



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ Α. ΜΑΔΕΛΗΣ

ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΤΟΥ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΤΗΡΙΟΥ ARGONET ΣΤΗΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021



[Στους γονείς μου]



ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ Α. ΜΑΔΕΛΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5699

ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΤΗΡΙΟΥ ARGONET ΣΤΗΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωφυσικής

Επιβλέποντες

Χατζηδημητρίου Παναγιώτης, Καθηγητής του Τομέα Γεωφυσικής

Συνεπιβλέποντες

Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών Α' ΙΤΣΑΚ

Γρένδας Ιωάννης, Διδακτορικός Φοιτητής του Τομέα Γεωφυσικής



©Δημήτριος Α. Μαδέλης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2021
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΤΟΥ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΤΗΡΙΟΥ ARGONET ΣΤΗΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ
– Διπλωματική Εργασία

©Dimitrios A. Madelis, School of Geology, Dept. of Geophysics, 2021
All rights reserved.
SPECTRAL ANALYSIS OF SEISMIC RECORDS TAKEN BY THE SEISMIC
OBSERVATORY ARGONET IN CEPHALONIA
– Bachelor Thesis

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.





Περιεχόμενα

Περίληψη	1
Abstract.....	2
Προλογικό Σημείωμα	3
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή	4
2.1 Βασικές έννοιες της Σεισμολογίας	4
2.1.1. Βασικά Στοιχεία των Σεισμών	4
2.1.2. Ελαστικά κύματα	5
2.2 Επιταχυνσιογράφοι-Επιταχυνσιογραφήματα	9
2.3 Εδαφικός Θόρυβος	10
2.4 Πεδίο Συχνοτήτων	12
2.4.1 Μετασχηματισμός Fourier.....	12
2.4.1 Fast Fourier Transform (FFT)	12
Κεφάλαιο 2. Δεδομένα	14
3.1 Γεωλογία Περιοχής.....	14
3.1.1 Γεωλογικά Στοιχεία	14
3.1.2. Τεκτονική-Νεοτεκτονική	16
3.1.2. Σεισμοτεκτονικό Καθεστώς	18
3.2 Δίκτυο ARGONET	19
3.3 Παράμετρος Kappa	24
3.4 Συχνοτικό Εύρος της Παραμέτρου Kappa	25
3.5 Σεισμική Ροπή (M_0).....	27
3.6 Ταχύτητα Vs30	27
3.6 Παράγοντας Ανελαστικής Απόσβεσης (Q)	30
Κεφάλαιο 3. Αποτελέσματα.....	32
4.1 Μέθοδος Υπολογισμού Kappa	32
4.2 Υπολογισμός της Συχνότητας f_{max}	38
4.3 Συσχέτιση της Σεισμικής ροπής M_0 με τη συχνότητα f_{max}	41
4.4 Παράμετροι k_r , k_0 και Ταχύτητα V_s	45
4.5 Υπολογισμός Q_{eff}	46
Κεφάλαιο 4. Συμπεράσματα.....	49
Βιβλιογραφία	51
Παραρτήματα.....	53



Ο επί τόπου υπολογισμός της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων, είναι μια δύσκολη διαδικασία λόγω ότι απαιτεί μια κατακόρυφη παράταξη γεώτρησης. Για την εκτίμηση της απομείωσης των διατμητικών κυμάτων, μεταξύ άλλων παραμέτρων, χρησιμοποιήθηκε και η παράμετρος $kappa$. Η παράμετρος αυτή, η οποία παρουσιάστηκε από τους Anderson και Hough (1984), σχετίζεται με την απόσβεση υψηλών συχνοτήτων και παρόλο που ακόμη δεν είναι πλήρως κατανοητή, έχει γίνει ένα χρήσιμο εργαλείο στη τεχνική σεισμολογία. Η λειτουργία κατακόρυφης παράταξης του δικτύου ARGONET τα τελευταία 5 χρόνια στην υψηλής σεισμικότητας περιοχή της Κεφαλονιάς, παρείχε ένα πλούσιο σύνολο δεδομένων από καταγραφές σεισμών που συνέβησαν σε κοντινή απόσταση από την παράταξη (www.argonet-kefalonias.org). Η τοποθεσία του ARGONET, έχει χαρακτηριστεί από επί τόπου έρευνα και εργαστηριακό έλεγχο και συμπεριλαμβάνει 6 επιταχυνσιογράφους ευρείας ζώνης, 2 στην επιφάνεια και 4 εντός της γεώτρησης σε διάφορα βάθη μέχρι το γεωλογικό υπόβαθρο στα 84m. Προκειμένου να υπολογιστεί η παράμετρος $kappa$ (κ) σε όλους τους επιταχυνσιογράφους, επιλέχθηκε ένα σύνολο δεδομένων από 82 σεισμούς με μεγέθη $3.0 \leq M \leq 4.8$ και επικεντρικές αποστάσεις $Rep. \leq 40km$. Η συχνότητα f_{max} επιλέχθηκε οπτικά για κάθε καταγραφή, καθώς και η συχνότητες f_E και f_N , ορίζοντας το εύρος της υψηλής συχνότητας όπου μετρήθηκε η παράμετρος $kappa$. Η παράμετρος $kappa$ εξετάστηκε ως συνάρτηση της απόστασης για κάθε επιταχυνσιογράφο και υπολογίστηκε η μηδενικής απόστασης τιμή της κ_0 . Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη ότι το κ_0 σχετίζεται με τη συνολική αποτελεσματική απόσβεση σε υψηλές συχνότητες ($Q_s = Q_{eff} = 1/Q_{sc} + 1/Q_{an}$), στα ανώτερα στρώματα πάχους 84m, και με το κ_0 να είναι ανάλογο του $[Q_{eff}]^{-1}$, βρέθηκε ότι ο εκτιμώμενος παράγοντας ποιότητας Q_{eff} , παρέχει τιμές αρκετά κοντά σε εκείνες από τις εργαστηριακές δοκιμές ή εκείνα του εμπειρικού κανόνα $Q_s \sim V_s/10$, που είναι ευρέως αποδεκτός. Με τη σειρά του, η θεωρητική εκτίμηση της απόκρισης θέσης (1D) χρησιμοποιώντας τον παράγοντα απόσβεσης που υπολογίστηκε επί τόπου, στη παρούσα εργασία, μπορεί να παρέχει ρεαλιστικά αποτελέσματα ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης, σε σχέση με τη σεισμική διέγερση του βράχου.



ABSTRACT

The in-situ estimation of seismic wave attenuation is a difficult task due to the requirement of a borehole vertical array. For the estimation of shear wave attenuation, among other parameters, the so-called kappa is used. The parameter κ (kappa), introduced by Anderson and Hough (1984), is related to high-frequency attenuation, and although yet least understood, has become a useful tool in engineering seismology. The operation of the ARGONET vertical array during the past 5 years in a high seismicity region of Europe (Kefalonia, Greece), provided a rich dataset of earthquake recordings occurred in the proximity of the array (www.argonet-kefalonia.org). The site of the ARGONET array has been characterized by in situ investigation and laboratory testing and consists of 2 surface and 4 borehole broadband accelerometers in various depths up to the seismic bedrock at 84m. In order to estimate the kappa- κ parameter in all 6 accelerometers a dataset of 82 earthquakes with magnitudes $3.0 \leq M \leq 4.8$ and epicentral distances $R_{ep} \leq 40\text{km}$ were selected. The $f_{\max}$ is visually picked for each recording as well as the frequencies f_E , f_N , defining the high frequency range where kappa parameter is measured. The parameter kappa is examined as a function of distance for each accelerometer and its zero-distance value, κ_0 is calculated. In addition, provided that κ_0 is related to the total effective attenuation in high frequencies, $Q_s = Q_{\text{eff}} = 1/Q_{sc} + 1/Q_{an}$, in the upper 84m thickness layers and with κ_0 being proportional to $[Q_{\text{eff}}]^{-1}$, it is found that the calculated with this approach Q_{eff} , provides values reasonably close to those of from laboratory testing or those of the widely accepted rule of thumb $Q_s \sim V_s/10$. In turn, theoretical 1D site response estimation using attenuation factor calculated in-situ as in this study, may provide realistic results of ground motion amplification, with respect to bedrock seismic excitation.

ΠΡΟΛΟΓΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ

Η παρούσα εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια διπλωματικής εργασίας του τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., από τον φοιτητή Μαδέλη Δημήτριο, υπό την εποπτεία του καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής, Χατζηδημητρίου Παναγιώτη, του διευθυντή ερευνών Α στο ΙΤΣΑΚ, Θεοδουλίδη Νικόλαου, του διδακτορικού φοιτητή του τομέα Γεωφυσικής ΑΠΘ και μέλος του ΙΤΣΑΚ, Ιωάννη Γρένδα και του Τριανταφυλλίδη Πέτρου, ΕΕΔΙΠ του Τομέα Γεωφυσικής. Επί τη ευκαιρία, θα ήθελα να τους ευχαριστήσω για την εξαιρετική συνεργασία και την πολύτιμη βοήθεια τους να την φέρω εις πέρας.

Σκοπός της εργασίας είναι η ανάλυση καταγραφών των εγκαρσίων κυμάτων (S-waves) σε σεισμολογικούς σταθμούς, με στόχο τον προσδιορισμό παραμέτρων απόσβεσης της ενέργειας, στη περιοχή του Αργοστολίου Κεφαλονιάς. Οι καταγραφές των σεισμών προέρχονται από το Ειδικό Δίκτυο Επιταχυνσιογράφων ARGONET, το οποίο αποτελείται από 6 επιταχυνσιογράφους, δύο στην επιφάνεια και άλλους τέσσερις, σε διάφορα βάθη γεωτρήσεων εντός του άρκου Κουτάβου. Οι σεισμοί αφορούν την περίοδο 2015-2019 από τις καταγραφές των οποίων επιλέχθηκε χρονικό παράθυρο των καταγραφών των εγκαρσίων κυμάτων σε επιταχυνσιογράφους, το οποίο, έπειτα από φασματική ανάλυση, έδωσε τα φάσματα Fourier. Μετά από προσεκτική επιλογή της γωνιακής συχνότητας f_c , της μέγιστης συχνότητας f_{max} και της συχνότητας f_{end} , έπειτα από την οποία το σήμα καλύπτεται από τον θόρυβο, υπολογίσθηκε η παράμετρος $kappa$ (κλίση της πτωτικής γραμμής του φάσματος Fourier για συχνότητες $f > f_{max}$) σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για επικεντρικές αποστάσεις $Rep. < 40$ km, τόσο στα επιφανειακά όσο και στα επιταχυνσιόμετρα εντός των γεωτρήσεων. Εξετάσθηκε η μεταβολή της παραμέτρου k_0 (η σταθερά της σχέσης $\kappa = k_0 + \beta Rep$ που συνδέει την παράμετρο $kappa$ (κ) με την επικεντρική απόσταση) σε σχέση με το βάθος εντός των γεωτρήσεων. Στη συνέχεια συσχετίσθηκε η παράμετρος k_0 με τη μέση ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων V_s για τα διάφορα βάθη z , της στρωματογραφικής στήλης του ARGONET και καθορίστηκε ο παράγοντας ποιότητας Q_{eff} .

Για το σκοπό αυτό, οι καταγραφές των επιταχυνσιογράφων επεξεργάστηκαν και αναλύθηκαν με τη χρήση του λογισμικού Mat Lab. Από τα φάσματα επιτάχυνσης που προέκυψαν μέσω του αλγορίθμου Fast Fourier Transform (FFT), καθορίστηκαν οι τιμές των f_{max} , f_{end} και k_r για κάθε επιταχυνσιογράφο, οι οποίες τοποθετήθηκαν σε σχετικά γραφήματα μέσω excel ώστε να γίνει η ερμηνεία τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

2.1.1 Βασικά Στοιχεία των Σεισμών

Η **σεισμικότητα** καθορίζεται από τη σχετική κίνηση των λιθοσφαρικών πλακών, οι οποίες μπορούν να συγκλίνουν είτε να αποκλίνουν. Και στις δύο περιπτώσεις, δημιουργούνται ασυνέχειες στον φλοιό της γης, οι οποίες ονομάζονται **ρήγματα** και είναι άμεσα συνδεδεμένες με τα σεισμικά γεγονότα. Πιθανοί μελλοντικοί σεισμοί, μπορούν να εμφανιστούν σε ορισμένα τμήματα των ήδη υπαρχόντων ρηγμάτων. Με τη γένεση ενός σεισμού, προκύπτει μια σειρά δονήσεων, οι οποίες συνιστούν μια **σεισμική ακολουθία**, στην οποία διακρίνουμε τον κύριο σεισμό και τους μετασεισμούς. Είναι πιθανό επίσης, να προηγούνται πρόδρομες δονήσεις πριν το κύριο σεισμικό γεγονός, που ονομάζονται **προσεισμοί**. Η σεισμική αυτή ακολουθία εξασθενεί με τη πάροδο του χρόνου και μπορεί να κρατήσει πολλές μέρες, ίσως και μήνες.

Κατά την διάρκεια ενός σεισμού σπάει ένα τμήμα πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος και η διάρρηξη αρχίζει από την **εστία του σεισμού**, το οποίο ορίζουμε ως το σημείο όπου ξεκίνησε η διάρρηξη. Η κατακόρυφη προβολή αυτού του σημείου στην επιφάνεια της γης ονομάζεται **επίκεντρο**. Το επίκεντρο μπορεί να χαρακτηριστεί ως **μικροσεισμικό**, όταν η εστία καθορίζεται από σεισμολογικά όργανα μέτρησης, ή **μακροσεισμικό**, όταν ο προσδιορισμός γίνεται με μακροσεισμικές παρατηρήσεις, δηλαδή τη κατανομή των βλαβών που οφείλονται στο σεισμό αυτό. Η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ επικέντρου και εστίας ονομάζεται **εστιακό βάθος (h)** και διακρίνει του σεισμούς σε **επιφανειακούς** (μέχρι $h \leq 50$ km), **ενδιαμέσου βάθους** (h 60 έως 300 km) και **βάθους ή πλουτώνιους** ($h \geq 300$ km). Όσο μεγαλύτερο είναι το βάθος, τόσο λιγότερο καταστρεπτικοί είναι οι σεισμοί καθώς η απόσταση μέχρι την επιφάνεια είναι μεγαλύτερη και επομένως μεγαλύτερη η απόσβεσης της ενέργειας τους σεισμού.

Με βάση την γεωγραφική κατανομή των σεισμών, αυτοί χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, τους **υποθαλάσσιους** και τους **χερσαίους σεισμούς**. Οι χερσαίοι σεισμοί σχετίζονται με τους **επιφανειακούς σεισμούς** που είναι και οι πιο καταστροφικοί λόγω του μικρού εστιακού βάθους. Η μέση τιμή του εστιακού βάθους των επιφανειακών σεισμών είναι περίπου 5 με 10 km. Οι σεισμοί ταξινομούνται και με βάση την προέλευση τους. Έτσι υπάρχουν οι **ηφαιστειογενείς**, που προκύπτουν σε περιοχές ενεργών ηφαιστείων, και οι **τεκτονικοί**, που οφείλονται στην τεκτονική συμπεριφορά της εκάστοτε περιοχής και προκαλούνται από την παραμόρφωση των πετρωμάτων.

2.1.2. Ελαστικά κύματα

Όπως είναι γνωστό, ένας σεισμός προκαλεί απελευθέρωση της δυναμικής ενέργειας παραμόρφωσης στη περιοχή του ρήγματος η οποία διαδίδεται με τη μορφή ελαστικών κυμάτων στο φλοιό της γης αλλά και βαθύτερα. Φυσικά η ενέργεια αυτή, μειώνεται με την απόσταση διάδοσης. Η παρακάτω διαφορική εξίσωση αναπαριστά τη κίνηση των υλικών σημείων ενός ελαστικού και ισότροπου μέσου (π.χ. πέτρωμα) κατά την διάδοση διατάραξης κατά τη διεύθυνση του άξονα x_1 με την μορφή ελαστικών κυμάτων:

$$\rho \frac{\partial^2 u_1}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_1} + \mu \nabla^2 u_1 \quad (1)$$

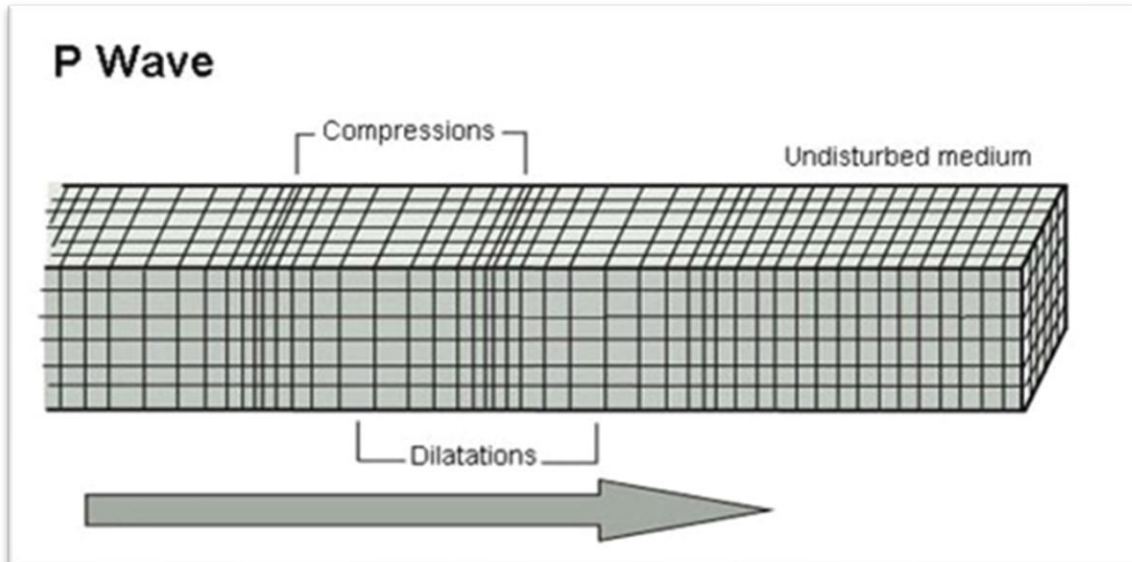
Το δεύτερο μέλος αποτελείται από δύο όρους που περιγράφουν την κυματική συμπεριφορά. Ο πρώτος όρος αποτελεί τη μεταβολή στη κυβική παραμόρφωση και εξαρτάται από τις σταθερές λ και μ , γνωστές και ως σταθερές του Lamé (σταθερές που περιγράφουν την ελαστική παραμόρφωση), ενώ ο δεύτερος όρος παριστάνει τη μεταβολή στην εγκάρσια διατάραξη και εξαρτάται από το μέτρο ακαμψίας μ . Το u_1 είναι η μετατόπιση κατά τη διεύθυνση του x_1 ενώ το θ είναι η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση. Οι δύο αυτοί όροι παριστάνουν δύο είδη διαταράξεων που διαδίδονται στον χώρο, δημιουργώντας μια σύνθετη διατάραξη, οι οποίες αποτελούνται από δύο είδη κυμάτων τα οποία είναι γνωστά και ως **ελαστικά κύματα χώρου**. Ο πρώτος όρος περιγράφει την μεταβολή του όγκου και της πυκνότητας του μέσου διάδοσης κατά την διεύθυνση διάδοσης του κύματος και λέγονται **επιμήκη ελαστικά κύματα**, ενώ ο δεύτερος την εγκάρσια παραμόρφωση και για αυτό λέγονται **εγκάρσια ελαστικά κύματα**.

Τα επιμήκη κύματα παριστάνονται με το σύμβολο **P** (Primus) λόγω ότι αυτά τα κύματα αναγράφονται πρώτα από τους σειсмоγράφους σε έναν σεισμολογικό σταθμό, καθώς η ταχύτητα διάδοσης τους είναι μεγαλύτερη των εγκαρσίων και δίνεται από την σχέση:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2)$$

όπου ρ η πυκνότητα του μέσου διάδοσης. Κατά την διάδοσή του, τα υλικά σημεία του μέσου ταλαντώνεται παράλληλα της διεύθυνσης διάδοσης του κύματος (σεισμική ακτίνα), με τρόπο ώστε να σχηματίζονται διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα που οφείλονται στην μεταβολή της πυκνότητας (ρ). Όταν η φορά ταλάντωσης των υλικών

σημείων συμπίπτει με την φορά διάδοσης του σεισμικού κύματος, λέγεται **συμπίεση C** (Compressions), ενώ όταν είναι αντίθετη λέγεται **αραίωση D** (Dilatations). Η διάδοση των επιμήκων κυμάτων γίνεται σε κάθε μέσο (στερεό, υγρό, αέριο) σε αντίθεση με τα εγκάρσια.

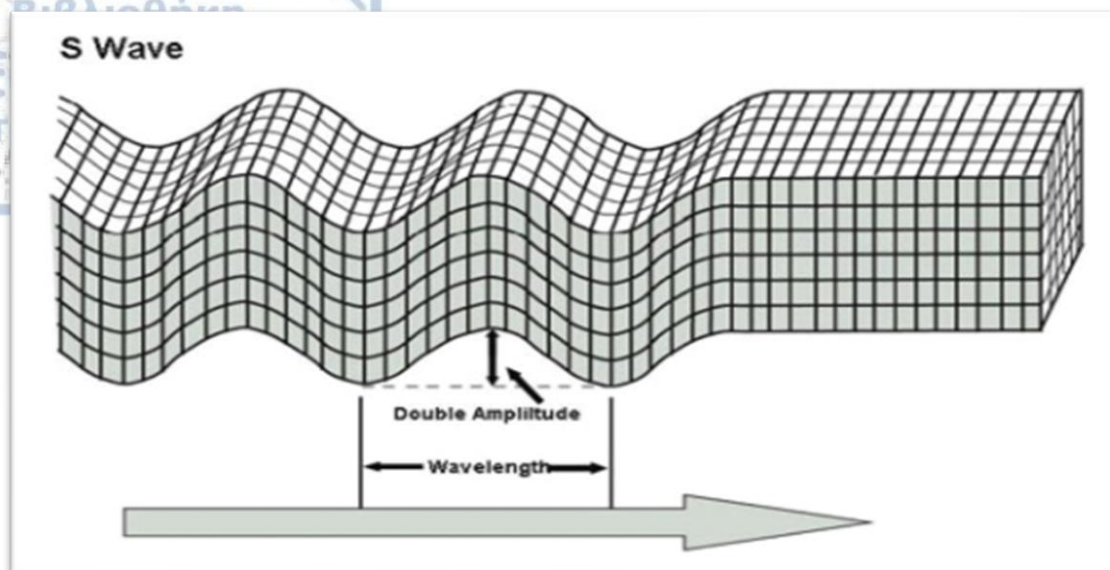


Σχήμα 2.1 Απεικόνιση της διάδοσης των επιμήκων ελαστικών κυμάτων. (ESG solutions)

Τα εγκάρσια σεισμικά κύματα, φτάνουν και καταγράφονται σε ένα σεισμολογικό σεισμό, μετά τα επιμήκη κύματα και για τον λόγο αυτό συμβολίζονται με **S** (Secundus). Πράγματι, αν συγκρίνουμε την παρακάτω σχέση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με την αντίστοιχη των επιμήκων, θα παρατηρήσουμε ότι είναι μικρότερη. Η σχέση αυτή είναι η εξής:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

και ισχύει μόνο για τα στερεά σώματα καθώς στα ρευστά το μέτρο ακαμψίας μ είναι 0. Τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, ταλαντώνονται κάθετα προς την διάδοση αυτών και το μέσο υπόκειται μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση. Το διάνυσμα της μετάθεσης αυτών των κυμάτων αναλύεται σε δύο συνιστώσες, μία που έχει τη διεύθυνση τομής του οριζοντίου επιπέδου και του κάθετου επιπέδου προς την σεισμική ακτίνα και συμβολίζεται ως **SH**, και μία που έχει την διεύθυνση του κατακόρυφου επιπέδου που περιέχει την σεισμική ακτίνα και συμβολίζεται ως **SV**.



Σχήμα 2.2 Απεικόνιση της διάδοσης των εγκαρσίων ελαστικών κυμάτων. (ESG solutions)

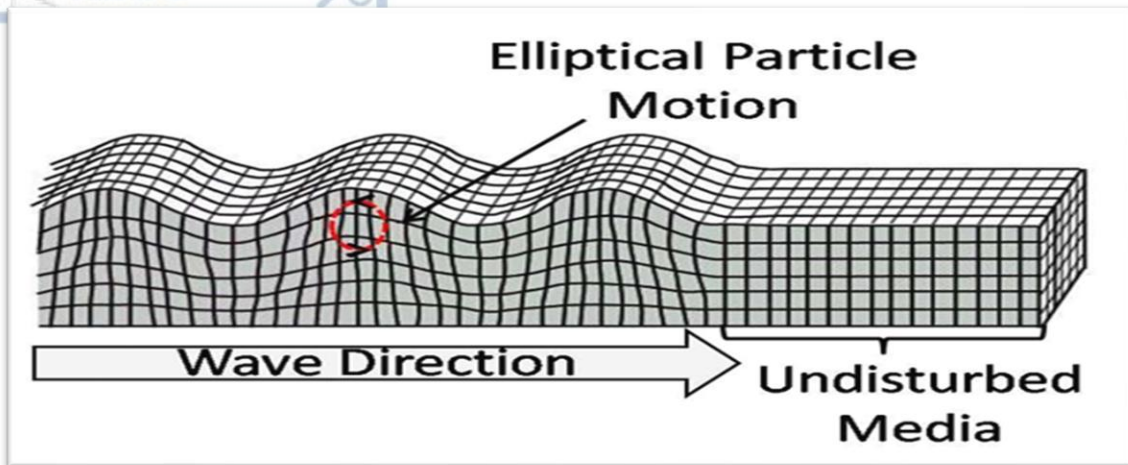
Πρέπει να ληφθεί υπόψη, ότι η στερεά Γη έχει περιορισμένες διαστάσεις και ότι τα επιφανειακά στρώματα δεν είναι απολύτως ισότροπα ενώ η ατμόσφαιρα έχει πολύ διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες. Έτσι, υπάρχουν κύματα που δημιουργούνται λόγω της ασυνέχειας φλοιός-ατμόσφαιρα, τα οποία διαδίδονται ακολουθώντας την γήινη επιφάνεια και λέγονται **επιφανειακά ελαστικά κύματα**. Τα πλάτη αυτών ελαττώνονται με το βάθος μέσα στην Γη. Τα δύο αυτά είδη κυμάτων είναι τα κύματα **Rayleigh** και τα κύματα **Love**.

