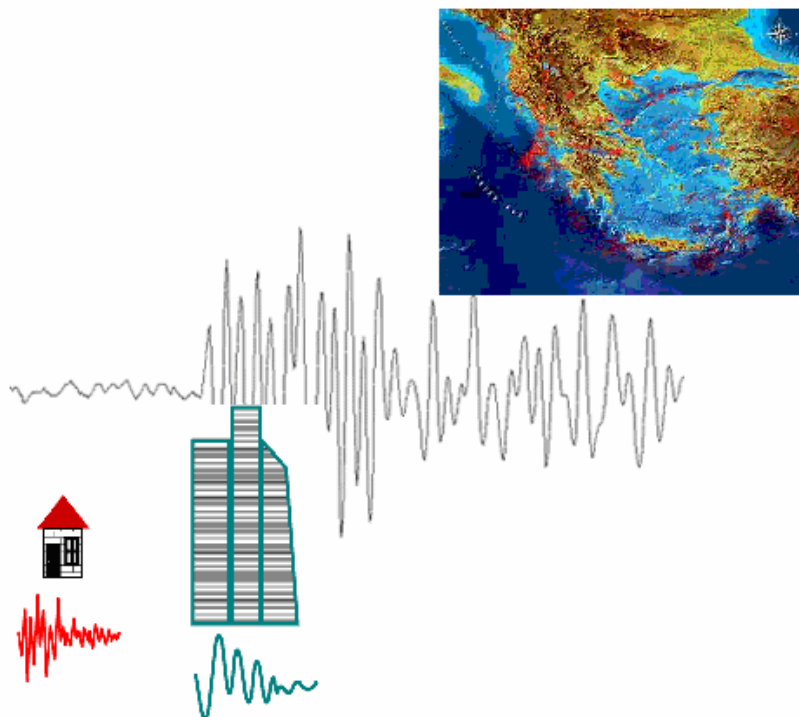




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Στοχαστική προσομοίωση ισχυρής σεισμικής κίνησης
του σεισμού του Σάρου M 7.4 του 1912 σε επιλεγμένες
θέσεις

Δημάκης Ευθύμιος

Επιβλέπουσα: Αναστασία Κυρατζή, Καθ. Σεισμολογίας Α.Π.Θ.

Θεσσαλονίκη
Ιούλιος 2007

Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	- 3 -
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	- 4 -
1.1 Μέθοδοι προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων	- 4 -
1.2 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα στην Ελλάδα	- 6 -
ΚΑΤΕΥΘΥΝΤΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ	- 7 -
2.1 Κατευθυντικότητα ως εκδήλωση του φαινομένου Doppler	- 7 -
2.2 Θεωρητική διατύπωση	- 7 -
2.3 Πειραματική διατύπωση	- 8 -
2.4 Κατευθυντικότητα και μοντέλο Haskell	- 10 -
ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	- 14 -
3.1 Εισαγωγή	- 14 -
3.2 Στοχαστική μέθοδος.	- 14 -
3.2.1 Παράγοντας της σεισμικής εστίας	- 15 -
3.2.2 Παράγοντας του δρόμου διάδοσης	- 16 -
3.2.3 Παράγοντας των τοπικών εδαφικών συνθηκών	- 18 -
3.2.4 Παράγοντας της απόκρισης του οργάνου καταγραφής	- 20 -
3.3 Στοχαστική μέθοδος σε πεπερασμένες πηγές	- 20 -
3.4 Εφαρμογή της μεθόδου	- 21 -
3.5 Παράμετροι Προγράμματος FINSIM	- 24 -
ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ 9^{ΗΣ} ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 1912	- 27 -
4.1 Ο σεισμός της 9 ^{ης} Αυγούστου 1912	- 27 -
4.1.1 Ιστορικοί σεισμοί, τεκτονικά χαρακτηριστικά και αλληλεπίδραση ρηγμάτων	- 28 -
4.1.2 Μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 9 ^{ης} Αυγούστου 1912	- 31 -
4.2 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης του σεισμού της 9 ^{ης} Αυγούστου 1912	- 37 -
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ (Μ 7.4) ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΓΚΑΝΟΥ (GANOS FAULT)	- 41 -
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	- 50 -
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	- 54 -

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχος της εργασίας είναι η κατανόηση και η εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης ισχυρής σεισμικής κίνησης για το σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου 1912 στο Γκάνο (Ganos) της Τουρκίας σε επιλεγμένα σημεία τόσο στον Ελληνικό χώρο όσο και στον Τουρκικό.

Το πρώτο κεφάλαιο αποτελεί την εισαγωγή της διπλωματικής εργασίας, όπου παρουσιάζονται συνοπτικά οι πιο διαδεδομένες μέθοδοι προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται επίσης ανασκόπηση της βιβλιογραφίας σχετικά με εργασίες προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης στην Ελλάδα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφονται τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των ισχυρών εδαφικών κινήσεων στο κοντινό πεδίο και αναπτύσσονται θεωρητικά βασικές έννοιες οι οποίες εξετάζονται στη συνέχεια.

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται το θεωρητικό μοντέλο της στοχαστικής μεθόδου και το υπολογιστικό πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο εφαρμόζεται η στοχαστική μέθοδος για την περίπτωση του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912 στο Γκάνο (Ganos). Αρχικά παρατίθεται μια σειρά από στοιχεία για το συγκεκριμένο σεισμό και στη συνέχεια περιγράφονται οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωσή του.

Στο πέμπτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα και διατυπώνονται τα βασικά συμπεράσματα της εργασίας αυτής.

Ολοκληρώνοντας την διπλωματική μου εργασία θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ανθρώπους εκείνους που αισθάνομαι ότι με βοήθησαν προς την κατεύθυνση αυτή.

Ευχαριστώ θερμά την Καθ. Σεισμολογίας του Α.Π.Θ. κα Αναστασία Κυρατζή για την ανάθεση του θέματος και την βοήθειά της καθ' όλη τη διάρκεια της εργασίας. Την ευχαριστώ διότι με βοήθησε να αποκομίσω σημαντικά επιστημονικά οφέλη σε ένα πεδίο της επιστήμης της Σεισμολογίας που αγαπώ. Πάνω απ' όλα όμως την ευχαριστώ γιατί με την ανάθεση αυτής της εργασίας με έβαλε ξανά στο δρόμο των σπουδών.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω επίσης του διδάκτορες Ρουμελιώτη Ζαφειρία και Μπενετάτο Χριστόφορο για την βοήθεια που μου παρείχαν.

Τελειώνοντας, θα ήθελα να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου που είναι πάντα κοντά μου και με κάθε τρόπο με βοήθησαν να ολοκληρώσω τις σπουδές μου.

Εισαγωγή

1.1 Μέθοδοι προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων

Οι πρώτες προσπάθειες προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων έγιναν με βάση την υπόθεση της σημειακής πηγής. Για να ισχύει η υπόθεση αυτή, θα πρέπει οι διαστάσεις της πηγής να μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες σε σχέση με την απόστασή της από τη θέση παρατήρησης.

Παρά τη μεγάλη επιτυχία του και την ευρεία εφαρμογή του το μοντέλο της σημειακής σεισμικής πηγής σε πολλές περιπτώσεις δεν ισχύει, ιδιαίτερα σε περιοχές που βρίσκονται κοντά σε πηγές μεγάλων σεισμών. Τα αποτελέσματα μιας μεγάλης, πεπερασμένων διαστάσεων πηγής, που συμπεριλαμβάνει τις επιδράσεις της διάδοσης της διάρρηξης, της κατευθυντικότητας της σεισμικής ενέργειας και της γεωμετρίας εστίας- σταθμού, μπορούν, σε μεγάλο βαθμό, να επηρεάσουν τα πλάτη, το συχνотικό περιεχόμενο και τη διάρκεια των εδαφικών κινήσεων.

Μια συνήθης τεχνική που ακολουθείται προκειμένου να μοντελοποιηθούν ως ένα βαθμό οι παραπάνω επιδράσεις, είναι η διαίρεση της σεισμικής πηγής σε μικρότερα τμήματα, κάθε ένα από τα οποία μπορεί να αντιμετωπιστεί ως σημειακή πηγή (Hartzell, 1978). Οι εδαφικές κινήσεις, σε ορισμένη θέση παρατήρησης, προκύπτουν με άθροιση των κινήσεων από κάθε ένα στοιχειώδες τμήμα της πηγής του μεγάλου σεισμού.

Για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από μεγάλες, πεπερασμένων διαστάσεων πηγές έχουν προταθεί κατά καιρούς τρεις, σαφώς διαφορετικές μεταξύ τους, μέθοδοι:

- Η μέθοδος των σεισμικών ακτίνων (seismic ray method)
- Η στοχαστική μέθοδος (stochastic method) και
- Η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green (empirical Green's function method).

Ο τρόπος με τον οποίο μοντελοποιούνται οι επιδράσεις της πηγής και του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, από την περιοχή της εστίας μέχρι τη θέση καταγραφής, είναι οι βασικές διαφορές των μεθόδων αυτών.

Αναφορά	Άθροιση καταγραφών μικρών σεισμών	Τρόποι προσομοίωσης της πηγής			Τρόποι προσομοίωσης του δρόμου διάδοσης	
		Εμπειρική καταγραφή κοντινού πεδίου	Θεωρητική συνάρτηση σεισμικής εστίας	Φάσμα μορφής ω^{-2}	Θεωρητικές συναρτήσεις Green	Εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης και διάρκειας
Hartzell (1978)	♦					
Kanamori (1979)	♦					
Irikura (1983)	♦					
Keaton and Hartzell (1989)	♦					
Frankel (1995)	♦					
Kamae et al (1998)	♦					
Somerville et al. (1991)		♦			♦	
Cohee et al. (1991)		♦			♦	
Hartzell and Heaton (1983)			♦		♦	
Young et al. (1988)			♦		♦	
Hartzell and Langer (1993)			♦		♦	
Haddon (1992,1995)			♦		♦	
Zeng et al. (1994)				♦	♦	
Yu et al. (1995)				♦	♦	
Chin and Aki (1991)				♦		♦
Schneider et al. (1993)				♦		♦
Beresnev and Atkinson (1997)				♦		♦

Πίνακας 1. Μοντελοποίηση της πηγής και του δρόμου διάδοσης κατά τη σύνθεση καταγραφών ισχυρής κίνησης από πηγές πεπερασμένων διαστάσεων (Beresnev and Atkinson, 1997).

Στη μέθοδο των σεισμικών ακτίνων, η επίδραση της εστίας συνήθως αντιπροσωπεύεται από μια θεωρητική συνάρτηση, ενώ για τον προσδιορισμό της επίδρασης του δρόμου διάδοσης χρησιμοποιούνται θεωρητικές συναρτήσεις Green, οι οποίες υπολογίζονται για συγκεκριμένο μοντέλο του υπεδάφους της περιοχής μελέτης.

Στη στοχαστική μέθοδο, η εδαφική κίνηση προβλέπεται θεωρητικά χρησιμοποιώντας για την σεισμική εστία κάποιο απλό σεισμολογικό μοντέλο, όπως είναι το μοντέλο (ω^{-2}) του Aki (1967). Για τον καθορισμό της επίδρασης του δρόμου διάδοσης χρησιμοποιούνται θεωρητικές συναρτήσεις Green ή εμπειρικές σχέσεις για την μεταβολή του πλάτους και της διάρκειας της ισχυρής κίνησης με την απόσταση.

Στη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green, οι πληροφορίες για την επίδραση της εστίας και του δρόμου διάδοσης αντλούνται από τις καταγραφές μικρότερων σεισμών από την περιοχή μελέτης. Οι μικροί σεισμοί πρέπει να παρουσιάζουν παρόμοιο μηχανισμό γένεσης και δρόμο διάδοσης με το μοντέλο σεισμό, έτσι ώστε να μπορούν οι καταγραφές τους να χρησιμοποιηθούν ως εμπειρικές

συναρτήσεις Green. Με τον τρόπο αυτό αποφεύγονται οι πολύπλοκοι μαθηματικοί υπολογισμοί των αντίστοιχων θεωρητικών συναρτήσεων.

1.2 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα στην Ελλάδα

Εργασίες που πραγματεύονται το πρόβλημα της σύνθεσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων στην Ελλάδα, άρχισαν να δημοσιεύονται πριν από μία δεκαπενταετία περίπου. Πρώτοι οι Papastamatiou et al. (1993) εφάρμοσαν τη μέθοδο του στοχαστικού μοντέλου ω^{-2} για την εκτίμηση παραμέτρων που καθορίζουν την ισχυρή κίνηση επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου.

Οι Τόλης και Πιτιλάκης (1993), πρότειναν έναν αλγόριθμο για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων σε βραχώδες υπόστρωμα, ο οποίος βασίζεται στη θεωρία της τυχαίας κίνησης. Στον αλγόριθμο αυτό γίνεται μια προσπάθεια συνυπολογισμού των σεισμολογικών παραμέτρων της διάρρηξης.

Οι Margaris and Papazachos (1994), βασιζόμενοι, επίσης στο στοχαστικό μοντέλο ω^{-2} , πρότειναν 6 συνθετικές καταγραφές για ισάριθμες ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Οι προτεινόμενες σύνθετες καταγραφές βρέθηκαν σε ικανοποιητική συμφωνία με αποτελέσματα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας.

Οι Margaris and Boore (1998), διερεύνησαν διάφορες παραμέτρους, όπως είναι η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, και ο παράγοντας απόσβεσης κ_0 , από τα φάσματα απόκρισης μεγάλων σεισμών του ευρύτερου ελληνικού χώρου.

Εκτός από τη σύνθεση των ισχυρών σεισμικών κινήσεων με στοχαστικές μεθόδους, έχουν γίνει προσπάθειες εφαρμογής και αιτιοκρατικών μεθόδων στην Ελλάδα. Οι Theodoulidis and Bard (1994) πρότειναν μια υβριδική μέθοδο που συνδυάζει τη μέθοδο των διακριτών κυματάριθμων (Bouchon and Aki, 1977) με τη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green. Η εφαρμογή αυτή έγινε με σκοπό την προσομοίωση της ισχυρής κίνησης στην πόλη της Θεσσαλονίκης από τον σεισμό της 20^{ης} Ιουνίου 1978.

Οι Diagourtas et al. (1993) εφάρμοσαν τη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green για την προσομοίωση ενός σεισμού μεγέθους M 4.5 που παρατηρήθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Πάτρας τον Οκτώβριο του 1991. Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε (Diagourtas et al., 1994) στην ίδια περιοχή και για την προσομοίωση του σεισμού της 14^{ης} Ιουλίου 1993, ($M_L=5.3$).

Οι Roumelioti et al. (2000) πραγματοποίησαν συγκριτική εφαρμογή της μεθόδου των εμπειρικών συναρτήσεων Green και της στοχαστικής μεθόδου για πηγές πεπερασμένων διαστάσεων στην περίπτωση του σεισμού της Κοζάνης (13 Μαΐου 1995, M 6.6).

Έχουν δημοσιευθεί επίσης εργασίες που πραγματεύονται την προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων από σεισμούς βάθους του ελληνικού χώρου. Ο Theodoulidis (1999) εφάρμοσε τη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από πιθανό μελλοντικό σεισμό ενδιαμέσου βάθους στην περιοχή του Ν. Αιγαίου Πελάγους. Οι Benetatos and Kiratzi (2003) εφάρμοσαν την στοχαστική μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997) για την προσομοίωση της εδαφικής κίνησης από σεισμό μεγάλου βάθους της Καρπάθου (22 Ιανουαρίου 2002, $M=6.1$). Η ίδια μέθοδος εφαρμόστηκε επίσης από τον Μπενετάτο (2002) για την πρόβλεψη των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων από πιθανό μελλοντικό σεισμό ενδιαμέσου βάθους στην περιοχή του Ν. Αιγαίου.

Κατευθυντικότητα της Διάρρηξης

2.1 Κατευθυντικότητα ως εκδήλωση του φαινομένου Doppler

Η αξιωματική διαφοροποίηση της ακτινοβολούμενης σεισμικής ενέργειας που παρατηρείται κατά τη διάδοση της διάρρηξης προς ορισμένη κατεύθυνση εκφράζεται, στη σεισμολογία, με τον όρο «κατευθυντικότητα». Αυτή η διαφοροποίηση αποτελεί μια εκδήλωση του φαινομένου Doppler. Η ονομασία του εν λόγω φαινομένου προέρχεται από τον Johann Cristian Doppler. Ο Doppler έδειξε ότι η σχετική κίνηση μεταξύ μιας πηγής ακτινοβολίας και ορισμένου παρατηρητή προκαλεί διαστρέβλωση του εκπεμπόμενου φάσματος, η οποία μπορεί να προβλεφθεί. Το φαινόμενο Doppler εμφανίζεται στην διάδοση του κύματος (μηχανική, ακουστική, ηλεκτρομαγνητισμός, οπτική) και κατά συνέπεια η παρατήρησή του στη σεισμολογία είναι αναμενόμενη.

Η ένταση του φαινομένου αυξάνεται όσο περισσότερο πλησιάζει η ταχύτητα κίνησης της πηγής την ταχύτητα διάδοσης του εκπεμπόμενου σήματος. Η στρέβλωση του συχνοτικού φάσματος που εκπέμπει η πηγή είναι έκφραση του φαινομένου αυτού σύμφωνα με την εξίσωση:

$$\omega = \frac{\omega_0}{1 - M \cos \theta} \quad (1)$$

όπου ω είναι η παρατηρούμενη συχνότητα, ω_0 η συχνότητα που εκπέμπει η πηγή, M ο λόγος της ταχύτητας με την οποία κινείται η πηγή προς την ταχύτητα διάδοσης του εκπεμπόμενου κύματος και θ η γωνία που σχηματίζει η διεύθυνση κίνησης της πηγής και η ευθεία που την ενώνει με τη θέση παρατήρησης.

2.2 Θεωρητική διατύπωση

Η πρώτη θεωρητική διατύπωση του φαινομένου της κατευθυντικότητας έγινε από τον Ben-Menahem (1961, 1962). Μελέτησε, αρχικά, τα επιφανειακά κύματα, έλυσε τις εξισώσεις κίνησης για μια μονοκατευθυντικά διαδιδόμενη σεισμική πηγή μέσα σε ομογενή ημιχώρο και υπολόγισε τις εξισώσεις που περιγράφουν την προκαλούμενη μετάθεση στο μακρινό πεδίο. Ως κρίσιμη παράμετρο που εμπεριέχει το αποτέλεσμα των πεπερασμένων διαστάσεων της πηγής και της διάδοσης της διάρρηξης, αναγνώρισε μια ημιτονοειδή συνάρτηση στο φάσμα πλάτους Fourier της μετάθεσης:

$$\frac{\sin \left(\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} - \cos \theta \right) \right)}{\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} - \cos \theta \right)} \quad (2)$$

όπου L είναι το μήκος της σεισμικής πηγής προς διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης, c η ταχύτητα του εξεταζόμενου σεισμικού κύματος, V_r η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται η διάρρηξη και θ η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης διάδοσης της διάρρηξης και της διεύθυνσης διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την περιοχή του ρήγματος ως τη θέση παρατήρησης.

Ο Ben-Menahem (1961) προχώρησε στην εξαγωγή εξίσωσης για την κατευθυντικότητα D , υπολογίζοντας το λόγο των ημιτονοειδών συναρτήσεων της πιο πάνω μορφής, οι οποίες μπορεί να θεωρηθεί ότι αντιστοιχούν σε δυο θέσεις που βρίσκονται διαμετρικά αντίθετα ως προς το επίκεντρο. Προέκυψε η παρακάτω εξίσωση:

$$D = \frac{\left(\frac{c}{V_r} + \cos \theta \right) \sin \left(\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} - \cos \theta \right) \right)}{\left(\frac{c}{V_r} - \cos \theta \right) \sin \left(\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} + \cos \theta \right) \right)} \quad (3)$$

Οι Hirasawa and Stauder (1965) επέκτειναν την παραπάνω δουλειά στα κύματα χώρου χρησιμοποιώντας προηγούμενες επιλύσεις της εξίσωσης κύματος σε συνδυασμό με τη θεωρία της ελαστικής εξάρμωσης. Η τελική λύση, περιλαμβάνει μια ημιτονοειδή συνάρτηση με πολική εξάρτηση, οι οποία κατά τα άλλα είναι η ίδια εξίσωση με την εξίσωση του Ben-Menahem για την περιοχή των συχνοτήτων:

$$\vec{u}(t) = f \left(\frac{\sin \left(\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} - \sin \theta \cdot \cos \theta \right) \right)}{\frac{\omega L}{2c} \left(\frac{c}{V_r} - \sin \theta \cdot \cos \theta \right)} \right) \quad (4)$$

όπου $\vec{u}$ είναι το διάνυσμα της μετάθεσης, το f φανερώνει συναρτησιακή εξάρτηση και το θ περιγράφει την αρχική θέση της σεισμικής πηγής και του σημείου παρατήρησης, όπου το σημείο παρατήρησης βρίσκεται έξω από το επίπεδο που ορίζει η επιφάνεια του ρήγματος.

Η εξάρτηση της κατευθυντικότητας είναι ακριβώς ίδια για τη γεωμετρία που χρησιμοποίησε ο Ben-Menahem. Επομένως, το φαινόμενο της κατευθυντικότητας παρατηρείται τόσο στην περιοχή των χρόνων (ως πολλαπλασιαστής του πλάτους των καταγραφών), όσο και στην περιοχή των συχνοτήτων (ως πολλαπλασιαστής του πλάτους του φάσματος).

2.3 Πειραματική διατύπωση

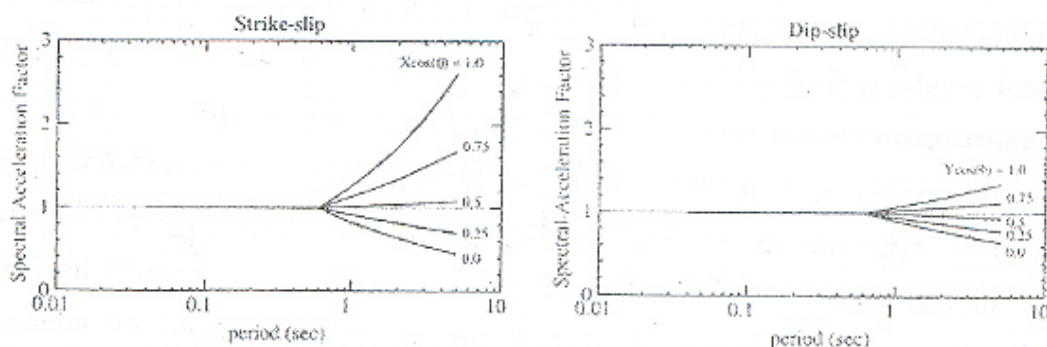
Οι πειραματικές διερευνήσεις του φαινομένου, οι οποίες έγιναν παράλληλα με τις θεωρητικές, βασίζονται κατά κύριο λόγο σε δεδομένα μακρινού πεδίου. Στις μεθόδους αυτές, οι φάσεις των επιφανειακών κυμάτων που χρησιμοποιείται πρέπει να διαχωριστεί από τις υπόλοιπες φάσεις και στη συνέχεια να υπολογιστεί το φασματικό περιεχόμενο.

Η εφαρμογή αντίστοιχων μεθόδων στο κοντινό πεδίο, χρησιμοποιώντας δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης, είναι ιδιαίτερα δύσκολη, γιατί στις αποστάσεις αυτές ο διαχωρισμός των διαφόρων φάσεων των σεισμικών κυμάτων είναι σχεδόν αδύνατος. Επιπλέον, στις περισσότερες περιπτώσεις, το σύνολο των διαθέσιμων καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης για ορισμένο σεισμό δεν παρέχει ικανοποιητική αξιωματική κάλυψη της πηγής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να μην μπορούν να πραγματοποιηθούν απευθείας συγκρίσεις της κίνησης σε αντι-διαμετρικές ως προς την επιφάνεια της διάρρηξης, θέσεις.

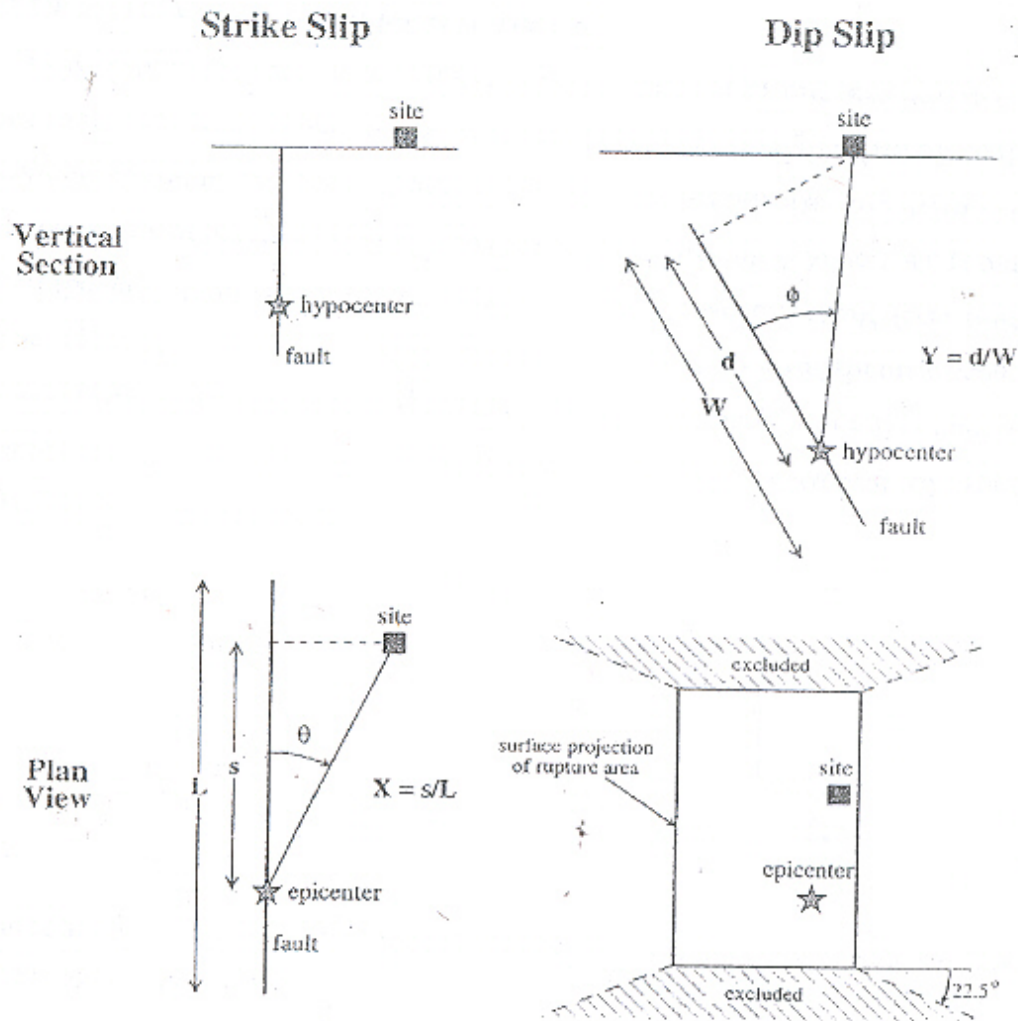
Στη πλειοψηφία των εργασιών που βασίζονται σε μόνο σε δεδομένα κοντινού πεδίου, εξετάζονται μόνο οι μέγιστες τιμές της κίνησης (μετάθεση, ταχύτητα, επιτάχυνση) και όχι το σύνολο της πληροφορίας που παρέχουν οι κυματομορφές.

Η μέχρι σήμερα έρευνα για την επίδραση του φαινομένου της κατευθυντικότητας στο συχνοτικό περιεχόμενο των σεισμικών κινήσεων, είναι αρκετά ελλιπής. Η Becker (1993) έκανε την πρώτη ποσοτικοποίηση του προβλήματος, η οποία βασίστηκε σε απευθείας συγκριτικές παρατηρήσεις του φασματικού περιεχομένου δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στη μελέτη αυτή διαπιστώθηκε μεταβολή της γωνιακής συχνότητας, στα φάσματα των καταγραφών, ως προς τη διεύθυνση της διάδοσης της διάρρηξης και στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν συνθετικά δεδομένα για μπορέσει να ποσοτικοποιηθεί η μεταβολή αυτή. Έτσι, με βάση αυτά, καταλήγει στο γεγονός ότι σε αποστάσεις έως και δυο φορές το μήκος της σεισμικής πηγής και μέσα σε ένα αζιμουθιακό εύρος της τάξης των $\pm 60^\circ$ από το άκρο του ρήγματος προς το οποίο διαδίδεται η διάρρηξη, αναμένεται αύξηση της γωνιακής συχνότητας του φάσματος Fourier της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας των εγκάρσιων κυμάτων κατά δυο έως πέντε φορές. Επιπλέον, σε αποστάσεις των τριών έως τεσσάρων μηκών σεισμικής πηγής παρατηρείται η ίδια αύξηση της γωνιακής συχνότητας αλλά μέσα σε ένα αζιμουθιακό εύρος της τάξης των $\pm 30^\circ$. Στα υπόλοιπα η αζιμουθιακή γωνιακή ταχύτητα παραμένει σχεδόν σταθερή.

Το φαινόμενο της κατευθυντικότητας συνυπολογίζεται στον καθορισμό των κινήσεων σχεδιασμού με τροποποιήσεις του ελαστικού φάσματος απόκρισης της επιτάχυνσης. Ένα λεπτομερές μοντέλο για την επίδραση του φαινομένου της κατευθυντικότητας στο πλάτος και τη διάρκεια των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων δημοσιεύτηκε από τους Somerville et al. (1997). Το αποτέλεσμα του μοντέλου κατευθυντικότητας, που πρότειναν, στο λόγο των φασμάτων απόκρισης της κάθετης ως προς το ρήγμα συνιστώσας και της μέσης οριζόντιας συνιστώσας, καθώς και οι παράμετροι που περιγράφουν τις ικανές γεωμετρικές συνθήκες που οδηγούν σε έγερση των φαινομένων κατευθυντικότητας, απεικονίζονται στο σχήμα 1 και 2.



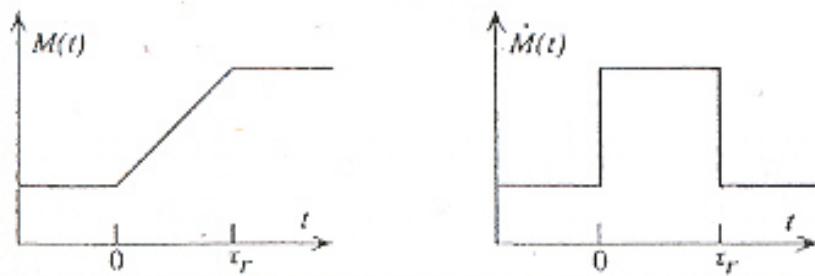
Σχήμα 1. Μεταβολή του λόγου των φασμάτων απόκρισης της κάθετης ως προς το ρήγμα και της μέσης οριζόντιας συνιστώσας σε συνάρτηση με την περίοδο και τη συνάρτηση κατευθυντικότητας (Somerville et al., 1997)



Σχήμα 2. Παράμετροι περιγραφής γεωμετρικών συνθηκών ικανών να οδηγήσουν σε έγερση φαινομένων κατευθυντικότητας (Somerville et al., 1997).

2.4 Κατευθυντικότητα και μοντέλο Haskell

Στην περίπτωση που η χρονική μεταβολή της μετάθεσης στο κοντινό πεδίο σημειακής σεισμικής πηγής μπορεί να περιγραφεί από μια συνάρτηση γραμμικής αναπήδησης, η παράγωγος της που αντιστοιχεί στη μετάθεση στο μακρινό πεδίο λαμβάνει τη μορφή τετραγωνικής συνάρτησης (Σχ. 3). Η διάρκεια της τετραγωνικής συνάρτησης, τ_r , αντιστοιχεί στο χρόνο ανάδυσης της πηγής. Η αναπαράσταση αυτή των σεισμικών πηγών αναφέρεται συνήθως ως μοντέλο Haskell (1964) και σε περιπτώσεις σεισμών των οποίων οι πηγές μπορούν να θεωρηθούν σημειακές, θεωρείται ότι παρέχει ρεαλιστική περιγραφή της εδαφικής απόκρισης στο μακρινό πεδίο.



Σχήμα 3. Μοντέλο πηγής κατά Haskell: Μετάθεση στο κοντινό (αριστερά) και στο μακρινό (δεξιά) πεδίο (Shearer, 1999).

Σε περιπτώσεις σημειακών πηγών, το πλάτος της τετραγωνικής συνάρτησης του σχ. μεταβάλλεται με το αζιμούθιο λόγω της επίδρασης του μοντέλου ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων. Αντίθετα με το πλάτος, η διάρκεια της συνάρτησης παραμένει σταθερή. Στις περιπτώσεις πεπερασμένων διαρρήξεων που εμφανίζουν κατευθυντικότητα, παρατηρείται διαφοροποίηση τόσο των πλατών όσο και των διαρκειών των συναρτήσεων αυτών. Για το συνυπολογισμό του αποτελέσματος της κατευθυντικότητας γίνεται χρήση της γραμμικής υπέρθεσης ή επαλληλίας (linear superposition). Σύμφωνα με την αρχή αυτή, η συνολική απόκριση ενός ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων ισοδυναμεί με το άθροισμα επιμέρους μικρότερων τμημάτων στα οποία διαιρείται το ρήγμα.

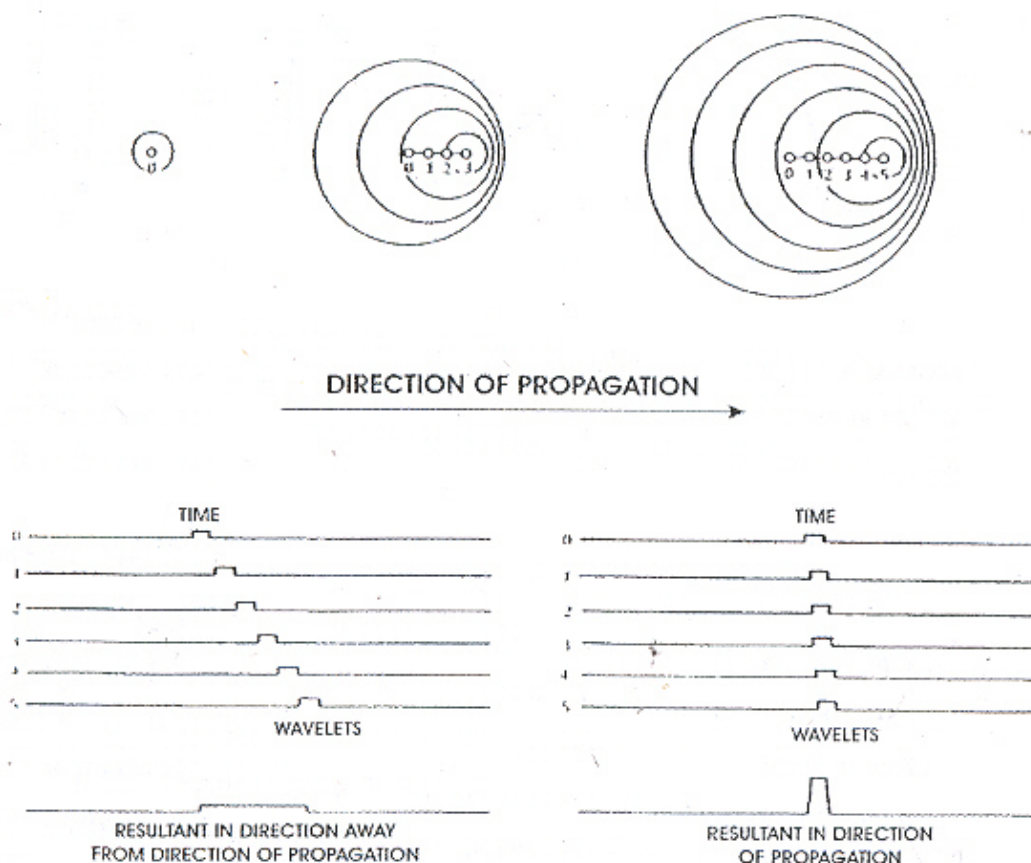
Σύμφωνα με τα παραπάνω, αν μια πεπερασμένη πηγή μήκους L διαρρηγνύεται από το ένα άκρο της προς τα ο άλλο με ταχύτητα u_r , στο μακρινό πεδίο οι διαρρήξεις των διαφόρων επιμέρους τμημάτων της πηγής καταγράφονται σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Για παράδειγμα, όταν η διάρρηξη διαδίδεται προς τη θέση παρατήρησης, ο φαινόμενος χρόνος διάρρηξης, τ_d , με βάση τα επιμήκη κύματα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\tau_d = L \left(\frac{1}{u_r} - \frac{1}{\alpha} \right) \quad (5)$$

όπου α είναι η ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων κυμάτων. Στην αντίθετη κατεύθυνση, ο φαινόμενος χρόνος διάρρηξης υπολογίζεται από τη σχέση:

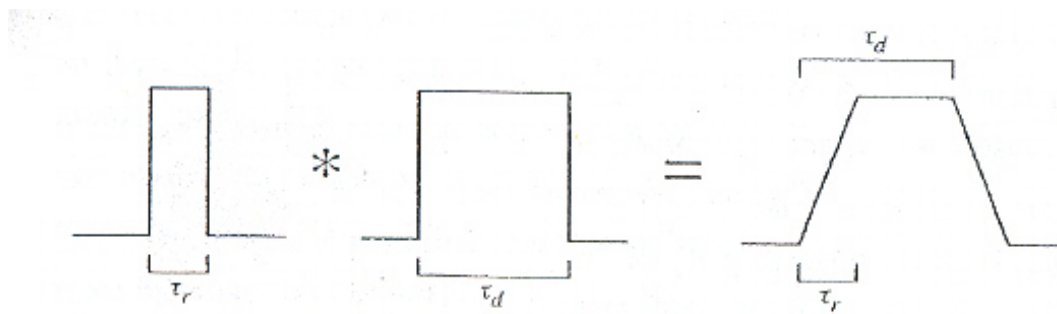
$$\tau_d = L \left(\frac{1}{u_r} + \frac{1}{\alpha} \right) \quad (6)$$

Από τη σύγκριση των σχέσεων (5) και (6) προκύπτει ότι σε περίπτωση εκδήλωσης του φαινομένου της κατευθυντικότητας αναμένεται ότι η διάρκεια της κίνησης προς την κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης θα είναι μικρότερη σε σχέση με την αντίστοιχη διάρκεια προς την αντίθετη κατεύθυνση (σχήμα 4). Ο χρόνος διάρρηξης, τ_d , αποτελεί συνάρτηση της σχετικής θέσης του σεισμογόνου ρήγματος και του σημείου παρατήρησης, καθώς επίσης και της ταχύτητας και διεύθυνσης διάδοσης της διάρρηξης.



Σχήμα 4. Απλουστευμένη απεικόνιση του φαινομένου της κατευθυντικότητας της διάρρηξης. Το πλάτος των ακτινοβολούμενων κυμάτων αυξάνεται προς τη διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης (δεξιά) και μειώνεται προς την αντίθετη διεύθυνση (αριστερά). Αντίθετα, η διάρκεια της κίνησης εμφανίζεται μικρότερη προς τη διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης και μεγαλύτερη προς την αντίθετη διεύθυνση (Singh, 1981).

