Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΕΙΡΗΝΙΚΟ

ΝΑΚΟΥ ΜΑΡΙΑ Α.Ε.Μ. 3437

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2009

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Είναι γνωστό ότι οι σεισμοί και κυρίως οι επιπτώσεις τους αποτελούν μείζον πρόβλημα της επιστημονικής κοινότητας, καθώς και της κοινωνίας. Ειδικότερα η Περιειρηνική ζώνη είναι μια περιοχή που παρουσιάζει τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα σε όλη τη Γη, με μεγάλο αριθμό ανθρωπίνων απωλειών καθώς και οικονομικών καταστροφών.

Σκοπός αυτής της διπλωματικής εργασίας είναι ο υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας για την Ανατολική Περιειρηνική ζώνη.

Στο πρώτο κεφάλαιο, που αποτελεί την εισαγωγή αναφέρονται οι βασικές έννοιες και οι ορισμοί που σχετίζονται με το θέμα. Αναφέρονται επίσης κάποια στοιχεία για την Νέα Παγκόσμια Τεκτονική, καθώς και την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών.

Το δεύτερο κεφάλαιο αφορά τα δεδομένα παρατήρησης. Επίσης γίνεται αναφορά στις σεισμικές ζώνες της Αμερικής που αφορούν την εργασία.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στα μέτρα σεισμικότητας. Σχολιάζεται η σχέση logN=a-bM, η κατανομή της συχνότητας των μεγεθών με τη μέθοδο Gutenberg-Richter καθώς επίσης και με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας. Για τον έλεγχο της ακρίβειας των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε και η μέθοδος των Kijko-Sellevoll.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται αποτίμηση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων και δίνονται για τον λόγο αυτό ανάλογοι χάρτες και αντίστοιχα σχήματα.

Στον Καθηγητή κ.Θ. Τσάπανο, εκφράζω τις ευχαριστίες μου, για την καθοδήγηση και την βοήθεια που μου πρόσφερε με τις γνώσεις και την πείρα του σε όλη την διάρκεια της εργασίας.

Στους γονείς μου, που μου στάθηκαν ηθικά και υλικά, εκφράζω τις ευχαριστίες μου και την ευγνωμοσύνη μου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^{Ο}

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 **Βασικές έννοιες και ορισμοί**

Ο όρος σεισμικότητα, αν και έχει χρησιμοποιηθεί από πολλούς επιστήμονες δεν έχει οριστεί μέχρι σήμερα με ακρίβεια. Μπορούμε όμως να θεωρήσουμε τη σεισμικότητα σαν μια αύξουσα συνάρτηση τόσο των μεγεθών, όσο και της συχνότητας των σεισμών, που γίνονται σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος (**Παπαζάχος 1993**).

Ποσότητες που εξαρτώνται από τα μεγέθη και τη συχνότητα και για αυτό μπορούν να θεωρηθούν σαν μέτρα σεισμικότητας, είναι μεταξύ άλλων, ο ετήσιος αριθμός *N(M)* των σεισμών που έχουν μέγεθος *M* ή μεγαλύτερο, η μέση περίοδος επανάληψης T_m του σεισμού, το μέγιστο μέγεθος M_{max}^{obs}, ο ρυθμός σεισμικής δραστηριότητας *r*, κλπ. Έρευνες έδειξαν ότι η σεισμικότητα μιας περιοχής εξαρτάται και από το διάστημα των μεγεθών για το όποιο αυτή εξετάζεται. **(Papazachos 1974a)**.

Οι έννοιες της ποιοτικής αλλά και ποσοτικής σεισμικότητας βασίστηκαν στα παραπάνω αναφερόμενα μέτρα σεισμικότητας. Η έννοια ποιοτική αντίληψη της σεισμικότητας αναφέρεται στην κατασκευή χαρτών, που παριστάνουν την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών. Με την χρήση συμβόλων είναι δυνατόν οι χάρτες αυτοί να παρέχουν πληροφορίες τόσο για τα μεγέθη των σεισμών όσο και για την κατακόρυφη κατανομή των εστιών.

Ο καθορισμός της έννοιας του μεγέθους, η εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων της στατιστικής και η ευρεία πλέον χρήση των ηλεκτρονικών υπολογιστών έκανε δυνατή την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας. Η ποσοτική μελέτη πλεονεκτεί στο ότι επιτρέπει τη σύγκριση της σεισμικότητας μιας περιοχής για διάφορα χρονικά διαστήματα ή τη σύγκριση της σεισμικότητας διαφόρων περιοχών για το ίδιο χρονικό διάστημα.

Ο **Bath (1953)** δίνει τον ακόλουθο ορισμό της σεισμικότητας: ‘ως σεισμικότητα ορίζεται η ολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου’. Αυτό το μέτρο της σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκε αργότερα για την μελέτη διαφόρων περιοχών της γης **(Lomnitz 1974).**

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

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

$$\log N = a_k - bM \qquad (1.1)$$

ο **Riznichenko (1959)** καθόρισε το επίπεδο σεισμικότητας μιας περιοχής με μια ποσότητα ισοδύναμη με την παράμετρο a_k. Οι Σοβιετικοί επιστήμονες βασιζόμενοι στην παραπάνω αρχή κατασκεύασαν χάρτες σεισμικής δραστηριότητας για την Σοβιετική Ένωση από παρατηρήσεις μικρών κυρίως σεισμών, λαμβάνοντας υπόψη όμως και τους μεγάλους σεισμούς, Με αυτόν τον τρόπο τέθηκαν οι βάσεις για τον διαχωρισμό μιας περιοχής σε σεισμικές ζώνες. Ο ίδιος ερευνητής προσπαθώντας να δώσει κάποιον ορισμό της σεισμικότητας εισηγήθηκε τον όρο 'σεισμική περιοχή' σαν μια γενική έννοια πάνω στη σεισμικότητα. Προσδιόρισε ως 'σεισμική περιοχή' το σύνολο των σεισμών, διαφορετικής στάθμης ενέργειας, που εξετάζονται στο χώρο και στο χρόνο.

Ο **Aki (1968)** αναφέρει ότι ο όρος 'σεισμικότητα' εκφράζει την εικόνα της διεργασίας, κατά την οποία γεννιέται ένας σεισμός μέσα στη γη, όπως αποκτάται αυτή η εικόνα από τις αναγραφές των σεισμογράφων. Ο **Stacey (1969)** θεωρεί ότι η έννοια της σεισμικότητας είναι στενά συνδεδεμένη με εκείνη της σεισμικής δράσης.

Κατά τον **Karnik (1971)** ο αντικειμενικός σκοπός της σεισμικής έρευνας είναι η πρόγνωση ενός πιθανού σεισμού, δηλαδή ο προσδιορισμός της θέσης του, ο υπολογισμός του μεγέθους του και ο χρόνος γένεσης του. Οι έρευνες συνδυάζουν εμπειρικές σχέσεις, στατιστικά μοντέλα για την κατανομή των εστιών στο χώρο. Ο **Ranalli (1972)** θεωρεί την σεισμικότητα ως συνάρτηση του μεγέθους, της συχνότητας και της ενέργειας που απελευθερώνεται.

Ο **Kaila και οι συνεργάτες του (1972)** θεωρούν ότι πρέπει να γίνεται διάκριση της σεισμικότητας, που εκφράζει το σύνολο των σεισμών κατά την διάρκεια μιας δεδομένης χρονικής περιόδου και την σεισμικότητα με την ευρεία της έννοια, δηλαδή, της μακράς διάρκειας δραστηριότητας συμπεριλαμβανόμενων και προβλέψεων για το μέλλον.

Οι **Arroyo και Espinosa (1978)** θεώρησαν ότι ο σεισμός δεν εκφράζεται μόνο από το μέγεθος του, αλλά και από άλλες παραμέτρους, όπως τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επίκεντρου, το εστιακό βάθος, το μήκος και την διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος, την συνολική μετατόπιση στην εστία του σεισμού, την πτώση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

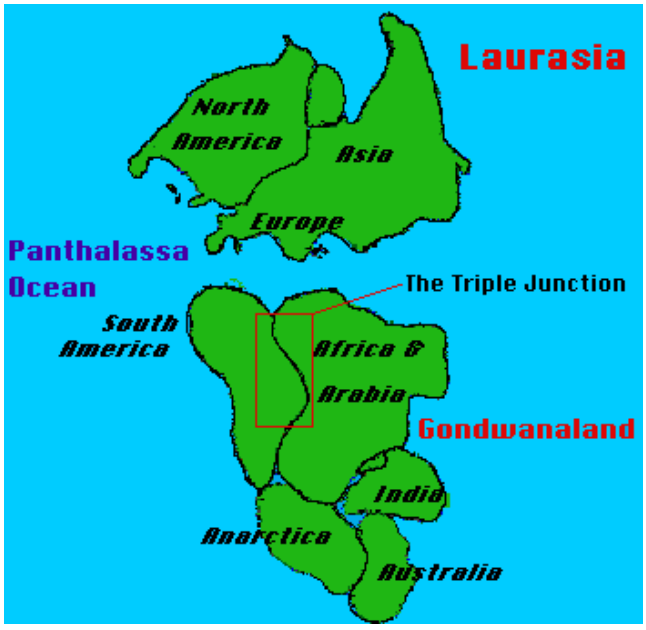
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

τάσης και την σεισμική ροπή. Έτσι πρότειναν σαν μέτρα σεισμικότητας την κατανομή των ποσοτήτων αυτών.

1.2 Γεωγραφική Κατανομή της Σεισμικής Δράσης και Νέα Παγκόσμια Τεκτονική

Ο **Montessus de Ballore (1974)** είναι ο πρώτος που επεσήμανε τη στενή σχέση που υπάρχει μεταξύ των σεισμών και της γεωμορφολογίας και γεωλογίας και σύνδεσε την μεν ηπειρωτική σεισμική δράση με τα ψηλά βουνά και τη δε θαλάσσια σεισμική δράση με τις μεγάλες τάφρους .Συνεχίζοντας παραπέρα έδειξε ότι αυτή η σεισμική δράση συνδεεται με τις πρόσφατες γεωλογικές δομές.

Παλιομαγνητικές και άλλες γεωφυσικές και γεωλογικές έρευνες έδειξαν ότι κατά τον ανώτερο Παλαιοζωικό αιώνα υπήρχε μία μόνο ήπειρος στον Βορρά που λεγόταν Λαυρασία και μία μόνο στο Νότο που λεγόταν Γκοτβάνα .Η Λαυρασία αποτελούνταν από τις σημερινές ηπείρους Βόρεια Αμερική, Ευρώπη και Ασία χωρίς την Ινδία. Τη Γκοτβανα αποτελούσαν η Νότια Αμερική, η Αφρική, η Μαδαγασκάρη, η Ινδία, η Αυστραλία και η Ανταρκτική (σχ. 1). Αυτές οι δυο "υπερ-ήπειροι", η Λαυρασία και η Γκοντβάνα, διασπάστηκαν περί τα μέσα του Μεσοζωικού αιώνα και τα κομμάτια τους αποτέλεσαν τις σημερινές ηπείρους.



Σχ. 1. Οι 2 υπερ-ήπειροι: Λαυρασία και Γκοντβάνα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Έτσι γνωρίζουμε σήμερα, ότι στο κατώτερο Ιουρασικο άρχισε η τμηματική διάνοιξη του Βορείου Ατλαντικού και ξεχώρισε σε πρώτη φάση η Βόρεια Αμερική από την Αφρική και τη Νοτιά Αμερική. Στο κατώτερο Κρητιδικό άρχισε η διαμόρφωση του Νοτίου Ατλαντικού ωκεανού. Στο ανώτερο Κρητιδικό ο Βόρειος Ατλαντικός επεκτάθηκε και σχημάτισε τη θάλασσα του Λαμπραντόρ και τον Βισκαϊκό κόλπο. Δημιουργήθηκε, επίσης, η πρώτη Ειρηνο-Ανταρκτική ράχη μεταξύ της Νέας Ζηλανδίας και της Δυτικής Ανταρκτικής.

Στις αρχές του Τριτογενούς διαμορφώθηκε το Βορειότατο άκρο της Βόρειας Αμερικής και σχηματίστηκε ο Αρκτικός ωκεανός. Διαχωρισμός, επίσης, της Αυστραλίας από την Ανταρκτική και της Ινδίας από τις Σεϋχέλλες, έγινε στην ιδία περίοδο. Πολύ αργότερα σχηματίστηκαν η Ερυθρά θάλασσα, ο κόλπος του Άντεν, ο κόλπος της Καλιφορνιας και η αρχική έξαρση της υποθαλάσσιας ράχης των νησιών Καλαπάγκος.

Τα διάφορα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης (σεισμική δράση, δράση των ηφαιστείων, κ.λ.π.) δεν παρουσιάζουν τυχαία γεωγραφική κατανομή. Πρόσφατα, αναπτύχθηκε η θεωρία των λιθοσφαιρών πλακών που προσπάθησε να εξηγήσει όλα η σχεδόν όλα τα γεωδυναμικά φαινόμενα. Η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική, αργότερα στηρίχθηκε στη θεωρία των λιθοσφαιρικων πλακών.

Με τον όρο Νέα Παγκόσμια Τεκτονική εννοούμε το σύνολο των σύγχρονων υποθέσεων, ιδεών και θεωριών, που αναφέρονται στις οριζόντιες κυρίως κινήσεις γιγαντιαίων επιφανειακών τεμαχίων της στερεάς γης, στα αίτια που προκαλούν τις κινήσεις αυτές, όπως επίσης και στη συμβολή των κινήσεων αυτών στη διαμόρφωση της μορφολογίας της επιφάνειας της γης. Η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική βασίζεται, κυρίως, στις γεωφυσικές και γεωλογικές έρευνες που πραγματοποιήθηκαν κατά την τελευταία εικοσαετία **(Παπαζάχος 1973).**

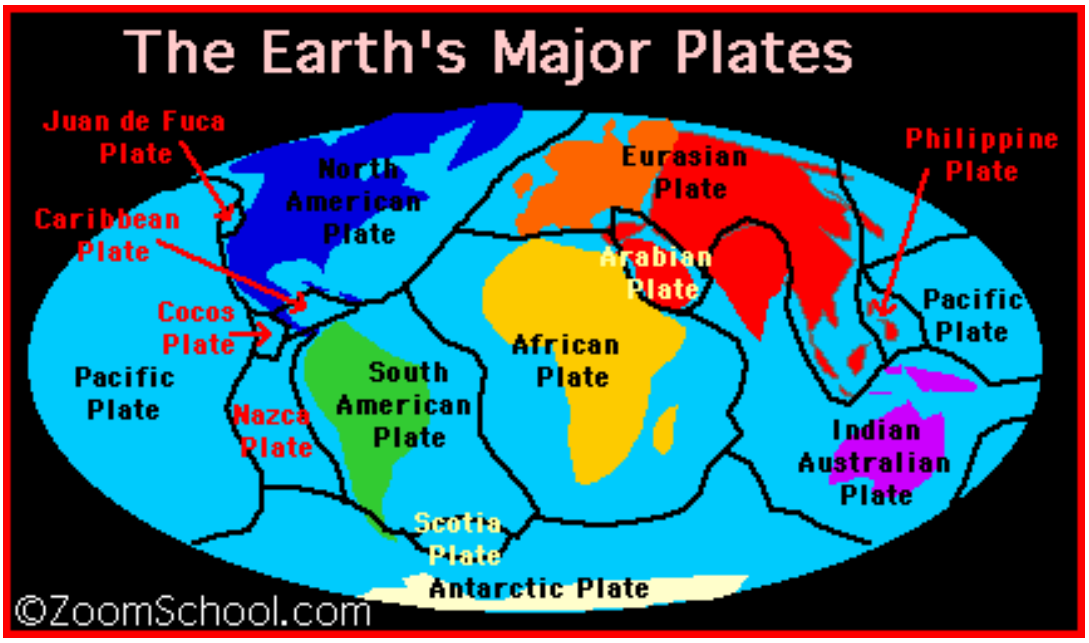
Παλιότερα οι επιστήμονες πίστευαν ότι κατακόρυφες κινήσεις είναι επικρατέστερες, ενώ θεωρούσαν τις οριζόντιες κινήσεις ανύπαρκτες η ότι γίνονται σε πολύ μικρή κλίμακα και μονό σε ορισμένα ρήγματα η κατά την πτύχωση των ιζημάτων. Αυτό βεβαία ήταν λογικό να πιστεύετε, γιατί οι κατακόρυφες κινήσεις φαίνονται η και μέτριουνται απευθείας, ενώ αντίθετα οι οριζόντιες μονό με έμμεσες μεθόδους είναι δυνατόν να μετρηθούν.

Σήμερα, ένας μεγάλος αριθμός επιστημόνων πιστεύει ότι οι οριζόντιες κινήσεις γιγαντιαίων τεμαχων τα οποία ονομάζονται **λιθοσφαιρικες πλάκες** (σχ. 2), όπως

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

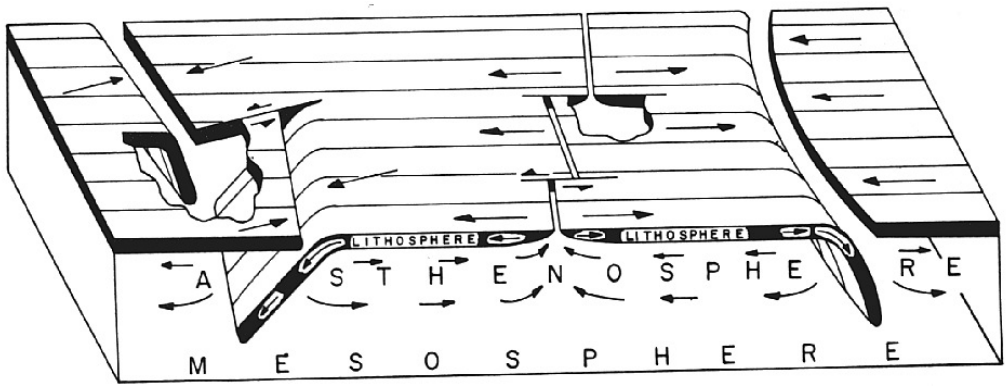
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

προαναφέραμε, είναι τα κύρια αίτια για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομενων **(Παπαζάχος 1973)**.



Σχ. 2. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες και η χωρική κατανομή τους στην Γη.

Η λιθόσφαιρα είναι ένα δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα, πάχους 80 km περίπου, που καλύπτει ολόκληρη τη γη (σχ. 3) Αυτή δεν είναι συνεχής αλλά χωρίζεται από τα δυο συστήματα διάρρηξης (ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης κα σύστημα μέσο-ωκεάνιων ραχεων) σε ένα αριθμό λιθοσφαιρικων πλακών οι οποίες πραγματοποιούν σχετικές κινήσεις μεταξύ τους, η ταχύτητα των οποίων μπορεί να φτάσει τα 10cm/yr.

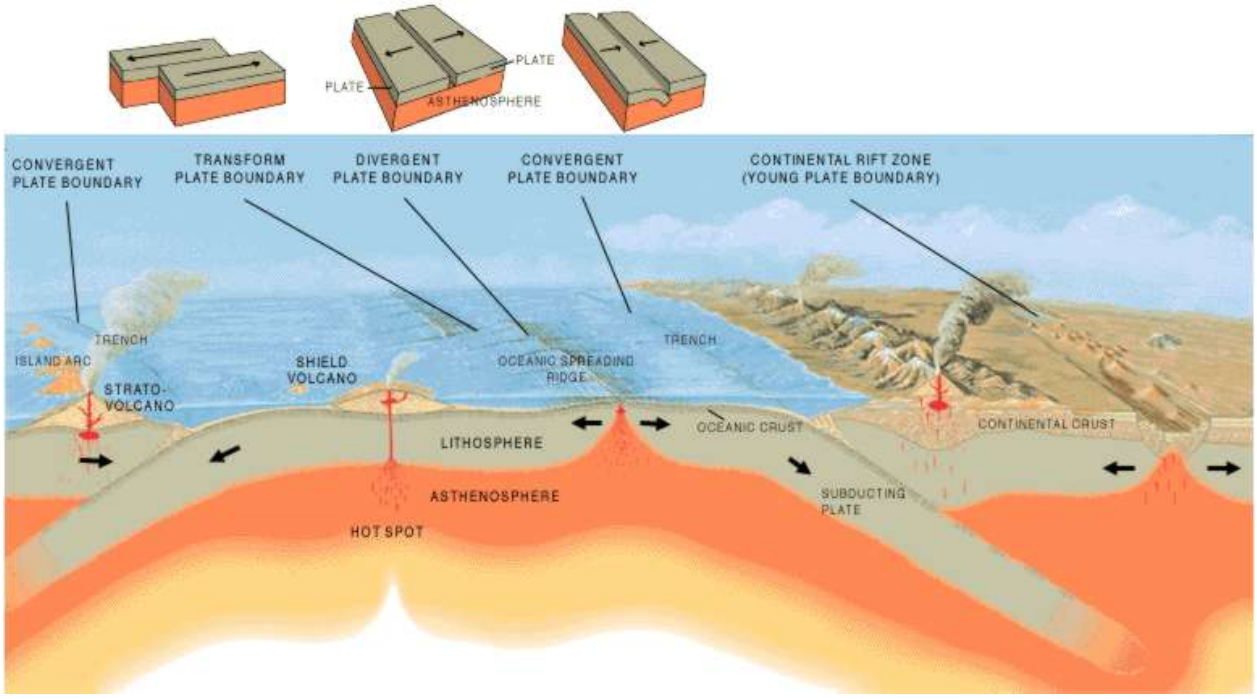


Σχ. 3. Σχηματική παράσταση της λιθόσφαιρα της Γης και τα 2 συστήματα διάρρηξης (Isacks et al., 1968)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες δημιουργούνται στις μέσο-ωκεάνιες ράχες, όπου υλικό βγαίνει από το εσωτερικό της γης και προσκολλάται στο υλικό των παρυφών των πλακών. Οι πλάκες καταστρέφονται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης με πλάγια βύθιση μέσα στην **ασθενοσφαιρα** που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα (σχ. 4). Αυτή είναι η κινηματική θεωρία των λιθοσφαιρικων πλακών και αποτελεί τη βάση της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής.



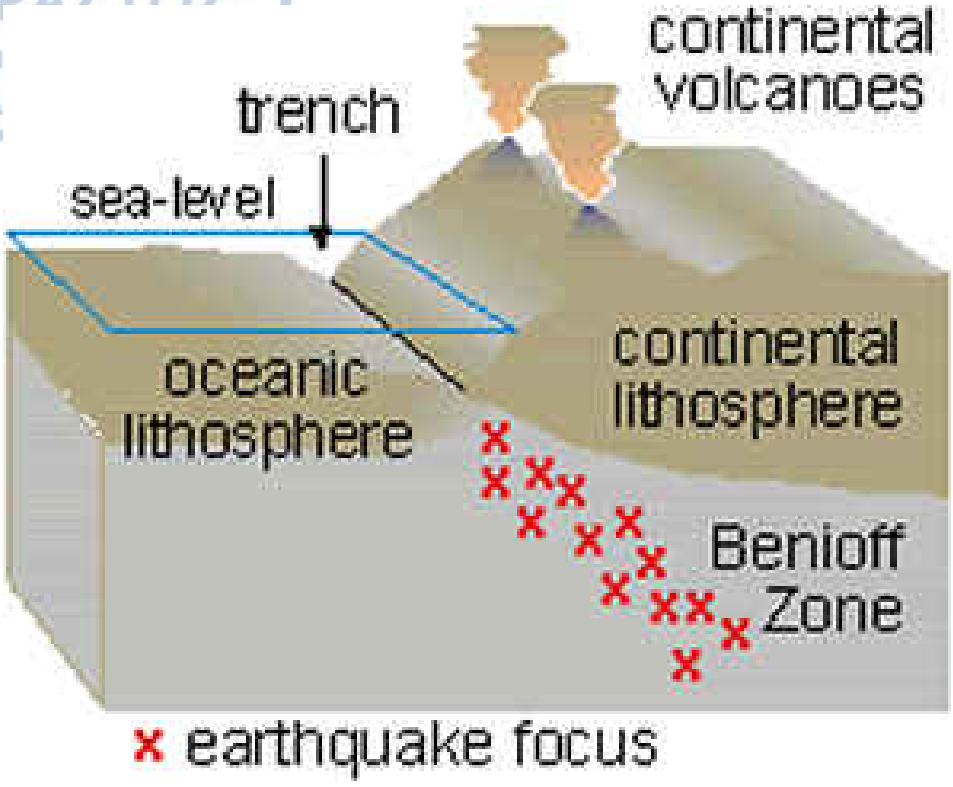
Σχ. 4. Δημιουργία (μεσο-ωκεάνιες ράχες) και καταστροφή (ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης) των λιθοσφαιρικών πλακών.

Η σεισμικότητα των περιοχών με σεισμούς βάθους και ενδιαμέσου βάθους αναπαριστάνει τα σχήματα των βυθιζόμενων τεμαχων της λιθόσφαιρας.

Το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινόμενων που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης γίνονται στα δυο προαναφερόμενα παγκόσμια συστήματα διάρρηξης. Οι σεισμοί γέννιουνται στις παρυφές των πλακών, οι δε πλουτώνιοι σεισμοί συμβαίνουν στις περιοχές των μεγάλων τάφρων οπού πραγματοποιείται η κατάδυση των λιθοσφαιρικών πλακών (σχ. 5). Θα περιγράψουμε τα δυο συστήματα διάρρηξης καθώς και τη γεωλογία και τεκτονική τους συνοπτικά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α



Σχ. 5. Γένεση σεισμών στις παρυφές των πλακών (επιφανειακοί σεισμοί) και οι ενδιαμέσου ή μεγάλου βάθους σεισμοί συμβαίνουν στις περιοχές των μεγάλων τάφρων οπού πραγματοποιείται η κατάδυση των λιθοσφαιρικών πλακών.

α) Ηπειρωτικό Σύστημα Διάρρηξης: Αυτό αποτελείται από δυο επί μέρους τμήματα. Την Περιειρηνικη ζώνη και την Ευρασιατικη-Μελανησιακη ζώνη. Η πρώτη ζώνη περιλαμβάνει όλες σχεδόν τις ακτές που περιβάλλουν τον Ειρηνικό ωκεανό. Ξεκινάει από την Αλάσκα και αφού διατρέξει όλες τις Δυτικές ακτές της Βόρειας, Κεντρικής και Νοτιάς Αμερικής περνάει απέναντι στις Ανατολικές ακτές της Ασίας. Ξεκινώντας από την Βόρεια Νέα Ζηλανδία και περνώντας από τις τάφρους των νησιών Νέες Εβριδες και Νέα Βρετάνη φθάνει στη Νέα Γουινέα κα στις τάφρους τις Ιάβας. Από εκεί στρίβει προς Βορρά και περνώντας από τη τάφρο των Φιλιππίνων φθάνει στην Ιαπωνία οπού διακλαδίζεται. Ο ένας της κλάδος συνεχίζει, την προς Βορρά κατεύθυνση και φθάνει μέχρι την Χερσόνησο Καμτσακα της Ρωσίας όπου λίγο πιο Βορειοανατολικά συνδεεται με το τόξο των Αλεουτίων, ο δε άλλος κλάδος κάμπτεται προς το Νότο και ακολουθεί τις τάφρους των νησιών Μπονίν και Μαριάνων.

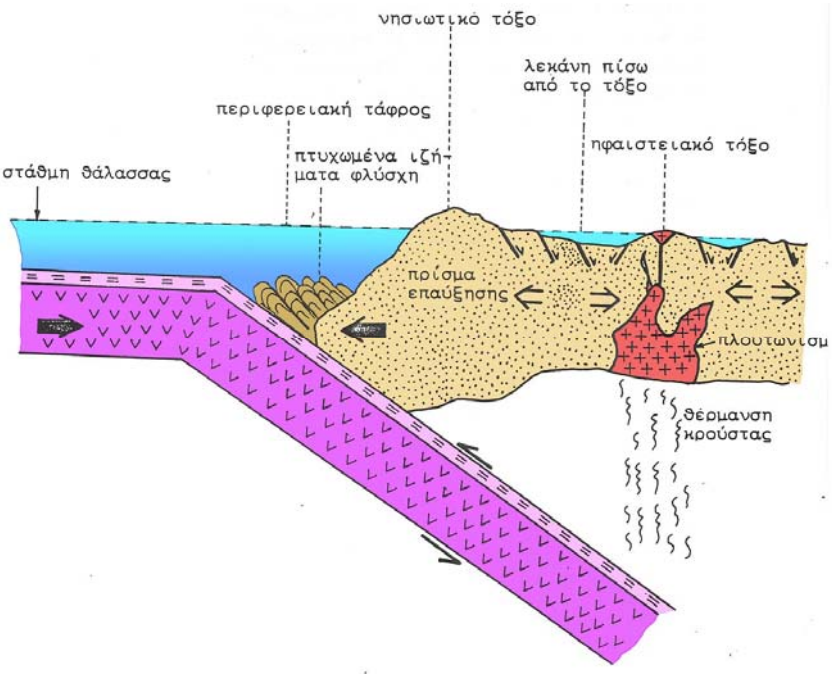
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Η Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη αρχίζει Δυτικού Γιβραλταρ και ακολουθώντας τις αλπικές πτυχώσεις περνάει από τα Βαλκάνια και στη συνέχεια από την Περσία, τα Ιμαλάϊα, τη Βιρμανία και ενώνεται με την Περιειρηνικη ζώνη κοντά στο νησί Νέα Γουινέα. Τη μόνη εξαίρεση στο ηπειρωτικό σύστημα αποτελεί ένα μέρος της Βόρειας Αμερικής, όπου τμήμα του φλοιού του Ειρηνικού ωκεανού που ανήκει στο σύστημα των μέσο-ωκεάνιων ραχεων μπαίνει σα "σφήνα" στα ηπειρωτικά συστήματα διάρρηξης όπου υπάρχουν και από τις δυο πλευρές αυτής της "σφήνας".

Στις δυο αυτές ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης βρίσκονται όλες οι νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα, το σύνολο των ανδεσιτικών ηφαιστείων, όλες οι εστίες σεισμών βάθους και το μεγαλύτερο μέρος των εστιών των επιφανειακών σεισμών.

Τα νησιωτικά τόξα αποτελούν ένα από τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης, παρουσιάζουν δε μεγάλο ενδιαφέρον από τεκτονικής πλευράς. Συνήθως, έχουν σχήμα τόξου κύκλου και αποτελούνται από δυο κύρια συγκεντρικά μέρη (σχ. 6). Το εξωτερικό μέρος ονομάζεται **ιζηματογενές τόξο** και αποτελείται από μια σειρά ιζηματογενών νησιών η βουνών. Στο κοίλο μέρος του τόξου βρίσκεται θαλάσσια λεκάνη μικρού βάθους, ενώ στο κυρτό μέρος υπάρχει βαθειά ωκεάνια τάφρος. Το εσωτερικό μέρος του τόξου λέγεται **ηφαιστειακό τόξο** και αποτελείται από μια σειρά ανδεσιτικων ηφαιστείων, ηφαιστειογενών νησιών η βουνών.



Σχ. 6. Σχηματική παράσταση νησιωτικού τόξου με τα χαρακτηριστικά του.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

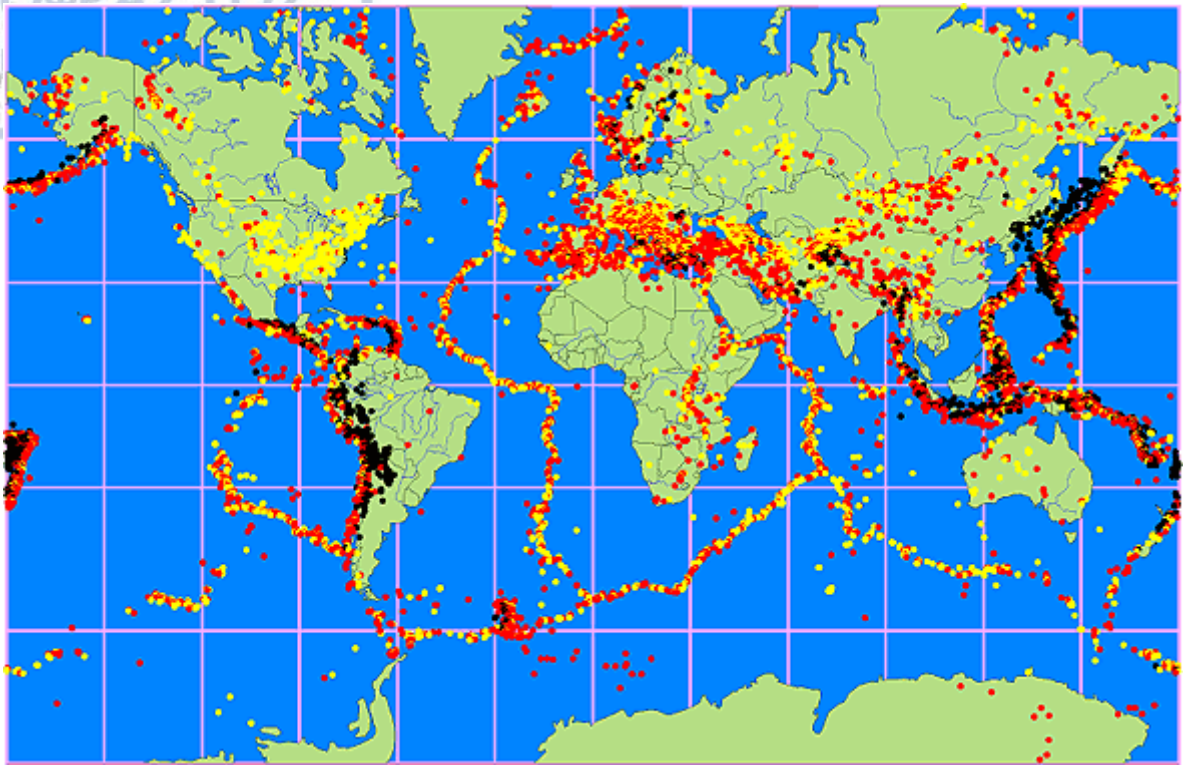
β) Οι μέσο-ωκεάνιες ράχες: Ένα σύστημα υποβρύχιων εξάρσεων του υποθαλάσσιου φλοιού αποτελεί τη ζώνη διάρρηξης των μεσοωκεάνιων ράχεων. Γεωφυσικές έρευνες έδειξαν ότι τα υποθαλάσσια αυτά "βουνά" φτάνουν μέχρι και 3.000m ύψος. Το σύστημα αυτό των ζωνών διάρρηξης διασχίζει τον Ατλαντικό ωκεανό από Βορρά προς Νότο σε μορφή S (μέσο-ατλαντική ράχη). Στο Νότιο τμήμα του στρέφεται προς τα Νοτιοανατολικά περνάει μεταξύ της Αφρικής και της Ανταρκτικής και μπαίνει στον Ινδικό ωκεανό όπου Ανατολικά της Μαδαγασκάρης διχάζεται. Ο ένας κλάδος, ακολουθώντας Βόρεια διεύθυνση, φτάνει στην Αραβική θάλασσα και ενώνεται με τον κόλπο του Άντεν με το σύστημα διάρρηξης του βυθίσματος της Ανατολικής Αφρικής. Ο άλλος κλάδος ακολουθεί Νοτιοανατολική διεύθυνση και περνώντας μεταξύ της Αυστραλίας και της Ανταρκτικής μπαίνει στον Ειρηνικό ωκεανό και στη συνέχεια κάμπτεται προς Βορρά, φθάνοντας μέχρι τη Δυτική Βόρεια Αμερική. Το σύστημα των μεσοωκεάνιων ράχεων αποτελούν τμήματα του υποθαλάσσιου πυθμένα (σχ. 7). Όμως, συναντάμε επεκτάσεις του συστήματος αυτού και σε τμήματα ξηράς. Τέτοια είναι η διάρρηξη στην Ανατολική Αφρική και η περιοχή του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Οι μεσοωκεάνιες ράχες τέμνονται σε διάφορα μέρη από ρήγματα, τα οποία είναι κάθετα προς τις διευθύνσεις των κυρίων αξόνων των ράχεων και λέγονται **ρήγματα μετασχηματισμού** (σχ. 8).

1.3Πληροφορίες για το σεισμοτεκτονικό πεδίο

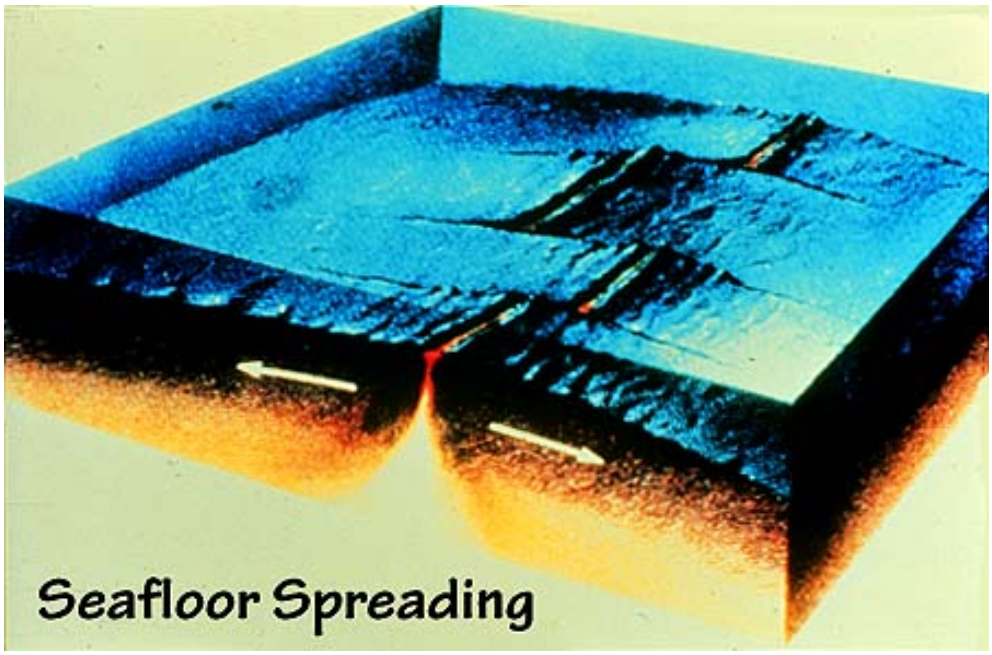
Η Νότια Αμερικανική Ήπειρος έχει πολύπλοκη τεκτονική δομή. Η σεισμική δράση επικεντρώνεται κυρίως κατά μήκος των ακτών του Ειρηνικού ωκεανού, κυρίως σε ανάστροφα ρήγματα, όπου πραγματοποιείται η καταβύθιση της πλάκας Νάζκα (Nazka) κάτω από την πλάκα της Νοτίου Αμερικής **(Suarez et al., 1990)**. Η σχετική ταχύτητα των δυο πλακών είναι 9.3cm/yr **(Casaverde and Vargas, 1984)**. Αυτή η ταχύτητα είναι μια ενδιάμεση τιμή , ενώ τιμές 8.5cm/yr , 9cm/yr **(Dewey and Lamb, 1992; Ruiz ,1993)** και 10cm/yr **(West et al., 1989**) έχουν επίσης υπολογιστεί. Κύριο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η υψηλή σεισμικότητα, που εκδηλώνεται με την εμφάνιση μεγάλων σεισμών (σεισμός Χιλής 1960, Ms=8.5, Mw=9.5) όπου σύμφωνα με τον **Kanamori (1977)** είναι ο μεγαλύτερος του παρόντα αιώνα. Άλλο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι το ηφαιστειακό τόξο που διατρέχει κατά μήκος των Άνδεων την ενδοχώρα. Σε ορισμένες όμως περιοχές παρατηρείται απουσία της ηφαιστειότητας, που οφείλεται κατά κύριο λόγο στην πολύ μικρή γωνία

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχ. 7. Σύστημα μεσο-ωκεανίων ράχεων.



Σχ. 8. Ρήγματα μετασχηματισμού.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κλίσης της βυθιζόμενης πλάκας με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η τήξη του υλικού και η άνοδος του στην επιφάνεια **(Barazangi and Isacks, 1979)**.

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

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

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

Από την χωρική κατανομή επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών οι **Barazangi και Isacks (1979)** προσδιόρισαν ότι η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας Νάζκα κάτω από το βόρειο και κεντρικό Περού είναι περίπου 10°, ενώ στο νότιο Περού προσδιόρισαν ότι η κλίση της ζώνης Benioff είναι περίπου 30°. Η μετάβαση αυτή από μικρή σε πιο απότομη κλίση εμφανίζεται κατά μήκος της διείσδυσης μέσα στην ήπειρο της ράχης Νάζκα (Nazca ridge). Η αιτία της μικρής γωνίας κλίσης οφείλεται κατά τους ίδιους ερευνητές, στην μικρή ηλικία της πλάκας (μικρότερη από 50 εκατομμύρια χρόνια) και έτσι λεπτότερη σε πάχος και πιο ελαφριά, από την δυτική πλάκα του Ειρηνικού ηλικίας 100 εκατομμυρίων ετών, με αποτέλεσμα οι βαρυτικές δυνάμεις να μην μπορούν να δράσουν παρασύροντας την βυθιζόμενη πλάκα σε μεγαλύτερο βάθος και μεγαλύτερη κλίση βύθισης σε σχέση με τις πλάκες μεγαλύτερης ηλικίας, με συνέπεια να ακολουθεί την κάτω επιφάνεια της υπερκείμενης λιθοσφαιρικής πλάκας (σχ. 9).

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

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

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

Εκτός της παραπάνω θεώρησης της πλάκας Νάζκα ως μιας κατατμημένης πλάκας με γωνίες κλίσης που ποικίλουν από 10^o μέχρι περίπου 30^o, μεταξύ των ράχεων Νάζκα και Χουάν Φερναντέθ, υπάρχουν ερευνητές **(Sacks, 1977; James, 1978 ; Hasegawa και Sacks, 198**1) που υποστηρίζουν ότι ένα χαρακτηριστικό της καταδυόμενης πλάκας είναι η απλή και ομοιόμορφη δομή της, κατά μήκος της παράταξης του τόξου, όπου δεν παρατηρείται κατάτμηση της πλάκας σε μικρότερα τμήματα και η γωνία βύθισης της είναι περίπου 10^o. Το χαρακτηριστικό αυτό επιβεβαιώνεται σύμφωνα με τους **Giardini και Lundgren (1995)** καθώς και από τους **Wiens and McGuire (199**5) από δυο σεισμούς μεγάλου βάθους με μεγέθη M_w=8.2 που συνέβησαν το 1972 στην Κολομβία, 651km, και το 1994 στην Βολιβία 636km, αντίστοιχα.

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

Τα παραπάνω αποτελέσματα του **Lindo και των συνεργατών του (1992)**, επιβεβαιώνουν την έρευνα του **Suarez και των συνεργατών του (1990)**, αλλά και παλαιότερων ερευνών , που υποστηρίζουν ότι η πλάκα Νάζκα βυθίζεται κάτω από το Περού με γωνία 30^o μέχρι το βάθος των 100-150 km, ενώ ακολουθεί μια οριζόντια

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

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

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

Η Κολομβία βρίσκεται στο βορειότερο τμήμα της Νότιο-Αμερικανικής πλάκας, κοντά στο τριπλό σημείο σύγκλισης της Νότιο-Αμερικανικής, Νάζκα και Καραϊβικής πλάκας. Οι περισσότεροι σεισμοί εμφανίζονται σε μια ζώνη, που ακολουθεί τα σύνορα Παναμά-Κολομβίας, ενώ οι σεισμοί βάθους (μέχρι και 650 km) εμφανίζονται στα σύνορα Βραζιλίας, Περού, Κολομβίας, **(Lomnitz, 1974)**. Η απουσία σεισμών ενδιαμέσου βάθους στον βόρειο Ισημερινό μπορεί να αποδοθεί στην σχεδόν υποοριζόντια γωνία βύθισης της καταδυόμενης πλάκας, ενώ αντίθετα η παρουσία σεισμών ενδιαμέσου βάθους στην περιοχή της Κολομβίας και της δυτικής Βενεζουέλα οφείλεται στην κατάδυση της πλάκας Νάζκα, από την πλευρά του Ειρηνικού ωκεανού, και στην κατάδυση της Καραϊβικής πλάκας στα ανατολικά **(Malave and Suarez , 1995)**.

Η περιοχή Παναμά-Κολομβίας παρουσιάζει πολύπλοκη τεκτονική δομή **(Gutierrex, 1993)** ενώ διάφορα τεκτονικά μοντέλα έχουν προταθεί από πολλούς ερευνητές. **(Pennington, 1981; Adamek et al., 1988; Kellogg et al., 1985, 1989)**. Επίσης ο **Jordan (1975)** και οι **Wadge και Burke (1983)** επισήμαναν την μείωση της σεισμικότητας στον Παναμά και Βορειοδυτική Νότια Αμερική.

Οι **Kellogg και Vega (1995)** από μετρήσεις GPS υπολόγισαν ταχύτητες κατάδυσης στην περιοχή του Ισημερινού περίπου 7cm/yr, ενώ για την Κολομβία 5cm/yr. Η κλίση της ζώνης Benioff στην Κολομβία είναι 30° **(Galvis, 1980 ; Pennington, 1981)**. Η

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

διαφορά μεταξύ των δυο ταχυτήτων μπορεί να σχετίζεται με την αριστερόστροφη οριζόντια κίνηση με διεύθυνση ανατολή δύση στο βόρειο τμήμα της πλάκας Νάζκα. Οι **Kellogg και Vega (1995)** θεωρούν ότι η διαφορά των δυο ταχυτήτων (5 cm/yr και 7cm/yr) μπορεί να υποστηρίξει την ύπαρξη μιας χωριστής Βόρειας πλάκας Νάζκα, παρόμοια με αυτή, που είχε προταθεί από τους **Wolters (1986)**, **Adamek et al. (1988)**.

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

Η ταχύτητα βύθισης της πλάκας Κόκος κάθετα στην τάφρο της Κεντρικής Αμερικής είναι 9.1cm/yr **(De Mets et al., 1990)**. Η ταχύτητα σύγκλισης μεταξύ της πλάκας Κόκος και αυτή της Καραϊβικής ποικίλει από $6.9 \pm 0.3 cm/yr$ νότια του Μεξικού, Γουατεμάλα μέχρι $9.5 \pm 0.4 cm/yr$ στα νότια της Κόστα Ρίκα **(De Mets et al., 1990)**. Όσον αφορά την γεωμετρία της ζώνης Wadati-Benioff (γωνία βύθισης, μήκος, μέγιστο βάθος), διάφοροι ερευνητές **(Sugi and Uyega, 1984 ; Yamaoka et al., 1986 ; Jarrard, 1986)** συσχετίζουν την ηλικία της πλάκας κατάδυσης, η θεωρούν ένα συνδυασμό της ηλικίας και της ταχύτητας σύζευξης με την γωνία κλίσης και το μήκος της ζώνης Benioff. Ο **Protti και οι συνεργάτες του (1995)** υπολόγισαν ότι η κλίση της ζώνης Benioff ελαττώνεται από 84° κάτω από την Νικαράγουα μέχρι σε 60° κάτω από την κεντρική Κόστα Ρίκα. Οι ίδιοι πρότειναν ένα μοντέλο για την περιοχή που βασίζεται στη μεταβολή της ηλικίας της καταδυόμενης πλάκας Κόκος κάτω από την τάφρο της Κεντρικής Αμερικής, που βρίσκεται σε συμφωνία με την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

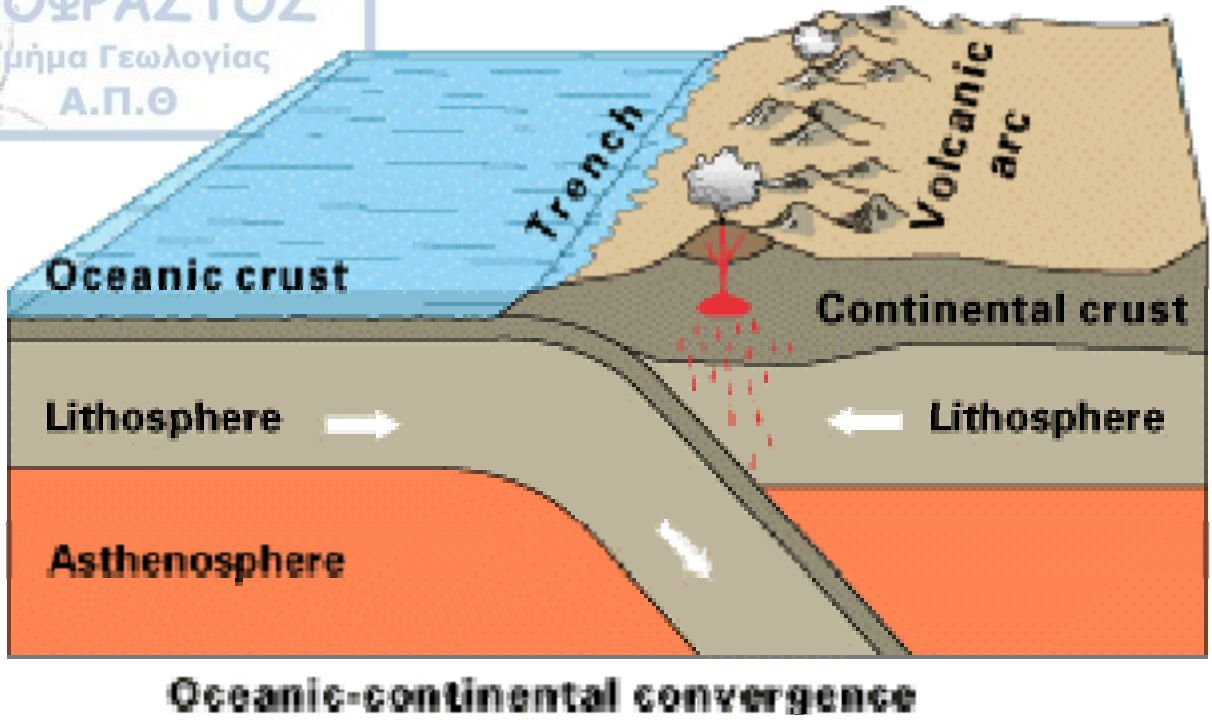
πολύπλοκη γεωμετρία της ζώνης Benioff. Σύμφωνα με το μοντέλο η περιοχή μεταξύ Νικαράγουα και Κόστα Ρίκα έχει χωριστεί σε τέσσερα καταδυόμενα τμήματα με βάση την γεωμετρία της ζώνης, την ηλικία της πλάκας και άλλα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Η μεταβολή της γωνίας κλίσης έχει αποδοθεί από τον **Burbach και τους συνεργάτες του (1984)** όπως και από άλλους ερευνητές **(Stoiber and Carr, 1973 ; Burbach and Frohhich, 1986)**, στην ύπαρξη ενός ρήγματος, που χωρίζει την βυθιζόμενη πλάκα, ενώ ο **Protti και οι συνεργάτες του (1995)** δεν παρατήρησαν κάποιο παρόμοιο χαρακτηριστικό.

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

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχ. 9. Γενικό γεωτεκτονικό μοντέλο στην ζώνη κατάδυσης της νότιας Αμερικής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^{Ο}

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

2.1Πηγη δεδομένων.

Το υλικό παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκε για την εργασία αυτή λήφθηκε από τρεις βασικές πηγές.

1) Το **1954 οι Gutenberg και Richter εξέδωσαν ένα βιβλίο με τίτλο "Seismicity of the Earth and associated phenomena"**. Η εργασία αυτή, που θεωρείται από πολλούς ερευνητές ως η "Βίβλος" της Σεισμολογίας, περιέχει καταλόγους σεισμών από όλο τον κόσμο από το 1904 ως το 1952 και με μεγέθη μεγαλύτερα η ίσα του 5.0. Η εργασία προχωρεί παραπέρα από την δημοσίευση των καταλογών και οι συγγραφείς της χωρίζουν, για πρώτη φορά, όλο τον κόσμο σε **σεισμικές περιοχές** (seismic regions), χρησιμοποιώντας σεισμοτεκτονικά γεωμορφολογικά κριτήρια. Ο αριθμός των περιοχών αυτών είναι 51. Έρευνες που έγιναν αργότερα απλώς διαπίστωσαν τον επιτυχημένο χωρισμό περιοχών που είχαν κάνει οι προαναφερόμενοι επιστήμονες. Η μόνη σχεδόν βελτίωση που έγινε στον χωρισμό ήταν η μετακίνηση των ορίων των περιοχών κατά μια ή δυο μοίρες σε δυο περιπτώσεις. Επίσης, σε μια περίπτωση (Rothe 1969), έγινε σύμπτυξη δυο περιοχών σε μια. Η περιοχή των νησιών Κερμαντέκ-Τόγκα και η περιοχή των νησιών Φίτζι, ενώθηκαν, γιατί η μεγάλη σεισμικότητα στις δυο αυτές περιοχές έκανε δύσκολο τον ακριβή διαχωρισμό τους.
2) Ο **Rothe το 1969** εκδίδει, με την φροντίδα της UNESCO, ένα βιβλίο με τίτλο "The Seismicity of the Earth". Στο βιβλίο αυτό ο συγγραφέας έχει καταχωρήσει καταλόγους σεισμών για όλη τη γη από το 1953 ως το 1965, με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5.0. Ο Rothe εξακολουθεί να διατηρεί το διαχωρισμό των σεισμικών ζωνών που έκαναν οι Gutenberg και Richter με μόνη εξαίρεση την ένωση των παραπάνω περιοχών. Επίσης, μεταξύ των σεισμών ο ερευνητής αυτός έχει καταγράψει κι δυο ατομικές εκρήξεις, τις οποίες όμως αργότερα αναγνώρισε και τις αναφέρει στην εισαγωγή του βιβλίου του. Όπως είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ευνόητο, τις δυο αυτές εκρήξεις τις παραλείψαμε κατά τον υπολογισμό της σεισμικότητας των αντιστοίχων περιοχών. Ο Rothe ακόμα και στον ορισμό των μεγεθών ακολούθησε την τακτική των προηγούμενων δυο επιστημόνων. Έτσι π.χ. ένα σεισμό με μέγεθος M=4.95 ον γράφουν και οι τρεις ερευνητές σαν M=5, ενώ ένα σεισμό με μέγεθος 5 τον γράφουν M=5.0. Τους σεισμούς με μεγέθη π.χ. 5.25, 6.25, κ.λ.π. ή 5.75, 6.7 , κ.λ.π. τους γράφουν σαν $5\frac{1}{4}$, $6\frac{1}{4}$ ή $5\frac{3}{4}$, $6\frac{3}{4}$, κ.λ.π. αντίστοιχα.

Στη στατιστική επεξεργασία των δεδομένων αυτής της εργασίας τα μεγέθη αυτά τα έχουμε κατατάξει ως εξής : M=6 στα M=6.0, M=$5\frac{1}{4}$ στα M=5.2, M=$5\frac{3}{4}$ στα M=5.7 . Το ίδιο συμβαίνει και με τα μεγαλύτερα μεγέθη. Επίσης τον σεισμό με μέγεθος π.χ. M=5.45 τον αναφέρουν σαν σεισμό με μέγεθος $5\frac{1}{2}$. Οι σεισμοί αυτοί καθώς και οι αντίστοιχοι μεγαλύτεροι $6\frac{1}{2}$, $7\frac{1}{2}$ κ.λ.π. στη στατιστική επεξεργασία κατατάχτηκαν στους M=5.5 και στους M=6.5, M=7.5 , κ.λ.π. Τα μεγέθη των σεισμών για τους οποίους χρησιμοποιούνται τα σύμβολα M=d ή M=e δεν υπολογίστηκαν με ακρίβεια και γι'αυτό οι σεισμοί αυτοί παραλήφτηκαν από την εργασία.

3) Τα δεδομένα από το 1966 μέχρι το 2006 λήφθηκαν από τους καταλόγους του I.S.C. (International Seismological Center). Από τους καταλόγους αυτούς χρησιμοποιήσαμε τα στοιχεία των σεισμών μεγαλύτερα ή ίσα του 5.5 γιατί ήδη από τους προηγούμενους δυο καταλόγους βρήκαμε ότι πληρότητα του υλικού παρατήρησης υπάρχει για μεγέθη $M \geq 5.5$. Στους καταλόγους αυτούς συνεχίζεται ο ίδιος διαχωρισμός των ζωνών, όπως και στους προηγούμενους. Το ίδιο κέντρο έχει εκδώσει τον "Regional Catalogue of Earthquakes", που διευκόλυνε σε πολύ μεγάλο βαθμό την αναζήτηση του υλικού παρατήρησης.

Σαν μια βοηθητική πηγή δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν οι κατάλογοι του **Duda (1965)**. Στους καταλόγους αυτούς, που αφορούν την Περειρηνική ζώνη, ο ερευνητής κάνει αναθεώρηση μερικών μεγεθών των καταλόγων Gutenberg και Richter.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Όλα αυτά τα στοιχεία για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.5$ καταχωρήθηκαν στον υπολογιστή για περαιτέρω επεξεργασία.

2.2 Ιστορική ανασκόπηση της ανάπτυξης του διεθνούς σεισμολογικού δικτύου.

Όπου και όποτε συμβαίνει ένας σεισμός, αυτός καταγράφεται από τα σεισμόμετρα που είναι εγκατεστημένα σε σεισμολογικά κέντρα η σεισμολογικούς σταθμούς όλου του κόσμου. Οι σεισμογράφοι καταγράφουν τους σεισμούς όλο το 24ωρο όλες τις μέρες του χρόνου χωρίς διακοπή. Όταν τα σεισμογράμματα που παίρνουμε έχουν καταγράψει μια ταλάντωση οφειλόμενη σε σεισμό, κοντινό ή μακρινό, προσδιορίζεται ο ακριβής χρόνος της αρχικής κίνησης στο σεισμόγραμμα, καθώς επίσης και οι ακόλουθες εμφανείς κινήσεις (οι ονομαζόμενες φάσεις). Η πρώτη κίνηση ονομάζεται P φάση ή κύμα P. Τα εθνικά σεισμολογικά κέντρα προσδιορίζουν τους χρόνους άφιξης των διαφόρων φάσεων των σεισμών από όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς της χώρας τους και τους στέλνουν στο Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο, μια φορά την εβδομάδα τουλάχιστον. Το Διεθνές Κέντρο, αφού συγκεντρώσει τα δεδομένα απ'ολο τον κόσμο, υπολογίζει τις συντεταγμένες του επικέντρου (γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος) το εστιακό βάθος και το χρόνο γένεσης κάθε σεισμού. Το πλάτος και η περίοδος ταλάντωσης κάθε σεισμού υπολογίζεται στα εθνικά κέντρα και στέλνεται επίσης στο Διεθνές Κέντρο, γιατί απ'αυτά τα στοιχεία υπολογίζεται το μέγεθος του σεισμού.

Η επεξεργασία όλου αυτού του υλικού πριν από την εμφάνιση των ηλεκτρονικών υπολογιστών ήταν επίπονη και έπαιρνε πολύ χρόνο.

Με την εμφάνιση της "ενόργανης" σεισμολογίας στο τέλος του περασμένου αιώνα άρχισε η διεθνής συνεργασία.

Το πρώτο ενιαίο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών στην Βόρεια Αμερική εγκαταστάθηκε από το 1908 μέχρι το 1911 από την Jesuit Seismological Service. Αυτό το δίκτυο έχει χρησιμοποιήσει σε μεγάλη κλίμακα το σεισμόμετρο Wiechert που είχε κατασκευαστεί τότε.

Το **1940 οι Jeffreys και Bullen** δημοσίευσαν τις καμπύλες χρόνων διαδρομής , οι οποίες συνέβαλαν σημαντικά στο βασικό διαχωρισμό του εσωτερικού της γη , σε φλοιό σε πάνω και κάτω μανδύα και σε εξωτερικό και εσωτερικό πυρήνα. Με την εργασία αυτή, επίσης, καθορίστηκαν αρκετά καλά οι ταχύτητες των ελαστικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κυμάτων, ώστε να μπορούν αν προσδιοριστούν οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων με σημαντική ακρίβεια.

Η σεισμολογική έρευνα προχώρησε με άλματα, όταν ιδρύθηκε, το 1905, η Διεθνής Ένωση Σεισμολογίας (International Association of Seismology).

Η Βρετανική Ένωση για την ανάπτυξη της επιστήμης άρχισε το 1913 το S.M.B.(Seismological Monthly Bulletin) και το 1918 το I.S.S.(International Seismological Summary). Ο **Turner** έγινε ο πρώτος διευθυντής του κέντρου αυτού και ήταν αυτός που διαπίστωσε για πρώτη φορά την ύπαρξη σεισμών βάθους. Από την εποχή αυτή, το I.S.S. αναπτύχτηκε και έγινε μια από τις σπουδαιότερες πηγές σεισμολογικών πληροφοριών. Πολλές ανακαλύψεις στην Γεωφυσική και στη Σεισμολογία έγιναν με επεξεργασία των δεδομένων του I.S.S. όπως για παράδειγμα, η παγκόσμια σεισμικότητα για πρώτη φορά χαρτογραφήθηκε με βάση τα στοιχεία του I.S.S. Κατά την διάρκεια του δευτέρου παγκοσμίου πολέμου αλλά και μετά από αυτόν το έργο του I.S.S. συνάντησε σοβαρές δυσκολίες, στη συλλογή και στην επεξεργασία των δεδομένων τόσο με τους διάφορους σταθμούς που συνεργαζόταν όσο και μέσα στο ίδιο το κέντρο. Οι εκδόσεις του I.S.S. καθυστερούσαν πάρα πολύ για οικονομικούς κυρίως λόγους **(Miyamura, 1976)**.

Για να βελτιωθεί η κατάσταση αυτή, ένα νέο κέντρο ιδρύθηκε στο Εδιμβούργο, το I.S.C. (International Seismological Center) με διεθνή οικονομική και επιστημονική υποστήριξη. Έτσι διακόπηκε η έκδοση του δελτίου του I.S.S. μετά την έκδοση του τόμου με τους καταλόγους των σεισμών του 1963. Το I.S.C. ανέλαβε το έργο του I.S.S. και άρχισε να τυπώνει το Bulletin of I.S.C. και τους τοπικούς καταλόγους (Regional Catalogues) από το 1964 μέχρι σήμερα. Στους καταλόγους αυτούς δίνεται το χωρικό μέγεθος m_b, των σεισμών για όλους σχεδόν τους σεισμούς , αλλά για πολλούς από αυτούς δίνεται και επιφανειακό μέγεθος M_s, που αντιστοιχεί στο μέγεθος M που αναφέρεται στους καταλόγους των Gutenberg-Richter , Rothe και Duda. Καμία διεθνής σεισμολογική υπηρεσία από το 1964 μέχρι σήμερα δεν έχει δώσει συστηματικά τα επιφανειακά μεγέθη, M_s των σεισμών. Από το 1985, για τους πολύ μεγάλους σεισμούς και από το 1993 για όλους σχεδόν τους σεισμούς παράλληλα με τα παραπάνω αναφερθέντα μεγέθη εκτιμάται και το μέγεθος ροπής M_w.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

2.3 Ακριβεια, Πληρότητα και Ομοιογένεια του Υλικού Παρατήρησης.