Τα κύματα Rayleigh είναι τα πιο αργά ελαστικά κύματα και τα πιο περίπλοκα. Ανεξαρτήτως χρόνου, οι μεταθέσεις των υλικών σημείων που βρίσκονται σε ευθείες παράλληλες με τον άξονα Ox_2 , είναι ίσες. Αυτό σημαίνει ότι $u_2=0$ και επειδή οι μεταθέσεις u_1 και u_3 έχουν διαφορά φάσης, τα υλικά σημεία διαγράφουν ελλείψεις κατά την ταλάντωση τους στο επίπεδο Ox_1x_3 . Ο μεγάλος άξονας της έλλειψης, είναι κάθετος και τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και ο μικρός άξονας είναι παράλληλος και ομόρροπος προς τη διεύθυνση διάδοσης. Τα πλάτη των κυμάτων ελαττώνονται όσο απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της γης και σε βάθος ίσο με το μήκος του κύματος λ , τα πλάτη αυτά μηδενίζονται. Η ταχύτητα c των κυμάτων μπορεί να υπολογιστεί με την παρακάτω σχέση:

$$c = 0.919\beta \text{ , όπου ισχύει } 0 < c < \beta \quad (4)$$

Ενώ έχει αποδειχθεί με μαθηματικούς τρόπους ότι η ταχύτητα c είναι ανεξάρτητη της περιόδου T , του μήκους κύματος λ , του κυματικού αριθμού k και της συχνότητας f , παρατηρήθηκε ότι κάτι τέτοιο δεν μπορεί να ισχύει. Ο λόγος είναι, ότι ο χώρος που

διαδίδονται τα κύματα Rayleigh, δεν είναι ομογενής κι έτσι η ταχύτητα κύματος εξαρτάται από την περίοδο, με το φαινόμενο αυτό να ονομάζεται **σκεδάση**.

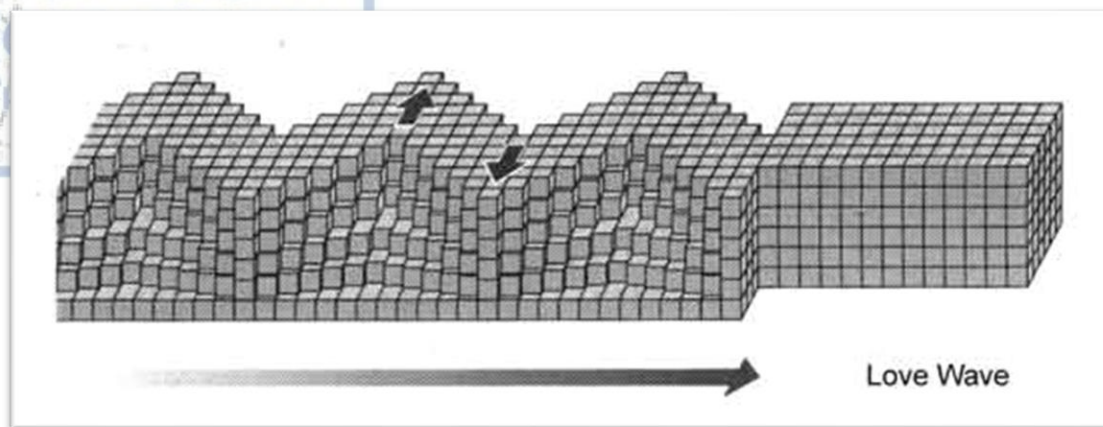


Σχήμα 2.3 Απεικόνιση της διάδοσης των ελαστικών κυμάτων Rayleigh. (Jones, 2010)

Τα υλικά σημεία κατά την διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Love, πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετα στην διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων, είναι δηλαδή εγκάρσια κύματα SH γραμμικώς πολωμένα. Τα κύματα αυτά προκύπτουν όταν κάτω από στρώμα ορισμένου πάχους(H) και μικρής ταχύτητας, βρίσκεται στρώμα μεγαλύτερης ταχύτητας διάδοσης γνωστό και ως **ημιχώρος**. Αποτελούν αποτέλεσμα την συμβολής κυμάτων SH, τα οποία ανακλώνται διαδοχικά στις δύο οριζόντιες επιφάνειες του στρώματος. Η ταχύτητα διάδοσης, c , των κυμάτων Love, προκύπτει από την εξίσωση:

$$\mu \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta^2}} - \mu_1 \sqrt{\frac{c^2}{\beta^2} - 1} \varepsilon \varphi \left(\kappa H \sqrt{\frac{c^2}{\beta^2} - 1} \right) = 0 \quad (5)$$

με βασική προϋπόθεση να ισχύει $\beta_1 < c < \beta$, όπου β η ταχύτητα διάδοσης του ημιχώρου και β_1 η ταχύτητα του στρώματος μικρότερης ταχύτητας. Η ταχύτητα είναι συνάρτηση του κυματάριθμου $\kappa = 2\pi/cT$ συνεπώς και της περιόδου T , οπότε και τα κύματα Love σκεδάζονται.



Σχήμα 2.4 Απεικόνιση της διάδοσης των ελαστικών κυμάτων Love. (Rogers, D, 2013)

2.2 ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΦΟΙ-ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΦΗΜΑΤΑ

Η ανάγκη για την εκτίμηση της εδαφικής κίνησης, τόσο σε ποιοτική μορφή αλλά κυρίως σε ποσοτική, οδήγησε στην δημιουργία καταγραφικών οργάνων. Με την γένεση ενός σεισμού τα υλικά σημεία του εδάφους αρχίζουν να ταλαντώνονται με μεγάλη επιτάχυνση με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν δυνάμεις αδράνειας και να προκληθούν σοβαρές βλάβες. Τα όργανα που καταγράφουν τις εδαφικές κινήσεις είναι τα **μεταθεσιόμετρα**, τα **σεισμόμετρα** και τα **επιταχυνσιόμετρα**, τα οποία καταγράφουν την εδαφική μετάθεση, ταχύτητα και επιτάχυνση αντίστοιχα, σε τρεις διευθύνσεις, δύο οριζόντιες (East, North) και μια κατακόρυφη (Z).

Η διαφορά του επιταχυνσιομέτρου με το κλασσικό σεισμόμετρο, είναι ότι το πρώτο καταγράφει την εδαφική επιτάχυνση ενώ το άλλο την εδαφική ταχύτητα. Υπάρχει βέβαια, η δυνατότητα να υπολογιστεί η εδαφική επιτάχυνση από τη καταγραφή της εδαφικής ταχύτητας από το σεισμόμετρο, καθώς η επιτάχυνση προκύπτει από τη παραγωγή της ταχύτητας, όμως η διαδικασία της παραγωγής δημιουργεί κάποια σφάλματα (θόρυβο) στα αποτελέσματα και για το λόγο αυτό προτιμάται η απευθείας καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης.

Τα τρία χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης είναι το εύρος και η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής δόνησης καθώς και το συχνотικό της περιεχόμενο. Η εδαφική επιτάχυνση έχει σχέση με τα αδρανειακά φορτία των κατασκευών και τις δυνάμεις που αναπτύσσονται κατά την σεισμική διέγερση, και είναι καθοριστική για την απόκριση τους. Σημαντική είναι και η γνώση της εδαφικής μετάθεσης και ταχύτητας διότι αποτελούν συχνά αίτια σοβαρών βλαβών και αυτό γιατί η ταχύτητα σχετίζεται άμεσα με

την ενέργεια και η μετάθεση με τις μεταθέσεις που προκαλούνται σε τεχνικές κατασκευές. Τα χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης προσδιορίζονται με τα φάσματα απόκρισης της επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης.

Οι επιταχυνσιογράφοι τοποθετούνται συνήθως είτε στο έδαφος, σε διάφορα βάθη ώστε να μελετηθεί η μεταβολή της εδαφικής επιτάχυνσης με το βάθος είτε μέσα στα κτήρια. Οι παλαιότεροι τύποι οργάνων δεν βρίσκονται σε συνεχή λειτουργία, αλλά ενεργοποιούνται με ορισμένη διέγερση στην αρχή του σεισμού και καταγράφουν την επιτάχυνση που προκαλείται ενώ οι μοντέρνοι επιταχυνσιογράφοι βρίσκονται σε συνεχή λειτουργία. Το όργανο συνίσταται να είναι «πακτωμένο» στο έδαφος προς αποφυγή των ενδεχόμενων μετακινήσεων κατά την εκδήλωση ισχυρών εδαφικών κινήσεων.

2.3 ΕΔΑΦΙΚΟΣ ΘΟΡΥΒΟΣ

Εδαφικός θόρυβος (Ambient Noise ή Microtremor) ονομάζονται οι μικρού πλάτους συνεχείς ταλαντώσεις του εδάφους που οφείλονται σε περιβαλλοντικούς παράγοντες. Το πλάτος του εδαφικού θορύβου είναι της τάξης του 10^{-5} με 10^{-3} cm (πλην εξαιρέσεων) και η καταγραφή του γίνεται με σεισμόμετρα ή επιταχυνσιόμετρα υψηλής ευαισθησίας. Χρησιμοποιώντας τέτοιες καταγραφές μπορούν να ληφθούν πληροφορίες που σχετίζονται με την πηγή προέλευσης του, τη φύση του κυματικού πεδίου, του δρόμου διάδοσης καθώς και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Πηγές εδαφικού θορύβου αποτελούν οι καθημερινές ανθρώπινες δραστηριότητες (π.χ. κυκλοφοριακός θόρυβος) καθώς και φυσικά φαινόμενα (π.χ. μικροσεισμοί, θόρυβος από θαλάσσια κύματα, μετεωρολογικά αίτια κλπ.). Οι πηγές του εδαφικού θορύβου ομαδοποιήθηκαν με βάση το συχνотικό τους περιεχόμενο. Είναι γενικά αποδεκτό ότι το συχνотικό όριο μεταξύ των μικροσεισμών και μικροδονήσεων είναι περίπου στο 1 Hz, όμως αυτό δεν είναι πάντοτε απόλυτο καθώς τα σεισμικά κύματα των μεγάλων σεισμών έχουν σημαντική ενέργεια σε συχνότητες πολύ μικρότερες του 1 Hz. (Πιτιλάκης, 2010)

Προέλευση Εδαφικού Θορύβου		
Συχνότητα		Πηγές Εδαφικού Θορύβου
Μικροσεισμοί	$f < 0.5 \text{ Hz}$	Ωκεάνια κύματα και μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικές συνθήκες
	$0.5 < f < 1 \text{ Hz}$	Αποτελέσματα του ανέμου και τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες
Μικροδονήσεις	$f > 1 \text{ Hz}$	Ανθρώπινες δραστηριότητες

Πίνακας 1. Ομαδοποίηση πηγών εδαφικού θορύβου με βάση το συχνοτικό τους περιεχόμενο (Bonnefoy – Claudet et al. 2006)

Όσον αφορά τη φύση του εδαφικού θορύβου, επειδή το μεγαλύτερο ποσοστό των πηγών εδαφικού θορύβου βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης, είναι λογικό να θεωρηθεί ότι το κυματικό του πεδίο αποτελείται κυρίως (αλλά όχι αποκλειστικά) από επιφανειακά κύματα. Το κυματικό πεδίο ουσιαστικά είναι μια μίξη κυμάτων χώρου και επιφανειακών κυμάτων.

Ο εδαφικός θόρυβος χρησιμοποιείται με διαφορετικές τεχνικές στην εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών:

1. Τεχνική των απόλυτων φασμάτων (Absolute Spectra), κατά την οποία γίνεται υπολογισμός των φασμάτων των καταγραφών και η συσχέτιση του με την γεωλογία της περιοχής.
2. Μέθοδος του τυπικού φασματικού λόγου (Spectral Ratios with Respect to a Reference Site, SSR).
3. Μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVSR).
4. Τεχνικές αντιστροφής για τον προσδιορισμό μοντέλων ταχύτητας χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυο οργάνων (δεκτών), (Array Technique)
5. Μέθοδος υπολογισμού της ελλειπτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Rayleigh Wave Ellipticity).

2.4 ΠΕΔΙΟ ΧΡΟΝΟΥ-ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ

2.4.1 Μετασχηματισμός Fourier

Ένα σήμα μπορεί να περιγραφεί στο πεδίο του χρόνου (π.χ. σεισμόγραμμα, επιταχυνσιόγραμμα) ή στο πεδίο συχνοτήτων (π.χ. φάσμα). Η μετάβαση από το ένα πεδίο στο άλλο, γίνεται με τον **μετασχηματισμό Fourier** (Fourier Transform). Ο ευθύς μετασχηματισμός Fourier οδηγεί από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο συχνοτήτων ενώ ο αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier (Inverse Fourier Transform) κάνει την αντίστροφη διαδικασία. Οι ποσότητες που χρησιμοποιούνται στον μετασχηματισμό Fourier είναι η συχνότητα(f), η περίοδος($T = 1/f$), η γωνιακή συχνότητα($\omega = 2\pi f = 2\pi/T$), μιγαδικοί αριθμοί($z = r \cos \theta + r i \sin \theta$) και η ταυτότητα Euler($e^{\pm i\omega t} = \cos \omega t \pm i \sin \omega t$). Ο τύπος του μετασχηματισμού Fourier που οδηγεί σε πεδίο συχνοτήτων είναι :

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (6)$$

ενώ για τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier είναι:

$$F(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int \psi(t) e^{-i\omega t} dt \quad (7)$$

2.4.2 Fast Fourier Transform(FFT)

Το FFT είναι ένας γρήγορος αλγόριθμος για τον υπολογισμό του μετασχηματισμού Fourier ενός ψηφιοποιημένου σήματος, το οποίο ορίζεται από τις τιμές του σε συγκεκριμένες χρονικές στιγμές, με σταθερό βήμα δειγματοληψίας δ_t (π.χ. ψηφιακό σεισμόγραμμα). Ο αλγόριθμος FFT για να εκμεταλλευτεί αποδοτικά ορισμένες ιδιότητες του μετασχηματισμού Fourier, έχει κάποιες ιδιαιτερότητες στον τρόπο με τον οποίο επιστρέφει τα αποτελέσματα. Αν για παράδειγμα, υπάρχει μιγαδικό σήμα με μήκος n (για βέλτιστη απόδοση το n πρέπει συνήθως να είναι δύναμη του 2), τότε το αποτέλεσμα είναι επίσης n μιγαδικοί αριθμοί. Η πρώτη τιμή που επιστρέφεται από το FFT, αντιστοιχεί στην συχνότητα 0. Έπειτα οι πρώτες τιμές $(n/2)+1$ αντιστοιχούν σε θετικές συχνότητες μέχρι και τη συχνότητα Nyquist (=συχνότητα δειγματοληψίας / 2 ή $1/2\delta_t$). Οι τιμές από $(n/2)+1$ μέχρι n , αντιστοιχούν σε αρνητικές συχνότητες.

Συνήθως μετατρέπουμε τα αποτελέσματα του αλγορίθμου FFT από πραγματικό (R) και φανταστικό μέρος (I) σε πλάτος και φάση. Έτσι η φυσική τους σημασία είναι πιο



άμεση, αφού το πλάτος μας δείχνει ποιες συχνότητες περιέχει το σήμα και η φάση με ποια χρονική διαφορά αθροίζονται στο σήμα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

3.1.1 Γεωλογικά Στοιχεία

Τα πετρώματα του Ελληνικού χώρου σχηματίστηκαν στον πυθμένα της θάλασσας της Τηθύος, η οποία δημιουργήθηκε από το αρχικό σπάσιμο της Πανγαίας στο Άνω Τριαδικό Έπειτα, από την υποβύθιση της Τηθύος και τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας, προέκυψαν οι γεωτεκτονικές ζώνες του Ελληνικού χώρου οι οποίες χωρίζονται στις Εξωτερικές (Δυτικό τμήμα) και Εσωτερικές Ελληνίδες (Ανατολικό τμήμα). (Δ. Μουντράκης, 2020)

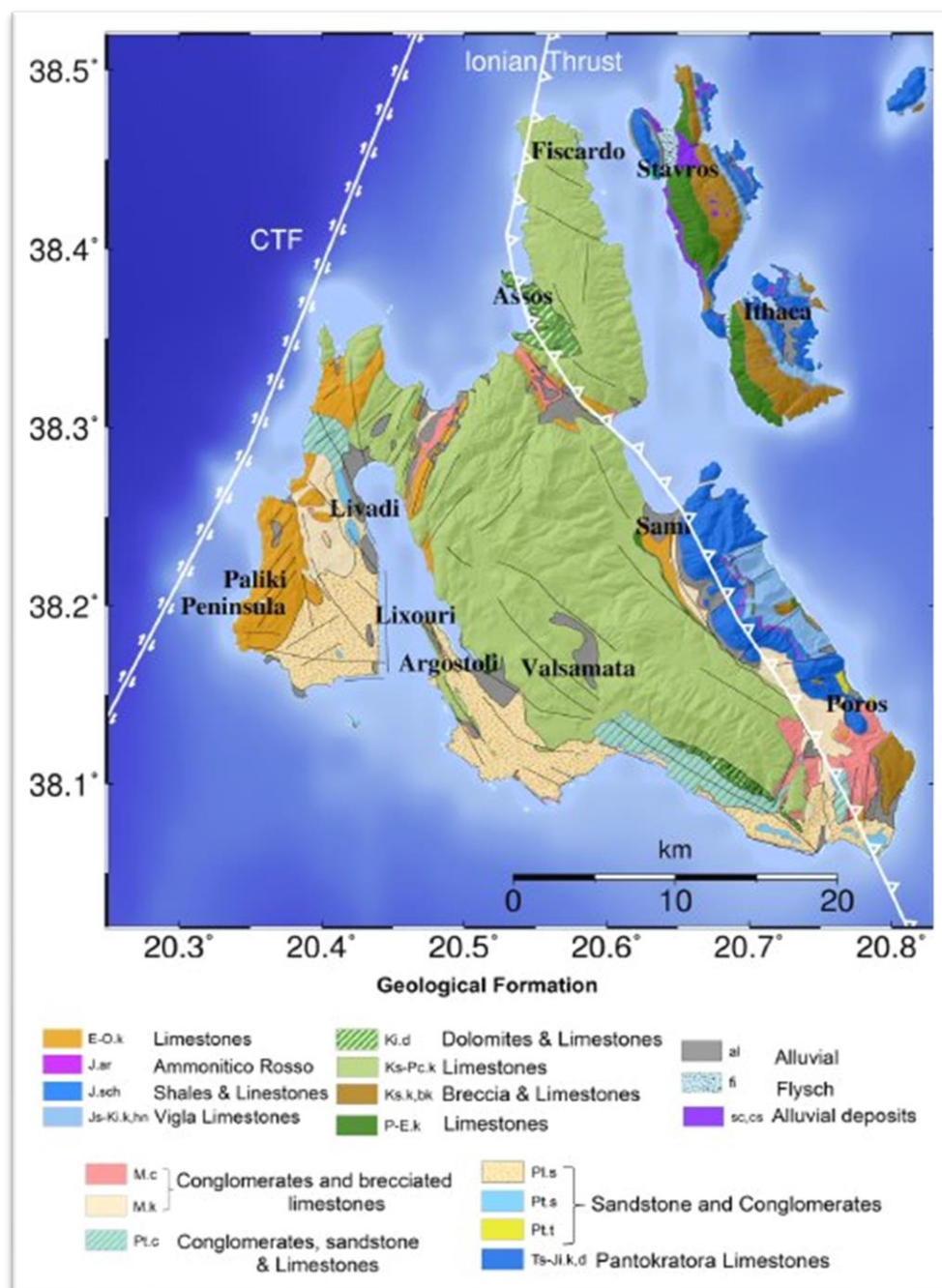
Από γεωτεκτονικής άποψης, η Κεφαλονιά βρίσκεται στο δυτικότερο τμήμα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Βρίσκεται κοντά στο ελληνικό τόξο το οποίο αποτελεί το όριο της Απουλίας (Αφρική) πλάκας με την πλάκα του Αιγαίου (Ευρασία) και λόγω αυτού αποτελεί την πιο σεισμικά ενεργή περιοχή της Ευρώπης. Η περιοχή του νησιού αποτελείται από σύνθετες γεωλογικές εμφανίσεις με εξαιρετική απεικόνιση των εδαφικών διεργασιών, μεγάλη σεισμική δραστηριότητα και είναι μεγάλης γεωδυναμικής σημασίας. Η γεωλογική δομή της Κεφαλονιάς αποτελείται από δύο γεωτεκτονικές ζώνες, αλπικών σχηματισμών, των Εξωτερικών Ελληνίδων, με γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (Διναρική διάταξη), την Προαπούλια ζώνη ή ζώνη Παξών και την Αδριατικοϊόνιο ζώνη ή Ιόνιο ζώνη. Η πρώτη καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του νησιού και αποτελεί την δυτικότερη ζώνη των Εξωτερικών Ελληνίδων ενώ η δεύτερη βρίσκεται στο νοτιοανατολικό μέρος της Κεφαλονιάς η οποία και επωθείται πάνω στην ζώνη των Παξών με μέτωπο ΒΒΔ-ΝΝΑ. Την γεωλογική δομή συνιστούν και μεταλπηκοί σχηματισμοί του Τεταρτογενούς οι οποίοι αποτέθηκαν πάνω στους παλαιότερους. (Δ. Μουντράκης, 2020)

Η Προαπούλια ή ζώνη Παξών, είναι η αυτόχθονη ζώνη του νησιού και αποτελεί το ανατολικότερο τμήμα της Απουλίας πλάκας και το εσωτερικό τμήμα της πλάκας της Απουλίας, η οποία εκτείνεται έως την νοτιοανατολική Ιταλία. Το χαρακτηριστικό της ζώνης αυτής είναι η συνεχής νηριτική ιζηματογένεση με δολομίτες, εβαπορίτες, νηριτικούς ασβεστόλιθους και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους από το Άνω Τριαδικό μέχρι και το Κάτω Μειόκαινο. Αξιοσημείωτη είναι η απουσία του φλύσχη ο οποίος ακόμη αναπτύσσεται. (Δ. Μουντράκης, 2020)

Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη ή Ιόνιος ζώνη, είναι το αλλόχθονο τμήμα του νησιού της Κεφαλονιάς καθώς προέρχεται από τα δυτικά παράλια της ηπειρωτικής Ελλάδας. Η δομή της Ιονίου ζώνης στο τμήμα της Κεφαλονιάς αποτελείται από ασβεστόλιθους

Ιουρασικού-Ηωκαίνου και εβαπορίτες του Τριαδικού.

Οι μεταλλικοί σχηματισμοί που πλαισιώνουν την γεωλογία της Κεφαλονιάς είναι μάργες του Πλειοκαίνου και θαλάσσια ιζήματα του Τεταρτογενούς. (Lekkas et al. 2001)



Σχήμα 3.1 Γεωλογικός χάρτης του νησιού της Κεφαλονιάς. Απεικονίζεται η γεωγραφική κατανομή των σχηματισμών (διάφορα χρώματα) καθώς και η γεωγραφική θέση των μεγαλύτερων ρηγμάτων στην περιοχή (μαύρες γραμμές). Η άσπρη οδοντωτή γραμμή αντιπροσωπεύει την επώθηση της Ιονίου ζώνης πάνω στην ζώνη Παξών (Ionian Thrust) ενώ η γραμμή με τα βέλη εκατέρωθεν της, το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. (Briole et al., 2015)

3.1.2 Τεκτονική- Νεοτεκτονική

Η τελική δομή του νησιού της Κεφαλονιάς είναι αποτέλεσμα των διεργασιών τεκτονικών παραμορφωτικών επεισοδίων κυρίως συμπίεσης αλλά και εφελκυσμού, κατά περιόδους. Οι περισσότερες και κυριότερες τεκτονικές μορφές που δημιουργήθηκαν οφείλονται στην καλυμματική τεκτονική της Ιονίου ζώνης πάνω στην ζώνη Παξών κατά του Κατώτερο Πλειόκαινο. Οι κύριες τεκτονικές δομές είναι τα ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, οι επιππεύσεις διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και τα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Τα ανάστροφα ρήγματα σε συνδυασμό με τις ανοικτές πτυχές ίδιου προσανατολισμού, βρίσκονται στην ενότητα Παξών και αποτελούν συνιζηματογενείς δομές, οι οποίες καθόρισαν τις παλαιογεωγραφικές περιοχές της Απουλίας. Οι επιππεύσεις δεν έχουν μεγάλη γεωγραφική εξάπλωση στο νησί και αποτελούν επιππεύσεις και αντικλινικές δομές. Τα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, έχουν εξάπλωση μόνο στην ενότητα της Ιονίου και τα αξονικά επίπεδα των πτυχών είναι παράλληλα με την επιφάνεια επώθησης της ζώνης Ιονίου πάνω στην ζώνη Παξών.

Νεότερες τεκτονικές δομές, δηλαδή από την περίοδο του Μέσου Μειοκαίνου και έπειτα, απαρτίζονται κυρίως από ρήγματα που δρουν ως όρια των γεωλογικών σχηματισμών. Τα ρήγματα αυτά ποικίλουν τόσο στην έκταση, μπορούν να φτάσουν και μέχρι μερικές δεκάδες μέτρα, όσο και στην συνιστώσα ολίσθησης, είτε αυτή είναι οριζόντια είτε είναι κατακόρυφη. Με το πέρασμα του χρόνου, έχουν παρατηρηθεί επαναδραστηριοποιήσεις παλαιότερων τεκτονικών δομών, τόσο ρηγμάτων, όσο και πτυχών. Τα ρήγματα αυτά είναι κυρίως ανάστροφα όπως το ρήγμα του Αργοστολίου, του Αίνου, της Αγίας Ευφημίας καθώς και του περιθωρίου Ζακύνθου-Κεφαλονιάς. Τα τρία τελευταία, παρουσιάζουν και οριζόντια συνιστώσα, η οποία τα καθιστά ως «πλαγιοανάστροφα». Οι πλαστικές τεκτονικές δομές, όπως το αντίκλινο του Αίνου και του αντικλίνου στην χερσόνησο της Παλικής, επαναδραστηριοποιήθηκαν και υπέστησαν ανόρθωση. Επίσης παρατηρήθηκαν ανυψώσεις της ακτογραμμής, όπου κατά τόπους μπορεί να ξεπεράσουν και τα 100m. Η διάβρωση των γεωλογικών δομών είναι έντονη και οφείλεται στις τεκτονικές παραμορφώσεις που έλαβαν χώρα στο Κάτω Πλειόκαινο με Πλειστόκαινο. Τα αποτελέσματα αυτής της δράσης παρατηρούνται στα νοτιοδυτικά τμήματα των όρων του Αίνου και του Καλού καθώς και στην δυτική πλευρά της χερσονήσου της Παλικής, όπου υπάρχει έντονη τεκτονική δραστηριότητα η οποία προκαλεί από παραμόρφωση μέχρι και κερματισμό των πετρωμάτων. Τέλος, παρατηρείται και μεγάλη διάβρωση των ιζημάτων του Πλειστοκαίνου, η οποία οφείλεται σε βορειοανατολικές κινήσεις κυρίως στην περιοχή Πάστρας και προκάλεσε μετατοπίσεις του υδρογραφικού δικτύου προς την ίδια κατεύθυνση.

