

Τμήμα Πληροφορικής
Ιόνιο Πανεπιστήμιο



Μεταπτυχιακή διατριβή
Ανάπτυξη στοχαστικών αλγορίθμων
για μοντελοποίηση σεισμικής πηγής.

Νικόλαος Αυγούστης
Επιβλέπων: Αυλωνίτης Μάρκος
Κέρκυρα 2021

Επιβλέπων

Μάρκος Αυλωνίτης, Αναπληρωτής Καθηγητής,
Ιόνιο Πανεπιστήμιο

Τριμελής Επιτροπή

Μάρκος Αυλωνίτης, Αναπληρωτής Καθηγητής,
Ιόνιο Πανεπιστήμιο

Παναγιώτης Βλάμος, Καθηγητής, Ιόνιο
Πανεπιστήμιο

Κωνσταντίνος Οικονόμου, Καθηγητής, Ιόνιο
Πανεπιστήμιο

Περιεχόμενα

1	Εισαγωγή	6
2	Θεωρία	9
2.1	Εισαγωγή	9
2.2	Θεωρία της πηγής	9
2.3	Το μοντέλο της πηγής του Haskell	13
2.4	Το φάσμα της πηγής	14
2.5	Το φασματικό μοντέλο	17
2.6	Άλλοι παράμετροι που σχετίζονται με την γωνιακή συχνότητα	18
2.6.1	Ακτίνα της πηγής (Source radius)	18
2.6.2	Πτώση του στρες (Stress Drop)	19
3	Τεχνικές και Μεθοδολογίες	20
3.1	Προεπεξεργασία δεδομένων	20
3.2	Απόκριση του οργάνου	21
3.3	Περιστροφή σήματος	22
3.4	Αναλογία σήματος προς θόρυβο	23
3.5	Μετασχηματισμός Fourier και φασματική ανάλυση	23
3.6	Προσαρμογή της καλύτερης συνάρτησης	24
4	Ο Αλγόριθμος	25
4.1	Εισαγωγή	25
4.2	Εισαγωγή των κατάλληλων βιβλιοθηκών	25
4.2.1	Obspy	26
4.2.2	Numpy	27
4.2.3	Matplotlib	28
4.2.4	Scipy	28
4.3	Εισαγωγή παραμέτρων	28
4.4	Έλεγχος ύπαρξης δεδομένων	29
4.5	Απόκτηση απαραίτητων δεδομένων για επεξεργασία	29
4.6	Στροφή και επιλογή του κατάλληλου τμήματος	30

4.7	Απόκτηση μετατοπίσεων και εφαρμογή φίλτρου συχνοτήτων . .	30
4.8	Μετασχηματισμός Fourier	31
4.9	Εύρεση καλύτερης καμπύλης βάση του μοντέλου και επιστροφή των βέλτιστων παραμέτρων	31
5	Εφαρμογές σε πραγματικά δεδομένα	32
5.1	Απόκτηση δεδομένων	32
5.2	Αποτελέσματα	32
5.2.1	Σχολιασμός αποτελεσμάτων	45
6	Συμπεράσματα	47
	Βιβλιογραφία	48
	Γλωσσάρι	51
	Ευρετήριο	53
7	Παράρτημα	54
7.1	Κώδικας	54
7.2	Γραφήματα.	57
7.2.1	Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin)	57
7.2.1.1	Event 5	57
7.2.1.2	Event 6	58
7.2.1.3	Event 7	58
7.2.1.4	Event 8	58
7.2.1.5	Event 9	59
7.2.1.6	Event 10	59
7.2.1.7	Event 11	59
7.2.2	The M_w 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data	61
7.2.2.1	Event 1	61
7.2.2.2	Event 2	66
7.2.2.3	Event 3	70
7.2.2.4	Event 4	72
7.2.2.5	Event 5	75
7.2.2.6	Event 6	78
7.2.2.7	Event 7	81
7.2.2.8	Event 8	86
7.2.2.9	Event 9	91

7.2.2.10	Event 10	97
7.2.2.11	Event 11	101
7.2.2.12	Event 12	106
7.2.2.13	Event 13	112

Ευχαριστίες

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή εκπονήθηκε στο τμήμα Πληροφορικής του Ιονίου πανεπιστημίου με επιβλέποντα τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Μάρκο Αυλωνίτη. Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Μάρκο Αυλωνίτη που πρόθυμα δέχτηκε να αναλάβει την επίβλεψη και εισηγήθηκε το θέμα της διατριβής. Τον ευχαριστώ για την καθοδήγησή του και τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε. Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω του κ. Παναγιώτη Βλάμο Καθηγητή του τμήματος πληροφορικής του Ιονίου πανεπιστημίου και τον κ. Κωνσταντίνο Οικονόμου, Καθηγητή του τμήματος πληροφορικής του Ιονίου πανεπιστημίου, για τη συμμετοχή τους στην Τριμελή Επιτροπή αξιολόγησης της εργασίας. Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω την σύντροφό μου Ανδριάννα Αλεξάκη για την υποστήριξη της καθ'όλη την διάρκεια των σπουδών μου, από το προπτυχιακό μέχρι και σήμερα, σε περιόδους πίεσης. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πάτερα μου Αναστάσιο και την μητέρα μου Σταματέλα για κάθε είδους συμπαράσταση από μεριάς τους, που με βοήθησαν να φτάσω ως εδώ.

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

Στον τομέα της σεισμολογίας ένα από τα κύρια ενδιαφέροντα είναι η απομόνωση των δομικών στοιχείων ενός σεισμικού σήματος όπως η πηγή, το μονοπάτι και τα εφέ του σημείου για τον χαρακτηρισμός της πηγής, η οποία είναι αυτή που δημιουργεί τον σεισμό. Με άλλα λόγια, εκτίμηση των παραμέτρων που καθορίζουν ένα συμβάν, δηλαδή ενέργεια (E_s), σεισμική ροπή (M_0), διάσταση πηγής και πτώση στρες ($\Delta\sigma$).

Η ενέργεια (E_s) του σεισμού είναι μέρος της δυνητικής ενέργειας που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια σεισμού, έκρηξης ή άλλου τύπου σεισμικής πηγής που μετατρέπεται σε ελαστικά σεισμικά κύματα που διαδίδονται μακριά από την πηγή μέσω της Γης και προκαλούν δονήσεις στο έδαφος.

Η σεισμική ροπή (M_0) είναι ένα μέτρο του μεγέθους ενός σεισμού με βάση την περιοχή του ρήγματος, τη μέση ποσότητα ολίσθησης και τη δύναμη που απαιτείται για να ξεπεραστεί η τριβή που κολλάει τους βράχους μεταξύ τους που αντισταθμίστηκαν με βλάβη. Η σεισμική ροπή μπορεί επίσης να υπολογιστεί από τα φάσματα πλάτους των σεισμικών κυμάτων.

Η πτώση του στρες ($\Delta\sigma$) είναι η διαφορά μεταξύ του στρες σε ένα ρήγμα πριν και μετά από έναν σεισμό.

Σε αυτή την διπλωματική θα αναπτυχθεί ένας αλγόριθμος με σκοπό την αυτοματοποίηση μέρους της διαδικασίας εύρεσης αυτών των παραμέτρων και πιο συγκεκριμένα την εκτίμηση της γωνιακής συχνότητας η οποία είναι άμεσα συνδεδεμένη με τα παραπάνω χαρακτηριστικά. Ο αλγόριθμος θα δοκιμαστεί σε σεισμούς στους οποίους έχει πραγματοποιηθεί παρόμοια διαδικασία και έχουν δημοσιευθεί ερευνητικές εργασίες (Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin) [1], The M_w 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data [2]) με σκοπό τον έλεγχο και την σύγκριση με τα ήδη δημοσιευμένα αποτελέσματα έτσι ώστε μελλοντικά ο αλγόριθμος να βελτιστο-

ποιηθεί και να δημιουργηθεί ένα ψηφιακό εργαλείο για γρήγορο και αυτόματο υπολογισμό των παραμέτρων με ελάχιστη απόκλιση από την πραγματική τιμή.

Ο αλγόριθμος βασίζεται στην επεξεργασία των δεδομένων στον φασματικό τομέα και την προσαρμογή ενός θεωρητικού μοντέλου σε αυτά με σκοπό την απόκτηση της γωνιακής συχνότητας και του επίπεδου σταθεροποίησης των χαμηλών συχνοτήτων. Ο αλγόριθμος μπορεί να εφαρμοστεί και σε S κύματα καθώς και P. Στην εργασία θα επικεντρωθούμε στα S κύματα καθώς αυτά φθάνουν στην σειсмоγράφο μετά από τα P και μας δίνουν την δυνατότητα αξιοποίησης περισσότερων δεδομένων στην επεξεργασία μας σε αντίθεση με τα P τα οποία μας αναγκάζουν να επεξεργαστούμε το κομμάτι των δεδομένων από την άφιξη των P μέχρι και την άφιξη των S, κάτι το οποίο στην περίπτωση όπου η πηγή είναι αρκετά κοντά στον σειсмоγράφο μας αφήνει με ένα μικρο σετ δεδομένων για επεξεργασία. Η τεχνική για να αποκτήσουμε τις παραμέτρους μιας πηγής προσαρμόζοντας μια χαμπύλη στο φασματικό εύρος η οποία χρησιμοποιείται στην εργασία αναπτύχθηκε από τους James N. Brune, John Boatwright and Raúl Madariaga και μέσα από τις δημοσιεύσεις τους Tectonic stress and the spectra of Seismic Shear [3], Dynamics of an Expanding Circular Fault, waves from Earthquakes [4] and A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy [5] έδωσαν μια μεθοδολογία για την απόκτηση των παραμέτρων μιας σεισμικής πηγής.

Το αρχικό μοντέλο που πρότεινε ο Brune [3] δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για φάσματα στο Near-field και Far-field τα οποία μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην εκτίμηση των παραμέτρων μιας σεισμικής πηγής, συγκρίνοντας τα θεωρητικά με τα πραγματικά σεισμικά φάσματα, και πιο συγκεκριμένα την πτώση του στρες και τις διαστάσεις της πηγής.

Στη συνέχεια η Abercrombie [6] χρησιμοποιεί 4 μοντέλα βασισμένα στο μοντέλο του Brune για να μοντελοποιήσει P και S κύματα αποτελούμενα από 3 μέρη για να μελετήσει την διακοπή στην κλιμάκωση μεταξύ μικρών και μεγάλων σεισμών. Μεταξύ των παρατηρήσεων της ήταν και η μεταβολή κατά 1.3 Hz στις γωνιακές συχνότητές κάτι το οποίο φάνηκε και στα τέσσερα μοντέλα και ερμηνεύτηκε ως φαινόμενο εξαρτώμενο από την πηγή.

Οι Peter M. Shearer, Germán A. Prieto και Egill Hauksson στην δημοσίευση τους το 2006 [7] υπολόγισαν το φάσμα κυμάτων P για σεισμούς στην χρονική διάρκεια 1989 έως και το 2001 οι οποίοι είχαν καταγράψει από το Southern California Seismic Network (SCSN) για να λάβουν τις παραμέτρους της πηγής διαφόρων σεισμικών συμβάντων στην ίδια σεισμική ζώνη.

Έπειτα οι Koseoglu, Aysegul and Meral Ozel, Nurcan and Baris, S. and Üçer, S. and Ottemöller, L. [8] εφαρμόζουν την μέθοδο σε σεισμούς μέτριας κλίμακας αποδεικνύοντας ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για άλλου είδους σεισμών

πέρα τις μικρής κλίμακας. Και τέλος οι Pacor, F. and Spallarossa, D. and Oth, A. and Luzi, L. and Puglia, R. and Cantore, L. and Mercuri, A. and D'Amico, M. and Bindi, D. εφάρμοσαν το μοντέλο σε κύματα S αντί για P σε δυο εργασίες που επικεντρώθηκαν στον κύριο σεισμό της L'Aquila καθώς και τους μετασεισμούς [9] [2].

Οι Bálint Süle and Zoltán Wéber εφάρμοσαν ανάλογη μεθοδολογία στα P και S κύματα σε 50 σεισμούς στο διάστημα 1995 έως 2011 και υπολόγισαν παραμέτρους για της πηγές και για τα δυο είδη κυμάτων [1]. Για την απόκτηση δεδομένων και την δημιουργία του αλγορίθμου χρησιμοποιήθηκε η γλώσσα προγραμματισμού python καθώς και οι βιβλιοθήκες της numpy, scipy, matplotlib και obspy για την επεξεργασία και δημιουργία του μοντέλου την γραφική αναπαράσταση και την απόκτηση δεδομένων αντίστοιχα.

Αρχικά, στο **Κεφάλαιο 2**, θα αναφερθούμε στην θεωρία, δηλαδή στα μαθηματικά μοντέλα τα οποία αποτελούν την βάση που θα στηριχθεί ο αλγόριθμος. Θα αναφέρουμε στον τρόπο εξαγωγής των μετατοπίσεων του εδάφους από την εξίσωση του σειсмоγράφου καθώς και σε διάφορους τρόπους με τους οποίους μπορεί να περιγράψει μια σεισμική πηγή. Στη συνέχεια, **Κεφάλαιο 3**, θα ασχοληθούμε με την περιγραφή των τεχνικών και μεθοδολογιών που χρησιμοποιούνται στην υλοποίηση του αλγορίθμου, ξεκινώντας από την απόκτηση και προεπεξεργασία των δεδομένων και φθάνοντας μέχρι την προσαρμογή (fit) της βέλτιστης καμπύλης. Έπειτα θα περιγράψουν οι λειτουργίες του αλγορίθμου και θα εφαρμοστεί σε πραγματικά δεδομένα, **Κεφάλαια 5-6**. Και τέλος θα υπάρχει ένα κεφάλαιο σχολιασμού των αποτελεσμάτων.

Κεφάλαιο 2

Θεωρία

2.1 Εισαγωγή

Στο εδάφιο αυτό θα αναφερθούμε στο θεωρητικό κομμάτι της περιγραφής μιας πηγής και θα βασιστούμε κυρίως στα συγγράμματα των Agustin Udias, Raul Madariaga and Elisa Buforn με τίτλο Source Mechanisms of Earthquakes [10] και Shearer, P. M. 1999. Introduction to Seismology [7].

2.2 Θεωρία της πηγής

Ο καθορισμός των παραμέτρων της πηγής αποτελεί ένα πρόβλημα αντιστροφής οπότε πριν ξεκινήσουμε να αναλύουμε τις παραμέτρους μιας σεισμικής πηγής πρέπει πρώτα να αναλύσουμε τον τρόπο με τον οποίο αποκτάμε τα δεδομένα απαραίτητα για να ανακτήσουμε τις παραμέτρους.

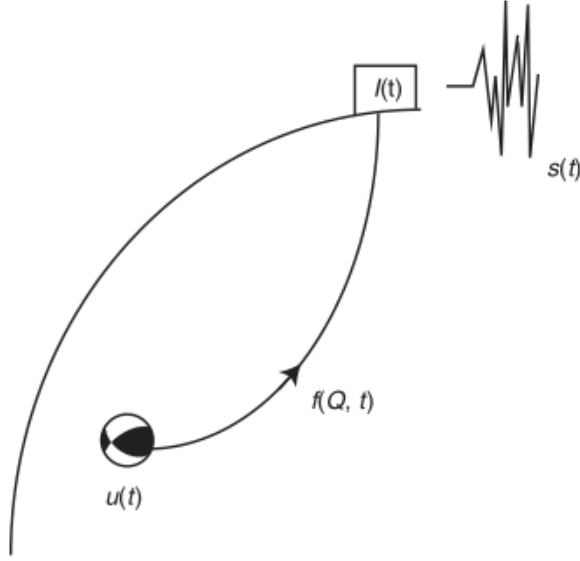
Το σειсмоγράφημα είναι το σημείο από το οποίο ξεκινάμε την ανάλυση των δεδομένων μας.

Η εξίσωση του σειсмоγραφήματος είναι η εξής:

$$s(t) = u(t) * f(Q, t) * I(t) \quad (2.1)$$

όπου $s(t)$ είναι το σειсмоγράφημα, $u(t)$ οι μετατοπίσεις του εδάφους στην πηγή διορθωμένες για γεωμετρική εξάπλωση (Geometrical spreading), $f(Q, t)$ είναι τα ελεύθερα επιφανειακά εφέ τα οποία αντιστοιχούν σε ανελαστική εξασθένιση κατά μήκος της ακτίνας και $I(t)$ είναι η απόκριση του οργάνου.

Το σύμβολο $*$ είναι ο τελεστής της συνέλιξης (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1: Σχέση μεταξύ μετατοπίσεων $u(t)$ στην πηγή και των καταγραφών στο σταθμό: Ανελαστική διαδρομή ακτίνων εξασθένιση $f(Q, t)$, απόκριση του οργάνου $I(t)$ και το σειсмоγράφου $s(t)$ (εικόνα από [10])

Καθώς είναι πιο εύκολο να εκτελέσουμε συνελίξεις στον τομέα των συχνοτήτων από ότι είναι στον χρονικό τομέα, η συνελίξη μετατρέπεται σε πολλαπλασιασμό στον τομέα συχνοτήτων, στην εργασία αυτή ο αλγόριθμος θα εκτελεί την κύρια λειτουργία του στον τομέα συχνοτήτων.

Οι μετατοπίσεις του εδάφους στον τομέα των συχνοτήτων μετά από αφαίρεση της απόκρισης του εδάφους και αποσύνθεσης θα είναι

$$U(\omega) = \frac{S(\omega)}{f(Q, \omega)} \quad (2.2)$$

Ένας τρόπος για τη μαθηματική μοντελοποίηση ενός σεισμού ως μια συγκεκριμένη ολίσθηση ενός ρήγματος είναι η αναπαράσταση της μετατόπισης του εδάφους χρησιμοποιώντας την εξίσωση (3.3)

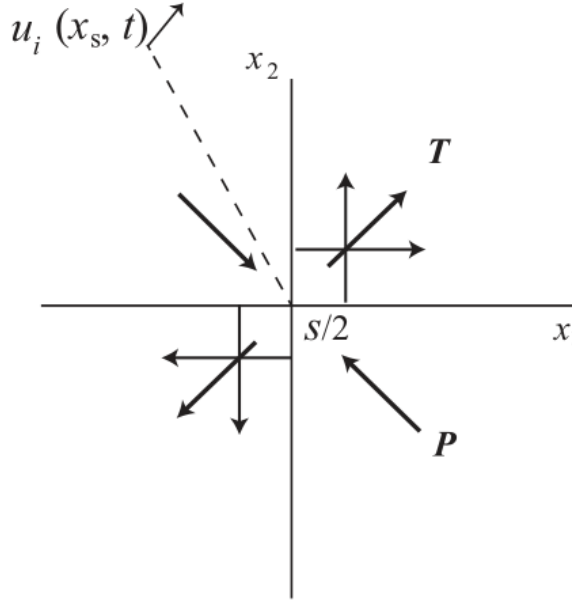
$$u(x_s, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} F_k(\tau) G_{ki}(x_s, t - \tau) d\tau \quad (2.3)$$

Όπου F είναι οι το όριο των δυνάμεων που ασκούνται σε στον όγκο της πηγής V_0 καθώς αυτός τείνει στο μηδέν

$$F_i(t) = \lim_{V_0 \rightarrow 0} \int_{V_0} F_i(\xi_k, t) dV \quad (2.4)$$

και G η συνάρτηση Green's Function. [11]

Οι παραπάνω ελαστικές μετατοπίσεις δίδονται από τη χρονική συνέλιξη των δυνάμεων που δρουν στην πηγή με την συνάρτηση Green του μέσου. Το σύστημα των σημειακών δυνάμεων συχνότερα χρησιμοποιείται για την αναπαράσταση της πηγής των σεισμών είναι το διπλό ζευγάρι (Double couple DC), δηλαδή δύο ζευγάρια δυνάμεων που έχουν ίσο μέτρο αλλά σε αντίθετες κατευθύνσεις και είναι κανονικές μεταξύ τους [10].



Σχήμα 2.2: Μοντέλο πηγής διπλού ζεύγους και σύστημα ισοδύναμων πίεσης (Π) και τάνυσις (Τ). (εικόνα από [10])

Ένας άλλος τρόπος είναι η χρήση ενός στιγμιαίου τανυστή (Moment Tensor) ο οποίος περιγράφει όλες τις δυνάμεις που ενεργούν σε ένα σύστημα. Στην περίπτωση της σεισμικής πηγής χρησιμοποιείται για να ορίσει την πηγή διπλού ζεύγους [12].

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

Ωστόσο για τη χρήση του μοντέλο πηγής διπλού ζεύγους στη μαθηματική αναπαράσταση των μετατοπίσεων του εδάφους απαιτείται η συνάρτηση Green.

Ας δούμε την περίπτωση ενός απλού σφαιρικού κύματος όπως περιγράφεται στο βιβλίο [12] για την απλοποιημένη μαθηματική περιγραφή του πεδίου

μετατοπίσεων που προέρχεται από ένα κύμα P.

$$u(r, t) = \left(\frac{1}{r^2}\right)f(t - r/a) - \left(\frac{1}{r}\right)\frac{\partial f(t - r/a)}{\partial r} \quad (2.6)$$

Στην παραπάνω εξίσωση βλέπουμε δυο όρους ο πρώτος, είναι γνωστός ως near-field διότι παίζει ρόλο μόνο σε αποστάσεις κοντινές στην πηγή και αντιπροσωπεύει τη μόνιμη στατική μετατόπιση λόγω της πηγής και φθίνει με $\frac{1}{r^2}$. Ο δεύτερος όρος, είναι γνωστός ως far-field διότι υπερσχύει σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή και αντιπροσωπεύει τη δυναμική απόκριση - τα προσωρινά σεισμικά κύματα που ακτινοβολούν από την πηγή που δεν προκαλούν μόνιμη μετατόπιση, φθίνει με $\frac{1}{r}$.

Πιο περίπλοκες εκφράσεις προκύπτουν για σημειακές πηγές διπλού ζευγαριού, αλλά αυτές περιλαμβάνουν επίσης όρους near-field και far-field.

Για μια σημειακή πηγή οι μετατοπίσεις του far-field για τα κύματα P δίνονται από

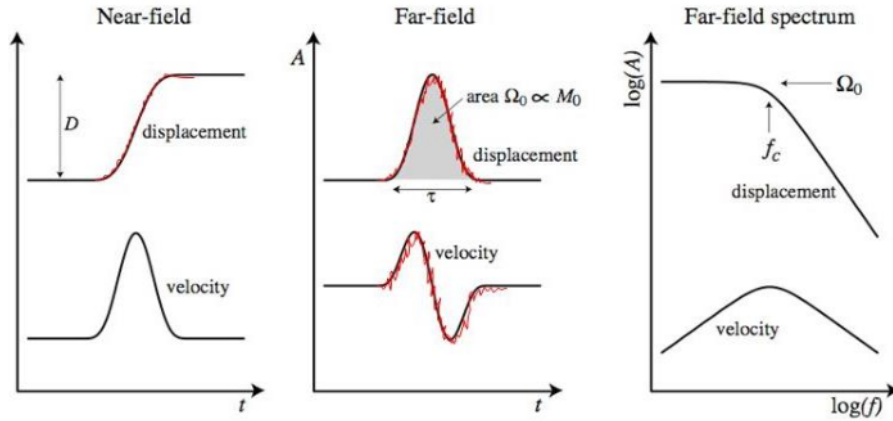
$$u(r, t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{R^P}{r} \dot{M}\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \quad (2.7)$$

όπου $\frac{1}{4\pi\rho c^3}$ αντιπροσωπεύει το μέσο μέσα από τα οποία περνά η ακτίνα, το ρ είναι η πυκνότητα του μέσου, c είναι η ταχύτητα του κύματος, $\frac{1}{r}$ η γεωμετρική εξάπλωση R^P είναι το μοτίβο ακτινοβολίας του κύματος και $\dot{M}$ θα είναι το μέγεθος και ο προσανατολισμός του σεισμού όσον αφορά τη στιγμή εκδήλωσης. Ο ρυθμός ροπής (Moment rate) είναι

$$\dot{M} = \mu A(t) \dot{D}(t) \quad (2.8)$$

όπου μ είναι το μέτρο διάτμησης (shear modulus), A είναι η περιοχή της ρήξης και $\dot{D}$ είναι η παράγωγος της μετατόπισης ως προς το χρόνο ή το ποσοστό μετατόπισης του ρήγματος.

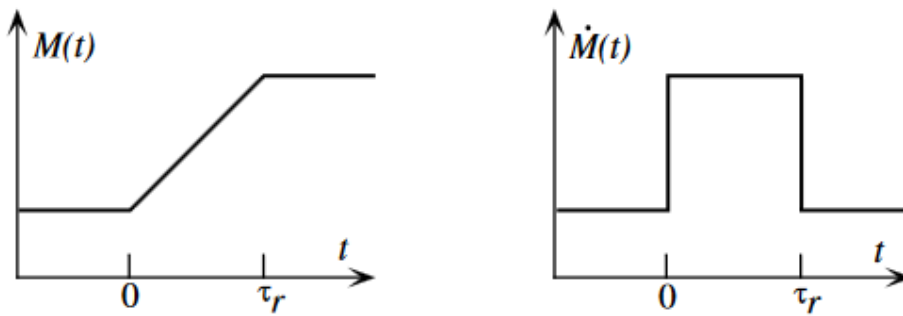
Όπως φαίνεται από την προηγούμενη εξίσωση το far-field εξαρτάται από το ρυθμό ροπής, ο οποίος εξαρτάται από την χρονική παράγωγο της μετατόπισης. Η περιοχή κάτω από την καμπύλη της συνάρτησης μετατόπισης στο far-field παριστά το επίπεδο στο οποίο, σε χαμηλές συχνότητες, το φάσμα μετατόπισης θα είναι επίπεδο. Το φάσμα μετατόπισης στη συνέχεια, σε υψηλότερες συχνότητες, θα φθίνει με τη γωνιακή συχνότητα f_c (Corner Frequency), η οποία είναι αντιστρόφως ανάλογη του πλάτους του παλμού (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3: Μετατόπιση και ταχύτητα για near-field, far-field φάσμα του far-field [12]).

