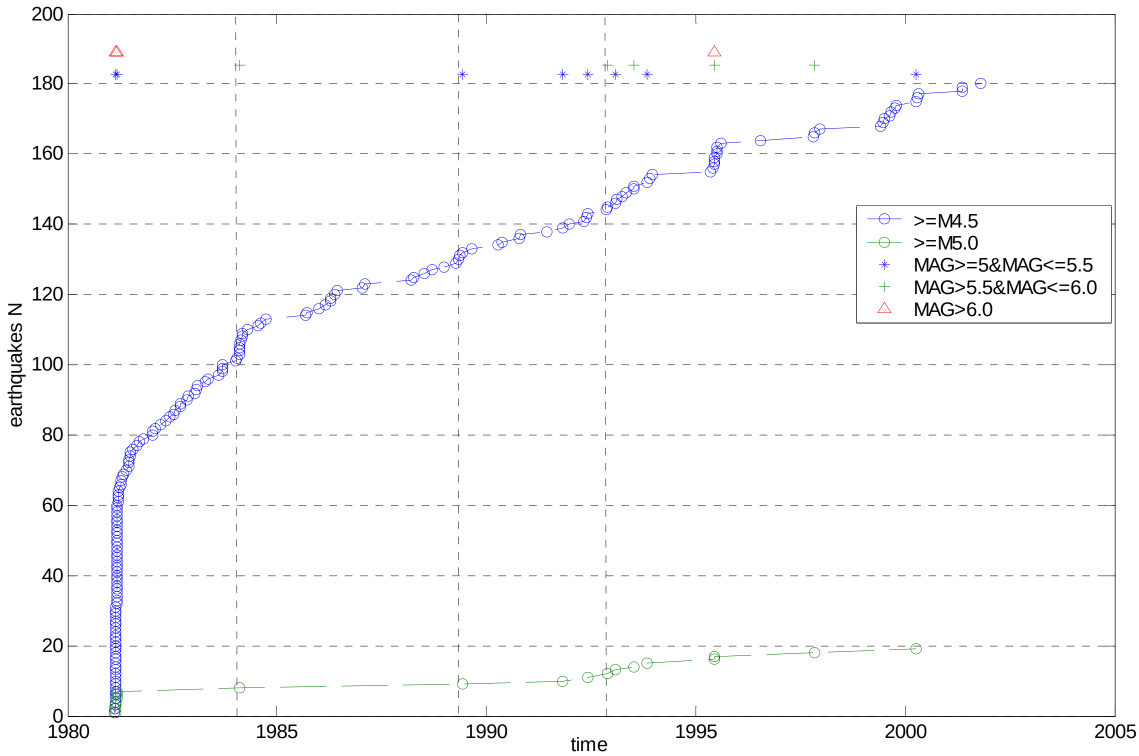
4000
3500
3000
2500
2000
1500
1000
500
0
earthquakes N
1980
1985
1990
1995
2000
2005
time
>=M3.5
>=M4.0
MAG>=5&MAG<=5.5
MAG>5.5&MAG<=6.0
MAG>6.0

(1β)



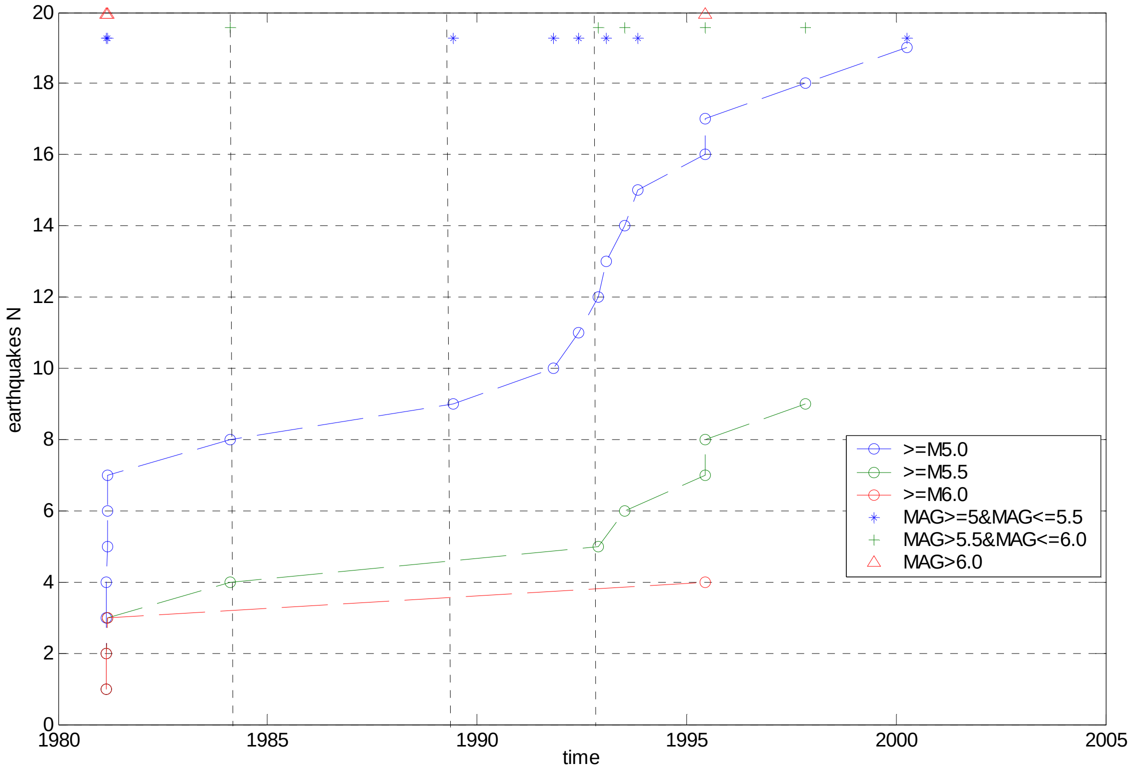
800
700
600
500
400
300
200
100
0
1980
1985
1990
1995
2000
2005
earthquakes N
time
>=M4.0
>=M4.5
MAG>=5&MAG<=5.5
MAG>5.5&MAG<=6.0
MAG>6.0

(1γ)



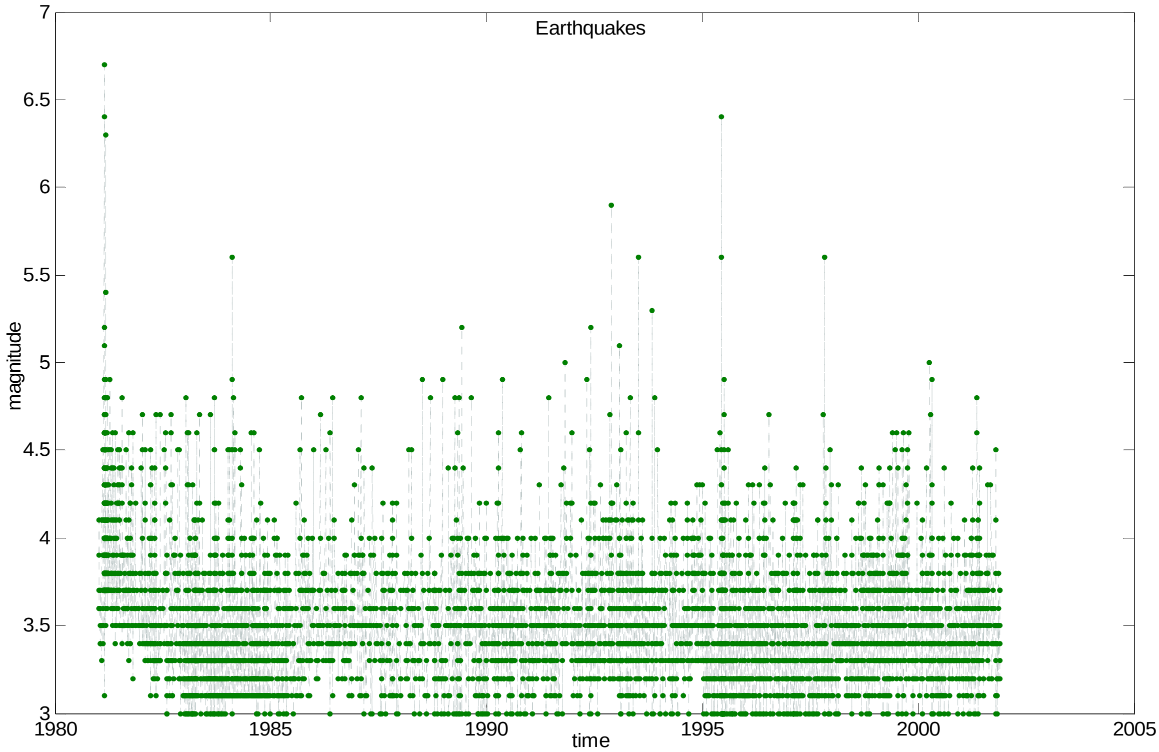
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
0
1980
1985
1990
1995
2000
2005
earthquakes N
time
>=M4.5
>=M5.0
MAG>=5&MAG<=5.5
MAG>5.5&MAG<=6.0
MAG>6.0

(1δ)

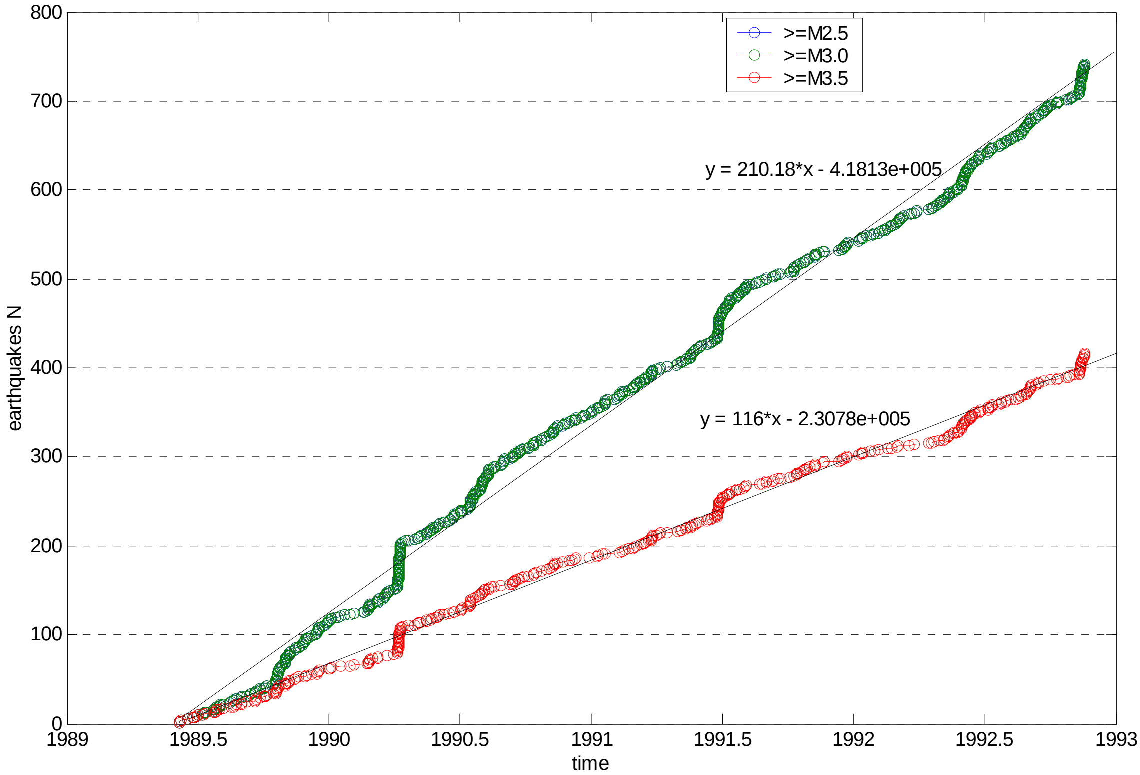


(1ε)

Σχήμα 3.1(α-ε) . Γραφικές παραστάσεις του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (N) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για διαφορετικά ελάχιστα μεγέθη αυτών. Διαπιστώνεται ότι ο ρυθμός αύξησης της αθροιστικής συχνότητας, δηλαδή η κλίση των γραφημάτων, δεν είναι σταθερός για όλο το χρονικό διάστημα.