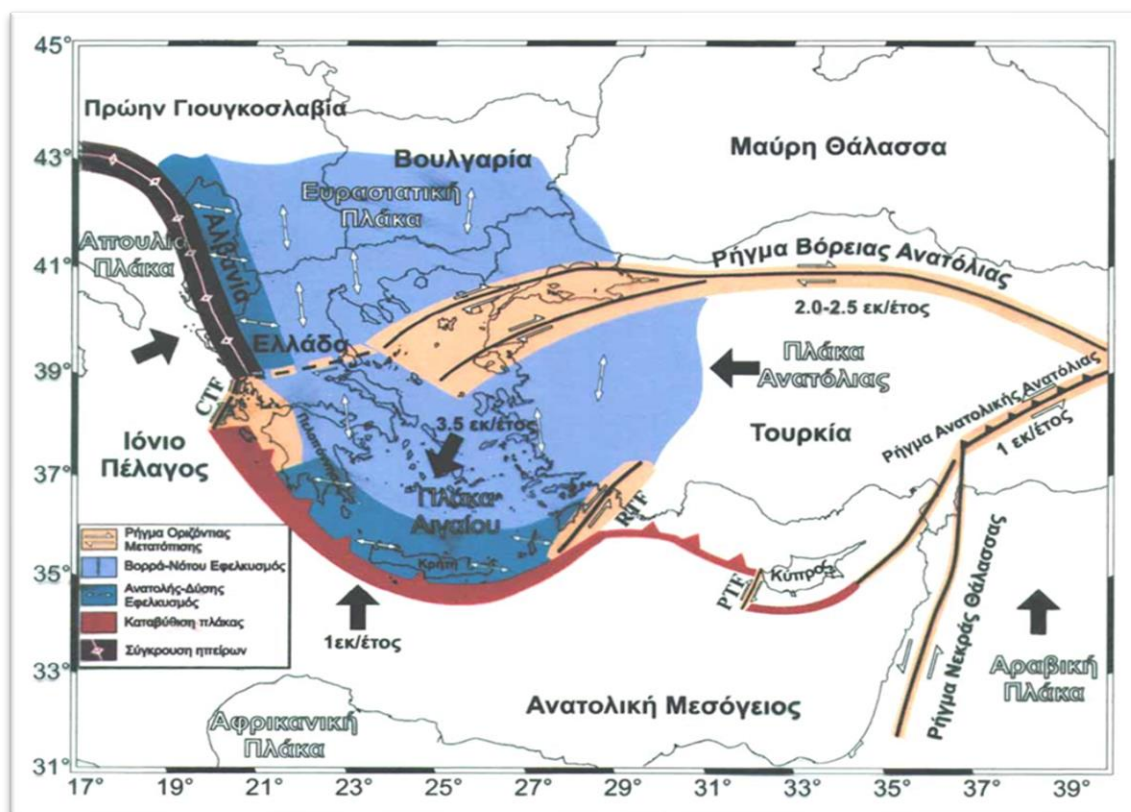
Στην ουσία, η συνολική τεκτονική εξέλιξη της νήσου της Κεφαλονιάς, είναι επαναλαμβανόμενες εναλλαγές φάσεων συμπίεσης και αποσυμπίεσης. Αρχικά, υπήρξε η καλυμματική τοποθέτηση της Ιονίου ζώνης πάνω στην ενότητα Παξών, κάτω από το καθεστώς συμπίεσης, που ανάδυσσε τους ορεινούς όγκους Αίνος και Καλός, δημιούργησε πτυχές και ενεργοποίησε συνιζηματογενή ρήγματα, όπου λόγω συμπίεσης μετατράπηκαν σε ανάστροφα (Κάτω Πλειόκαινο). Έπειτα, ακολούθησε αποσυμπιεστική φάση (Ανώτερο Πλειόκαινο-Πλειστόκαινο) με την δημιουργία κανονικών ρηγμάτων, το οποίο σαν αποτέλεσμα έχει τον σχηματισμό τεκτονικών κεράτων (horns) όπως το κέρασ του Αίνου. Στην συνέχεια επικράτησε ξανά καθεστώς συμπίεσης (Κάτω-Μέσο Πλειστόκαινο) με την δημιουργία ανάστροφων ρηξιγενών δομών κυρίως στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού (Παλική, Αργοστόλι). Επίσης δημιουργήθηκαν νέες πτυχές με διευθύνσεις ΒΒΔ-ΝΝΑ. Από εκείνη την περίοδο και έπειτα επικράτησε και δεύτερη φάση αποσυμπίεσης με την δημιουργία κανονικών ρηγμάτων και το καθεστώς συμπίεσης να υπάρχει αλλά σε μεγαλύτερα βάθη. (Lekkas et al. 2001)



Σχήμα 3.2. Τα σημαντικότερα ρήγματα της Κεφαλονιάς. AF: Ρήγμα Αργοστολίου, AEF: Ρήγμα Αγίας Ευφημίας, AT: Ρήγμα Αίνου, GAT: Ρήγμα του Κόλπου του Αργοστολίου, IT: Επώθηση της Ιονίου ζώνης πάνω στην Παξών, KAF: Ρήγμα Καλού Όρους. (Stiros et al., 1994)

3.1.3. Σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής

Το Ιόνιο Πέλαγος αποτελεί μια περιοχή με μεγάλη σεισμική δραστηριότητα από το παρελθόν μέχρι και σήμερα και θεωρείται η πιο σεισμικά ενεργή περιοχή της Ευρώπης και κατέχει την 6^η θέση σε παγκόσμια κατάταξη. Η συμβολή των τεκτονικών φάσεων, είναι σημαντική για την μεγάλη σεισμική δραστηριότητα, αλλά σημαντική είναι και η γεωγραφική θέση της νήσου. Η Κεφαλονιά βρίσκεται στο βορειοδυτικό άκρο του ελληνικού τόξου και σε μικρή από την ελληνική τάφρο η οποία αποτελεί το ενεργό περιθώριο υποβύθισης της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αφρικής κάτω από αυτήν της Ευρασίας. Επίσης, βρίσκεται στην σεισμοτεκτονική ζώνη δεξιόστροφων ρηγμάτων στα Ιόνια νησιά η οποία αποτελείται από δύο υποζώνες. Η πρώτη περιλαμβάνει την Κεφαλονιά και την Λευκάδα ενώ η δεύτερη την ΒΔ Πελοπόννησο. Η ζώνη αυτή δεσπόζεται από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τα οποία οφείλονται στην προς τα ΝΔ κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία και την Απούλια μικροπλάκα. Η υποζώνη Κεφαλονιάς-Λευκάδας τερματίζεται στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς που αποτελεί την κύρια τεκτονική δομή της περιοχής διαδραματίζοντας σημαντικό ρόλο στην γεωδυναμική της εξέλιξη.



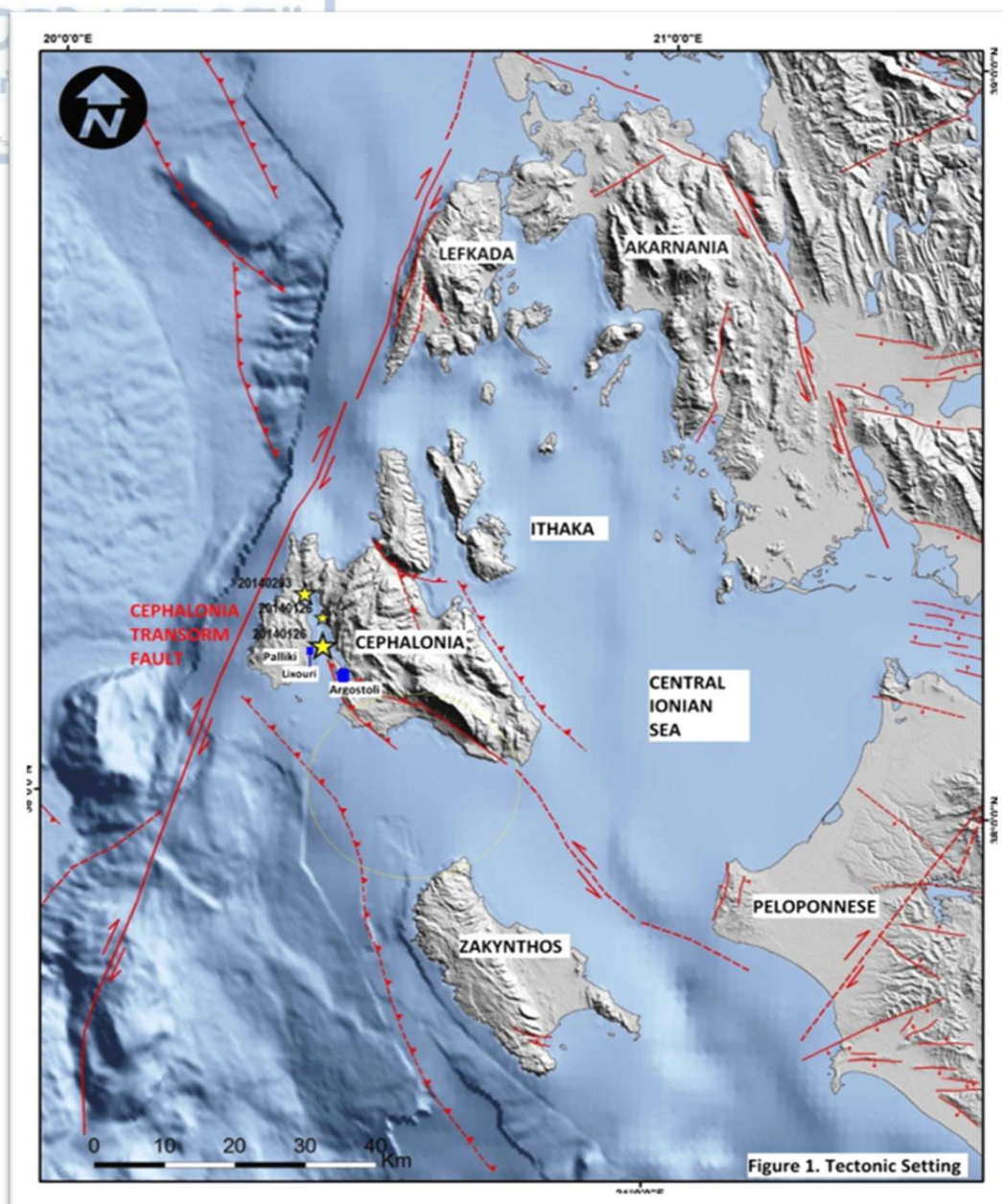
Σχήμα 3.3. Απεικόνιση των λιθοσφαιρικών πλακών και των κινήσεων τους. Τα μαύρα βέλη δείχνουν την διεύθυνση κίνησης των πλακών, η κόκκινη σκιαγραφημένη περιοχή απεικονίζει το ελληνικό τόξο. CTF (Cephalonian Transform Fault): Ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. RTF (Rhodes Transform Fault): Ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου. (slideshare.net)

Όπως φαίνεται στον παραπάνω χάρτη (Σχ. 3.3), η υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου, γίνεται με ρυθμό 3,5 cm/year, ο οποίος θεωρείται αρκετά μεγάλος και αποτελεί την κύρια αιτία εκδήλωσης των περισσότερων σεισμών στον ελληνικό χώρο.

Οι σεισμοί οριζόντιας ολίσθησης που πλήττουν, κυρίως, τις περιοχές του κεντρικού Ιονίου βρίσκονται στο όριο των πλακών και σηματοδοτούν μία από τις βασικές δομικές ασυνέχειες της ανατολικής Μεσογείου δηλαδή το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTF), η ζώνη του οποίου εντοπίζεται στο δυτικό τέλος της ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Το ρήγμα αυτό αποτελεί ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στο οποίο υπάρχει και ανάστροφη συνιστώσα (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003) το οποίο στο παρελθόν είχε δώσει σεισμικές δονήσεις μεγέθους $M_w:7$ και μεγαλύτερες. Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης κυριαρχούν σε ένα μεγάλο κομμάτι ανατολικά του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, φτάνοντας μέχρι τα δυτικά όρια του Κορινθιακού Κόλπου. Στο χάρτη του σχήματος 3.4., παρατηρούνται ανάστροφα ρήγματα στο ηπειρωτικό κομμάτι της Κεφαλονιάς, γεγονός που τα καθιστά πιο επικίνδυνα από αυτά στην θάλασσα καθώς είναι κοντά σε κατοικημένες περιοχές.

Όσον αφορά την σεισμική ιστορία της περιοχής, κατά τα τελευταία 40 χρόνια, έχουν προκύψει τρεις βασικές σεισμικές ακολουθίες στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, το 1983, το 2003 και το 2014 (Karakostas et al., 2015), οι οποίες οδήγησαν στη διάρρηξη ενός τμήματος του ρήγματος.

Η πιο πρόσφατη αξιοσημείωτη δραστηριότητα του ρήγματος της Κεφαλονιάς, είναι το έτος 2014 με δύο σεισμούς, μεγέθους $ML:5,8$ και $ML:5,7$, με εστιακό βάθος 14-18 km και 2-6 km αντίστοιχα, με επίκεντρα στο δυτικό κομμάτι του νησιού και ακολούθησε έντονη μετασεισμική δραστηριότητα (μεγέθη μέχρι και 5.5). (Γ.Α. Παπαδόπουλος και συν., 2014)



Σχήμα 3.4. Απεικόνιση των μεγαλύτερων ρηγμάτων της περιοχής. Οι κόκκινες γραμμές είναι τα ενεργά ρήγματα ενώ οι διακεκομμένες, τα ανενεργά. Το τρίγωνο συμβολίζει την ανάστροφη κίνηση τα βέλη εκατέρωθεν της γραμμής, την οριζόντια μετατόπιση. (Valkaniotis et al., 2014)

3.2 ΔΙΚΤΥΟ ARGONET

Το δίκτυο Argonet (Argostolic Network), αποτελείται από μια κατακόρυφη διάταξη επιταχυνσιομέτρων βάθους 84m και ένα σταθμό ελεύθερου πεδίου σε απόσταση περί-

που 440m, και βρίσκεται στην Κεφαλονιά, στην περιοχή δράσης του ρήγματος μετα-σχηματισμού της Κεφαλονιάς. Ο στόχος αυτής της εγκατάστασης είναι η μελέτη της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας σε τοπικό επίπεδο, στο κυματικό πεδίο δίνοντας έμφαση στην ισχυρή εδαφική κίνηση (μη γραμμικότητα).

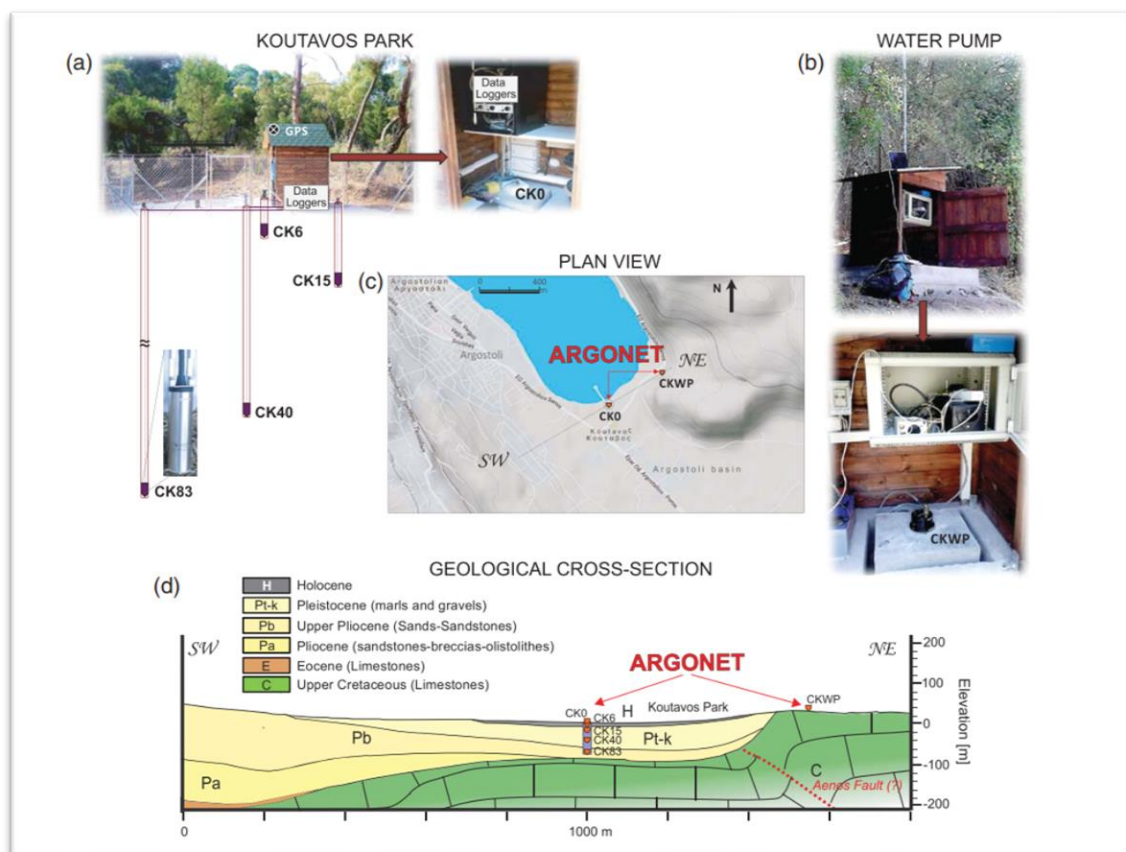
Η κατακόρυφη διάταξη αποτελείται από επιταχυνσιόμετρα τοποθετημένα στην επιφάνεια αλλά και σε διάφορα βάθη κάτω από αυτήν. Πιο συγκεκριμένα, υπάρχουν αισθητήρες κίνησης στην επιφάνεια (0m), στα 5.6 m (CK06), 15.5 m (CK15), 40.1m (CK40) και στα 83.4 m (CK84). Επίσης, υπάρχει και έκτο επιταχυνσιόμετρο το οποίο βρίσκεται κοντά σε εγκαταλελειμμένη αντλία νερού, τοποθετημένο πάνω σε ασβεστόλιθο, σε απόσταση περίπου 440 m νοτιοανατολικά των υπολοίπων, με κωδικό CKWP (Water Pump). Το εύρος της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων κυμαίνεται από 130 m/s έως 700 m/s, πηγαίνοντας από την επιφάνεια προς τον βράχο σε μεγαλύτερα βάθη.

Το σύστημα εγκαταστάθηκε τον Ιούλιο του 2015 και βρίσκεται σε συνεχή λειτουργία με τη χρήση GPS, τα οποία είναι απολύτως συγχρονισμένα. Έχουν καταγραφεί υψηλής ποιότητας δεδομένα από τοπικούς σεισμούς με μεγέθη 1.8 έως 6.4 και υποκεντρικές αποστάσεις από 7 έως 180 km. Το σύστημα ARGONET αποτελεί την βάση για την έρευνα των επιδράσεων της εδαφικής κίνησης στο σύνθετο γεωλογικό μοντέλο της περιοχής, την επαλήθευση των αποτελεσμάτων των μεθόδων 1D/2D/3D καθώς και το εργαλείο για την μελέτη της μη γραμμικότητας του υλικού σε περιπτώσεις ισχυρών σεισμικών κινήσεων.

Κατόπιν εκτεταμένης έρευνας, αποφασίστηκε το σύστημα Argonet να εγκατασταθεί στην νοτιοανατολική πλευρά του πάρκου Κουτάβου λόγω της ισχυρότερης ενίσχυσης που παρατηρήθηκε.

Τρεις κύριοι γεωλογικοί σχηματισμοί παρατηρήθηκαν στη συγκεκριμένη περιοχή από τα 83.4m και άνω (G. Didaskalou & Partners SP, 2015). Ο πρώτος σχηματισμός από τα 68.4m έως τα 84.5 m χρονολογείται στο Άνω Πλειόκαινο και αποτελείται από χαλαρούς μαργαϊκούς και αμμώδης ασβεστόλιθους και μάργες (Pb). Ο δεύτερος σχηματισμός από τα 8 έως τα 68.4m είναι ηλικίας Πλειστοκαίνου και περιλαμβάνει εναλλασσόμενα στρωμάτων διαφόρων τύπων αργίλου με πιο χαρακτηριστικό το στρώμα ερυθρής-καστανής αργίλου με πάχος περίπου 30m (Pt-k). Ο τρίτος σχηματισμός από τα 2 έως τα 8 μ. περιλαμβάνει τεταρτογενείς αποθέσεις (άργιλος και ιλυώδης άμμος). Από το βάθος των δύο μέτρων μέχρι την επιφάνεια αποτίθενται τεχνικές επιχώσεις. Όλα τα παραπάνω, βρίσκονται πάνω στο γεωλογικό υπόβαθρο το οποίο είναι Κρητιδικός ασβεστόλιθος.

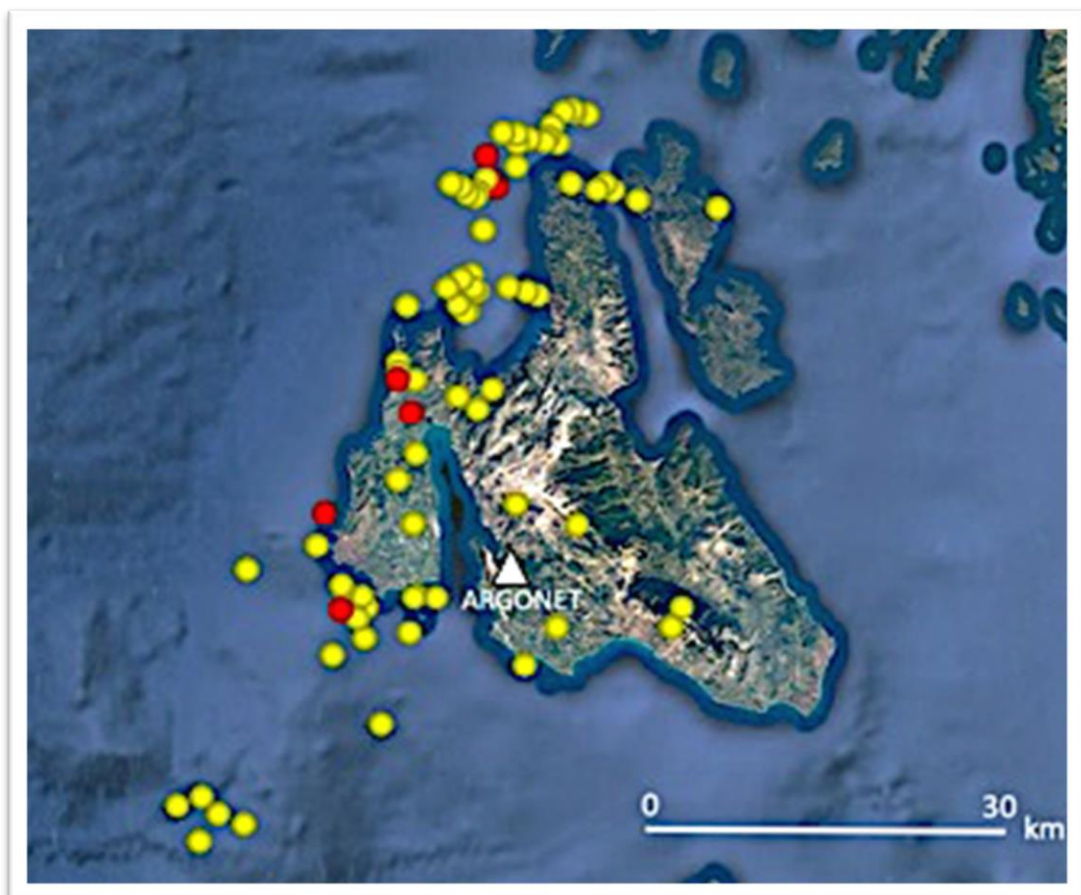
Όλοι οι αισθητήρες είναι συνδεδεμένοι με ψηφιοποιητές Centaurs (Nanometrics) 3 ή 6 ψηφιοποιητές καναλιών ανάλυσης 24-bit και χαμηλού ηλεκτρονικού θορύβου για την χρησιμοποίηση μεγάλου συχνοτικού εύρους και υψηλής ευαισθησίας σεισμόμετρα ή επιταχυνσιόμετρα. Επίσης η χωρητικότητα των σταθμών ανέρχεται στα 64 GB μνήμης με την τοποθέτηση εσωτερικής κάρτας SD. Για την αποφυγή δυσλειτουργιών κατά την μεταφορά των δεδομένων, κάθε μήνα πραγματοποιείται η συλλογή αντιγράφων ασφαλείας των δεδομένων, τα οποία αποθηκεύονται σε τοπικό διακομιστή (local server). Όλοι οι σταθμοί είναι συνδεδεμένοι στο Internet με σύνδεση ADSL και τα δεδομένα μεταδίδονται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο στο Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών ΙΤΣΑΚ στη Θεσσαλονίκη και καθημερινά στο Institut des Sciences de la Terre ISTerre (Grenoble, France) και στο Τεχνολογικό Ινστιτούτο CEA (Cadarache, France). (Theodoulidis et al., 2018)



Σχήμα 3.5. Η υποδομή του συστήματος ARGONET: (a) αισθητήρες επιταχυνσιομέτρων εντός γεώτρησης CK83, CK40, CK15, CK06 και ο επιφανειακός αισθητήρας CK0 στο πάρκο Κουτάβου, (b) αισθητήρας εντός αντλίας σε CKWP σε ασβεστόλιθο, (c) απεικόνιση του συστήματος ARGONET με την γραμμή να προσομοιάζει την γεωλογική τομή (d) του πάρκου Κουτάβου. (N. Theodoulidis et al., 2018)

Στην παρούσα εργασία, τα δεδομένα σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν, αφορούν την χρονική περίοδο 2015-2019, με μεγέθη $M \geq 3.0$ και επικεντρική απόσταση $Rep. \leq 40\text{km}$.