Η απευθείας χρησιμοποίηση του υλικού παρατήρησης είναι δημοσιευμένο στους καταλόγους που αναφέραμε παραπάνω θα μας οδηγούσε σε λανθασμένα αποτελέσματα, επειδή το υλικό παρατήρησης πρέπει να πληρεί ορισμένες προϋποθέσεις για να είναι κατάλληλο για μελέτες σεισμικότητας. Τα δεδομένα παρατήρησης, εκτός του ότι πρέπει να είναι πολυάριθμα και να καλύπτουν όσο το δυνατό μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, πρέπει να πληρούν ορισμένες άλλες βασικές προϋποθέσεις που αφορούν την ακρίβεια, την ομοιογένεια και την πληρότητα του υλικού παρατήρησης.

Η **ακρίβεια** αναφέρεται στα σφάλματα που γίνονται στον υπολογισμό των συντεταγμένων του επικέντρου, του εστιακού βάθους καθώς και του μεγέθους των σεισμών και εξαρτάται από το χρόνο που έγινε ο σεισμός και από το μέγεθος του. Γενικά, στους παλιούς και στους μικρού μεγέθους σεισμούς τα σφάλματα είναι μεγαλύτερα.

Η **ομοιογένεια** αναφέρεται κυρίως στα μεγέθη. Τα δεδομένα είναι ομοιογενή αν τα μεγέθη όλων των σεισμών του δείγματος είναι υπολογισμένα με ένα ομοιόμορφο τρόπο. (π.χ. να είναι όλα επιφανειακά μεγέθη).

Η **πληρότητα** επίσης αναφέρεται στα μεγέθη των σεισμών. Το δείγμα των δεδομένων είναι πλήρες αν αυτό περιέχει όλους τους σεισμούς που συμβαίνουν σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου και έχουν μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα από μια ορισμένη τιμή **(Comninakis and Papazachos, 1977)**.

2.3.1 Ακρίβεια του υλικού παρατήρησης.

Η ακρίβεια του υλικού παρατήρησης δίνεται στους δυο καταλόγους που έχουν αναφερθεί (Gutenberg and Richter 1904-1952 και Rothe 1953-1965), καθώς επίσης και στους καταλόγους του **I.S.C. (1966-1980)** όπου οι παράμετροι των σεισμικών εστιών είναι υπολογισμένες με μεγαλύτερη ακρίβεια από του δυο προηγούμενους καταλόγους.

Τα σφάλματα στην ακρίβεια υπολογισμού των επικέντρων που δίνονται στον κατάλογο των Gutenberg-Richter πλησιάζουν σε ακραίες περιπτώσεις το $\frac{1}{4}$ της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μοίρας. Τα μεγέθη των σεισμών έχουν υπολογιστεί με σφάλμα ±0.1 της μονάδας μεγέθους. Οι συγγραφείς συνήθως δεν δίνουν τιμή για το βάθος ιδιαίτερα για τους επιφανειακούς σεισμούς, όπου, συνήθως, στη θέση της τιμής του βάθους γράφουν το σύμβολο n (normal) που σημαίνει ότι πρόκειται για σεισμό με $h \leq 60$ km. Με αρκετά καλή ακρίβεια δίνεται η τιμή του βάθους των σεισμών βάθους (h>300km) καθώς και των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60<h \leq 300$km).

Ο Rothe εξέτασε 14.000 σεισμούς, από τους οποίους κράτησε και κατέγραψε μόνο αυτούς που είχαν μεγέθη $M \geq 5.0$. Αυτοί φτάνουν μέχρι τον αριθμό 5.329. Από αυτούς, 4.041 είναι επιφανειακοί, 932 είναι ενδιαμέσου βάθους και 356 είναι σεισμοί βάθους. Το μέγεθος που χρησιμοποίησε είναι αυτό που υπολογίζεται στο σεισμολογικό κέντρο της Pasadena (Καλιφόρνια), αλλά για το χρονικό διάστημα 1953-1964 τις τιμές των μεγεθών των ισχυρότερων σεισμών ($M \geq 7.0$) πήρε από τον κατάλογο του Duda (1965). Το σφάλμα στον υπολογισμό των επικέντρων είναι της τάξης του 0.2 της μοίρας για τους σεισμούς που έγιναν με το 1961 και της τάξης του 0.4 της μοίρας για τους σεισμούς που έγιναν πριν το 1960. Τα σφάλματα στα εστιακά βάθη ιδίως των σεισμών βάθους φτάνουν μέχρι δεκάδες χιλιόμετρα.

Τα δεδομένα του I.S.C. όπως φαίνεται από τους σχετικούς καταλόγους έχουν ικανοποιητική ακρίβεια στα μεγέθη (0.2). Τα σφάλματα στον προσδιορισμό του επικέντρου φτάνουν σε ακραίες περιπτώσεις τα 30km. Όσον αφορά το βάθος το σφάλμα φτάνει τα 33km.

Τέλος, οι κατάλογοι του Duda (1965), για την Περιειρηνική ζώνη, δίνουν σφάλμα στον προσδιορισμό του επικέντρου της τάξης του 0.1 της μοίρας. Το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του μεγέθους, όπως αναφέρει ο ίδιος ο συγγραφέας φτάνει το 0.2-0.3 της μονάδας μεγέθους.

2.3.2 Πληρότητα του υλικού παρατήρησης.

Σε πολλούς από τους μέχρι σήμερα δημοσιευμένους χάρτες που απεικονίζουν ποιοτικά τη σεισμικότητα, η πυκνότητα των επικέντρων που εμφανίζουν είναι μερικές φορές τεχνητή. Αυτό συμβαίνει εκεί όπου υπήρχε πυκνό δίκτυο σεισμομέτρων (π.χ. Ιαπωνία), γινόταν κάλος προσδιορισμός των επικέντρων ακόμη και μικρού μεγέθους σεισμών σε αντίθεση με την περιοχές όπου δεν έχουμε επαρκή στοιχεία σεισμών, λόγω ανεπαρκής κάλυψης της περιοχής με σεισμόμετρα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Γενικά, φαίνεται, ότι η μελέτες της σεισμικότητας είναι αρκετά αμφίβολες ως προς τα αποτελέσματα τους, όταν αυτές στηρίζονται σε δεδομένα που δεν πληρούν και τους τρεις ορούς που αναφέρθηκαν προηγούμενα (ακρίβεια, ομοιογένεια, πληρότητα) και δεν καλύπτουν μεγάλο χρονικό διάστημα.

Το τελευταίο αυτό πρόβλημα της χρονικής περιόδου λύνεται, γιατί υπάρχουν σήμερα μέθοδοι με τις οποίες μπορούμε να πετύχουμε επέκταση του χρόνου παρατήρησης στο παρελθόν και έτσι να αυξήσουμε την χρονική περίοδο των παρατηρήσεων. Σε αυτή όμως την περίπτωση, το μικρότερο μέγεθος των σεισμών του δείγματος που εξετάζουμε πρέπει να είναι αρκετά μεγάλο για να μην επηρεάζει την ακρίβεια και την πληρότητα. Έτσι, όμως, απορρίπτουμε ένα αρκετά μεγάλο αριθμό δεδομένων και επομένως ελαττώνουμε σημαντικά τον αριθμό παρατηρήσεων.

Ένας τρόπος για να αντιμετωπίσουμε αυτό το πρόβλημα είναι ο κατάλληλος διαχωρισμός του ολικού χρονικού διαστήματος, για το όποιο έχουμε δεδομένα, σε περισσότερα υποδιαστήματα και η επιλογή του κατάλληλου μικρότερου μεγέθους για κάθε υποδιάστημα για το οποίο έχουμε πληρότητα.

Το μέγεθος αυτό θα ελαττώνεται όσο τα δεδομένα είναι πιο σύγχρονα. Με αυτή τη μέθοδο σχηματίζουμε πολλά δείγματα που πληρούν τους όρους της πληρότητας και της ακρίβειας. Τέτοιου είδους δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να μελετηθεί η σεισμικότητα μιας περιοχής με ικανοποιητικό τρόπο (Papazachos 1973a).

2.3.3 Ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης.

Η ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης που μας ενδιαφέρει στην εργασία αυτή αφορά την ομοιογένεια στα μεγέθη των σεισμών που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς.

Όπως προαναφέραμε τα μεγέθη που χρησιμοποίησαν οι Gutenberg-Richter για το χρονικό διάστημα 1904-1952 και Rothe για το χρονικό διάστημα 1953-1965 είναι επιφανειακά μεγέθη, M_s. Το πρόβλημα παρουσιάστηκε με την χρησιμοποίηση των δεδομένων από το I.S.C. (1966-1980) ήταν ότι τα μεγέθη αυτά είναι χωρικά μεγέθη, m_b. Έπρεπε, συνεπώς, να βρεθεί μια σχέση που να μετατρέπει τα μεγέθη m_b σε M_s για την περίοδο 1966-1980. Χρησιμοποιήθηκε το επιφανειακό μέγεθος, M_s, γιατί αυτό είναι περισσότερο αξιόπιστο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^{ο}

ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 Κατανομή της συχνότητας των μεγεθών

Ένας από τους σημαντικότερους στατιστικούς νόμους της Σεισμολογίας, που χρησιμοποιείται ευρύτατα στην έρευνα των σεισμών, είναι αυτός που αφορά τη *συνάρτηση κατανομής των μεγεθών των σεισμών*.

Η εκθετική ελάττωση του αριθμού των σεισμών, n, αυξανομένου του μεγέθους των, δείχτηκε για πρώτη φορά από τους **Gutenberg & Richter** το 1941. Οι ερευνητές αυτοί μελετώντας στου σεισμούς της Καλιφόρνια βρήκαν, ότι ο αριθμός των σεισμών, n (M), μεγέθους $M \pm \Delta M$, που έχουν τις εστίες τους σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένη χρονική περίοδο. Εκφράζεται από την εμπειρική σχέση:

$$\log n(M) = a_k + b(8 - M) \qquad (3.1)$$

όπου a_k και b παράμετροι (Gutenberg k Richter 1944).

Δείχτηκε από τον **Utsu** (1961) και έχει γίνει αποδεκτό σήμερα, ότι είναι προτιμότερο η συνάρτηση κατανομής να εκφράζεται από τη στατιστική σχέση:

$$\log N_k(M) = a_k - bM \qquad (3.2)$$

όπου, $N_k(M)$, είναι η συσσωρευτική συχνότητα των σεισμών, δηλαδή ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ισο και μεγαλύτερο του M. Από τη σχέση (3.2) προκύπτει, ότι η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται γρήγορα όσο ελαττώνεται το μέγεθος αυτών.

Δείχτηκε από διάφορους ερευνητές (**Suzuki, 1959; Utsu, 1961; Page, 1968; Ranalli, 1969**), ότι η σχέση (3.2), είναι η πιο αποδεκτή μορφή κατανομής της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών, όχι μόνο για τους κύριους σεισμούς αλλά και για τους προσεισμους και μετασεισμούς μιας σεισμικής ακολουθίας καθώς και για τους μικροσεισμούς διαφόρων περιοχών.

Η συσσωρευτική συχνότητα ορίζεται από τη σχέση:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$N(M) = \int_{M}^{\infty} n(M)dm \qquad (3.3)$$

Είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται η συσσωρευτική συχνότητα n(M), γιατί με αυτόν τον τρόπο, οι μεμονωμένες διακυμάνσεις των τιμών, που προκύπτουν από την χαρτογράφηση του logN(M), σε συνάρτηση με τα μεγέθη, M, εξομαλύνονται και έτσι εξασφαλίζονται ακριβέστερα αποτελέσματα (**Karnik, 1969; Ranalli, 1969; Papazachos, 1974**).

Συνήθως, τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στην σχέση (3.2) αφορούν μεγαλύτερη χρονική περίοδο από ένα έτος. Γι'αυτό το λόγο η παράμετρος a_k ανάγεται σε χρονικό διάστημα ενός έτους, οπότε η ανηγμενη τιμή της δίνεται από την σχέση:

$$a = a_k - \log k \qquad (3.4)$$

Όπου k είναι ο αριθμός των ετών από τα οποία αποτελείται η συνολική χρονική περίοδος. Έτσι, για χρονικό διάστημα ενός έτους η σχέση (3.2) γίνεται:

$$\log N(M) = a - bM \qquad (3.5)$$

Η παράμετρος α της σχέσης (3.5) εξαρτάται από την χρονική περίοδο των παρατηρήσεων, από την έκταση της περιοχής έρευνας και από τη σεισμικότητα (**Duda, 1965a; Karnik, 1969**). Αυτή παριστάνει τον λογάριθμο του αριθμού τον σεισμών μεγέθους μηδέν κ μεγαλύτερου και η τιμή της μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή.

Η παράμετρος b της σχέσης (3.5) θεωρείται από τις σπουδαιότερες παραμέτρους της σεισμολογίας και γι'αυτο το λόγο θα γίνει η περιγραφή της, εκτενέστερα σε επόμενη παράγραφο.

3.2 Γραμμικότητα της σχέσης $\log N = a_k - bM$

Η συσσωρευτική συχνότητα των μεγεθών των σεισμών ακολουθεί την στατιστική σχέση (3.2) μόνο κατά προσέγγιση. Θεωρητικά αναμένεται, ότι η σχέση αυτή, που εκφράζει την κατανομή των μεγεθών, θα πρέπει να είναι γραμμική για όλο το εξεταζόμενο διάστημα των σεισμικών μεγεθών. Εντούτοις βρέθηκε, ότι η καμπύλη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών συχνά κυρτούται προς τα πάνω στην περιοχή των μικρών μεγεθών αλλά κυρίως στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών.

Αυτό το φαινόμενο διαπιστώθηκε για πρώτη φορά από τους **Gutenberg & Richter (1954)** από την εφαρμογή της σχέσης (3.2) πάνω σε παγκόσμια δεδομένα. Οι ερευνητές αυτοί βρήκαν, ότι η συχνότητα των σεισμών δεν μπορεί να αυξάνει συνέχεια, ελαττωμένου του μεγέθους, αλλά υπάρχει κάποιο κατώτερο όριο μεγέθους, κάτω από το οποίο η σχέση (3.2) δεν είναι γραμμική αλλά καμπυλούται. Αυτή τη καμπυλότητα για μεγέθη μικρότερα του 0,7 διαπιστώνει και ο Richter (1960) κατά τη μελέτη μιας σεισμικής ακολουθίας στην περιοχή της "China Lake" στην Αμερική, ενώ ο **Allen** και οι συνεργάτες του (1965) αναφέρουν, ότι έρευνες που έγιναν στην Ιαπωνία και την Σοβιετική Ένωση, με υπερευαίσθητα όργανα έδειξαν, ότι η σχέση (3.2) μπορεί να είναι γραμμική και για μεγέθη μικρότερα του μηδενός.

Η ύπαρξη του *κατωτέρου ορίου μεγέθους*, μόνο κάτω από το οποίο η σχέση (3.2) είναι γραμμική, έχει φυσική σημασία, αφού αποδεικνύεται (**Gutenberg & Richter, 1954**) ότι δεν μπορεί να υπάρξει μέγεθος σεισμού μικρότερο ενός κατώτατου ορίου, εφόσον οι τάσεις που συσσωρεύονται για τη γένεση ενός σεισμού έχουν κάποιο ελάχιστο όριο. Επίσης μια βασική αιτία γι'αυτήν καμπυλότητα της κατανομής της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών, στην περιοχή των μικρών μεγεθών, θεωρείται (**Duda, 1965; Utsu, 1967**) η έλλειψη πληρότητας των δεδομένων για τις μικρές τάξεις μεγεθών. Αυτή η έλλειψη της πληρότητας των δεδομένων οφείλεται μάλλον στην χαμηλή ευαισθησία των σεισμογράφων και στην αδυναμία τους, να καταγράφουν σεισμούς μικρών μεγεθών, σε λανθασμένες μετρήσεις των αναγραφόμενων πλατών, σε αραιό σεισμογραφικό δίκτυο και σε αυξημένο επίπεδο θορύβου (**Prochazkova, 1970, 1976; Shlien and Toksoz, 1970; Utsu, 1971; Ranalli, 1975; Bath, 1978b, 1981**). Οι Gutenberg & Richter (1954) παρατήρησαν, επίσης, ότι υπάρχει και ένα *ανώτερο όριο μεγέθους* στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών, πάνω από το οποίο η κατανομή της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών παύει να είναι γραμμική αλλά καμπυλούται. Συγκεκριμένα, αυτοί οι ερευνητές διαπίστωσαν, ότι η συσσωρευτική συχνότητα των επιφανειακών σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα του 8,2 ελαττώνεται πιο γρήγορα από ότι δείχνει η σχέση (3.2).

Ορισμένοι ερευνητές (**Sykes, 1965; Page, 1968**) διαπίστωσαν, κατά τη στατιστική επεξεργασία των μετασεισμών της περιοχής της Αλάσκας, ότι η κατανομή της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών περιγράφεται από μια καμπύλη που

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κυρτούται στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών. Η καμπυλότητα της σχέσης (3.2) στην περιοχή των μεγάλων μεγεθών μελετήθηκε και επιβεβαιώθηκε από ένα μεγάλο αριθμό σεισμολόγων (**Sykes, 1965; Utsu, 1967 1970, 1971; Shlien and Toksoz, 1970; Papazachos and Comninakis, 1971; Duda and Rashidi, 1972; Papazachos, 1974b; Bath, 1978; Bloom and Erdman, 1980**).

Μερικοί ερευνητές παρουσίασαν ενδείξεις, ότι η κατανομή της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών, πιθανώς, να αντιπροσωπεύεται καλύτερα από τους δυο ευθύγραμμους κλάδους διαφορετικής κλίσης (**Duda, 1965b; Papazachos et al., 1967; Karnik, 1969**). Ο ένας κλάδος που χαρακτηρίζεται από την μεγαλύτερη κλίση αντιστοιχεί στις μεγάλες τάξεις μεγεθών, ενώ ο άλλος με την μικρότερη κλίση παρατηρείται για τις μικρότερες τάξεις μεγεθών. Το σημείο στο οποίο αλλάζει η τιμή της κλίσης αντιστοιχεί στο μέγεθος εκείνο κάτω από το οποίο η συχνότητα των σεισμών αυξάνει, ελαττωμένου του μεγέθους, πιο αργά απ'ότι για τους σεισμούς μεγάλων μεγεθών.

Πρόσφατες έρευνες (**Utsu, 1971; Ryall, 1977; Bath, 1978a, 1979a, 1981; Bath and Duda, 1979**) επιβεβαίωσαν την αντιπροσώπευση της κατανομής της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών, από δυο ευθύγραμμους κλάδους διαφορετικών κλίσεων, ενώ ο **Karnik (1971)** διαπιστώνει, σε μερικές περιπτώσεις, ότι ο ευθύγραμμος κλάδος που αντιστοιχεί στις μεγαλύτερες τάξεις μεγεθών παρουσιάζει μικρότερη κλίση.

Δείχτηκε, όμως, (**Karnik, 1971; Curtis, 1973; Ucer et al., 1976)**, ότι η περιγραφή της εξεταζόμενης κατανομής από δυο ευθύγραμμους κλάδους, μπορεί να οφείλεται στον λανθασμένο υπολογισμό μιας ενιαίας σχέσης κατανομής των μεγεθών, για μια σεισμική ζώνη, η οποία όμως δεν είναι σεισμικά ομογενής, αλλά περιλαμβάνει μικρότερες ζώνες διαφορετικής σεισμικής δράσης.

Ως αιτία για την καμπυλότητα της κατανομής της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών στις μεγάλες τάξεις τους, θεωρείται (**Gutenberg and Richter, 1954)** η ύπαρξη ενός φυσικού ανώτερου ορίου μεγέθους το οποίο δεν μπορεί να ξεπερασθεί και οφείλεται σε ένα περιορισμένο όριο των μέγιστων τάσεων, που είναι ικανά να υποστούν τα πετρώματα χωρίς να σπάσουν. Το ανώτερο αυτό φυσικό όριο μεγέθους είναι χαρακτηριστικό κάθε περιοχής και παραμένει σταθερό ακόμη και αν αυξηθεί η σεισμική δράση της περιοχής (**Utsu, 1971**).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ο αυξημένος αριθμός των μετασεισμών μιας σεισμικής ακολουθίας πιστεύεται (**Utsu, 1970; Bath, 1981**), ότι αποτελεί ένα επιπλέον φυσικό αίτιο για την καμπυλότητα της κατανομής των μεγεθών, σε περιοχές υψηλής σεισμικής δράσης.

Από την επεξεργασία δεδομένων του Ελληνικού χώρου ο Παπαζάχος (1974d) έδειξε, ότι ένα βασικό στατιστικό αίτιο για την περιγραφή της κατανομής των μεγεθών από δυο ευθύγραμμους κλάδους, διαφορετικής κλίσης, αποτελεί η εξάρτηση της κλίσης (όπως εκφράζεται από την παράμετρο b) από διαφορετικά διαστήματα μεγεθών και η ευαισθησία της σε σφάλματα, όταν αυτή υπολογίζεται μόνο από τα μεγάλα μεγέθη.

Δείχτηκε (**Mogi, 1962**), ότι η καμπυλότητα της σχέσης (3.2) ισχύει και για μικροδονήσεις που παράγονται τεχνητά στο εργαστήριο. Αυτός βρήκε, ότι η καμπύλη της συχνότητας των μεγεθών είναι γραμμική όταν το εργαστηριακό υλικό είναι ετερογενές και αποτελείται από δυο ευθύγραμμους κλάδους όταν το υλικό έχει αρκετά ομογενή δομή.

Από την παραπάνω περιγραφή της καμπυλότητας της κατανομής της συσσωρευτικής συχνότητας των μεγεθών προκύπτει, ότι έχει μεγάλη σπουδαιότητα, ο καθορισμός του κατώτατου και ανώτατου ορίου μεγεθών (M_{min} και M_{max}), του διαστήματος μέσα στο οποίο η σχέση (3.2) είναι γραμμική (**Karnik, 1971; Utsu, 1971**).

3.3 Μέθοδοι υπολογισμού των παραμέτρων b και a

Ο υπολογισμός των παραμέτρων b και a γίνεται συνήθως με την εφαρμογή δυο μεθόδων. Κατά την εφαρμογή της πρώτης χρησιμοποιούνται όλα τα δεδομένα παρατήρησης, δηλαδή, τα στοιχεία όλων των σεισμών που έγιναν σε μια περιοχή και ονομάζεται '*μέθοδος της μέσης τιμής'*, ενώ η δεύτερη παίρνει υπόψη της μόνο τις τιμές των μέγιστων μεγεθών των σεισμών της ίδιας περιοχής και ονομάζεται '*μέθοδος των ακραίων τιμών της πρώτης ασύμπτωτης του Gumbel'*. Για την χάραξη ευθείας που περιγράφει την κατανομή των σεισμικών μεγεθών χρησιμοποιούνται ορισμένες μέθοδοι που περιγράφουμε σε γενικές γραμμές στη συνέχεια.

α) Απλή μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων. Αυτή είναι η συχνότερα χρησιμοποιούμενη μέθοδος. Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή οι παράμετροι a και b υπολογίζονται με τέτοιο τρόπο, ώστε το άθροισμα των τετραγώνων των κατακόρυφων αποστάσεων των σημείων από την ευθεία γραμμή να είναι ελάχιστο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων όλα τα σημεία έχουν το ίδιο βάρος. Έτσι, αν υπάρχει κάποιο σημείο που αποκλίνει σημαντικά από την ευθεία σε αντίθεση με τα υπόλοιπα που δεν εμφανίζουν σημαντική διασπορά, η ευθεία που χαράζεται με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων δεν θα προσφέρει την καλύτερη προσαρμογή για όλα τα σημεία. Έτσι, φαίνεται, ότι τα απομονωμένα αυτά σημεία παραμορφώνουν σοβαρά το αποτέλεσμα. Το πρόβλημα αυτό λύνεται με τον υπολογισμό *της μέσης απόκλισης (standard deviation)* και την απομάκρυνση των σημείων για τα οποια η μέση τιμή της μέσης απόκλισης είναι μεγαλύτερη από μια ορισμένη τιμή (**Prochazkova, 1970**). Κατόπιν, η ευθεία χαράσσεται με τα σημεία που απομένουν και υπολογίζονται οι παράμετροι a και b. Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων δίνει τόσο καλύτερα αποτελέσματα όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των δεδομένων που χρησιμοποιείται (**Prochazkova, 1970; Duda and Rashidi, 1972**).

Από την ανάλυση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων συμπεραίνεται ότι (**Prochazkova, 1970**) είναι αναγκαίο για την ποσότητα, logN, να είναι συνεχής και να ακολουθεί την κατανομή του Gauss.

3.4 Προσδιορισμός του μεγίστου αναμενόμενου σεισμού (Mmax) με την εκτίμηση της μεγίστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood)

Η εφαρμογή της μεθόδου της μεγίστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood method) έγινε με σκοπό να υπολογιστούν οι βασικές παράμετροι της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας όσον αφόρα τα σεισμικά μεγέθη που αναμένονται να εμφανιστούν στην περιοχή μελέτης.

Οι παράμετροι αυτοί είναι: το μέγιστο σεισμικό μέγεθος που έχει παρατηρηθεί, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο η ίσο ενός προκαθορισμένου επιπέδου και η τιμή της παραμέτρου b της επαναληπτικής σχέσης των Gutenberg-Richter.

Οι **Kijko and Sellevoll** (1989) πρότειναν την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας για την στατιστική ανάλυση των σεισμικών μεγεθών που αναμένονται να εμφανιστούν σε κάποια περιοχή. Η μέθοδος αυτή θεωρείται βελτιωμένη εκείνης των ακραίων τιμών και βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί την κατανομή Poisson, και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- Τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν την διπλή αποτετμημένη εκθετική κατανομή (doubly truncated expotential distribution).

Τα δεδομένα (**input**) της μεθόδου είναι (σχ. 10) :

- Κατάλογος ιστορικών σεισμών, ο οποίος περιλαμβάνει μόνο τους μεγαλύτερους σεισμούς (extremes), χωρίς να απαιτείται να ικανοποιείται το κριτήριο της πληρότητας.

- Κατάλογος σεισμών με πλήρη σεισμολογικά δεδομένα και ο οποίος υποδιαιρείται σε υπό-καταλόγους με διαφορετική πληρότητα των σεισμικών μεγεθών.
- Μέγιστο μέγεθος σεισμού.

Τα αποτελέσματα (**output**) της μεθόδου είναι:

- Το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών με προκαθορισμένο μέγεθος,
- Η παράμετρος b της σχέσης $\log N = a - bM$, όπου N(M) είναι ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο η ίσο του M,
- Οι αβεβαιότητες, είναι συνδεδεμένες με τις προαναφερθέντες παραμέτρους,
- Η περίοδος επανάληψης των σεισμικών μεγεθών,
- Η πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένων σεισμικών μεγεθών.

Θεωρώντας ότι οι σεισμοί είναι μια διαδικασία Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, λ, τότε η διπλή αποτετμημένη εκθετική κατανομή των σεισμικών μεγεθών δίνεται από την σχέση:

$$F(x) = P(X \le x) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2} \qquad (3.6)$$

με $m_{\min} \le x \le m_{\max}$, και

$A_1 = \exp(-\beta m_{\min})$

$A_2 = \exp(-\beta m_{\max})$

$A(x) = \exp(-\beta x)$

όπου m_{min} το ελάχιστο σεισμικό μέγεθος που θεωρείται στην ανάλυση και το m_{max} το μέγιστο μέγεθος σεισμού που έχει παρατηρηθεί για την εξεταζόμενη περιοχή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

(1) Συνάρτηση Πιθανοφάνειας του Ιστορικού Καταλόγου (extremes)

Η παραδοχή, ότι η εμφάνιση των σεισμών είναι μια διαδικασία Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, λ, και ότι τα σεισμικά μεγέθη ακολούθουν τους νομούς της διπλά κολοβής εκθετικής κατανομής, υποδηλώνει ότι σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα του, m, ακολουθούν επίσης την κατανομή Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, λ[1-F(m)] (**Benjamin and Cornell, 1970**).

Επομένως, η πιθανότητα ότι το σεισμικό μέγεθος, χ, το μέγιστο στη χρονική διάρκεια, t, θα είναι μικρότερο μιας προκαθορισμένης τιμής, M, θα είναι:

$$G(m/t) = \exp\left[-V_0 t \frac{A_2 - A(m)}{A_2 - A_{10}}\right] \tag{3.7}$$

όπου

$V_0 = \lambda\left[1 - f(m_0)\right]$

$A_{10} = \exp(-\beta m_0)$

m_0 είναι το κατώφλι του σεισμικού μεγέθους του καταλόγου των ιστορικών σεισμών $(m_0 \geq m_{\min})$.

Από την σχέση (3.7) προκύπτει ότι η πιθανότητα να εμφανιστεί ο ισχυρότερος σεισμός εντος χρονικής περιόδου, t, με μεγέθη μεταξύ m_1 και m_2 είναι:

$$P(m_1, m_2 / t) = G(m_2/t) - G(m_1 / t) \tag{3.8}$$

Επομένως, η συνάρτηση πιθανοφάνειας, θ, με βάση τα μέγιστα μεγέθη σεισμών του καταλόγου των ιστορικών σεισμών θα είναι ίση με:

$$L_0(\Theta / m_0) = const \prod_{i=1}^{n_0} P(m_{10i}, m_{2oi} / t_i) \tag{3.9}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Στη σχέση (3.9), τα παρατηρηθέντα δεδομένα εκφράζονται από τον όρο (m_{10i}, m_{2oi}), όπου m_{10i} είναι το μικρότερο σεισμικό μέγεθος και m_{2oi} το μέγιστο που έχει παρατηρηθεί στο χρονικό διάστημα t_i(i=1,….,n_0) και n_0 φανερώνει τον αριθμό σεισμών που περιέχει ο ιστορικός κατάλογος των σεισμών (extremes).

Για ευκολια συμβολισμου, τα σεισμικά μεγέθη m_{10i}, m_{2oi} ομαδοποιούνται υπό μορφή πίνακα διαστάσεων no^{*2} .

m_0=| m_{10i}, m_{2oi} |, i=1,….., n_0

Για τον ίδιο λόγο, τα χρονικά διαστήματα t_i ομαδοποιούνται σε άνυσμα t=(t_1, … , t_n). Η σταθερά const, είναι σταθερά κανονικοποίησης ανεξάρτητη της συνάρτησης Θ.

(2) Συνάρτηση Πιθανοφάνειας του Πλήρους Καταλόγου Σεισμών

Θεωρούμε ότι ο πλήρης κατάλογος των ενόργανων σεισμολογικών δεδομένων, χωρίζεται σε υπό-καταλόγους με διαφορετικό κατώφλι σεισμικού μεγέθους και με διαφορετική πληρότητα. Κάθε υποκατάλογος αντιστοιχεί σε χρονική διαρκεια,T_1, και είναι πλήρης για ένα δεδομένο σεισμικό μέγεθος m_i(i=1,…, s).

Θεωρούμε, επίσης, ότι οι τιμές $<m_{1ij}, m_{2ij}>$, j=1,….., n_i αντιστοιχούν στο ελάχιστο και μέγιστο σεισμικό μέγεθος και n_i είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών που περιέχει ο κάθε κατάλογος, s. Στην περίπτωση αυτή, η συνάρτηση πιθανοφάνειας, Θ, για κάθε υποκατάλογο δίνεται από την σχέση:

$$L_i(\Theta / m_i) = L_{i\beta}{}^{*} L_{i\lambda} \qquad (3.10)$$

όπου m_i είναι ο πίνακας των σεισμικών μεγεθών διαστάσεων (ni^{*2}) που περιέχονται στον υποκατάλογο i (i=1,…, s).

Βάση της παραδοχής ότι τα σεισμικά μεγέθη ακολούθουν την διπλά κολοβή εκθετική κατανομή, προκύπτει ότι η πιθανότητα να έχει ένας σεισμός μέγεθος μεταξύ του ελάχιστου m_1 και του μεγίστου m_2 θα είναι:

$$P(m_1, m_2) = (\underline{A} - \overline{A}) / (A_{1i} - A_2) \qquad (3.11)$$

Όπου:

A=exp (-βm_i)

A=exp (-βm_2)

A_2=exp (-βm_{max})

A_{1i}=exp (-βm_i) (i=1,…, n)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Η σχέση (3.11), δημιουργεί την συνάρτηση $L_{i\beta}$ ως εξής:

$$L_{i\beta} = const \prod_{j=i}^{n_i} P(m_{1ij}, m_{2ij}) \tag{3.12}$$

Η παραδοχή, ότι οι σεισμοί είναι Poissonian μας δίνει:

$$L_{i\lambda} = const.\exp(-V_i T_i)(V_i T_i)^{n_i} \tag{3.13}$$

Όπου:

$$V_i = \lambda[1 - F(m_i)] \tag{3.14}$$

λ το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών.

Οι σχέσεις (3.10)-(3.14) ορίζουν τις παραμέτρους της συνάρτησης πιθανοφάνειας για τους υποκαταλόγους των σεισμών που έχει χωριστεί ο πλήρης κατάλογος σεισμών. Σύμφωνα με την αρχή της συσχέτισης των δεδομένων (**Rao, 1973)** προκύπτει ότι η συνάρτηση πιθανοφανειας του υποκαταλόγου που περιέχει μόνο τους μέγιστους (extremes) ιστορικούς σεισμούς και των καταλόγων που περιέχουν πλήρη στοιχεία, θα είναι:

$$L(\Theta / m) = \prod_{i=0}^{s} L_i(\Theta / m_i) \tag{3.15}$$

(3) Υπολογισμός των Παραμέτρων

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων Θ=(β,λ) (συνάρτηση σεισμικότητας) ακολουθείται η διαδικασία της μεγίστης πιθανότητας, σύμφωνα με την οποία η σχέση (3.15) θα παρουσιάσει μέγιστο. Η λύση προϋποθέτει:

$$\Psi_1^{\mathrm{E}} + \Psi_1^{c} = 0 \tag{3.16}$$

$$\Psi_2^{\mathrm{E}} + \Psi_2^{c} = 0 \tag{3.17}$$

Όπου

$$\Psi_1^{\mathrm{E}} = -\sum_{j=1}^{n_0} t_j \frac{G(\underline{x}_{oj} \mid t_j) cF(\underline{x}_{oj}) - G(x_{oj} \mid t_j) cF(x_{oj})}{G(\underline{x}_{0j} \mid t_j) - G(\overline{x}_{0j} \mid t_j)}$$

$$\Psi_2^{F} = \lambda \sum_{j=1}^{n_0} t_j \frac{G(\underline{x}_{oj} \mid t_j) B(\underline{x}_{oj}) - G(\overline{x}_{oj} \mid t_j) B(\overline{x}_{oj})}{G(\underline{x}_{0j} \mid t_j) - G(\overline{x}_{0j} \mid t_j)}$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$\Psi_1^c = \frac{n_c}{\lambda} - \sum_{i=1}^{s} T_i \, cF(m_i)$$

$$\Psi_2^c = \sum_{i=1}^{s} (D_{1i} + D_{2i})$$

$B(\chi)=c(m_{min}, m_{max})\ F(x)-E(m_{min}, x)$,

$c(x, y)=[x\ A(x) – y\ A(y)] / [A(x) – A(y)]$

$$D_{1i} = n_i \, c(m_i, m_{\max}) - \sum_{j=1}^{n_i} c(\underline{x}_{ij}, \overline{x}_{ij})$$

$$D_{2i} = [\lambda \ T_i - n_i / cF(m_i)] \ B(m_i)$$

$E(x,y)=[x\ A(x) - y\ A(y)] / [A(x) – A(y)]$

cF(x) είναι η συνάρτηση συσσωρευτικής πιθανότητας ιση με 1-F(x) και $n_c = \sum_{i=1}^{s} n_i$ είναι ο αριθμός των σεισμών που περιέχει ο πλήρης κατάλογος.

Το σύμβολο, C, αναφέρεται στον πλήρη κατάλογο και το E στα μέγιστα (extremes)

Σύμφωνα με τους **Kijko and Sellevoll (1987)** η συνθήκη:

$$X_{max}=EXPECT(X_{max}|T) \qquad (3.18)$$

ότι δηλαδή το μέγιστο μέγεθος που έχει παρατηρηθεί είναι ισο με $EXPECT(X_{max}|T)$ και ότι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος στο χρονικό διάστημα θα είναι:

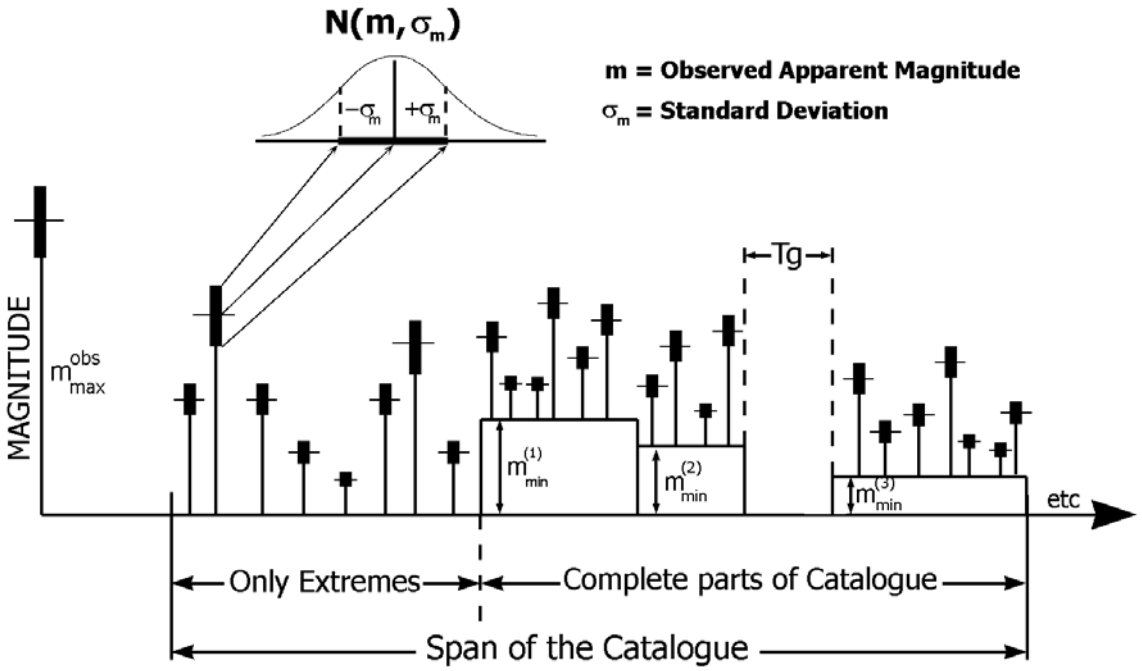
$$EXPECT(X_{\max} \mid T) = m_{\max} - \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \qquad (3.19)$$

όπου:$Z_i=-\lambda\ A_i / (A_2-A_1)$, i=1,2

Οι εξισώσεις (3.16)-(3.19) χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των βασικών παραμέτρων β (b=βloge), l (μέσο ποσοστό εμφάνισης σεισμών και m_{man} (μέγιστος σεισμός).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Σχ. 10. Σχηματική παράσταση της μεθοδολογίας Kijko and Sellevoll (1989, 1992). Η προσέγγιση αυτή (μέγιστη πιθανοφάνεια) επιτρέπει τον συνδυασμό των ιστορικών σεισμών (extremes) με καταλόγους σεισμών με πληρότητα (complete parts) που έχουν ο κάθε ένας διαφορετικό κατώτερο μέγεθος $\left(M^{1}_{\min}, M^{2}_{\min}, etc.\right)$. Η μεθοδολογία επίσης δέχεται την ύπαρξη κενών από σεισμούς διαστημάτων (T_g) που προκλήθηκαν από διάφορους λόγους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

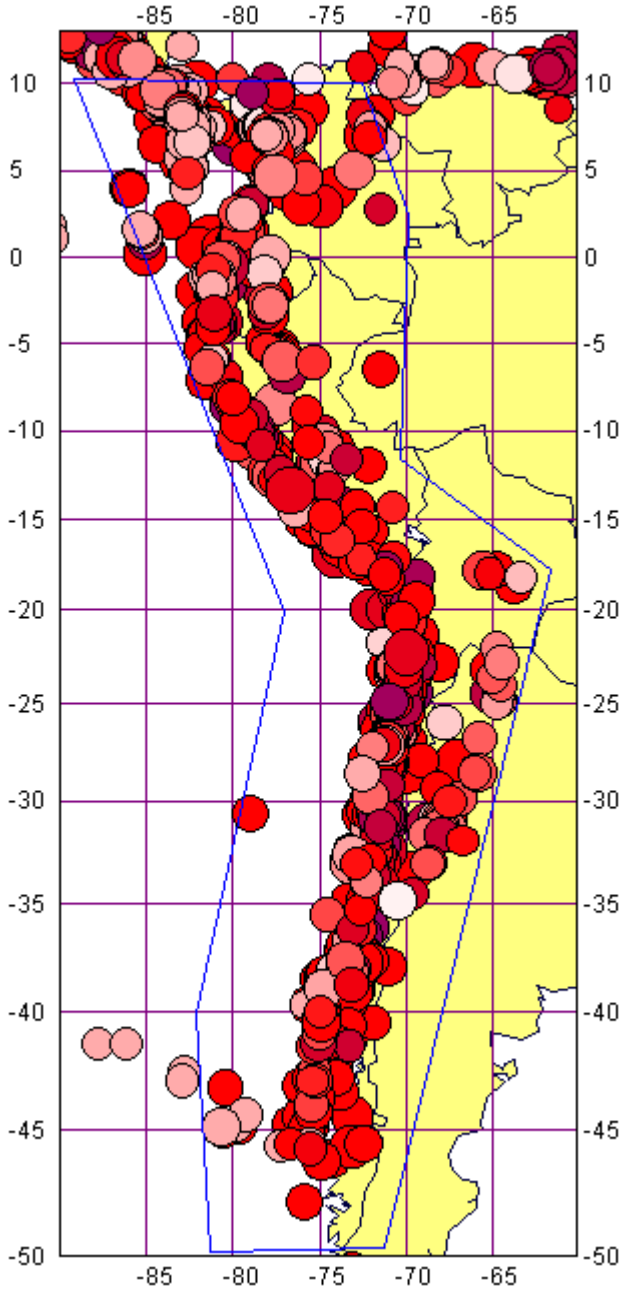
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΩΝ-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων-μέγιστης πιθανοφάνειας.

Στο παρακάτω σχήμα (11) με μπλε γραμμή είναι η περιοχή της οποίας εξετάσαμε τους σεισμούς και έχουν χαρτογραφηθεί οι σεισμοί που μελετήσαμε.



Σχημα 11

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Για την εφαρμογή των δυο μεθοδολογιών η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε κυψέλες διαστάσεων $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Για κάθε μια κυψέλη πήραμε τα δεδομένα τα οποία έχουν την εξής πληρότητα:

1894-2007 $M \geq 7.0$

1930-2007 $M \geq 6.5$

1952-2007 $M \geq 6.0$

1966-2007 $M \geq 5.5$

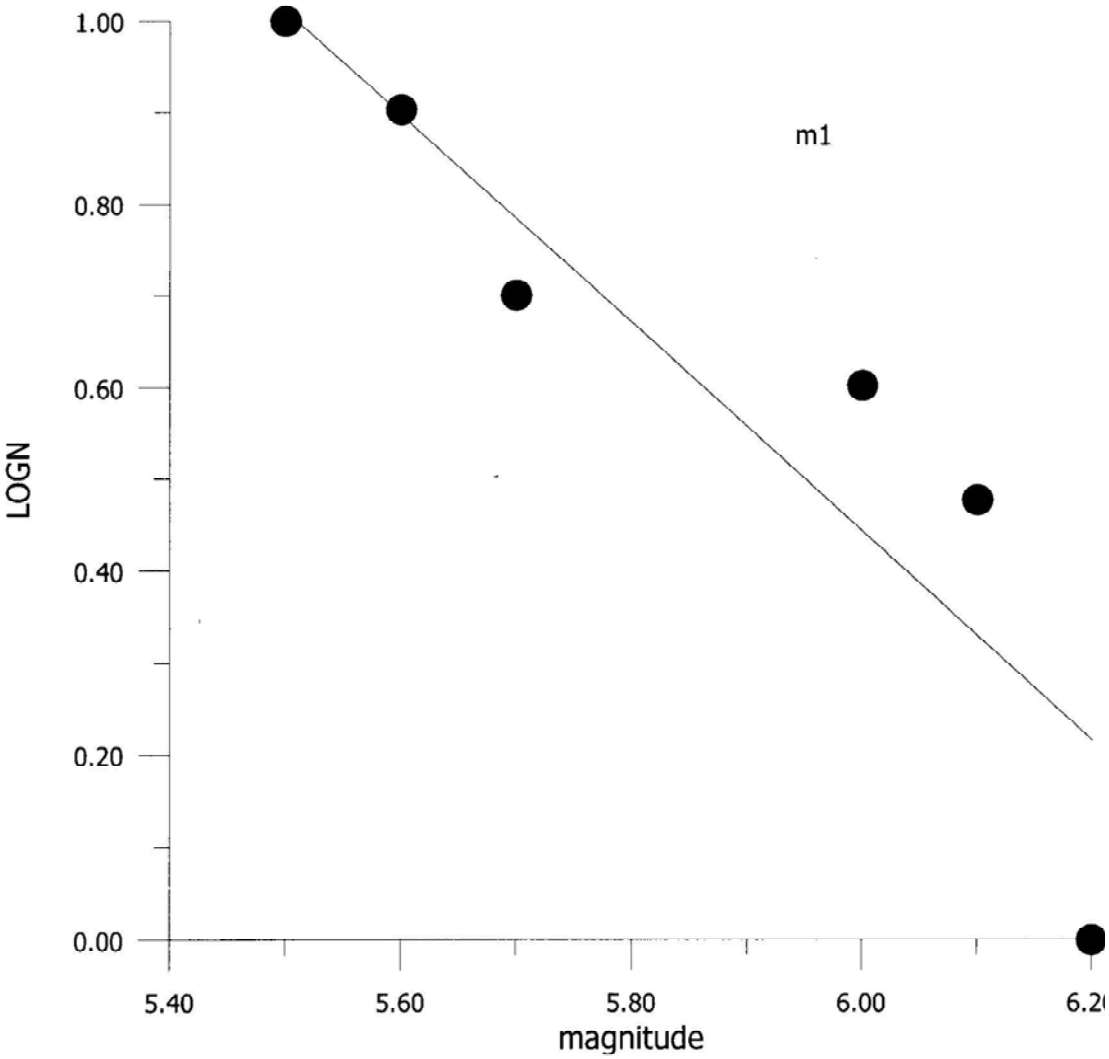
Για την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας θέσαμε δυο συνθήκες:

1) Ο αριθμός των σεισμών σε κάθε κυψέλη είναι ≥ από 10 και
2) Τα ζεύγη των τιμών logN-M στα διαγράμματα να είναι ≥ 5

Στην συνέχεια για κάθε κυψέλη εφαρμόσαμε το νόμο των Gutenberg-Richter και την μεθοδολογία των ελαχίστων τετραγώνων. Στα σχήματα (12,…,50) έχουμε χαρτογραφήσει τον συσσωρευτικό αριθμό των σεισμών σε σχέση με το μέγεθος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

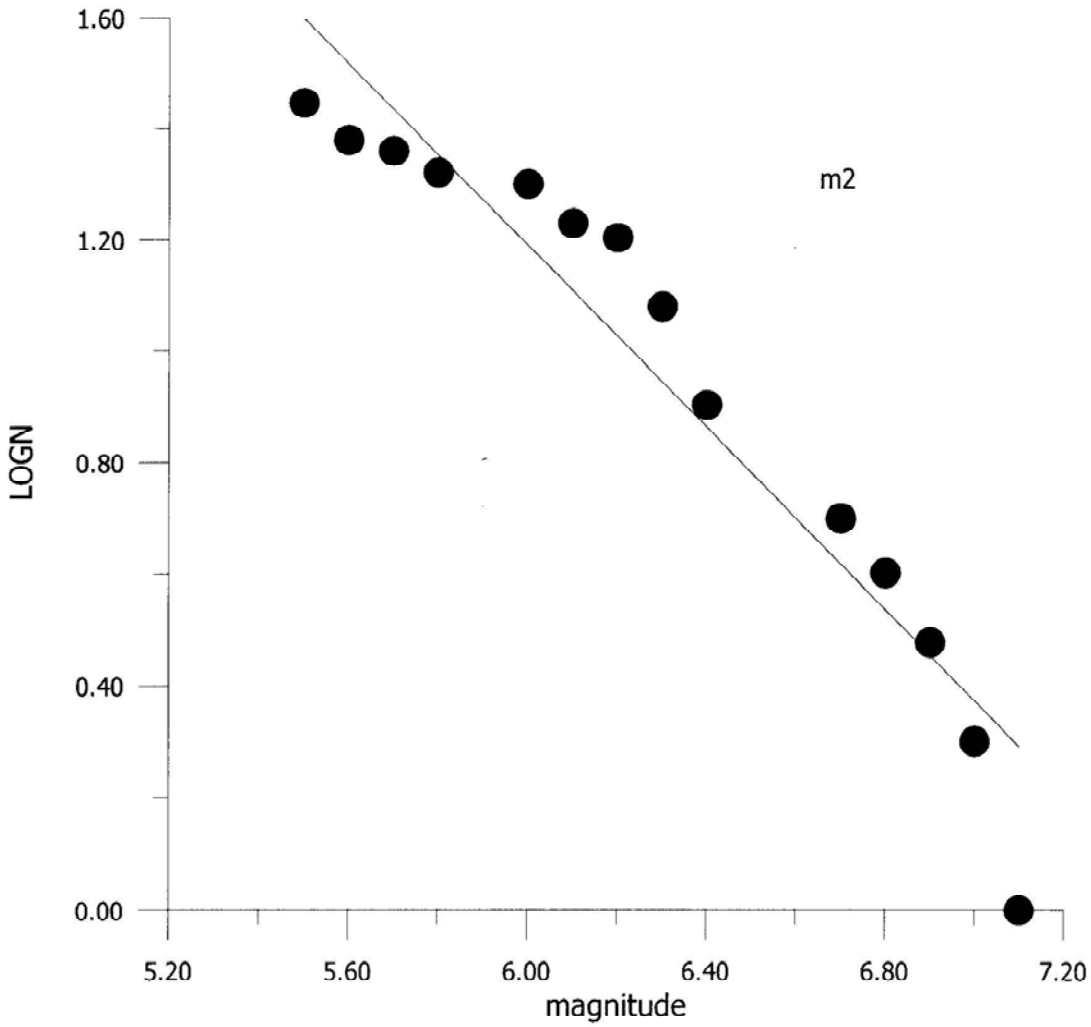
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 12: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 1 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

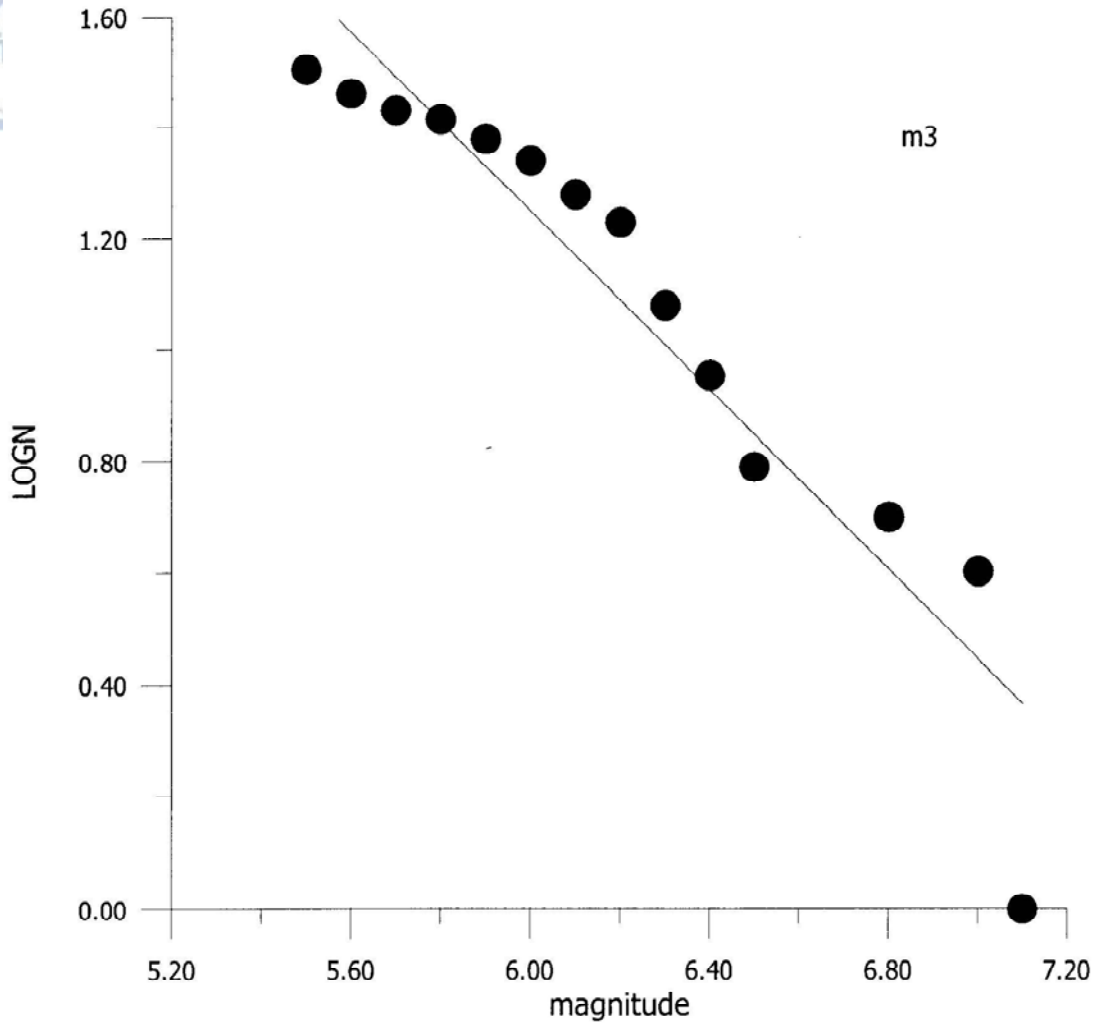
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμ



Σχήμα 13: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 2 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

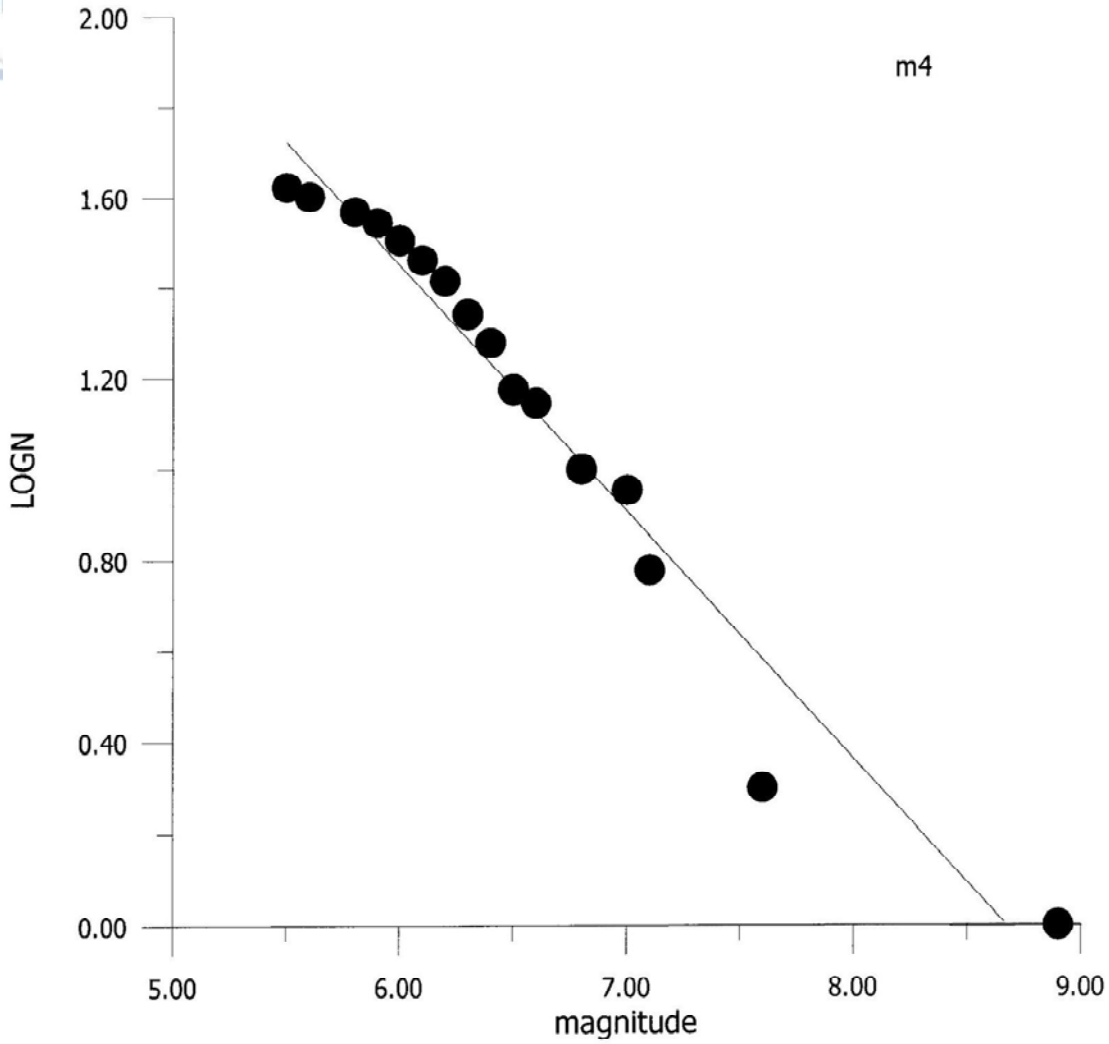
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 14: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 3 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

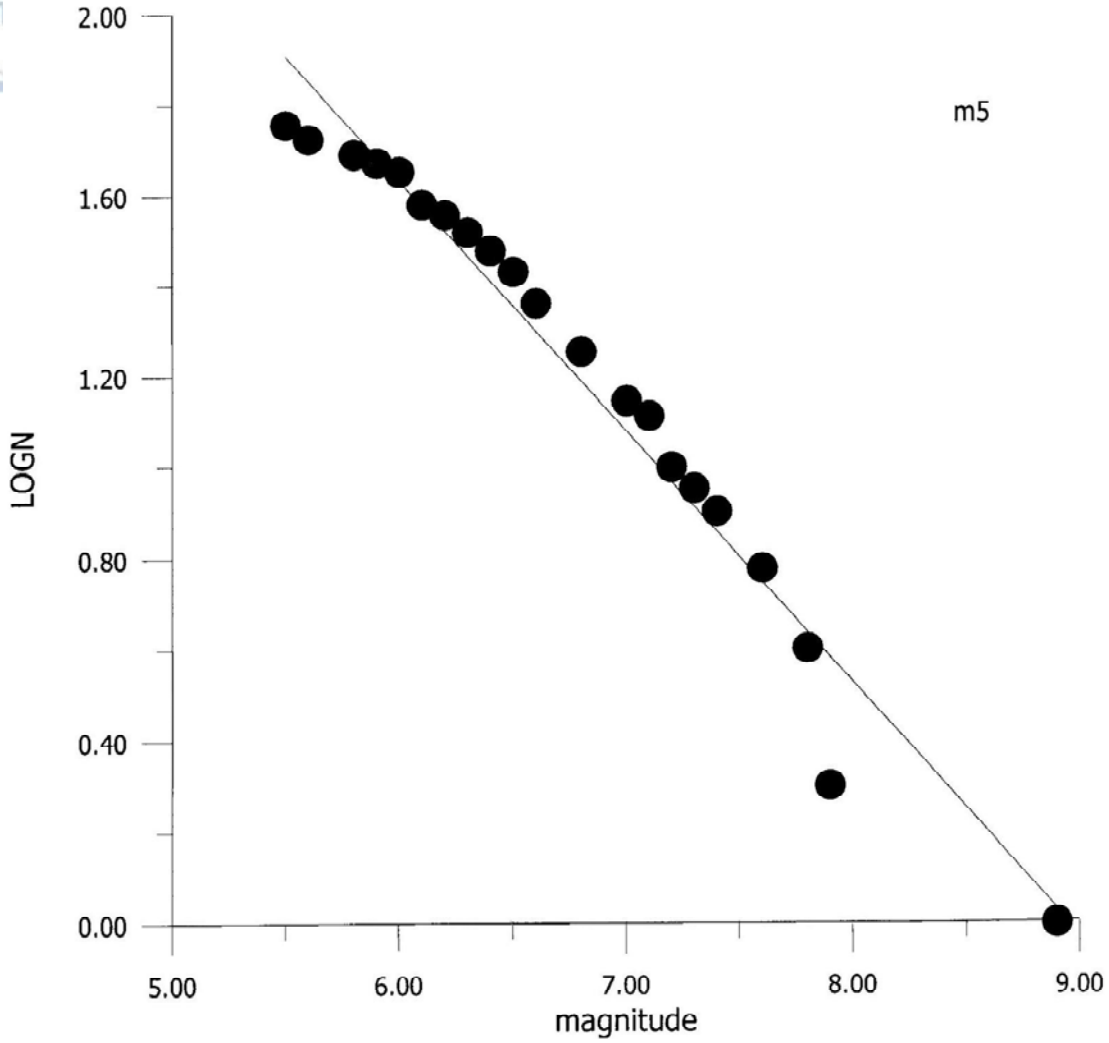
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 15: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 4 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