2.3 Το μοντέλο της πηγής του Haskell

Θεωρώντας μια σημειακή πηγή η οποία χαρακτηρίζεται από μια συνάρτηση $M(t)$ η οποία αυξάνεται γραμμικά μέχρι τη μέγιστη τιμή της σε χρόνο τ_r , χρόνος ανόδου (rise time) και μετά παραμένει στη μέγιστη τιμή (ramp function). Τότε η αντίστοιχη συνάρτηση $M(t)$ και οι μετατοπίσεις του far-field $u(t)$ θα είναι της μορφής boxcar όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.4 [12].



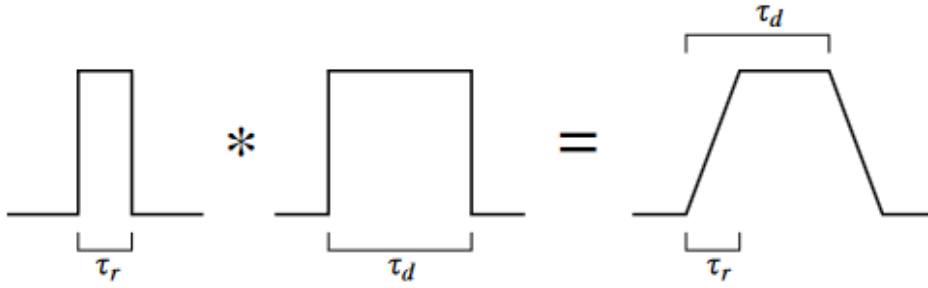
Σχήμα 2.4: Μοντέλο της πηγής του Haskell.

Για σεισμούς που μπορούν να προσεγγιστούν ως σημειακές πηγές, το μοντέλο της πηγής του Haskell συχνά παρέχει μια καλή περιγραφή της απόκρισης στο far-field.

Το παραπάνω μοντέλο πρότεινε ο Haskell [13] και μπορεί να χρησιμοποιηθεί

για να ερμηνεύσει ένα πεπερασμένο ρήγμα ως το ολοκλήρωμα ξεχωριστών σημειακών πηγών στην επιφάνεια του ρήγματος.

Για την περιγραφή λοιπόν μιας ολίσθησης σε ένα σημείο του ρήγματος χρησιμοποιείτε η συνάρτηση που περιγράφηκε παραπάνω. Έτσι το σχήμα του παλμού στο far-field θα είναι η συνέλιξη δυο τέτοιων συναρτήσεων, μια η οποία θα παριστά την σημειακή πηγή και μια η οποία θα παριστά τα αποτελέσματα ενός πεπερασμένου ρήγματος με πλάτος ίσο με τον χρόνο ρήξης (t_d) όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.5 [7]



Σχήμα 2.5: Η συνέλιξη των δυο συναρτήσεων στο μοντέλο της πηγής του Haskell.

Το αποτέλεσμα της παραπάνω συνέλιξης ονομάζεται το μοντέλο ρήγματος του Haskell (Haskell fault model) και αποτελεί ένα απλό μοντέλο μιας πηγής γραμμής.

2.4 Το φάσμα της πηγής

Ας εξετάσουμε τώρα τα χαρακτηριστικά παλμών far-field. στον τομέα συχνότητας.

Ο μετασχηματισμός Fourier μιας συνάρτησης boxcar μοναδιαίου ύψους και πλάτους δίνεται ως εξής

$$\begin{aligned}
 F[B(t)] &= \int_{-1/2}^{1/2} e^{i\omega t} dt = \frac{1}{i\omega} (e^{i\omega/2} - e^{-i\omega/2}) \\
 &= \frac{1}{i\omega} [i \sin(\omega/2) - i \sin(-\omega/2) + \cos(\omega/2) - \cos(-\omega/2)] \\
 &= \frac{1}{i\omega} 2i \sin(\omega/2) = \frac{\sin(\omega/2)}{\omega/2}
 \end{aligned} \tag{2.9}$$

Η συνάρτηση $\sin(x)/x$ αναφέρεται συνήθως ως $\sin cx$. Με χρήση του κανόνα κλίμακας για τον μετασχηματισμό Fourier μπορούμε να εκφράσουμε τον μετασχηματισμό μιας boxcar μοναδιαίου ύψους και πλάτους τ_r ως

$$F[B(t/\tau_r)] = \tau_r \sin c(\omega\tau_r/2) \quad (2.10)$$

Το μοντέλο ρήγματος του Haskell, δίνεται από τη συνέλιξη δυο boxcar πλάτους τ_r και τ_d , μπορεί να εκφραστεί ως γινόμενο δυο συναρτήσεων στον τομέα των συχνοτήτων ως εξής:

$$F[B(t/\tau_r) * B(t/\tau_d)] = \tau_r \tau_d \text{sinc}(\omega\tau_r/2) \sin c(\omega\tau_d/2) \quad (2.11)$$

Έτσι, το φάσμα εύρους πεδίου $|A(\omega)|$ για το μοντέλο ρήγματος Haskell μπορεί να εκφραστεί ως

$$|A(\omega)| = g M_0 |\text{sinc}(\omega\tau_r/2)| |\sin c(\omega\tau_d/2)| \quad (2.12)$$

Το φάσμα πηγής σχεδιάζεται συνήθως χρησιμοποιώντας μια κλίμακα log-log. Λαμβάνοντας τον λογάριθμο του (3.12) έχουμε

$$\log |A(\omega)| = G + \log(M_0) + \log |\sin c(\omega\tau_r/2)| + \log |\text{sinc}(\omega\tau_d/2)| \quad (2.13)$$

όπου το $G = \log g$. Για $x < 1$ μπορούμε να προσεγγίσουμε το $|\sin cx| = 1$ και για $x > 1$ ως $|\sin cx| = 1/x$ και τελικά έχουμε

$$\log |A(\omega)| - G = \begin{cases} \log |M_0| & \omega < 2/\tau_d \\ \log |M_0| - \log \frac{\tau_d}{2} - \log \omega & 2/\tau_d < \omega < 2/\tau_r \\ \log |M_0| - \log \frac{\tau_d \tau_r}{2} - 2 \log \omega & 2/\tau_r < \omega \end{cases} \quad (2.14)$$

όπου έχουμε υποθέσει $\tau_d > \tau_r$. Έτσι βλέπουμε ότι στην περίπτωση του φάσματος μιας τραπεζοειδούς συνάρτησης source-time θα πρέπει να περιμένουμε να δούμε ένα τμήμα χαμηλής συχνότητας που είναι επίπεδο σε επίπεδο ανάλογο με το M_0 , ένα ω^{-1} τμήμα σε ενδιάμεσες συχνότητες και μια ω^{-2} πτώση σε υψηλές συχνότητες. 2.6 [7]

Οι συχνότητες που αντιστοιχούν στα $\omega = 2/\tau_r$ και $\omega = 2/\tau_d$ καλούνται οι γωνιακές συχνότητες και διαιρούν το φάσμα στα τρία διαφορετικά μέρη.

Μελετώντας τα φάσματα των πραγματικών σεισμών μπορούμε, καταρχήν, να ανακτήσουμε M_0 , τ_r και τ_d για αυτό το μοντέλο. Ωστόσο, συχνά μπορούμε να προσδιορίσουμε μόνο μία γωνία, που ορίζεται από τη διασταύρωση των ασυμπτωτικών ω^0 και ω^{-2} . Πρέπει να δίδεται προσοχή σε οποιαδήποτε ερμηνεία

ενός παρατηρούμενο φάσματος από την άποψη των ιδιοτήτων της πηγής, καθώς η εξασθένιση και οι επιπτώσεις στην επιφάνεια μπορούν να παραμορφώσουν το φάσμα, ιδιαίτερα σε υψηλότερες συχνότητες.

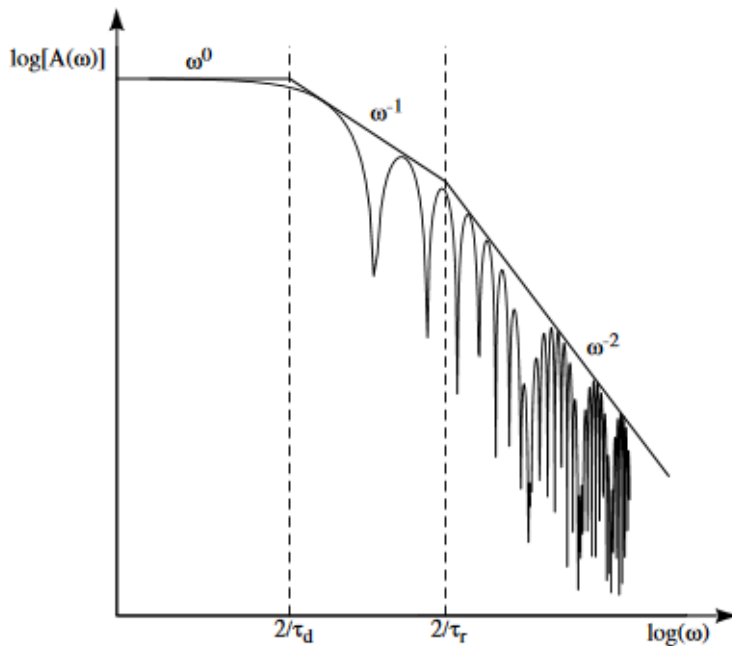
Πολλά διαφορετικά θεωρητικά μοντέλα πηγής σεισμού έχουν προταθεί και προβλέπουν διαφορετικά σχήματα για τα φάσματα κυμάτων σώματος (Body-Waves). Ο Brune (1970) [3] περιέγραψε ένα από τα πιο ισχυρά μοντέλα, στα οποία το φάσμα μετατόπισης πλάτους δίνεται από

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2.15)$$

όπου f_c είναι η γωνιακή συχνότητα. Σημειώστε ότι ο ρυθμός πτώσης υψηλής συχνότητας συμφωνεί με το μοντέλο σφάλματος Haskell. Ένα πιο γενικό μοντέλο είναι

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{[1 + (f/f_c)^\gamma]^{1/\gamma}} \quad (2.16)$$

που βρέθηκε από τον Boatwright (1980) [5] με $\gamma = 2$ για να παρέχει καλύτερη προσαρμογή στις πιο ευκρινείς γωνίες που βρήκε στα δεδομένα του. Οι εξισώσεις (3.15) και (3.16) με $n = 2$ καλούνται ω^{-2} μοντέλα πηγής.



Σχήμα 2.6: το φάσμα εύρους για το μοντέλο ρήγματος Haskell. Το φάσμα είναι το γινόμενο δύο συναρτήσεων, που αντιστοιχούν στον τομέα του χρόνου με τη συνέλιξη δύο συναρτήσεων boxcar διάρκειας τ_d και τ_r . Τα φασματικά πλάτη πέφτουν με ω^{-1} για $2/\tau_d < \omega < 2/\tau_r$ και με ω^{-2} για $\omega > 2/\tau_r$. Για το φάσμα που απεικονίζεται σε αυτό το σχήμα, $\tau_d = 8\tau_r$. Εικόνα από [7]

2.5 Το φασματικό μοντέλο

Η γωνιακή συχνότητα ενός σεισμικού κύματος είναι η συχνότητα στην οποία το φασματικό πεδίο ξεκινά να μειώνεται και σχετίζεται με τις διαστάσεις της σεισμικής πηγής.

Η βάση για τη σχέση μεταξύ της γωνιακής συχνότητας και των διαστάσεων ρήγματος εμφανίζεται ως η αντίστροφη σχέση μεταξύ του πλάτους παλμού και του πλάτους φάσματος [14].

Το πλάτος του σήματος των μετατοπίσεων που εκπέμπει μια σεισμική πηγή είναι ανάλογο με τη διάρκεια της ρήξης (fault) η οποία είναι περίπου το μήκος της ρήξης (fault) διαιρούμενο με την ταχύτητα της ρήξης.

Το πλάτος του φάσματος είναι ανάλογο με την γωνιακή συχνότητα και έτσι το μήκος της ρήξης (fault) είναι αντιστρόφως ανάλογο με τη γωνιακή συχνότητα. Το μοντέλο που προτείνει ο Brune [3] για να υπολογιστεί η γωνιακή συχνότητα είναι

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (\frac{f}{f_c})^2} \quad (2.17)$$

όπου Ω_0 είναι το το μεγάλο εύρος περιόδου (long period amplitude), f είναι η συχνότητα και f_c η γωνιακή συχνότητα ένα τροποποιημένο μοντέλο προτείνει ο Boatwright [5]

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{[1 + (\frac{f}{f_c})^4]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.18)$$

το οποίο παράγει καλύτερα την γωνιά στην οποία γίνεται ο διαχωρισμός. Η γενική εξίσωση, η οποία δόθηκε από την Rachel E. Abercrombie [6], που αντιπροσωπεύει το πλάτος του φάσματος μετατόπισης του far-field. ως συνάρτηση της συχνότητας και για τα δύο κύματα P και S είναι

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 e^{\frac{-\pi f t}{Q}}}{[1 + (\frac{f}{f_c})^\gamma]^{\frac{1}{\gamma}}} \quad (2.19)$$

όπου t είναι ο χρόνος που χρειάστηκε το κύμα για να φθάσει από την πηγή στον σειсмоγράφο (travel time), Q είναι ο συντελεστής ποιότητας (που αντιστοιχεί στη απόσβεση) n είναι ο ρυθμός πτώσης υψηλής συχνότητας (σε μια γραφική παράσταση log-log) και γ μια σταθερά.

Συγκρίνοντας το μοντέλο Brune και το μοντέλο Boatwright με τη γενική μορφή, βλέπουμε ότι για το μοντέλο του Brune $t = 0, n = 2$ και $\gamma = 1$ και για το μοντέλο του Boatwright $t = 0, n = 2$ και $\gamma = 2$.

2.6 Άλλοι παράμετροι που σχετίζονται με την γωνιακή συχνότητα

2.6.1 Ακτίνα της πηγής (Source radius)

Η ακτίνα πηγής σχετίζεται με την γωνιακή συχνότητα ως εξής:

$$r = \frac{C}{2\pi} \frac{\nu}{f_c} \quad (2.20)$$

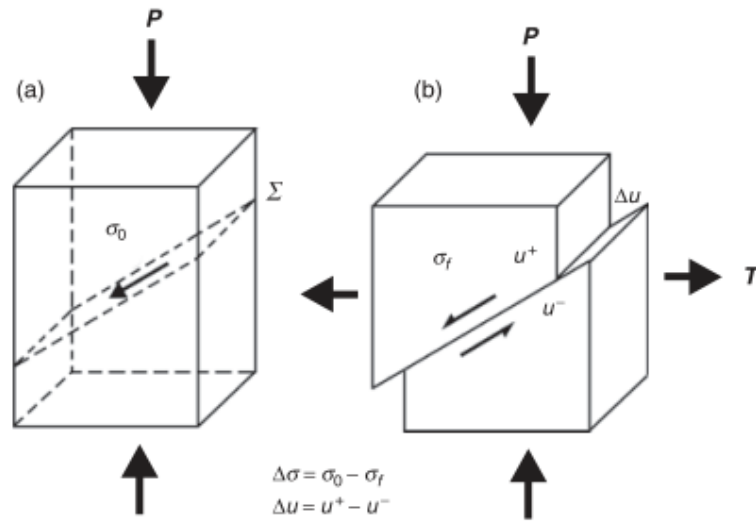
όπου C είναι 1.97 για τα P κύματα και 2.34 για τα S κύματα και ν η ταχύτητα του αντίστοιχου κύματος [3] [15].

2.6.2 Πτώση του στρες (Stress Drop)

Η πτώση του στρες είναι η διαφορά μεταξύ του στρες σε ένα ρήγμα πριν και μετά από έναν σεισμό και θεωρείται από τις πιο σημαντικές παραμέτρους. Η πτώση του στρες σχετίζεται με την ενέργεια που απελευθερώνεται ως συνέπεια της ρήξης του σεισμού (που εκφράζεται από τη σεισμική ροπή ή το μέγεθος) και με τις διαστάσεις της ρήξης. Μια συνεχής πτώση στρες με αυξανόμενο μέγεθος συνεπάγεται ότι μια συγκεκριμένη ποσότητα ενέργειας απελευθερώνεται ανά μονάδα έκτασης της ρήξης σφάλματος καθώς αυξάνεται το μέγεθος ρήξης. Ένας παράγοντας που μπορεί να προκαλέσει μείωση της πίεσης από σεισμό σε σεισμό ή με τις διαστάσεις ενός σεισμού είναι οι μεταβαλλόμενες φυσικές ιδιότητες της Γης, ιδιαίτερα με το βάθος. Ορισμένα μέρη ενός σφάλματος μπορεί να είναι ισχυρότερα από ένα άλλο και μπορούν να επηρεάσουν την ποσότητα του στρες που αποθηκεύεται και απελευθερώνεται σε διαφορετικά μέρη του σφάλματος.

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3}$$

όπου r είναι η ακτίνα πηγής και M_0 η σεισμική στιγμή (Seismic moment) [3] [15].



Σχήμα 2.7: σχηματική αναπαράσταση των stress a) πριν και b) μετά την εμφάνιση φυσιολογικού σφάλματος διάτμησης με ολίσθηση Δu και πτώση stress $\Delta\sigma$.

Κεφάλαιο 3

Τεχνικές και Μεθοδολογίες

3.1 Προεπεξεργασία δεδομένων

Για την απόκτηση και επεξεργασία δεδομένων από διάφορους σταθμούς που αναφέρονται στη βιβλιογραφία χρησιμοποιούνται κυρίως συνάρτησης από ObsPy και NumPy τα οποία είναι βιβλιοθήκες της Python για επεξεργασία σεισμολογικών και αριθμητικών δεδομένων αντίστοιχα.

Αφού αποκτήσουμε τα δεδομένα αφαιρούμε πρώτα την απόκριση του οργάνου με την συνάρτηση `remove_response()`. Στη συνέχεια πραγματοποιούμε αλλαγή συστήματος συντεταγμένων περιστρέφοντας τα δεδομένα από (Z-E-N) σε (Z-T-R). Η διαδικασία αυτή χρησιμοποιεί το `azimuth` για να μετατρέψει τα τμήματα των δεδομένων που αναφέρονται στο βόρειο και ανατολικό μέρος σε εγκάρσια και ακτινικά. Ο μετασχηματισμός γίνεται ως εξής:

Για το ακτινικό μέρος:

$$r = e * \sin(ba + 180 \frac{2\pi}{360}) + n * \cos(ba + 180 \frac{2\pi}{360})$$

Για το εγκάρσιο μέρος:

$$t = e * \cos(ba + 180 \frac{2\pi}{360}) - n * \sin(ba + 180 \frac{2\pi}{360})$$

Όπου τα e, n είναι τα δεδομένα για το Ανατολικό και Βόρειο μέρος και το ba είναι το `azimuth`.

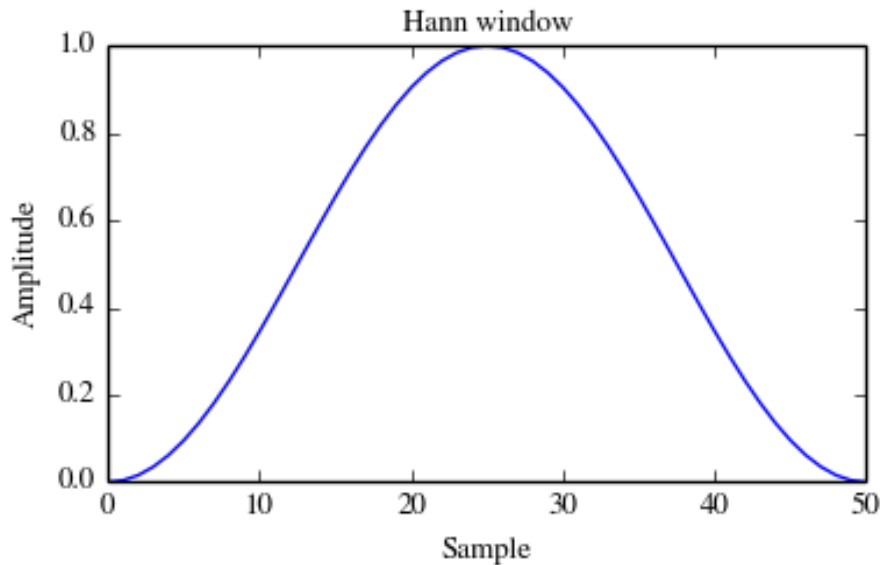
Έπειτα η μέση τιμή των δεδομένων υπολογίζεται και αφαιρείται από αυτά με τη χρήση της συνάρτησης `detrend(type='demean')` του ObsPy η οποία αφαιρεί από κάθε τιμή τη μέση τιμή έτσι ώστε τα δεδομένα μας να κανονικοποιηθούν και να αφαιρεθεί η μεροληψία η οποία εισάγεται από το σύστημα καταγραφής.

Τέλος ,αν κριθεί απαραίτητο, εφαρμόζεται μια συνάρτηση Hann (Hann function) [16] στα δυο άκρα του σήματος, αν αυτό κριθεί απαραίτητο, με σκοπό να αποκτήσουμε ένα περιοδικό σήμα στο οποίο έχουν εξομαλυνθούν τυχόν μεγάλες αποκλίσεις στα άκρα.

Στην επεξεργασία σήματος, μια συνάρτηση Hann (Hann function) είναι μια μαθηματική συνάρτηση που έχει μηδενική αξία εκτός ενός επιλεγμένου διαστήματος και ορίζεται ως:

$$w(n) = 0.5 - 0.5\cos\left(\frac{2\pi n}{M-1}\right), 0 \leq n \leq M-1$$

Όσον αφορά τη μελέτη αυτού του διαστήματος, δεδομένου ότι είναι ένα τμήμα ενός περιοδικού σήματος, θα έχει οποιεσδήποτε τιμές στα όρια. Ωστόσο, για την ανάλυση αυτού του σήματος ως περιοδική εγγραφή, πρέπει να καθορίσουμε τα όρια στο μηδέν για να αποφευχθεί ασυνέχεια στις άκρες.



Σχήμα 3.1: Η συνάρτηση Hann που χρησιμοποιείται στην python (εικόνα από τη σελίδα SciPy.org)

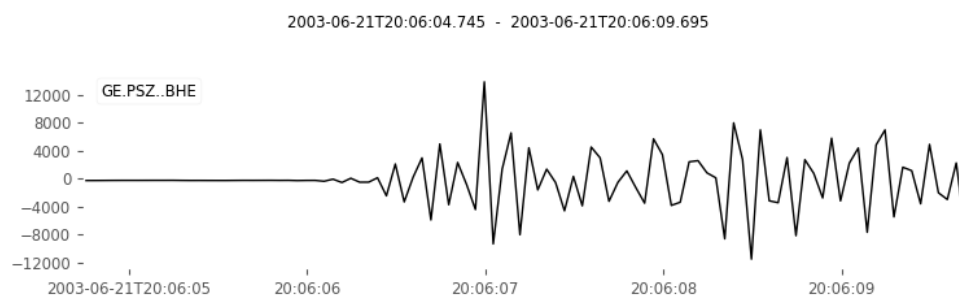
3.2 Απόκριση του οργάνου

Όπως αναφέρεται στο κεφάλαιο **2.2** το σήμα που καταγράφεται από το σειсмоγράφο δεν είναι οι καθαρές μετατοπίσεις του εδάφους αλλά περιέχει μέσα την απόκριση του οργάνου. Κατά την επεξεργασία του σήματος η απόκριση πρέπει

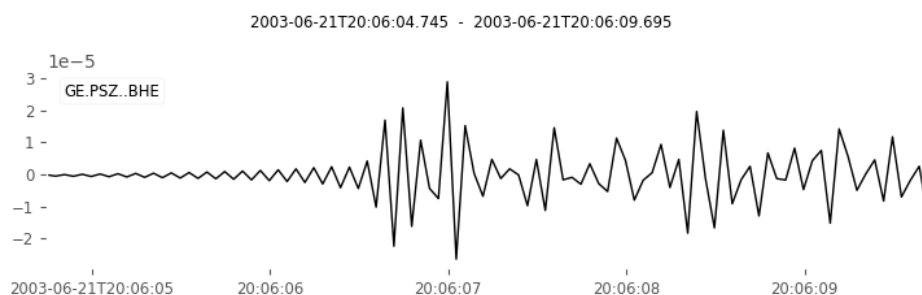
να αφαιρεθεί.