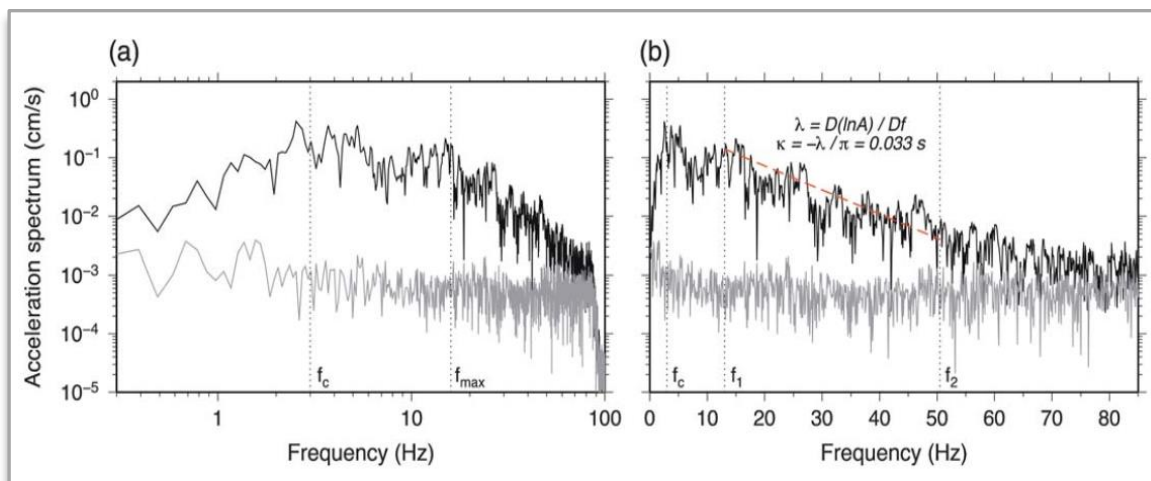
Ο μεγαλύτερος σεισμός που καταγράφηκε είχε μέγεθος 4.8 και επικεντρική απόσταση 34 km. Ο υπολογισμός των παραμέτρων των σεισμών (χρόνος γένεσης, γεωγραφικές συντεταγμένες του epicέντρου, εστιακό βάθος και μέγεθος), έγινε από τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθήνας, και χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα των καταγραφών των επιταχυνσιογράφων από τα επιταχυνσιόμετρα σε βάθη γεώτρησης 83.4m, 40.1m, 15.5m, 6m, 0m και Wp (Water Pump), με κωδικές ονομασίες CK83, CK40, CK15, CK06, CK0, CKWP, αντίστοιχα. Η καταγραφή ενός σεισμού σε κάθε επιταχυνσιόμετρο περιλαμβάνει τρεις συνιστώσες, δύο οριζόντιες East και North και μια κατακόρυφη Z, καθώς το κυματικό πεδίο είναι τρισδιάστατο. Έτσι, συντάχθηκε ο τελικός κατάλογος, με 82 σεισμούς (Παράρτημα I, σελ.53) των οποίων η γεωγραφική κατανομή απεικονίζεται, μέσω του υπολογιστικού προγράμματος Google Earth Pro, στο Σχήμα 3.6.



Σχήμα 3.6. Τα epicέντρα των σεισμών της χρονικής περιόδου 2015-2019 με μεγέθη $3.0 \leq$ και επικεντρικές αποστάσεις $40 \geq$ km, οι καταγραφές των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Τα σημεία με το κίτρινο χρώμα είναι οι σεισμοί με μέγεθος < 4.0 και εκείνα με το κόκκινο χρώμα είναι αυτοί με $M \geq 4.0$.

3.3 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ ΚΑΡΡΑ

Κάθε σεισμός χαρακτηρίζεται από ένα φάσμα απόκρισης το οποίο είναι ένα διάγραμμα που δίνει την μέγιστη τιμή κάποιου μεγέθους απόκρισης όπως είναι η εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα και μετάθεση που αναπτύσσονται σε κάποια σεισμική διέγερση και η φασματική τους απόσβεση είναι σταθερή. Όπως φαίνεται στο Σχήμα (3.7.b), σε υψηλές συχνότητες (3-50 Hz) το πλάτος της φασματικής επιτάχυνσης μειώνεται με τη συχνότητα, και αυτό προσδιορίζεται με την φασματική απόσβεση, δηλαδή τον παράγοντα Kappa (κ_r) για μια καταγραφή σε ορισμένη απόσταση R από την πηγή. Η επεξεργασία των καταγραφών προκειμένου να προσδιοριστεί αυτή η παράμετρος, έγινε σε δύο διαγράμματα του φάσματος της εδαφικής επιτάχυνσης (cm/s) σε συνάρτηση με τη συχνότητα (Σχ.3.7b) ή το δεκαδικό λογάριθμο αυτής (Σχ.3.7a). (Ktenidou et al., 2014)



Σχήμα 3.7. Διάγραμμα της μεταβολής του φάσματος επιτάχυνσης με την συχνότητα σε λογαριθμική (3.7.a) και ημιλογαριθμική κλίμακα (3.7.b). Με την μαύρη γραμμή απεικονίζεται το φάσμα επιτάχυνσης των S κυμάτων ενώ με την γκρι γραμμή, ο εδαφικός θόρυβος. Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή δείχνει την κλίση της ευθείας των τιμών του φάσματος από τη συχνότητα $f_1=f_{max}$, έως την f_2 , όπου ταυτίζεται με εκείνο του σήματος. (Ktenidou et al., 2014)

Η παράμετρος αυτή περιγράφει την απομείωση σε υψηλές συχνότητες του παρατηρούμενου πλάτους φάσματος Fourier. Στην ουσία χρησιμοποιείται για την προσομοίωση και πρόβλεψη της εδαφικής κίνησης και υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\kappa_r = \frac{-\lambda}{\pi} \quad (8)$$

όπου λ , η κλίση της καμπύλης πτώσης της συχνότητας η οποία δίνεται από την σχέση:

$$\lambda = \frac{D(\ln a)}{Df} \quad (9)$$

Η φασματική αυτή απόσβεση σχετίζεται με την απόσβεση των εγκαρσίων κυμάτων στο φλοιό της Γης. Η παράμετρος κ_r , είναι κρίσιμη για την περιγραφή της εδαφικής κίνησης στις υψηλές συχνότητες, σε ποικίλες εφαρμογές όπως κατά την προσομοίωση της εδαφικής κίνησης και τον καθορισμό και προσαρμογή σχέσεων πρόβλεψης της εδαφικής κίνησης (GMPE's). Οι προσεγγίσεις για τον υπολογισμό της κ_r , είναι πολλές και με διάφορες παραλλαγές. Σε αυτή την εργασία, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Φάσματος Επιτάχυνσης (Acceleration Spectrum) που προτάθηκε από τους Anderson & Hough (1984). Σύμφωνα με αυτό, το κ_r υπολογίζεται από τη κλίση του διαγράμματος του λογαρίθμου του φάσματος Fourier των S κυμάτων σε συνάρτηση με τη συχνότητα, σε συχνότητες πάνω από μία τιμή f_1 η οποία πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την γωνιακή συχνότητα f_c . Επειδή όμως, η συνιστώσα της οριζόντιας διάδοσης του κύματος επηρεάζεται και από τον παράγοντα ανελαστικής απόσβεσης (Q), γίνεται η αναγωγή σε μηδενική απόσταση ώστε να προσδιοριστεί το κ_0 . Στην ουσία το κ_0 , εφαρμόζεται ως φίλτρο χαμηλής διέλευσης για να περιοριστούν οι υψηλές συχνότητες επηρεάζοντας την μέγιστη κίνηση και το σχήμα του φάσματος. (Boore & Joyner, 1982)

3.4 ΣΥΧΝΟΤΙΚΟ ΕΥΡΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ ΚΑΡΡΑ

Για τον υπολογισμό της κ_r , επιλέγεται ένα τμήμα του φάσματος Fourier, στο οποίο το φάσμα επιτάχυνσης μειώνεται εκθετικά μέχρι να πλησιάσει στο επίπεδο του φάσματος του θορύβου. Το εύρος αυτής της περιοχής καθορίζεται από δύο συχνότητες, στο ημιλογαριθμικό διάγραμμα. Η πρώτη συχνότητα ορίζεται ως η μικρότερη συχνότητα αυτού του εύρους καθώς ακριβώς μετά από αυτήν το φάσμα επιτάχυνσης μειώνεται ραγδαία και ονομάζεται f_e . Η f_e (f_1 , στο σχήμα 3.7.b) είναι μία παράμετρος που προσδιορίζει προσεγγιστικά από ποια συχνότητα και μεγαλύτερη το φάσμα της επιτάχυνσης της σεισμικής κίνησης των S κυμάτων ελαττώνεται. Η μείωση αυτή προσεγγίζεται με

τη μορφή ευθείας σε ένα διάγραμμα (log-linear). Η κλίση αυτής της ευθείας υπολογίζεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και είναι ίση με είναι **πκ** (Ktenidou et al., 2014). Η δεύτερη συχνότητα θεωρείται η μέγιστη συχνότητα αυτού του εύρους καθώς είναι η υψηλότερη συχνότητα πριν τον τερματισμό αυτής της μείωσης του φάσματος και ονομάζεται **fend**. Η **fend** (**f₂**, στο σχήμα 3.7.b) αποτελεί το ανώτατο συχνοτικό όριο αυτής της πτώσης και επιλέγεται με σκοπό να ικανοποιεί αυτή τη γραμμική τάση, επιδιώκοντας το μεγαλύτερο συχνοτικό εύρος. Σε αντίθεση με την **fe**, η **fend** δεν έχει κάποια φυσική σημασία καθώς δεν σχετίζεται με τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής ή των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Αυτή εξαρτάται αποκλειστικά από το επίπεδο του φάσματος του εδαφικού θορύβου, στις υψηλές συχνότητες, μετατοπίζοντας την **fend** σε χαμηλότερες συχνότητες. Υπάρχει και μια τρίτη συχνότητα η οποία προσδιορίζεται από το διάγραμμα μεταβολής του λογαρίθμου του φάσματος της επιτάχυνσης σε συνάρτηση με το λογάριθμο της συχνότητας, η οποία είναι παρόμοια με την **fe** και ονομάζεται **fmax**. Η **fmax** (σχήμα 3.7a) είναι η υψηλότερη συχνότητα πέρα από την οποία το πλάτος του FAS (Fourier Acceleration Spectrum) μειώνεται (έντονη απόσβεση των υψηλών συχνοτήτων), λόγω της επίδρασης των τοπικών συνθηκών. Τέλος υπάρχει και η γωνιακή συχνότητα **fc** (corner frequency), χαρακτηριστική για κάθε σεισμό και είναι αντιστρόφως ανάλογη του μεγέθους του σεισμού. Όπως είναι ήδη γνωστό, ισχύει ότι:

$$f_c = \frac{1}{T_c} \quad (10)$$

όπου T_c είναι η διάρκεια της διάρρηξης στο ρήγμα κατά την γένεση ενός σεισμού. Η f_c είναι εμφανής σε ένα διλογαριθμικό διάγραμμα του φάσματος της επιτάχυνσης σε συνάρτηση με τη συχνότητα και σχετίζεται με το σημείο στις χαμηλές συχνότητες, όπου αλλάζει η κλίση μετά τον οριζόντιο κλάδο του φάσματος (μείωση των φασματικών πλατών).

3.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΡΟΠΗ (M_0)

Υπάρχουν διάφορες κλίμακες μεγεθών οι οποίες εκφράζουν την ενέργεια που απελευθερώνεται κατά τη γένεση ενός σεισμού όπως είναι οι κλίμακες του τοπικού μεγέθους (ML), του επιφανειακού μεγέθους (Ms) και του χωρικού μεγέθους (mb). Όμως όλα τα παραπάνω βασίζονται σε σεισμικά κύματα με περιορισμένο συχνοτικό εύρος σε σχέση με ολόκληρο το φάσμα των σεισμικών κυμάτων. Για αυτό υπήρξε ανάγκη για τον καθορισμό ενός μεγέθους το οποίο δεν περιορίζεται σε μετρήσεις πλάτους κυμάτων σε ένα συγκεκριμένο φάσμα συχνοτήτων, αλλά είναι ευρέως φάσματος. Αυτή η κλίμακα, είναι η κλίμακα σεισμικής ροπής M_0 η οποία προτάθηκε από τον Aki (1967). Το μέτρο της σεισμικής ροπής μπορεί να υπολογισθεί από την σχέση:

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot u \quad (11)$$

όπου μ το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία, L το μήκος, W το πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος, u η μέση μετατόπιση στην εστία του σεισμού. Στην συγκεκριμένη έρευνα η σεισμική ροπή υπολογίστηκε από το μέγεθος των σεισμών σύμφωνα με την σχέση (B. K. Παπαζάχος, 2005):

$$\text{Log}M_0 = 1.50M + 16.1 \quad (12)$$

όπου M το μέγεθος του σεισμού και M_0 η σεισμική ροπή (σε dyn cm).

3.6 ΤΑΧΥΤΗΤΑ V_{s30}

Για να αξιοποιηθούν οι παραπάνω παράμετροι, θα πρέπει να συσχετιστούν με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Για να πραγματοποιηθεί αυτό, θα πρέπει να υπολογισθεί η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V_{sz}) στα διάφορα βάθη (z) που βρίσκονται τα επιταχυνσιόμετρα. Πριν από αυτό, όμως, πρέπει να καθοριστεί η μέση ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων V_{s30} του επιφανειακού στρώματος πάχους 30 m, η οποία αποτελεί δείκτη ενίσχυσης της σεισμικής δόνησης

σε μια θέση (Boore et al., 2011). Η V_{s30} ορίζεται ως η μέση ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων από την επιφάνεια της γης προς βάθος 30 μέτρων, και χρησιμοποιείται ως παράμετρος που χαρακτηρίζει την τοπική απόκριση σε έναν πιθανό σεισμό καθώς υλοποιήθηκε στην μηχανική και την κατασκευή κτηρίων διεθνώς. Ουσιαστικά, η V_{s30} , εκφράζει τη μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στα επιφανειακά 30m όπου κυρίως γίνονται οι θεμελιώσεις των τεχνικών έργων. Θεωρείται δηλαδή, μια σύμβαση για πρακτικούς λόγους στις κανονιστικές διατάξεις. Η ποσότητα V_{s30} εμφανίστηκε για πρώτη φορά το 1992 για τον κατασκευαστικό κώδικα NEHRP στις Η.Π.Α., ορίζοντας χωρικούς συντελεστές για φάσματα απόκρισης που εξαρτώνται από την τοποθεσία (site-dependent), βασισμένα σε συσχετίσεις προερχόμενες από εκτεταμένες διαγραφίες εντός των γεωτρήσεων και συγκριτικές μετρήσεις κίνησης του εδάφους, στην περιοχή της Καλιφόρνια (Borcherdt, 2012). Στην συγκεκριμένη εργασία, η V_{s30} χρησιμοποιήθηκε για τον καθορισμό σχέσεων πρόβλεψης της εδαφικής κίνησης (GMPE's) με την εμπειρική συσχέτιση της V_s για διάφορα βάθη και της V_{s30} στη περιοχή μελέτης.

Η ταχύτητα V_{sz} υπολογίζεται ως το πηλίκο του βάθους(z) προς το άθροισμα των χρόνων διαδρομής των εγκαρσίων κυμάτων κάθε στρώματος από το επιλεγμένο βάθος ως την επιφάνεια. Δεδομένου ότι κάθε γεωλογικό στρώμα έχει συγκεκριμένο πάχος και συγκεκριμένη ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων, η σχέση υπολογισμού της V_{sz} , είναι η εξής:

$$V_{sz} = \frac{z}{\sum \frac{h_i}{v_i}} \quad (13)$$

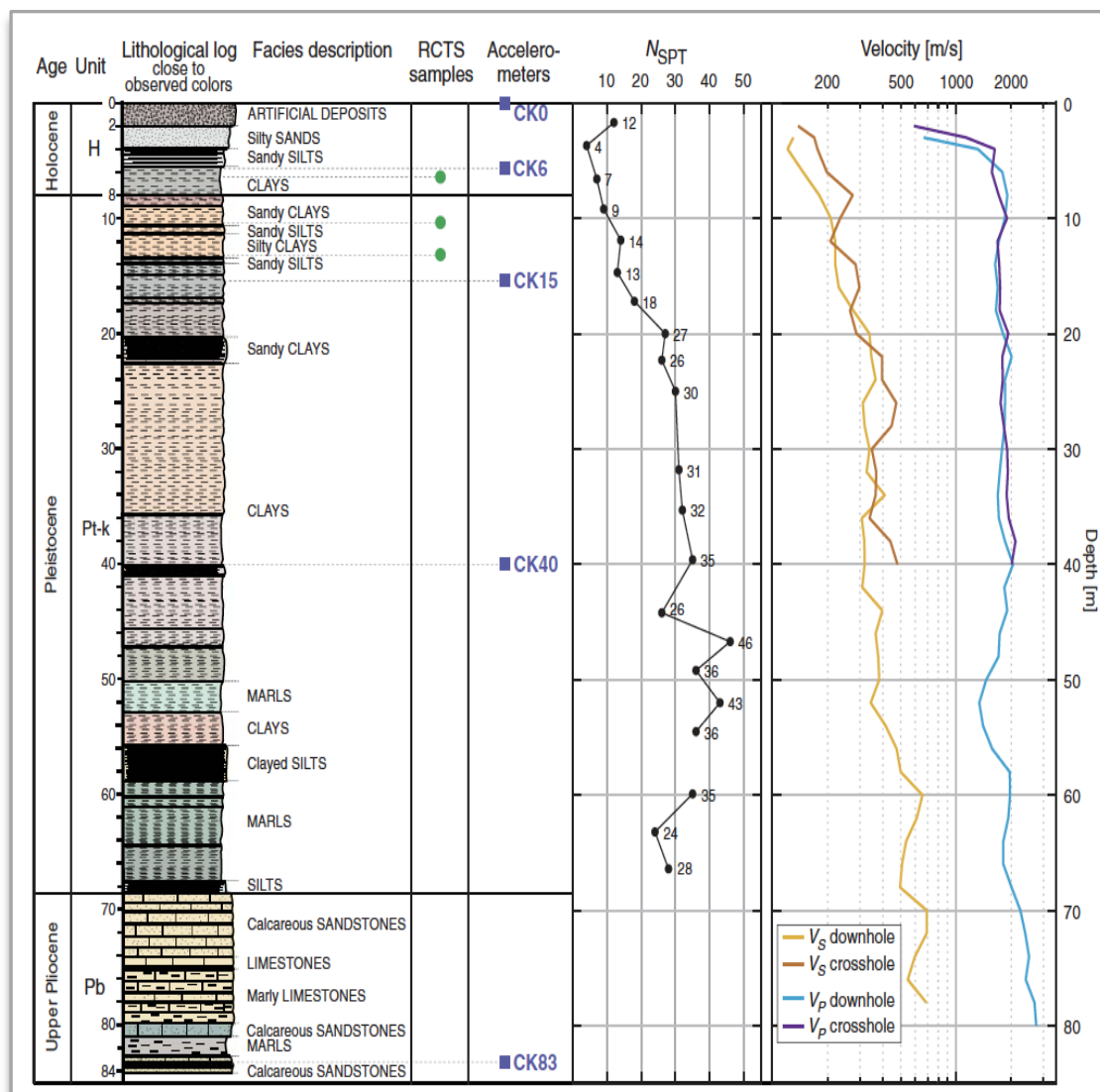
όπου h_i το πάχος και v_i η μέση ταχύτητα του κάθε στρώματος. Η γεωλογική τομή στη θέση του ARGONET και οι αντίστοιχες ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων, δίνονται στο Σχήμα 3.8. (Theodoulidis et al. 2018)

Έτσι, με την γνώση της ποσότητας V_{s30} μπορούν να υπολογιστούν και οι ταχύτητες στους αισθητήρες στα 83.4, 40.1, 15.5, 5.6 και 0 m. Πιο συγκεκριμένα γίνεται ένας διαχωρισμός σχετικά με τα βάθη μικρότερα από 30m και αυτά που είναι μεγαλύτερα από 30m. Κατά τους Boore et al. (2011) η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων, για βάθη μικρότερα από 30m δίνεται από την σχέση:

$$\log V_{S30} = c_0 + c_1 \cdot \log V_{sz} + c_2 \cdot (\log V_{sz})^2 \quad (14)$$

όπου c_0 , c_1 , c_2 είναι συντελεστές που δίνονται στον πίνακα 2 (Boore et al. 2011) και διαφέρουν με το βάθος. Για βάθη μεγαλύτερα από 30m, η σχέση υπολογισμού της ταχύτητας είναι:

$$\log V_{sz} = c_0 + c_1 \cdot \log V_{S30} \quad (15)$$



Σχήμα 3.8. Στρωματογραφική στήλη της περιοχής με τις ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων σε κάθε στρώμα (Theodoulidis et al., 2018)

Depth, z (m)	Coefficients of Equation (3)				Standard Deviation of Residuals, σ_{RES}
	c_{0E}	c_0	c_1	c_2	
5	-2.549×10^{-1}	1.146×10^0	5.810×10^{-1}	2.573×10^{-2}	0.114
6	-2.316×10^{-1}	8.962×10^{-1}	7.366×10^{-1}	1.817×10^{-3}	0.107
7	-2.077×10^{-1}	6.788×10^{-1}	8.675×10^{-1}	-1.782×10^{-2}	0.100
8	-1.906×10^{-1}	5.684×10^{-1}	9.224×10^{-1}	-2.416×10^{-2}	0.094
9	-1.702×10^{-1}	4.219×10^{-1}	1.002×10^0	-3.468×10^{-2}	0.087
10	-1.547×10^{-1}	3.462×10^{-1}	1.033×10^0	-3.680×10^{-2}	0.082
11	-1.362×10^{-1}	2.453×10^{-1}	1.081×10^0	-4.223×10^{-2}	0.076
12	-1.214×10^{-1}	1.932×10^{-1}	1.097×10^0	-4.211×10^{-2}	0.071
13	-1.021×10^{-1}	8.882×10^{-2}	1.151×10^0	-4.915×10^{-2}	0.066
14	-8.610×10^{-2}	2.964×10^{-2}	1.174×10^0	-5.075×10^{-2}	0.061
15	-7.132×10^{-2}	-2.178×10^{-2}	1.191×10^0	-5.150×10^{-2}	0.056
16	-5.981×10^{-2}	-5.916×10^{-2}	1.201×10^0	-5.115×10^{-2}	0.051
17	-4.760×10^{-2}	-1.287×10^{-1}	1.235×10^0	-5.555×10^{-2}	0.047
18	-3.740×10^{-2}	-1.725×10^{-1}	1.252×10^0	-5.697×10^{-2}	0.043
19	-2.874×10^{-2}	-1.992×10^{-1}	1.256×10^0	-5.610×10^{-2}	0.038
20	-2.161×10^{-2}	-2.088×10^{-1}	1.250×10^0	-5.346×10^{-2}	0.034
21	-1.581×10^{-2}	-2.353×10^{-1}	1.255×10^0	-5.317×10^{-2}	0.030
22	-1.125×10^{-2}	-2.462×10^{-1}	1.251×10^0	-5.127×10^{-2}	0.027
23	-7.740×10^{-3}	-2.409×10^{-1}	1.236×10^0	-4.735×10^{-2}	0.023
24	-5.146×10^{-3}	-2.231×10^{-1}	1.212×10^0	-4.213×10^{-2}	0.019
25	-2.991×10^{-3}	-1.929×10^{-1}	1.180×10^0	-3.543×10^{-2}	0.016
26	-2.026×10^{-3}	-1.564×10^{-1}	1.144×10^0	-2.814×10^{-2}	0.013
27	-7.695×10^{-4}	-1.270×10^{-1}	1.114×10^0	-2.205×10^{-2}	0.009
28	-1.078×10^{-4}	-8.924×10^{-2}	1.079×10^0	-1.512×10^{-2}	0.006
29	2.384×10^{-4}	-4.862×10^{-2}	1.042×10^0	-7.949×10^{-3}	0.003

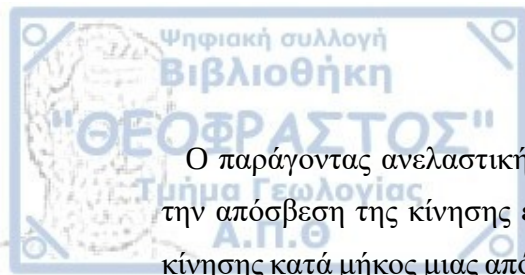
Πίνακας 2. Συντελεστές εξισώσεων στις σχέσεις (14) και (15). (Boore et al., 2011)

3.7. ΠΑΡΑΓΟΝΤΑΣ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ (Q)

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι οριζόντιες συνιστώσες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων επηρεάζονται από τον παράγοντα ανελαστικής απόσβεσης Q . Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την εξάρτηση της παραμέτρου $Kappa$ από αυτό τον παράγοντα, την τιμή του οποίου θέλουμε να υπολογίσουμε. Σε κάθε ανελαστικό μέσο, τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων ελαττώνονται, με τον παράγοντα τριβής (ζ) και την κυκλική συχνότητα (ω) να καθορίζουν το μέγεθος αυτής της απόσβεσης. Ο παράγοντας τριβής σχετίζεται με τον παράγοντα Q και εκφράζεται με την συνάρτηση $\zeta=1/2Q$. Το Q είναι μια αδιάστατη ποσότητα που εκφράζει την ελάττωση του πλάτους ταλάντωσης ανά κύκλο λόγω απώλειας ενέργειας. Η σχέση που συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη είναι η εξής:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta A}{\pi A} \quad (16)$$

όπου A είναι το πλάτος και ΔA , η ελάττωση του πλάτους ανά κύκλο. Από αυτή τη σχέση, προκύπτει ότι η ελάττωση του πλάτους άρα και η απόσβεση αυξάνει όταν μειώνεται το Q , καθώς είναι αντιστρόφως ανάλογα.