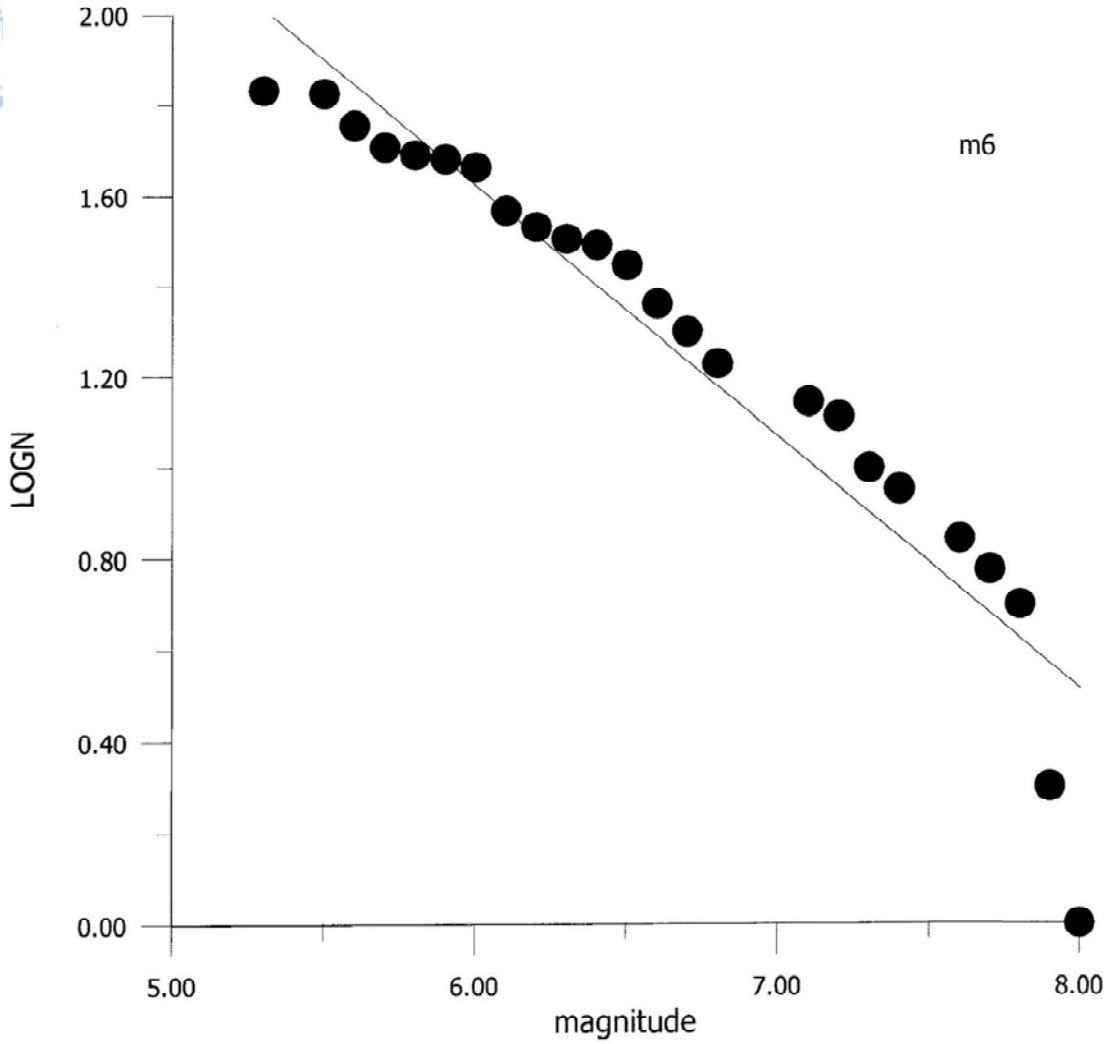
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 16: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 5 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

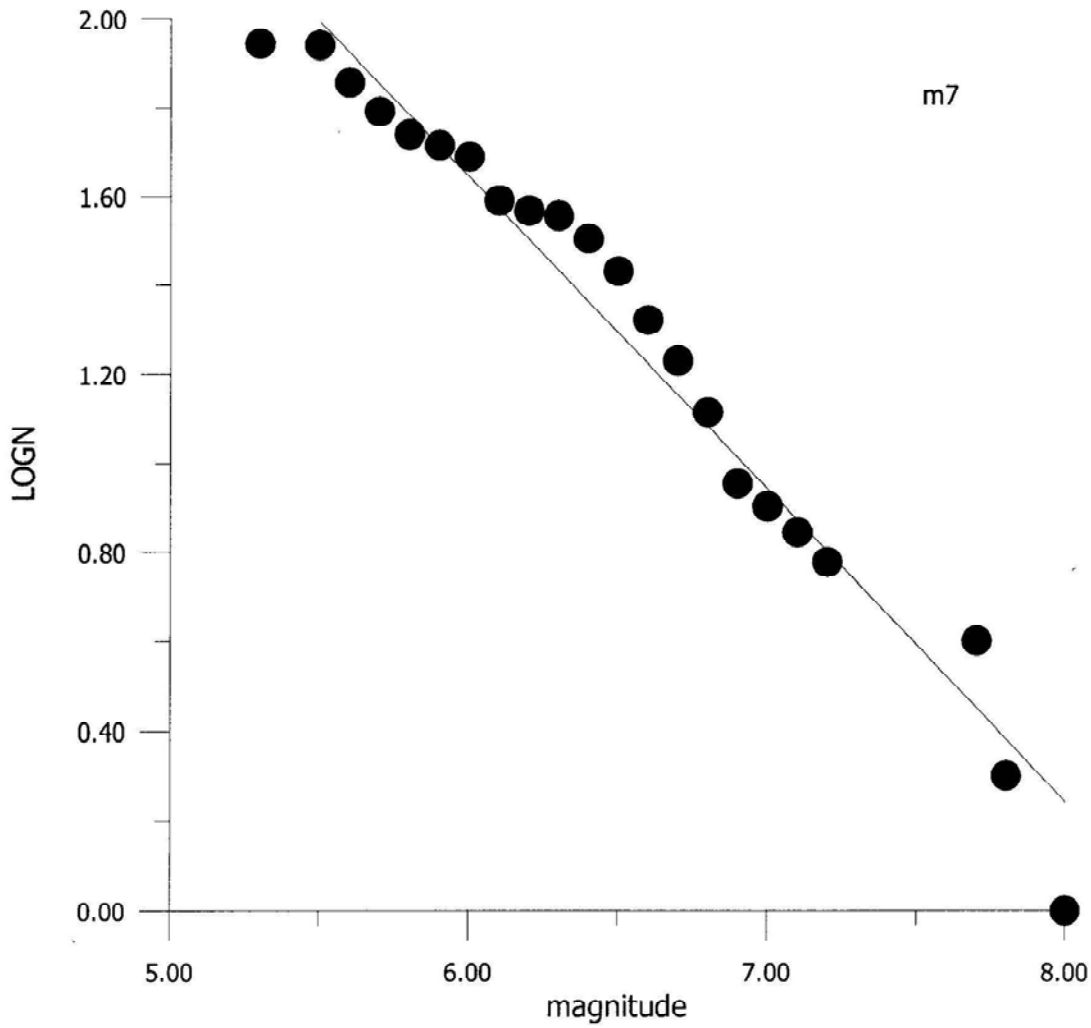
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 17: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 6 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

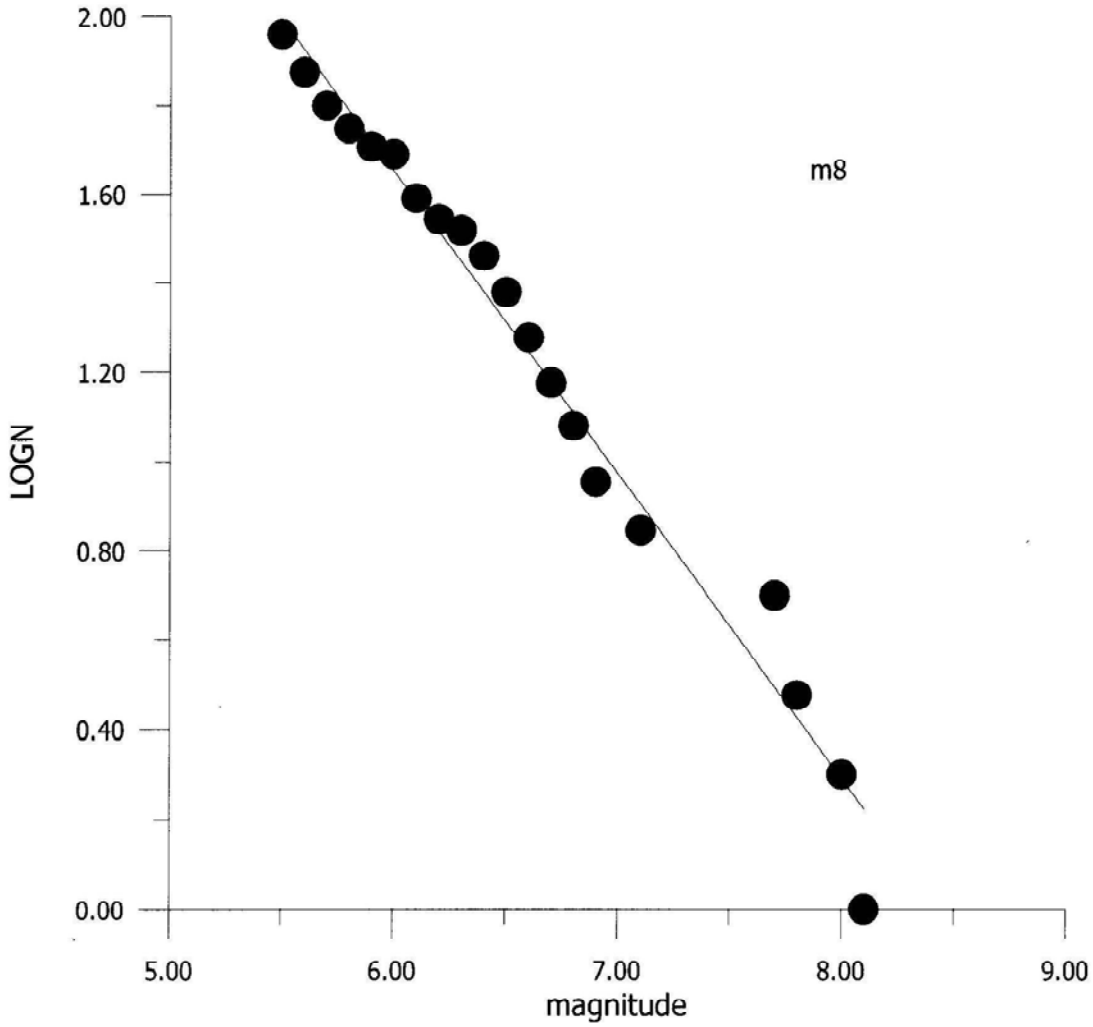
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 18: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 7 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

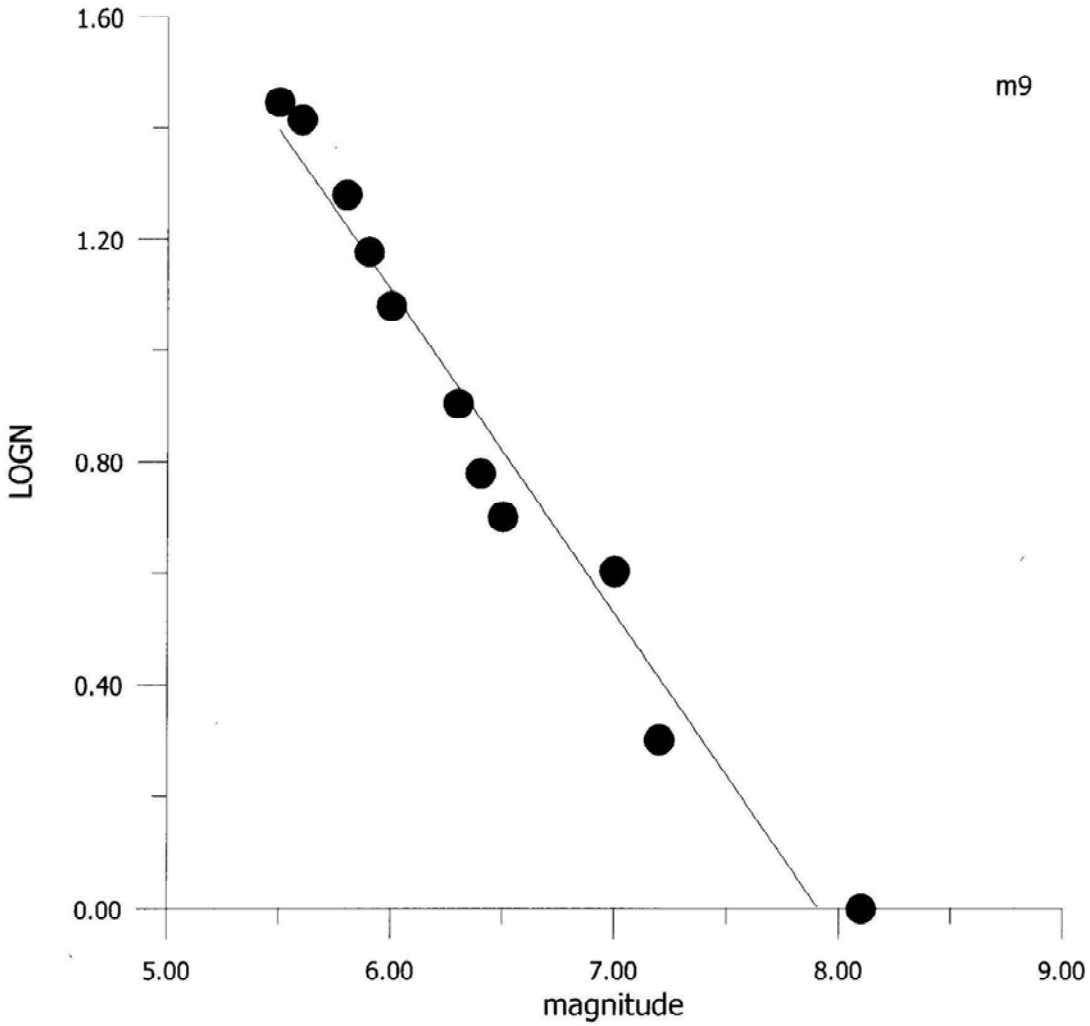
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 19: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 8 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

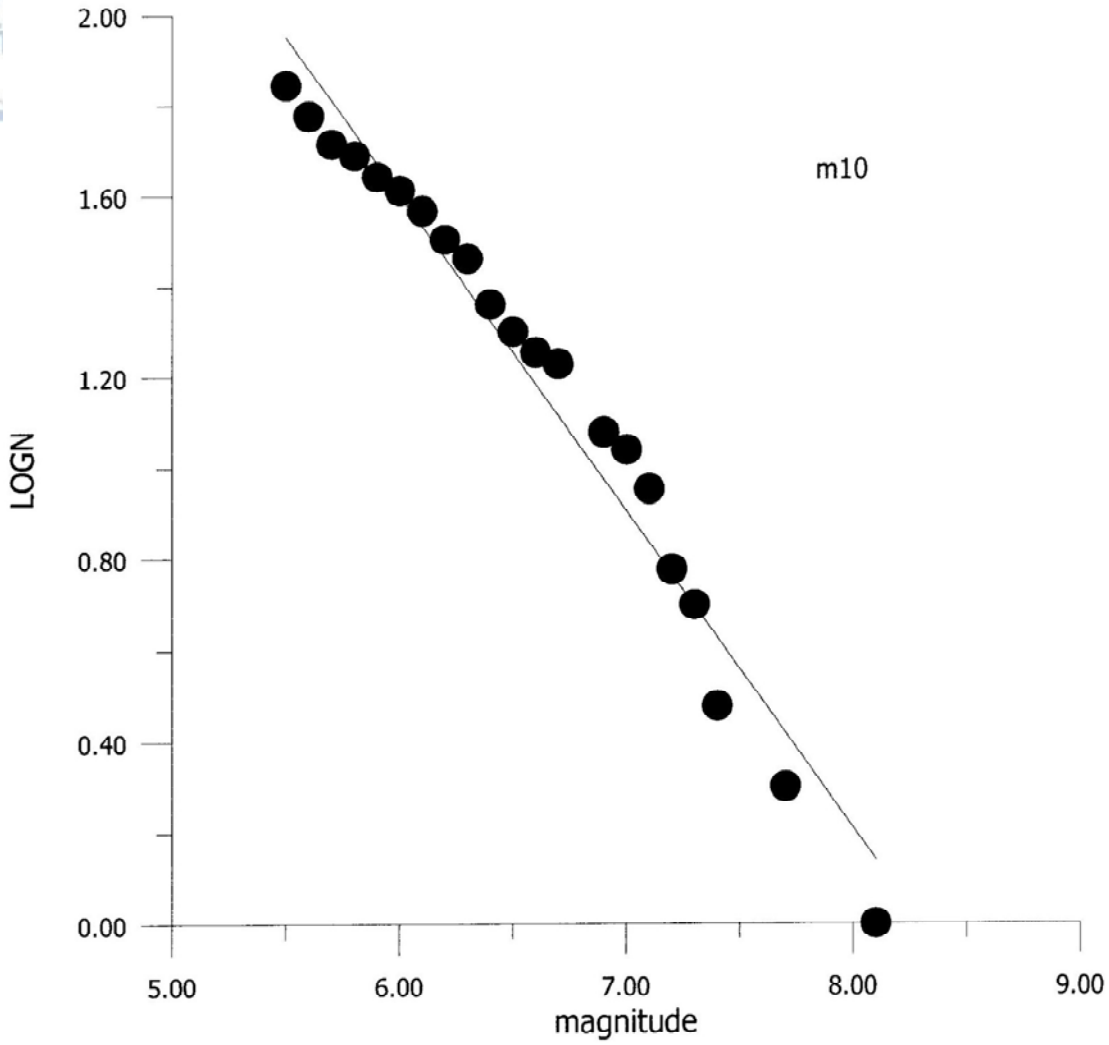
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 20: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 9 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

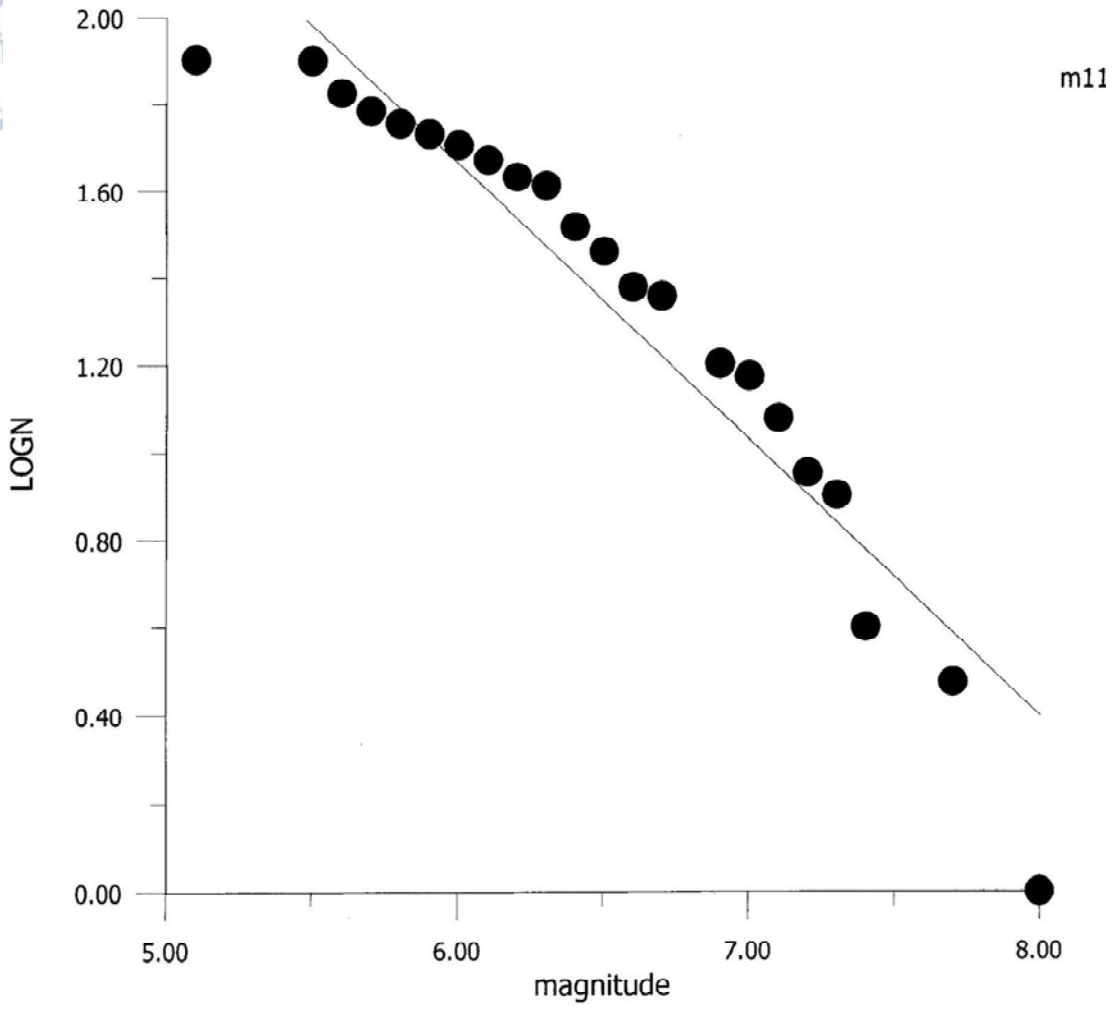
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 21: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 10 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

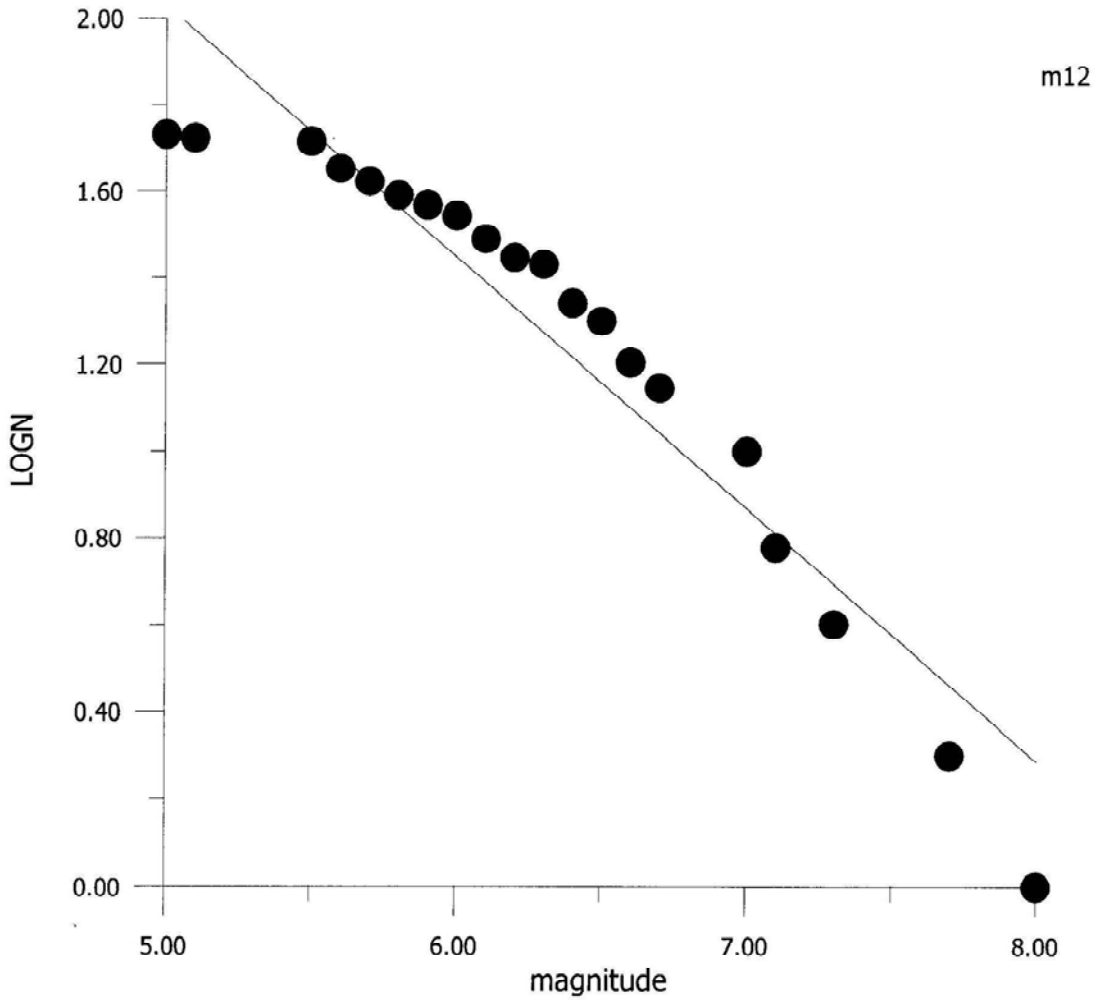
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 22: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 11 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

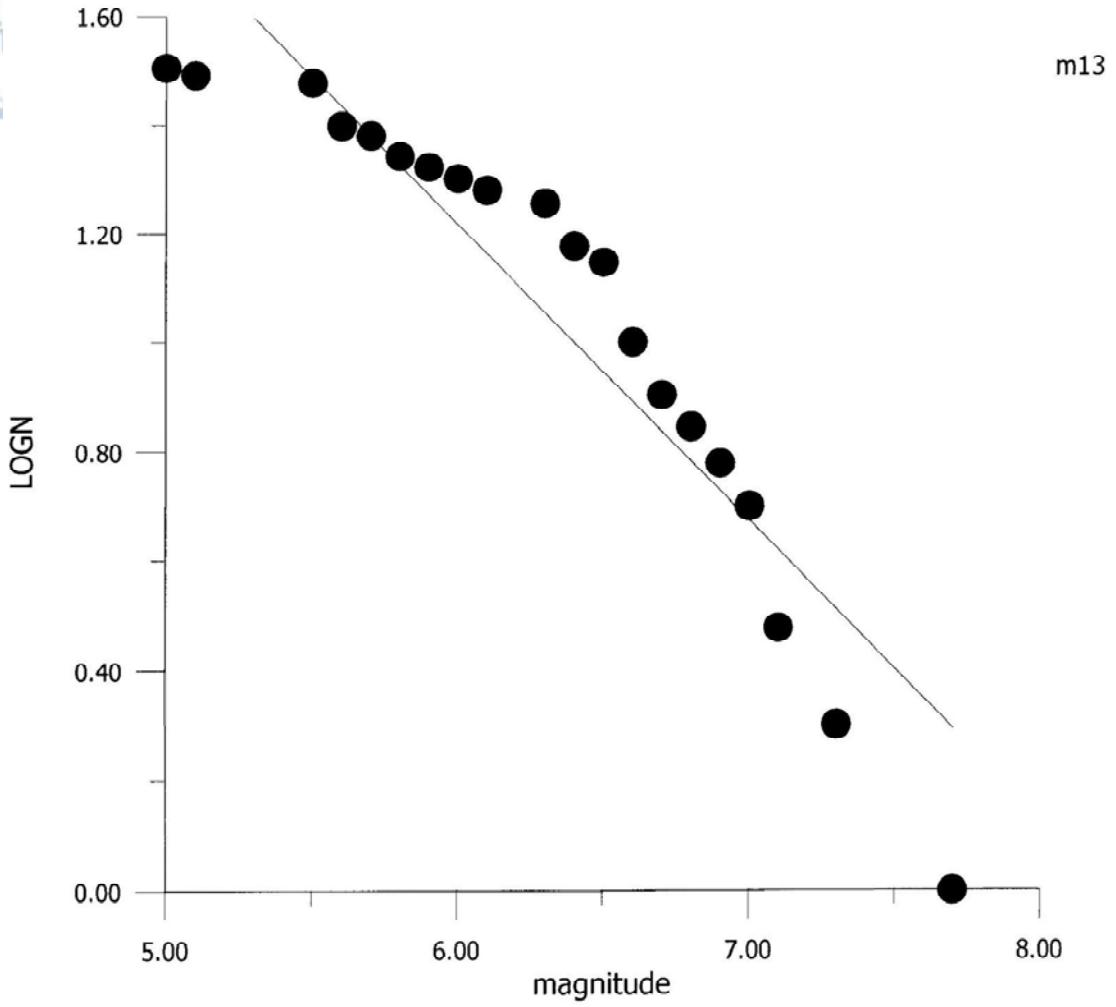
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 23: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 12 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

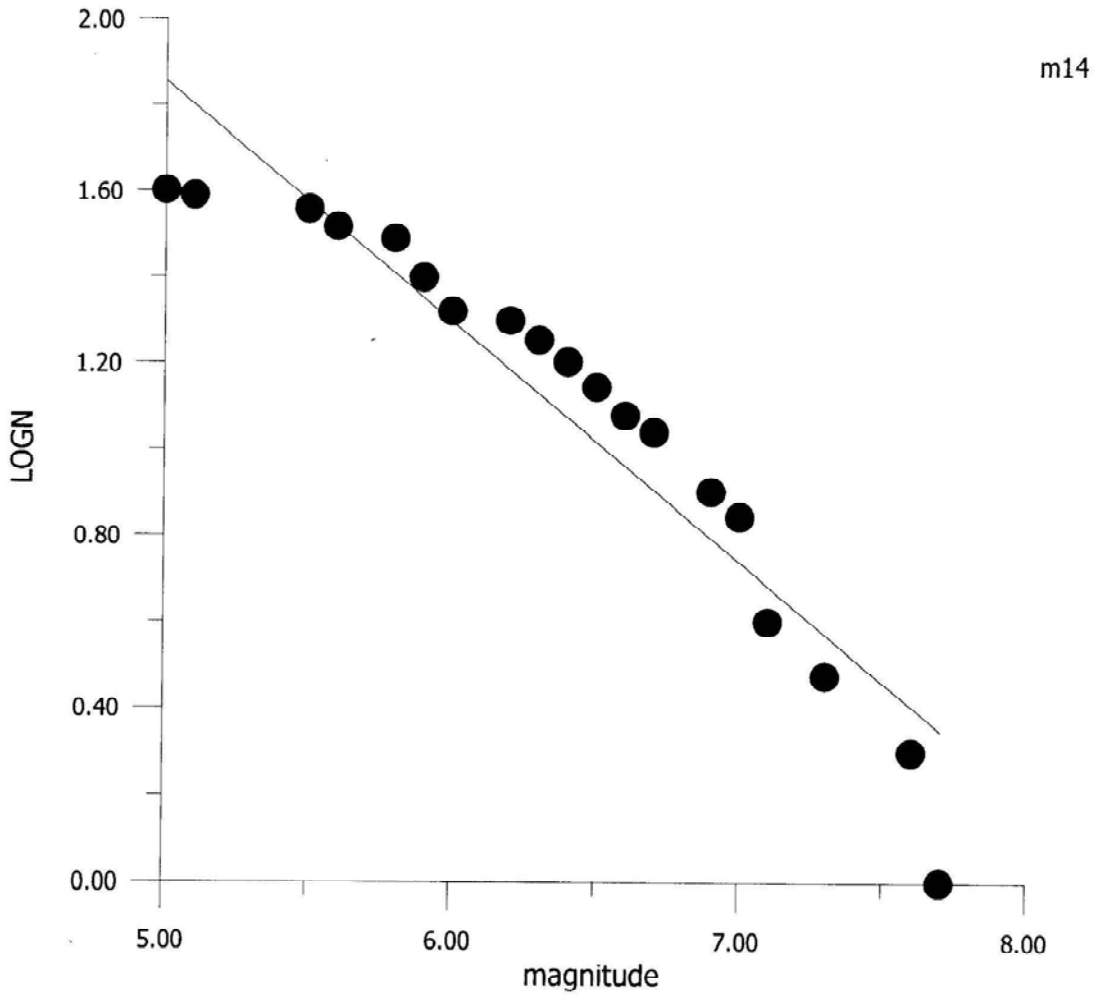
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 24: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 13 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

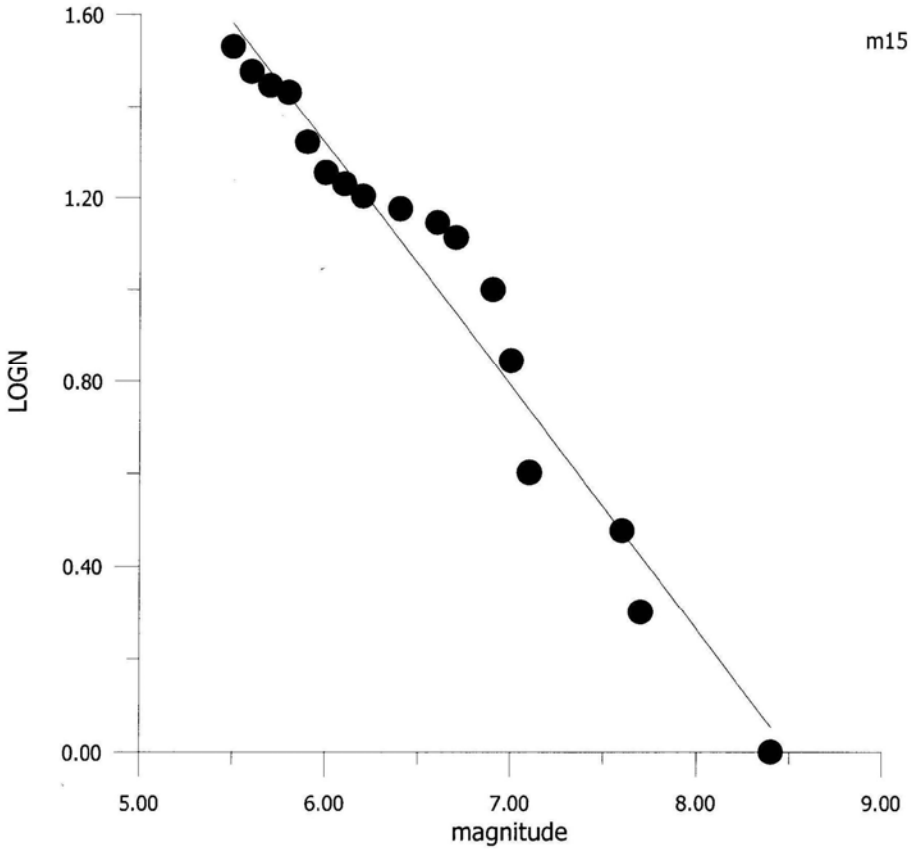
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 25: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 14 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

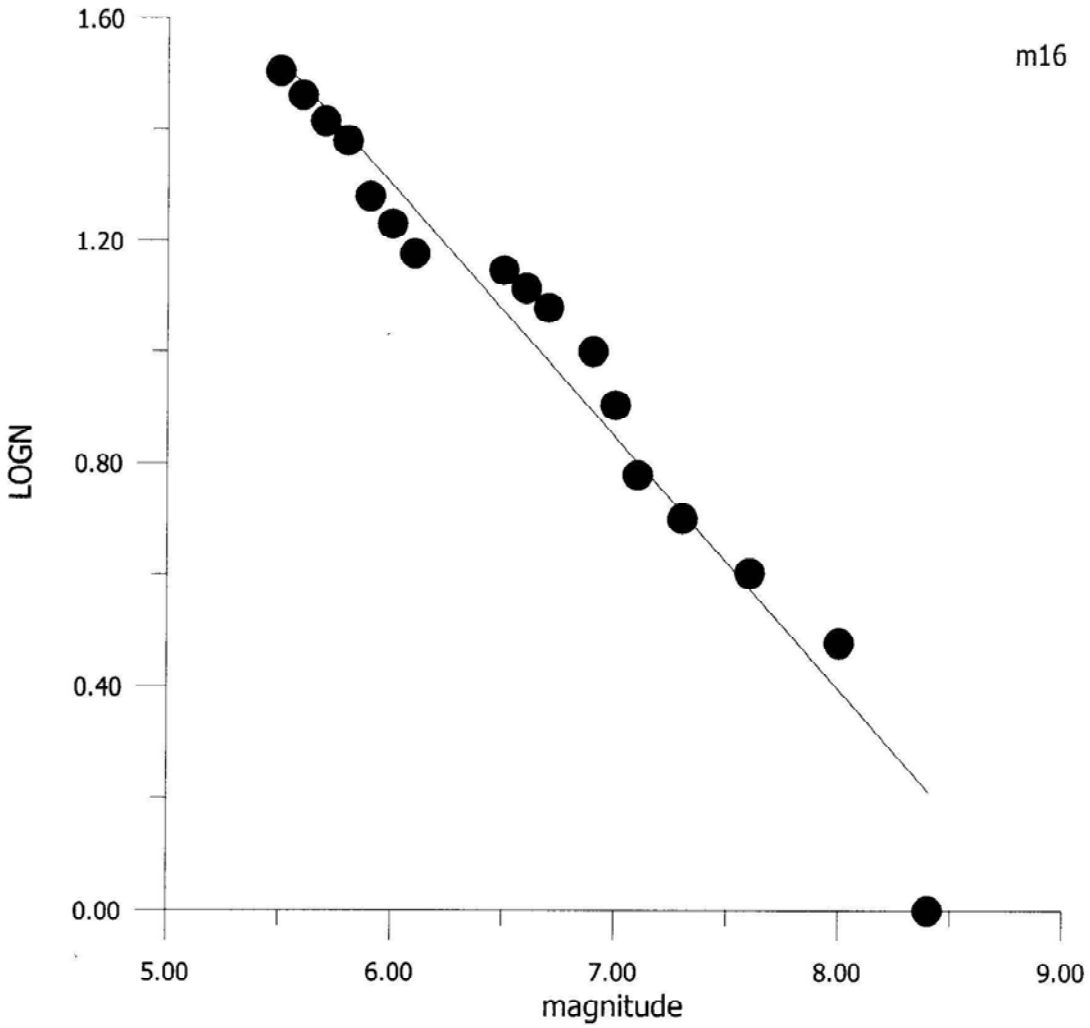
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 26: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 15 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

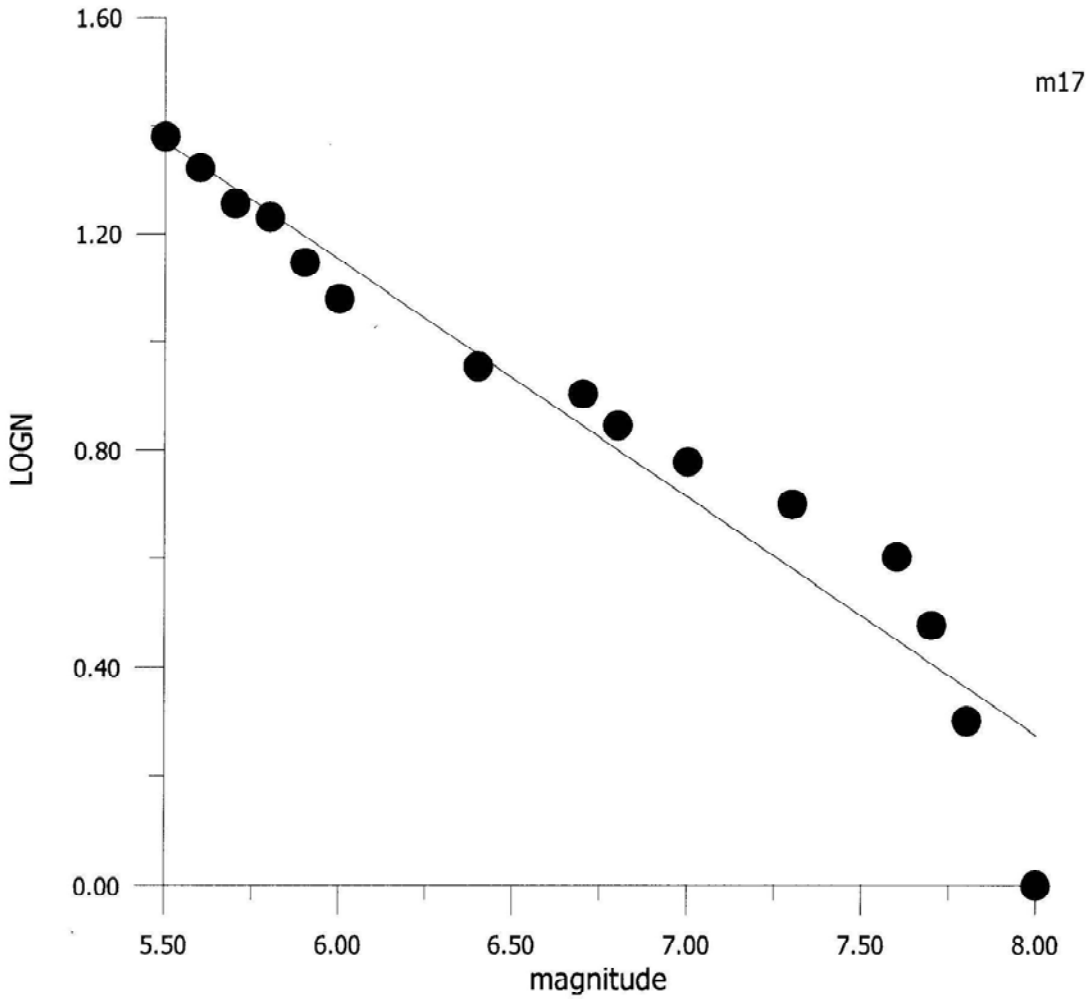
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 27: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 16 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

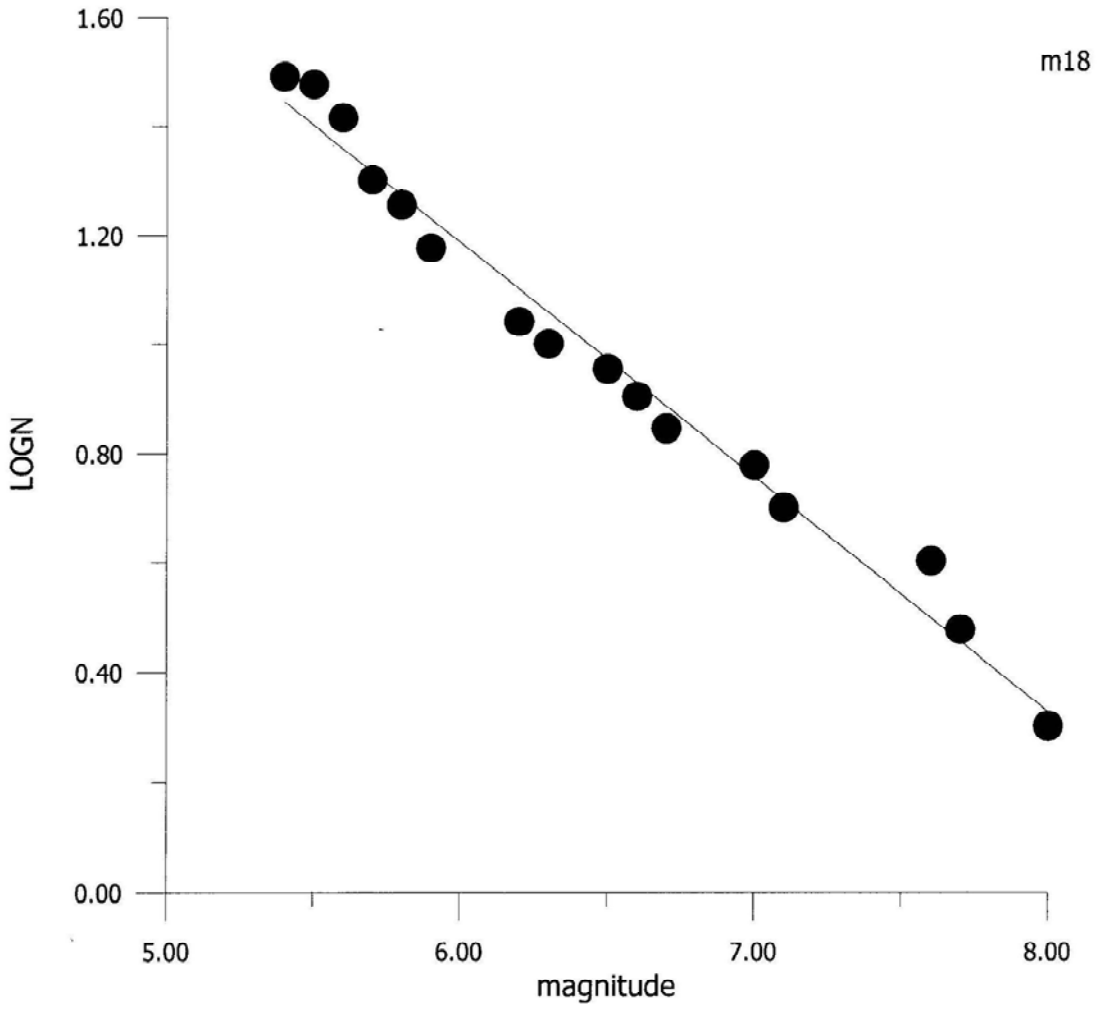
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 28: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 17 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

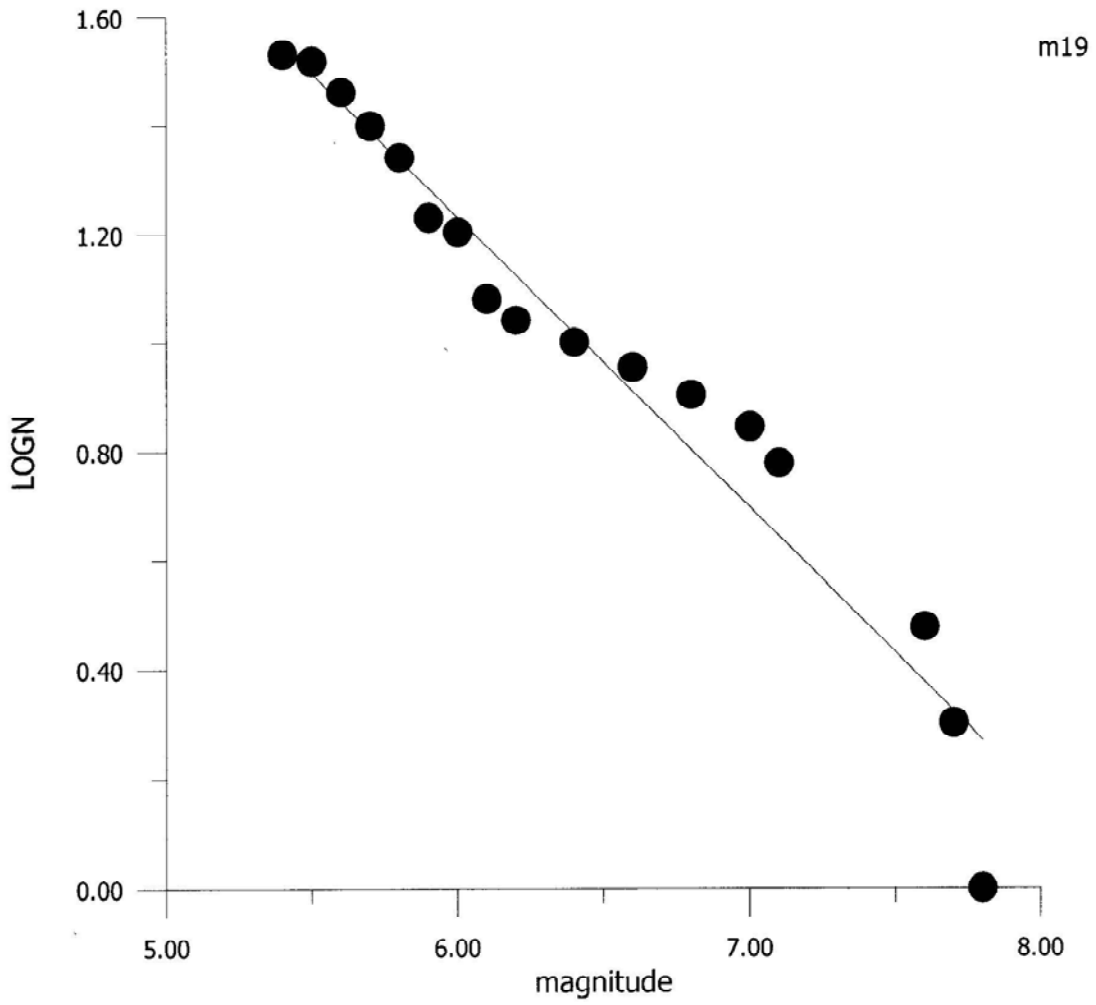
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 29: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 18 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

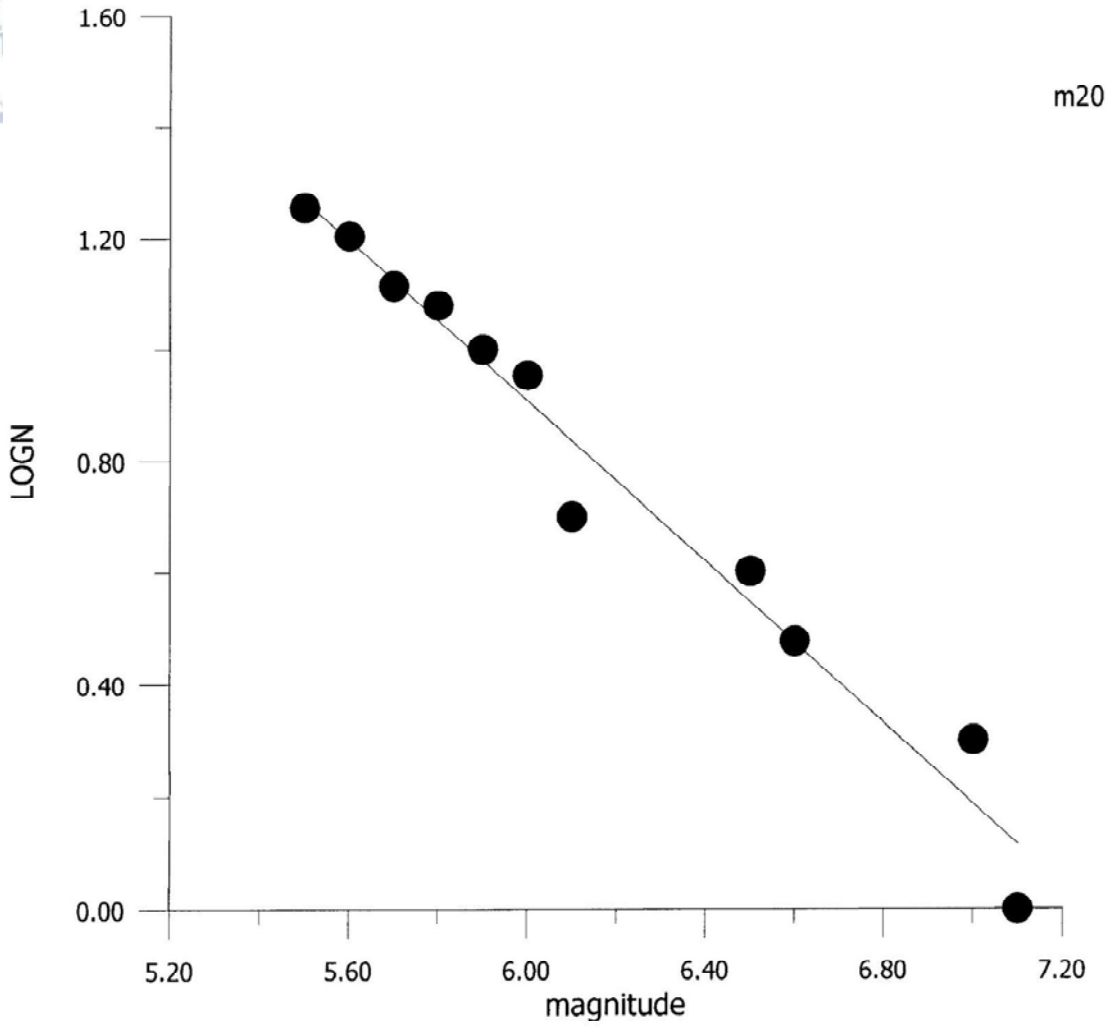
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 30: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 19 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

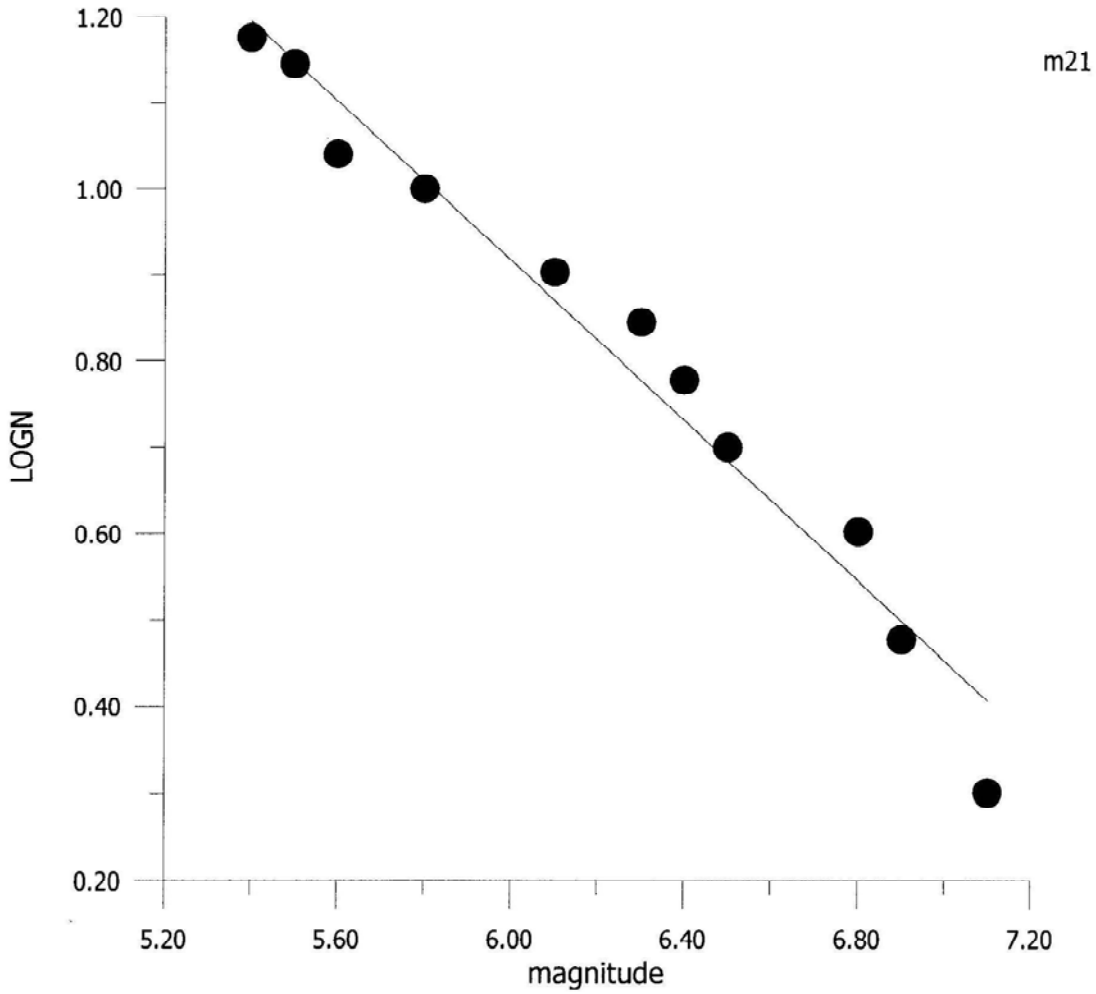
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 31: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 20 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

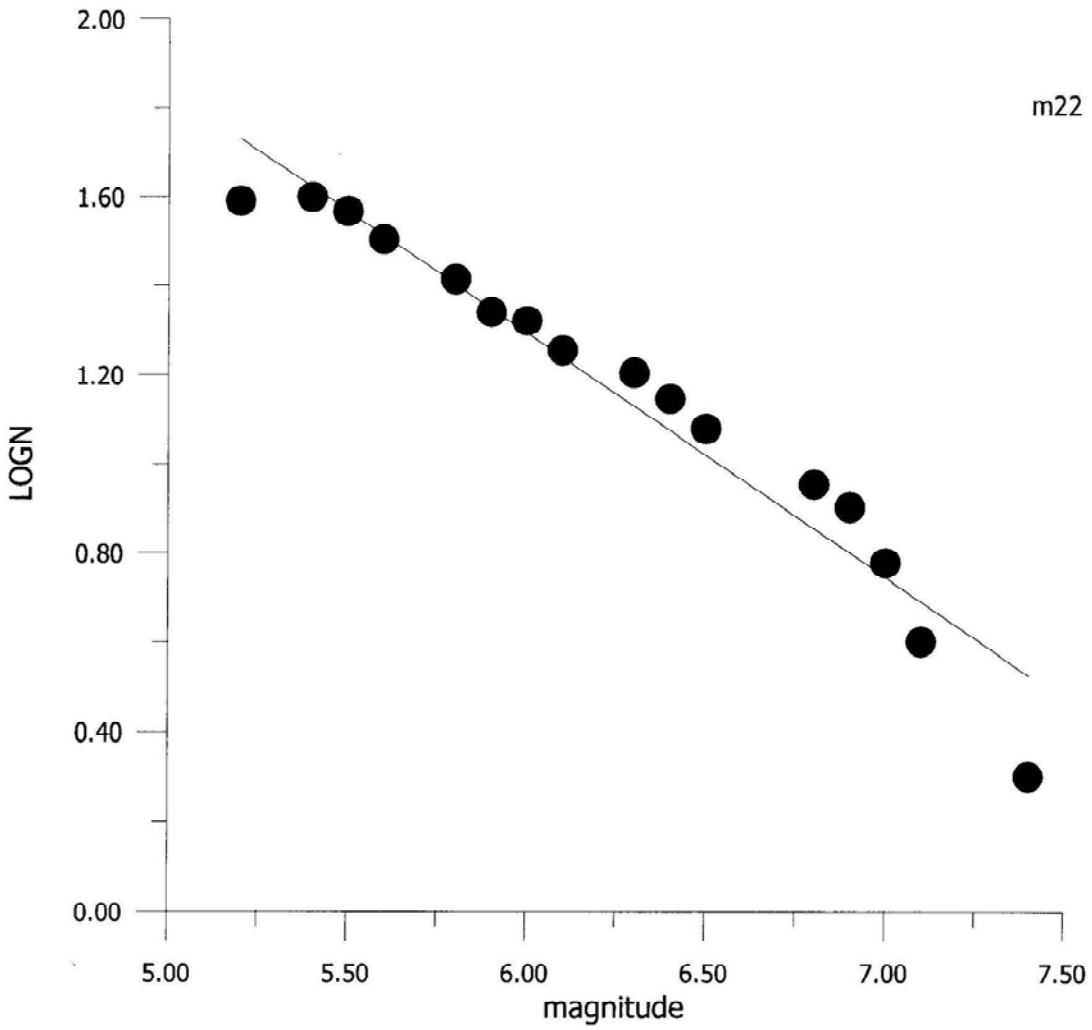
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 32: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 21 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

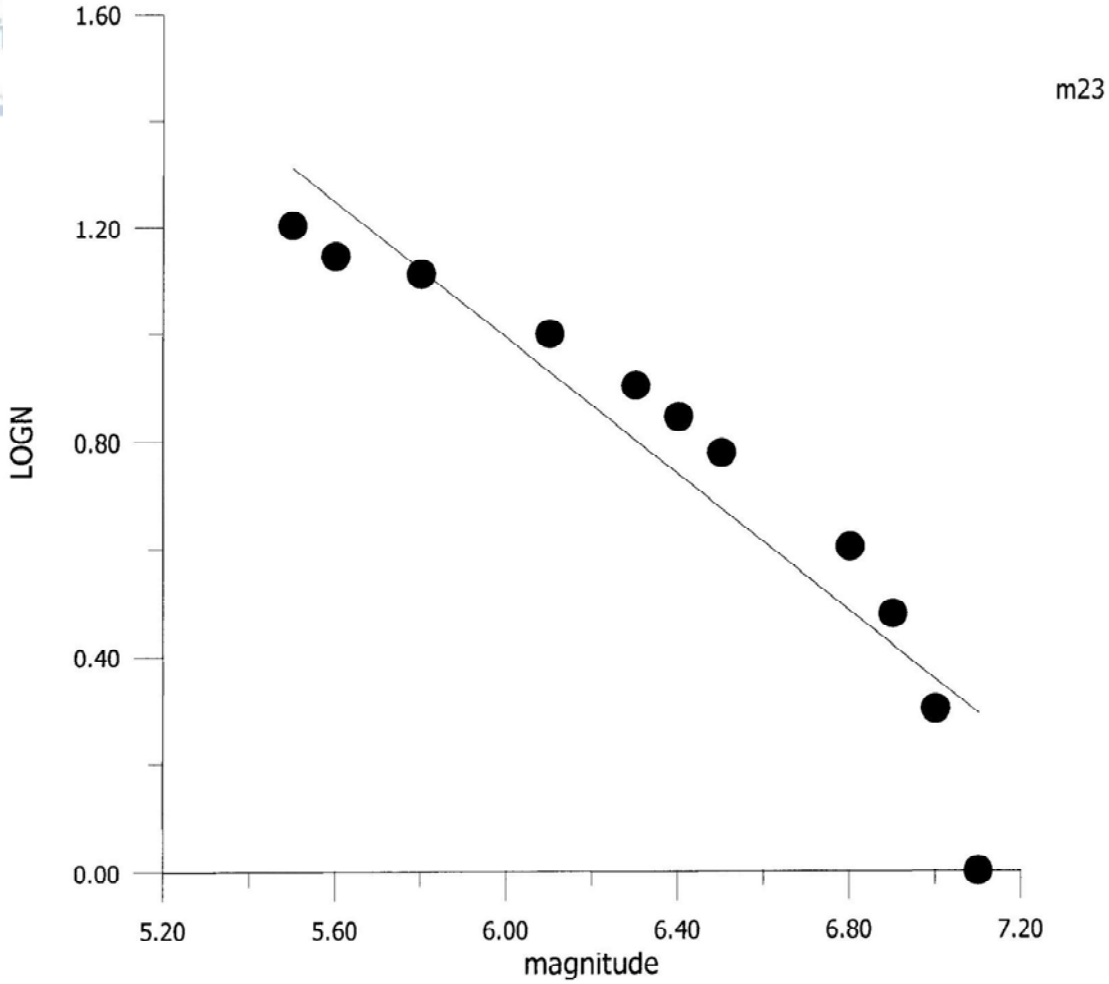
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 33: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 22 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

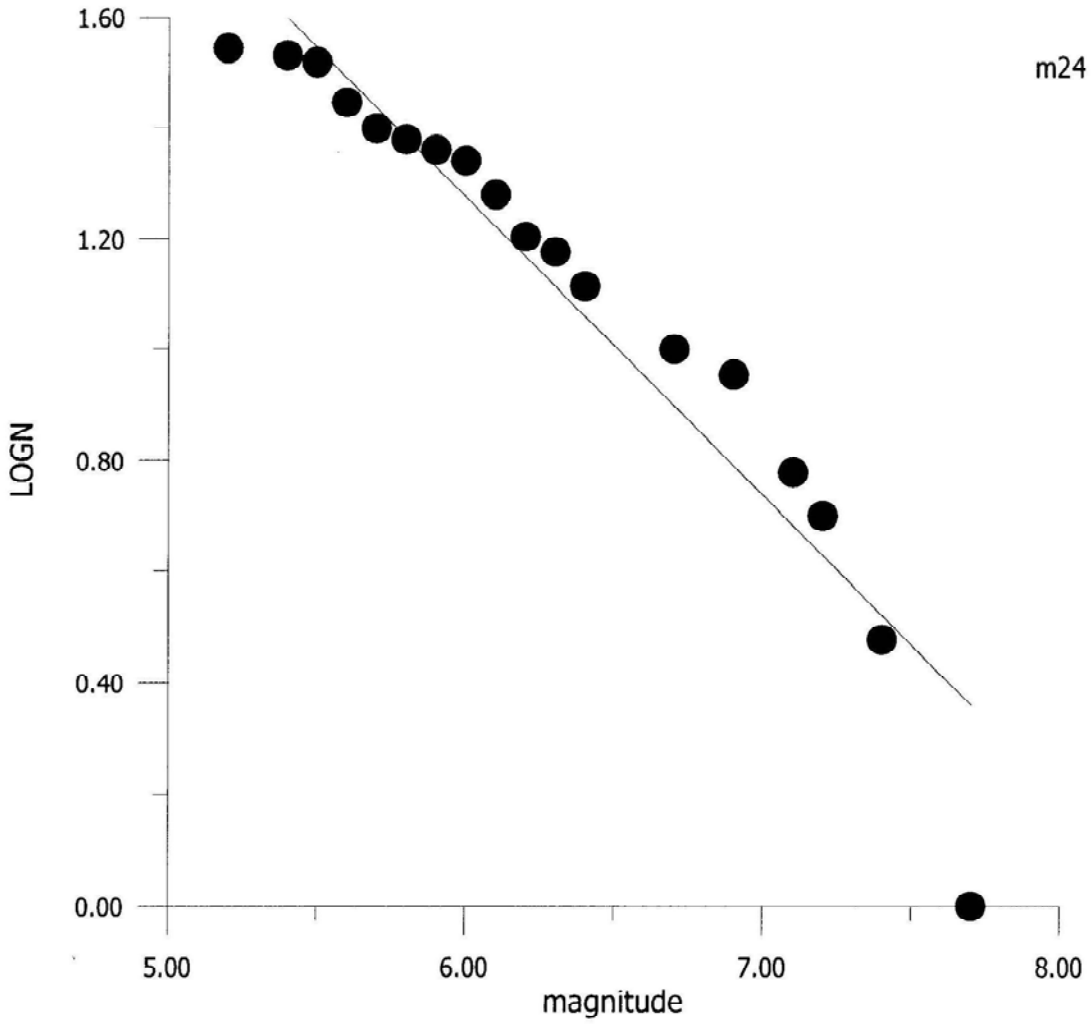
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 34: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 23 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