Το σήμα είναι μια μηχανική δόνηση του εδάφους που μετράται ως απόκριση σε μορφή πόλων και μηδενικών και μετατρέπεται σε ηλεκτρική απόκριση από το σεισμόμετρο. Σήμερα, συνήθως τα δίκτυα σειсмоγράφων αποτελούνται κυρίως από ευζωνικά σεισμόμετρα, αν και υπάρχουν και άλλοι τύποι όπως σεισμόμετρα μικρής περιόδου ή σεισμόμετρα μακράς περιόδου.

Κατά την απόκτηση των δεδομένων μέσω της συνάρτησης `get_waveforms()` περνάμε και ως παράμετρο την `attach_response=True` έτσι ώστε να πάρουμε και την απόκριση του οργάνου την οποία στη συνέχεια αφαιρούμε με την συνάρτηση `remove_response()`. Σε περίπτωση που τα δεδομένα μας προέρχονται από άλλη πηγή, αν γνωρίζουμε την απόκριση του οργάνου, μπορούμε να την αφαιρέσουμε διαιρώντας τα δεδομένα μας με αυτήν μετά τον μετασχηματισμό Fourier.



(α') Δεδομένα από το event 4 (Πίνακας 5.1) πριν την αφαίρεση της απόκρισης



(β') Δεδομένα από το event 4 (Πίνακας 5.1) μετά την αφαίρεση της απόκρισης

3.3 Περιστροφή σήματος

Η περιστροφή από (Z-E-N) σε (Z-T-R) έχει σκοπό να μας δώσει την μέγιστη αιχμή στην ενέργεια δηλαδή το μέγιστο πλάτος φάσης. Η μέγιστη αιχμή της ενέργειας στα οριζόντια στοιχεία για τη φάση κύματος P θα ληφθεί από το

ακτινικό τμήμα και από το Η μέγιστη αιχμή ενέργεια για τη φάση κύματος S θα δοθεί από το εγχάρσιο τμήμα. Το τμήμα Z παραμένει αμετάβλητο από την περιστροφή.

3.4 Αναλογία σήματος προς θόρυβο

Η αναλογία σήματος προς θόρυβο είναι ένα μέτρο που συγκρίνει το επίπεδο ενός επιθυμητού σήματος με το επίπεδο του θορύβου περιβάλλοντος. Ορίζεται ως ο λόγος ισχύος του σήματος προς την ισχύ του θορύβου, που συχνά εκφράζεται σε ντεσιμπέλ.

$$SNR = \frac{|A_{signal}|}{|A_{noise}|}$$

Μια αναλογία υψηλότερη από 1:1 υποδεικνύει περισσότερο σήμα από τον θόρυβο. Η αναλογία σήματος προς θόρυβο παίζει σημαντικό ρόλο στη μελέτη μικρών σεισμών έτσι ώστε να έχουμε ένα ικανοποιητικό φάσμα έτσι αποσκοπούμε στην χρήση δεδομένων με σχετικά μεγάλη αναλογία σήματος προς θόρυβο.

3.5 Μετασχηματισμός Fourier και φασματική ανάλυση

Στα μαθηματικά, ένας μετασχηματισμός Fourier (FT) είναι ένας μαθηματικός μετασχηματισμός που αποσυνθέτει συναρτήσεις ανάλογα με το χώρο ή τον χρόνο σε συναρτήσεις ανάλογα με τη χωρική ή τη χρονική συχνότητα. Ο όρος μετασχηματισμός Fourier αναφέρεται τόσο στην αναπαράσταση του πεδίου συχνότητας όσο και στη μαθηματική λειτουργία που συσχετίζει την αναπαράσταση του πεδίου συχνότητας με μια συνάρτηση χώρου ή χρόνου.

Ο μετασχηματισμός Fourier μιας συνάρτησης του χρόνου είναι μια συνάρτηση συχνότητας με μιγαδική τιμή, της οποίας το μέγεθος (απόλυτη τιμή) αντιπροσωπεύει το ποσό αυτής της συχνότητας που υπάρχει στην αρχική συνάρτηση, και του οποίου το όρισμα είναι η μετατόπιση φάσης του βασικού ημιτονοειδούς σε αυτήν τη συχνότητα. Ο μετασχηματισμός Fourier δεν περιορίζεται σε συναρτήσεις του χρόνου, αλλά ο τομέας της αρχικής συνάρτησης αναφέρεται συνήθως ως τομέας χρόνου. υπάρχει επίσης ένας αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier που συνθέτει μαθηματικά την αρχική συνάρτηση από την αναπαράσταση του πεδίου συχνότητας, όπως αποδεικνύεται από το θεώρημα αντιστροφής Fourier . [17]

Για την απόκτηση του φάσματος των δεδομένων μας χρησιμοποιήσουμε τον μετασχηματισμό Fourier και μάλιστα τον Fast Fourier Transform (FFT) τον

οποίο παρέχει το NumPy. Μετά την εφαρμογή του μετασχηματισμού κανονικοποιούμε τα δεδομένα πολλαπλασιάζοντας με $2/N$ όπου N το πλήθος των δεδομένων μας.

3.6 Προσαρμογή της καλύτερης συνάρτησης

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η συνάρτηση η οποία θα προσαρμόσουμε στα δεδομένα με σκοπό την απόκτηση της γωνιακής συχνότητας είναι η εξής:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (\frac{f}{f_c})^2} \quad (3.1)$$

και προτάθηκε από τον Brune [3]

Κεφάλαιο 4

Ο Αλγόριθμος

4.1 Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο θα αναφερθούμε στην δομή και τις λειτουργίες του αλγόριθμου πριν δούμε την εφαρμογή του σε πραγματικά δεδομένα.

Οι βασικές λειτουργίες του αλγορίθμου χωρίζονται ως εξής:

1. Εισαγωγή των κατάλληλων βιβλιοθηκών.
2. Εισαγωγή παραμέτρων.
3. Έλεγχος διαθεσιμότητας δεδομένων.
4. Απόκτηση απαραίτητων δεδομένων για επεξεργασία.
5. Επεξεργασία των δεδομένων.
6. Μετασχηματισμός Fourier.
7. Εύρεση καλύτερης καμπύλης βάση του μοντέλου και επιστροφή των βέλτιστων παραμέτρων.

4.2 Εισαγωγή των κατάλληλων βιβλιοθηκών

Οι βιβλιοθήκες οι οποίες θα χρησιμοποιηθούν από τον αλγόριθμο καλούνται στην αρχή του αρχείου και είναι οι εξής:

4.2.1 Obspy

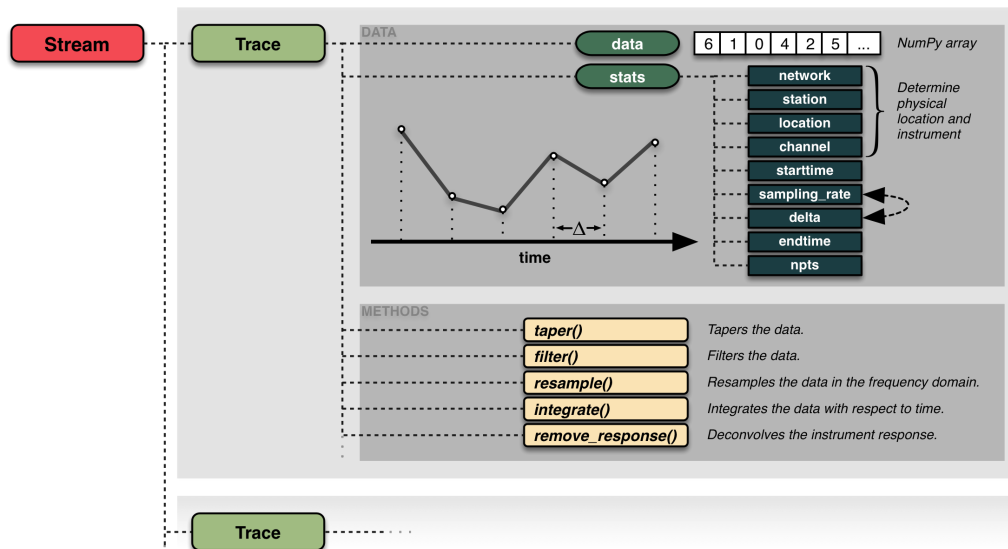
Το ObsPy είναι ένα έργο ανοιχτού κώδικα αφιερωμένο στην παροχή ενός Python framework για την επεξεργασία σεισμικών δεδομένων. Παρέχει αναλυτές (parser) για κοινές μορφές αρχείων και ρουτίνες επεξεργασίας σεισμικών σημάτων που επιτρέπουν τον χειρισμό σεισμολογικών χρονοσειρών. Πιο συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν οι κλάσεις και συναρτήσεις:

1) UTCDateTime:

Η UTCDateTime είναι κλάση δεδομένων ώρας η οποία βασίζεται στην ώρα POSIX, ένα σύστημα για την περιγραφή χρονικών στιγμών, που ορίζεται ως ο αριθμός των δευτερολέπτων που έχουν παρέλθει από τα μεσάνυχτα (UTC) της Πέμπτης, 1 Ιανουαρίου 1970. Εσωτερικά, ο χρόνος POSIX αντιπροσωπεύεται σε νανοδευτερόλεπτα ως ακέραιος, που επιτρέπει μεγαλύτερη ακρίβεια από την προεπιλεγμένη κλάση datetime.datetime Python. Χρησιμοποιείται για την μετατροπή της χρονικής στιγμής του σεισμού (ημερομηνία και ώρα) στην κατάλληλη μορφή για την απόκτηση των δεδομένων του σεισμού.

2) Stream:

Τα Stream είναι αντικείμενα με την μορφή λιστών τα οποία αποτελούνται από αντικείμενα ObsPy Trace. Τα Trace με την σειρά τους είναι αντικείμενα τα οποία περιέχουν δεδομένα μιας συνεχούς χρονοσειράς, όπως τα σεισμικά δεδομένα. Επίσης περιέχει όλες τις απαραίτητες μεθόδους για μια αρχική επεξεργασία των δεδομένων του σεισμού.



Σχήμα 4.1: Απεικόνιση της δομής των αντικειμένων Stream και Trace (εικόνα από την επίσημη ιστοσελίδα του Obspy.)

3) Client:

Ένα αντικείμενο Client αρχικοποιείται είτε με την χρήση μιας διεύθυνσης URL ή κάποιας υπηρεσίας ιστού FDSN , είτε με ένα όνομα συντόμευσης που αντιστοιχεί σε διεύθυνση URL FDSN. Το FDSN είναι μια προδιαγραφή που ορίζει RESTful διεπαφές υπηρεσίας Ιστού για πρόσβαση σε κοινούς τύπους δεδομένων FDSN. Αυτή η προδιαγραφή χρησιμεύει ως βασικό επίπεδο συμβατότητας που επιτρέπει στα εργαλεία αιτήματος δεδομένων να συνεργάζονται με οποιοδήποτε κέντρο δεδομένων FDSN που εφαρμόζει αυτές τις υπηρεσίες. Η κλάση **Client** είναι υπεύθυνη για την επικοινωνία με τους σταθμούς και την απόκτηση των απαραίτητων δεδομένων καθώς και της απόκρισης του οργάνου.

Για τα δεδομένα που εξετάζουμε στο κεφάλαιο **Εφαρμογές σε πραγματικά δεδομένα** χρησιμοποιήθηκαν οι client **IRIS** (<http://service.iris.edu>) και **INGV** (<http://webservices.ingv.it>) στην επίσημη ιστοσελίδα της βιβλιοθήκης obspy υπάρχει λίστα με όλους του υποστηριζόμενου clients .

4) rotate_ne_rt:

Η συνάρτηση rotate_ne_rt περιστρέφει τα οριζόντια στοιχεία ενός σειсмоγράφου. Τα Βόρεια και Ανατολικά συστατικά ενός σειсмоγράφου περιστρέφονται σε ακτινικά και εγκάρσια. Η γωνία δίνεται ως οπίσθιο αζιμούθιο (back-azimuth) , που ορίζεται ως η γωνία που μετράται μεταξύ του διανύσματος που δείχνει από το σταθμό προς την πηγή και του διανύσματος που δείχνει από το σταθμό προς το Βορρά.

5) locations2degrees:

Η συνάρτηση locations2degrees υπολογίζει τη σφαιρική απόσταση μεταξύ δύο σημείων σε μια σφαιρική Γη. Αυτή η μέθοδος χρησιμοποιεί τον τύπο Ίνσεντφ [18] στην ειδική περίπτωση μιας σφαιρικής Γης

6) gps2dist_azimuth:

Η gps2dist_azimuth υπολογίζει την απόσταση μεταξύ δύο γεωγραφικών σημείων στο ελλειψοειδές WGS84 και των αζιμουθίων προς τα εμπρός και προς τα πίσω μεταξύ αυτών των σημείων.

7) TauPyModel:

Η κλάση TauPyModel [19] είναι αναπαράσταση ενός σεισμικού μοντέλου και μεθόδων για τον υπολογισμό διαδρόμων των ακτίνων μέσω αυτού.

4.2.2 Numpy

Το NumPy είναι ένα έργο ανοιχτού κώδικα που στοχεύει να επιτρέψει τον αριθμητικό υπολογισμό με την Python. Δημιουργήθηκε το 2005, με βάση τις πρώτες εργασίες των βιβλιοθηκών Numeric και Numarray . Το NumPy είναι το θεμελιώδες πακέτο για την επιστημονική πληροφορική στην Python. Πρόκειται για μια βιβλιοθήκη Python που παρέχει ένα πολυδιάστατο αντικείμενο συστοιχίας, διάφορα παράγωγα αντικείμενα (όπως συγκαλυμμένες συστοιχίες και πίνακες)

και μια σειρά από ρουτίνες για γρήγορες λειτουργίες σε συστοιχίες, συμπεριλαμβανομένων μαθηματικών, λογικών, χειρισμού σχήματος, ταξινόμησης, επιλογής, I/O , διακριτοί μετασχηματισμοί Fourier, βασική γραμμική άλγεβρα, βασικές στατιστικές λειτουργίες, τυχαία προσομοίωση και πολλά άλλα. Χρησιμοποιείται για την μετατροπή των δεδομένων από τον χρονικό στο φασματικό τομέα μέσω του μετασχηματισμού Fourier και πιο συγκεκριμένα του discrete Fourier Transform

4.2.3 Matplotlib

Το Matplotlib είναι μια ολοκληρωμένη βιβλιοθήκη για τη δημιουργία στατικών, κινούμενων σχεδίων και διαδραστικών απεικονίσεων στην Python.

Η `matplotlib.pyplot` είναι μια διεπαφή με το ματπλοτλιβ. Παρέχει έναν τρόπο σχεδίασης τύπου MATLAB. Το `pyplot` προορίζεται κυρίως για διαδραστικές γραφικές παραστάσεις και απλές περιπτώσεις δημιουργίας γραφικών παραστάσεων προγραμματιστικά. Χρησιμοποιείται για την δημιουργία γραφικών παραστάσεων για την καλύτερη κατανόηση και απεικόνιση των αποτελεσμάτων μας.

4.2.4 Scipy

Το οικοσύστημα SciPy είναι μια συλλογή λογισμικού ανοιχτού κώδικα για επιστημονικούς υπολογιστές στην Python. Απο το `scipy` χρησιμοποιείται η συνάρτηση `curve_fit` για την εύρεση της καλύτερης καμπύλης στα δεδομένα μας.

4.3 Εισαγωγή παραμέτρων

Για την εισαγωγή των στοιχείων του σεισμού χρησιμοποιείται η παρακάτω συνάρτηση η οποία ζητάει από τον χρήστη την ημερομηνία και ώρα του σεισμού το γεωγραφικό πλάτος, μήκος και το μέγεθος. Οι συγκεκριμένες τιμές ζητούνται με σκοπό την μείωση των πιθανών λαθών στην απόκτηση των σωστών δεδομένων που θα περάσουμε στον αλγόριθμο.

Η εκτίμηση του μεγέθους αποκλείει μικρότερους ή μεγαλύτερους σεισμούς οι οποίοι μπορεί να συνέβησαν την ίδια χρονική στιγμή ενώ το γεωγραφικό μήκος και πλάτος αποκλείει σεισμούς παρόμοιου μεγέθους σε διαφορετικές περιοχές πέραν από την ζητούμενη.

Επειδή τυχόν αποκλίσεις από τις τιμές που εισάγουμε και αυτές που είναι καταχωρημένες στους αντίστοιχους clients είναι δυνατόν να συμβούν, η παραπάνω

συνάρτηση αναζητά την ύπαρξη ή όχι δεδομένων με τους εξής περιορισμούς, η χρονική στιγμή του σεισμού να είναι μέχρι 6 λεπτά πριν ή μετά από την χρονική στιγμή που εισάγαμε, το μέγεθος να είναι μέχρι και 0.2 πάνω ή κάτω από αυτό που δώσαμε και το ελάχιστο γεωγραφικό πλάτος και μήκος να είναι μέχρι και ένα μικρότερο από αυτό που δώσαμε.

Αν υπάρχει ο σεισμός στους καταλόγους, η συνάρτηση θα μας επιστρέψει τον κατάλογο από τον οποίο στη συνέχεια θα πάρουμε πληροφορίες για τους σταθμούς που πιθανών να έχουν δεδομένα για αυτόν αλλιώς επιστρέφει μήνυμα και ενημερώνει τον χρήστη ότι δεν βρέθηκε.

4.4 Έλεγχος ύπαρξης δεδομένων

Αφού έχουμε ελέγξει αν υπάρχει στους καταλόγους ο σεισμός το επόμενο βήμα είναι ο έλεγχος για την ύπαρξη δεδομένων για τον σεισμό. Ο αλγόριθμος ελέγχει αν server έχει δεδομένα για τις συγκεκριμένες παραμέτρους με το παρακάτω κομμάτι κωδικά.

Απομονώνουμε από τον κατάλογο τις ακριβείς τιμές για την ώρα, το γεωγραφικό μήκος και πλάτος και ελέγχουμε αν υπάρχουν σταθμοί οι οποίοι κατέγραψαν δεδομένα μέχρι μια ώρα πριν και μετά από το σεισμό. Αν υπάρχουν παίρνουμε μια λίστα με αυτούς, αν ο server δεν έχει διαθέσιμα δεδομένα, ο αλγόριθμος σταματάει. Αν υπάρχουν δεδομένα προχωράμε στο επόμενο βήμα.

4.5 Απόκτηση απαραίτητων δεδομένων για επεξεργασία

Σε αυτό το στάδιο ο αλγόριθμος αποκτά δεδομένα από όλους τους σταθμούς που είναι διαθέσιμοι στον server, αν αυτά υπάρχουν, και τα αποθηκεύει σε αρχείο για περαιτέρω επεξεργασία.

Τα δεδομένα που μας ενδιαφέρουν είναι κατ' αρχάς τα κυματικά δεδομένα του σεισμού μερικά λεπτά πριν και μετά την χρονική στιγμή του σεισμού, την απόκριση οργάνου, την σφαιρική απόσταση μεταξύ κάθε σταθμού και του επίκεντρου του σεισμού και το αζιμούθιο για καθέναν από τους σταθμούς που υπάρχουν στον server. Για λόγους ευκολίας η συνάρτηση που αποθηκεύει τα δεδομένα κάνει και μια πρώτη επεξεργασία αφαιρώντας την απόκριση του οργάνου και περιστρέφοντας τα δεδομένα στους κατάλληλους άξονες συντεταγμένων όπως αναφέραμε πιο πάνω, καθώς τα δεδομένα που μας είναι απαραίτητα για αυτήν

την διαδικασία μπορούν να αποκτηθούν σε αυτό το στάδιο από τον κάθε σταθμό.

Για κάθε έναν από τους σταθμούς υπολογίζουμε την απόσταση μεταξύ επίκεντρου και σταθμού με τη χρήση της συνάρτησης του ObsPy `location2degrees` την οποία στη συνέχεια χρησιμοποιούμε για τον υπολογισμό των θεωρητικών χρόνων αφίξεως κάθε μιας από τις φάσεις των κυμάτων στους σταθμούς με την χρήση της μεθόδου `t-p` [20] [21] και στη συνέχεια υπολογίζουμε το αζιμούθιο με την συνάρτηση `gps2dist_azimuth()`. Στη συνέχεια αφαιρούμε την μέση τιμή από τα δεδομένα μας καθώς και την απόκριση του οργάνου.

Έπειτα ανάλογα με το είδος του κύματος που μας ενδιαφέρει κόβουμε τα δεδομένα σε κατάλληλες χρονικές στιγμές. Αν ενδιαφερόμαστε για τα κύματα P τότε κόβουμε τα δεδομένα μας στην χρονική στιγμή άφιξης των κυμάτων S. Αν ενδιαφερόμαστε για τα κύματα S κόβουμε τα δεδομένα μας από την χρονική στιγμή της πρώτης άφιξης του κύματος μέχρι κατάλληλη χρονική στιγμή η οποία διαφέρει για κάθε σεισμό.

4.6 Στροφή και επιλογή του κατάλληλου τμήματος

Αν μας ενδιαφέρει η μελέτη των P κυμάτων για την εύρεση της γωνιακής συχνότητας πρέπει να μελετήσουμε το Z μέρος των δεδομένων καθώς περιέχει την περισσότερη πληροφορία για τα συγκεκριμένα κύματα, ενώ αν μας ενδιαφέρει η μελέτη των S κυμάτων θέλουμε το T μέρος.

Η απόκτηση αυτών γίνεται με την στροφή των δεδομένων μας από (Z-E-N) σε (Z-T-R) και διαλέγοντας το μέρος που χρειαζόμαστε ανάλογα τον τύπο κύματος που θέλουμε να μελετήσουμε. Η διαδικασία αυτή έχει γίνει στο προηγούμενο βήμα άρα σε αυτό το κομμάτι επιλέγουμε το τμήμα που μας ενδιαφέρει με την συνάρτηση του obspy `select(component='COMPONENT_NAME')` και προχωράμε στο επόμενο βήμα.

4.7 Απόκτηση μετατοπίσεων και εφαρμογή φίλτρου συχνотήτων

Σε αυτό το στάδιο μετασχηματίζουμε τα δεδομένα μας από ταχύτητες σε μετατοπίσεις ολοκληρώνοντας τα με τη χρήση της μεθόδου του τραπεζίου. Η συνάρτηση που χρησιμοποιούμε είναι η `integrate(method='cumtrapz')` του

obspsy. Στη συνέχεια εφαρμόζουμε ένα bandpass φίλτρο το οποίο κόβει ανάλο-
γα με τα άνω και κάτω όρια που ορίζουμε, υψηλές και χαμηλές συχνότητες
με σκοπό κατά τον μετασχηματισμό fourier τα δεδομένα μας να έχουν το κα-
τάλληλο σχήμα για την εφαρμογή της μεθόδου. Η επιλογή των άνω και κάτω
συχνοτήτων δεν είναι ξεκάθαρη στην βιβλιογραφία και γίνεται κυρίως κοιτώντας
τα δεδομένα στο φασματικό χώρο.

4.8 Μετασχηματισμός Fourier

Σε αυτό το στάδιο τα δεδομένα μας μετασχηματίζονται από τον χρονικό τομέα
στον φασματικό μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η διαδικασία αυτή γίνεται
όπως προαναφέρθηκε με τη χρήση του fast Fourier Transform (FFT) τον οποίο
παρέχει το NumPy. Η συνάρτηση παίρνει ως παραμέτρους τα δεδομένα των
αριθμό των δεδομένων και τον ρυθμό δειγματοληψίας και εκτελεί τον αλγόριθμο
fast Fourier Transform (FFT) και επιστρέφει τα δεδομένα στον φασματικό
τομέα καθώς και τις αντίστοιχες συχνότητες.

Στη συνέχεια λόγω ιδιομορφιών του φίλτρου που εφαρμόσαμε στο προη-
γούμενο στάδιο πρέπει να ελέγξουμε άλλη μια φορά τις συχνότητες για να
κρατήσουμε μόνον αυτές που είναι στα όρια που έχουμε επιλέξει έτσι ώστε να
προχωρήσουμε στο επόμενο βήμα.

4.9 Εύρεση καλύτερης καμπύλης βάση του μοντέλου και επιστροφή των βέλτιστων παραμέτρων

Το τελευταίο τμήμα του αλγορίθμου χρησιμοποιεί την συνάρτηση `curve_fit()`
για να βρει την καλύτερη καμπύλη στα δεδομένα μας και παίρνει ως παραμέτρους
την συνάρτηση που θέλουμε να προσαρμόσουμε, τις συχνότητες και τα φασμα-
τικά δεδομένα και επιστρέφει τις βέλτιστες παραμέτρους.

Η συνάρτηση όπως προαναφέρθηκε είναι αυτή που προτείνουν οι Brune και
Boatwright [3] [5].

Τέλος για την γραφική αναπαράσταση των δεδομένων χρησιμοποιούμε την
συνάρτηση της βιβλιοθήκης `matplotlib.pyplot, loglog()` η οποία αναπαρι-
στά γραφικά σε λογαριθμικούς άξονες τα δεδομένα μας.

Ολόκληρος ο κώδικας παρατίθεται στο τέλος της εργασία στο αντίστοιχο πα-
ράρτημα.