Ο παράγοντας ανελαστικής απόσβεσης ή παράγοντας ποιότητας (Q), αποτελεί είτε την απόσβεση της κίνησης ενός σημείου σε μια περίοδο (Q_t) είτε την απόσβεση της κίνησης κατά μήκος μιας απόστασης ενός μήκους κύματος σε καθορισμένο χρόνο (Q_s), με τις παραπάνω σχέσεις να ισχύουν για $Q \gg 1$. Πολλές μελέτες πάνω στην απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, έδειξαν ότι το Q είναι ανεξάρτητο της συχνότητας (f) για συχνότητες περίπου 1 Hz. Σε υψηλότερες συχνότητες, η κατάσταση αυτή αλλάζει, με τον παράγοντα Q να αυξάνεται με την συχνότητα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ KAPPA

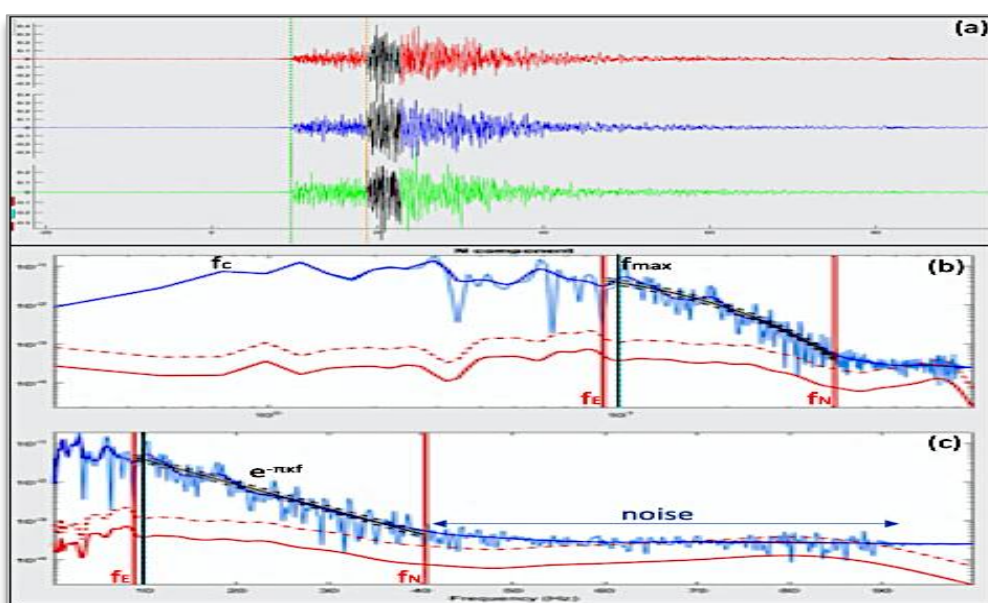
Η επιλογή της συχνότητας της $f_{\max}$ από τις μετρήσεις των επιταχυνσιογράφων για κάθε συνιστώσα, η οποία οδηγεί στην εκτίμηση της παραμέτρου kappa, βασίστηκε στις εργασίες του Hanks (1982) και των Hough and Anderson (1988). Για το σκοπό αυτό, εκπονήθηκε κώδικας σε περιβάλλον MATLAB, με τον οποίο εμφανίζεται το φάσμα επιτάχυνσης (FAS) των εγκαρσίων κυμάτων, σε διλογαριθμική (log-log) και ημιλογαριθμική (log-lin) κλίμακα, καθώς και των επιμήκων κυμάτων, τα παράθυρα των οποίων επιλέγονται από τον χρήστη. Στο διλογαριθμικό διάγραμμα, γίνεται η χειροκίνητη επιλογή της συχνότητας $f_{\max}$ κι έπειτα γίνεται η επιλογή των συχνοτήτων f_e και f_{end} , στο ημι-λογαριθμικό διάγραμμα. Η επιλογή των παραπάνω συχνοτήτων, καθορίζουν το τμήμα του φάσματος, το οποίο παρουσιάζει εκθετική απομείωση. Η συχνότητα f_e , συνήθως είναι πάνω από την γωνιακή συχνότητα f_c και κάτω από την $f_{\max}$, ενώ η f_{end} , περιορίζεται από το επίπεδο του εδαφικού θορύβου της καταγραφής. Το χρονικό εύρος των παραθύρων των κυμάτων S , υπολογίστηκε βασισμένο σε σχέση που εφαρμόστηκε από τους Grendas et al. (2018) εφαρμόζοντας τον τύπο του (Hermann R., 1985) με ελάχιστο χρονικό εύρος 4 sec. Το φάσμα επιτάχυνσης του επιλεγμένου παραθύρου των εγκαρσίων κυμάτων και ένα παρόμοιο παράθυρο του θορύβου πριν την άφιξη των κυμάτων, υπολογίζονται για κάθε συνιστώσα (East, North, Z) και εξομαλύνονται χρησιμοποιώντας την τεχνική των Konno and Ochiai (1988) με $b=40$. Η υψηλότερη συχνότητα f_{end} καθορίζεται αυτόματα βασισμένη στην αναλογία σήματος προς θόρυβο $S/N \geq 3$. Έπειτα γίνεται η προσαρμογή της ευθείας με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων του λογαρίθμου του φάσματος επιτάχυνσης ($\ln[FAS(f)]$) σε συνάρτηση με τη συχνότητα f στο διάστημα f_e - f_{end} , με την εξίσωση να είναι η εξής (Anderson & Hough, 1984):

$$\ln[FAS(f)] = A_0 - \pi \cdot kr \cdot f, \quad f > f_e \quad (17)$$

όπου το kr εκφράζει την απόσβεση του φάσματος επιτάχυνσης η οποία εξαρτάται από την επικεντρική απόσταση (r). Με την υπόθεση ότι το φάσμα επιτάχυνσης στην πηγή

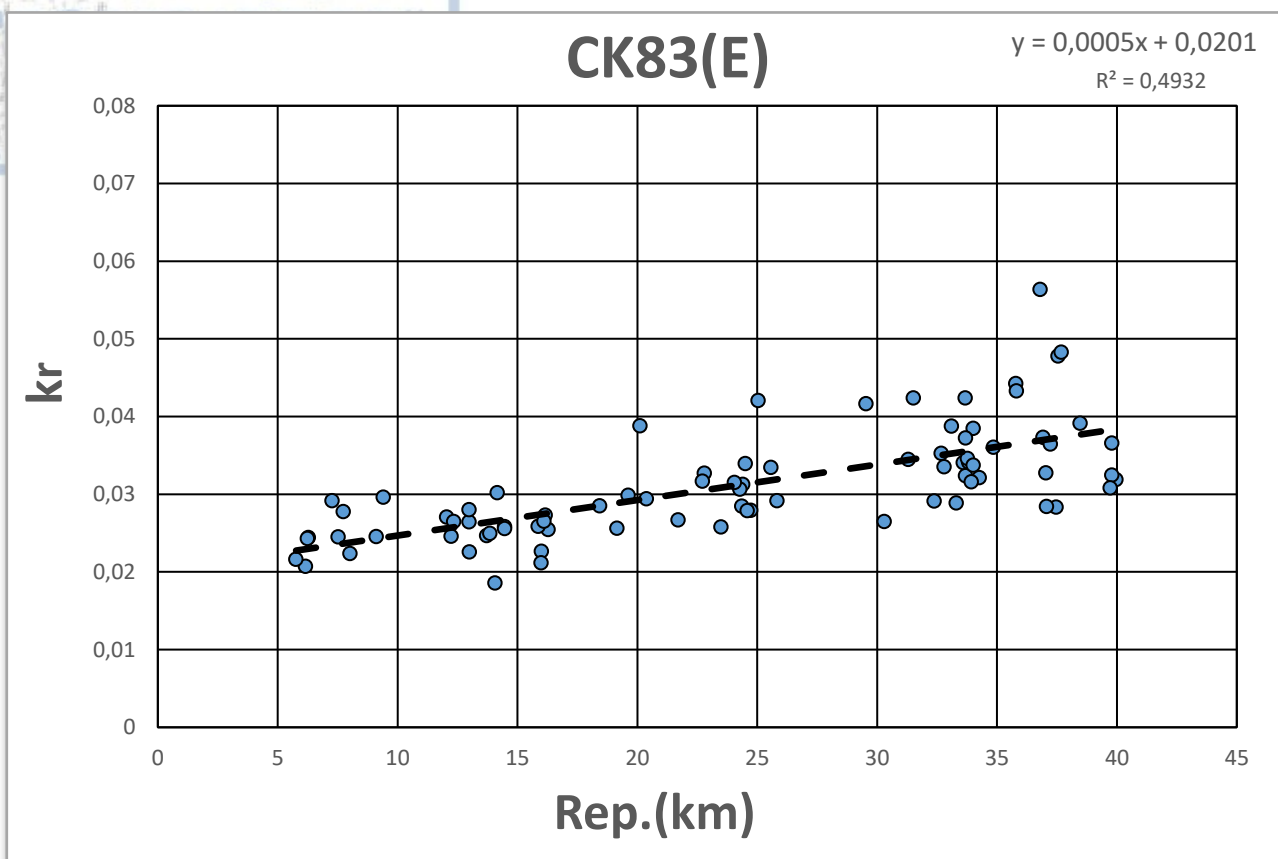
είναι σταθερό για συχνότητες πάνω από την γωνιακή συχνότητα f_c , η εκθετική απόσβεση σχετίζεται με το μοντέλο απομείωσης στο οποίο το Q , αυξάνει με το βάθος και την απόσταση σε επιφανειακά στρώματα του φλοιού (Anderson & Hough, 1984). Αυτό το μοντέλο απομείωσης μπορεί να εκφραστεί με την εξίσωση (18), όπου η σταθερά κ_0 είναι η τιμή του κ_r για μηδενική απόσταση, δηλαδή, η σταθερά κ_0 , αποτελεί την παράμετρο απομείωσης η οποία σχετίζεται με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες στην θέση του σταθμού καταγραφής.

$$\kappa_r = \kappa_0 + b \cdot r \quad (18)$$

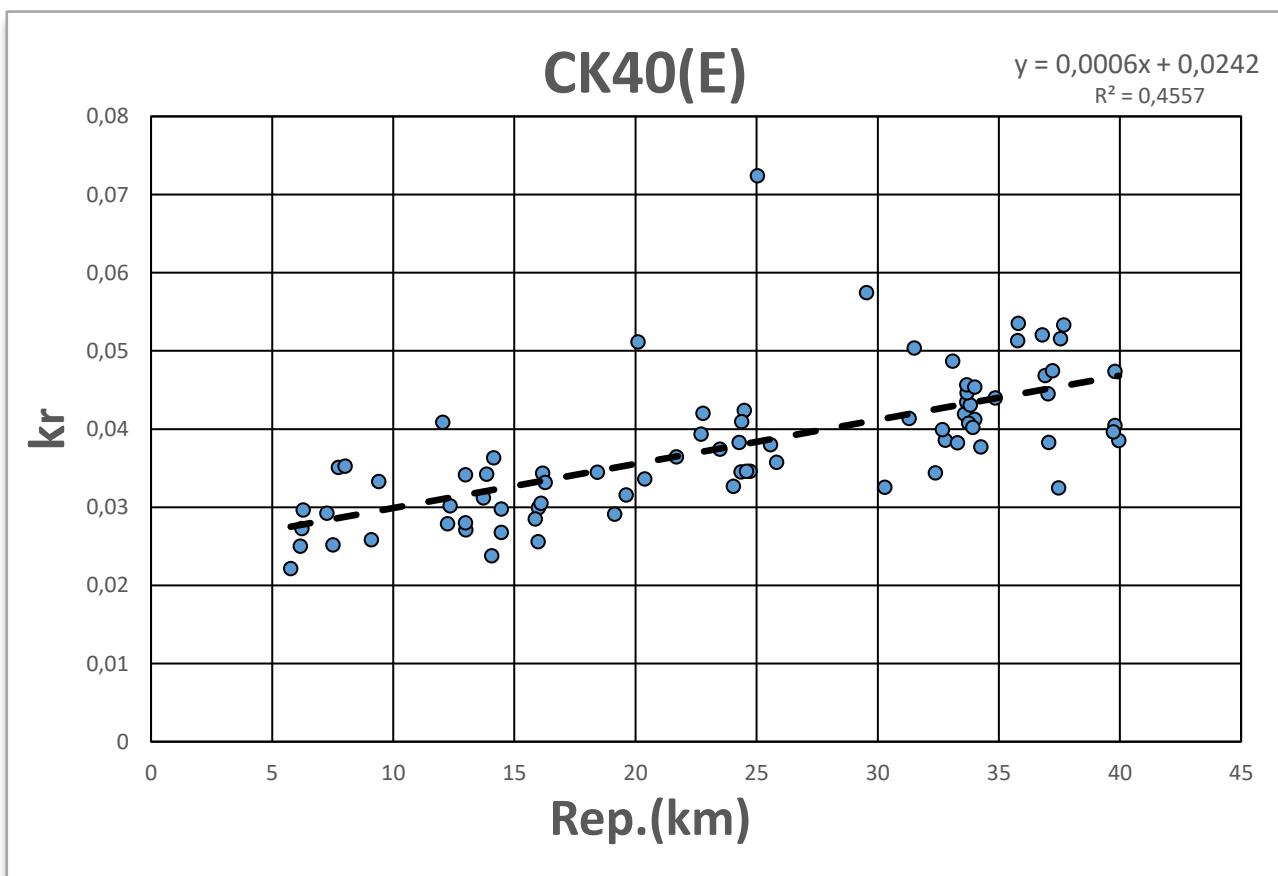


Σχήμα 4.1. (a) Παράδειγμα επιταχυνσιογράφου όπου έχει επιλεγθεί η άφιξη των P και S σχημάτων. Το παράθυρο των 4 sec έχει επιλεγεί αυτόματα(μαύρη γραμμή). (b) Φάσμα επιτάχυνσης (FAS) σε λογαριθμική κλίμακα και επιλογή της συχνότητας f_{max} (μαύρη κάθετη γραμμή). (c) Φάσμα επιτάχυνσης (FAS) σε ημιλογαριθμική κλίμακα και επιλογή των συχνοτήτων f_e και f_n .

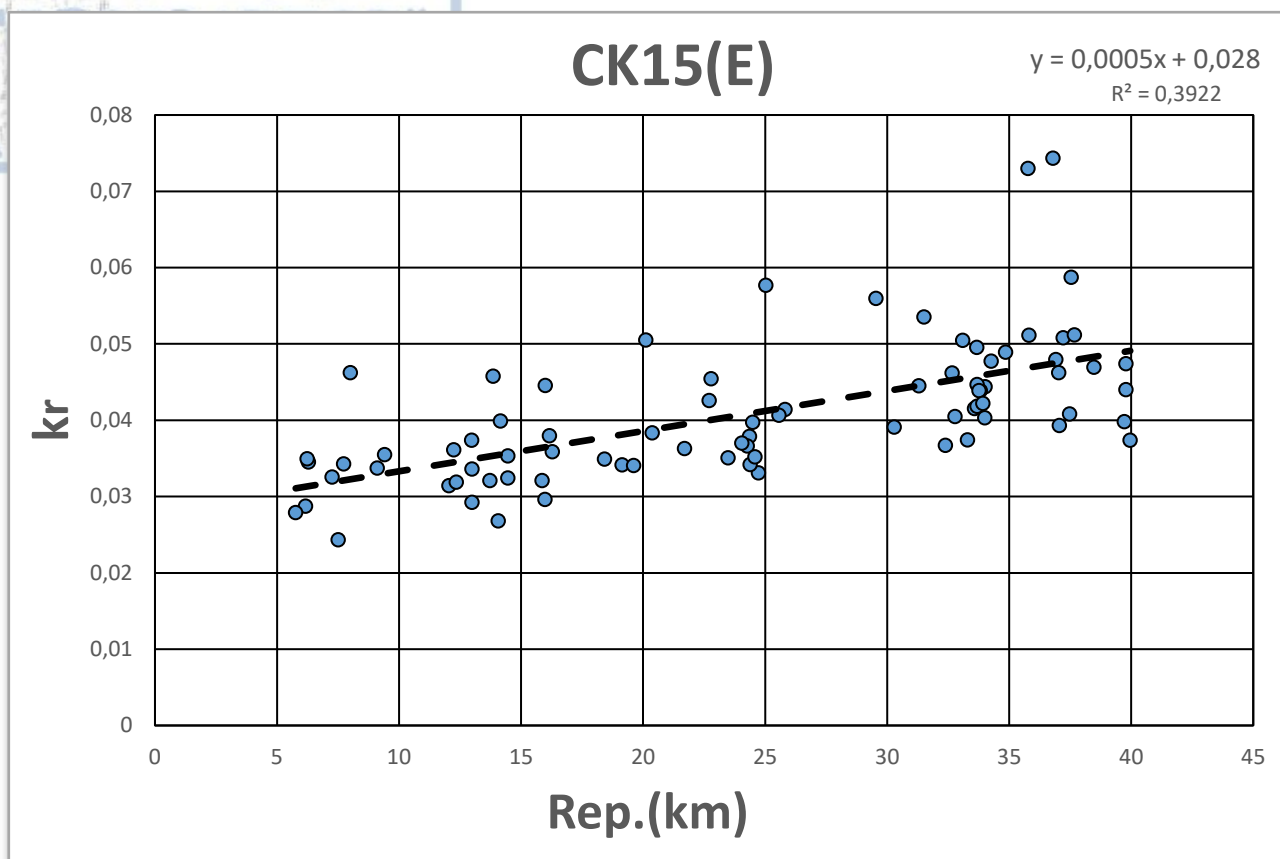
Οι τιμές της παραμέτρου κ_r που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό, χαρτογραφήθηκαν σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση των αντίστοιχων σεισμών (**Rep.**) για κάθε συνιστώσα. Σε κάθε διάγραμμα χαράχτηκε και η ευθεία που υπολογίστηκε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων καθώς και η τυπική απόκλιση αυτής (οι εξισώσεις των ευθειών και οι τιμές των τυπικών αποκλίσεων δίνονται σε κάθε διάγραμμα). Στα παρακάτω σχήματα (4.2 a,b,c,d,e,f), παρουσιάζεται οι τιμές του κ_r που υπολογίστηκαν μόνο τη συνιστώσα East, επειδή η μορφή είναι παρόμοια και στις υπόλοιπες. Αξίζει να σημειωθεί ότι ορισμένες καταγραφές παρουσιάζουν τιμές του κ_r με σημαντική απόκλιση από την μέση τιμή. Επίσης, το επιταχυνσιόμετρο στο βάθος των 6m έχει λίγα δεδομένα επειδή εγκαταστάθηκε περίπου ένα χρόνο μετά από τα υπόλοιπα.



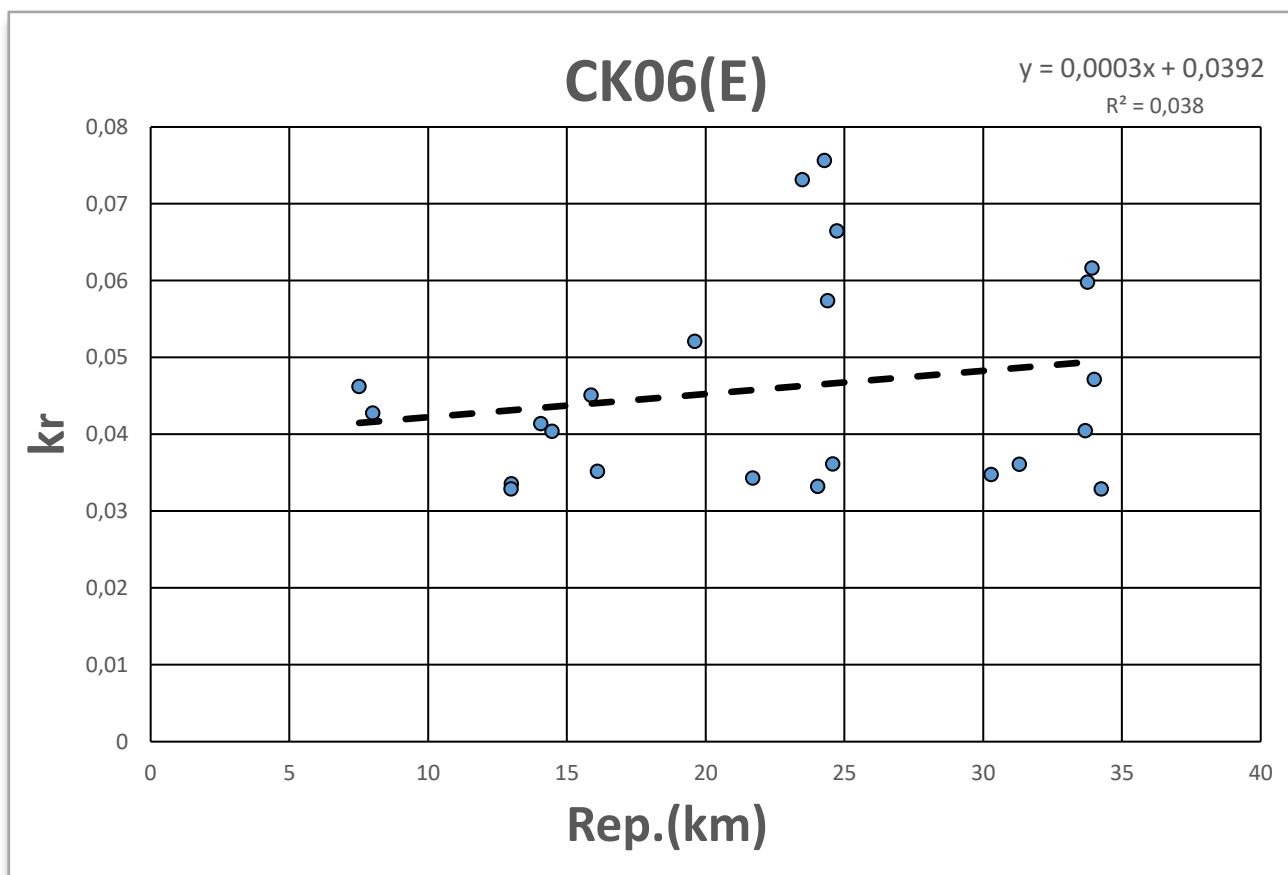
Σχήμα 4.2α. Κατανομή των τιμών του kr σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($R_{ep.}$) για το επιταχυνσιόμετρο CK83.



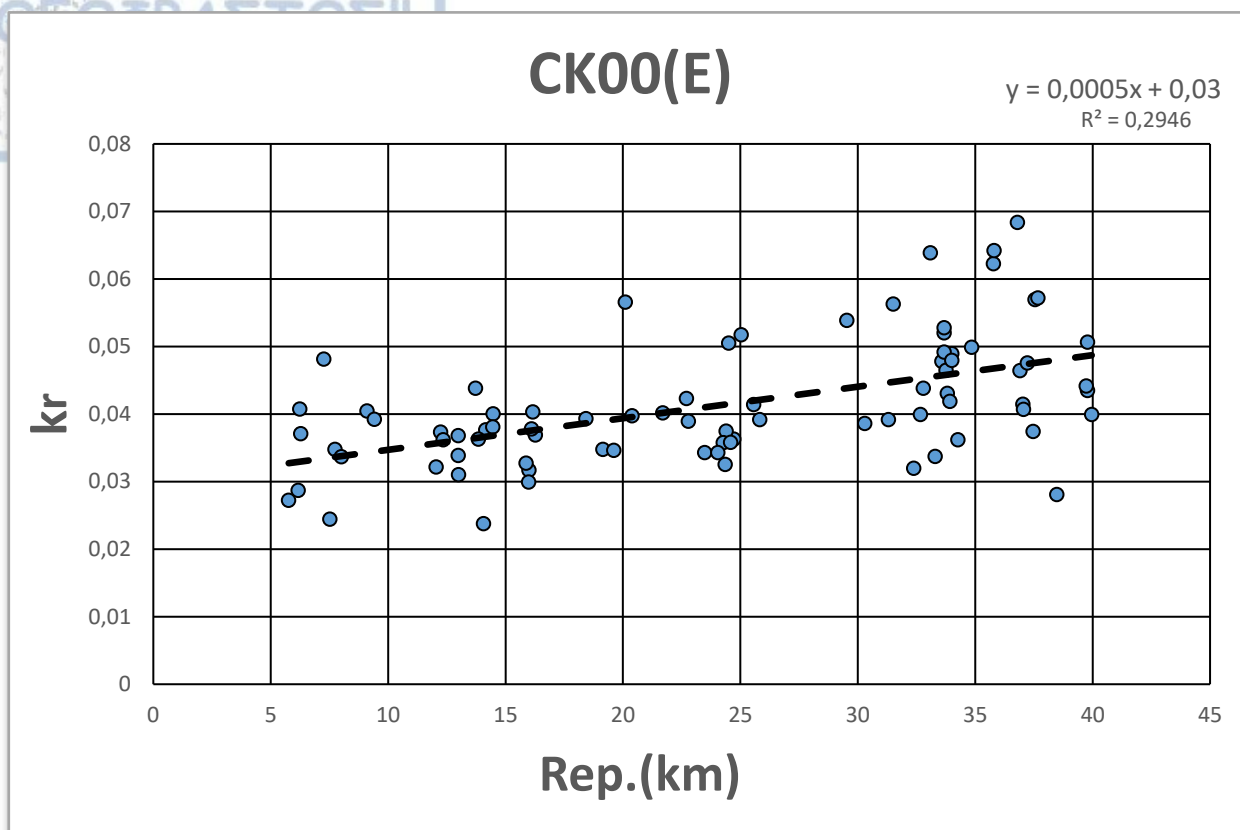
Σχήμα 4.2β. Κατανομή των τιμών του kr σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($R_{ep.}$) για το επιταχυνσιόμετρο CK40.