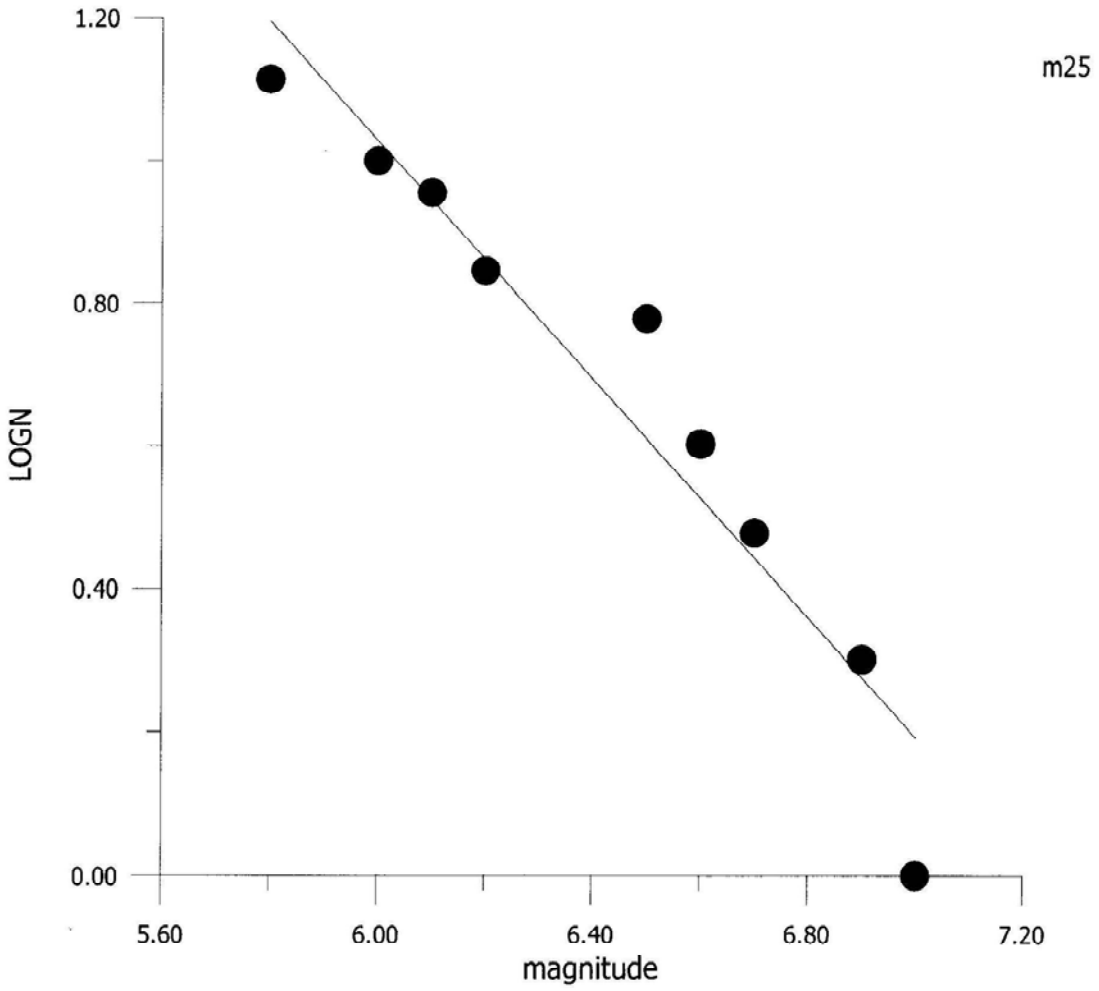
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 35: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 24 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

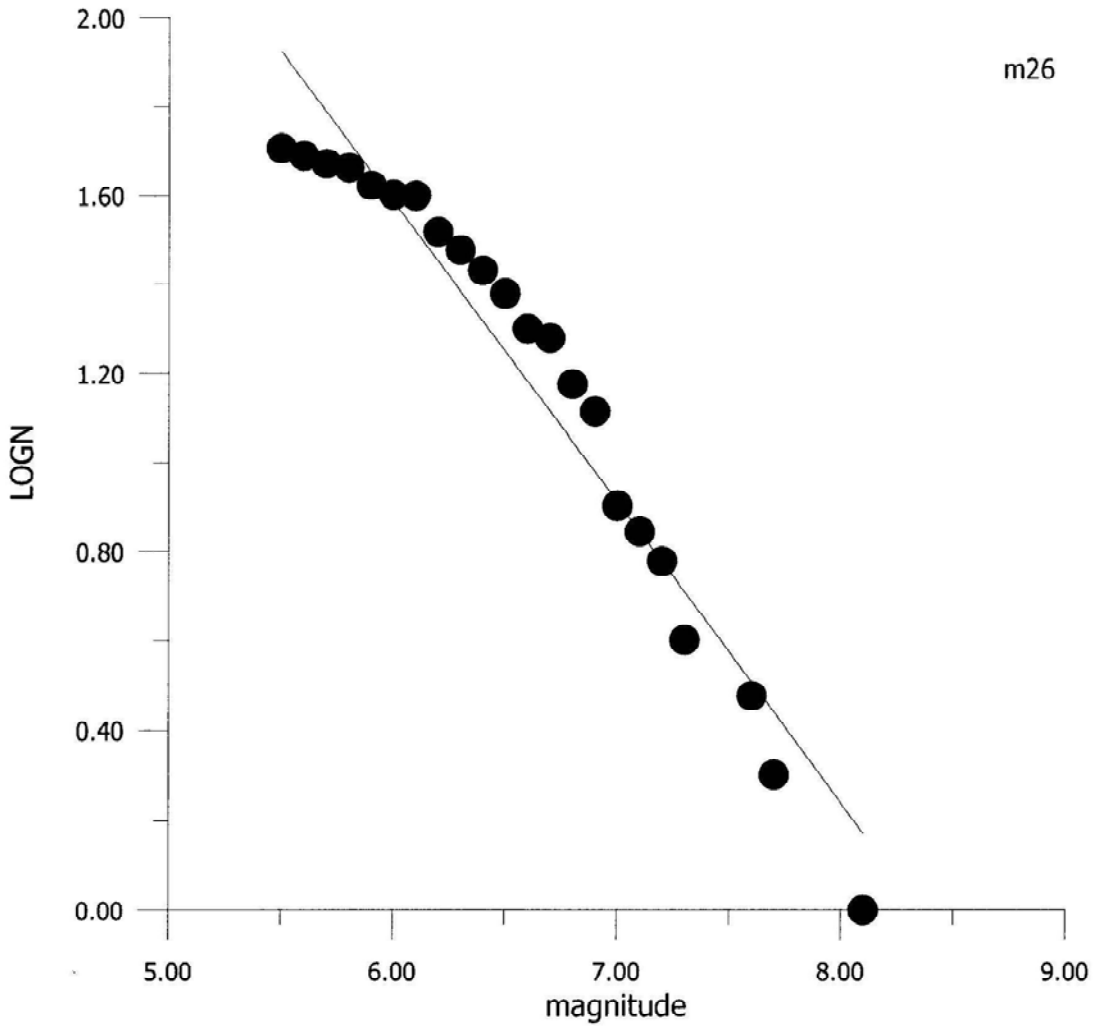
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 36: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 25 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

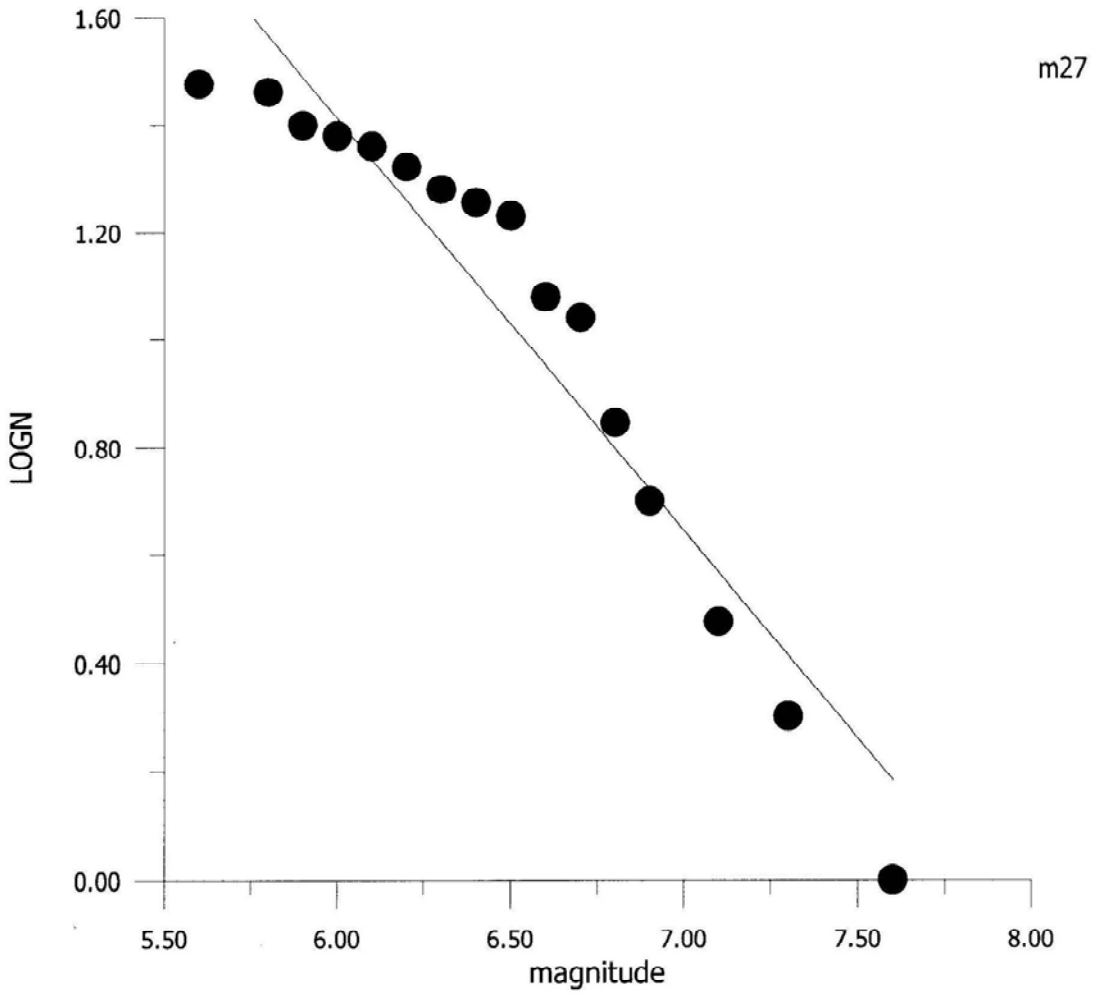
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 37: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 26 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

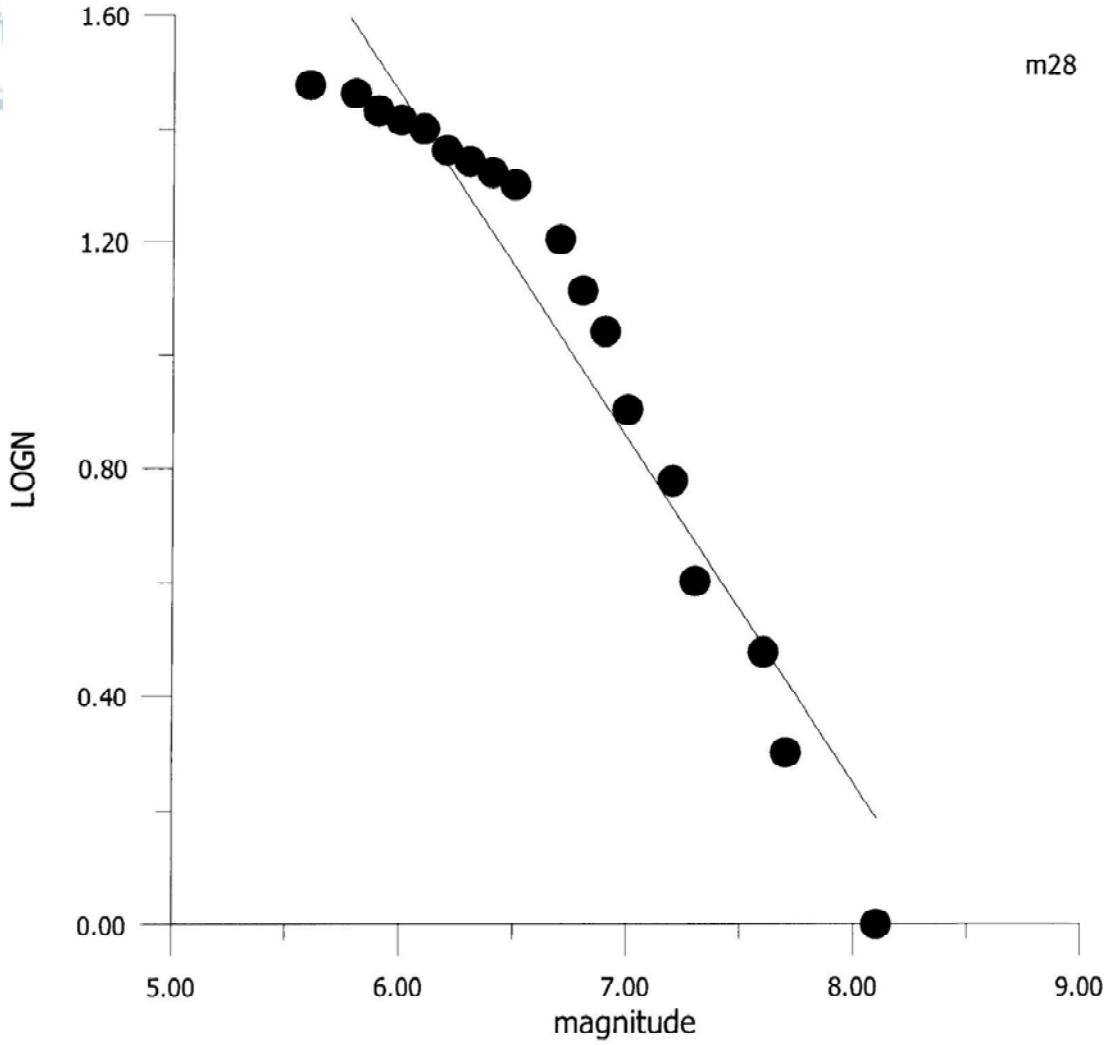
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 38: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 27 της περιοχής.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

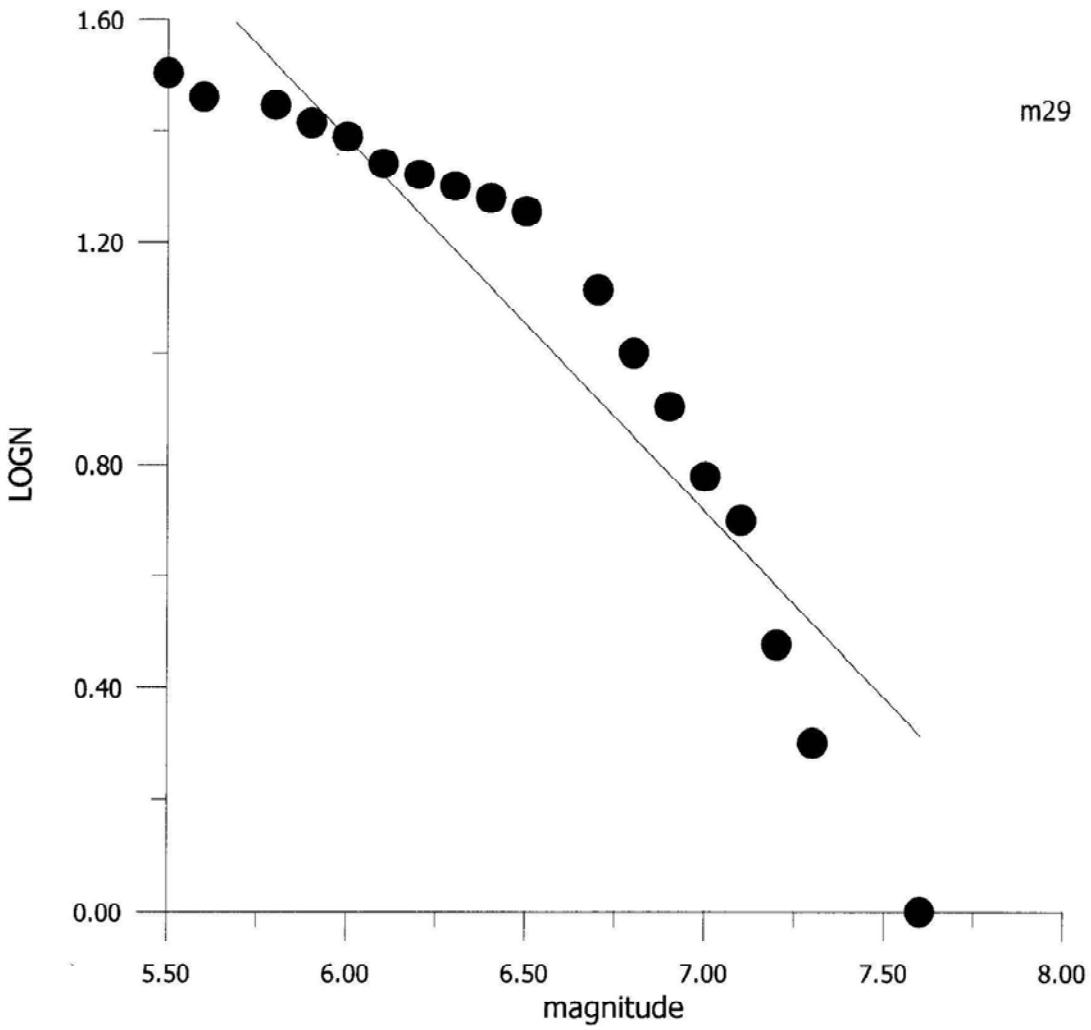
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 39: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 28 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

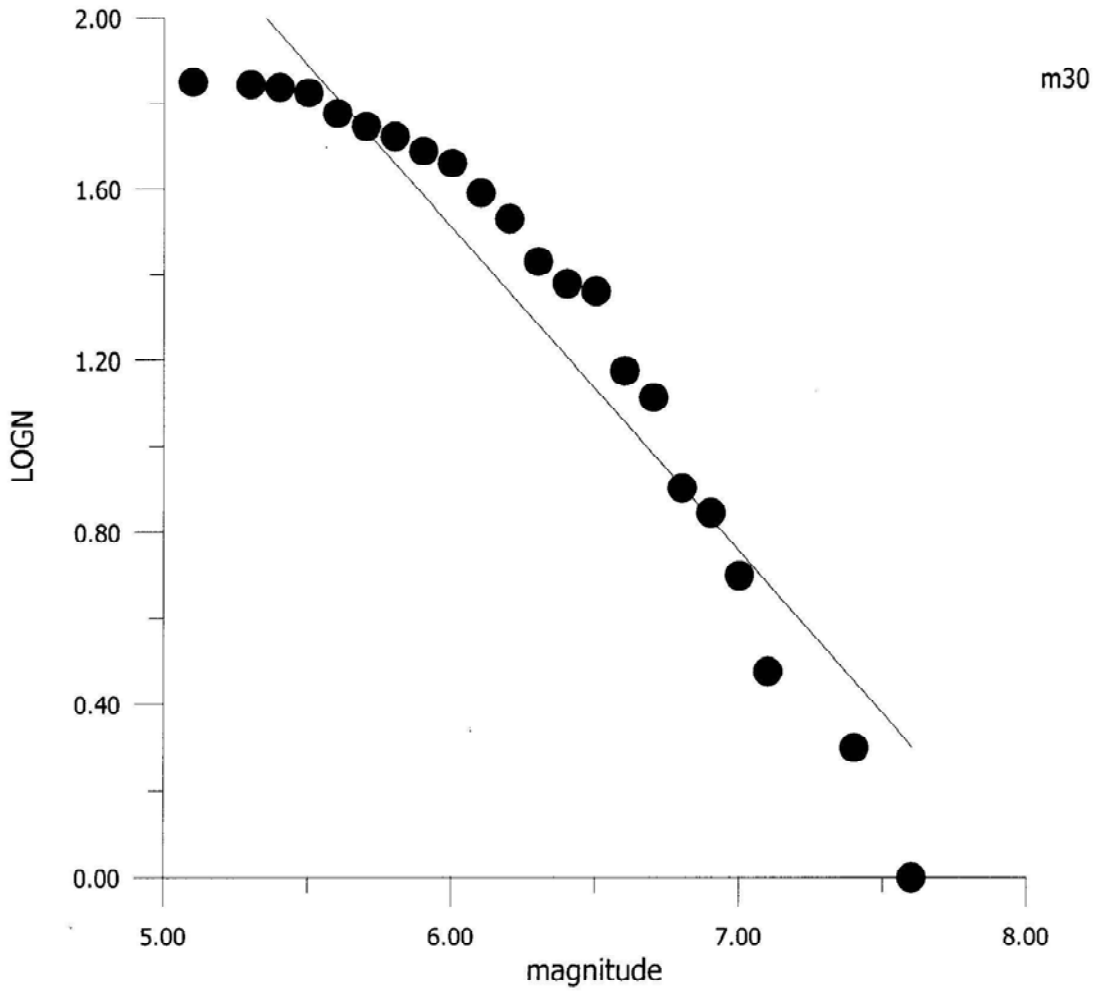
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 40: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 29 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

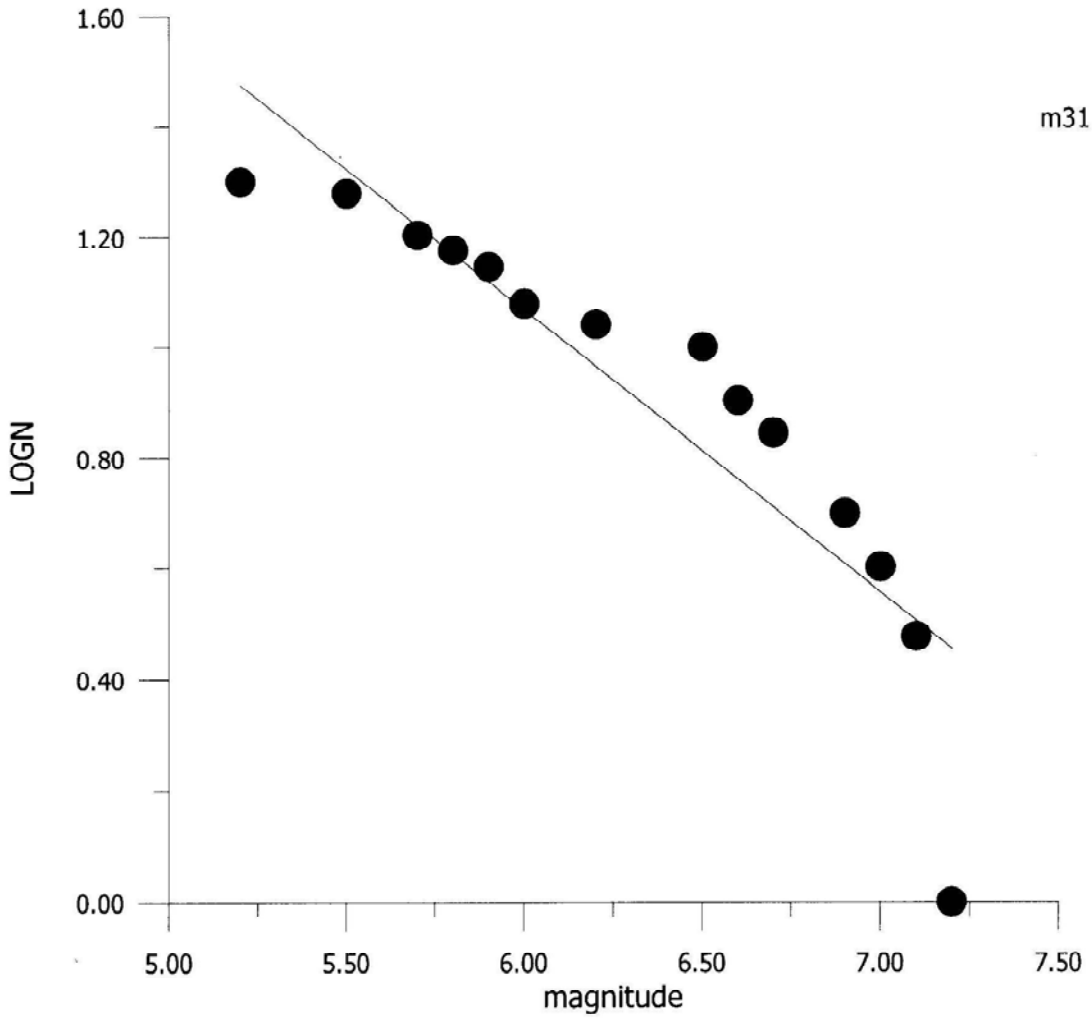
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 41: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 30 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

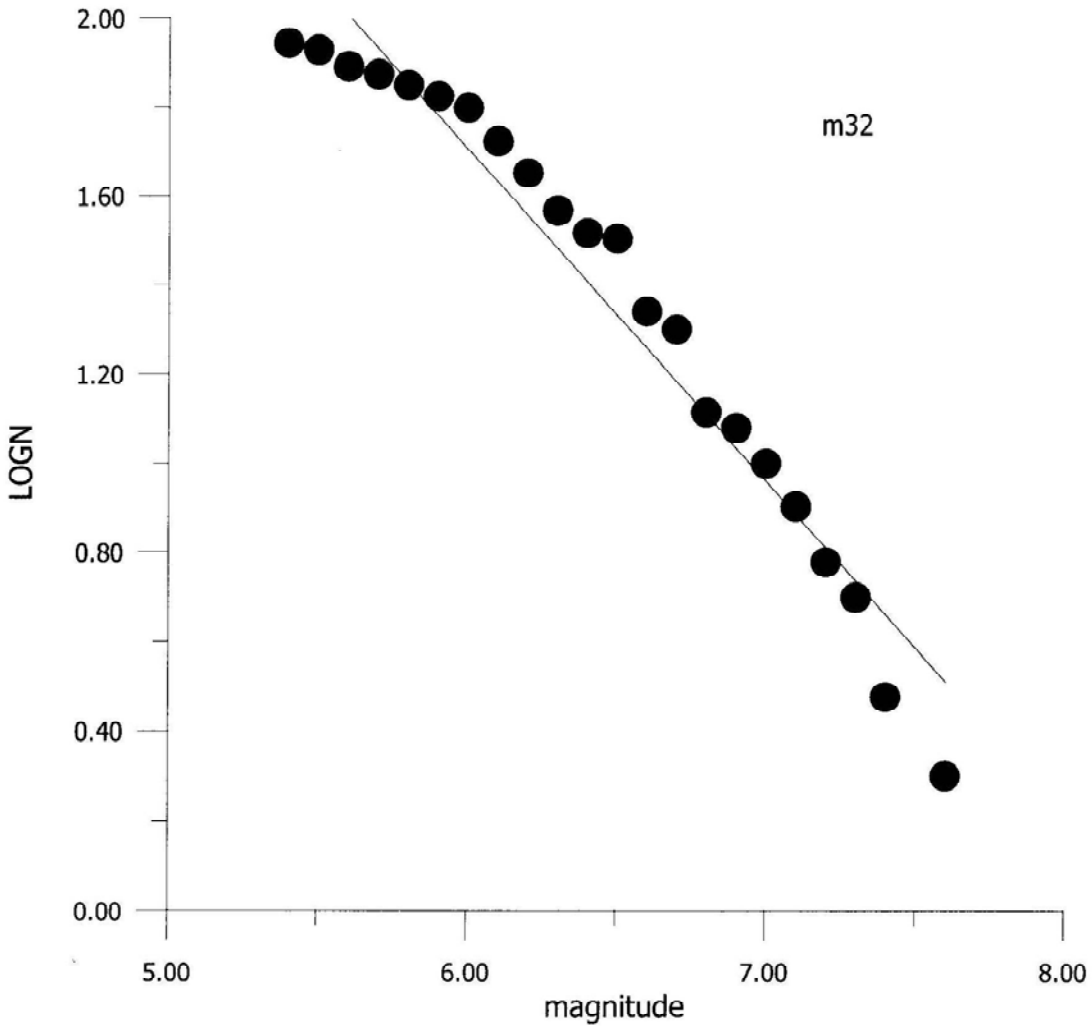
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 42: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 31 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

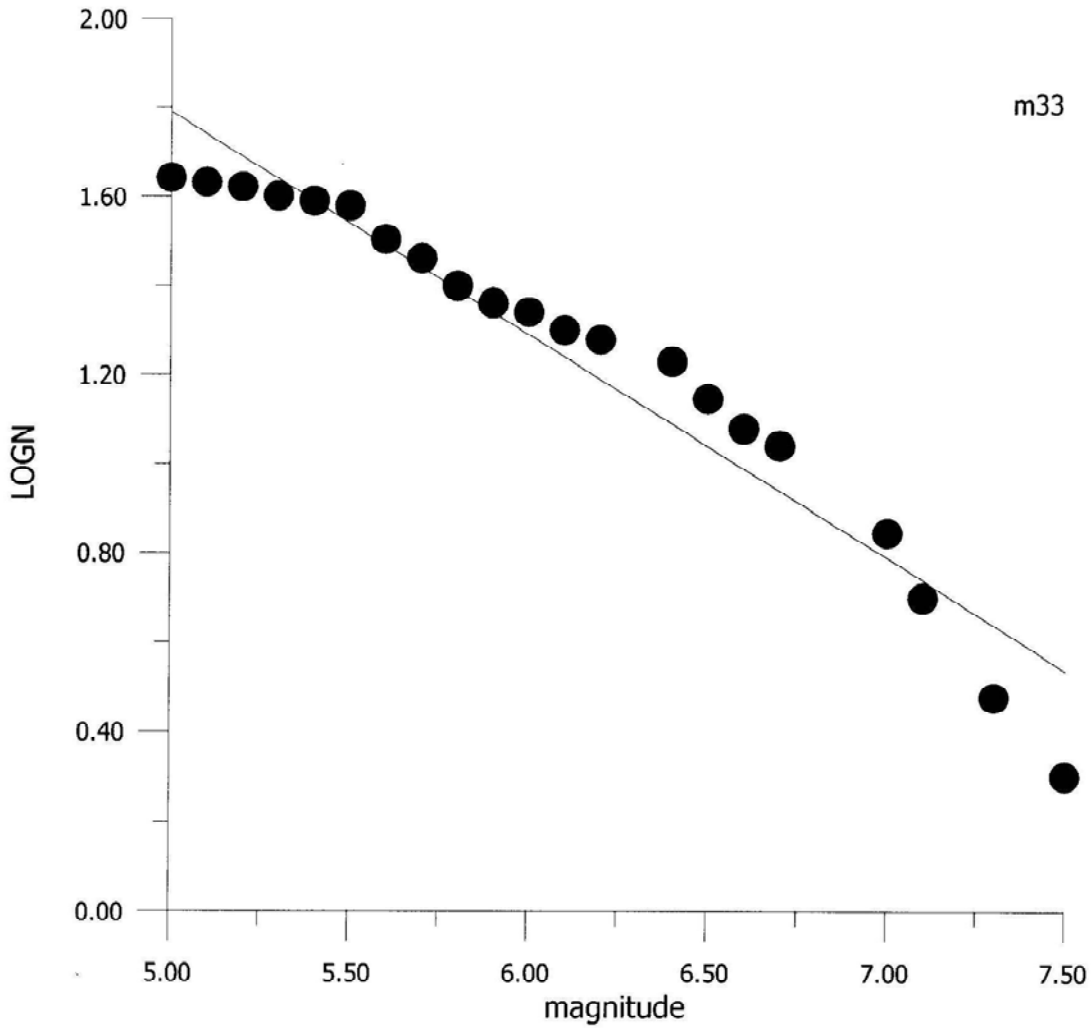
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 43: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 32 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

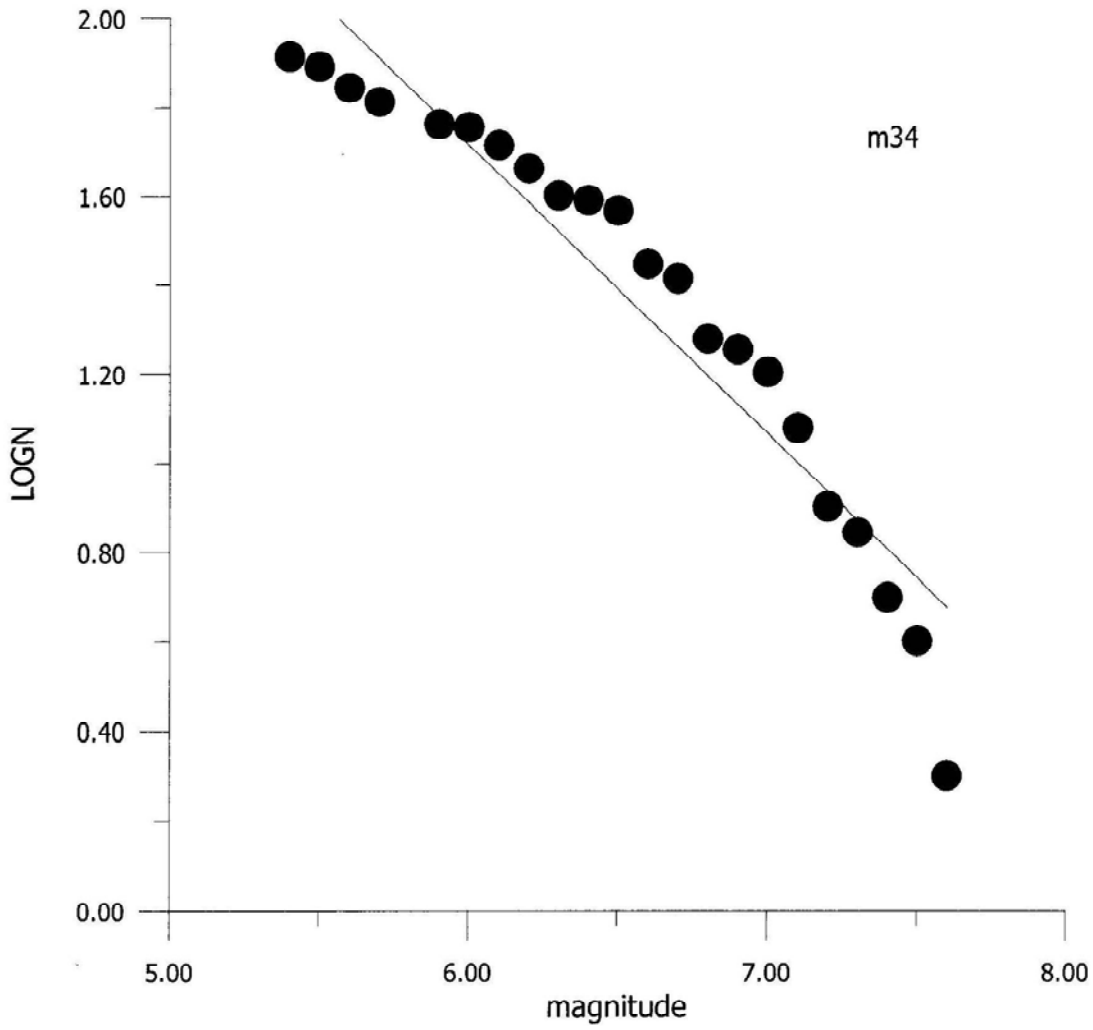
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 44: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 33 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

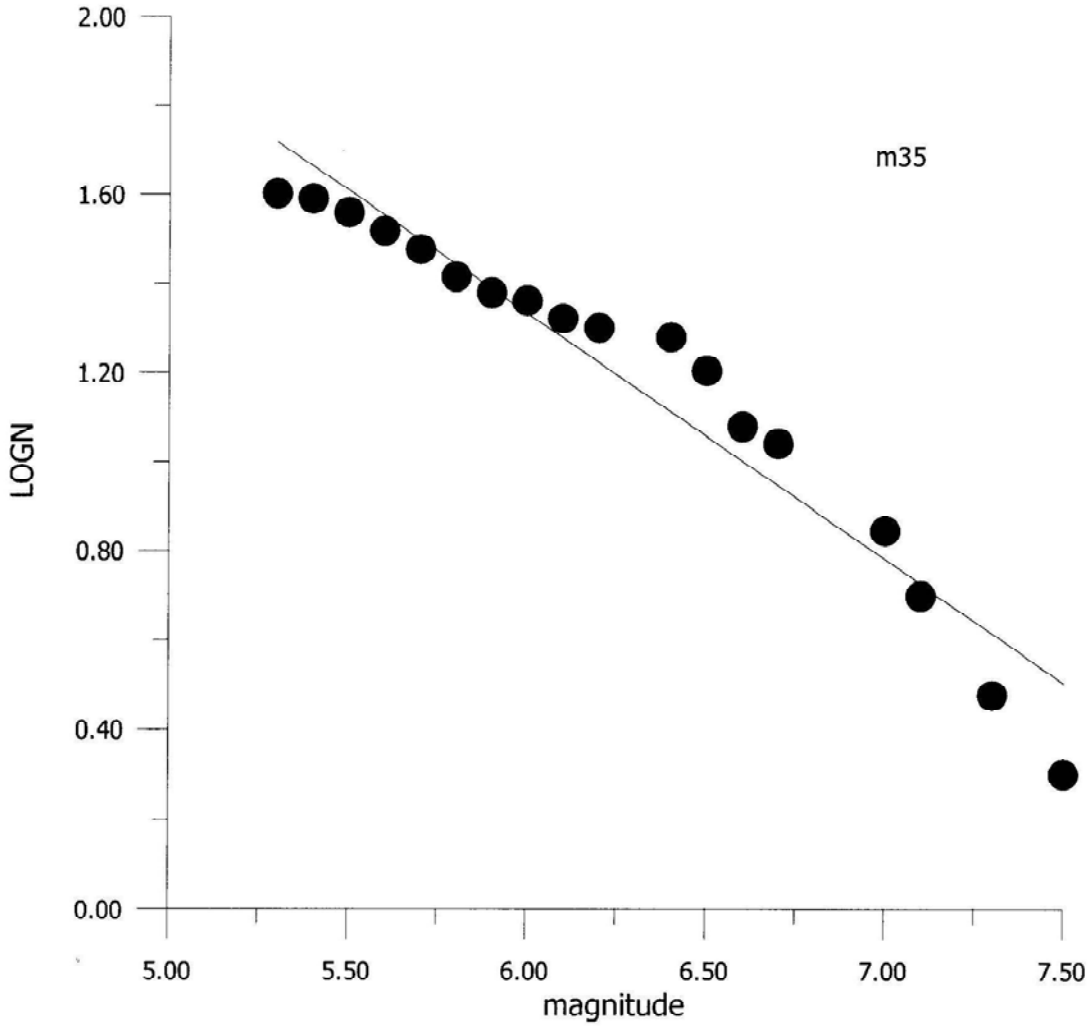
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 45: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 34 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

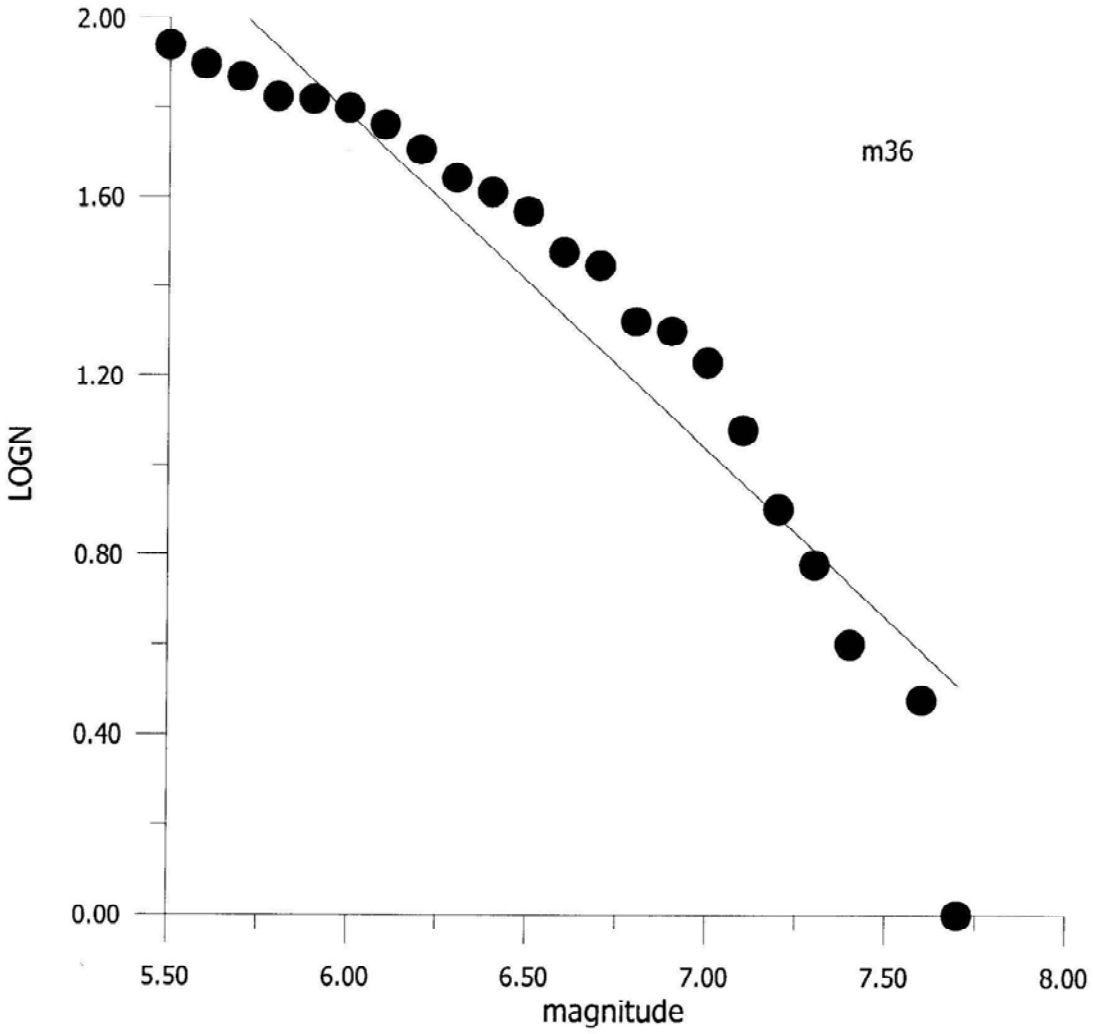
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 46: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 35 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

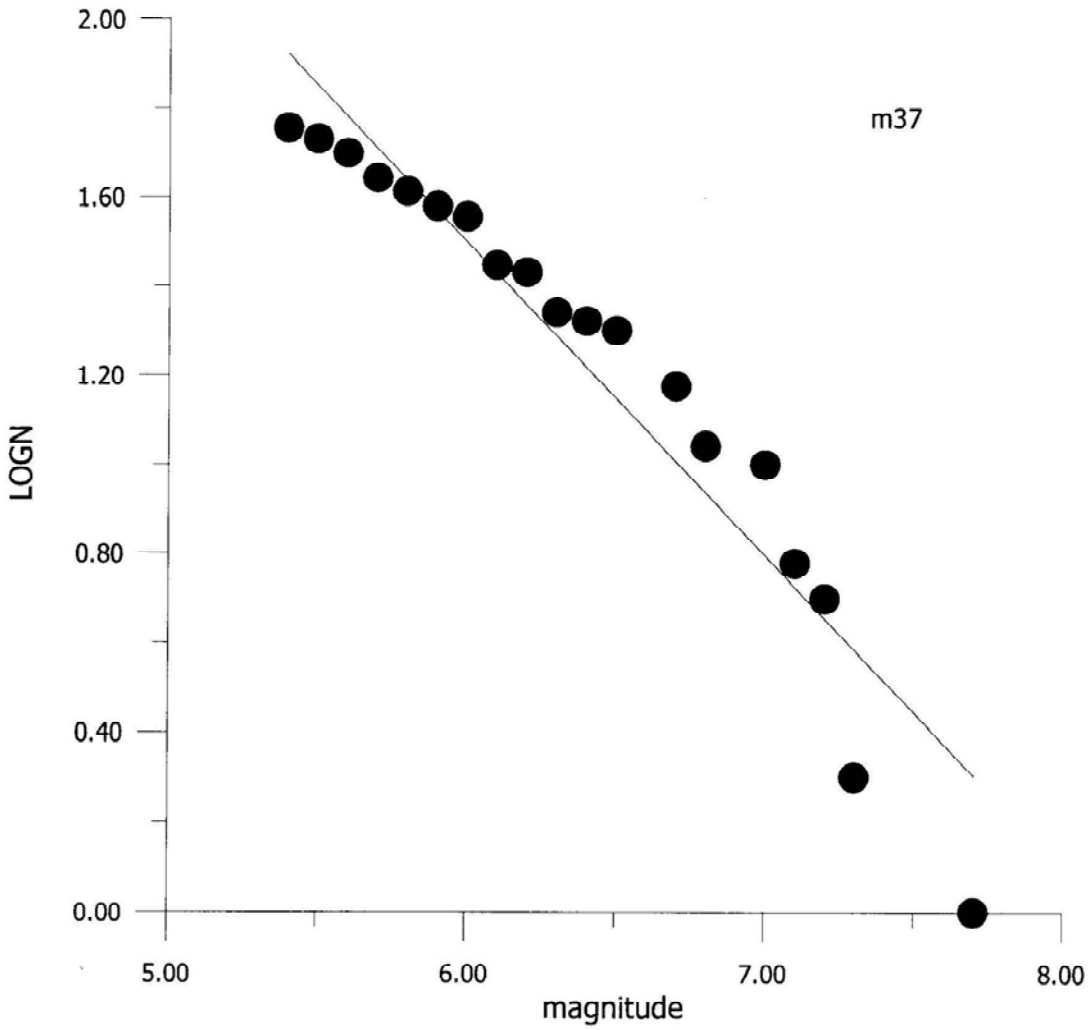
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 47: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 36 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

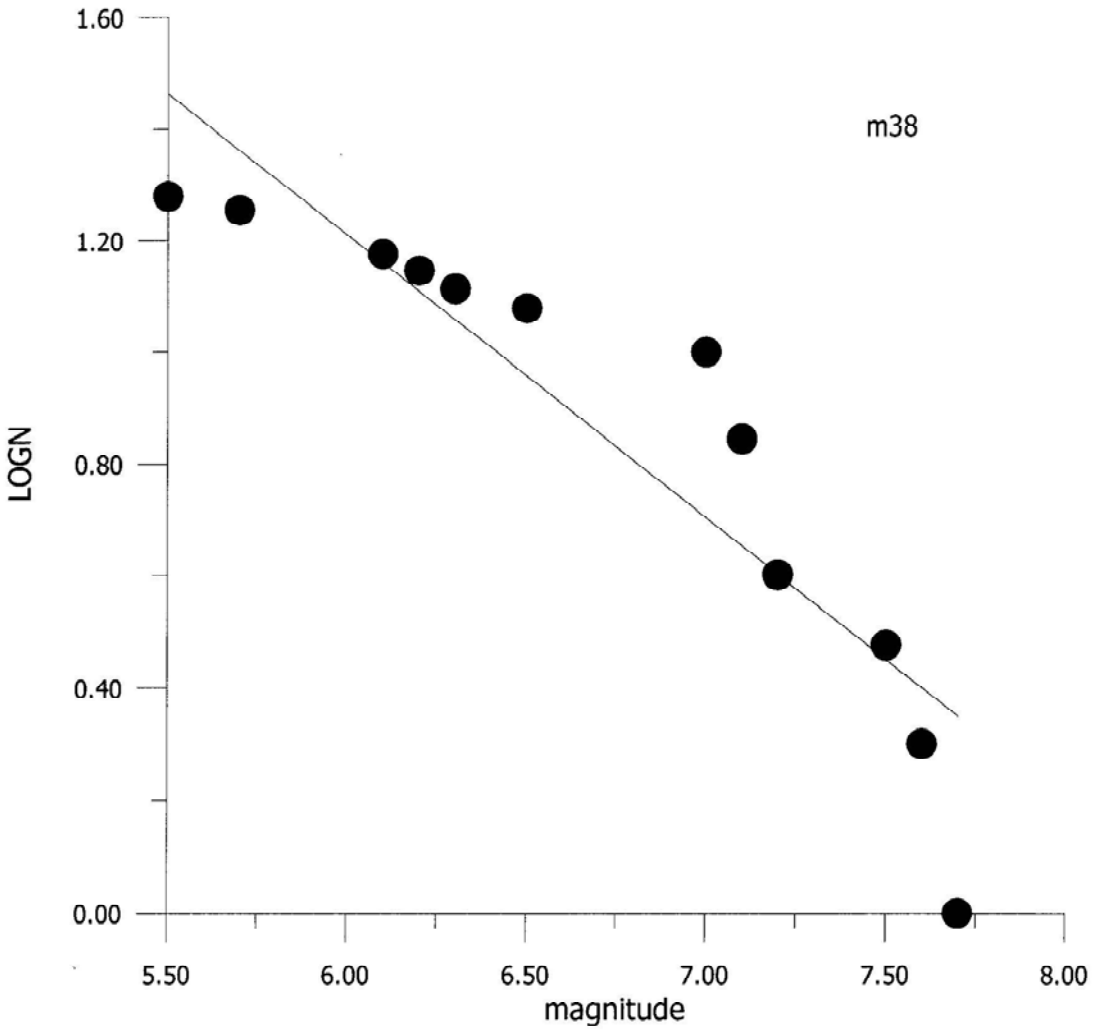
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 48: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 37 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

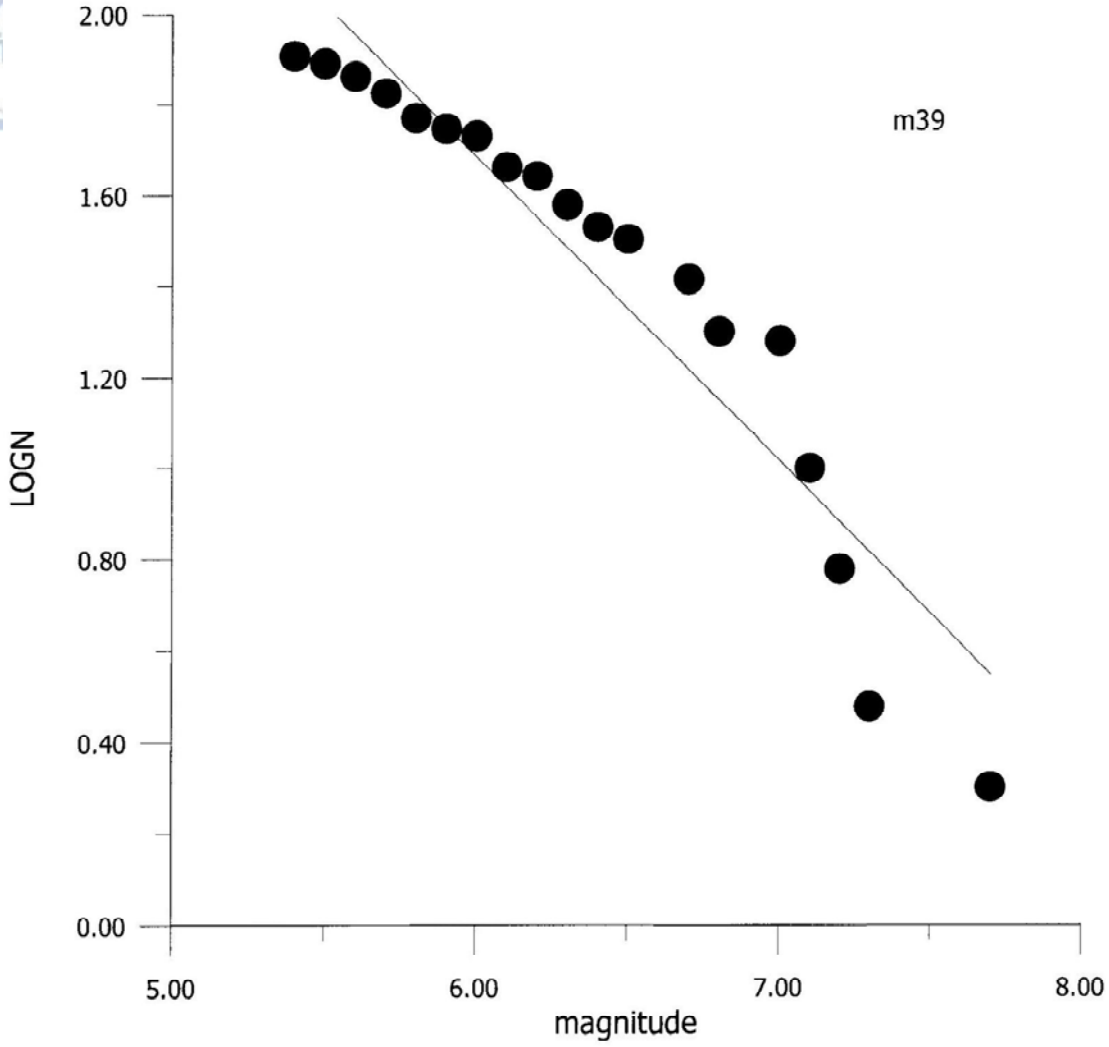
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 49: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 38 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 50: Χαρτογράφηση του logN-M για την κυψέλη 39 της περιοχής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ύστερα εφαρμόσαμε την μέθοδο της μεγίστης πιθανοφάνειας για να υπολογίσουμε και με άλλη μεθοδολογία τις τιμές των παραμέτρων a και b των σχέσεων (3.2) και (3.4).

Οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (LSQ) και την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (MXL) αναγράφονται στον πίνακα (1). Η πρώτη παρατήρηση που μπορούμε να κάνουμε είναι ότι οι τιμές της παραμέτρου b που έχουν υπολογιστεί με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας έχουν σε όλες τις κυψελίδες μικρότερες τιμές από αυτές που έχουν υπολογιστεί με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Αυτό οφείλεται στην μεθοδολογία και όχι στην ποιότητα των δεδομένων.

Στην συνέχεια εφαρμόστηκε η πλέον ακριβής και σύγχρονη μεθοδολογία των Kijko-Sellevoll. Με αυτήν υπολογίζονται α) η παράμετρος b, β) ο ρυθμός σεισμικότητας λ και γ) το μέγιστο πιθανό μέγεθος σεισμού $M_{\max}^{reg}$.

Οι τιμές των παραμέτρων σεισμικότητας που υπολογίστηκαν με την μέθοδο των Kijko-Sellevoll εμφανίζονται στον πίνακα (2). Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση είναι ότι οι τιμές του μέγιστου παρατηρουμένου μεγέθους ($M_{\max}^{obs}$) και του μέγιστου πιθανού μεγέθους M_{max} έχουν πολύ συγκρίσιμες τιμές σε όλες τις κυψελίδες.

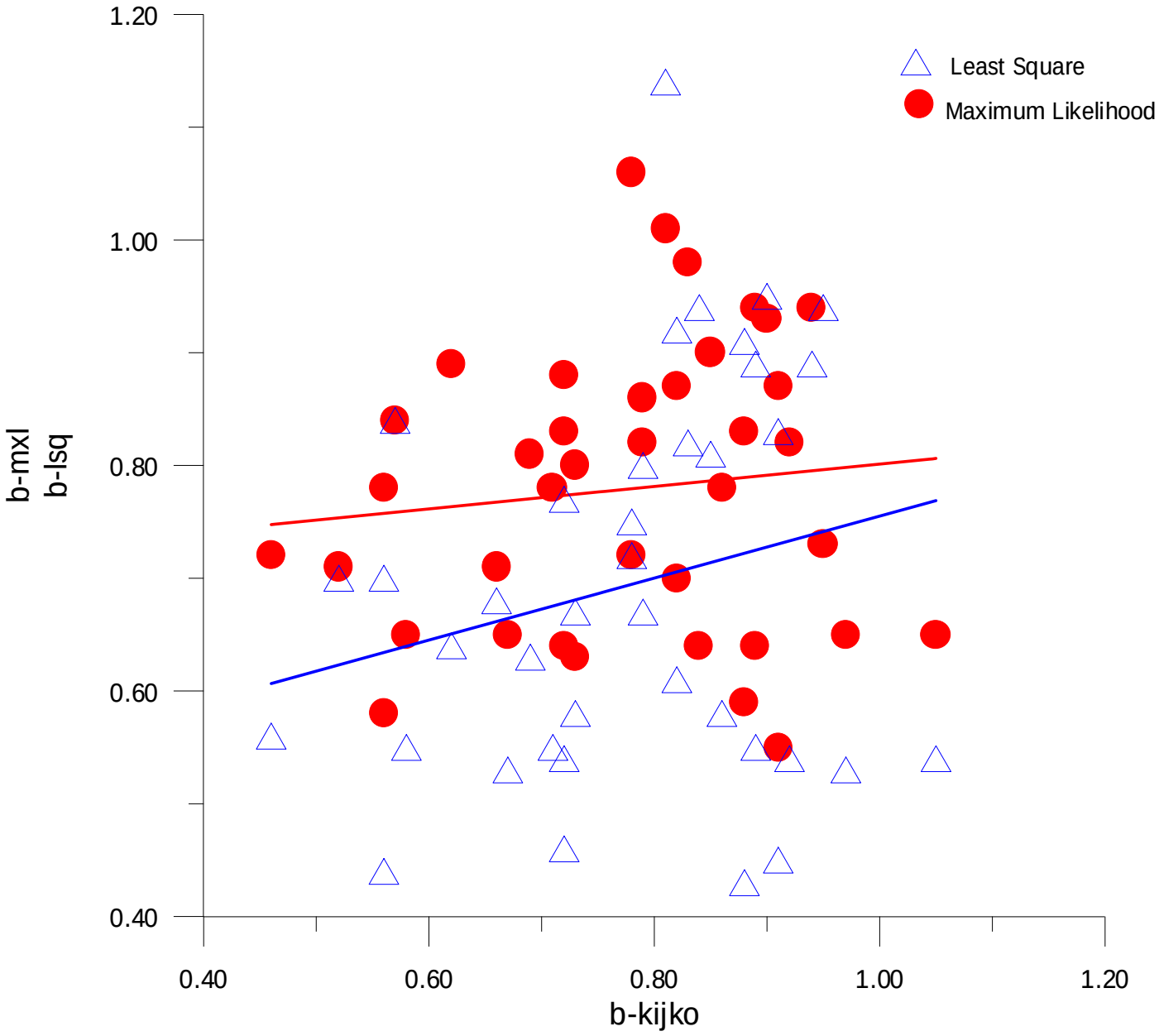
Για μια τόσο σεισμογενή περιοχή θα αναμενόταν μεγαλύτερες τιμές στο μέσο ρυθμό σεισμικότητας (λ) αλλά εδώ εξετάζουμε μεγέθη μεγάλων σεισμών ($M \geq 5.5$) οπότε οι τιμές αυτές είναι αναμενόμενες.

Τέλος κάναμε μια σύγκριση (σχ. 51) των τιμών της παραμέτρου b όπως αυτές υπολογίστηκαν από τις τρεις μεθοδολογίες που εφαρμόσαμε και αναγράφονται στους πίνακες (1 και 2). Στο σχήμα (51) έχουμε χαρτογραφήσει στον άξονα X τις τιμές της παραμέτρου b που υπολογίσαμε από την πλέον σύγχρονη μέθοδο των Kijko-Sellevoll. Στον άξονα Y έχουν χαρτογραφηθεί οι τιμές της παραμέτρου b που πήραμε από την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (μπλε τριγωνάκι) καθώς και με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (κόκκινος κύκλος). Παρατηρούμε ότι μόνο οι τιμές της παραμέτρου b που υπολογίστηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων σχετίζονται γραμμικά με τις τιμές της παραμέτρου b από την μέθοδο των Kijko-Sellevoll. Οι τιμές της παραμέτρου b που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας δεν παρουσιάζουν συσχέτιση με τις τιμές που υπολογίστηκαν από την μέθοδο των Kijko-Sellevoll και αυτό ήταν αναμενόμενο γιατί οι τιμές και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

των δυο μεθόδων βασίζονται στην ιδία μεθοδολογία. Επομένως είναι απολύτως συγκρίσιμες.



Σχήμα 51. Σύγκριση τιμών της παραμέτρου b που υπολογίστηκαν από τις τρεις μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Πινακας 1. Παράμετροι σεισμικότητας στην κεντρική και νότια Αμερική με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (LSQ) και με την μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας.