Κεφάλαιο 5

Εφαρμογές σε πραγματικά δεδομένα

5.1 Απόκτηση δεδομένων

Η απόκτηση των δεδομένων στην παρούσα εργασία έγινε με την χρήση των συναρτήσεων **GetEvent()** και **SaveData()** οι οποίες χρησιμοποιούν τον client που έχουμε ορίσει για να επικοινωνήσουν με τους αντίστοιχους server και να μας επιστρέψουν τα δεδομένα, αν αυτά υπάρχουν, και στην συνέχεια να τα αποθηκεύσει σε ένα αρχείο για περαιτέρω επεξεργασία. Αν τα δεδομένα υπάρχουν ήδη σε μορφή αρχείου μπορούμε να παραλείψουμε αυτό το κομμάτι και να προχωρήσουμε. Για να φορτώσουμε τα δεδομένα στον αλγόριθμο χρησιμοποιούμε τη συνάρτηση **read()** του obspy. Τα δεδομένα και οι αντίστοιχοι client που χρησιμοποιήθηκαν αναφέρθηκαν παραπάνω.

Οι σεισμοί των δυο εργασιών αναφέρονται στους πίνακες 5.1, 5.2.

5.2 Αποτελέσματα

Στην παρούσα ενότητα θα συγκρίνουμε τα αποτελέσματα του αλγορίθμου με αντίστοιχα δημοσιευμένων εργασιών και πιο συγκεκριμένα με τις εργασίες και D. Bindi and F. Pacor and L. Luzi and M. Massa and G. Ameri [2].

Πίνακας 5.1: Σεισμοί από την εργασία των Bálint Süle and Zoltán Wéber

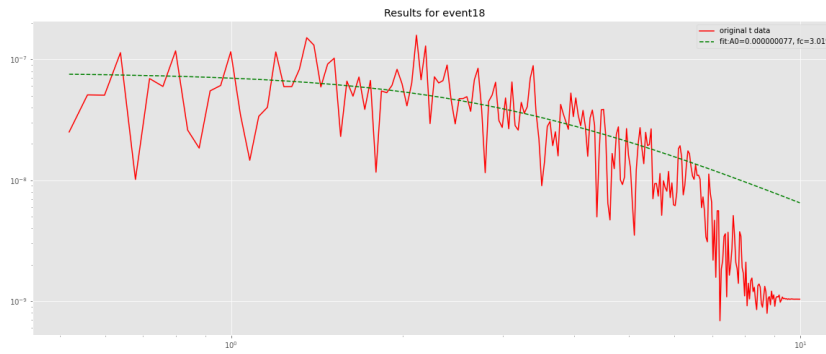
No. Event	Event time UTC	Latitude	Longitude	Depth	M_w
1	2002-10-12T18:49	47.543	20.010	14.6	3.3
2	2002-10-23T02:52	47.545	20.043	14.3	3.7
3	2002-12-25T21:58	47.540	20.002	12.1	2.7
4	2003-06-21T20:05	47.531	20.032	12.9	3.6
5	2003-06-27T01:19	47.536	20.001	15.8	2.6
6	2003-07-01T11:26	47.871	20.520	7.7	3.7
7	2003-07-10T02:40	48.151	19.457	5.9	3.0
8	2003-07-13T02:29	48.078	20.643	13.1	3.4
9	2003-07-19T09:12	47.783	20.538	3.1	3.1
10	2009-11-25T10:07	47.100	18.199	10.0	2.9
11	2011-01-29T17:41	47.459	18.361	9.1	4.3

Πίνακας 5.2: Σεισμοί από την εργασία των D. Bindi and F. Pacor and L. Luzi and M. Massa and G. Ameri

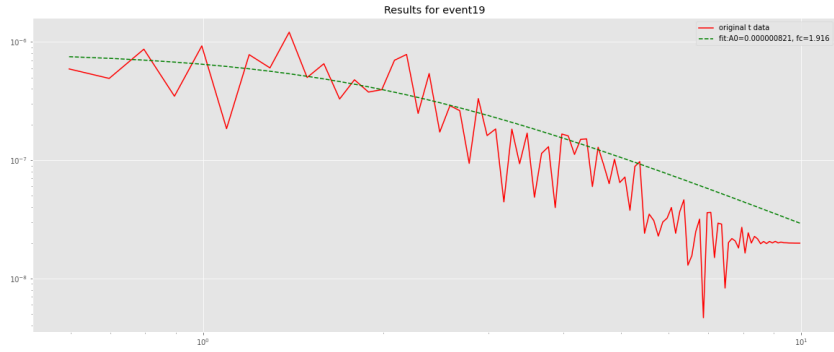
No. Event	Event time UTC	Latitude	Longitude	Depth	M_w
1	2009-04-06T01:32:39	42.334	13.334	8.8	6.3
2	2009-04-06T02:37:04	42.366	13.340	10.1	5.1
3	2009-04-06T16:38:09	42.362	13.333	10.2	4.4
4	2009-04-06T23:15:37	42.451	13.364	8.6	5.1
5	2009-04-07T09:26:28	42.342	13.388	10.2	5.0
6	2009-04-07T17:47:37	42.275	13.464	15.1	5.6
7	2009-04-07T21:34:29	42.380	13.376	7.4	4.6
8	2009-04-08T22:56:50	42.507	13.364	10.2	4.1
9	2009-04-09T00:52:59	42.484	13.343	15.4	5.4
10	2009-04-09T03:14:52	42.338	13.437	18.0	4.4
11	2009-04-09T04:32:44	42.445	13.420	8.1	4.4
12	2009-04-09T19:38:16	42.501	13.356	17.2	5.2
13	2009-04-13T21:14:24	42.504	13.363	7.5	5.1

No. Event	f_c reported	f_c calculated
1	3.9	3.02
2	1.9	1.91
3	2.2	2.13
4	3.4	2.17
5	3.6	2.83
6	1.7	1.7
7	3.1	2.2
8	2.8	2.03
9	4.6	2.7
10	6.1	2.6
11	1.3	1.3

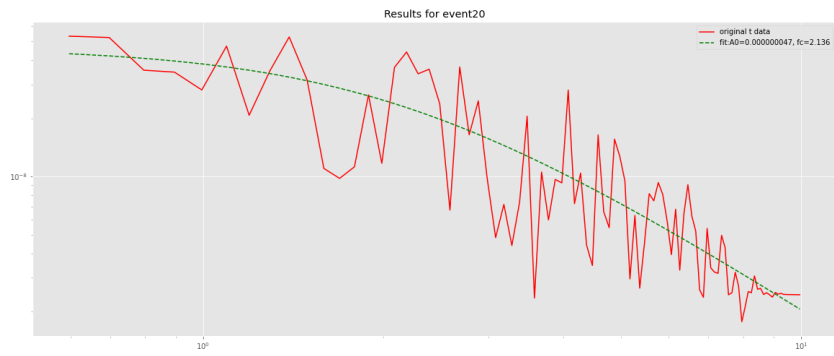
Πίνακας 5.3: Αποτελέσματα από την εργασία Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin).



Σχήμα 5.1: Event 1



Σχήμα 5.2: Event 2



Σχήμα 5.3: Event 3



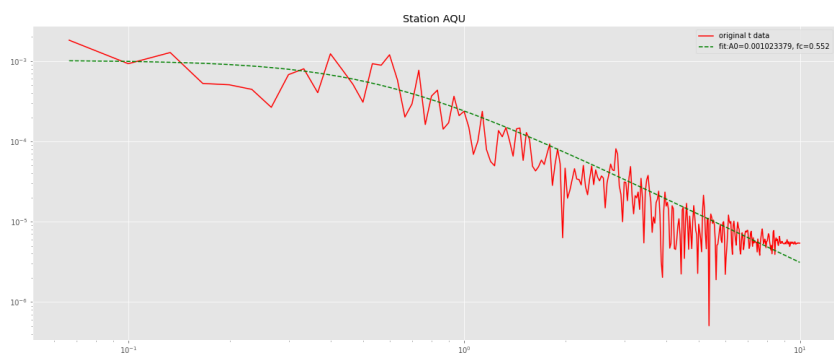
Σχήμα 5.4: Event 4

No. Event	f_c reported	f_c calculated
1	0.24	0.24
2	1.39	1.40
3	2.15	2.10
4	1.56	1.56
5	1.32	1.30
6	0.70	0.71
7	1.39	1.35
8	2.97	2.81
9	0.70	0.69
10	2.14	2.12
11	1.38	1.41
12	0.87	0.93
13	1.36	1.35

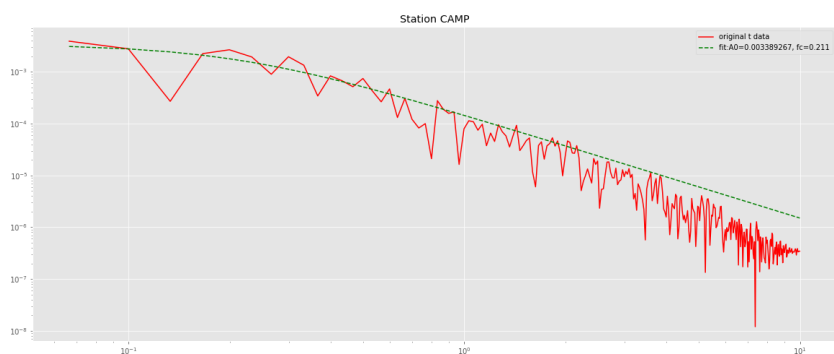
Πίνακας 5.4: Αποτελέσματα από την εργασία The M_w 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data).

Στους πίνακες 5.3, 5.4 καθώς και στις γραφικές παραστάσεις του παρόν κεφαλαίου και του παραρτήματος φαίνονται τα αποτελέσματα που παράγει ο αλγόριθμος σε σύγκριση με αυτά των αντίστοιχων εργασιών. Στην περίπτωση της εργασίας των Bálint Süle and Zoltán Wéber οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα από 6 μόνιμους σταθμούς και 20 προσωρινούς σταθμούς, τα αποτελέσματα που παραθέτουν αποτελούνται από τις μέσες τιμές για την γωνιακή συχνότητα, για κάθε σεισμό, σε αντίθεση με τις τιμές που παράγει ο αλγόριθμος οι οποίες είναι κυρίως αποτελέσματα από δεδομένα ενός σταθμό με εξαίρεση τον σεισμό 11 όπου το αποτέλεσμα είναι η μέση τιμή γωνιακών συχνοτήτων που υπολογίστηκε από δεδομένα τριών σταθμών. Για τον λόγο αυτό είναι λογικό να υπάρχουν αποκλίσεις.

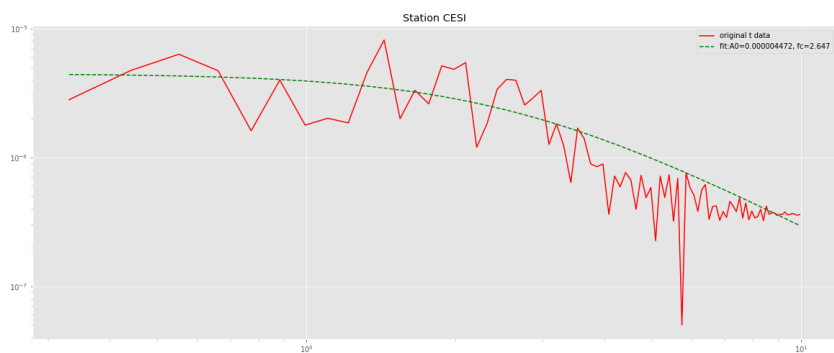
Για την εργασία των D. Bindi and F. Pacor and L. Luzi and M. Massa and G. Ameri είχαμε περισσότερα δεδομένα καθώς ο μεγαλύτερος αριθμός σταθμών που μπορέσαμε να ανακτήσουμε δεδομένα ανέρχεται στους 20 ο οποίος είναι αρκετά μικρότερος από τον αριθμό των σταθμών που χρησιμοποίησαν στην εργασία, 56 σταθμοί, όμως τα αποτελέσματα μας είναι αυτή τη φορά πιο κοντά στα αποτελέσματα που παραθέτουν στην εργασία.