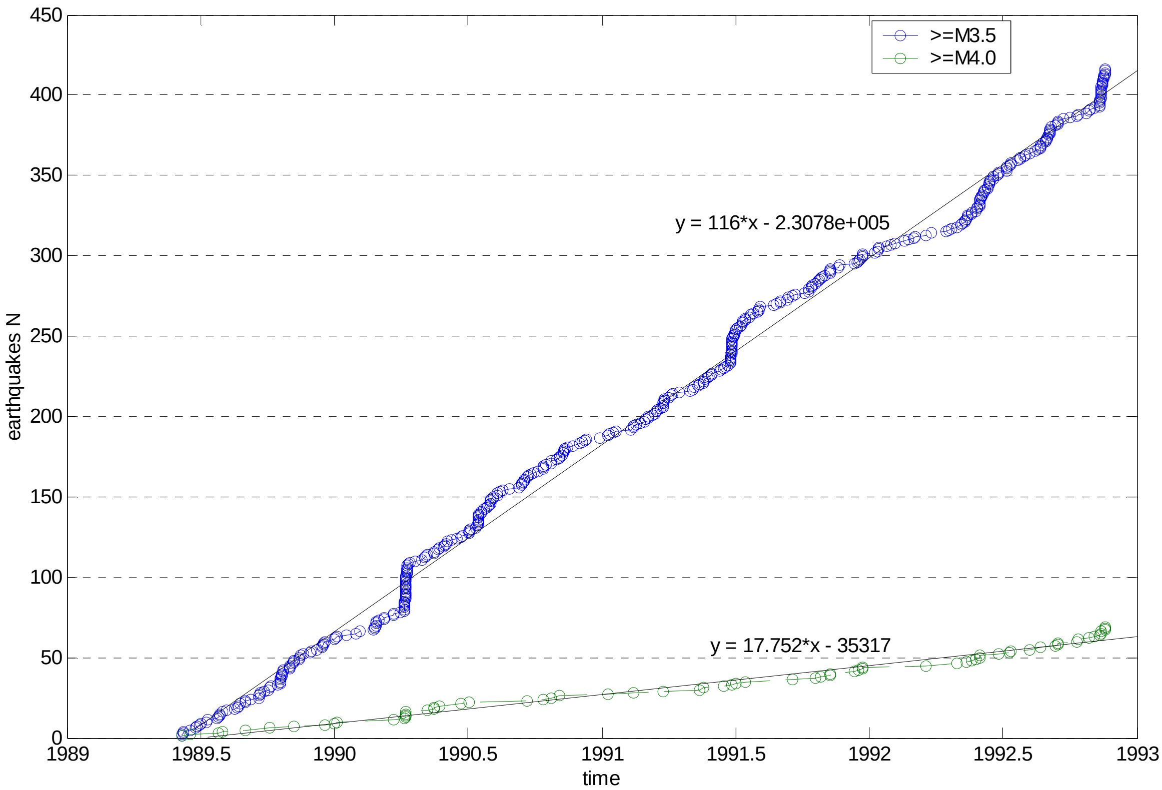


Σχήμα 3.2 . Εμφάνιση των σεισμών με το χρόνο. Φαίνονται οι χρόνοι των σεισμών μεγάλου μεγέθους στους οποίους η αύξηση των συχνοτήτων των σεισμών είναι μεγάλη.



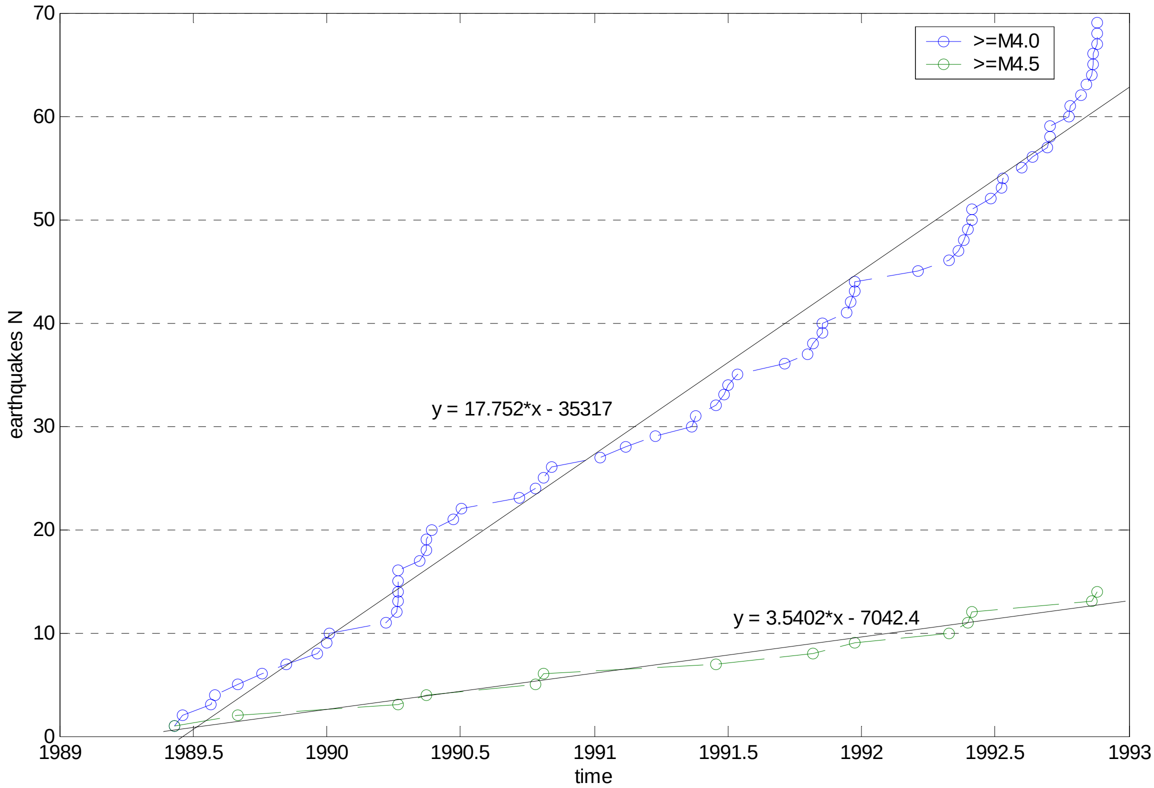
800
700
600
500
400
300
200
100
0
1989
1989.5
1990
1990.5
1991
1991.5
1992
1992.5
1993
time
earthquakes N
>=M2.5
>=M3.0
>=M3.5
y = 210.18*x - 4.1813e+005
y = 116*x - 2.3078e+005

(3α)



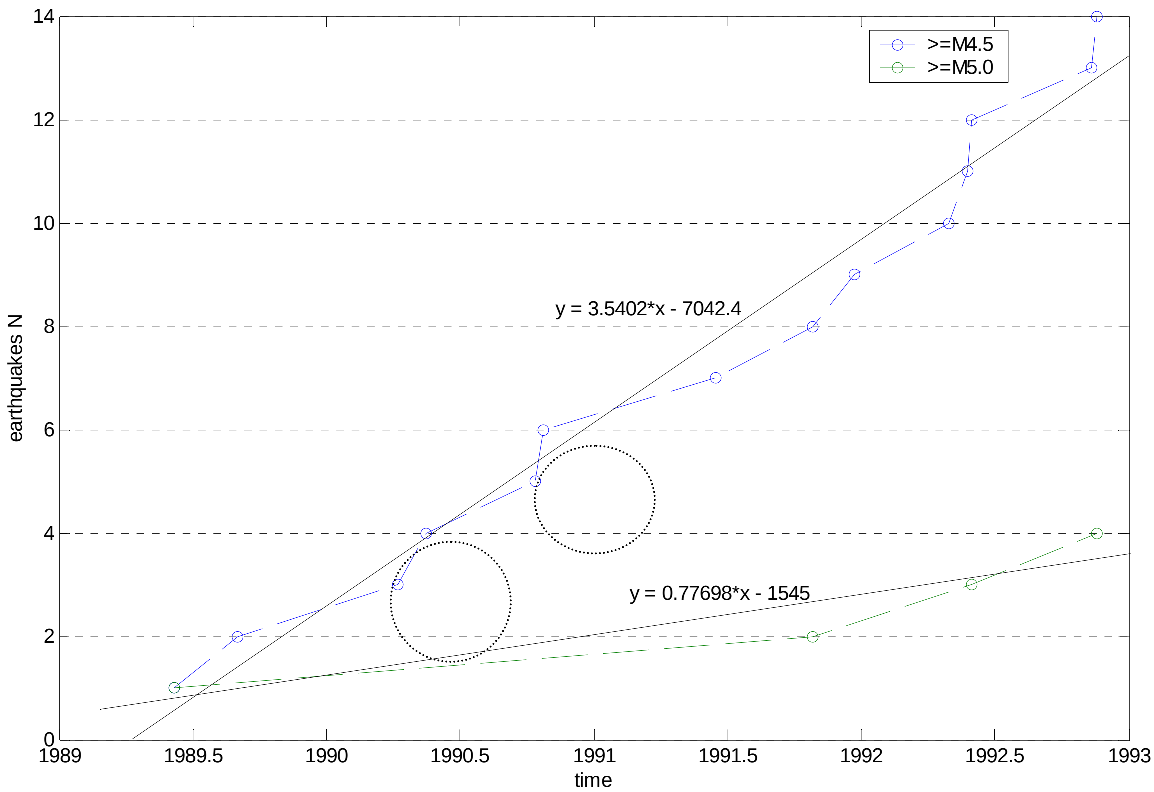
450
400
350
300
250
200
150
100
50
0
1989
1989.5
1990
1990.5
1991
1991.5
1992
1992.5
1993
time
earthquakes N
>=M3.5
>=M4.0
y = 116*x - 2.3078e+005
y = 17.752*x - 35317

(3β)



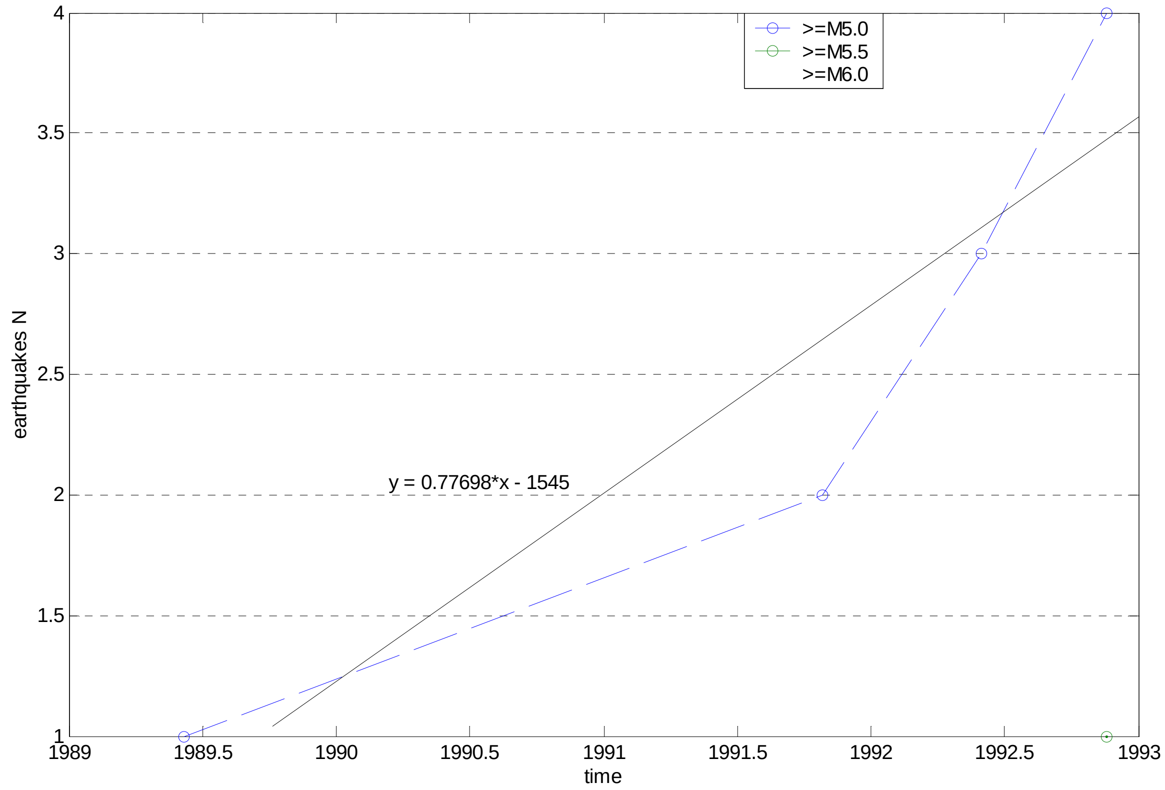
>=M4.0
>=M4.5
y = 17.752*x - 35317
y = 3.5402*x - 7042.4
earthquakes N
time
70
60
50
40
30
20
10
0
1989
1989.5
1990
1990.5
1991
1991.5
1992
1992.5
1993