	Φ°	λ°	Αριθμός σεισμών	Βάθος	Έτη	$M_{\max}^{obs}$	a_1^{LSQ}	b^{LSQ}	a_k^{LSQ}	b^{MXL}	a_1^{MXL}	$\pm\sigma_{a_1}^{MXL}$
m1	-50	-80	10	24	1960-2006	6.2	3.54	-1.01	7.26	-1.14	5.59	0.84
m2	-47.5	-77.5	28	24	1927-2006	7.1	4.21	-0.98	6.09	-0.82	4.19	0.92
m3	-45	-77.5	32	32	1919-2003	7.1	3.17	-0.82	6.08	-0.80	4.15	0.89
m4	-42.5	-77.5	42	27	1919-2004	9.5	2.41	-0.65	4.71	-0.54	2.78	0.96
m5	-40	-75	57	26	1914-2004	8.9	2.59	-0.64	4.94	-0.55	2.99	0.97
m6	-37.5	-75	68	33	1906-2005	8.0	2.62	-0.65	4.95	-0.55	2.95	0.90
m7	-35	-75	88	36	1906-2006	8.0	2.93	-0.71	5.87	-0.70	3.87	0.96
m8	-32.5	-75	91	37	1906-2006	8.1	2.90	-0.71	5.74	-0.68	3.74	0.98
m9	-32.5	-70	28	25	1899-2005	8.1	1.85	-0.63	4.58	-0.58	2.55	0.97
m10	-30	-72.5	70	30	1903-2006	8.1	3.39	-0.78	5.78	-0.70	3.76	0.97
m11	-27.5	-72.5	80	32	1903-2007	8.0	3.69	-0.81	5.46	-0.63	3.44	0.91
m12	-25	-72.5	54	37	1906-2007	8.0	3.30	-0.78	4.93	-0.58	2.92	0.91
m13	-25	-70	32	35	1906-2007	7.7	3.37	-0.82	4.47	-0.54	2.46	0.88
m14	-22.5	-72.5	40	37	1906-2007	7.7	2.80	-0.72	4.65	-0.56	2.64	0.90
m15	-20	-75	34	37	1913-2006	8.4	2.41	-0.65	4.48	-0.53	2.51	0.96
m16	-17.5	-75	32	32	1922-2007	8.4	1.71	-0.55	4.02	-0.45	2.04	0.96
m17	-15	-80	24	34	1940-2007	8.0	1.85	-0.58	3.78	-0.44	1.95	0.94
m18	-15	-77.5	31	30	1940-2007	8.0	1.70	-0.59	3.77	-0.43	1.94	0.98
m19	-12.5	-80	34	36	1937-2003	7.8	2.38	-0.65	4.43	-0.53	2.60	0.95
m20	-10	-80	18	38	1937-2000	7.1	2.23	-0.72	5.23	-0.72	3.42	0.97
m21	-10	-77.5	15	26	1928-1999	7.1	1.86	-0.64	3.70	-0.46	1.84	0.96
m22	-7.5	-82.5	39	31	1901-2005	7.4	3.15	-0.78	4.58	-0.55	2.56	0.95
m23	-7.5	-77.5	16	26	1928-1999	7.1	3.52	-0.89	4.81	-0.64	2.95	0.89
m24	-5	-82.5	35	30	1901-2005	7.7	3.56	-0.83	4.51	-0.54	2.49	0.92
m25	-5	-80	13	23	1949-1995	7.0	3.04	-0.84	6.04	-0.84	4.37	0.92
m26	-2.5	-82.5	51	25	1901-2005	8.1	3.52	-0.80	5.63	-0.67	3.61	0.95
m27	-2.5	-80	30	27	1935-1996	7.6	3.80	-0.88	6.01	-0.77	4.22	0.92
m28	0.1	-82.5	30	24	1906-2004	8.1	2.73	-0.70	5.10	-0.61	3.10	0.93
m29	0.1	-80	32	27	1917-2004	7.6	3.69	-0.86	5.41	-0.67	3.47	0.88
m30	2.5	-82.5	71	16	1927-2006	7.6	5.13	-1.06	6.03	-0.75	4.13	0.91
m31	2.5	-80	20	25	1917-2004	7.2	3.81	-0.90	4.13	-0.51	2.19	0.81

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

m32	5	-82.5	93	19	1904-2006	7.6	4.42	-0.93	6.19	-0.75	4.18	0.95
m33	5	-80	46	22	1904-2006	7.5	2.85	-0.73	4.30	-0.50	2.29	0.94
m34	7.5	-82.5	88	22	1904-2006	7.6	3.87	-0.83	5.61	-0.65	3.60	0.91
m35	7.5	-80	44	21	1904-2006	7.5	2.26	-0.64	4.65	-0.55	2.64	0.94
m36	7.5	-85	96	24	1904-2006	7.7	4.61	-0.94	6.29	-0.75	4.28	0.89
m37	10	-87.5	64	29	1898-2006	7.7	3.86	-0.87	5.72	-0.70	3.68	0.92
m38	10	-85	23	22	1900-2005	7.7	3.90	-0.87	4.25	-0.51	2.22	0.83
m39	10	-90	89	31	1898-2006	7.7	4.58	-0.94	5.70	-0.67	3.66	0.89

τήμιο Θεσσαλονίκης

Πινακας 2. Παράμετροι σεισμικότητας στην κεντρική και νότια Αμερική με την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

	φ°	λ°	M_{max} ± σφαλμα	M_{max}^{obs}	λ ± σφαλμα	β	b_{kijko}
m1	-50	-80	6.45±0.41	6.20	0.24±0.08	1.87	-0.81±0.53
m2	-47.5	-77.5	7.22±0.21	7.10	0.39±0.07	1.91	-0.83±0.17
m3	-45	-77.5	7.20±0.21	7.10	0.42±0.07	1.82	-0.79±0.16
m	-42.5	-77.5	9.60±0.19	9.50	0.53±0.08	2.42	-1.05±0.08
m5	-40	-75	9.32±0.14	8.90	0.68±0.09	2.05	-0.89±0.07
m6	-37.5	-75	8.10±0.21	8.00	0.73±0.09	1.36	-0.58±0.07
m7	-35	-75	8.16±0.23	8.00	0.95±0.10	1.20	-0.52±0.07
m8	-32.5	-75	8.28±0.19	8.10	4.13±0.81	1.52	-0.66±0.08
m9	-32.5	-70	8.16±0.12	8.10	0.29±0.06	1.68	-0.73±0.05
m10	-30	-72.5	8.32±0.15	8.10	0.74±0.09	1.29	-0.56±0.08
m11	-27.5	-72.5	8.07±0.10	8.00	0.81±0.09	1.59	-0.69±0.06
m12	-25	-72.5	8.11±0.10	8.00	0.54±0.07	1.98	-0.86±0.07
m13	-25	-70	7.83±0.10	7.70	0.33±0.06	2.12	-0.92±0.09
m14	-22.5	-72.5	8.50±0.18	8.40	0.39±0.07	1.06	-0.46±0.10
m15	-20	-75	8.47±0.12	8.40	0.40±0.07	2.23	-0.97±0.10
m16	-17.5	-75	8.55±0.16	8.40	0.39±0.07	2.10	-0.91±0.10
m17	-15	-80	8.14±0.18	8.00	0.39±0.08	1.29	-0.56±0.12
m18	-15	-77.5	8.29±0.21	8.00	0.50±0.09	2.03	-0.88±0.11
m19	-12.5	-80	7.92±0.15	7.80	0.54±0.09	1.54	-0.67±0.11
m20	-10	-80	7.21±0.23	7.10	0.67±0.21	1.80	-0.78±0.21
m21	-10	-77.5	7.24±0.11	7.10	0.23±0.06	1.66	-0.72±0.20
m22	-7.5	-82.5	7.50±0.10	7.40	0.40±0.06	1.63	-0.71±0.11
m23	-7.5	-77.5	7.28±0.14	7.10	0.25±0.06	1.43	-0.62±0.21
m24	-5	-82.5	7.85±0.13	7.70	0.36±0.06	1.66	-0.72±0.10
m25	-5	-80	7.16±0.13	7.00	0.31±0.09	1.31	-0.57±0.31
m26	-2.5	-82.5	8.26±0.13	8.10	0.52±0.07	1.68	-0.73±0.08
m27	-2.5	-80	7.74±0.11	7.60	0.53±0.10	1.68	-0.72±0.13
m28	0.1	-82.5	8.27±0.14	8.10	0.32±0.06	1.89	-0.82±0.10
m29	0.1	-80	7.71±0.10	7.60	0.39±0.07	1.82	-0.79±0.12
m30	2.5	-82.5	7.66±0.11	7.60	1.61±0.27	1.80	-0.78±0.07

ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

m31	2.5	-80	7.31±0.10	7.20	0.24±0.05	1.96	-0.85±0.13
m32	5	-82.5	7.67±0.10	7.60	0.96±0.11	2.07	-0.90±0.05
m33	5	-80	7.59±0.10	7.50	0.48±0.07	2.19	-0.95±0.09
m34	7.5	-82.5	7.69±0.11	7.60	0.90±0.10	2.03	-0.88±0.05
m35	7.5	-80	7.59±0.10	7.50	0.46±0.07	1.93	-0.84±0.08
m36	7.5	-85	7.81±0.12	7.70	0.98±0.10	2.05	-0.89±0.05
m37	10	-87.5	7.79±0.10	7.70	0.63±0.08	1.89	-0.82±0.07
m38	10	-85	7.79±0.10	7.70	0.23±0.05	2.10	-0.91±0.10
m39	10	-90	7.75±0.10	7.70	0.87±0.09	2.16	-0.94±0.06

ίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4.2 Χωρική κατανομή των παραμέτρων.

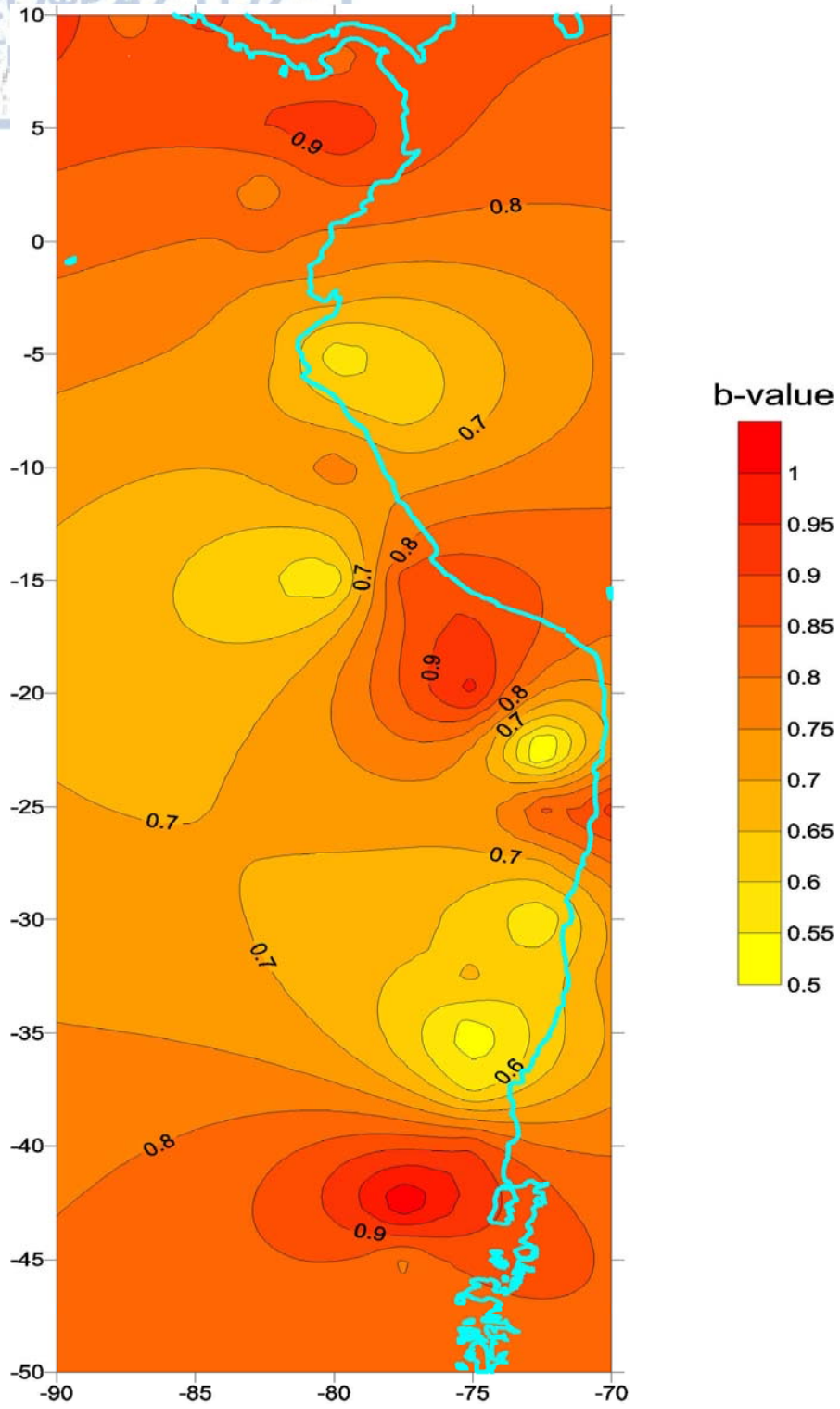
Στο σχήμα (52) έχουμε χαρτογραφήσει την χωρική κατανομή της παραμέτρου b όπως υπολογίστηκε από την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης παρατηρούνται μεγάλες τιμές της παραμέτρου b από 0.8 μέχρι 1.0. Λίγο πιο βόρεια οι τιμές μειώνονται από 0.70 μεχρι το 0.55 για να ακολουθήσει, ακόμα πιο βόρεια, αύξηση τους που φτάνει από 0.75 μέχρι 1.0. Στο βορειότερο μέρος παρατηρούνται μεγάλες τιμές μέχρι 0.90.

Με βάση τις παρατηρήσεις του Scholz (1968) μικρές τιμές της παραμέτρου b σχετίζονται με μεγάλες τάσεις που επικρατούν σε μια περιοχή. Έτσι λοιπόν από την Concepcion μέχρι την La Serena (Χιλή) επικρατούν μεγάλες τάσεις με βάση το παρακάτω σχήμα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 52. Χωρική κατανομή της παραμέτρου b και υπολογίστηκε με την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

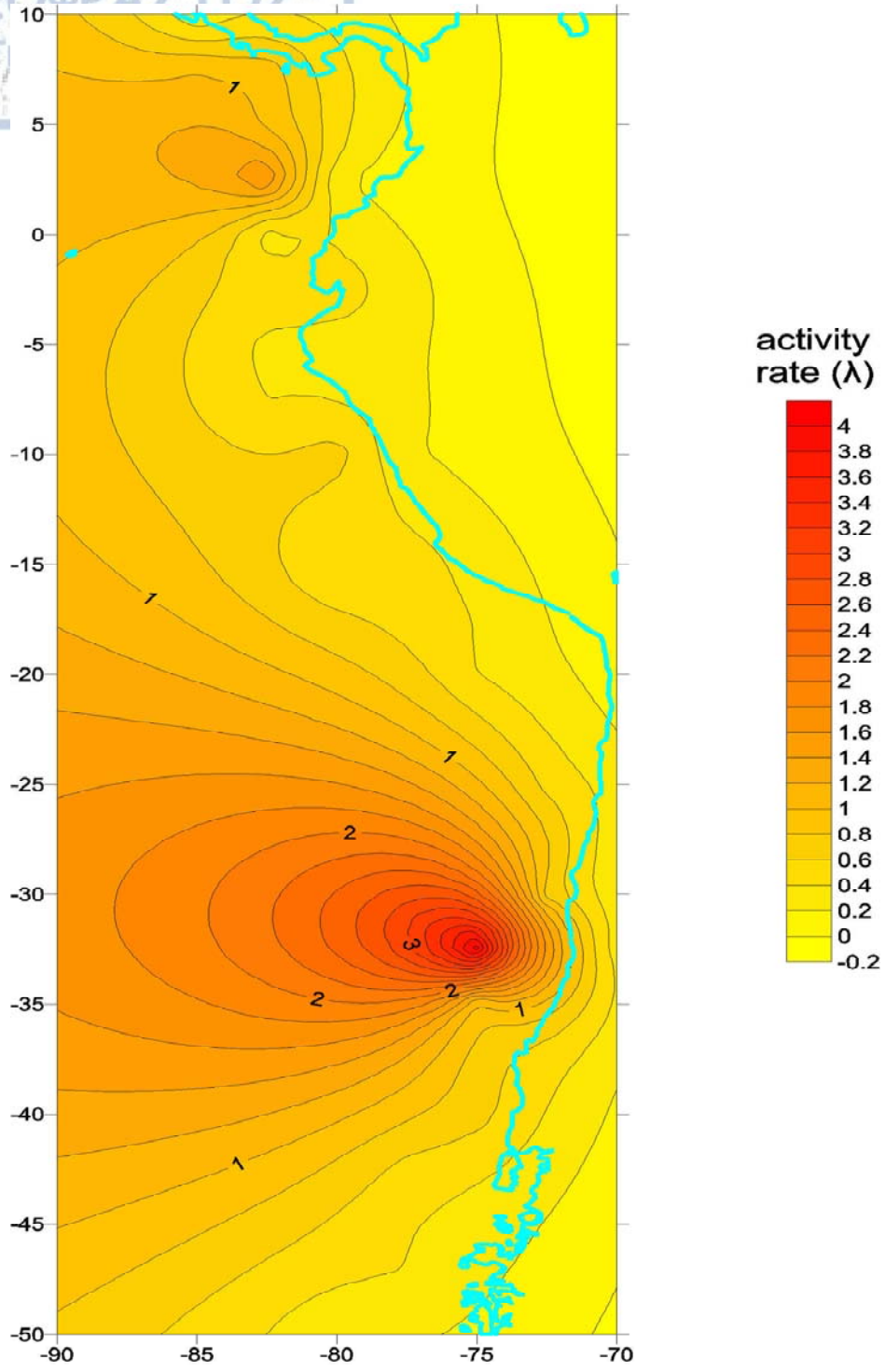
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Στο σχήμα (53) έχουμε χαρτογραφήσει τις τιμές της παραμέτρου λ (μέσος ρυθμός σεισμικότητας) όπως υπολογίστηκαν από την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Σύμφωνα με το σχήμα (53) στο νότιο μέρος της περιοχής μελέτης ,στην περιοχή της νότιας Χιλής ,οι τιμές της παραμέτρου λ είναι αρκετά χαμηλές από 0 μέχρι 1. Στην κεντρική Χιλή οι τιμές είναι πολύ υψηλές και φτάνουν μέχρι το 4. Όσο κατευθυνόμαστε πιο βόρεια οι τιμές μειώνονται και φτάνουν ξανά στο 0 στο βόρειο τμήμα της μελετώμενης περιοχής. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι έχουμε λίγους σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.5$ στο νότιο και στο βόρειο μέρος της περιοχής που μελετούμε.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 53. Χωρική κατανομή της παραμέτρου λ (μέσος ρυθμός σεισμικότητας) που υπολογίστηκε με την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

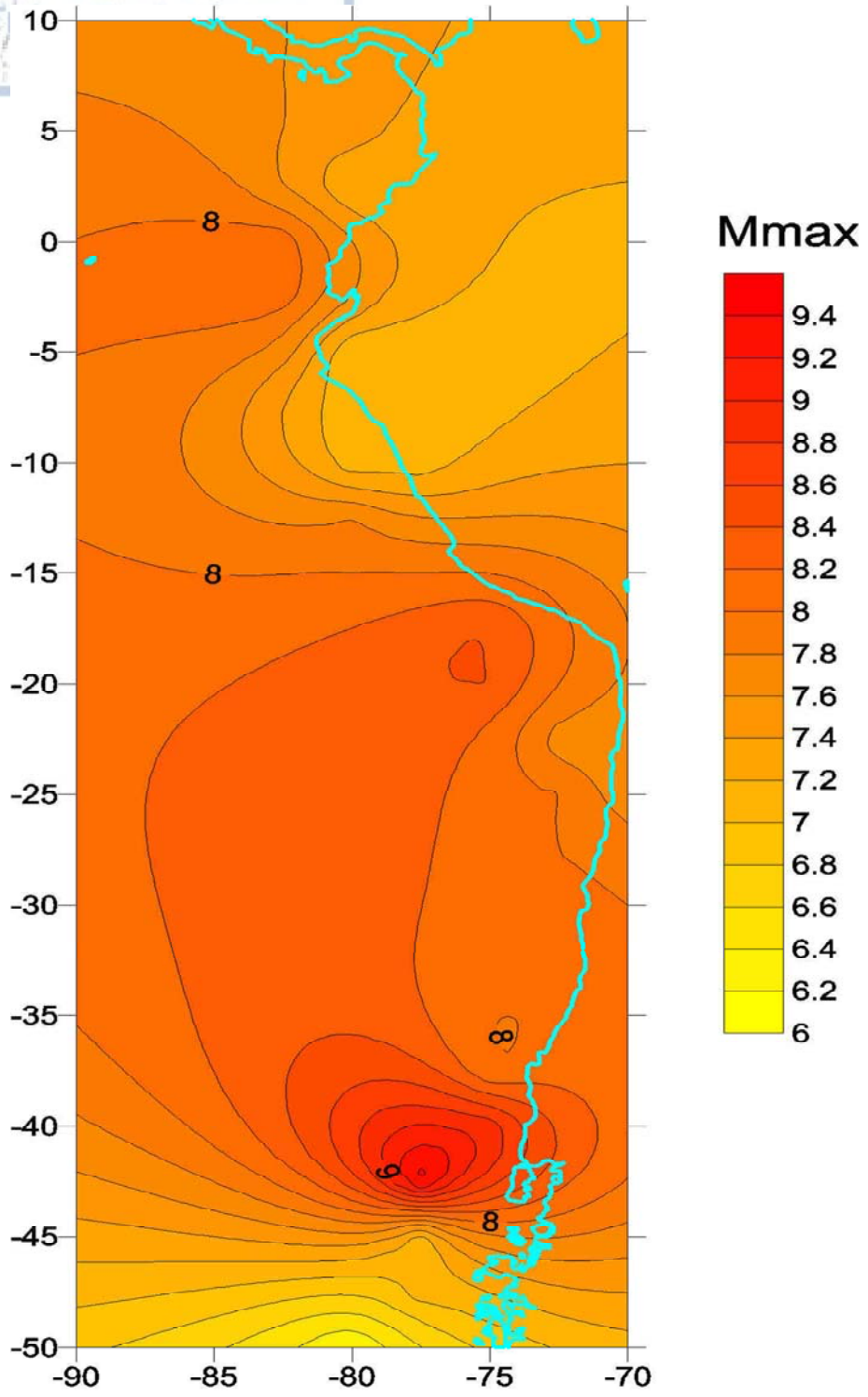
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Στο σχήμα (54) έχουμε χαρτογραφήσει τις τιμές της παραμέτρου Mmax (μέγιστο πιθανό μέγεθος) όπως αυτές υπολογίστηκαν από την μέθοδο των Kijko-Sellevoll.

Όπως παρατηρούμε στο σχήμα (54) οι τιμές της παραμέτρου Mmax είναι υψηλές σε όλο το εύρος της μελετώμενης περιοχής και μόνο στο νοτιότερο τμήμα, νότια Χιλή, οι τιμές είναι χαμηλές μέχρι 6.2. Οι μεγάλες τιμές εντοπίζονται κυρίως στην ζώνη σύγκρουσης-κατάδυσης της πλάκας Νάζκα με την λιθοσφαιρική πλάκα της νότιας Αμερικής. Η μέγιστη τιμή εμφανίζεται στο νότιο τμήμα της νότιας Αμερικής και σχετίζεται με τον σεισμό του 1960 με μέγεθος M=9.5 που είναι ο μεγαλύτερος καταγραμμένος σεισμός του 20^{ου} αιώνα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 54. Χωρική κατανομή του μεγίστου πιθανού μεγέθους (M_{max}) που υπολογίστηκε με την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

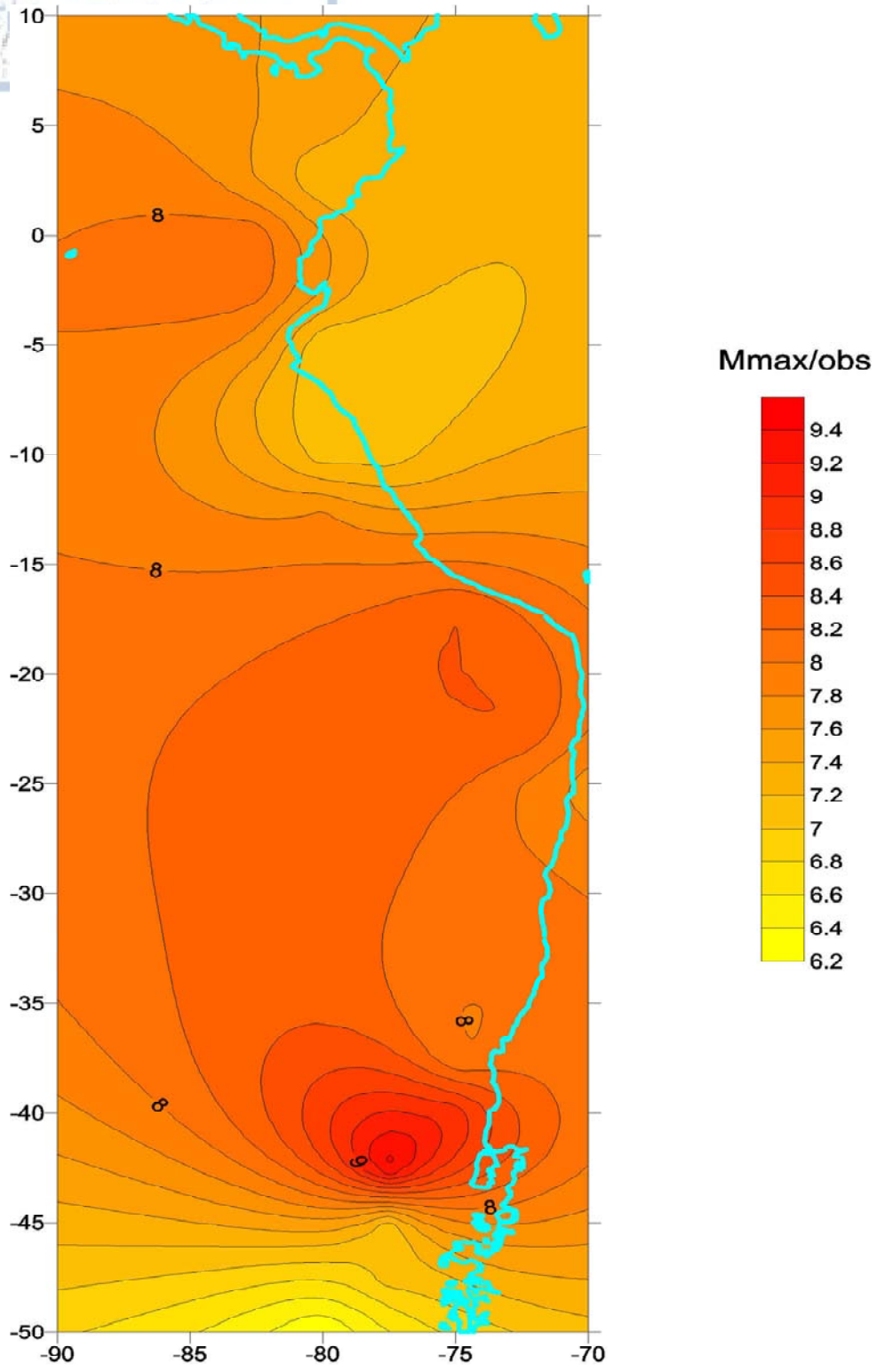
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Στο σχήμα (55) έχουμε χαρτογραφήσει τις τιμές της παραμέτρου $M_{\max}^{obs}$ (μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος) όπως αυτές υπολογίστηκαν από την μέθοδο Kijko-Sellevol.

Όπως γίνεται φανερό από το σχήμα η κατανομή των τιμών είναι σχεδόν πανομοιότυπη με την κατανομή των τιμών της παραμέτρου $M_{max.}$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 55. Χωρική κατανομή του μεγίστου παρατηρούμενου μεγέθους ($M_{\max}^{obs}$) που υπολογίστηκε με την μέθοδο Kijko-Sellevoll.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη εργασία αυτή κάνουμε εφαρμογή διαφόρων παραμέτρων σεισμικότητας στην νότια και κεντρική Αμερική. Εφαρμόσθηκαν 3 μεθοδολογίες και έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων που πήραμε από αυτές. Τα αποτελέσματα εκφράζονται με σχήματα και δίνονται σε πίνακες.

Από τις τρεις μεθοδολογίες η μέθοδος των Kilko-Sellevoll είναι η πλέον ακριβής και οι παράμετροι σεισμικότητας (μέση περίοδος επανάληψης και πιθανότητα γένεσης σεισμού για τον επόμενο χρόνο) έχουν γίνει με βάση αυτή την μεθοδολογία (βλ. Παραρτήματα 1 και 2). Στο Παράρτημα 1 δείχνονται οι μέσες περίοδοι επανάληψης και στο Παράρτημα 2 η πιθανότητα να συμβεί σεισμός για τον επόμενο χρόνο με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο από το Mmax που εκτιμήσαμε από την μεθοδολογία.

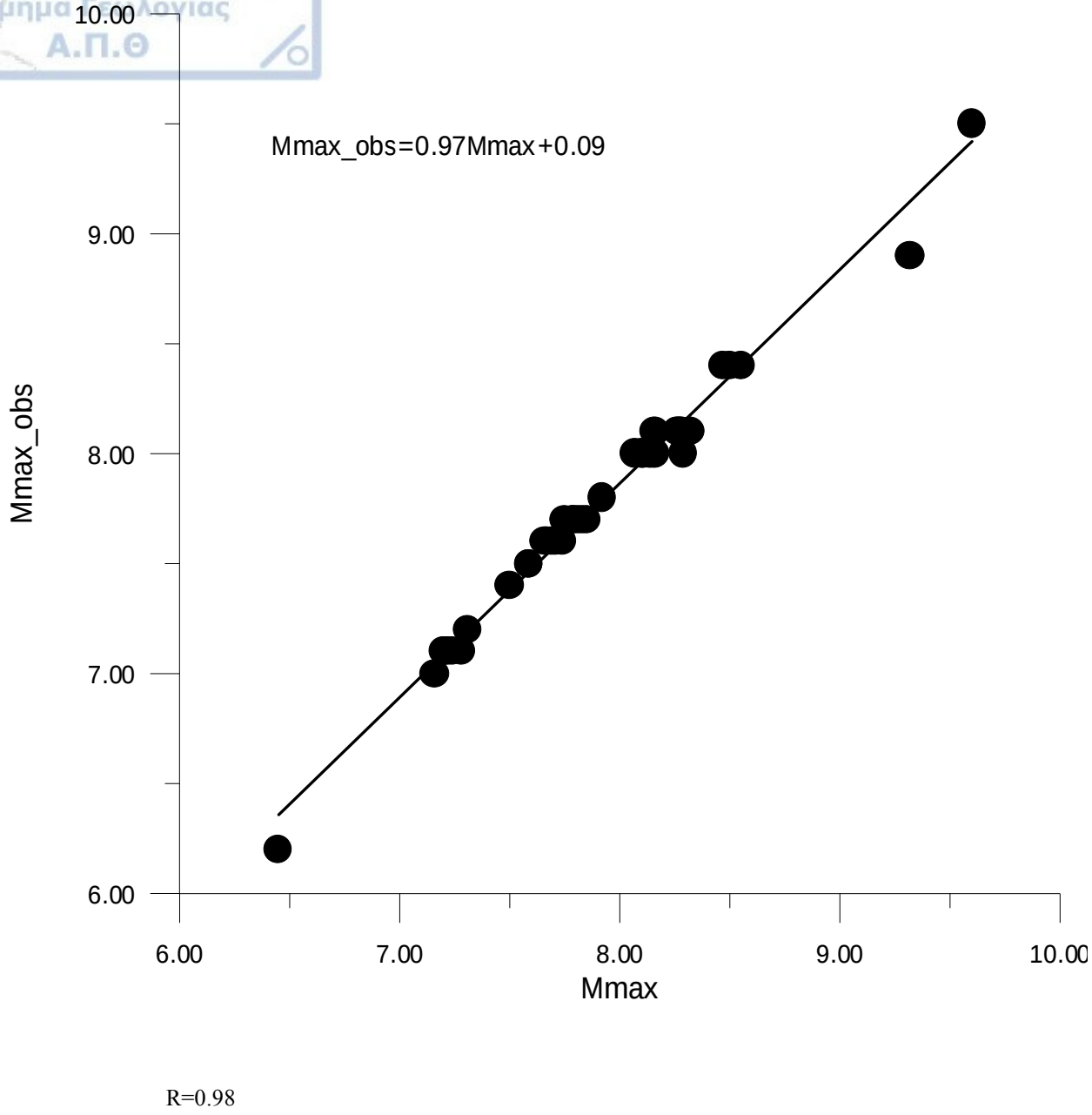
Δείχθηκε επίσης ότι τα μεγέθη Mmax (από την μεθοδολογία) και Mmax_obs (το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος είναι απολύτως συγκρίσιμα (σχ. 56). Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των 2 αυτών μεγεθών είναι R=0.98. Το Mmax είναι σε όλες τις κυψελίδες μεγαλύτερο από το Mmax_obs. Το Mmax δείχνει το μέγεθος που συμβεί σε κάθε κυψελίδα αν σπάσει όλο το ρήγμα που βρίσκεται πρακτικά ή θεωρητικά μέσα σε αυτή.

Τέλος κάναμε μια σύγκριση (σχ. 51) των τιμών της παραμέτρου b όπως αυτές υπολογίστηκαν από τις τρεις μεθοδολογίες που εφαρμόσαμε και αναγράφονται στους πίνακες (1 και 2). Παρατηρούμε ότι μόνο οι τιμές της παραμέτρου b που υπολογίστηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων σχετίζονται γραμμικά με τις τιμές της παραμέτρου b από την μέθοδο των Kijko-Sellevoll.

Παρατηρήθηκε ότι στο νότιο μέρος της περιοχής μελέτης ,στην περιοχή της νότιας Χιλής, οι τιμές της παραμέτρου λ είναι αρκετά χαμηλές από 0 μέχρι 1. Στην κεντρική Χιλή οι τιμές είναι πολύ υψηλές και φτάνουν μέχρι το 4. Όσο κατευθυνόμαστε πιο βόρεια οι τιμές μειώνονται και φτάνουν ξανά στο 0 στο βόρειο τμήμα της μελετώμενης περιοχής. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι έχουμε λίγους σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.5$ στο νότιο και στο βόρειο μέρος της περιοχής που μελετούμε.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



R=0.98

Σχ. 56. Σύγκριση των μεγεθών Mmax και Mmax_obs.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Adamek. S., **Frohlich, C. and Pennington W. D.,** Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constrains on microplate tectonics of the Panama Region. J. Geophys. Res., 93, 2053-2075, 1988.

Aki, **K**. Seismicity and Seismological Methods. "Tectonophysics", 6, 41-48, 1968.

Allen, C. R., **Amand, S. P., Richter, C. F. and Nordquist, J. M.** Relationship Between Seismicity and Geological Structure in the Southern California Region. "Bull. Seism. Soc. Am.", 55, 753-797, 1965.

Arroyo, A.K. and Espinosa, **A. F.** Determination and Probabilistic Approaches to Seismic Risk Determinations. "Proc. Of the Symp. on the Analysis of Seismicity and on the Seismic Risk, Liblice 1977" 487-496, 1978.

Ballore, Count F. de Montessus., La Geologie Seismolosique. "Armand Colin, Paris", 488pp., 1924.

Barazangi, M. and Isacks, B. L., Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophys. J.R. Astron. Soc., 57, 537-555, 1979.

Bath, **M**. Seismicity of Fennoscandia and Related Problems. "Gerl, Beitr. Z. Geophysik", 63, 173-208, 1953.

Bath, M., A seismicity map of Sweden. "Tectonophysics", 49, T_1-T_8, 1978a.

Bath, M., A note on recurrence relations for earthquakes. Tectonophysics, 51, T23-T30, 1978b.

Bath, M., Earthquake recurrence of a particular type. Pageoph, 119, 1063-1076, 1981.

Bath, M. and Duda, S. J., Some Aspects of Global Seismicity. "Tectonophysics", 54, T_1-T_8, 1979.

Benjamin, J. R. and Cornell, C. A., Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGraw-Hill, New York.

Bloom, E. D. and Erdmann, R. C., The Observation of a Universal Shape Regularity in Earthquake Frequency Magnitude Distributions. "Bull. Seism. Soc. Am.", 70, 349-362, 1980.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Burbach, G. V. and Frohlich, C., Intermediate and deep seismicity and lateral structure of the subducted lithosphere in the Circum-Pacific region. Rev. Geophys., 20, 833-874, 1986.

Burbach, G., **Frolich, C., Pennington, W. and Matumoto, T.,** Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. J. Geophys. Res. 89, 7719-7735, 1984.

Carr, M. J. and Stoiber, R. E., Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. Geol. Soc. America Bulletin, 88, 151-156, 1977.

Casaverde, L. A. and Vargas J. N., Seismic Risk in Peru. Proceedings of the 8th world conference on earthquake engineering, vol. I, 93-100, July 21-28, San Francisco California U.S.A., 1984.

Comninakis, P. E. and Papazachos, B. C., Completeness, Accuracy and Homogeneity of the Data for Seismicity Studies in the Mediterranean and the Surrounding Area for the Period 1901-1975. "Proc. of the Symp. Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice 1977", 139-149, 1977.

Curtis, J. W., A Magnitude Domain Study of the Seismicity of Papua, New Guinea and the Solomon Islands. "Bull. Seism. Soc. Am.", 63, 787-806, 1973.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., Current plate motions. Geophys. J. Int., 101, 425-478, 1990.

Dewey, J. F. and Lamb, S. H., Active tectonics of the Andes. Tectonophysics, 205, 79-95, 1992.

Duda, S. J., Secular Seismic Energy Release in Circum-Pacific Belt, "Tectonophysics", 2, 409-452, 1965a.

Duda, S. J., Regional seismicity and seismic wave propagation from records at the Toronto Forest Seismological Observatory, Payson, Arizona, "Ann. di Geof." 18, 365-397, 1965b.

Duda, S. J. and Rashidi, A. S., On the Recurrence Relation of Earthquakes. "Acta Geoph. Pol.", 20, 247-271, 1972.

Fuenzalida, A., **Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Comte, D. and Kausel, E.,** On the geometry of the Nazca plate subducted under Central Chile (32-34.5° S) as inferred from microseismic data. Tectonophysics, 205, 1-11, 1992.

Galvis Vergara, J., Un arco de islas Terciaro en el occidente Colombiano. Geologia Colombiana, 11, 7-43, 1980.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Giardini, D. and Lundgren, P., The June 9 Bolivia and March 9 Fiji deep earthquakes of 1994: II. Geodaynamic implications. Geophys. Res. Lett., 22, 2281-2284, 1995.

Gutenberg, B. and Richter, C. F., Seismicity of the Earth. "Bull. Geol. Soc. Am.", 34, 1-131, 1941.

Gutenberg and Richter, **C. F**. Frequency of Earthquake in California. "Bull. Seism. Soc.Am.", 34, 185-188, 1944.

Gutenberg, B. and Richter, C. F., Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. "Princeton Univ. Press, Princeton, N. Y.", 310pp., 1954.

Gutierrex, C. I., Seismic risk assessment in Colombia. Bull. IISEE, 27, 73-84, 1993.

Hanus, V. and Vanek, J., Structure of Wadati-Benioff zones and volcanism produced by the process of subduction. Tectonophysics, 112, 51-67, 1984.

Hasegawa, A. and Sacks, I. S., Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic obsevations. J. Geophys. Res., 86, 4971-4980, 1981.

Hey, R., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Bull. Geol. Soc. America, 88, 1404-1422, 1977.

James, D., Subduction of the Nazca plate beneath central Peru. Geology, 7, 174-178, 1978.

Jarrard, R. D., Relations among subduction parameters. Rev. Geophys., 24, 217-284, 1986.

Jeffreys, H. and Bullen, K. E., Seismological Tables. British Association for the advancement of Science, London, 1940.

Jordan, T., The present-day motions of the Caribbean Plate. J. Geophys. Res., 80, 4433-4439, 1975.

Kaila, **K. L**. **Gaur, V. K. and Narain, H**. Quantitative Seismicity Maps of India. "Bull. Seism.Soc. Am", 62, 1119-1132, 1972.

Kanamori, H., The energy released in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981-2987, 1977.

Karnik, V., Seismicity of the European Area Part 1. "D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland", 364pp., 1969.

Karnik, **V**. Seismicity of the European Area Part 2. "D. Reindel Publishing Company, Dordrecht, Holland", 218pp., 1971.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Kelleher, J. A., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res.,77, 2087-2103, 1972.

Kellogg, J. N. and Vega, V., Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constrains from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in Mann, P., ed., Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America: Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, special paper 295, 75-90, 1995.

Kellogg, J. N., Ogujiofor, I. J. and Kansakar, D. R., Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks, in Memoirs, Latin American Congress on Geology, 6th, 1, Bogota, Consejo Consultivo de Directores de Servicios Geologicos de Latinoamerica y el Caribe, 40-59, 1985.

Kellogg, J. N., Dixon, T. and Neilan R., Central and South America GPS Geodesy-CASA: EOS(American Geophysical Union Transactions), 70, 649-656, 1989.

Kellogg, J. N., Ogujiofor, I. J. and Kansakar, D. R., Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks, in Memoirs, Latin American Congress on Geology, 6th, 1, Bogota, Consejo Consultivo de Directores de Servicios Geologicos de Latinoamerica y el Caribe, 40-59, 1985.

Kijko, A. and Dessokey, M.M., Application of extreme magnitude distribution to incomplete earthquake filers. "Bull. Seism. Soc. Am.", 77, 1429-1436, 1987.

Kijko, A. and Sellevoll, M.A., Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme catalogs with different threshold magnitudes. "Bull. Seism. Soc. Am.", 79, 645-654, 1989.

Kijko, A. and Sellevoll, M.A., Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. "Bull. Seism. Soc. Am.", 82, 120-134, 1992.

Lindo, R., Dorbath, C., Cisternas, A., Dorbath, L., Ocola, L. and Morales, M., Subduction geometry in central Peru from a microseismicity survey: first results. Tectonophysics, 205, 23-29, 1992.

Lomnitz, **C**. Global Tectonics and Earthquake Risk. "Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam", 320pp., 1974.

Lonsdale, P. and Klitgord, K. D., Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. Geol. Soc. America Bull., 89, 981-999, 1978.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Malave, G. and Suarez, G., Intermediate-depth seismicity in northen Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. Tectonics, 14, 617-628, 1995.

Miyamura, S., Historical Development of Global Seismological Observations with Special Reference to the Middle American Earthquakes. "Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng.", 14, 21-39, 1976.

Mogi, K., Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompaying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes. "Bull. Earthq. Res. Inst.", 40, 831-853, 1962.

Nur, A. and Ben-Avraham, Z., Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. Geol. Soc. Am. Mem., 154, 729-740, 1981.

Page, R., Aftershocks and Microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964. "Bull. Seism. Soc. Am.", 58, 1131-1168, 1968.

Papazachos, **B.C**. Dependence of the Seismic Parameter b on the Magnitude Range. "Pure Appl. Geophys.", 112, 1059-1065, 1974a.

Papazachos, B. C., On certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece. "Ann. Geof.", 27, 497-515, 1974b.

Papazachos, B. C. and Comninakis, P.E., Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc. "Geophys. Res.", 76, 8517-8533, 1971.

Papazachos, B. C., Delibasis, N., Liapis, N., Moumoulidis, G. and Purcaru, G., Aftershock Sequences of Some Large Earthquakes in the Region of Greece. "Ann. di Geof.", 20, 1-93, 1967.

Παπαζάχος, Β. Κ. Η Νέα Παγκόσμιος Τεκτονική. "Δελτίο Επιστημονικού Ομίλου Ερευνών Διαστήματος", 2, 1-19, 1973.

Παπαζάχος, Β. Κ., Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 208σ, 1993

Pennington, W. D., Distribution of the eastern Panama basin and seismotectonics of north-western South America. J. Geophys. Res., 86, 10753-10770, 1981

Prince, R. A. and Schweller, W. J., Dates, rates and angles of faulting in the Peru-Chile trench. Nature, 271, 743-745, 1978.

Prochazkova, D., Analysis of Methods of Calculating the Magnitude-Frequency Relation. "Trav. Inst. Geoph. Acad. Tchecosl. Sci.", 325, 229-256, 1970.

Prochazkova, D., The character of seismic activity in Europe. Acta Univ. Carol. Math. Phys., 17, 49-74, 1976.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Protti, M., **Guendel, F. and McNally, K**., Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. Geol. Soc. America, special paper 295, 309-326, 1995.

Ranalli, G. A., Statistical Study of Aftershock Sequences. "Ann. di Geof.", 22, 359-397, 1969.

Ranalli, **G. A**. On the Estimation of the Earthquake Risk. "Die Naturwissen schaften", 11, 510-511, 1972.

Ranalli, G. A., A Test of the Lognormal Distribution of Earthquake Magnitude. "Proc. of the Inte. Symp. Phys. Sol. Earth Inst., Jena 1974", Part I, 163-180, 1975.

Rao, C. R., Linear Statistical Inference and its Applications. 2nd Edition. New York: John Wiley & Sons, 1973.

Ryall, A., Eartquake Hazard in the Nevada Region. "Bull. Seism. Soc. Am.", 67, 517-532, 1977.

Riznichenko, **J. V**. On Quantitative Determination and Mapping of Seismic Activity. "Ann. Di Geof.", 12, 227-237, 1959.

Rothe, J. P., The Seismicity of the Earth 1953-1965 "Paris, UNESKO", 33pp., 1969.

Ruiz, G. V. M., On the seismic risk in the northern part of Peru. Bull. IISEE, 29, 11-120. Individual studies by participants. 1993.

Sacks, I. S., Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in Western South America. J. Geophys. Res., 86, 10753-10770, 1977.

Shedlock, K. M., Status of seismic hazard assessment around the globe: North and South America. Ann. di Geofis., 36, 103-129, 1993.

Shlien, S. and Toksoz, M. N., Frequency-Magnitude statistics of earthquake occurrences. Earthq. Notes, 41, 5-18, 1970.

Silver, E. A. and six others., Implications of the North and South Panama deformed belts for the origin of the Panama orocline. Tectonics, 9, 261-282, 1995.

Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E. R., Choy, G. L. and Norabuena, E., Seismic subduction of the Nazca Ridge as shown by the 1996-97 Peru earthquakes. Pafeoph., 753-776, 1999.

Stacey, **F. D**., Physics of the Earth. John Wiley & Sons, Inc., New York, 324pp, 1969.

Stein, S., **Engeln, J. E., De Meto, C., Gordan, R. G., Woods, D. R., Lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. and Wiens, D. A.,**The Nazca-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

South America convergence rate and the recurrence of the grate 1960 Chilean earthquake. Geophys. Res. Lett., 13, 713-716, 1986.

Stoiber, R. E. and Carr, M., Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. Bulletin of Volganology, 37, 307-325, 1973.

Suarez, G., **Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Roecker, S.W. and Viode, J. P.** Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru: results from a microseismic experiment. Geophys. J. Int., 103, 1-12, 1990.

Sugi, N. and Uyeda, S., Subduction of young oceanic plates without deep focus earthquakes. Bulletin de la Societe Geologique de France, 26, 245-254, 1984.

Suzuki, Z., A Statistical Study of the Occurrence of Small Eartquakes. "Sci. Reb. Tohoku Univ. Ser. 5 Geoph.", 11, 10-54, 1959.

Sykes, LR., The seismicity of the Arctic. Bull. Seismol. Soc. Am., 55, 519-536, 1965.

Tsapanos, T. M. and Cristova, C. V., Some preliminary results of the worldwide seismicity estimation: a case study of seismic hazard evaluation in South America. Ann. Di Geofis., 43, 11-22, 2000.

Turner, H. H., On the Arrival of Earthquake Waves at the Andipodes and the Measurement of the Focal Depth of the Earthquake. "Month. Not. Roy. Astron. Soc. Geoph. Sup.", 1, 1-13, 1922.

Ucer, S. B., Ayhan, E. and Alsan, E., Preliminary Statistical Results for the Preparation of a Seismic Zoning Map of Anatolia. "Proc. of the Sem. Seism. Zon. Maps. Skopje 1975", 1, 225-252, 1976.

Utsu, T., Statical study on the occurrence of aftershocks. Geoph. Magaz., 30, 521-605, 1961.

Utsu, T., Problems of the Frequence Distribution of Earthquakes in Respect to Magnitude (in Japanese with English abstract). "Geoph. Bull. Hok. Univ.", 17, 110-112, 1967.

Utsu, T., Aftershock and Earthquake Statistics (II), "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.", 4,320-378, 1970.

Utsu, T., Aftershocks and earthquakes statistics (III). J. Facult. Sci. Hokkaido Univ., 5, 379-441, 1971.

Von Huene, R., **Corcalan, J., Flueh, E. R., Hinz. K., Korstgard, J., Ranero, C. R., Weinrebe, W. and the CONDOR Scientists.,** Tectonics, 16, 474-488, 1997.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Wadge, G. and Burke, K., Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. Tectonics, 2, 633-643, 1983.

West, D. O., **Senthivel, A, Linard, J. R. and Bariola, J.,** Feasibility evaluation of potential earthquake hazards, Chaglla Dam, Central Peru. In: R. J Watters (Editor), Proc., Symp. Eng. Geology and Geotechnical Eng., 25th Reno, Nev., Balkema, Rottedam, 197-201, 1989.

Wiens, D. A. and McGuire, J. J., The 1994 Bolivia and Tonga events: Fundamentally different types of deep earthquakes. Geophys. Res. Lett., 22, 2245-2248, 1995.

Wolters, B., Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. Tectonophysics, 128, 21-46, 1986.

Yamaoka, K., **Fukao, Y. and Kumazawa, M.,** Spherical shell tectonics effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere. Rev. Geophys., 24, 27-53, 1986.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

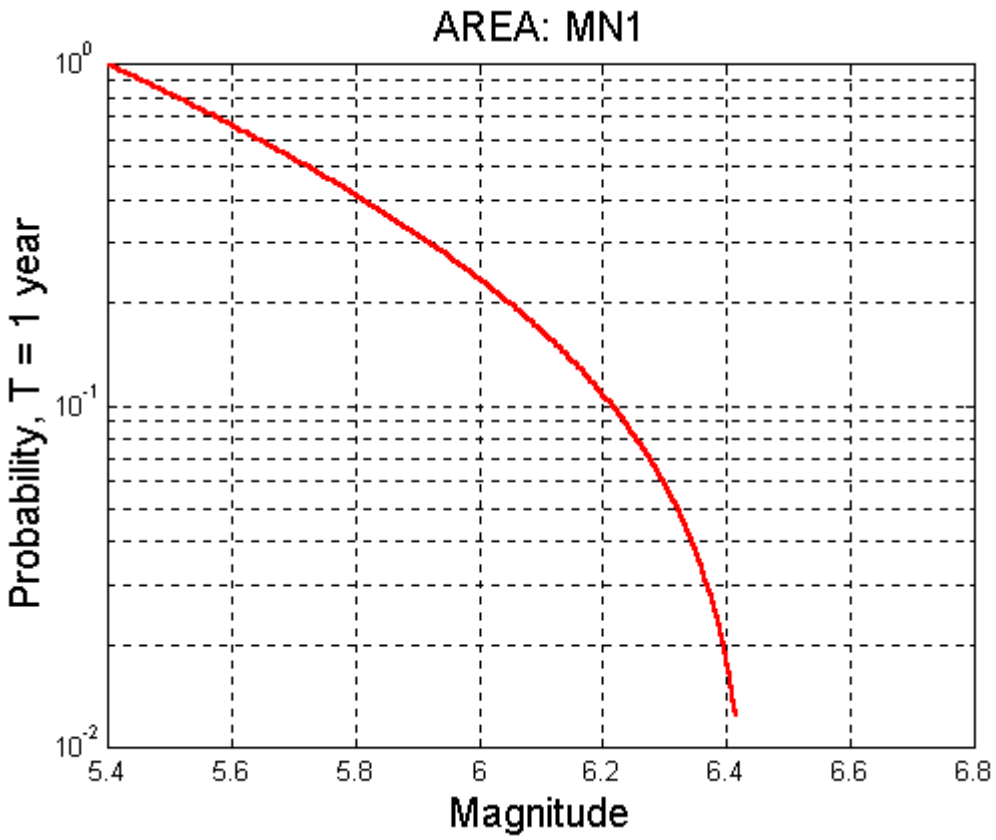
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΟΥ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΚΥΨΕΛΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

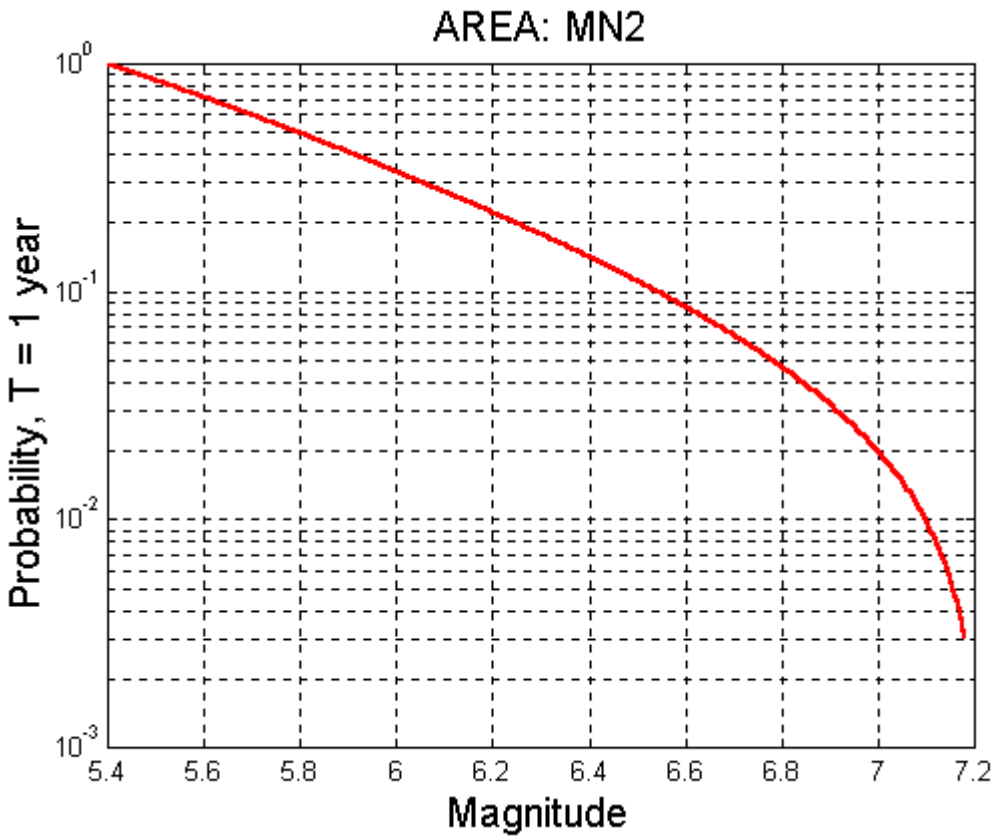
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



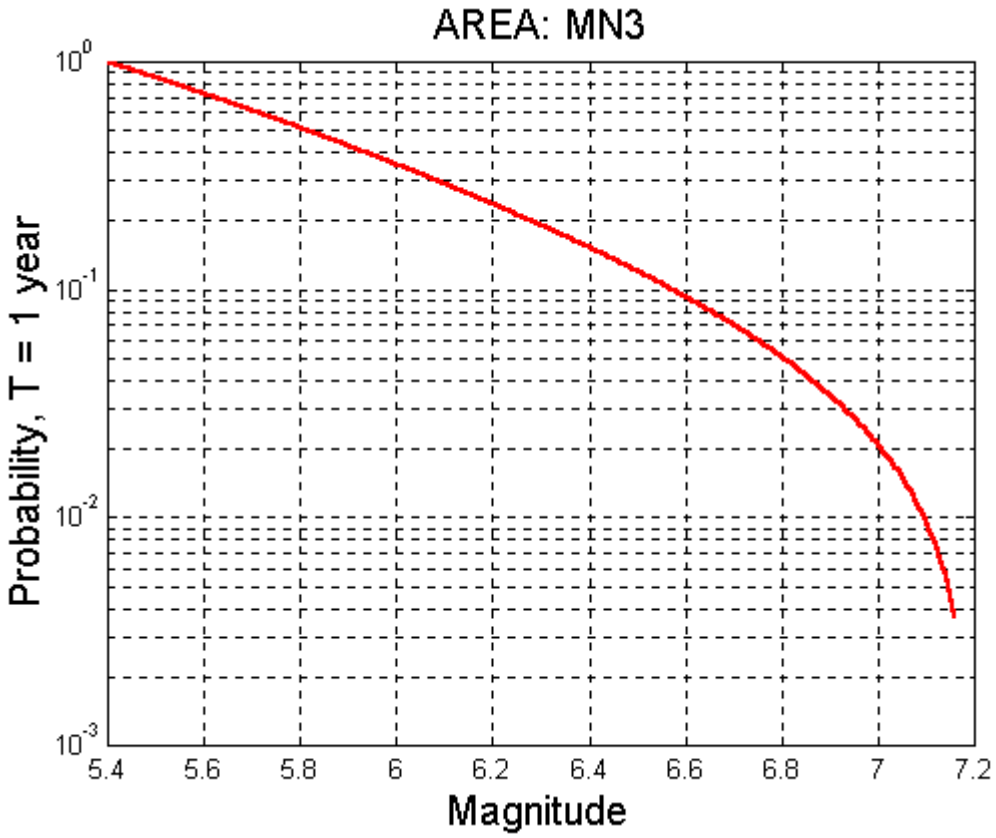
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



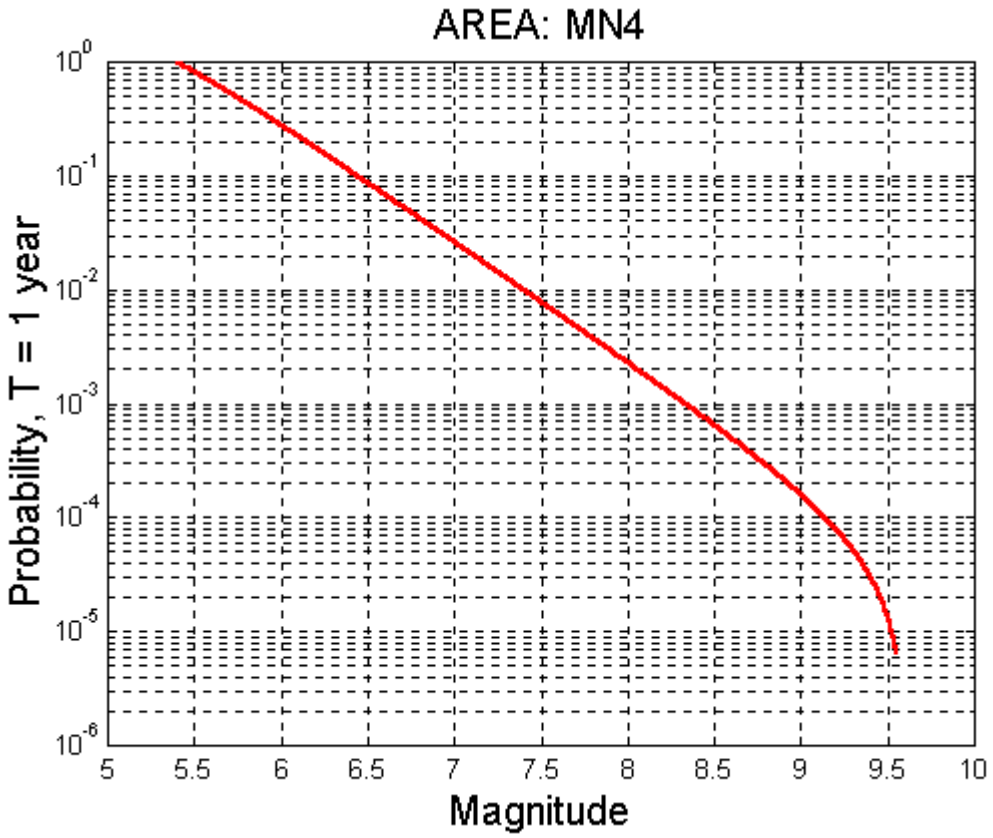
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



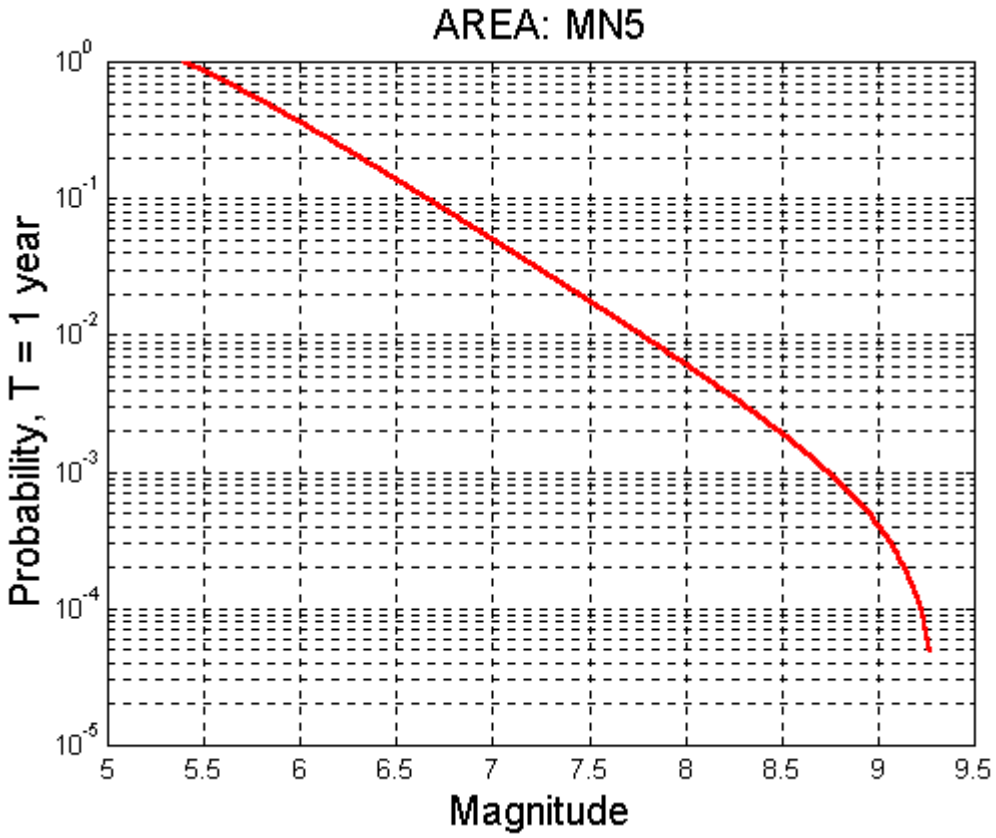
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