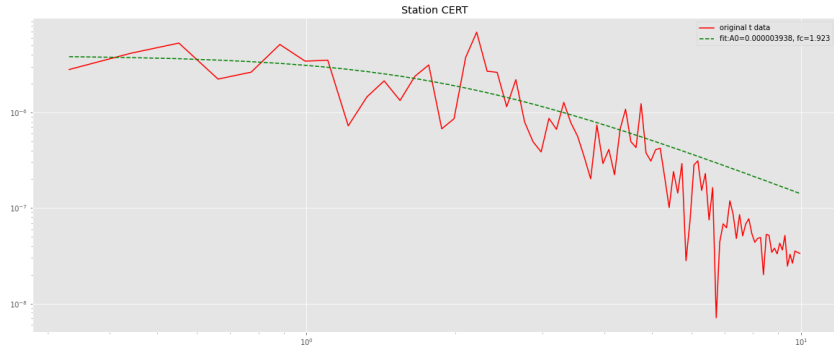
Σχήμα 5.5: Event 1 - Station AQU



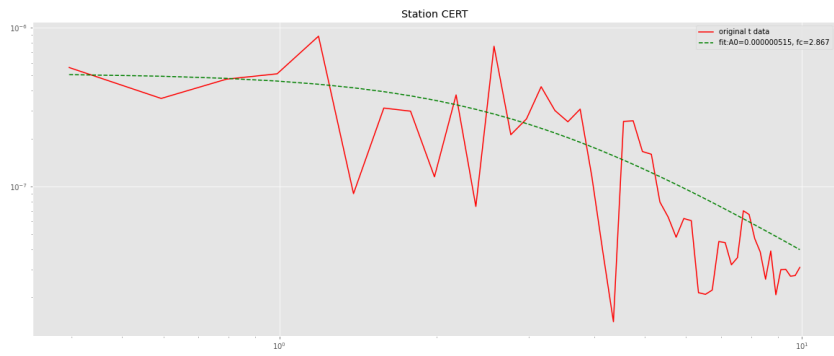
Σχήμα 5.6: Event 1 - Station CAMP



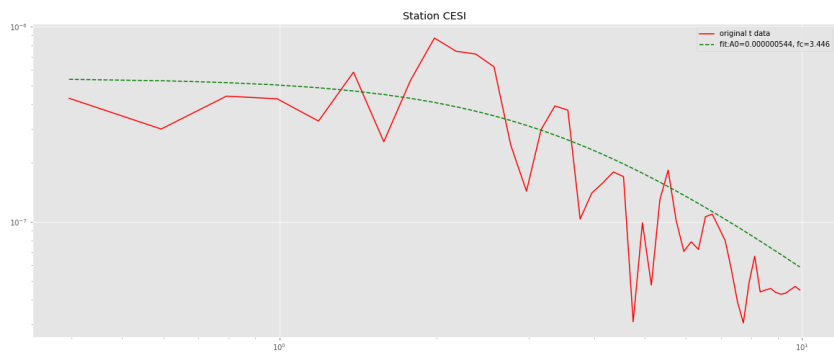
Σχήμα 5.7: Event 2 - Station CESI



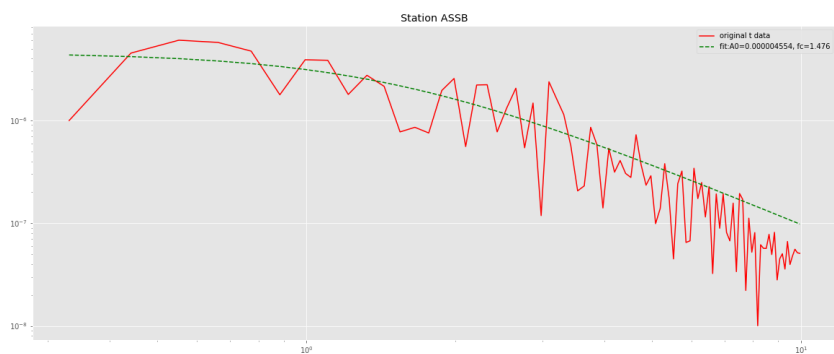
Σχήμα 5.8: Event 2 - Station CERT



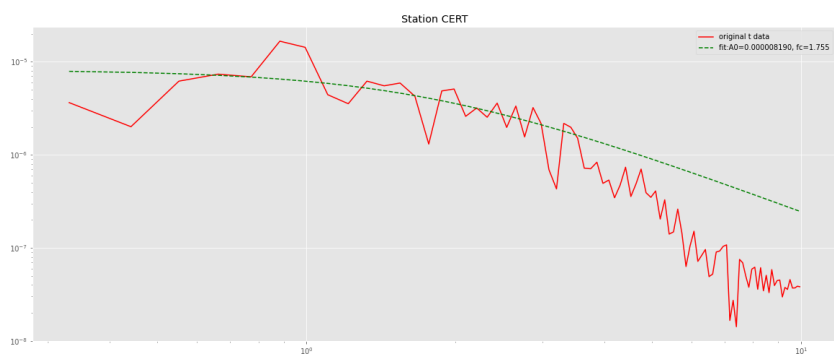
Σχήμα 5.9: Event 3 - Station CERT



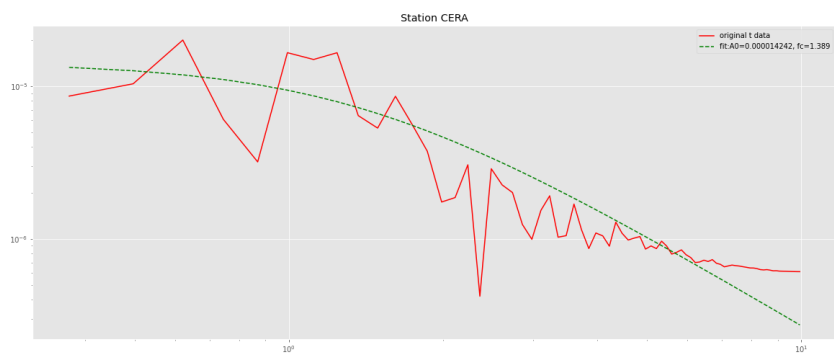
Σχήμα 5.10: Event 3 - Station CESI



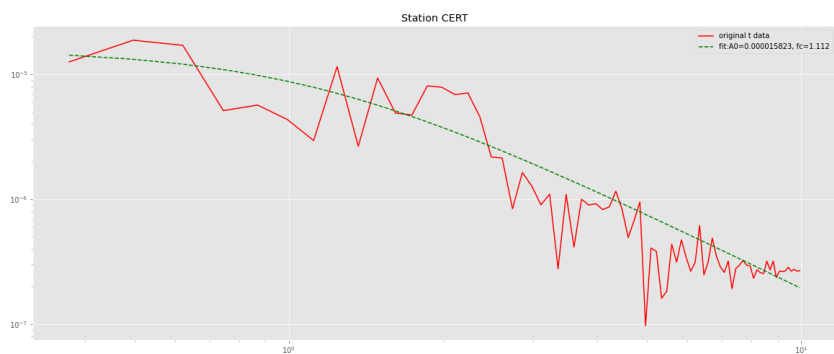
Σχήμα 5.11: Event 4 - Station ASSB



Σχήμα 5.12: Event 4 - Station CERT



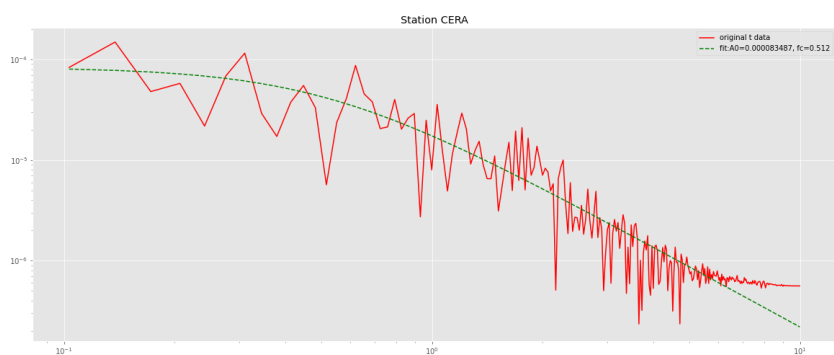
Σχήμα 5.13: Event 5 - Station CERA



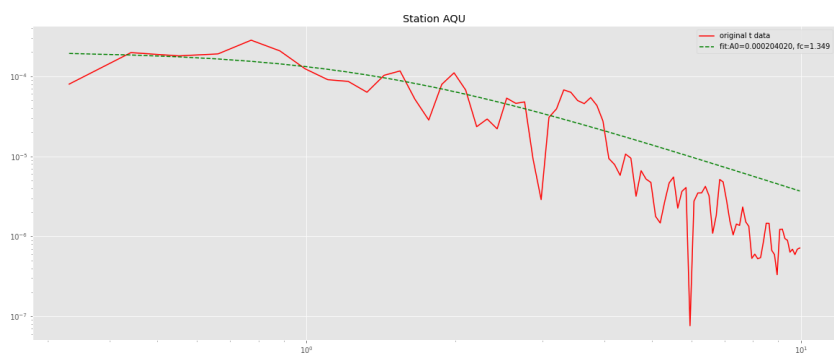
Σχήμα 5.14: Event 5 - Station CERT



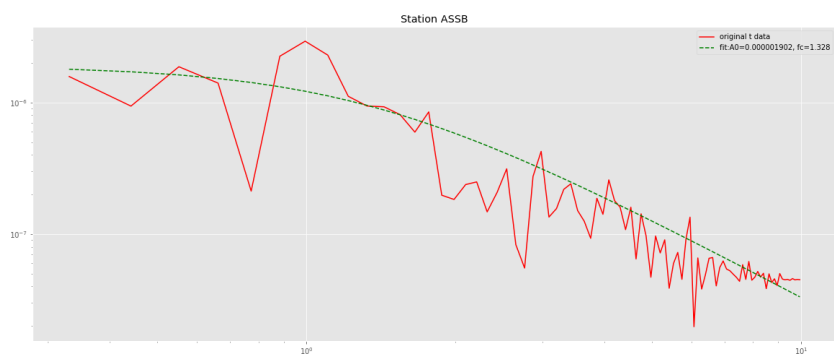
Σχήμα 5.15: Event 6 - Station AQU



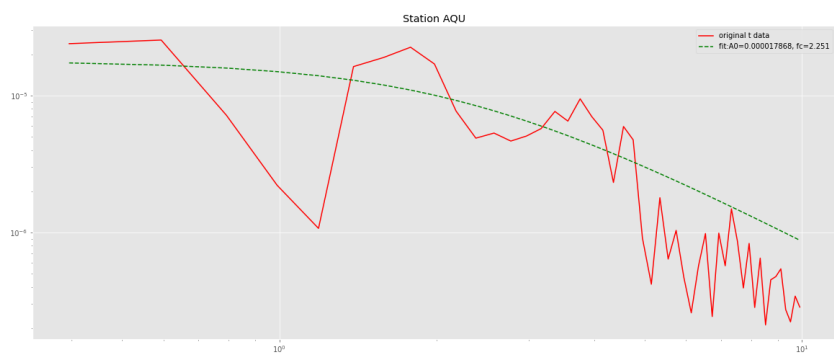
Σχήμα 5.16: Event 6 - Station CERA



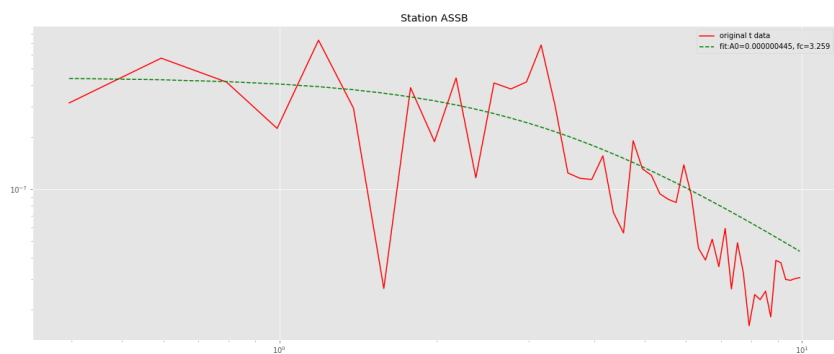
Σχήμα 5.17: Event 7 - Station AQU



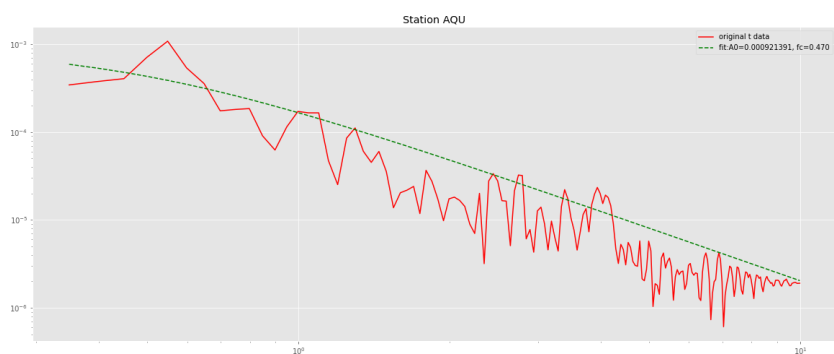
Σχήμα 5.18: Event 7 - Station ASSB



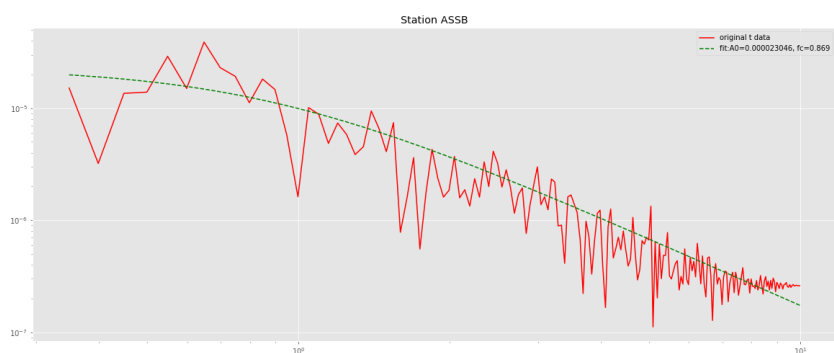
Σχήμα 5.19: Event 8 - Station AQU



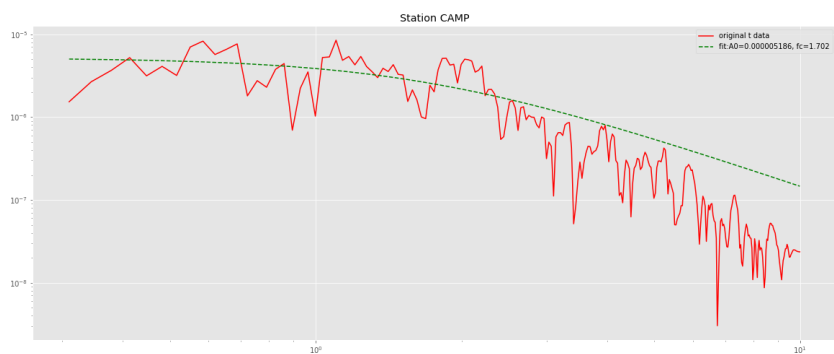
Σχήμα 5.20: Event 8 - Station ASSB



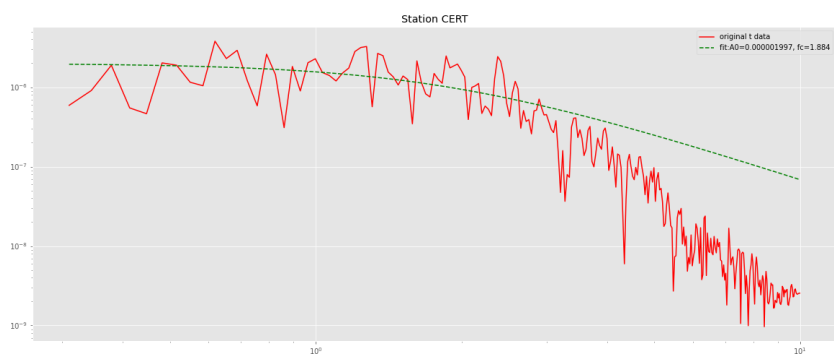
Σχήμα 5.21: Event 9 - Station AQU



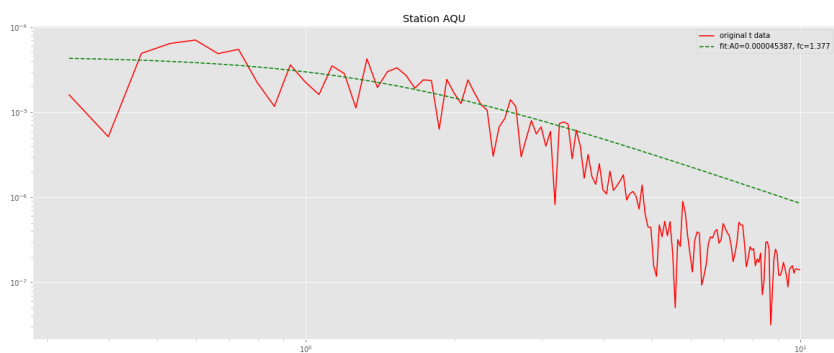
Σχήμα 5.22: Event 9 - Station ASSB



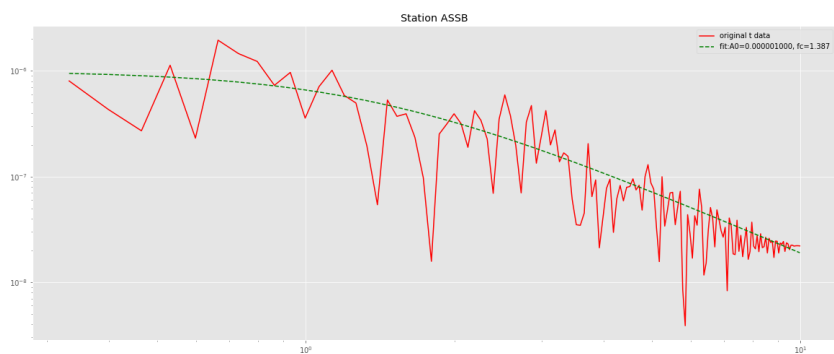
Σχήμα 5.23: Event 10 - Station CAMP



Σχήμα 5.24: Event 10 - Station CERT



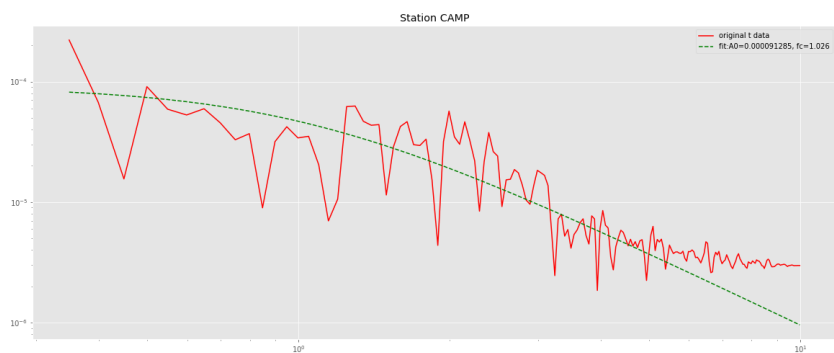
Σχήμα 5.25: Event 11 - Station AQU



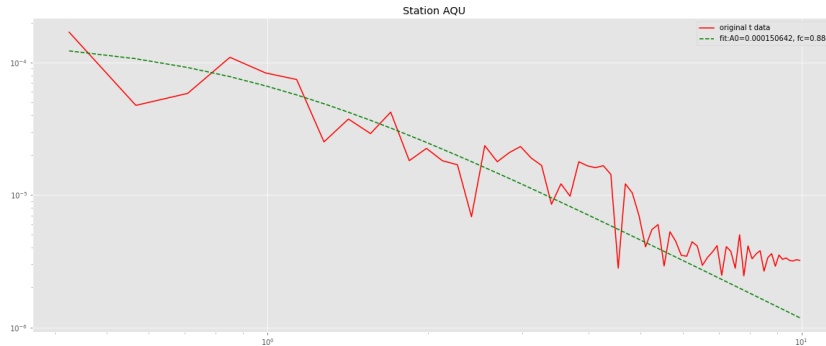
Σχήμα 5.26: Event 11 - Station ASSB



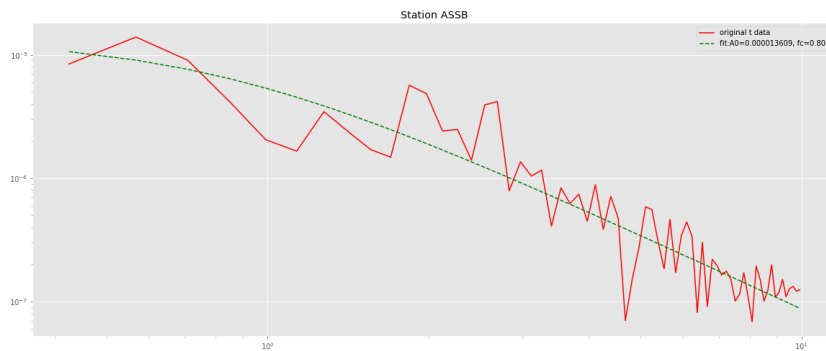
Σχήμα 5.27: Event 12 - Station AQU



Σχήμα 5.28: Event 12 - Station CAMP



Σχήμα 5.29: Event 13 - Station AQU



Σχήμα 5.30: Event 13 - Station ASSB

5.2.1 Σχολιασμός αποτελεσμάτων

Κοιτώντας τους πίνακες αποτελεσμάτων είναι φανερό ότι υπάρχουν αποκλίσεις από τις τιμές των δημοσιευμένων εργασιών. Αρχικά πρέπει να αναφερθούμε στην διάφορα στο πλήθος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή των αποτελεσμάτων, και στις δυο εργασίες οι γωνιακή συχνότητα είναι ουσιαστικά η μέση τιμή των γωνιακών συχνοτήτων που υπολογίστηκαν από τα δεδομένα διάφορων σταθμών. Πιο συγκεκριμένα στην εργασία των Bálint Süle and Zoltán Wéber αναφέρουν αναλυτικά τα αποτελέσματα για τον σεισμό που συνέβη στις 2002-10-23 και ώρα 02:52, οι τιμές για τις γωνιακές συχνότητες είναι οι εξής: 1.3, 3.8, 1.6, 1.3 Hz και το τελικό αποτέλεσμα για αυτές 1.9 Hz . Ο αλγόριθμος με δεδομένα από έναν σταθμό παράγει γωνιακή συχνότητα 1.91 Hz . Όπως μπορούμε όμως να δούμε τα αποτελέσματα για κάθε σταθμό

διαφέρουν αρκετά οπότε ένα αποτέλεσμα από διαφορετικό σταθμό μέσα σε λογικά όρια από την δημοσιευμένη μέση τιμή θα μπορούσε να θεωρηθεί αποδεκτό. Στην εργασία των D. Bindi and F. Pacor and L. Luzi and M. Massa and G. Ameri όπου, αν και λιγότερα σε πλήθος, είχαμε δεδομένα από περισσότερους σταθμούς δυστυχώς δεν αναφέρονται αναλυτικά αποτελέσματα για κάποιον από τους σεισμούς, ούτε κάποιο διάστημα τιμών των αποτελεσμάτων. Έπειτα αξίζει να σημειωθεί ότι στο στάδιο της επεξεργασίας δεδομένων και οι δυο εργασίες εφαρμόζουν διαφορετικές μεθόδους και μεταξύ τους καθώς και με την μέθοδο που εφαρμόστηκε στην παρούσα διπλωματική, η οποία προσπάθησε να μείνει όσο πιο κοντά στις δημοσιευμένες διαδικασίες, κάτι το οποίο μπορεί να δώσει έναυσμα για περαιτέρω έρευνα προς την δημιουργία ενός καθολικού προτύπου επεξεργασίας για την συγκεκριμένη διαδικασία. Το αρχικό στάδιο της επεξεργασίας είναι παρόμοιο και στις δυο εργασίες και περιλαμβάνει την αφαίρεση μιας γραμμικής τάσης (linear trend) ή της μέσης τιμής των δεδομένων από ολόκληρο το σήμα, στα πλαίσια της διπλωματικής αποφασιστική η απλή αφαίρεση της μέσης τιμής, στη συνέχεια εφαρμόστηκε μια συνάρτηση taper και στις δυο εργασίες στην πρώτη εφαρμόστηκε Hann taper ενώ στην δεύτερη Cosine taper, στην παρούσα διπλωματική δεν εφαρμόστηκε τελικά μια τέτοιου είδους συνάρτηση διότι μετά από δοκιμές το αποτέλεσμα μετά τη χρήση της συνάρτησης δεν παρουσίαζαν σημαντική αλλαγή σε σχέση με αυτά στα οποία δεν εφαρμόστηκε η συνάρτηση. Το επόμενο βήμα στην πρώτη εργασία είναι η μετατροπή των δεδομένων με τη χρήση μετασχηματισμού Fourier, η αφαίρεση της απόκρισης του οργάνου και ο μετασχηματισμός των ταχυτήτων σε μετατοπίσεις. Αντίθετα η δεύτερη εργασία προχωράει σε περαιτέρω επεξεργασία εφαρμόζοντας ένα φίλτρο ένα φίλτρο bandpass το οποίο αφαιρεί μέρος των συχνοτήτων οι οποίες ξεπερνούν τα όρια που ορίζουν οι ερευνητές. Τα όρια των συχνοτήτων που επιλέγουν στην συγκεκριμένη περίπτωση οι ερευνητές είναι, για τις χαμηλές συχνότητες τα 30 Hz ενώ για τις υψηλές δεν παραθέτουν κάποια τιμή διότι η επιλογή έγινε με οπτική επιθεώρηση του φάσματος Fourier. Τέλος μετασχηματίζουν τα δεδομένα με τη χρήση μετασχηματισμού Fourier και εφαρμόζουν μια μέθοδο εξομάλυνσης, αλγόριθμος Konno & Ohmachi [22]. Όπως λοιπόν φαίνεται κάθε ερευνητική ομάδα ακολουθεί διαφορετικές προσεγγίσεις στην επεξεργασία των δεδομένων τους με σκοπό την απόκτηση της γωνιακής συχνότητας και των υπόλοιπων παραμέτρων, κάτι το οποίο δυσκολεύει την σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ διαφορετικών εργασιών.

Κεφάλαιο 6

Συμπεράσματα

Όπως φαίνεται και από τα αποτελέσματα, η γενίκευση και αυτοματοποίηση της διαδικασίας για την εύρεση της γωνιακής συχνότητας έχει πολλά περιθώρια βελτίωσης καθώς μεγάλο μέρος της επεξεργασίας, λόγω της φύσης του προβλήματος, πρέπει να γίνει με ανθρώπινη παρέμβαση. Κάθε ένας από τους σεισμούς που εξετάσαμε ήθελε ξεχωριστή επεξεργασία είτε στην επιλογή κατάλληλου χρονικού παραθύρου με σκοπό την μεγιστοποίηση της καθαρής πληροφορίας των S κυμάτων, είτε στην επιλογή του κατάλληλου διαστήματος συχνοτήτων του οποίου πρέπει να διατηρηθεί για την επεξεργασία. Αυτό βέβαια μας δίνει την ευκαιρία για περαιτέρω έρευνα στο συγκεκριμένο κομμάτι με σκοπό την εύρεση μιας μεθόδου η οποία θα αυτοματοποιεί την διαδικασία επιλογής του χρονικού παραθύρου ή την επιλογή του κατάλληλου διαστήματος συχνοτήτων. Όσον αφορά τη θεωρητική συνάρτηση που προσαρμόζουμε στα δεδομένα πρέπει να γίνει περαιτέρω σύγκριση μεταξύ των τριών για να αποφανθούμε πια μας δίνει καλύτερα αποτελέσματα ή αν κάθε μια από αυτές βρίσκει χρήση ανάλογα με το είδος του σεισμού που επεξεργαζόμαστε, ως τώρα στη βιβλιογραφία η συνάρτηση που εφαρμόζεται πιο συχνά είναι η αρχική συνάρτηση που πρότεινε ο Brune [3]

Βιβλιογραφία

- [1] Bálint Süle and Zoltán Wéber. «Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin)». In: *Journal of Seismology* 17.2 (Sept. 2012), pp. 507–521. DOI: 10 . 1007 / s10950-012-9334-3. URL: <https://doi.org/10.1007%2Fs10950-012-9334-3>.
- [2] D. Bindi et al. «TheMw6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data». In: *Geophysical Journal International* 179.3 (Dec. 2009), pp. 1573–1579. DOI: 10.1111/j.1365-246x.2009.04392.x. URL: <https://doi.org/10.1111%2Fj.1365-246x.2009.04392.x>.
- [3] James N. Brune. «Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes». In: *Journal of Geophysical Research* 75.26 (Sept. 1970), pp. 4997–5009. DOI: 10 . 1029 / jb075i026p04997. URL: <https://doi.org/10.1029%2Fjb075i026p04997>.
- [4] Raúl Madariaga. «Dynamics of an Expanding Circular Fault». In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 66 (June 1976), pp. 639–666.
- [5] John Boatwright. «The effect of rupture complexity on estimates of source size». In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89.B2 (Feb. 1984), pp. 1132–1146. DOI: 10 . 1029 / jb089ib02p01132. URL: <https://doi.org/10.1029%2Fjb089ib02p01132>.
- [6] Rachel E. Abercrombie. «Earthquake source scaling relationships from -1 to 5ML using seismograms recorded at 2.5-km depth». In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100.B12 (Dec. 1995), pp. 24015–24036. DOI: 10 . 1029 / 95jb02397. URL: <https://doi.org/10.1029%2F95jb02397>.
- [7] Peter M. Shearer, Germán A. Prieto, and Egill Hauksson. «Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California». In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.B6 (June 2006),

- n/a–n/a. DOI: 10.1029/2005jb003979. URL: <https://doi.org/10.1029%2F2005jb003979>.
- [8] Aysegul Koseoglu et al. «Spectral determination of source parameters in the Marmara Region». In: *Journal of Seismology* 18 (July 2014). DOI: 10.1007/s10950-014-9435-2.
 - [9] F. Pacor et al. «Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy): evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth». In: *Geophysical Journal International* 204.2 (Dec. 2015), pp. 697–718. ISSN: 0956-540X. DOI: 10.1093/gji/ggv448. eprint: <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/204/2/697/17368577/ggv448.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1093/gji/ggv448>.
 - [10] Agustin Udias, Raul Madariaga, and Elisa Buforn. *Source Mechanisms of Earthquakes*. Cambridge University Press, 2014. DOI: 10.1017/cbo9781139628792. URL: <https://doi.org/10.1017%2Fcbo9781139628792>.
 - [11] Ivar Stakgold and Michael J Holst. *Green's functions and boundary value problems*. Vol. 99. John Wiley & Sons, 2011.
 - [12] Keith Priestley. «Shearer, P. M. 1999. Introduction to Seismology.» In: *Geological Magazine* 137.6 (Nov. 2000), pp. 711–711. ISSN: 0016-7568. eprint: <https://pubs.geoscienceworld.org/geolmag/article-pdf/137/6/711/3135873/S0016756800214738a.pdf>.
 - [13] N. A. Haskell. «Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults». In: *Vincit Veritas: A Portrait of the Life and Work of Norman Abraham Haskell, 1905–1970*. American Geophysical Union, 1990, pp. 149–179. DOI: 10.1029/sp030p0149. URL: <https://doi.org/10.1029%2Fsp030p0149>.
 - [14] Ronald N Bracewell. *The Fourier Transform and Its Applications*. New York : McGraw-Hill Book Company, 1965.
 - [15] Mihailo Trifunac. «Stress estimates for San Fernando, California earthquake of February 9, 1971: Main event and thirteen aftershocks». In: *Bull. seism. Soc. Am.* 62 (Jan. 1972).
 - [16] Peter Kahlig. «Some aspects of Julius von Hann's contribution to modern climatology». In: *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 75 (Jan. 1993), pp. 1–7. DOI: 10.1029/GM075p0001.
 - [17] Ronald Newbold Bracewell and Ronald N Bracewell. *The Fourier transform and its applications*. Vol. 31999. McGraw-Hill New York, 1986.

- [18] Thaddeus Vincenty. «Direct and inverse solutions of geodesics on the ellipsoid with application of nested equations». In: *Survey review* 23.176 (1975), pp. 88–93.
- [19] H. Crotwell, Thomas Owens, and Jeroen Ritsema. «The TauP Toolkit: Flexible Seismic Travel-Time and Raypath Utilities». In: *Seismological Research Letters* 70 (Mar. 1999). DOI: 10.1785/gssrl.70.2.154.
- [20] E. N. Bessonova et al. «The Tau Method for Inversion of Travel Times—I. Deep Seismic Sounding Data». In: *Geophysical Journal International* 36.2 (Feb. 1974), pp. 377–398. ISSN: 0956-540X. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1974.tb03646.x. eprint: <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/36/2/377/1707691/36-2-377.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1974.tb03646.x>.
- [21] Brian Kennett, Eric Engdahl, and R. Buland. «Constraints on seismic velocities in the Earth from travel-times». In: *Geophysical Journal International* 122 (July 1995), pp. 108–124. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- [22] Katsuaki Konno and Tatsuo Ohmachi. «Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor». English. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 88.1 (Feb. 1998), pp. 228–241. ISSN: 0037-1106.

Γλωσσάρι

Corner Frequency

Για σεισμικό κύμα που δημιουργείται από σεισμό, η συχνότητα με την οποία το φασματικό πεδίο αρχίζει να μειώνεται. Έχει σχέση με τις διαστάσεις της πηγής. 12

Far-field

Οι σεισμοί που εμφανίζονται σε πεδία μακριά από το ρήγμα ονομάζονται σεισμοί far-field. 7

Geometrical spreading

Τα πλάτοι σεισμικών κυμάτων ποικίλλουν καθώς ταξιδεύουν σε όλη τη Γη. Καθώς το κύμα κινείται έξω από την πηγή, η αρχική ενέργεια που απελευθερώνεται στο σεισμικό κύμα απλώνεται σε μια αυξανόμενη περιοχή και συνεπώς η ένταση του κύματος μειώνεται με την απόσταση. 9

Green's Function

Στα μαθηματικά, η συνάρτηση Green είναι η παλμική απόκριση ενός α-νομοιογενούς γραμμικού διαφορικού χειριστή που ορίζεται σε έναν τομέα με καθορισμένες αρχικές συνθήκες ή οριακές συνθήκες. 11

Near-field

Οι σεισμοί που εμφανίζονται σε πεδία κοντά στο ρήγμα ονομάζονται σεισμοί near-field. 7

Moment Tensor

Μια μαθηματική αναπαράσταση της κίνησης σε ένα ρήγμα κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, που αποτελείται από εννέα γενικευμένα ζευγάρια, ή εννέα σύνολα δύο διανυσμάτων. Ο τανυστής εξαρτάται από την ισχύ της πηγής και τον προσανατολισμό ρήγματος. 11

Seismic moment

Η σεισμική ροπή είναι μια ποσότητα που χρησιμοποιείται από τους σεισμολόγους για τη μέτρηση του μεγέθους ενός σεισμού. Η σεισμική ροπή ενός σεισμού εκτιμάται συνήθως με τη χρήση της όποιας διαθέσιμης πληροφορίας που μπορεί να ορίσει το μέγεθός και τα στοιχεία του. Για σύγχρονους σεισμούς, η ροπή συνήθως μετριέται με σεισμόγραμμα. Για σεισμούς που έλαβαν χώρα σε μια παλαιότερη εποχή, η ροπή εκτιμάται με γεωλογικές εκτιμήσεις. 19

Stress Drop

Η πτώση του στρες είναι η διαφορά μεταξύ του στρες σε ένα ρήγμα πριν και μετά από έναν σεισμό. 2, 19