(3γ)



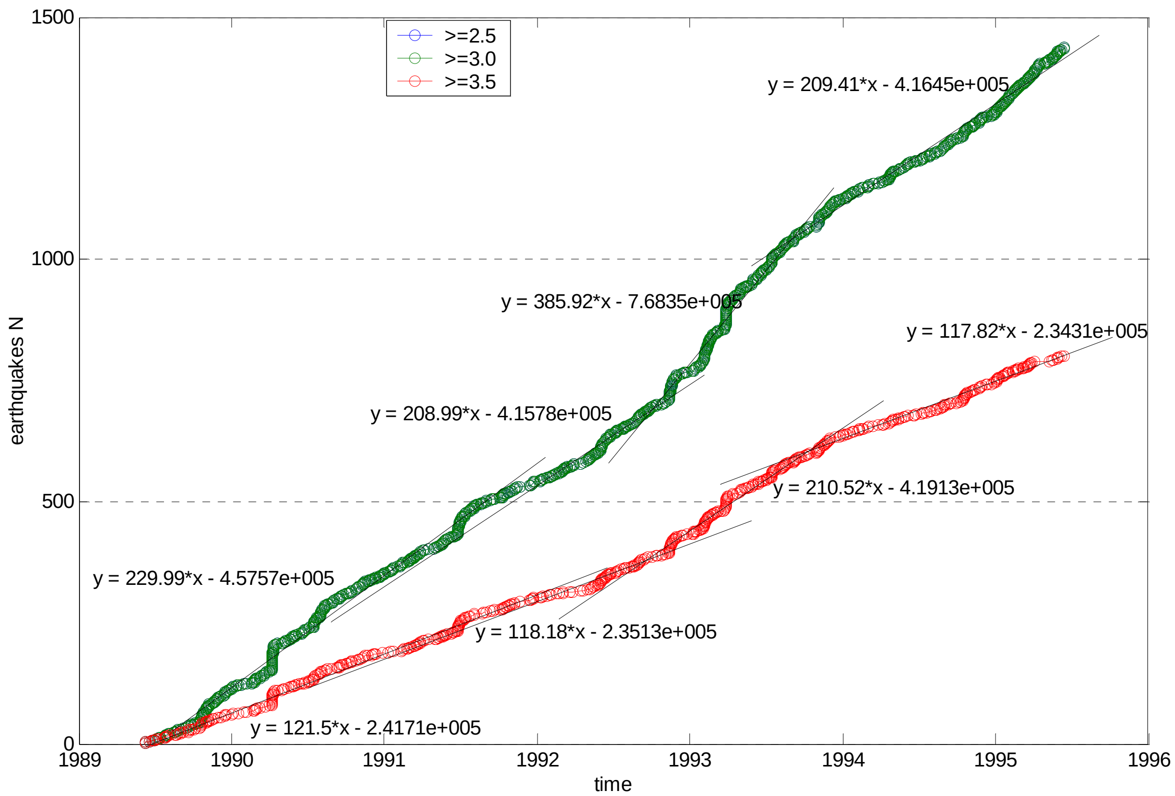
>=M4.5
>=M5.0
y = 3.5402*x - 7042.4
y = 0.77698*x - 1545
earthquakes N
time
14
12
10
8
6
4
2
0
1989
1989.5
1990
1990.5
1991
1991.5
1992
1992.5
1993

(3δ)

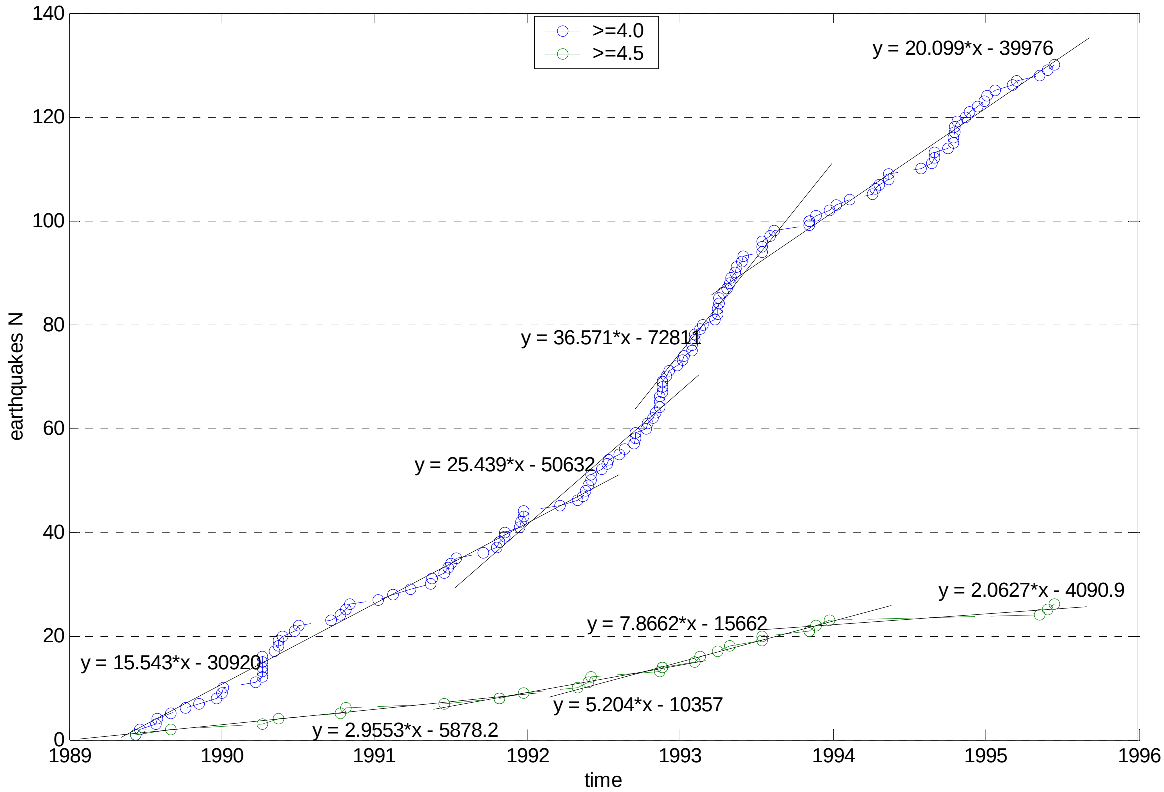


(3ε)

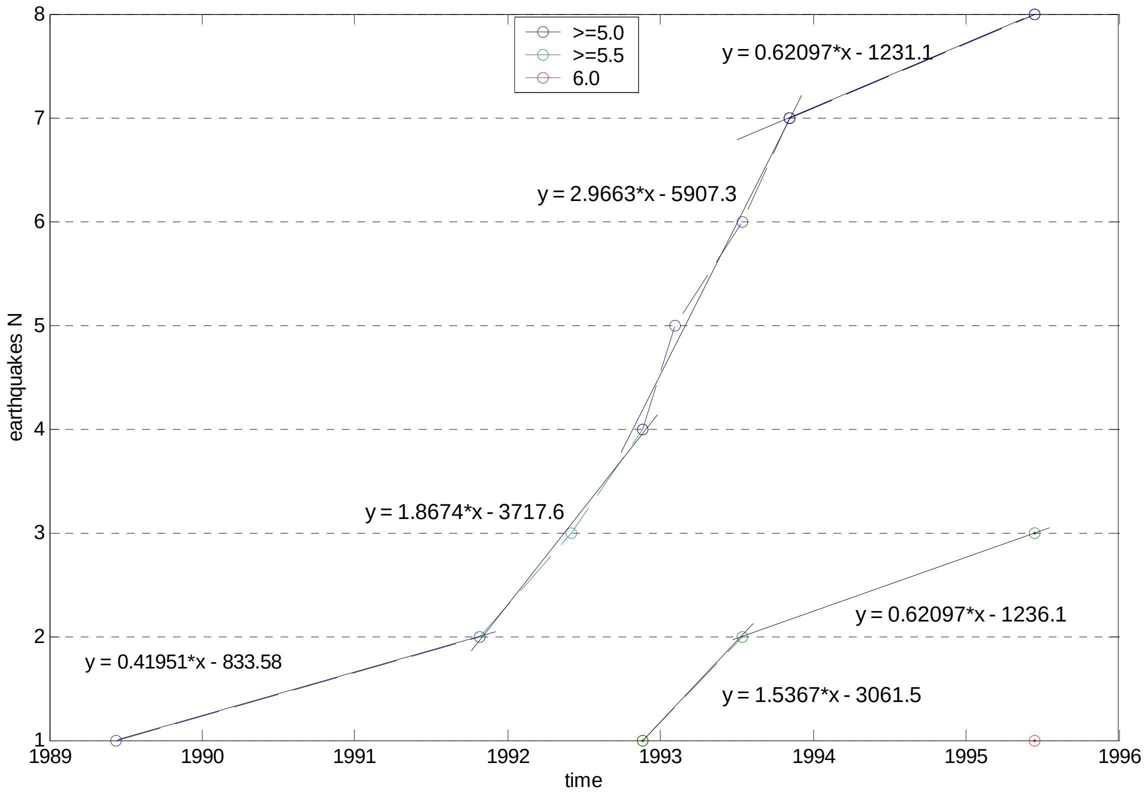
Σχήμα 3.3(α-ε) . Γραφικές παραστάσεις του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (N) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για το χρονικό διάστημα 1989 – 1992 . Οι μαύρες γραμμές είναι οι καλύτερες προσαρμοσμένες ευθείες στα δεδομένα.



(4α)



(4β)



(4γ)

Σχήμα 3.4(α-γ) . Γραφικές παραστάσεις του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (N) σε συνάρτηση με το χρόνο (t) για τα χρονικά διαστήματα που περιλαμβάνουν ακολουθίες των σεισμών του 1992 και 1995 . Οι μαύρες γραμμές είναι οι καλύτερες προσαρμοσμένες ευθείες στα δεδομένα.

3.2 . Μελέτη της σχέσης Gutenberg-Richter για διάφορα χρονικά διαστήματα πριν ή μετά από κύριους σεισμούς. Χρησιμοποίηση δύο προγραμμάτων

Εκτός από το προηγούμενο πρόγραμμα τα δεδομένα έτρεξαν σε άλλα δύο με σκοπό την μελέτη της σχέσης **Gutenberg-Richter** . Το πρώτο από αυτά είναι το **TrilSeiky.m** και η εκτέλεσή του δίνει στοιχεία στο παράθυρο εντολών που αφορούν τους χρόνους γένεσης των μεγάλων σεισμών καθώς και τα μεταξύ τους χρονικά διαστήματα. Τα διαστήματα αυτά τα ονομάζει σεισμικούς κύκλους και σ' αυτά εξετάζει τις μεταβολές της σχέσης Gutenberg-Richter . Τα στοιχεία αυτά είναι :

thelete pinaka twv MAG>=6.0 kai time?Apanthste me Yes or No:Yes
Αν πληκτρολογήσουμε Yes , όπως κι έγινε, τότε θα εμφανιστεί ο πίνακας των σεισμών με $M \geq 6.0$ μαζί με τους αντίστοιχους χρόνους γένεσής τους. Έτσι θα πάρουμε :

>> time: 1981.150330511161700 Mag : 6.70
>> time: 1981.150981481481300 Mag : 6.40
>> time: 1981.172370877727000 Mag : 6.30
>> time: 1995.452084474885600 Mag : 6.40

Στη συνέχεια το πρόγραμμα υπολογίζει κάθε σεισμική ακολουθία εκείνων των σεισμών από το πίνακα ώστε καθένας σεισμός διαφέρει από τον προηγούμενό του λιγότερο από 1.5 χρόνια. Επομένως το πρόγραμμα τυπώνει :

>> Seismic sequence,time1: 1981.150330511161700 time2: 1981.172370877727000

Από την ακολουθία αυτή που βρίσκεται στο χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο παραπάνω χρόνων υπολογίζει κατόπιν το μέγιστο κύριο σεισμό :

>> main shock of the sequence: 1981.150330511161700 Magnitude 6.70

Όταν όλοι οι σεισμοί της ακολουθίας που έγιναν μετά το κύριο σεισμό έχουν συμβεί σε λιγότερο από 1.5 χρόνια από αυτόν χαρακτηρίζονται ως μετασεισμοί του και παίρνουμε:

>> All shocks after the main are aftershocks

Από τους κύριους σεισμούς, ανεξάρτητα αν αυτοί ανήκουν σε κάποια σεισμική ακολουθία ή όχι, που διαφέρουν χρονικά περισσότερο από 1.5 χρόνια το πρόγραμμα βρίσκει τη διαφορά των χρόνων τους και την χαρακτηρίζει ως ένα σεισμικό κύκλο. Ακολούθως δίνει και τους σεισμούς της ίδιας τάξης μεγέθους που έγιναν μέσα σ' αυτό το χρονικό διάστημα.