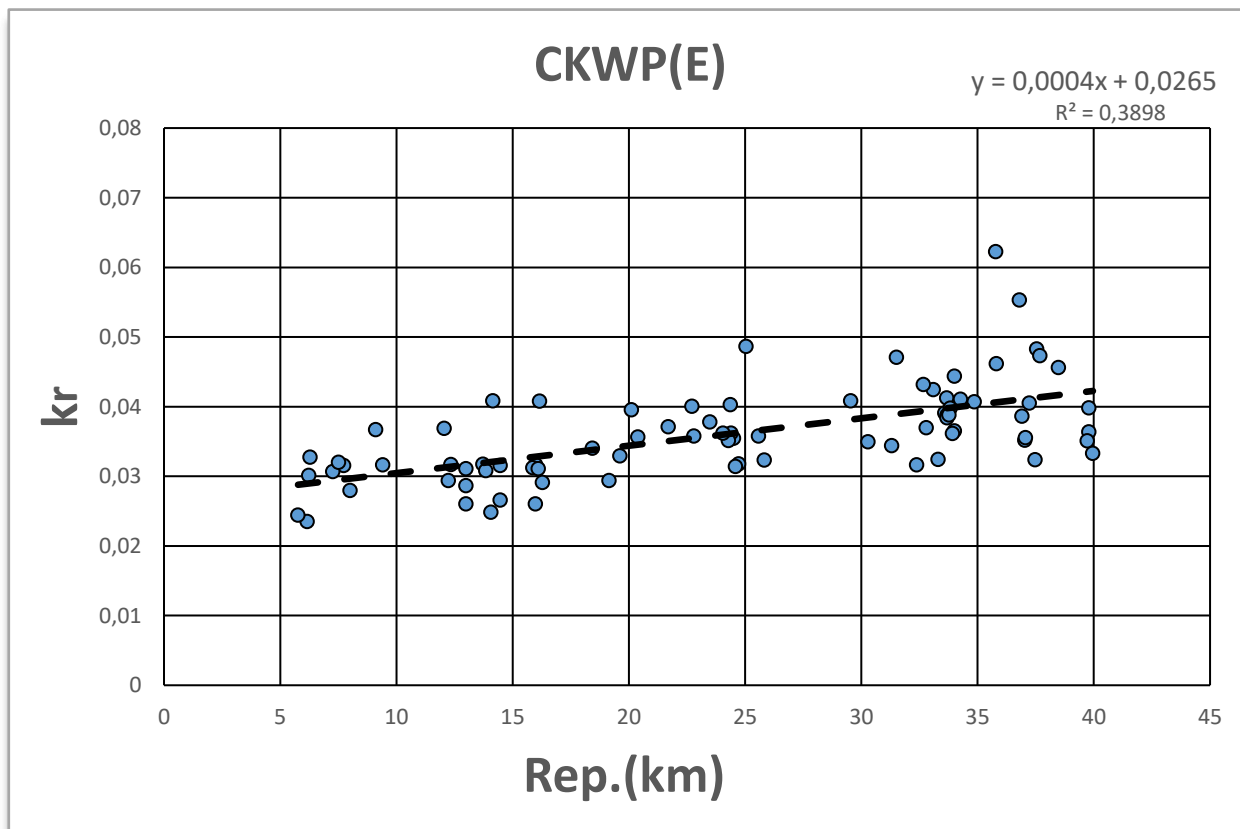
Σχήμα 4.2c. Κατανομή των τιμών του k_r σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($R_{ep.}$) για το επιταχυνσιόμετρο CK15.



Σχήμα 4.2d. Κατανομή των τιμών του k_r σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($R_{ep.}$) για το επιταχυνσιόμετρο CK06.

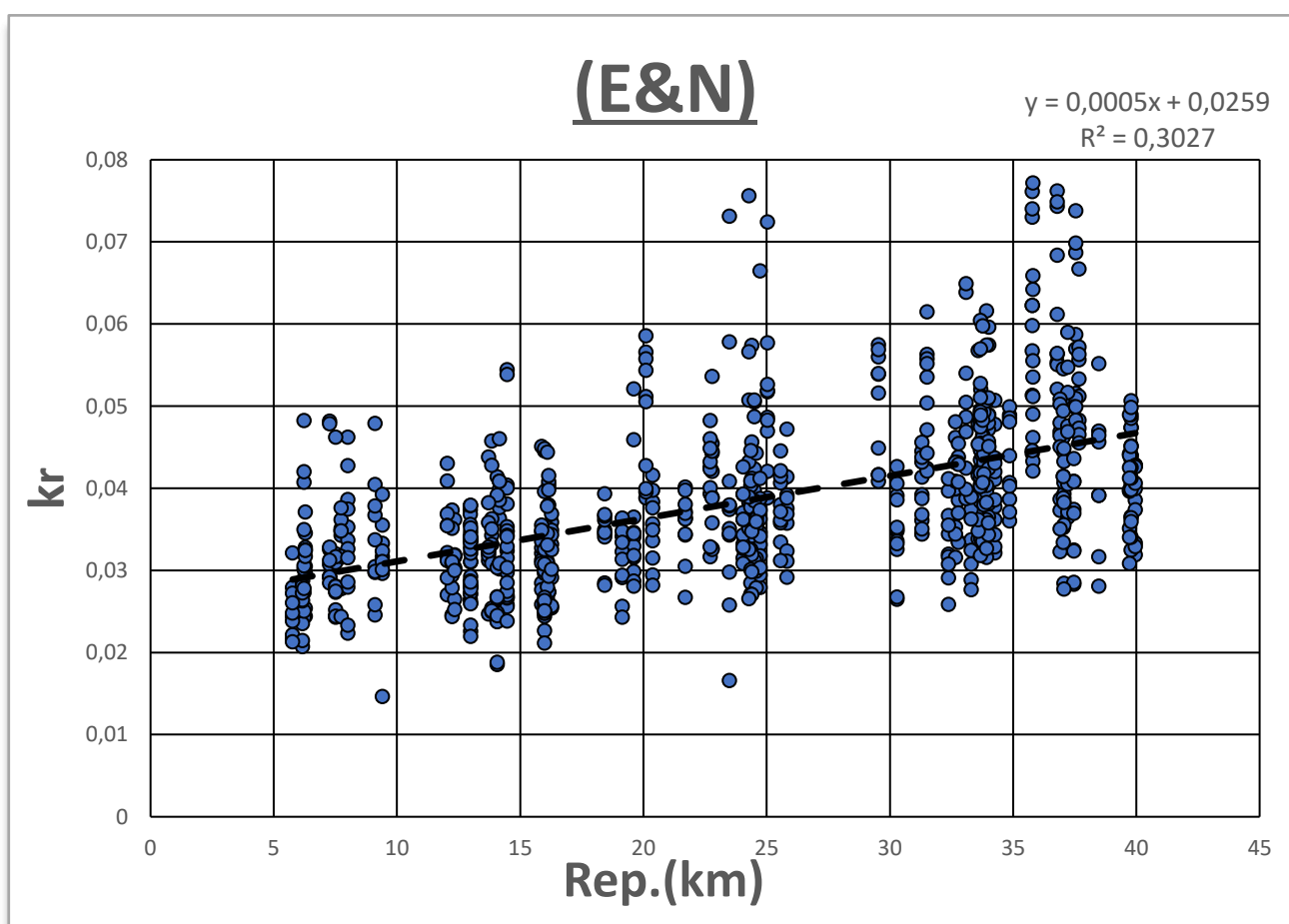


Σχήμα 4.2e. Κατανομή των τιμών του k_r σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($Rep.$) για το επιταχυνσιόμετρο CK00.



Σχήμα 4.2f. Κατανομή των τιμών του k_r σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($Rep.$) για το επιταχυνσιόμετρο CKWP.

Τα παραπάνω σχήματα είναι χρήσιμα μόνο για την οπτική απεικόνιση της συσχέτισης των τιμών του k_r με την επικεντρική απόσταση για τα διάφορα βάθη των επιταχυνσιόμετρων. Είναι προφανές ότι οι τιμές του $kappa$ αυξάνονται με την επικεντρική απόσταση και ότι η μέση τιμή του k_0 για κάθε επιταχυνσιόμετρο αυξάνεται από το υπόβαθρο προς την επιφάνεια. Για τον υπολογισμό, όμως, του k_0 το οποίο θα οδηγήσει στην συνέχεια στην εύρεση της τιμής Q_{eff} , σχηματίστηκε διάγραμμα (Σχήμα 4.3) όλων των τιμών του k_r που υπολογίστηκε από όλους τους σταθμούς για τις συνιστώσες East και North, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση (863 τιμές).

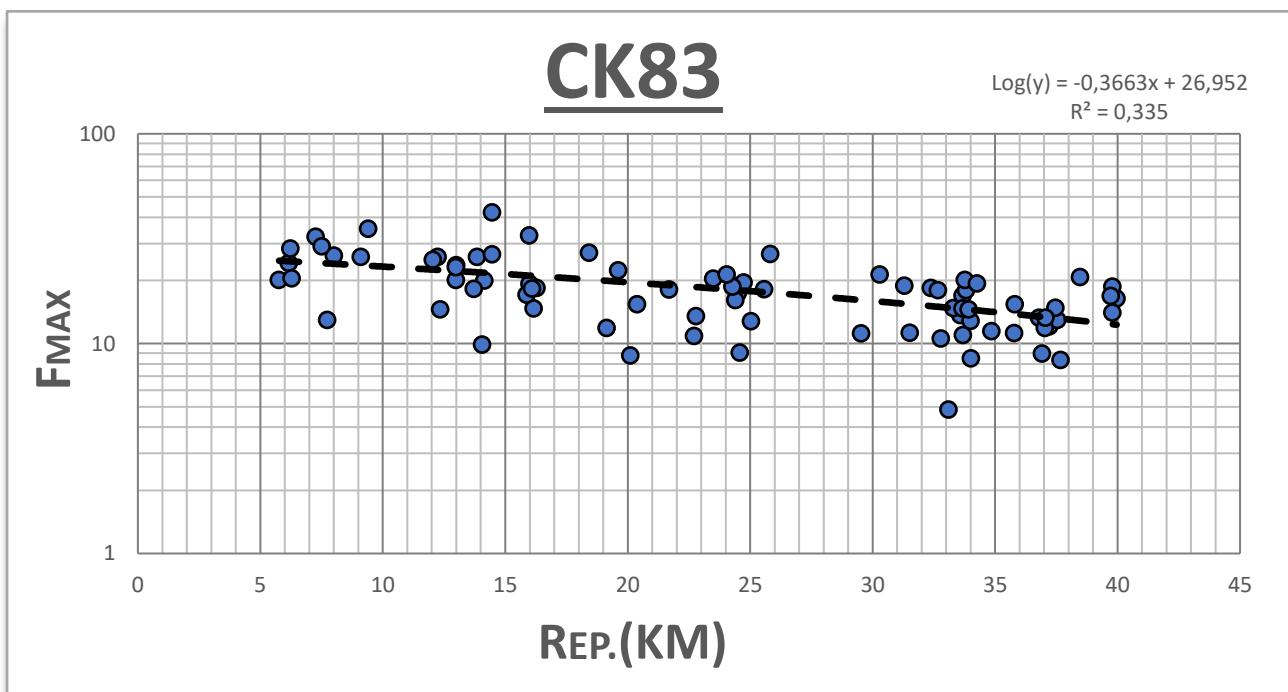


Σχήμα 4.3. Κατανομή των τιμών του k_r σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($Rep.$) για όλα τα επιταχυνσιόμετρα, για τις οριζόντιες συνιστώσες.

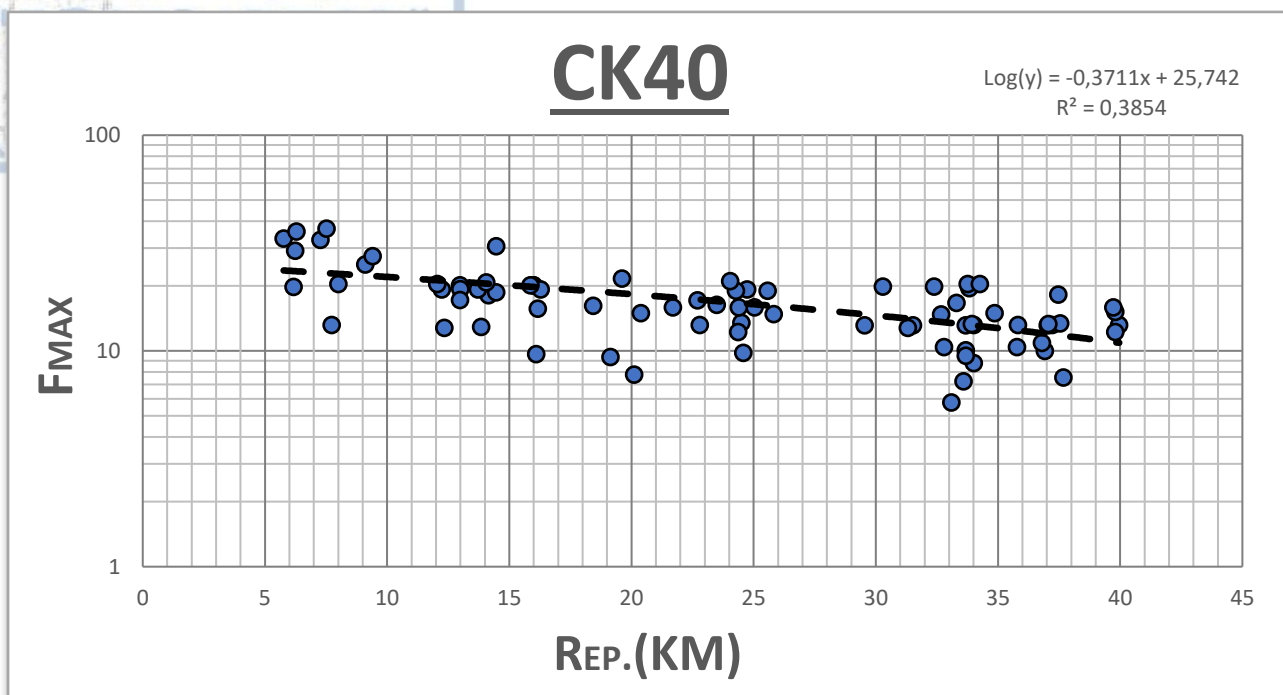
4.2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ f_{max}

Ο δεκαδικός λογάριθμος των υπολογισθέντων τιμών f_{max} για όλες τις οριζόντιες συνιστώσες και για κάθε επιταχυνσιόμετρο του συστήματος ARGONET, χαρτογραφήθηκε σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση ($Rep.$), στα σχήματα 4.4 a,b,c,d,e,f.

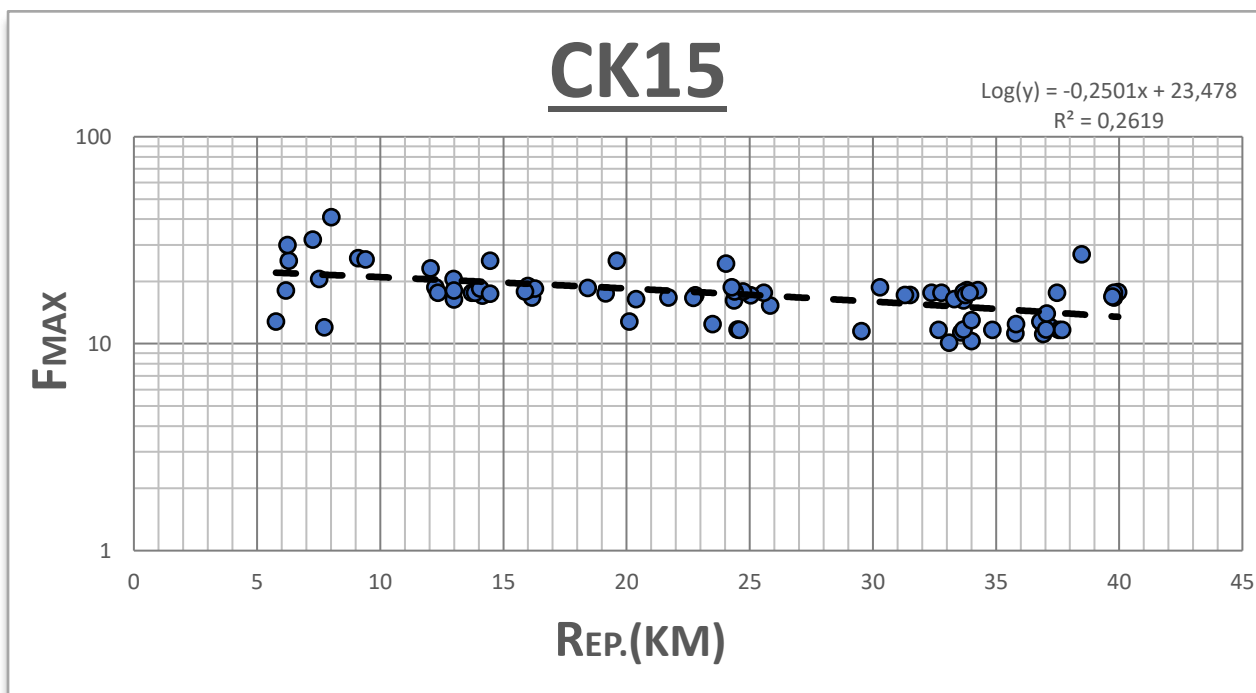
Στα σχήματα αυτά, φαίνονται και οι συντελεστές των ελαχίστων τετραγώνων a και b , από την εξίσωση της ευθείας $\log(f_{\max}) = a - b \text{Rep.}$ Η κλίση b της ευθείας, παραμένει σχεδόν σταθερή με μικρές διακυμάνσεις μεταξύ των τιμών 0.32-0.37 με εξαίρεση τον επιταχυνσιόμετρο CK15 με τιμή 0.25. Ο συντελεστής συσχέτισης (R) κυμαίνεται από 0.50 έως 0.62, με εξαίρεση των σταθμό CK06, που παρουσιάζει μικρή τιμή συγκριτικά με τους υπόλοιπους ($R=0.33$). Όμως, όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, ο CK06 είναι λογικό να έχει μικρό συντελεστή συσχέτιση λόγω ότι οι καταγραφές του, είναι αρκετά λιγότερες από τους άλλους σταθμούς. Ωστόσο, η παρατηρούμενη διασπορά των καταγραφών είναι αξιοσημείωτη για όλους τους σταθμούς. Στη συνέχεια, έγινε αναγωγή των τιμών $f_{\max}$ σε επικεντρική απόσταση $\text{Rep.}=1\text{km}$, με τις τιμές αυτές να κυμαίνονται μεταξύ $23\text{Hz} \leq f_{\max} \leq 30\text{Hz}$.



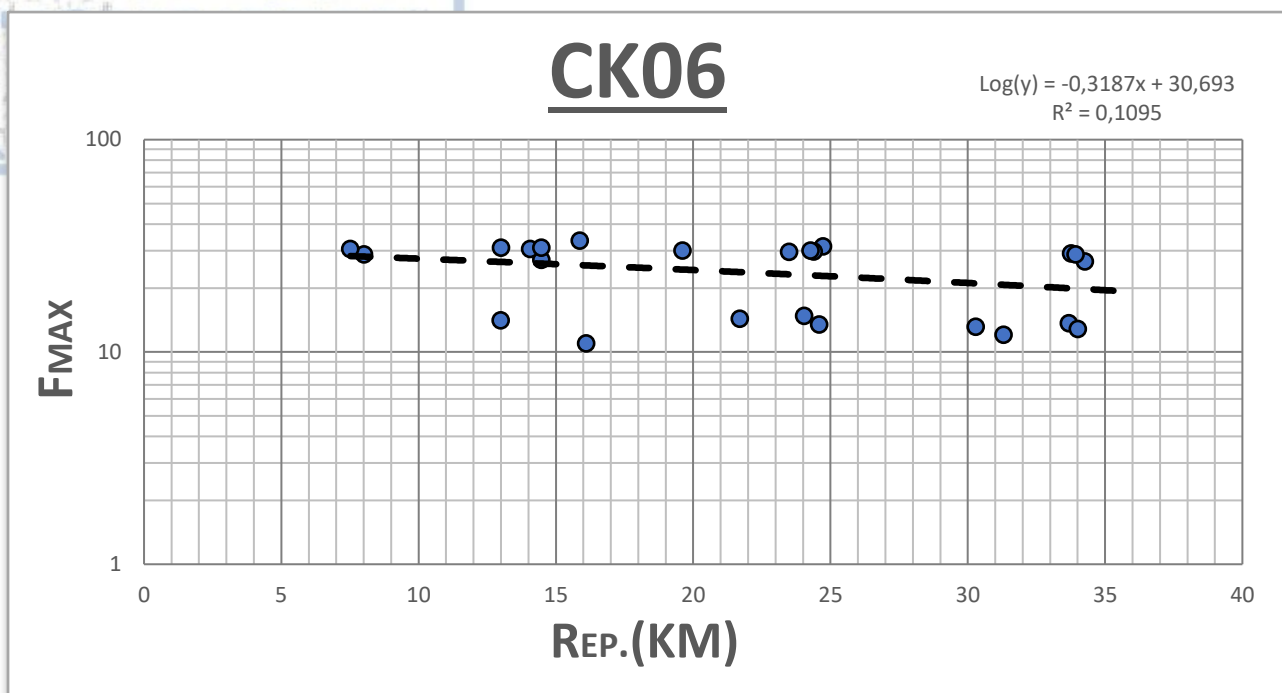
Σχήμα 4.4a. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CK83.



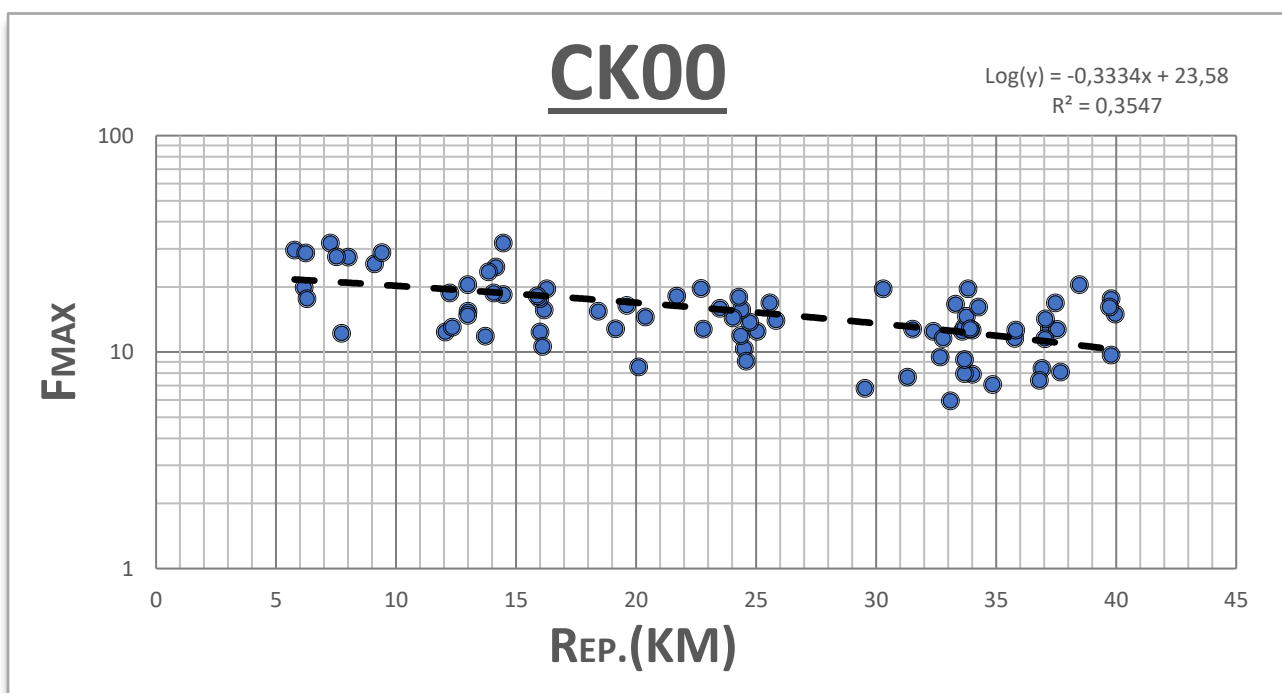
Σχήμα 4.4b. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CK40.



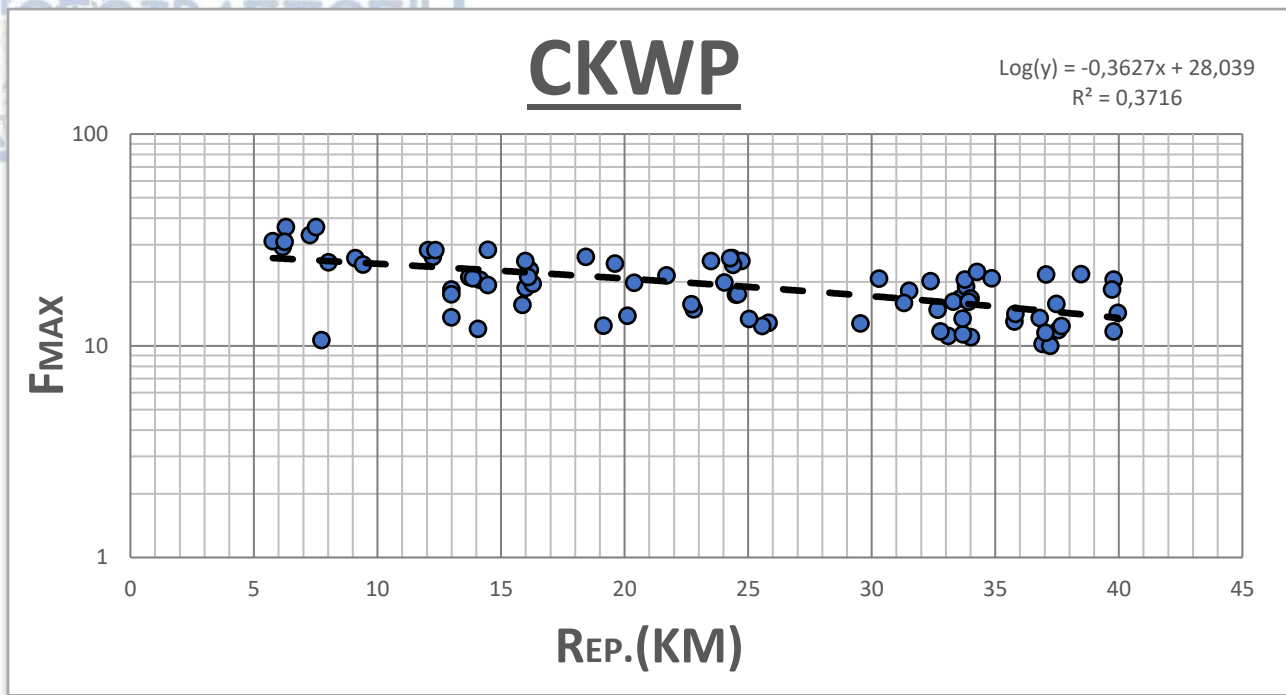
Σχήμα 4.4c. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CK15.