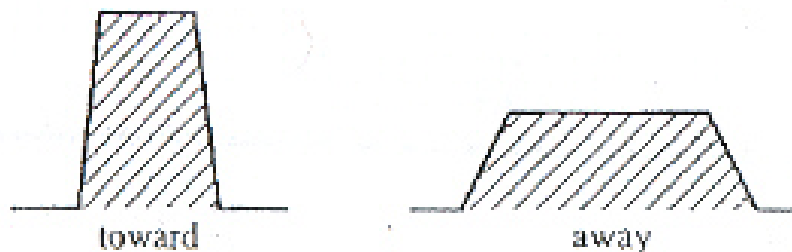
Αν θεωρήσουμε ότι η μετάθεση σε ορισμένο σημείο της επιφάνειας του ρήγματος περιγράφεται ρεαλιστικά από μια συνάρτηση γραμμικής αναπήδησης, τότε το σχήμα του προκαλούμενου στο μακρινό πεδίο παλμού μετάθεσης προκύπτει από τη συνέλιξη δύο τετραγωνικών παλμών (Σχ. 5). Ο πρώτος παλμός έχει διάρκεια τ_r , δηλαδή ίση με το χρόνο ανάδυσης και ο δεύτερος εμφανίζει διάρκεια τ_d , δηλαδή ίση με τον φαινόμενο χρόνο διάρρηξης. Ο παλμός της μετάθεσης στο μακρινό πεδίο που προκύπτει από τη συνέλιξη αυτή, όπως φαίνεται από το σχήμα, εμφανίζει τραπεζοειδή μορφή.



Σχήμα 5. Περιγραφή της χρονικής συνάρτησης εστίας στο μοντέλο του Haskell. Η χρονική συνάρτηση της εστίας (δεξιά) προκύπτει από τη συνέλιξη δύο τετραγωνικών συναρτήσεων των οποίων οι διάρκειες αντιστοιχούν στον χρόνο ανάδυσης (τ_r) και το χρόνο διάρρηξης (τ_d) (Shearer, 1999).

Το εμβαδό του σχήματος είναι ανάλογο της τιμής της σεισμικής ροπής του εκάστοτε εξεταζόμενου σεισμού, η οποία είναι σταθερή και ανεξάρτητη από τη σχετική θέση πηγής- σημείου παρατήρησης. Η διάρκεια, όμως, του παλμού μετάθεσης στο μακρινό πεδίο παρουσιάζει αζιμουθιακές μεταβολές. Επομένως, προκειμένου να διατηρηθεί σταθερή η επιφάνεια που περιλαμβάνει ο τραπεζοειδής παλμός, θα πρέπει να παρατηρείται αντίστοιχη αζιμουθιακή εξάρτηση του πλάτους του.

Συμπερασματικά, το φαινόμενο της κατευθυντικότητας της διάρρηξης αποτυπώνεται στις καταγραφές μετάθεσης του μακρινού πεδίου και συνεπάγεται την εμφάνιση παλμών μετάθεσης με μικρή διάρκεια και μεγάλο πλάτος προς τη κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης και μεγάλη διάρκεια και μικρό πλάτος προς την αντίθετη κατεύθυνση (Σχ. 6).



Σχήμα 6. Παλμοί μετάθεσης που παρατηρούνται προς την κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης (αριστερά) και προς την αντίθετη κατεύθυνση (δεξιά). Στην πρώτη περίπτωση ο παλμός χαρακτηρίζεται από μικρή διάρκεια και μεγάλο πλάτος, ενώ στη δεύτερη από συγκριτικά μεγάλη διάρκεια και μικρότερο πλάτος (Shearer, 1999).

Στοχαστική προσομοίωση ισχυρής σεισμικής κίνησης

3.1 Εισαγωγή

Ένα από τα πολύτιμα εργαλεία των σεισμολόγων για τη μελέτη ισχυρών σεισμικών κινήσεων είναι το στοχαστικό μοντέλο της σημειακής σεισμική πηγής (Hanks and McGuire, 1981, Boore, 1983, Boore and Atkinson, 1987, Atkinson and Boore, 1995). Το μοντέλο αυτό προτάθηκε αρχικά από τους Hanks and McGuire (1981), οι οποίοι υποστήριζαν ότι οι παρατηρούμενες υψίσυχνες ($\sim 1-10$ Hz) σεισμικές κινήσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως πεπερασμένης διάρκειας λευκός γκαουσιανός θόρυβος (white Gaussian noise). Ο θόρυβος αυτός μπορεί να θεωρηθεί ότι επικάθεται πάνω σε ένα φάσμα πλάτους, το οποίο αντιστοιχεί στην εστία και τη διαδικασία διάρρηξης και περιγράφεται ικανοποιητικά με τη χρήση γνωστών σεισμολογικών μοντέλων (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971).

Η στοχαστική προσομοίωση προτάθηκε από τον Boore (1983) και εφαρμόστηκε από μεγάλο αριθμό ερευνητών για την προσομοίωση των ισχυρών εδαφικών κινήσεων από σημειακές σεισμικές πηγές (Boore and Atkinson, 1987; Toro and McGuire, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995).

Οι Beresnev and Atkinson (1997), πρότειναν μια τεχνική για την επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου και σε περιπτώσεις πηγών με πεπερασμένες διαστάσεις, όπως είναι τα ρήγματα που συνδέονται με τη γένεση ισχυρών σεισμών. Η βασική ιδέα της μεθόδου περιλαμβάνει τη διαίρεση της μελετούμενης πηγής σε μικρότερα τμήματα, καθένα από τα οποία μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή σεισμική πηγή. Σε κάθε σημειακή πηγή αποδίδεται ένα θεωρητικό, στοχαστικό μοντέλο φάσματος της μορφής ω^{-2} (Aki, 1967) και καθένα από τα φάσματα αυτά συνελίσσεται με το αποτέλεσμα του δρόμου διάδοσης, το οποίο περιγράφεται κατά κύριο λόγο με εμπειρικό τρόπο. Τα επιμέρους τελικά φάσματα από τα διάφορα τμήματα στα οποία έχει διαιρεθεί η αρχική πηγή, αθροίζονται στη θέση παρατήρησης χρησιμοποιώντας κατάλληλες χρονικές διορθώσεις, έτσι ώστε να παραχθεί το συνθετικό φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης από την πηγή πεπερασμένων διαστάσεων.

Η παραπάνω τεχνική έχει το πλεονέκτημα της απλότητας σε σύγκριση με τις άλλες που κατά καιρούς έχουν προταθεί για το ίδιο σκοπό (Hartzell and Heaton, 1983; Somerville et al., 1991) και στις οποίες υπεισέρχονται πολύπλοκοι θεωρητικοί μηχανισμοί. Επιπρόσθετα, στη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997), δίνεται η δυνατότητα χρησιμοποίησης συγκεκριμένου μοντέλου κατανομής της ολίσθησης πάνω στην πεπερασμένη σεισμική πηγή.

3.2 Στοχαστική μέθοδος.

Στη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, το φάσμα της σεισμικής κίνησης αποκτά ιδιαίτερη βαρύτητα καθώς είναι αυτό το οποίο εμπεριέχει τη φυσική της σεισμικής διάρρηξης και της κυματικής διάδοσης από την περιοχή της εστίας μέχρι τη θέση της παρατήρησης. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο οι μέχρι σήμερα προσπάθειες βελτίωσης του στοχαστικού μοντέλου διαφέρουν ουσιαστικά μόνο τον τρόπο περιγραφής του φάσματος της ισχυρής κίνησης.

Το φάσμα Fourier ενός σεισμικού σήματος $\{A(M_o, R, f)\}$ σε ορισμένη απόσταση R από τη σεισμική εστία μπορεί να αναπαρασταθεί από το γινόμενο του φάσματος της σεισμικής πηγής $\{E(M_o, f)\}$, του αποτελέσματος του δρόμου διάδοσης $\{P(R, f)\}$ και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση παρατήρησης $\{G(f)\}$, όπως επίσης και από τα χαρακτηριστικά του οργάνου καταγραφής $\{I(f)\}$:

$$A(M_o, R, f) = E(M_o, f) \cdot P(R, f) \cdot G(f) \cdot I(f) \quad (7)$$

όπου M_o είναι η σεισμική ροπή και f η συχνότητα.

Μια σύντομη περιγραφή του τρόπου αναπαράστασης των τεσσάρων όρων από τους οποίους αποτελείται το φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης, στις εφαρμογές της στοχαστικής μεθόδου, θα επιχειρηθεί να δοθεί παρακάτω.

3.2.1 Παράγοντας της σεισμικής εστίας

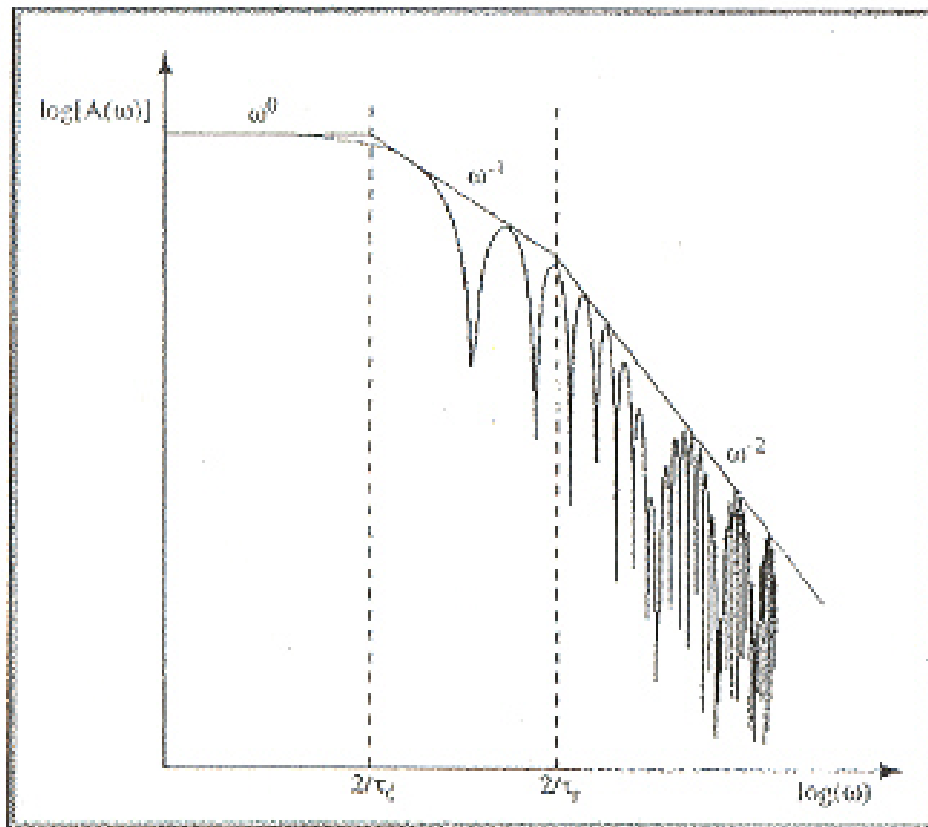
Το φάσμα της εστίας, $E(M_o, f)$, αποτελεί συνάρτηση του μεγέθους του σεισμού και περιγράφεται μαθηματικά ως εξής:

$$E(M_o, f) = C \cdot M_o \cdot S(M_o, f) \quad (8)$$

όπου C είναι η σταθερά, η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$C = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle VF}{4\pi\rho\beta^3 R_o} \quad (9)$$

Όπου $\langle R_{\theta\phi} \rangle$ είναι το μοντέλο ακτινοβολίας που συνήθως αντιστοιχεί στο μέσο όρο των δύο τιμών που έχουν υπολογιστεί για τα επιμήκη κύματα (Boore and Boatwright, 1984), $V (=1/\sqrt{2})$ είναι η παράμετρος που αντιστοιχεί στη διαίρεση της συνολικής ενέργειας των εγκάρσιων κυμάτων στις δύο οριζόντιες συνιστώσες, F (συνήθως= 2) το αποτέλεσμα της ελεύθερης επιφάνειας του εδάφους, ρ η πυκνότητα του μέσου διάδοσης στην περιοχή της εστίας, β η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και R_o ορισμένη απόσταση αναφοράς, η οποία συνήθως ορίζεται ίση με 1km.



Σχήμα 7. Σχηματική παρουσίαση φάσματος που περιγράφει το ω^{-2} μοντέλο σεισμική πηγής του Aki (1967). Οι δύο γωνιακές ταχύτητες του φάσματος συνδέονται με τη διάρκεια της διάρρηξης (τ_d) και το χρόνο ανάδυσης (τ_r), ενώ το υψίσυχο τμήμα του φάσματος ($\log(\omega) > 2/\tau_r$) μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της συχνότητας (Shearer, 1999).

Στη σχέση (8) ο παράγοντας $S(M_o, f)$ αντιστοιχεί στο φάσμα μετάθεσης της σεισμικής εστίας, το οποίο μπορεί να περιγραφεί με βάση απλά σεισμολογικά μοντέλα. Ανάμεσα στα διάφορα μοντέλα που κατά καιρούς έχουν προταθεί, το πιο διαδεδομένο είναι το ω^{-2} (Aki, 1967), όπου το υψίσυχο τμήμα του φάσματος μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της συχνότητας (σχήμα 7).

3.2.2 Παράγοντας του δρόμου διάδοσης

Η επίδραση του δρόμου διάδοσης στο φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης μπορεί να αναπαρασταθεί με δύο τρόπους. Ο πρώτος, περιλαμβάνει θεωρητικό υπολογισμό των μεταβολών που υφίστανται τα ακτινοβολούμενα σεισμικά κύματα από την εστία, καθώς διαδίδονται μέσα στο γήινο φλοιό. Για τον υπολογισμό, με τον πρώτο τρόπο, απαιτείται συνδυασμός της θεωρίας της κυματικής διάδοσης με καλή γνώση της δομής του φλοιού στην περιοχή της μελέτης. Ο δεύτερος τρόπος υπολογισμού του δρόμου διάδοσης περιλαμβάνει τη χρήση εμπειρικών σχέσεων για την απόσβεση και τη γεωμετρική διασπορά των σεισμικών κυμάτων, καθώς επίσης και για την παρατηρούμενη αύξηση της διάρκειας των σεισμικών καταγραφών με την

απόσταση. Ο δεύτερος τρόπος είναι και ο πιο διαδεδομένος στην συντριπτική πλειοψηφία των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου.

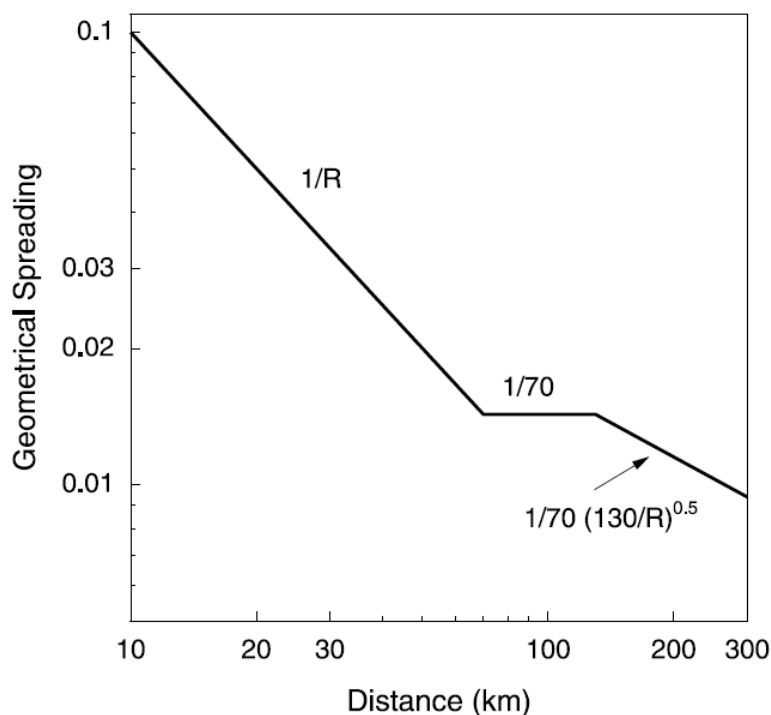
Το αποτέλεσμα του δρόμου διάδοσης, $P(R, f)$, μπορεί να περιγραφεί μαθηματικά από την ακόλουθη σχέση:

$$P(R, f) = Z(R) \cdot e^{\frac{-\pi f R}{Q(f)c_Q}} \quad (10)$$

όπου η απόσταση R ορίζεται συνήθως ως η μικρότερη απόσταση από τη ρηξιγενή επιφάνεια, $Z(R)$ είναι η συνάρτηση που περιγράφει τη γεωμετρική διασπορά, $Q(f)$ η συνάρτηση απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων και c_Q η ταχύτητα της κυματικής φάσης που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της $Q(f)$. Το αποτέλεσμα της γεωμετρικής διασποράς, $Z(R)$, δίνεται μέσω της χρήσης συναρτήσεων της μορφής:

$$Z(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R} & R \leq R_1 \\ Z(R_1) \left(\frac{R_1}{R}\right)^{p_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \dots & \\ Z(R_n) \left(\frac{R_n}{R}\right)^{p_n} & R_n \leq R \end{cases} \quad (11)$$

Παράδειγμα της μορφής που έχει η συνάρτηση $Z(R)$ φαίνεται στο σχήμα 8. Στο παράδειγμα του σχήματος παρουσιάζεται η συνάρτηση $Z(R)$ για τρεις τιμές του R , όπου $R_0=1$, $R_1=70$, $p_1=0.0$, $R_2=130$, $p_2=0.5$. Το συγκεκριμένο παράδειγμα χρησιμοποιήθηκε για την συμπερίληψη του αποτελέσματος της γεωμετρικής διασποράς στη στοχαστική μέθοδο για την περιοχή της ανατολικής Β. Αμερικής (Atkinson and Boore, 1995).



Σχήμα 8. Παράδειγμα συνάρτησης που χρησιμοποιείται για την συμπερίληψη του αποτελέσματος της γεωμετρικής διασποράς στη στοχαστική μέθοδο (Atkinson and Boore, 1995)

3.2.3 Παράγοντας των τοπικών εδαφικών συνθηκών

Το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών αποτελεί ουσιαστικά μέρος του αποτελέσματος του δρόμου διάδοσης, παρ' όλα αυτά όμως έχει καθιερωθεί να αντιμετωπίζεται ξεχωριστά λόγω της ποικιλομορφίας που παρουσιάζει και της σημαντικής του επίδρασης στα πλάτη των ισχυρών σεισμικών κινήσεων. Το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών περιγράφεται από μια εξίσωση της μορφής:

$$G(f) = A(f)D(f) \quad (12)$$

όπου $A(f)$ είναι η συνάρτηση που περιγράφει την ενίσχυση που προκαλούν στα καταγραφόμενα πλάτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης τα επιφανειακότερα στρώματα της δομής κάτω από τη θέση καταγραφής και $D(f)$ είναι συνάρτηση που υπεισέρχεται για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης των φασματικών πλατών στο υπήσυχνο τμήμα του φάσματος.

Η ενίσχυση $A(f)$ αποτελεί συνάρτηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Για τον υπολογισμό της χρησιμοποιούνται, στις περισσότερες περιπτώσεις, οι χρόνοι διαδρομής των εξεταζόμενων κυμάτων σε γεωτρήσεις (Margaris and Boore, 1998). Η ενίσχυση $A(f)$ μπορεί να δοθεί από υπολογιστικές λύσεις σεισμικών κυμάτων που παίρνουν υπόψη τους την αντήχηση ή κατά προσέγγιση και πιο απλά υποθέτοντας ότι η ενίσχυση των σεισμικών κυμάτων δίνεται από την τετραγωνική ρίζα του λόγου των σύνθετων αντιστάσεων μεταξύ πηγής και επιφάνειας. Ο αλγόριθμος είναι ο ακόλουθος:

$$A(f(z)) = \sqrt{Z_s / \bar{Z}(f)} \quad (13)$$

όπου η σύνθετη αντίσταση κοντά στην πηγή (Z_s) δίνεται από τη σχέση:

$$Z_s = \rho_s \beta_s \quad (14)$$

με ρ_s και β_s είναι η πυκνότητα και η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων κοντά στην πηγή. Το $\bar{Z}(f)$ είναι η μέση τιμή της σύνθετης αντίστασης κοντά στην επιφάνεια. Είναι μια συνάρτηση συχνότητας διότι είναι χρονικός σταθμικός μέσος της από την επιφάνεια μέχρι βάθους ίσου με το ένα τέταρτο του μήκους κύματος:

$$\bar{Z}(f) = \int_0^{t(z(f))} \rho(z)\beta(z)dt \Bigg/ \int_0^{t(z(f))} dt \quad (15)$$

Όπου το πάνω όριο του ολοκληρώματος είναι ο χρόνος που απαιτείται για διανύσουν τα εγκάρσια κύματα από το βάθος $z(f)$ μέχρι την επιφάνεια. Το βάθος είναι μια συνάρτηση συχνότητας και δίνεται έτσι ώστε το z να είναι το ένα τέταρτο του μήκους κύματος για κύματα που ταξιδεύουν με ταχύτητα που δίνεται από τη σχέση

$$\bar{\beta} = z(f) \Bigg/ \int_0^{z(f)} [1/\beta(z)]dz$$

Η συνάρτηση $D(f)$ είναι ένα φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων που υπεισέρχεται για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης που εμφανίζουν τα φάσματα της επιτάχυνσης πάνω από μία ορισμένη συχνότητα $f_{\max}$. Το φαινόμενο αυτό, από κάποιους ερευνητές, αποδίδεται στον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιείται η διάρρηξη στη σεισμική εστία, ο οποίος καθορίζει την τιμή της $f(\max)$ (Papageorgiou and Aki, 1983). Από άλλους πάλι θεωρείται ότι η τιμή αυτή καθορίζεται από της εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής και ιδιαίτερα από την απόσβεση που προκαλεί το επιφανειακό αποσαθρωμένο στρώμα (Beresnev and Atkinson, 1997; Theodoulidis and Bard, 1998). Στη συγκεκριμένη μέθοδο εδώ, η συνάρτηση $D(f)$ παίρνει τη μορφή του φίλτρου Butterworth τέταρτης τάξης (Boore, 1983):

$$D(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{\max}} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (16)$$

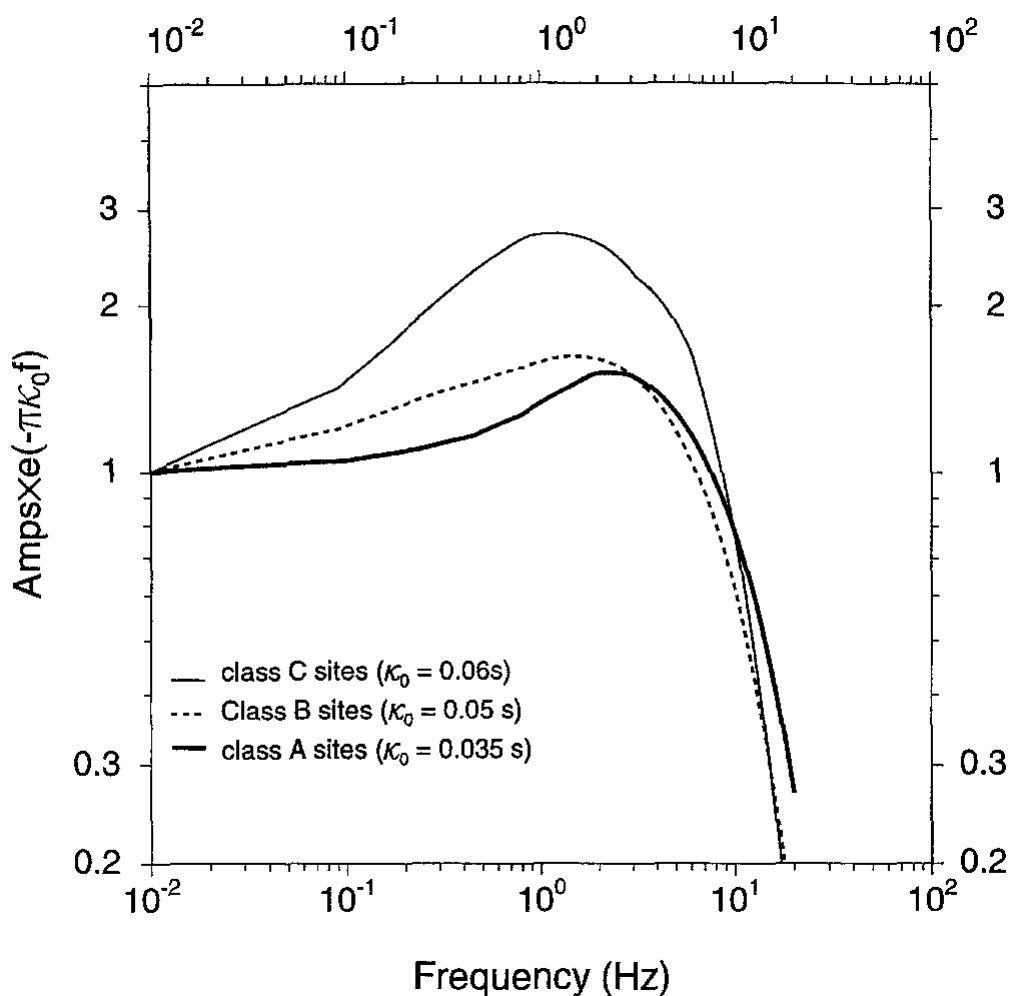
Η ίδια συνάρτηση μπορεί να εκφραστεί και σε σχέση με την παράμετρο κ_0 της φασματικής μείωσης των πλατών (Anderson and Hough, 1984):

$$D(f) = \exp(-\pi\kappa_0 f) \quad (17)$$

Προφανώς, και τα δύο φίλτρα μπορούν να συνδυαστούν σε μία εφαρμογή.

Η μορφή της συνάρτησης $D(f)$ έχει καθοριστική επίδραση στη μορφή του συνθετικού φάσματος και ιδιαίτερα στις πολύ υψηλές συχνότητες (>10 Hz).

Παράδειγμα του συνδυασμένου αποτελέσματος των συναρτήσεων $A(f)$ και $D(f)$ για αντιπροσωπευτικές κατηγορίες εδαφικών συνθηκών του ελληνικού χώρου φαίνεται στο σχήμα 9.



Σχήμα 9. Συνδυασμένο αποτέλεσμα των παραγόντων της ενίσχυσης και της απόσβεσης που οφείλονται στις τοπικές εδαφικές συνθήκες (Margaris and Boore, 1998)

3.2.4 Παράγοντας της απόκρισης του οργάνου καταγραφής

Ο τελευταίος παράγοντας που υπεισέρχεται κατά τον υπολογισμό του φάσματος Fourier της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι η απόκριση του οργάνου καταγραφής. Το αποτέλεσμα του παράγοντα αυτού εξαρτάται από τα τεχνικά χαρακτηριστικά του οργάνου, τα οποία παρέχονται κάθε φορά με λεπτομέρεια από τους κατασκευαστές. Όταν οι στοχαστικές προσομοιώσεις δεν αφορούν ένα συγκεκριμένο καταγραφικό όργανο, τότε ο παράγοντας αυτός συνυπολογίζεται μέσω του φίλτρου:

$$I(f) = (2\pi fi)^n \quad (18)$$

όπου $i = \sqrt{-1}$ και $n=0, 1$, ή 2 για τον υπολογισμό της εδαφικής μετάθεσης, της ταχύτητας ή επιτάχυνσης αντίστοιχα.

3.3 Στοχαστική μέθοδος σε πεπερασμένες πηγές

Η επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου σε περιπτώσεις πηγών με πεπερασμένες διαστάσεις απαιτεί τροποποιήσεις των θεωρητικών σχέσεων που ισχύουν για της σημειακές πηγές. Το ρήγμα του υπό προσομοίωση σεισμού διαιρείται σε μικρότερα τμήματα (Hatzell, 1978). Οι διαστάσεις των τμημάτων καθορίζονται εμπειρικά, κατά τέτοιο τρόπο ώστε το καθένα από τα τμήματα να μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή σεισμική πηγή.

Σε κάθε μια από τις θεωρούμενες σημειακές πηγές αποδίδεται ένα φάσμα της μορφής ω^{-2} , το οποίο καθορίζεται πλήρως από δύο παραμέτρους: τη σεισμική ροπή, m_0 , και τη γωνιακή συχνότητα, f_c . Επειδή στην πραγματικότητα, όμως, οι μικρές πηγές δεν είναι σημειακές θα πρέπει οι παραπάνω παράμετροι να συνδεθούν με τις πεπερασμένες διαστάσεις αυτών ($\Delta l \times \Delta w$). Στην απλή περίπτωση που ισχύει $\Delta l = \Delta w$, η σεισμική ροπή, m_0 , κάθε μικρής πηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_0 = C \Delta l^3 \quad (19)$$

Η παράμετρος C έχει διαστάσεις τάσης και μπορεί να θεωρηθεί ότι ταυτίζεται με την στατική πτώση τάσης, $\Delta\sigma$. Ωστόσο, στην πραγματικότητα αποτελεί απλά έναν παράγοντα που συνδέει τη σεισμική ροπή κάθε υποπηγής με τις πεπερασμένες διαστάσεις της, ελέγχοντας τον αριθμό των μικρών πηγών που πρέπει να συντεθούν σε κάθε προσομοίωση, χωρίς σαφή φυσική σημασία. Για το λόγο αυτό, οι Beresnev and Atkinson (1997) πρότειναν η τιμή της συγκεκριμένης παραμέτρου να διατηρείται σταθερή και ίση με τη μέση τιμή των 50 bars που υπολόγισαν οι Kanamori and Anderson (1975).

Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος κάθε υποπηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$f_0 = \frac{\left(\frac{yz}{\Delta l}\right) \cdot \beta}{\pi} \quad (20)$$

όπου β είναι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και y ο λόγος της ταχύτητας διάδοσης της διάρρηξης προς την ταχύτητα β . Η παράμετρος z αντιπροσωπεύει το λόγο του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής προς το χρόνο ανάδυσης της σημειακής πηγής ($T/\tau \equiv z$). Η τιμή της εξαρτάται από μια σύμβαση που γίνεται στον

ορισμό του χρόνου ανάδυσης, όπως αυτός υπεισέρχεται στην εκθετική σχέση που περιγράφει το μοντέλο ω^{-2} (Beresnev and Atkinson, 1997). Διαφορές στον ορισμό αυτό οδηγούν σε διαφορετικές σχέσεις μεταξύ του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής και της γωνιακής συχνότητας, f_0 , της ισοδυναμικής σημειακής πηγής. Παραδείγματα τέτοιων σχέσεων δίνονται στον πίνακα 2:

Προτεινόμενη σχέση	Αναφορά
$f_0 = \frac{1}{T}$	Hanks (1979)
$f_0 = \frac{0.5}{T}$	Boatwright and Choy (1992)
$f_0 = \frac{0.37}{T}$	Hough and Dreger (1995)
$f_0 = \frac{0.27}{T}$	Beresnev and Atkinson (1997)

Πίνακας 2. Σχέση χρόνου ανάδυσης, T , πεπερασμένης πηγής και γωνιακής συχνότητας, f_0 , ισοδύναμης σημειακής πηγής, όπως προτάθηκε από διάφορους ερευνητές.

Οι Beresnev and Atkinson συνέδεσαν την παράμετρο z με τον μέγιστο ρυθμό ολίσθησης πάνω στο ρήγμα και διατηρούν στο λογισμικό FINSIM την τιμή της στο 1.68. Δίνεται όμως η δυνατότητα στο χρήστη αυξομείωσης της τιμής αυτής. Η σχέση που συνδέει το z με τη μέγιστη τιμή του ρυθμού ολίσθησης (u_m) στην επιφάνεια του ρήγματος πάνω είναι η εξής:

$$u_m = \left(\frac{2yz}{e} \right) \cdot \left(\frac{\Delta\sigma}{\rho\beta} \right) \quad (21)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης και e η βάση του Νεπέριου λογάριθμου. Μεγάλες τιμές του z αντιστοιχούν σε «γρήγορα» σεισμικά γεγονότα, ενώ σε μικρές τιμές σε ασυνήθιστα «αργά» σεισμικά γεγονότα (Beresnev and Atkinson, 1997). Επίσης η ποσότητα yz/π της σχέσης (20) αποτελεί την παράμετρο κ η οποία καθορίζει το πλάτος της υψίσυχνης ακτινοβολίας στη συνθετική καταγραφή και συνδέει τις διαστάσεις της πεπερασμένης πηγής, με τη γωνιακή συχνότητα του φάσματος της ισοδύναμης σημειακής πηγής, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\kappa = \frac{f_0 \cdot \Delta l}{\beta} \quad (22)$$

3.4 Εφαρμογή της μεθόδου

Το πρώτο στάδιο κατά την εφαρμογή της μεθόδου περιλαμβάνει τη διαίρεση της πεπερασμένης επιφάνειας του ρήγματος του υπό προσομοίωση σεισμού σε μικρότερα τμήματα διαστάσεων $\Delta l \times \Delta w$. Η επιλογή των διαστάσεων γίνεται κατά κύριο λόγο εμπειρικά με μοναδικά κριτήρια τη ρεαλιστική μορφή των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων και τις περιορισμένες δυνατότητες της στοχαστικής μεθόδου στην προσέγγιση των λεπτομερειών της διάρρηξης. Αυτό σημαίνει ότι οι διαστάσεις των τμημάτων πρέπει να είναι αρκετά μικρές ώστε να επιτυγχάνεται η αναπαράσταση της πεπερασμένης γεωμετρίας του ρήγματος και της διάδοσης της διάρρηξης, αλλά όχι ιδιαίτερα μικρές αφού με τη στοχαστική μέθοδο μπορούν να προσομοιωθούν μόνο τα αυξητικά χαρακτηριστικά της διάρρηξης και όχι οι λεπτομέρειες της.

Ο εμπειρικός προσδιορισμός των διαστάσεων των «υποπηγών» στις εφαρμογές της στοχαστικής μεθόδου σε πεπερασμένες πηγές θέτει σημαντικούς περιορισμούς σε προσομοιώσεις κινήσεων από μελλοντικούς σεισμούς. Στις περιπτώσεις αυτές, δεν υπάρχει μέτρο σύγκρισης της ποιότητας των συνθετικών επιτυχανσιογραμμάτων και οποιοσδήποτε τρόπος διαίρεσης της επιφάνειας του ρήγματος μπορεί να θεωρηθεί αυθαίρετος. Προκειμένου να προσδιορίσουν καλύτερα τον παράγοντα αυτό, οι Beresnev and Atkinson (1999) πρότειναν μια εμπειρική σχέση που συνδέει τις διαστάσεις των μικρών πηγών με το μέγεθος σεισμικής ροπής, M , του υπό προσομοίωση σεισμού:

$$\log \Delta l = -2 + 0.4M \quad (23)$$

Για την εξαγωγή της παραπάνω σχέσης, υπολογίστηκαν τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα για 11 σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από 4, που έχουν συμβεί στο ανατολικό τμήμα της Β. Αμερικής. Από τη σύγκριση των συνθετικών καταγραφών με τις πραγματικές, προέκυψε ότι ο λογάριθμος του μήκους, Δl , των υποπηγών, για το οποίο παρατηρείται η καλύτερη συμφωνία μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών καταγραφών αυξάνεται γραμμικά με το μέγεθος των υπό προσομοίωση σεισμών. Κατά συνέπεια, η σχέση (23) μπορεί να χρησιμοποιηθεί προκειμένου να αποφευχθεί η αυθαίρετη διαίρεση της μελετούμενης πηγής.

Στη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997, 1998), η διάρρηξη αρχίζει από τη θέση του υποκέντρου και διαδίδεται ακτινικά με σταθερή ταχύτητα, $\gamma \cdot \beta$, ενεργοποιώντας σταδιακά τα διάφορα τμήματα του ρήγματος, καθώς διέρχεται από το κέντρο της επιφάνειάς τους. Οι συνεισφορές όλων των τμημάτων αθροίζονται στη θέση του σημείου παρατήρησης χρησιμοποιώντας κατάλληλες χρονικές καθυστερήσεις. Οι χρονική καθυστέρηση για κάθε τμήμα προκύπτει από το άθροισμα του χρόνου που απαιτείται για να διαδοθεί η διάρρηξη από το υπόκεντρο μέχρι το κέντρο του συγκεκριμένου τμήματος και του χρόνου διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων από το κέντρο του τμήματος μέχρι τη θέση παρατήρησης.

Ο αριθμός των μικρών πηγών που αθροίζονται σε κάθε προσομοίωση υπολογίζεται με βάση την αρχή της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Πάνω στο ρήγμα υπάρχουν $l \times m$ σημειακές πηγές και όλες έχουν την ίδια σεισμική ροπή. Το άθροισμά τους πρέπει να δίνει την τιμή της σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού, κάτι που συμβαίνει μόνο στην περίπτωση που η ολίσθηση κατά την ενεργοποίηση των μικρών πηγών. Προκειμένου να υπάρχει να υπάρχει η δυνατότητα χρησιμοποίησης ανομοιογενών μοντέλων κατανομής της ολίσθησης στη διαδικασία προσομοίωσης, κάθε τμήμα μπορεί να ολισθήσει πολλαπλές φορές. Με βάση την αρχή διατήρησης της σεισμικής ροπής, ο συνολικός αριθμός των υποπηγών που δραστηριοποιούνται, n_s , υπολογίζεται από τη σχέση:

$$n_s = \frac{M_0}{l \cdot m \cdot m_0} \quad (24)$$

όπου M_0 και m_0 είναι οι τιμές της σεισμικής ροπής του μελετούμενου σεισμού και κάθε υποπηγής, αντίστοιχα.

Μεταξύ των διαδοχικών ενεργοποιήσεων κάθε τμήματος μεσολαβεί χρονικό διάστημα Δt , το οποίο δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta t = (i - 1 + \xi)T, \quad i=1, n_s \quad (25)$$

όπου T είναι ο χρόνος ανάδυσης που αντιστοιχεί σε κάθε υποπηγή και ξ τυχαίος αριθμός κανονικά κατανομημένος μεταξύ των τιμών 0 και 1. Ο αριθμός ξ υπεισέρχεται για να δώσει τυχαίο χαρακτήρα στις χρονικές καθυστερήσεις των διαδοχικών ενεργοποιήσεων των τμημάτων του ρήγματος. Με τον τρόπο αυτό

προσομοιώνεται η κατά κανόνα παρατηρούμενη ετερογένεια της διαδικασίας διάρρηξης.

Το φάσμα πλάτους των εγκάρδιων κυμάτων που ακτινοβολούνται από κάθε υποπηγή υπολογίζεται από τη σχέση (7). Στις εφαρμογές της συγκεκριμένης μεθόδου, το φάσμα της εστίας, δηλαδή η συνάρτηση E στη σχέση (7), αναπαρίσταται με βάση το μοντέλο ω^{-2} :

$$E(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} M_0}{4\pi\rho\beta^3 R} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^2\right]^{-\frac{1}{2}} \quad (26)$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα, ω_c η γωνιακή συχνότητα του φάσματος των υποπηγών, ρ (gr/cm^3) η πυκνότητα του μέσου διάδοσης στην περιοχή της εστίας, β η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στην περιοχή της εστίας και R η υποκεντρική απόσταση.