Ευρετήριο

Moment Tensor, 11

Μοντέλο ρήγματος του Haskell, 14

Ακτίνα πηγής, 18

Απόκριση του οργάνου, 21

Γωνιακή συχνότητα, 17

Εξίσωση του σειсмоγραφήματος, 9

Μετασχηματισμός Fourier , 23

Μοντέλο πηγής του Haskell , 13

Πτώση του στρες, 19

Σεισμική ενέργεια, 6

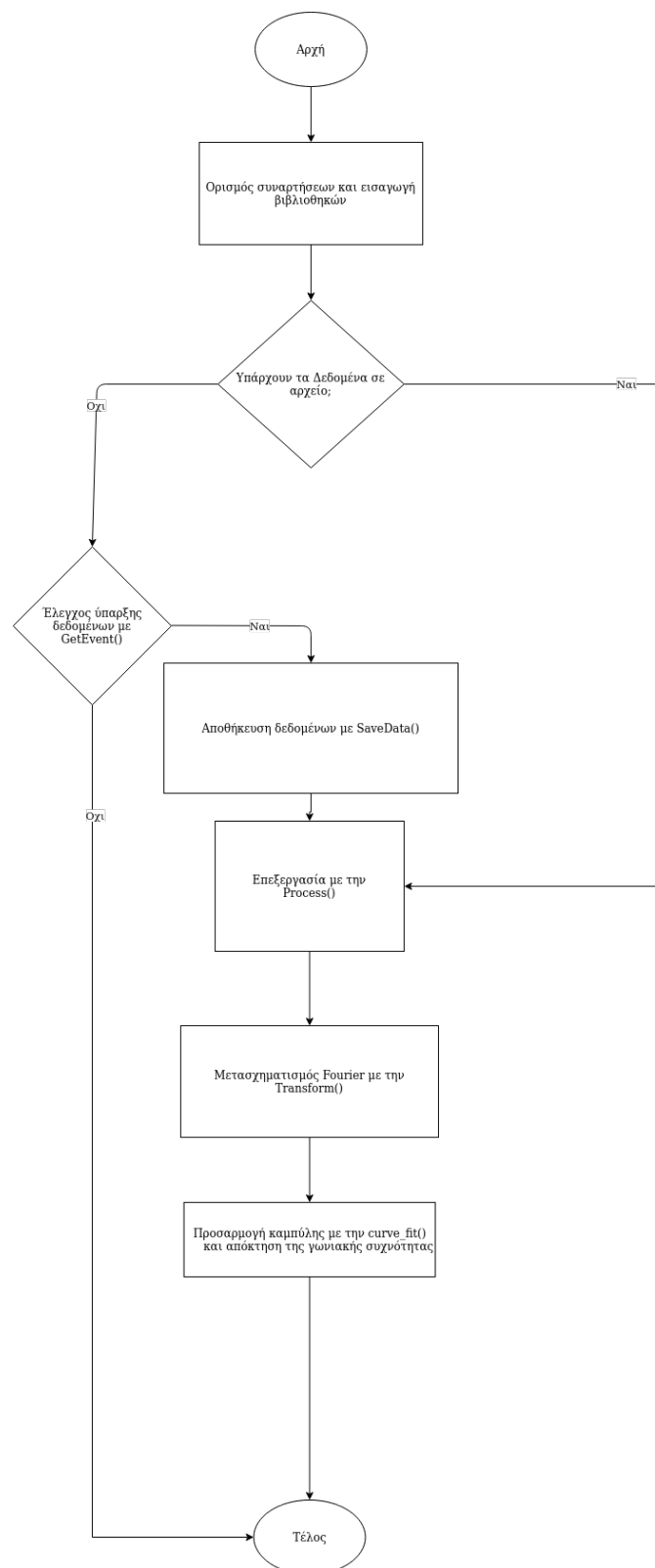
Σεισμική ροπή, 6

Κεφάλαιο 7

Παράρτημα

7.1 Κώδικας

Παρακάτω παρατίθεται ο κώδικας που χρησιμοποιείται στην εργασία καθώς και ένα ενδεικτικό διάγραμμα της χρήσης του.



```

from obspy import UTCDateTime, Stream
from obspy.clients.fdsn import Client
from obspy.signal.rotate import rotate_ne_rt
from obspy.geodetics import locations2degrees
from obspy.geodetics.base import gps2dist_azimuth
from obspy.taup import TauPyModel
import matplotlib.pyplot as plt
plt.style.use("ggplot")
plt.rcParams["figure.figsize"] = (20,8)
import numpy as np
from scipy.optimize import curve_fit
client = Client('CLIENT-CODE')
def GetEvent():
    print('DateTime:')
    t = input()
    t = UTCDateTime(t)
    print('Latitude:')
    lat = float(input())
    print('Longitude:')
    lon = float(input())
    print('Magnitude:')
    m = float(input())
    try:
        catalog = client.get_events(starttime=t-6*60,
            endtime=t + 6*60,minlatitude=lat-1,
            minlongitude=lon-1,
            minmagnitude=m-0.2,maxlongitude=lon+1,
            maxmagnitude=m+0.2)
    except:
        catalog = 'No_event_found.'
    return catalog

origin = catalog[0].preferred_origin()
inventory = client.get_stations(
    starttime=t-60*60, endtime=t+60*60,
    longitude=lon, latitude=lat, maxradius=1,channel="*",
    matchtimeseries=True)

def SaveData(origin,inventory,event,wave_type='P'):
    streams = []
    baz = []
    for network in inventory:
        for station in network:
            try:
                m = TauPyModel(model="ak135")
                #Calculate distances
                dist = locations2degrees(origin.latitude, origin.longitude,
                    station.latitude,station.longitude)
                #Calculate back azimuth and first arrival
                arr = m.get_ray_paths(distance_in_degree=dist,
                    source_depth_in_km=origin.depth / 1000.0)
                baz.append(gps2dist_azimuth(origin.latitude, origin.longitude,
                    station.latitude,station.longitude))
                if wave_type == 'P' or wave_type=='p':
                    first_arrival = origin.time + arr[0].time
                    for a in arr:
                        if a.name=='s':
                            end = origin.time + a.time
                            break
                elif wave_type == 'S' or wave_type=='s':
                    for a in arr:
                        if a.name=='s':
                            first_arrival = origin.time + a.time
                            end = first_arrival + 60.
                            break
                myStream = client.get_waveforms(network.code, station.code, "*",
                    "HH*",starttime=t-60, endtime=t+5*60,attach_response=True)
                myStream.remove_response()
                myStream.rotate(method="NE->RT", back_azimuth=baz[2]);
                myStream.detrend(type='demean')
                myStream.trim(first_arrival,end)
                myStream.write("FILE_NAME.mseed", format="MSEED")
            except:
                pass
    return streams

def Transform(stream,npts,sampling_rate):
    fourier_data = 2/(stream.data.size)*abs(np.fft.rfft(stream.data))
    freqs = np.fft.rfftfreq(npts,1/sampling_rate)
    return fourier_data,freqs

def Process(stream,fmin,fmax):

```

```

    try:
        stream.integrate(method='cumtrapz')
    except:
        pass
    return stream

fmin=MINIMUM_FREQUENCY
fmax=MAXIMUM_FREQUENCY
t = Process(stream, fmin, fmax)
sampling_rate = t[0].stats.sampling_rate
npts = t[0].stats.npts

fourier_data_t = []
freqs_t = []

fourier_data, freqs = Transform(t[0], npts, sampling_rate)

ff = []
freqq = []
for data, f in zip(fourier_data, freqs):
    if f>fmin and f<fmax:
        ff.append(data)
        freqq.append(f)

def omega(f, A0, fc):
    return A0/(1.0+(f/fc)**2).

popt, pcov = curve_fit(omega, freqq, ff, p0=(1,1))

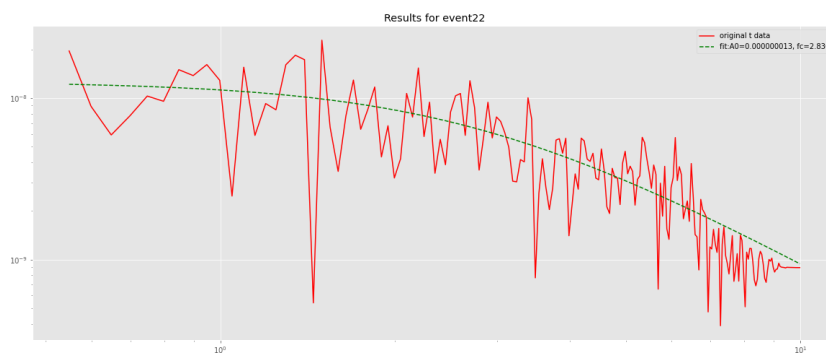
plt.loglog(freqq, ff, 'r', label='original_data')
plt.loglog(freqq, omega(freqq, *popt), 'g--',
label='fit : A0=%5.9f, _fc=%5.3f' % tuple(np.abs(popt)))
plt.legend()

```

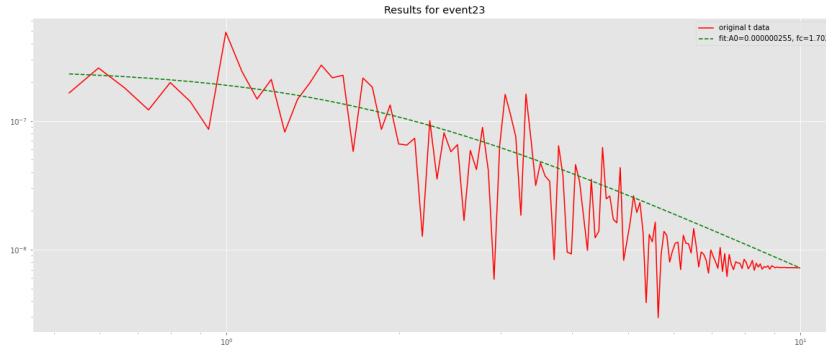
7.2 Γραφήματα.

7.2.1 Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin)

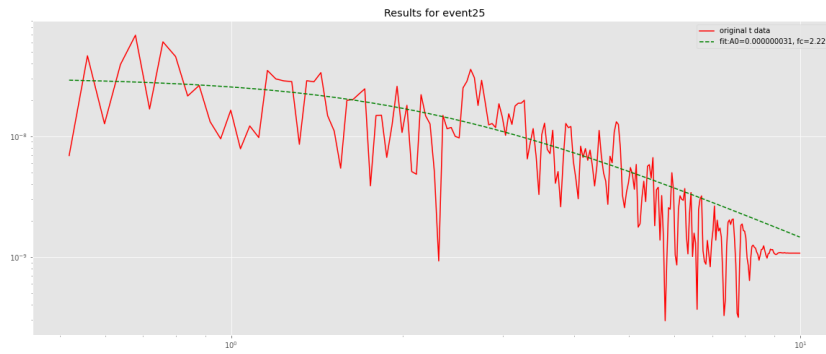
7.2.1.1 Event 5



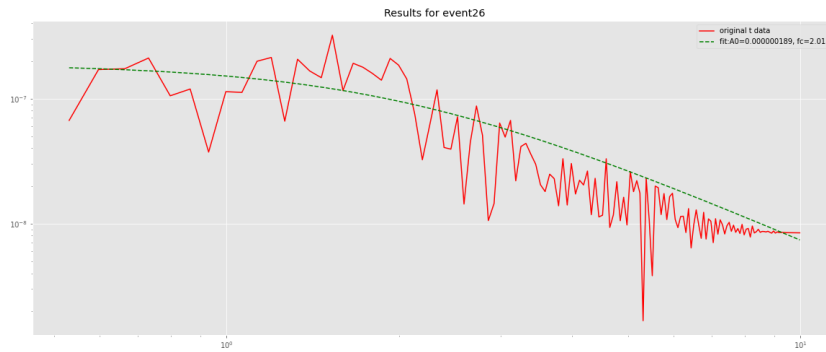
7.2.1.2 Event 6



7.2.1.3 Event 7



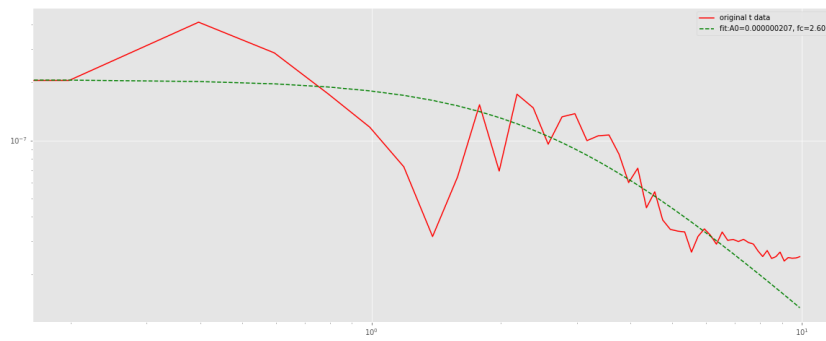
7.2.1.4 Event 8



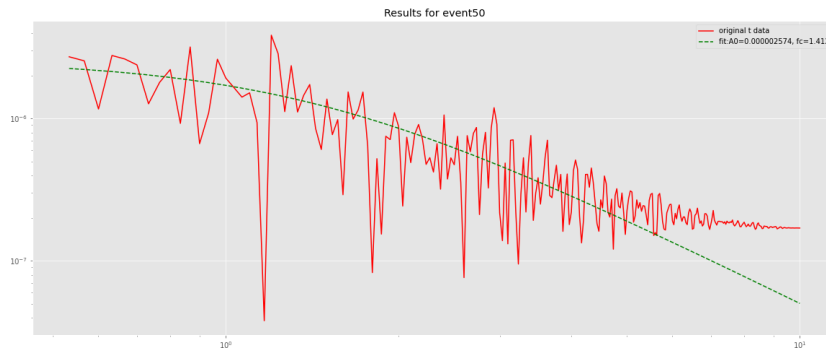
7.2.1.5 Event 9

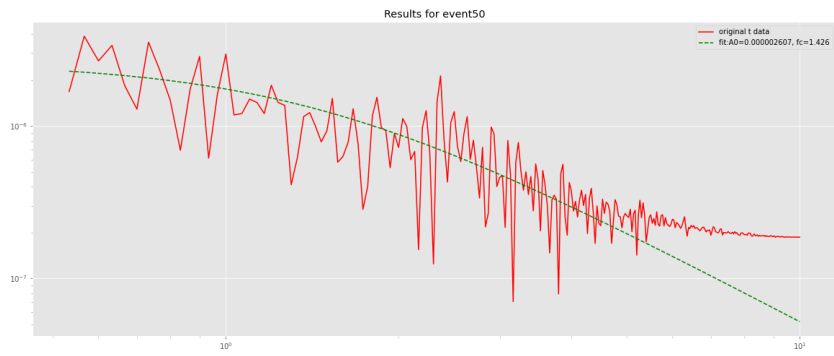


7.2.1.6 Event 10



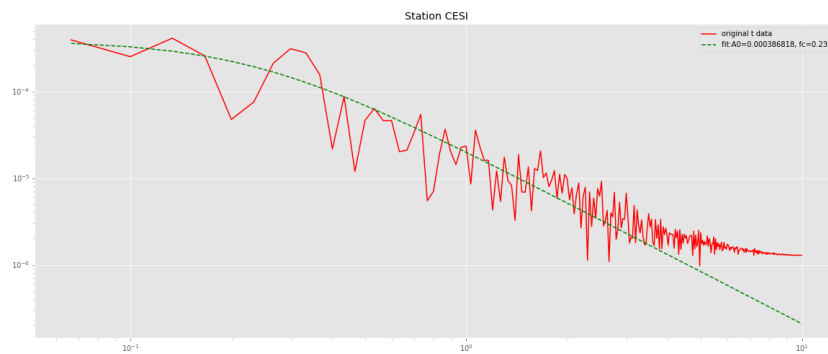
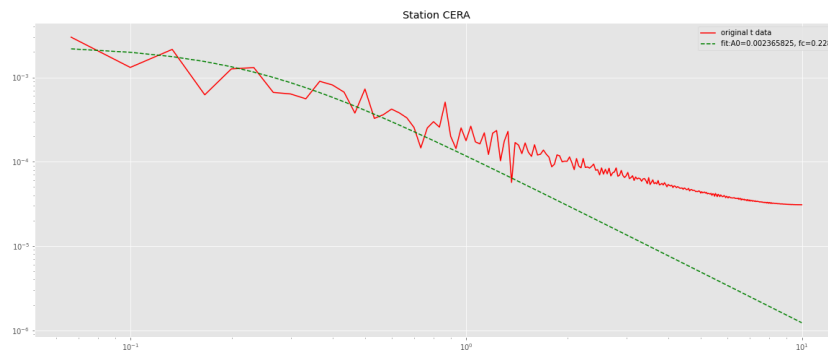
7.2.1.7 Event 11

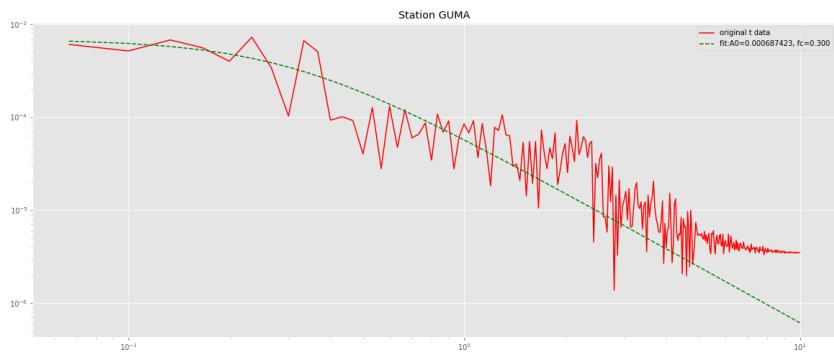
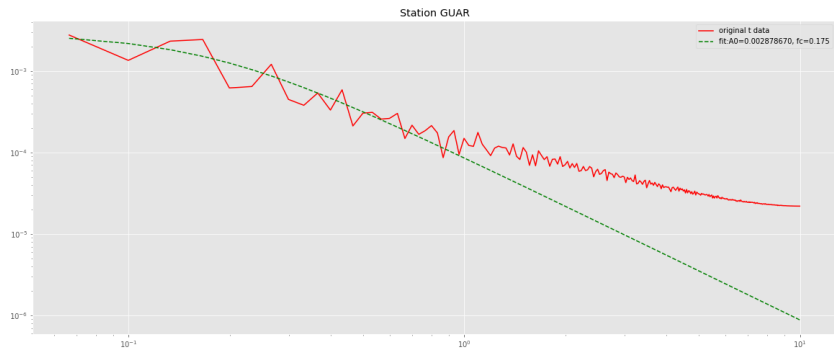
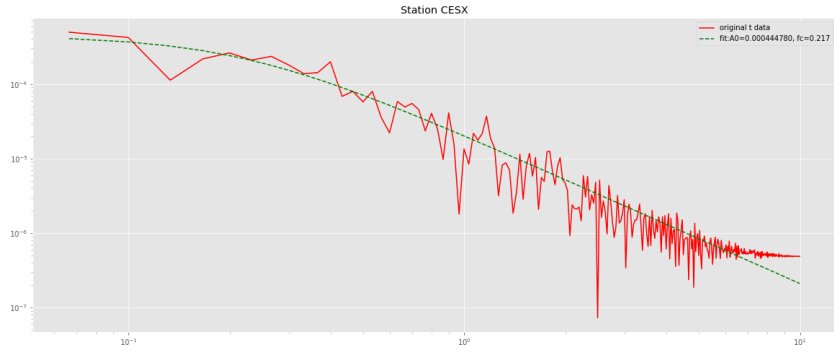


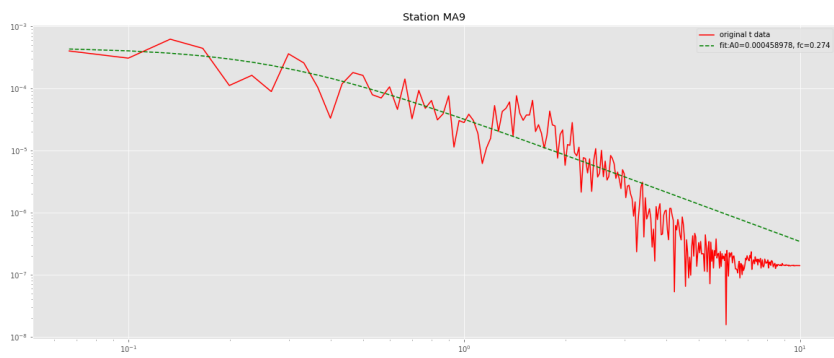
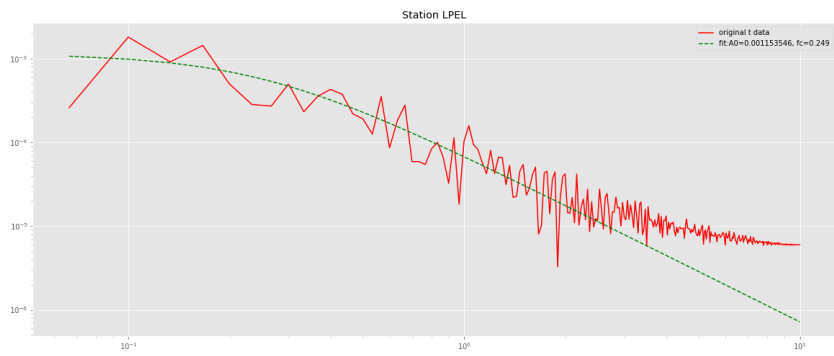
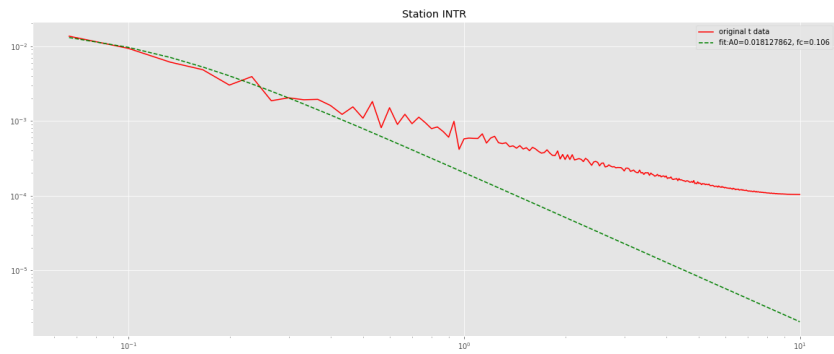


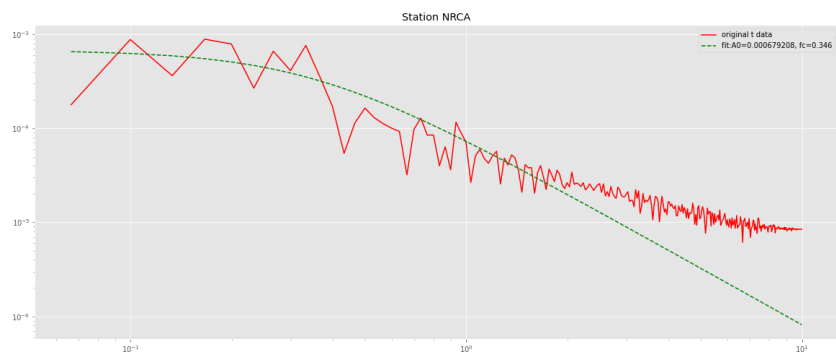
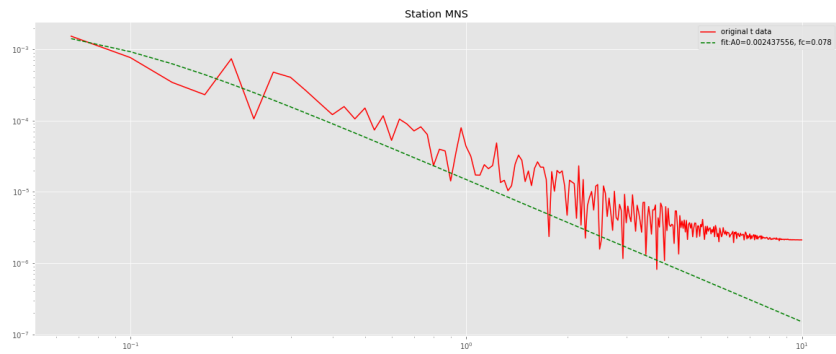
7.2.2 The M_w 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data

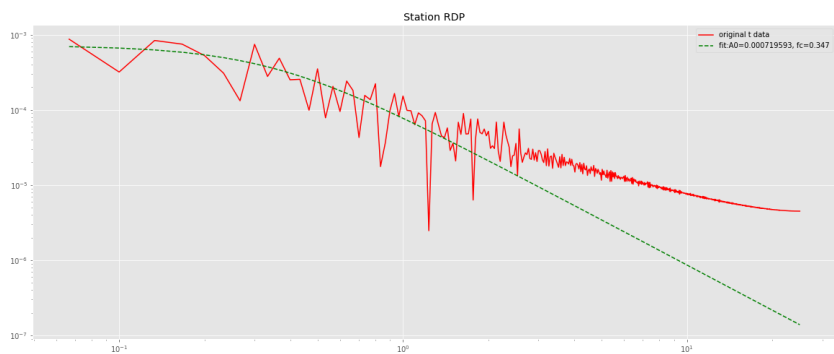
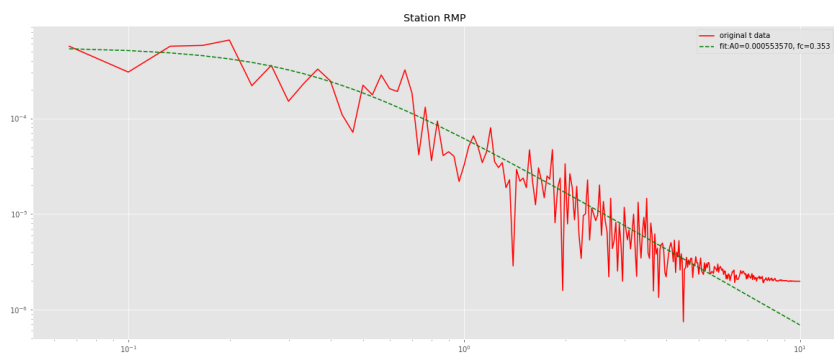
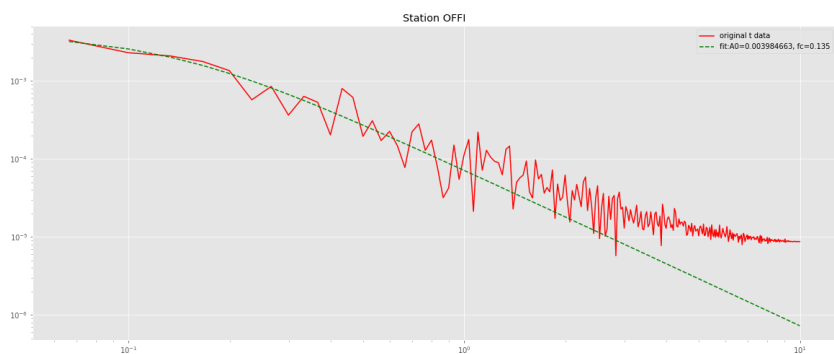
7.2.2.1 Event 1