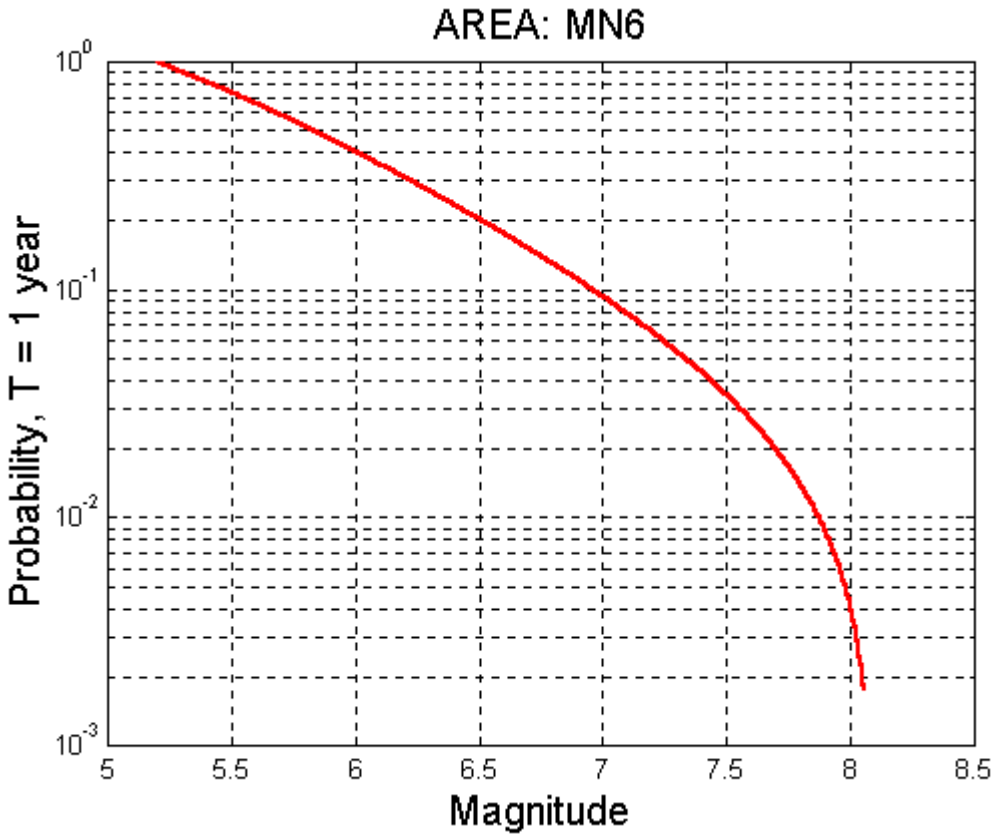
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



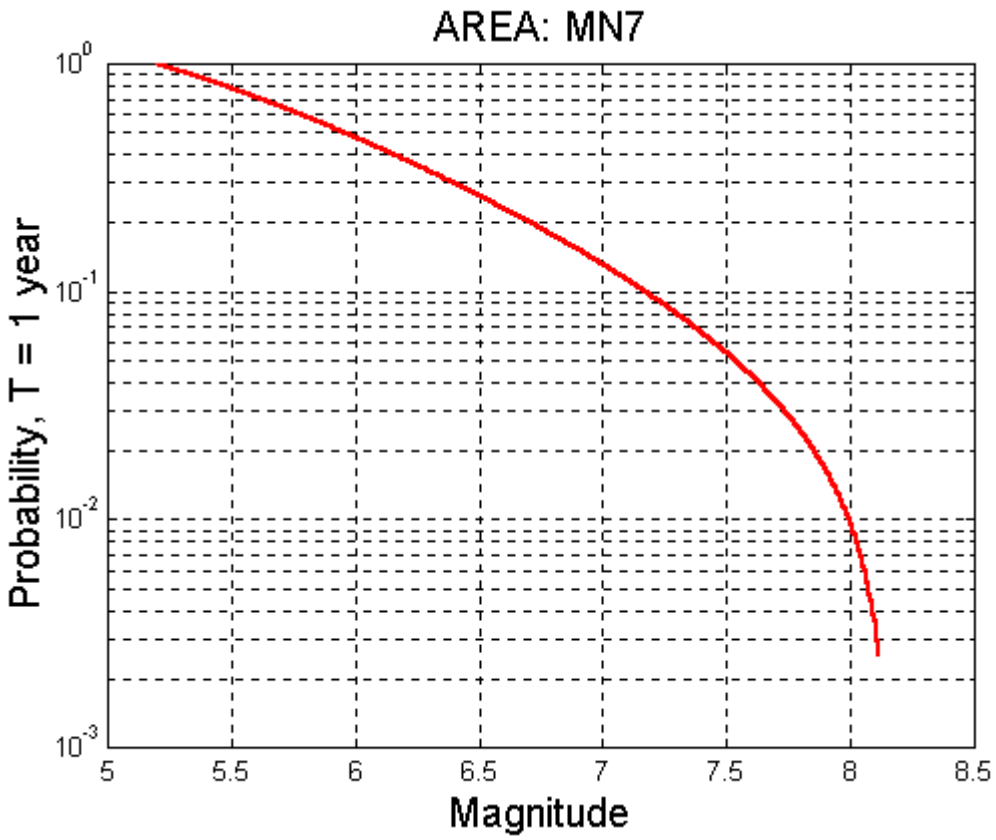
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



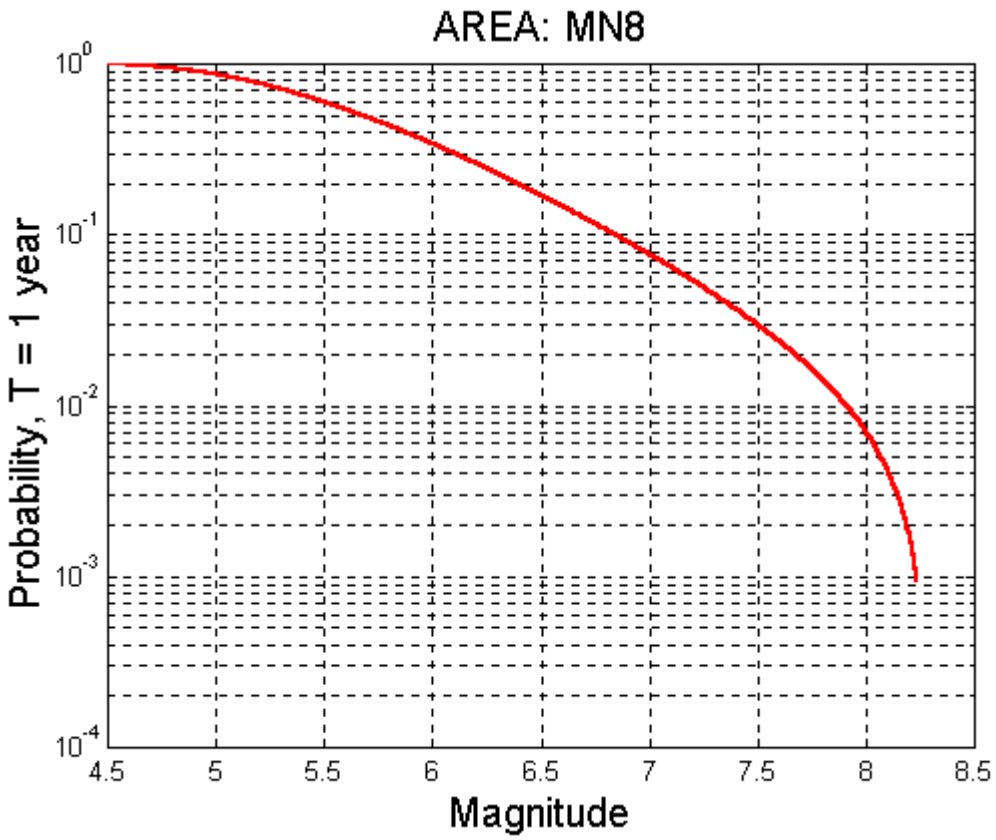
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



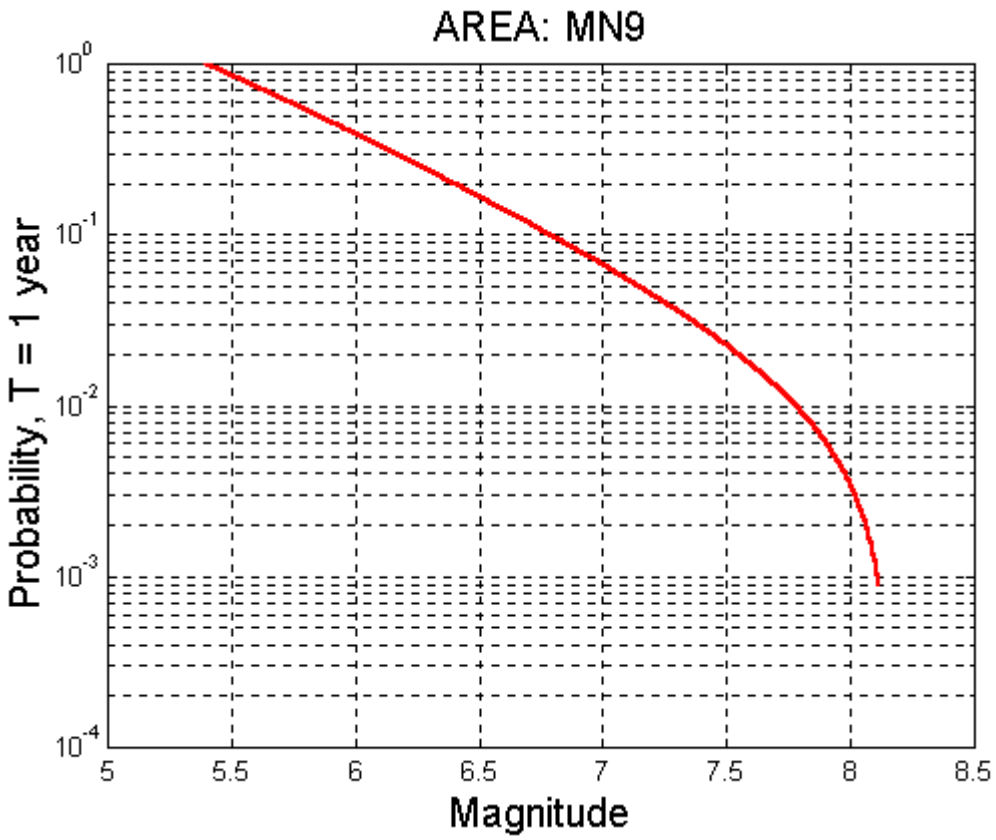
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



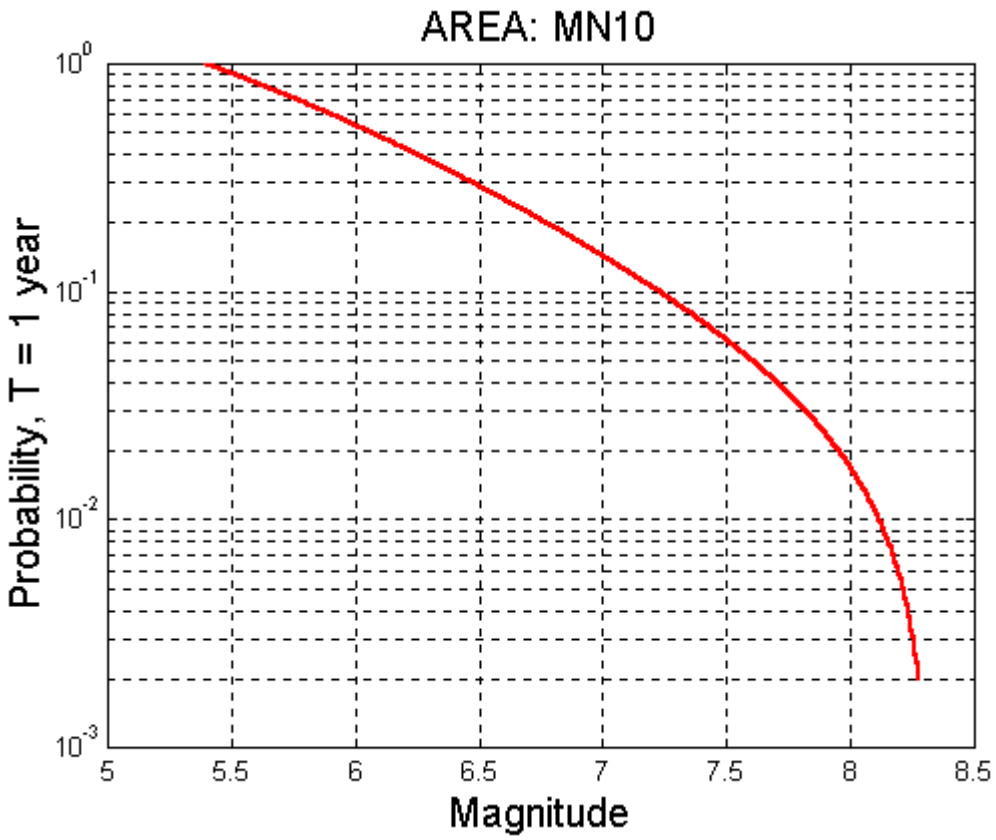
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



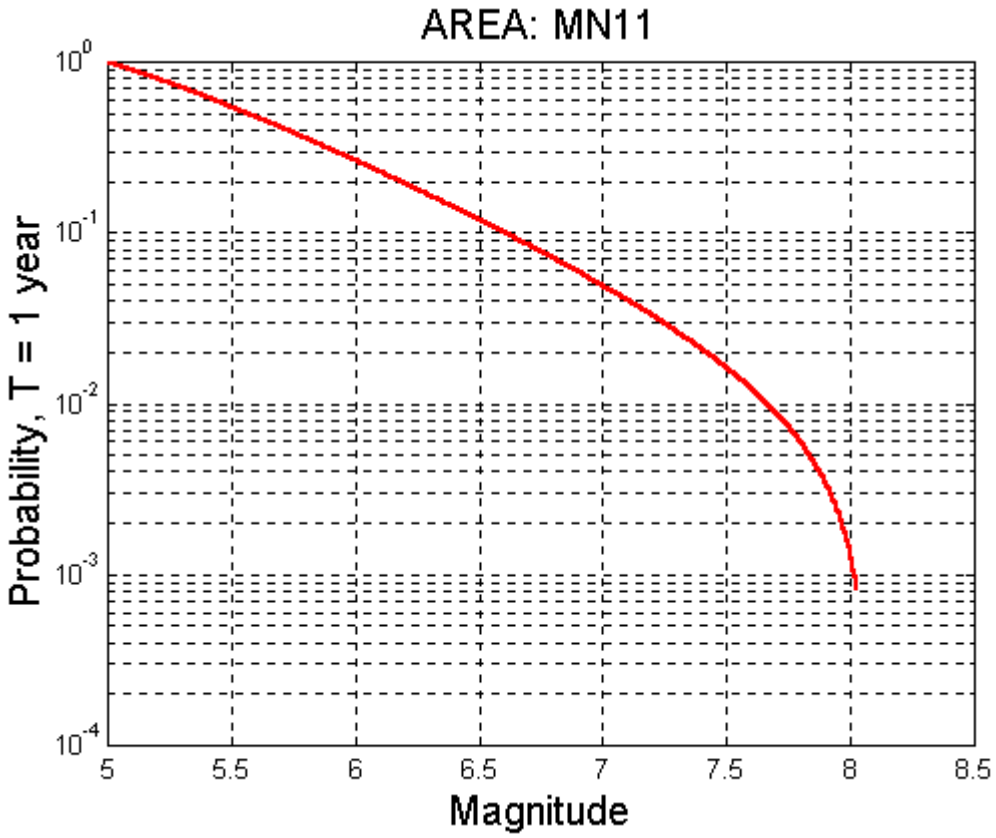
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



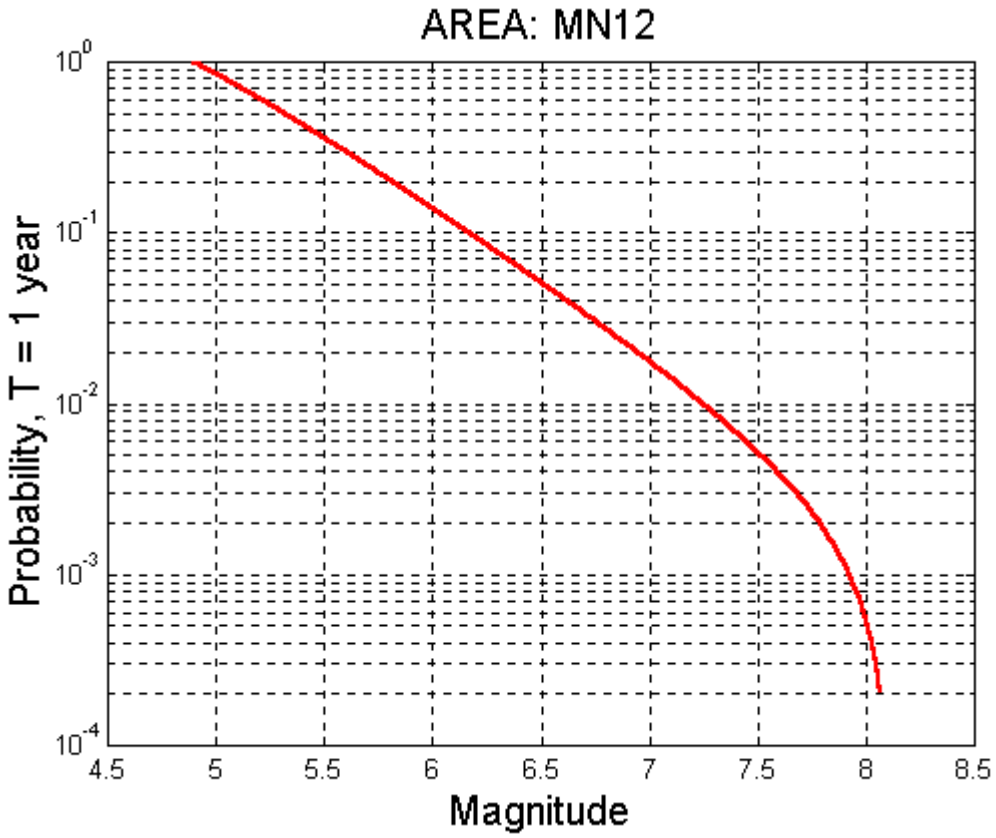
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



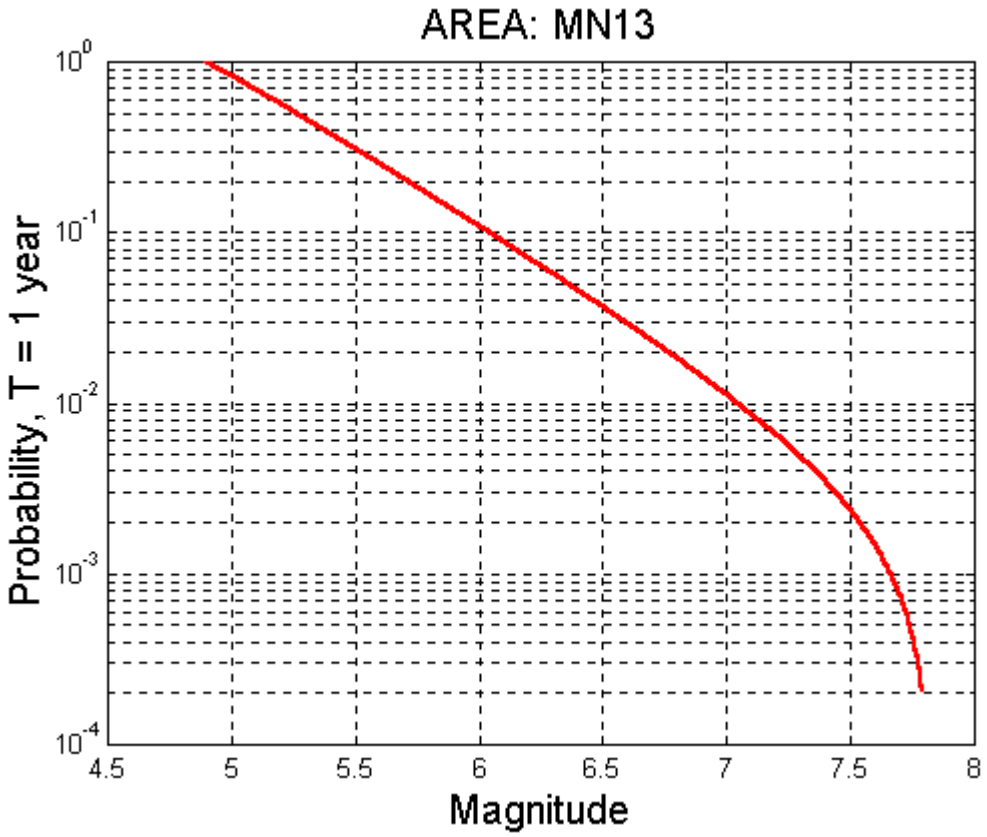
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



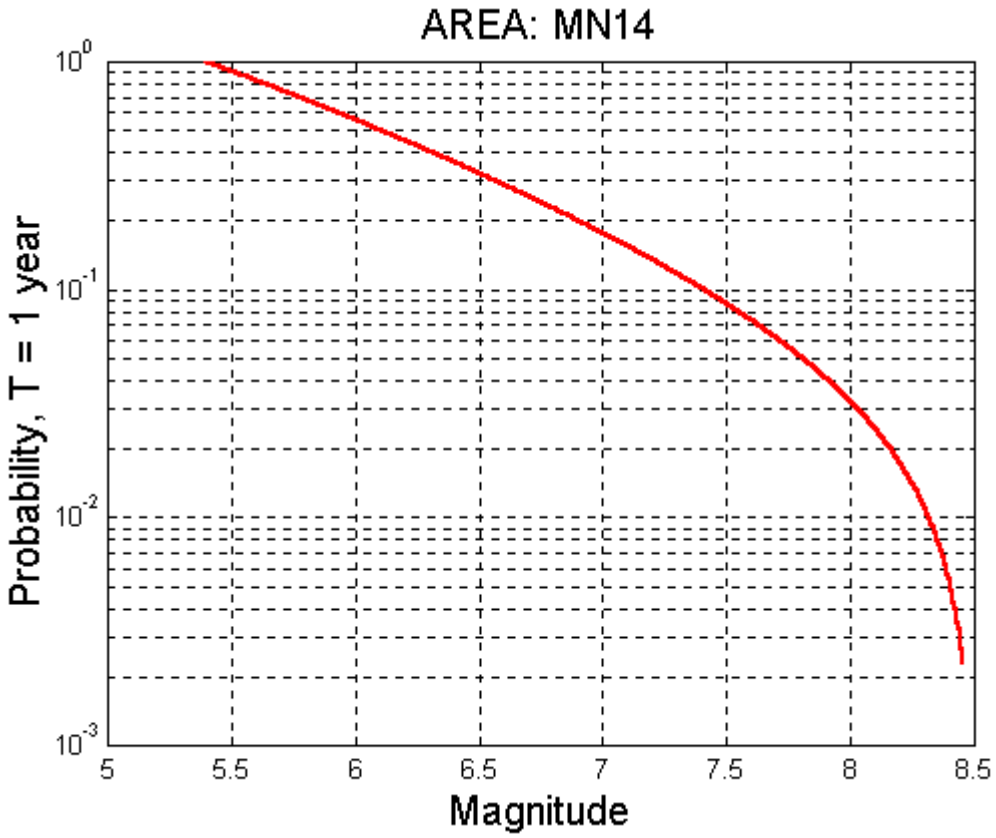
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



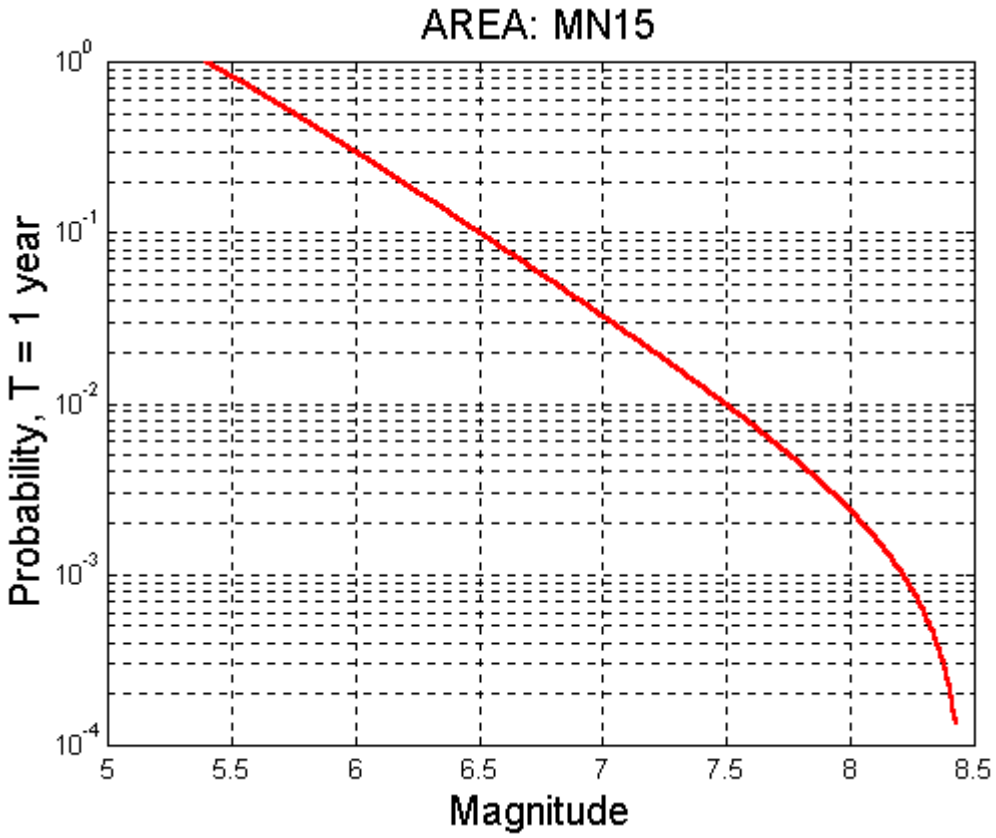
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



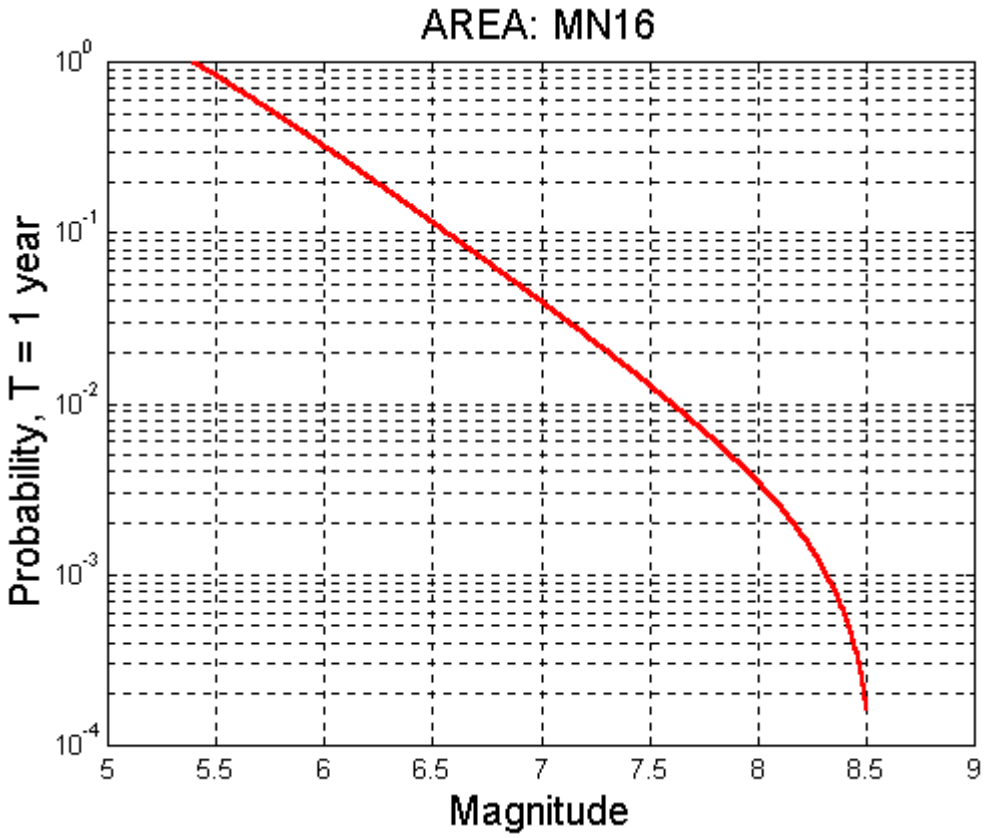
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



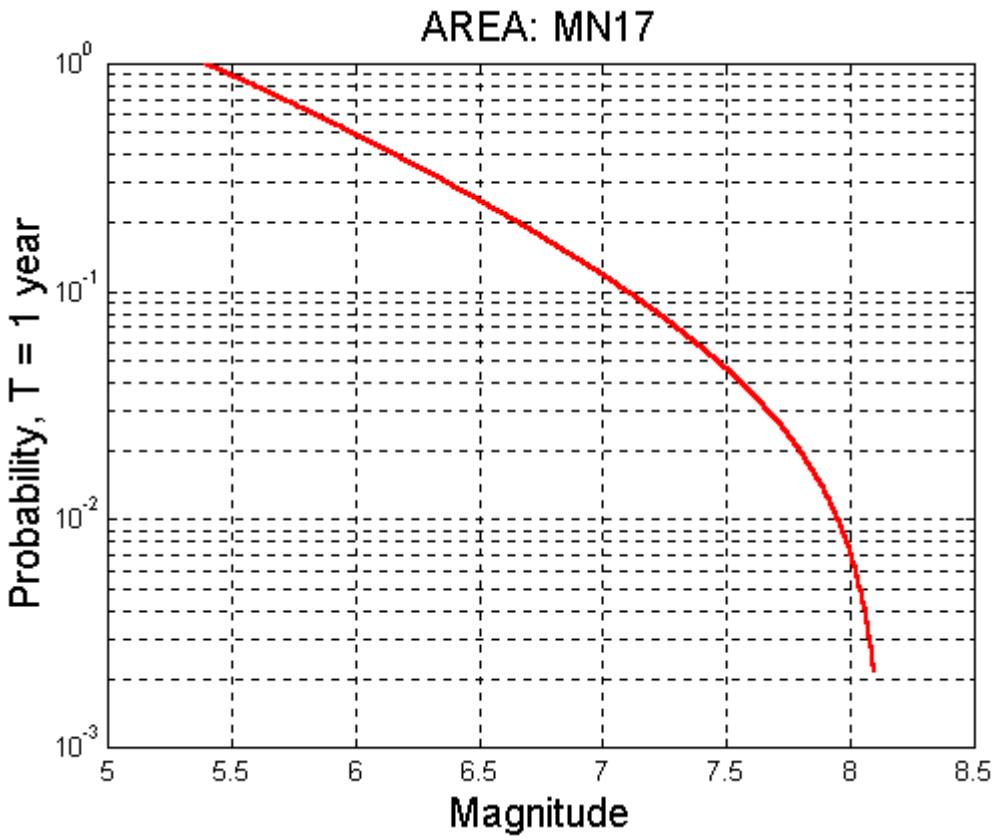
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



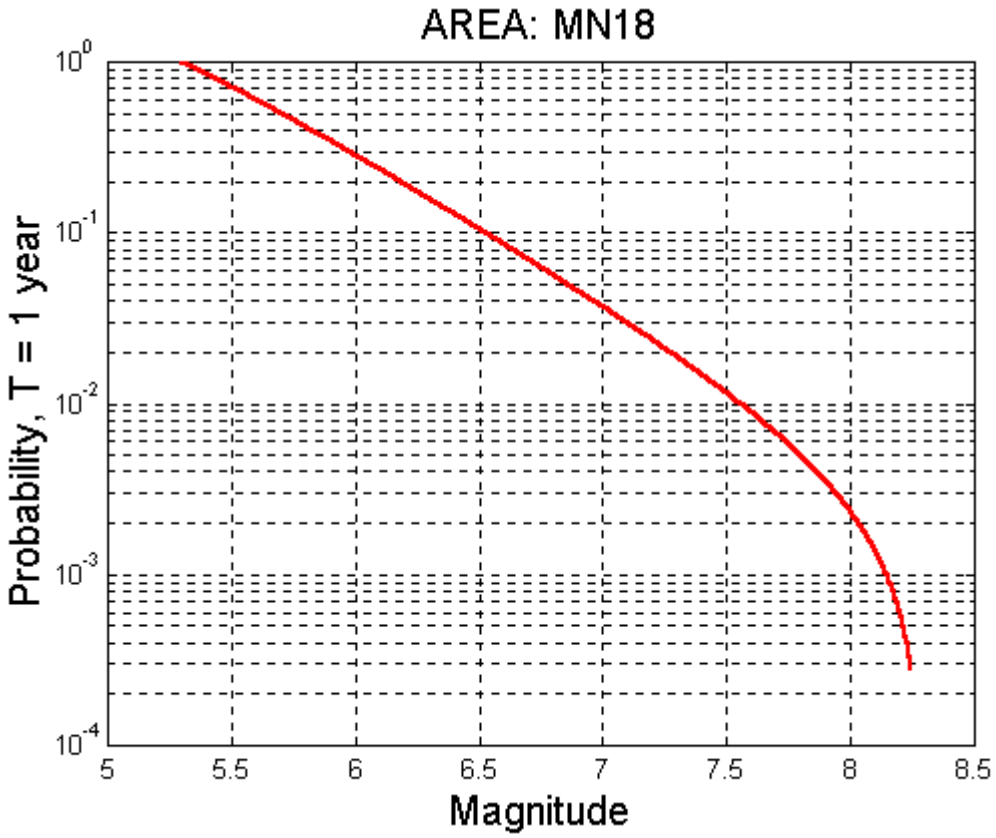
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



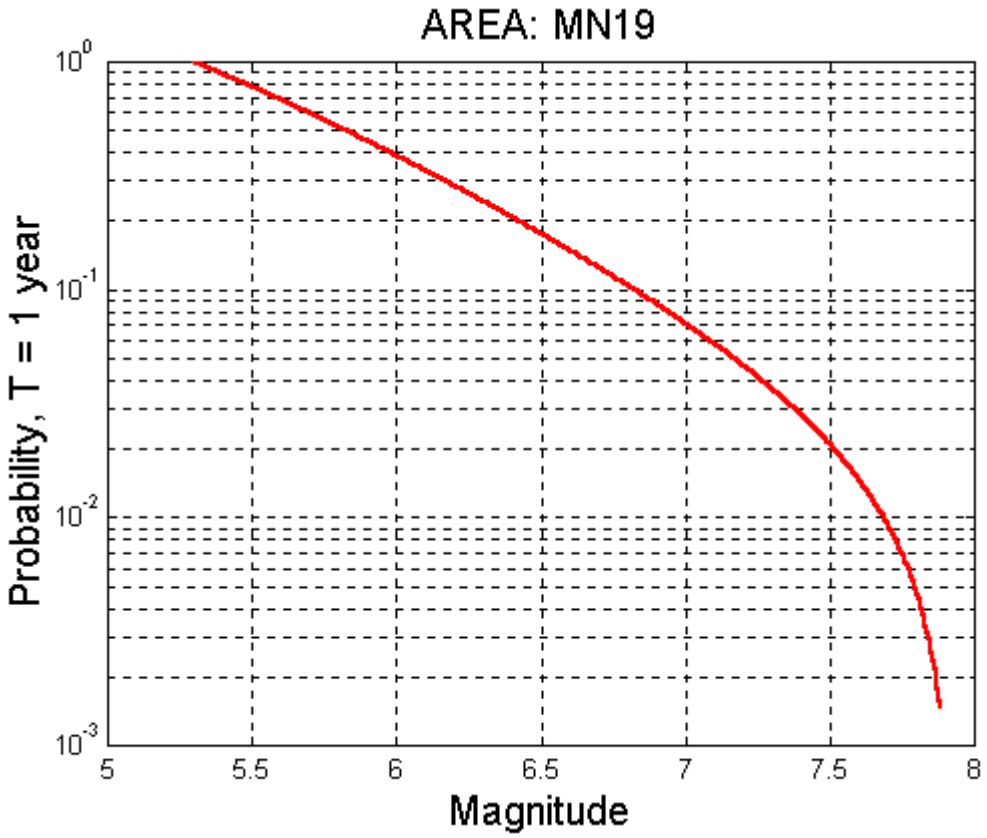
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



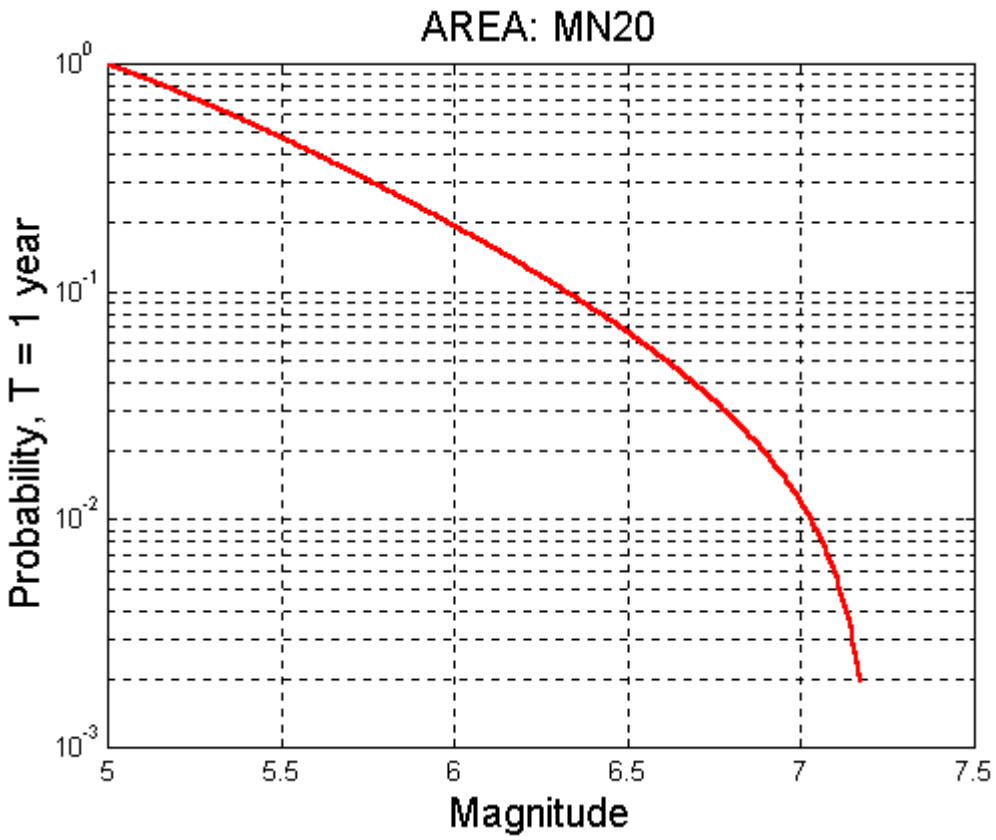
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



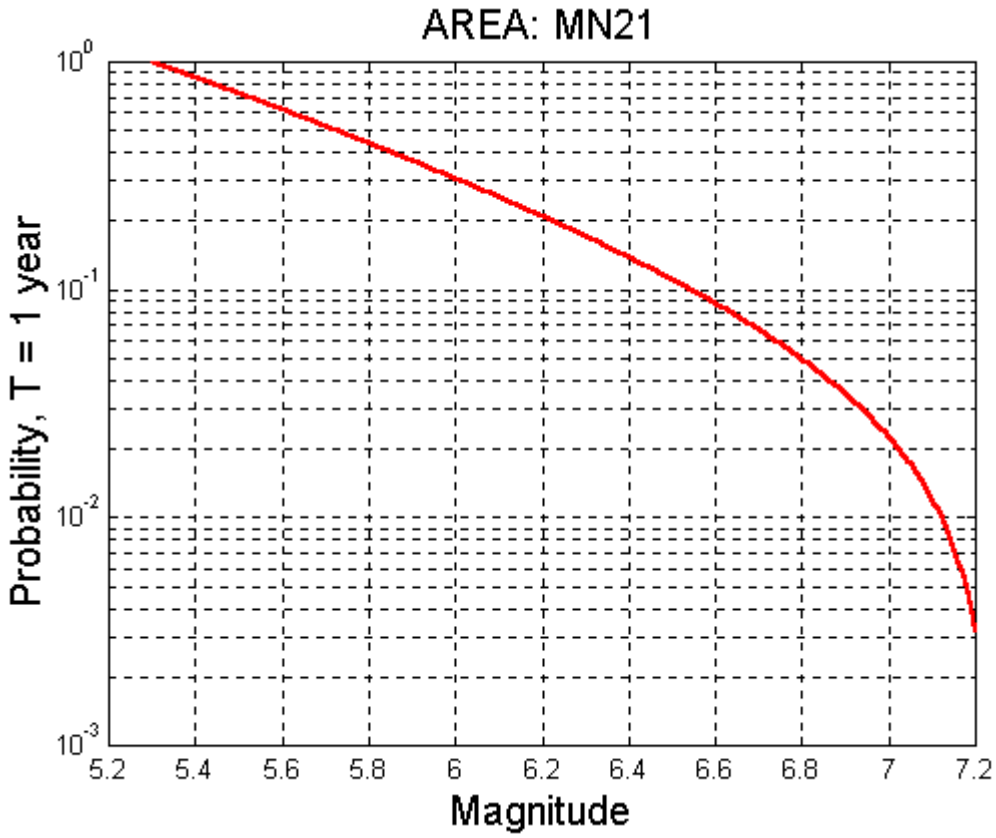
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



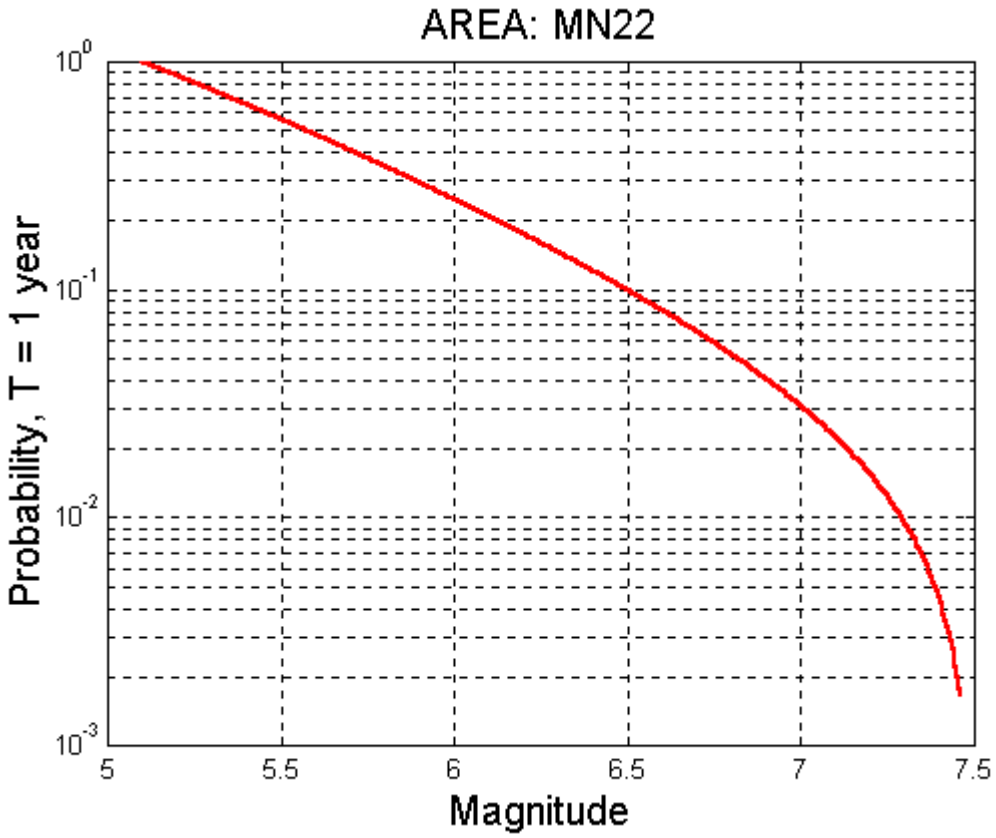
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



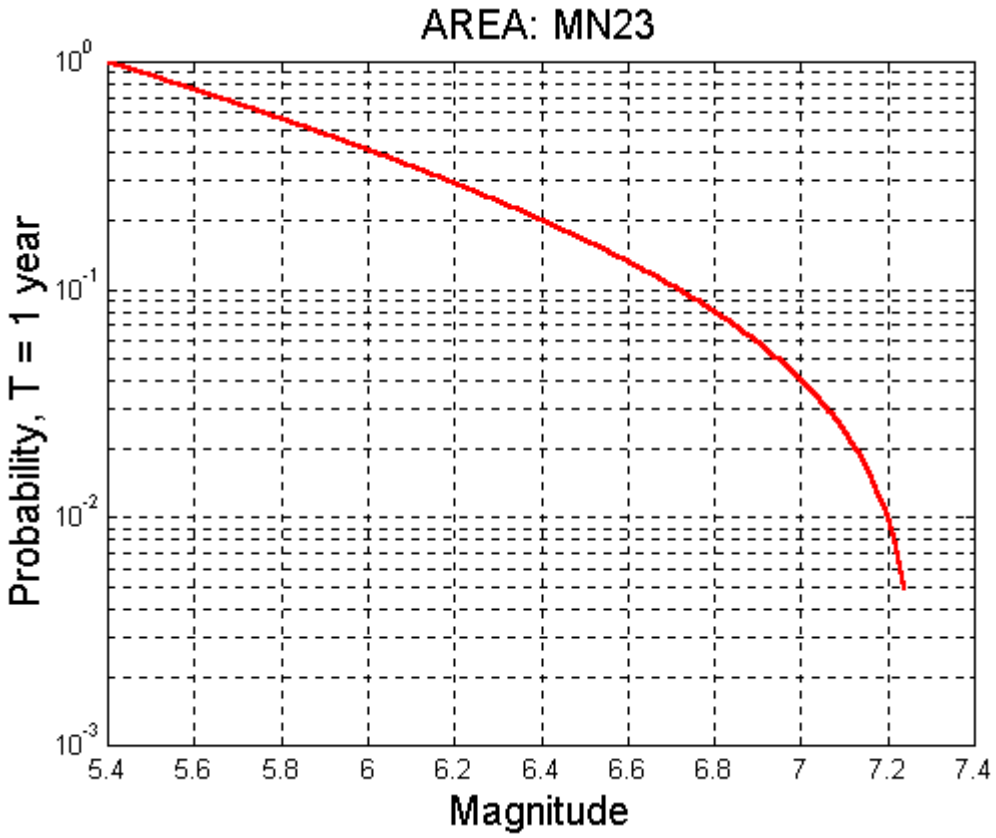
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



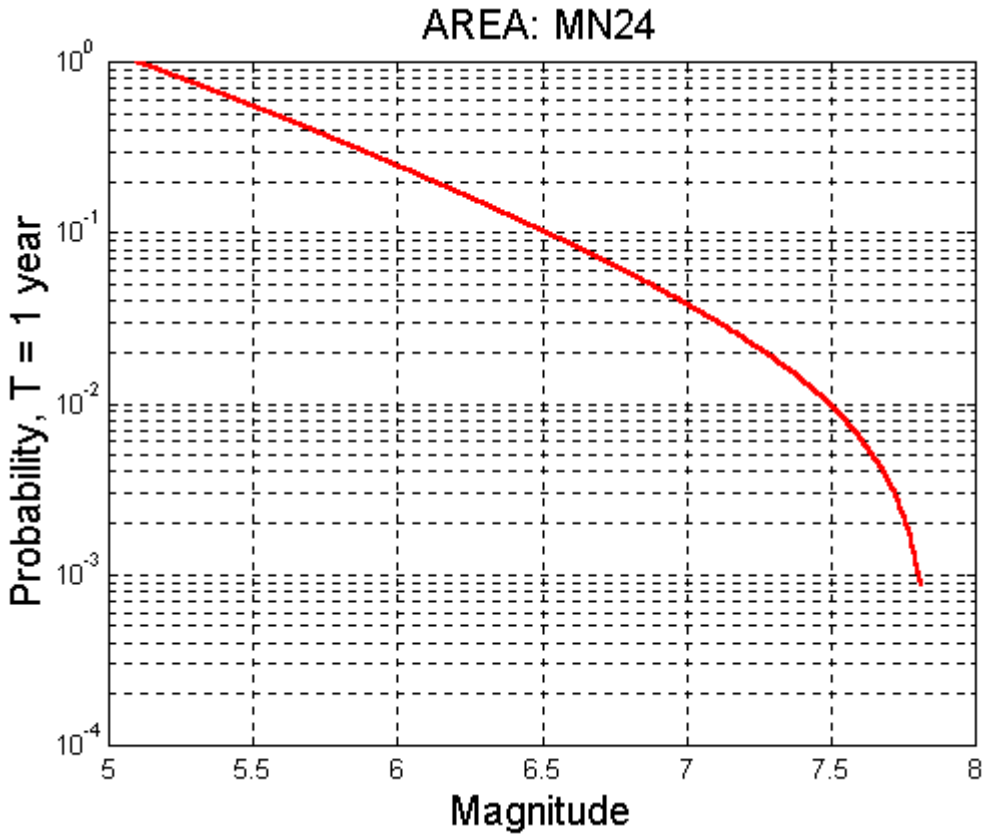
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



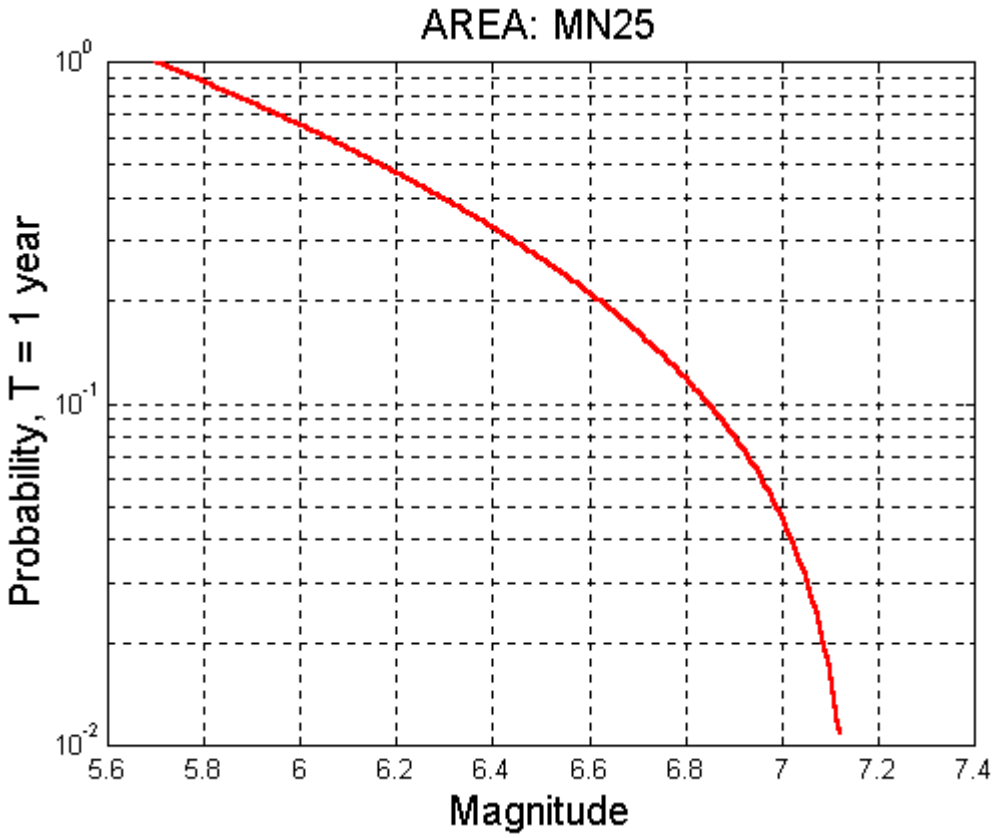
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



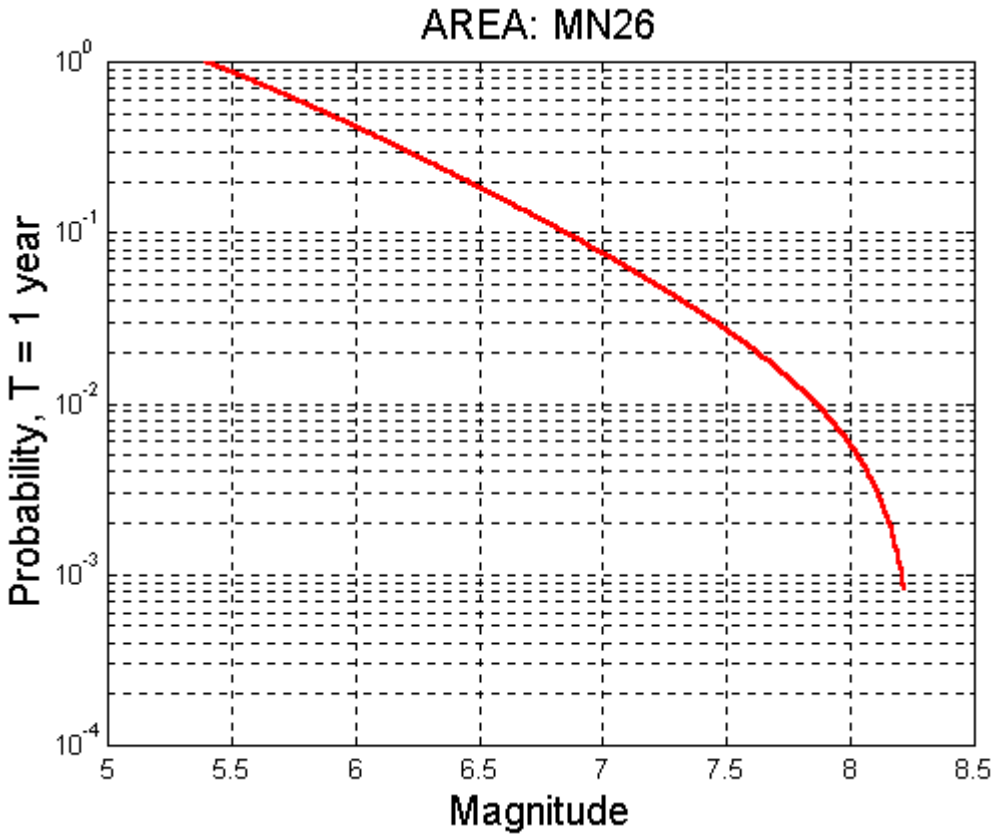
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



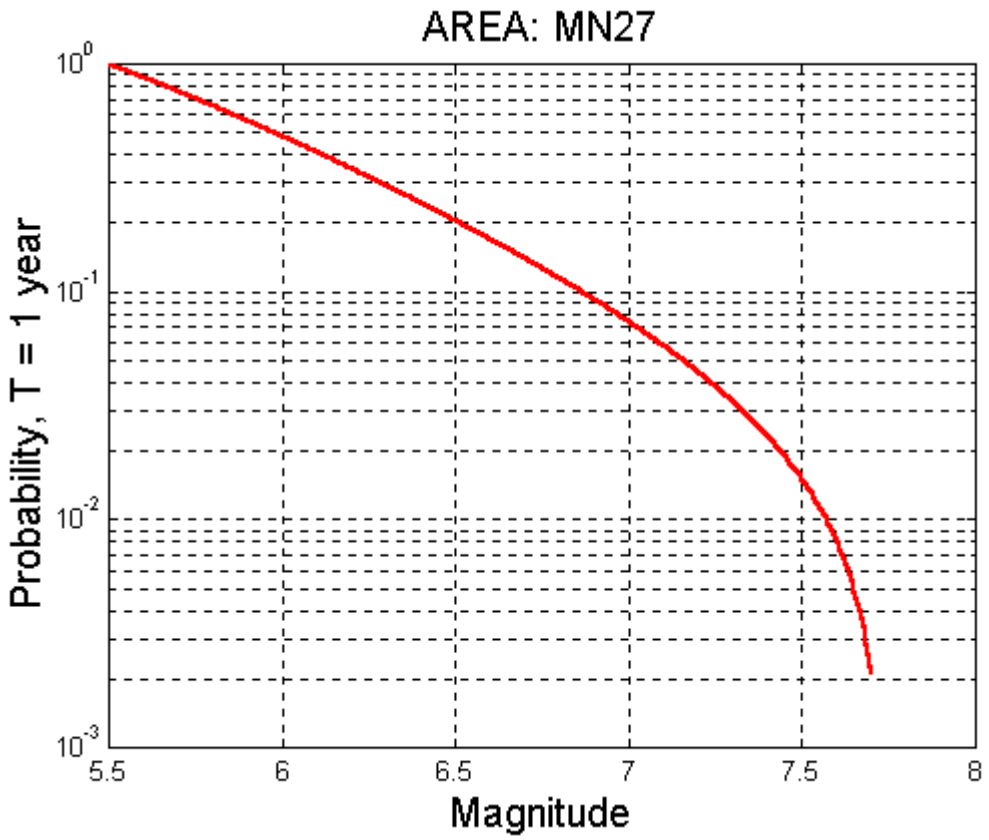
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



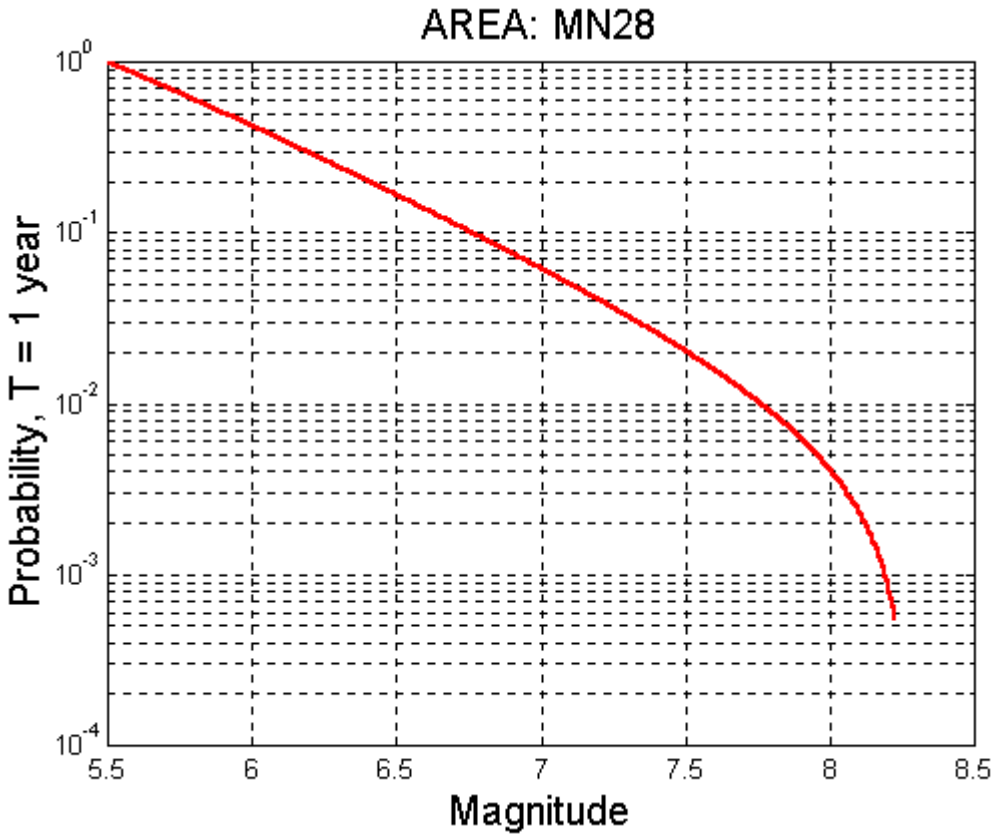
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



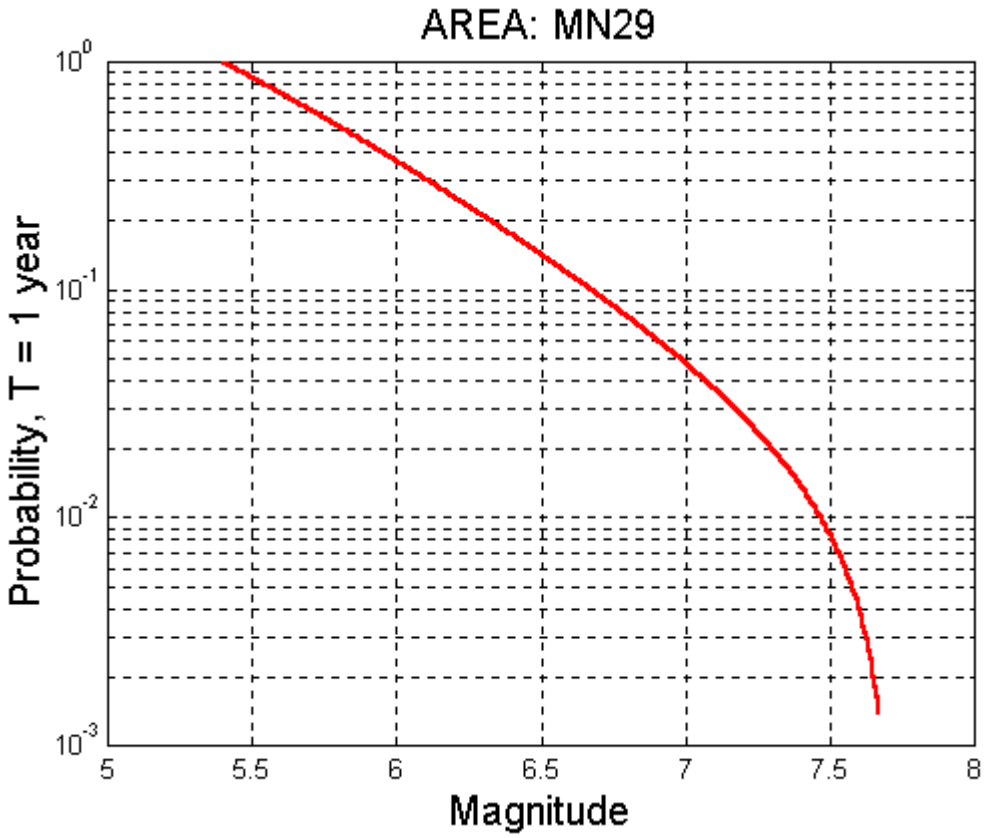
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