Για τον υπολογισμό των φασμάτων των υποπηγών πρέπει να δοθούν οι τιμές των παραμέτρων Δl , $\Delta\sigma$, y και z . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του χρόνου ανάδυσης, της σεισμικής ροπής και της γωνιακής συχνότητας του φάσματος κάθε υποπηγής. Ο χρόνος ανάδυσης, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$T = \frac{L}{2y\beta} \quad (27)$$

Ο παράγοντας 2 στο διαιρέτη μπαίνει κατά σύμβαση ανάλογα με το υιοθετούμενο ορισμό του χρόνου ανάδυσης (Beresnev and Atkinson, 1997). Στην προκειμένη περίπτωση, η διάρρηξη θεωρείται ότι αρχίζει από το κέντρο του ρήγματος, οπότε ο χρόνος ανάδυσης ισούται με το χρόνο που χρειάζεται η διάρρηξη για να φτάσει σε απόσταση $L/2$. Η σεισμική ροπή υπολογίζεται από τη σχέση (19), ενώ η γωνιακή συχνότητα από τη σχέση (20).

Στη συνέχεια, για κάθε υποπηγή υπολογίζεται χρονοσειρά τυχαίου θορύβου χρησιμοποιώντας κατάλληλη υπορουτίνα παραγωγής τυχαίων αριθμών (random number generator). Οι τυχαίες χρονοσειρές συνελίσσονται με ορισμένη συνάρτηση μορφοποίησης, που στη συγκεκριμένη μέθοδο είναι η τετραγωνική που έχει συνελιχθεί στα άκρα της, σε ποσοστό 5% με συνημιτονοειδή συνάρτηση. Οι τελικές χρονοσειρές μετασχηματίζονται κατά Fourier στο πεδίο των συχνοτήτων όπου και γίνεται αντικατάσταση των φασμάτων πλάτους τους από τα θεωρητικά υπολογισμένα φάσματα ενώ τα φάσματα φάσης παραμένουν αμετάβλητα. Η τελική συνθετική καταγραφή του υπό μελέτη σεισμού προκύπτει ύστερα από αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier και άθροιση των συνεισφορών των διαφόρων τμημάτων του ρήγματος στο πεδίο των χρόνων. Το τελικό προϊόν της προσομοίωσης είναι η συνθετική καταγραφή των εγκάρσιων κυμάτων σε τυχαία οριζόντια διεύθυνση.

3.5 Παράμετροι Προγράμματος FINSIM

Παρακάτω δίνονται αναλυτικά οι παράμετροι, των οποίων οι τιμές περιέχονται στο αρχείο εισόδου (input file) του προγράμματος FINSIM.

1. Γεωμετρία της πηγής του υπό προσομοίωση σεισμού και συγκεκριμένα:
 - Παράταξη ρήγματος, ϕ_1 ($^{\circ}$)
 - Γωνία κλίσης ρήγματος, δ_1 ($^{\circ}$)
 - Μήκος ρήγματος, L (Km)
 - Πλάτος ρήγματος, w (Km)
 - Βάθος πάνω άκρου ρήγματος, h (Km)
2. Γεωγραφικές συντεταγμένες της προβολής, O_1 , του σημείου αναφοράς, O , στο οριζόντιο επίπεδο. Ως σημείο αναφοράς ορίζεται το πάνω άκρο του ρήγματος από το οποίο το ρήγμα φαίνεται να κλείνει προς τα δεξιά.
 - $alat1$ ($^{\circ}$) : γεωγραφικό πλάτος του σημείου αναφοράς
 - $alon1$ ($^{\circ}$) : γεωγραφικό μήκος του σημείου αναφοράς
3. Γεωγραφικές του σημείου παρατήρησης, P :
 - $alat2$ ($^{\circ}$): γεωγραφικό πλάτος σημείου παρατήρησης
 - $alon2$ ($^{\circ}$): γεωγραφικό μήκος σημείου παρατήρησης
4. Αριθμός τμημάτων:
 - n_1 κατά μήκος της παράταξης και
 - n_w κατά μήκος της κλίσης του ρήγματος
5. Θέση τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του μεγάλου σεισμού:
 - Αριθμός τμήματος κατά τη διεύθυνση της παράταξης, i_0
 - Αριθμός τμήματος κατά τη διεύθυνση της κλίσης, j_0
6. Τιμή της παραμέτρου $islip$ που ελέγχει την κατανομή της ολίσθησης στο επίπεδο του ρήγματος
 - $islip = 0$: δίνεται συγκεκριμένο μοντέλο ολίσθησης με τη μορφή του πίνακα διαστάσεων $(n_l \times n_w)$. Οι τιμές του πίνακα είναι οι μέσες τιμές της ολίσθησης για τα σημεία της επιφάνειας κάθε τμήματος.
 - $islip \neq 0$: θεωρείται τυχαία κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος.
7. Μέση πυκνότητα του φλοιού, ρ (gr/cm³)
8. Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων, β (Km/sec²)
9. Μοντέλο απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας στο φλοιό με σχέση της μορφής:

$$Q = Q_0 \cdot f^n \quad (28)$$

10. Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς, $1/R^a$, όπου η παράμετρος a μπορεί να μεταβάλλεται ανάλογα με την απόσταση από το σεισμογόνο ρήγμα.
11. Παράγοντας έντασης της ακτινοβολίας, s , που καθορίζει τη μέγιστη τιμή του ρυθμού ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Η παράμετρος αυτή παίρνει την τιμή 1.5 ± 0.3 σε περιπτώσεις «τυπικών» σεισμικών γεγονότων (Beresnev and Atkinson, 2001a). Μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές χρησιμοποιούνται σε περιπτώσεις σεισμών για τους οποίους υπάρχουν ενδείξεις ότι συνδέονται με «ασυνήθιστα» μεγάλες ή «ασυνήθιστα» μικρές ταχύτητες ολίσθησης στις επιφάνειες των ρηγμάτων τους.
12. Μέγεθος σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού, M_w
13. Τιμή πτώσης τάσης κατά τη γένεση του σεισμού, stress (bars). Η παράμετρος αυτή ελέγχει την τιμή της σεισμικής ροπής καθενός από τα τμήματα στα

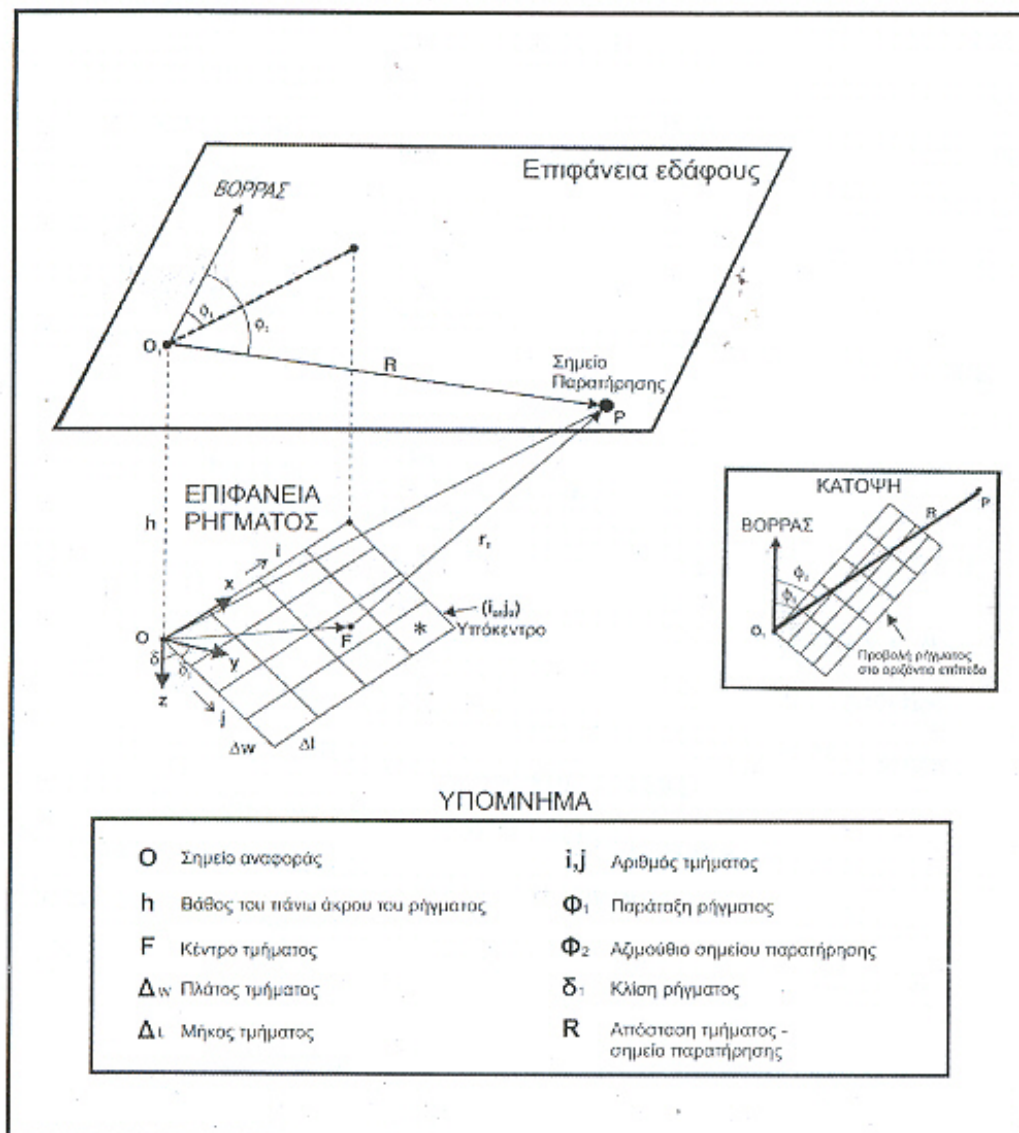
οποία διαιρείται το ρήγμα και τον τελικό αριθμό των υποπηγών οι οποίες πρέπει να συντεθούν ώστε να εξισωθεί η σεισμική ροπή του μεγάλου σεισμού.

14. Παράμετρος που καθορίζει την επιλογή φίλτρου αποκοπής υψηλών συχνοτήτων : $ikar$.
 - $ikar=0$: χρησιμοποιεί το φίλτρο «fmax» σχέση (16) (Boore, 1983).
 - $ikar=1$: χρησιμοποιεί το φίλτρο «kappa» σχέση (17) (Anderson and Hough, 1984)
15. Παράμετρος $fmax$. Παίρνει την τιμή της γωνιακής συχνότητας $fmax$, στην περίπτωση που χρησιμοποιείται το αντίστοιχο φίλτρο ($ikar=0$) ή την τιμή της παραμέτρου κ στην αντίθετη περίπτωση ($ikar=1$).
16. Αριθμός σημείων (δύναμη του 2), $leng1$, που χρησιμοποιούνται στον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier για τον υπολογισμό του επιταχυνσιογράμματος κάθε υποπηγής.
17. Ρυθμός δειγματοληψίας χρονοσειρών, dt (sec)
18. Παράμετροι μοντέλου διάρκειας, $rmin$, $rd1$, $rd2$, $durmin$, b_1 , b_2 , b_3 . Η τιμή της παραμέτρου $durmin$ (sec) προστίθεται στο χρόνο ανάδυσης της πηγής σε αποστάσεις $r \leq rmin$ (Km). Πέρα από την απόσταση $rmin$ η διάρκεια θεωρείται ότι αυξάνεται γραμμικά με την απόσταση σύμφωνα με τη σχέση:

$$dur(r) = b \cdot r \quad (23)$$

Η παράμετρος b μπορεί να πάρει τρεις διαφορετικές τιμές b_1 , b_2 , και b_3 για τα διαστήματα απόστασης $rmin - rd1$, $rd1 - rd2$ και $>rd2$, αντίστοιχα.
19. Παράμετροι επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης, $iwind$
 - $iwind=0$: χρησιμοποιείται τετραγωνικός παλμός ο οποίος έχει συνελιχθεί με συνημιτονοειδή συνάρτηση (cosine- tapered boxcar).
 - $iwind=1$: χρησιμοποιείται το παράθυρο των Saragoni – Hart.
20. Παράμετροι για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης $nfreq$, $freq1$, $freq2$ (Hz). Το φάσμα απόκρισης υπολογίζεται σε $nfreq$ διακριτές συχνότητες, που ισαπέχουν στη λογαριθμική κλίμακα, μεταξύ των δύο ακραίων τιμών $freq1$ και $freq2$.
21. Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων $namp1$, $fresp1$, $namp2$, $fresp2$, αντίστοιχα. Όταν οι παράμετροι $namp1$ και $namp2$ είναι μη μηδενικές το πρόγραμμα διαβάζει τα αρχεία $fresp1$ και $fresp2$ αντίστοιχα. Τα αρχεία αυτά περιέχουν δύο στήλες, από τις οποίες η πρώτη περιλαμβάνει ορισμένο αριθμό διακριτών συχνοτήτων, ενώ η δεύτερη τη φασματική ενίσχυση σε κάθε μια από τις συχνότητες αυτές. Το ένα από τα δυο αρχεία εισάγεται στην περίπτωση που υπάρχουν συγκεκριμένες πληροφορίες για την ενίσχυση που οφείλεται στο θεωρούμενο μοντέλο του φλοιού, ενώ το δεύτερο για την ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση παρατήρησης.
22. Αριθμός επαναλήψεων για τον υπολογισμό ενός μέσου ελαστικού φάσματος απόκρισης, $ntrial$.
23. Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης για τον υπολογισμό του ελαστικού φάσματος απόκρισης μονοβάθμιου ταλαντωτή, $damp$.

Οι παράμετροι που σχετίζονται με τη γεωμετρία της πεπερασμένης πηγής και υπεισέρχονται στους υπολογισμούς των στοχαστικών προσομοιωμάτων της ισχυρής σεισμικής κίνησης φαίνονται στο σχήμα 10.

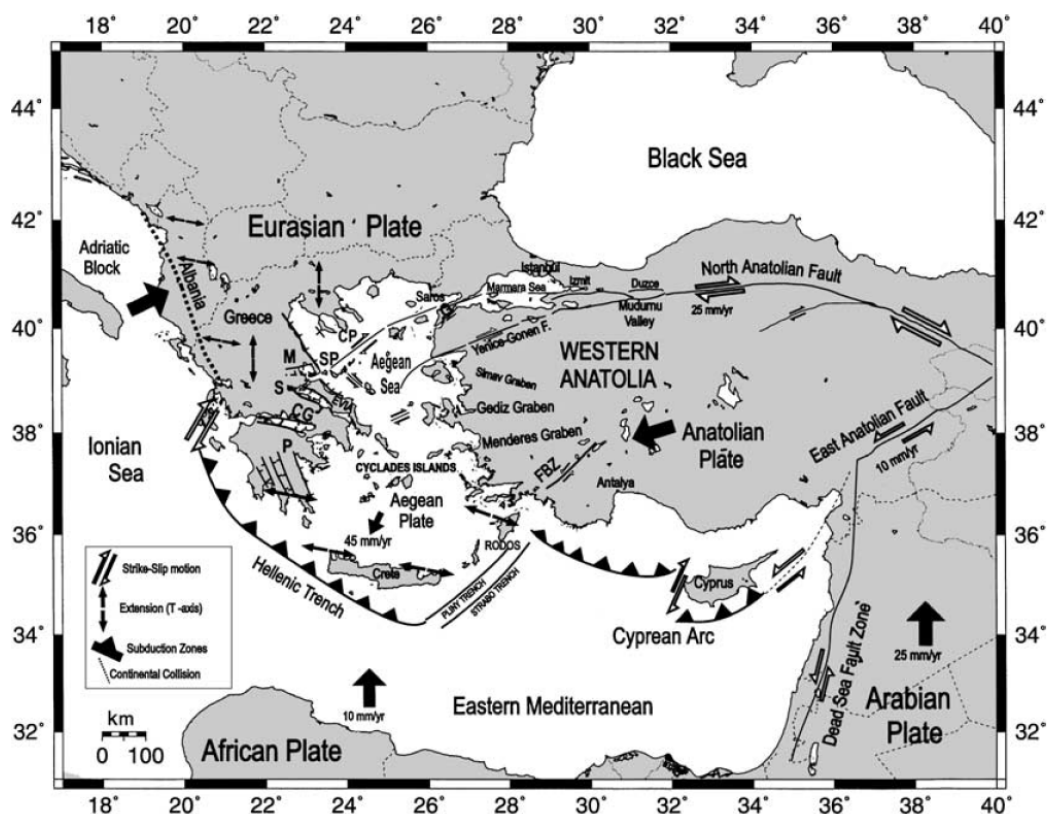


Σχήμα 10. Γεωμετρία πηγής πεπερασμένων διαστάσεων στη μεθοδολογία των Beresnev and Atkinson (1997).

Εφαρμογή της μεθόδου στο σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου 1912

4.1 Ο σεισμός της 9^{ης} Αυγούστου 1912

Ο σεισμός τις 9 Αυγούστου 1912 στο τμήμα Gazikoy-Saros τη Βόρειας ζώνης του τμήματος της Ανατολίας. Ο σεισμός «χτύπησε» το δυτικό τμήμα της περιοχής της θάλασσας του Μαρμαρά και την χερσόνησο της Καλλίπολης (Gelibolu), προκαλώντας μεγάλες καταστροφές και μία σημαντική επιφανειακή ρηγμάτωση (Sadi, 1912; Ambraseys and Finkel, 1987; Altunel et al., 2000). Στις πολυάριθμες φωτογραφίες των Sadi (1912) και Michailovic (1927), φαίνεται η επιφανειακή διάρρηξη μεταξύ του κόλπου του Σάρου και της θάλασσας του Μαρμαρά, σαν τυπική οριζόντια ολίσθηση ρηγμάτωση μεγάλων σεισμών. Παρόλα αυτά πρόσφατες μελέτες συμφωνούν ότι ο σεισμός περιέχει τουλάχιστον 50 χιλιόμετρα κανονικής ρηγμάτωσης (Ambraseys and Finkel, 1987; Altunel et al., 2000; Rockwell et al., 2001), η γεωμετρία της επιφανειακής διάρρηξης και η ταχύτητα κατανομής κατά μήκος της διάρρηξης είναι λίγο γνωστά. Ο ισομερισμός και η γεωμετρία του ρήγματος είναι σημαντικοί παράγοντες, γιατί εμπεριέχονται στην αρχή και το τέλος κάθε διάρρηξης.



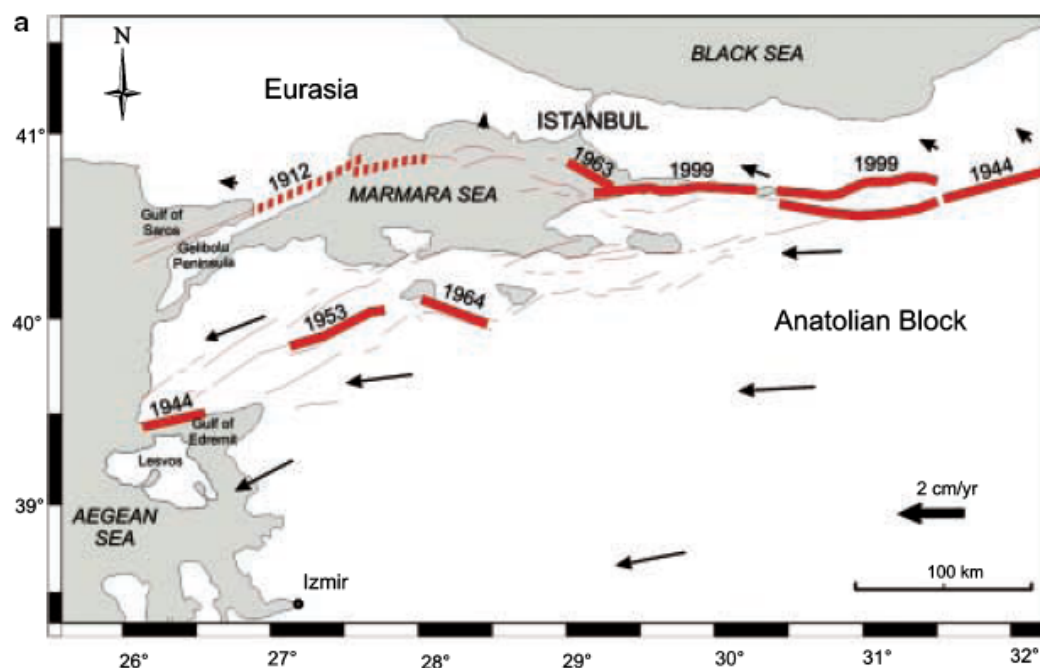
Σχήμα 11. Χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Βόρειου τμήματος του ρήγματος της Ανατολίας. (Kiritzi, 2002).

Η γεωμετρία του ρήγματος και το μήκος της διάρρηξης είναι επομένως κρίσιμες ιδιότητες και πρέπει να χαρακτηριστούν για να καθορίσουν τη μακροπρόθεσμη συμπεριφορά μιας ζώνης του ρήγματος. Ο σεισμός της 9^{ης}

Αυγούστου 1912 ($M_w = 7.4$) και ο σεισμός της 17^{ης} Αυγούστου 1999 ($M_w = 7.4$) είναι παρόμοια σεισμικά γεγονότα (σε μέγεθος και μήκος διάρρηξης), τα οποία αποτελούν τα πιο μεγάλα και σημαντικά γεγονότα, κατά μήκος του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας, στον 20^ο αιώνα. Οι δύο αυτοί σεισμοί συσχετίζονται με σημαντικές επιφανειακές διαρρήξεις με δεξιόστροφη ολίσθηση (κατά μέσο όρο 3 m) κατά μήκος της βόρειας ζώνης του ρήγματος της Ανατολίας, δυτικά και ανατολικά της θάλασσας του Μαρμαρά. Η γεωμετρία, το μήκος της διάρρηξης και η κατανομή της ολίσθησης της επιφανειακής διάρρηξης του σεισμού του Izmit το 1999 και η επέκτασή του στα δυτικά της θάλασσας του Μαρμαρά, είναι πολύ καλά στοιχειοθετημένα (Earthquake spectra, 2000; Barka et al., 2002; Le Pichon et al., 2003) και μπορούν να χρησιμοποιηθούν με αναλογία στα αντίστοιχα χαρακτηριστικά για το σεισμό του 1912. Η ανάλυση της ιστορικής σεισμικότητας, σε συνδυασμό με τα 18 και 22 mm/yr του ρυθμού παραμόρφωσης στο βόρειο τμήμα του ρήγματος της Ανατολίας, φανερώνουν την ύπαρξη ενός μεγάλου σεισμικού κενού στη θάλασσα του Μαρμαρά (Hubert-Ferrari et al., 2000).

4.1.1 Ιστορικοί σεισμοί, τεκτονικά χαρακτηριστικά και αλληλεπίδραση ρηγμάτων

Τα 1600 km του βόρειου τμήματος του ρήγματος της Ανατολίας σηματοδοτούν το βόρειο όριο της πλάκας της Ανατολίας, το οποίο κινείται προς τα δυτικά όσο αφορά τη σχετικά σταθερή Ευρασιατική πλάκα (Σχ. 11).



Σχήμα 12. Κατανομή των μεγάλων σεισμών στο δυτικό τμήμα της βόρειας ζώνης του ρήγματος της Ανατολίας κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα (Barka et al., 2002).

Η ζώνη του ρήγματος χαρακτηρίζεται από καλά καθορισμένη σεισμικότητα, η οποία περιλαμβάνει μεγάλους ιστορικούς σεισμούς που συνοδεύονται με επιφανειακές διαρρήξεις και εμφανή γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά (Barka and Kadinsky-Cade, 1988). Οι Νεογενείς και Τεταρτογενείς δεξιόστροφες πλευρικές

αποθέσεις και οι μετρήσεις με GPS κατά μήκος του ρήγματος συνομολογούν στο γεγονός ότι το μεγαλύτερο μέρος της κίνησης πραγματοποιείται κατά μήκος του βόρειου σκέλους, συμπεριλαμβανομένου και το τμήμα Gazikoy-Saros, το οποίο μεταφέρει την δεξιόστροφη ολίσθηση της θάλασσας του Μαρμαρά στον κόλπο του Σάρου και στο Αιγαίο. (McClusky et al., 2000). Το βόρειο τμήμα του ρήγματος της Ανατολίας έχει μακρά ιστορία σεισμικών συμβάντων με πιο πρόσφατη την σεισμική ακολουθία προς τα δυτικά 1939-1999 (Barka, 1996,1999). Πριν από αυτή προηγήθηκε η διάρρηξη του τμήματος Gazikoy-Saros στις 9 Αυγούστου του 1912 με μέγεθος $M_w = 7.4$, με το επίκεντρο να βρίσκεται βορειοανατολικά του Golcuk, και ο μετασεισμός στις 13 Αυγούστου του 1912 με μέγεθος $M_w = 6.9$ με επίκεντρο νοτιοδυτικά του Golcuk (Ambraseys and Finkel, 1987). Οι Ambraseys and Finkel (1987) ερεύνησαν την σεισμικότητα της περιοχής για τα προηγούμενα 2000 χρόνια και ανέφεραν μεγάλους σεισμούς, κατά μήκος του τμήματος Gazikoy-Saros, το 1063, το 1343 και το 1766 μ.Χ. Ο Rockwell et al. (2000, 2001) ανασκάπτοντας τάφρους κοντά στον κόλπο του Σάρου προσδιόρισε πέντε παλαιοσεισμολογικά γεγονότα, από τα οποία τα τρία τελευταία αντιστοιχούν στους σεισμούς του 1343, του 1766 και του 1912. Μοντέλα σεισμικών ρηγμάτων εξηγούν την σεισμική ακολουθία 1936-1967 ως αποτέλεσμα αλλαγών των τάσεων και της αλληλεπίδρασης των ρηγμάτων (Stein et al., 1997). Αυτά τα μοντέλα χρησίμευσαν ως βάση για την πρόγνωση του σεισμού του 1999 και των αναμενόμενων σεισμικών γεγονότων στη θάλασσα του Μαρμαρά (Hubert-Ferrari et al., 2000).

Ο σεισμός της 9^{ης} Αυγούστου, κατά μήκος του τμήματος Gazikoy-Saros, δημιούργησε επιφανειακά σπασίματα μέχρι 3 m λόγω της δεξιόστροφης ολίσθησης μεταξύ του κόλπου του Σάρου στα δυτικά και του Gazikoy στα ανατολικά (Ambraseys and Finkel, 1987). Οι Altunel et al. (2000) και Altinok et al. (2003) παρέθεσαν στοιχεία από μετρήσεις μέχρι 5m σε δεξιόστροφη ολίσθηση κατά μήκος του ίχνους του ρήγματος. Ο Rockwell et al.(2002) ανασκάψαν τάφρους κοντά στον κόλπο του Σάρου και βρήκαν ένα αποξηραντικό κανάλι δεξιόστροφα μετατοπισμένο μέχρι 9m και το οποίο σχετίζεται με τους μεγάλους σεισμούς του 1766 και του 1912. Οι παρατηρήσεις, αυτές, πάντως είναι ανεπαρκείς για να υπολογιστεί η κατανομή της ολίσθησης κατά μήκος της παράταξης του ρήγματος.

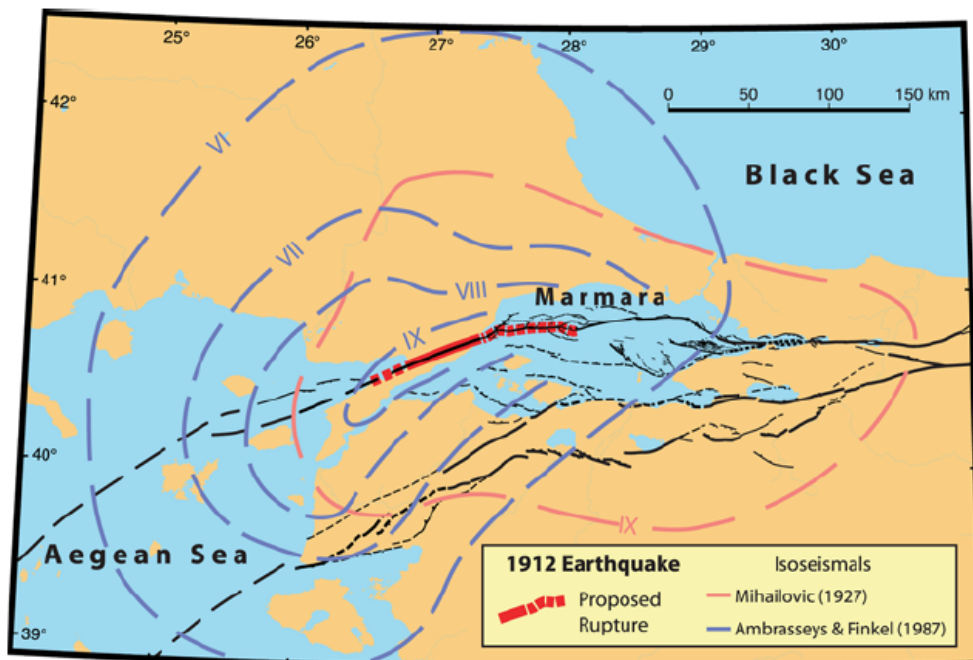


Εικόνα 1. Περίπου 22 μέτρα αποθέσεων κατά μήκος της ακτής (κίτρινο βέλος) κοντά στο Gazikou. Το ρήγμα που χαρτογραφείται στη θάλασσα του Μαρμαρά (δείτε στο σχήμα 1) συμπίπτει με την παράκτιες αποθέσεις. Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή είναι η κατά προσέγγιση θέση του ίχνους του ρήγματος. Η άποψη είναι προς το νότο (Altunel et al., 2004)

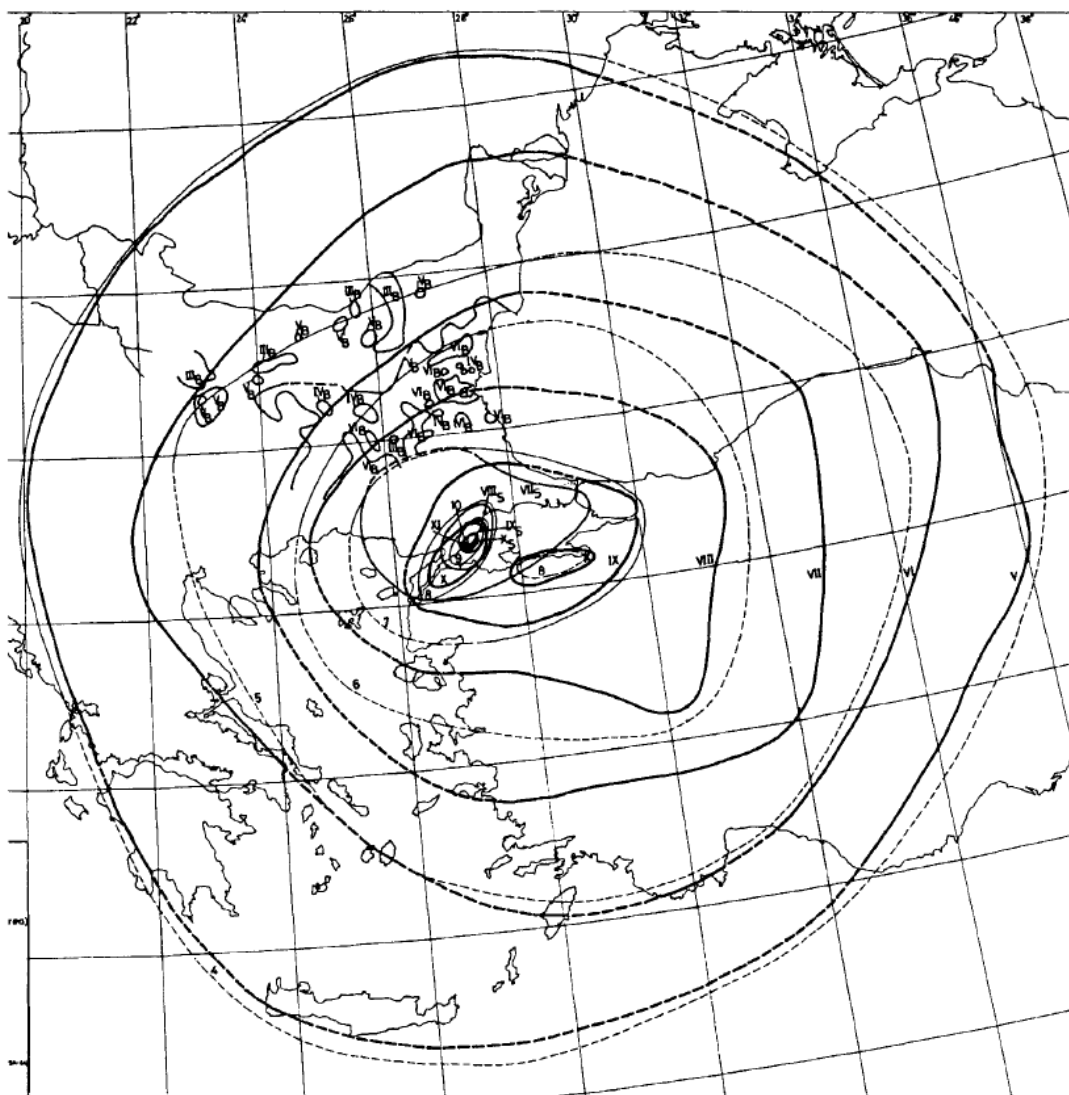
Οι παραπάνω παρατηρήσεις (Altunel et al., 2000; Rockwell et al., 2002) και οι λεπτομερείς έρευνες των τομών προτείνουν ότι η διάρρηξη του σεισμού του 1912 πραγματοποιήθηκε πάνω στην γραμμή των προηγούμενων Ολοκαινικών μετατοπίσεων. Η λεπτομερής χαρτογράφηση των ρηγμάτων βασίστηκε στην έρευνα των τομών από τοπογραφικούς χάρτες κλίμακας 1:25.000 και αεροφωτογραφίες κλίμακας 1:35.000.

4.1.2 Μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912

Ο σεισμός έλαβε χώρα χωρίς προσεισμό, πριν από την αυγή στις 3.30 π.μ. τοπική ώρα. Το επίκεντρό του εντοπίστηκε βόρεια των Δαρδανελίων και 150 χιλιόμετρα του νοτιοδυτικού σημείου της Κωνσταντινούπολης στα βουνά Tekirdag μεταξύ του κόλπου του Σάρου και της θάλασσας του Μαρμαρά.



Σχήμα 13α. Χάρτης ισοσειστών του σεισμού του Σάρου στις 9 Αυγούστου 1912. (Armijo, 2005)



Σχήμα 13b. Χάρτης ισοσειστών του σεισμού του Σάρου στις 9 Αυγούστου 1912 (Shebalin and Karnik, UNESCO, 1974)

Αποκλείοντας τη μητροπολιτική περιοχή της Κωνσταντινούπολης, η επικεντρική περιοχή μέσα στην οποία ο σεισμός προκάλεσε τη βαριά ζημία και τα θύματα περιείχε 565.800 ανθρώπους που ζούσαν σε 122.400 σπίτια. Ο σεισμός, που στη επικεντρική περιοχή διήρκεσε περίπου 40 δευτερόλεπτα αλλά στο μακρινό τομέα περισσότερο από ένα λεπτό, σκότωσε 2.800 και τραυμάτισε 7.000 ανθρώπους. Κατάστρεψε συνολικά 12.600 σπίτια, έβλαψε 12.100 πέρα από την επισκευή, και προκάλεσε τη σοβαρή ζημία σε άλλα 15.400. Στη επικεντρική περιοχή, ο σεισμός κατάστρεψε συνολικά 31 μεγάλα δημόσια κτίρια, 241 μουσουλμανικά τεμένη και 72 εκκλησίες, προκαλώντας τις ανεπανόρθωτες απώλειες στα εθνικά μνημεία και τα ιστορικά αρχεία των μουσουλμανικών και χριστιανικών κοινοτήτων. Οι απώλειες ζωής και ιδιοκτησίας (που συνοψίστηκαν στον πίνακα 3) οφειλόταν σχεδόν εξ ολοκλήρου στον κύριο σεισμό και σε έναν μικρότερο βαθμό στις διάφορες πυρκαγιές που ξέσπασαν στις πόλεις και τα χωριά μέχρι την Κωνσταντινούπολη.