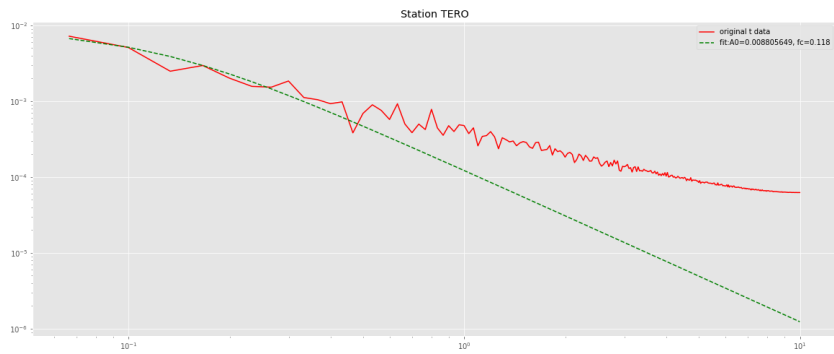




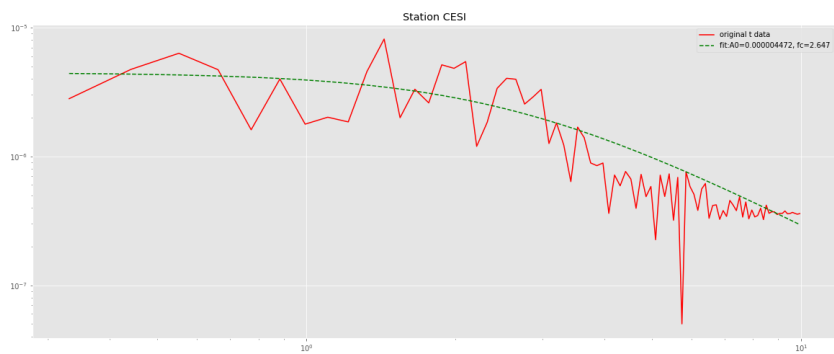


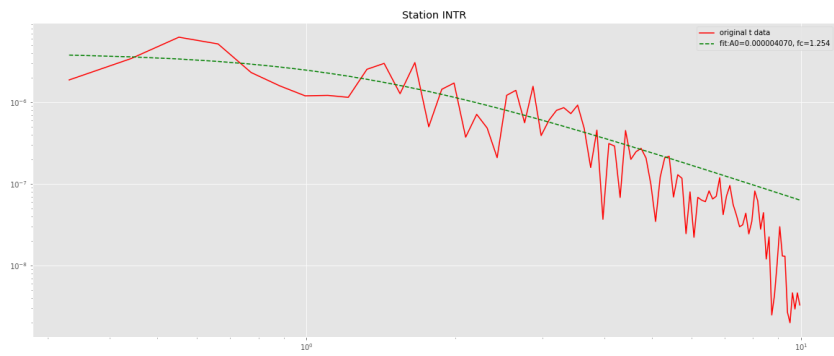
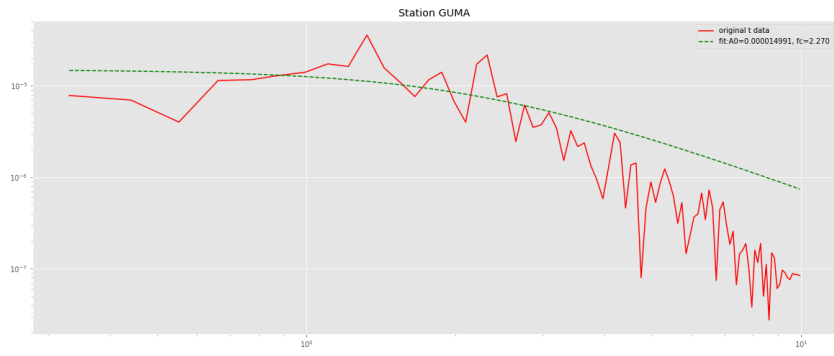
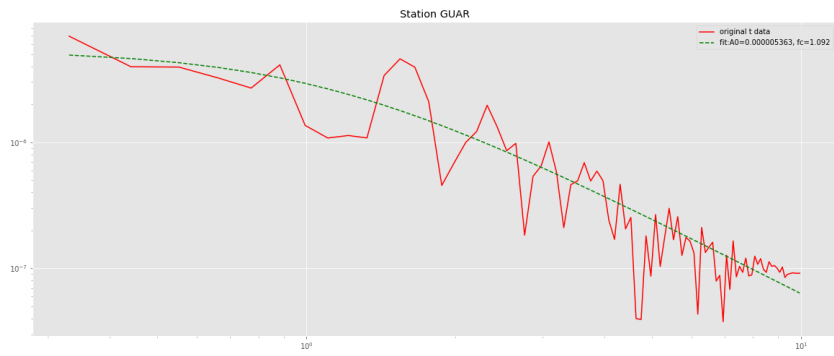


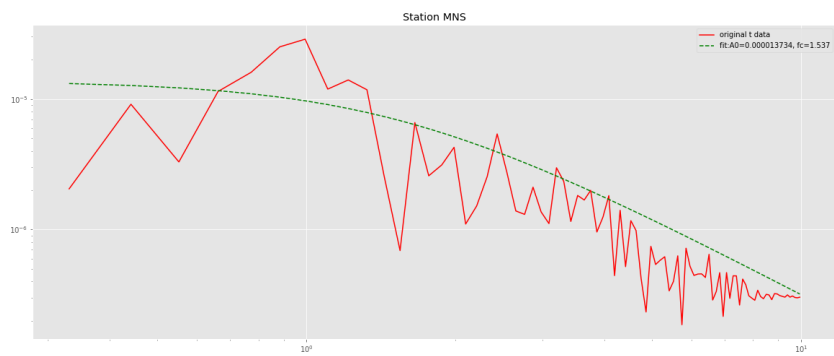
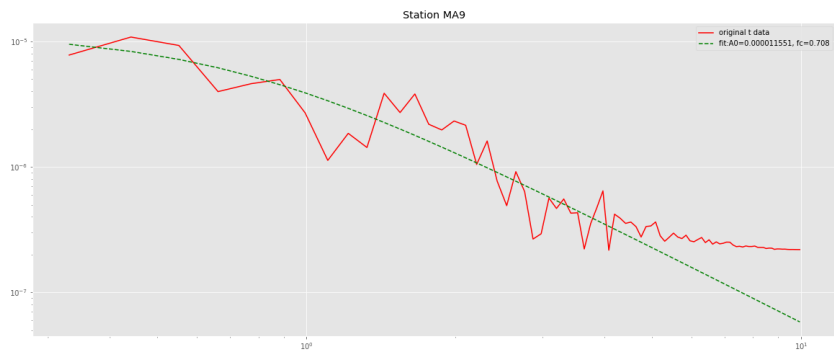
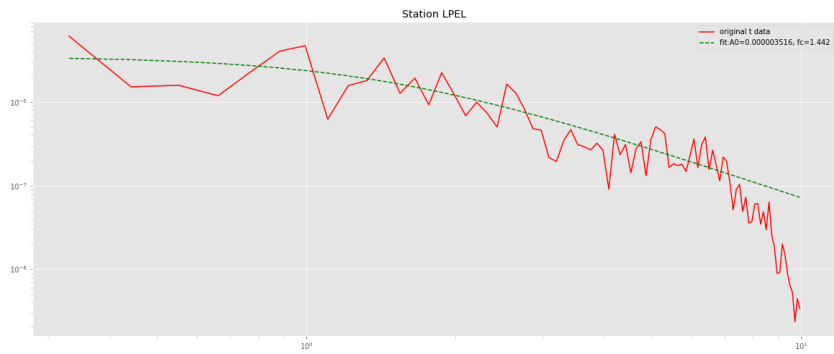


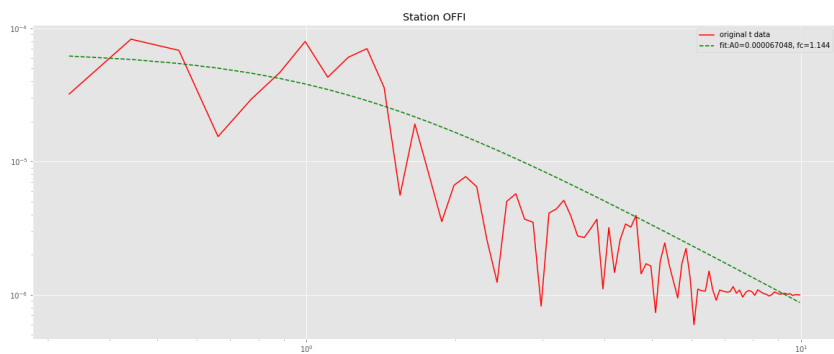
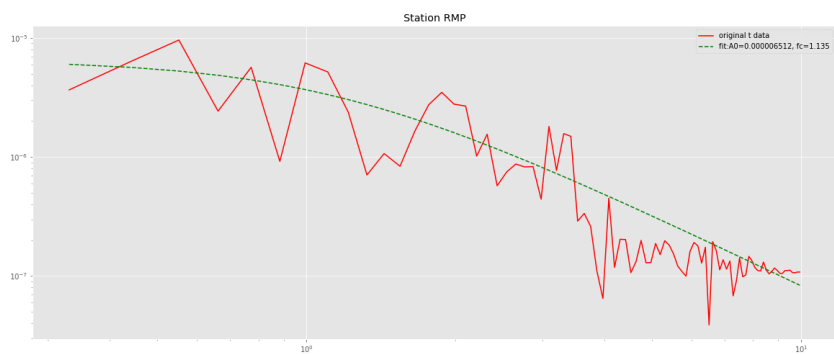
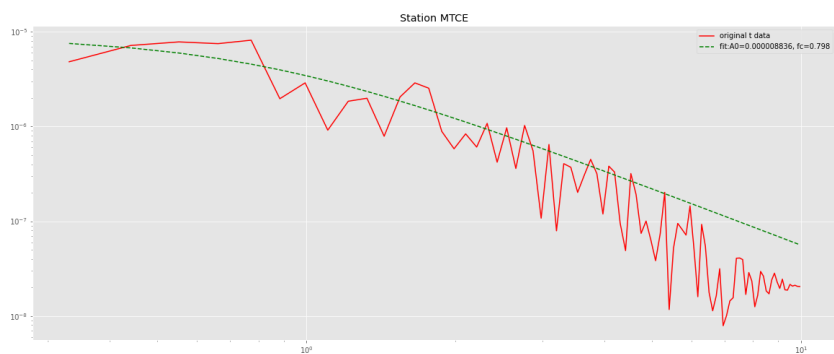


7.2.2.2 Event 2



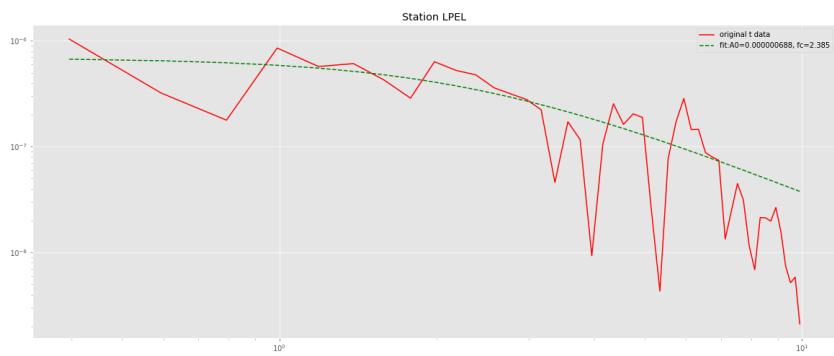
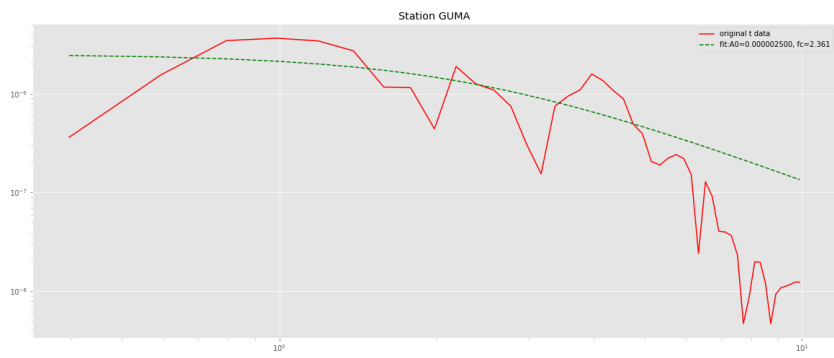


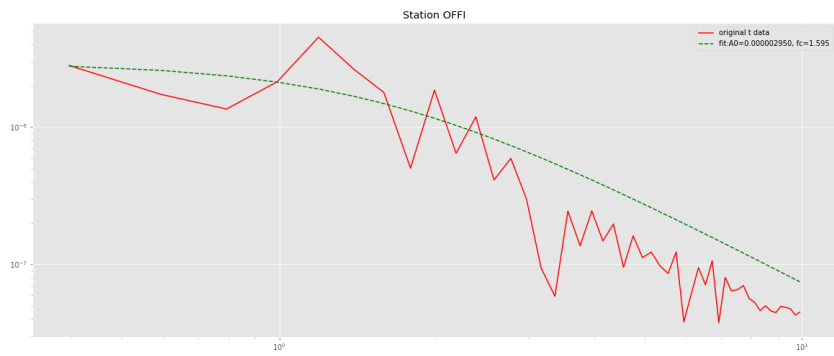
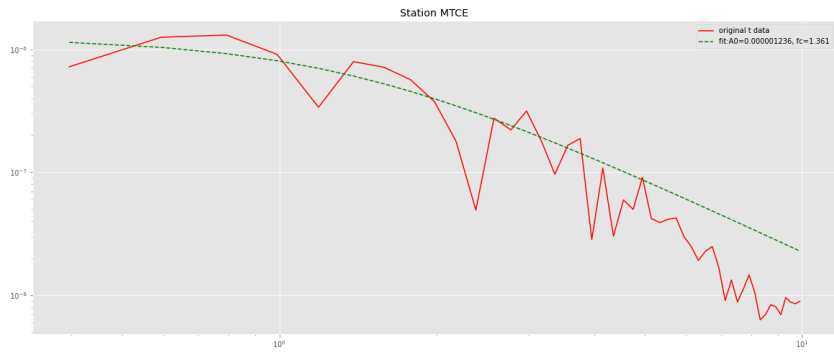
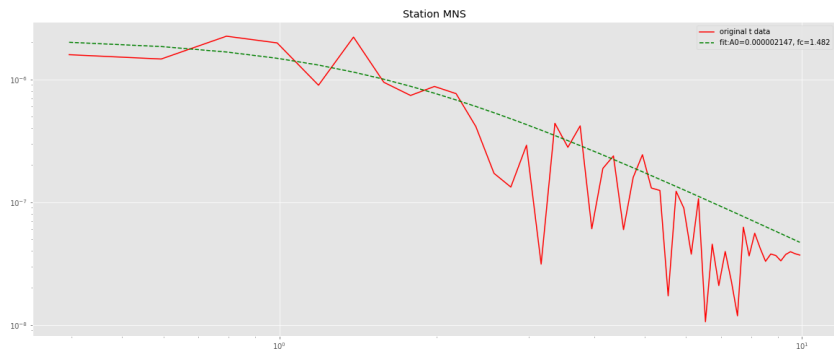


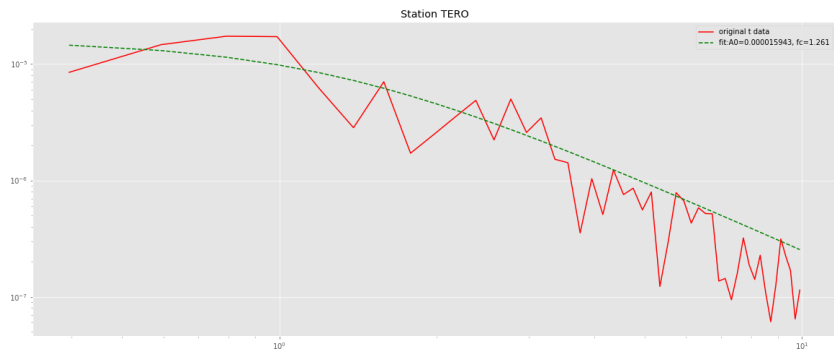




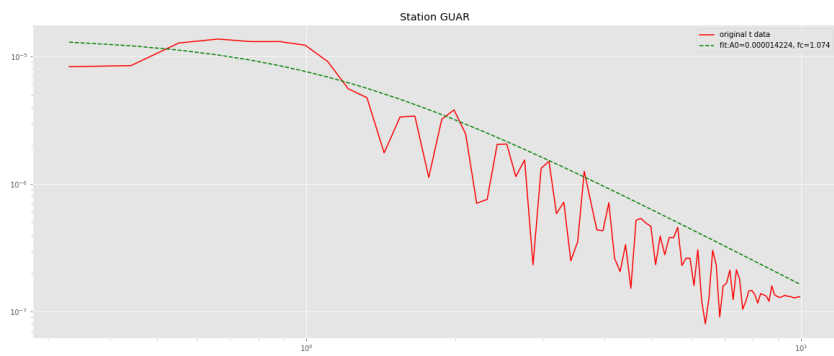
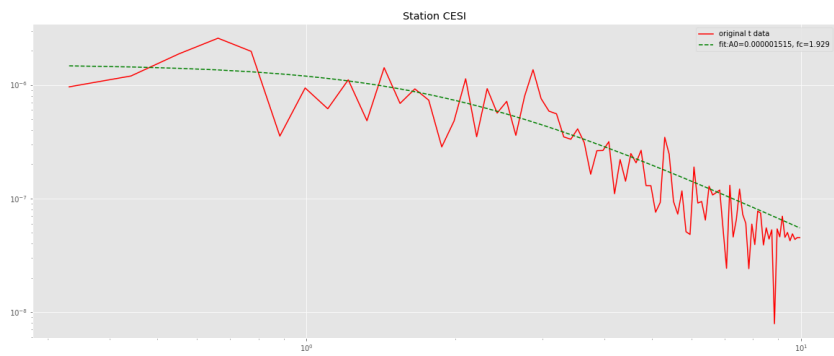
7.2.2.3 Event 3

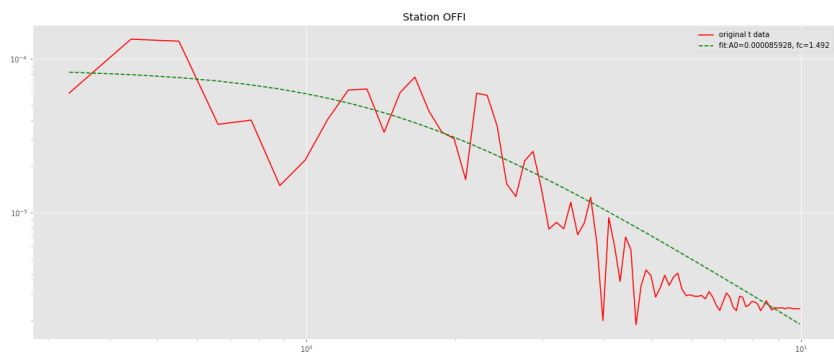
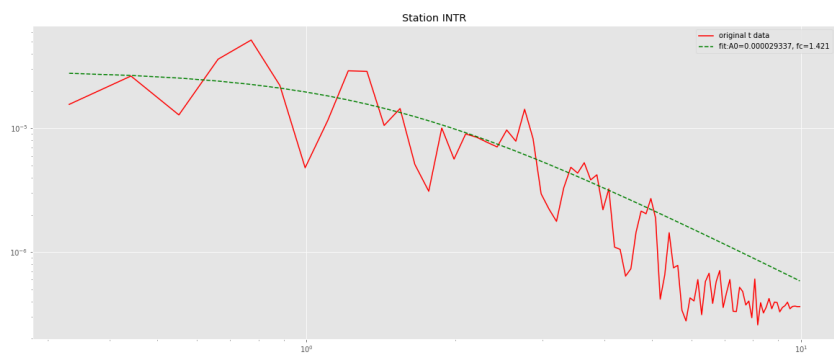
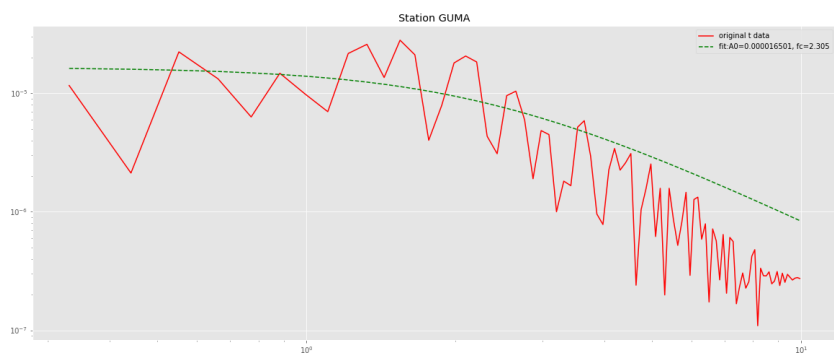


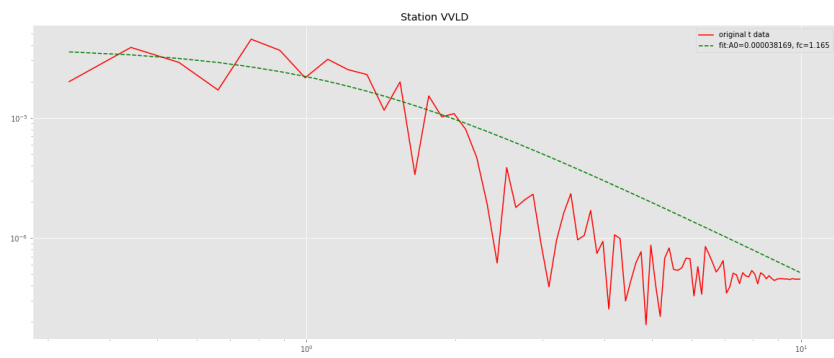
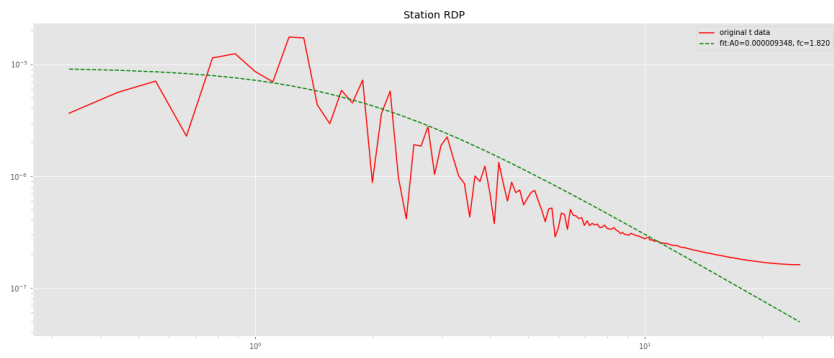
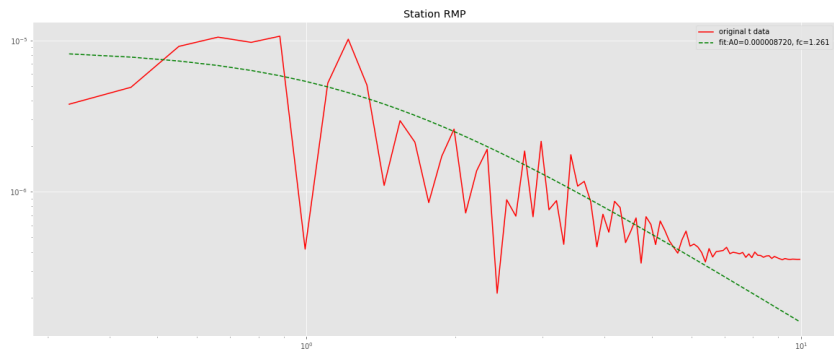




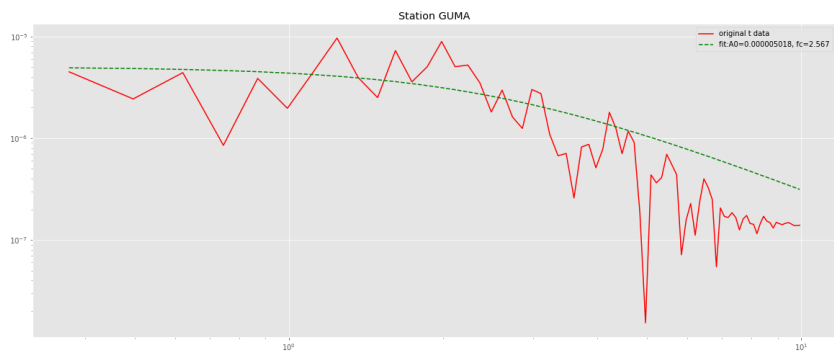
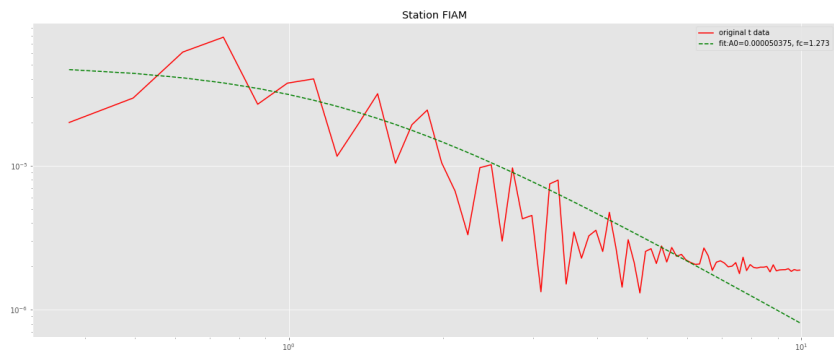
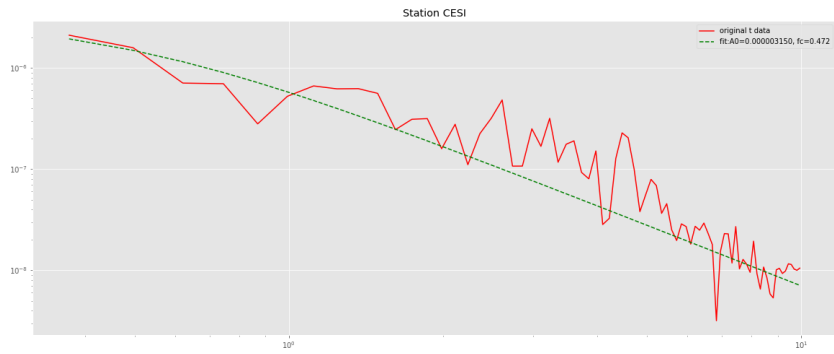
7.2.2.4 Event 4

