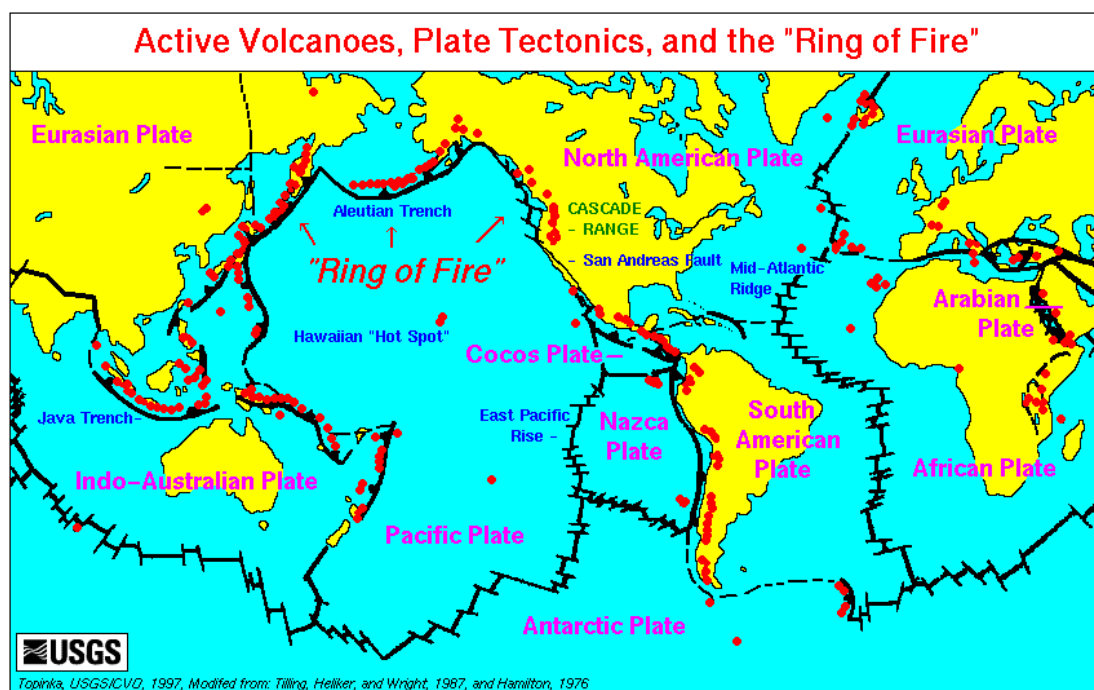


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΤΥΠΟΥ ΧΙΛΗΣ ΚΑΙ ΤΥΠΟΥ ΜΑΡΙΑΝΝΩΝ.



ΒΕΝΕΡΟΣ Στ. ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΑΕΜ: 4086

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2009

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	3
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ ΚΑΙ ΝΕΑ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	4
ΜΑΡΙΑΝΝΕΣ ΝΗΣΟΙ.....	14
ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΝΟΤΙΑΣ ΑΜΕΡΙΚΗΣ	17
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ.....	23
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΥΠΟΥ ΧΙΛΗΣ	26
ΣΧΗΜΑΤΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΑΜΕΡΙΚΗ	34
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΥΠΟΥ ΜΑΡΙΑΝΝΩΝ	58
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	64

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Σκοπός της εργασίας είναι ο υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας σε τεκτονικές δομές τύπου Μαριάννων και τύπου Χιλής.

Η γενική δομή της εργασίας χαρακτηρίζεται ουσιαστικά από πέντε τμήματα

- **Γεωγραφική κατανομή της σεισμικής δράσης και νέα παγκόσμια τεκτονική**
- **Μαριάννες νήσοι**
- **Σεισμοτεκτονικό πεδίο Ν.Αμερικής**
- **Σεισμικότητα**
- **Υπολογισμοί παραμέτρων σεισμικότητας και γραφική απεικόνιση αυτών**

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά, τον κύριο Θεόδωρο Μ. Τσάπανο, για την ουσιαστική και κατατοπιστική καθοδήγηση που μου πρόσφερε αβίαστα, όποτε του ζητήθηκε, αλλά και για την προσφορά λογισμικού με την βοήθεια κατανόησης αυτού, με το οποίο η εργασία ολοκληρώθηκε γρηγορότερα.

ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ ΚΑΙ ΝΕΑ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Ο **Montessus de Ballore (1924)** είναι ο πρώτος που επεσήμανε τη στενή σχέση που υπάρχει μεταξύ των σεισμών και της γεωμορφολογίας και γεωλογίας και συνέδεσε τη μεν ηπειρωτική σεισμική δράση με τα ψηλά βουνά, τη δε θαλάσσια σεισμική δράση με τις μεγάλες τάφρους. Συνεχίζοντας παραπέρα, έδειξε ότι αυτή η σεισμική δράση συνδέεται με τις πρόσφατες γεωλογικές δομές.

Παλαιομαγνητικές και άλλες γεωφυσικές και γεωλογικές έρευνες έδειξαν ότι κατά το ανώτερο παλαιοζωϊκό αιώνα υπήρχε μια μόνο ήπειρος στο βορρά που λεγόταν Λαυρασία και μία μόνο στο νότο η Γκοντβάνα. Η Λαυρασία αποτελούνταν από τις σημερινές ηπείρους Β. Αμερική, Ευρώπη και Ασία χωρίς την Ινδία. Την Γκοντβάνα αποτελούσαν η Ν. Αμερική, η Αφρική, η Μαδαγασκάρη, η Ινδία, η Αυστραλία και η Ανταρκτική. Αυτές οι δύο 'υπερήπειροι', η Λαυρασία και η Γκοντβάνα διασπάστηκαν περί τα μέσα του μεσοζωικού αιώνα και τα κομμάτια τους αποτέλεσαν τις σημερινές ηπείρους.

Έτσι γνωρίζουμε σήμερα ότι στο κατώτερο Ιουρασικό άρχισε η τμηματική διάνοιξη του βόρειου Ατλαντικού και ξεχώρισε σε πρώτη φάση η βόρεια Αμερική από την Αφρική και τη νότια Αμερική. Στο κατώτερο Κρητιδικό άρχισε η διαμόρφωση του νότιου Ατλαντικού ωκεανού. Στο ανώτερο Κρητιδικό ο βόρειος Ατλαντικός επεκτάθηκε και σχημάτισε τη θάλασσα του Λαμπραντόρ και το 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 την ίδια περίοδο. Πολύ αργότερα σχηματίστηκαν η Ερυθρά θάλασσα, ο κόλπος του Άντεν, ο κόλπος της Καλιφόρνιας 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.λπ) δεν παρουσιάζουν τυχαία γεωγραφική κατανομή. Πρόσφατα αναπτύχθηκε η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών που προσπάθησε να εξηγήσει σχεδόν όλα τα γεωδυναμικά φαινόμενα. Η νέα παγκόσμια τεκτονική αργότερα στηρίχτηκε στη θεωρία των λιθοσφαιρικών 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 τις τελευταίες δεκαετίες.

Παλιότερα οι επιστήμονες πίστευαν ότι οι κατακόρυφες κινήσεις είναι επικρατέστερες ενώ θεωρούσαν τις οριζόντιες κινήσεις ανύπαρκτες ή ότι γίνονται σε πολύ μικρή κλίμακα και μόνο σε ορισμένα ρήγματα ή κατά την πτύχωση των ιζημάτων.

Αυτό βέβαια ήταν λογικό να πιστεύεται, γιατί οι κατακόρυφες κινήσεις φαίνονται ή και μετριοούνται απευθείας ενώ αντίθετα οι οριζόντιες μόνο με έμμεσες μεθόδους είναι δυνατό να μετρηθούν.

Σήμερα ένας μεγάλος αριθμός επιστημόνων πιστεύει ότι οι οριζόντιες κινήσεις γιγαντιαίων τεμαχών, τα οποία ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες όπως προαναφέραμε, είναι τα κύρια αίτια για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων.

Η λιθόσφαιρα είναι ένα δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα πάχους 80 km περίπου, που καλύπτει ολόκληρη τη γη. Αυτή δεν είναι συνεχής αλλά χωρίζεται από τα δύο συστήματα διάρρηξης σε έναν αριθμό λιθοσφαιρικών πλακών οι οποίες πραγματοποιούν σχετικές κινήσεις μεταξύ τους, η ταχύτητα των οποίων μπορεί να φτάσει μέχρι τα 10cm/yr.

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 ασθενόσφαιρα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα. Αυτή είναι η κινηματική θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών που αποτελεί τη βάση της νέας παγκόσμιας τεκτονικής.

Η σεισμικότητα των περιοχών με σεισμούς βάθους και ενδιάμεσου βάθους αναπαριστάνει τα σχήματα των βυθιζόμενων τεμαχών της λιθόσφαιρας.

Το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης γίνονται στα δυο

προαναφερόμενα παγκόσμια συστήματα διάρρηξης. Οι σεισμοί γεννιούνται στις παρυφές των πλακών, οι δε πλουτώνιοι σεισμοί συμβαίνουν στις περιοχές των μεγάλων τάφρων όπου πραγματοποιείται η κατάδυση των λιθοσφαιρικών πλακών.

A) Ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης

Αυτό αποτελείται από δύο επιμέρους τμήματα. Την Περιειρηνική ζώνη και την Ευρασιατική- Μελανησιακή ζώνη. Η πρώτη ζώνη περιλαμβάνει όλες σχεδόν τις ακτές που περιβάλλουν τον Ειρηνικό ωκεανό. Ξεκινάει δηλαδή από τα Αλεούτια νησιά και την Αλάσκα και αφού διατρέξει όλες τις δυτικές ακτές της βόρειας, κεντρικής και νότιας Αμερικής περνάει απέναντι στις ανατολικές ακτές της Ασίας. Ξεκινώντας από την βόρεια Νέα Ζηλανδία και περνώντας από τις τάφρους των νησιών Νέες Εβρίδες και Νέα Βρετάνη, φθάνει στη Νέα Γουϊνέα και στις τάφρους της Ιάβας. Απο εκεί στρίβει προς βορρά και περνώντας από την τάφρο των Φιλιππίνων φθάνει στην Ιαπωνία όπου διακλαδίζεται. Ο ένας της κλάδος συνεχίζει την προς βορρά κατεύθυνση και φθάνει μέχρι την χερσόνησο Καμτσάτκα της Ρωσίας όπου λίγο πιο βορειανατολικά συνδέεται με το τόξο των Αλεούτιων νήσων Μπονίν και Μαριάννων.

Ο Ειρηνικός ωκεανός αποτελείται από δύο λεκάνες, τη βόρεια και τη νότια. Η βόρεια λεκάνη έχει βάθος πάνω από 5000m. Αυτή διασχίζεται από τους αυχένες πολλών από τα προαναφερθέντα νησιά και καταλήγει προς βορρά και δυτικά και μερικώς προς το νότο σε μεγάλες τάφρους με βάθος από 5000 έως 10.900m. Προς την ανατολή, ο πυθμένας της λεκάνης παρουσιάζει σε μεγάλη έκταση ελαφρά κλίση προς τα πάνω. Η

νότια λεκάνη είναι σαφώς μικρότερη απο τη βόρεια και παρουσιάζει παρόμοιες ιδιότητες με τη βόρεια. Ανατολικά, η λεκάνη αυτή ανυψώνεται ελαφρά και καταλήγει στο οροπέδιο του εξάρματος του Πάσχα **(Γαλανόπουλος 1960)**.

Η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια σ' όλες τις περιοχές γύρω απο τον Ειρηνικό ωκεανό αποτελεί το 77% του συνόλου της σεισμικής ενέργειας της γης.

Η Αμερικανική ήπειρος αποτελείται απο τη βόρεια τη νότια και την κεντρική Αμερική και περιλαμβάνει επίσης τις μικρές και τις μεγάλες Αντίλλες. Η βόρεια Αμερική περιλαμβάνει το Καναδά, το Μεξικό και την Αλάσκα. Συνδέεται υποθαλάσσια με την Ασία κοντά στον Αρκτικό κύκλο. Τον πυρήνα της βόρειας Αμερικής αποτελεί η Καναδική ασπίδα. Τη δυτική της πλευρά κατέχει η Τριτογενής οροσειρά Κορδιλλιέρα που εκτείνεται καθ' όλο το μήκος των Ειρηνικών ακτών της. Η Κεντρική Αμερική και το σύμπλεγμα των νησιών της Καραϊβικής αποτελούν υπολείμματα της ξηράς, που ένωνε παλιά τη βόρεια και τη νότια Αμερική και βυθίστηκε στις αρχές της Τριτογενούς περιόδου. Με τον τρόπο αυτό σχηματίστηκαν οι εγκατακρημνισιγενείς λεκάνες του Μεξικού και της Καραϊβικής. Η Ειρηνική πλευρά της νότιας Αμερικής διασχίζεται σε όλο το μήκος της απο την Τριτογενή σειρά των Άνδεων. Μετά την τελική πτύχωση της οροσειράς που έγινε στο Νεογενές, ακολούθησε σε μεγάλο βαθμό κατακερματισμός με άμεση συνέπεια την βύθιση της εσωτερικής πλευράς της οροσειράς των Άνδεων. Η σεισμικότητα των μεγάλων Αντιλλών είναι γενικά μεγαλύτερη απο αυτή της Καραϊβικής.

Στην ηπειρωτική πλάκα της Ασίας ανήκουν και όλα τα νησιωτικά συμπλέγματα του Μαλαϊκού και ανατολικοασια-

τικού αρχιπελάγους. Η βορειοασιατική μαζα που αποτελεί τον πυρήνα της ηπείρου ήταν κατά το παλαιογενές ενωμένη με το νησιωτικό κόσμο. Φαινόμενα κατακερματισμού της Τριτογενούς ορογένεσης έχουν παρατηρηθεί κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ασίας και τα κατακερματισμένα κομμάτια έχουν βυθιστεί στον Ειρηνικό. Οι αλυσίδες των νησιών της ανατολικής Ασίας αποτελούν τα μοναδικά μέρη ξηράς που απόμειναν μετά τις τριτογενείς πτυχώσεις, το διαμελισμό και τη βύθισή τους. Η Ιαπωνία αποτελεί ως προς την ένταση και τη συχνότητα των σεισμών της τη κύρια σεισμική περιοχή της γης. Από το κεντρικό νησί Χονσού μέχρι τη χερσόνησο Καμτσάτκα η σεισμική δράση φθάνει το 12% περίπου του ετήσιου συνόλου των επιφανειακών σεισμών όλης της γης. Το ποσοστό αυτό αντιστοιχεί στο 15% περίπου του συνόλου των επιφανειακών σεισμών, που συμβαίνουν σε ολόκληρη τη ζώνη του Ειρηνικού (Γαλανόπουλος 1960).

Η Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη αρχίζει δυτικά του Γιβραλτάρ και ακολουθώντας τις αλπικές πτυχώσεις, περνάει από τα Βαλκάνια και στη συνέχεια από τη Περσία, τα Ιμαλάια, τη Βιρμανία και ενώνεται με την περι-ειρηνική 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 μεσοωκεάνιων ράχων μπαίνει σα σφήνα στα ηπειρωτικά συστήματα διάρρηξης που υπάρχουν και από τις δύο πλευρές αυτής της σφήνας.

Η Ευρώπη είναι η νεότερη σε γεωλογική ηλικία από τις άλλες ηπείρους. Η εξέλιξή της έγινε σε τέσσερα στάδια και ανάλογα με το χρόνο της κάθε φάσης εξέλιξης, οι γεωλόγοι ονομάζουν τα διάφορα τμήματα της Ευρώπης, Αρχαιοευρώπη,

Παλαιοευρώπη, Μεσοευρώπη και Νεοευρώπη.Οι αλπικές πτυχώσεις δεσπόζουν στις περιοχές της Ευρώπης με έντονη σεισμικότητα.

Η Αφρική αποτελεί παλιά τεκτονική περιοχή.Τα περιφερειακά ρήγματα της Αφρικής σχηματίστηκαν σε διάφορες γεωλογικές περιόδους.Στο βορειοδυτικό τμήμα της ηπείρου βρίσκεται η Τριτογενής οροσειρά του Άτλαντα.Αυτή η ρηξιγενής περιοχή εντάσσεται στην Ευρασιατική- Μελανησιακή ζώνη.

Σ' όλο το τμήμα της νότιας Ασίας, εκτός των χερσονήσων του Δεκάν και της Αραβίας, μέχρι τα νησιά της θάλασσας της Σούνδας κυριαρχούν Τριτογενείς οροσειρές που ανήκουν στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης.Μεγάλα τμήματα αυτών των οροσειρών διαλύθηκαν μετά τη τελική τους πτύχωση σε σύμπλεγμα τεμαχίων.

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

Τα νησιωτικά τόξα αποτελούν ένα από τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης και παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον από τεκτονικής πλευράς. Συνήθως έχουν σχήμα τόξου κύκλου και αποτελούνται από δύο κύρια συγκεντρικά μέρη.Το εξωτερικό μέρος ονομάζεται ιζηματογενές τόξο και αποτελείται από μια σειρά ιζηματογενών νησιών ή βουνών.Στο κοίλο μέρος του τόξου βρίσκεται θαλάσσια λεκάνη μικρού βάθους, ενώ στο κυρτό μέρος υπάρχει βαθιά ωκεάνια τάφρος.Το εσωτερικό μέρος του τόξου λέγε-

ται ηφαιστειακό τόξο και αποτελείται από μια σειρά ανδεσιτικών ηφαιστείων, ηφαιστειογενών νησιών, ή βουνών.

Οι εστίες των σεισμών βάθους κατανέμονται πάνω σ' ένα τμήμα μιας σχεδόν κωνικής επιφάνειας, της οποίας η κορυφή βρίσκεται κάτω από το εσωτερικό μέρος του τόξου και παρουσιάζει η επιφάνεια αυτή κλίση από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου. Οι ανωμαλίες βαρύτητας είναι κατά κανόνα θετικές στο εσωτερικό μέρος των τόξων και αρνητικές στο εξωτερικό τους μέρος. Η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της γης είναι συνήθως μικρή ($1\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{sec}$) στο μέρος της ωκεάνιας τάφρου (εξωτερικό μέρος του τόξου), ενώ πάνω στο τόξο η ροή θερμότητας είναι σχετικά μεγάλη ($2-3\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{sec}$).

B) Οι μεσο- ωκεάνιες ράχες

Ένα σύστημα υποβρυχίων εξάρσεων του υποθαλάσσιου φλοιού αποτελεί τη ζώνη διάρρηξης των μεσο-ωκεάνιων ράχων. Γεωφυσικές έρευνες έδειξαν ότι τα υποθαλάσσια αυτά βουνά φθάνουν μέχρι και 3000m ύψος. Το σύστημα αυτών των ζωνών διάρρηξης διασχίζει τον ατλαντικό ωκεανό από βορρά προς νότο σε μορφή S (μεσο- ατλαντική ράχη). Στο νότιο τμήμα 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, φθάνει στην Αραβική θάλασσα και ενώνεται στο 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 μεσο-ωκεάνιων ράχων αποτελούν τμήματα του υποθαλάσσιου πυθμένα. 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 μεσο-ωκεάνιες ράχες τέμνονται σε διάφορα μέρη από ρήγματα, τα οποία είναι κάθετα προς τις διευθύνσεις των κυρίων αξόνων των ράχων και λέγονται ρήγματα μετασχηματισμού.

Η υπο μορφή S μεσοατλαντική ράχη χωρίζει τον ωκεανό σε δύο λεκάνες. Η ανατολική αποτελείται από τη βόρεια και νότια Αφρικάνικη λεκάνη και από τη λεκάνη του ακρωτηρίου της Καλής Ελπίδας. Η δυτική, που είναι και η βαθύτερη αποτελείται από τη λεκάνη της Αργεντινής, της Βραζιλίας και τη βόρεια Αμερικανική λεκάνη. Ο Ισλανδικός αυχένas που διασχίζει τον Ατλαντικό ωκεανό είναι υπόλειμμα λωρίδας ξηράς που κατά την Τριτογενή περίοδο προεκτείνονταν από τη Σκωτία μέχρι την ανατολική Γροιλανδία.