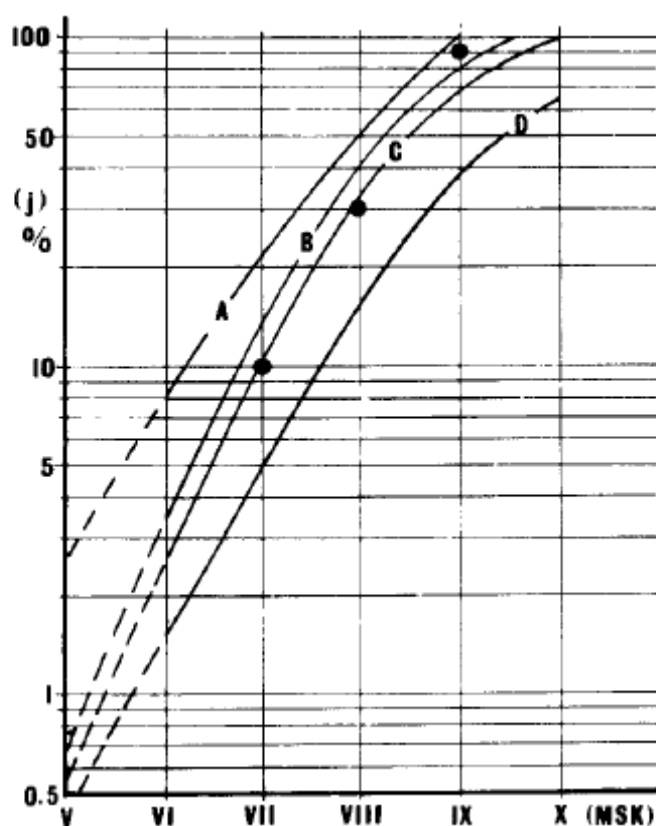
		Destroyed						
	(mod.)	Popul.	Houses	Houses	Relig. Bld.	Damaged houses	Killed	Injured
Rodosto	Tekirdağ	8,816	2,160	130	21	79	16	70
kaza		8,775	2,838	1,456	20	852	41	156
Ganos	Gaziköy	3,627	805	605	12	120	162	253
kaza		11,262	2,263	1,853	16	410	452	890
Hora	Hoşkoy	4,374	850	841	9	9	192	28
kaza		6,992	1,481	1,294	15	181	193	440
Sanduk	Esencik	601	140	114	1	26	0	0
kaza		1,274	300	260	4	29	11	13
Kastamboli	Ormanli	1,094	250	250	2	0	24	87
kaza		2,364	494	464	9	30	34	70
Myriophyto	Mürefte	6,541	1,398	1,349	9	35	306	583
kaza		15,276	3,521	2,643	23	721	310	646
Gallipoli	Gelibolu	20,921	5,318	472	3	880	12	150
kaza		32,920	6,985	3,151	31	1,456	604	1,548
Imroz	Imroz	3,006	714	120	3	80	6	12
kaza		1,663	424	175	1	108	11	47
Çorlu	Çorlu	6,085	1,251	388	3	200	8	30
kaza		33,899	7,554	1,169	22	1,285	5	75
Keşan	Keşan	10,000	2,212	119	1	235	16	27
kaza		36,719	8,051	2,402	30	2,775	110	454
Edirne	Edirne	59,000	9,886	372	22	320	0	0
kaza		57,951	12,443	1,764	11	2,039	13	133
Renkoy	Erenköy	925	180	78	1	102	8	37
kaza		4,981	945	242	0	268	4	88
Edremit	Edremit	2,500	700	74	0	80	2	17
kaza		10,423	2,047	287	2	298	14	103
Dardanelles	Çanakkale	12,000	4,940	567	14	520	84	218
kaza		4,544	938	304	0	245	48	259
Biga	Biga	2,100	292	37	0	42	2	20
kaza		8,710	1,713	209	4	226	11	83
Artaki	Erdek	1,500	300	42	1	42	0	2
kaza		1,045	192	52	0	53	13	55
Marmara	Marmara	2,000	503	106	0	40	0	0
kaza		3,656	1,166	268	1	261	1	1
Haraki	Kapudağ	828	198	59	2	50	28	37
kaza		3,080	798	211	0	190	22	92
Panderma	Bandirma	1,549	300	39	2	42	4	7
kaza		11,063	2,221	272	3	321	9	55
Bursa	Bursa	120,000	24,000	120	6	120	26	48
kaza		1,111	434	90	0	86	13	31
Iznik	Iznik	5,000	993	76	3	63	0	18
kaza		7,353	1,728	31	0	125	1	9
Izmit	Izmit	11,502	2,871	115	2	86	2	16
kaza		16,431	3,743	323	2	299	18	90

Πίνακας 3. Μακροσεισμικές παρατηρήσεις από το σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου 1912 στο Σάρο (Ambaseys and Finkel, 1987)

Οι ζημιές επεκτάθηκαν έξω από τη επικεντρική περιοχή στην Κωνσταντινούπολη, στο Adapazari και την Bursa. Ο ξενόγλωσσος Τύπος της Κωνσταντινούπολης περιείχε τις εκτεταμένες εκθέσεις για τις ζημιές στα αστικά και θρησκευτικά κτίρια στην Κωνσταντινούπολη, καθώς επίσης και τις ζημιές στην επικεντρική περιοχή, δηλαδή σε Tekirdag, Καλλίπολη (Gelibolu) και Δαρδανέλια (Canakkale). Μεταξύ των κτιρίων που έπαθαν εκτεταμένες ζημιές στην Κωνσταντινούπολη ήταν η θεολογική σχολή του μουσουλμανικού τέμενους Φατίχ, ο μιναρές του τζαμιού Κουρμουλού, το ορφανοτροφείο στην περιοχή Φατίχ, το ελληνικό νοσοκομείο στο Γεντί-κουλέ (Yedikule), το ελληνικό νοσοκομείο και το μουσουλμανικό τέμενος στο Εντιρνέ-καπί (Edirnekapi), ο πύργος Βαγιαζίτ (Bayazid), το μουσουλμανικό τέμενος Ortakoy και ο μιναρές του, και το μουσουλμανικό τέμενος και ο μιναρές του Izzet Paşa στο Balıkpazarı. Επίσης, διάφορα κυβερνητικά γραφεία υπέστησαν ζημιές, συμπεριλαμβανομένων εκείνων του Υπουργείου οικονομικών και του Υπουργείου δημόσιας εκπαίδευσης. Μέρος των τοίχων πόλεων μεταξύ

Edirnekapı και Catladikapı κατεδαφίστηκε. Στο Edirne πολλοί καπνοδόχοι και μιναρέδες κατέρρευσαν. Τα κτίρια του τμήματος αστυνομίας και του Υπουργείου Δικαιοσύνης όπως και πολλά σπίτια και καταστήματα, ενώ η κρατική φυλακή κατεδαφίστηκε εξ ολοκλήρου. Ο κατάλογος κτηρίων που κατέρρευσαν εξ ολοκλήρου στη Ραιδεστό (Tekirdag) περιλαμβάνει ένα μουσουλμανικό τέμενος, τέσσερες μιναρέδες, ένα δημόσιο ρολόι (clocktower), μια φυλακή, 14 σπίτια και 6 καταστήματα, και με μερική κατεδάφιση πολλών άλλων κτηρίων. Στην Καλλίπολη (Gallipoli) οι μιναρέδες τα δημόσια ρολόγια (clocktowers) κατέρρευσαν συνολικά, όπως και πάρα πολλά σπίτια και όλα τα κυβερνητικά κτίρια, που ήταν χτισμένα από πέτρα.

Ο Βρετανός πρόξενος στα Δαρδανέλια εξέθεσε τις ζημιές στα κτίρια κατά μήκος της αποβάθρας, την μερική κατεδάφιση των προξενείων των Κάτω Χωρών, της Αυστρο-Ουγγαρίας, της Ελλάδας και της Μεγάλης Βρετανίας, δείχνοντας περαιτέρω την ευπάθεια των πέτρινων κτηρίων.



Σχήμα 14. Αναλογία ζημίας(επί τοις εκατό)- έντασης (MSK). (A) σπίτια πλινθόκτιστα, (B) πέτρινες κατασκευές χωρίς ενίσχυση, (C) κτίρια με ενισχυμένα πλαίσια και (D) ενισχυμένες κατασκευές μέτριας ποιότητας. Οι κύκλοι παρουσιάζουν τις απώλειες επί τοις εκατό που οφείλονται στον σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου 1912 στο Σάρο σε σχέση με της τέσσερις κατηγορίες κατασκευών που αναφέρονται παραπάνω (Ambaseys and Finkel, 1987)

Η ζημία στις λίγες δομές εφαρμοσμένης μηχανικής στην περιοχή ήταν λιγότερο σοβαρή. Μερικές γέφυρες κατέρρευσαν, καθώς επίσης και οι δεξαμενές πετρελαίου σε Cibali και σχεδόν όλοι οι φάροι στην ακτή της Θράκης μεταξύ Tekirdag και Δαρδανελίων ήταν χαλασμένοι αλλά μόνο μερικά κατέρρευσαν, μαζί με όλους τους ανεμόμυλους και τους κλιβάνους που βρέθηκαν σε αυτό το μέρος της ακτής. Διάφοροι αλευρόμυλοι και κλιβανοί που επισκευάστηκαν ή που χτίστηκαν μετά από τον κύριο κλονισμό καταστράφηκαν από το μετασεισμό της 13ης

Σεπτεμβρίου. Οι τοίχοι αποβάθρων και οι αποβάθρες σε διάφορα λιμάνια στα στενά ράγισαν, ενώ τα υπόστεγα αποθήκευσης είχαν αρκετές ρωγμές. Εκρήξεις σημειώθηκαν στις πετρελαιοπηγές στο Μυριόφυτο (Murefte) και αρκετοί άνθρωποι τραυματίστηκαν. Όλες οι γραμμές τηλεγραφών ήταν εκτός λειτουργίας, με εξαίρεση τη γραμμή της Οδησού, όλες οι επικοινωνίες της επηρεασθείσας περιοχής διακόπηκαν για πολλές ημέρες.

Οι καθιζήσεις εδαφών, οι κατολισθήσεις και η ρευστοποίηση παραθαλάσσιων περιοχών, στην επικεντρική περιοχή ήρθαν να προσθέσουν πολλές περισσότερες καταστροφές. Οι καθιζήσεις εδαφών είχαν καταστρεπτικές συνέπειες στην περιοχή μεταξύ Enercik (Yenice), Tatarli και Kastamboli (Ormanli), περίπου 20 χλμ βόρεια από το Μυριόφυτο, καλύπτοντας έναν τομέα πολλών τετραγωνικών χιλιομέτρων. Το βορειοδυτικό μέτωπο του βουνού Tekirdag, που κόβεται από τα πολυάριθμα φαράγγια, ήταν μια περιοχή με ογκώδεις καθιζήσεις εδαφών, κατά την διάρκεια του σεισμού. Ένας άλλος τομέας της εκτενούς ολίσθησης ήταν το κεντρικό μέρος της χερσονήσου Gallipoli στην περιοχή Baberi και Galata, όπου ένα μεγάλο μέρος της ζημίας επιδεινώθηκε από τις καθιζήσεις εδάφους που προκλήθηκαν από το μετασεισμό της 13ης Σεπτεμβρίου.



Εικόνα 2. Λεπτομέρεια της επιφανειακής διάρρηξης μήκους 8 km που περνά ακριβώς το νότιο Miseli, και καταδεικνύει τη δεξιά πλευρική κίνηση της ολίσθησης. Αποψη ΝΔ. (Η φωτογραφία φέρεται να ανήκει στον G. Macovei)

Σποραδικές ρευστοποιήσεις σε λίμνες και παραλίες παρατηρήθηκαν μέχρι και 180 χλμ από τη επικεντρική περιοχή σε Trojanovo- Sozopole, νότια του Μπουργκάς (Burgas) στη Βουλγαρία, στις ακτές των λιμνών Terkos και Apolyont, κοντά στην Catalca, στη λίμνη Fereh κοντά στην Αλεξανδρούπολη (Dedeagag), και στο δέλτα

του ποταμού Έβρου. Στη επικεντρική περιοχή η ρευστοποίηση παρατηρήθηκε στις ποτάμιες και δελταϊκές αποθέσεις, ειδικότερα στην ακτή σε Ηρακλείτσας (Eriklice), στην πόλη Ραιδεστό (Tekirdag), στην πεδιάδα Kavak Suyu και στην ακτή Saros. Σποραδική ρευστοποίηση αναφέρθηκε επίσης σε πολλούς λιμένες στα στενά και κατά μήκος της ακτής της Θράκης.

Αποτυχίες σε ανθρώπινα έργα αναφέρθηκαν από την περιοχή Alibeykoy της Κωνσταντινούπολης, όπου το σύστημα παροχής νερού υπέστη κάποια ζημία. Αλλού, το καυτό νερό ανέβλυζε έξω από θερμές πηγές, ενώ σε άλλες περιοχές οι θερμές πηγές είτε μείωσαν προσωρινά είτε αύξησαν την ροή τους. Σε διάφορες περιπτώσεις, η λάσπη που εκτινάχθηκε από τις ρωγμές στο έδαφος αναμίχθηκε με το πετρέλαιο, ειδικότερα για ένα χιλιόμετρο από Milo στο μονοπάτι σε Hora (Hoqkoy), παράκτια από Avdin (Ugmakdere) και πλησίασε στην ακτή στο Αγ. Γεώργιο, στο χώρο αποβίβασης Avdin, όπου το πετρέλαιο βρέθηκε σε μεγάλες ποσότητες στη θάλασσα. Η εκτίναξη του πετρελαίου και της πίσσας από το έδαφος μετά από τους μεγάλους σεισμούς στην περιοχή έχει αναφερθεί στο παρελθόν, ειδικότερα στο Sistos μετά από το σεισμό της Αγγελίας το 484. Ο μετασεισμός της 13ης Σεπτεμβρίου προκάλεσε τη διαδεδομένη ρευστοποίηση στην περιοχή Kavak Deresi και κατά μήκος της ακτής Saros, καθώς επίσης και στην κοιλάδα Ganos.



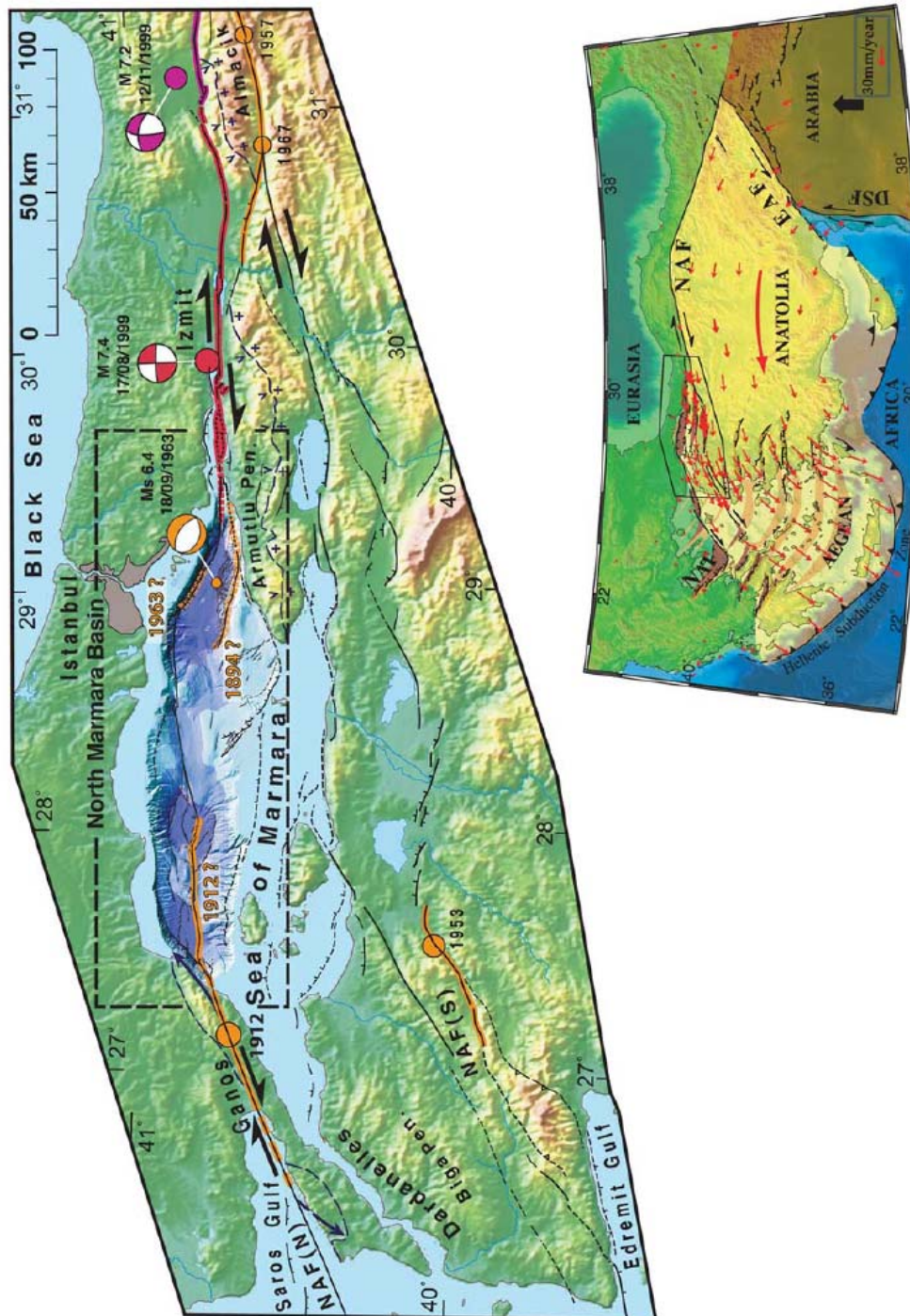
Εικόνα 3. Η φωτογραφία είναι από το Gazikoy (Ganos) και δημοσιεύτηκε στην εφημερίδα L'illustration Journal Universal του Παρισιού στις 24 Αυγούστου 1912 (Altinok et al. 2003)

Μακράς περιόδου εδαφικές κινήσεις παρατηρήθηκαν επίσης σε αυτόν τον σεισμό και έχουν αναφερθεί σε αποστάσεις μέχρι 200 χλμ από το επίκεντρο. Στην Κωνσταντινούπολη, ένα σπίτι με ξύλινο πλαίσιο, έξι ορόφων καταστράφηκε, και άλλα κτίρια κατά μήκος του Βοσπόρου ήταν σοβαρά χαλασμένα. Οι μακράς περιόδου εδαφικές κινήσεις είχαν αποτελέσματα σε μεγάλες αποστάσεις ήταν υπεύθυνες για τις ζημιές σπιτιών με ξύλινα πλαίσια, μιναρέδων και κατοικιών που στηρίχτηκαν στις μαλακές αλλούβιες αποθέσεις μέχρι στο Edirne, την Κωνσταντινούπολη και το Adapazari.

Τέλος κατά μήκος της ακτής Tekirdag και των στενών των Δαρδανελίων, η θάλασσα αποσύρθηκε για μια μικρή απόσταση μετά από τον κύριο σεισμό, και επέστρεψε με κάποια δύναμη χωρίς να προκαλέσει καμία ζημία (δημιουργία τσουνάμι).

4.2 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912

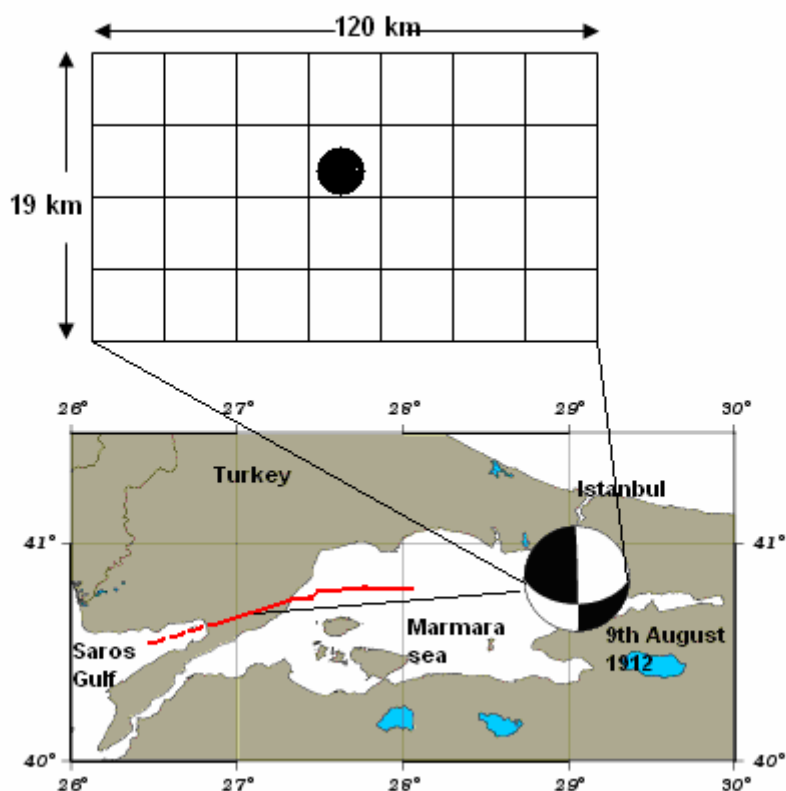
Ο προσανατολισμός του ρήγματος και οι υποκεντρικές παράμετροι υιοθετήθηκαν με βάση τα δεδομένα από μια σειρά δημοσιεύσεων για το ρήγμα του Saros (Ambraseys and Finkel, 1987; Altunel et al., 2000; Rockwell et al., 2002; Altunel et al., 2004, Armijo et al., 2005) .



Σχήμα 15. Το ρήγμα του Ganos (πορτοκαλί γραμμή) όπως υπολογίστηκε από τους Armijo et al. (2005). Στη μικρή εικόνα φαίνονται με κόκκινα βέλη η ταχύτητες παραμόρφωσης στο χώρο του ρήγματος της Ανατολίας.

Για την παράμετρο $\Delta\sigma$ χρησιμοποιήθηκε η μέση τιμή των 50bars (Kanamori and Anderson, 1975), την οποία προτείνουν και οι συγγραφείς του υπολογιστικού προγράμματος.

Για τη γεωμετρική διασπορά των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε τρι-γραμμική συνάρτηση εξάρτησης της απόσβεσης από την απόσταση. Δεν χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο $1/r$, διότι δεν θεωρείται επαρκές για προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε μακρινές αποστάσεις, όπως αυτές που περιλαμβάνονται στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 16 . Μηχανισμός γένεσης του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912, διαίρεση σε τμήματα της επιφάνειας του ρήγματος και θέση τυχαίου υποκέντρου.

Η μοντελοποίηση της απόσβεσης που σχετίζεται με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων από την περιοχή της σεισμική εστίας ως τη θέση παρατήρησης έγινε μέσω της σχέσης $Q(f) = 150f^{0.8}$. Οι συντελεστές της σχέσης υιοθετήθηκαν ως αντιπροσωπευτικοί μέσοι όροι των τιμών που έχουν προταθεί για το συγκεκριμένο χώρο (Π. Χατζηδημητρίου, προσωπική επικοινωνία).

Ακολουθούν πίνακες με τα στοιχεία των επιλεγμένων σημείων και τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912.

Επιλεγμένο σημείο	Γεωγραφικό πλάτος (°N)	Γεωγραφικό μήκος (°E)
Κωνσταντινούπολη (Istanbul)	41.010	28.950
Αλεξανδρούπολη	40.800	25.800
Canakkale	40.080	26.800
Ραιδεστός (Tekirdag)	40.980	27.510
Sarkoy	40.600	27.100
Σαμοθράκη	40.400	25.500
Λήμνος	39.900	25.200

Πίνακας 4. Πληροφορίες για τα επιλεγμένα σημεία



Σχήμα 17 . Χάρτης με τα επιλεγμένα σημεία

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμές παραμέτρων
Προσανατολισμός ρήγματος	φ_1	70°
	δ_1	80°
Βάθος πάνω άκρου ρήγματος	h	15
Διαστάσεις ρήγματος	L	120
	W	19
Γεωγραφικές συντεταγμένες σημείου αναφοράς	$alon1$	40.84
	$alat1$	29.05
Γεωγραφικές συντεταγμένες σημείου παρατήρησης	$alon2$	Συντεταγμένες επιλεγμένων σημείων πίνακα 4
	$alat2$	
Διαίρεση του ρήγματος σε τμήματα	$N_l \times N_w$	7×4
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	i_o, j_o	
Αριθμός σημείων για τον μετασχηματισμό Fourier(FFT)	$leng1$	4096
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.02 sec
Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων	β	4.1 km/sec
Πυκνότητα φλοιού	ρ	3.1 gr/cm ³
Μέγεθος σεισμικής ροπής του σεισμού	M_w	7.4
Παράμετρος έντασης της ακτινοβολίας	s_{fact}	1.4
Πτώση τάσης	$\Delta\sigma$	50 bars
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	$ikap$	0
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης ($Q=Q_0f^n$)	Q_0, eta	150, 0.8
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	ig_{geom}	1
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	r_{min}	50
	dur_{min}	1.4
	$b1$	0.07
Συνάρτηση μορφοποίησης	$iwind$	1
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	$nfreq$	100
	$freq1$	0.25
	$freq2$	60
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	$damp$	5
Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων	$namp1$	1
Αριθμός Προσομοιώσεων για τον υπολογισμό του μέσου φάσματος	$ntrial$	5
Παράμετρος επιλογής μοντέλου ολίσθησης	$islip$	1

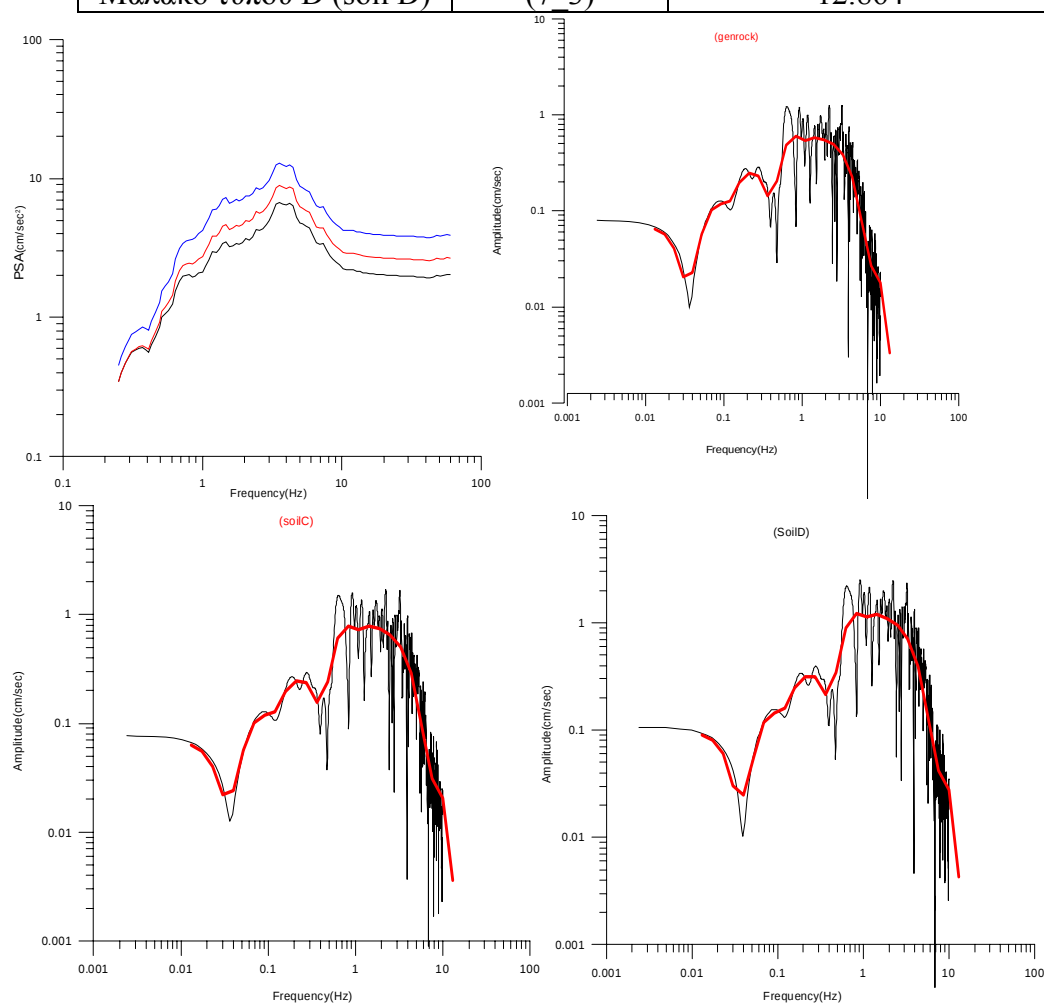
Πίνακας 5. Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης του σεισμού της 9^{ης} Αυγούστου 1912.

Αποτελέσματα-συμπεράσματα από την προσομοίωση μελλοντικού σεισμού (M 7.4) στο ρήγμα του Γκάνου (Ganos fault)

Στην παρούσα εργασία επιχειρήθηκε να προσομοιωθούν οι σεισμικές κινήσεις ενός ισχυρού μελλοντικού σεισμού M 7.4 αντίστοιχο με αυτό της 9^{ης} Αυγούστου 1912. Τα φάσματα της ψευδο-επιτάχυνσης υπολογίστηκαν για τα επιλεγμένα σημεία του πίνακα 4. Η προσομοίωση έγινε και για τις τρεις κατηγορίες εδαφών, δηλαδή για βράχο (generic rock), για μαλακά εδάφη τύπου C (soil C) και για μαλακά εδάφη τύπου D (soil D).

Για την Αλεξανδρούπολη το χειρότερο σενάριο (Σχ. 18) ήταν και για τους τρεις τύπους εδαφών (genrock, soil C, soil D) όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (7_3) της επιφάνειας του ρήγματος και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 6.708 cm/sec^2 , 8.870 cm/sec^2 και 12.864 cm/sec^2 αντίστοιχα.

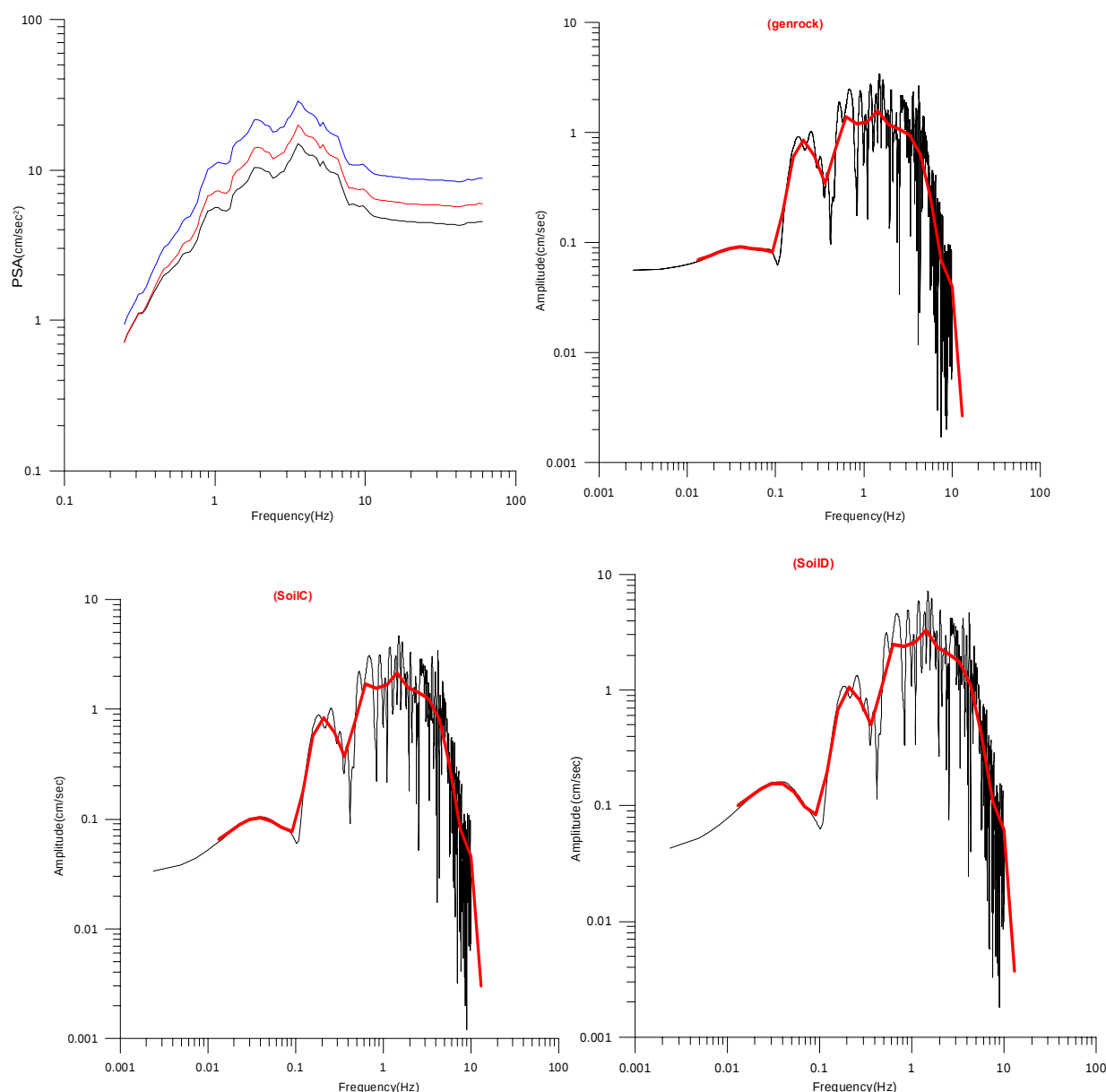
Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(7_3)	6.708
Μαλακό τύπου C (soil C)	(7_3)	8.870
Μαλακό τύπου D (soil D)	(7_3)	12.864



Σχήμα 18. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στην Αλεξανδρούπολη. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στην Αλεξανδρούπολη για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Για το Canakkale το χειρότερο σενάριο (Σχ. 19) ήταν και για τους τρεις τύπους εδαφών (genrock, soil C, soil D) όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (6_1) της επιφάνειας του ρήγματος και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 14.945 cm/sec^2 , 19.753 cm/sec^2 και 28.699 cm/sec^2 αντίστοιχα.

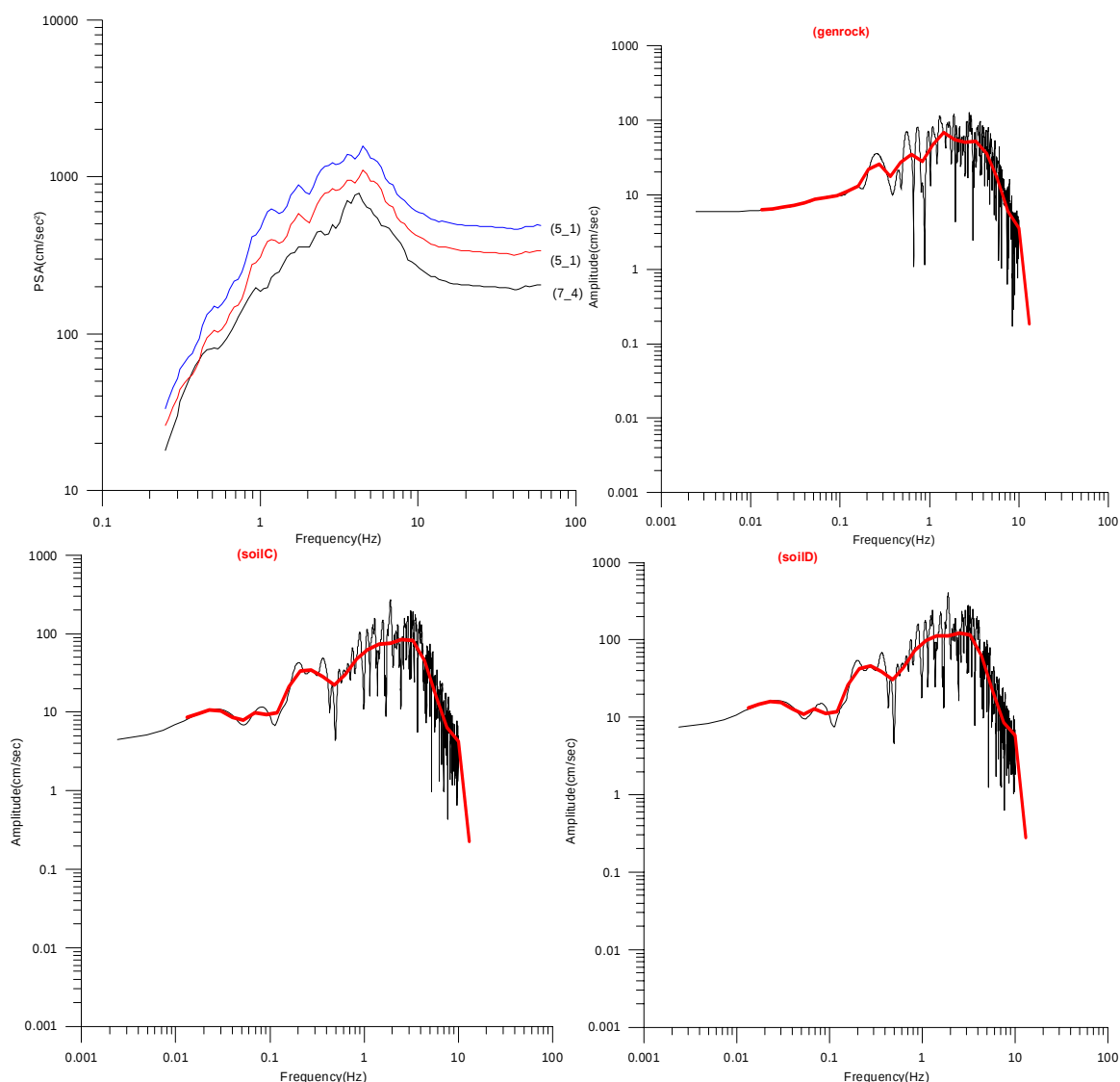
Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(6_1)	14.945
Μαλακό τύπου C (soil C)	(6_1)	19.753
Μαλακό τύπου D (soil D)	(6_1)	28.699



Σχήμα 19. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στο Canakkale. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στο Canakkale για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

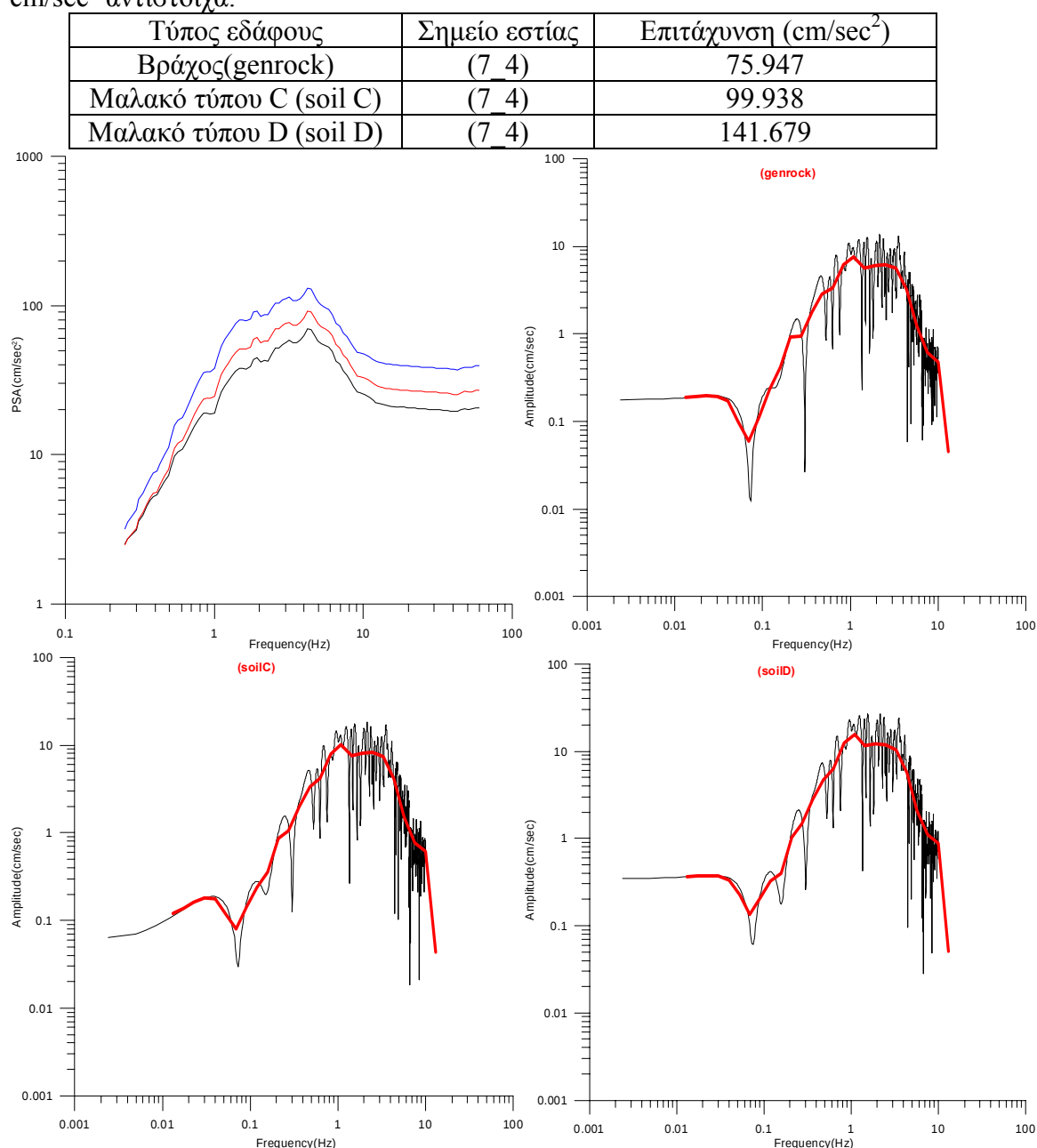
Για την Κωνσταντινούπολη επιχειρήθηκαν 2 περιπτώσεις. Στην πρώτη δόθηκε κατευθυντικότητα στη διάρρηξη προς την κατεύθυνση της Κωνσταντινούπολης. Το χειρότερο σενάριο (Σχ. 20α) για την κατηγορία εδάφους βράχος (genrock) ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (7_4) της επιφάνειας του ρήγματος και η επιτάχυνση που υπολογίστηκε ήταν 784 cm/sec^2 . Για τις κατηγορίες των μαλακών εδαφών C και D το χειρότερο σενάριο ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στην θέση (5_1) και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν $1104,9 \text{ cm/sec}^2$ και 1566 cm/sec^2 αντίστοιχα.

Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(7_4)	784
Μαλακό τύπου C (soil C)	(5_1)	1104.9
Μαλακό τύπου D (soil D)	(5_1)	1566



Σχήμα 20α. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στην Κωνσταντινούπολη. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στην Κωνσταντινούπολη για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

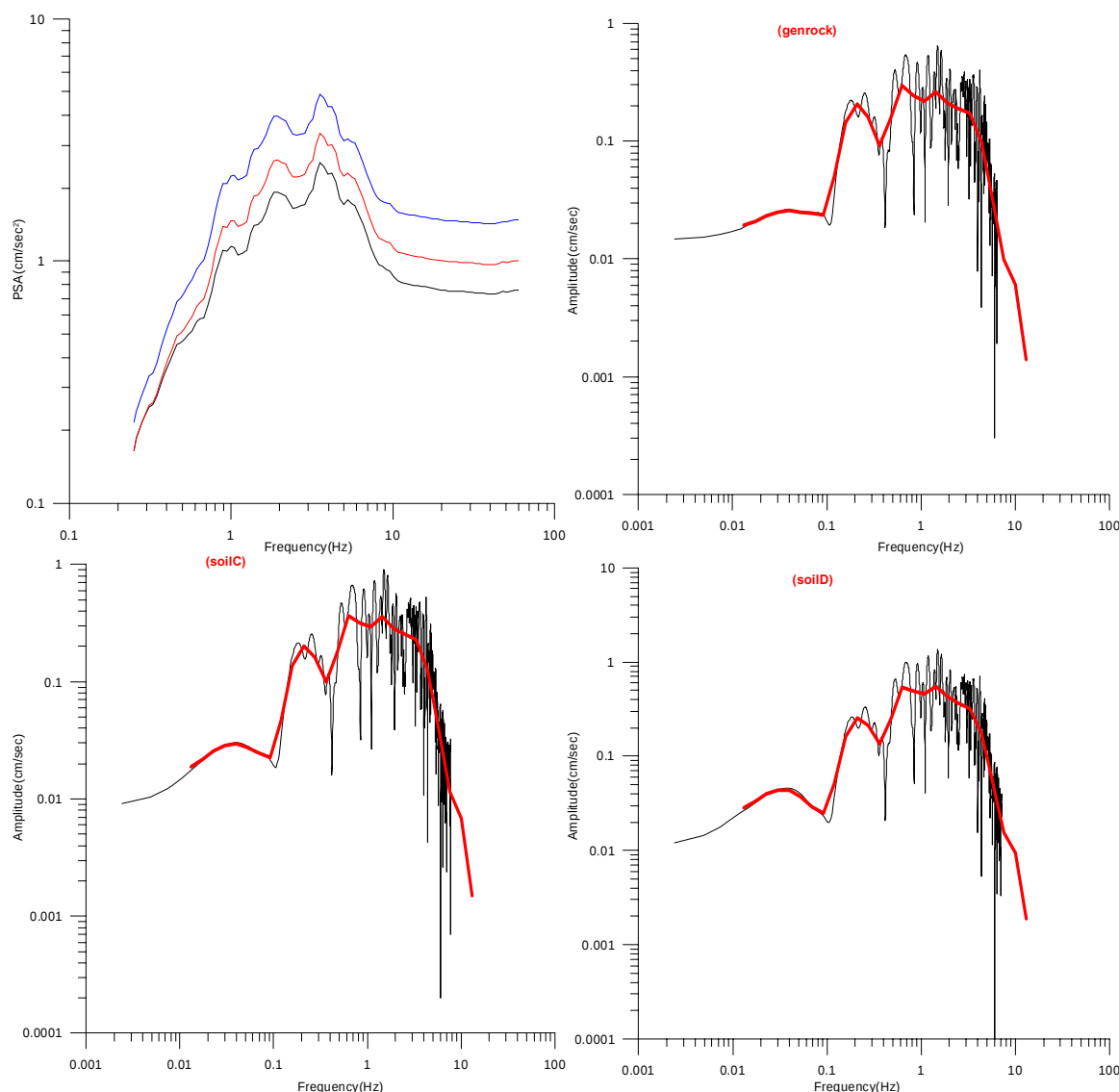
Στη δεύτερη περίπτωση δεν δόθηκε κατευθυντικότητα. Το χειρότερο σενάριο (Σχ. 20β) ήταν και για τους τρεις τύπους εδαφών (genrock, soil C, soil D) όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (7_4) της επιφάνειας του ρήγματος και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 75.947 cm/sec^2 , 99.938 cm/sec^2 και 141.679 cm/sec^2 αντίστοιχα.



Σχήμα 20β. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στην Κωνσταντινούπολη. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στην Κωνσταντινούπολη για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Για την Λήμνο το χειρότερο σενάριο (Σχ. 21) ήταν και για τις τρεις κατηγορίες εδαφών (genrock, soilC, soil D) όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (6_1) της επιφάνειας του ρήγματος και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 2.554 cm/sec^2 , 3.372 cm/sec^2 και 4.906 cm/sec^2 αντίστοιχα.

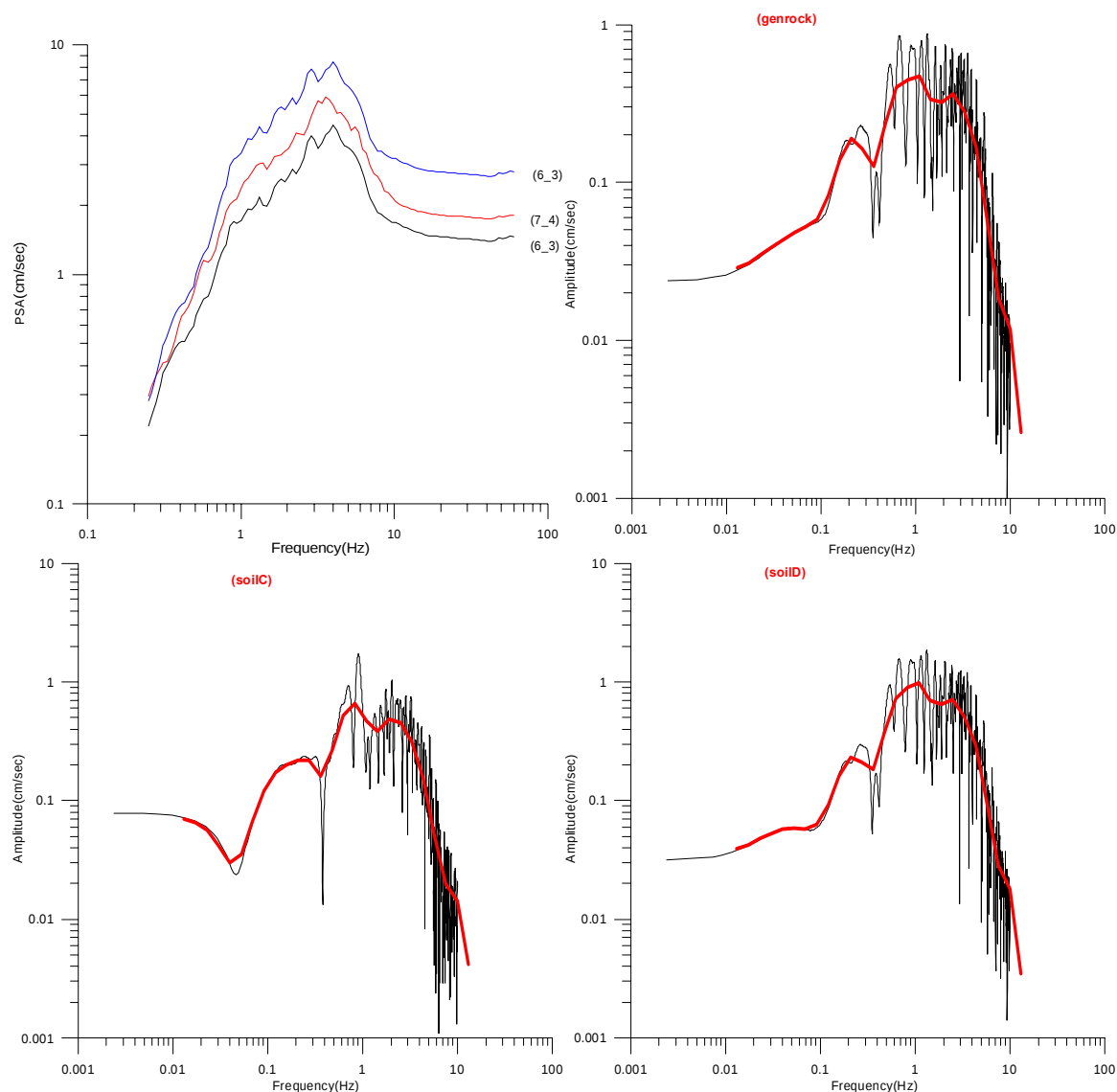
Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(6_1)	2.554
Μαλακό τύπου C (soil C)	(6_1)	3.372
Μαλακό τύπου D (soil D)	(6_1)	4.906



Σχήμα 21 . Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο , SoilD-μπλε) στη Λήμνο . Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στη Λήμνο για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Για τη Σαμοθράκη το χειρότερο σενάριο (Σχ. 22) για τις κατηγορίες εδαφών βράχος (genrock) και μαλακά εδάφη τύπου D ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση ((6_3) και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 4.477 cm/sec^2 και 8.427 cm/sec^2 αντίστοιχα. Για την κατηγορία μαλακού εδάφους τύπου C το χειρότερο σενάριο ήταν όταν η θέση της σεισμικής εστίας βρισκόταν στη θέση (7_4) και η επιτάχυνση που υπολογίστηκε ήταν 5.903 cm/sec^2 .

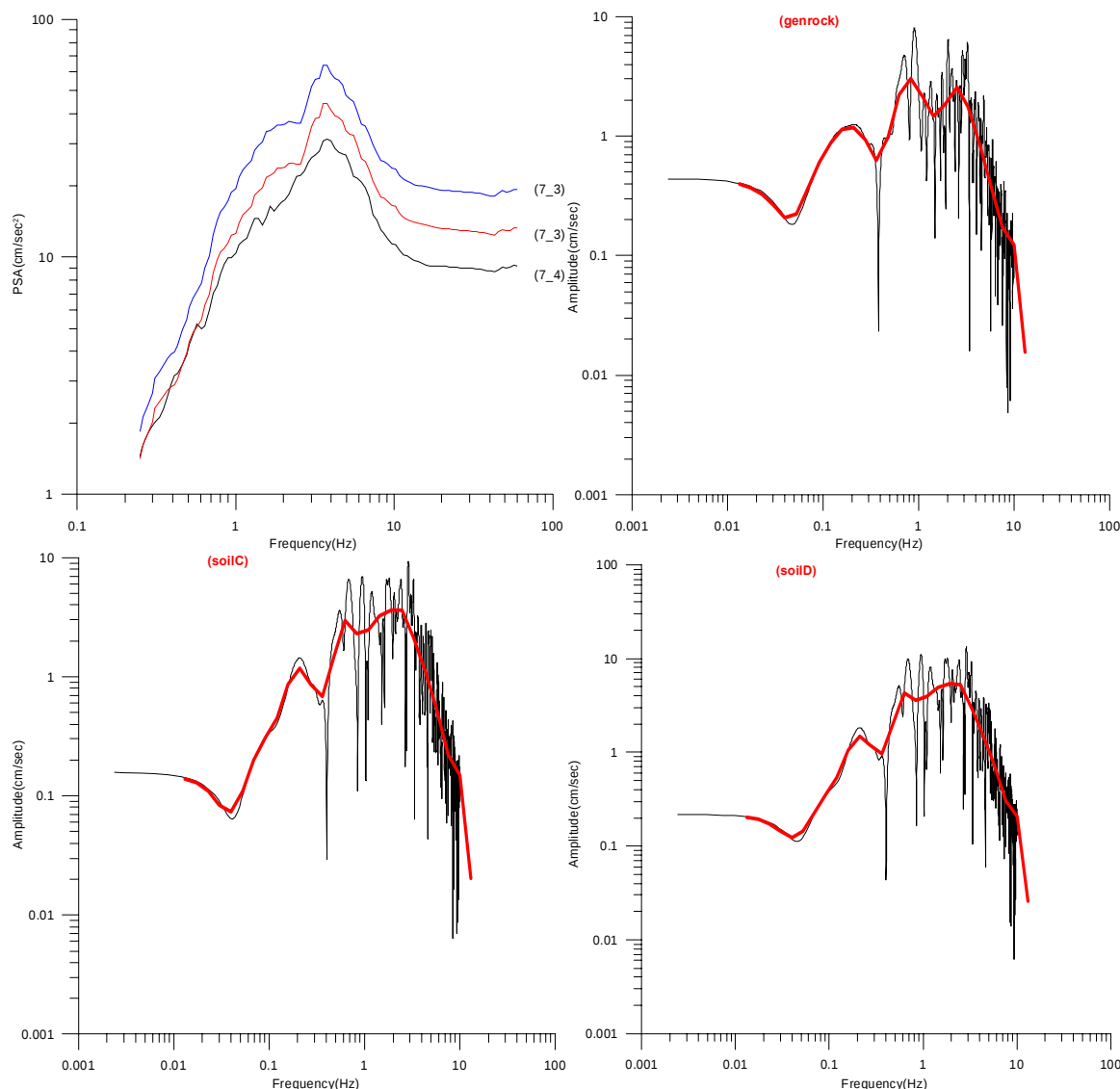
Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(6_3)	4.477
Μαλακό τύπου C (soil C)	(7_4)	5.903
Μαλακό τύπου D (soil D)	(6_3)	8.427



Σχήμα 22. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στη Σαμοθράκη. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στη Σαμοθράκη για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Για το Sarkoy το χειρότερο σενάριο (Σχ. 23) για την κατηγορία εδάφους βράχος (genrock) ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση (7_4) και η επιτάχυνση που υπολογίστηκε ήταν 31.407 cm/sec^2 . Για τις κατηγορίες των μαλακών εδαφών C και D το χειρότερο σενάριο ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στην θέση (7_3) και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 44.347 cm/sec^2 και 64.345 cm/sec^2 αντίστοιχα.

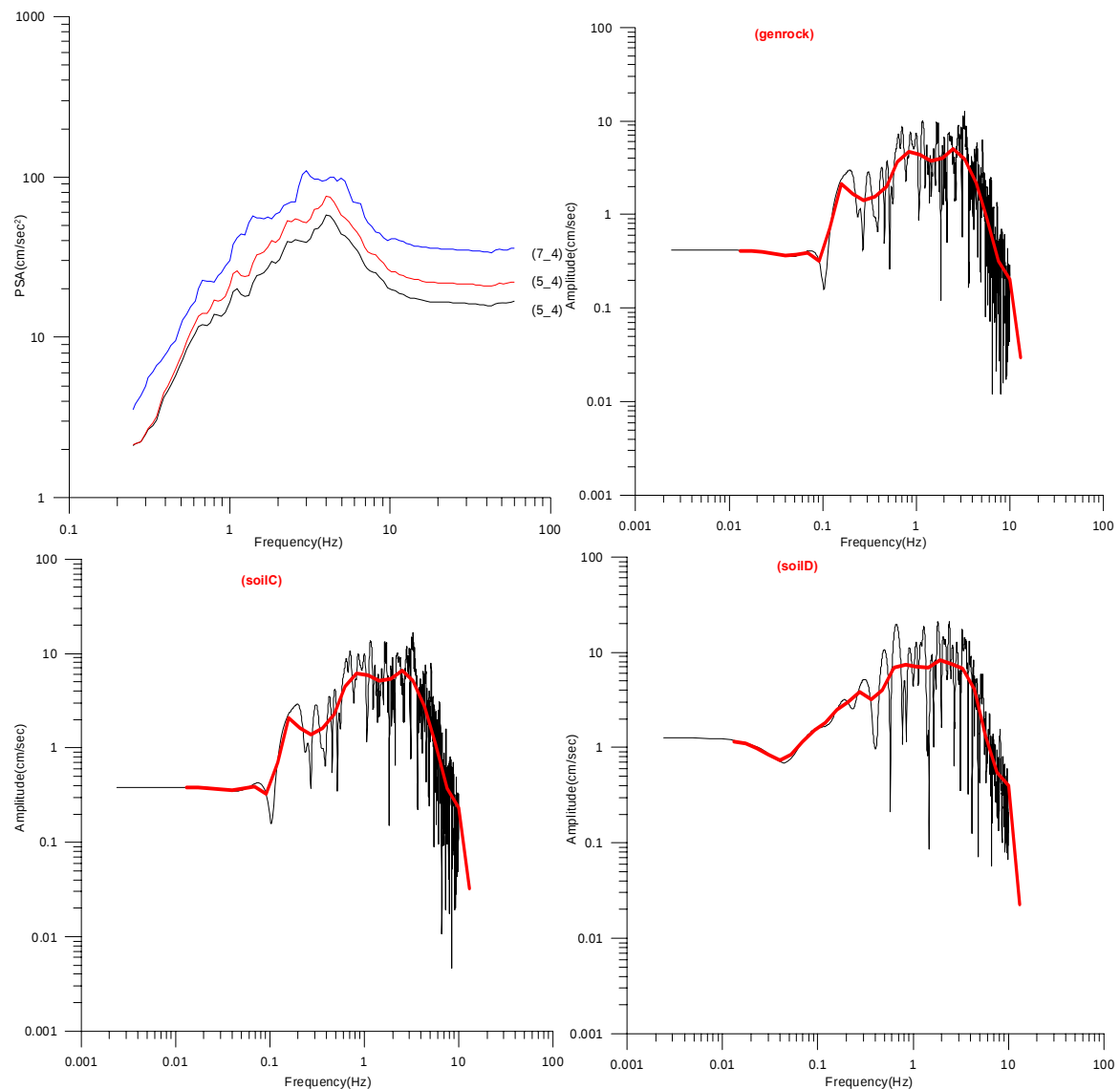
Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec^2)
Βράχος(genrock)	(7_4)	31.407
Μαλακό τύπου C (soil C)	(7_3)	44.347
Μαλακό τύπου D (soil D)	(7_3)	64.345



Σχήμα 23 . Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο , SoilD-μπλε) στο Sarkoy. Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στο Sarkoy για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Για τη Ραιδεστό (Tekirdag) το χειρότερο σενάριο (Σχ. 24) για τις κατηγορίες εδαφών βράχος (genrock) και μαλακά εδάφη τύπου C ήταν όταν η σεισμική εστία βρισκόταν στη θέση ((5 4) και οι επιταχύνσεις που υπολογίστηκαν ήταν 57.606 cm/sec² και 75.792 cm/sec² αντίστοιχα. Για την κατηγορία μαλακού εδάφους τύπου D το χειρότερο σενάριο ήταν όταν η θέση της σεισμικής εστίας βρισκόταν στη θέση (7 4) και η επιτάχυνση που υπολογίστηκε ήταν 109.330 cm/sec².

Τύπος εδάφους	Σημείο εστίας	Επιτάχυνση (cm/sec ²)
Βράχος(genrock)	(5 4)	57.606
Μαλακό τύπου C (soil C)	(5 4)	75.792
Μαλακό τύπου D (soil D)	(7 4)	109.330



Σχήμα 24. Στο πάνω αριστερό μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών (genrock-μαύρο, SoilC-κόκκινο, SoilD-μπλε) στη Ραιδεστό(Tekirdag). Στο πάνω δεξιό και στο κάτω μέρος παρουσιάζονται το συνθετικό φάσμα για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών της επιτάχυνσης στη Ραιδεστό(Tekirdag) για τις τρεις περιπτώσεις εδαφών, ενώ με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται το συνθετικό φάσμα πλάτους Fourier.

Στην παρούσα εργασία φαίνεται πολύ καθαρά ο ρόλος που παίζει ο παράγοντας της σεισμικής εστίας στις προσομοιώσεις των ισχυρών σεισμικών κινήσεων στο κοντινό πεδίο. Το γεγονός αυτό αποτελεί σημαντικό πρόβλημα σε ότι αφορά τις προσομοιώσεις των ισχυρών σεισμικών κινήσεων από μελλοντικούς σεισμούς, καθώς ο τρόπος με τον οποίον ολισθαίνει ένα ρήγμα δεν μπορεί να είναι εκ των προτέρων γνωστός. Από την άλλη, η ισχυρή σεισμική κίνηση σε ορισμένο σημείο στο κοντινό πεδίο ρήγματος εξαρτάται περισσότερο από το ποσοστό της ρηξιγενούς επιφάνειας που βρίσκεται μεταξύ του υποκέντρου και του σημείου παρατήρησης, δηλαδή από τη θέση του υποκέντρου πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, παρά το ίδιο το μοντέλο ολίσθησης. Κατά συνέπεια, προκειμένου να υπολογίζονται ρεαλιστικές κινήσεις από ορισμένη πηγή θα πρέπει να εξετάζονται πολλαπλά σενάρια διάρρηξης και να θεωρείται το χειρότερο σενάριο ή ο μέσος όρος των προκαλούμενων κινήσεων, ανάλογα με τον επιθυμητό βαθμό ασφάλειας.

Ένα ακόμα σημαντικό ζήτημα, τέλος, είναι το γεγονός ότι ένα μοντέλο ολίσθησης που υπολογίζεται από δεδομένα μεγάλων περιόδων, τα οποία καταγράφονται σε αποστάσεις της τάξης των εκατοντάδων χιλιομέτρων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την προσομοίωση των ισχυρών σεισμικών κινήσεων στο κοντινό πεδίο του σεισμογόνου ρήγματος. Σε περιοχές με υψηλή σεισμικότητα όπως η Ιαπωνία και η Καλιφόρνια, οι σεισμολόγοι εφαρμόζουν μεθόδους υπολογισμού της κατανομής της ολίσθησης σε καθημερινή βάση, αμέσως μετά τη γένεση ακόμα και μεσαίου μεγέθους σεισμών. Με τον τρόπο αυτό, είναι σε θέση να υπολογίζουν και να συνθέτουν σε πραγματικό χρόνο χάρτες κατανομής των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, οι οποίοι βοηθούν στην έγκαιρη ενεργοποίηση και τον ορθολογιστικό συντονισμό των μηχανισμών αντιμετώπισης των σεισμικών καταστροφών αλλά και την άμεση ενημέρωση των πολιτών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res. 72, 1217-1231.
- Altunel, E, Barka A. and Akyuz, S., (2000). Slip distribution along the 1912 Murefte-Sarkoy earthquake, the North Anatolian Fault, Western Marmara. In: *The 1999 Izmit and Duzce Earthquakes: Preliminary Results*, pp. 341-349, ITU Publications, Istanbul.
- Altunel, E., Meghraoui, M., H. Serdar Akyüz and Dikbas, A. (2004). Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): implications for the expected Marmara earthquake. *Terra Nova* 16 (4), 198–204.
- Altinok, Y., Alpar, B. and Yaltirak, C. (2003). Sarkoy-Murefte 1912 earthquake' s tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara sea, Turkey. *J Seismol.*, 7, 329-346.
- Ambraseys, N. and Finkel, C. (1987). The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engineering Structural Dynamics*, 15, 189-211.
- Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1969-1993.
- Armijio, R., Mercier, B., Pondard, N., Meyer, B., Schmidt, S., Beck, C., Uçarkus, G., Dominguez, S., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6
- Atkinson, G. M and Boore (1995). Ground motion relations for eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 17-30.
- Barka, A., Akyuz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabaier, J.B., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. and Page, W. (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), north Anatolian fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 43-60.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Becker, A. M. (1993). Frequency dependent directivity focusing of strong ground motion, PhD Thesis, University of California, Berkley, pp. 163.
- Benetatos, Ch. and A. Kiratzi (2003). Stochastic strong ground motion simulation of intermediate depth earthquakes: The cases of the 30 May 1990 Vrancea (Romania) and of the 22 January 2002 Karpathos island (Greece) events, *Soil Dynam. And Earthq. Eng.*, 24, 1-9.
- Ben-Menahem, A. (1961). Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* 51, 401-435.
- Ben-Menahem, A. (1962). Radiation of seismic body waves from finite moving source in the earth, *J. Geophys. Res.* 67, 345-350.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1997). Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum, *Bull. Seim. Soc. Am.* 87, 67-84.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1998). FISNIM- a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults, *Seism. Res. Lett.* 69, 27-32.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1999). Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 608-625.

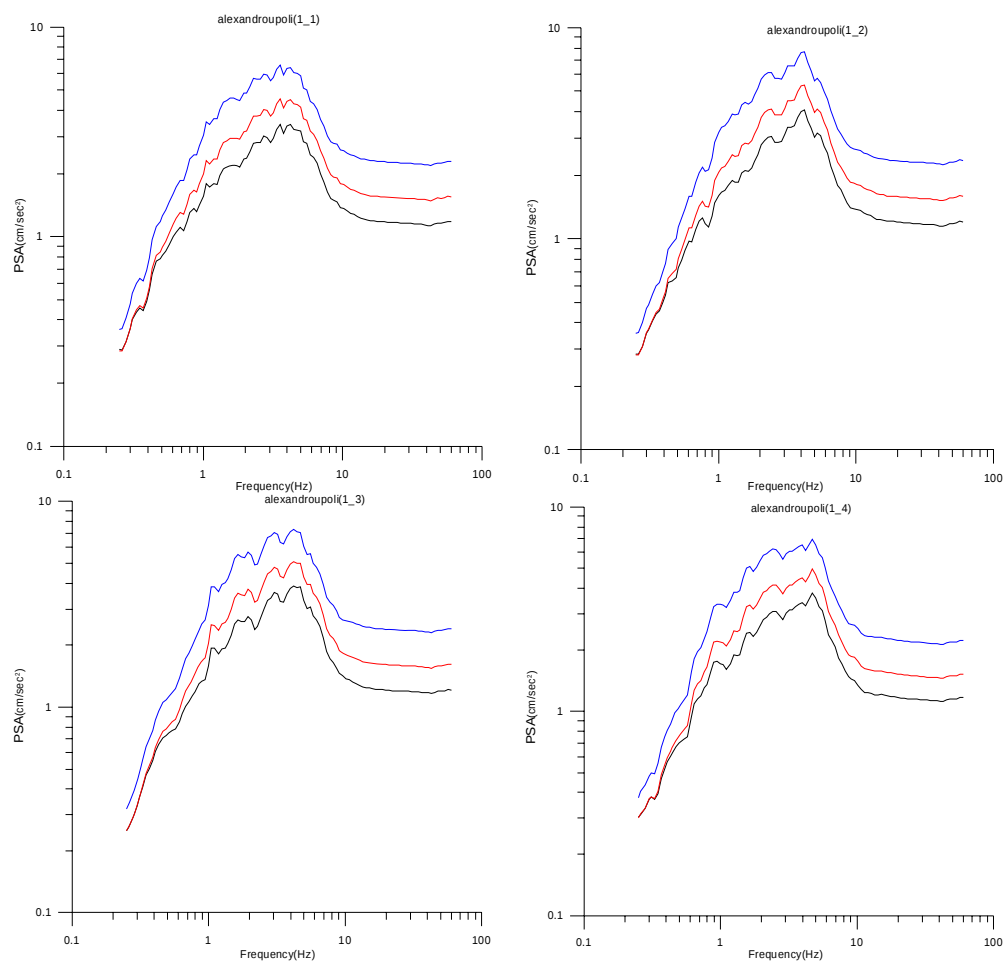
- Boatwright, J. and D. M. Boore (1982). Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1843-1865.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1865-1894.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1615-1621.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1987). Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 440-467.
- Bouchon K. and Aki K. (1977). Discrete wave number representation of seismic source wave fields, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 259-277.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971). Correction, *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- Diagourtas, D, Makropoulos, K.C., Cariel, J.C., Wajeman, N., Hatzfeld, D. and Bard, P.Y. (1993). Simulation of strong ground motion using empirical Green's function method. Preliminary results from an experiment in Greece, *Proc. 2nd Hell Geoph. Congr.*, May 5-7, 1993, Florina, I, 222-235.
- Diagourtas, D, Makropoulos, K.C., Cariel, J.C., Wajeman, N., Hatzfeld, D. and Bard, P.Y. (1994). Simulation of strong ground motion of the 14 July 1993 Patras earthquake and its contribution to the assessment of seismic hazard, Patras region, W. Greece, *Proc. XXIV Gen. Ass. E.S.C.*, Sept 19-24, Athens, III, 1446-1454.
- Earthquake Spectra (2000). Supplement A to 16, 1999. Kocaeli, Turkey Earthquake Reconnaissance report. EERI, Oakland.
- Hanks, T. C. and R. K. McGuire (1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071-2095.
- Hartzell, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4.
- Hartzell, S. and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1553-1583.
- Haskell, N. A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Hirasawa, T. and W.S. Stauder (1965). On the seismic body waves from a finite moving source, *Bull. Seism. Soc. Am.* 55, 237-262.
- Hough, S.E. and D.S. Dreger (1995). Source parameters of the 23 April 1992 M 6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1576-1590.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, Jacques, E., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R., Tapponnier, P. and King, G.C.P., 2000. Seismic hazard in the Marmara Sea following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature*, 404, 269-272.
- Kanamori, H. and D.L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- LePichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, N. and Sengor, A.M.C., 2003. The North Anatolian fault in the sea of Marmara, *J. Geophys. Res.* 108, B4, 1-20.

- Margaris, B. N. and B.C. Papazachos (1994). Seismic hazard simulation of strong ground motion based on source parameters in the area of Greece, Proc. XXIV Gen. Ass. E.S.C., Sept 19-24, Athens, III, 1389-1397.
- Margaris, B. N. and D.M. Boore (1998). Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece, Bull. Seism. Soc. Am. 88, 170-182.
- Michailovic, J., (1927). Trusne katastrofe na Mramornome moru. Posebno Izdan, Srpske Akad Nauka (Belgrade), 65, no. 16.
- Μπενετάτος Χ. (2002). Ιδιότητες των σεισμικών πηγών των σεισμών του Αιγαίου με έμφαση στους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους και στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης, Διατριβή Ειδίκευσης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 198.
- Ou, G. B. and R. B. Herrmann (1990). A statistical model for ground produced by earthquakes at local and regional distances, Bull. Seism. Soc. Am. 80, 1397-1417.
- Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. description of the model, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 693-722.
- Papastamatiou, D., V. Margaris and N. Theodoulidis (1993). Estimation of the parameters controlling strong ground motion from shallow earthquakes in Greece, Proc. 2nd Hell Geoph. Congr., May 5-7, 1993, Florina, I, 192-201.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S. and Thorup, K. (2001). Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolian fault, northwestern Turkey: implications of regional seismic hazard and models of earthquake recurrence. J. Seismol. 5, 433-448.
- Rockwell, T. K., Seitz, G., Langridge, R., Aksoy, E., Barka, A., Ferry, M., Klinger, Y., Meghraoui, M., Meltzner, A., Ragona, D. and Ucar, G. (2002). Paleoseismology of the western North Anatolian Fault near the Marmara sea: the past 400 years of surface ruptures east and west of Istanbul. 1st ITU symposium on Earth Sciences and Engineering, Istanbul, p. 58.
- Roumelioti, Z., A. Kiratzi, N. Theodoulidis and Ch. Papaioannou (2000). A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani-Grevena (NW Greece) 1995 sequence, Annali di Geofisica 43, 951-966.
- Sadi, M. (1912). Marmara havzasinin 26-27 Temmuz hareket-i arzi. Resimli Kitap Matbaasi, Istanbul.
- Shearer, P. M. (1999). Introduction to seismology, Cambridge University Press, 272 pp.
- Singh, J. P. (1981). The influence of seismic source directivity on strong ground motions, PhD Thesis, University of California, Berkeley, 88 pp.
- Somerville, P., M. Sen and B. Cohee (1991). Simulations of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile, earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 81, 1-27.
- Somerville, P., N. F. Smith, R. W. Graves and N.A. Abrahamson (1997). Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, Seism. Res. Lett. 68, 199-222.
- Theodoulidis, N.P. (1999). Strong motion simulation of large earthquakes in SE Europe, Proc. 12th Europ. Conf. on Earthq. Engineering.
- Theodoulidis, N. and P. Y. Bard (1994). Strong ground motion simulation of large earthquakes, PProc. 10th ECEE.

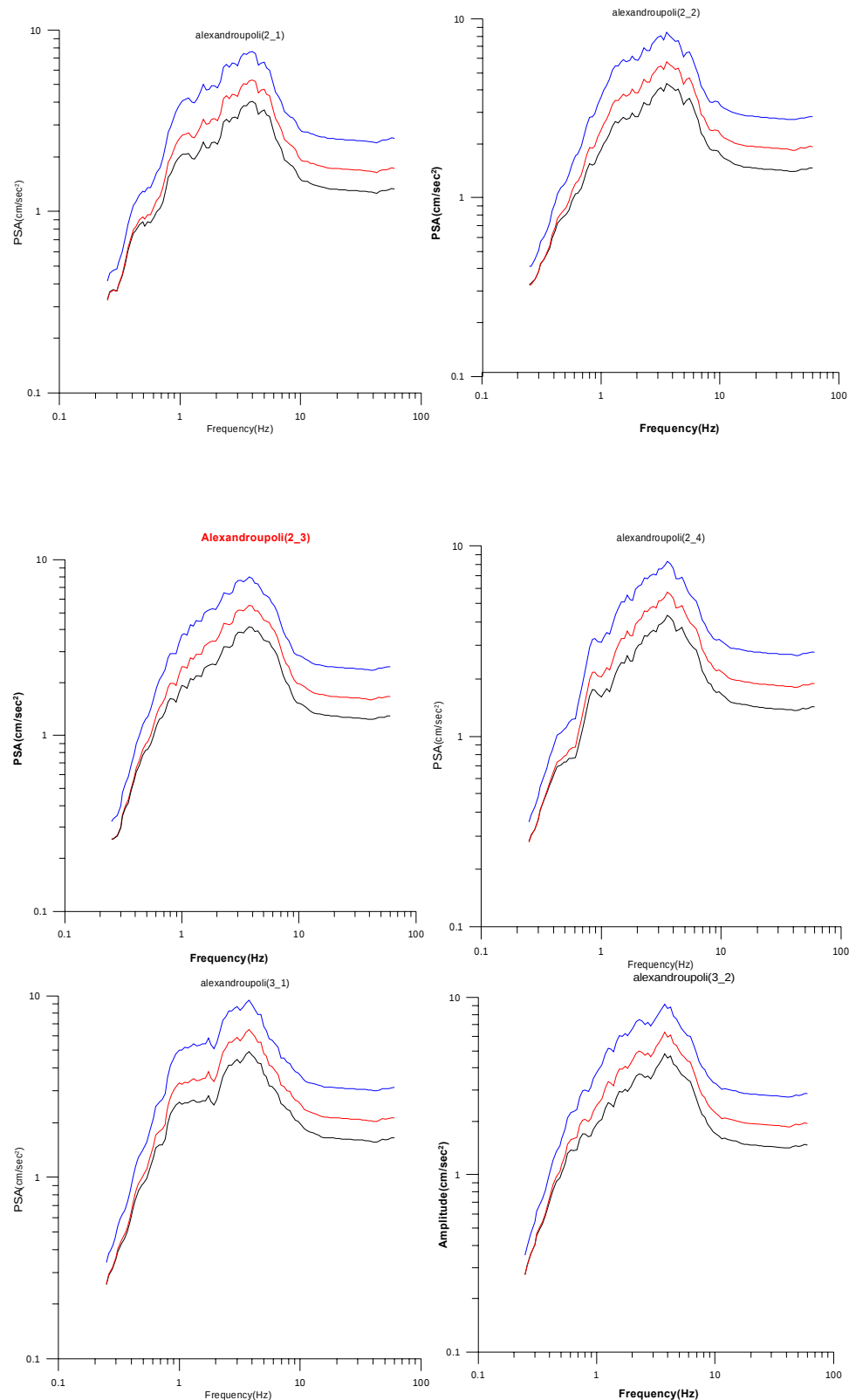
- Τόλης, Σ. Β. και Κ. Πιτιλάκης (1993). Σεισμός: ένας αλγόριθμος για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων στο βραχώδες υπόστρωμα, Proc. 2nd Hell Geoph. Congr., May 5-7, 1993, Florina, I, 236-247.
- Toro, G. R. and R. K. McGuire (1987). An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. 77, 468-489.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

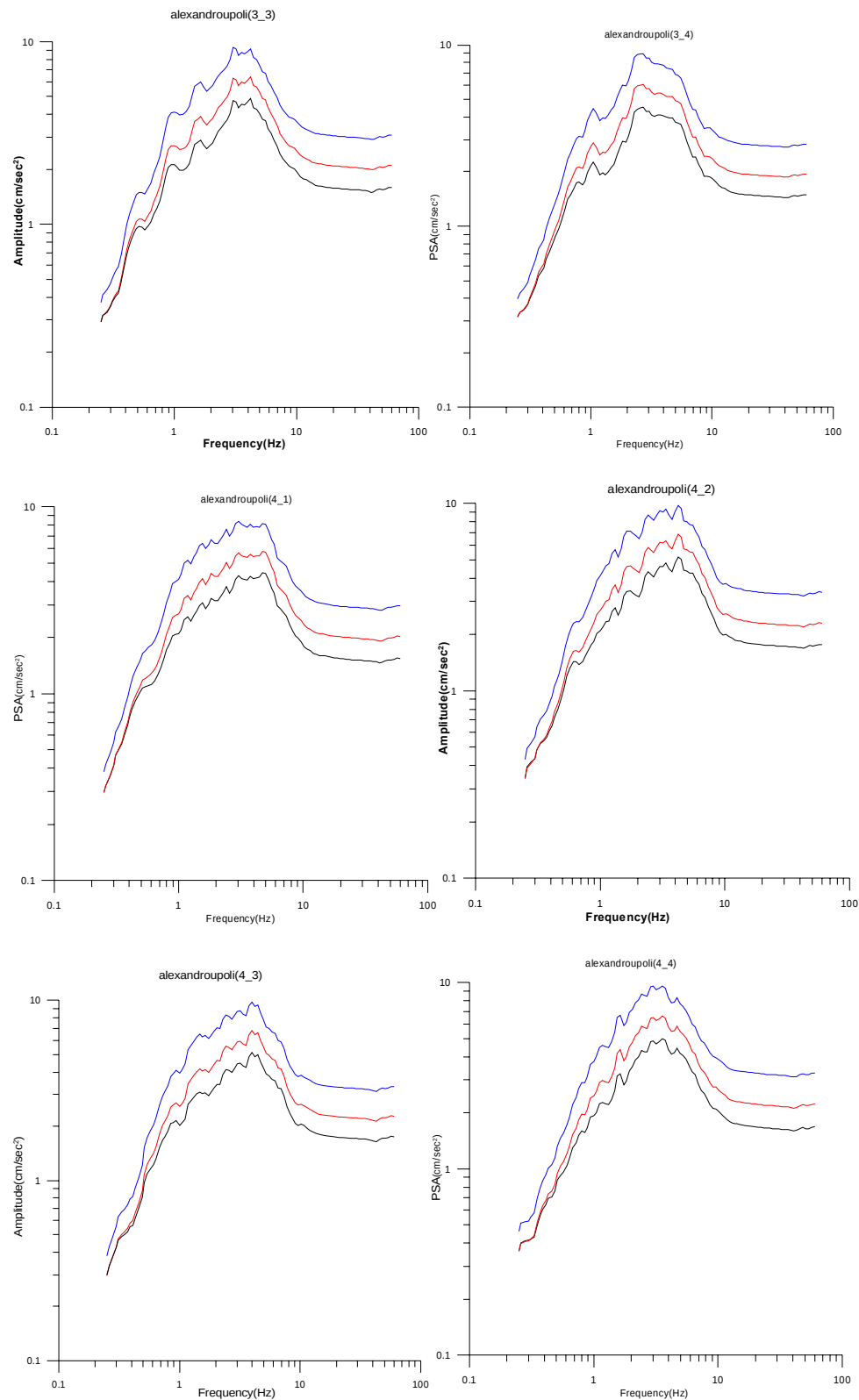
Στο παράρτημα παρουσιάζονται τα σχήματα με τα φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν.