Σχήμα 4.4d. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CK06.



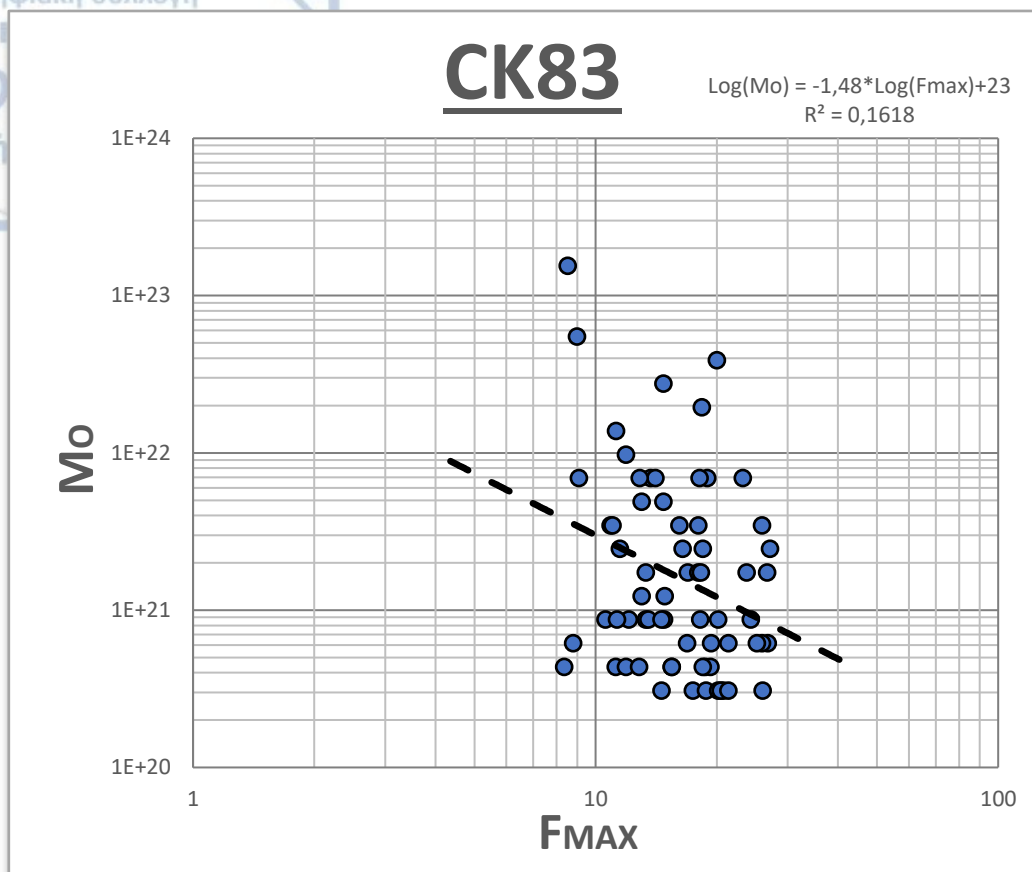
Σχήμα 4.4e. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CK00.



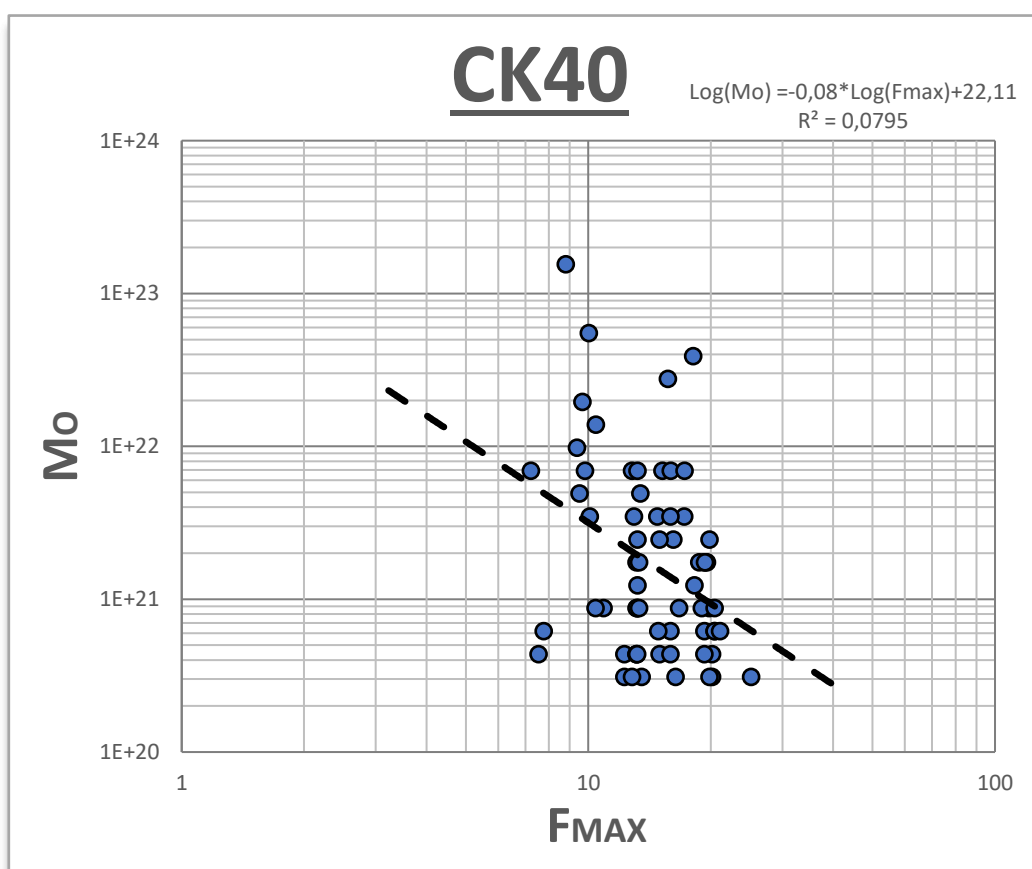
Σχήμα 4.4f. Μεταβολή των τιμών $F_{\max}$ σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για το επιταχυνσιόμετρο CKWP.

4.3 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ M_0 ΜΕ ΤΗ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ $f_{\max}$

Στα σχήματα 4.5 a,b,c,d,e,f, φαίνεται η μεταβολή της συχνότητας $f_{\max}$ σε σχέση με τη σεισμική ροπή M_0 , για κάθε καταγραφή που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη και συγκρίθηκε με ένα παρόμοιο διάγραμμα (Σχ.4.5) με δεδομένα από την Ιαπωνία και την Καλιφόρνια (Aki, 1988). Οι υπολογισμένες τιμές $f_{\max}$ της παρούσας μελέτης, είναι μέχρι και τρεις φορές μεγαλύτερες τιμές από τις αντίστοιχες στην Ιαπωνία και στην Καλιφόρνια, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.5. Σύμφωνα με το μοντέλο ω^{-2} της σεισμικής πηγής, δεν υπάρχει συσχέτιση μεταξύ M_0 και $f_{\max}$, όπως φαίνεται και στα παρακάτω σχήματα, στα οποία ο συντελεστής συσχέτισης R είναι πολύ μικρός ($R < 0.4$). Παρόμοια αποτελέσματα προέκυψαν και μετά την αναγωγή της $f_{\max}$ σε επικεντρική απόσταση $Rep.=1\text{km}$.



Σχήμα 4.4a. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους Mo με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσίμετρο CK83.

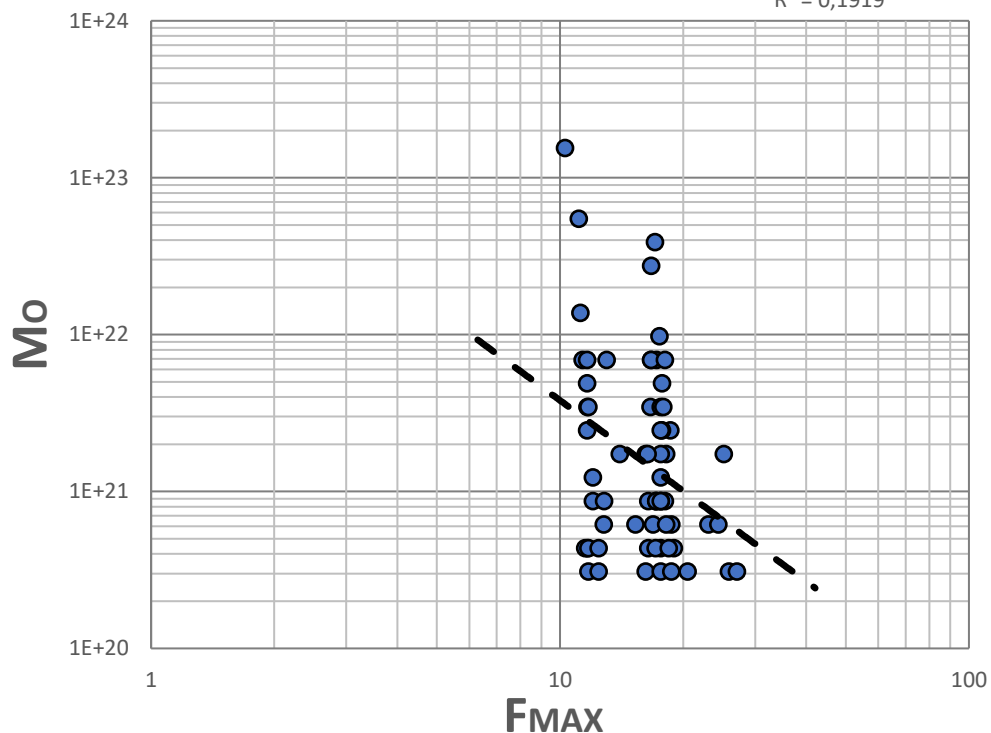


Σχήμα 4.4b. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους Mo με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσίμετρο CK40.

CK15

$$\text{Log}(M_0) = -1,48 * \text{Log}(F_{\text{max}}) + 22,91$$

$$R^2 = 0,1919$$

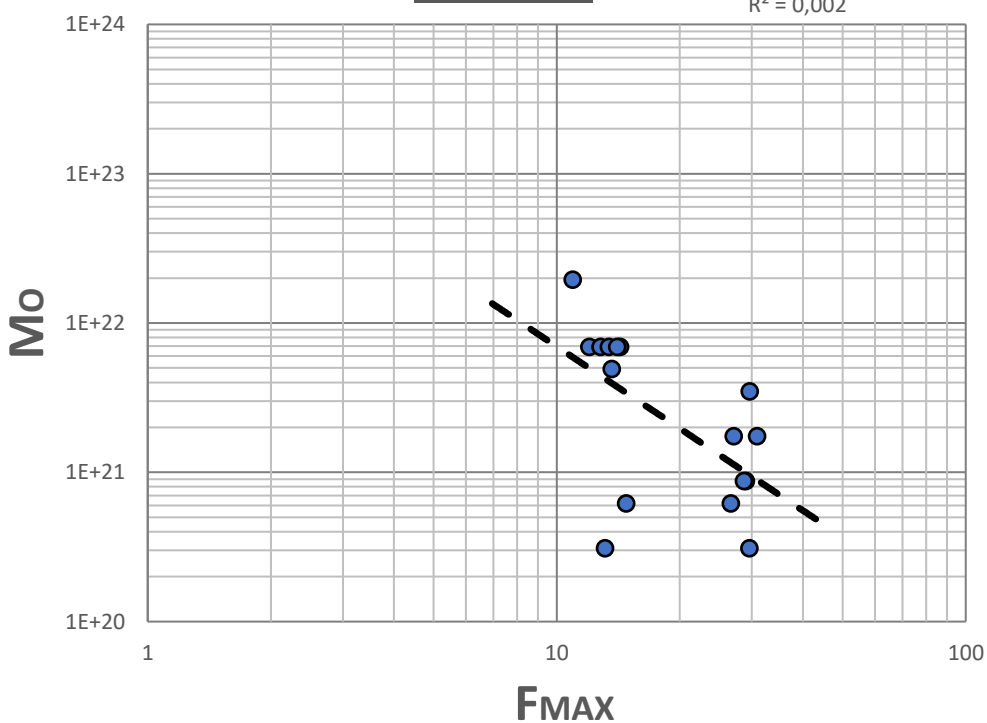


Σχήμα 4.4c. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους M_0 με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσιόμετρο CK15.

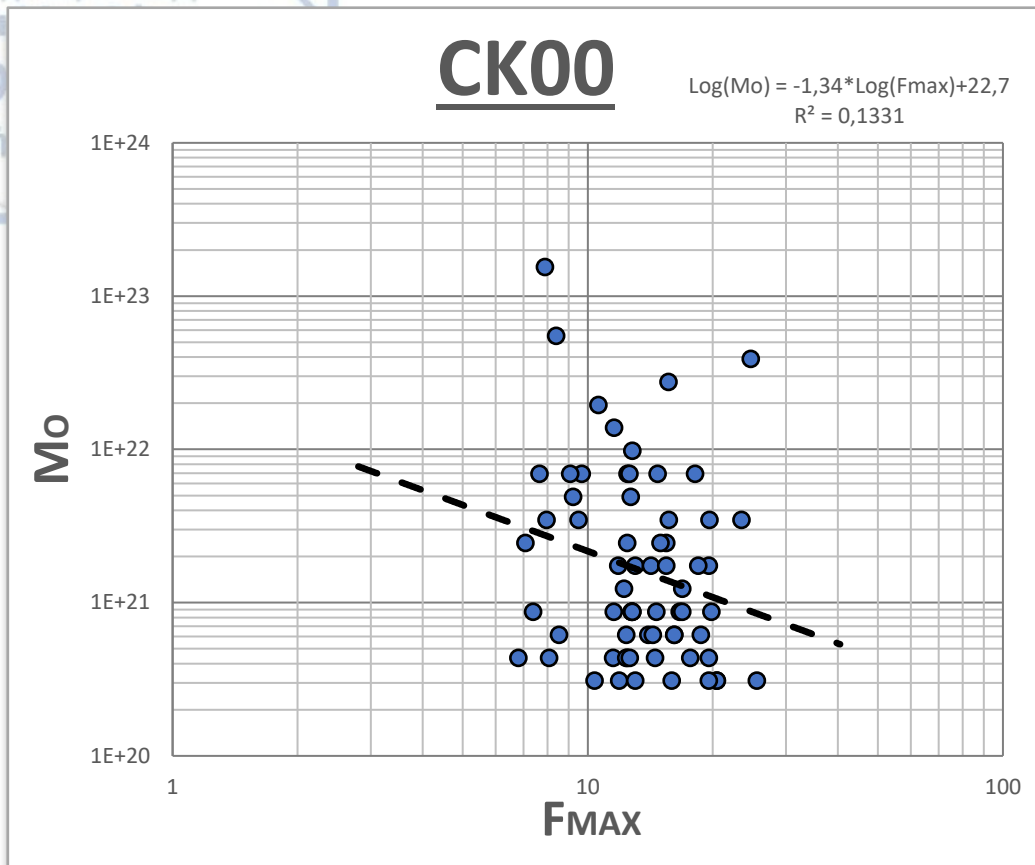
CK06

$$\text{Log}(M_0) = -0,04 * \text{Log}(F_{\text{max}}) + 21,15$$

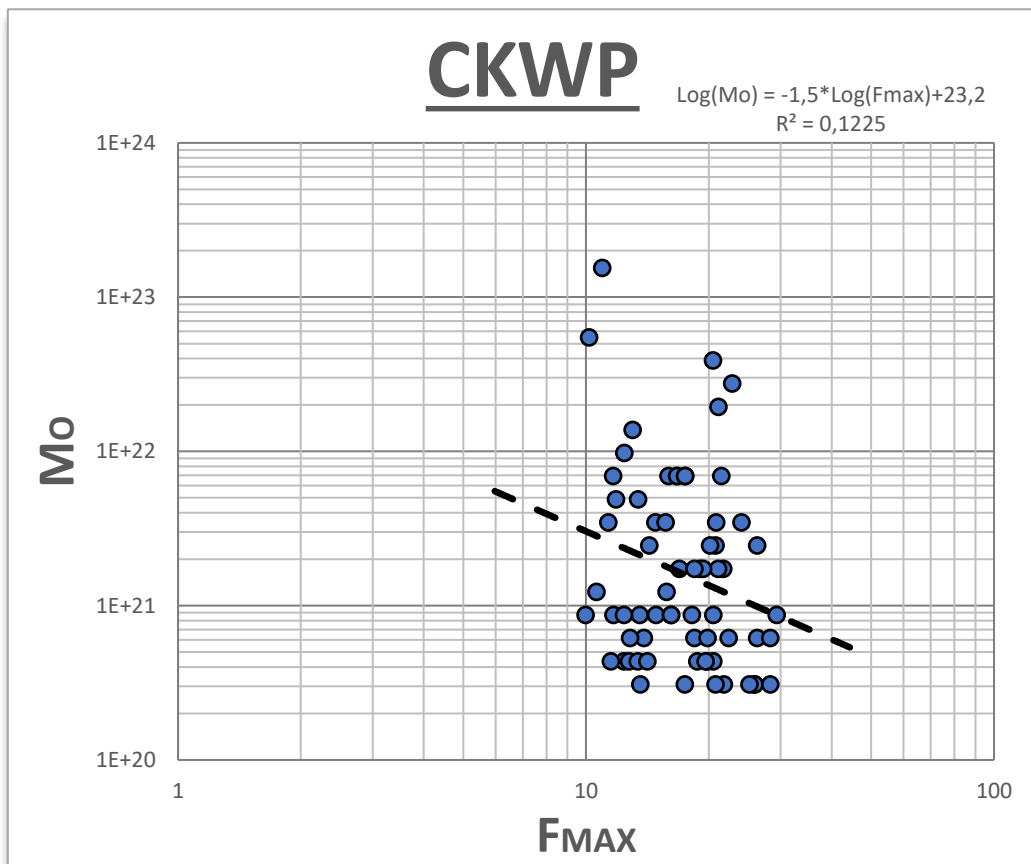
$$R^2 = 0,002$$



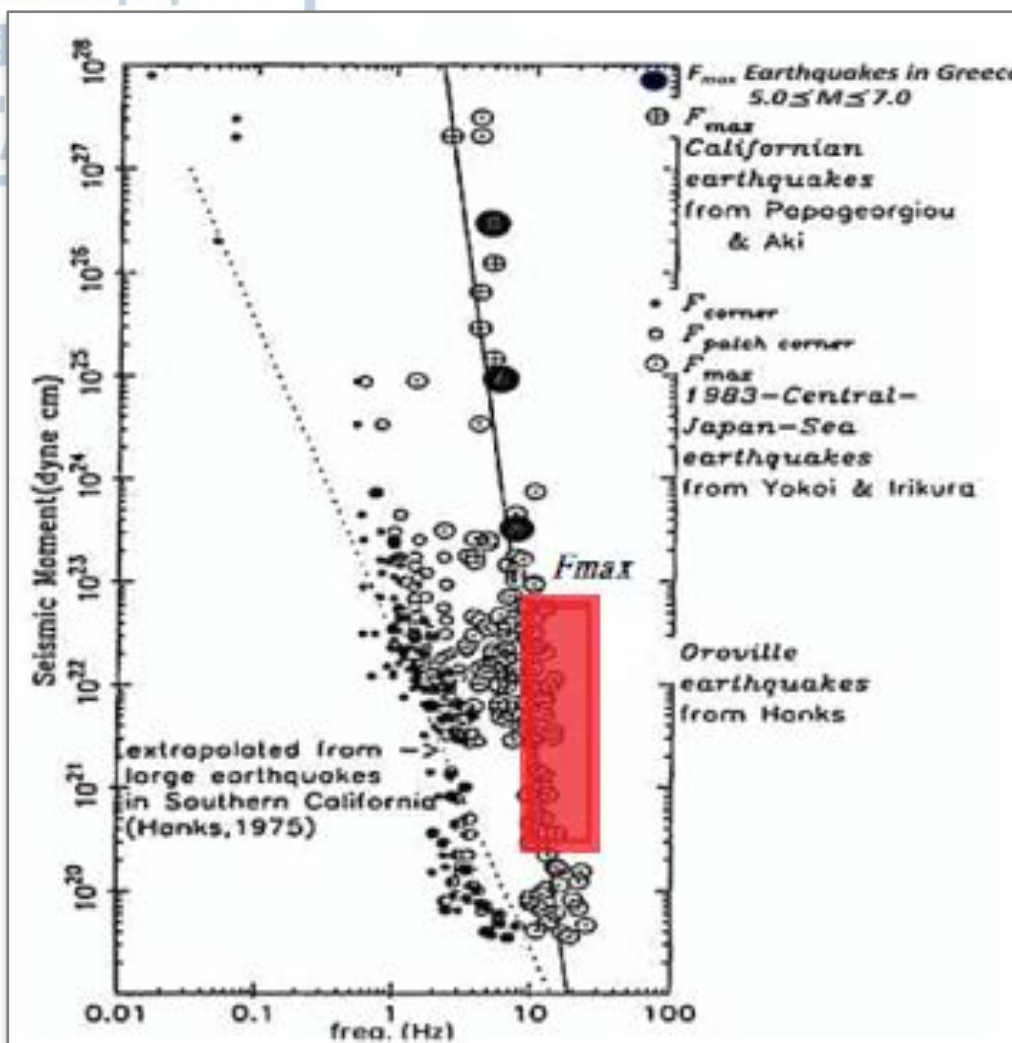
Σχήμα 4.4d. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους M_0 με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσιόμετρο CK06.



Σχήμα 4.4ε. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους M_o με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσιόμετρο CK00.



Σχήμα 4.4φ. Διάγραμμα συσχέτισης μεγέθους M_o με την συχνότητα f_{max} για το επιταχυνσιόμετρο CKWP.



Σχήμα 4.5. Απεικόνιση του εύρους δεδομένων όπως υπολογίστηκαν στη παρούσα μελέτη (κόκκινο παραλληλόγραμμο) στο διάγραμμα Mo-fmax του Aki (1988) για δεδομένα από Καλιφόρνια και Ιαπωνία. Δεδομένα τιμών f_{max} για μικρά έως μεγάλα μεγέθη σεισμών στην Ελλάδα, εμφανίζονται εξίσου με μαύρους κύκλους. (Theodoulidis and Bard, 1998)

4.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ k_r , k_0 ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΑ V_s

Ο υπολογισμός της παραμέτρου k_r , πραγματοποιήθηκε για κάθε επιταχυνσιόμετρο του συστήματος ARGONET και για κάθε συνιστώσα, από δεδομένα 82 τοπικών σεισμών. Με σκοπό να υπολογιστεί μια κοινή κλίση b της εξίσωσης (18), όλες οι τιμές k_r των οριζόντιων συνιστωσών (East, North), όλων των σταθμών (CK00, CK06, CK15, CK40, CK83, CKWP), χαρτογραφήθηκαν σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση R_{ep} σε κοινό διάγραμμα (Σχήμα 4.3). Στην πραγματικότητα, η απόσταση μεταξύ των σταθμών είναι μικρή σε σύγκριση με το μήκος διάδοσης των σεισμικών κυμάτων που επηρεάζει την απομείωση της παραμέτρου k_r . Στο διάγραμμα του σχήματος 4.3, φαίνεται μεγάλη διασπορά των δεδομένων με συντελεστή συσχέτισης $R=0.55$, και μέση

κλίση $b=0.0005$. Η τιμή αυτή χρησιμοποιήθηκε στη συνέχεια για τον υπολογισμό του κ_0 για κάθε σεισμό, με την χρήση της εξίσωσης (18), έχοντας ως δεδομένο τον παράγοντα $bRep.$, για κάθε σταθμό ξεχωριστά. Με αυτό τον τρόπο, υπολογίστηκε η μέση τιμή κ_0 για κάθε σταθμό, η οποία δίνεται στο Πίνακα 3 μαζί με την τυπική απόκλιση. Παρατηρήθηκε, ότι η τιμή του παράγοντα κ_0 στην επιφάνεια (CK00) είναι περίπου 50% υψηλότερη από αυτή που υπολογίζεται για το γεωλογικό υπόβαθρο (CK83)

Station code	CK83	CK40	CK15	CK06	CK00	CKWP
Average κ_0	0.0193	0.0267	0.0285	0.0245	0.0291	0.0249
Standard deviation	0.0049	0.0087	0.0079	0.0111	0.0096	0.0053

Πίνακας 3. Μέσες τιμές του παράγοντα κ_0 και τυπική απόκλιση, για κάθε σταθμό του συστήματος ARGONET.

Εφόσον όλοι οι σταθμοί θεωρήθηκαν ως ένας ενιαίος, τότε για τον υπολογισμό της V_s πρέπει να θεωρήσουμε ένα ενιαίο στρώμα με πάχος 84m από την επιφάνεια έως το γεωλογικό υπόβαθρο. Η ταχύτητα αυτή υπολογίστηκε ίση με $V_s=337 \text{ m/sec}$, σύμφωνα με την εξίσωση (13) και το σχήμα 3.8 και αναφέρεται στην απόσταση μεταξύ CK00 και CK83.

4.5 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ Q_{eff}

Σύμφωνα με τους Hough και Anderson (1988), το κ_0 είναι αντίστοιχο του t^* (χρόνος απόσβεσης του πλάτους της σεισμικής κίνησης) και συσχετίζεται με τον παράγοντα απόσβεσης Q και την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων V_s κατά μήκος της διαδρομής της, με τη σχέση:

$$t^* = \int_{\text{path}} \frac{dr}{QV_s} = \sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_{si}Q_i} = \kappa_0 \quad (19)$$

όπου, H_i είναι τα πάχη των διαφόρων στρωμάτων από τα οποία διαδίδεται η σεισμική ακτίνα, το r η απόσταση από το επίκεντρο του σεισμού και το ολοκλήρωμα γίνεται για τη διαδρομή (path) της σεισμικής ακτίνας. Αν θεωρήσουμε, ότι ισχύει $\kappa_0^{\text{surf}} = \kappa_0^{\text{dh}} + t^*$,

όπου κ_0^{surf} είναι η τιμή κ_0 της παραμέτρου κ για το επιφανειακό στρώμα και κ_0^{dh} η αντίστοιχη τιμή της παραμέτρου κ για στρώμα σε βάθος h , προκύπτει η σχέση:

$$\kappa_0^{surf} = \kappa_0^{dh} + \sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_{si} Q_i} \quad (20)$$

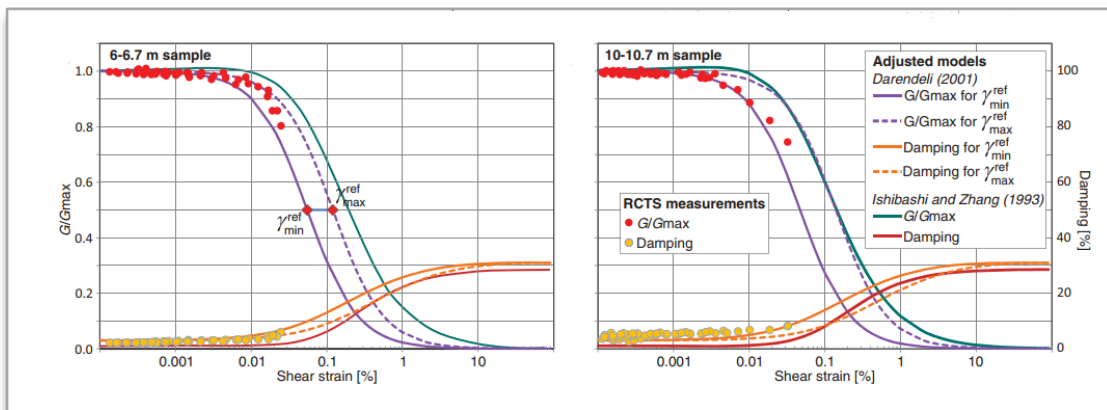
Από τη σχέση αυτή μπορούμε να υπολογίσουμε τον παράγοντα ποιότητας Q_i , για όλο το ιζηματογενές στρώμα πάνω από το ασβεστολιθικό υπόβαθρο αφού οι τιμές των H_i και V_{si} για κάθε στρώμα είναι γνωστές. Επομένως, εφόσον το πάχος του ιζηματογενούς στρώματος πάνω από τον ασβεστόλιθο είναι 84 m, η διαφορά των τιμών κ_0 στην επιφάνεια (0.029) και στα 84m (0.019) είναι ίση με 0.01 και η μέση τιμή V_{si} αυτού του στρώματος είναι ίση με 337 m/s, τότε η μέση τιμή του παράγοντα ποιότητας που προκύπτει, είναι $Q_{eff}=24,63$. Ο παράγοντας ποιότητας Q_{eff} μπορεί να συνδεθεί με την εδαφική απόσβεση $D\%$ (Silva 1997, Kramer 1996) με τη σχέση:

$$D\% = 1/2 Q_{eff} \quad (21)$$

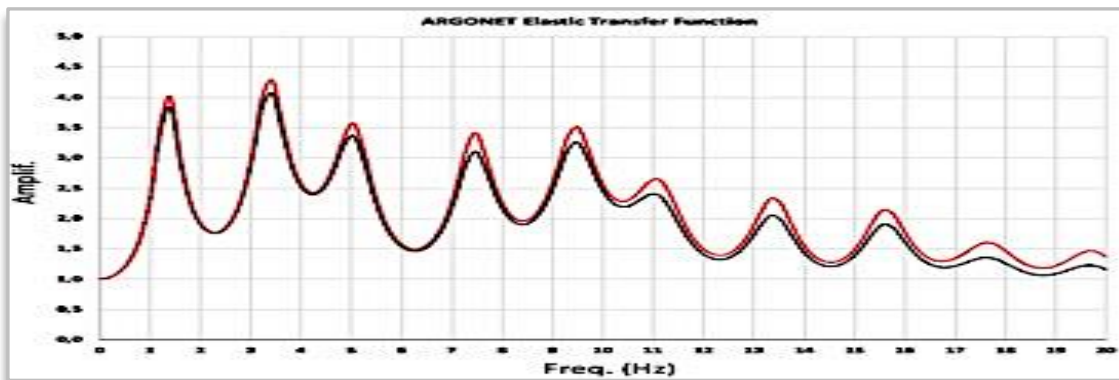
Συνεπώς, η εκτιμώμενη απόσβεση της συνολικής ιζηματογενούς στήλης στο σύστημα ARGONET, είναι $D\%=0.02$. Αυτή η τιμή αντιστοιχεί σε χαμηλή ανηγμένη παραμόρφωση ($\gamma < 10^{-3}$) και είναι σε εξαιρετική συμφωνία με την αντίστοιχη απόσβεση που μετρήθηκε από το Resonant Column Test (RCT) το οποίο είναι βασισμένο σε αψεγάδιαστο δείγμα που έχει ληφθεί σε βάθος 6-7 m (σχήμα 4.6). Ωστόσο, οι τιμές απόσβεσης που προκύπτουν από μετρήσεις RCT δείγματος που λήφθηκε σε βάθος 10-11m, παρουσιάζουν μεγαλύτερη απόσβεση μεταξύ 0.03% και 0.05%. Επομένως από τη μέση τιμή κ_0 προκύπτουν ελαφρώς χαμηλότερες τιμές απόσβεσης σε σύγκριση με αυτές που υπολογίστηκαν μέσω του RCT. Ο παράγοντας Q_{eff} , σχετίζεται με τη ταχύτητα V_s και V_p των εγκάρσιων και επιμήκων κυμάτων με τις εμπειρικές σχέσεις $Q_{eff}=V_s/10$ και $Q_{eff}=V_p/10$, αντίστοιχα. Πιο συγκεκριμένα, για τα εγκάρσια κύματα (S-waves), μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο τύπος $Q_{eff}=V_s/10$ και για τα επιμήκη (P-waves) ο τύπος $Q_{eff}=V_p/10$. Με βάση αυτή την προσέγγιση, δημιουργήθηκε επίσης ένα προφίλ εδαφικής στήλης το οποίο βασίζεται στον πίνακα 1 του Theodoulidis et al. 2018, όπου δίνονται και οι τιμές V_s και V_p για κάθε σχηματισμό (Παράρτημα II, σελ. 55).

Λαμβάνοντας υπόψη τη τιμή $D=0.02$ ως την μέση τιμή απόσβεσης για όλη την εδα-

φική στήλη, όπως προέκυψε από την εκτίμηση του γ_0 στη παρούσα εργασία, δημιουργήθηκε ένα παρόμοιο εδαφικό προφίλ. Η μονοδιάστατη θεωρητική εδαφική απόκριση για κάθετα διαδιδόμενα εγκάρσια κύματα υπολογίστηκε και για τις δύο αυτές εδαφικές στήλες με βάση τη μέθοδο του πίνακα διασποράς των Haskell και Thompson με τη χρήση του υπολογιστικού κώδικα `nrattle.exe`. (http://www.daveboore.com/software_online.html) (Σχήμα 4.7).



Σχήμα 4.6. Καμπύλες απόσβεσης (D%) για βάθος 6-6.7 m και 10-10.7 m από δείγματα του RCT.



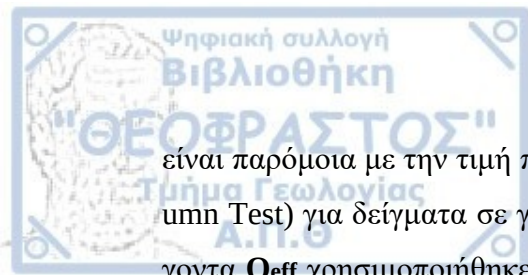
Σχήμα 4.7. Γραμμικό φάσμα ελαστικής μεταφοράς στη τοποθεσία του ARGONET, με μέσο όρο $D=0.02\%$ για όλη την εδαφική στήλη (μαύρη γραμμή) και διαφορετικό $D\%$ για κάθε γεωτεχνικό στρώμα βασισμένο στο πρακτικό εμπειρικό κανόνα $Q_s=V_s/10$ (κόκκινη γραμμή).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σε αυτή την έρευνα, μελετήθηκαν ιδιότητες του φάσματος της σεισμικής κίνησης σε υψηλές συχνότητες (μεγαλύτερες της γωνιακής συχνότητας f_c). Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα καταγραφών από τη κατακόρυφη διάταξη επιταχυνσιόμετρων του συστήματος επιταχυνσιογράφων ARGONET που λειτουργεί στην υψηλής σεισμικότητας περιοχή της Κεφαλονιάς και παρήγαγε μεγάλο πλήθος δεδομένων τόσο σε ανοιχτό πεδίο όσο και σε γεωτρήσεις. Το σύνολο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε αποτελείται από μικρού μεγέθους σεισμούς $3.0 \leq M \leq 4.8$ και σε επικεντρικές αποστάσεις από το ARGONET, $5\text{km} \leq R_{ep} < 40\text{km}$.

Βέβαια, το κυματικό πεδίο κατά μήκος των σταθμών του δικτύου μπορεί να είναι περίπλοκο λόγω των ανερχόμενων και κατερχόμενων κυμάτων που παρεμβάλλονται μεταξύ τους καθώς επίσης και ο ακριβής υπολογισμός του επικέντρου των μικρού μεγέθους σεισμών μπορεί να έχει αρκετές σημαντικές αβεβαιότητες. Οι τιμές της συχνότητας f_{max} , όπως ήταν αναμενόμενο, δεν συσχετίζονται με τις τιμές της σεισμικής ροπής M_0 , τουλάχιστον για το εξεταζόμενο εύρος μεγεθών. Ωστόσο, οι τιμές αυτής, συσχετίζονται ικανοποιητικά με την απόσταση παρουσιάζοντας μείωση, ακόμη και για μικρές επικεντρικές αποστάσεις, με την κλίση της ευθείας να είναι $b \sim 0.3$. Επίσης, οι τιμές της συχνότητας f_{max} μετά από αναγωγή τους σε επικεντρική απόσταση $R_{ep} \sim 1\text{km}$, θεωρώντας ότι είμαστε κοντά στην σεισμική εστία ώστε να μην υπάρχει η επίδραση του δρόμου διάδοσης, είναι διπλάσιες έως και τριπλάσιες από τις αντίστοιχες τιμές στην Ιαπωνία και στην Καλιφόρνια. Αυτή η παρατήρηση χρειάζεται περαιτέρω έρευνα λαμβάνοντας υπόψη τις διαφορές στις ιδιότητες του δρόμου διάδοσης των περιοχών.

Η παράμετρος απομείωσης των υψηλής συχνότητας πλατών των εδαφικών κυμάτων κ_r , είναι επίσης εξαρτώμενη της απόστασης, όπως έχει αποδειχθεί σε άλλες έρευνες διεθνώς. Στην παρούσα εργασία, είναι αξιοσημείωτο ότι η παραπάνω διαπίστωση είναι εμφανής ακόμη και σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις ($R_{ep} < 40\text{km}$). Η παράμετρος κ_0 , παρουσιάζει τιμές συγκρίσιμες για κατηγορία εδαφών σκληρό-μαλακό (stiff-to-soil) με άλλες αντίστοιχες σε διάφορες περιοχές της γης. Η τιμή του παράγοντα ποιότητας Q_{eff} για τη συνολική εδαφική στήλη (0-84m) του δικτύου ARGONET υπολογίστηκε ίση με $Q_{eff} = 25$ και συσχετίζοντας τη τιμή αυτή με την γεωτεχνική απόσβεση $D\%$ σε χαμηλές τιμές ανηγμένης παραμόρφωσης προκύπτει ότι $D\% = 0.02$ (για $\gamma < 0.001$), τιμή η οποία



είναι παρόμοια με την τιμή που προέκυψε από την εφαρμογή του RCT(Resonant Column Test) για δείγματα σε γεωτρήσεις του ARGONET. Αυτή η μέση τιμή του παράγοντα Q_{eff} χρησιμοποιήθηκε για να εκτιμηθεί η μονοδιάστατη θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς με εφαρμογή της μεθόδου των Haskell-Thompson. Η ίδια συνάρτηση μεταφοράς υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τιμές Q_{eff} όπως προκύπτουν από την εμπειρική σχέση $Q_{eff}=V_s/10$, για κάθε ένα από τα γεωτεχνικά στρώματα της εδαφικής στήλης στη θέση του ARGONET. Αμφότερες οι δύο προσεγγίσεις έδωσαν συγκρίσιμα αποτελέσματα, επικυρώνοντας έτσι ότι ο παράγοντας απόσβεσης Q_{eff} σε μια τοποθεσία, μπορεί αξιόπιστα να εκτιμηθεί από τη παράμετρο απομείωσης κ_0 . Ωστόσο, είναι απαραίτητη η περαιτέρω έρευνα για την ελάττωση των αβεβαιοτήτων στην εκτίμηση των παραγόντων κ_r και κ_0 , καθώς και να διακριθούν τα ποσοστά διασποράς και εσωτερικής απομείωσης που περιλαμβάνονται στις τιμές τους.

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), 1217–1231. <https://doi.org/10.1029/jz072i004p01217>
- Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II—Recent Advances in Ground-Motion Evaluation*, 103–155.
- Anderson, J. G., & Hough, S. E. (1984). Spectrum of Acceleration At High Frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5), 1969–1993.
- Boore, D. M., & Joyner, W. B. (1982). The empirical prediction of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B), S43-60.
- Boore, D. M., Thompson, E. M., & Cadet, H. (2011). Regional correlations of V s30 and velocities averaged over depths less than and greater than 30 meters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 3046–3059.
- Borcherdt, R. D. (2012). VS30 – A Site-Characterization Parameter for Use in Paper Title Line Simplified Building Codes, Earthquake Resistant Design, GMPEs, and ShakeMaps. *15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon Portugal*, 10 (2010).
- Briole, P., Elias, P., Parcharidis, I., Bignami, C., Benekos, G., Samsonov, G., Kyriakopoulos, C., Stramondo, S., Chamot-Rooke, N., Drakatou, M. L., & Drakatos, G. (2015). The seismic sequence of January-February 2014 at Cephalonia Island (Greece): Constraints from SAR interferometry and GPS. *Geophysical Journal International*, 203(3), 1528–1540.
- G. Didaskalou & Partners SP. (2015). *GEOTER Factual Report, 2015. Geotechnical and Geophysical Investigation in Koutavos Park of Argostoli at the Island of Cephalonia, Greece.*
- Grendas, I., Theodoulidis, N., Hatzidimitriou, P., Margaris, B., & Drouet, S. (2018). Determination of source, path and site parameters based on non-linear inversion of accelerometric data in Greece. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(11), 5061–5094.
- Hanks C. (1982). fmax. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), 1867–1879.
- Hermann R. (1985). An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5), 1447–1453.
- Hough S . E., A. J. G. (1988). Attenuation Near Anza, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2), 672–691.
- Jones, S. (2010). Ground vibration from underground railways: how simplifying assumptions limit prediction accuracy. *Response*, September. <http://www.dspace.cam.ac.uk/handle/1810/226848>
- Karakostas, V., Papadimitriou, E., Mesimeri, M., Gkarlaouni, C., & Paradisopoulou, P. (2015). The 2014 Kefalonia Doublet (M w 6.1 and M w 6.0), Central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic Implications along the Kefalonia Transform Fault Zone. *Acta Geophysica*, 63(1), 1–16.
- Konno K., O. T. (1988). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 228–241.
- Ktenidou, O. J., Cotton, F., Abrahamson, N. A., & Anderson, J. G. (2014). Taxonomy of κ: A review of definitions and estimation approaches targeted to applications. *Seismological Research Letters*, 85(1), 135–146.
- Rogers, D, V. (2013). *Types Of Earthquake Waves*. <http://allshookup.org/quakes/wavetype.htm>

- Slideshare.net. *κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών στην Ελλάδα*. Retrieved December 10, 2021, from <https://www.slideshare.net/yiankarayian/ss-11762435>
- Stiros, S. C., Pirazzoli, P. A., Laborel, J., & Laborel-Deguen, F. (1994). The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. *Geophysical Journal International*, 117(3), 834–849.
- Theodoulidis, N., Hollender, F., Mariscal, A., Moiriat, D., Bard, P. Y., Konidaris, A., Cushing, M., Konstantinidou, K., & Roumelioti, Z. (2018). The ARGONET (Greece) seismic observatory: An accelerometric vertical array and its data. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1555–1565.
- Theodoulidis, Nikos, Hollender, F., Mariscal, A., Moiriat, D., Bard, P.-Y., Konidaris, A., Cushing, E., Konstantinidou, K., & Roumelioti, Z. (2018). The ARGONET (Greece) seismic observatory: An accelerometric vertical array and its data. *Seismological Research Letters*, 89.
- Valkaniotis, S., Ganas, A., Papathanassiou, G., & Papanikolaou, M. (2014). Field observations of geological effects triggered by the January-February 2014 Cephalonia (Ionian Sea, Greece) earthquakes. *Tectonophysics*, 630(C), 150–157.
- Β. Κ. Παπαζάχος , Γ. Φ. Καρακαϊσης, Π. Μ. Χ. (2005). *Εισαγωγή στη Σεισμολογία*. ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ.
- Γ.Α. Παπαδόπουλος, Μ. Σαχπάζη, Β. Καραστάθης, Α. Γκανάς, Γ. Μιναδάκης, Ι., Μπασκούτας, Α. Μόσχου, Α. Μουζακιώτης, Κ. Ορφανογιαννάκη, Ε. Δασκαλάκη, Σ., & Λιακόπουλος, Α. Παπαγεωργίου, Ι. Τ. (2014). *ΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΤΟΥ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ-ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ ΤΟΥ 2014 ΣΤΗΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ: ΜΙΑ ΠΡΩΤΗ ΕΚΘΕΣΗ ΕΘΝΙΚΟ ΑΣΤΕΡΟΣΚΟΠΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ*.
- Λεκκας, Ε., Δαναμος, Γ., & Μαυρικας, Γ. (2001). ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ*. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 1, 11–17.
- Μουντράκης, Δ. Μ. (2020). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας Β' Έκδοση*. University Studio Press.
- Παπαζάχος, Β. , Παπαζάχου, Κ. (2003). *Σεισμοί της Ελλάδας, Γ' ΕΚΔΟΣΗ*. ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ.
- Πιτλάκης, Κ. Δ. (2010). *Γεωτεχνική Σεισμική Μηχανική*. Εκδόσεις Ζήτη.
- "Η Γεωλογία της Κεφαλονιάς | Γεωπάрко Κεφαλονιάς - Ιθάκης." Retrieved December 10, 2021, from <https://kefaloniageopark.gr/geologia>
- "Www.Seismoi.Gr" (<https://www.seismoi.gr/toellhnikotoxo.htm>).
- "ΠΕΡΙ ΣΕΙΣΜΩΝ." (<http://users.sch.gr/xtsamis/OkosmosMas/Seismoi.htm>).

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι- ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

No.	Ημερομηνία(Χ, Μ, Η)	Ώρα	φ	λ	Μ	Rep.
1	2015, 8, 9	21:39:19	37,2853	20,836	3,3	6,2
2	2015, 8, 13	22:13:56	38,1505	20,4197	3,4	7,7
3	2015, 8, 20	2:56:47	38,3283	20,4017	3,1	20,4
4	2015, 8, 20	6:03:59	38,315	20,4182	3,6	18,4
5	2015, 8, 20	6:15:03	38,1268	20,552	3,5	5,8
6	2015, 9, 19	3:56:28	38,1887	14,3	3,2	20,1
7	2019, 9, 28	15:53:39	37,99	20,193	3,9	33,6
8	2015, 11, 17	10:41:37	38,4782	20,5142	3,6	34,9
9	2015, 11, 17	11:49:45	38,4862	20,4857	4,1	35,8
10	2015, 11, 17	19:23:16	38,521	20,5678	3,6	40,0
11	2015, 11, 18	5:18:13	38,4967	20,5177	4,5	36,9
12	2015, 11, 18	5:23:17	38,4992	20,5267	3,3	37,2
13	2015, 11, 19	17:45:55	38,4623	20,4952	4	33,1
14	2015, 11, 20	3:05:28	38,5025	20,5145	3,8	37,6
15	2015, 11, 20	4:27:57	38,4957	20,5152	3,3	36,8
16	2015, 11, 20	5:12:24	38,4703	20,4875	4,8	34,0
17	2015, 11, 20	10:37:14	38,455	20,4753	3,6	32,4
18	2015, 11, 20	14:42:32	38,3673	20,4675	3,3	22,8
19	2015, 11, 20	18:07:37	38,4588	20,478	3,3	32,8
20	2015, 11, 20	21:41:11	38,3715	20,41	3	24,5
21	2015, 11, 21	3:50:25	38,5037	20,5013	3,1	37,7
22	2015, 11, 22	0:24:52	38,4647	20,4523	3,5	33,7
23	2015, 11, 22	9:30:02	38,457	20,4675	3,7	32,7
24	2015, 11, 23	9:30:02	38,5178	20,5818	3,9	39,8
25	2015, 11, 24	11:56:21	38,3663	20,4657	3,7	22,7
26	2015, 11, 24	12:29:32	38,4622	20,4617	3,3	33,3
27	2015, 11, 25	7:36:29	38,5192	20,5703	3,1	39,8
28	2015, 11, 25	15:21:39	38,5197	20,5595	3,2	39,7
29	2015, 12, 1	5:57:33	38,4297	20,4825	3,1	29,5
30	2015, 12, 5	10:46:45	38,3953	20,4717	3,2	25,8
31	2015, 12, 9	13:06:29	38,392	20,4623	3,3	25,6
32	2016, 1, 4	7:21:45	38,3155	20,4012	4	19,1
33	2016, 1, 19	4:05:00	38,5005	20,5447	3,4	37,5
34	2016, 2, 11	2:26:02	38,4958	20,5538	3,1	37,0
35	2016, 2, 17	16:48:50	38,2048	20,5713	3	7,3
36	2016, 3, 5	8:45:59	38,3823	20,4747	3	24,4
37	2016, 3, 12	6:49:13	38,2205	20,5137	3	6,3
38	2016, 3, 13	3:23:37	38,2053	20,4163	3	9,1
39	2016, 3, 17	4:39:47	38,149	20,4377	3,2	6,2
40	2016, 3, 18	1:15:22	38,3852	20,4487	3,1	25,0
41	2016, 4, 11	18:53:44	38,2133	20,3325	4,3	16,2



42	2016, 4, 23	10:35:22	38,497	20,5413	3,5	37,1
43	2016, 4, 24	7:41:56	38,4685	20,4853	3,5	33,8
44	2016, 5, 25	13:40:10	38,1225	20,4127	3,1	9,4
45	2016, 6, 4	16:38:25	38,1397	20,3477	4,4	14,2
46	2016, 6, 5	7:18:54	38,1052	20,3397	3,1	16,0
47	2016, 6, 5	7:30:01	38,1558	20,35	3,5	13,7
48	2016, 6, 6	19:09:05	38,3077	20,491	3	16,0
49	2016, 6, 7	4:56:59	38,1585	20,3483	3,7	13,9
50	2016, 6, 7	6:26:08	38,1333	20,3633	3	13,0
51	2016, 6, 11	10:19:07	38,15	20,3677	3,2	12,2
52	2016, 6, 13	14:24:12	38,1417	20,3717	3,2	12,0
53	2016, 6, 17	15:00:34	37,9967	20,216	3,3	31,5
54	2016, 6, 22	11:26:11	38,5093	20,5483	3	38,5
55	2016, 7, 22	3:35:27	38,0525	20,3858	3,1	16,3
56	2016, 7, 23	18:31:46	38,2925	20,4772	3,5	14,5
57	2016, 8, 27	4:19:23	38,446	20,7058	3,1	35,8
58	2016, 9, 1	4:07:53	38,4603	20,591	3,7	33,7
59	2016, 9, 1	7:52:25	38,2388	20,4017	3	12,3
60	2016, 9, 1	19:45:29	38,4518	20,6293	3,8	33,7
61	2016, 9, 2	8:05:24	38,4648	20,5658	3,3	33,8
62	2016, 9, 2	8:46:07	38,3207	20,4022	3,1	19,6
63	2016, 9, 7	5:17:51	38,4642	20,5988	3,2	34,3
64	2016, 9, 8	15:31:05	37,9838	20,2318	3,9	31,3
65	2016, 9, 14	2:20:03	37,9628	20,214	3,9	34,0
66	2016, 10, 9	12:04:12	38,1703	20,2587	3,9	21,7
67	2016, 10, 13	13:21:51	38,1273	20,6598	3,1	14,1
68	2016, 10, 17	8:09:59	38,3725	20,4587	3	23,5
69	2016, 10, 20	3:58:38	37,976	20,256	3	30,3
70	2016, 11, 11	5:36:43	38,3022	20,4588	3,3	15,9
71	2016, 11, 15	9:34:42	38,1422	20,669	3,1	14,5
72	2016, 12, 14	9:13:51	38,1183	20,3698	3,5	13
73	2017, 1, 8	23:31:52	38,1492	20,4168	3	8,0
74	2017, 2, 24	22:31:00	38,4595	20,6065	3,3	33,9
75	2017, 3, 17	17:08:04	38,0975	20,5215	3	7,5
76	2017, 4, 4	15:12:27	38,3855	20,4732	3,3	24,7
77	2017, 4, 6	20:12:42	38,3828	20,4773	3,7	24,4
78	2017, 4, 6	22:49:08	38,3825	20,524	3,3	24,3
79	2017, 4, 13	11:51:17	38,3797	20,5343	3,2	24,04
80	2017, 4, 15	1:34:46	38,3857	20,5067	3,9	24,6
81	2017, 6, 27	3:51:17	38,2587	20,4188	3,9	13,0
82	2019, 1, 15	1:11:49	38,2898	20,4142	4,2	16,1

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ II

Κύριοι Γεωλογικοί σχηματισμοί	Βάθος από την επιφάνεια(m)	Vs (m/sec ²)	Vp (m/sec ²)
Τεταρτογενείς Αποθέσεις	0-2	-	-
	2-4	120-200	670-1630
	4-8	150-280	1560-1900
Εναλλαγές αργίλου (Πλειστόκαινο)	8-13.5	194-254	1670-1875
	13.5-17	220-300	1630-1740
	17-50	250-480	1580-2100
	50-68.4	380-650	1460-2000
Χαλαροί Μαργαϊκοί, Αμμώδης Ασβεστόλιθοι και Μάργες (Α. Πλειόκαινο)	68.4-84	500-690	2000-2750

Παράρτημα II. Κατανομή των ταχυτήτων Vs και Vp για κάθε σχηματισμό με τις ελάχιστες και μέγιστες καταγραφόμενες τιμές για κάθε βάθος. (Theodoulidis et al.2018)