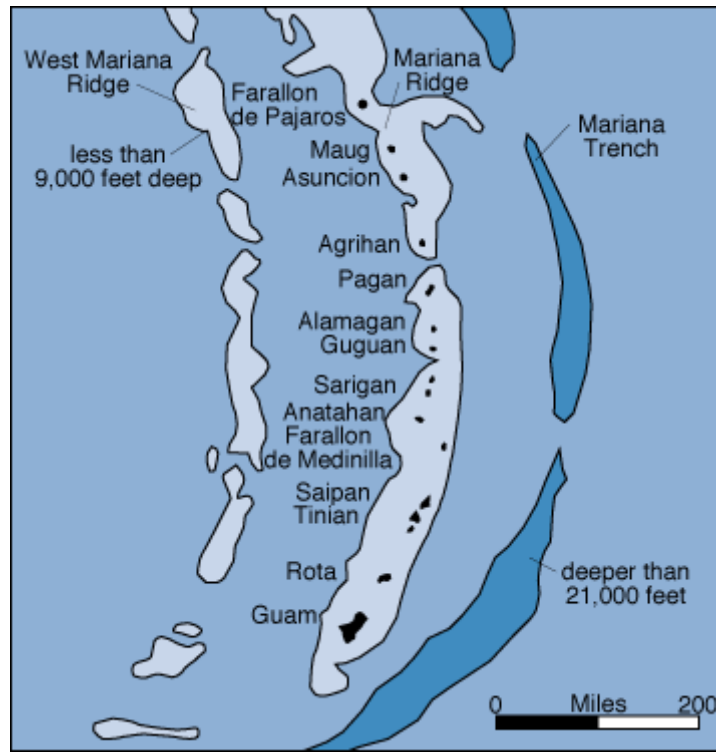
Το ανατολικό μισό τμήμα της Ινδικής λεκάνης σχηματίστηκε κατά την Ιουρασική περίοδο όταν κατακρημνίστηκε η Γκοντβάνα. Τη σημερινή μορφή της η λεκάνη του Ινδικού ωκεανού την πήρε μεταξύ του Μεσοζωϊκού αιώνα και των αρχών της Τριτογενούς περιόδου. Η λεκάνη αυτή ανυψώνεται προς το βορρά ελαφρά και καταλήγει στον Αραβικό κόλπο και στον κόλπο της Βεγγάλης. Προς το νότο φθάνει με ελαφρά κλίση μέχρι τον κόλπο της νότιας Αυστραλίας.

Τα πετρώματα των μεσο-ωκεάνιων ράχων αποτελούνται από ολιβίνη και βασάλτη, τα περισσότερα δε από αυτά αποτελούνται από λάβες. Οι κορυφές των ράχων χαρακτηρίζονται

από έλλειψη ιζημάτων, η κορυφή δε της μεσοατλαντικής ράχης χαρακτηρίζεται από ενεργή ηφαιστειακή δράση. Η γήινη ροή θερμότητας είναι μεγάλη στις ράχες και ελαττώνεται όσο απομακρυνόμαστε από αυτές. Το πεδίο βαρύτητας δεν εμφανίζει αξιόλογη διατάραξη, ενώ το μαγνητικό πεδίο εμφανίζει χαρακτηριστικές ιδιότητες. Στις ράχες εμφανίζονται μόνο επιφανειακοί σεισμοί, τα επίκεντρα των οποίων βρίσκονται σχεδόν αποκλειστικά στους κυρίους άξονες των ράχων και στα ρήγματα μετασχηματισμού.

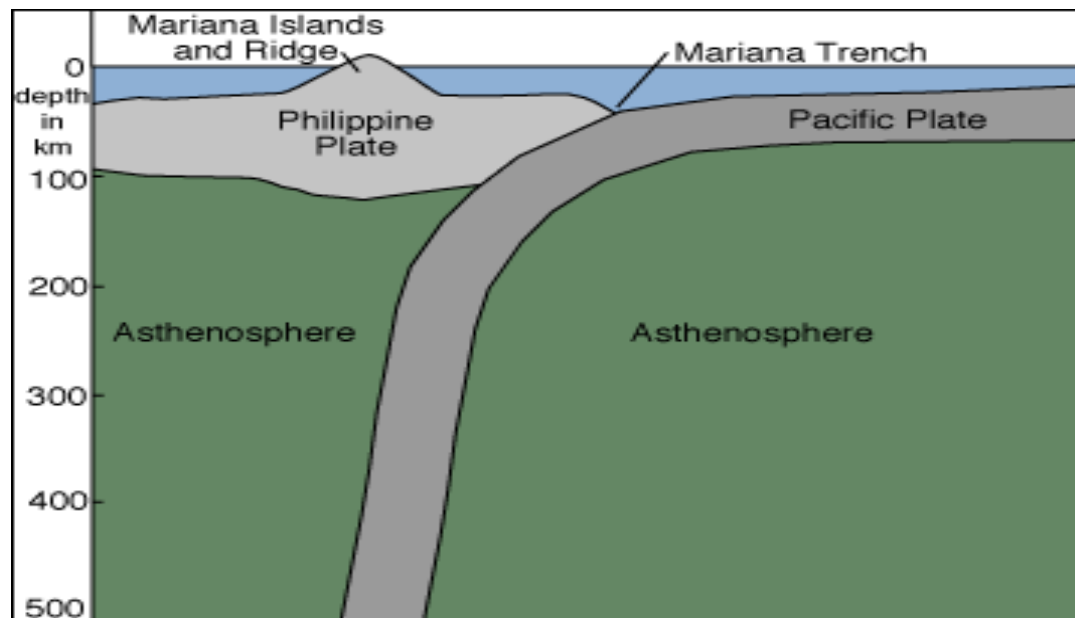
Οι αρχές της νέας παγκόσμιας τεκτονικής βρίσκουν μεγάλη εφαρμογή στον τομέα της Σεισμολογίας. Με αυτήν εξηγείται σημαντικός αριθμός παρατηρήσεων της σεισμολογίας. Υπάρχουν όμως ορισμένες παρατηρήσεις όπως είναι η σεισμική δράση στο Καναδά, ή στη Βαλτική ασπίδα οι οποίες δε μπορεί προς το παρόν να ερμηνευθούν με τη νέα παγκόσμια τεκτονική.

MARIANNEΣ ΝΗΣΟΙ

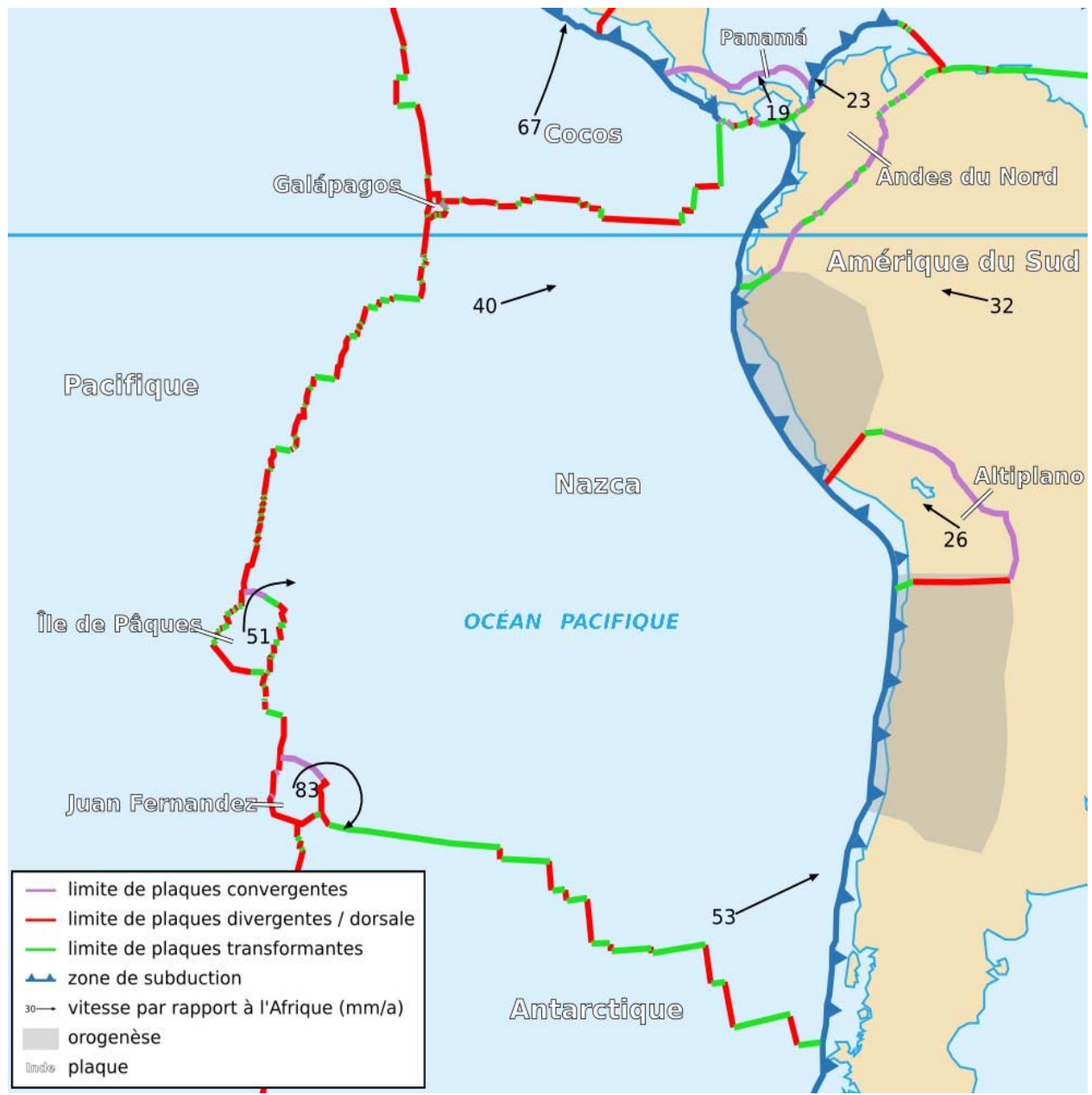


Το τόξο των Μαριάννων νήσων εκτείνεται περίπου από τις 12 μοίρες έως τις 20 μοίρες βόρειο γεωγραφικό πλάτος. Το Γκουάμ είναι το μεγαλύτερο νησί και ένα από τα νοτιότερα του νησιωτικού συγκροτήματος. Σε μια πρόσφατη δημοσίευση ο **Hess (1948)** είχε συζητήσει για την υποβρύχια τοπογραφία και τα δομικά χαρακτηριστικά στη συγκεκριμένη περιοχή. Οι τοποθεσίες των μεγαλύτερων σεισμών στη περιοχή είναι

αρκετά έγκειρες ειδικότερα τα χρόνια τα οποία έχουμε εκτεταμένα δεδομένα διαθέσιμα από Ιαπωνικούς σταθμούς. Η μεγαλύτερη δραστηριότητα βρίσκεται σε ένα ενδιάμεσο εστιακό βάθος, όπου συνεπώς έχουν ερευνηθεί μόνο ρηχοί σεισμοί. Το τόξο συμπεριλαμβάνει την ενεργή περιοχή του Γκουάμ, όπου μόνο λίγοι αντιπροσωπευτικοί σεισμοί έχουν προστεθεί σε αυτούς που χρειάζεται για την στατιστική καταγραφή. Τα μακροσεισμικά δεδομένα υπάρχουν κυρίως για το Γκουάμ για το οποίο ο **(Repetti 1939)** είχε δημοσιεύσει ένα μακρύ κατάλογο των αντιληπτών από τον άνθρωπο σεισμών. Το (Α) χαρακτηριστικό φαίνεται από τα ωκεανογραφικά σκάφη συμπεριλαμβανομένου και του Nero Deep. Το (Β) χαρακτηριστικό φαίνεται από τους ρηχούς σεισμούς μεταξύ του νησιωτικού τόξου και των βαθύτερων σημείων και ενισχύεται παραπάνω από τις αρνητικές ανωμαλίες που εμφανίζονται σ' ένα κύριο προφίλ από το Meinesz καθώς προσεγγίζει το Γκουάμ. Το (C) χαρακτηριστικό είναι καλά ανεπτυγμένο για τους πολλούς απ' τους ρηχούς σεισμούς που βρίσκονται σε βάθος που προσεγγίζει τα 60 km. Όπως στη νότια Αμερική και στις νέες Εβρίδες. Το (D) χαρακτηριστικό φαίνεται από τους αληθινούς χρόνου καταγεγραμμένους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους που ακολουθούν τη γραμμή των νησιών, όπου εκεί υπάρχουν ενεργά ηφαίστεια **(Tanakadate 1940)**. Οι σεισμοί είναι σε μια αξιοσημείωτη ακτίνα βάθους που βρίσκεται ανάμεσα από τα νησιά D, E, F, που εμφανίζονται να είναι σχεδόν ταυτόσημα. Στα βόρεια νησιά όπου η ηφαιστειότητα είναι μεγαλύτερη, οι ενδιάμεσοι σεισμοί φτάνουν τα 200 km. Κοντά σε αυτούς υπάρχουν και δυο σεισμοί βαθύτεροι των 500 km. Στα βορειοδυτικά από τα βορειότερα νησιά του νησιωτικού τόξου υπάρχουν αρκετοί σεισμοί με βάθος κοντά στα 300 και 400 km.



ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΝΟΤΙΑΣ ΑΜΕΡΙΚΗΣ



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 κάτω από τη πλάκα της νοτίου Αμερικής (**Sua' rez et al., 1990**). Η σχετική ταχύτητα των δύο πλακών είναι περίπου 9.3cm/yr (**Casaverde and Vargas, 1984**). Κύριο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η υψηλή σεισμικότητα που εκδηλώνεται με την εμφάνιση μεγάλων σεισμών όπως αυτόν της Χιλής το 1960 με Ms=8.5 που σύμφωνα με τον **Kanamori (1977)** είναι ο μεγαλύτερος του παρόντα αιώνα. Άλλο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι το ηφαιστεικό τόξο, που διατρέχει κατά μήκος των Άνδεων την ενδοχώρα. Σε ορισμένες όμως περιοχές παρατηρείται απουσία της ηφαιστειότητας, που οφείλεται κατά κύριο λόγο στην πολύ μικρή γωνία κλίσης της βυθιζόμενης πλάκας, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η τήξη του υλικού και η άνοδός του στην επιφάνεια (**Barazangi and Isacks, 1979**). Τα μεγέθη και οι περίοδοι επανάληψης μεγάλων σεισμών (100-150) χρόνια δείχνουν ότι περισσότερο από το 90% της σχετικής κίνησης της πλάκας κάθετα στη τάφρο εκλύεται σεισμικά (**Kelleher 1972, Prince and Scheweller 1978, Stein et al 1986, Tsapanos and Christova 2000**), ενώ ένα τμήμα της ηπειρωτικής παραμόρφωσης, ειδικά κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου μπορεί να είναι ασεισμική, (**Dewey and Lamb 1992**).

Η σεισμική δραστηριότητα στη Χιλή κατανέμεται σε κάθε σημείο της ζώνης βύθισης, από την επιφάνεια μέχρι βάθους περίπου 180 χιλιομέτρων. Η ζώνη βύθισης είναι μια πολύπλοκη ζώνη ρηγμάτων όπου η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας κατά μήκος της καταβύθισης μεταβάλλεται (**Shedlock 1993**). Η κλίση

της ζώνης Benioff ποικίλει, από σχεδόν οριζόντια μέχρι 45 μοίρες, (**Dewey and Lamb, 1992**).

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

Από την χωρική κατανομή επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών οι **Barazangi and Isacks (1979)**, προσδιόρισαν ότι η κλίση της βυθιζόμενης πλάκας Νάζκα κάτω από το βόρειο και κεντρικό Περού είναι περίπου 10 μοίρες, ενώ στο νότιο Περού προσδιόρισαν ότι η κλίση της ζώνης Benioff είναι περίπου 30 μοίρες. Η μετάβαση αυτή από μικρή σε πιο απότομη κλίση εμφανίζεται κατά μήκος της διείδυσης μέσα στην ήπειρο της ράχης Νάζκα. 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 τη δυτική πλάκα του Ειρηνικού ηλικίας περίπου 100 εκατομμυρίων χρόνων, με αποτέλεσμα οι βαρυτικές δυνάμεις να μην μπορούν να δράσουν παρασύροντας τη βυθιζόμενη πλάκα σε μεγαλύτερο βάθος και μεγαλύτερη κλίση βύθισης σε σχέση με τις πλάκες μεγαλύτερης ηλικίας, με συνέπεια να ακολουθεί την κάτω επιφάνεια της υπερκείμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

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

των τεμαχών, είναι η πλάγια καταβύθιση των υποθαλάσσιων ασεισμικών ράχων, που τέμνουν την τάφρο κοντά στο τέλος της μικρής γωνίας κλίσης ζώνης Benioff. Ο **Von Huene και οι συνεργάτες του (1977)**, μελετώντας την τεκτονική επίδραση της καταδυόμενης ράχης Χουάν Φερνάντεθ, συμπέραναν ότι η ράχη παραμορφώνει τον λεπτό φλοιό του ηπειρωτικού 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 ράχων ως ασεισμικών αμφισβητείται από τον **Spence και τους συνεργάτες (1999)**, μετά το σεισμό του 1996 ($M_s=7.3$), που συνέβη στη ράξη Νάζκα, προτείνοντας την προσεχτική εξέταση των θεωρούμενων ασεισμικών ράχων, ως προς τη δυνατότητα γένεσης μεγάλων σεισμών όχι μόνο για τη συγκεκριμένη ράξη, αλλά και για άλλες παρόμοιες της περι-Ειρηνικής ζώνης.

Εκτός της παραπάνω θεώρησης της Νάζκα, ως μια κατατμημένης πλάκας με γωνίες κλίσης, που ποικίλουν από 10 μέχρι περίπου 30 μοίρες, μεταξύ των ράχων Νάζκα και Χουάν Φερνάντεθ, υπάρχουν ερευνητές (**Shacks 1977;, James 1978, Hasegawa and Sacks 1981**), που υποστηρίζουν ότι ένα χαρακτηριστικό της καταδυόμενης πλάκας είναι η απλή και ομοιόμορφη δομή της κατά μήκος της παράταξης του τόξου, όπου δεν παρατηρείται κατάτμηση της πλάκας σε μικρότερα τμήματα, και η γωνία βύθισής της είναι περίπου 30 μοίρες.

Από τη 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 μοίρες μέχρι το βάθος των 100 km, ενώ πέρα από το βάθος αυτό η κλίση της είναι υπο- οριζόντια, μικρότερη από 15 μοίρες.

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 μοιρών μέχρι το βάθος των 100- 150km, ενώ ακολουθεί μια οριζόντια τροχιά 500km, από την τάφρο μέχρι το εσωτερικό της ηπείρου, που στη συνέχεια εμφανίζεται να κάμπτεται και να συνεχίζεται η καταβύθισή της σε μεγαλύτερα βάθη και σε μεγαλύτερη γωνία. Η βύθιση της πλάκας που συμβαίνει σε μεγαλύτερο βάθος και με μεγαλύτερη γωνία κλίσης πιστεύεται ότι αποτελεί μια παλαιο-κατάδυση (**Hey, 1977**) της πλάκας Φάλλαρον. Ο **Fuenzalida και οι συνεργάτες του (1992)**, παρατήρησαν ότι στη περιοχή της κεντρικής Χιλής δεν παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα πέραν των 150 km και απέδωσαν αυτή την 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 ερμηνευθεί ως αποτέλεσμα της μερικής τήξης της βυθιζόμενης πλάκας (**Hanus and Vanek, 1984**).