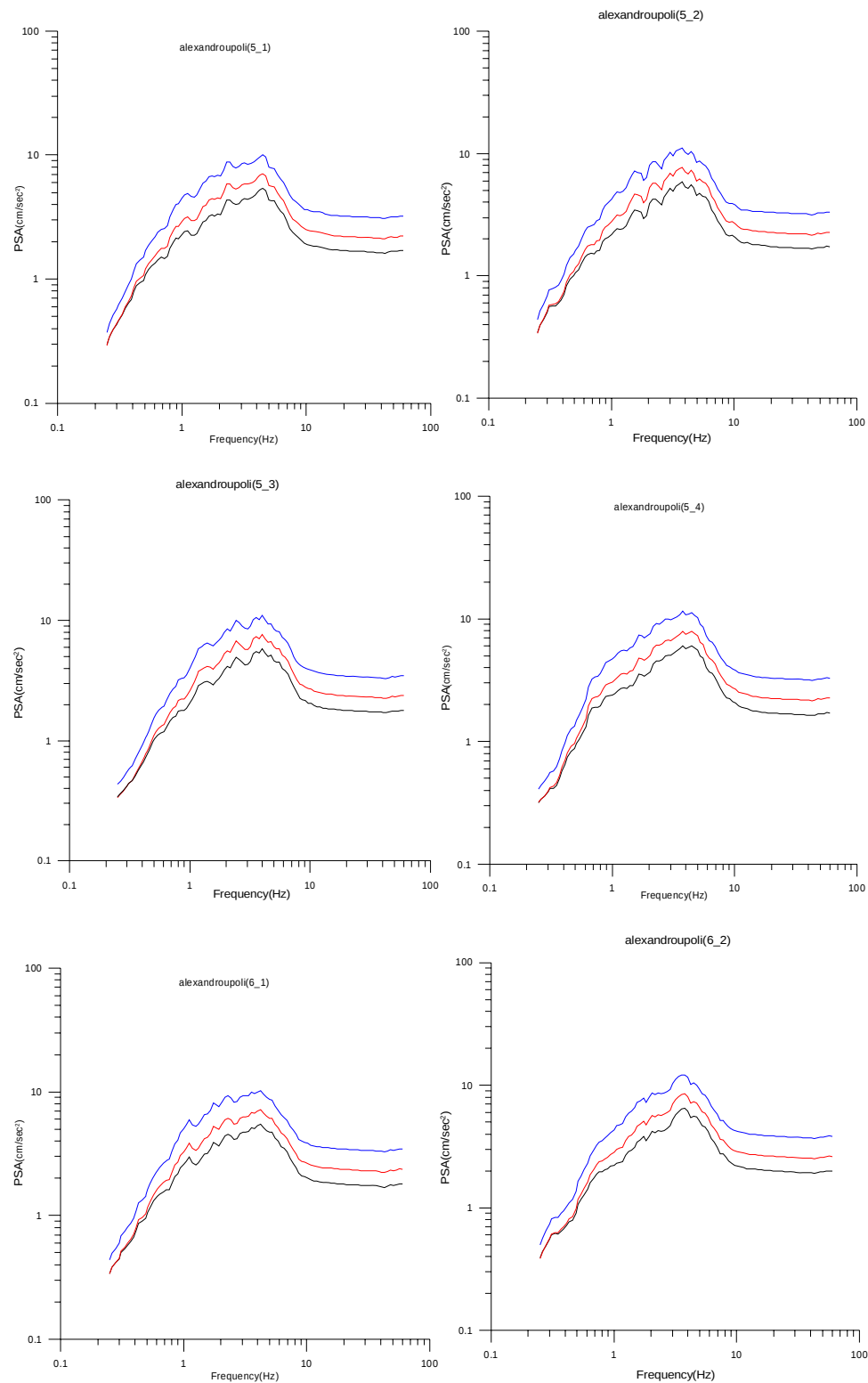
Σχήμα 1. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Αλεξανδρούπολης και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (1_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



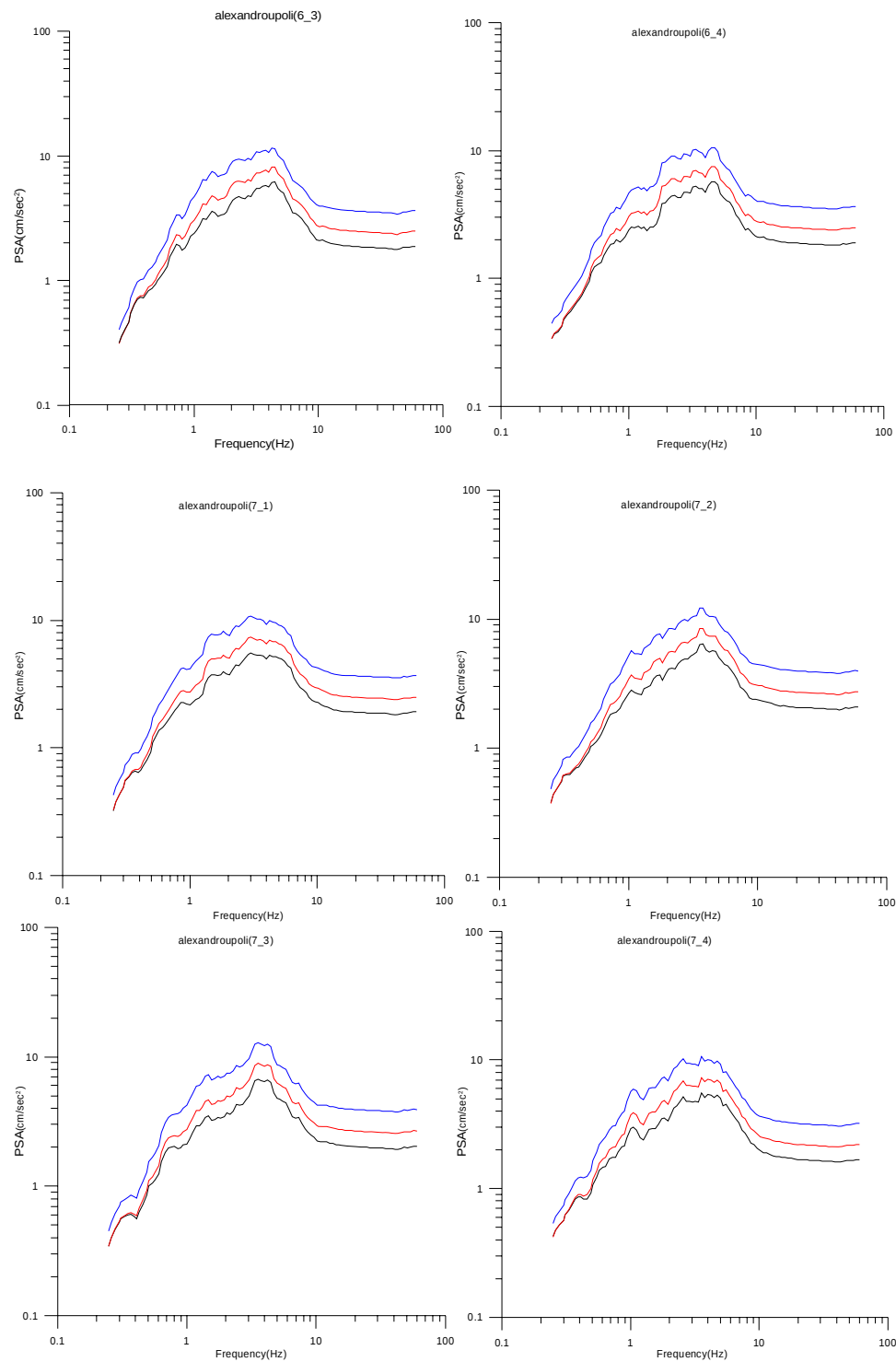
Σχήμα 2. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Αλεξανδρούπολης και για θέση του υποκέντρου από (2_1) έως (3_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



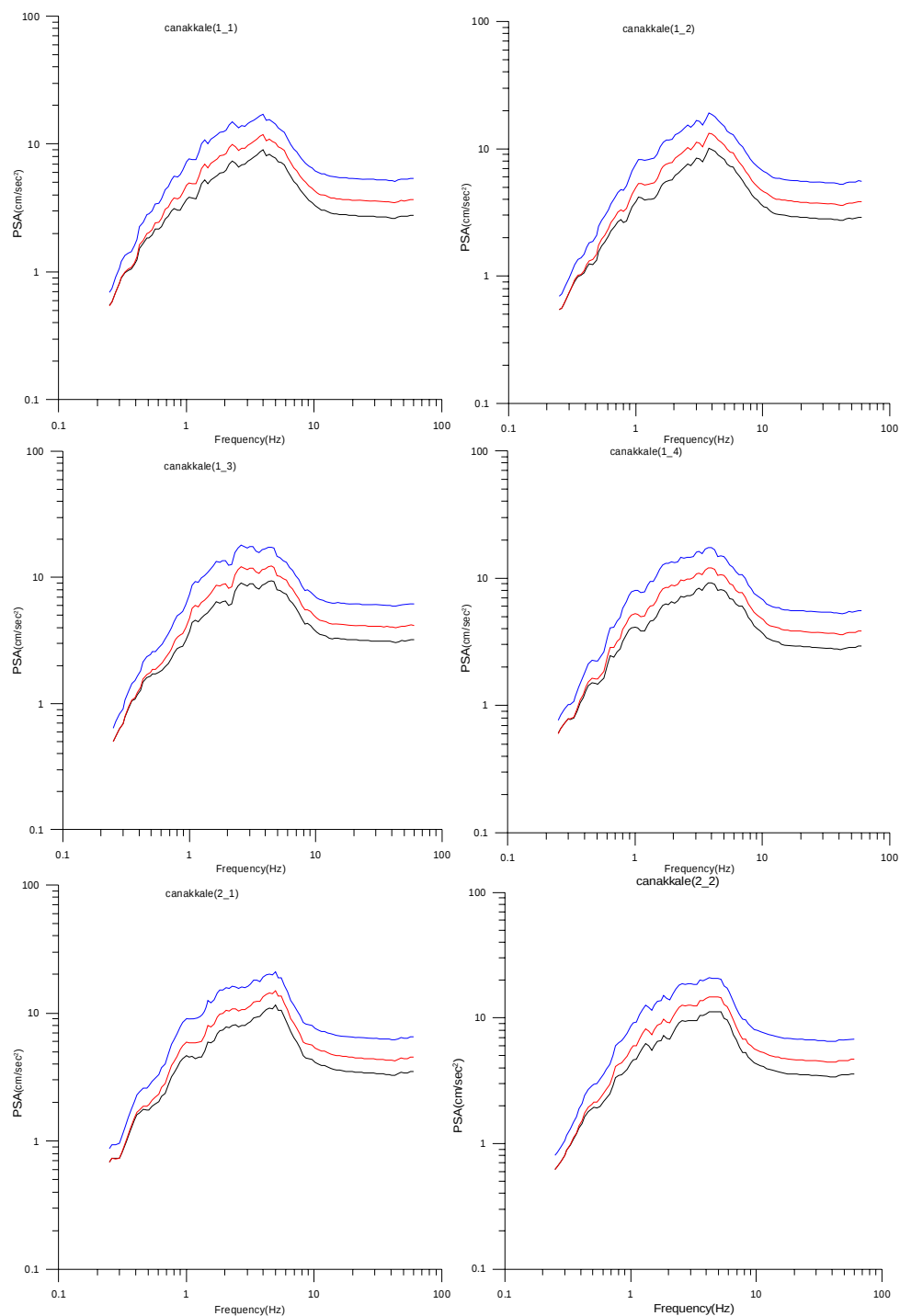
Σχήμα 3. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Αλεξανδρούπολης και για θέση του υποκέντρου από (3_3) έως (4_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD



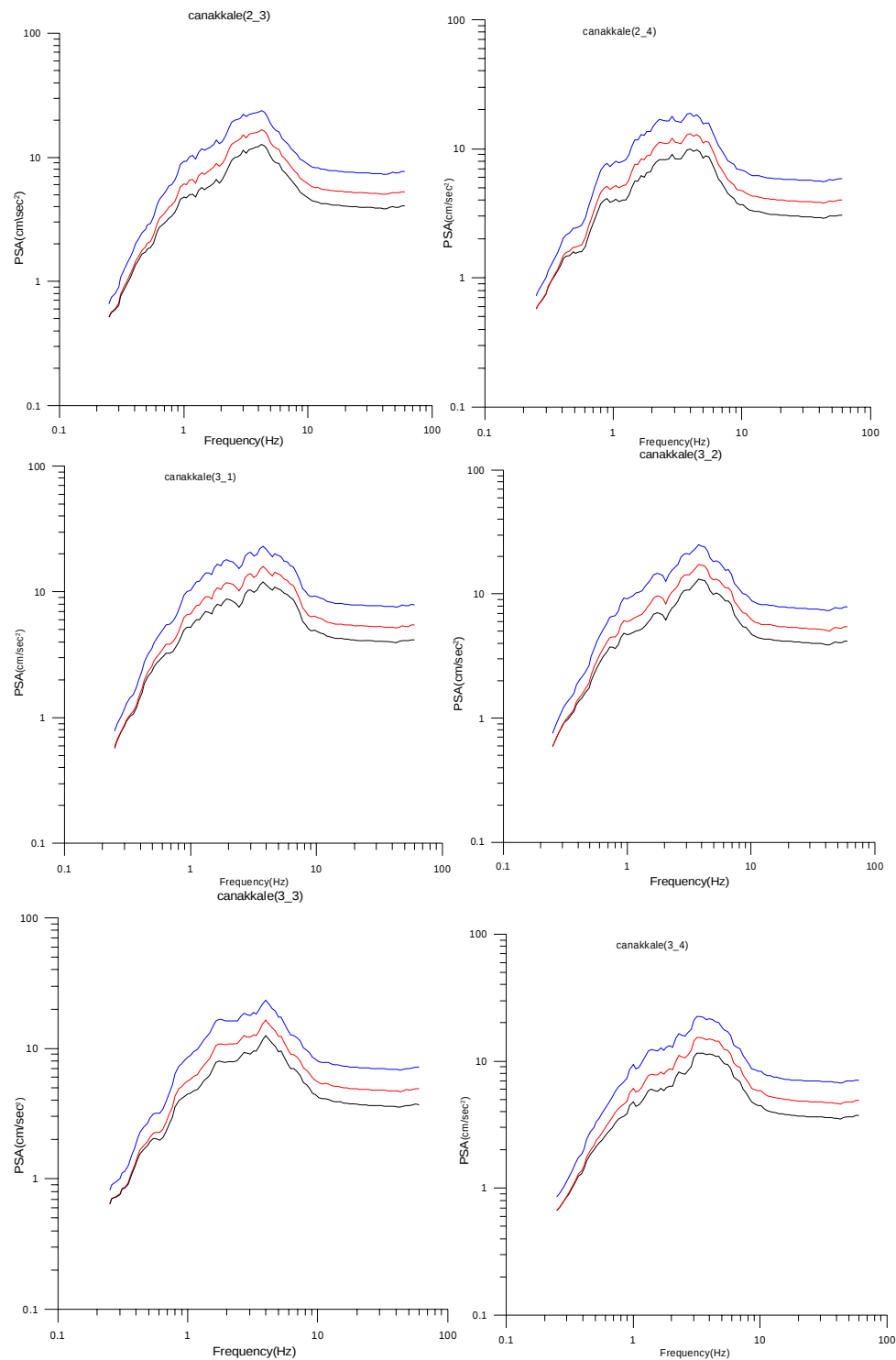
Σχήμα 4. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Αλεξανδρούπολης και για θέση του υποκέντρου από (5_1) έως (6_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



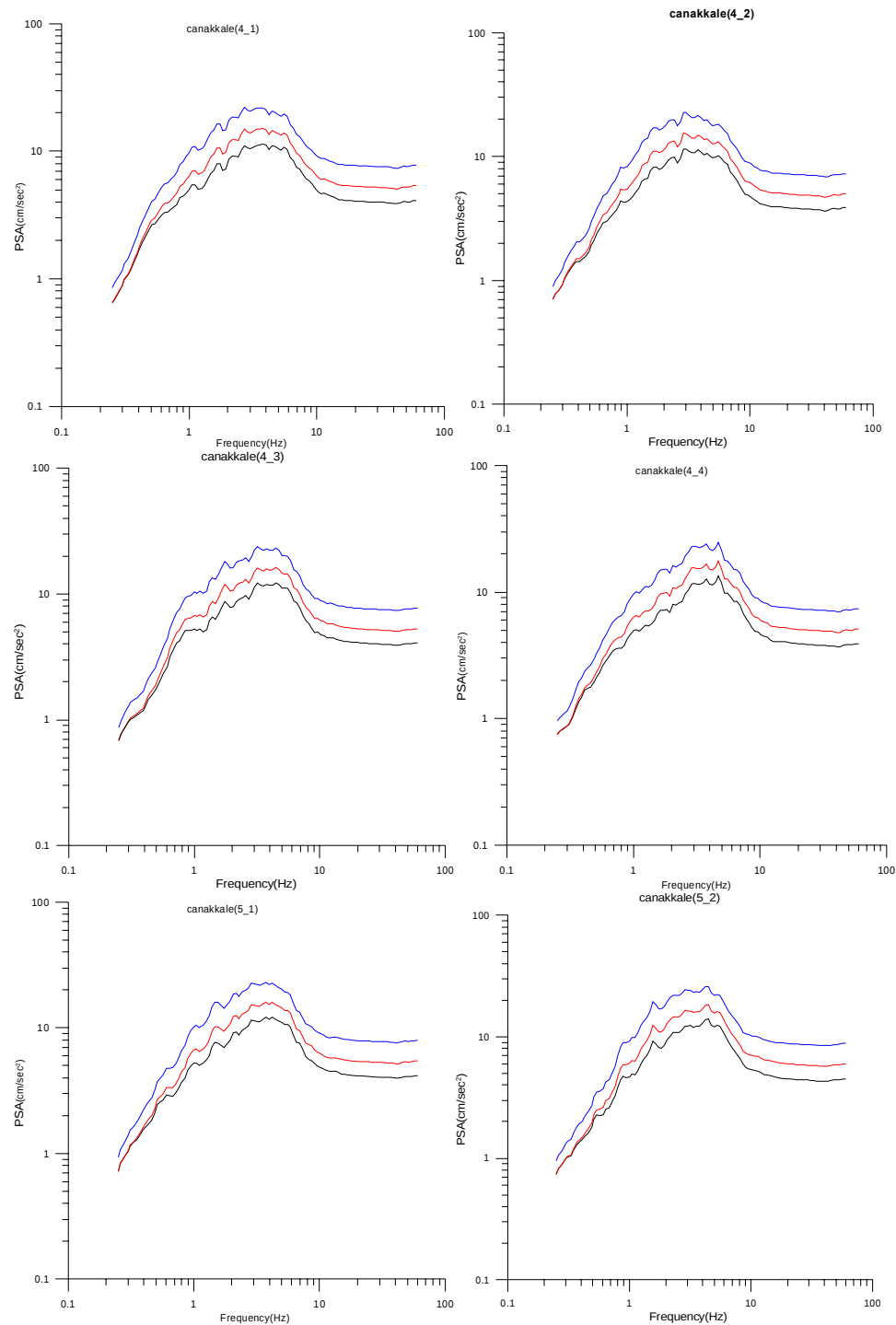
Σχήμα 5. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Αλεξανδρούπολης και για θέση του υποκέντρου από (6_3) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



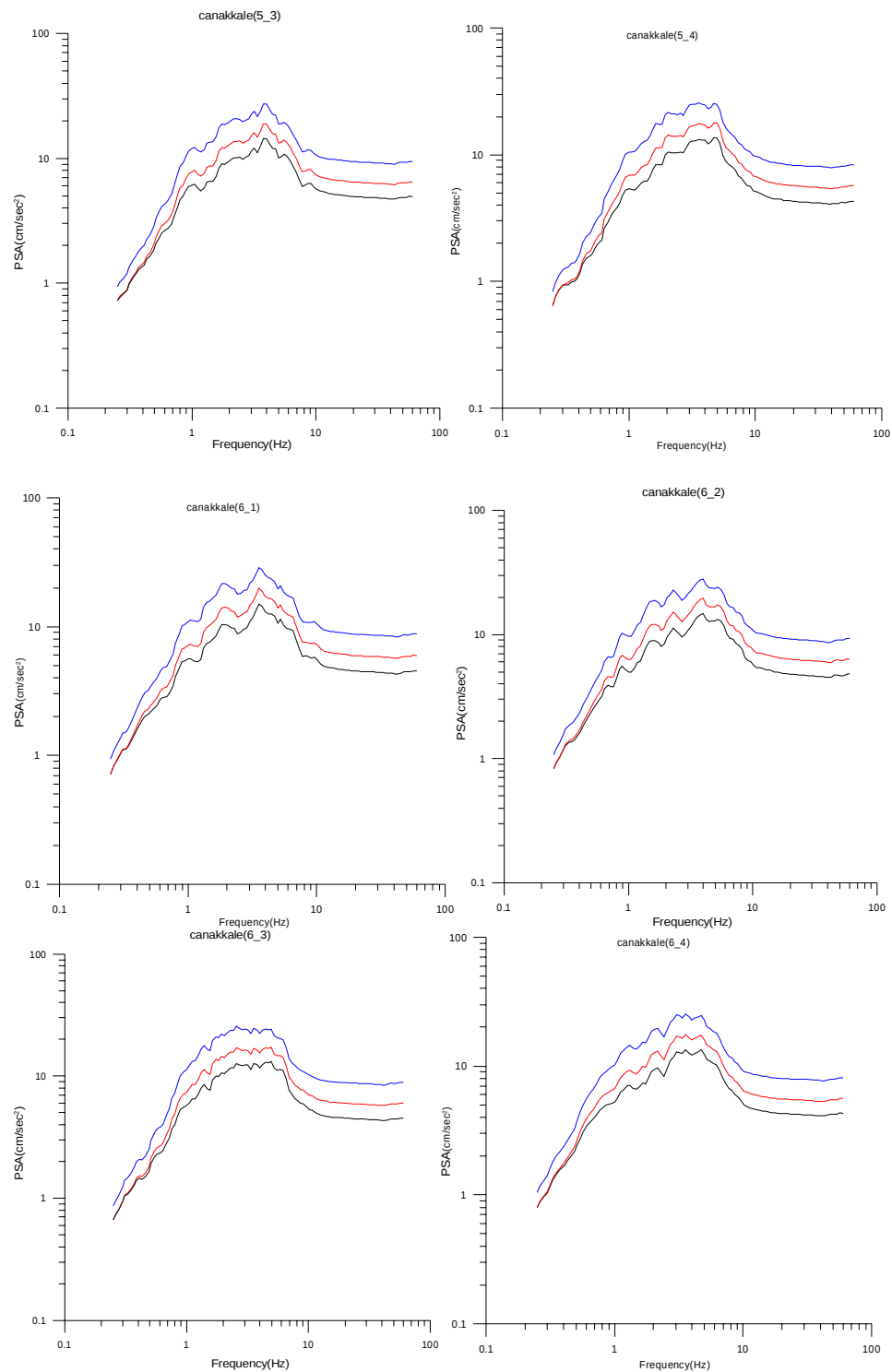
Σχήμα 6. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Canakkale και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



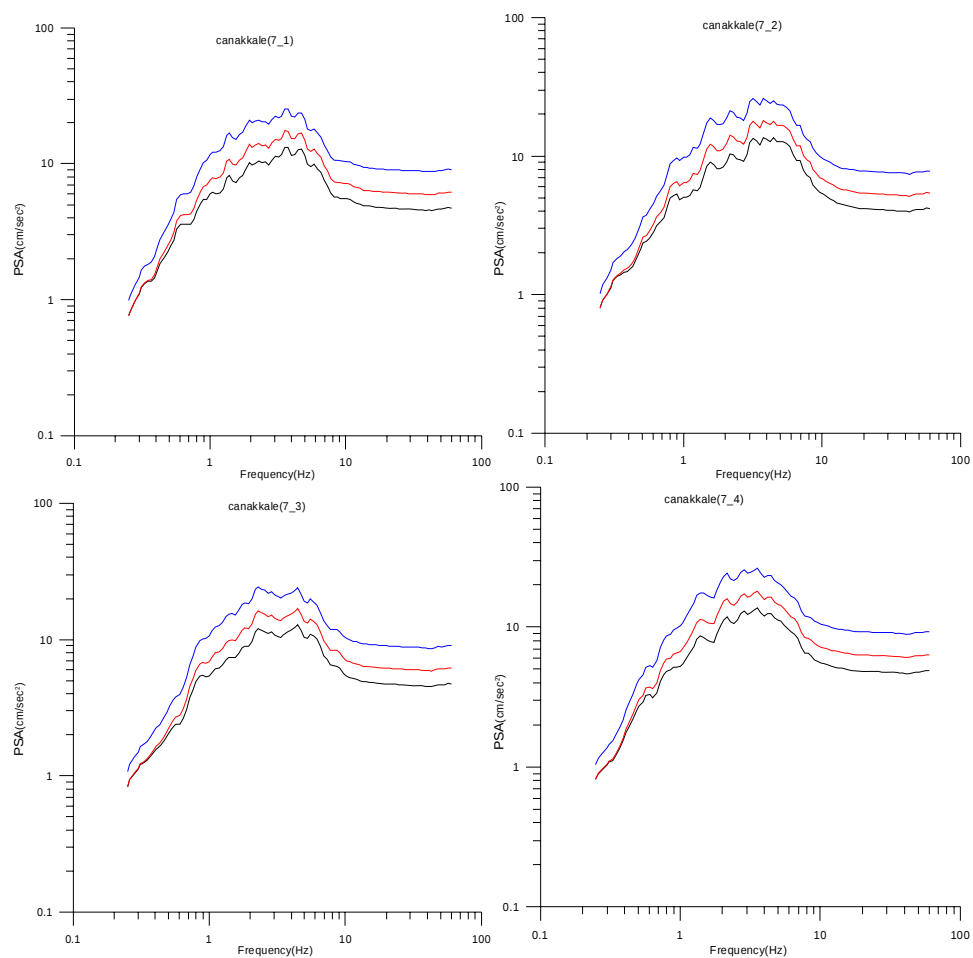
Σχήμα 7. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Canakkale και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



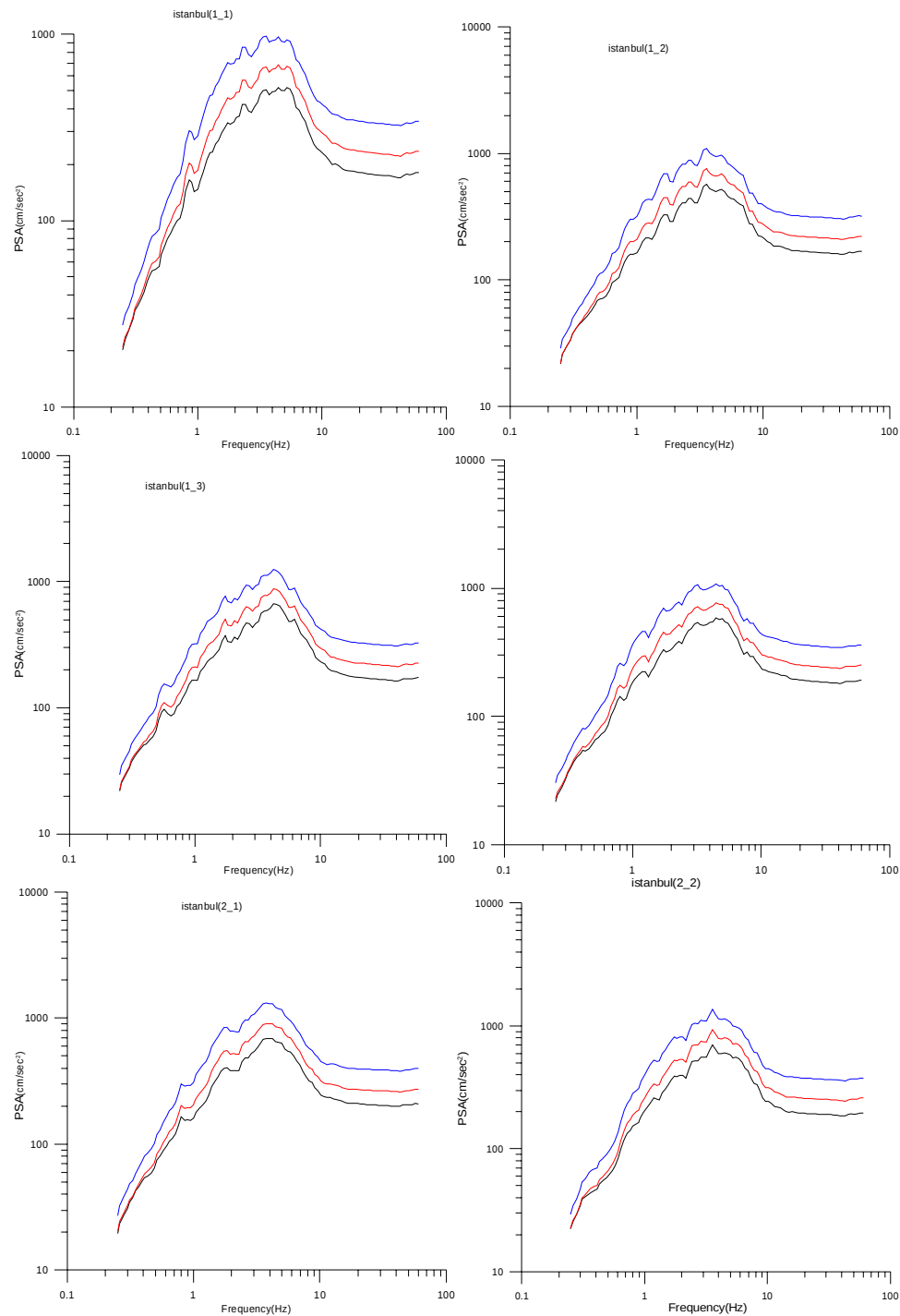
Σχήμα 8. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Canakkale και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



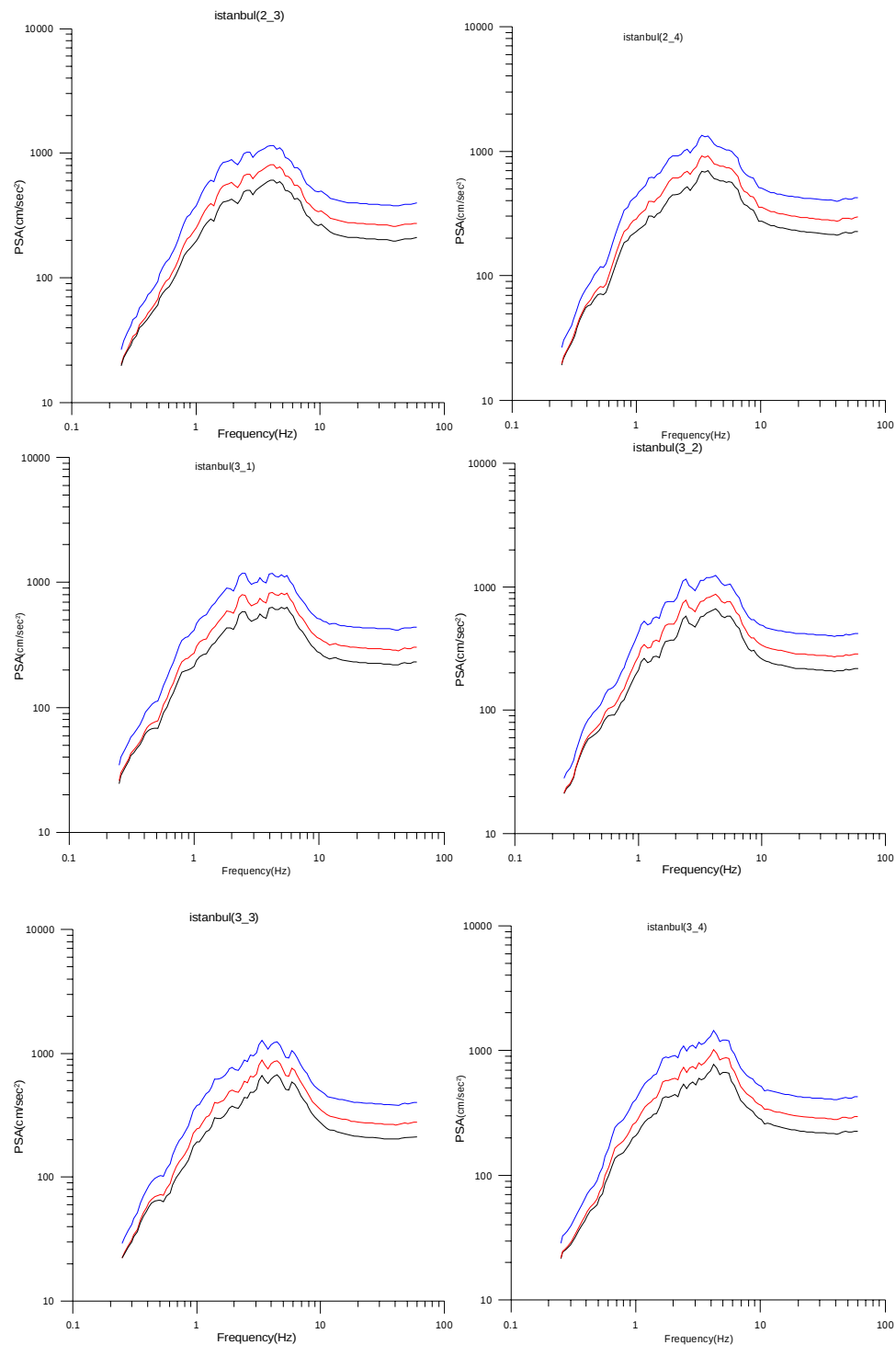
Σχήμα 9. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Canakkale και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



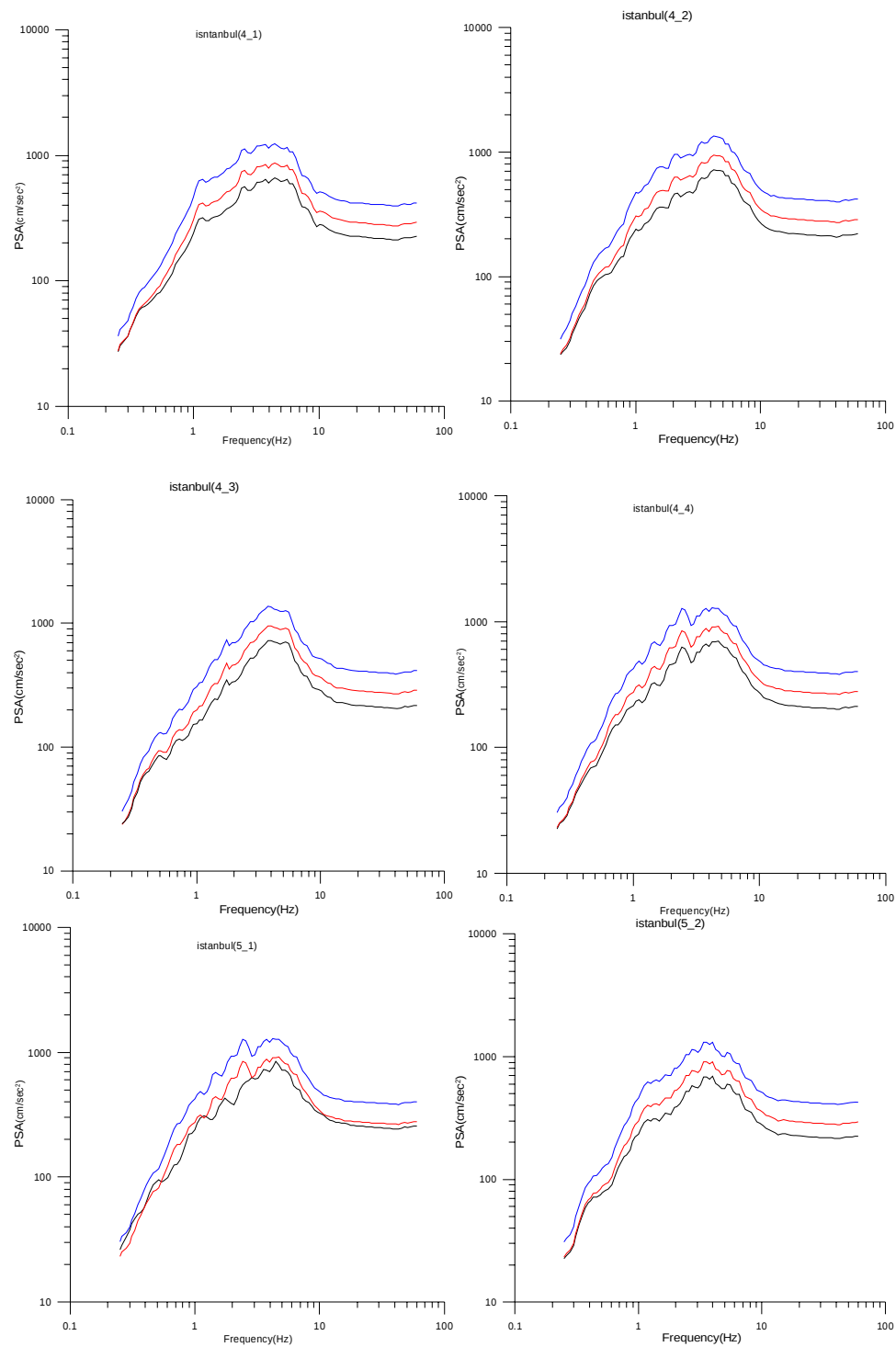
Σχήμα 10. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Canakkale και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