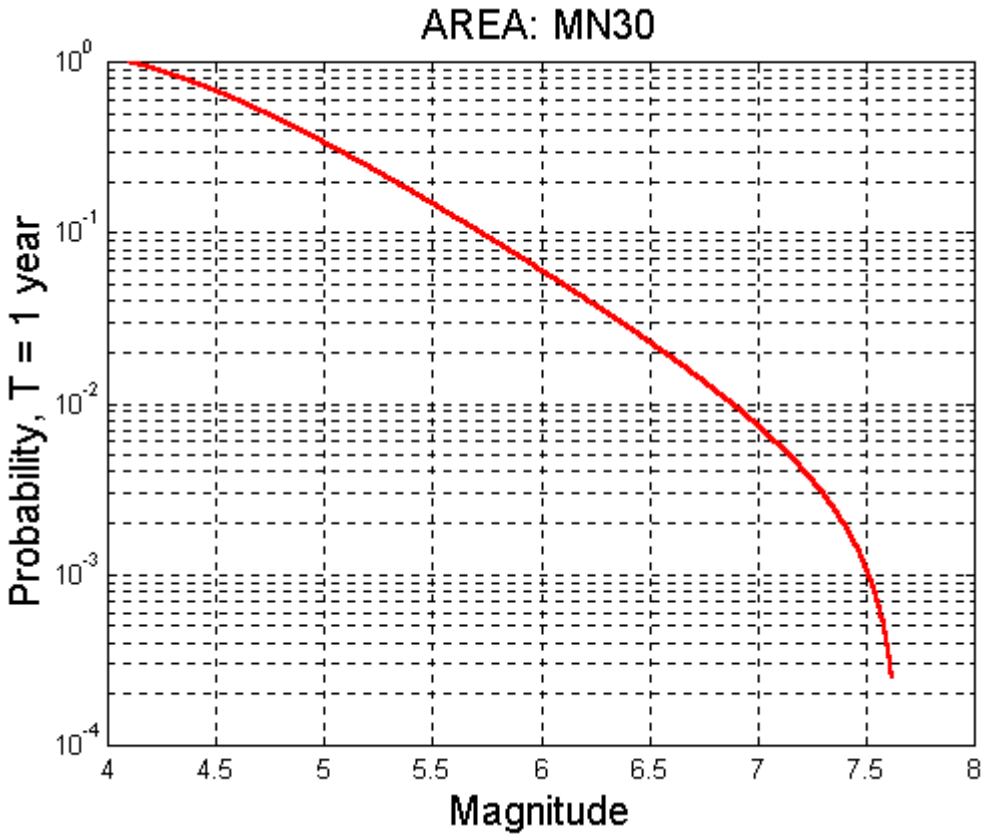
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



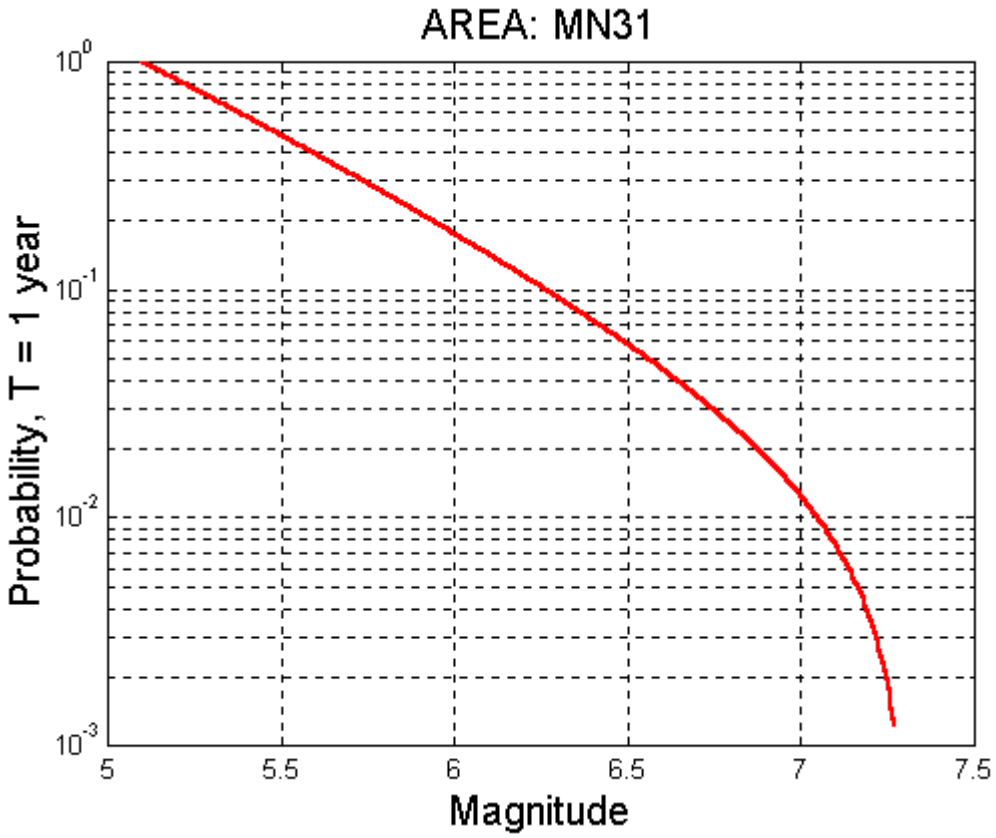
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



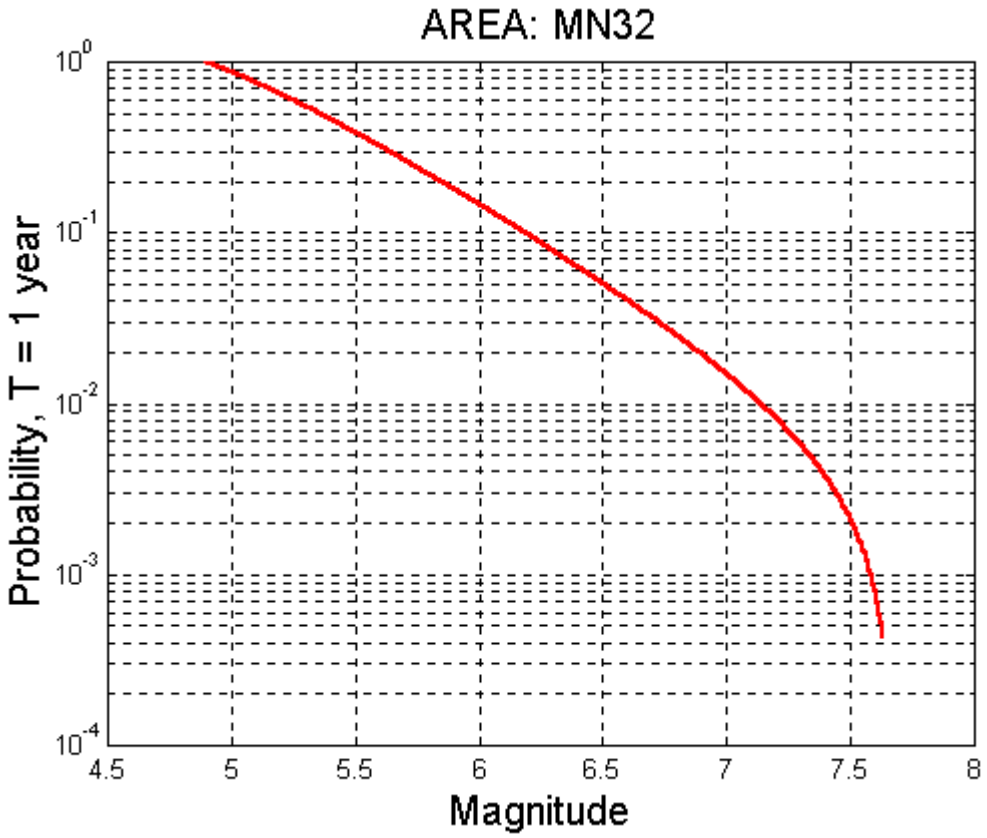
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



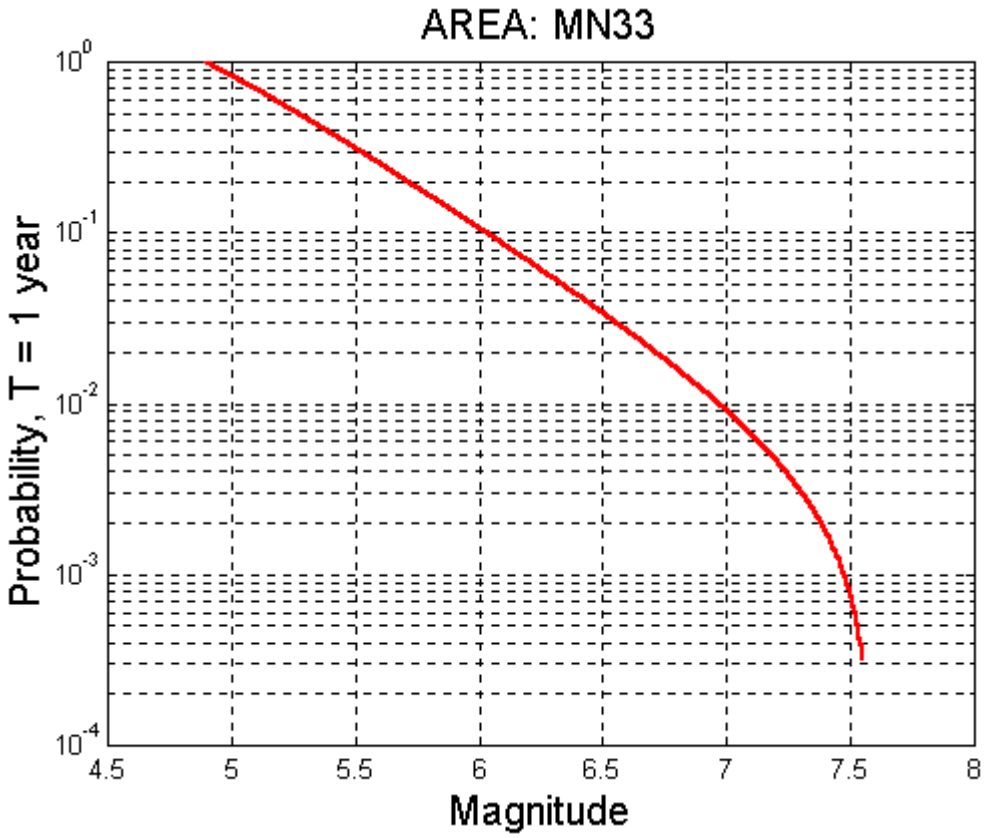
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



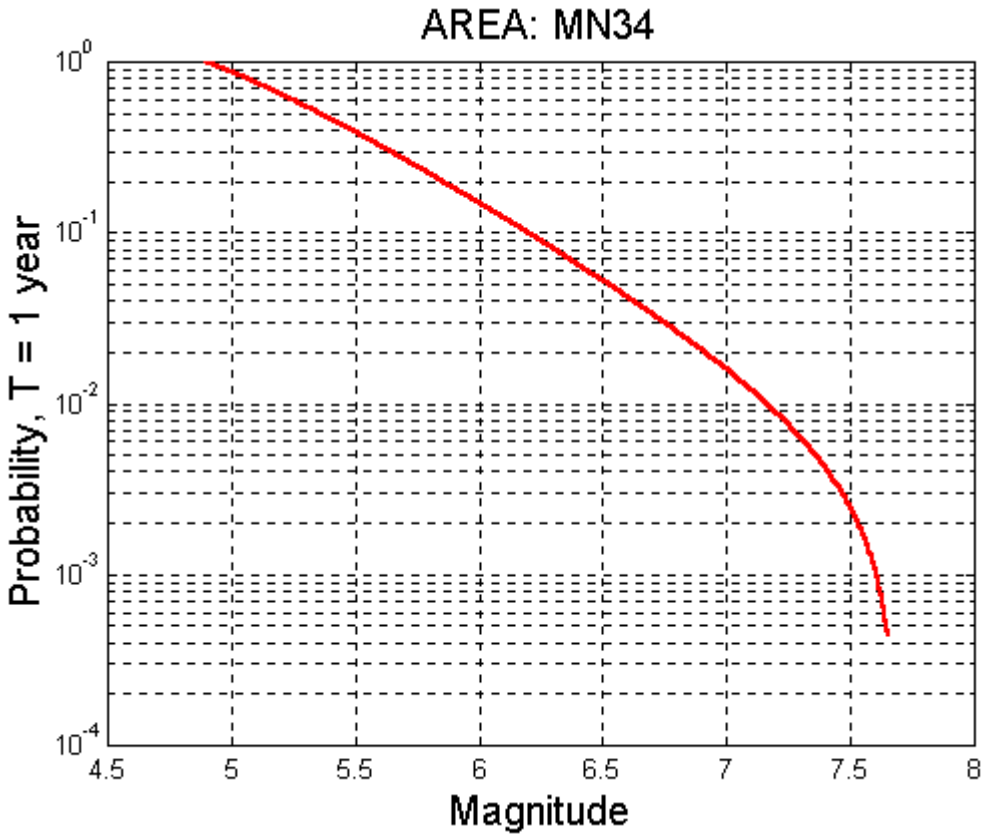
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



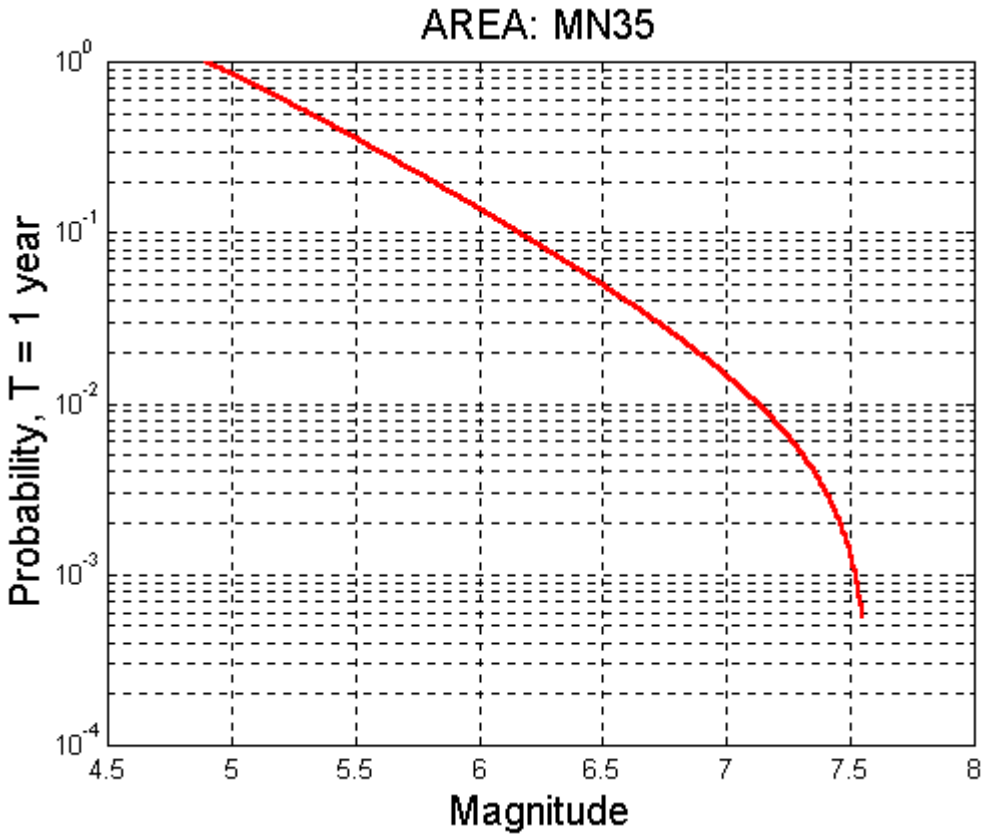
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



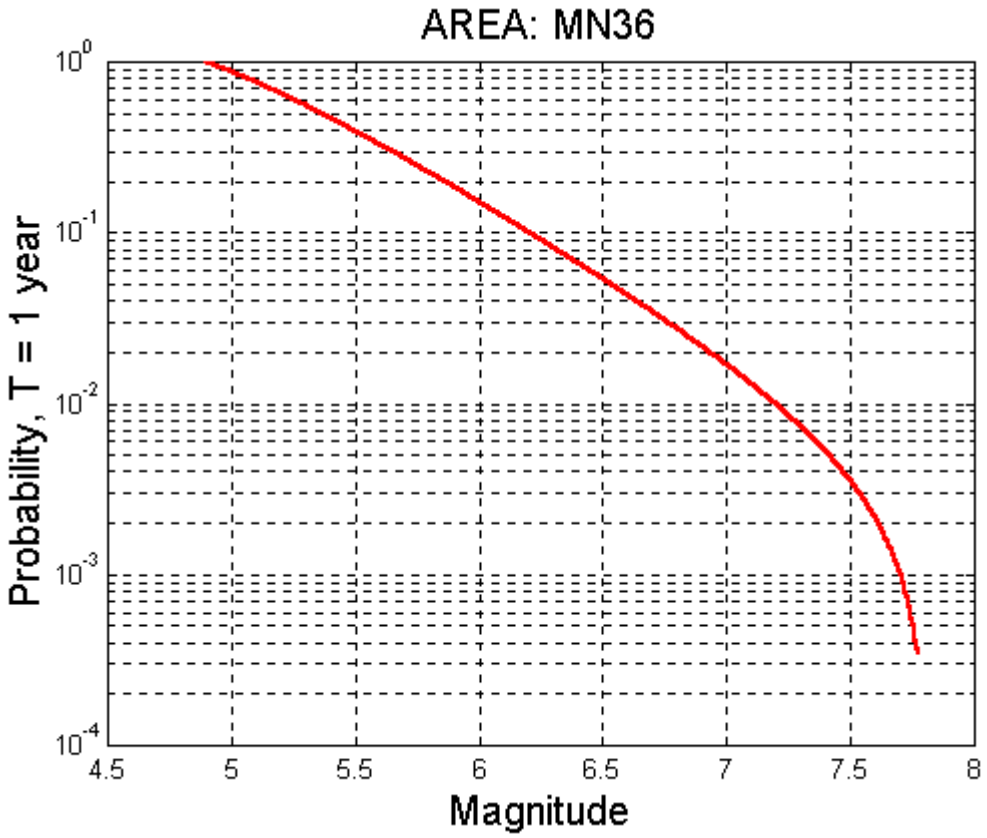
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



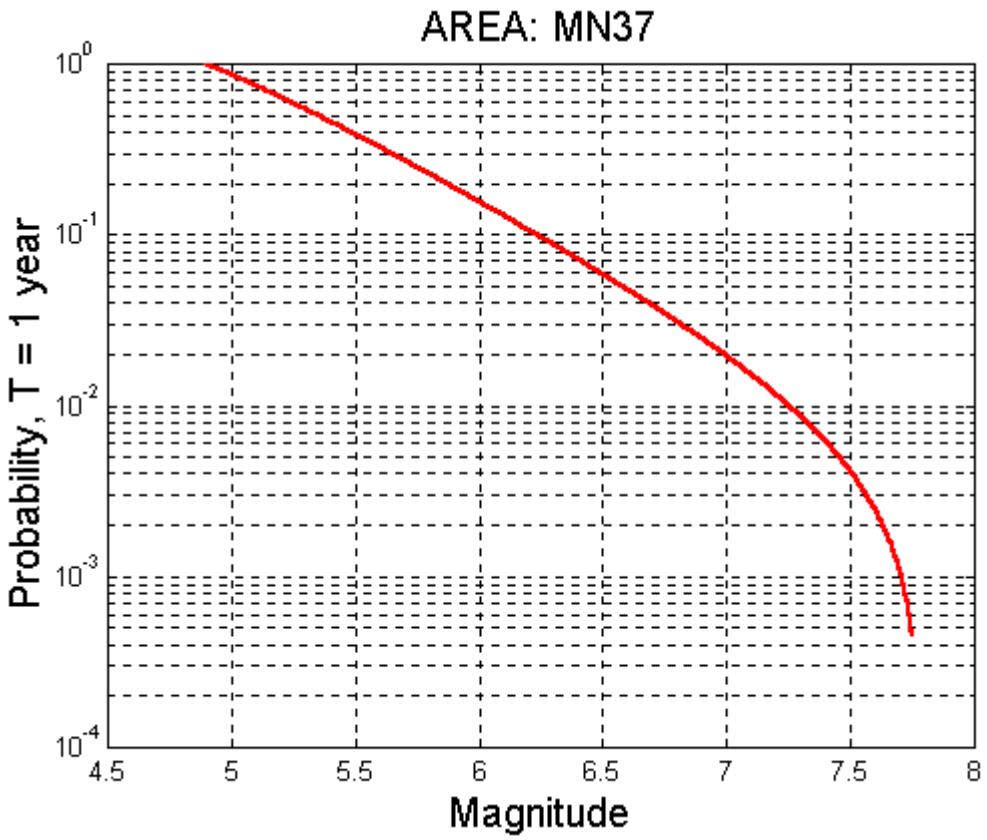
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



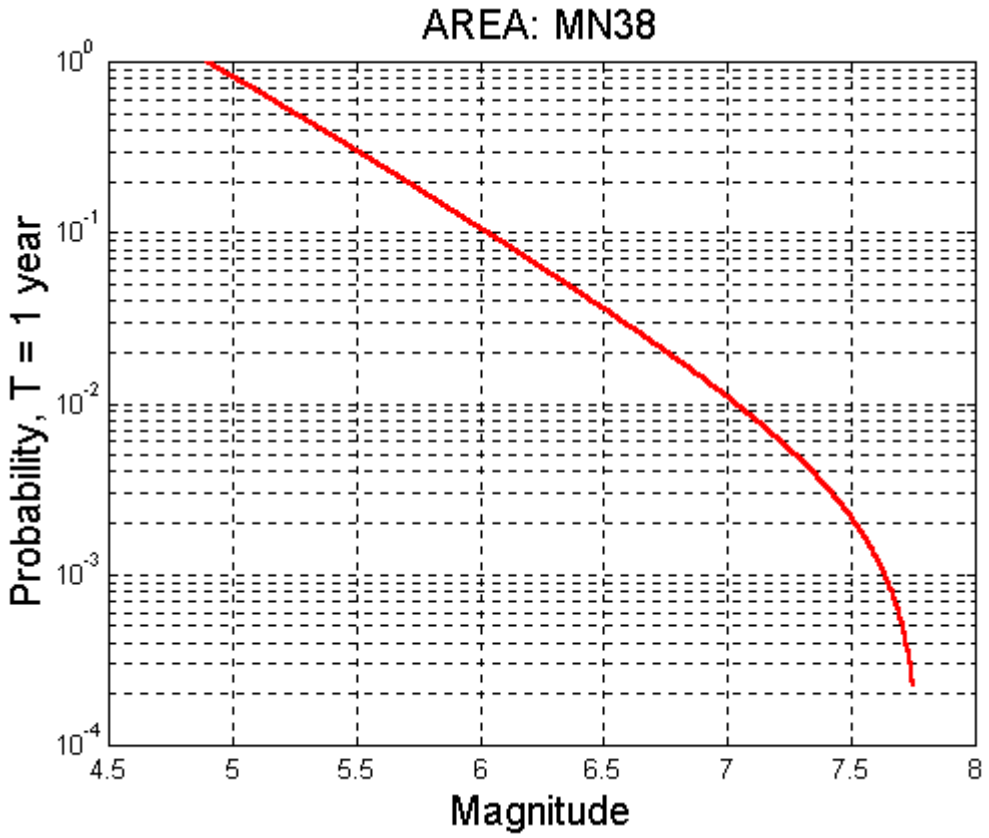
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



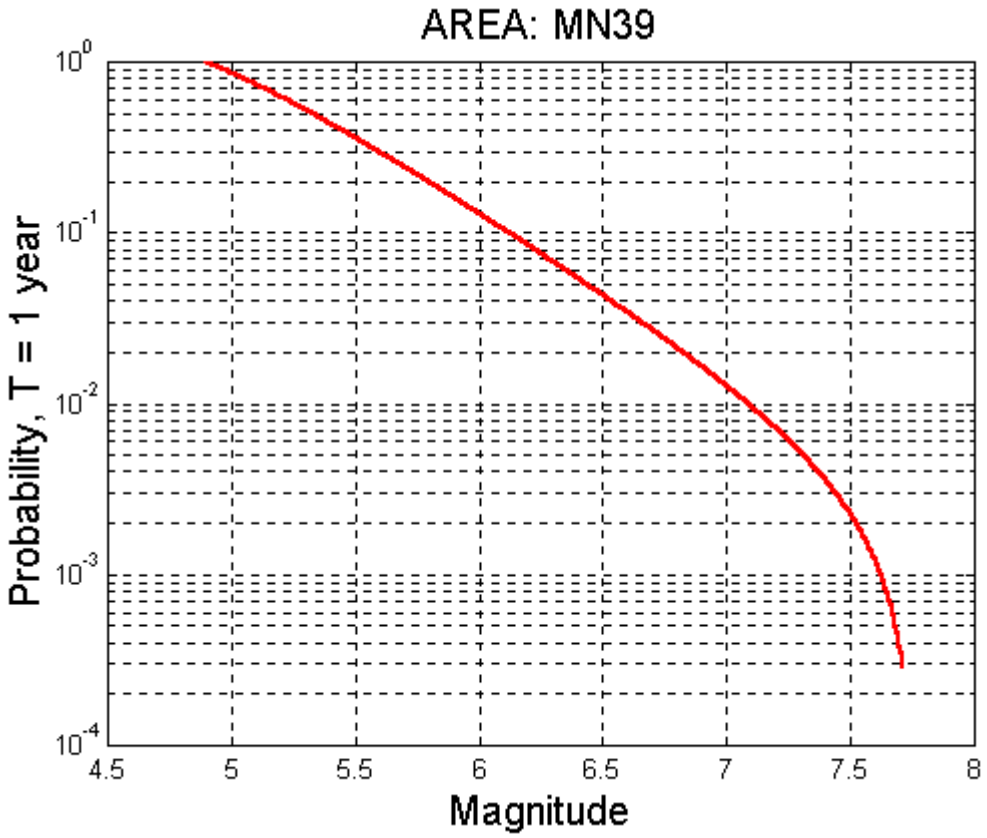
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

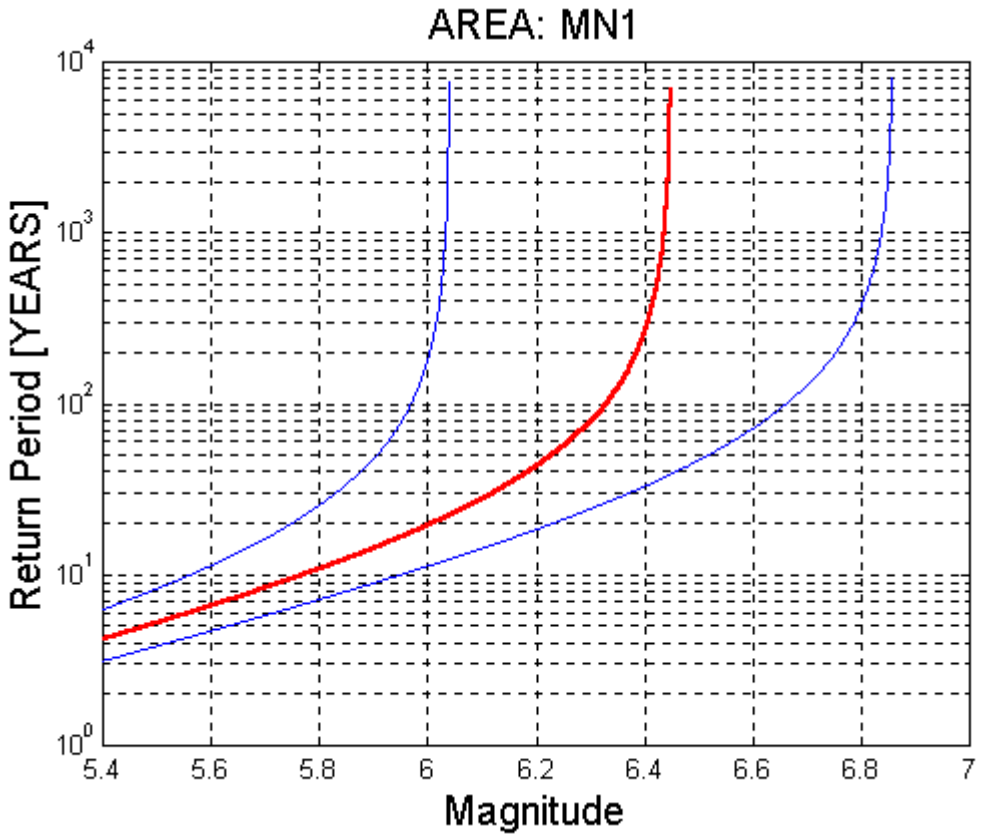
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2

ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΚΥΨΕΛΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

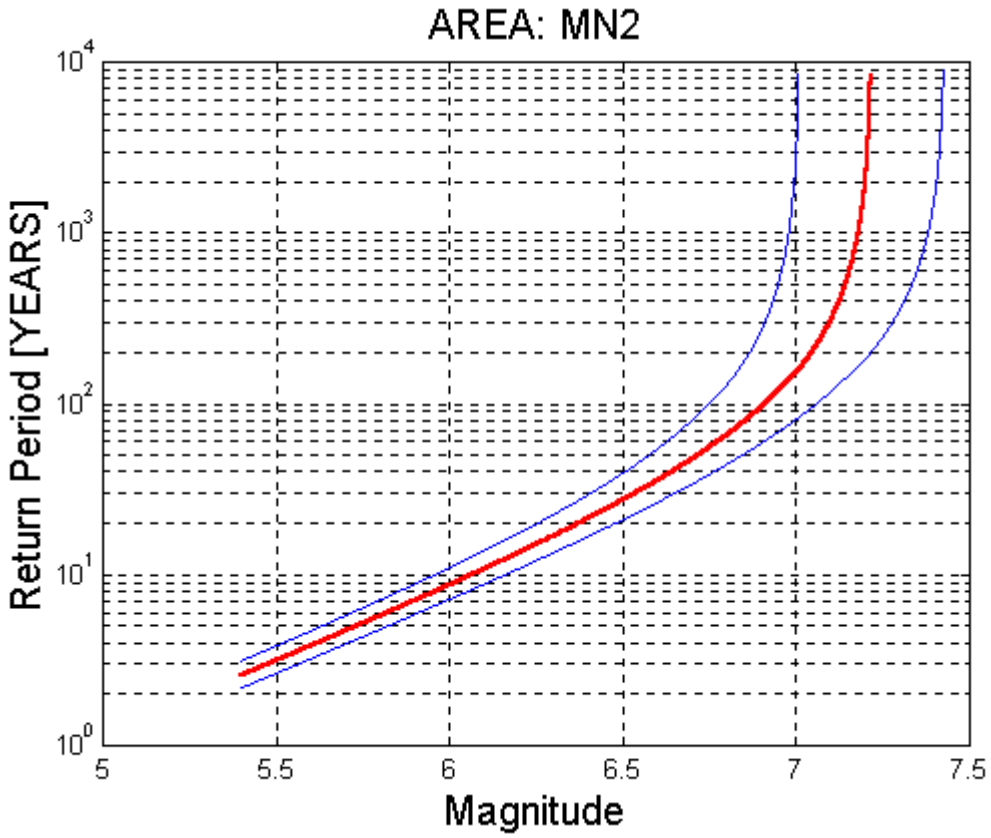
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



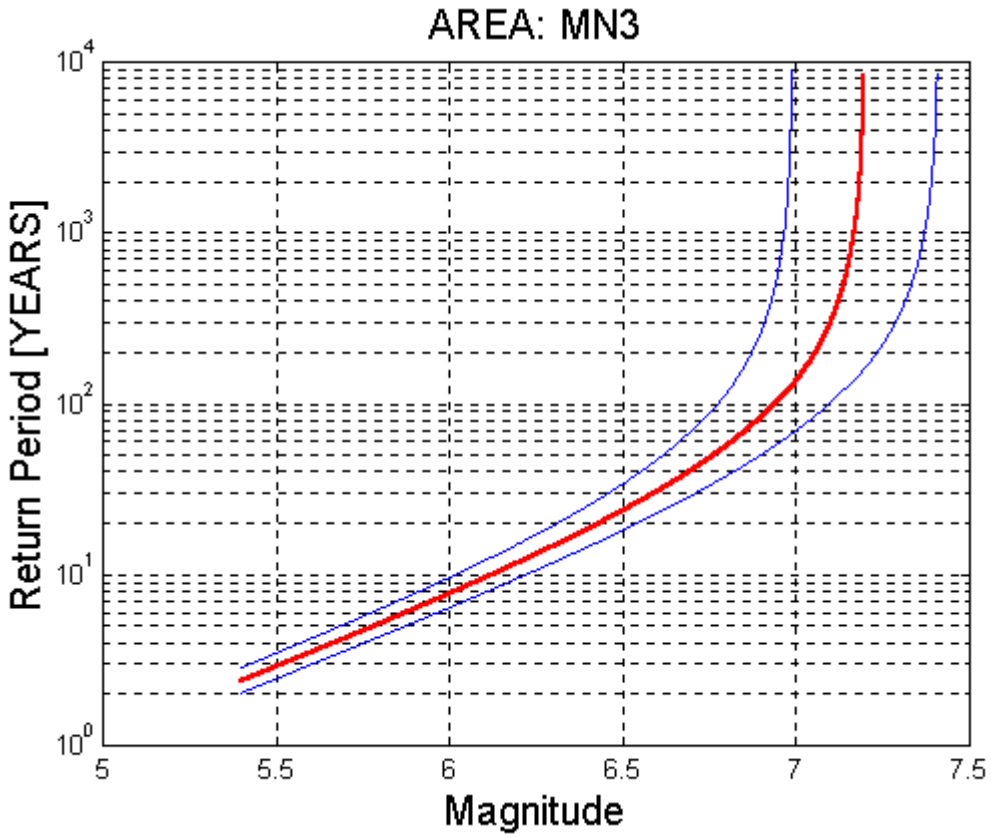
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



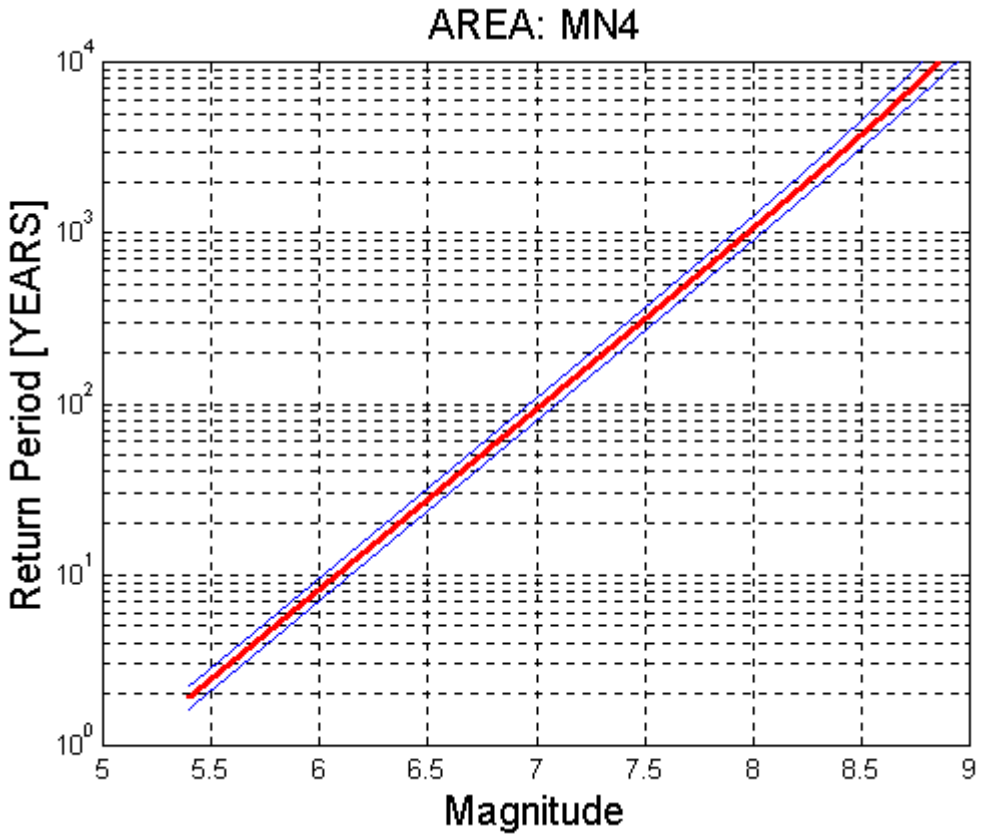
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



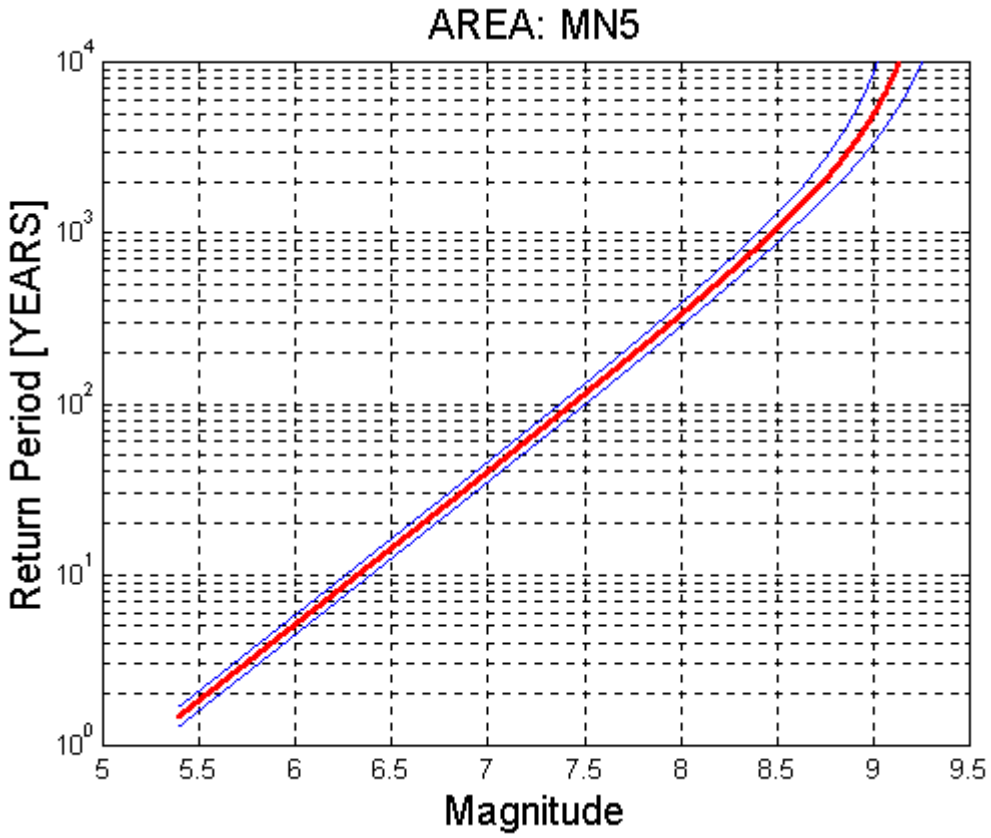
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



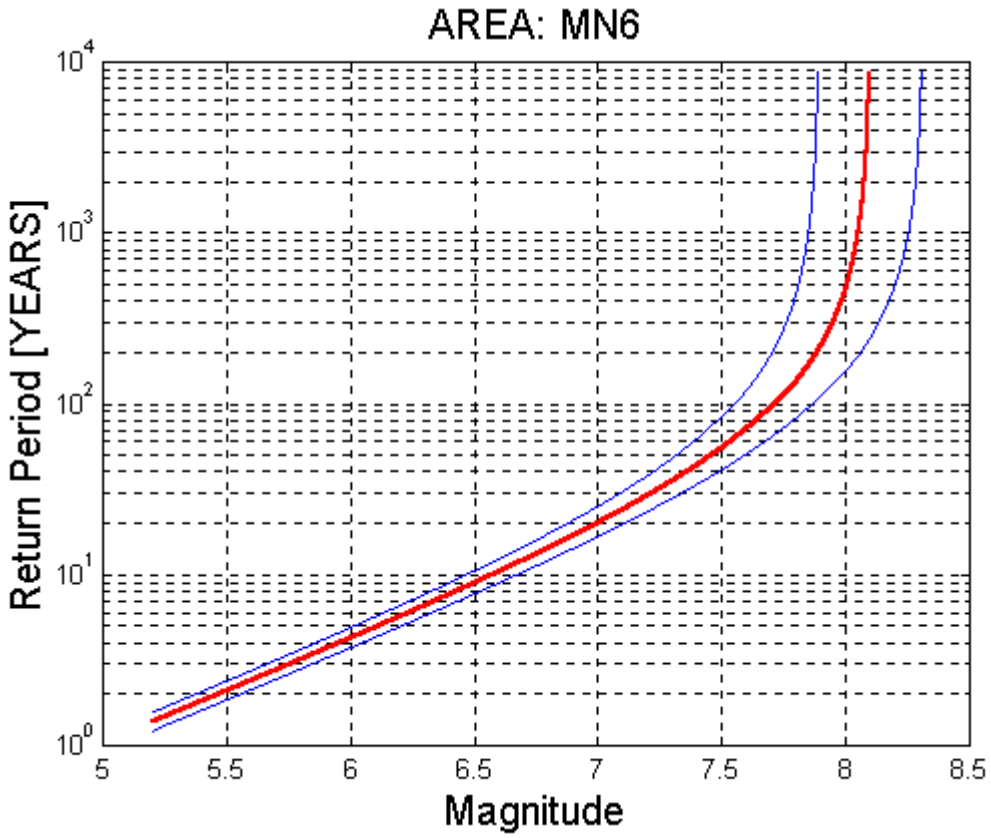
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



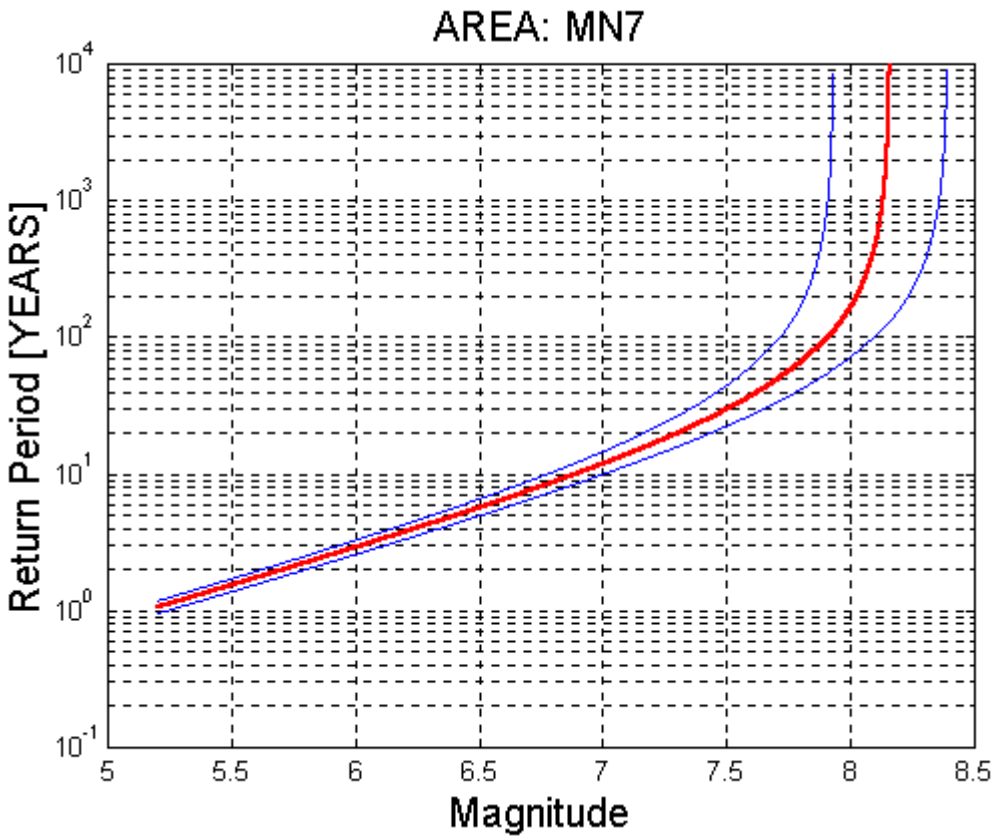
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



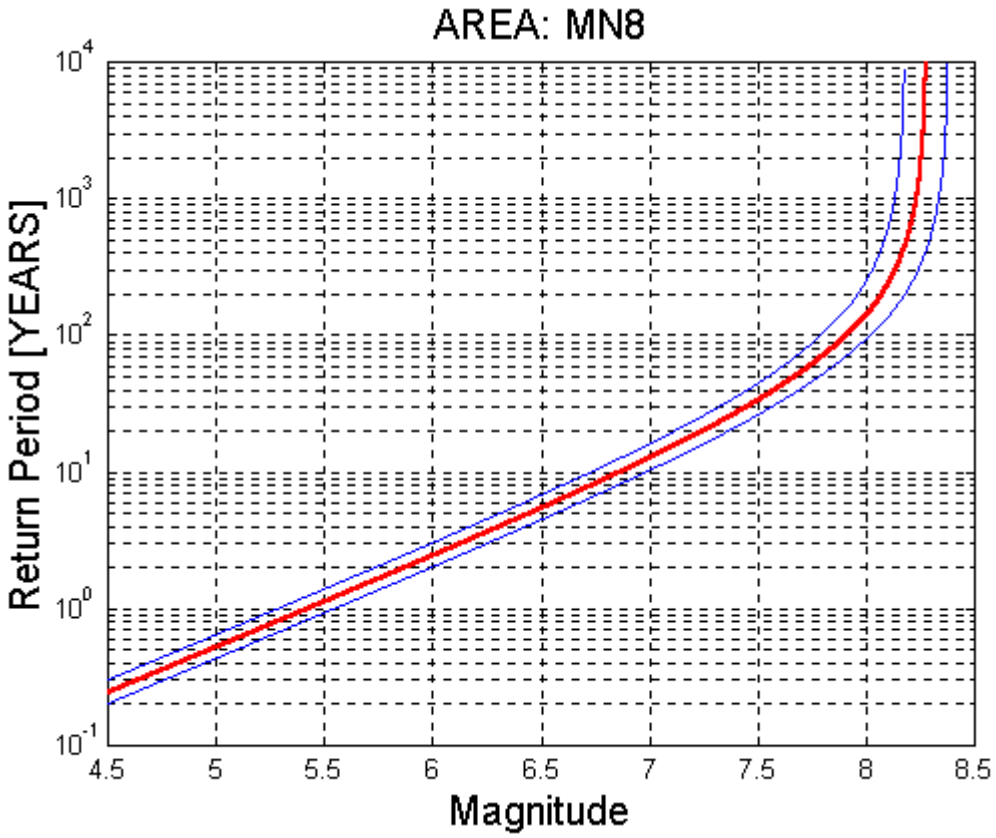
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



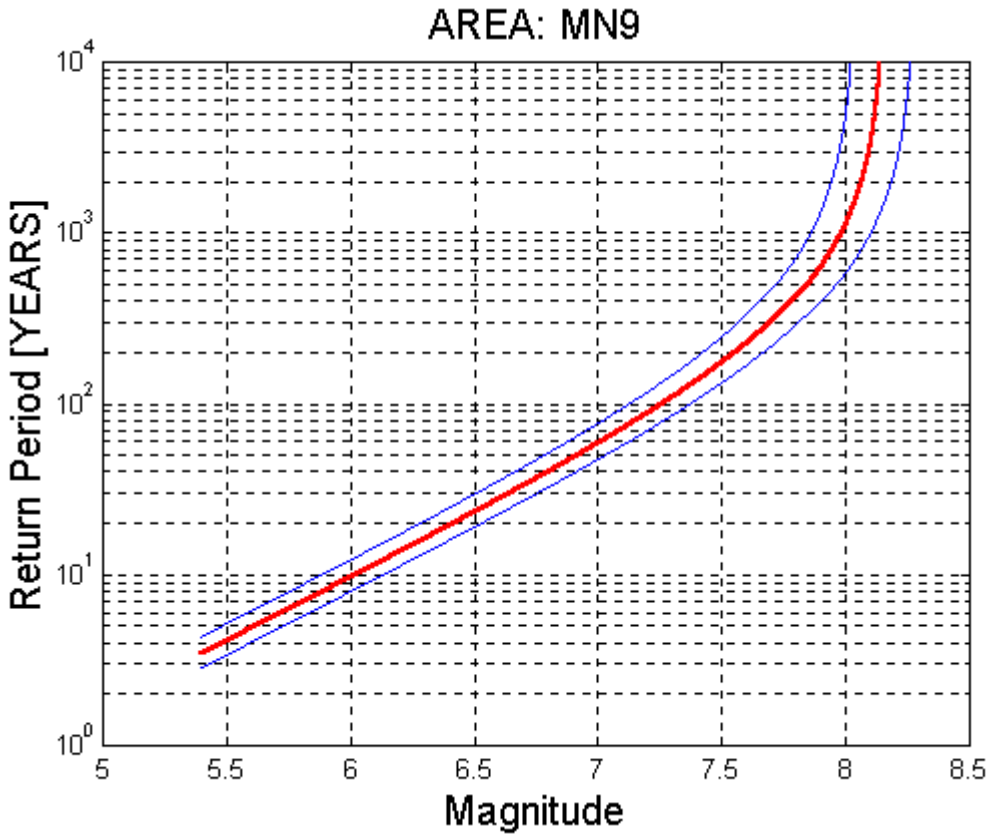
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



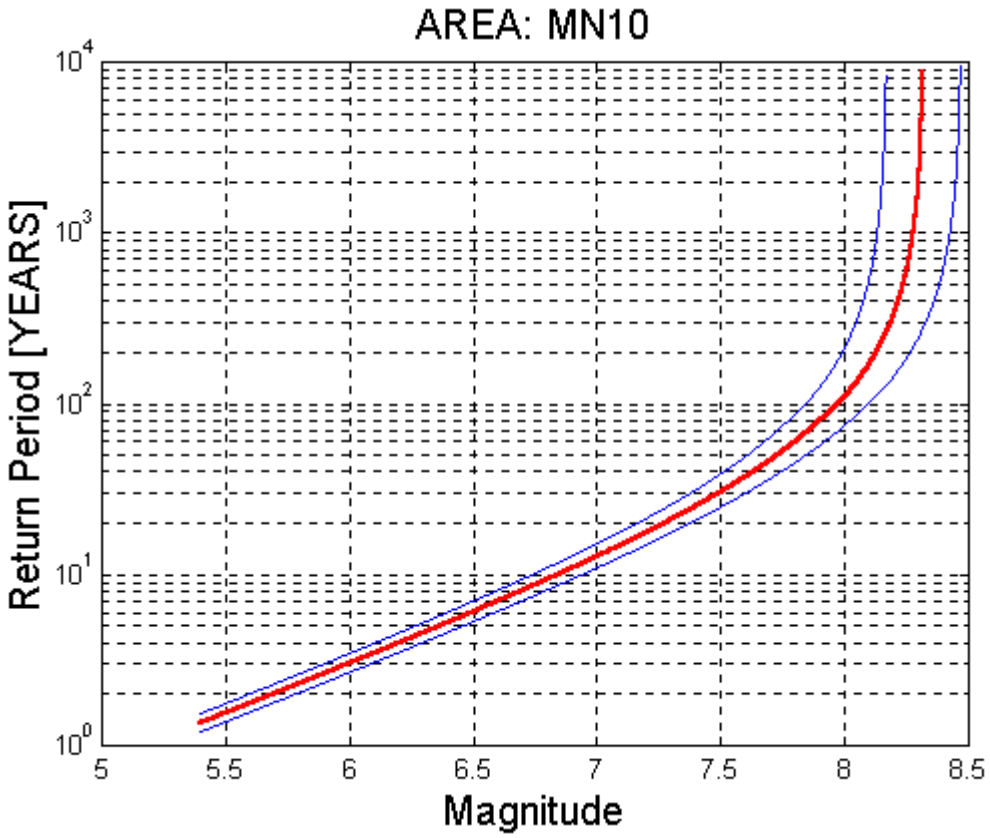
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



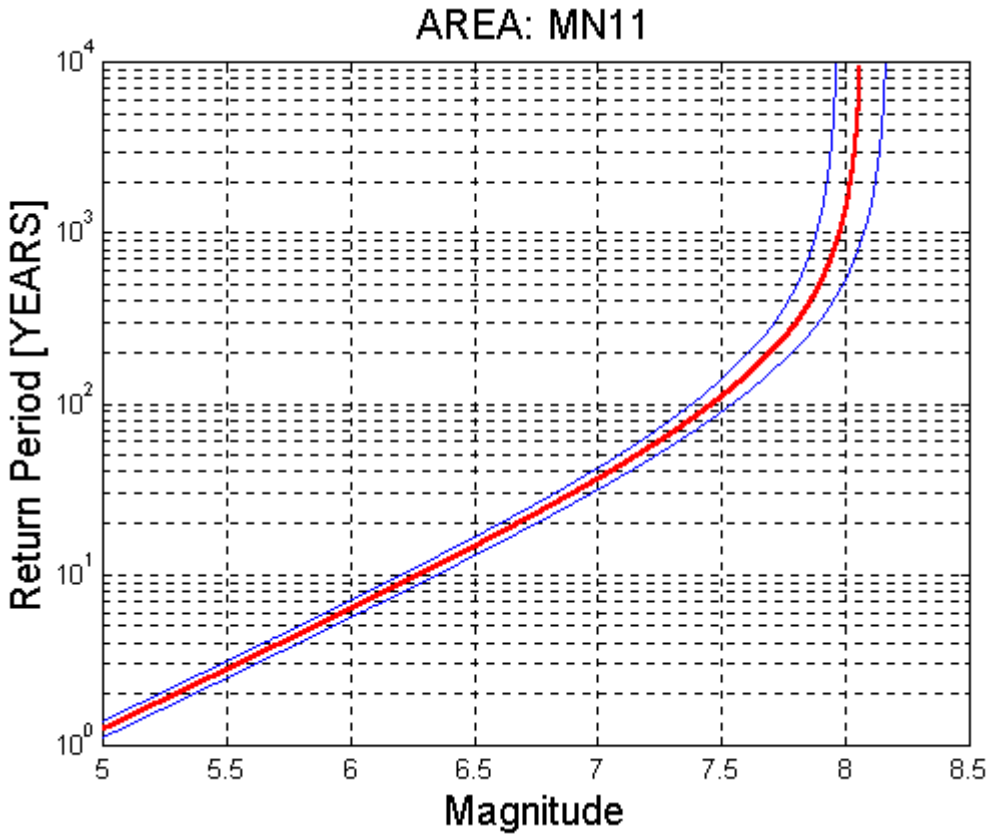
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



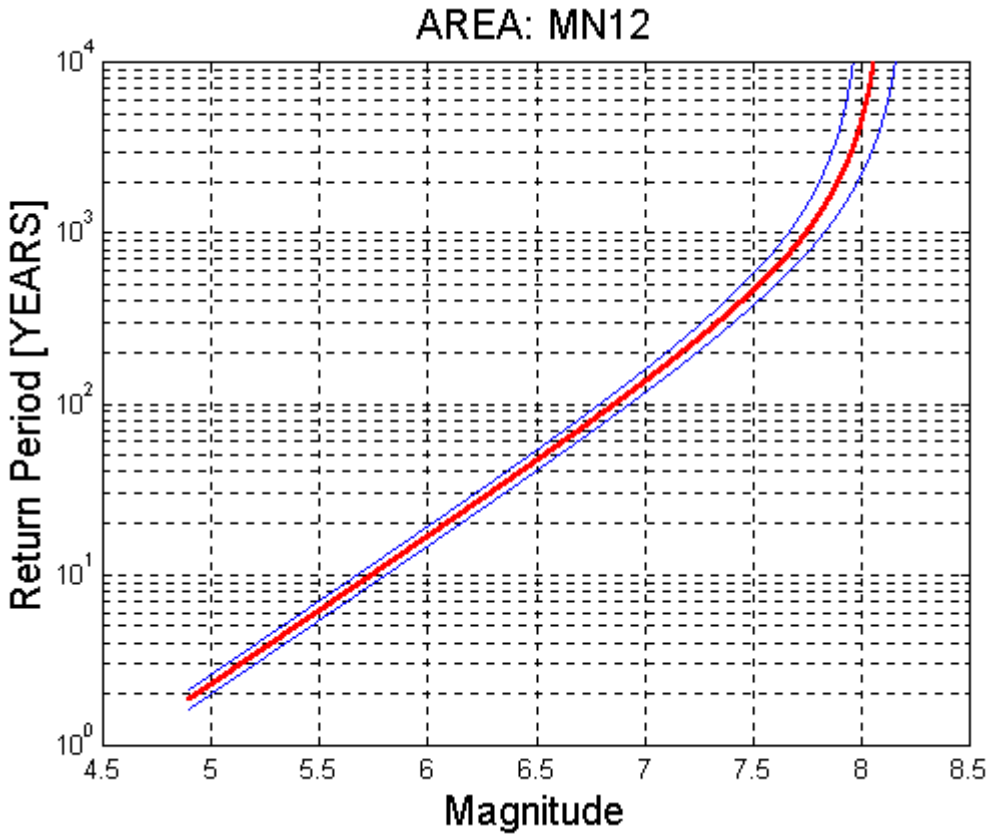
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



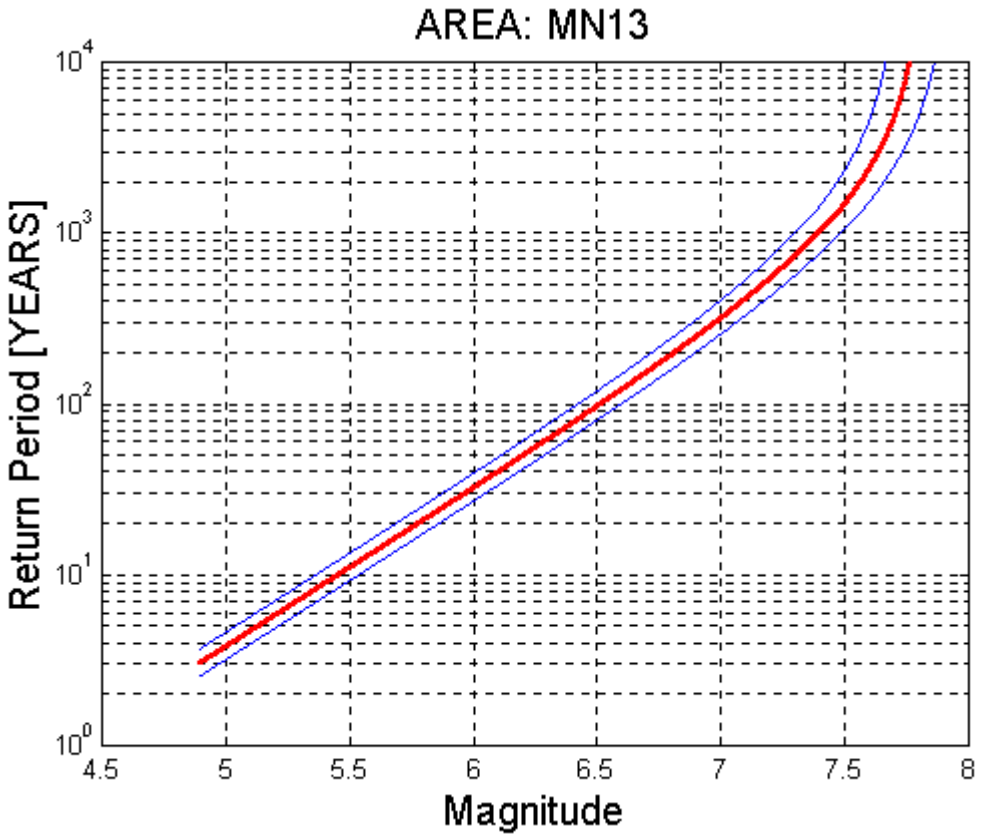
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



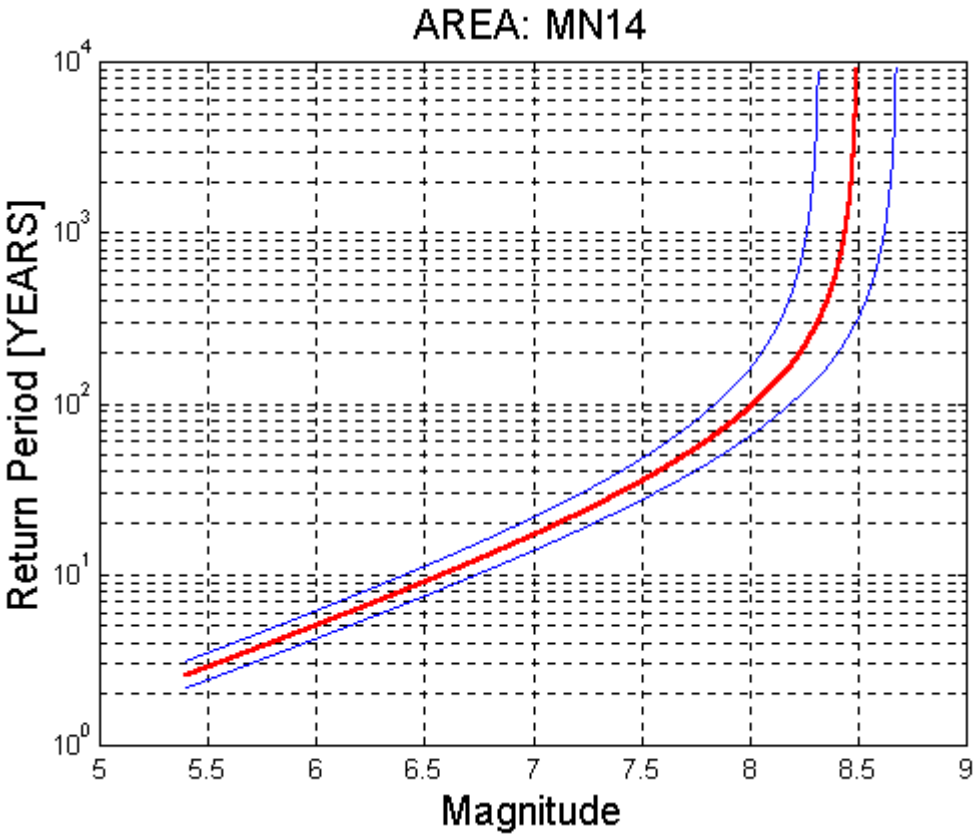
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



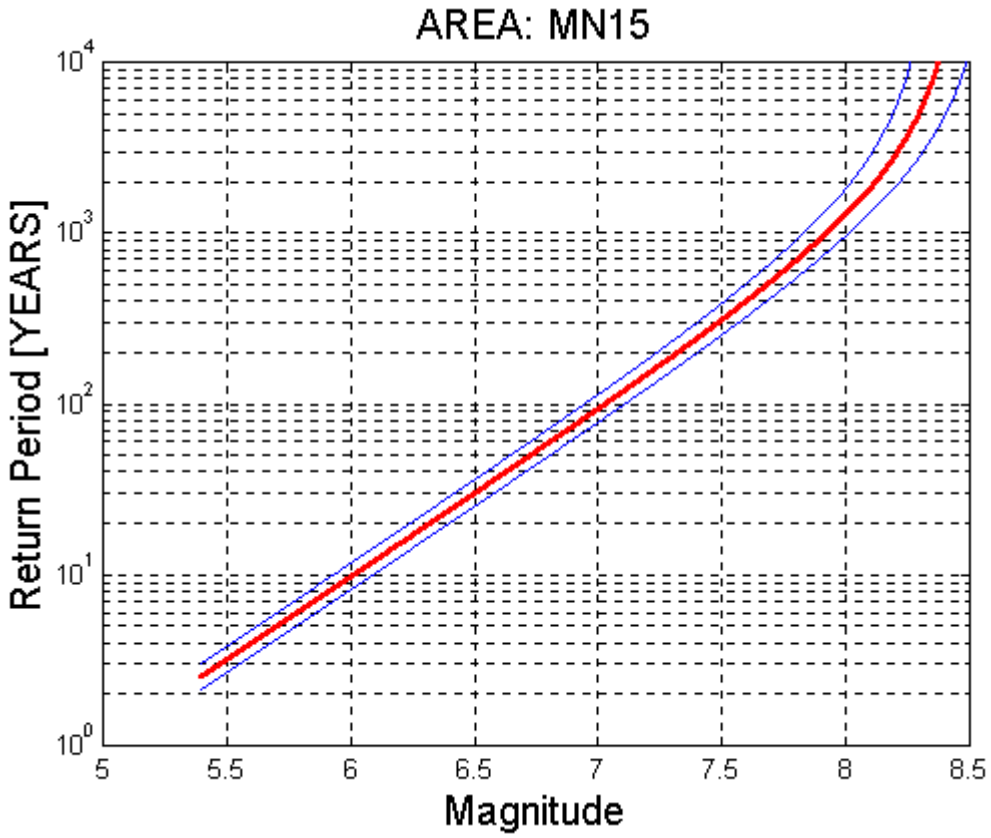
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