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

Επίσης η απουσία σεισμών ενδιάμεσου βάθους στον βόρειο Ισημερινό μπορεί να αποδοθεί στην σχεδόν οριζόντια γωνία βύθισης της καταδυόμενης πλάκας, ενώ αντίθετα η παρουσία σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή της Κολομβίας και της δυτικής Βενεζουέλας οφείλεται στην κατάδυση της πλάκας Νάζκα, από τη πλευρά του Ειρηνικού ωκεανού και στην κατάδυση της Καραϊβικής πλάκας στα ανατολικά (**Malave and Suarez, 1995**).

Η περιοχή της κεντρικής Αμερικής βρίσκεται μεταξύ της βόρειας και νότιας Αμερικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Στα ανατολικά της βρίσκεται η Καραϊβική πλάκα ενώ στα δυτικά της υπάρχει η πλάκα Κόκος και το βορειότερο τμήμα της πλάκας Νάζκα. Επιφανειακοί σεισμοί εμφανίζονται κατά μήκος της τάφρου του Μεξικού και της κεντρικής Αμερικής. Στον Παναμά το μεγαλύτερο πλήθος των σεισμών συγκεντρώνεται στα σύνορα με τη Κολομβία και την Κόστα Ρίκα. Το τμήμα αυτό, Κολομβία-Παναμάς-Κόστα Ρίκα, αποτελεί μια ζώνη μετάβασης μεταξύ της κεντρικής και νότιας Αμερικής.

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Μπορούμε να φανταστούμε τη σεισμικότητα μιας περιοχής ως μια ποσότητα της οποίας η τιμή είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που συμβαίνουν σ' αυτή και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών αυτών.

Συνήθως θεωρούμε ότι η σεισμικότητα μεταβάλλεται μόνο χωρικά και ότι η χρονική μεταβολή της σεισμικότητας σε έναν τόπο είναι τυχαία. Στην περίπτωση αυτή η σεισμικότητα θεωρείται χρονικώς ανεξάρτητη και υπολογίζεται με μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση ότι η σεισμικότητα σε έναν τόπο εξαρτάται από τις τεκτονικές δυνάμεις που ασκούνται σε έναν τόπο (ταχύτητα λιθοσφαιρικής κίνησης κλπ), αλλά η αναμενόμενη σεισμικότητα δεν εξαρτάται από το μέγεθος και το χρόνο γένεσης των προηγούμενων σεισμών στον τόπο αυτόν. Έτσι, με τα μοντέλα αυτά υπολογίζεται μόνο η μέση σεισμικότητα σε κάθε τόπο και συνεπώς η χωρική κατανομή της μέσης σεισμικότητας.

Εφαρμόζονται όμως και μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση ότι υπάρχει χρονική μεταβολή της σεισμικότητας σ' έναν τόπο σύμφωνα με ορισμένο νόμο και συνεπώς η αναμενόμενη μελλοντική σεισμικότητα εξαρτάται κι από το μέγεθος και το χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών. Αυτή ονομάζεται χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα.

Όσον αφορά για τη **χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα**, ο ποσοτικός καθορισμός της σεισμικότητας μιας περιοχής παρουσιάζει εξαιρετικό ενδιαφέρον γιατί ο σεισμικός κίνδυνος της περιοχής εξαρτάται προφανώς από τη σεισμικότητα. Υπάρχουν επίσης και άλλοι λόγοι για τους οποίους είναι

χρήσιμη η γνώση της σεισμικότητας κάθε περιοχής.Ως παράδειγμα αναφέρουμε το γεγονός ότι η σεισμικότητα μιας περιοχής αποτελεί μέτρο της ενεργού τεκτονικής δράσης της περιοχής.Για το λόγο αυτό είναι απαραίτητο να ορισθούν μέτρα της σεισμικότητας τα οποία να μπορούν να υπολογιστούν σχετικώς εύκολα και με ακρίβεια.

Τα μέτρα σεισμικότητας τα οποία χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των **Gutenberg and Richter (1944)** και στην υπόθεση ότι η χρονική κατανομή των σεισμών είναι τυχαία.

Σύμφωνα με τον νόμο αυτόν ο αριθμός n , των σεισμών μεγέθους ($M(+,-)\Delta M$), όπου έχουν τις εστίες τους σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα συνδέεται με το μέγεθος με τη σχέση:

$$\log n = a' - bM \quad (1)$$

όπου a' , b είναι παράμετροι.Συνήθως απο τη συχνότητα n , υπολογίζεται η αθροστική συχνότητα, N και ο νόμος εκφράζεται με τη σχέση:

$$\log N = a(t) - bM \quad (2)$$

όπου N , είναι ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M .

Η παράμετρος b , εξαρτάται απο τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο ενώ η παράμετρος $a(t)$, εξαρτάται απο τη σεισμικότητα της περιοχής, απο το εμβαδον, S , της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί.Η παράμετρος b έχει συνήθως τιμή ίση με τη μονάδα αλλά έχουν

υπολογιστεί και διαφορετικές τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 0,5 και 1,5.

Συνήθως ανάγουμε την παράμετρο $a(t)$, σε χρονικό διάστημα ενός έτους, οπότε η ανηγμένη τιμή αυτής a δίνεται από τη σχέση:

$$a=a(t) - \log(t) \quad (3)$$

όπου t , είναι ο χρόνος σε έτη.

Συνεπώς για χρονικό διάστημα ενός έτους η **(2)** γίνεται:

$$\log N=a - M \quad (4)$$

από αυτή τη σχέση προκύπτει ότι η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος αυτών.

Οι παράμετροι $a(t)$ και b , υπολογίζονται από τη γραφική παράσταση $\log N$ σε συνάρτηση με το M .

Η μέση περίοδος επανάληψης, T_m (σε έτη), των σεισμών οι οποίοι έχουν μέγεθος M , ή μεγαλύτερο δίνεται από τη σχέση:

$$T(m)=10^{(b \cdot M)/10^a} \quad (5)$$

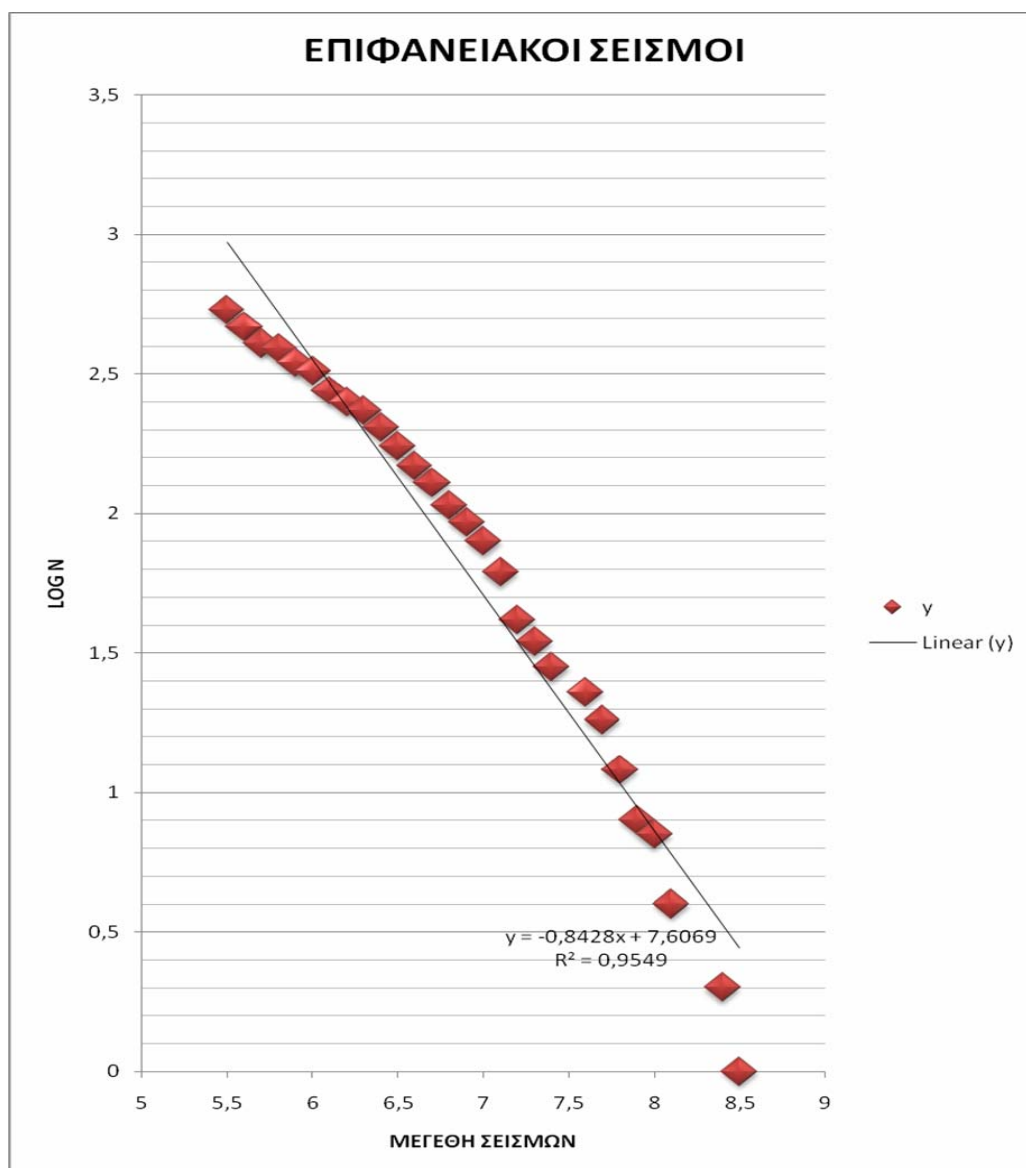
Η παράμετρος a/b , εκφράζει το πιθανότερο μέσο ετήσιο μέγιστο μέγεθος.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΥΠΟΥ ΧΙΛΗΣ

ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Όπου x το μέγεθος σεισμού πάνω από 5.5 και $y = \log n$ και εφαρμόζω ελάχιστα τετράγωνα

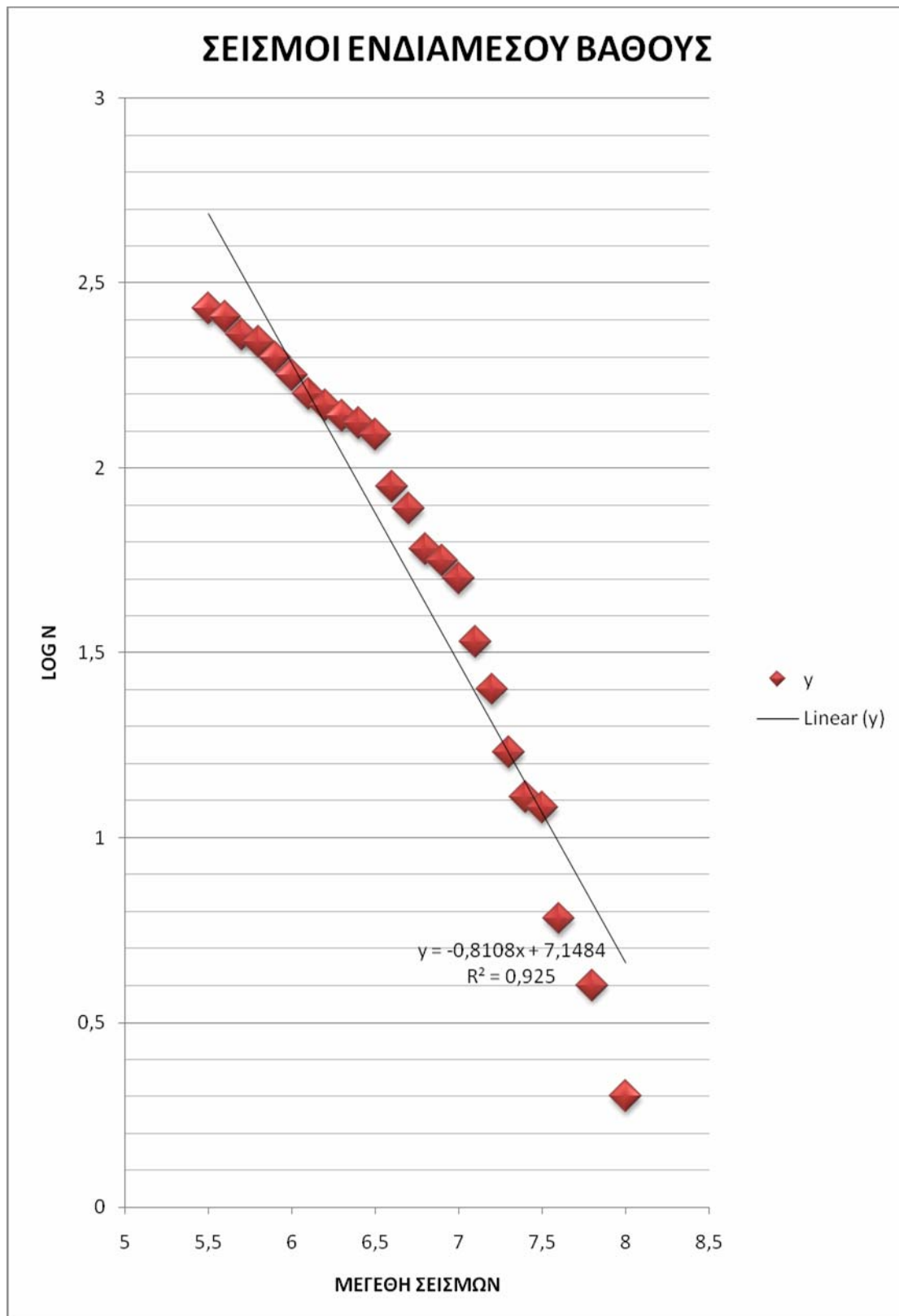
x	y	xy	xx
5,5	2,73	15,015	30,25
5,6	2,67	14,952	31,36
5,7	2,61	14,877	32,49
5,8	2,59	15,022	33,64
5,9	2,54	14,986	34,81
6	2,51	15,06	36
6,1	2,44	14,884	37,21
6,2	2,4	14,88	38,44
6,3	2,37	14,931	39,69
6,4	2,31	14,784	40,96
6,5	2,24	14,56	42,25
6,6	2,17	14,322	43,56
6,7	2,11	14,137	44,89
6,8	2,03	13,804	46,24
6,9	1,97	13,593	47,61
7	1,9	13,3	49
7,1	1,79	12,709	50,41
7,2	1,62	11,664	51,84
7,3	1,54	11,242	53,29
7,4	1,45	10,73	54,76
7,6	1,36	10,336	57,76
7,7	1,26	9,702	59,29
7,8	1,08	8,424	60,84
7,9	0,9	7,11	62,41
8	0,85	6,8	64
8,1	0,6	4,86	65,61
8,4	0,301	2,5284	70,56
8,5	0	0	72,25
			1351,42
193	50,341	329,2124	



b	-0,843
am	7,609
a1	5,576

ΣΕΙΣΜΟΙ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ

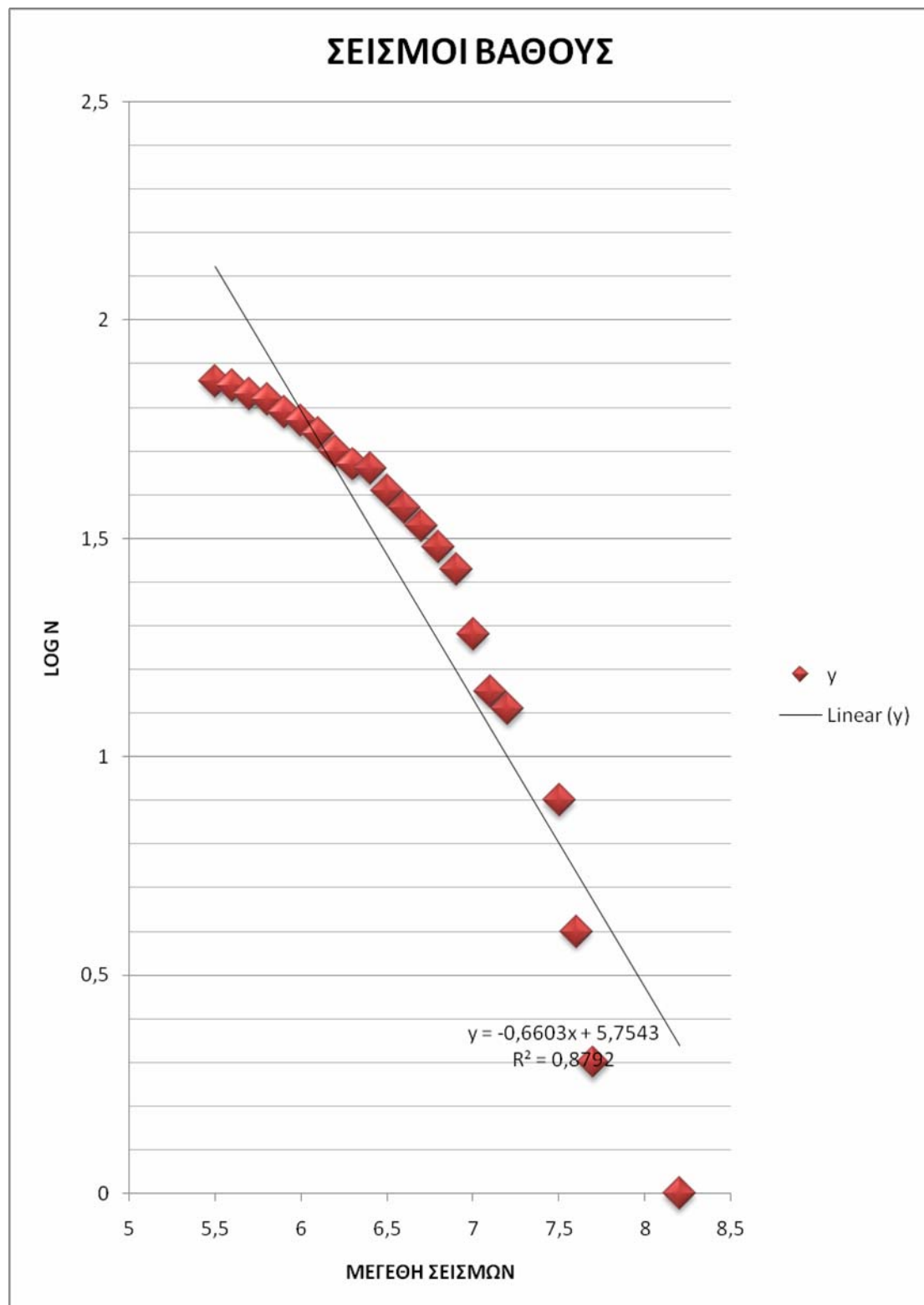
x	y	xy	xx
5,5	2,43	13,365	30,25
5,6	2,41	13,496	31,36
5,7	2,36	13,452	32,49
5,8	2,34	13,572	33,64
5,9	2,3	13,57	34,81
6	2,25	13,5	36
6,1	2,2	13,42	37,21
6,2	2,17	13,454	38,44
6,3	2,14	13,482	39,69
6,4	2,12	13,568	40,96
6,5	2,09	13,585	42,25
6,6	1,95	12,87	43,56
6,7	1,89	12,663	44,89
6,8	1,78	12,104	46,24
6,9	1,75	12,075	47,61
7	1,7	11,9	49
7,1	1,53	10,863	50,41
7,2	1,4	10,08	51,84
7,3	1,23	8,979	53,29
7,4	1,11	8,214	54,76
7,5	1,08	8,1	56,25
7,6	0,78	5,928	57,76
7,8	0,6	4,68	60,84
8	0,3	2,4	64
			1077,55
159,9	41,91	269,32	