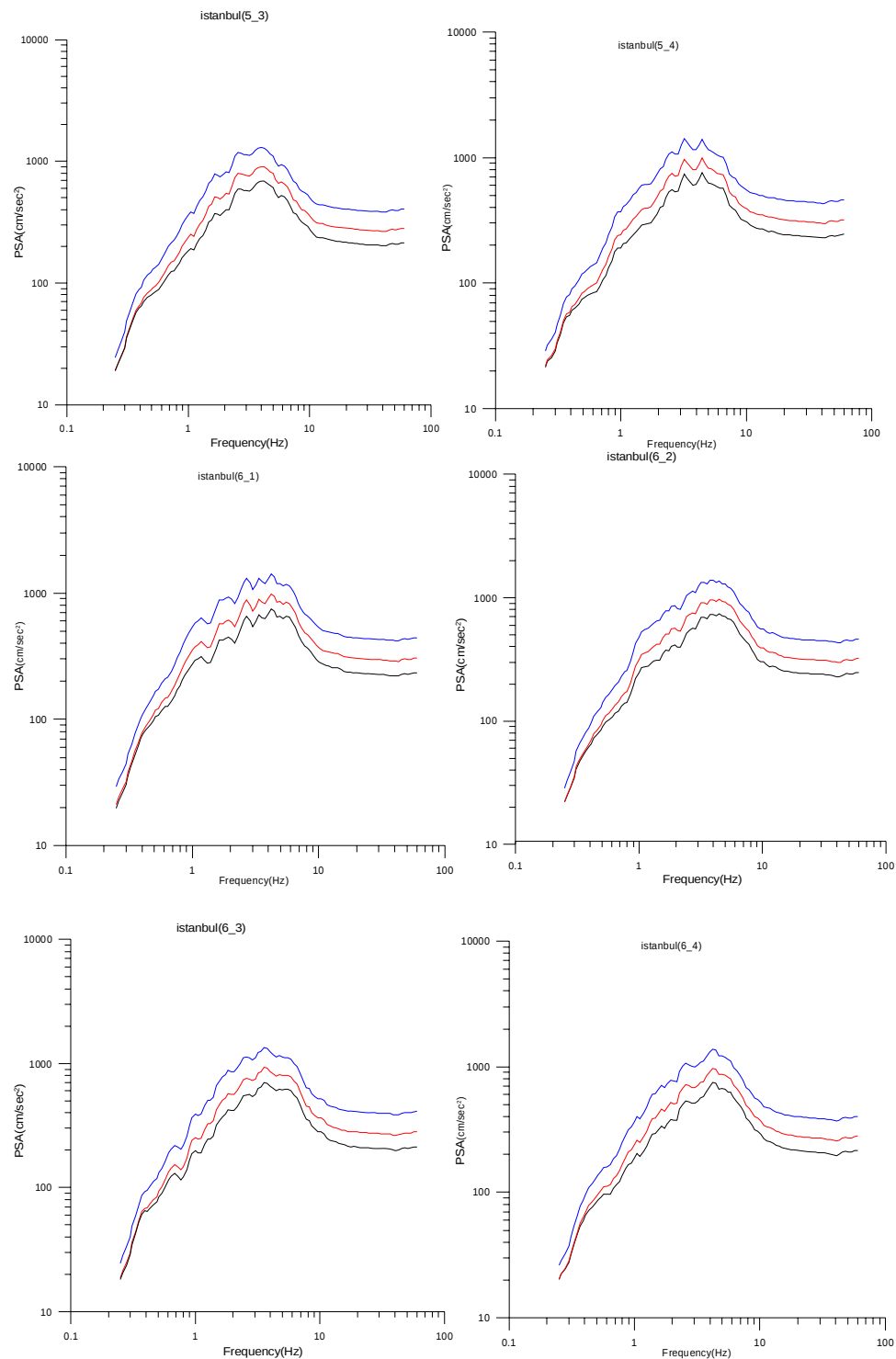
Σχήμα 11. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Istanbul και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



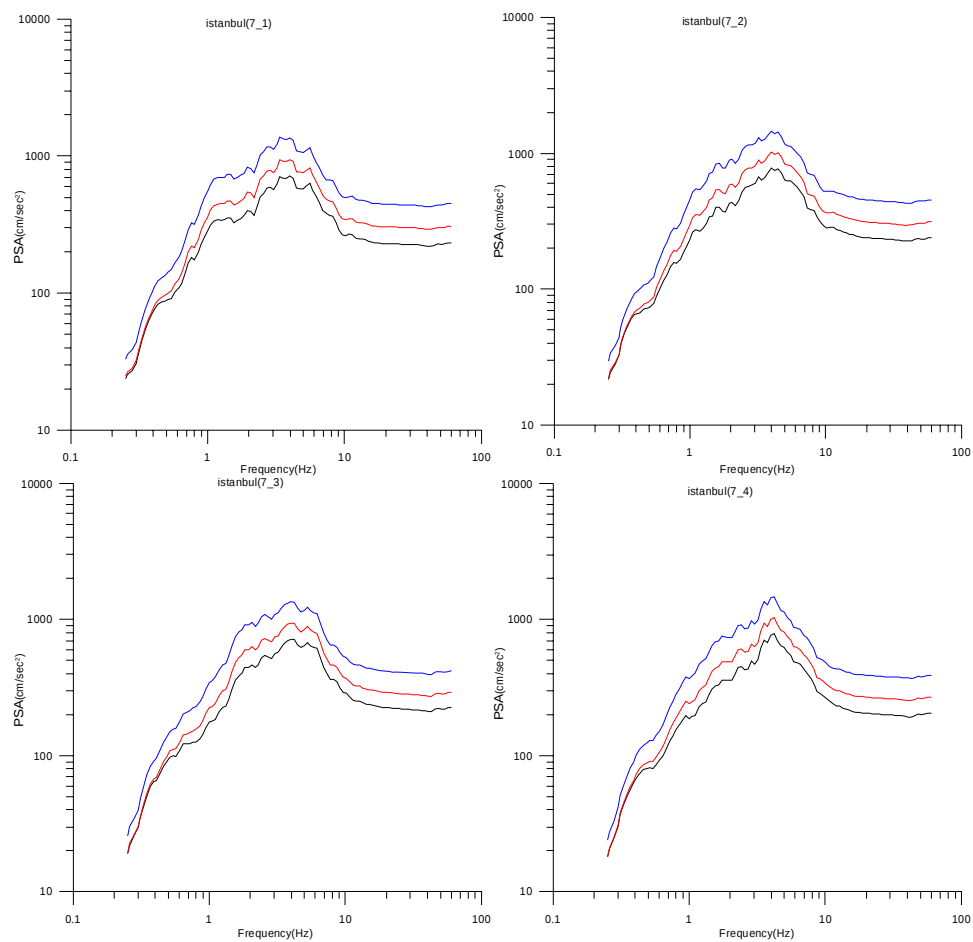
Σχήμα 12. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Istanbul και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



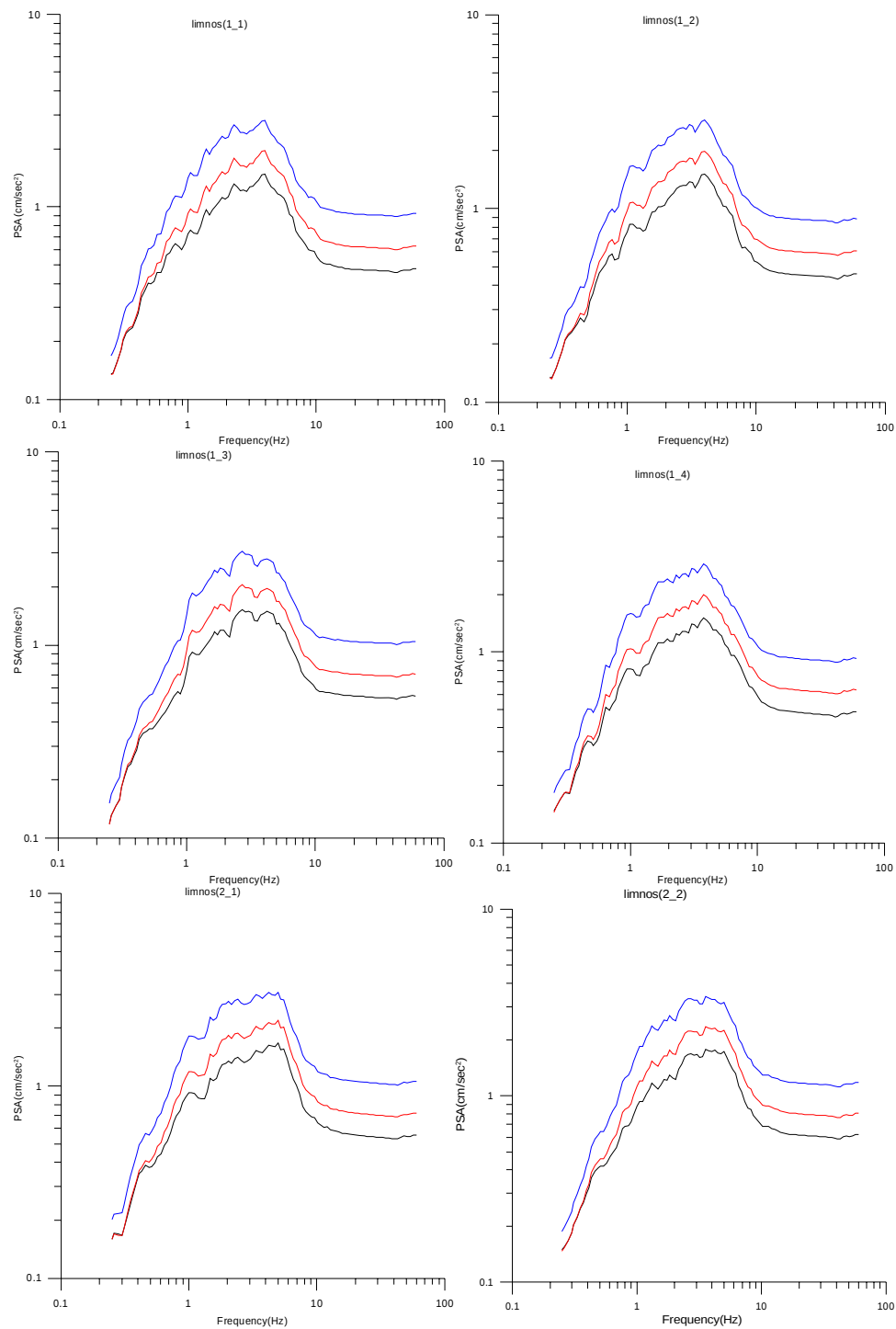
Σχήμα 13. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Istanbul και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



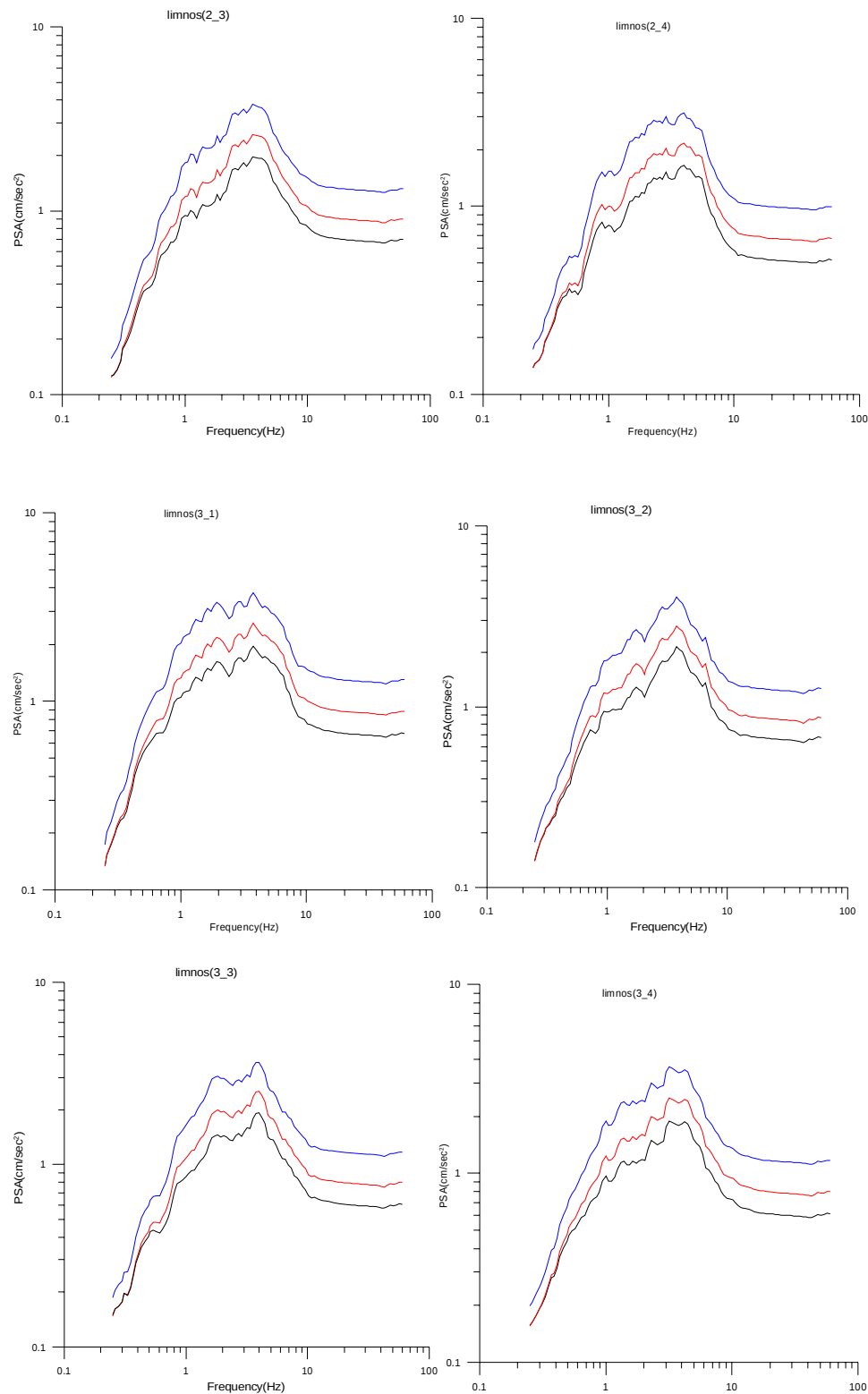
Σχήμα 14. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Istanbul και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



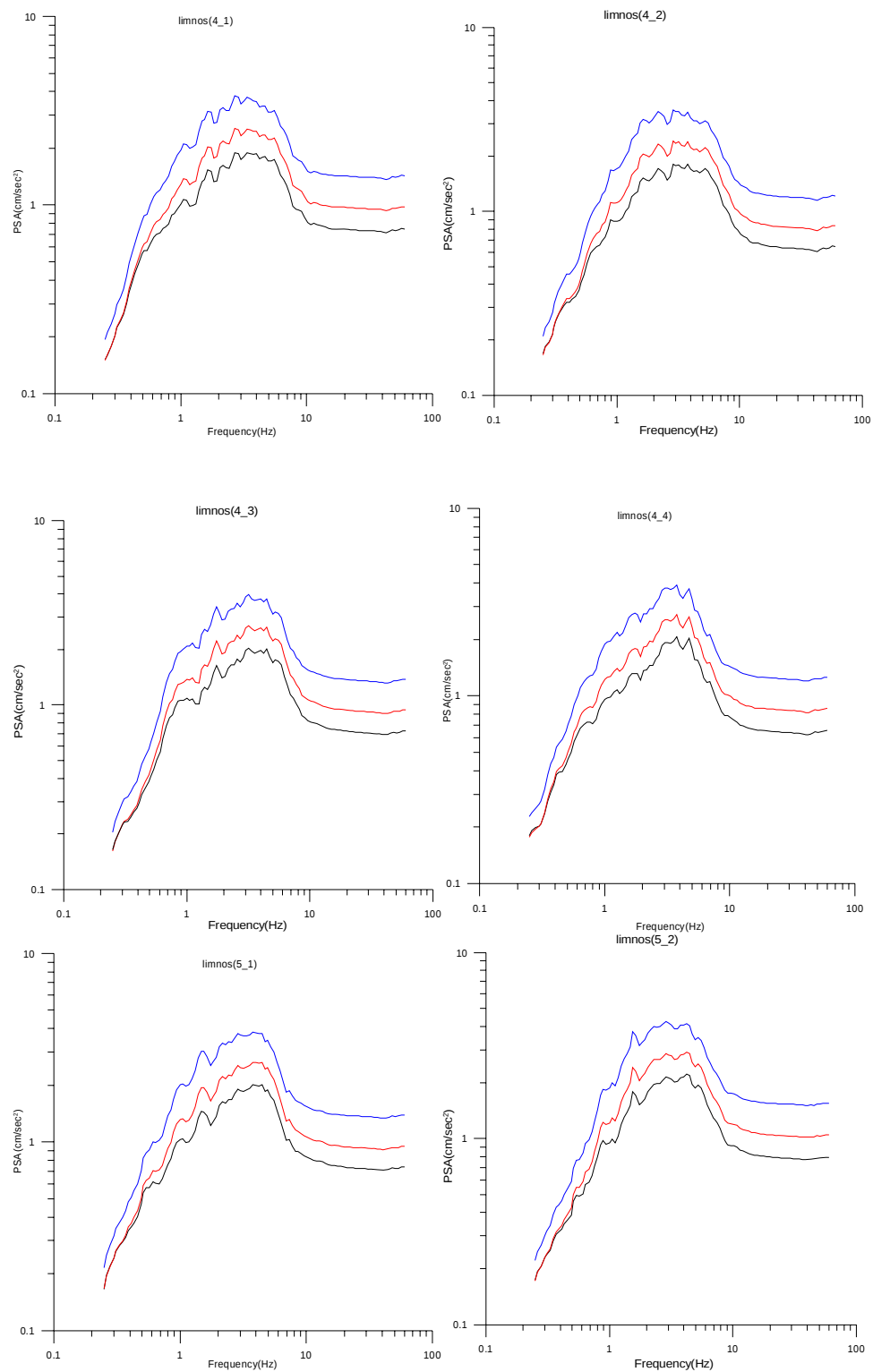
Σχήμα 15. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Istanbul και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



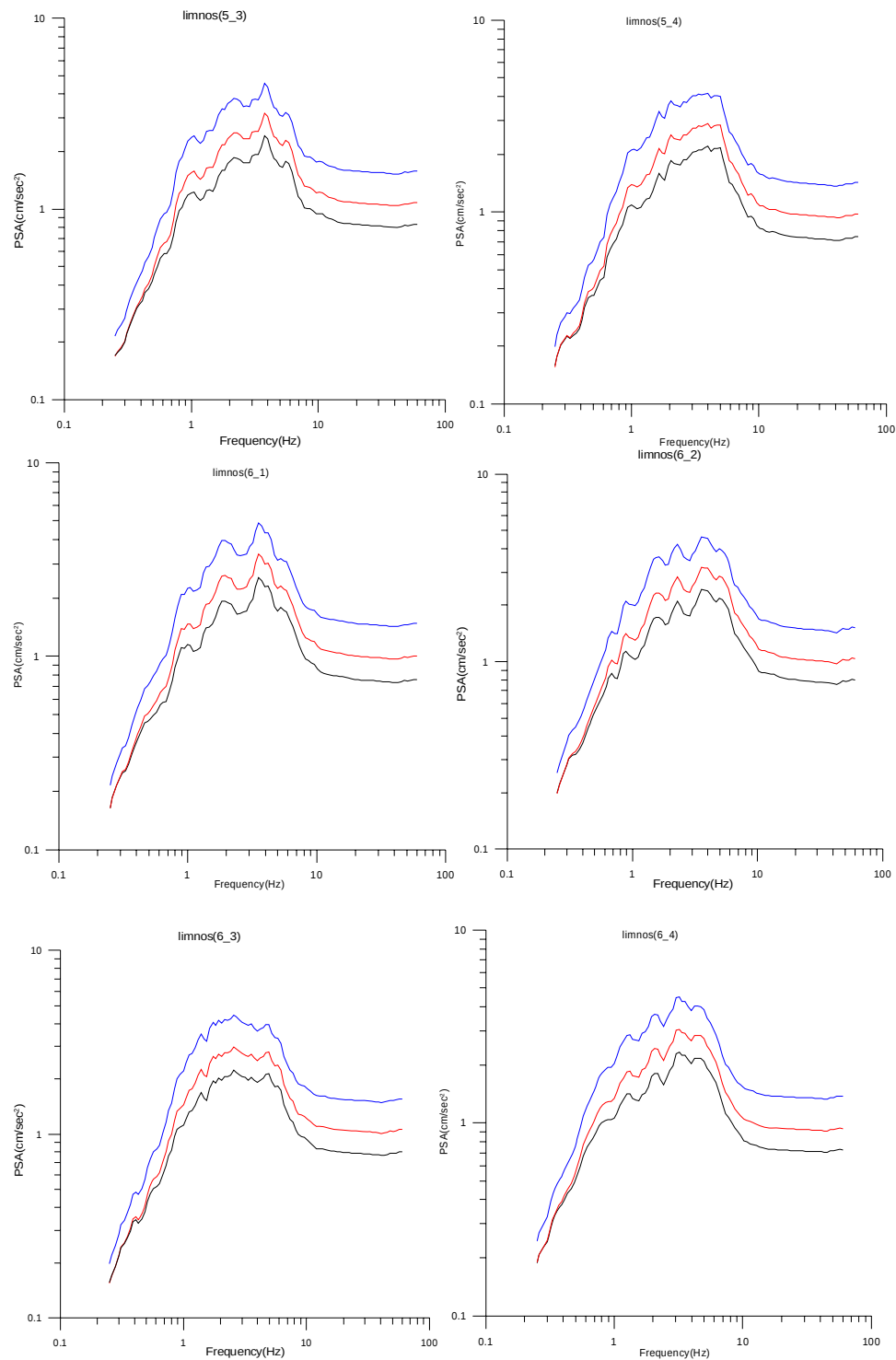
Σχήμα 16. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Λήμνου και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους geoprock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



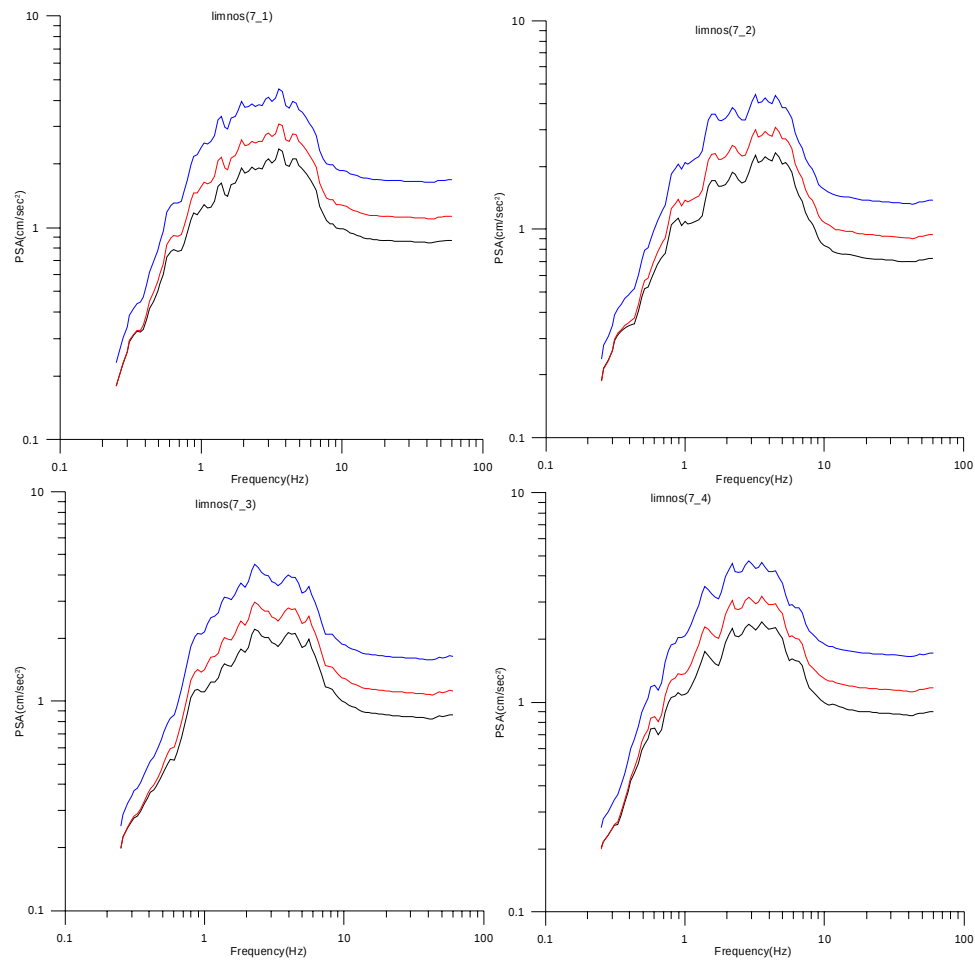
Σχήμα 17. Φάσματα ψευδδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Λήμνου και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



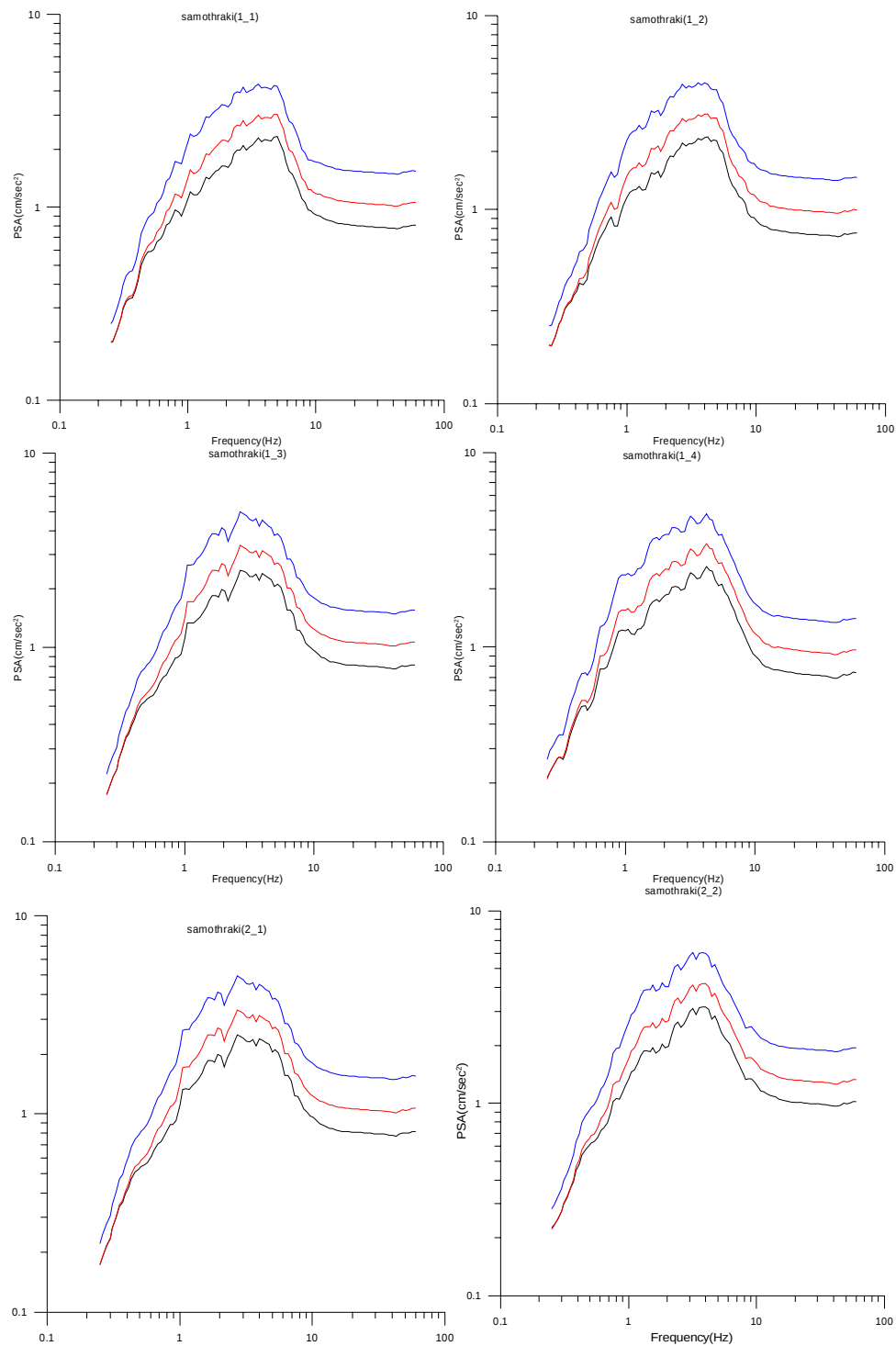
Σχήμα 18. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Λήμνου και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους gneiss, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



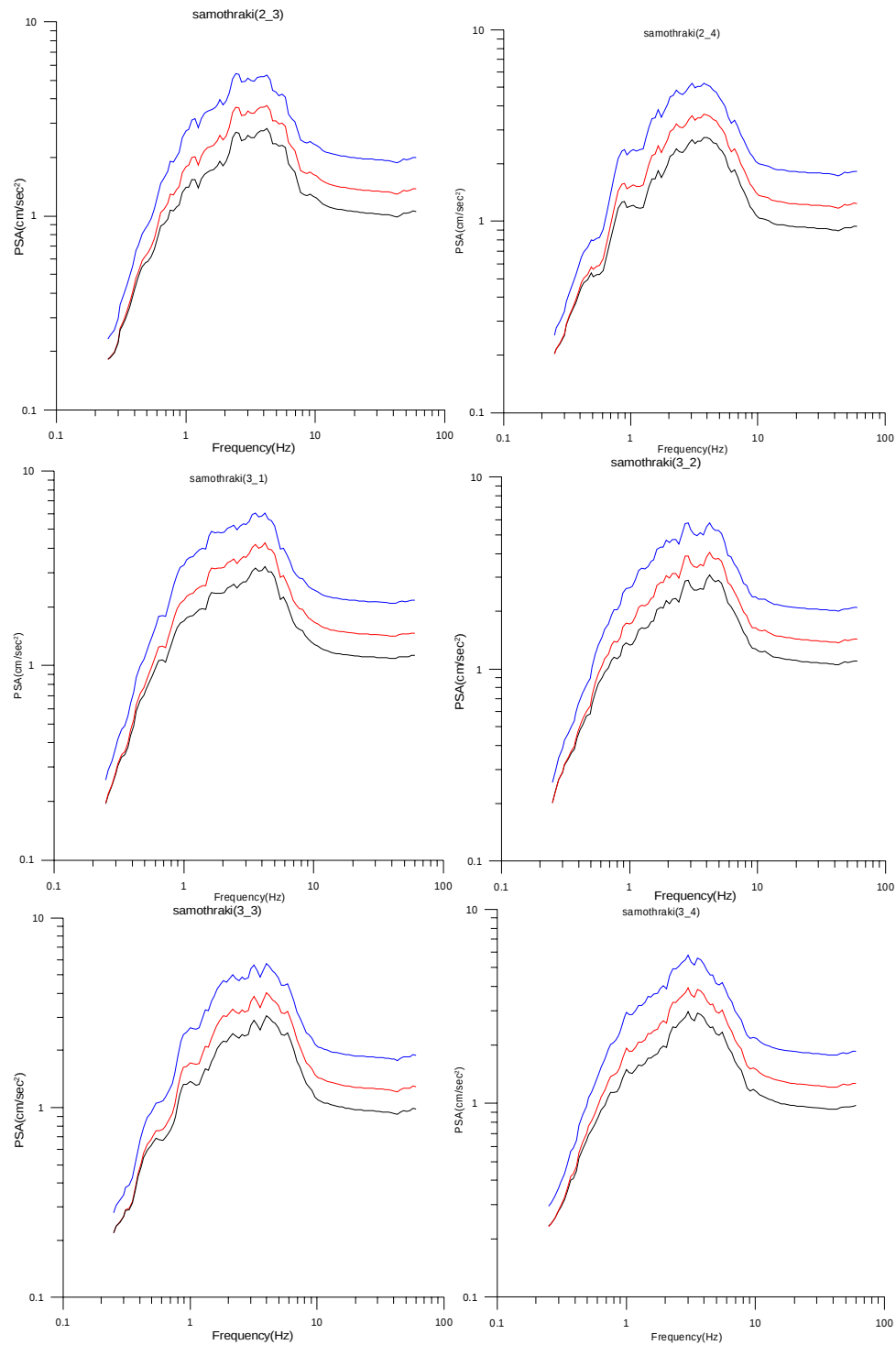
Σχήμα 19. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Λήμνου και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



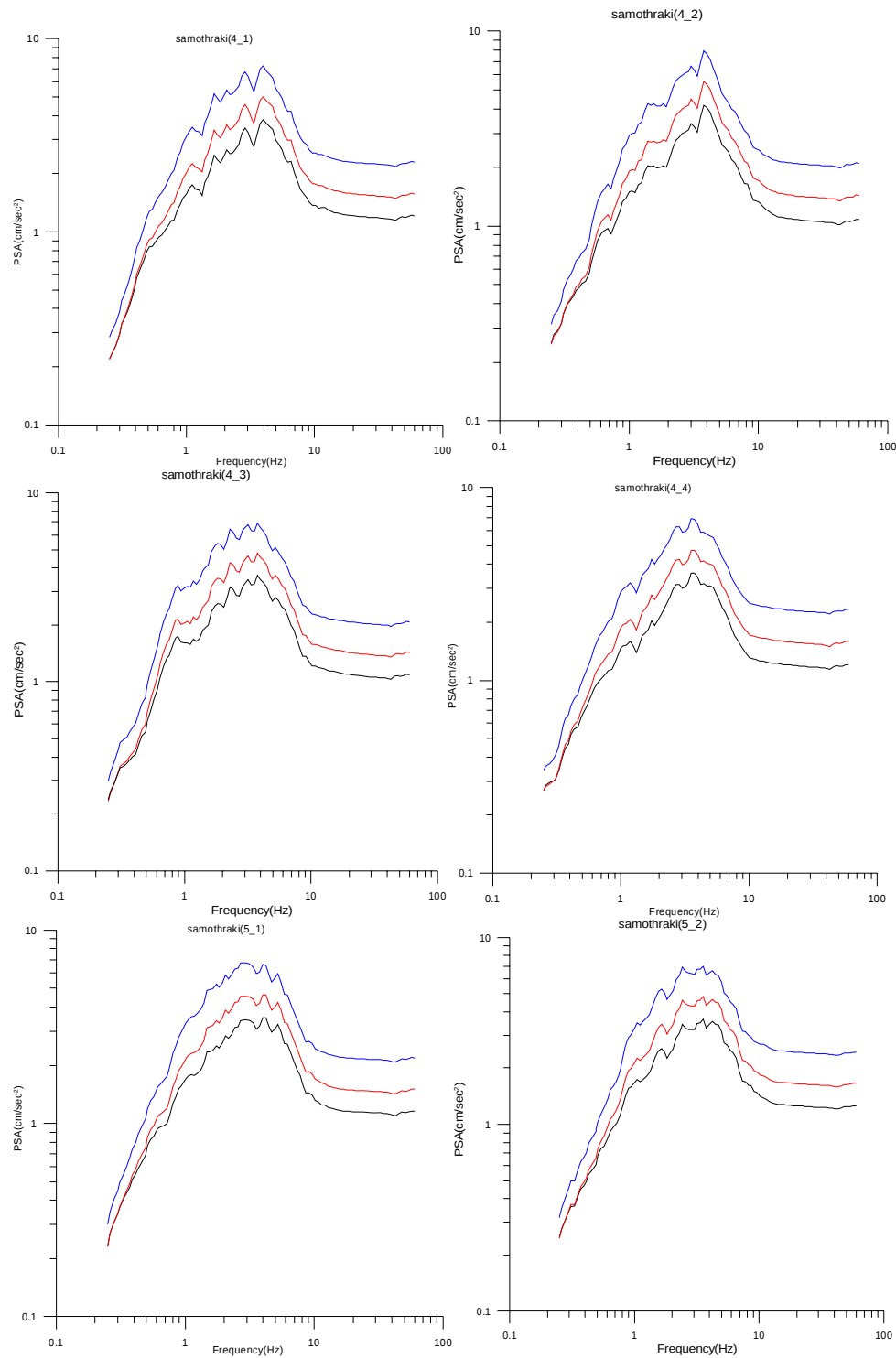
Σχήμα 20. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Λήμνου και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



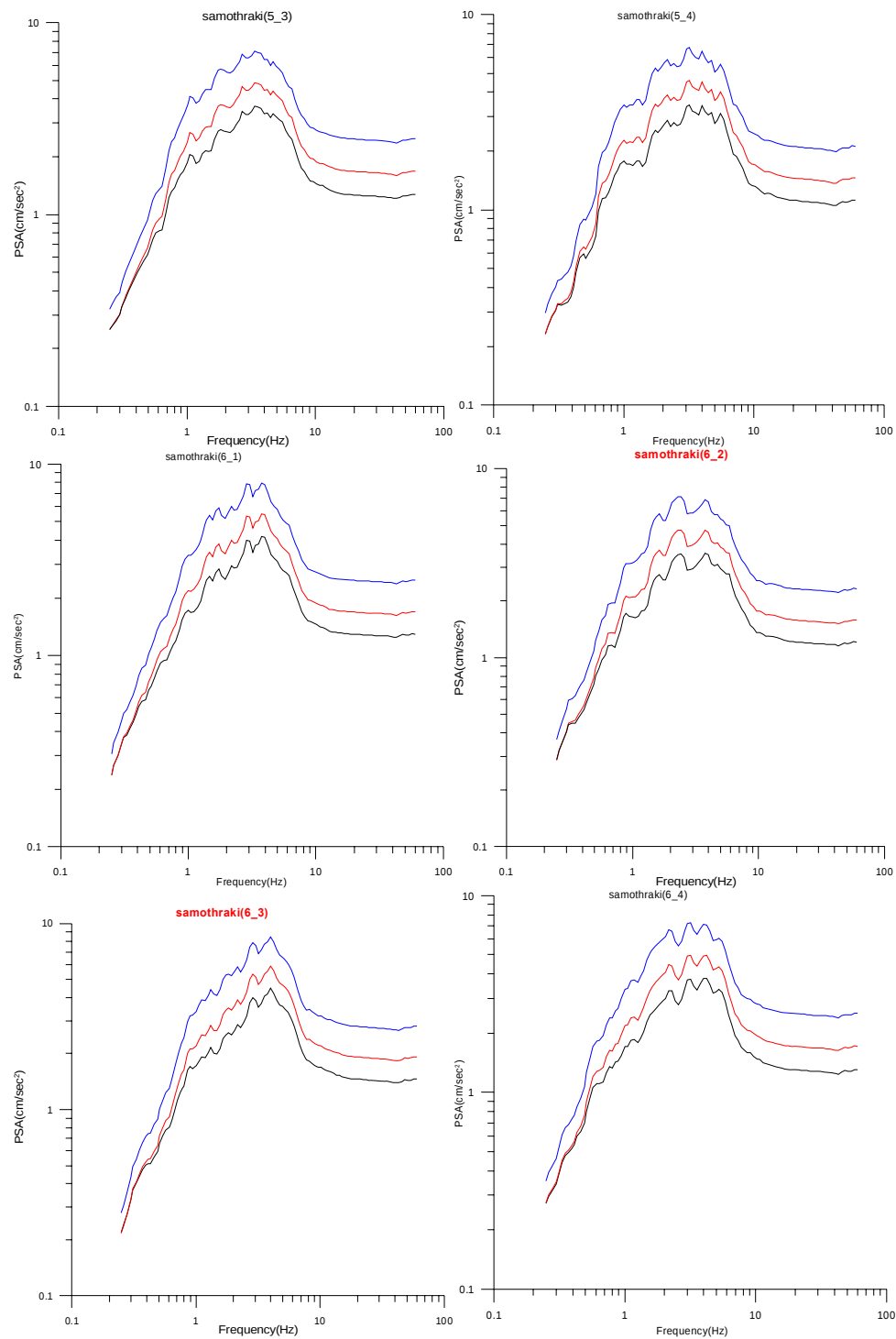
Σχήμα 21. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Σαμοθράκης και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