>> seismic cycle 14.301753963723968 years Mag1 6.70 Mag2 6.40
>> time1: 1981.150330511161700 time2: 1995.452084474885600
>> O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka
>> M5 =

6.70
6.40
6.30
6.40

Ο κύκλος αυτός για τους σεισμούς αυτής της τάξης μεγέθους είναι ο πρώτος που υπολογίστηκε οπότε καταγράφεται :

SEISMIC CYCLE:Mag>= 6.0 number: 1.0

Όταν το πρόγραμμα εξαντλήσει όλους τους σεισμούς με αυτήν την τάξη μεγέθους απευθύνεται στον εκτελεστή του προγράμματος αν θέλει να εξετάσει σεισμούς με αμέσως μικρότερη τάξη, δηλαδή σεισμούς με $M \geq 5.0$. Αν δώσουμε θετική απάντηση Yes θα πάρουμε αντίστοιχα:

Do you want to continue with a seismic cycle of diferent MAG?ANSWEAR Yes or No:Yes
thelete pinaka twv MAG>=5.0 kai time?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1981.150330511161700 Mag : 6.70
time: 1981.150909436833900 Mag : 5.20
time: 1981.150981481481300 Mag : 6.40
time: 1981.151271435819100 Mag : 5.10
time: 1981.172370877727000 Mag : 6.30
time: 1981.173400558092500 Mag : 5.40
time: 1981.179403824200800 Mag : 5.40
time: 1984.112938170410900 Mag : 5.60
time: 1989.432393423388900 Mag : 5.20
time: 1991.816142059868100 Mag : 5.00
time: 1992.411990740740700 Mag : 5.20
time: 1992.882193381906300 Mag : 5.90
time: 1993.093422628107600 Mag : 5.10
time: 1993.532936834094200 Mag : 5.60
time: 1993.841702181633800 Mag : 5.30
time: 1995.452084474885600 Mag : 6.40
time: 1995.452114123541200 Mag : 5.60
time: 1997.846252156265800 Mag : 5.60
time: 2000.267207802064400 Mag : 5.00

Seismic sequence,time1: 1981.150330511161700 time2: 1981.179403824200800
main shock of the sequence: 1981.150330511161700 Magnitude 6.70
All shocks after the main are aftershocks
seismic cycle 2.962607659249215 years Mag1 6.70 Mag2 5.60
time1: 1981.150330511161700 time2: 1984.112938170410900
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka
M5 =

6.70
5.20

6.40
5.10
6.30
5.40
5.40
5.60

SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 1.0

seismic cycle   5.319455252978059 years   Mag1 5.60 Mag2 5.20
time1: 1984.112938170410900 time2: 1989.432393423388900
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka

M5 =

5.60
5.20

SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 2.0

seismic cycle   2.383748636479140 years   Mag1 5.20 Mag2 5.00
time1: 1989.432393423388900 time2: 1991.816142059868100
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka
M5 =

5.20
5.00

SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 3.0

Seismic sequence,time1: 1991.816142059868100 time2: 1993.841702181633800
main shock of the sequence: 1992.882193381906300 Magnitude 5.90
All shocks after the main are aftershocks
seismic cycle   2.569891092979333 years   Mag1 5.90 Mag2 6.40
time1: 1992.882193381906300 time2: 1995.452084474885600
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka
M5 =

5.90
5.10
5.60
5.30
6.40

SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 4.0

Σ' αυτό το σημείο για τους σεισμούς που έγιναν πριν από τον κύριο σεισμό του 1992 και σε λιγότερο από 1.5 χρόνια από αυτόν το πρόγραμμα τους σημειώνει ως προσεισμούς.

FORESHOCKS SEQUENCE OF THE CYCLE:Mag>= 5.0 number: 4.0
M5 =

5.00
5.20

5.90

Seismic sequence,time1: 1995.452084474885600 time2: 1995.452114123541200
main shock of the sequence: 1995.452084474885600 Magnitude 6.40
All shocks after the main are aftershocks
seismic cycle 2.394167681380168 years Mag1 6.40 Mag2 5.60
time1: 1995.452084474885600 time2: 1997.846252156265800
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka

M5 =

6.40
5.60
5.60
SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 5.0

seismic cycle 2.420955645798586 years Mag1 5.60 Mag2 5.00
time1: 1997.846252156265800 time2: 2000.267207802064400
O kuklos perilambnei ta megethh apo ton pinaka
M5 =

5.60
5.00
SEISMIC CYCLE:Mag>= 5.0 number: 6.0

Do you want to continue with a seismic cycle of diferent MAG?ANSWEAR Yes or No:Yes

Στο πρόγραμμα έχει οριστεί έτσι μια παράμετρος ώστε να μην εκτελεί τη παραπάνω διαδικασία για σεισμούς με $M < 5$. Τροποποιώντας όμως την τιμή της παραμέτρου μπορεί να πάρουμε τους σεισμικούς κύκλους για κάθε τάξη μεγέθους. Στο τέλος του προγράμματος οι χρόνοι γένεσης των κύριων σεισμών που ορίζουν τους κύκλους, των μετασεισμών και των προσεισμών αποθηκεύονται ξεχωριστά σε αρχεία **XSK1, XSK2, AXKM1, AXKM2, AXKP2, TXKM1, TXKM2, TXKP2** . Αυτά πρόκειται να χρησιμοποιηθούν από το δεύτερο πρόγραμμα **triln_m.m** στο οποίο θα γίνουν οι γραφικές παραστάσεις της σχέσης Gutenberg-Richter . Γενικά το πρόγραμμα υπολογίζει την συχνότητα (n) και την αθροιστική συχνότητα (N) των σεισμών για κάθε μέγεθος (m).Στην αρχή οι παραπάνω υπολογισμοί γίνονται για όλους τους σεισμούς, δηλαδή για όλο το χρονικό διάστημα που υπάρχουν δεδομένα (σχήμα 3.5α). Στη συνέχεια διαβάζει τα δεδομένα των χρόνων που έχουν αποθηκευτεί και δίνει τα γραφήματα της σχέσης Gutenberg-Richter. Ανάλογα με το αρχείο που χρησιμοποιείται τα γραφήματα αναφέρονται στους σεισμικούς κύκλους, στις μετασεισμικές ακολουθίες και στις προσεισμικές ακολουθίες. Είναι εφικτή επίσης κατά την εκτέλεση του προγράμματος η εμφάνιση ενός πίνακα με τα στοιχεία (n) και (N) για κάθε μέγεθος ξεχωριστά. Πριν από κάθε γράφημα ή κάθε πίνακα το πρόγραμμα απευθύνεται σε εμάς αν είναι επιθυμητή η εμφάνιση του. Η ροή του προγράμματος όπως φαίνεται στο παράθυρο εντολών είναι :

thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:Yes

MAG	n	N
3.00	325.00	7120.00
3.10	666.00	6795.00
3.20	787.00	6129.00
3.30	909.00	5342.00
3.40	938.00	4433.00
3.50	897.00	3495.00
3.60	624.00	2598.00
3.70	590.00	1974.00
3.80	414.00	1384.00
3.90	229.00	970.00
4.00	213.00	741.00
4.10	127.00	528.00
4.20	103.00	401.00
4.30	65.00	298.00
4.40	53.00	233.00
4.50	65.00	180.00
4.60	44.00	115.00
4.70	17.00	71.00
4.80	24.00	54.00
4.90	11.00	30.00
5.00	2.00	19.00
5.10	2.00	17.00
5.20	3.00	15.00
5.30	1.00	12.00
5.40	2.00	11.00
5.50	0	9.00
5.60	4.00	9.00
5.70	0	5.00
5.80	0	5.00
5.90	1.00	5.00
6.00	0	4.00
6.10	0	4.00
6.20	0	4.00
6.30	1.00	4.00
6.40	2.00	3.00
6.50	0	1.00
6.60	0	1.00
6.70	1.00	1.00

thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes

Σ' αυτό το σημείο θα πάρουμε το Σχήμα 3.5α και θα δοθεί το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα :

periodos: 1981.010792744799800 - 2001.913652175291600

Κατόπιν δίνονται τα γραφήματα για κάθε κύκλο μαζί με τα στοιχεία που αφορούν την τάξη μεγέθους των σεισμών που περιλαμβάνονται σ' αυτόν και τα χρονικά σημεία μέσα στα οποία έγιναν οι σεισμοί :

times of earthquakes with magnitude>= 6.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
NOTE:Paraleipontai oi arithoi n pou eivai 0
Current plot held
Current plot released

Η παρατήρηση «Note:» επαναλαμβάνεται σε κάθε γράφημα και δηλώνει ότι στο γράφημα n ~ m δε λαμβάνονται υπόψη οι μηδενικές τιμές του (n). Οι δύο επόμενες γραμμές δείχνουν ότι και οι δύο καμπύλες έχουν γίνει. Σ' αυτό το σημείο θα πάρουμε το Σχήμα 3.5β και όταν ολοκληρωθούν οι κύκλοι για τους σεισμούς με $M \geq 6.0$ αναλύονται τα δεδομένα για την αμέσως μικρότερη τάξη με $M \geq 5.0$. Έτσι παίρνουμε τα Σχήματα 3.5(γ-η) :

times of earthquakes with magnitude>= 5.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1984.112938170410900 MAG: 5.6
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1984.112938170410900 MAG: 5.6
time: 1989.432393423388900 MAG: 5.2
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1989.432393423388900 MAG: 5.2
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
time: 1997.846252156265800 MAG: 5.6
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1997.846252156265800 MAG: 5.6
time: 2000.267207802064400 MAG: 5.0
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes

Αφού καλυφθούν οι κύκλοι όλων των τάξεων θα συνεχιστεί η διαδικασία για τις μετασεισμικές ακολουθίες και θα προκύψουν τα Σχήματα 3.6(α-δ). Στο τέλος θα εμφανιστεί το γράφημα 3.7 για την ακολουθία των προσεισμών του 1992 στην συγκεκριμένη περίπτωση.

```
times of aftershocks with magnitude>= 6.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1981.172370877727000 MAG: 6.3
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
times of aftershocks with magnitude>= 5.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1981.179403824200800 MAG: 5.4
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
time: 1993.841702181633800 MAG: 5.3
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
time: 1995.452114123541200 MAG: 5.6
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
times of foreshocks with magnitude>= 5.0
time: 1991.816142059868100 MAG: 5.0
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
thelete pinaka twv MAG kai n,N?Apanthste me Yes or No:0
thelete grafhma tou n,N me to MAG?Apanthste me Yes or No:Yes
```

Από τα παραπάνω διαπιστώνεται ότι μετασεισμούς με $M \geq 5.0$ δίνουν μόνο οι μεγαλύτεροι κύριοι σεισμοί του 1981(M=6.7), 1992(M=5.9) και 1995(M=6.4). Σε κάθε ένα από τα γραφήματα που έχουν προκύψει γι' αυτά τα χρονικά διαστήματα γίνεται προσαρμογή ευθείας γραμμής στα δεδομένα της με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Από την γραφική παράσταση του $n \sim m$ ελέγχεται για ποια μεγέθη σεισμών ο κατάλογος είναι πλήρης και διαπιστώνεται ότι για τα περισσότερα χρονικά διαστήματα η πληρότητα ισχύει για $M \geq 3.5$. Μικρότεροι σεισμοί δεν εμφανίζουν πληρότητα και μπορεί να οφείλεται σε μη πυκνό δίκτυο σταθμών που δεν κατέγραφε όλα τα μικρά γεγονότα. Η προσαρμογή ευθείας γραμμής γίνεται για μεγέθη σεισμών που είναι πλήρη. Οι κλίσεις των γραφημάτων αντιστοιχούν στις παραμέτρους (b΄) και (b) των σχέσεων Gutenberg-Richter για την συχνότητα σεισμών με μια ορισμένη τιμή μεγέθους και την αθροιστική συχνότητα σεισμών ίδιου ή μεγαλύτερου μεγέθους σε συνάρτηση με το μέγεθος (m) . Οι δύο αυτές εκφράσεις της σχέσης Gutenberg-Richter είναι :

$$\log n = -b'm + \log a' \quad (3.1) \qquad \text{και} \qquad \log N = -bm + \log a \quad (3.2)$$