b	-0,811
am	7,15
a1	5,117

ΣΕΙΣΜΟΙ ΒΑΘΟΥΣ

x	y	xy	Xx
5,5	1,86	10,23	30,25
5,6	1,85	10,36	31,36
5,7	1,83	10,431	32,49
5,8	1,82	10,556	33,64
5,9	1,79	10,561	34,81
6	1,77	10,62	36
6,1	1,74	10,614	37,21
6,2	1,7	10,54	38,44
6,3	1,67	10,521	39,69
6,4	1,66	10,624	40,96
6,5	1,61	10,465	42,25
6,6	1,57	10,362	43,56
6,7	1,53	10,251	44,89
6,8	1,48	10,064	46,24
6,9	1,43	9,867	47,61
7	1,28	8,96	49
7,1	1,15	8,165	50,41
7,2	1,11	7,992	51,84
7,5	0,9	6,75	56,25
7,6	0,6	4,56	57,76
7,7	0,3	2,31	59,29
8,2	0	0	67,24
			971,19
145,3	30,65	194,803	



b	-0,66
am	5,752
a1	3,719

ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ

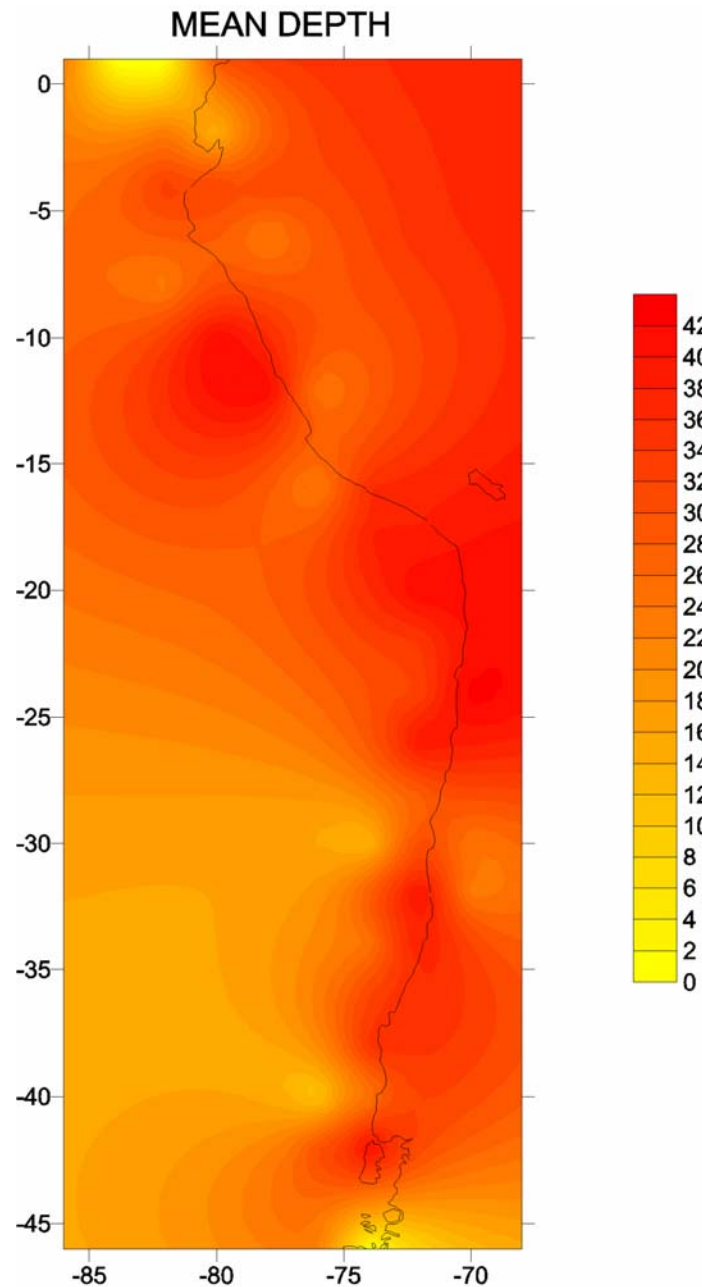
ΙΣΗΜΕΡΙΝΟΣ	ΜΕΣΗΜΒΡΙΝΟΣ	events	mean depth	M max	a	b	a/b	Tm-6	Tm-6,5	Tm-7
-46	-78	5	22	6,3	3,26	-0,76	4,3	20	47,9	114,8
-46	-76	9	23	6,9	3,22	-0,69	4,7	8,3	18,4	40,7
-46	-74	4	0	7,1	3,42	-0,74	4,6	10,5	24,5	57,5
-44	-76	11	26	6,8	4,26	-0,86	5	7,9	21,4	57,5
-42	-76	9	30	7	3,38	-0,75	4,5	13,2	31,3	74,1
-42	-74	8	41	7,1	1,75	-0,5	3,5	17,8	31,6	56,2
40	-76	9	10	6,8	3,08	-0,6	5,1	3,3	6,6	13,2
-40	-74	17	24	9,6	2,35	-0,51	4,6	5,1	9,2	16,6
-38	-74	25	35	7,9	3,64	-0,67	5,4	2,4	5,2	11,2
-36	-74	7	32	7,8	4,18	-0,79	5,3	3,6	9	22,4
-34	-74	11	24	8	1,92	-0,49	3,9	10,5	18,4	32,4
-34	-72	29	38	8	2,69	-0,57	4,7	5,4	10,4	20
-34	-70	4	32	6,8	1,74	-0,51	3,4	20,9	37,6	67,6
32	-74	8	28	6,9	4,08	-0,83	4,9	7,9	20,7	53,7
-32	-72	35	41	7,7	3,82	-0,74	5,2	4,2	9,8	22,9
-32	-70	6	23	7	1,73	-0,51	3,4	21,4	38,5	69,2
-32	-68	20	25	7,2	3,94	-0,8	4,9	7,2	18,2	45,7
-30	-74	3	13	7,1	1,53	-0,48	3,2	22,4	38,9	67,6
-30	-72	20	31	7,1	3,43	-0,74	4,6	10,2	24	56,2
-30	-70	8	24	8,1	1,79	-0,51	3,5	18,6	33,5	60,3
-28	-72	32	28	7,4	3,15	-0,64	4,9	4,9	10,2	21,4
-26	-72	24	40	7,7	3,76	-0,73	5,2	4,2	9,7	22,4
-24	-72	15	32	8	3,35	-0,69	4,9	6,2	13,6	30,2
-24	-70	9	43	7,3	3,21	-0,67	4,8	6,5	14	30,2
-22	-72	12	34	7,1	2,86	-0,68	4,2	16,6	36,3	79,4
-20	-72	12	42	7,1	3,71	-0,76	4,9	7,1	17	40,7
-18	-74	20	38	8,4	3,06	-0,6	5,1	3,5	6,9	13,8
-18	-72	9	38	7,6	2,31	-0,53	4,4	7,4	13,6	25,1
-16	-76	14	23	8	3,26	-0,72	4,5	11,5	26,3	60,3
-16	-74	5	36	5,8	3,11	-0,72	4,3	16,2	37,2	85,1
-14	-78	11	34	8	1,55	-0,5	3,1	28,2	50,1	89,1
-12	-80	9	41	7,8	2,07	-0,51	4,1	9,8	17,6	31,6
-12	-78	5	42	7,7	1,27	-0,5	2,5	53,7	95,5	169,8
-12	-76	13	24	7,1	3	-0,67	4,5	10,5	22,6	49
-10	-80	11	42	7,1	2,91	-0,67	4,3	12,9	27,9	60,3
-8	-82	6	23	7	2,4	-0,58	4,1	12	23,4	45,7
-6	-72	9	35	7,4	4,24	-0,92	4,6	19,1	55	158,5
-6	-80	7	28	7,1	2,02	-0,57	3,5	25,1	48,4	93,3
-6	-78	11	23	7,1	3,31	-0,72	4,6	10,2	23,4	53,7
-4	-82	15	33	7,4	3,71	-0,76	4,9	7,1	17	40,7
-4	-80	6	32	7	2,79	-0,63	4,4	9,8	20,2	41,7
-4	-78	7	32	7	3,08	-0,68	4,5	10	21,9	47,9
-2	-82	19	24	7,2	3,5	-0,73	4,8	7,6	17,6	40,7
-2	-80	5	14	6,9	2,66	-0,63	4,2	13,2	27,2	56,2
1	-82	3	0	8,1	0,56	-0,46	1,2	158,5	269,2	457,1
1	-80	13	30	7,6	3,83	-0,72	5,3	3,1	7,1	16,2
1	-86	7	23	7,2	1,2	-0,54	2,2	109,6	204,2	380,2
1	-84	5	0	8,1	1,1	-0,45	2,4	39,8	66,8	112,2
1	-82	21	21	8,1	2,17	-0,64	3,4	46,8	97,7	204,2
2	-80	6	28	6,7	1,98	-0,72	2,8	218,8	501,2	1148,2
2	-78	4	35	7,1	1,2	-0,49	2,4	55	96,6	169,8
4	-80	11	23	7,2	1,61	-0,51	3,2	28,2	50,7	91,2
4	-78	11	21	7,2	3,65	-0,94	3,9	97,7	288,4	851,1
6	-80	15	26	7,5	2,75	-0,64	4,3	12,3	25,7	53,7
6	-78	24	18	7,3	3,32	-0,89	3,7	104,7	291,7	812,8
4	-84	24	13	6,7	3,65	-0,87	4,2	37,2	101,2	275,4
6	-84	40	16	7,6	2,34	-0,71	3,3	83,2	188,4	426,6
6	-82	9	23	7	1,16	-0,51	2,3	79,4	142,9	257
max			43	9,6	4,26	-0,45	5,4	218,8	501,2	1148,2
min			0	5,8	0,56	-0,94	1,2	2,4	5,2	11,2

ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ

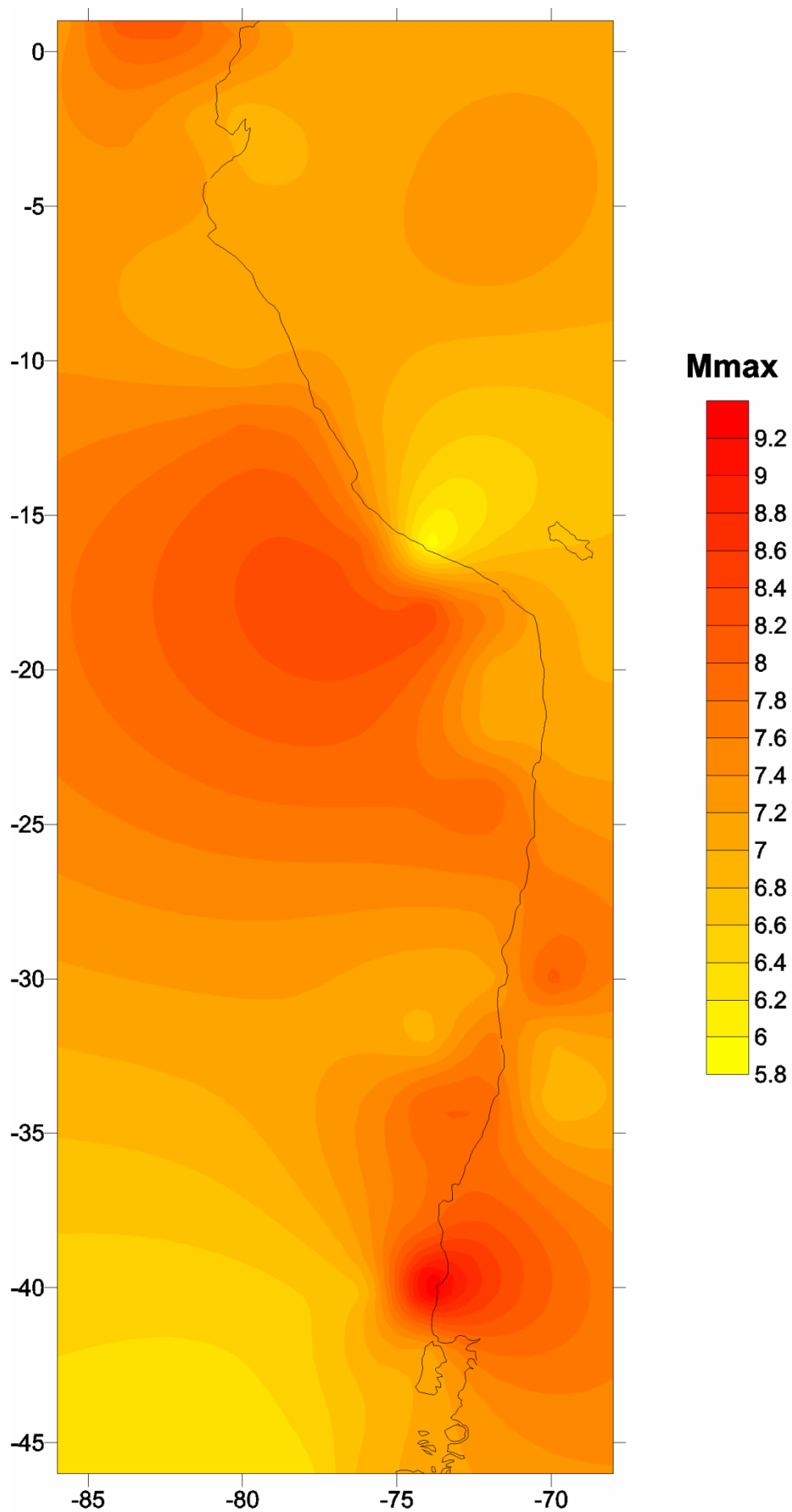
ΙΣΗΜΕΡΙΝΟΣ	ΜΕΣΗΜΒΡΙΝΟΣ	events	mean depth	M max	a	b	a/b	Tm-6,0	Tm-6,5	Tm-7,0
-44	-76	4	122	6,5	1,73	-0,58	2,98	56,2	109,6	213,8
-42	-40	5	125	7,1	1,4	-0,5	2,8	39,8	70,8	125,9
-40	-76	5	115	7,3	1,26	-0,5	2,52	55	97,7	173,8
-38	-76	6	92	7,6	1,81	-0,48	3,77	11,7	20,4	35,5
-38	-76	9	94	7,6	1,72	-0,57	3,02	50,1	96,6	186,2
-36	-74	6	98	7,1	4,4	-0,88	5	7,6	20,9	57,5
-34	-76	13	100	7,2	4	-0,84	4,76	11	28,8	75,9
-34	-72	13	116	7,1	1,4	-0,65	2,15	316,2	668,3	1412,5
-32	-76	16	91	7,1	2,23	-0,66	3,38	53,7	114,8	245,5
-32	-74	14	112	7,1	1,96	-0,67	2,93	114,8	248,3	537
-30	-74	4	75	7,5	3,13	-0,68	4,6	8,9	19,5	42,7
-30	-72	7	96	6,7	3,84	-1,11	3,46	660,7	2371,4	8511,4
-28	-74	7	90	7,4	1,16	-0,5	2,32	69,2	123	218,8
-26	-72	7	86	7	5,47	-0,81	6,75	0,2	0,6	1,6
-26	-70	24	141	8	1,73	-0,64	2,7	128,8	269,2	562,3
-24	-72	4	88	7,7	1,46	-0,55	2,65	69,2	130,3	245,5
-24	-70	49	160	8	2,1	-0,65	3,23	63,1	133,4	281,8
-22	-72	6	107	7,3	2,65	-0,69	3,84	30,9	68,4	151,4
-22	-70	20	129	7,8	1,72	-0,64	2,69	131,8	275,4	575,4
-22	-68	5	249	7,2	1,37	-0,63	2,17	257	530,9	1096,5
-20	-72	9	100	7,2	1,81	-0,7	2,59	245,5	549,5	1230,3
-20	-70	18	135	7,8	2,31	-0,71	3,25	89,1	201,8	457,1
-20	-68	4	279	7,1	1,4	-0,65	2,15	316,2	668,3	1412,5
-18	-76	6	104	7,1	4,85	-0,88	5,51	2,7	7,4	20,4
-18	-74	11	110	8	1,26	-0,56	2,25	125,9	239,9	457,1
-18	-72	16	111	7,3	1,33	-0,61	2,18	213,8	431,5	871
-18	-70	22	149	7,3	2,83	-0,67	4,22	15,5	33,5	72,4
-16	-76	5	111	7	2,16	-0,63	3,43	41,7	86,1	177,8
-16	-74	13	122	8	1,9	-0,66	2,88	114,8	245,5	524,8
-16	-72	15	172	7,1	2,54	-0,67	3,79	30,2	65,3	141,3
-14	-78	6	85	7	1,26	-0,61	2,07	251,2	507	1023,3
-14	-76	4	84	7	2	-0,5	4	10	17,8	31,6
-12	-80	4	100	7	1,75	-0,67	2,61	186,2	402,7	871
-12	-78	9	102	7	4,03	-1,05	3,84	186,2	623,7	2089,3
-12	-76	7	109	6,7	1,39	-0,63	2,21	245,5	507	1047,1
-10	-80	11	124	7,6	2,23	-0,72	3,1	123	281,8	645,7
-10	-78	9	137	6,7	2,91	-0,85	3,42	154,9	412,1	1096,5
-10	-76	10	129	6,7	2,81	-0,86	3,27	223,9	602,6	1621,8
-8	-80	13	135	6,7	1,86	-0,69	2,7	190,5	421,7	933,3
-8	-78	13	131	7,5	1,42	-0,55	2,58	75,9	142,9	269,2
-8	-76	10	135	7,5	1,2	-0,5	2,4	63,1	112,2	199,5
-6	-80	9	108	6,7	4,88	-0,96	5,08	7,6	22,9	69,2
-6	-78	9	114	7,5	3,93	-0,87	4,52	19,5	53,1	144,5
-4	-82	7	104	7,5	1,2	-0,45	2,67	31,6	53,1	89,1
-4	-80	8	107	7,5	1,2	-0,47	2,55	41,7	71,6	123
-4	-78	16	144	7,1	3,15	-0,87	3,62	117,5	319,9	871
-2	-82	4	116	7,5	1,41	-0,45	3,13	19,5	32,7	55
-2	-80	9	183	7,1	1,26	-0,61	2,07	251,2	507	1023,3
-2	-78	8	191	7,1	1,29	-0,61	2,11	234,4	473,2	955
-2	-76	3	209	7,1	1,63	-0,45	3,62	11,7	19,7	33,1
2	78	11	136	7	2,97	-0,75	3,96	33,9	80,4	190,5
max			279	8	5,47	-0,45	6,75	660,7	2371,4	8511,4
min			75	6,5	1,16	-1,11	2,07	0,2	0,6	1,6

ΣΧΗΜΑΤΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΑΜΕΡΙΚΗ

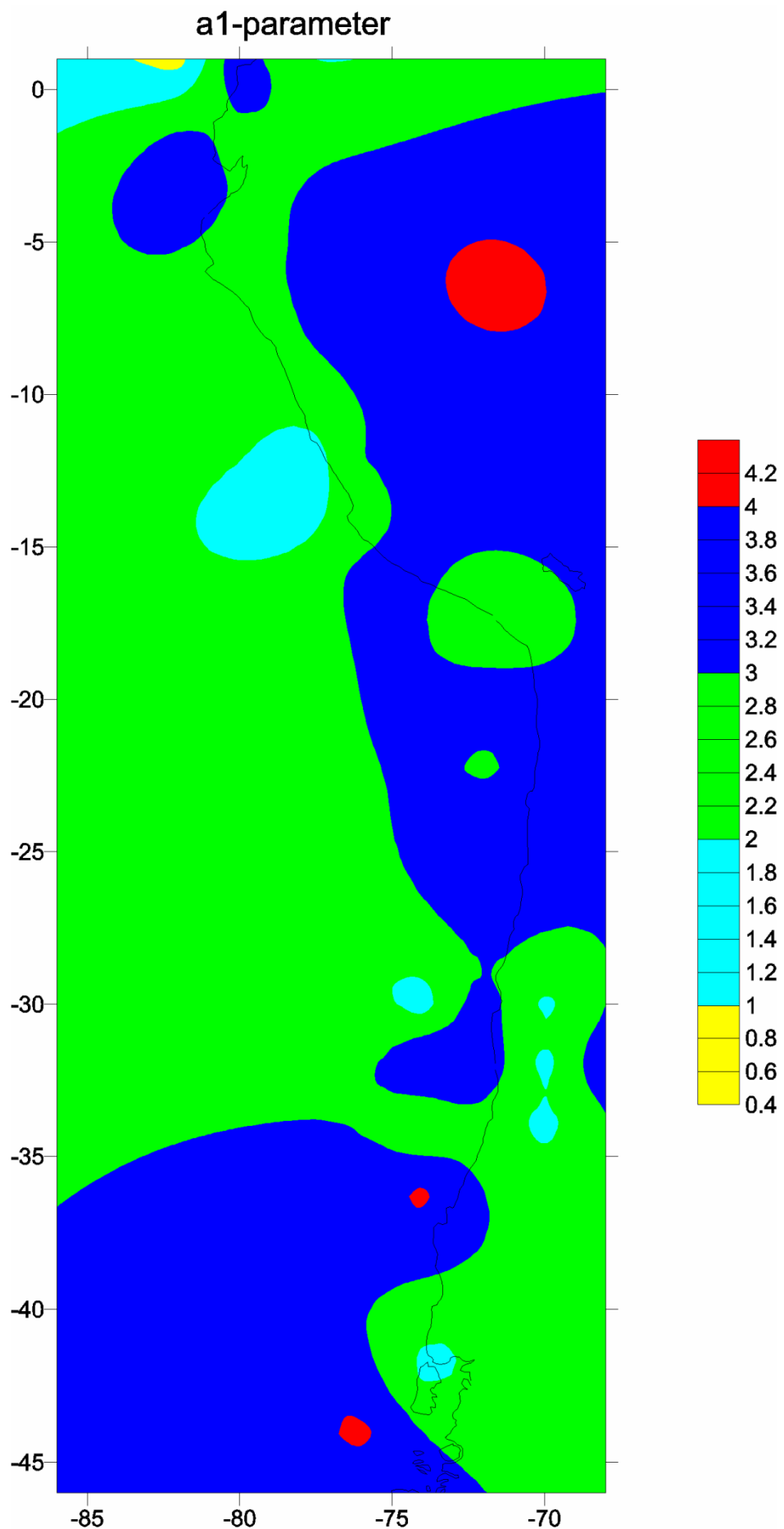
Α) Για επιφανειακούς σεισμούς



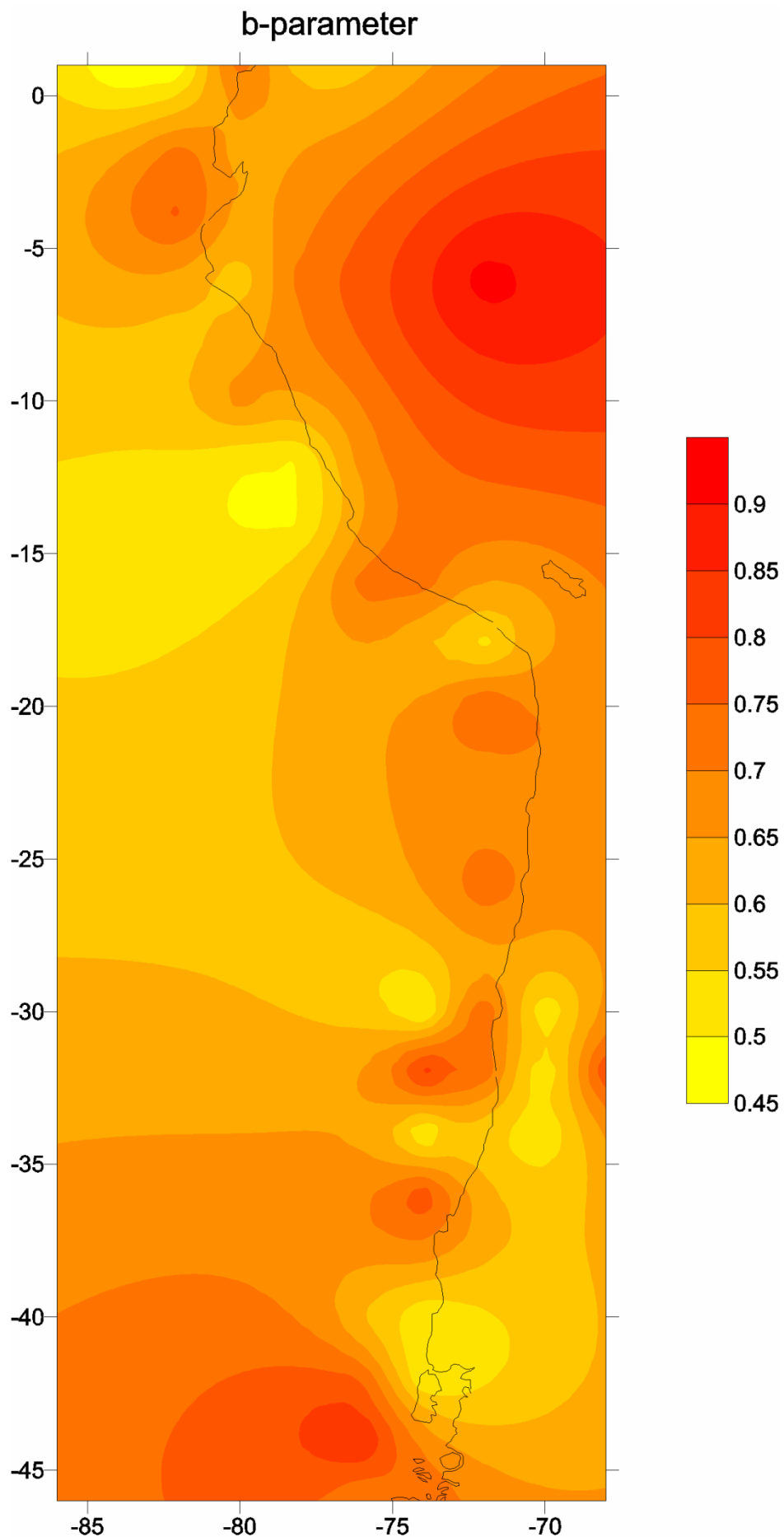
	Mean Depth	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	Km
(-46,0 -45,0)	(-75,0 -74,0)	0 με 4
(0,0 1,0)	(-84,0 -83,0)	0 με 4
(-46,0 -25,0)	(-86,0 -77,0)	4 με 16
(-20,0 -15,0)	(-85,0 -76,0)	16 με 30
(-25,0 0,0)	(-85,0 -69,0)	30 με 42
(-46,0 -25,0)	(-76,0 -72,0)	30 με 42



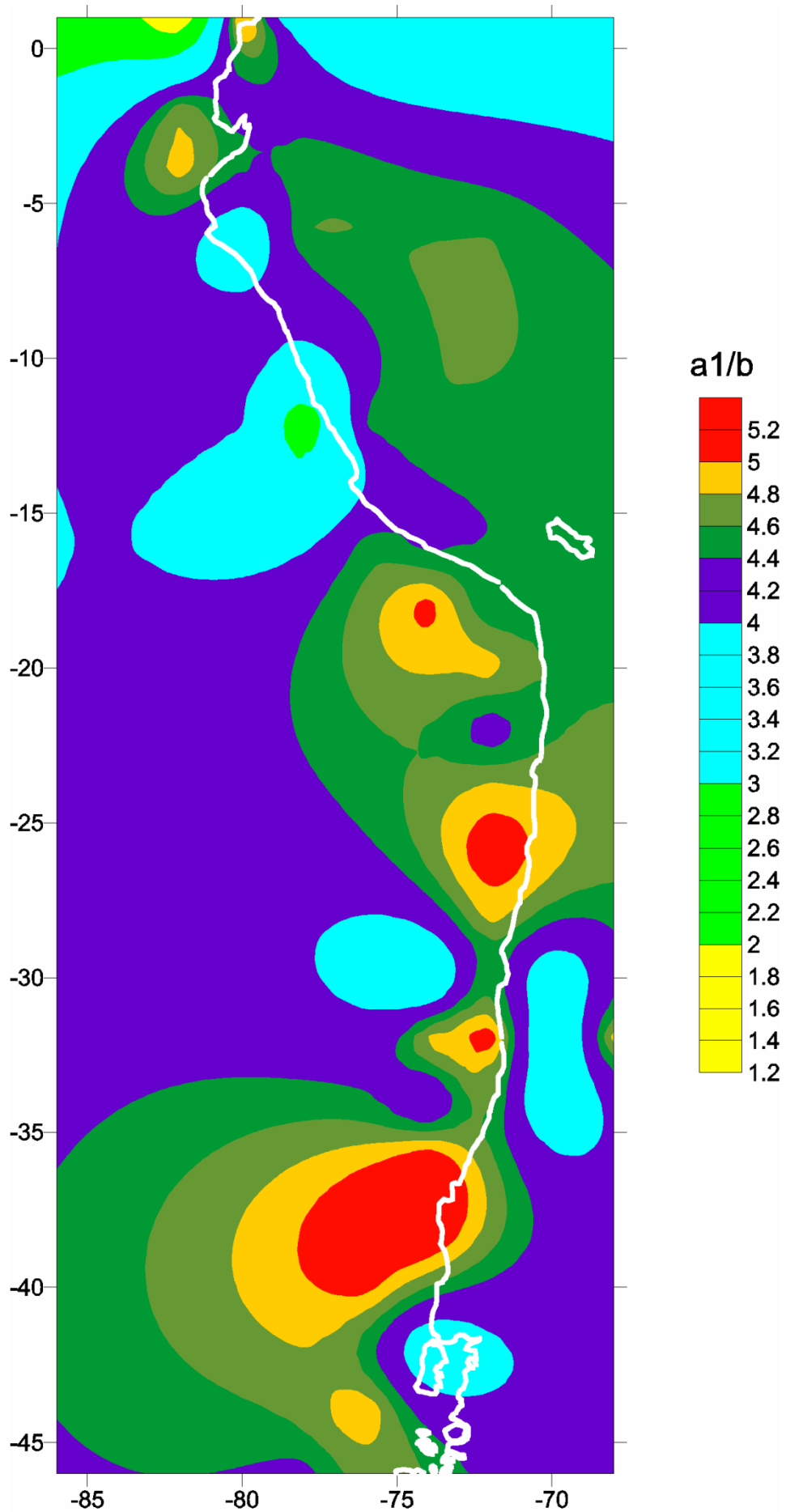
	Mmax	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
(-44,5 -35,0)	(-86,5 -75,0)	5,8 με 6,4
-15	-75	5,8 με 6,4
(-35,0 -25,0)	(-86,5 -70,0)	6,4 με 7,0
(-30,0 -25,0)	(-84,0 -75,0)	7,0 με 8.0
(-10,0 -3,0)	(-85,0 -69,0)	7,0 με 8.0
(-10,0 -2,0)	(-83,0 -69,0)	>8,0
(-25,0 -15,0)	(-85,0 -75,0)	>8,0
(-39,0 -41,0)	(-75,0 -71,0)	>8,0
(-2,0 1,0)	(-85,0 -80,0)	>8,0



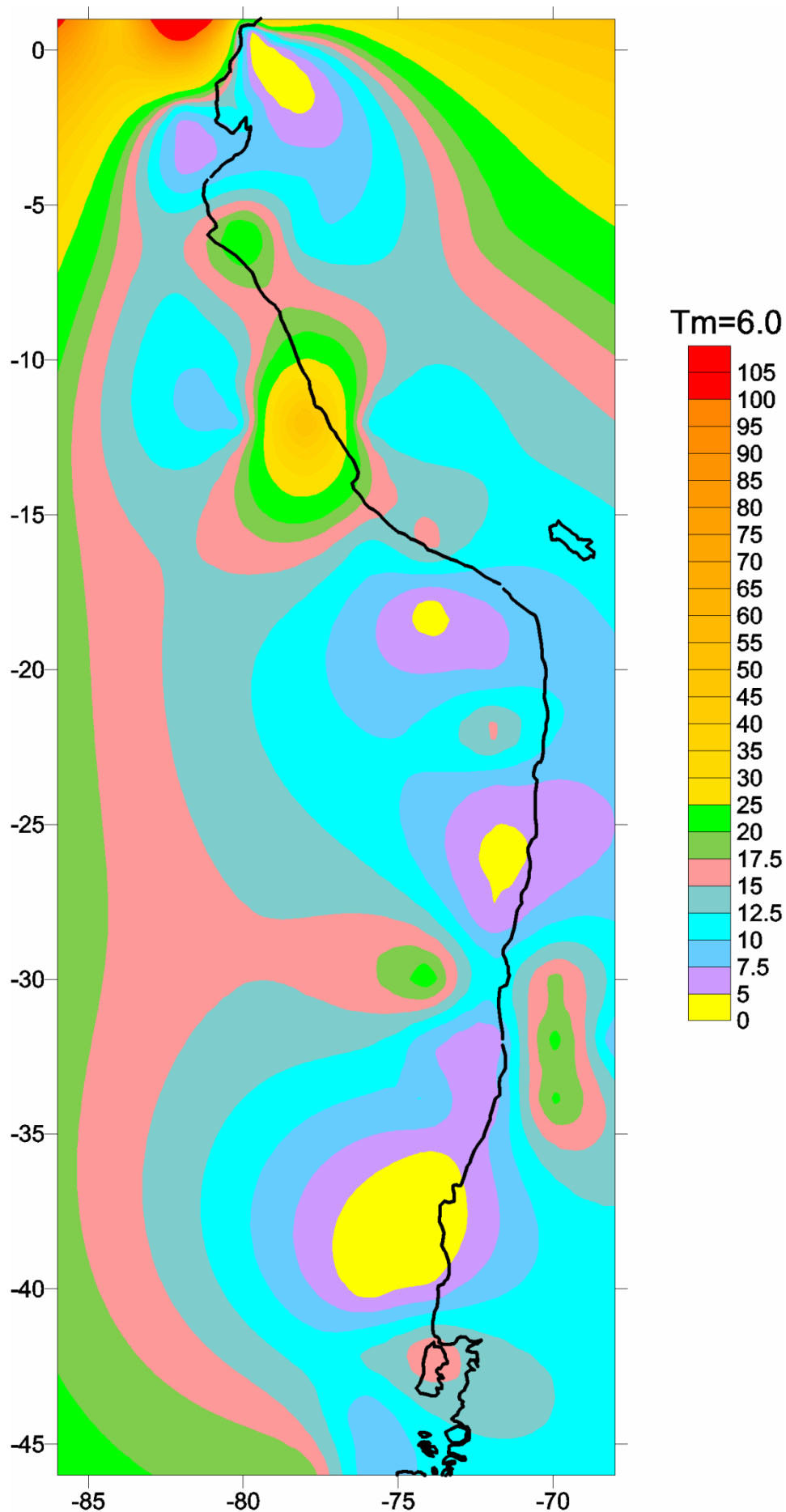
	a1 parametr	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΤΙΜΕΣ
-	-	0,4 με 1,0
(-2,0 1,0)	(-86,0 -82,0)	1,0 με 2,0
(-46,0 -35,0)	(-75,0 -69,0)	2,0 με 3,0
(-35,0 -3,0)	(-86,0 -75,0)	2,0 με 3,0
(-5,0 1,0)	(-84,0 -69,0)	2,0 με 3,0
(-46,0 -36,0)	(-86,0 -74,0)	3,0 με 3,8
(-34,0 -3,0)	(-75,0 -69,0)	3,0 με 3,8
(-7,0 -5,0)	(-72,0 -70,0)	4,0 με 4,2



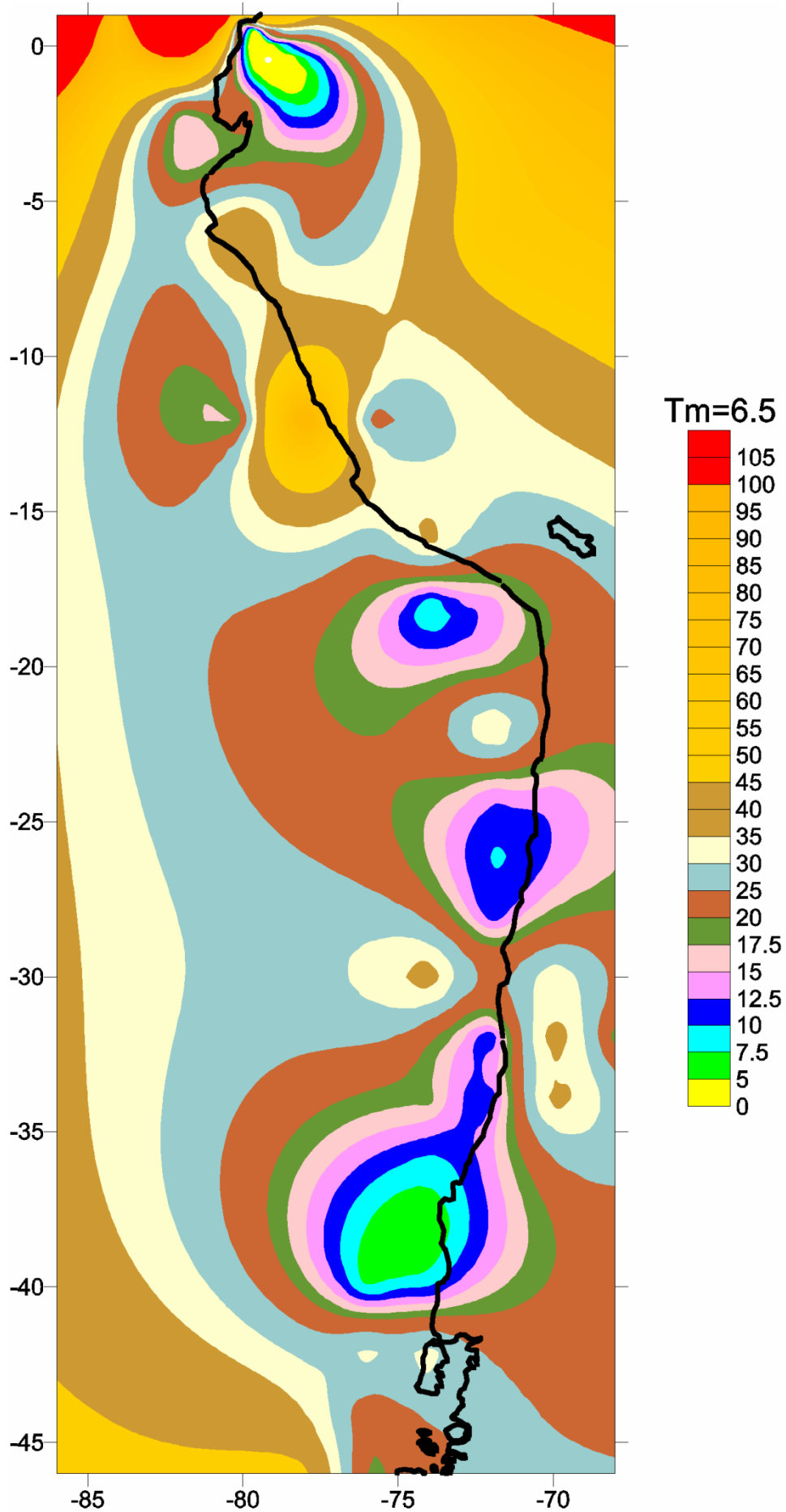
	b parametr	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΤΙΜΕΣ
(-44,0 -29,0)	(-75,0 -69,0)	0,45 με 0,55
(-19,0 -12,0)	(-86,0 -76,0)	0,45 με 0,55
(-40,0 -27,0)	(-86,0 -75,0)	0,55 με 0,7
(-46,0 -15,0)	(-75,0 -69,0)	0,55 με 0,7
(-12,0 0,0)	(-86,0 -77,0)	0,55 με 0,7
(-46,0 -43,0)	(-81,0 -75,0)	0,7 με 0,9
(-15,0 0,0)	(-75,0 -69,0)	0,7 με 0,9



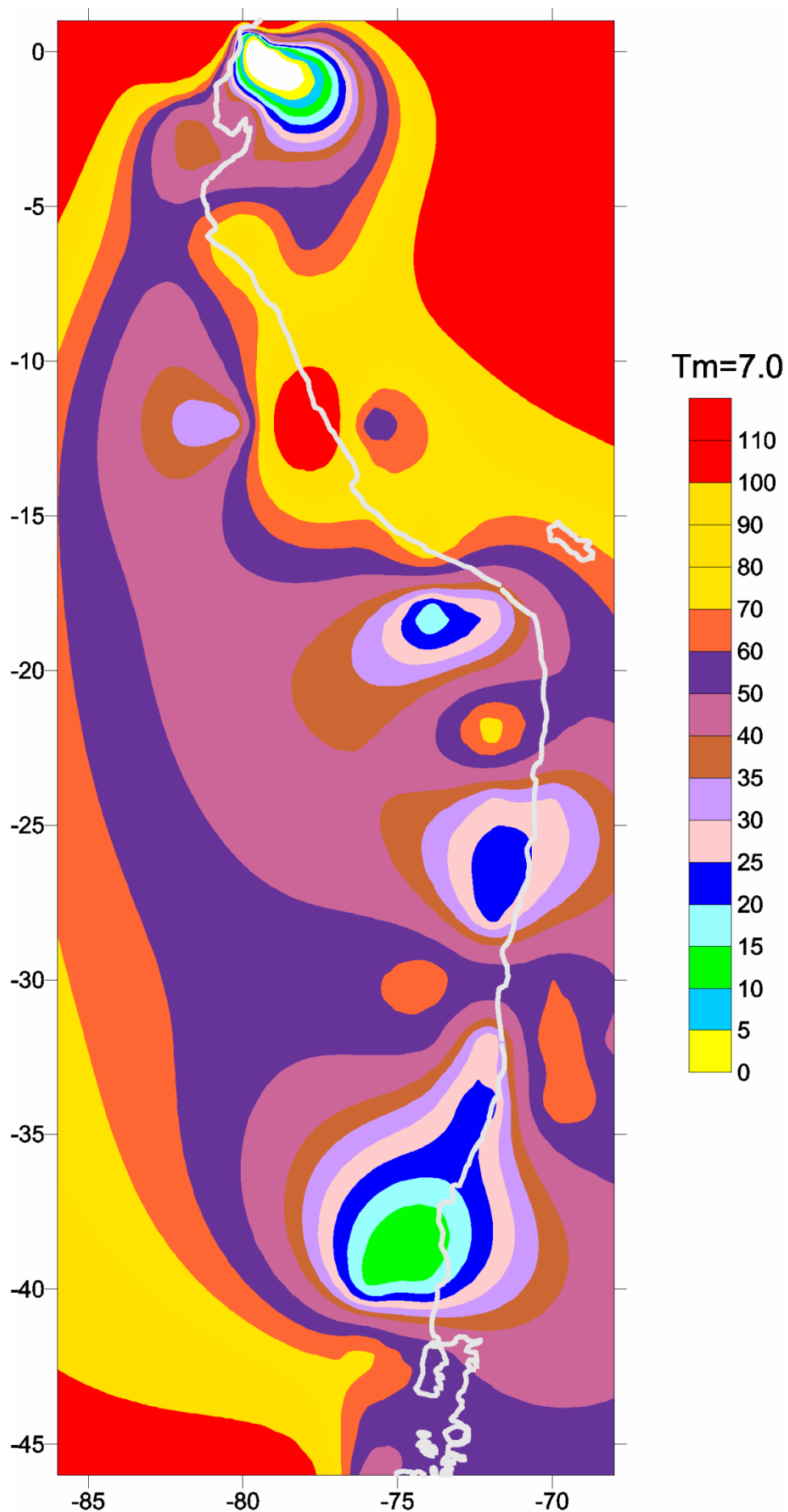
	a1/b	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
(0,0 1,0)	(-83,0 -81,0)	1,2 με 2,0
-	-	2,0 με 3,0
(-44,0 -42,0)	(-75,0 -72,0)	3,0 με 4,0
(-31,0 -29,0)	(-76,0 -74,0)	3,0 με 4,0
(-36,0 -30,0)	(-71,0 -69,0)	3,0 με 4,0
(-16,0 -10,0)	(-84,0 -75,0)	3,0 με 4,0
(-5,0 -1,0)	(-85,0 -69,0)	3,0 με 4,0
(-35,0 0,0)	(-85,0 -75,0)	4,0 με 4,4
(-45,0 -30,0)	(-75,0 -69,0)	4,0 με 4,4
(-45,0 -35,0)	(-85,0 -75,0)	4,4 με 4,8
(-30,0 -5,0)	(-75,0 -69,0)	4,8 με 5,0
(-42,0 -34,0)	(-80,0 -73,0)	4,8 με 5,0
(-27,0 -24,0)	(-75,0 -73,0)	4,8 με 5,0
(-40,0 -35,0)	(-79,0 -74,0)	5,0 με 5,2
(-23,0 -25,0)	(-74,0 -72,0)	5,0 με 5,2



	Tm 6,0	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΕΤΗ
(-40,0 -34,0)	(-77,0 -75,0)	0 με 5
(-27,0 -25,0)	(-74,0 -73,0)	0 με 5
(-40,0 -32,0)	(-79,0 -74,0)	5 με 7,5
(-29,0 -25,0)	(-76,0 -74,0)	5 με 7,5
(-20,0 -18,0)	(-75,0 -74,0)	5 με 7,5
(-45,0 -3,0)	(-80,0 -69,0)	7,5 με 15
(-40,0 -5,0)	(-84,0 -80,0)	15 με 17,5
(-5,0 0,0)	(-85,0 -79,0)	25 με 60
(-5,0 0,0)	(-75,0 -69,0)	25 με 60
(0,0 1,0)	(-85,0 -69,0)	60 με 95
(0,0 1,0)	(-81,0 -79,0)	95 με 105

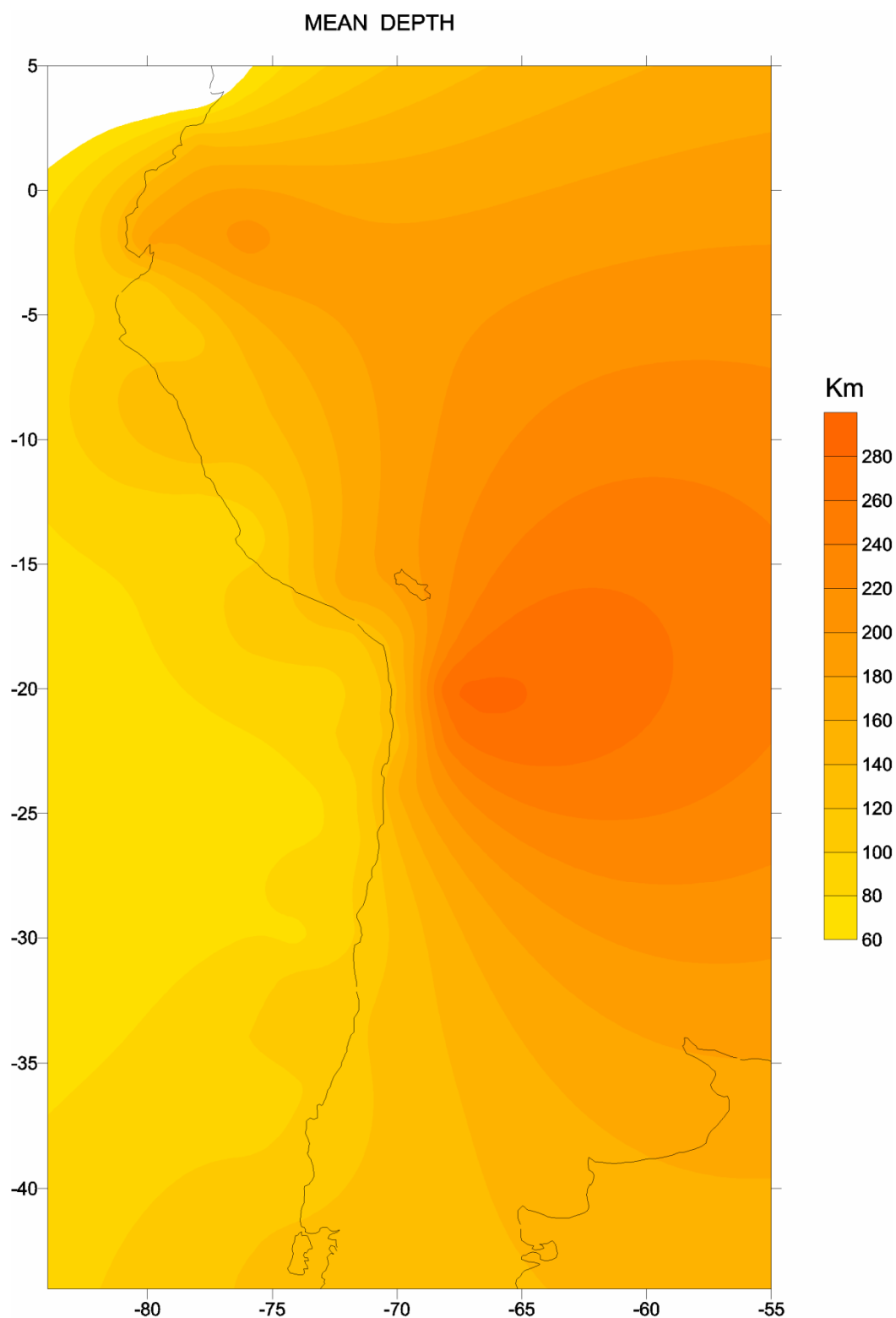


	Tm 6,5	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΕΤΗ
-	-	0 με 5
(-40,0 -33,0)	(-76,0 -74,0)	5 με 7,5
(-41,0 -34,0)	(-76,0 -74,0)	7,5 με 10
(-27,0 -25,0)	(-71,0 -70,0)	10 με 12,5
(-41,0 -31,0)	(-79,0 -70,0)	12,5 με 17,5
(-29,0 -25,0)	(-74,0 -69,0)	12,5 με 17,5
(-20,0 -19,0)	(-76,0 -72,0)	12,5 με 17,5
(-40,0 -35,0)	(-80,0 -70,0)	17,5 με 20
(-30,0 -25,0)	(-80,0 -70,0)	17,5 με 20
(-14,0 -11,0)	(-85,0 -80,0)	17,5 με 20
(-45,0 -20,0)	(-77,0 -69,0)	20 με 25
(14,0 -10,0)	(-85,0 -80)	20 με 25
(-45,0 -2,0)	(-85,0 -69,0)	25 με 35
(-43,0 -25,0)	(-86,0 -77,0)	35 με 45
(-10,0 -8,0)	(-86,0 -77,0)	35 με 45
(-46,0 -43,0)	(-86,0 -78,0)	45 με 95
(-6,0 -2,0)	(-86,0 -80,0)	45 με 95
(-10,0 -1,0)	(-77,0 -69,0)	45 με 95
(-1,0 1,0)	(-86,0 -80,0)	100 με 105
(0,0 1,0)	(-70,0 -69,0)	100 με 105

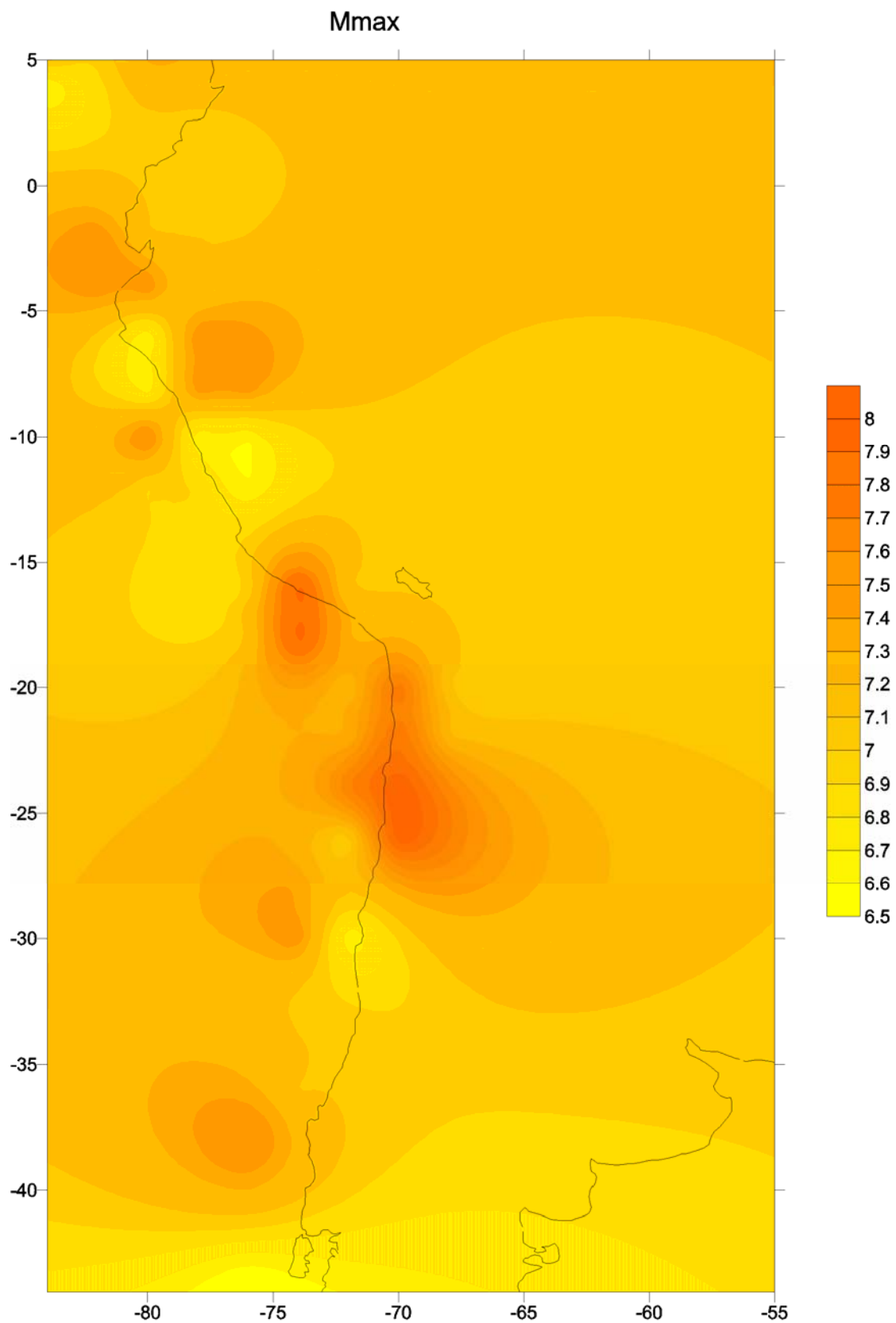


	Tm 7,0	
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ	ΕΤΗ
-	-	0 με 5
-	-	5 με 10
(-40,0 -37,0)	(-76,0 -74,0)	10 με 15
(-40,0 -32,0)	(-76,0 -74,0)	15 με 20
(-29,0 -25,0)	(-74,0 -73,0)	20 με 25
(-20,0 -19,0)	(-76,0 -74,0)	20 με 25
-	-	25 με 35
(-40,0 -33,0)	(-76,0 -73,0)	35 με 40
(-23,0 -25,0)	(-75,0 -69,0)	35 με 40
(-44,0 -31,0)	(-80,0 -69,0)	40 με 50
(-30,0 -9,0)	(-84,0 -69,0)	40 με 50
(-46,0 -43,0)	(-75,0 -69,0)	50 με 60
(-45,0 -30,0)	(-80,0 -75,0)	50 με 60
(-25,0 -10,0)	(-85,0 -80,0)	50 με 60
(-45,0 -20,0)	(-86,0 -75,0)	60 με 70
(-46,0 -30,0)	(-86,0 -76,0)	70 με 100
(-15,0 -5,0)	(-80,0 -69,0)	70 με 100
(-10,0 0,0)	(-86,0 -83,0)	100 με 110
(-10,0 0,0)	(-75,0 -69,0)	100 με 110

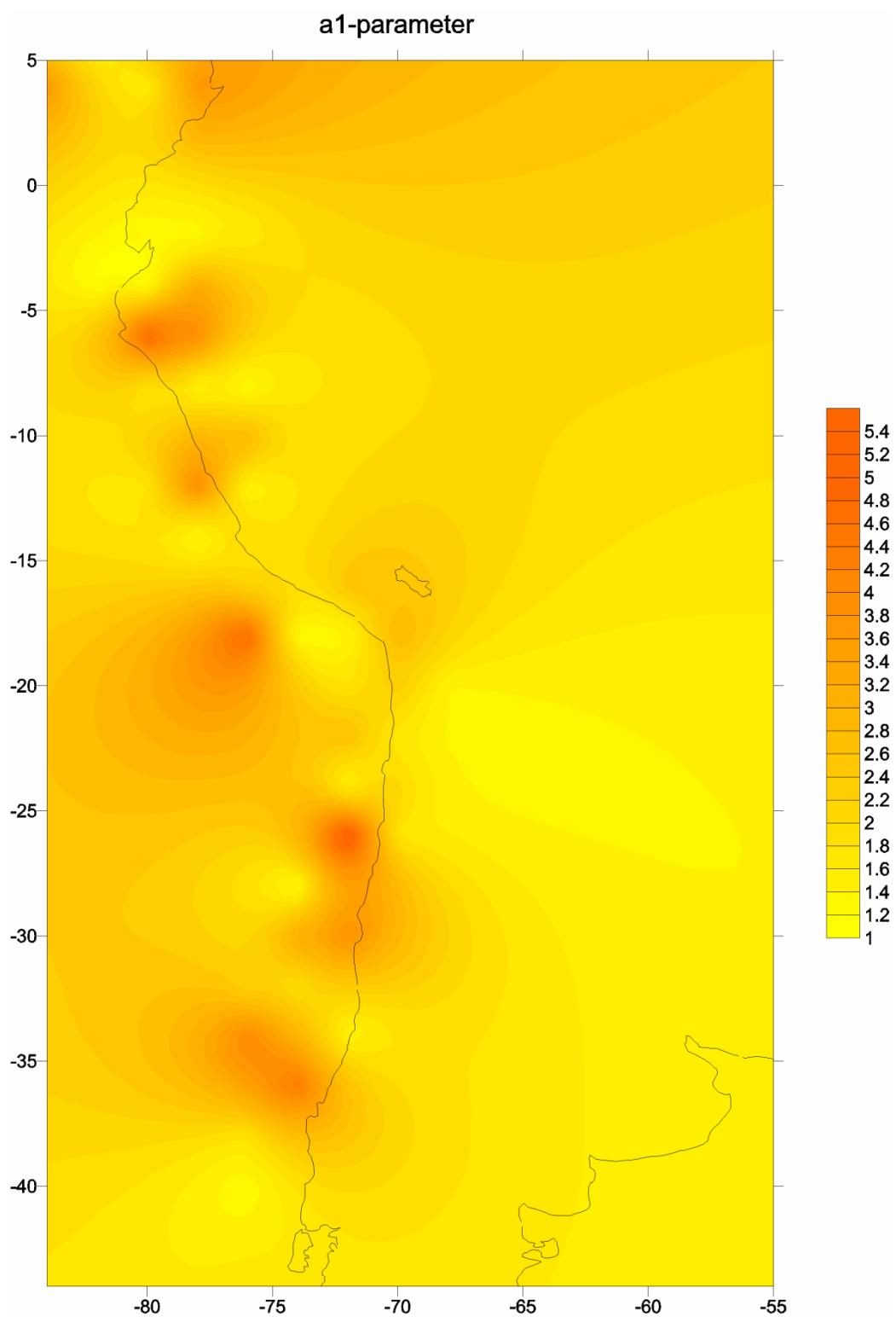
Β) ΓΙΑ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ



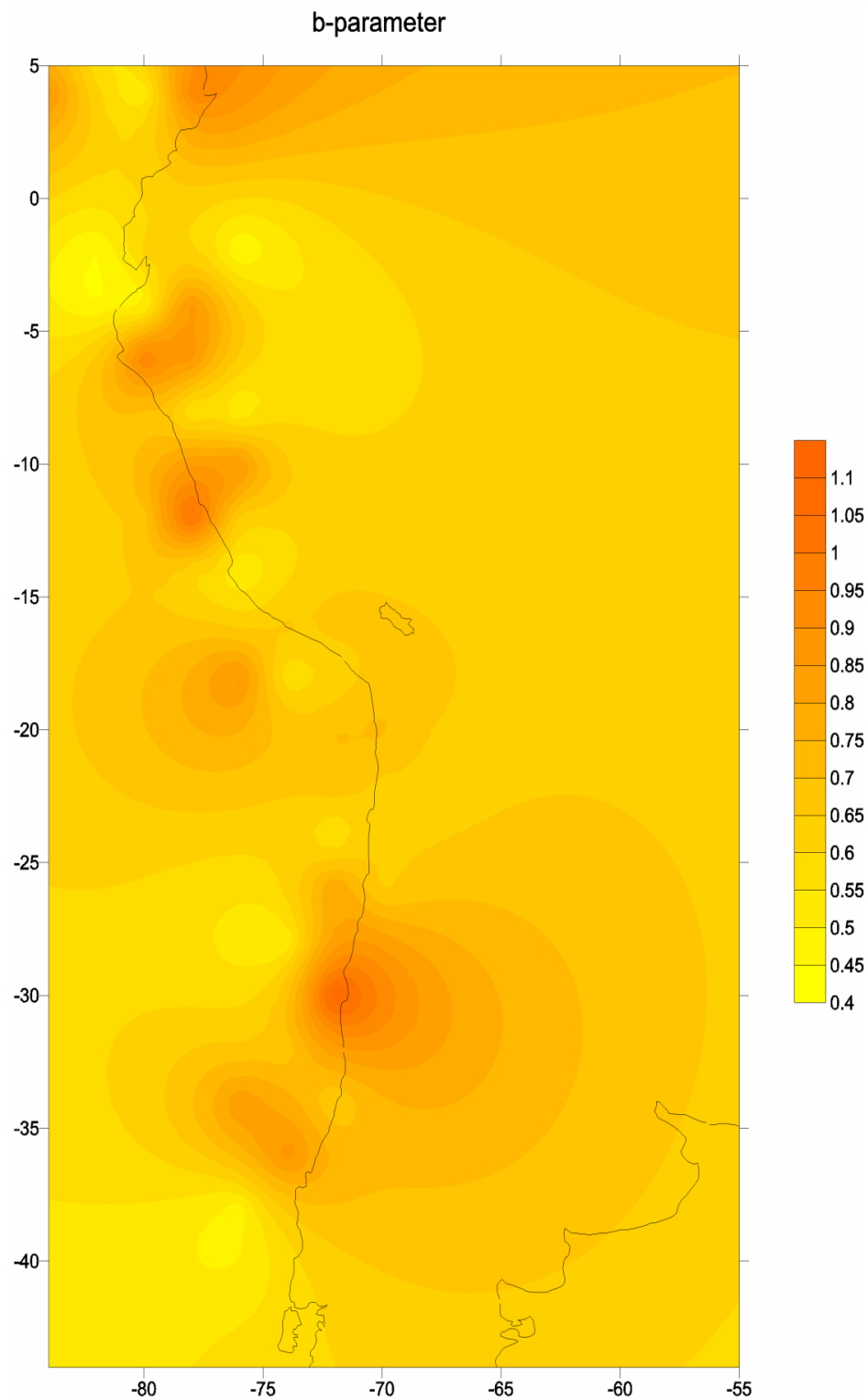
ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕ ΟΤΙ ΤΑ ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΑ ΒΑΘΗ ΕΝΤΟΠΙΖΟΝΤΑΙ ΣΕ ΕΝΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ (-70.0, -60.0) ΚΑΙ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ (-25.0, -15.0) ΛΟΓΩ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΤΗΣ ΝΑΖΚΑ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΤΗ ΝΟΤΙΑ ΑΜΕΡΙΚΑΝΙΚΗ ΗΠΕΙΡΟ



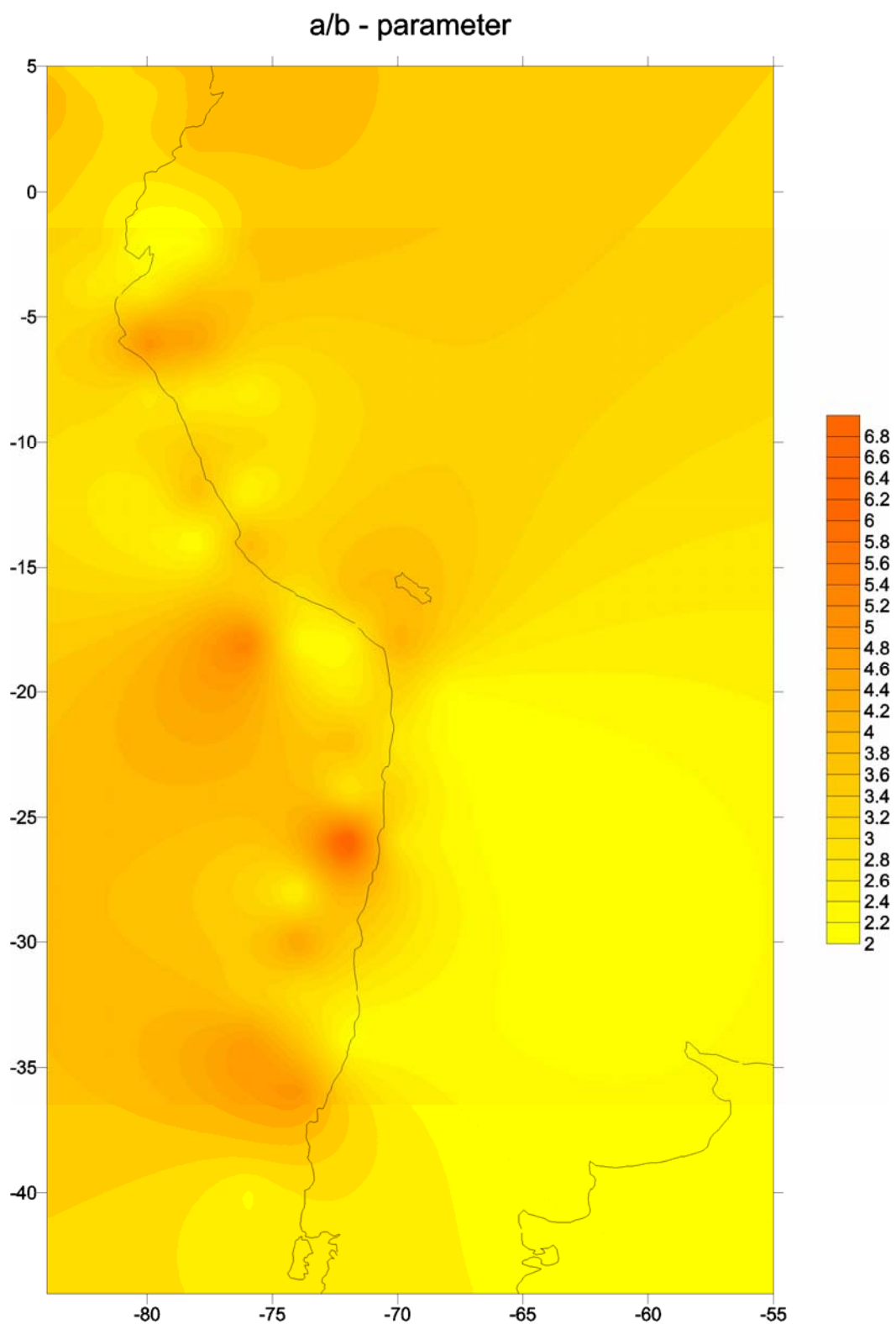
ΤΑ ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΑ ΜΕΓΕΘΗ ΕΝΤΟΠΙΖΟΝΤΑΙ ΣΤΑ ΟΡΙΑ ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ ΤΩΝ ΔΥΟ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ



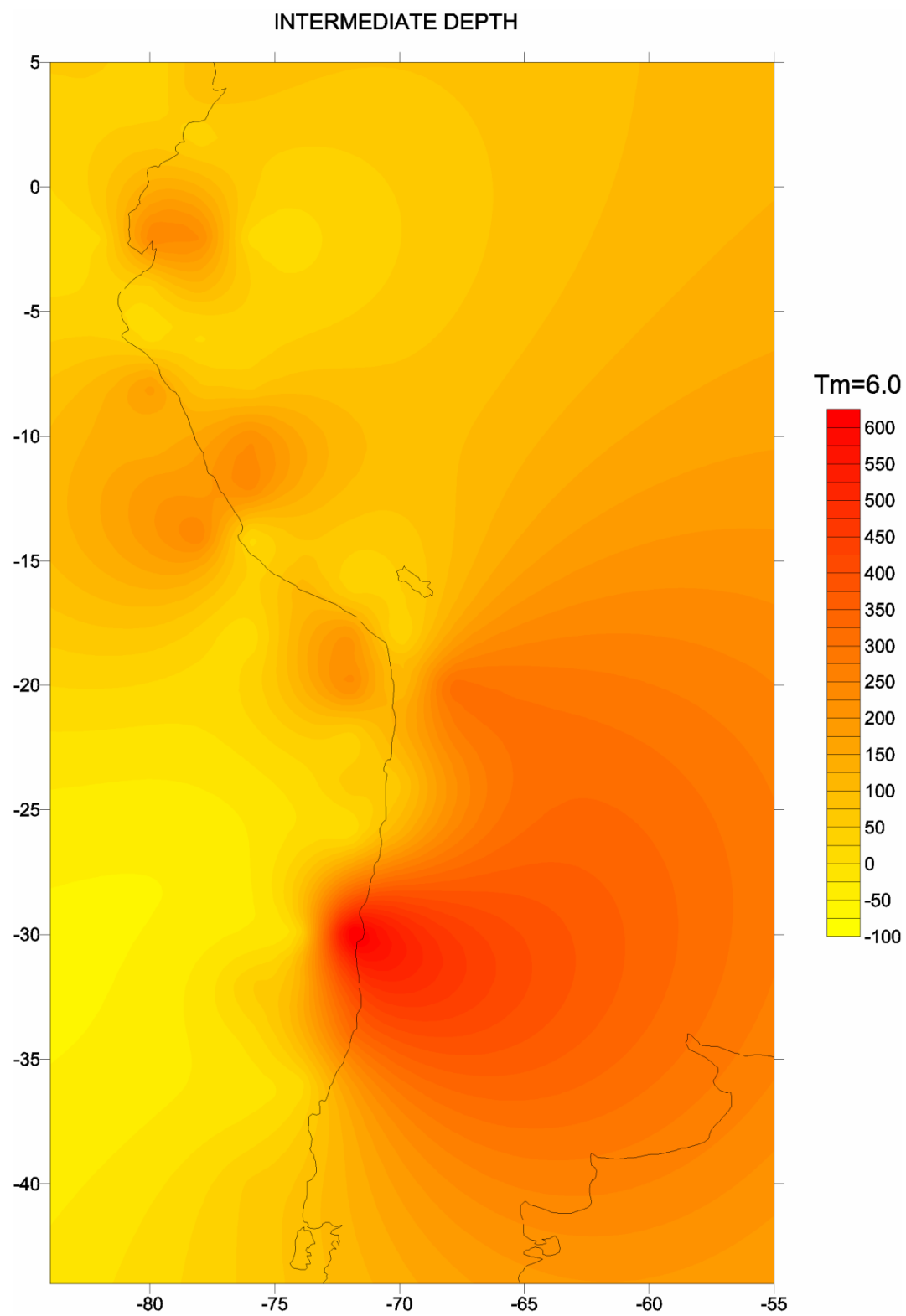
**ΣΤΑ ΣΗΜΕΙΑ ΠΟΥ ΒΑΣΗ ΤΗΣ ΧΡΩΜΑΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ Η ΤΙΜΗ ΕΙΝΑΙ ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΗ ΑΠΟ 0.8
Η ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ (a) ΜΑΣ ΔΗΛΩΝΕΙ ΠΛΗΘΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ ΜΕΓΑΛΟ ΜΕΓΕΘΟΣ**

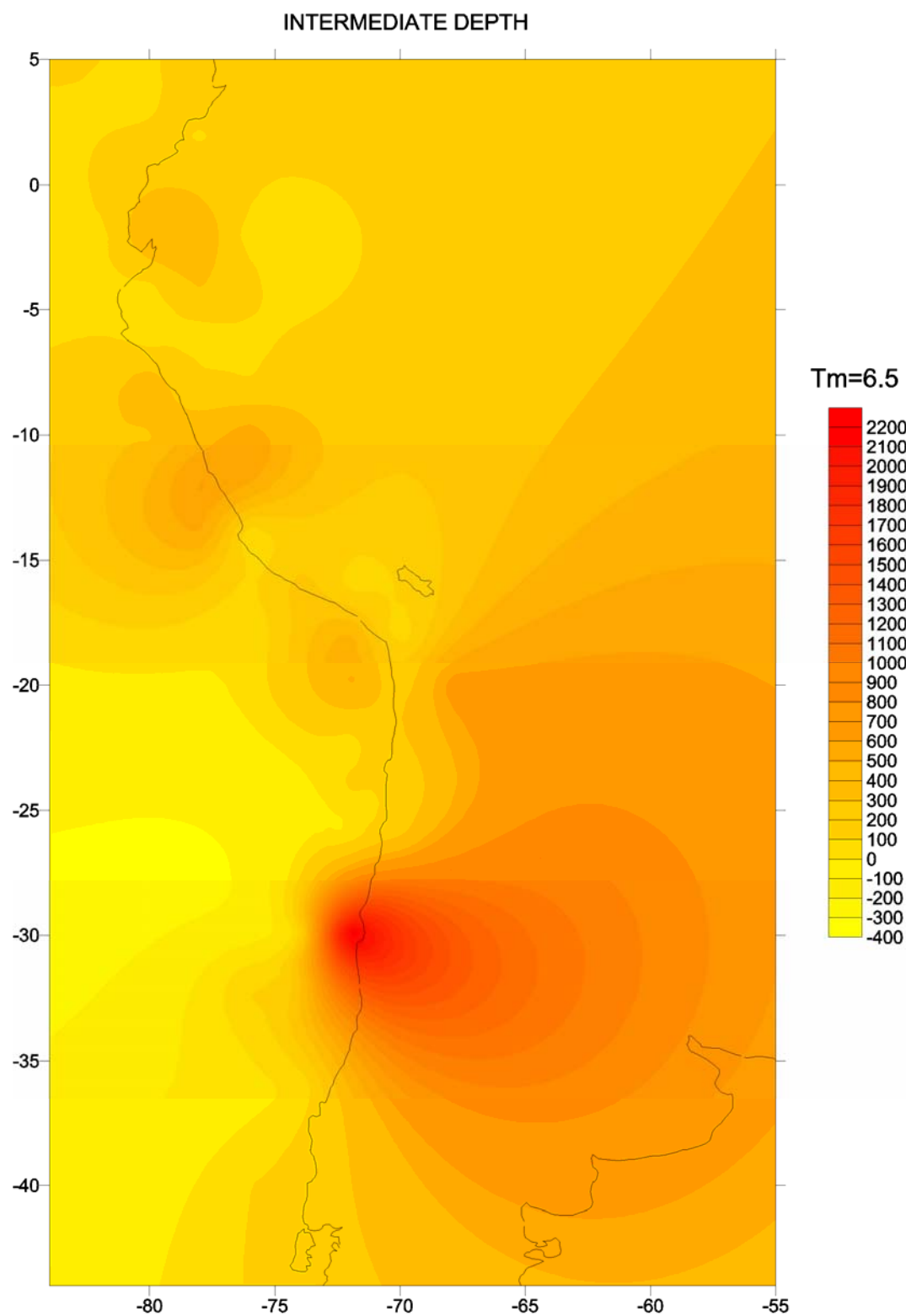


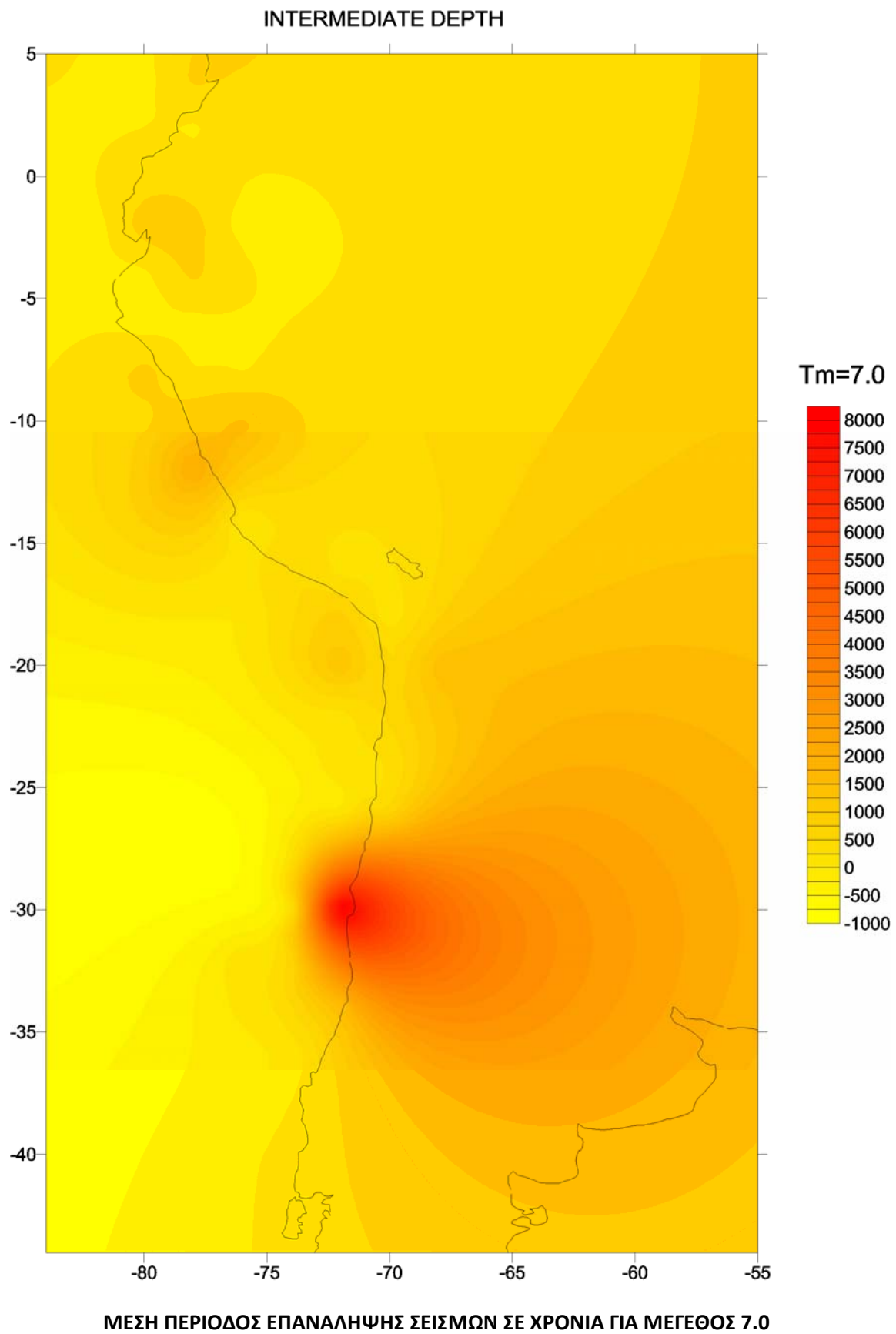
ΓΙΑ ΤΙΜΕΣ ΚΑΤΩ ΑΠΟ 0.6 Η ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ (b) ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΖΕΙ ΜΕΓΑΛΕΣ ΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ



**ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΟ ΕΤΗΣΙΟ ΜΕΓΙΣΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΠΑΡΑΤΗΡΕΙΤΑΙ ΣΤΑ ΟΡΙΑ ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ ΤΩΝ ΔΥΟ
ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ**







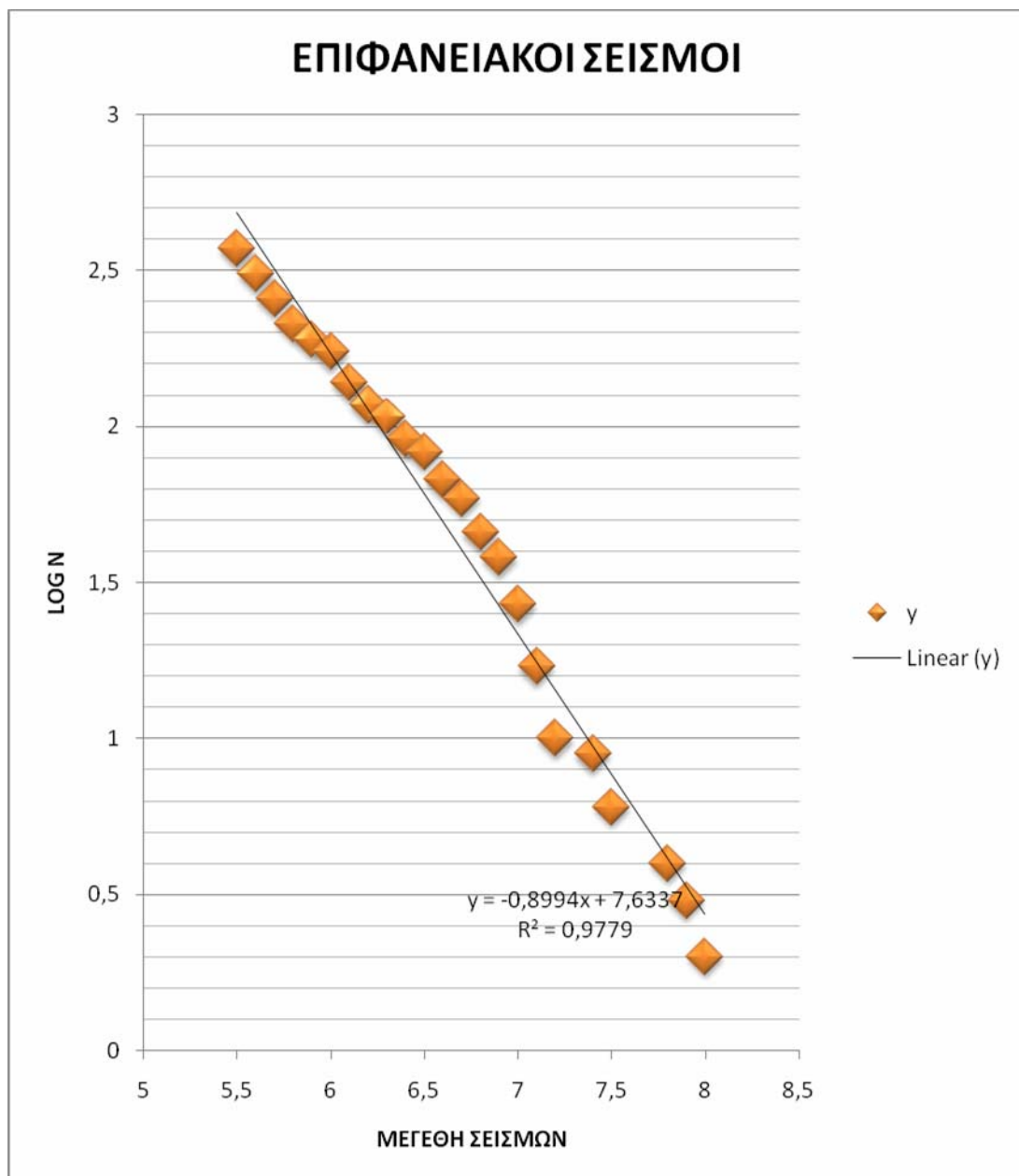
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΥΠΟΥ ΜΑΡΙΑΝΝΩΝ

Όπου x το μέγεθος σεισμού πάνω από 5.5 και $y = \log n$ και εφαρμόζω ελάχιστα τετράγωνα

Επιφανειακοί σεισμοί

x	y	xy	xx
5,5	2,57	14,135	30,25
5,6	2,49	13,944	31,36
5,7	2,41	13,737	32,49
5,8	2,33	13,514	33,64
5,9	2,28	13,452	34,81
6	2,24	13,44	36
6,1	2,14	13,054	37,21
6,2	2,07	12,834	38,44
6,3	2,03	12,789	39,69
6,4	1,96	12,544	40,96
6,5	1,92	12,48	42,25
6,6	1,83	12,078	43,56
6,7	1,77	11,859	44,89
6,8	1,66	11,288	46,24
6,9	1,58	10,902	47,61
7	1,43	10,01	49
7,1	1,23	8,733	50,41
7,2	1	7,2	51,84
7,4	0,95	7,03	54,76
7,5	0,78	5,85	56,25
7,8	0,6	4,68	60,84
7,9	0,48	3,792	62,41
8	0,3	2,4	64

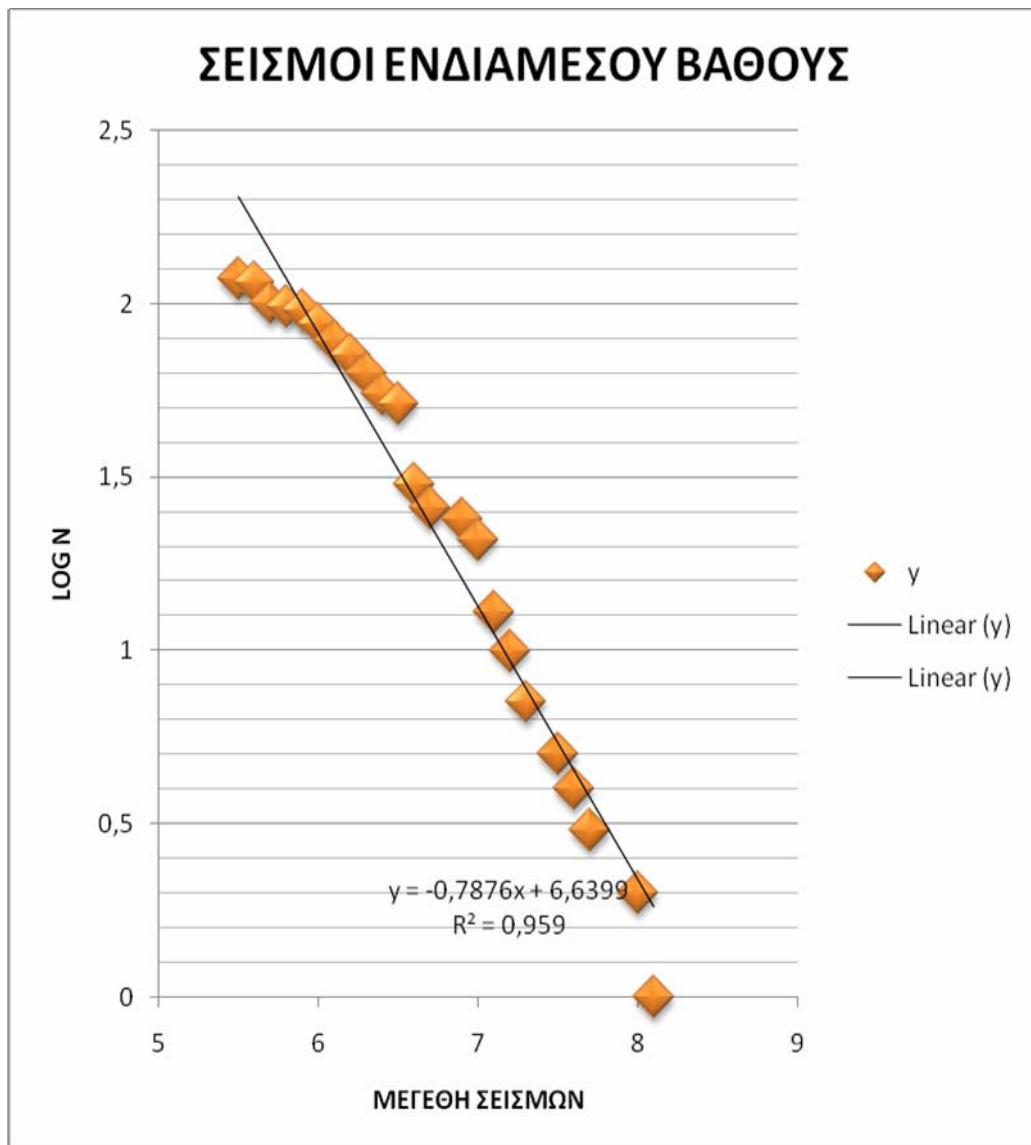
			1028,91
152,9	38,05	241,745	



b	-0,899
am	7,631
a1	5,582

ΣΕΙΣΜΟΙ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ

x	y	xy	xx
5,5	2,07	11,385	30,25
5,6	2,06	11,536	31,36
5,7	2	11,4	32,49
5,8	1,99	11,542	33,64
5,9	1,98	11,682	34,81
6	1,94	11,64	36
6,1	1,89	11,529	37,21
6,2	1,85	11,47	38,44
6,3	1,8	11,34	39,69
6,4	1,74	11,136	40,96
6,5	1,71	11,115	42,25
6,6	1,48	9,768	43,56
6,7	1,41	9,447	44,89
6,9	1,38	9,522	47,61
7	1,32	9,24	49
7,1	1,11	7,881	50,41
7,2	1	7,2	51,84
7,3	0,85	6,205	53,29
7,5	0,7	5,25	56,25
7,6	0,6	4,56	57,76
7,7	0,48	3,696	59,29
8	0,3	2,4	64
8,1	0	0	65,61
			1040,61
153,7	31,66	200,944	

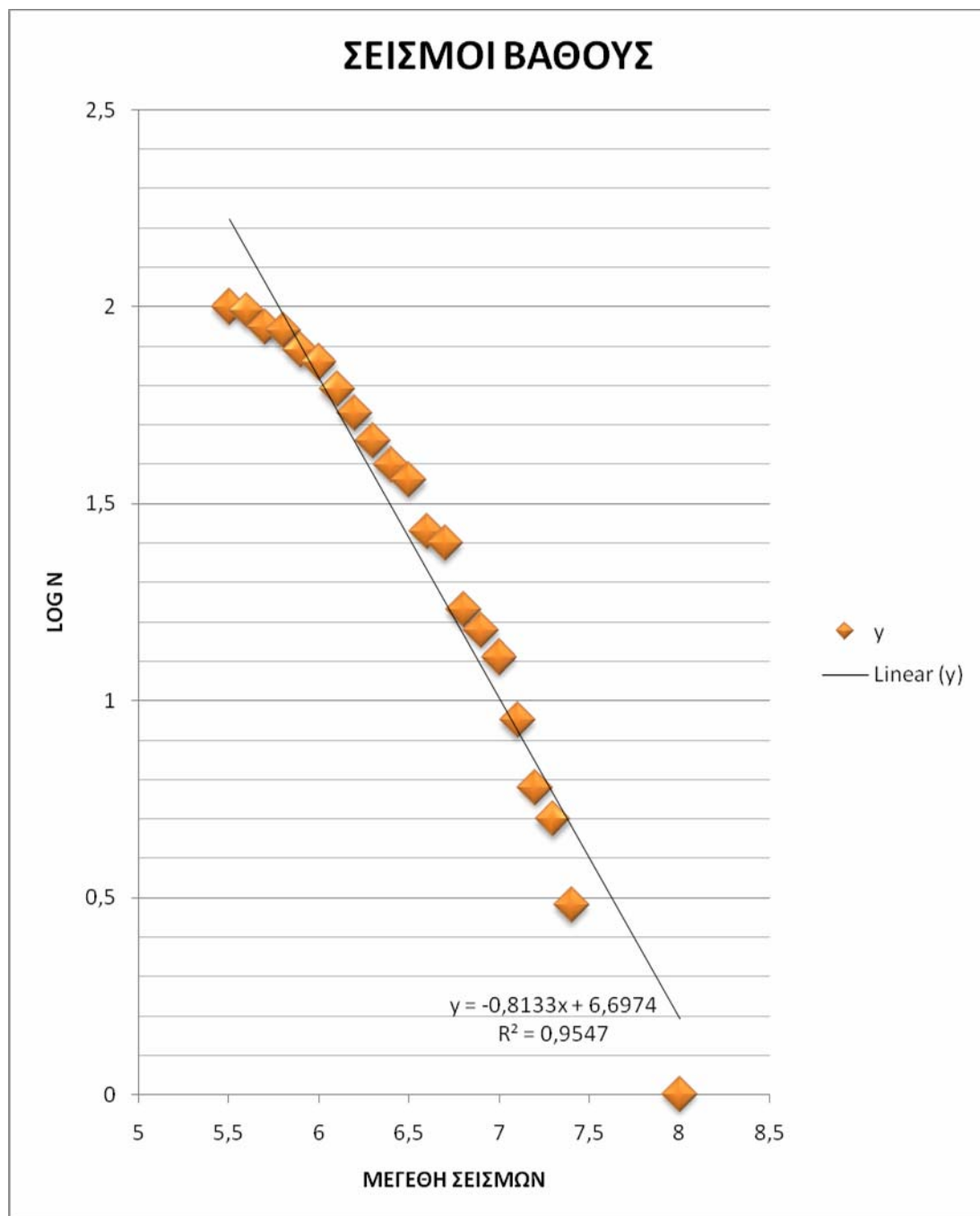


b	-0,788
am	6,642
a1	4,593

ΣΕΙΣΜΟΙ ΒΑΘΟΥΣ

x	y	xy	xx
5,5	2	11	30,25
5,6	1,99	11,144	31,36
5,7	1,95	11,115	32,49
5,8	1,94	11,252	33,64
5,9	1,89	11,151	34,81
6	1,86	11,16	36
6,1	1,79	10,919	37,21
6,2	1,73	10,726	38,44
6,3	1,66	10,458	39,69
6,4	1,6	10,24	40,96
6,5	1,56	10,14	42,25
6,6	1,43	9,438	43,56
6,7	1,4	9,38	44,89
6,8	1,23	8,364	46,24
6,9	1,18	8,142	47,61
7	1,11	7,77	49
7,1	0,95	6,745	50,41
7,2	0,78	5,616	51,84
7,3	0,7	5,11	53,29
7,4	0,48	3,552	54,76
8	0	0	64

			902,7
137	29,23	183,422	



b	-0,813
am	6,696
a1	4,647

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Γαλανόπουλος, Α.Γ. Παγκόσμια Σεισμική Γεωγραφία. Αθήνα, 1-32, 1960.
- ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ (Β. Κ. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ, Γ. Φ. ΚΑΡΑΚΑΙΣΗΣ, Π. Μ. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ)
- ΚΟΡΑΒΟΣ Χ. ΓΕΩΡΓΙΟΣ (ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΕΙΡΗΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΜΕΓΑΛΕΣ ΠΟΛΕΙΣ)
, ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ ΣΤΟ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΑΠΘ., ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ., 2000,.
- ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ ΓΗΣ (Θ. Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ) ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686- 692.
- Casaverde, L.A. and Vargas J.N., 1984. Seismic risk in Peru. *Proceedings of the 8th world conference on earthquake engineering*, vol. I, 93-100, July 21- 28, San Francisco California U.S.A.
- Count F. de Montessus. *La Geologie Sismologique*. 'Armand Colin, Paris', 488 pp., 1924
- Dewey, J.F. and Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79- 95.
- Fuenzalida, A., Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Comte, D. and Kausel, E., 1992. On the geometry of the Nazca plate subducter under Central Chile (32- 34.5'S) as inferred from microseismic data. *Tectonophysics*, 205, 1-11.

- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Am. , 34, 185- 188
- Hanus, V. And Vanek, J., 1984. Structure of Wadatti-Benioff zones and volcanism produced by the process of subduction. Tectonophysics, 112, 51- 67.
- Hasegawa, A. and Sacks, I.S., 1981. Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. J.Geophys. Res., 86, 4971- 4980.
- Hess (1948), Major structural features of the western North Pacific, an interpretation of H.O. 5485, Bathymetric Chart, Korea to New Guinea, Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 59, pp. 417-446, 2 pls.
- Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos- Nazca spreading center. Bull. Geol. Soc. America, 88, 1404- 14220.
- James, D., 1978. Subduction of the Nazca plate beneath central Peru. Geology, 7, 174- 178.
- Kanamori, H., 1977. The energy released in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
- Kellher, J.A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77, 2087- 2103.
- Lindo, R., Dorbath, C, Cisternas, A., Dorbath, L., Ocola, L. and Morales, M., 1992. Subduction geometry in central Peru from a microseismicity survey: firsts results. Tectonophysics, 205, 23- 29.
- Malave', G. And Suarez, G., 1995. Intermediate- depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. Tectonics, 14, 617- 628.

- Nur, A. and Ben- Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. Geol. Soc. Am. Mem., 154, 729-740.
- Prince, R.A. and Schweller, W.J., 1978. Dates, rates and angles of faulting in the Peru- Chile trench. Nature, 271, 743- 745.
- Reppeti (1939), Catalogue of earthquakes felt in Guam 1825- 1938, Weather Bur. Manilla, Seis. Bull., 1939 (Jan-June), pp. 27-43.
- Shedlock, K.M., 1993. Status of seismic hazard assessment around the globe: North and South America. Ann. di Geofis., 36, 103-129.
- Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E.R., Choy, G.L. and Norabuena, E., 1999. Seismic subduction of the Nazca ridge as shown by the 1996- 97 Peru earthquakes. Pageoph., 753- 776.
- Stein, S., Englen, J.E., De Meto, C., Gordan, R.G, Woods, D.R., lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. and Wiens, D.A., 1986. The Nazca- South America convergence rate and the recurrence of the 1960 Chilean earthquake. Geophys. Res. Lett., 13, 713- 716.
- Suarez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Roecker, S.W and Viode', J.P., 1990. Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru: results from a microseismic experiment. Geophys. J. Int., 103, 1- 12.
- Tanakadate, H. (1940), Volcanoes in the Mariana islands in the Japanese mandated South Seas, Bulletin volcanologique, Ser.2, Vol. 6, pp. 199-225, 8 pl.

- Tsapanos, T.M. and christova, C.V, 2000. Some preliminary results of the worldwide seismicity estimation: a case study of seismic hazard evaluation in South Ameica. Ann. Di Geofis., 43, 11-22.
- von Huene, R., Corcalan, J., Flueh, E.R., Hinz. K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W. and the CONDOR Scientists., 1977. Tectonics, 16, 474- 488.
- http://volcano.oregonstate.edu/vwdocs/volc_images/southeast_asia/mariana/basic_geology.html
- <http://my.opera.com/nielsol/blog/2008/02/27/subduction-of-the-nazca-ridge>
- http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/PlateTectonics/Maps/map_plate_tectonics_world.html