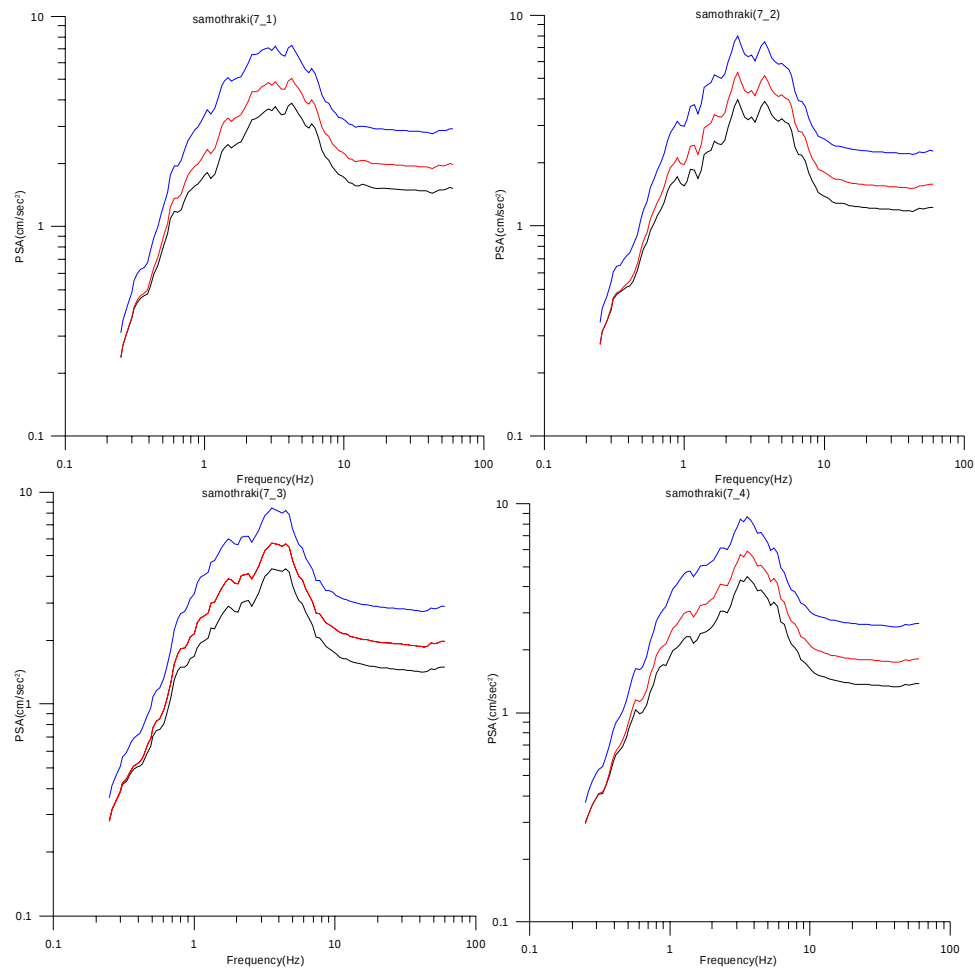
Σχήμα 22. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Σαμοθράκης και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



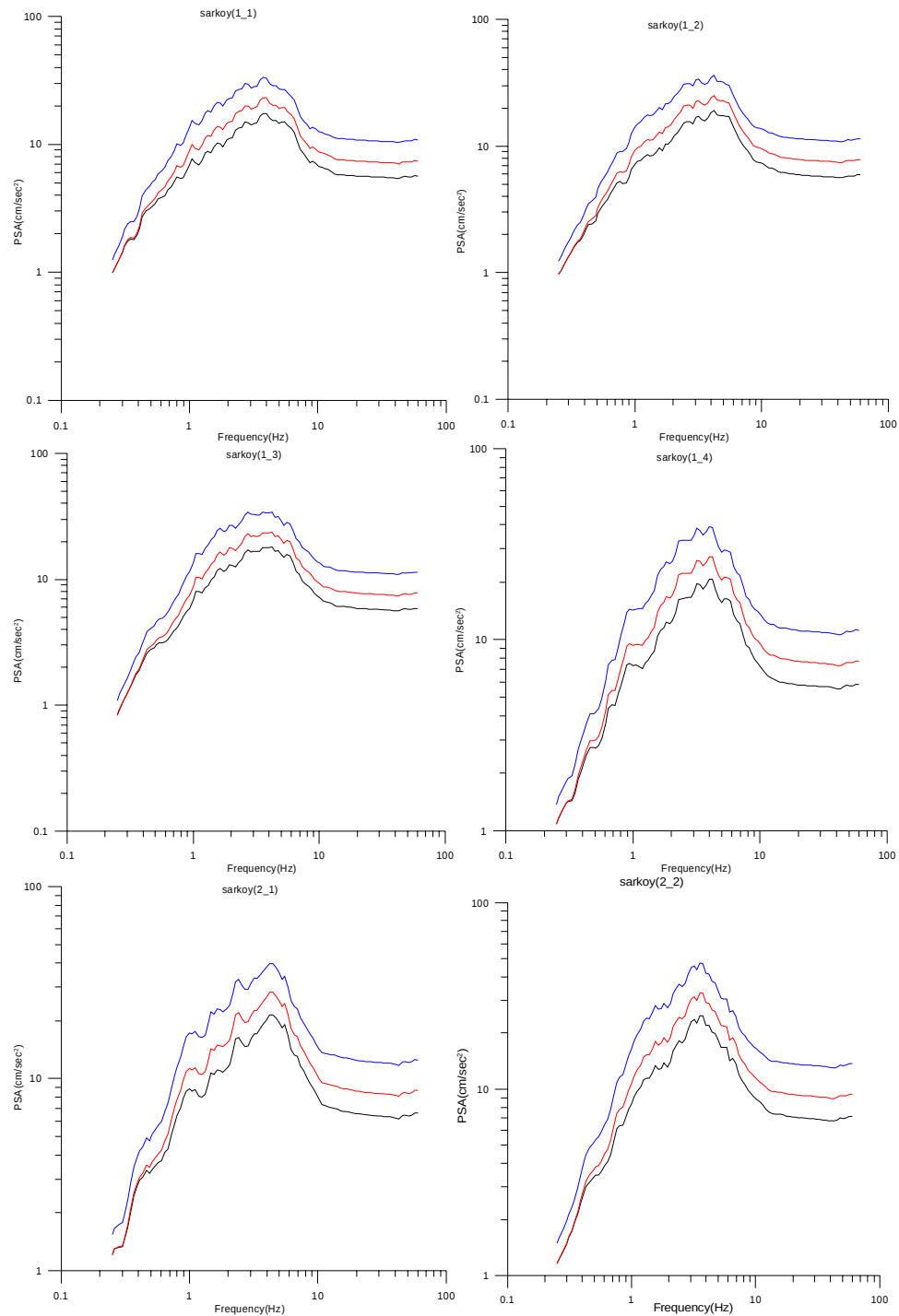
Σχήμα 23. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Σαμοθράκης και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



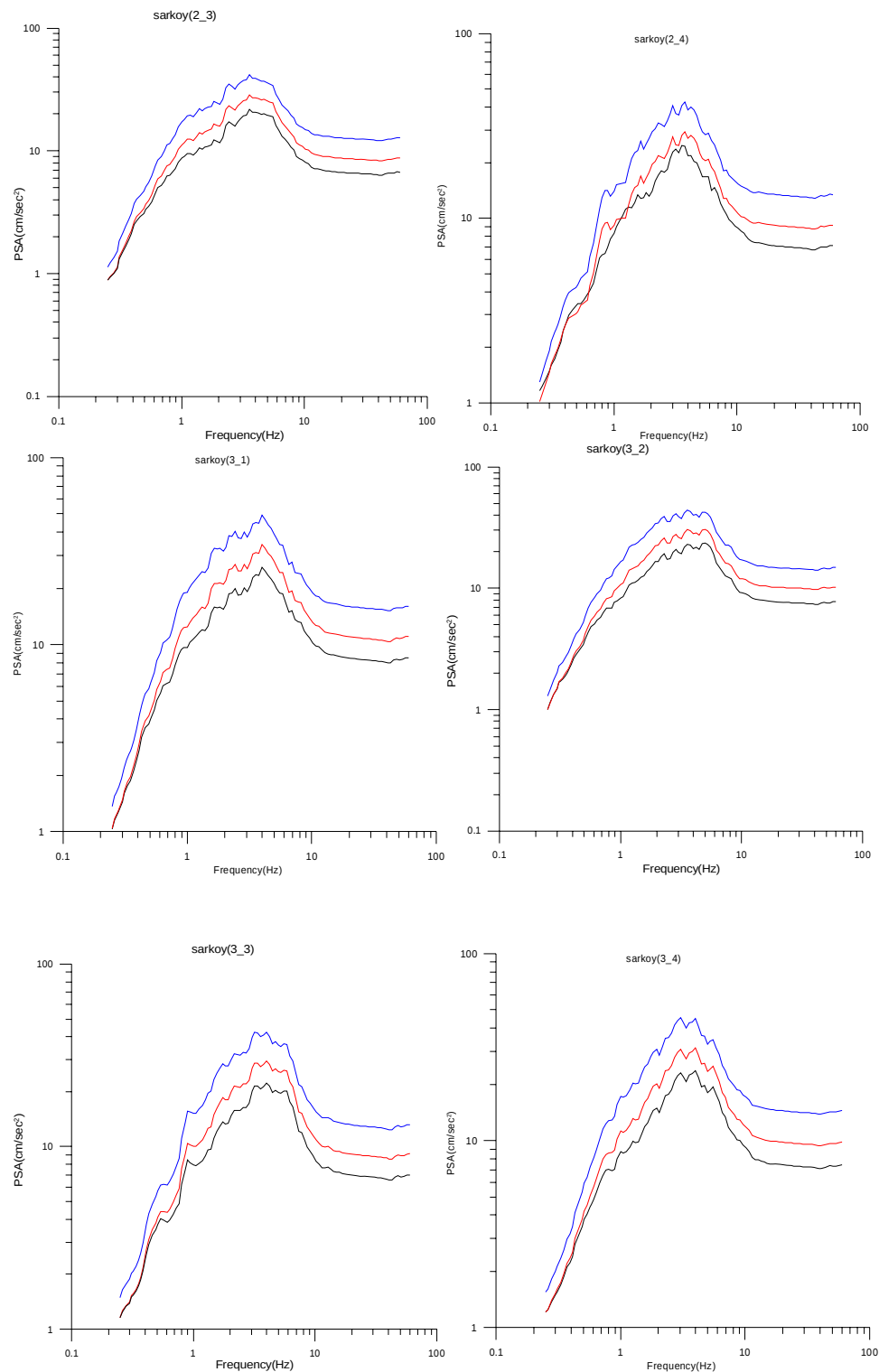
Σχήμα 24. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Σαμοθράκης και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους geprock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



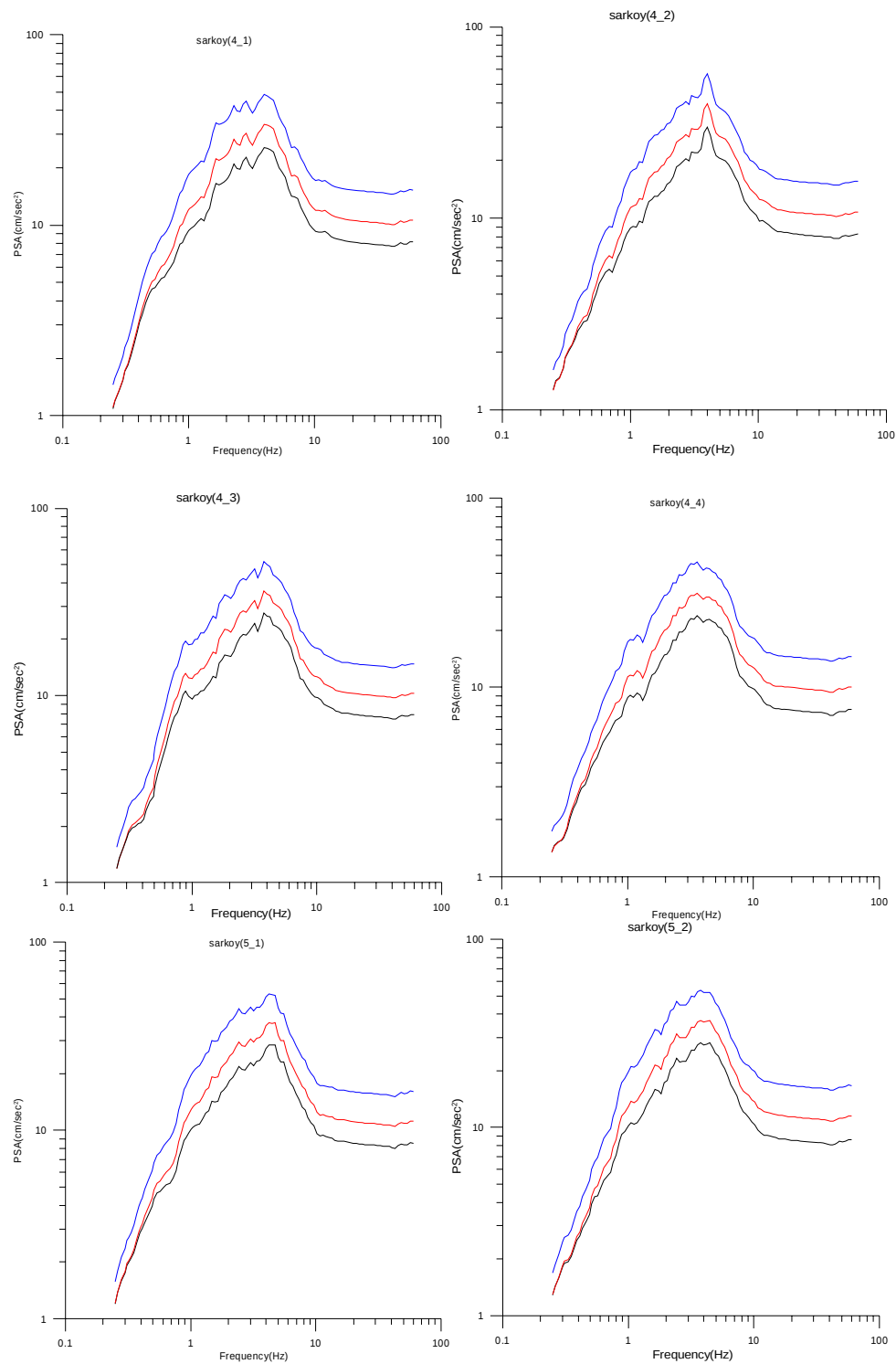
Σχήμα 25. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Σαμοθράκης και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους geprock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



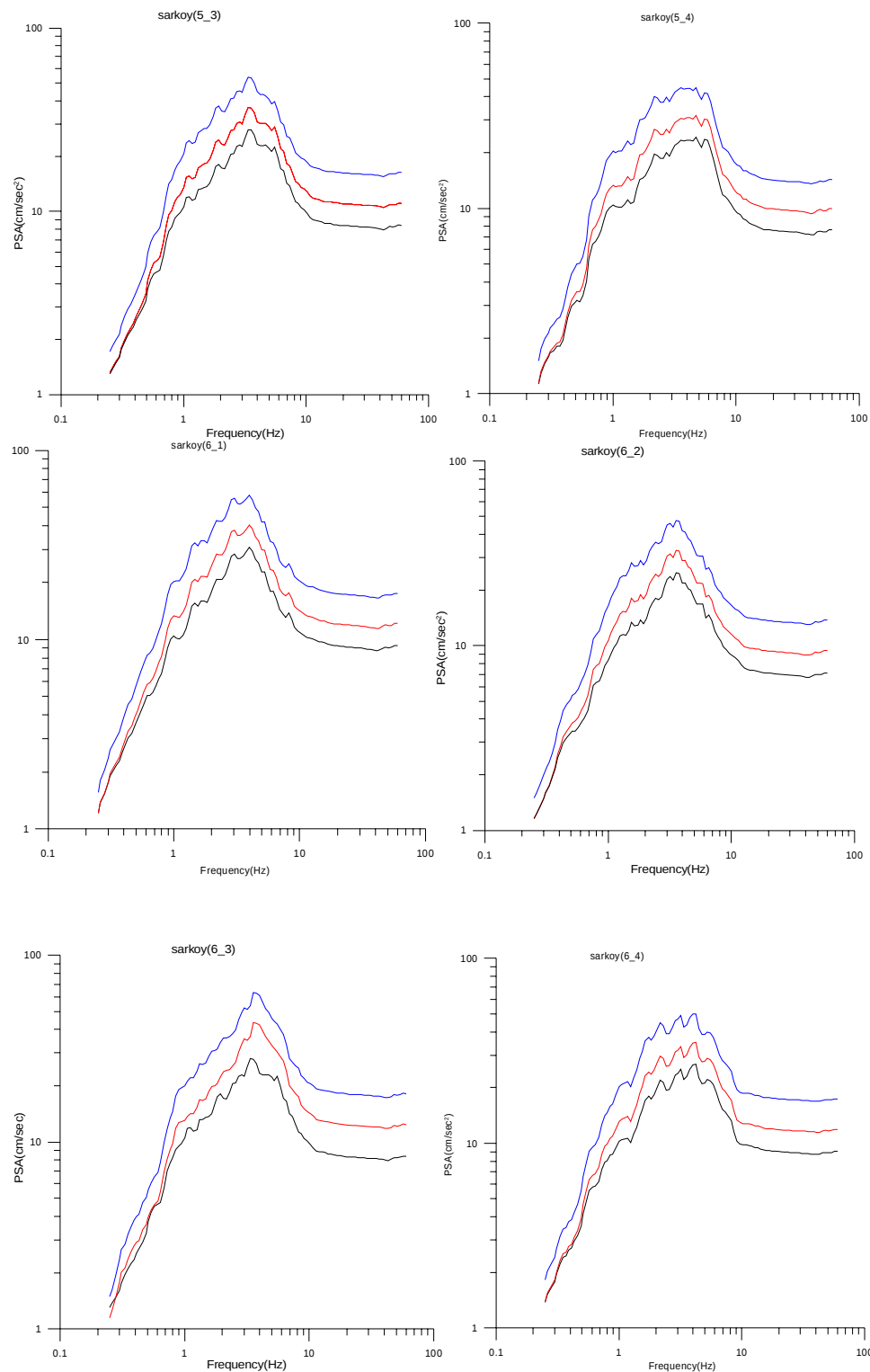
Σχήμα 26. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Sarkoy και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



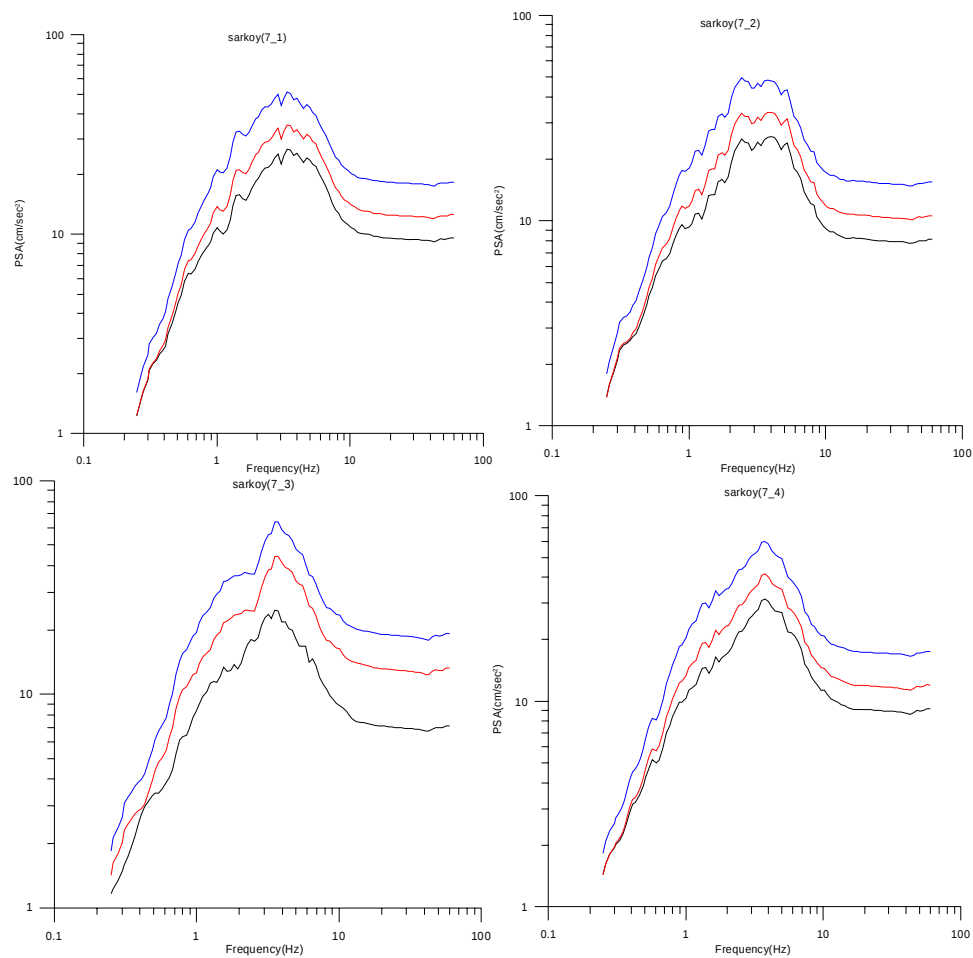
Σχήμα 27. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Sarkoy και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



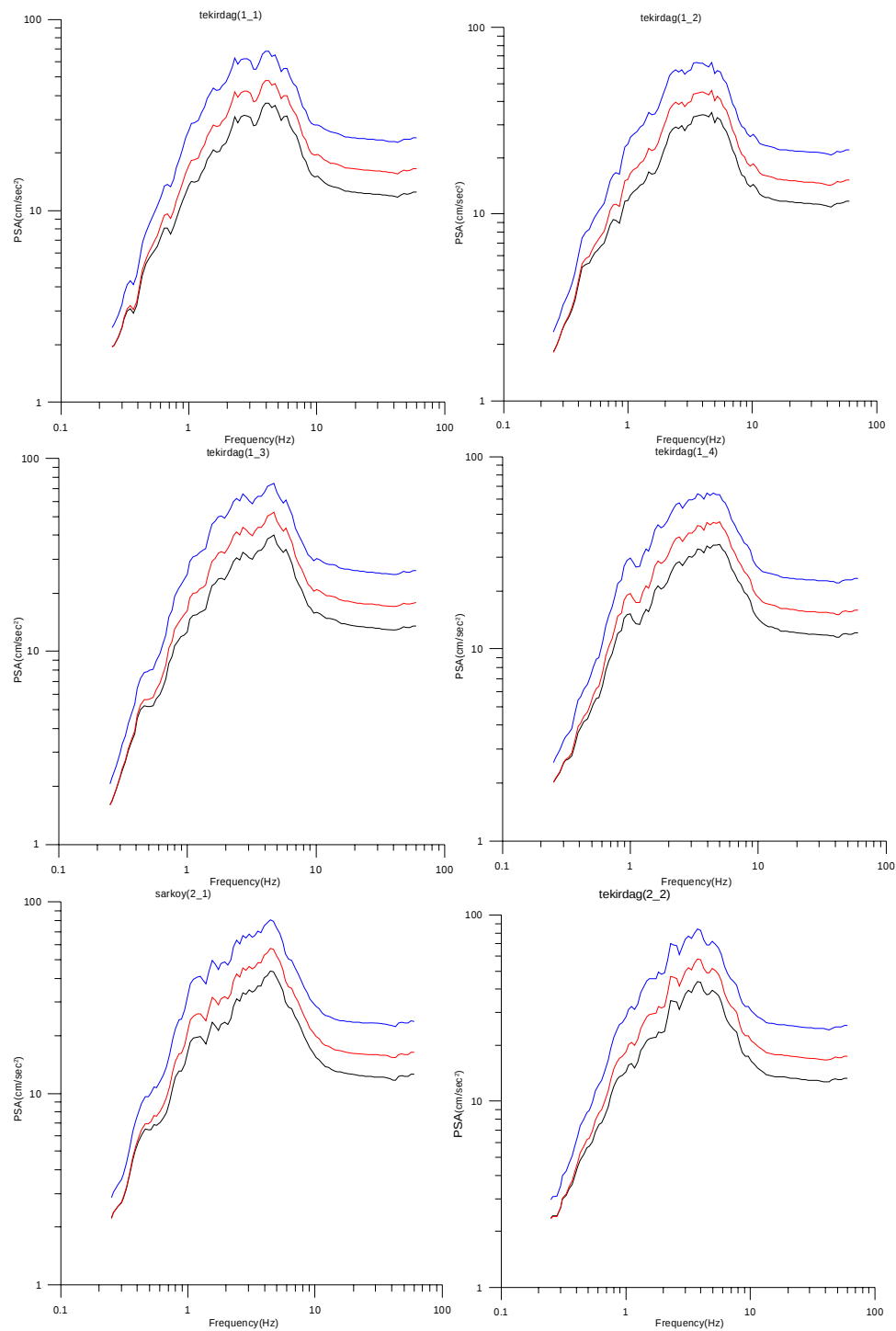
Σχήμα 28. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Sarkoy και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους geprock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



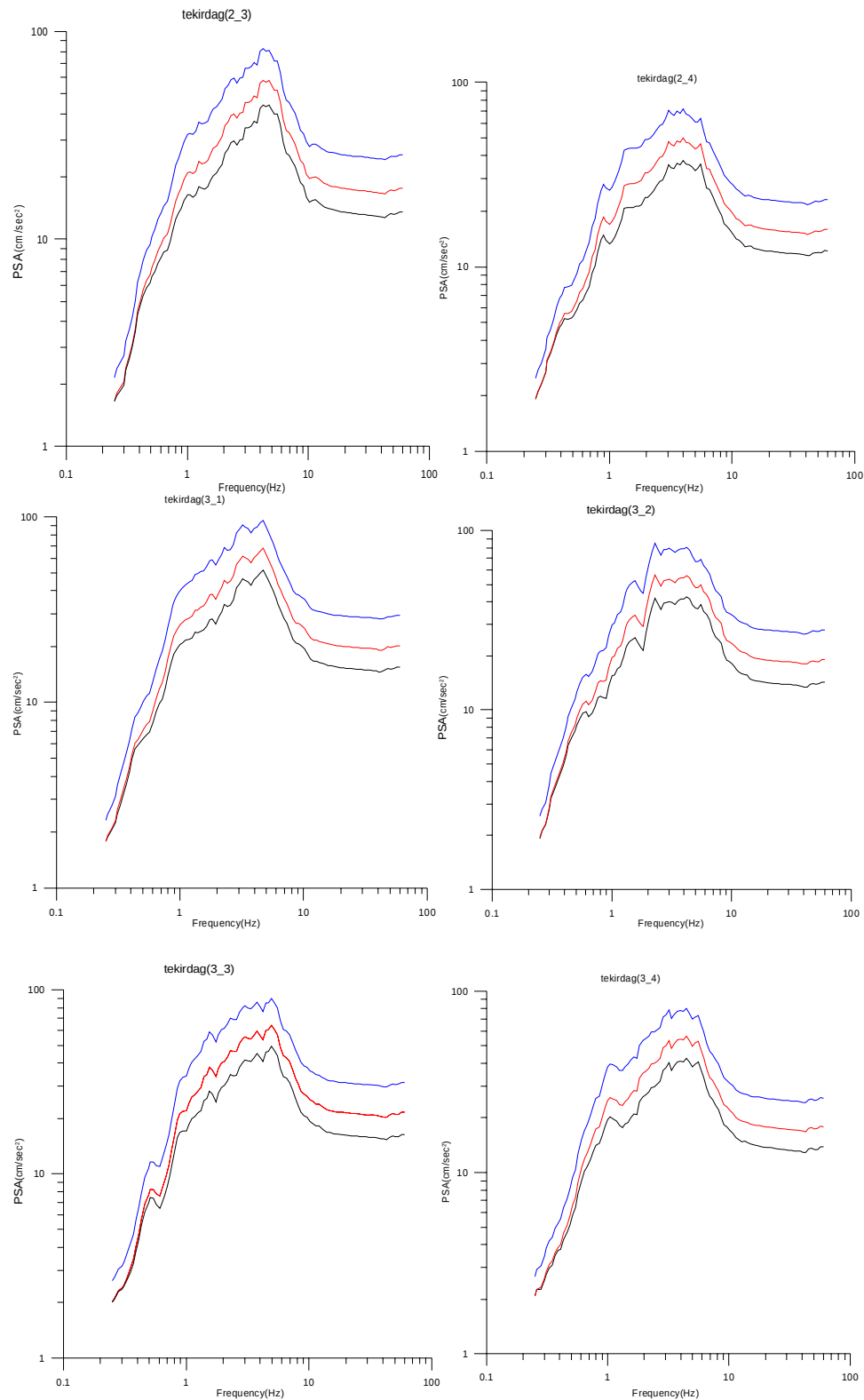
Σχήμα 29. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Sarkoy και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



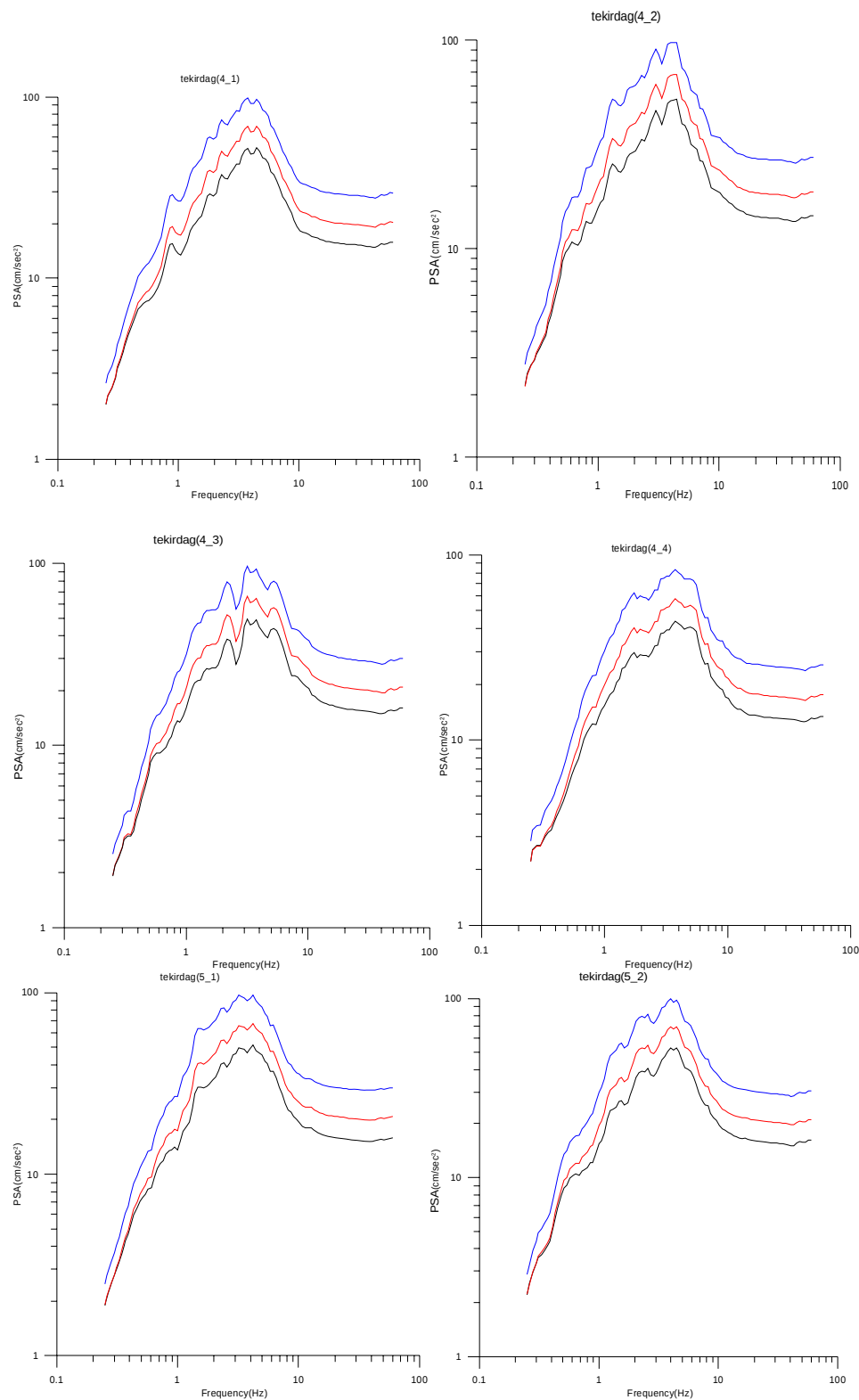
Σχήμα 30. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση του Sarkoy και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους georock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



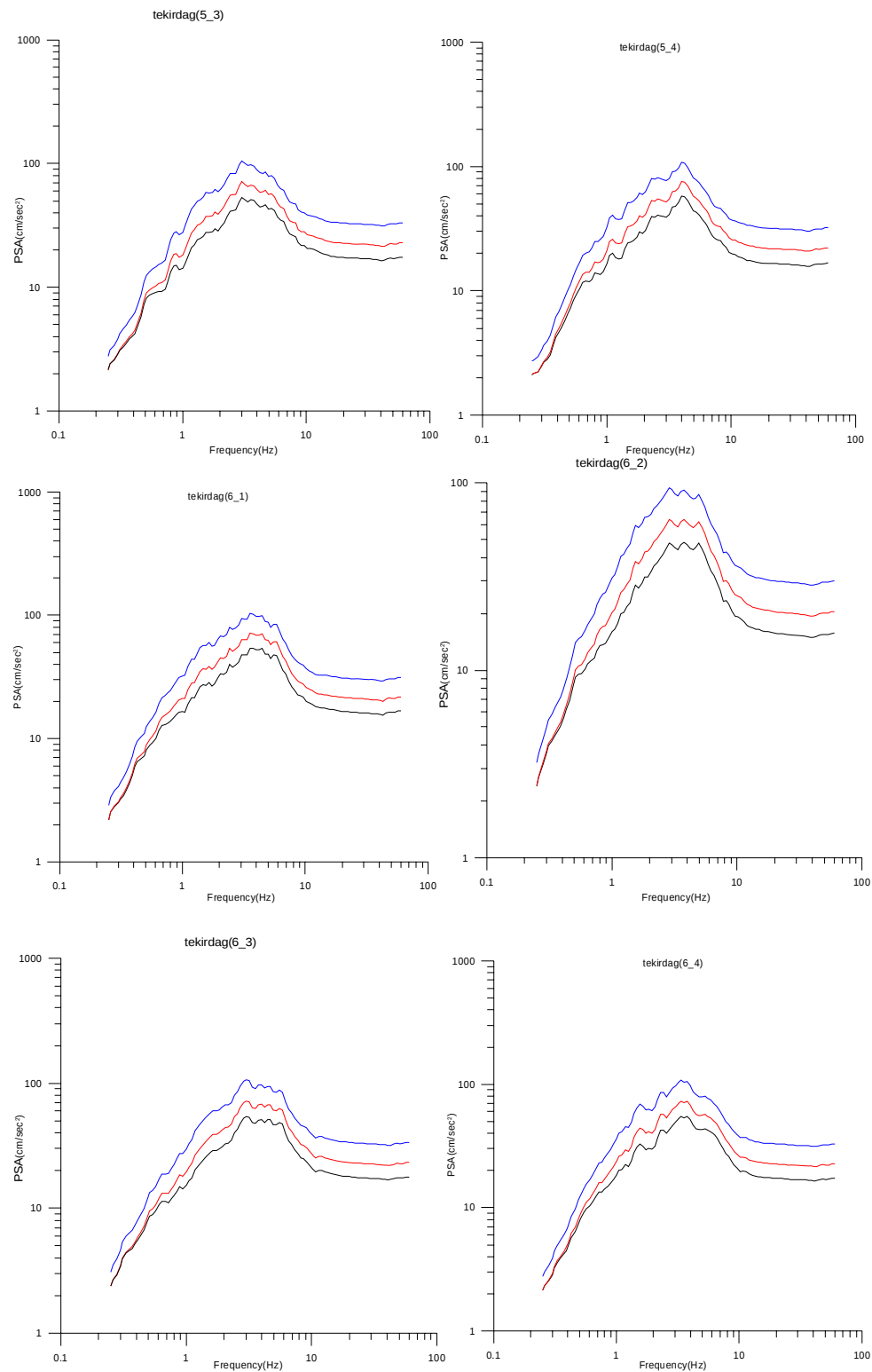
Σχήμα 31. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Ραιδεστού(Tekirdag) και για θέση του υποκέντρου από (1_1) έως (2_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



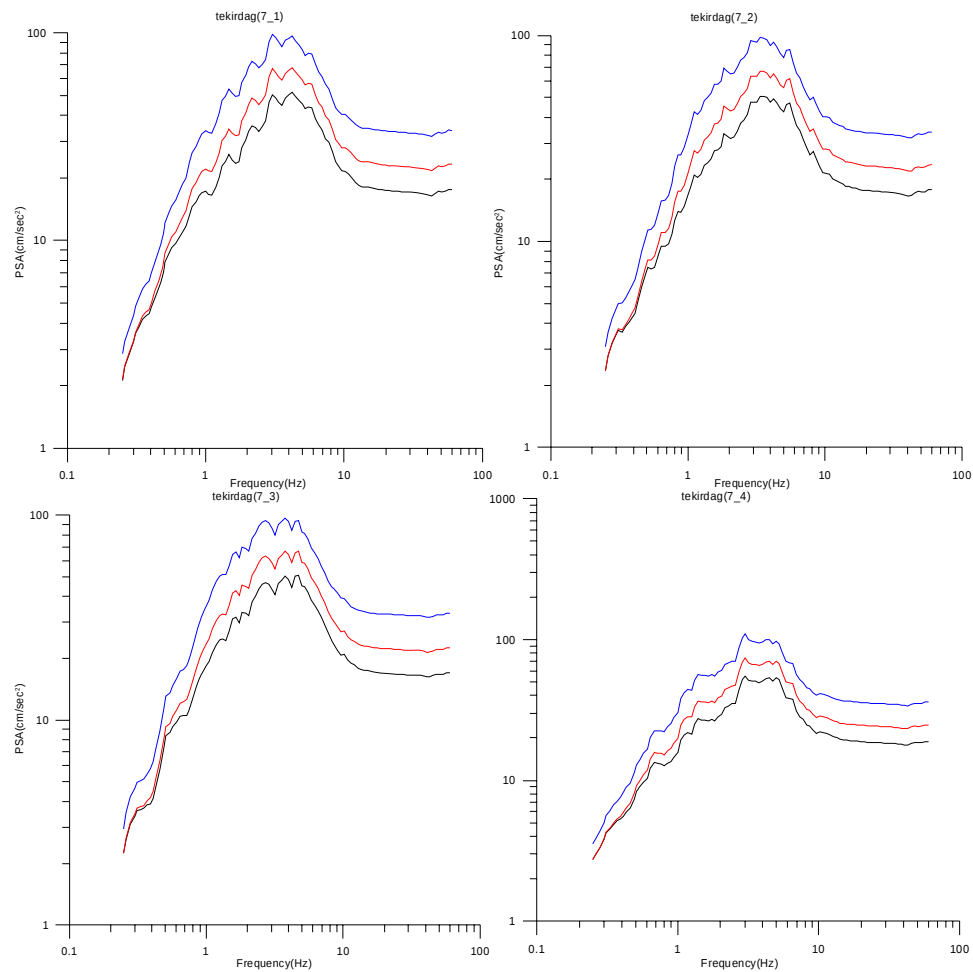
Σχήμα 31. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Ραιδεστού(Tekirdag) και για θέση του υποκέντρου από (2_3) έως (3_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



Σχήμα 33. Φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Ραιδεστού(Tekirdag) και για θέση του υποκέντρου από (4_1) έως (5_2) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



Σχήμα 34. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Ραιδεστού(Tekirdag) και για θέση του υποκέντρου από (5_3) έως (6_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.



Σχήμα 35. Φάσματα ψευδό-επιτάχυνσης για την περίπτωση της Ραιδεστού(Tekirdag) και για θέση του υποκέντρου από (7_1) έως (7_4) . Η καμπύλη με το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους genrock, η καμπύλη με το κόκκινο χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilC και η καμπύλη με μπλε χρώμα σε κατηγορία εδάφους soilD.