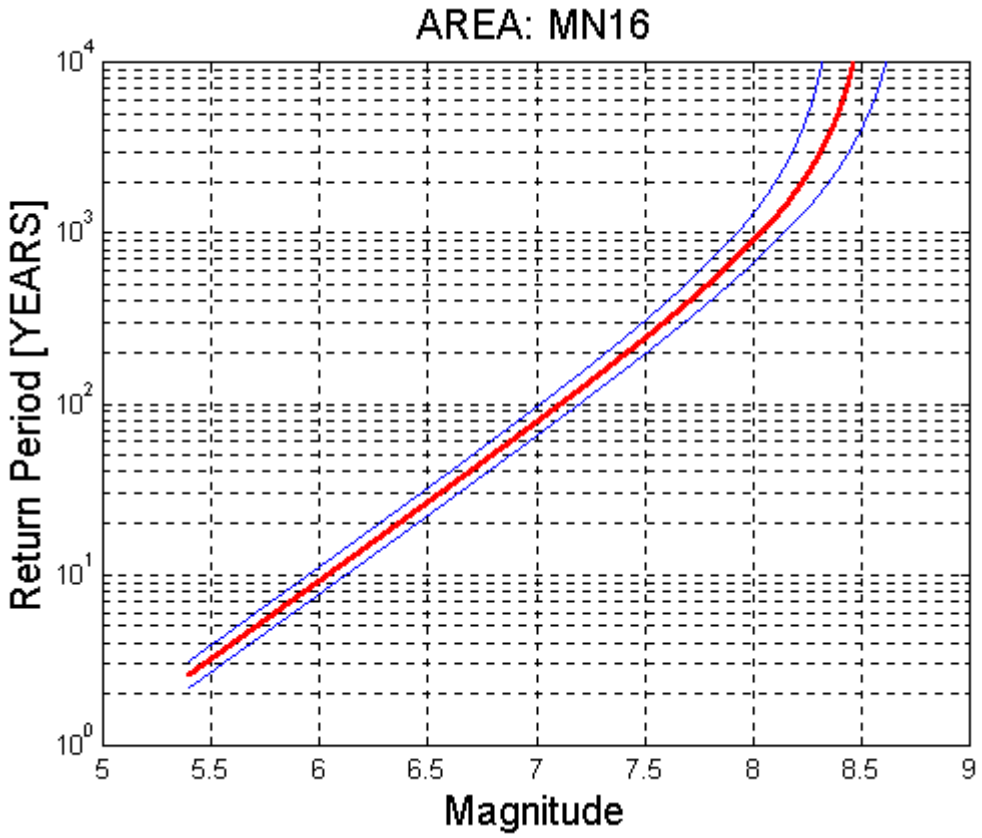
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



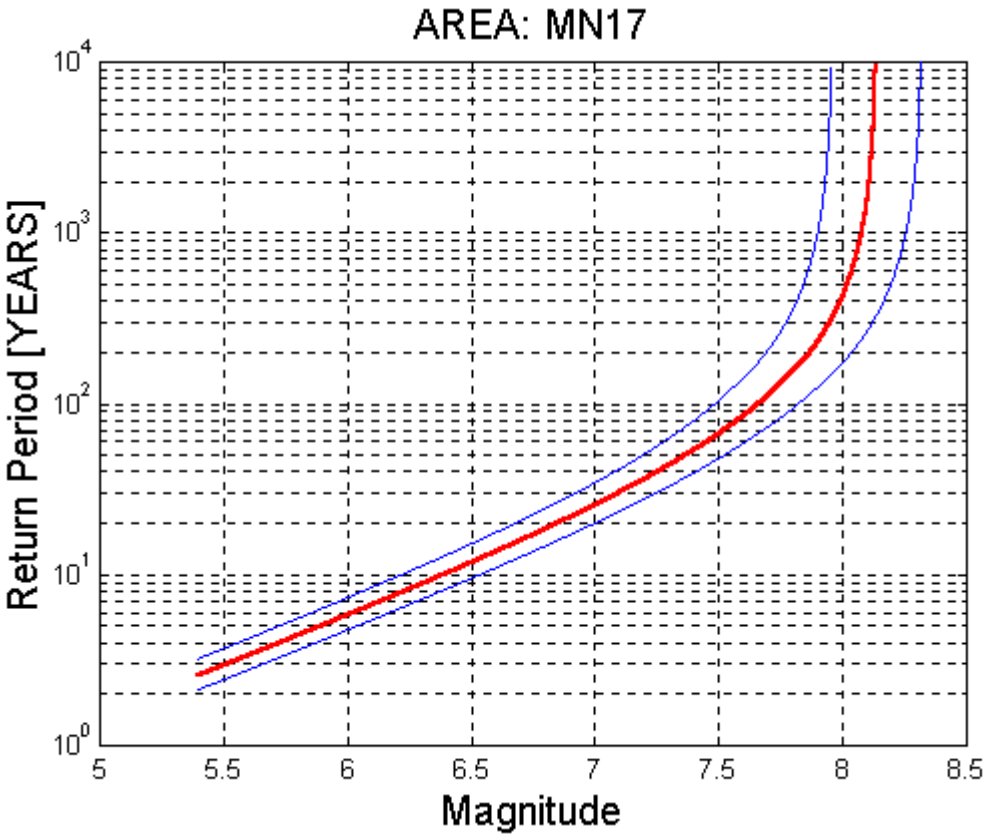
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



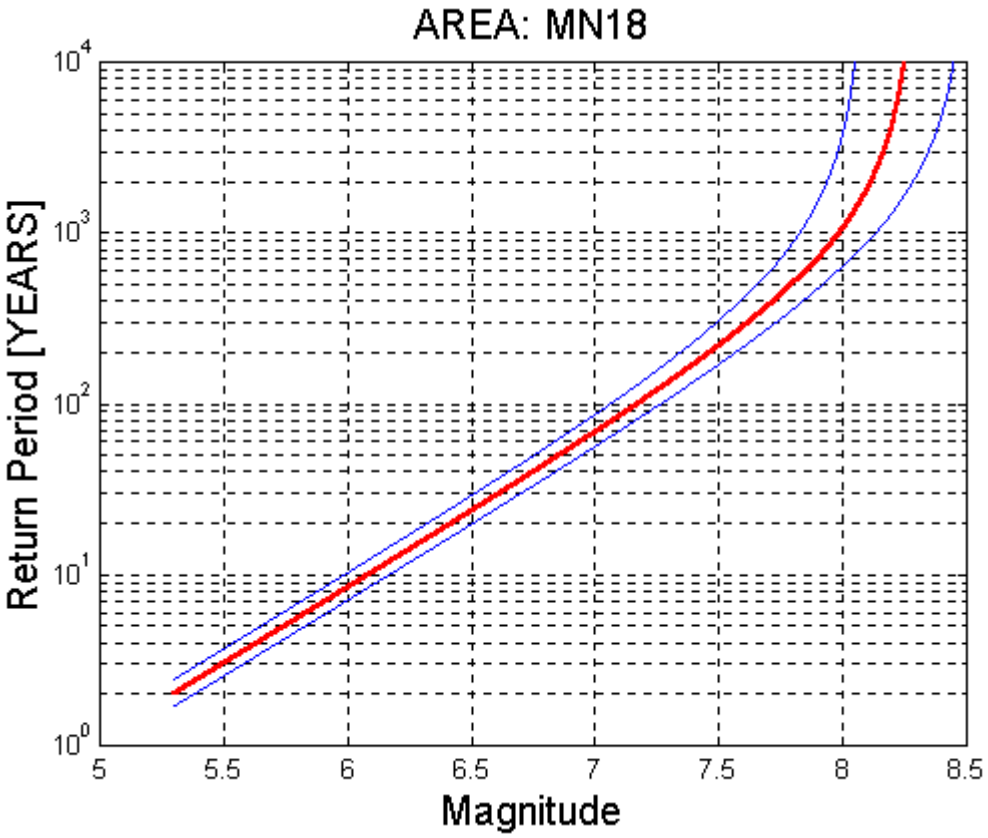
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



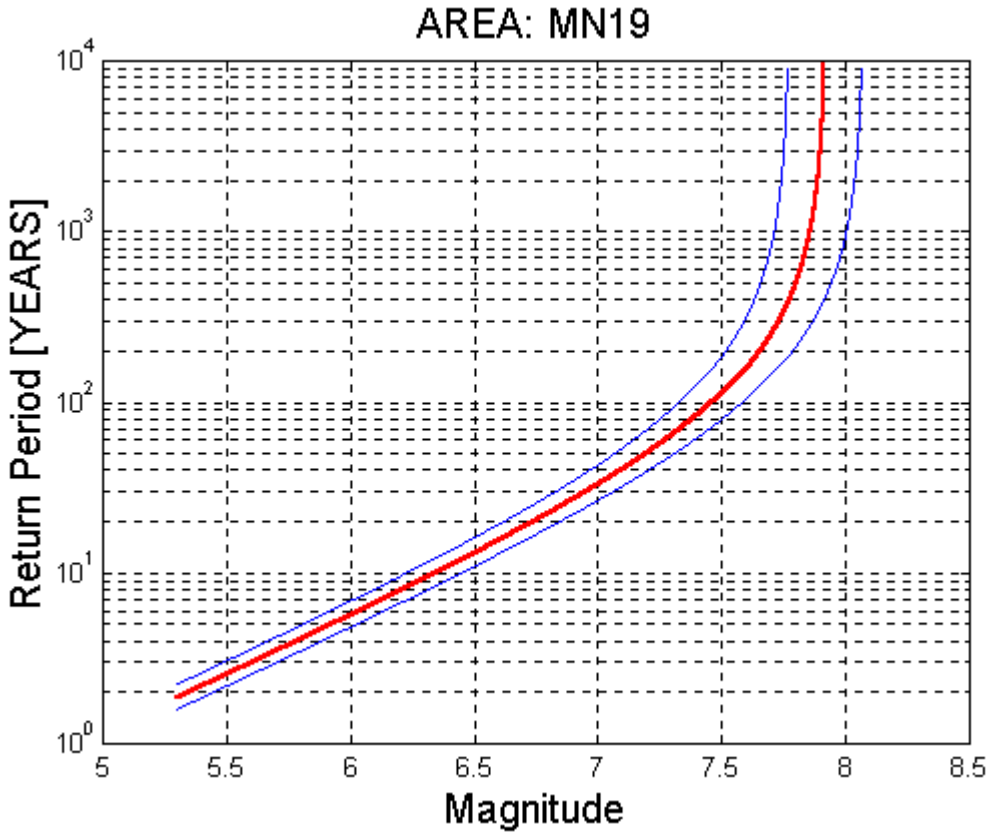
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



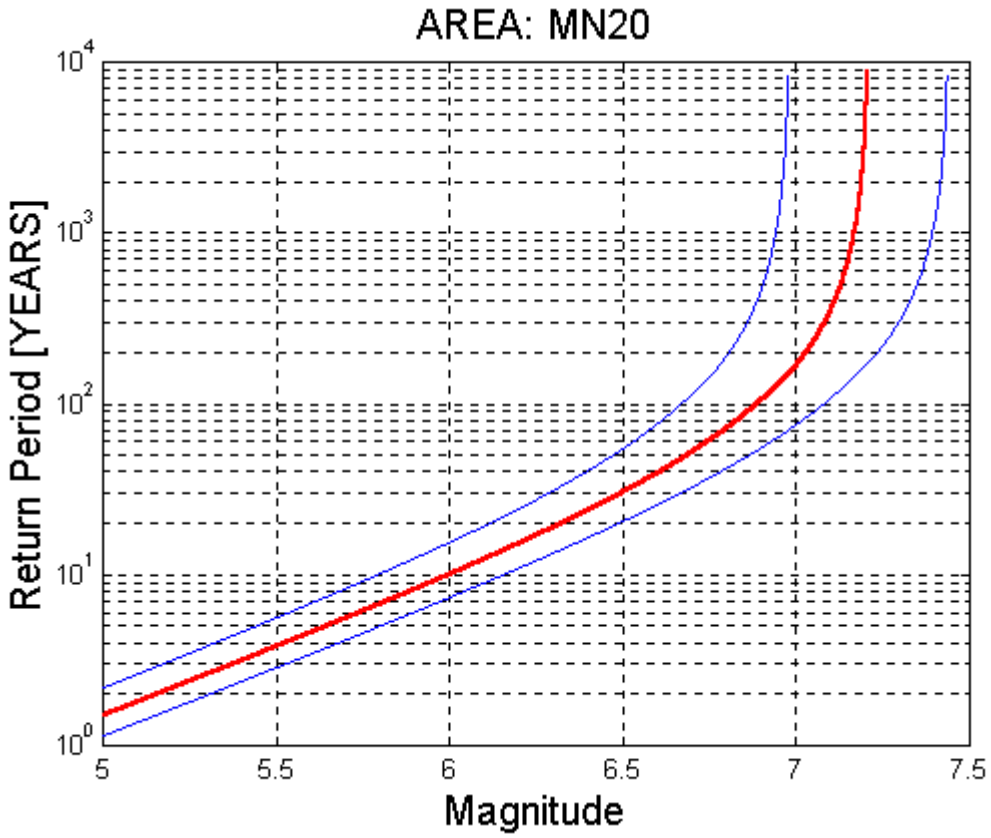
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



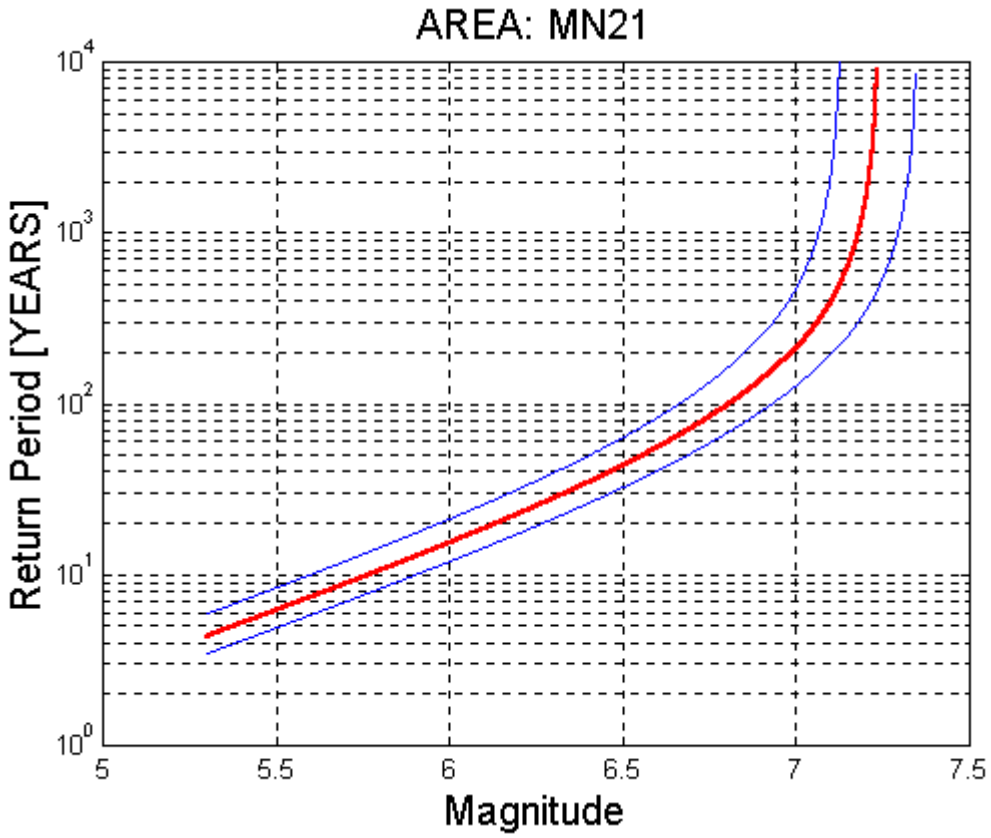
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



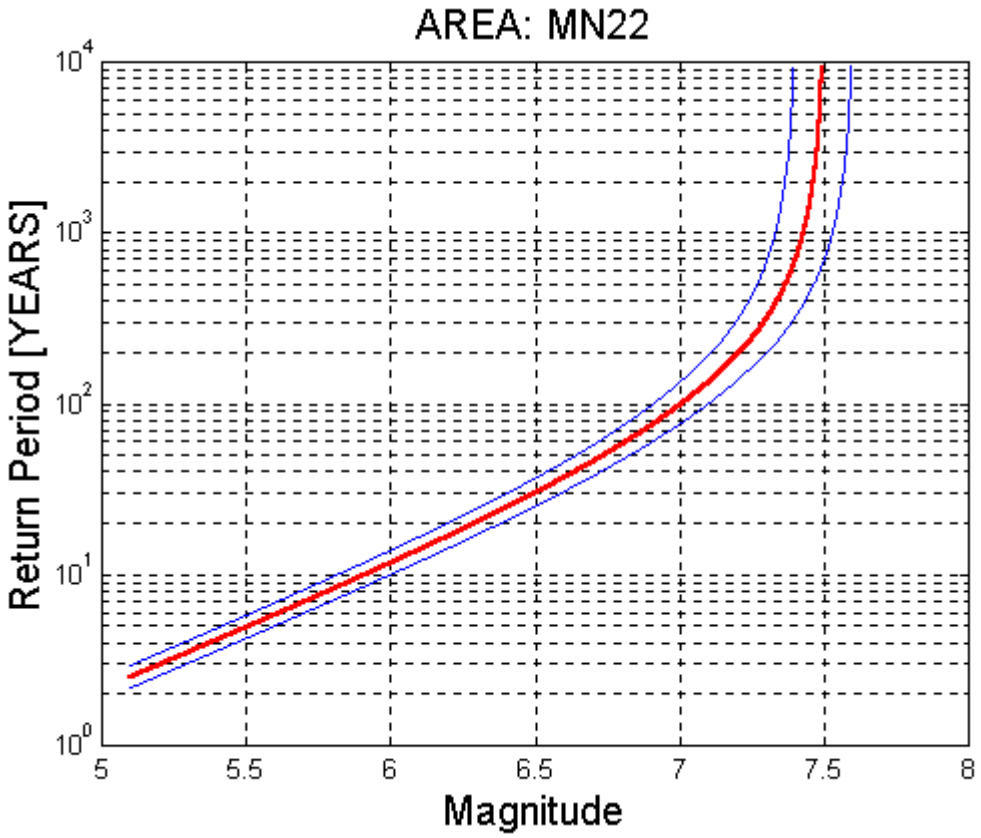
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



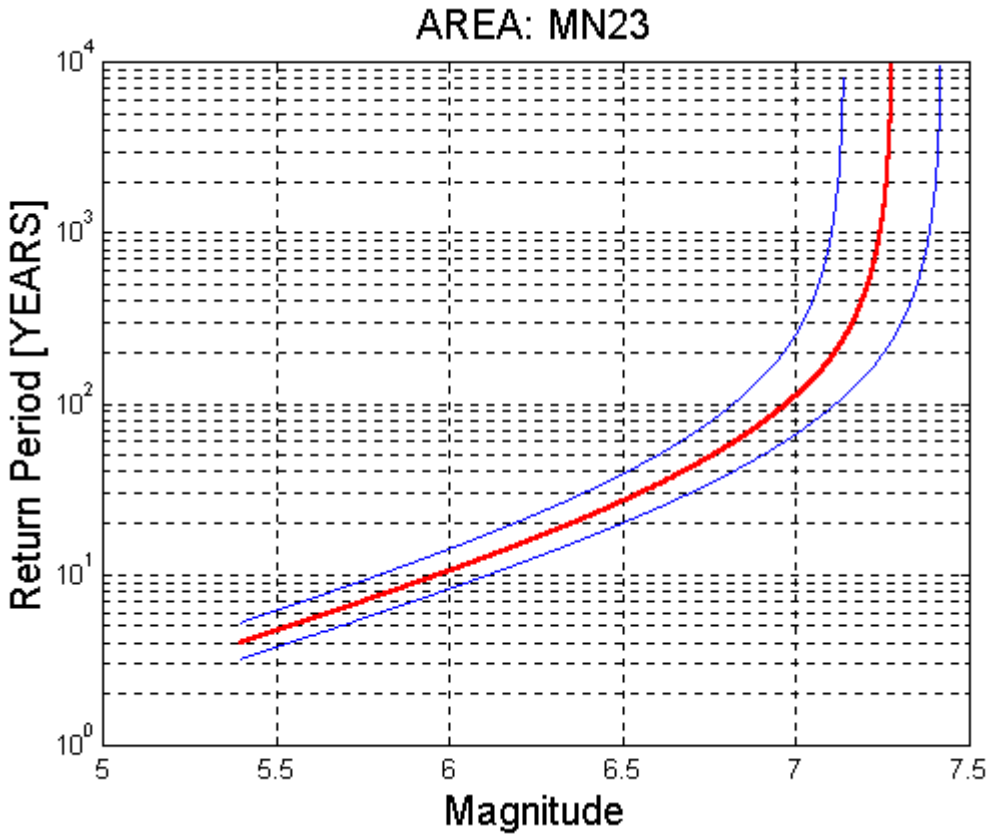
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



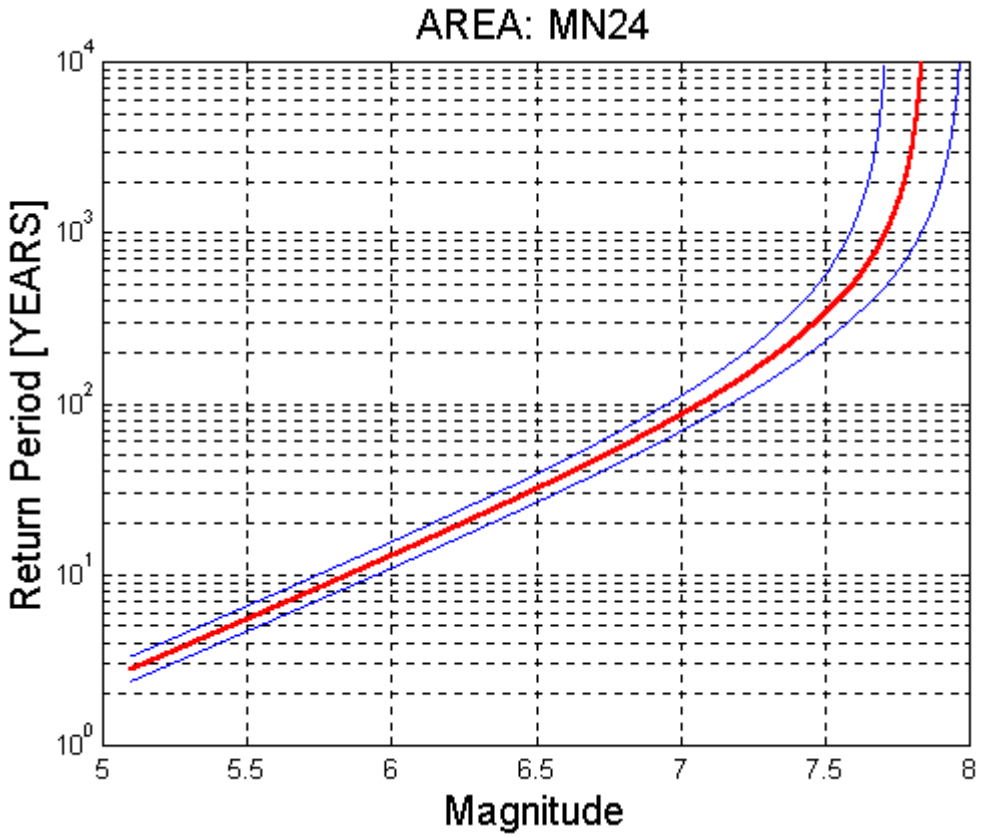
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



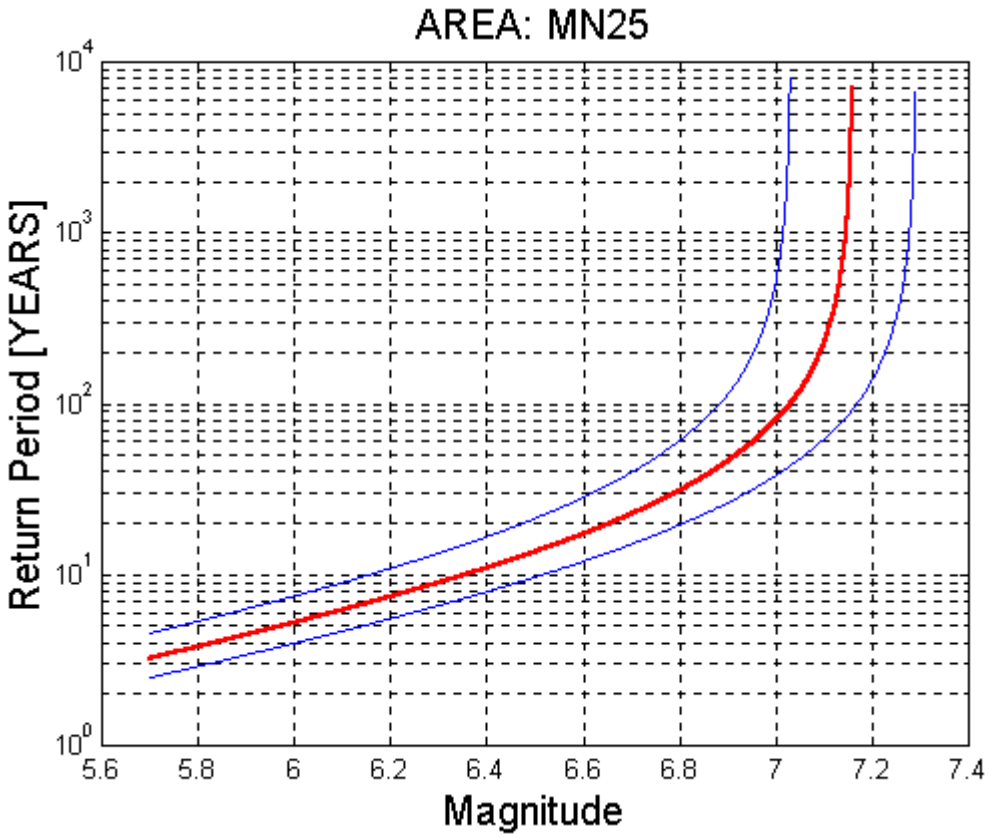
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



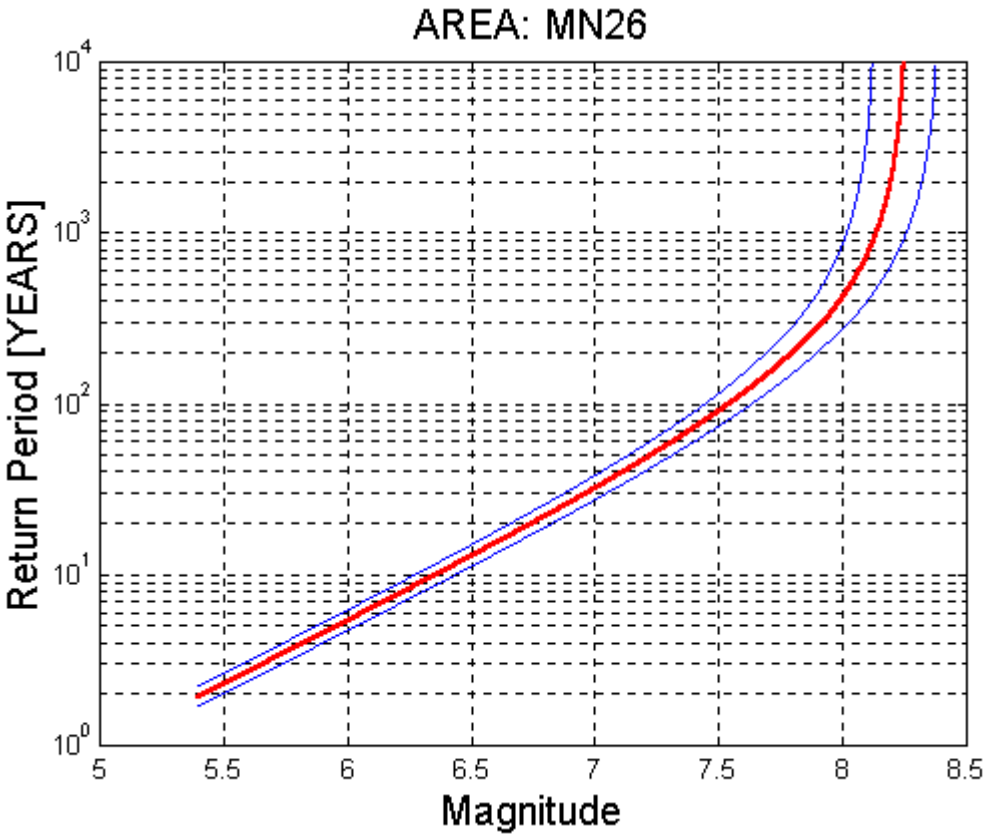
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



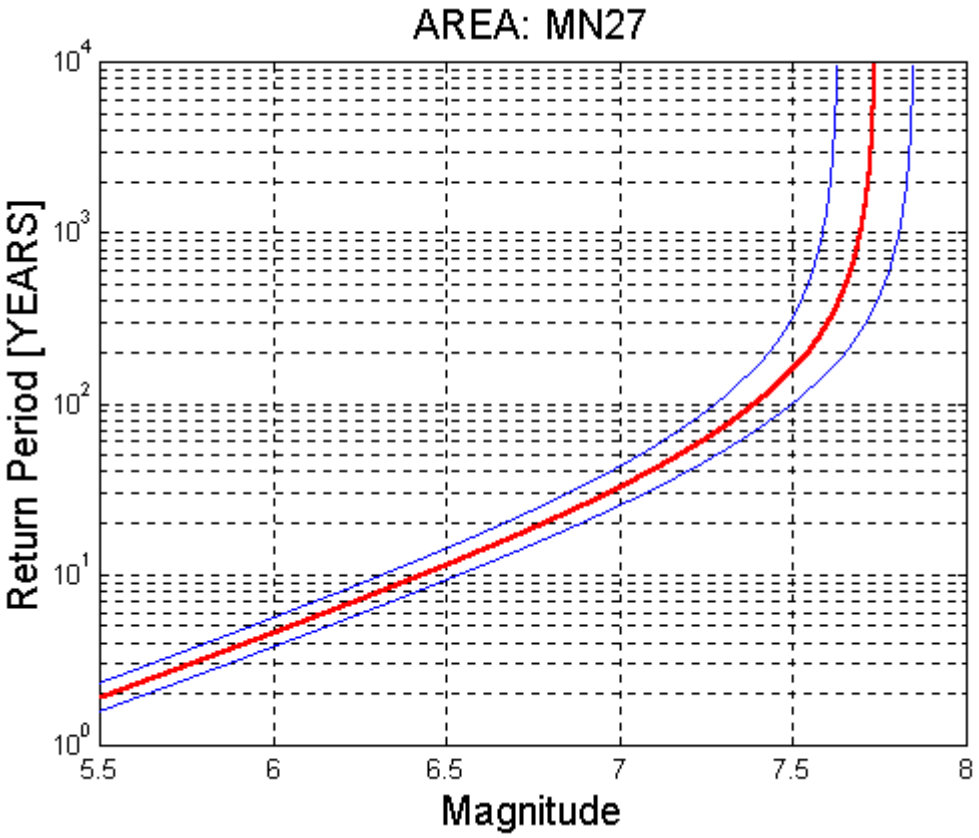
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



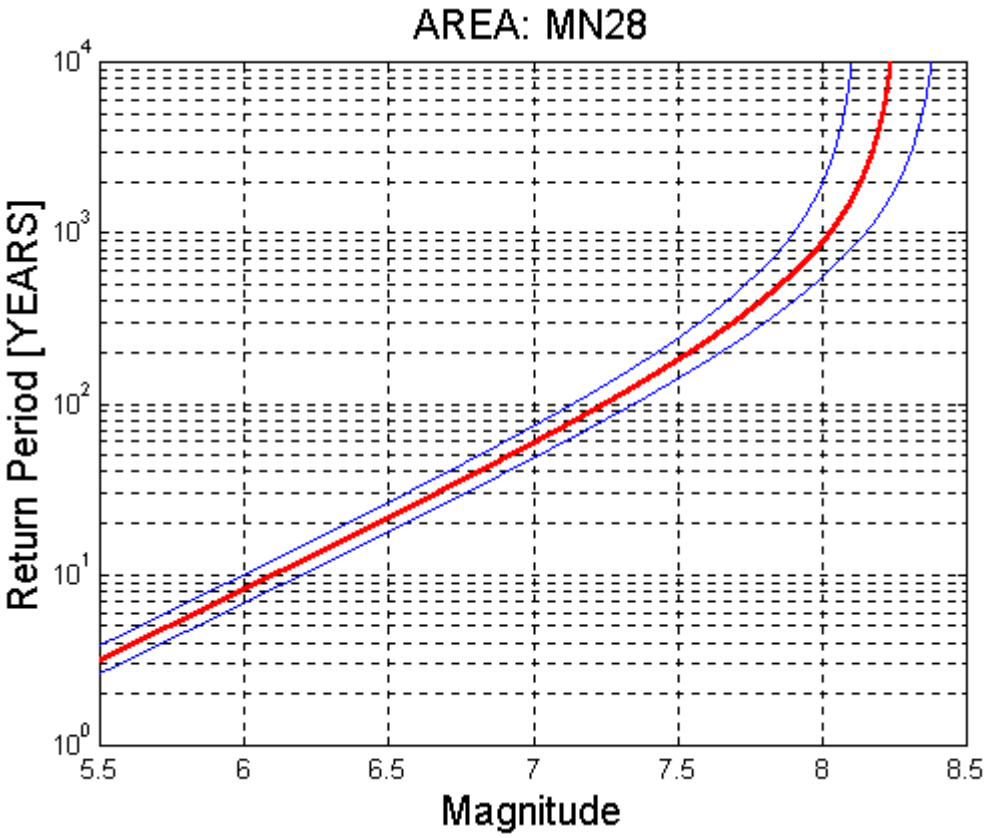
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



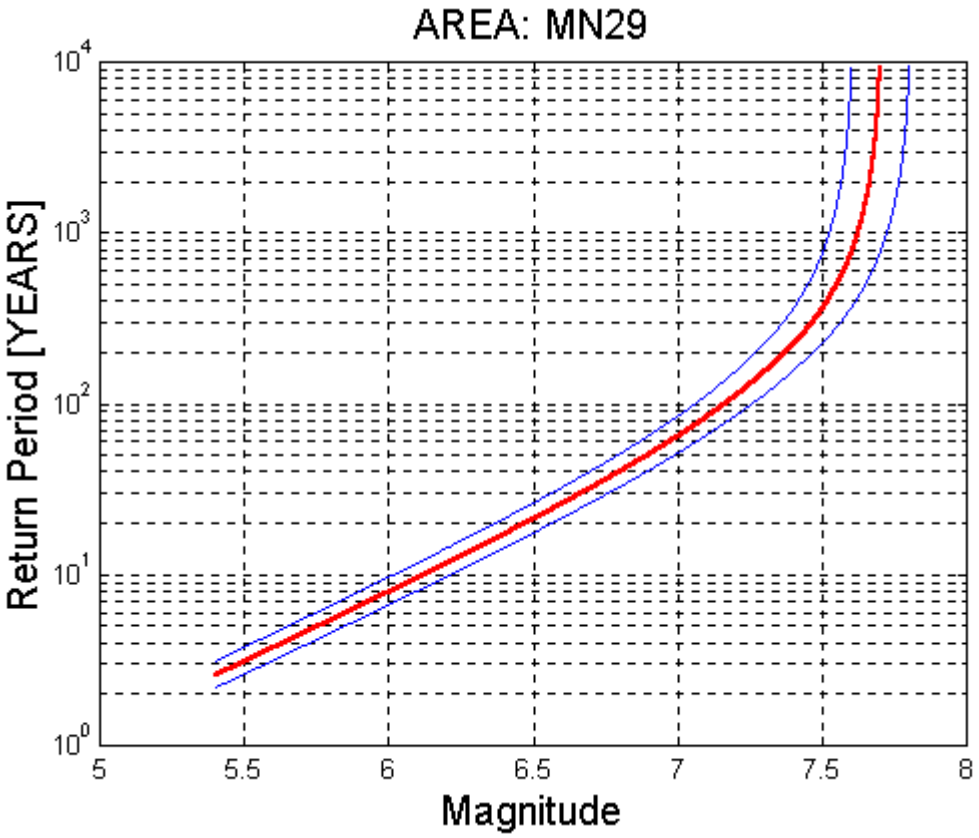
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



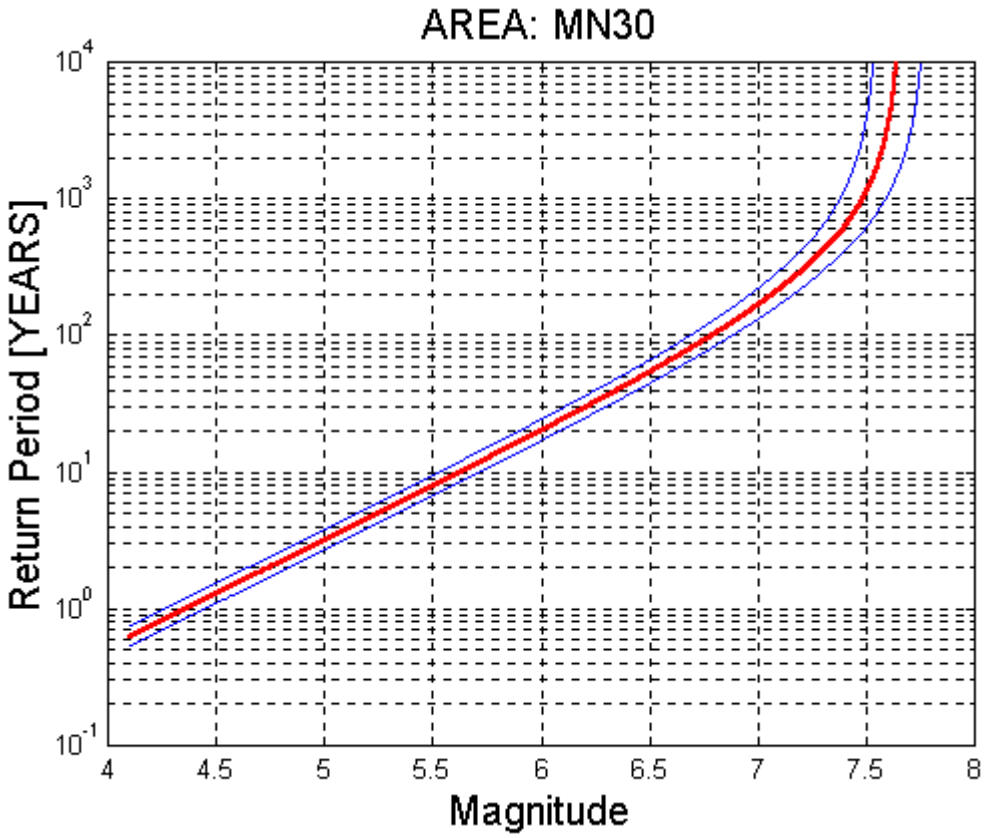
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



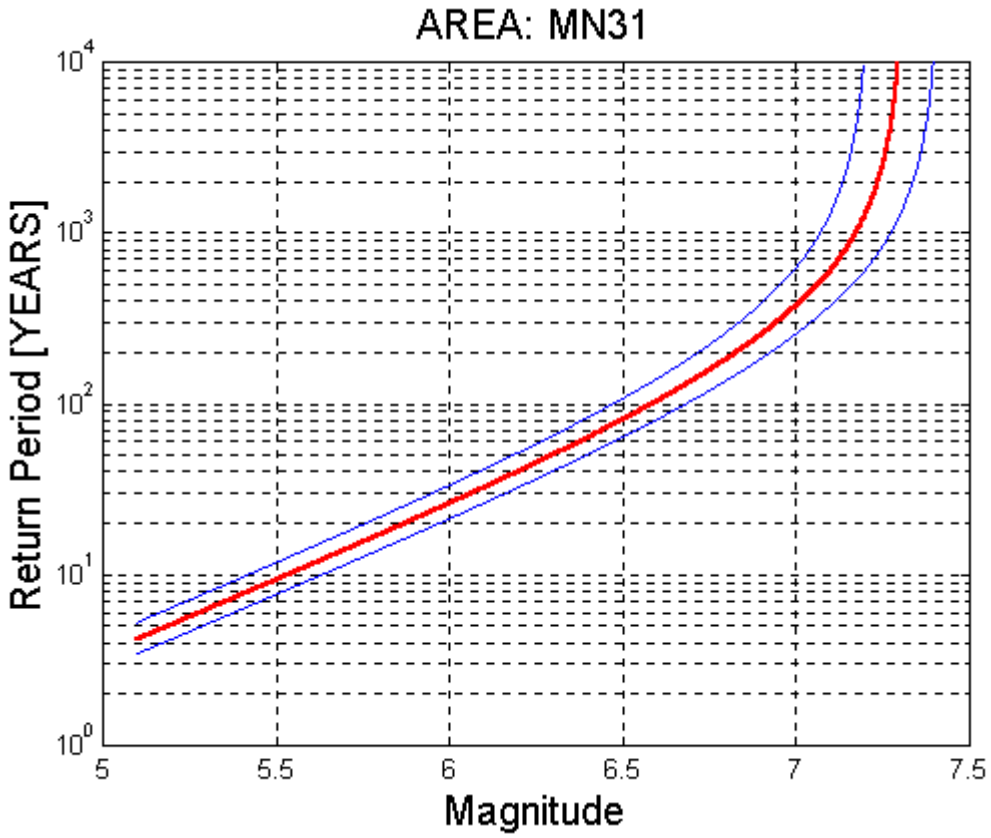
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



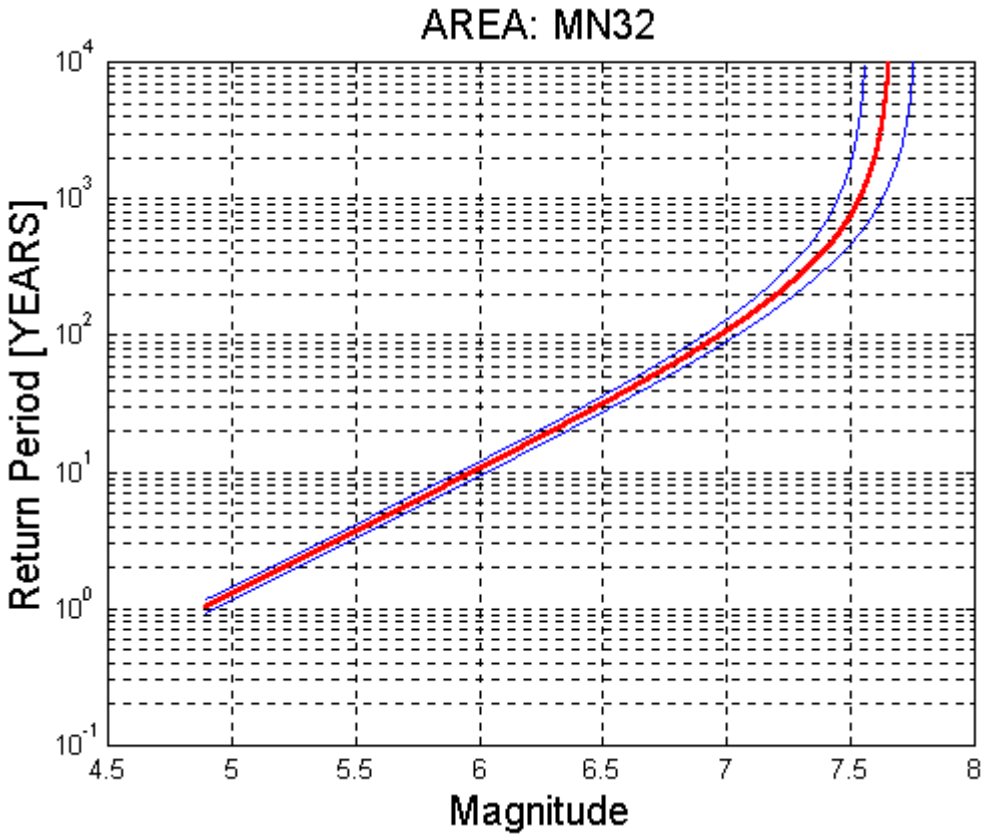
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



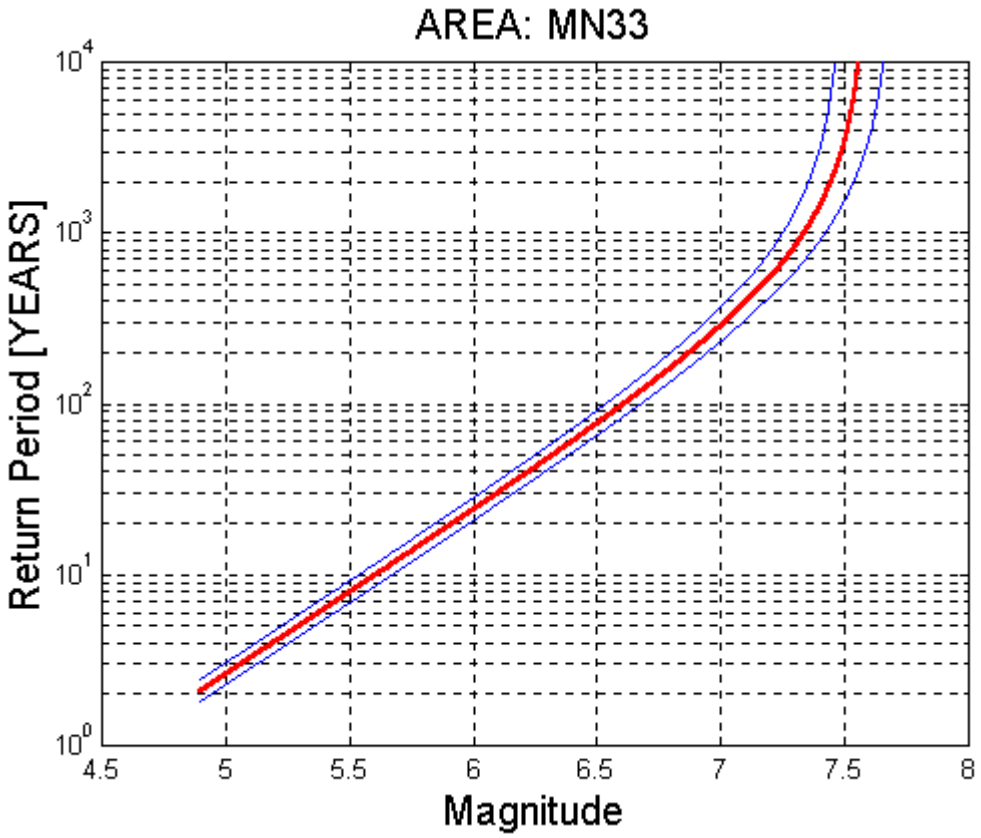
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



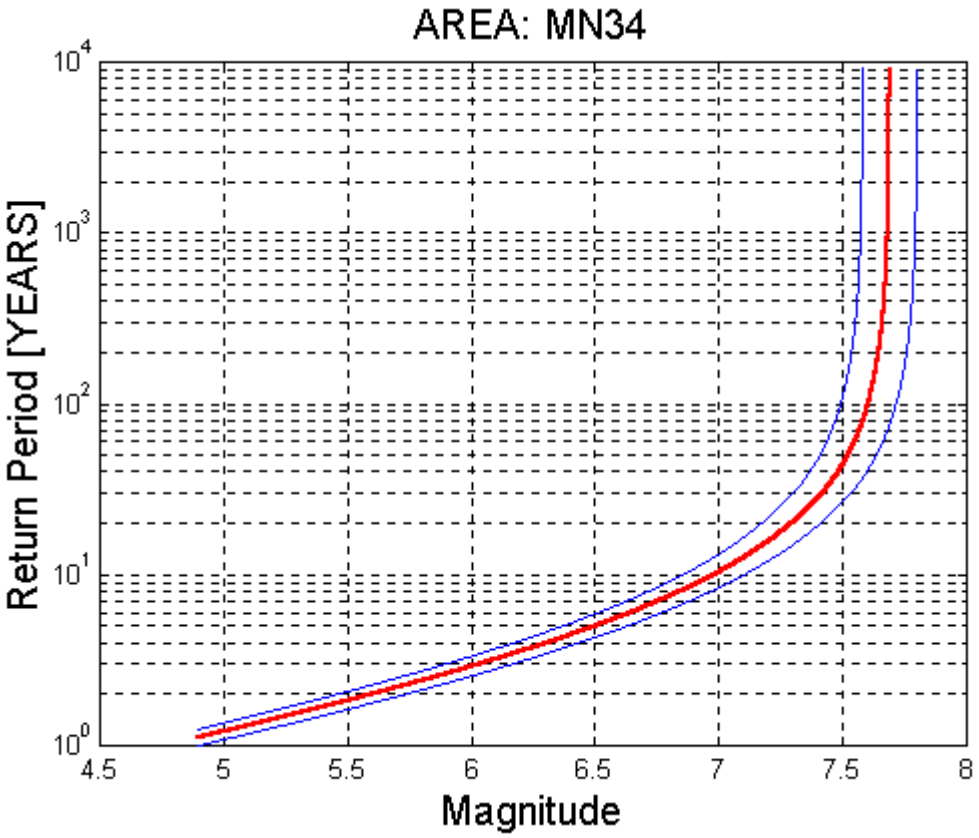
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



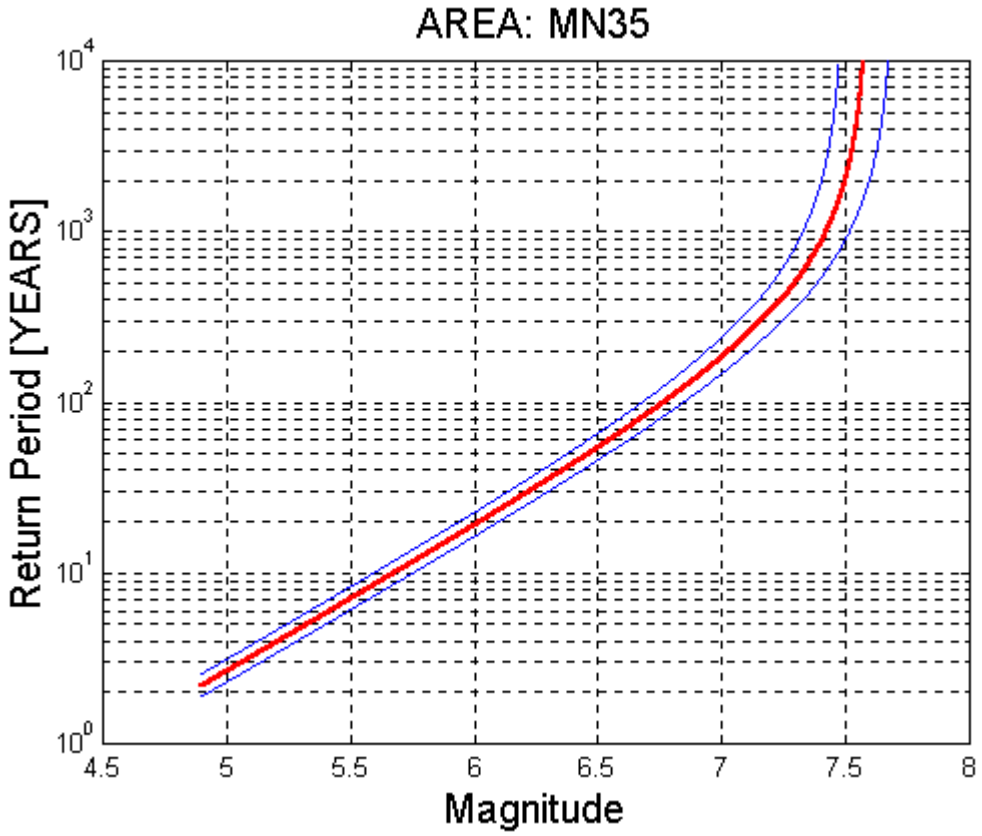
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



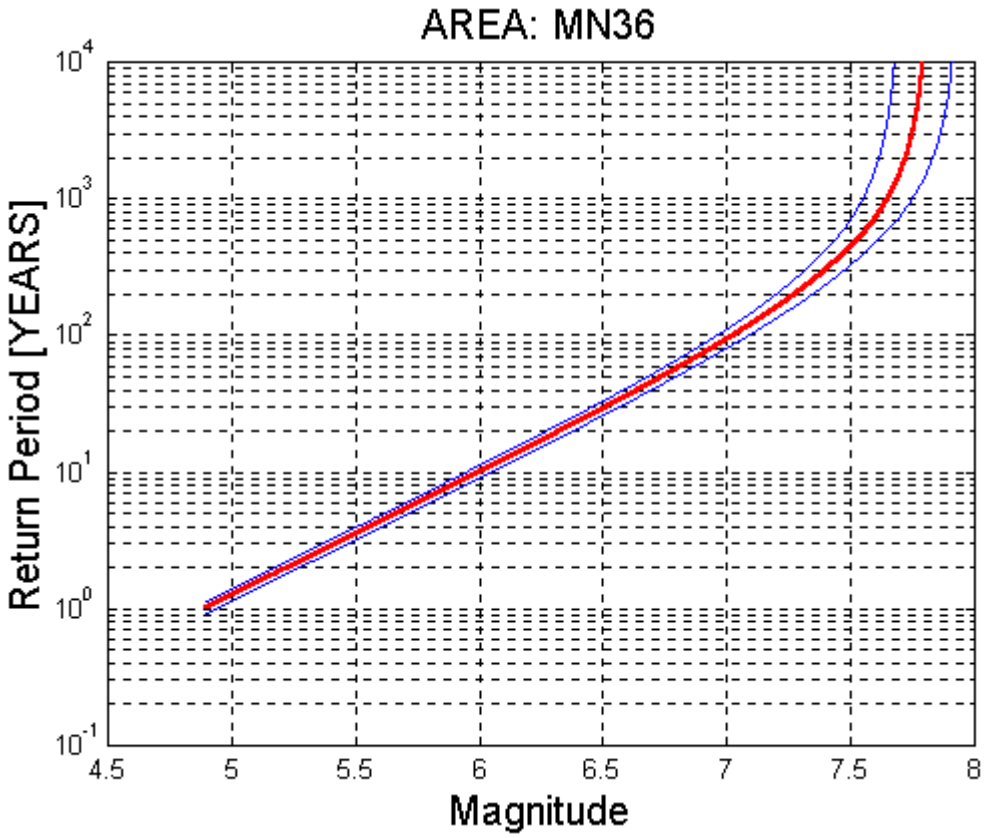
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



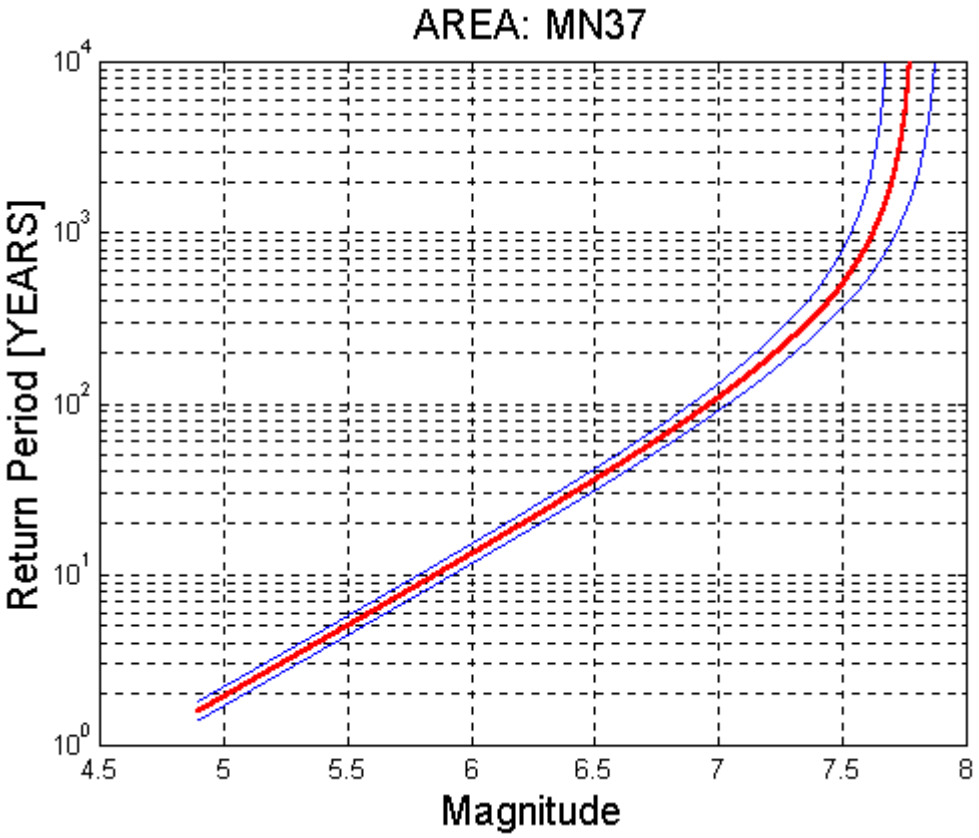
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



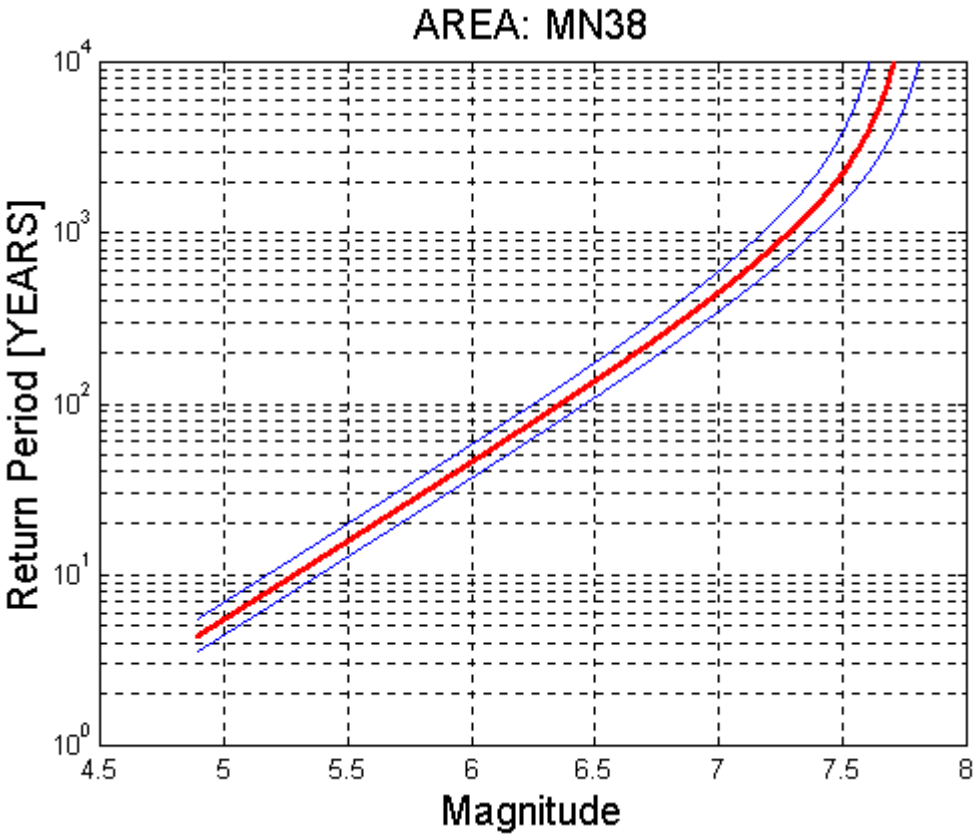
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



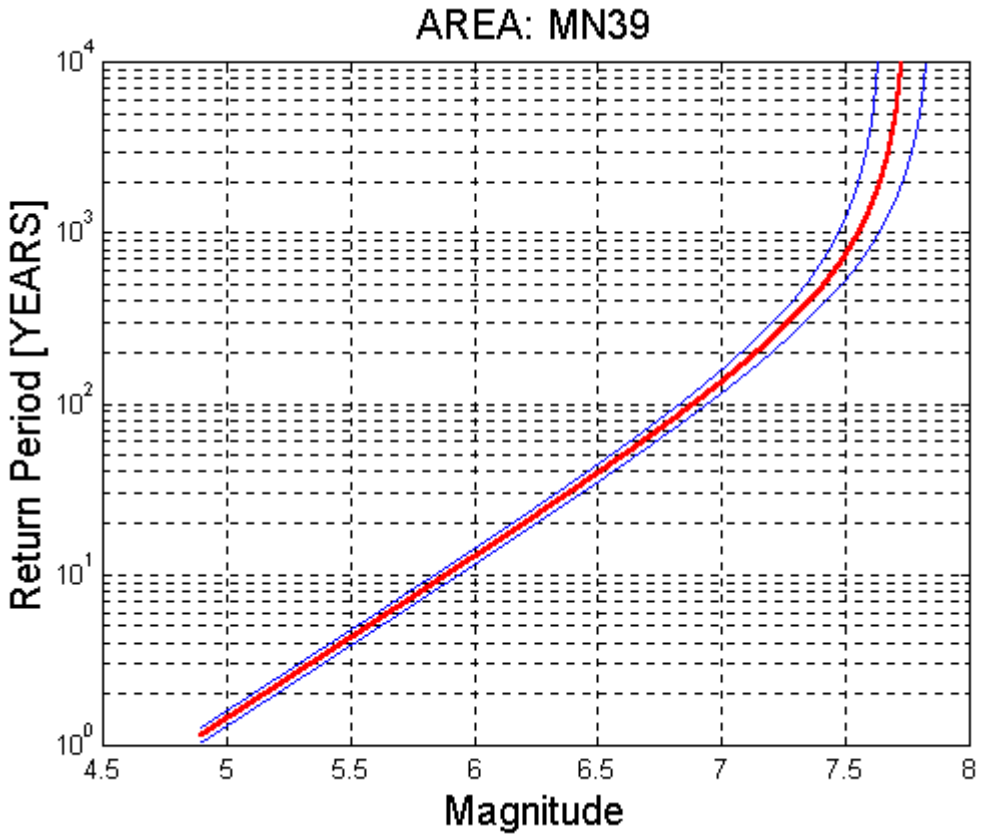
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης