



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ
ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ**

ΣΑΚΚΟΥ ΒΑΣΙΛΙΚΗ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ

ΚΑΡΑΚΑΪΣΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ - ΚΥΡΑΤΖΗ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2016

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Αντί προλόγου.....	3
1. Εισαγωγή.....	4
2. Τεκτονική και γεωλογικό πλαίσιο του Κορινθιακού κόλπου.....	4
2.1. Νεοτεκτονική Δομή.....	9
3. Στρωματογραφική Διάρθρωση της Τάφρου της Κορίνθου.....	11
4. Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη.....	13
5. Φυσιογραφία του Κορινθιακού κόλπου.....	15
6. Σεισμικότητα στον Κορινθιακό κόλπο.....	16
7. Σεισμικές ακολουθίες.....	18
7.1. Ορισμός και είδη σεισμικής ακολουθίας.....	18
7.2. Γένεση και καθορισμός σεισμών σεισμικών ακολουθιών.....	20
8. Χρονική κατανομή των σεισμών σεισμικής ακολουθίας.....	21
9. Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών σεισμικής ακολουθίας.....	23
10. Μελέτη των σμηνο-ακολουθιών του 2013.....	24
11. Συμπεράσματα.....	42
Βιβλιογραφία.....	43

Αντί προλόγου

Η εργασία αυτή εκπονήθηκε στα πλαίσια του μαθήματος της Διπλωματικής.

Θέλω να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλους τους καθηγητές της Σεισμολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου που μου κέντρισαν το ενδιαφέρον για την Σεισμολογία μέσα από τις παραδόσεις των μαθημάτων τους και μου έδωσαν την ευκαιρία να ασχολήθω με το αντικείμενο που με ενδιαφέρει.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω τους καθηγητές της Σεισμολογίας κ. Καρακαϊση Γεώργιο και κ.Κυρατζή Αναστασία για την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφεραν καθ'όλη τη διάρκεια συγγραφής της εργασίας.

Τέλος ευχαριστώ θερμά την οικογένειά μου για την βοήθεια τους σε υλικό και πνευματικό επίπεδο καθ'όλη την διάρκεια των σπουδών μου.



Σχήμα 1. Βλάβες σε διώροφη κατασκευή στην πλειόσειστη περιοχή του σεισμού των Αλκυονίδων Νήσων (Κορινθιακός κόλπος) που έγινε στις 24 φεβρουαρίου 1981 με μέγεθος $M=6,7$.

1.Εισαγωγή

Η παρούσα διπλωματική εργασία ασχολείται με την μικροσεισμικότητα του ευρύτερου Κορινθιακού κόλπου. Η μελέτη επικεντρώνεται σε μία σειρά από μικρούς σεισμούς που έγιναν τους μήνες Φεβρουάριο έως Νοέμβριο του 2013 και που συγκροτούν μια σμηνο-ακολουθία.

Η υπό μελέτη σεισμικότητα καταγράφηκε από το Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων. Η περιοχή βρίσκεται στις συντεταγμένες 22.0° - 22.2° ανατολικά και 38.2° - 38.3° βόρεια. Τα δεδομένα αξιοποιήθηκαν και έγινε χρονική και κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας. Σκοπός της εργασίας είναι:

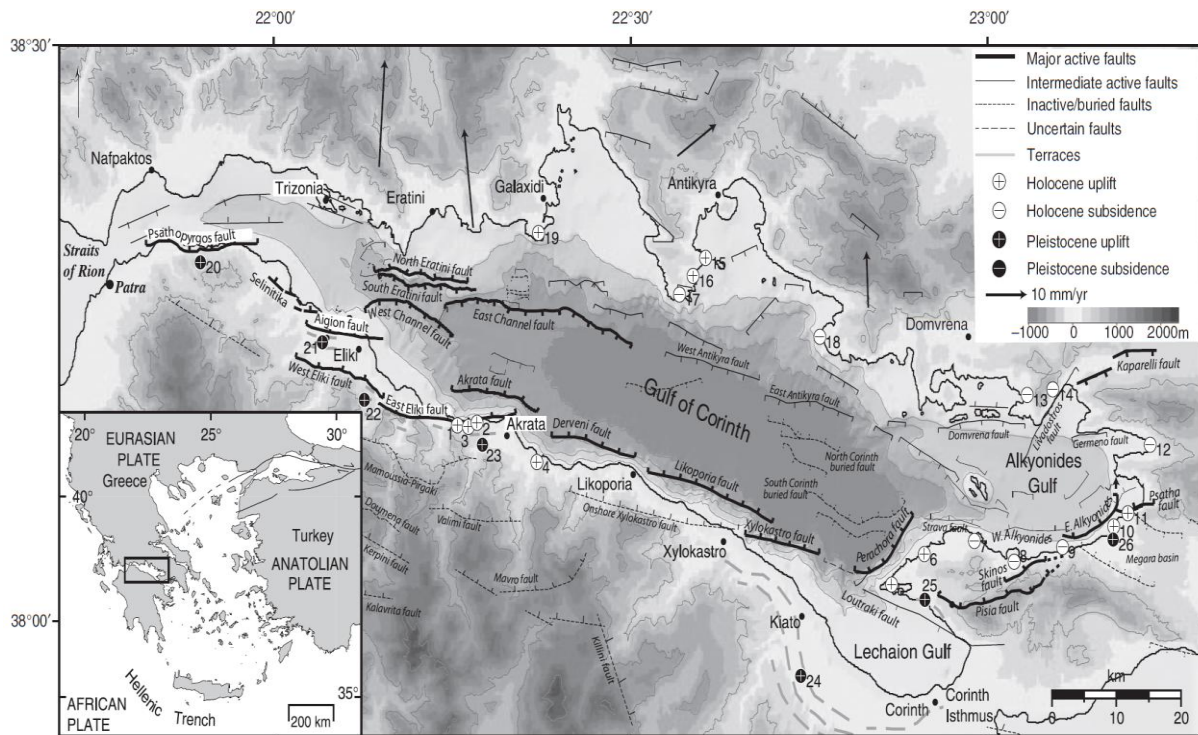
- Περιγραφή των κύριων γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής
- Περιγραφή της σεισμικότητας της περιοχής στο διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα
- Κατανομή των σεισμών της ακολουθίας ως προς το μέγεθος και το χρόνο

2. Τεκτονική και γεωλογικό πλαίσιο του Κορινθιακού κόλπου

Ο Κορινθιακός Κόλπος είναι μια σύνθετη μετα-ορογενετική – νεοτεκτονική, ασύμμετρη τάφρος με γεωμετρία η οποία ποικίλλει κατά μήκος. Η τεκτονική τάφρος του Κορινθιακού Κόλπου έχει μήκος περίπου 110 Km, πλάτος που φθάνει τα 30 Km και βάθος έως 920 m. Αποτελεί μια τυπική μεταλπική λεκάνη, η οποία έχει φορά ΔΒΔ-ΑΝΑ (Doutsos et al., 1992) και το βόρειο άκρο της οριοθετείται από ένα λιστρικό ρήγμα. Η μετατόπιση κατά μήκος αυτού του ρήγματος είναι μεγαλύτερη από 1 km, ενώ πιθανόν το ρήγμα να σχετίζεται με την ύπαρξη μιας επιφάνειας αποκολλήσεως. Σύμφωνα με πολλούς ερευνητές (π.χ. Heezen et al., 1966, Brooks and Ferentinos, 1984), ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια ασύμμετρη τεκτονική κοιλάδα που μάλλον δημιουργήθηκε μεταξύ κατώτερου Μειόκαινου και του ανώτερου Πλειόκαινου.

Ο Κορινθιακός κόλπος είναι μια ισχυρώς παραμορφούμενη ζώνη στην κεντρική Ελλάδα, που υφίσταται εφελκυσμό Β-Ν σε ρυθμούς 5-15 mm/yr (McKenzie, 1972, Roberts and Jackson, 1991, κλπ. Σχ.2). Είναι νεότερος από άλλες παρόμοιες λεκάνες και σε αυτόν γίνονται πολλοί σεισμοί. Η επέκταση πιστεύεται ότι σχετίζεται με κάποιο συνδυασμό των ακόλουθων παραγόντων: (α) οπισθότοξη επέκταση λόγω καταβύθισης της Μεσογειακής Λιθόσφαιρας (μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής πλάκας) κάτω από την Ελληνική τάφρο (McKenzie, 1972, 1978, Doutsos et al, 1988), (β) την προς τα δυτικά επέκταση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας (Dewey and Sengor, 1979, Armijo et al., 1996) και βαρυτική κατάρρευση της λιθόσφαιρας που αυξάνεται σε πάχος στην ορογένεση των Ελληνίδων (Jolivet, 2001, Le Pourhiet et al., 2003).

Η εξέλιξη της λεκάνης ορίζεται από κανονικά ρήγματα. Τα ρήγματα αυτά είναι συνιζηματογενή και επομένως ενεργά, με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (Ferentinis et al., 1985). Μια σειρά τριών κύριων ρηγμάτων, του Ψαθόπυργου, της Ελίκης και του Ξυλοκάστρου τα οποία κλίνουν βόρεια και έχουν διεύθυνση Α-Δ, οριοθετούν το νότιο όριο του Κόλπου. Το μήκος τους είναι περίπου 25 km, γεγονός το οποίο οριοθετεί το μέγιστο μέγεθος σεισμού με κάθε ένα από τα ρήγματα αυτά να είναι περίπου $M_w=6.7$ (Roberts and Jackson, 1991). Αν και η χαρτογράφηση των ενεργών ρηγμάτων στην επιφάνεια είναι γενικά αποδεκτή, η γεωμετρία τους με το βάθος δεν είναι ξεκάθαρη, με αποτέλεσμα να έχουν προταθεί «λιστρικού» τύπου ρήγματα (Poulimenos et al., 1989, Doutsos and Piper, 1990), μία σχεδόν επίπεδη ενεργή σεισμική ζώνη (Rigo et al. 1996) και ρήγματα σχετιζόμενα με το ανώτερο τμήμα του φλοιού με πλαστική παραμόρφωση (Armijo et al., 1996) για να ερμηνευτεί η παραμόρφωση στην περιοχή.

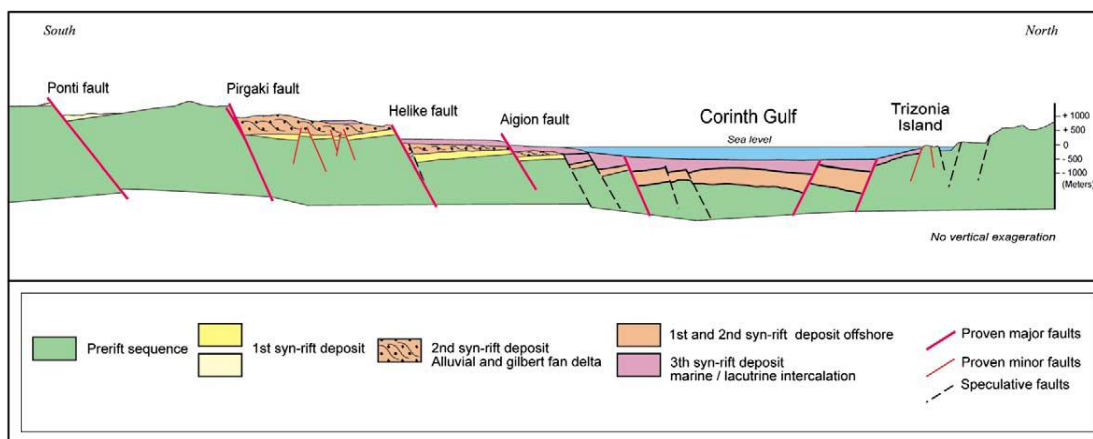


Σχήμα 2. Κύρια ρήγματα στην λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου. Τα βέλη στην βόρεια ακτή του κόλπου είναι τα διανύσματα ταχύτητας (μετρήσεις από GPS) σε σχέση με τη νότια ακτή (Bell et al., 2009).

Το Δυτικό τμήμα της τεκτονικής τάφρου του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζεται από την παρουσία ιζημάτων ομαλής κλίσης προς Βορρά και Νότο και ελέγχεται από δύο κύριες ρηγιγενείς ζώνες.

Αυτές οι ζώνες έχουν διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ και αποτελούνται από ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ σε μια κλιμακοειδή διάταξη. Η κατακόρυφη μετατόπιση κατά μήκος των ζωνών είναι μικρή στο δυτικό μέρος του κόλπου και αυξάνεται προς την ανατολή φτάνοντας πάνω από 500m. Η αύξηση της κατακόρυφης μετατόπισης προς την ανατολή κατά μήκος υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών, συμπίπτει με την αύξηση του βάθους του κόλπου και το μικρό πάχος των Πλειο-Τεταρτογενών αποθέσεων. Αυτή η κλιμακοειδής διάταξη των ρηγμάτων η οποία εμφανίζεται στις ρηξιγενείς ζώνες, παρατηρείται και στις υποθαλάσσιες και στις ηπειρωτικές περιοχές (Papanikolaou et al., 1997).

Τα ρήγματα του Κορινθιακού Κόλπου (Σχ.3), προκαλούν ανύψωση του επιπέδου των Πλειστοκαινικών θαλάσσιων αποθέσεων για πάνω από 1000m στη Β.Πελοπόννησο. Η Στερεά είναι συνεχώς κάτω από ένα καθεστώς υποχώρησης-καθίζησης και γι'αυτόν το λόγο δεν εμφανίζονται στη βόρεια ακτή του Κορινθιακού, μεταλλικές θαλάσσιες αποθέσεις. Επομένως υπάρχει μια 'μετακίνηση' του Κορινθιακού Κόλπου, προς τα βόρεια κυρίως από το άνω Πλειστόκαινο μαζί με μια σύγχρονη ανύψωση του επιπέδου της Β. Πελοποννήσου. Αυτή η ανύψωση είναι διαφορετική από τα ανατολικά προς τα δυτικά, παρουσιάζοντας αύξηση από την πόλη της Κορίνθου (Ανατολή) μέχρι την περιοχή του Διακοφτού (Δύση). Η κατακόρυφη ανύψωση της βάσης των ρηγμάτων του νοτίου περιθωρίου υπολογίζεται σε 1mm/yr σύμφωνα με σεισμολογικά δεδομένα (Tselentis and Makropoulos 1986, Billiris et al. 1991, Davies et al. 1997). Δεδομένα ωστόσο προέρχονται από ανυψωμένες παλαιοακτές και θαλάσσιες αναβαθμίδες, προτείνουν ένα μέσο ρυθμό κατακόρυφης μετατόπισης της τάξης των 4-7 mm/yr (Stewart 1996, McNeill and Collier 2004, De Martini et al. 2004, McNeill et al. 2005). Το γεγονός αυτό αναδεικνύει ένα ελλειμματικό ισοζύγιο της κατακόρυφης κίνησης των ρηγμάτων σε σχέση με τους γεωδαιτικά προσδιορισμένους ρυθμούς διαστολής που είναι 0.3-1 mm/yr (Clarke et al. 1998, Briole et al. 2000, Avallone et al. 2004).



Σχήμα3: Σχηματική απεικόνιση ρηγμάτων Κορινθιακού Κόλπου διεύθυνσης βορρά- νότου (I.Morreti et al. 2003)

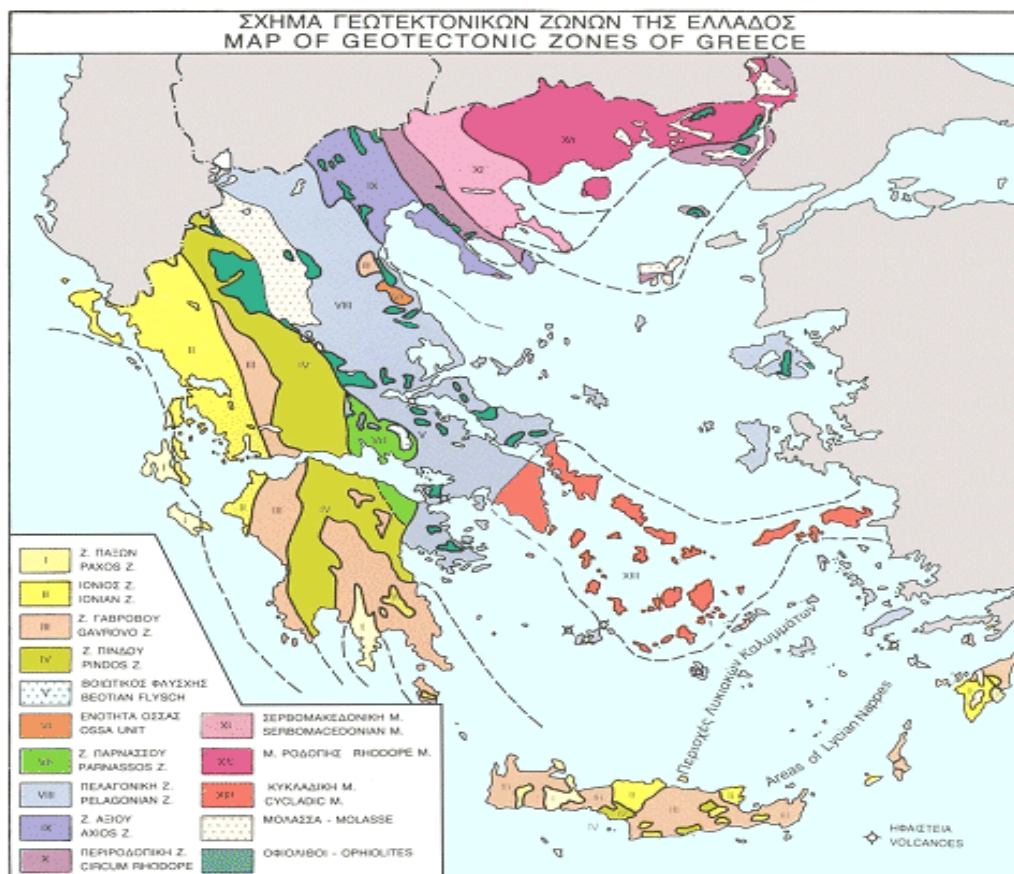
Σημαντική διαφορά παρατηρείται και στην ανύψωση των ακτών στο νότιο περιθώριο σε σχέση με την αντίστοιχη του βορείου περιθωρίου είτε αυτή οφείλεται σε βίαια σεισμικά γεγονότα είτε σχετίζεται με τις ευστατικές θαλάσσιες μεταβολές, ενώ μειώνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Ειδικότερα βασιζόμενοι σε θαλάσσιες αναβαθμίδες το δυτικό τμήμα της τάφρου παρουσιάζει ρυθμούς ανύψωσης μεταξύ 1.5-2.2 mm/yr (Frydas 1991, Stewart and Vita-Finzi 1996, Soter 1998), το κεντρικό τμήμα μεταξύ Ξυλόκαστρου και Κορίνθου 0.4-1.57 mm/yr (Keraudren and Sorel 1987, Doutsos and Piper 1990, Armijo et al. 1996, Dia et al. 1997, Westaway 2002) και το ανατολικό ανυψώνεται με ρυθμό 0.7 mm/yr (Pirazzoli et al. 1994, Stewart and Vita-Finzi 1996).

Πίνακας 1. Πίνακας στον οποίο αναφέρονται οι ρυθμοί ανύψωσης σε διάφορες θέσεις του Κορινθιακού Κόλπου.

Ρυθμοί ανύψωσης	Θέση	Μέθοδος Υπολογισμού	Αναφορές
4 – 7 mm/yr	Περιοχή Αιγιαλείας	Ανυψωμένες παλαιοακτές και θαλάσσιες αναβαθμίδες	Stewart 1996, McNeill and Collier 2004, DeMartini et al. 2004, McNeill et al. 2005, 2007
1 mm/yr	Νότιος Κορινθιακός	Σεισμολογικά ευρήματα	Tselentis and Makropoulos 1986
1.5 – 2.2 mm/yr	Δυτικός Κορινθιακός	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	Frydas 1991, Stewart and Vita-Finzi 1996, Soter 1998
0.4 – 1.57 mm/yr	Περιοχή Ξυλόκαστρου	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	Keraudren and Sorel 1987, Doutsos and Piper 1990, Armijo et al. 1996, Westaway 2002
0.7 mm/yr	Ανατολικός Κορινθιακός	Θαλάσσιες αναβαθμίδες	Pirazzoli et al. 1994, Stewart and Vita-Finzi 1996
0.3mm/yr	Πίσσια –Σχίνος – Μέγαρα	Χρονολόγηση κοραλλιών	Collier et al. 1992
0.2mm/yr	Ισθμός	Χρονολόγηση κοραλλιών με τεχνικές διαχωρισμού Sr, U, Th	Dia et al. 1997
0.3mm/yr	Εξαμίλια	Χρονολόγηση κοραλλιών με τεχνικές διαχωρισμού Sr, U, Th	Dia et al. 1997
1.5 mm/yr	Μαύρα Λιθάρια	Χρονολόγηση κοραλλιών	Kershaw et al. 2005

Ο Κορινθιακός κόλπος εκτείνεται από το πορθμό του Ρίου- Αντιρρίου στα δυτικά έως και τον κόλπο των Αλκυονίδων στα ανατολικά. Στα δυτικά ο Κορινθιακός κόλπος επικοινωνεί με το Ιόνιο πέλαγος μέσω του Πορθμού του Ρίου – Αντιρρίου και του Πατραϊκού κόλπου. Στα ανατολικά η τεχνητή διώρυγα του Ισθμού επιτρέπει από το 1893 την επικοινωνία με τον Σαρωνικό κόλπο. Η λεκάνη του Κορινθιακού διατέμνεται σχεδόν κάθετα τις ενότητες των εσωτερικών Ελληνίδων (Brooks and Ferentinos, 1984; Παπανικολάου κ.α., 1997). Η περιοχή μελέτης αποτελείται όπως φαίνεται και στο χάρτη (ΣΧ.4) από τέσσερις διαφορετικές εσωτερικές ζώνες. Οι ζώνες αυτές από τα δυτικά προς τα ανατολικά είναι οι εξής:

- Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- Ζώνη Ωλονού – Πίνδου
- Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας
- Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη Ανατολικής Ελλάδας



Σχήμα 4: Γεωλογικές ζώνες της Ελλάδας (Mountrakis et al., 1983)

2.1. Νεοτεκτονική Δομή

Σύμφωνα με τα στοιχεία που έχουν προκύψει μέχρι στιγμής από την ανάλυση των σεισμικών τομών, τα κυριώτερα χαρακτηριστικά της νεοτεκτονικής δομής του Δ. Κορινθιακού κόλπου είναι τα εξής:

Υποθαλάσσια Μορφολογία : Μορφολογικά, το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου μπορεί να διακριθεί σε τρεις περιοχές: την ηπειρωτική πλατφόρμα, την κατωφέρεια και την κύρια λεκάνη.

Στις περισσότερες περιοχές του Κόλπου η ηπειρωτική πλατφόρμα απουσιάζει ή περιορίζεται σε πολύ μικρή απόσταση από την ακτή, μέχρι λίγες δεκάδες μέτρα. Στις λίγες περιπτώσεις που εμφανίζεται, στη περιοχή Ψαθόπυργου και Μόρνου, στον Όρμο της Ερατεινής και τον Κόλπο της Ιτέας, το βάθος του ορίου της πλατφόρμας δεν είναι σταθερό και κυμαίνεται μεταξύ 74-110 m. Ιδιαίτερα στη περιοχή της Αιγιαλείας το όριο της πλατφόρμας ευρίσκεται σε βάθος 35-55 m.

Η βόρεια και η νότια κατωφέρεια του Κόλπου χαρακτηρίζονται από έντονες μορφολογικές κλίσεις που κυμαίνονται μεταξύ 15-30%.

Η κύρια λεκάνη αποτελεί το βαθύτερο επίπεδο τμήμα του Κόλπου που εκτείνεται μεταξύ της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας. Το βάθος της αυξάνεται σταδιακά από Δ προς Α από 200m στη περιοχή ΝΑ των εκβολών του Μόρνου σε 930m περίπου στο κεντρικό τμήμα του Κόλπου (Δ. Παπανικολάου κ.ά.). Εθνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών, Αγ. Κοσμάς, 16604 Ελληνικόν, Αθήνα).

Ρηξιγενείς Δομές: Το τελευταίο στάδιο εξέλιξης της τάφρου του Δ. Κορινθιακού Κόλπου με τη σημερινή της μορφή ελέγχεται από δύο σημαντικές υποθαλάσσιες ρηξιγενείς ζώνες που εντοπίζονται κατά μήκος της βόρειας και της νότιας κατωφέρειας του Κόλπου. Παρουσιάζουν μέση διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ, παράλληλη προς την μέση διεύθυνση των ακτογραμμών και προς τον επιμήκη άξονα του Κόλπου, αλλά αποτελούνται από μία σειρά ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία διατάσσονται κλιμακωτά (en echelon).

Η κατακόρυφη μετατόπιση κατά μήκος των δύο υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών είναι της τάξης των 200m στο δυτικό τμήμα του Κόλπου και αυξάνεται σταδιακά προς ανατολικά. Στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου το συνολικό κατακόρυφο άλμα τόσο της νότιας όσο και της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης υπερβαίνει τα 1000-1200m. Στην κλίμακα παρατήρησης που προσφέρεται από τις καταγραφείσες σεισμικές τομές (βάθος διείσδυσης μέχρι 500-550 m κάτω από τον πυθμένα) οι δύο ρηξιγενείς ζώνες παρουσιάζονται ισοδύναμες, ενώ στο ανατολικό τμήμα της περιοχής δεν ανιχνεύθηκε το υπόβαθρο των πρόσφατων ιζημάτων της λεκάνης.

Εκτός των δύο κύριων περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών, η κύρια λεκάνη ιζηματογένεσης χαρακτηρίζεται από την παρουσία συνιζηματογενών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ. Παρόμοιας ως επί το πλείστον διεύθυνσης ρήγματα εμφανίζονται και στις περιοχές που παρεμβάλλονται μεταξύ της ακτογραμμής και του ίχνους των δύο ρηξιγενών ζωνών και δημιουργούν δεύτερης τάξης τεκτονικές δομές τάφρων και υβωμάτων. Στη δράση των ρηγμάτων αυτών κατά το Α. Πλειστόκαινο – Ολόκαινο οφείλεται ως ένα βαθμό η διακύμανση του βάθους του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας.

Διαφοροποίηση της κύριας διεύθυνσης των ρηξιγενών δομών παρατηρείται μόνο στο δυτικό άκρο του Κόλπου, στη περιοχή μεταξύ Ρίου-Αντιρίου και των εκβολών του Μόρνου, στην οποία η επικρατούσα διεύθυνση των ρηγμάτων είναι ΝΔ-ΒΑ (Παπανικολάου κ.ά. Εθνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών, Αγ. Κοσμάς, 16604 Ελληνικόν, Αθήνα).

Ιζηματογένεση: Η κύρια λεκάνη του Κόλπου χαρακτηρίζεται από περιβάλλον απόθεσης τουρβιδιτικού χαρακτήρα ιζημάτων (Brooks and Ferentinos, 1984). Το πάχος των πρόσφατων Πλειο-Τεταρτογενών ιζημάτων δεν είναι σταθερό και σε συμφωνία με το βάθος του Κόλπου και το άλμα των δύο περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών αυξάνεται από δυτικά (100m) προς ανατολικά (>550m).

Οι περιοχές μέγιστου πάχους ιζημάτων (depo centers) είναι επιμήκεις σε διεύθυνση Α-Δ και παρουσιάζουν κλιμακωτή διάταξη κατά μήκος του Κόλπου, ευρισκόμενες σε συμφωνία με τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά των ρηγμάτων που συνιστούν τις δύο περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες.

Σε πολλές περιοχές του Κόλπου το μεγαλύτερο τμήμα της κύριας λεκάνης καλύπτεται από μάζες πρόσφατων ιζημάτων που έχουν αποκοπεί από το εξωτερικό τμήμα της πλατφόρμας και έχουν ολισθήσει κατά μήκος της κατωφέρειας προς τα βαθύτερα σημεία. Πρόκειται για σύνθετα κατολισθητικά φαινόμενα (περιστροφικές κατολισθήσεις, debris flows κ.λ.π.), τα οποία δραστηριοποιούνται επεισοδικά είτε λόγω σεισμικής διέγερσης είτε ασεισμικά. Η επαναλαμβανόμενη δράση των φαινομένων αυτών έχει οδηγήσει στην οπισθοχώρηση τοπικά του ορίου της ηπειρωτικής πλατφόρμας με χαρακτηριστικότερη περίπτωση αυτή της περιοχής ανοικτά των ακτών της Αιγιαλείας. Η συχνή εμφάνιση παλιρροιακών κυμάτων – τσουνάμιας (Paradopoulos and Chalkis 1984, Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989) με σημαντικές καταστροφές στις ακτές του Δ. Κορινθιακού Κόλπου (373 π.Χ. Αρχαία Ελίκη, 551 μ.Χ. Ιτέα, 1402, 1748, 1817, 1861 Αιγιαλεία, 1963 Λόγγος –Λαμπίρη, 1/1/1996 Αιγιαλεία) οφείλεται στην δραστηριοποίηση των υποθαλάσσιων αυτών κατολισθήσεων.

3. Στρωματογραφική Διάρθρωση της Τάφρου της Κορίνθου

Η τάφρος της Κορίνθου κόβει εγκάρσια τις τεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων οροσειρών. Η κατώτερη ενότητα συνίσταται από τη φυλλιτική – χαλαζιακή σειρά με πάχος 1.5 – 2 km η οποία χαρακτηρίζεται από την εναλλαγή φυλλιτών, σχιστολίθων και χαλαζιτών (Jacobs hagen et al. 1978, Xyrolias and Doutsos 2000, Dornsiepen et al. 2001). Η υπερκείμενη ενότητα είναι η ενότητα Γαβρόβου – Τριπόλεως (ζώνη Γαβρόβου – Τριπόλεως) η οποία αποτελείται από μαζώδεις Μεσοζωικούς ασβεστολίθους και δολομιλιτες πάχους 2 - 3 km (Xyrolias and Doutsos 2000, Dornsiepen et al. 2001). Η ανώτερη τεκτονική ενότητα είναι η Πίνδος (ζώνη Πίνδου) η οποία περιλαμβάνει Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους βαθιάς θάλασσας που φτάνουν τα 1.5 km σε πάχος (Aubouin et al. 1963, Pham et al. 2000).

Στο ανυψωμένο νότιο τμήμα της τάφρου εκτίθενται οι παρακάτω ιζηματογενείς ακολουθίες. Στο χερσαίο νότιο περιθώριο επικρατούν οι Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι οι οποίοι αποτελούν την κατώτερη ενότητα της ζώνης Πίνδου. Τόσο οι ασβεστόλιθοι όσο και οι παρεμβαλλόμενοι ραδιολαρίτες κάνουν επιφανειακή εμφάνιση εξαιτίας της ανύψωσης από τη δράση των ενεργών ρηγμάτων (Armijo et al. 1996, Ghisetti and Vezzani 2004). Στη συνέχεια προς βορρά συναντώνται αλλουβιακά ριπίδια και λιμναία κροκαλοπαγή δελταϊκών ριπιδίων (Poulimenos et al. 1993, Zelilidis and Kontopoulos 1996) και μάργες που αποτέθηκαν στο κέντρο της τάφρου μέσης ως ανώτερης Πλειστοκαινικής ηλικίας, ενώ λεπτές θαλάσσιες ή ποτάμιες αναβαθμίδες κυριαρχούν κοντά στη σημερινή ακτογραμμή (Ori 1989, Doutsos and Piper 1990).

Τα δελταϊκά ριπίδια της Κορίνθου αποτελούνται από τρεις ιζηματολογικές ενότητες (topset–foreset–bottomset) και εντοπίζονται σε υψόμετρα 1000 - 1200 m από την επιφάνεια της θάλασσας (Ori 1989, Poulimenos et al. 1993, Dart et al. 1994, Zelilidis and Kontopoulos 1996). Η ιδιαιτερότητά τους έγκειται στο γεγονός ότι εμφανίζουν πολύ μεγάλο πάχος που κυμαίνεται από 100 – 700 m. Επίσης φανερώνουν υψηλούς ρυθμούς ανύψωσης καθώς η δημιουργία τους προϋποθέτει τη δημιουργία κενού χώρου (από την ανύψωση της βάσης ενός ρήγματος), ώστε να μπορέσουν να αναπτυχθούν (Ori 1989). Η αδρομερή τους σύσταση που αποτελείται από κλάστες μεγέθους μερικών εκατοστών προερχόμενους από τους προ – Μειοκαινικούς σχηματισμούς και η προέλαση μεγάλης κλίμακας και μεγάλης κλίσης δελταϊκών ακολουθιών γνωστών ως fohset αποτελεί τη μεγαλύτερη απόδειξη ότι πρόκειται για τύπου Gilbert δελταϊκά ριπίδια (Doutsos and Piper 1990, Malartre et al. 2004).

Οι Zelilidis and Kontopoulos (1996) ωστόσο, θεώρησαν ένα καινούργιο υποτύπο δελταϊκών ριπιδίων στον οποίο απουσιάζει η σειρά πυθμένα (bottomset). Η απουσία αυτή έχει σύμφωνα με τους συγγραφείς τεκτονική προέλευση και περιορίζεται στην περιοχή βορειοανατολικά της πόλης του Αιγίου.

Ποταμολιμναίες ακολουθίες έχουν αναγνωριστεί και στο ανατολικό τμήμα της τάφρου της Κορίνθου στην χερσόνησο της Περαχώρας από τους Collier (1988), Collier and Dart (1991) και Bentham et al. (1991). Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες που κυριαρχούν κοντά στη σημερινή ακτογραμμή της βόρειας Πελοποννήσου ως και το υψόμετρο των 400 m είναι αποτέλεσμα τόσο των ευστατικών μεταβολών της στάθμης της θάλασσας όσο και της δράσης των ρηγμάτων του νότιου περιθωρίου.

Στο εσωτερικό του Κορινθιακού Κόλπου οι ιζηματογενείς διαδικασίες συνίστανται σε τουρβιδιτικές αποθέσεις με παρενστρώσεις ροών κορημάτων στο κέντρο του. Στα στόμια των ποτάμιων συστημάτων κατά μήκος των ακτών της βόρειας Πελοποννήσου συνεχίζεται ως σήμερα η ανάπτυξη υποθαλάσσιων δελταϊκών ριπιδίων. Η ανάπτυξη αυτή είναι παρόμοια με αυτή που συντελέστηκε κατά τη δημιουργία δελταϊκών ριπιδίων τύπου Gilbert κατά το Πλειόκαινο και ευνοείται από τη μεγάλη παροχή υλικού που προσφέρεται από τα ποτάμια συστήματα και από τις μεγάλες κλίσεις που διαμορφώνονται από τα υποθαλάσσια ρήγματα (Ferentinos et al. 1988, Seger and Alexander 1993, Dart et al. 1994, Collier and Gawthorpe 1995, McNeill et al. 2005, Charalambakis et al. 2005). Οι υψηλές αυτές κλίσεις των υποθαλάσσιων ρηγμάτων πυροδοτούν εκτεταμένες βαρυτικές κινήσεις οι οποίες συνίστανται σε κατολισθήσεις, ροές κορημάτων ή ρευστοποιημένες ροές και καλύπτουν τον πυθμένα στα βαθύτερα τμήματα της τάφρου της Κορίνθου (Hasiotis et al. 2002, Paratheodorou et al. 2003).

Η ιζηματογένεση στην τάφρο της Κορίνθου ελέγχεται και τροποποιείται από την τεκτονική δράση, η οποία με τη δημιουργία υψηλού τοπογραφικού αναγλύφου από τη ανάδραση σεισμικών ρηγμάτων δημιουργεί συνθήκες κατάλληλες για υψηλή παροχή ιζήματος. Επιπλέον ο προσανατολισμός και η οργάνωση των ρηγμάτων αυτών σε μεγάλης κλίμακας ενεργά τεκτονικά μπλοκ θεωρείται ότι παίζουν καθοριστικό ρόλο στο μέγεθος και τη λειτουργία τόσο των λακανών ιζηματογένεσης όσο και των λεκανών απορροής (Seger and Alexander 1993, Zelilidis 2000). Η υψηλή παροχή ιζήματος έχει ως συνέπεια οι Varnavas et al (1986) να εκτιμούν τον ρυθμό ιζηματογένεσης σε 0.8 - 2.5 mm/yr, πολύ υψηλότερο από αυτό που προτείνουν οι Perissoratis et al. (2000) και είναι μόνο 0.25 – 0.5 mm/yr, αλλά σε αντιστοιχία με αυτόν που υπολογίζεται από τους Paratheodorou et al. (2003) για τον κεντρικό Κορινθιακό κατά το διάστημα 1974 – 1984 και κυμαίνεται μεταξύ 0.4 – 2.8 mm/yr.

4. Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί τμήμα της Κορινθιακής τάφρου, είναι μία από τις πλέον ενεργά νεοτεκτονικά και σεισμικά περιοχές της Μεσογείου αφού συνεχίζει και σήμερα να διαστέλλεται και να βυθίζεται. Πιο συγκεκριμένα ο κόλπος αποτελεί το βορειότερο και το πιο ενεργό τμήμα της τάφρου.

Σχηματίζει μία μεταλλική υποθαλάσσια ιζηματογενή λεκάνη, η οποία διατέμνει σχεδόν κάθετα τις ενότητες των εσωτερικών Ελληνίδων (Brooks and Ferentinos, 1984, Papanikolaou, 1997). Η λεκάνη ιζηματογένεσης δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια του ανώτερου Μειόκαινου ενώ κανονικά ρήγματα καθορίζουν την ανάπτυξή της. Τα ιζήματα πλειστοκαινικής ηλικίας καθώς ανυψώνονται τουλάχιστον κατά 1000 m διαμορφώνουν ένα έντονο ανάγλυφο στην ευρύτερη περιοχή της Βόρειας Πελοποννήσου λόγω της ύπαρξης αυτών των κανονικών ρηγμάτων (Philippson, 1892, Kellelat et al., 1976, Doutsos et al., 1988, 1992) όσο και για το έντονο ανάγλυφο ως συνεπακόλουθο αυτής της ανύψωσης.

Οι Ori (1989) και Doutsos and Piper (1990) θεωρούν ότι η ανάπτυξη της τάφρου της Κορίνθου πραγματοποιείται σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο, κατά τη διάρκεια του Πλειοκαίνου, η τάφρος αποτελούσε ενιαία ενότητα με τη λεκάνη των Πατρών, διαμορφώνοντας μια αρχικά στενή γραμμική λεκάνη ίσου πλάτους και βάθους. Η φυσιογεωγραφία του κόλπου επέτρεπε μόνο την απόθεση χερσαίων ιζημάτων και αποθέσεις ρηχών νερών. Προς το τέλος του Πλειοκαίνου το καθεστώς διαστολής που επικρατεί εξαιτίας της δράσης των ΔΒΔ ρηγμάτων (Kowalczyk et al. 1977) έχει ως συνέπεια τον σχηματισμό τριών ασύμμετρων τάφρων της Πατραϊκής, του Ρίου και της Κορινθιακής. Σε αυτό το δεύτερο στάδιο σχηματίζεται μια σειρά από δελταϊκά ριπίδια τύπου Gilbert και αδρομερείς χερσαίες αποθέσεις μέγιστου πάχους 1200 m στις νότιες ακτές της τάφρου της Κορίνθου. Αντίθετα στα βαθύτερα σημεία της τάφρου πραγματοποιείται απόθεση τουρβιδιτών. Οι Perissoratis et al. (2000) και Bell et al. (2008) υποστηρίζουν την άποψη ότι κατά τη χρονική διάρκεια αυτού του σταδίου (τα τελευταία 5 εκατομμύρια χρόνια) ο Κορινθιακός κόλπος επηρεαζόμενος από τις παγκόσμιες ευστατικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας (παγετώδη περίοδος) και με δεδομένο το μικρό βάθος του στα στενά του Ρίου (όχι μεγαλύτερο από 60 m) για κάποια χρονική περίοδο αποτελούσε λίμνη.

Οι Doutsos et al. (1988) πρότειναν την προς δύση διάνοιξη της τάφρου με βάση την κατανομή των ιζηματογενών φάσεων. Διαπίστωσαν ότι προς τα δυτικά συντελείται απολέπτωση των Πλειοκαινικών ιζημάτων, ενώ και το ποσοστό διαστολής από 50% στο κεντρικό τμήμα της τάφρου περιορίζεται σε 10% στην τάφρο της Πάτρας. Σε παρόμοιο συμπέρασμα κατέληξαν οι Le Pichon et al. (1995) και Armijo et al. (1996) βασιζόμενοι στο γεγονός ότι το συνολικό ποσοστό διαστολής με βάση γεωδαιτικά και σεισμολογικά στοιχεία μειώνεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Αντίθετα οι Leeder et al. (2008) λαμβάνοντας υπόψη γεωχρονολογικές

ενδείξεις από τη λεκάνη των Μεγάρων νότια του ενεργού ανατολικού Κορινθιακού θεωρούν ότι η διάνοιξη της τάφρου ξεκίνησε στο Ανώτερο Πλειόκαινο σε όλο το μήκος της τάφρου και αντιπαρατίθενται στην παραπάνω θεωρία της διαδοχικής διάνοιξης προς τα δυτικά.

Ωστόσο, σε όλη τη διάρκεια του Τεταρτογενούς η τεκτονική δραστηριότητα θεωρείται ότι μεταναστεύει προς το εσωτερικό της τάφρου, ενώ παράλληλα η βάση (footwall) των ενεργών ΔΒΔ ρηγμάτων (master faults) ανυψώνεται και στρέφεται προς τα νότια (Poulimenos et al. 1993, Koukouvelas et al. 1996). Η ταυτόχρονη δράση των ΔΒΔ κύριων ρηγμάτων (master faults) και των ΒΒΑ ρηγμάτων μεταβίβασης (transfer faults) επηρεάζει την εξέλιξη της τάφρου. Η δράση αυτών των ρηγμάτων σχηματίζει μικρές λεκάνες ιζηματογένεσης στα νότια περιθωρία της (περιοχή Αιγίου, Καλαβρύτων). Επίσης η δράση τους καθορίζει τα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης (Poulimenos et al. 1993, Zelilidis and Kontopoulos 1996) και καθιστά το δυτικό τμήμα της τάφρου περισσότερο ενεργό από το ανατολικό.

Η σημαντική ανύψωση της ευρύτερης περιοχής της Βόρειας Πελοποννήσου έχει διεξοδικά μελετηθεί και πολλές εξηγήσεις έχουν προταθεί από την επιστημονική κοινότητα. Αυτές περιλαμβάνουν ανύψωση του φλοιού εξαιτίας πτύχωσης (Mariolakos and Stiros, 1987), ή εξαιτίας μαγματισμού (Collier, 1990), και την ισοστατική ανταπόκριση εξαιτίας της βύθισης ιζημάτων στην Ελληνική Ζώνη Καταβύθισης (Le Pichon and Angelier, 1981). Οι Armijo et al. (1996) πρότειναν για αυτό το φαινόμενο την πάχυνση του φλοιού που προκαλείται από την προς τα δυτικά ροή του πλαστικού κατώτερου φλοιού κάτω από το βυθιζόμενο Κεντρικό Αιγαίο. Αντίθετα ο Westaway (1996, 1998) αντιτείνει την προς νότο κίνηση του κατώτερου φλοιού από τον σύγχρονο κόλπο στον αρχικά σχηματισμένο Πρωτοκόλπο (Proto gulf, Ori et al. 1991), η οποία καθοδηγείται από τις διαφορές στην πίεση στη βάση του εύθραστου στρώματος και προκύπτει από την ιζηματογενή αποφόρτιση στον Πρωτοκόλπο και την ιζηματογενή επιβάρυνση του σημερινού κόλπου ως αποτέλεσμα της διάβρωσης. Ωστόσο, οι Cowie and Roberts (2001) πιθανολογούν ότι οι αλλαγές στη γεωμετρία και στο μέγεθος των ρηγμάτων που διατρέχουν την Βόρεια ακτή της Πελοποννήσου και κατ'επέκταση οι γεωμορφολογικές διαφορές που αυτά προκαλούν οφείλονται κυρίως στην εύθραυστη παραμόρφωση και αλληλεπίδραση μεταξύ των ρηγμάτων εξαναγκάζοντας με αυτό τον τρόπο την αναδιοργάνωση των ρυθμών ολίσθησης σε αυτά. Η υπόθεση αυτή υποστηρίζεται και από τους Leeder et al. (2008), ενώ απορρίπτουν τις προηγούμενες υποθέσεις ως ανεπαρκείς να εξηγήσουν το μικρό χρονικό διάστημα στο οποίο λαμβάνει χώρα η ανύψωση των ακτών της Βόρειας Πελοποννήσου.

5. Φυσιογραφία του Κορινθιακού κόλπου

Το κεντρικό και κύριο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου μπορεί να χωριστεί σε τρεις χαρακτηριστικές φυσιογραφικές ενότητες : α) της κρηπίδας, β) της κατωφέρειας (πλαγιά) και γ) της αβυσσικής πεδιάδας (κύρια λεκάνη).

Γενικά, η κρηπίδα μπορεί να θεωρηθεί στενή και ιδιαίτερα περιορισμένη αφού έχει παρατηρηθεί ότι το εύρος αλλά και το βάθος κατά μήκος των περιθωρίων δεν είναι σταθερό. Συγκεκριμένα, η κρηπίδα στο νότιο και κεντρικό περιθώριο του κόλπου είναι όχι καλά ανεπτυγμένη, εκτείνεται μέχρι το βάθος των 100 – 200 m και με εύρος που κυμαίνεται μεταξύ 50 – 250 m. Αντίθετα, η κρηπίδα στο βόρειο περιθώριο εμφανίζεται σαφώς καλύτερα ανεπτυγμένη, με ήπια κλίση (0.9 μοίρες έως 2.3 μοίρες), το μέγιστο της εύρος φτάνει τα 18 περίπου km ενώ το υφαλόγριο εντοπίζεται σε βάθος νερού μεταξύ 100 και 250 m.

Σε αντιστοιχία με την εικόνα της κρηπίδας στο κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου εμφανίζεται και η κατωφέρεια, επίσης πιο περιορισμένη και περισσότερο απότομη στο νότιο περιθώριο του κόλπου σε σχέση με το βόρειο. Η κατωφέρεια του νότιου περιθωρίου παρουσιάζει μέση κλίση που κυμαίνεται μεταξύ 16 μοίρες και 30 μοίρες σε αντίθεση με τη βόρεια κατωφέρεια που εμφανίζει ηπιότερη κλίση μεταξύ 4.5 και 15 μοίρες. Το γεγονός αυτό προσδίδει στον Κορινθιακό κόλπο μια καθαρά σαφή βυθομετρική ασυμμετρία αντίστοιχη της ασυμμετρίας που περιγράφουν οι Brooks and Ferentinos, 1984.

Η κρηπίδα και η κατωφέρεια περιφερειακά του κόλπου διατέμνονται από υποθαλάσσιες χαραδρώσεις και κανάλια που καταλήγουν στη λεκάνη σε βάθος 700 με 750 m κάτω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Οι χαραδρώσεις αυτές φαίνεται να τροφοδοτούν με ιζηματογενές υλικό τα υποθαλάσσια ριπύδια που αναπτύσσονται στην αβυσσική πεδιάδα.

Σε πολλές περιπτώσεις επί της κατωφέρειας εντοπίζονται υποθαλάσσια πρηνή με γραμμική γεωμετρία και ιδιαίτερα απότομη κλίση, τα οποία επιβεβαιώνουν την παρουσία ρηγμάτων στα περιθώρια της λεκάνης.

Η αβυσσική πεδιάδα καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του κόλπου. Εκτείνεται κάτω από τα 750 m βάθος νερού στο κέντρο του κόλπου και μπορεί ουσιαστικά να θεωρηθεί επίπεδη με κλίση μικρότερη από 0.2 μοίρες. Εξαίρεση αποτελεί το δυτικό τμήμα της αβυσσικής πεδιάδας το οποίο χαρακτηρίζεται από μια μικρή κλίση με διεύθυνση στα ανατολικά της τάξης των 0.5 με 0.8 μοίρες.

Τόσο το δυτικό όσο και το ανατολικό άκρο του Κορινθιακού κόλπου χαρακτηρίζονται από πολύ μικρότερα βάθη νερού που δεν ξεπερνούν τα 400 m και ουσιαστικά αποτελούν και τα όρια της αβυσσικής πεδιάδας του κεντρικού Κορινθιακού. Στα δυτικά ο Κορινθιακός κόλπος εμφανίζεται να στενεύει και να ρηχαίνει προοδευτικά, με αποτέλεσμα η αβυσσική πεδιάδα να έχει μια γενική κλίση με διεύθυνση προς τα ανατολικά. Στα ανατολικά που περιλαμβάνεται ο κόλπος των Αλκυονίδων, όπως ο κεντρικός Κορινθιακός κόλπος, εμφανίζεται ως μια μικρή λεκάνη με σχηματισμένη υφαλοκρηπίδα, κατωφέρεια και κεντρική λεκάνη και παρουσιάζει μια ελαφρά φυσιογεωγραφική ασυμμετρία προς τα νότια.

Συνοψίζοντας και σύμφωνα με τους Brooks and Ferentinos, 1984 και Hatzfeld et al., 2000 η σημερινή δομή του κόλπου της ασύμμετρης τάφρου οφείλεται εξαιτίας της ύπαρξης μεγάλων ρηξιγενών πρηνών στο νότιο περιθώριο της λεκάνης τόσο στον υποθαλάσσιο όσο και στο χερσαίο τμήμα της τάφρου με συνολικό κατακόρυφο άλμα και ρυθμό βύθισης μεγαλύτερο από ότι τα ρήγματα στο βόρειο τμήμα, τα οποία με τη σειρά τους κλίνουν προς τα νότια και εμφανίζουν μικρότερο ρυθμό βύθισης (Stefatos et al., 2002).

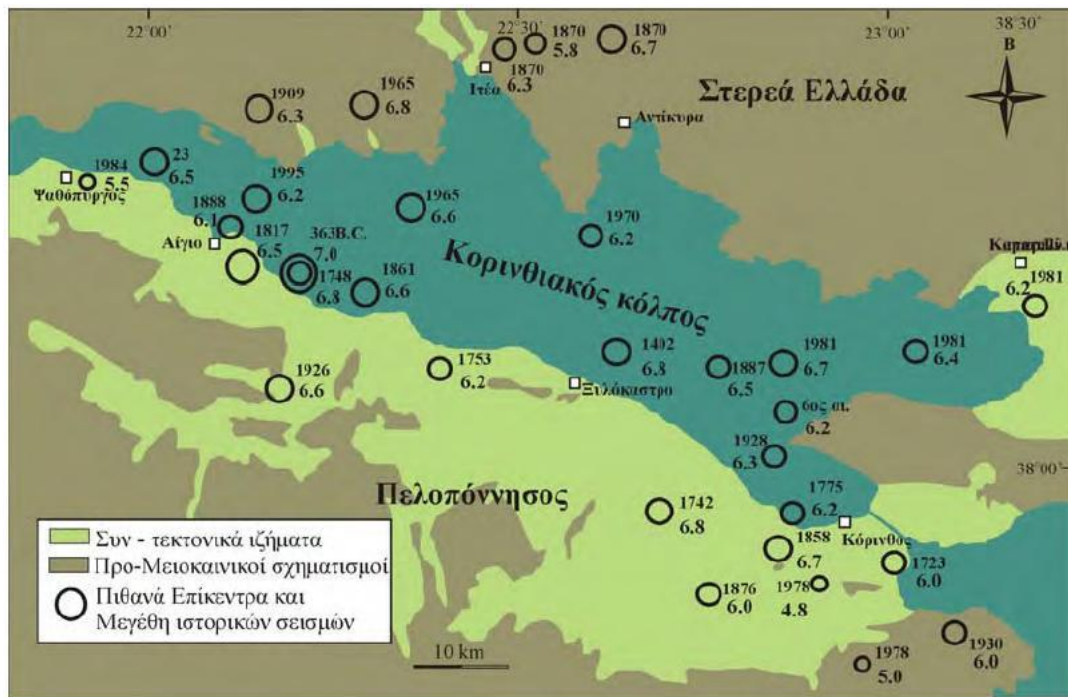
6.Σεισμικότητα στον Κορινθιακό κόλπο

Η σεισμική δραστηριότητα της τάφρου της Κορίνθου αποτελεί αντικείμενο έρευνας καθώς ισχυροί σεισμοί από την αρχαιότητα ακόμα στην περιοχή είχαν σαν αποτέλεσμα την απώλεια πολλών ανθρώπινων ζώων, ζώων ή ακόμα και την καταστροφή ολόκληρων πόλεων. Από την ενόργανα καταγεγραμμένη σεισμική δραστηριότητα επιβεβαιώνεται ότι η τάφρος του Κορινθιακού κόλπου αποτελεί μια από τις περισσότερο ενεργές περιοχές στον κόσμο (Ambraseys and Jackson, 1990, 1997, Papazachos and Papazachou, 1989, 1997, Papadopoulos, 2000). Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι τα τελευταία 110 χρόνια, ισχυροί σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από $M_s=6.2$ και με εστιακό βάθος μικρότερο των 15 km έχουν καταγραφεί δέκα στον αριθμό στον Κορινθιακό κόλπο.

Αντίθετα, ο παλαιότερος καλά καταγεγραμμένος σεισμός του δυτικού τμήματος του Κορινθιακού κόλπου ήταν ο σεισμός της Ελίκης το 373 π.Χ.

Οι σεισμικές ακολουθίες που έχουν μελετηθεί λεπτομερέστερα είναι αυτές του 1861, του 1981 και του 1995. Ο καταστροφικός σεισμός του 1861 προκάλεσε συνσεισμική διάρρηξη με 13 km μήκος, ανατολική προς δυτική διεύθυνση και 1 m μετατόπιση (Schmidt, 1879). Κατά μήκος του ρήγματος της Ελίκης η παράκτια ζώνη μεταξύ Αιγίου και Διακοπτού υποχώρησε, στο οποίο μπορεί να οφείλεται και ο τεμαχισμός του ρήγματος (Ambraseys and Jackson, 1997). Μερικές από τις ρηξιγενείς επιφάνειες του σεισμού 1861, είναι ακόμα εμφανείς.

Η σεισμική ακολουθία του 1981 με επίκεντρο αρχικά των Αλκυονίδων νήσων και τη μεταφορά της μετέπειτα βορειοανατολικά προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στην Κορινθία, τη Βοιωτία αλλά και στη δυτική Αττική. Παράλληλα διαμορφώθηκε μια επιφανειακή διάρρηξη περίπου 20 km μήκους και 0.7 – 1.1 m μετατόπισης (Jackson et al., 1982, Mariolakos et al., 1982, Collier et al., 1998). Η σεισμική ακολουθία του 1995 επέφερε σημαντικές καταστροφές στην περιοχή του Αιγίου, σχηματίζοντας επιφανειακές διαρρήξεις 7.2 km μήκους, Α-Δ διεύθυνσης και 3 cm μετατόπισης. Τα σεισμικά αυτά στοιχεία έρχονται σε αντιδιαστολή με τα σεισμικά στοιχεία των προηγούμενων ακολουθιών (Koukouvelas and Doutsos, 1996, Koukouvelas, 1998). Έτσι, μια πιθανή μετατόπιση της επιφάνειας του ρήγματος του Αιγίου από τον σεισμό του 1995 θεωρείται μικρή. Στον παρακάτω χάρτη (Σχ.5) παρουσιάζεται η χωρική διακύμανση των επικέντρων των μεγαλύτερων σεισμικά γεγονότων της περιοχής.



Σχήμα 5. Γεωλογικός χάρτης της τάφρου της Κορίνθου στον οποίο παρουσιάζονται στο χώρο τα ιστορικά σεισμικά γεγονότα και τα επίκεντρό τους (Koukouvelas et al., 2001).

Αντίστοιχα, οι Hatzfeld et al., 2000 παρατήρησαν ότι τα ρήγματα της περιοχής που είναι τα πιο ενεργά εντοπίζονται κατά μήκος της ακτής και είναι υποθαλάσσια, με τα περισσότερα από τα σεισμικά γεγονότα να συνδέονται με μια σεισμική ζώνη μικρού βάθους και κλίση προς το βορρά. Η πλειοψηφία των σεισμικών επικέντρων συγκεντρώνεται σε βάθος μεταξύ 6-12 km με πιο σύνηθες το βάθος των 10 km και συγκεκριμένα στις περιοχές μεταξύ Αιγίου – Ακράτας και μεταξύ Κορίνθου – Αλκυονίδων. Αυτή η συγκέντρωση συμπίπτει χωρικά με το δυτικό και το ανατολικό περιθώριο αντίστοιχα της τάφρου της Κορίνθου (Koukouvelas and Doutsos, 1996).

Από τις γεωδαιτικές έρευνες των Billiris et al., 1991, Clarke et al., 1997, Davies et al., 1997 και Hatzfeld et al., 2000 διαπιστώνεται μια αύξηση του ρυθμού διαστολής σε σχέση με το μέσο ρυθμό διάνοιξης του κόλπου τα τελευταία 100 χρόνια.

Οι Makropoulos and Burton, 1984 πρότειναν ότι η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής φαίνεται να περιορίζεται μόνο σε μερικά από τα μετά-Μειοκαινικά ρήγματα διαστολής σε αντίθεση με τα παραπάνω σεισμολογικά δεδομένα που δείχνουν τα σεισμικά επίκεντρα να συγκεντρώνονται γύρω από το Κορινθιακό κόλπο. Με βάση την ολίσθηση των ρηγμάτων, οι Tselentis and Makropoulos, 1986 υπολόγισαν τον ρυθμό κατακόρυφης κίνησης σε 1mm/yr. Αντίθετα, οι Armijo et al., 1996 υπολόγισαν πολύ αυξημένους ρυθμούς κατακόρυφης μετατόπισης της τάξης μεγαλύτερης των 7mm/yr. Παρόμοιες μελέτες από την ανύψωση των παλαιοακτών και των θαλάσσιων αναβαθμίδων κατά μήκος της ακτογραμμής νότια του δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Stewart, 1996, Zelilidis, 2000, McNeill et al., 2004) υπολόγισαν μέσους ρυθμούς κατακόρυφης κίνησης των κύριων ρηγμάτων της τάξης των 4-7 mm/yr.

7.Σεισμικές ακολουθίες

7.1.Ορισμός και είδη σεισμικής ακολουθίας

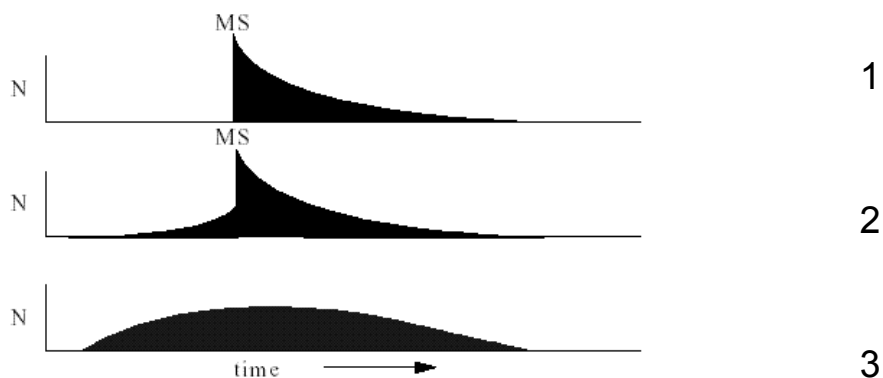
Οι σεισμοί δεν εμφανίζονται συχνά ως μεμονωμένα γεγονότα. Τις περισσότερες φορές η γένεσή τους εμφανίζει χωροχρονική ομαδοποίηση (space–time clustering). Έχει δειχθεί πρόσφατα ότι η ομαδοποίηση μεγάλης κλίμακας, δηλαδή, ο αυξανόμενος ρυθμός γένεσης σεισμών ενδιαμέσων μεγεθών σε μία ευρεία περιοχή, μπορεί να θεωρηθεί ως κρίσιμο φαινόμενο, η μελέτη του οποίου μπορεί να συμβάλει στην ενδιάμεσης διάρκειας πρόγνωση των σεισμών (Sornette and Sornette, 1990, Papazachos and Papazachos, 2000, κλπ).

Η ομαδοποίηση περιορισμένης κλίμακας είναι αυτή που προσέλκυσε από παλιά το ενδιαφέρον όχι μόνον των επιστημόνων αλλά και του κοινωνικού συνόλου. Αυτού του είδους η ομαδοποίηση λέγεται σεισμική ακολουθία. Έχει δειχθεί ότι το 50% περίπου όλων των σεισμών ανήκουν σε σεισμικές ακολουθίες (Reasenberg, 1985, Davis and Frohlich, 1991 a). Μπορεί, συνεπώς, να λεχθεί ότι, όταν γίνονται σεισμοί σε περιορισμένο, σχετικά, χώρο στη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος, τότε αυτοί οι σεισμοί αποτελούν μια σεισμική ακολουθία.

Οι σεισμικές ακολουθίες μπορούν να ταξινομηθούν στις παρακάτω τρεις κατηγορίες:

1. Μετά την γένεση ενός σεισμού μεγάλου μεγέθους, ο οποίος ονομάζεται κύριος σεισμός (M_s = Mainshock), ακολουθούν λίγοι ή πολλοί σεισμοί μικρότερου μεγέθους, τους οποίους ονομάζουμε μετασεισμούς, ο αριθμός των οποίων μειώνεται με τον χρόνο. Η ακολουθία αυτή λέγεται μετασεισμική.
2. Πριν από τον κύριο σεισμό παρατηρείται γένεση σεισμών με μικρότερα μεγέθη και μετά τον κύριο σεισμό ακολουθούν μετασεισμοί. Εδώ έχουμε προσεισμική ακολουθία.
3. Πολυάριθμοι σεισμοί μικρών μεγεθών συμβαίνουν, με αυξανόμενη για ορισμένο χρονικό διάστημα συχνότητα και ελαττώνονται μετά από αυτό, με τον ίδιο περίπου ρυθμό. Κανένας από αυτούς τους σεισμούς δεν έχει σημαντικά μεγαλύτερο μέγεθος από τους υπόλοιπους. Στην περίπτωση αυτή λέμε ότι οι σεισμοί αυτοί αποτελούν σμήνος σεισμών ή σμηνοακολουθία.

Στο σχήμα 6 αναπαριστώνται οι 3 κατηγορίες σεισμικών ακολουθιών. Στην παρούσα εργασία αντιστοιχεί η Τρίτη περίπτωση.



Σχήμα 6. Σχηματικό διάγραμμα των διαφόρων τύπων σεισμικών ακολουθιών: (1) κύριος σεισμός με μετασεισμούς, (2) κύριος σεισμός με προσεισμούς και μετασεισμούς, (3) σμηνοακολουθία.

7.2. Γένεση και καθορισμός σεισμών σεισμικών ακολουθιών

Η μελέτη των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών προσφέρει πολύ σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του φλοιού της Γης, για το λόγο ότι γίνονται πολλοί τέτοιοι σεισμοί σε περιορισμένο χώρο και σε σύντομο χρονικό διάστημα, παρέχοντας τη δυνατότητα καταγραφής τους με τα σύγχρονα όργανα υψηλής ευαισθησίας. Για παράδειγμα, η χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών μπορεί να οδηγήσει στην αναγνώριση των ενεργών τεκτονικών δομών (ρηγμάτων) σε περιοχές στις οποίες δεν υπάρχει επιφανειακή εκδήλωσή τους. Από την άλλη μεριά, η εξέλιξη μιας σεισμικής ακολουθίας έχει σημαντικό ενδιαφέρον για το κοινωνικό σύνολο.

Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί για να ερμηνευθούν διάφορες σεισμολογικές παρατηρήσεις αλλά τα επικρατέστερα απ'αυτά είναι το 'μοντέλο εμποδίου', το οποίο ερμηνεύει με ικανοποιητικό τρόπο την γένεση των προσεισμών και το 'μοντέλο φράγματος', το οποίο ερμηνεύει με ικανοποιητικό τρόπο την γένεση των μετασεισμών. Τόσο το ένα όσο και το άλλο μοντέλο βασίζονται στην υπόθεση ότι ορισμένα τμήματα του ρήγματος τα οποία ονομάζονται κλείθρα παρουσιάζουν ισχυρή αντίσταση στη θραύση τους, ενώ στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος η διάρρηξη γίνεται σχετικά εύκολα.

Η βασική διαφορά μεταξύ των δύο μοντέλων οφείλεται στο ρόλο που παίζουν τα ισχυρότερα από αυτά τα κλείθρα κατά τη διαδικασία της διάρρηξης στο σειсмоγόνο ρήγμα. Σύμφωνα με το μοντέλο του εμποδίου η γένεση του κύριου σεισμού έχει ως συνέπεια την εξομάλυνση των τάσεων στο επίπεδο του ρήγματος. Σύμφωνα με το μοντέλο φράγματος η γένεση του κύριου σεισμού έχει ως συνέπεια τη σκλήρυνση των τάσεων, δηλαδή, την αύξηση των τάσεων στις περιοχές των άθραυστων φραγμάτων.

Ο καθορισμός των σεισμών μιας σεισμικής ακολουθίας γίνεται με διάφορους τρόπους. Ένας τρόπος είναι η οπτική αναγνώριση των μελών μιας σεισμικής ακολουθίας από ένα μεγαλύτερο κατάλογο σεισμών με βάση τη χρονική και χωρική εγγύτητά τους σε σχέση με τον κύριο σεισμό. Ο απλούστερος τρόπος εφαρμογής της μεθόδου αυτής είναι η χρησιμοποίηση χωροχρονικών διαστημάτων (space – time windows). Η μέθοδος αυτή είναι κατάλληλη για επεξεργασία μεγάλου όγκου δεδομένων. Το μειονέκτημα της μεθόδου είναι ότι δεν λαμβάνει υπόψη κάποια χαρακτηριστικά που παρατηρούνται σε ορισμένες προσεισμικές και μετασεισμικές ακολουθίες όπως στις περιπτώσεις έντονης μετανάστευσης των epicέντρων των σεισμών ορισμένων σεισμικών ακολουθιών (Molchan and Dimitrieva, 1992).

Εξελιγμένη μορφή της μεθόδου αυτής αποτελεί η ανάλυση ομάδας μέσω ενός δεσμού (Frohlich and Davis, 1990, Davis and Frohlich, 1991a). Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή, σε έναν κατάλογο σεισμών συγκρίνεται το epicέντρο και ο χρόνος γένεσης κάθε σεισμού με τα epicέντρα και τους χρόνους γένεσης του προηγούμενου και του επόμενου σεισμού του καταλόγου με βάση ορισμένο δείκτη, χωροχρονικής εγγύτητας. Πρέπει η τιμή του δείκτη να είναι μικρότερη ή ίση με ορισμένη τιμή D . Το μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι η επιλογή της κατάλληλης τιμής παραμέτρου D : μικρή τιμή της D δεν επιτρέπει να συμπεριληφθούν ως μέλη της σεισμικής ακολουθίας μετασεισμοί μεγάλων σεισμών, που οφείλονται σε ρήγματα μεγάλων διαστάσεων, ενώ μεγάλη τιμή έχει ως αποτέλεσμα να θεωρούνται ως μέλη της ακολουθίας και σεισμοί που φαινομενικά δεν συνδέονται μ'αυτήν (Davis and Frohlich, 1991b).

8.Χρονική κατανομή των σεισμών σεισμικής ακολουθίας

Ο ρυθμός εξασθένησης της μετασεισμικής δράσης αποτέλεσε ένα από τα πρώτα αντικείμενα μελέτης των σεισμών σεισμικών ακολουθιών. Ο Omori (1894) παρατήρησε ότι η συχνότητα γένεσης των μετασεισμών του κύριου σεισμού μειωνόταν με το χρόνο σύμφωνα με τον ακόλουθο νόμο δύναμης, όπως αυτός τροποποιήθηκε αργότερα από τον Utsu (1961):

$$n(t) = K(t+c)^{-p}$$

όπου $n(t)$ είναι ο αριθμός των σεισμών που γίνονται σε χρόνο t μετά τον κύριο σεισμό και K , c , p , είναι παράμετροι που προσδιορίζονται με τα διαθέσιμα δεδομένα. Η παραπάνω σχέση έχει διαπιστωθεί ότι ισχύει, εκτός από τις μετασεισμικές ακολουθίες, σε εργαστηριακά πειράματα παραμόρφωσης πετρωμάτων (Scholz, 1968 a, b), καθώς και σε περιπτώσεις σεισμικότητας επαγόμενης λόγω μεταλλευτικής εργασίας (Gibowicz, 1997).

Παρατηρήθηκε ότι η πιθανότητα γένεσης μετασεισμών εξαρτάται από το χρόνο που πέρασε από τη γένεση του κύριου σεισμού. Από την άλλη μεριά, οι μελέτες πάνω στους προσεισμούς είχαν κυρίως ως αντικείμενο τον υπολογισμό του ρυθμού γένεσής τους πριν τη γένεση του κύριου σεισμού. Η έρευνα πάνω στη χρονική κατανομή των προσεισμών αφορά κυρίως στους υπολογισμούς της πιθανότητας να ακολουθηθεί κάποιος σεισμός σε ορισμένο χρονικό διάστημα από ένα μεγαλύτερο σεισμό (Jones, 1985, Kagan and Knop off, 1987, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, κ.ά), καθώς επίσης και της πιθανότητας ο μεγαλύτερος σεισμός μιας σεισμικής ακολουθίας να είναι προσεισμός ενός μεγαλύτερου σεισμού (Jones, 1985, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, κλπ.).

Η μελέτη των ιδιοτήτων των μετασεισμών επιβλήθηκε σε σημαντικό βαθμό από την ανάγκη λήψης αποφάσεων, σε σύντομο χρονικό διάστημα μετά από έναν ισχυρό σεισμό, σχετικών με την αναστολή ή τη συνέχιση των κοινωνικοοικονομικών δραστηριοτήτων του πληθυσμού της περιοχής όπου έγινε ένας ισχυρός σεισμός. Συγκεκριμένα, η απόφαση να συνεχιστούν αυτές οι δραστηριότητες και να επιστρέψουν οι άνθρωποι στα σπίτια τους, πρέπει να ληφθεί αφού εξεταστεί η πιθανότητα γένεσης ισχυρού μετασεισμού ο οποίος, σε ορισμένες περιπτώσεις, μπορεί να προκαλέσει βλάβες συγκρίσιμες με αυτές του κύριου σεισμού.

Σε αυτό το πλαίσιο, σημαντικές προσπάθειες έχουν γίνει κυρίως για την εκτίμηση της πιθανότητας γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού σε συνάρτηση με το χρόνο από τον κύριο σεισμό (Prochazkova, 1973, Papazachos, 1974 a, Kagan and Knop off, 1978, Reasenberg and Jones, 1989, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, κ.ά.) και για τη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, Drakatos and Latoussakis, 2001). Έχει διαπιστωθεί ότι είναι αρκετά δύσκολο να μελετηθεί η χρονική κατανομή των προσεισμών ορισμένης σεισμικής ακολουθίας για το λόγο ότι ο αριθμός των προσεισμών που καταγράφονται είναι συνήθως μικρός (Papazachos, 1975a). Σε λίγες περιπτώσεις στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου προσεισμικές ακολουθίες είχαν μεγάλο αριθμό προσεισμών, επιτρέποντας έτσι τη μελέτη της η προσεισμική ακολουθία που προηγήθηκε του κύριου σεισμού των Κρεμαστών (5 φεβρουαρίου 1966, $M=6.2$). Η μελέτη της χρονικής κατανομής των προσεισμών αυτής της ακολουθίας οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ο ρυθμός γένεσής τους ήταν συνάρτηση του ρυθμού φόρτωσης της ομώνυμης τεχνητής λίμνης και ότι υπήρχε δυνατότητα πρόγνωσης του κύριου σεισμού (Comninakis et al., 1968, Papazachos, 1973). Το γεγονός ότι η μελέτη της χρονικής κατανομής των προσεισμών μπορεί να συμβάλει στο πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών, τεκμηριώνεται και με τη μελέτη των προσεισμών του κύριου σεισμού της Θεσσαλονίκης (20 Ιουνίου 1978, $M=6.5$).

Μελετάται η χρονική κατανομή των προσεισμών ορισμένων σεισμικών ακολουθιών όπως καταγράφηκαν από το Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης και από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στην περιοχή 22.0 μοίρες – 22.2 μοίρες ανατολικά και 38.2 μοίρες – 38.3 μοίρες βόρεια στο Κορινθιακό κόλπο στους μήνες φεβρουάριο έως και Νοέμβριο. Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για να μελετηθεί η χρονική κατανομή των προσεισμών των ακολουθιών είναι αυτή που έχει προταθεί από διάφορους ερευνητές για τη μελέτη της χρονικής κατανομής των μετασεισμών (Mogi 1962, Ranalli, 1969, Papazachos, 1974c). Στην παρούσα περίπτωση θεωρείται ως κύριος σεισμός ο πρώτος προσεισμός της ακολουθίας και οι σεισμοί που έπονται χρονικά ως μετασεισμοί του. Συνεπώς, ο χρόνος γένεσης t_0 του πρώτου προσεισμού χρησιμοποιείται ως αρχή του άξονα των χρόνων ($t_0=0$), και οι χρόνοι γένεσης, t_i , των υπόλοιπων προσεισμών εκφράζονται σε ημέρες μετά από αυτόν.

Για παράδειγμα, αν ο πρώτος προσεισμός της σεισμικής ακολουθίας έγινε στις 05:00 και ο δεύτερος στις 11:00 της ίδιας ημέρας, τότε $t_i=0.25$. Ο άξονας των χρόνων χωρίστηκε σε ομοιόμορφα λογαριθμικά διαστήματα με τέτοιον τρόπο, ώστε τα όρια, t_i^* , κάθε χρονικού διαστήματος να ικανοποιούν τη σχέση:

$$\log t_i^* = 0.1 \cdot i, i = \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots$$

Η διάρκεια, Δt_i^* , κάθε χρονικού διαστήματος είναι:

$$\Delta t_i^* = t_{i+1}^* - t_i^*$$

Έτσι, αν είναι N_i ο αριθμός των σεισμών που έγιναν στη διάρκεια του χρονικού διαστήματος Δt_i^* , τότε η ποσότητα $n_i = N_i / \Delta t_i^*$ αντιστοιχεί στη συχνότητα γένεσης των σεισμών στη μονάδα του χρόνου. Αυτή η ποσότητα συσχετίζεται με το χρόνο t_i , ο οποίος αντιστοιχεί στο μέσο του χρονικού διαστήματος που αναφέρεται. Αυτός ο χρόνος δίνεται από τη σχέση:

$$t_i = (t_i^* + t_{i+1}^*) / 2$$

Η γραφική παράσταση των δεδομένων γίνεται σε πεδίο λογαρίθμων ($\log t_i$, $\log n_i$) και η ευθεία που ταιριάζει σε αυτά είναι της μορφής $y = a - bx$ (όπου $y = \log n_i$ και $x = \log t_i$). Δηλαδή είναι:

$$\log n_i = a - h \cdot \log t_i$$

που μπορεί να γραφεί ως: $\log n_i = \log n - h \cdot \log t_i$. Αυτή η τελευταία σχέση είναι ισοδύναμη με τη σχέση του Omori (1894):

$$n_i = n t_i^{-h}$$

9. Κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών σεισμικής ακολουθίας

Ο πρώτος που καθιέρωσε την έννοια του μεγέθους ήταν ο Richter το 1935. Ακολούθησαν έρευνες σχετικά με την κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών σεισμικών ακολουθιών οι οποίες οδήγησαν σε μία από τις σημαντικότερες στατιστικές σχέσεις της σεισμολογίας που αφορά την αναλογία μικρών και μεγάλων σεισμών και που ισχύει τόσο για μια ομάδα σεισμών καθώς επίσης και για μια σεισμική ακολουθία. Οι Ishimoto and Iida (1939) και αργότερα οι Gutenberg and Richter (1944) πρότειναν σχέσεις μεταξύ του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγιστο πλάτος καταγραφής τους ή το μέγεθος τους. Η σχέση με την ευρύτερη χρήση σήμερα είναι ο ακόλουθος νόμος δύναμης:

$$\log N = a - bM$$

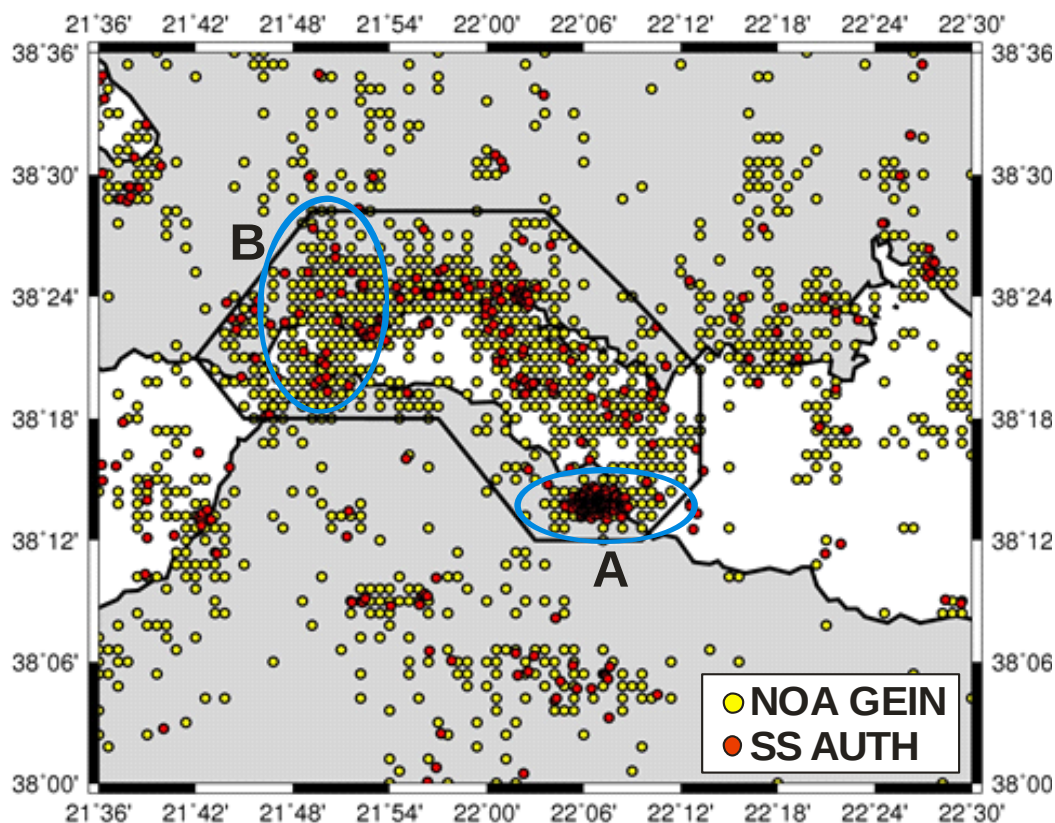
Όπου N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερο και a , b , είναι παράμετροι. Η παράμετρος a εξαρτάται από τη χρονική περίοδο που καλύπτουν τα δεδομένα που επεξεργαζόμαστε και από την έκταση της περιοχής στην οποία έγιναν οι σεισμοί. Αυτή η παράμετρος παριστάνει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών με μέγεθος M μεγαλύτερο ή ίσο του μηδενός. Η τιμή της a ποικίλλει από περιοχή σε περιοχή (Κομνηνάκης 1975).

Η παράμετρος b είναι μία από τις σπουδαιότερες παραμέτρους της σεισμολογίας. Η σημασία της οφείλεται στο γεγονός ότι μπορεί να περιγράψει τον βαθμό της ομοιογένειας των υλικών και την κατάσταση των τάσεων που επικρατούν στην εστιακή περιοχή (Mogi 1963, Scholz 1968, Gibowitz 1973a), μπορεί να χρησιμοποιηθεί για προβλήματα σεισμικότητας (Allen et al. 1965, Karnik 1969), όπως επίσης και για προβλήματα που σχετίζονται με την πρόγνωση των σεισμών (Suyehiro 1966, Wyss and Lee 1973, Papazachos 1975a). Έχει δειχθεί ότι η τιμή της παραμέτρου b είναι μικρότερη για τους προσεισμούς από ότι για τους μετασεισμούς (Suyehiro et al., 1964, Papazachos et al., 1967, Mogi, 1967), ενώ το αντίθετο παρατηρήθηκε σε σεισμικές ακολουθίες που σχετίζονται με τη φόρτωση τεχνητών λιμνών (Papazachos, 1974b). Επιβεβαιώθηκαν προηγούμενες απόψεις σχετικά με τις μικρότερες τιμές της παραμέτρου b για τους προσεισμούς σε σύγκριση με τους μετασεισμούς και βρέθηκε ότι, κατά μέσο όρο, τα μεγέθη του μεγαλύτερου προσεισμού και μεγαλύτερου μετασεισμού είναι κατά 1.9 και 1.1 μονάδες μεγέθους, αντίστοιχα, μικρότερα από το μέγεθος του κύριου σεισμού. Λίγο αργότερα, ο Papazachos σε σειρά εργασιών του διαπίστωσε την εξάρτηση του υπολογισμού της τιμής της παραμέτρου b από το εύρος τιμών των μεγεθών των σεισμών του δείγματος (Papazachos, 1974d) και πρότεινε σχέσεις υπολογισμού της πιθανότητας γένεσης του μεγαλύτερου προσεισμού και μετασεισμού σε συνάρτηση με το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού (Papazachos, 1975 a, b).

10. Μελέτη των σμηνο-ακολουθιών του 2013

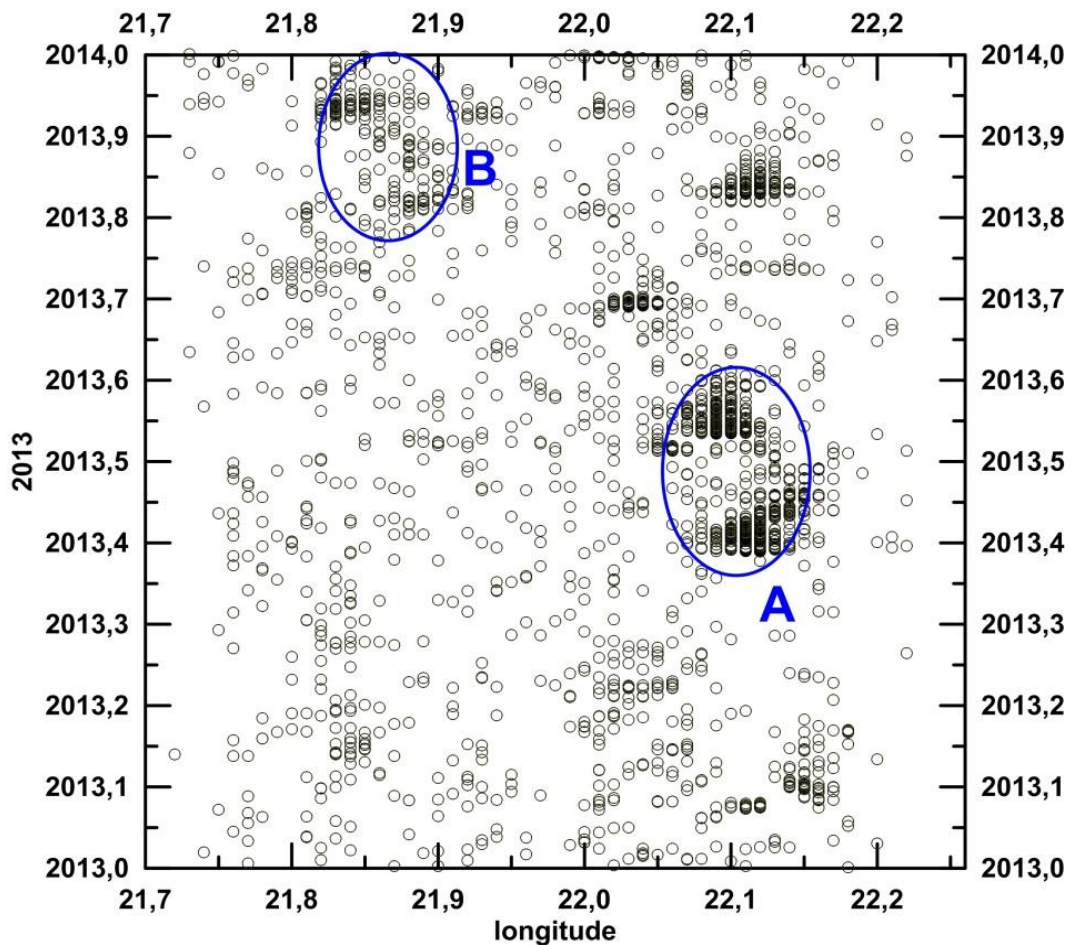
Όπως έχει γραφεί και παραπάνω, τα δεδομένα που έχουν χρησιμοποιηθεί προέρχονται από τους καταλόγους του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA-GEIN) και του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (SS-AUTH).

Στον χάρτη του σχήματος 7 φαίνονται τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν το 2013 στην περιοχή που μελετάται, στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Οι κύκλοι με κίτρινο χρώμα αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών που περιέχονται στον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA-GEIN), ενώ οι κύκλοι με κόκκινο χρώμα αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών, που έγιναν στο ίδιο χρονικό διάστημα, του καταλόγου του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (SS-AUTH). Οι δύο κατάλογοι ελέγχθηκαν για την πληρότητά τους και βρέθηκε ότι αυτοί είναι πλήρεις για ελάχιστα μεγέθη $M_c \geq 1.6$ ο κατάλογος του Γ.Ι.-Ε.Α.Α. και $M_c \geq 2.0$ ο κατάλογος του Α.Π.Θ., αντίστοιχα. Το πολύγωνο οριοθετεί μία ζώνη με μεγάλη συγκέντρωση επικέντρων σεισμών στην οποία ανήκει και η σμηνο-ακολουθία της οποίας τα χαρακτηριστικά μελετήθηκαν και η οποία αποτελεί το αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας. Ο χώρος αυτής της σμηνο-ακολουθίας ορίζεται με την έλλειψη Α. Η έλλειψη Β οριοθετεί περιοχή στην οποία παρατηρήθηκε σεισμική έξαρση στο διάστημα Οκτωβρίου-Δεκεμβρίου 2013 (βλέπε σχήμα 7).



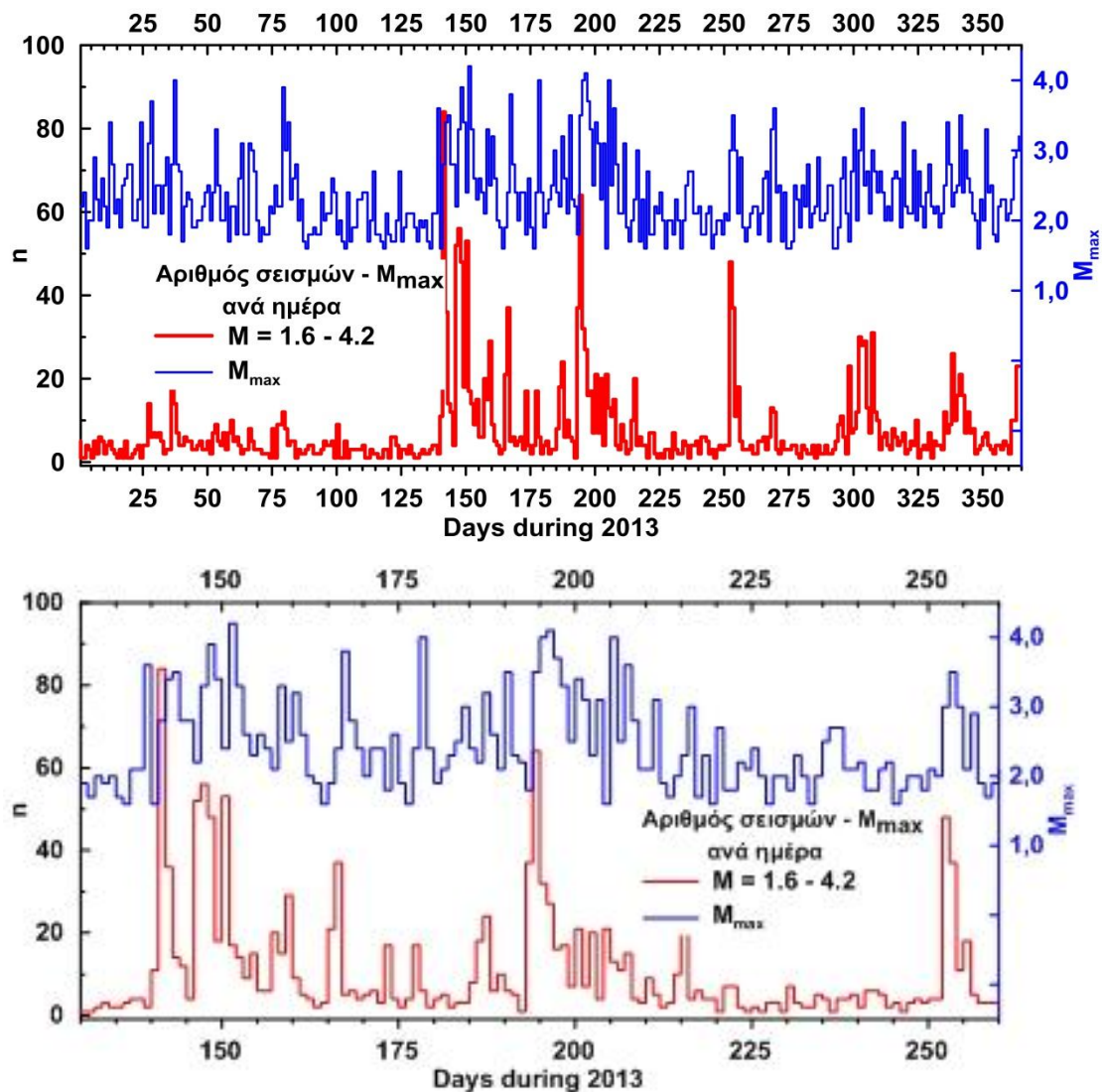
Σχήμα 7. Επίκεντρα σεισμών που έγιναν το 2013 στην υπό μελέτη περιοχή και προέρχονται από τους καταλόγους του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA-GEIN, κίτρινοι κύκλοι) και του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (SSAUTH, κόκκινοι κύκλοι). Το πολύγωνο ορίζει την περιοχή με μεγάλη συγκέντρωση επικέντρων σεισμών, ενώ η έλλειψη Α την περιοχή στην οποία έγινε η σμηνο-ακολουθία που εξετάζεται εδώ. Στην περιοχή που ορίζεται από την έλλειψη Β παρατηρήθηκε σεισμική έξαρση στο διάστημα Οκτωβρίου-Δεκεμβρίου 2013.

Στο σχήμα 8 παριστάνεται η χωρο-χρονική κατανομή του γεωγραφικού μήκους των επικέντρων των σεισμών του καταλόγου του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA-GEIN) κατά τη διάρκεια του 2013. Έλαβαν μέρος μόνο οι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή που ορίζεται από το πολύγωνο του Σχήματος 7. Η έλλειψη Α όπως και πριν δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στη διάρκεια της σμηνο-ακολουθίας στο ανατολικό τμήμα της περιοχής που ορίζεται από το πολύγωνο του σχήματος 7. Η έλλειψη Β δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στην αντίστοιχη ελλειπτική περιοχή του προηγούμενου χάρτη.



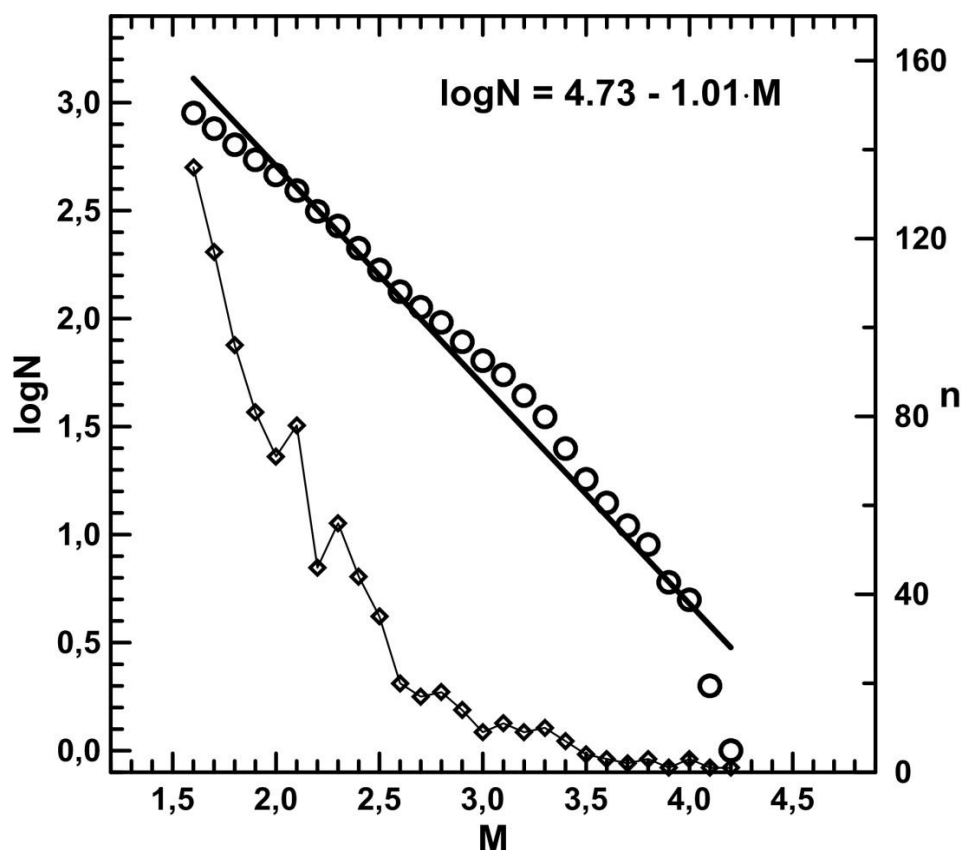
Σχήμα 8. Χωρο-χρονική κατανομή του γεωγραφικού μήκους των επικέντρων των σεισμών του καταλόγου του Γ.Ι.-Ε.Α.Α. στο διάστημα του 2013. Θεωρήθηκαν μόνο οι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή που ορίζεται από το πολύγωνο του Σχήματος 7. Η έλλειψη Α δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στη διάρκεια της σημενο-ακολουθίας στο ανατολικό τμήμα της περιοχής που ορίζεται από το πολύγωνο (σχ.7). Η έλλειψη Β δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στην αντίστοιχη ελλειπτική περιοχή του προηγούμενου χάρτη.

Στο σχήμα 9 χαρτογραφήθηκε η ημερήσια συχνότητα των σεισμών (αριθμός σεισμών ανά ημέρα, κόκκινη γραμμή) που έγιναν μέσα στην περιοχή που ορίζεται από το πολύγωνο του σχήματος 7. Είναι φανερό η ξαφνική άνοδος της συχνότητας που παρατηρείται περίπου την 140^η ημέρα, η οποία διαρκεί ως την 225^η ημέρα. Φαίνεται, επίσης, και μία άλλη έξαρση που αρχίζει περίπου την 290^η ημέρα και διαρκεί ως το τέλος του 2013.



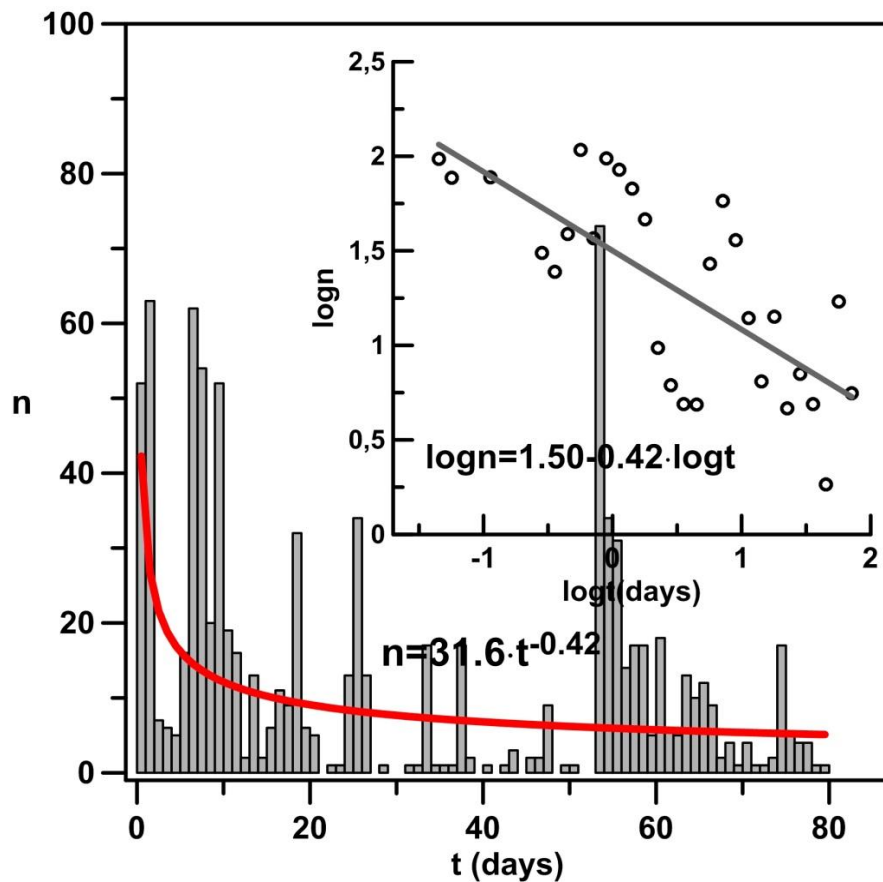
Σχήμα 9. (Πάνω) Ημερήσια συχνότητα των σεισμών του καταλόγου του Γ.Ι.-Ε.Α.Α. (αριθμός σεισμών ανά ημέρα), με μεγέθη $M \geq 1.6$ (κόκκινη γραμμή) που έγιναν το 2013 στην περιοχή που ορίζεται από το πολύγωνο στον χάρτη του σχήματος 7. Το μέγιστο μέγεθος σεισμού ανά ημέρα παριστάνεται με την μπλέ γραμμή. Αύξηση της συχνότητας γένεσης σεισμών παρατηρείται την 141^η ημέρα. (Κάτω) Λεπτομέρεια του πάνω σχήματος: η 141^η ημέρα, που σηματοδοτεί την έναρξη της σημνο-ακολουθίας, αντιστοιχεί στην 21^η Μαΐου 2013. Παρατηρείται και δεύτερη ξαφνική έξαρση την 193^η ημέρα (12 Ιουλίου), η οποία διαρκεί ως την 223^η ημέρα (11 Αυγούστου).

Στο σχήμα 10 φαίνεται η κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 11 Αυγούστου. Έγινε συσχέτιση του λογάριθμου του αθροιστικού αριθμού, $\log N$, των σεισμών της σημνο-ακολουθίας (έλλειψη Α, σχήμα 7) με το αντίστοιχο μέγεθος τους, M , όπου προέκυψαν οι κύκλοι με την ευθεία ελαχίστων τετραγώνων. Ακόμα, έγινε συσχέτιση του αριθμού των σεισμών, n , σε σχέση με το μέγεθος, M , και σχηματίστηκαν οι ρόμβοι.



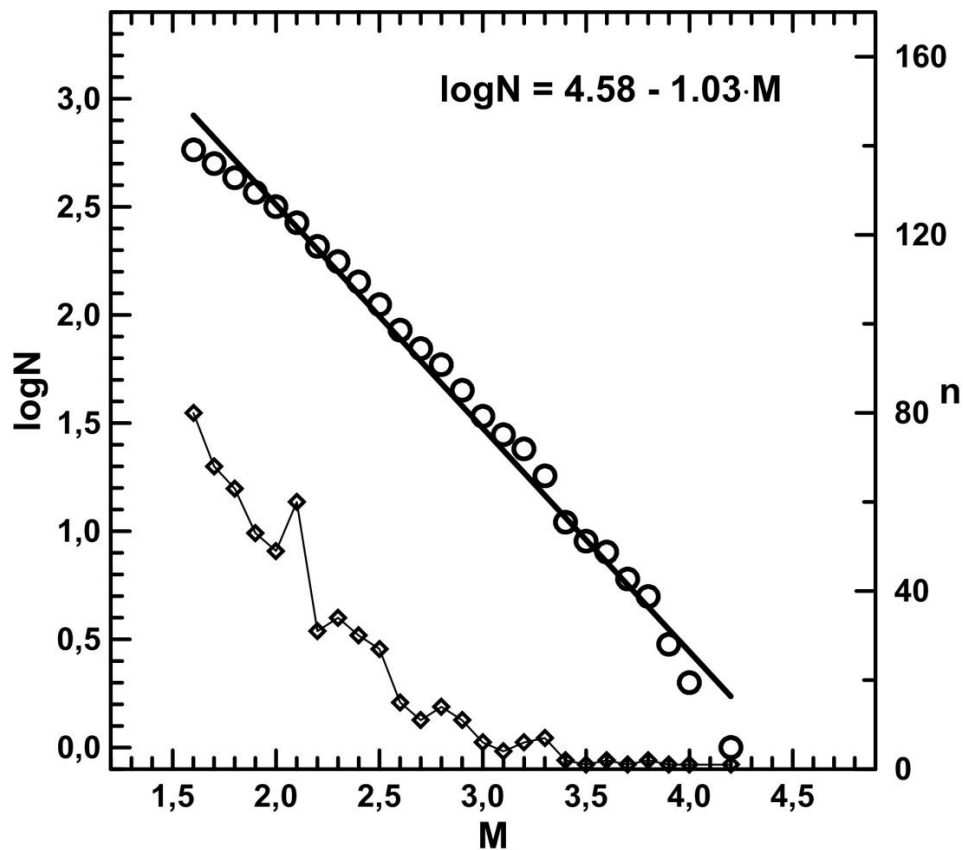
Σχήμα 10. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της σημενο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 11 Αυγούστου 2013. Τα επίκεντρα των σεισμών βρίσκονται μέσα στην έλλειψη Α του πολυγώνου, στον χάρτη του σχήματος 7. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στη συνέχεια, σχήμα 11, τα δεδομένα των σεισμών της σημενο-ακολουθίας που παριστάνεται με την έλλειψη Α ακολουθούν χρονική κατανομή, δηλαδή διάγραμμα όπου στον άξονα ψ είναι ο λογάριθμος του αριθμού των σεισμών και στον άξονα χ ο λογάριθμος του χρόνου σε ημέρες. Από τα προβαλλόμενα σημεία προκύπτει η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων όπου φαίνεται η εξίσωση της και οι τιμές των a , b . Οι σεισμοί καλύπτουν την χρονική περίοδο 21 Μαΐου έως 11 Αυγούστου. Ακόμη, από το διάγραμμα αριθμού συχνότητας, n , σε σχέση με τον χρόνο (σε ημέρες) φαίνονται δύο εξάρσεις που αφορούν την ίδια περιοχή όπου μετά την δεύτερη έξαρση οι σεισμοί είναι περισσότεροι σε σύγκριση με την πρώτη έξαρση την ίδια ημέρα.



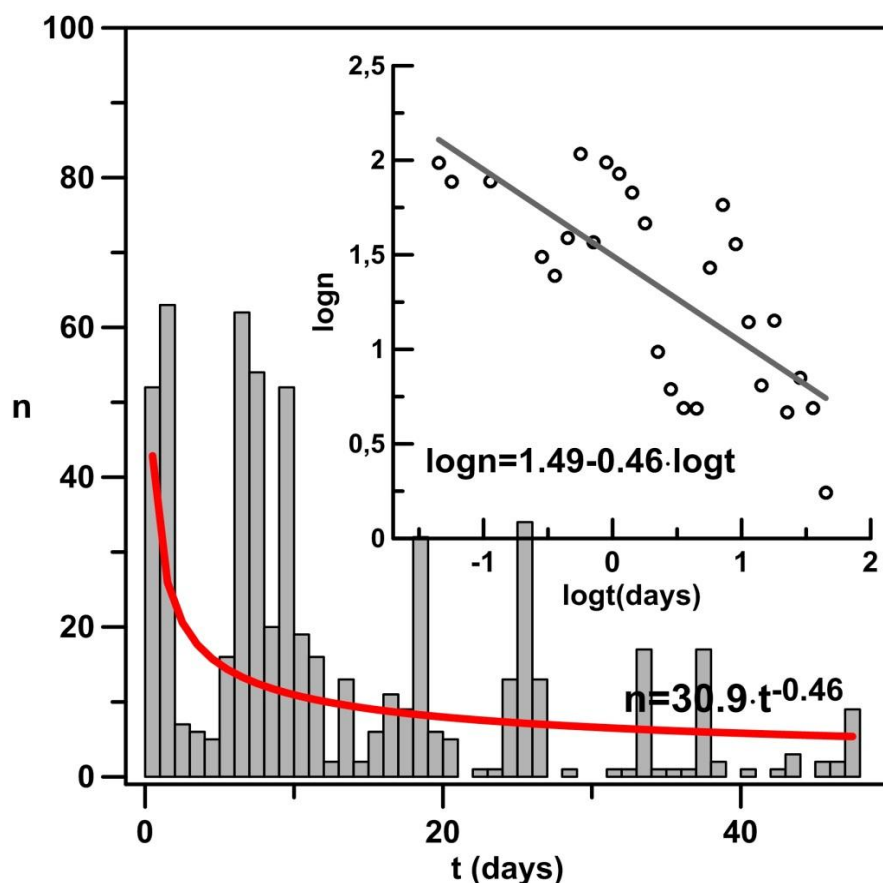
Σχήμα 11. Χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που έγινε στην περιοχή που ορίζεται από την έλλειψη Α του σχήματος 8. (κύκλοι). Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου-11 Αυγούστου 2013. Είναι προφανές ότι στην έναρξη της δεύτερης έξαρσης στην ίδια περιοχή έγιναν περισσότεροι σεισμοί την πρώτη ημέρα από ότι την ίδια ημέρα της πρώτης έξαρσης. Αυτό δικαιολογεί την άποψη περί δύο εξάρσεων στην ίδια περιοχή.

Στο σχήμα 12 το διάγραμμα παριστάνει την κατά μέγεθος κατανομή της πρώτης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας την περίοδο 21 Μαΐου με 9 Ιουλίου του 2013. Ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών αυτών σε σχέση με το μέγεθός τους μας δίνουν τα σημεία (κύκλοι) με την ευθεία ελαχίστων τετραγώνων και την εξίσωση που την επαληθεύει. Επίσης, οι ρόμβοι προκύπτουν από το διάγραμμα του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.



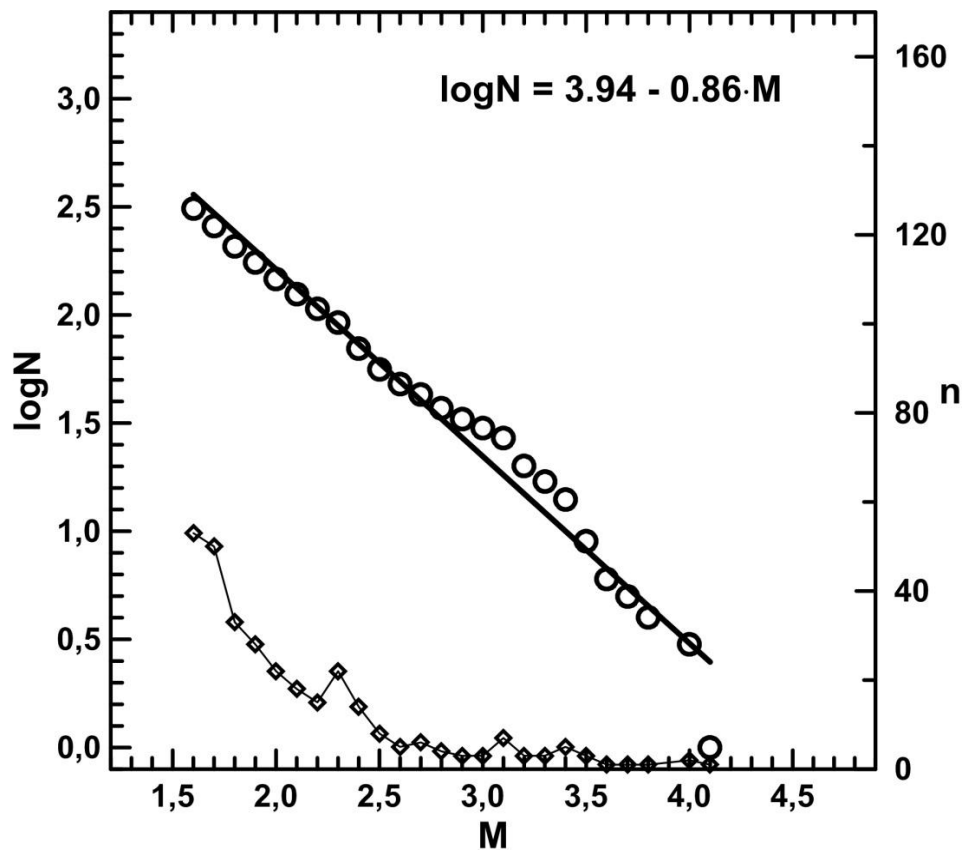
Σχήμα 12. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της πρώτης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 9 Ιουλίου 2013. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Παρακάτω στο σχήμα 13 φαίνεται η χρονική κατανομή των σεισμών της πρώτης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας που αφορά την περίοδο 21 Μαΐου έως 9 Ιουλίου. Ο άξονας του ψ είναι ο λογάριθμος του αριθμού των σεισμών αυτών σε συνάρτηση με το λογάριθμο του χρόνου (σε ημέρες). Τα σημεία παριστάνονται με κύκλους και η ευθεία επαληθεύεται από την εξίσωση που φαίνεται στο σχήμα.



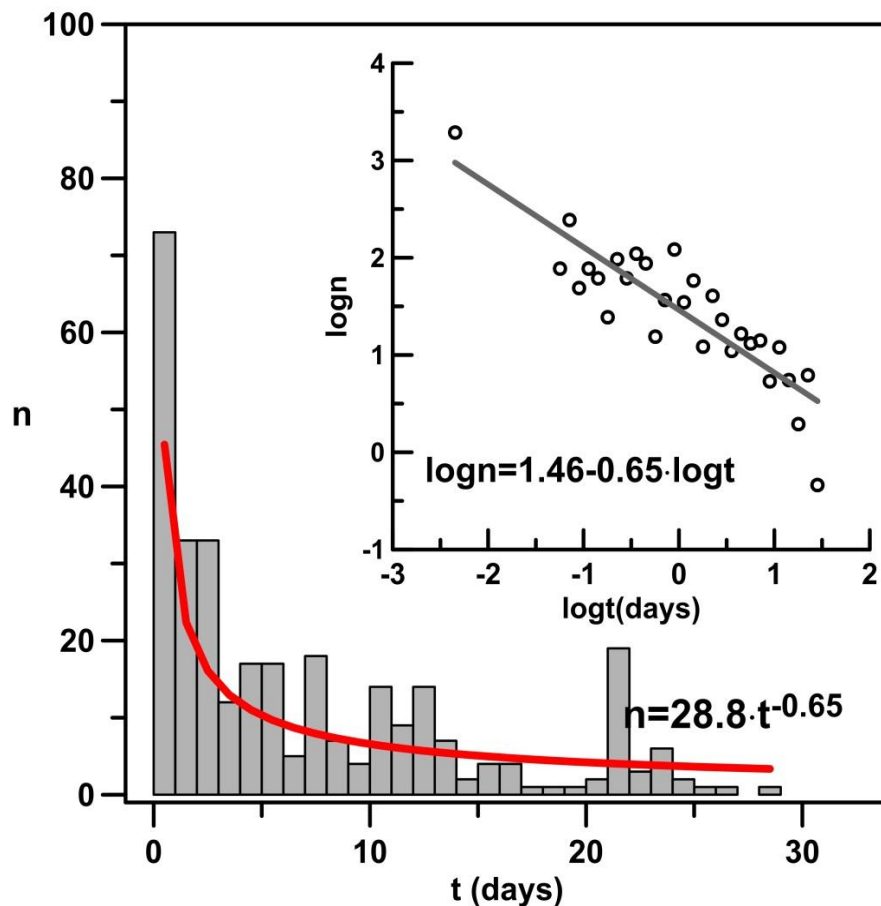
Σχήμα 13. Χρονική κατανομή των σεισμών της πρώτης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι). Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 9 Ιουλίου 2013.

Στη συνέχεια, (σχήμα 14) ακολουθούμε την ίδια διαδικασία με παραπάνω, δηλαδή, κάνουμε την κατά μέγεθος κατανομή τώρα της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας σε συνάρτηση με το μέγεθός τους για το χρονικό διάστημα 12 Ιουλίου με 11 Αυγούστου του 2013. Ο άξονας ψ είναι ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθός τους, άξονας χ. Έτσι προκύπτουν οι κύκλοι με την ευθεία που η εξίσωσή της φαίνεται στο σχήμα και οι τιμές a, b αυτής. Ακόμα, οι ρόμβοι του σχήματος παριστάνουν τον αριθμό των σεισμών, n, σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.



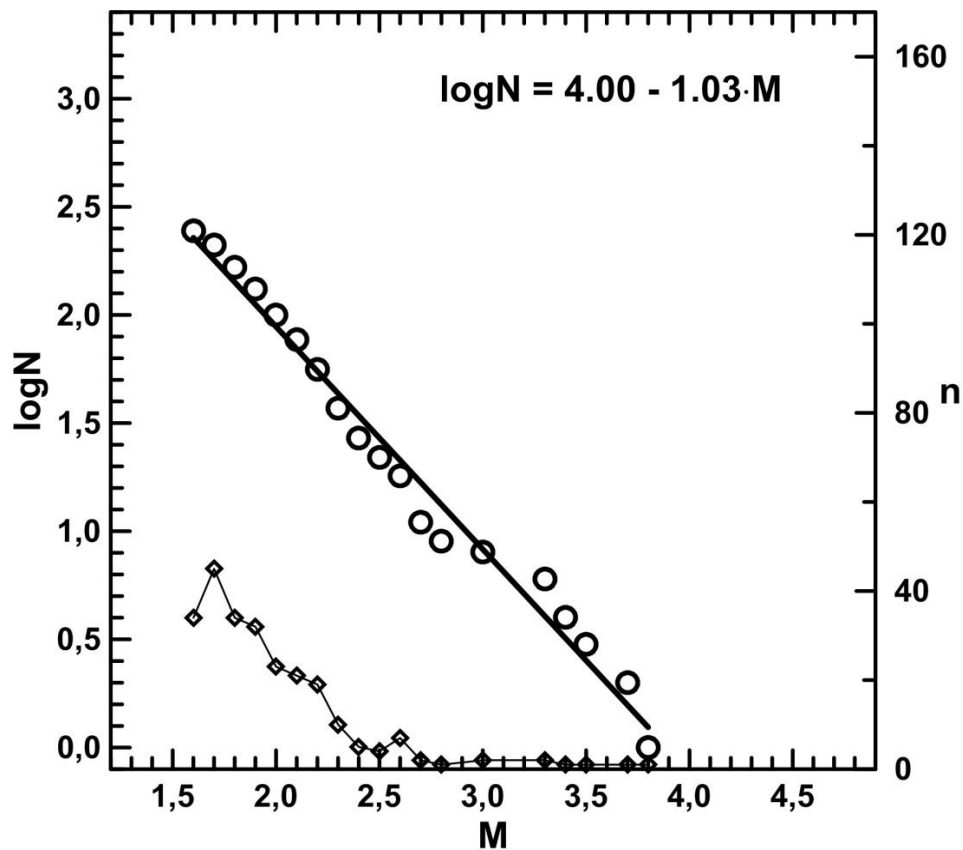
Σχήμα 14. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 12 Ιουλίου - 11 Αυγούστου 2013. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στο σχήμα 15 παριστάνεται η χρονική κατανομή των σεισμών της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας που καλύπτει την περίοδο 12 Ιουλίου - 11 Αυγούστου 2013. Τα σημεία φαίνονται με κύκλους και η ευθεία όπως προκύπτει από την ευθεία τιμή του $a=1.46$ και $b= - 0.65$. Ο άξονας ψ είναι ο λογάριθμος του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με τον άξονα χ που είναι ο λογάριθμος του χρόνου (σε ημέρες).



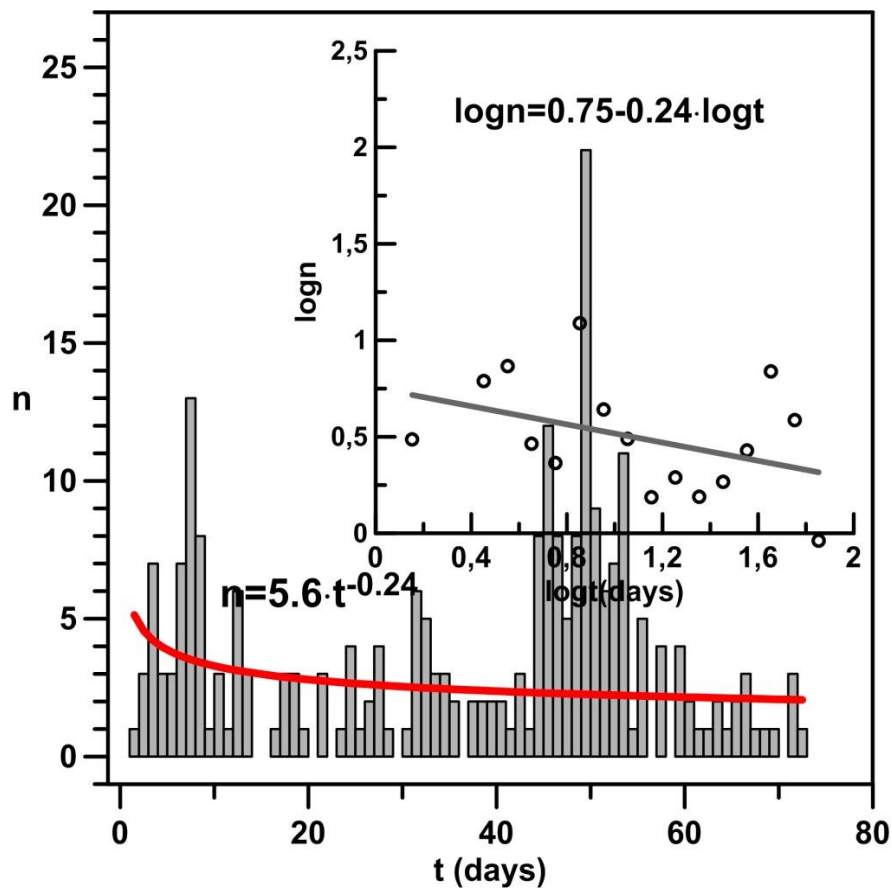
Σχήμα 15. Χρονική κατανομή των σεισμών της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι). Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 12 Ιουλίου - 11 Αυγούστου 2013.

Όλη η παραπάνω διαδικασία αφορούσε τα επίκεντρα των σεισμών που βρίσκονταν μέσα στην έλλειψη Α. Το ίδιο επαναλαμβάνεται και για την έλλειψη Β. Συγκεκριμένα, στο σχήμα 16 φαίνεται η κατά μέγεθος κατανομή των epicenters των σεισμών που βρίσκονται μέσα στην έλλειψη Β του πολυγώνου του σχήματος 7 που έγιναν στο διάστημα 19 Οκτωβρίου έως 31 Δεκεμβρίου 2013. Ο άξονας ψ είναι ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας και ο άξονας χ το μέγεθός τους. Τα σημεία φαίνονται στο σχήμα όπως προέκυψαν από την κατανομή και η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων δημιουργήθηκε από την ευθεία που φαίνεται στο σχήμα με τιμές $a = 4.00$ και $b = -1.03$. Ακόμα, με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.



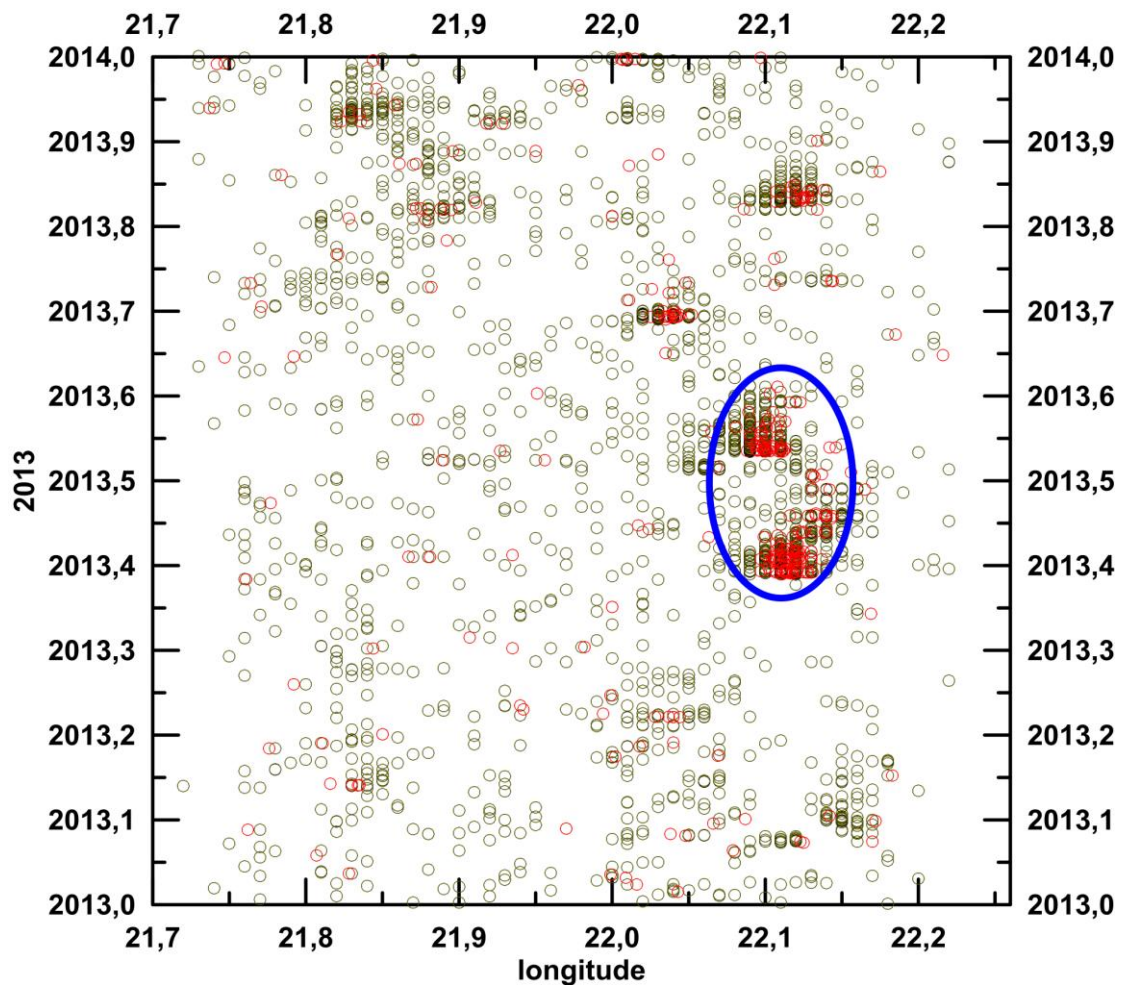
Σχήμα 16. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 19 Οκτωβρίου - 31 Δεκεμβρίου 2013. Τα επίκεντρα των σεισμών βρίσκονται μέσα στην έλλειψη Β του πολυγώνου, στον χάρτη του σχήματος 7. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στο σχήμα 17 παριστάνεται η χρονική κατανομή της σμηνο-ακολουθίας που έγινε στην περιοχή που ορίζεται από την έλλειψη Β του σχήματος 8. Οι σεισμοί αυτοί έγιναν στο διάστημα 19 Οκτωβρίου έως 31 Δεκεμβρίου 2013. Ο άξονας ψ είναι ο λογάριθμος του αριθμού των σεισμών και ο άξονας χ είναι ο λογάριθμος του χρόνου σε ημέρες. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων βγήκε από την εξίσωση που την επαληθεύει και φαίνεται στο σχήμα.



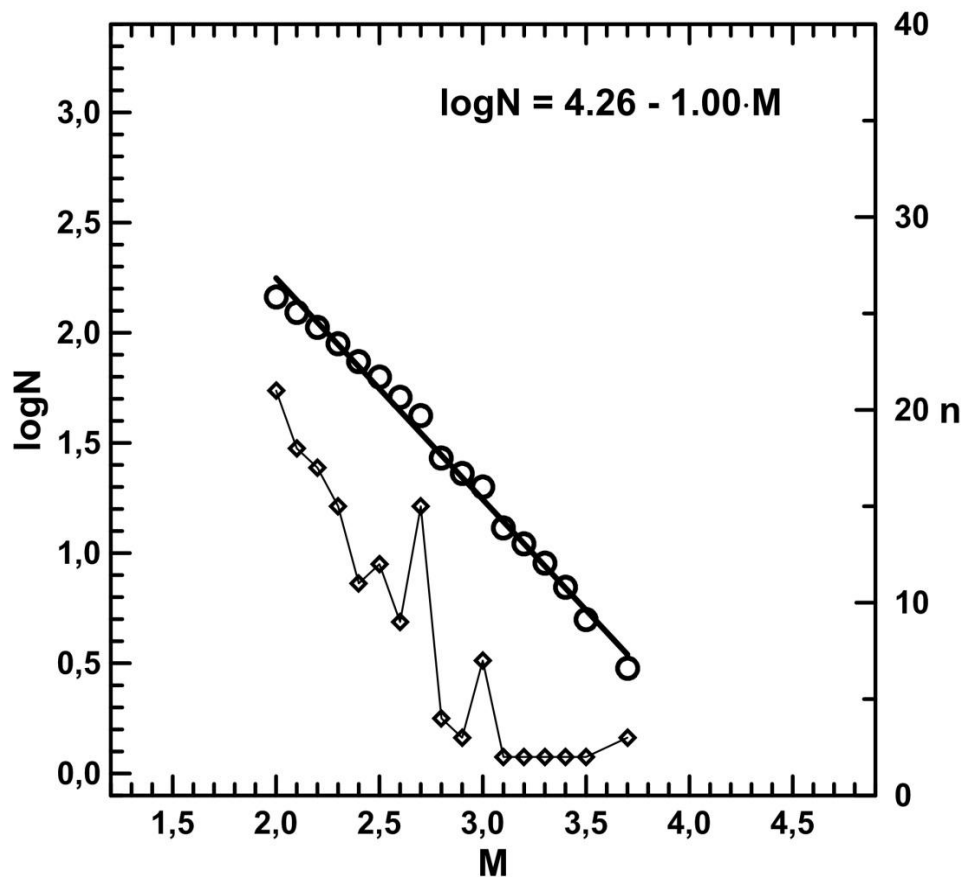
Σχήμα 17. Χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που έγινε στην περιοχή που ορίζεται από την έλλειψη Β του σχήματος 8 (κύκλοι). Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 19 Οκτωβρίου - 31 Δεκεμβρίου 2013.

Στο σχήμα 18, φαίνεται η χωρο-χρονική κατανομή του γεωγραφικού μήκους των epicέντρων των σεισμών των καταλόγων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. στο διάστημα του 2013. Για την πρώτη περίπτωση του Αστεροσκοπείου τα σημεία στο σχήμα συμβολίζονται με γκρι χρώμα και για την δεύτερη περίπτωση τα σημεία συμβολίζονται με κόκκινο χρώμα. Η μπλε έλλειψη δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στη διάρκεια της σμηνο-ακολουθίας στο ανατολικό τμήμα της περιοχής που ορίζεται από το πολύγωνο του σχήματος 7 και φαίνονται ακριβώς οι συντεταγμένες δηλαδή η θέση της περιοχής.



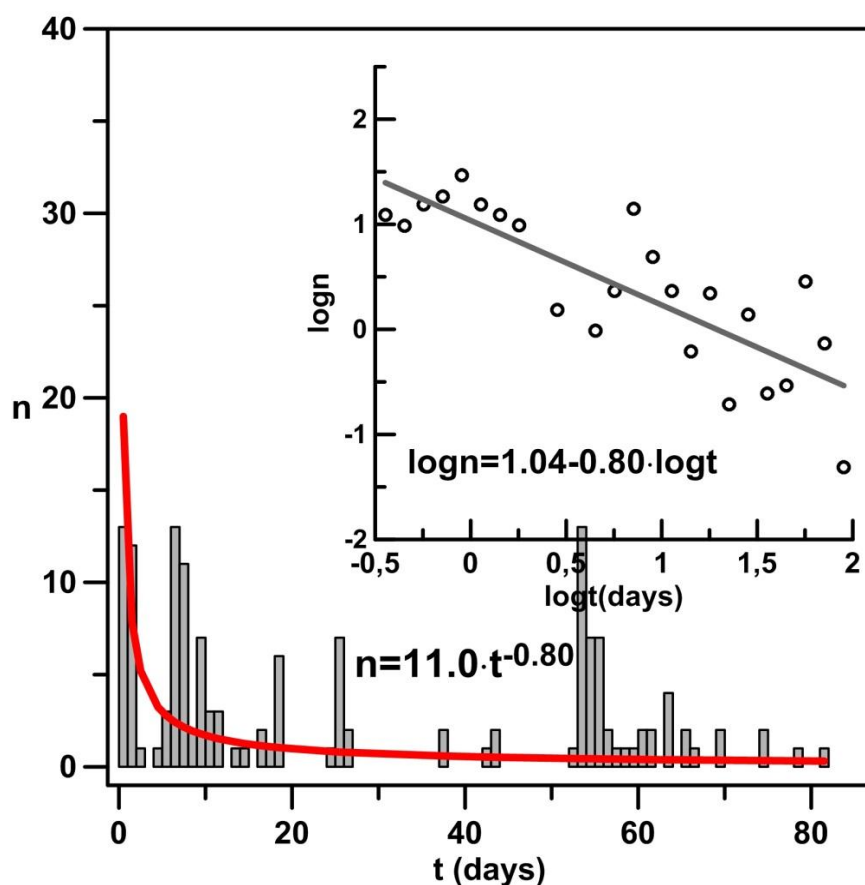
Σχήμα 18. Χωρο-χρονική κατανομή του γεωγραφικού μήκους των επικέντρων των σεισμών των καταλόγων του Γ.Ι.-Ε.Α.Α. (γκρι κύκλοι) και του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. στο διάστημα του 2013 (κόκκινοι κύκλοι). Η μπλε έλλειψη δείχνει τους σεισμούς που έγιναν στη διάρκεια της σμηνο-ακολουθίας στο ανατολικό τμήμα της περιοχής που ορίζεται από το πολύγωνο του σχήματος 7.