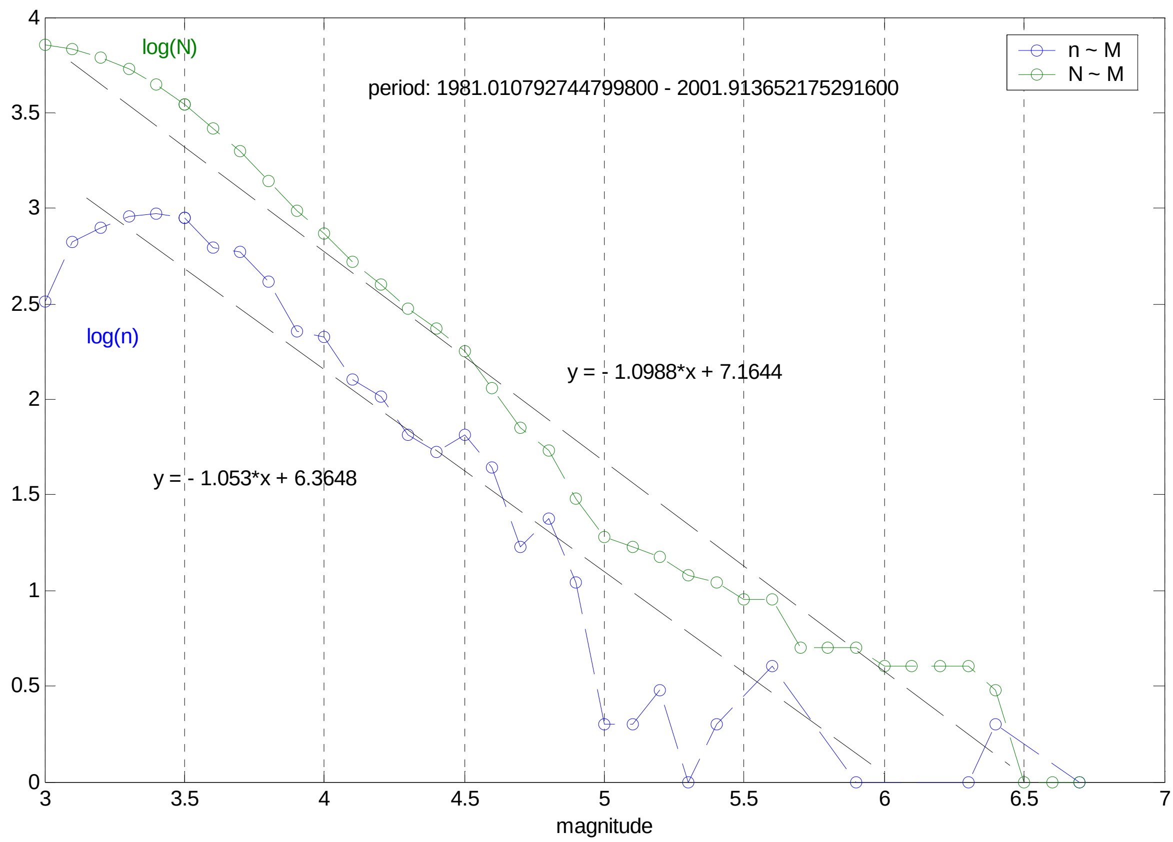
Μ' αυτόν τον τρόπο μπορεί να μελετηθούν οι μεταβολές των παραμέτρων b, b' με το χρόνο καθώς η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου εξελίσσεται είτε σε περιόδους ηρεμίας

Πίνακας 3.4 . Μεταβολές των τιμών των παραμέτρων (b, b΄) σε διάφορα χρονικά διαστήματα που περιλαμβάνουν μεγάλους σεισμούς.

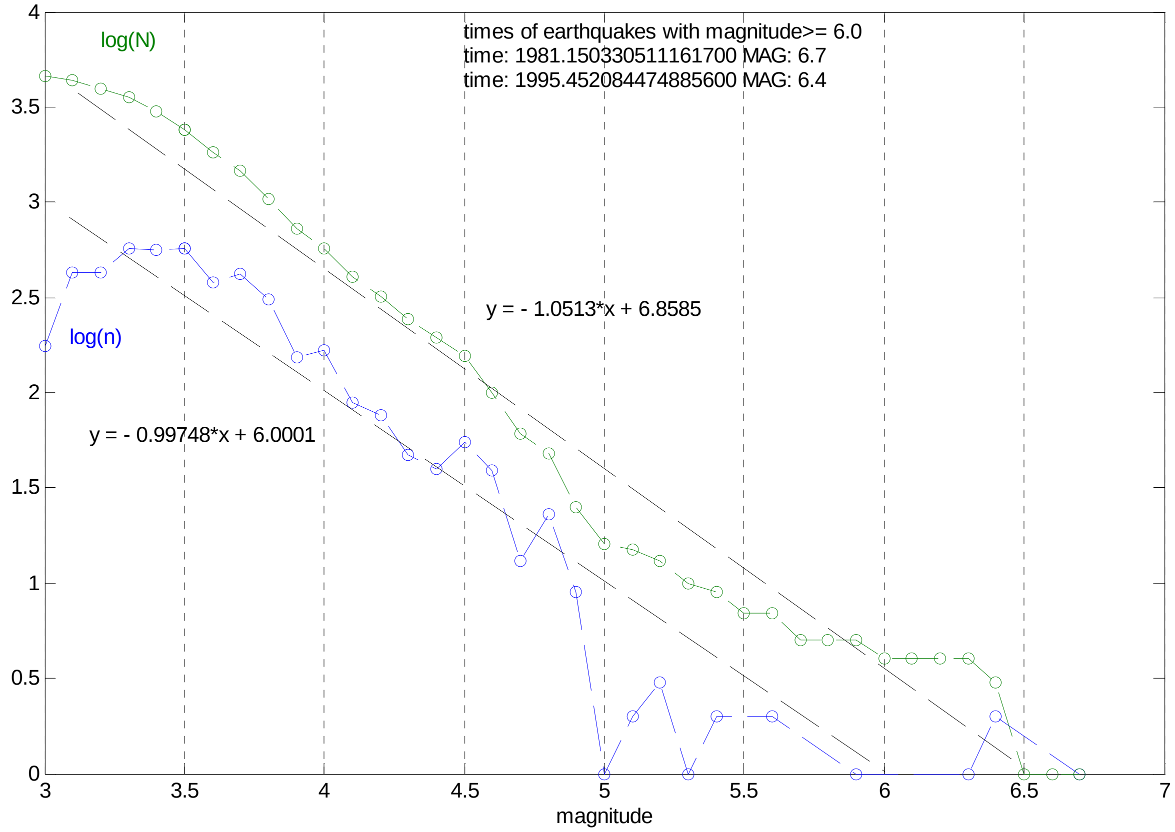
Χρονικά διαστήματα για τα οποία υπολογίζεται η παράμετρος (b)	Μεγέθη των σεισμών οι οποίοι ορίζουν το διάστημα	Παράμετρος (b) του N ~ m	Παράμετρος (b΄) του n ~ m
1) 1981.01079 - 2001.91365	—	-1.0988	-1.053
2) 1981.15033 - 1995.45208	6.7 - 6.4	-1.0513	-0.99748
3) 1981.15033 - 1981.17237	6.7 - 6.3	-0.75727	-0.57134
4) 1981.15033 - 1981.17940	6.7 - 5.4	-0.81025	-0.66614
5) 1981.15033 - 1984.11293	6.7 - 5.6	-1.0044	-0.88148
6) 1984.11293 - 1989.43239	5.6 - 5.2	-1.3799	-1.1146
7α)1989.43239 - 1992.88219	5.2 - 5.9	-1.1485	-1.0034
7β)1989.43239 - 1991.81614	5.2 – 5.0	- 1.3812	-1.261
8) 1991.81614 - 1992.88219	5.0 - 5.9	-0.92024	-0.75027
9α)1992.88219 - 1993.84170	5.9 - 5.3	-0.87374	-0.75233
9β)1993.84170 - 1995.45208	5.3 – 6.4	- 0.77746	-0.67567
10)1992.88219 - 1995.45208	5.9 - 6.4	-0.84567	-0.7847
11)1995.45208 - 1995.45211	6.4 - 5.6	-0.20069	—
12)1995.45208 - 1997.84625	6.4 - 5.6	-0.96331	-0.84551
13)1997.84625 - 2000.26720	5.6 - 5.0	-1.3918	-1.0984

είτε σε διαστήματα σεισμικών εξάρσεων. Οι τιμές του b, b' στα διάφορα χρονικά διαστήματα δίνονται στον πίνακα 3.4. Σ' αυτόν φαίνεται ότι αυξομειώνονται οι τιμές των παραμέτρων σε διάφορα χρονικά διαστήματα και μάλιστα ότι οι μεταβολές των παραμέτρων είναι ταυτόχρονες οπότε ποιοτικά είναι αρκετή η περιγραφή της μιας από αυτές. Από τον πίνακα 3.4 παρατηρούμε ότι για τους σεισμικούς κύκλους με $M \geq 5.0$ οι τιμές της παραμέτρου (b), γραμμές 2, 5, 6, 7α, 10, 12 και13 του πίνακα, αυξομειώνονται ανάλογα με τα μεγέθη των κύριων σεισμών που ορίζουν το κύκλο. Για παράδειγμα στο διάστημα 1992.88219 - 1995.45208 ανάμεσα στους μεγάλους σεισμούς με μεγέθη 5.9 και 6.4 η απόλυτη τιμή της παραμέτρου (b) παίρνει την μικρότερη της τιμή, ενώ σ' αυτό του 1997.84625 - 2000.26720 που ορίζεται σχετικά από τους μικρότερους σεισμούς 5.6 και 5.0 αυτή έχει τη μεγαλύτερη τιμή. Για τις σεισμικές ακολουθίες οι οποίες βρίσκονται κοντά σε **κύριους σεισμούς** οι απόλυτες τιμές της παραμέτρου (b) , γραμμές 3, 4, 8, 9α και 11 , είναι επίσης μικρές. Στο χρονικό διάστημα 1995.45208 - 1995.45211 πραγματοποιούνται μόνο οι δύο σεισμοί με μέγεθος 6.4 και 5.6 οπότε η |b| έχει εξαιρετικά χαμηλή τιμή λόγω απουσίας σεισμών μικρότερων τάξεων. Στην μετασεισμική ακολουθία του 1981 φαίνεται ότι η |b| παίρνει τόσο μικρότερη τιμή όσο πιο μικρό είναι το διάστημα που περιλαμβάνει τον κύριο σεισμό, γραμμές 3 και 4 , το οποίο ορίζεται επίσης και από μεγαλύτερα μεγέθη σεισμών. Για τις ακολουθίες των σεισμών πριν και μετά από τον κύριο σεισμό του 1992 η παράμετρος (b) , γραμμές 8 και 9α του πίνακα

3.4, έχει σχεδόν την ίδια τιμή. Σύγκριση των απόλυτων τιμών της (b) των γραμμών 7β – 9β του πίνακα 3.4 με τις τιμές των αντίστοιχών χρονικών διαστημάτων του πίνακα 3.3 δείχνει ότι σχετική αύξηση ολοένα και μεγαλύτερης τάξης μεγέθους σεισμών έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της |b| . Σ' αυτήν την περίπτωση η περιοχή μπορεί να χαρακτηριστεί ότι βρίσκεται σε κρίσιμη κατάσταση. Πράγματι από το 1989.43239 - 1992.88219 η |b| έχει τιμή -1.1485 που όμως δεν είναι σταθερή σ' όλη την διάρκεια του κύκλου. Όσο πλησιάζει η χρονική στιγμή του κύριου σεισμού το 1992 η απόλυτη τιμή της παραμέτρου μειώνεται συνεχώς. Η τιμή αυτή εξακολουθεί να μειώνεται στη συνέχεια μέχρι το 1995 που γίνεται ο σεισμός του Αιγίου με μεγαλύτερο μέγεθος.

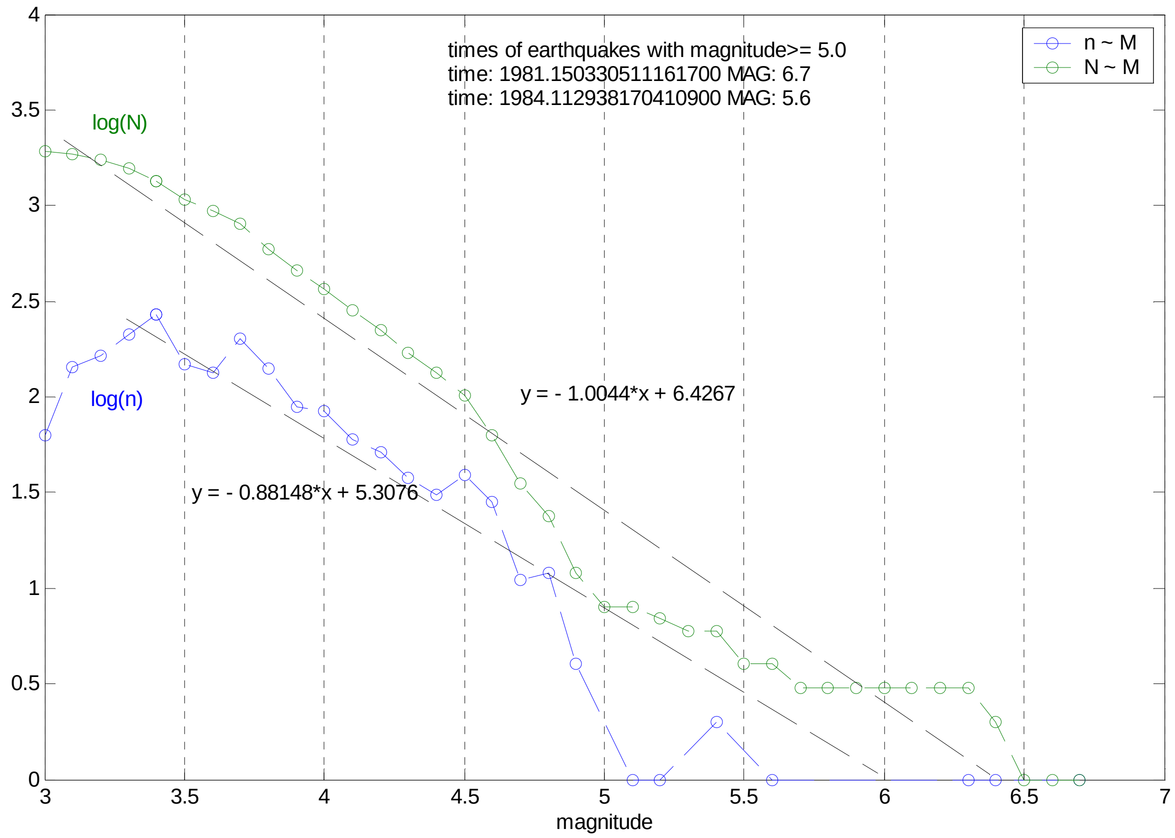


(5α)



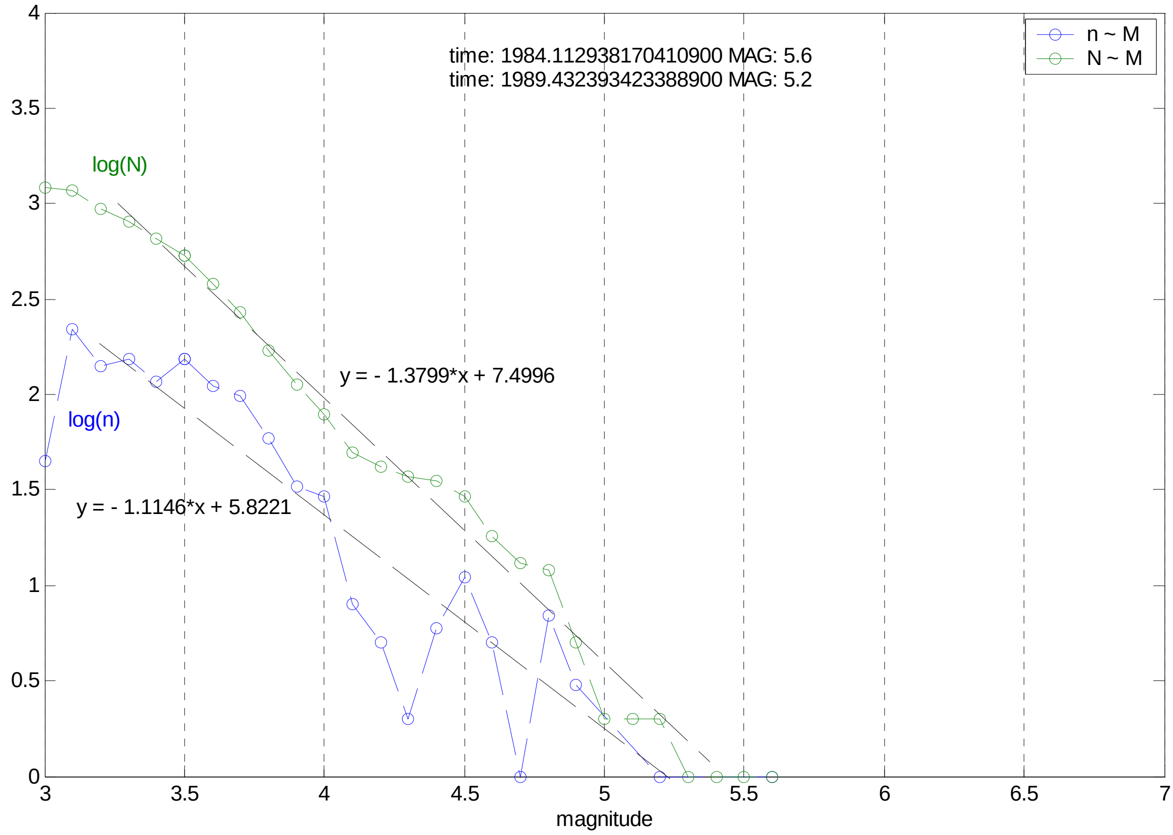
log(N)
times of earthquakes with magnitude>= 6.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
y = - 1.0513*x + 6.8585
log(n)
y = - 0.99748*x + 6.0001
magnitude

(5β)

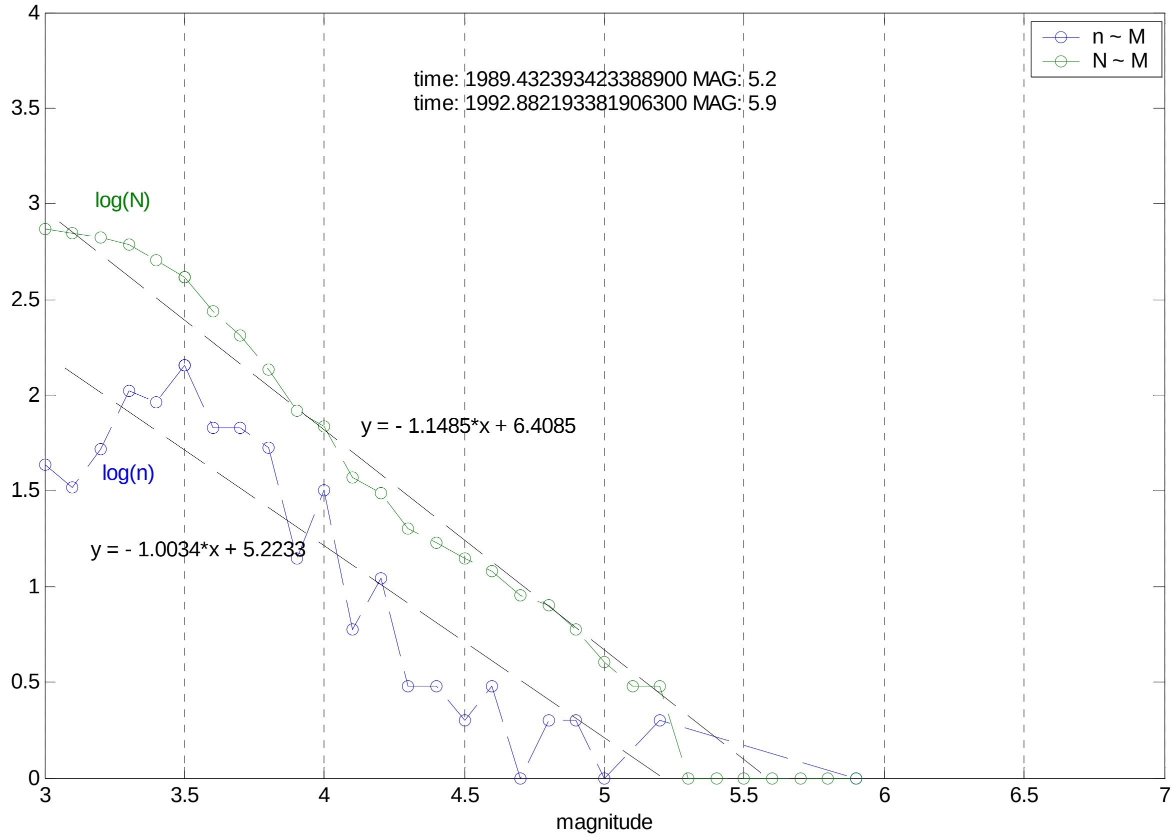


times of earthquakes with magnitude>= 5.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1984.112938170410900 MAG: 5.6
n ~ M
N ~ M
log(N)
log(n)
y = - 1.0044*x + 6.4267
y = - 0.88148*x + 5.3076
magnitude

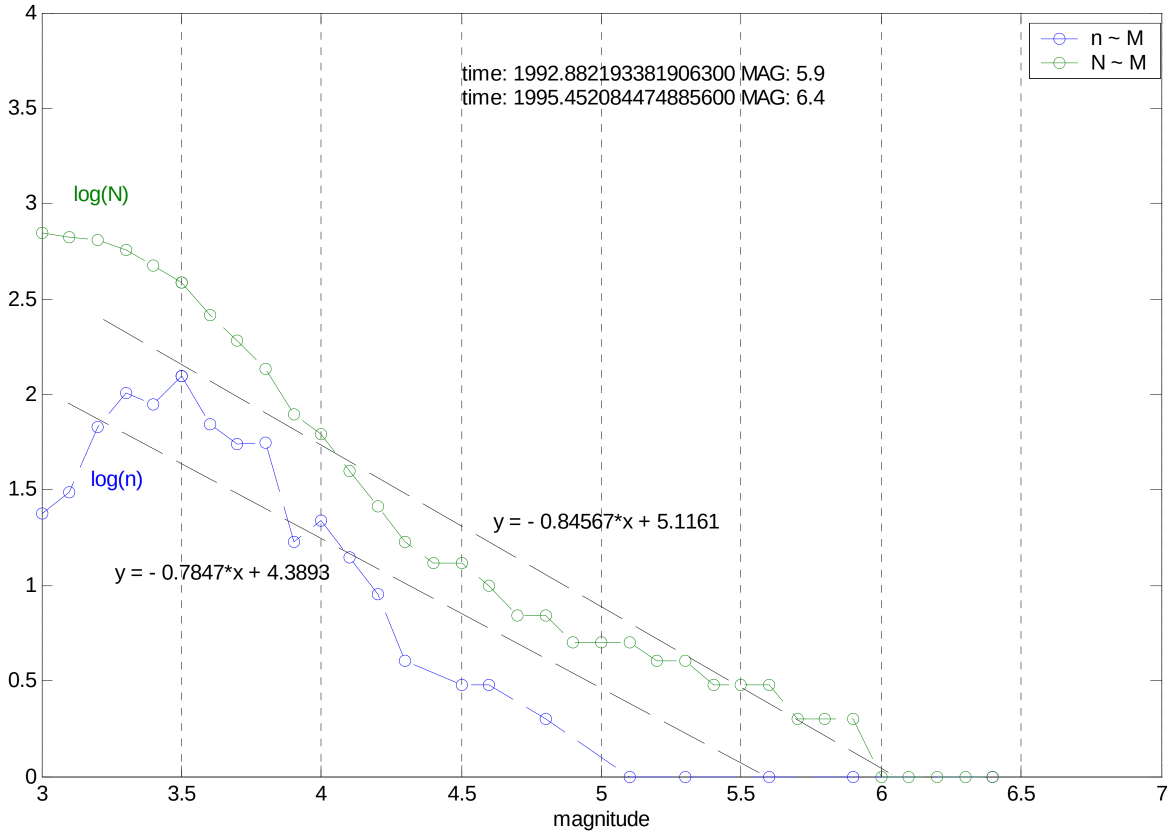
(5γ)


time: 1984.112938170410900 MAG: 5.6
time: 1989.432393423388900 MAG: 5.2
n ~ M
N ~ M
log(N)
log(n)
y = - 1.3799*x + 7.4996
y = - 1.1146*x + 5.8221
magnitude

(5δ)

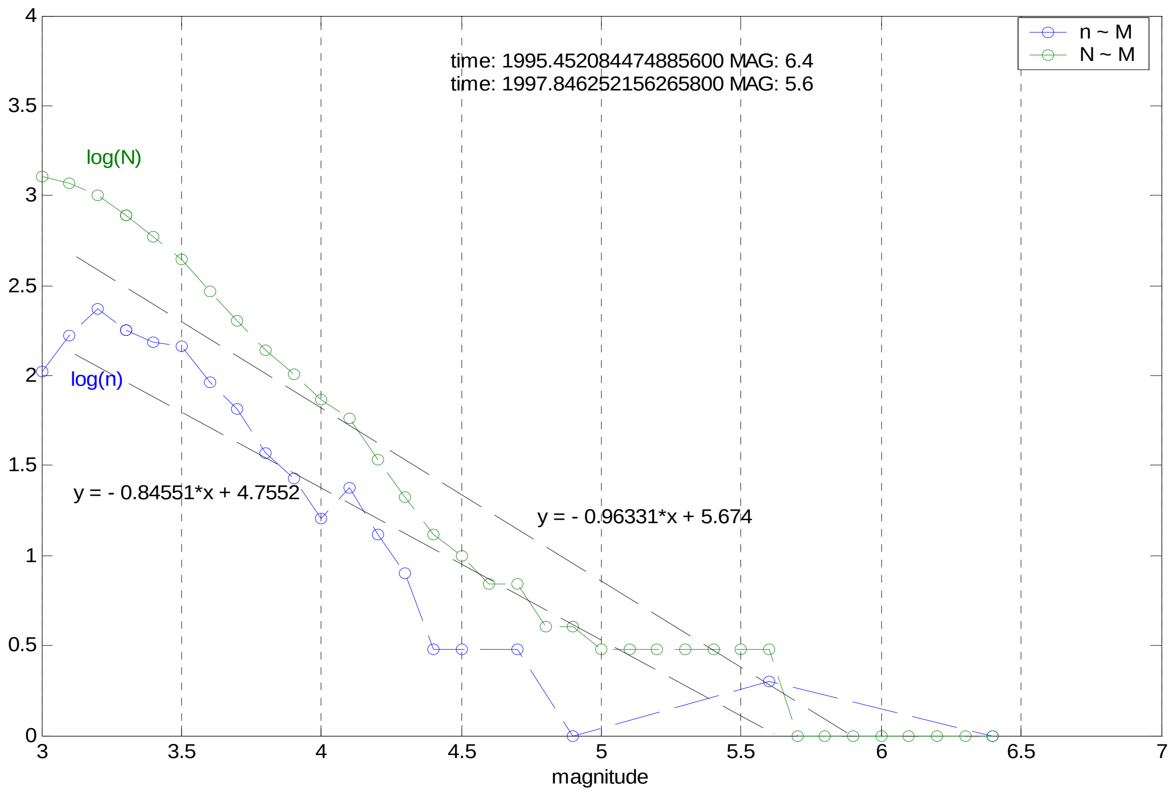

time: 1989.432393423388900 MAG: 5.2
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
n ~ M
N ~ M
log(N)
log(n)
y = - 1.1485*x + 6.4085
y = - 1.0034*x + 5.2233
magnitude

(5ε)



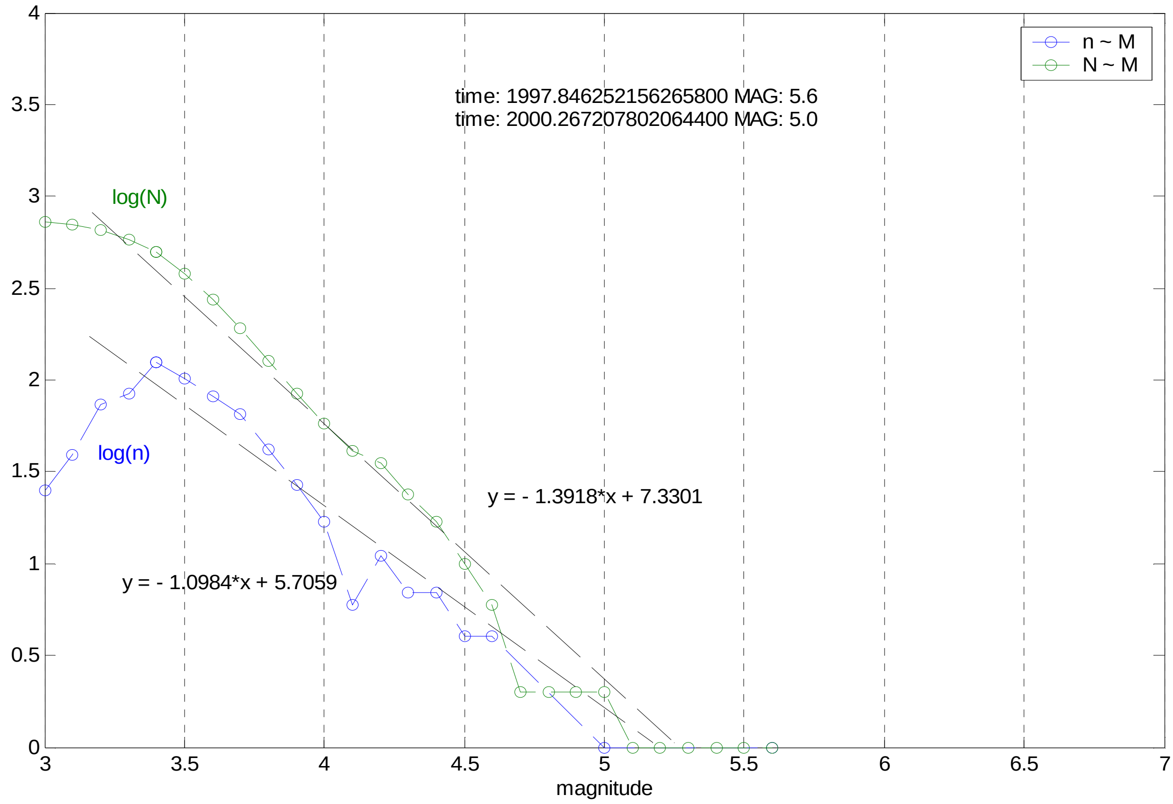
n ~ M
N ~ M
time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
log(N)
log(n)
y = - 0.84567*x + 5.1161
y = - 0.7847*x + 4.3893
magnitude

(5στ)



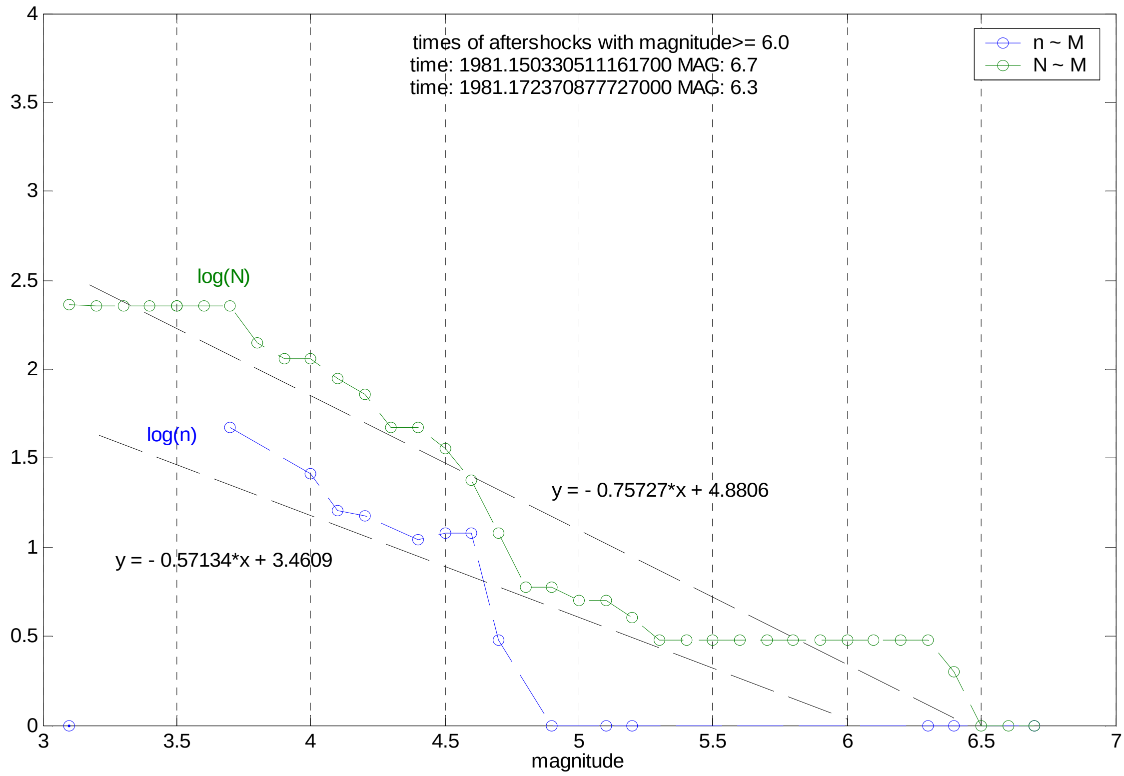
n ~ M
N ~ M
time: 1995.452084474885600 MAG: 6.4
time: 1997.846252156265800 MAG: 5.6
log(N)
log(n)
y = - 0.84551*x + 4.7552
y = - 0.96331*x + 5.674
magnitude

(5ζ)

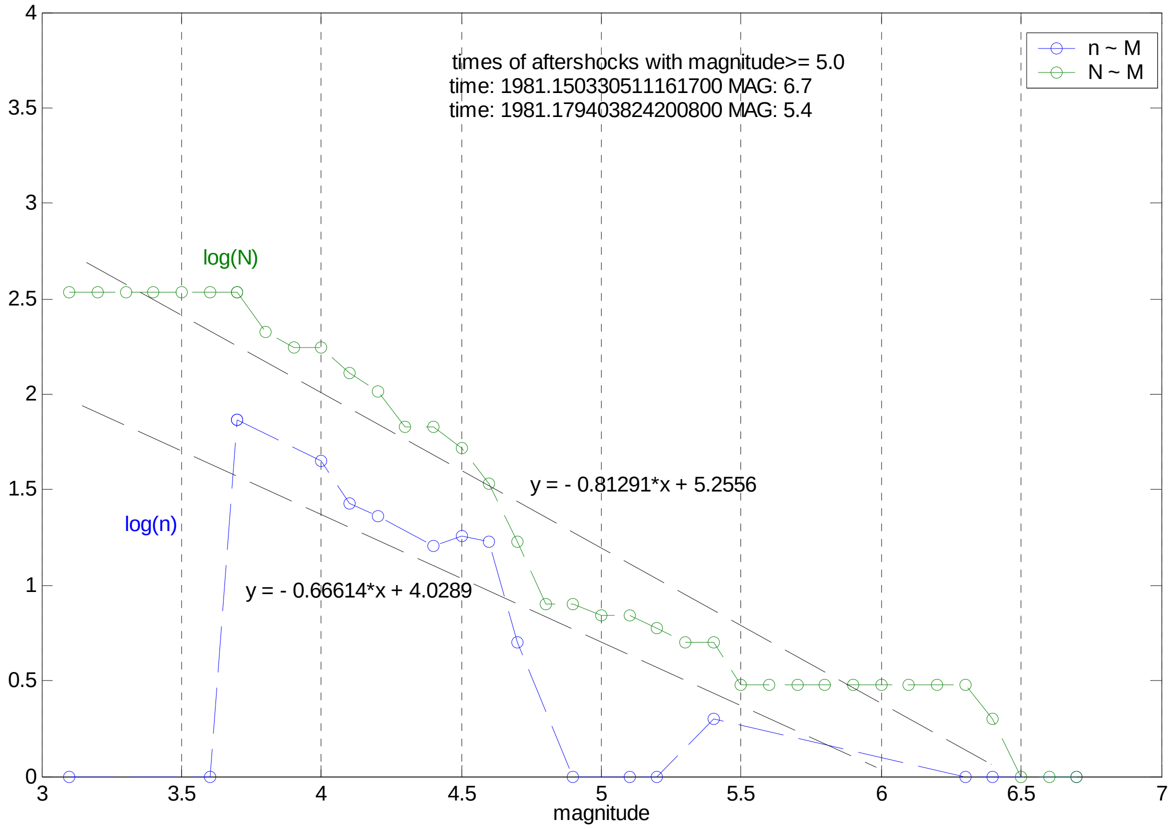


(5η)

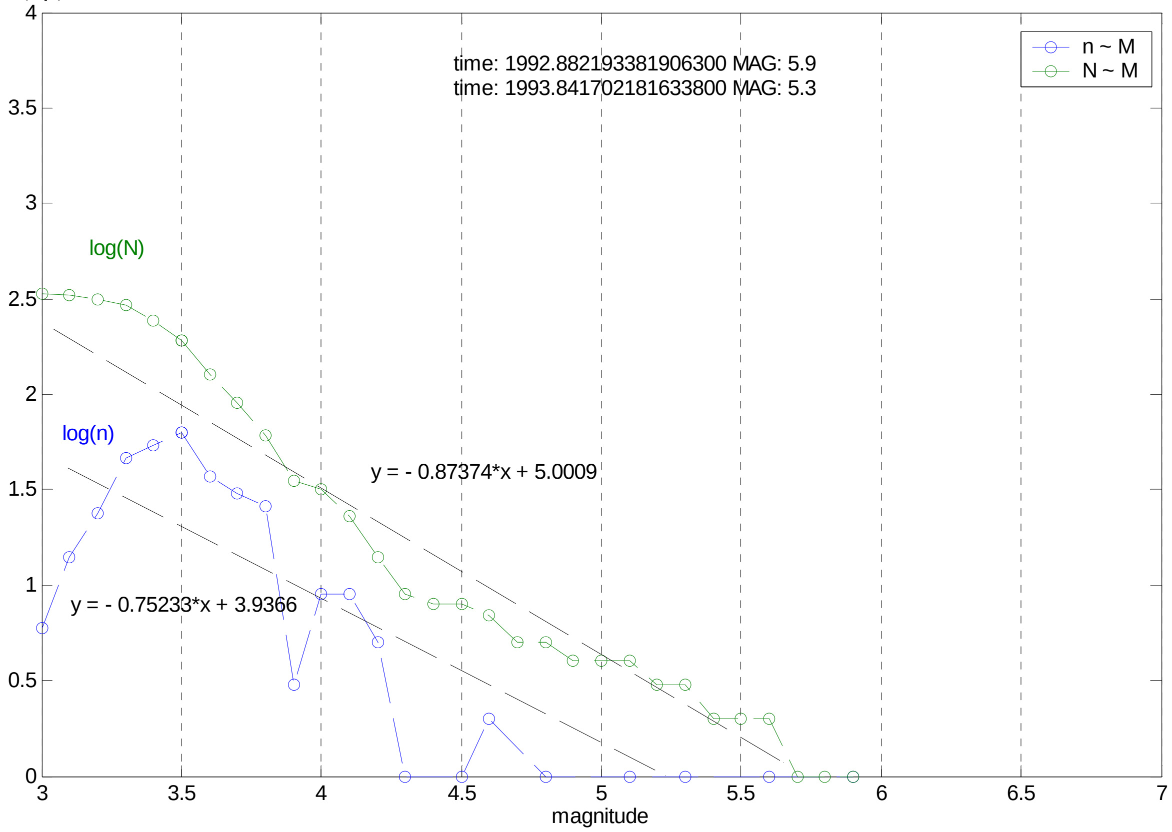
Σχήματα 3.5(α-η) . Γραφήματα του λογάριθμου της αθροιστικής συχνότητας (N) και της συχνότητας (n) των σεισμών με το μέγεθος (m) .Το σχήμα 3.5α αναφέρεται στο σύνολο των δεδομένων, το 3.5β για τους σεισμούς που έγιναν στο σεισμικό κύκλο με M≥6 και τα 3.5(γ-η) για τους σεισμούς των κύκλων με M≥5 . Στα σχήματα αναγράφονται οι εξισώσεις των καλύτερων προσαρμοσμένων ευθειών για τα δεδομένα που είναι πλήρη και τα χρονικά σημεία των κύκλων. Μαζί μ’ αυτά δίνονται τα μεγέθη των σεισμών που ορίζουν τους κύκλους.



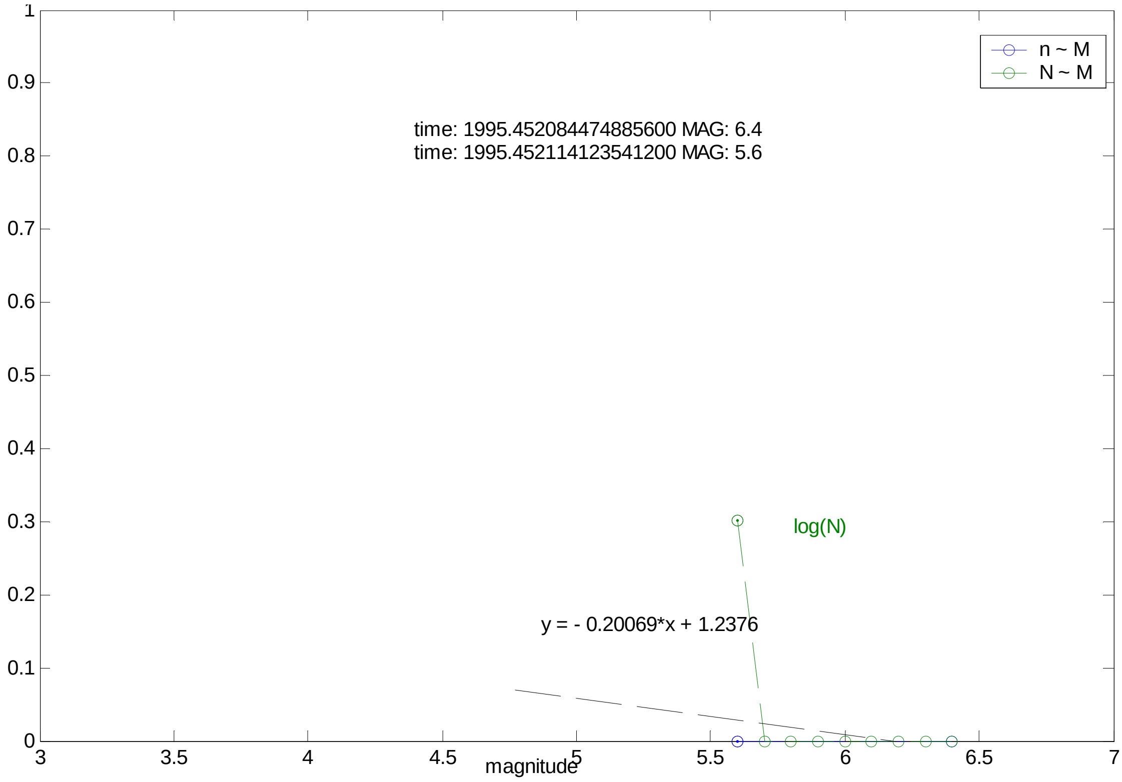
(6α)


times of aftershocks with magnitude>= 5.0
time: 1981.150330511161700 MAG: 6.7
time: 1981.179403824200800 MAG: 5.4
n ~ M
N ~ M
log(N)
log(n)
y = - 0.81291*x + 5.2556
y = - 0.66614*x + 4.0289
magnitude

(6β)

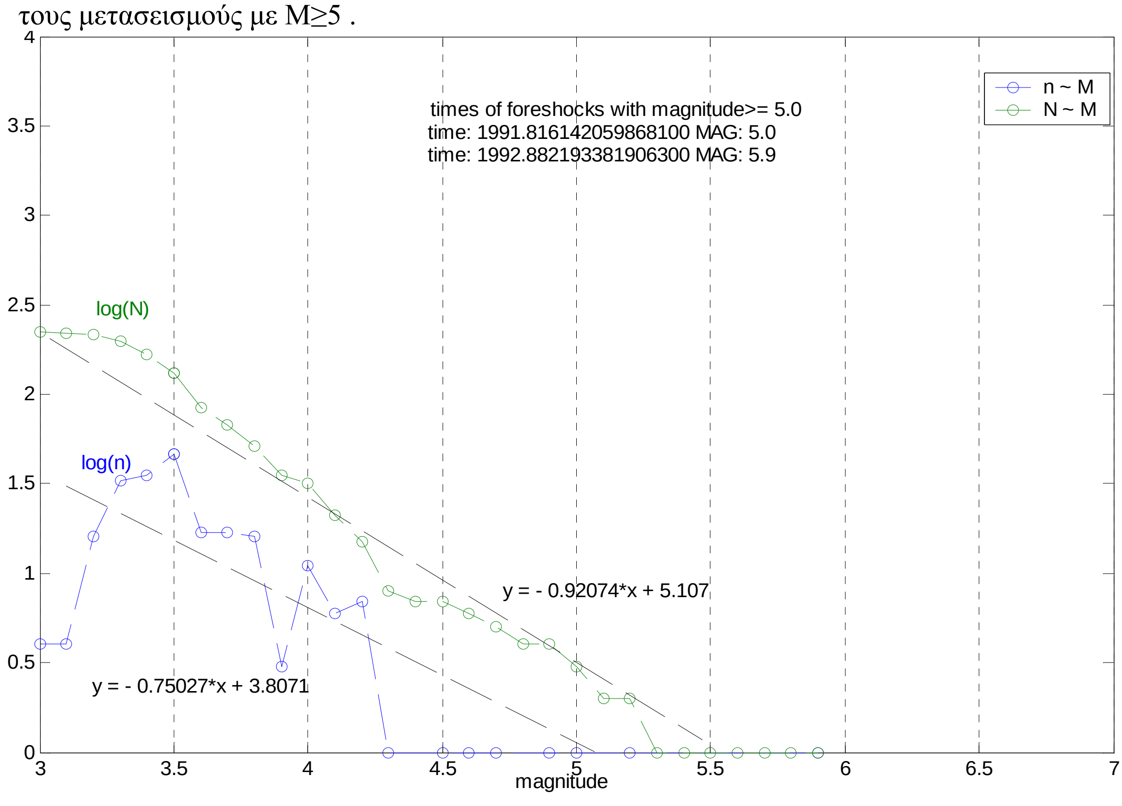

time: 1992.882193381906300 MAG: 5.9
time: 1993.841702181633800 MAG: 5.3
n ~ M
N ~ M
log(N)
log(n)
y = - 0.87374*x + 5.0009
y = - 0.75233*x + 3.9366
magnitude

(6γ)



(6δ)

Σχήματα 3.6(α-δ) . Γραφήματα του λογάριθμου της αθροιστικής συχνότητας (N) και της συχνότητας (n) των σεισμών με το μέγεθος (m) για τις μετασεισμικές ακολουθίες. Το σχήμα 3.6α αναφέρεται στην ακολουθία που ορίζεται από τους σεισμούς με M≥6 και τα 3.6(β-δ) για τους μετασεισμούς με M≥5 .



Σχήμα 3.7 . Γραφήματα του λογάριθμου της αθροιστικής συχνότητας (N) και της συχνότητας (n) των σεισμών με το μέγεθος (m) για την προσεισμική ακολουθία του σεισμού του 1992 που ορίζεται από τρεις σεισμούς με M≥5.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Denis Hatzfeld, Vassilis Karakostas, Maria Ziaza, Iannis Kassaras, Elephteria Papadimitriou, Kostas Makropoulos, Nikos Voulgaris and Christos Papaioannou, 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece), Geophys. J. Int., **141**, pp. 438 – 546.

P. Bernard, P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.-M. Gomez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschapms, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazisi, C. Mitsakaki, V. Karakostas, E. Papadimitriou, D. Papanastasiou, M. Chouliaras & G. Stavrakakis, 1997. The M_s=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle faulting in the Corinth rift, Journal of Seismology 1, pp. 131 – 150.

Nigel C. Morewood, Gerald P. Roberts, 2001, Comparison of surface slip and focal mechanism slip data along normal faults: an example from the eastern Gulf of Corinth, Greece, Journal of Structural Geology **23**, pp. 473 – 487.

D. L. Turcotte, February 10, 1986, Fractals and Fragmentation, Journal of Geophysical Research Vol. 91, No. B2, pp. 1921 – 1926.

R. F. Smalley, JR., J.-L. Chatelain, D. L. Turcotte, R. Prevot, August 1987, A Fractal Approach to the Clustering of Earthquakes: Applications to the Seismicity of the New Hebrides, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.77, No. 4, pp. 1368 – 1381.

Paul G. Okubo, Keiti Aki, January 1987, Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, Journal of Geophysical Research Vol. 92, No. B1, pp. 345 – 355.

J. Huang, D.L Turcotte, 1988, Fractal distributions of stress and strength and variations of b value, Earth and Planetary Science Letters, 91, pp. 223 – 230.