Στο σχήμα 19 αποικονίζεται η κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 11 Αυγούστου 2013 και είναι αυτοί που βρίσκονται στον κατάλογο του σεισμολογικού σταθμού του Α.Π.Θ. (κόκκινοι κύκλοι της έλλειψης του παραπάνω σχήματος). Ο άξονας ψ είναι ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών και ο άξονας χ είναι το μέγεθος του. Από την κατανομή αυτή προκύπτουν τα σημεία που βλέπουμε στο σχήμα με κύκλους και η ευθεία ελαχίστων επαληθεύεται από την εξίσωση $\log N = 4.26 - 1.00 M$, $a = 4.26$, $b = -1.00$. Ακόμα, οι ρόμβοι του σχήματος προέκυψαν από τον αριθμό των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος.



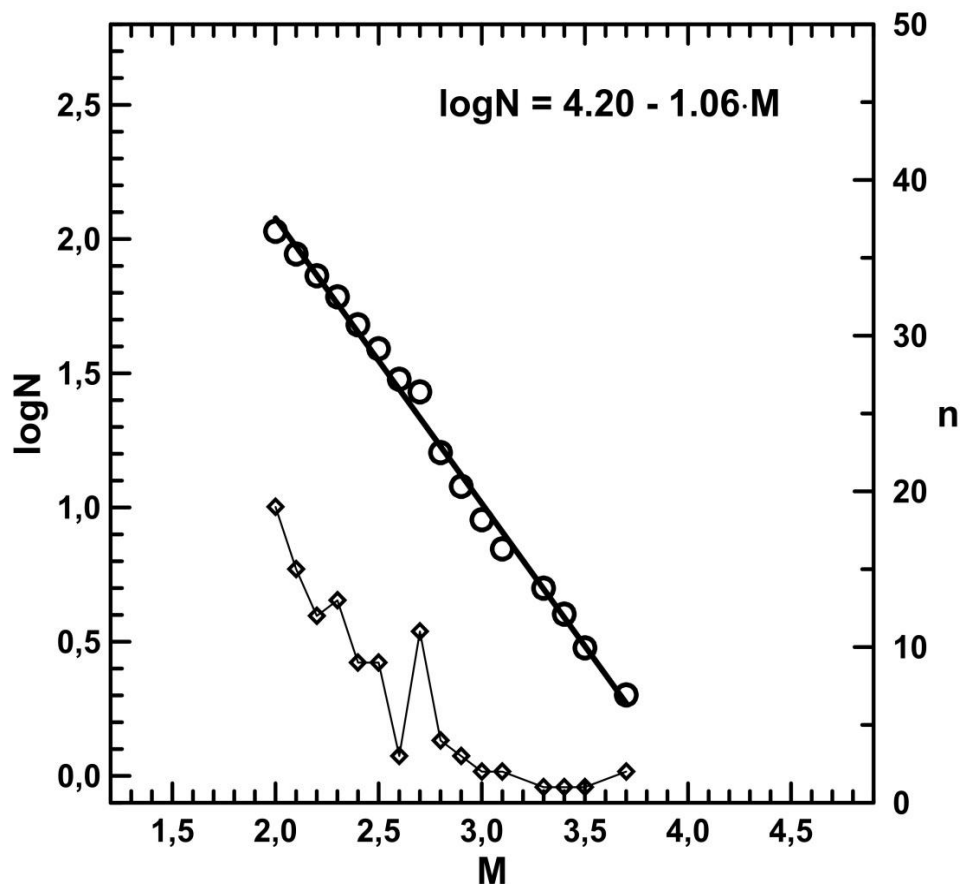
Σχήμα 19. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 11 Αυγούστου 2013. Λήφθηκαν υπόψη μόνο οι σεισμοί που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (κόκκινοι κύκλοι στο προηγούμενο σχήμα, μέσα στην έλλειψη). Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών (συχνότητα), n , σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στο σχήμα 20 παριστάνεται η χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας όπως καταγράφηκαν από τον Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. στο διάστημα 21 Μαΐου έως 11 Αυγούστου του 2013. Τους σεισμούς αυτούς τους είδαμε στο σχήμα 18 που σημειώθηκαν με κόκκινους κύκλους μέσα στην μπλε έλλειψη. Έτσι βλέπουμε παρακάτω το διάγραμμα που για άξονα ψ έχει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών και για άξονα χ τον λογάριθμο του χρόνου σε ημέρες. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων επαληθεύεται από την ευθεία της που φαίνεται στο σχήμα. Παρατηρώντας το διάγραμμα συχνοτήτων σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο σε ημέρες προκύπτουν δύο εξάρσεις κάτι που είχε συμβεί και στο σχήμα 11. Είναι προφανές ότι στην έναρξη της δεύτερης εξάρσης στην ίδια περιοχή έγινε ίσος αριθμός σεισμών την πρώτη ημέρα με την ίδια ημέρα της πρώτης εξάρσης.



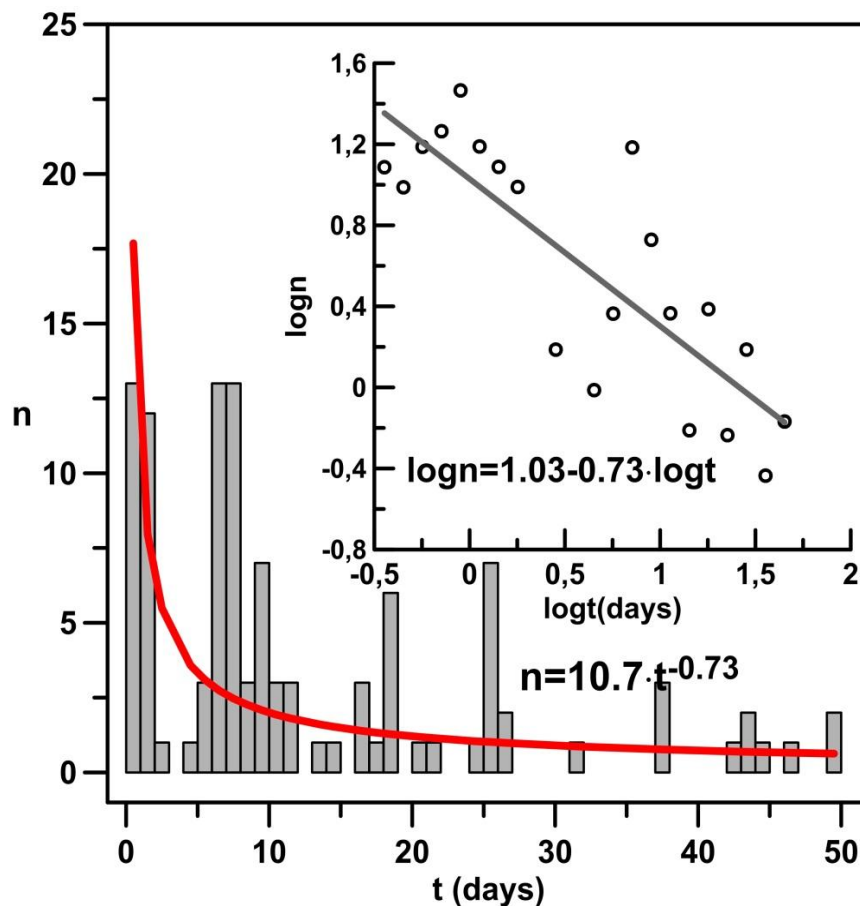
Σχήμα 20. Χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και οι οποίοι έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου-11 Αυγούστου 2013 (κόκκινοι κύκλοι μέσα στην έλλειψη του σχήματος 18). Διακρίνονται και εδώ οι δύο εξάρσεις.

Στο σχήμα 21 παριστάνεται η κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών της πρώτης εξάρσης της σμηνο-ακολουθίας. Ο άξονας του ψ είναι ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών αυτών και ο άξονας του χ είναι το μέγεθός τους. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων έχει μορφή ανάλογη της εξίσωσης της. Οι σεισμοί αφορούν αυτούς που καταγράφηκαν από το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. κατά την χρονική περίοδο 21 Μαΐου με 9 Ιουλίου του 2013. Με ρόμβους συμβολίζονται τα σημεία όπως προκύπτουν από το διάγραμμα του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος τους.



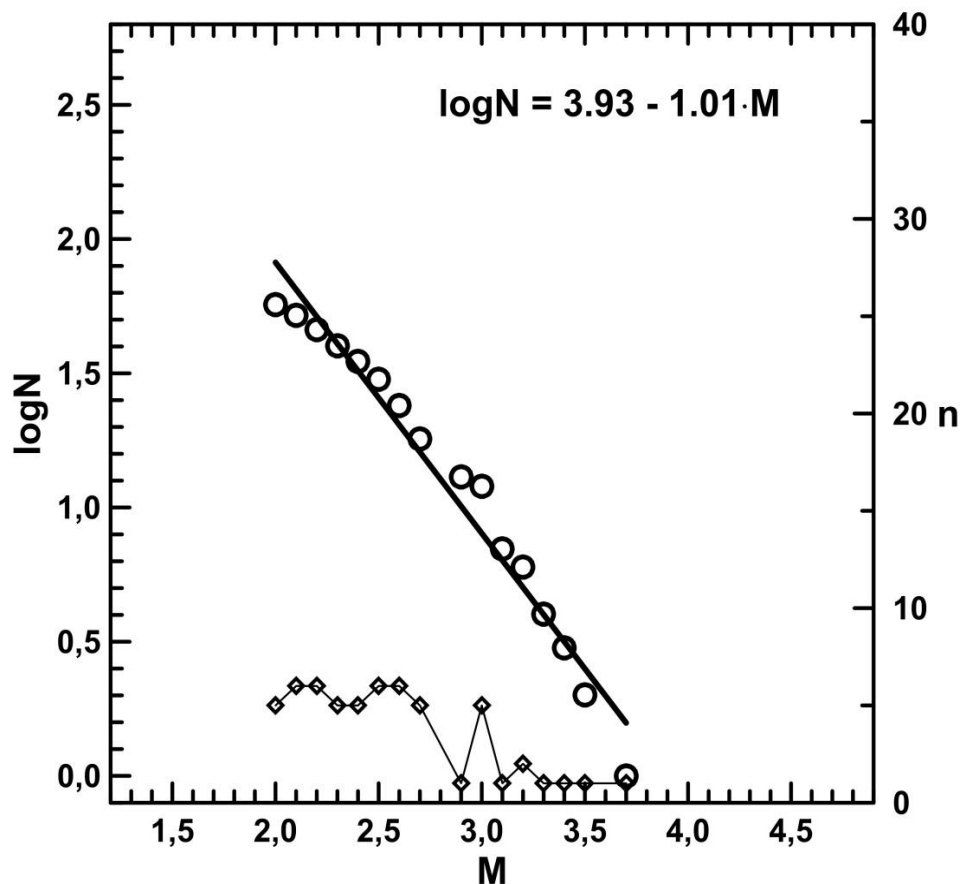
Σχήμα 21. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της πρώτης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και που έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 9 Ιουλίου 2013. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στο σχήμα 22 παριστάνεται η χρονική κατανομή των σεισμών όπως καταγράφηκαν από το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. στο διάστημα 21 Μαΐου - 9 Ιουλίου 2013. Έτσι βλέπουμε παρακάτω το διάγραμμα που για άξονα ψ έχει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών και για άξονα χ τον λογάριθμο του χρόνου σε ημέρες. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων επαληθεύεται από την ευθεία της που φαίνεται στο σχήμα. Αυτοί οι σεισμοί φαίνονται στο σχήμα 18 όπου αποικονίζονται με κόκκινο χρώμα μέσα στην έλλειψη.



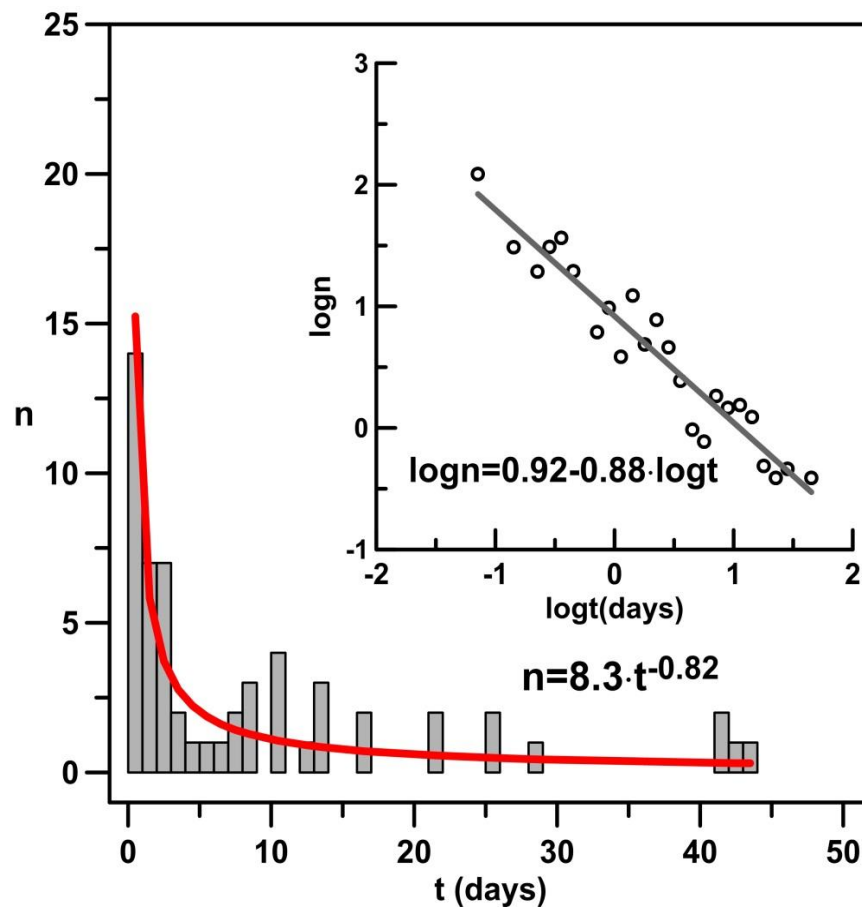
Σχήμα 22. Χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και οι οποίοι έγιναν στο διάστημα 21 Μαΐου - 9 Ιουλίου 2013 (κόκκινοι κύκλοι μέσα στην έλλειψη του σχήματος 18).

Στο σχήμα 23 παριστάνεται η κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας. Ο άξονας του ψ είναι ο λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών αυτών και ο άξονας του χ είναι το μέγεθός τους. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων έχει μορφή ανάλογη της εξίσωσης της. Οι σεισμοί αφορούν αυτούς που καταγράφηκαν από το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. κατά την χρονική περίοδο 12 Ιουλίου με 11 Αυγούστου του 2013. Με ρόμβους συμβολίζονται τα σημεία όπως προκύπτουν από το διάγραμμα του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος τους.



Σχήμα 23. Λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών (αθροιστική συχνότητα) της δεύτερης έξαρσης της σμηνο-ακολουθίας (κύκλοι) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Θεωρήθηκαν οι σεισμοί που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και που έγιναν στο διάστημα 12 Ιουλίου – 11 Αυγούστου 2013. Με ρόμβους παριστάνεται ο αριθμός των σεισμών, n , (συχνότητα) σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Στο σχήμα 24 φαίνεται η χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας όπως καταγράφηκαν από το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. στο διάστημα 12 Ιουλίου – 11 Αυγούστου 2013. Έτσι βλέπουμε παρακάτω το διάγραμμα που για άξονα ψ έχει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών και για άξονα χ τον λογάριθμο του χρόνου σε ημέρες. Η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων επαληθεύεται από την ευθεία της που φαίνεται στο σχήμα. Αυτοί οι σεισμοί φαίνονται στο σχήμα 18 όπου αποικονίζονται με κόκκινο χρώμα μέσα στην έλλειψη.



Σχήμα 24. Χρονική κατανομή των σεισμών της σμηνο-ακολουθίας που περιέχονται στον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και οι οποίοι έγιναν στο διάστημα 12 Ιουλίου – 11 Αυγούστου 2013 (κόκκινοι κύκλοι μέσα στην έλλειψη του σχήματος 18).

11. Συμπεράσματα

Από όλη την παραπάνω μελέτη και επεξεργασία των μικροσεισμικών δεδομένων που καταγράφηκαν αξιόπιστα από το Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ. συμπεραίνουμε τα παρακάτω:

- Ο Κορινθιακός κόλπος είναι μια περιοχή με έντονη σεισμική δραστηριότητα.
- Η περιοχή δυτικά του Κορινθιακού Κόλπου παρουσιάζει εντονότερη μικροσεισμική δραστηριότητα.
- Η χρονική και κατά μέγεθος κατανομή των σεισμικών δεδομένων επιβεβαιώνουν ότι οι σεισμοί αυτοί αποτελούν σμήνος σεισμών ή σμηνοακολουθία.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Ζυγούρη, Β. (2009). *Αλληλεπίδραση ρηγμάτων και σεισμική επικινδυνότητα στον ανατολικό Κορινθιακό*. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελίδες 283.

Μουντράκης Δ., 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας

Παπανικολάου, Γ.Χρόνης, Β.Λυκούσης, Δ.Σακελλαρίο, Ι.Παπούλια. *Νεοτεκτονική Δομή του Δ.Κορινθιακού Κόλπου και Γεωδυναμικά Φαινόμενα του Σεισμού του Αιγίου*.

Ξένη Βιβλιογραφία

Bell R. E., McNeill L. C., Bull J. M., Henstock T. J., Collier R. E. L., and Leeder M. R., 2009. *Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, Central Greece*.

Hatzfeld, D., Karakostas Vassilis, Ziazia Maria, Kassaras Iannis, Papadimitriou Eleftheria, Makropoulos Kostas, Voulgaris Nikos and & Papaioannou Christos. *Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece)*.

Kokkalas S., Koukouvelas I.K., 2005. *Fault scarp degradation modeling in central Greece: The Kaparelli and Elik faults (Gulf of Corinth) as a case study*. Journal of Geodynamics 40 (225) 200-215.

Micarelli L., Moretti I., Daniel J.M., 2003. *Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece*. Journal of Geodynamics (2003).

Moretti Isabelle, Sakellariou D., Lykousis V., Micarelli L., 2003. *The Gulf of Corinth: an active half graben?*. Journal of Geodynamics (2003).

Papatheodorou Stefatos, G, Ferentinis G., Leeder M., Collier R., 2002. *Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance*. Basin research (2002) 14, 487-502.

Vita-Finzi C.; King G.C.P., 1985. *The Seismicity, Geomorphology and Structural Evolution of the Corinth Area of Greece*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 314, No. 1530. (Jul. 25, 1985), pp. 379-407.