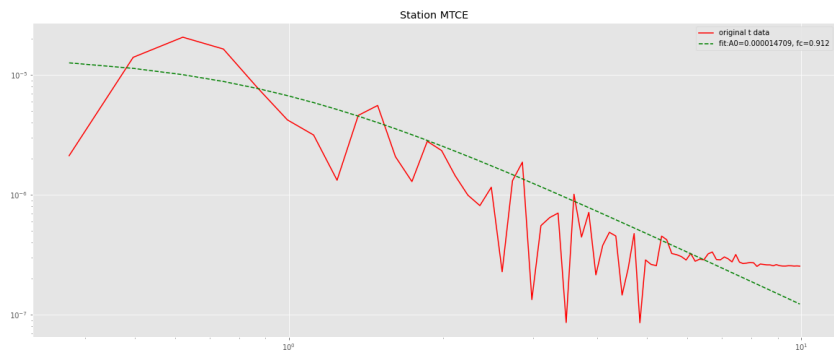
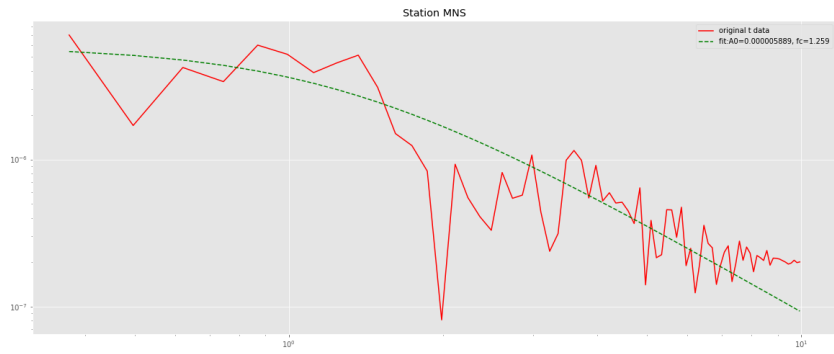
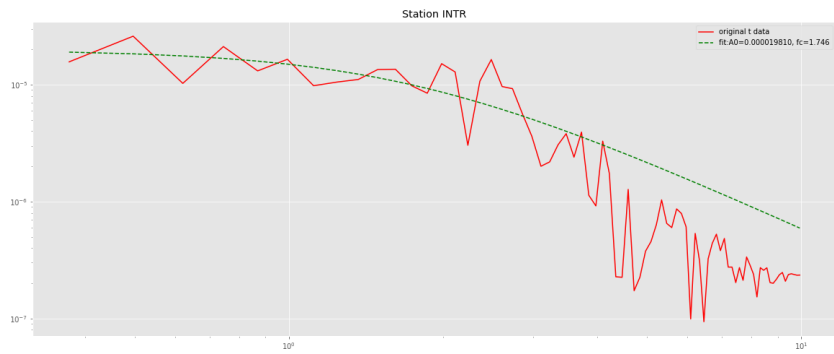


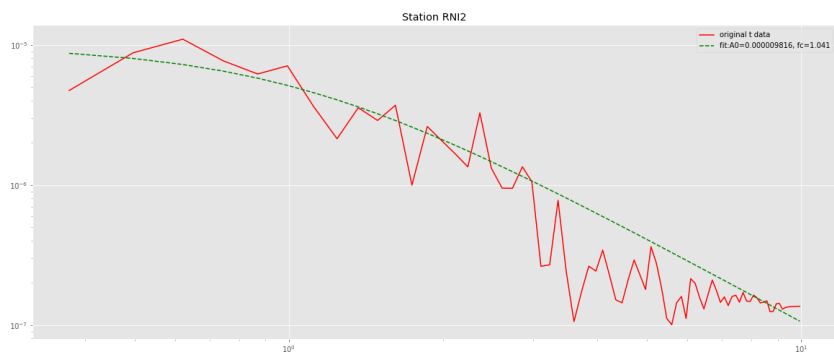
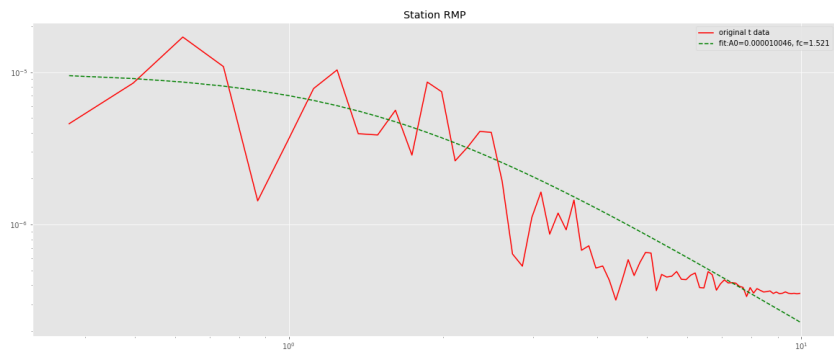
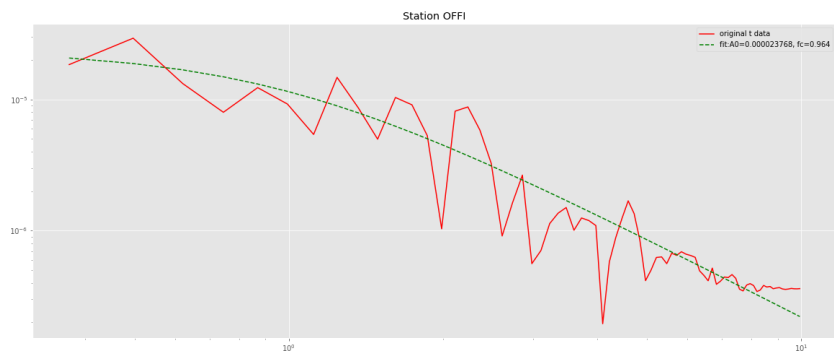


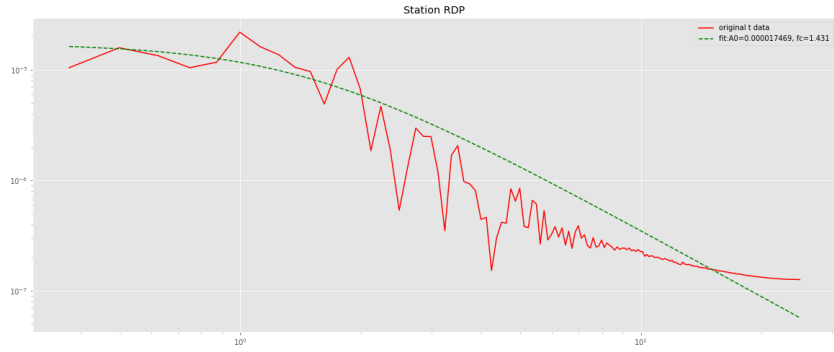


7.2.2.5 Event 5

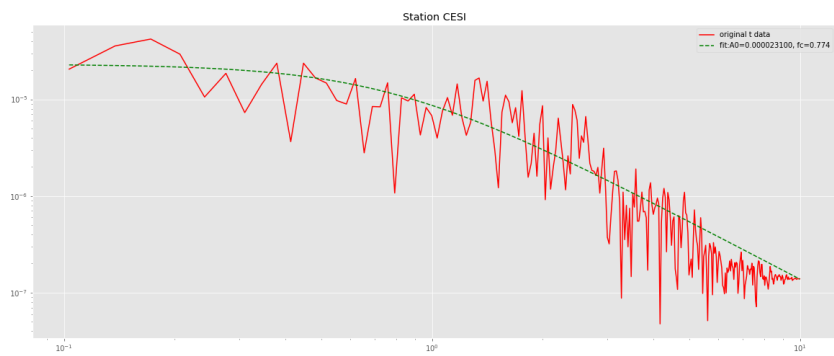
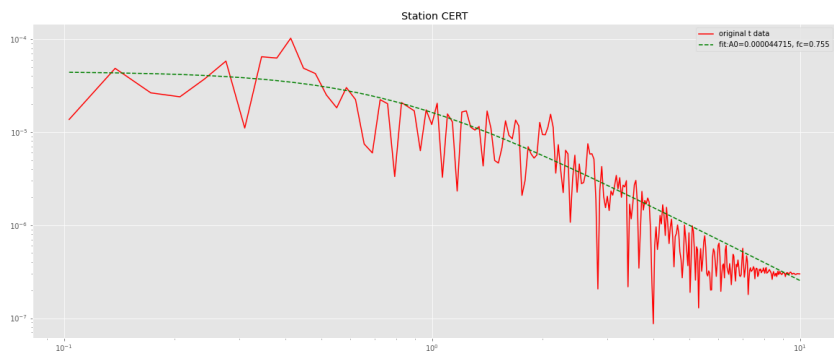


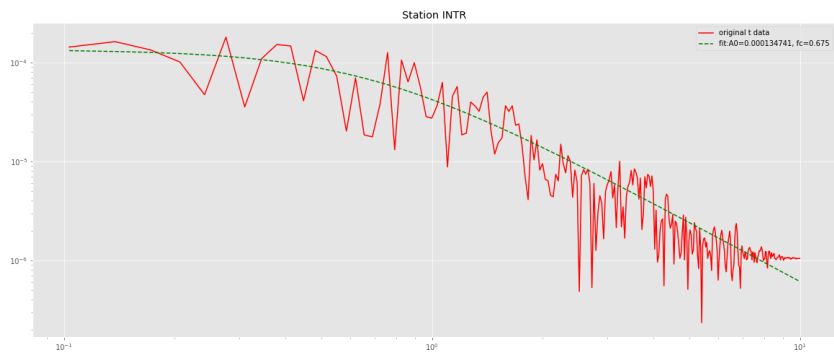
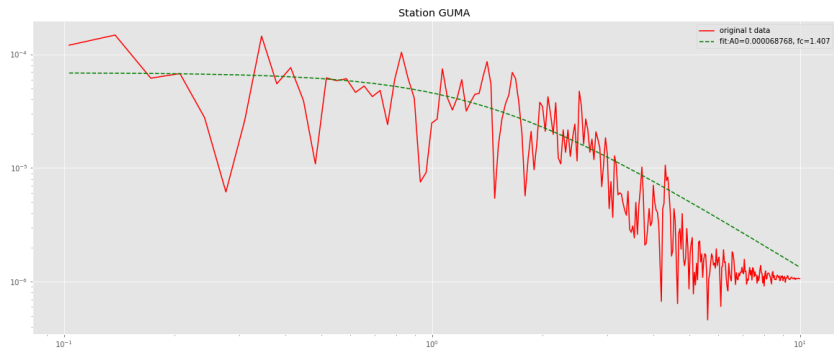
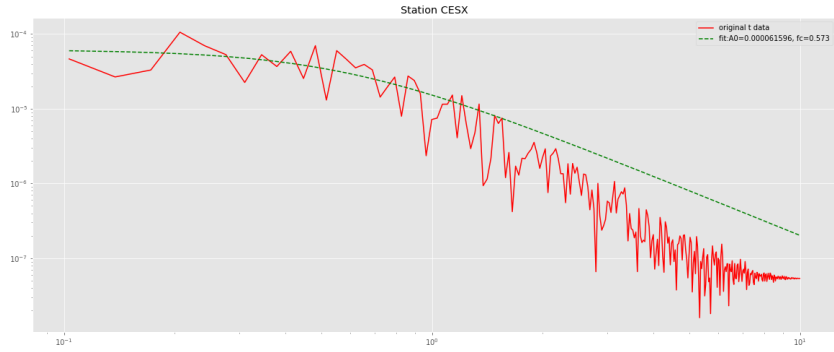


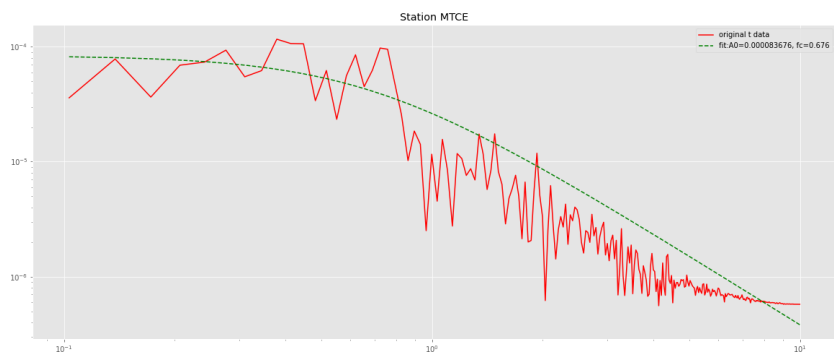
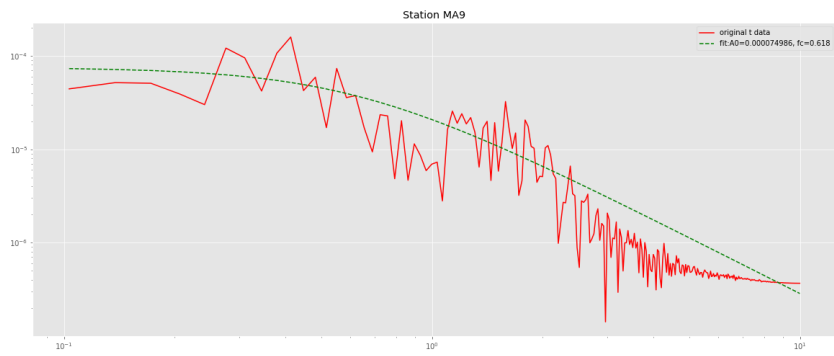
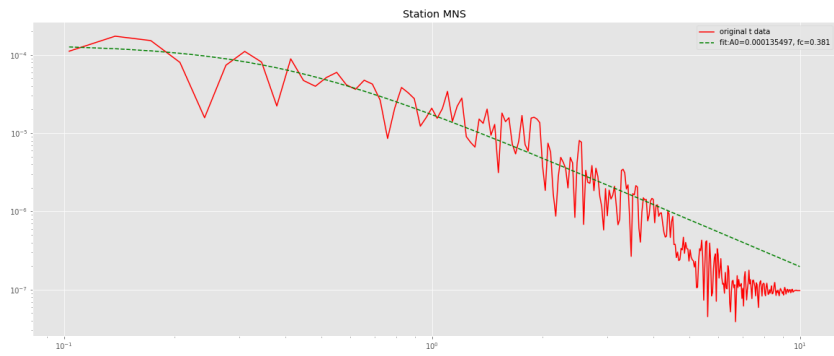


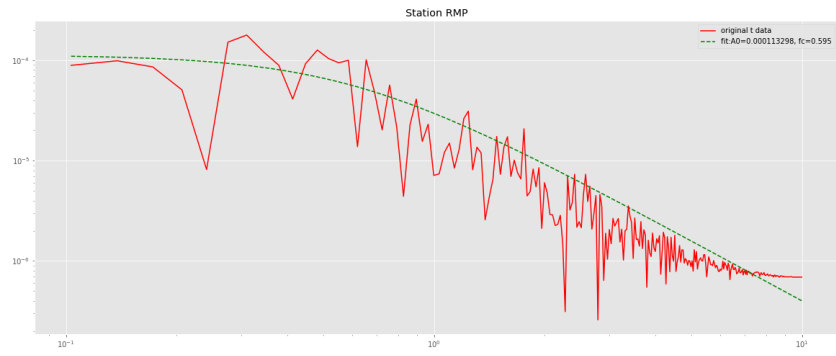
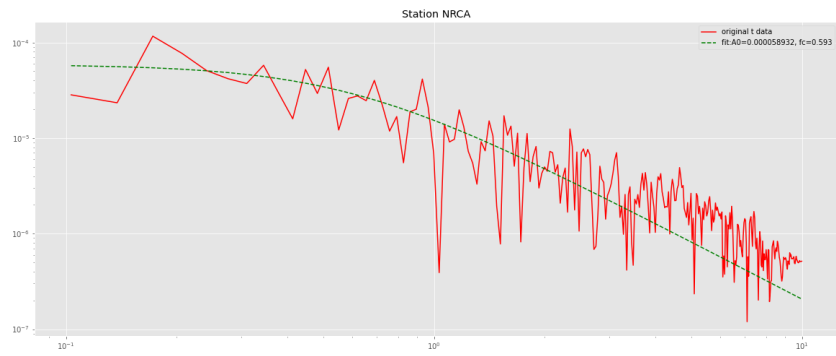


7.2.2.6 Event 6

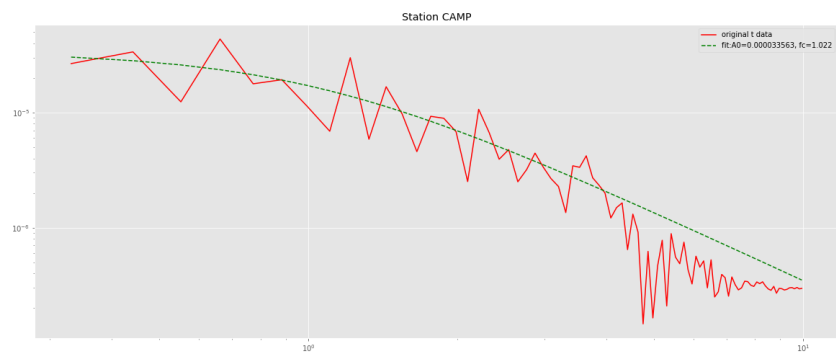


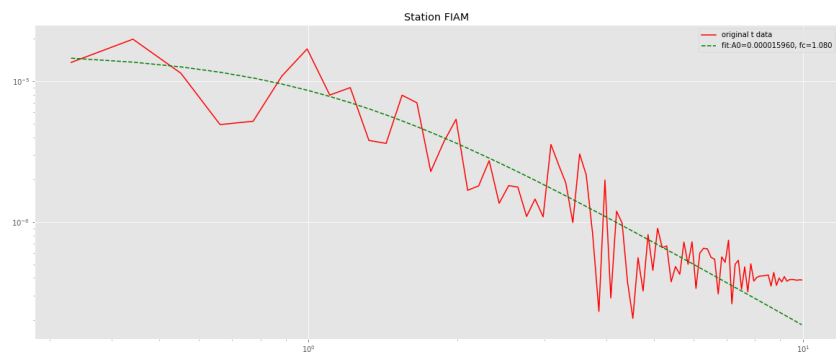
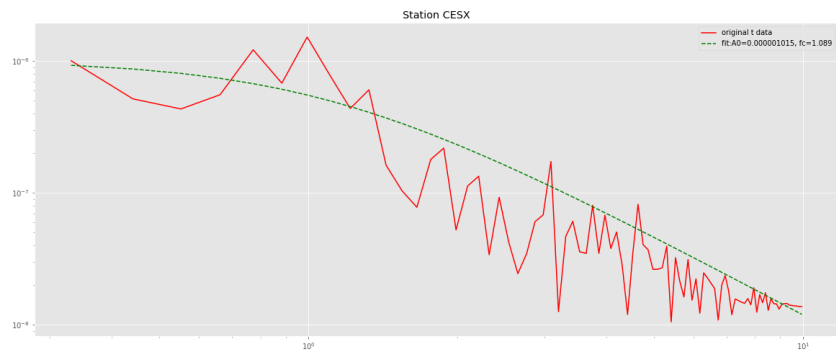


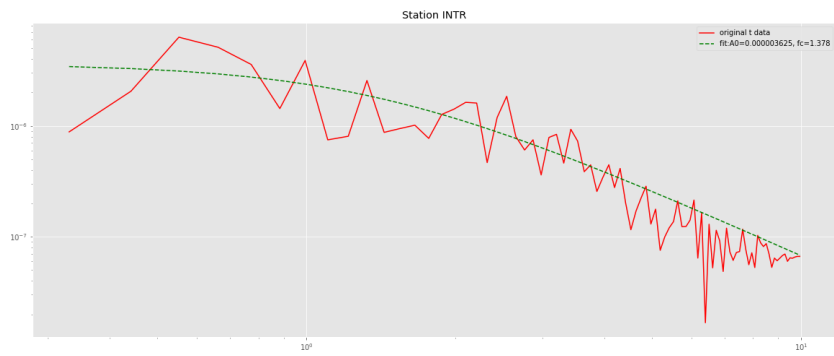
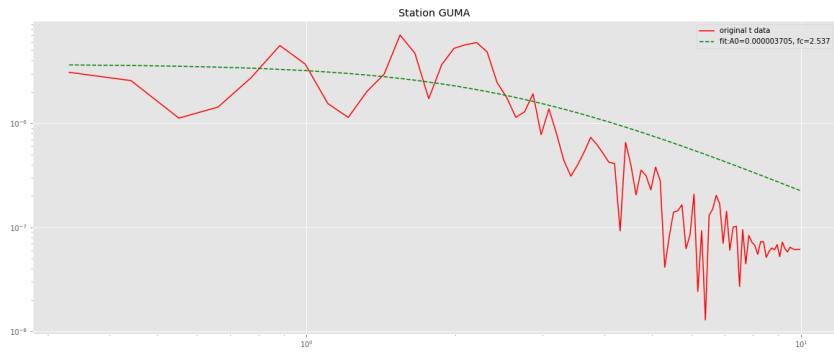
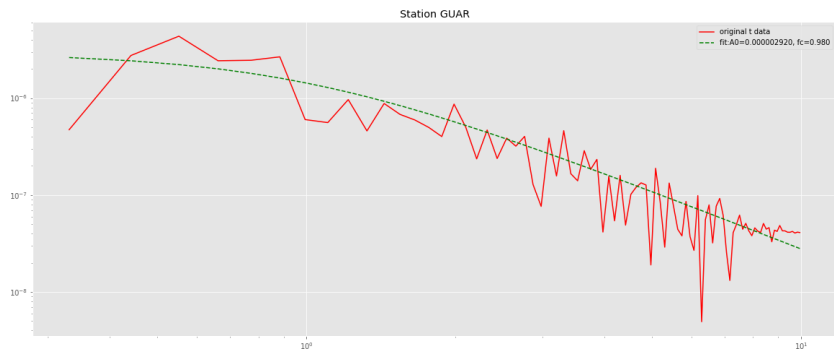


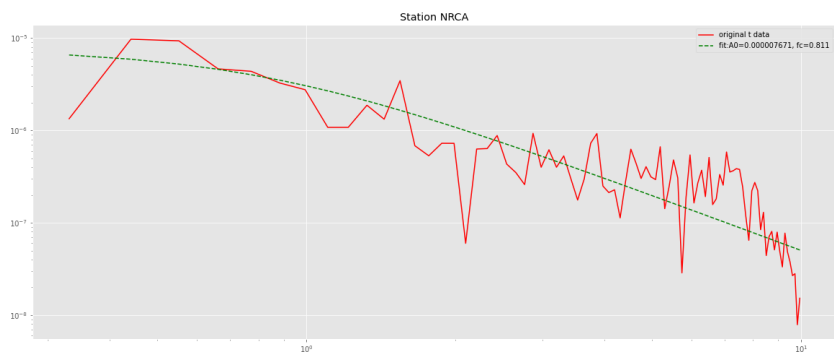
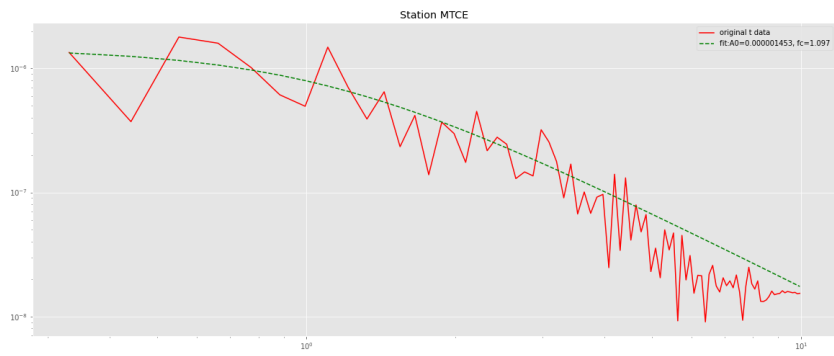
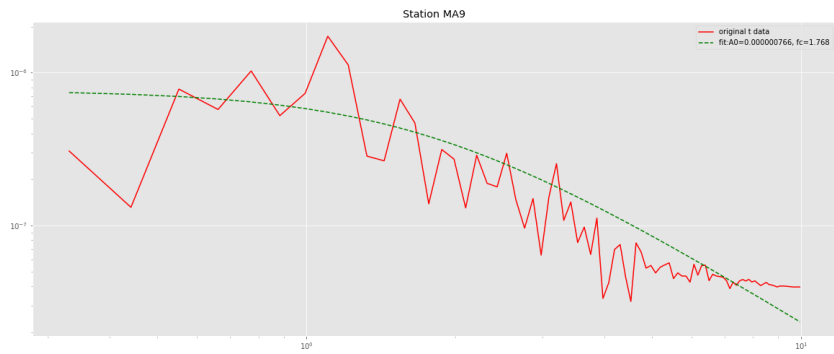


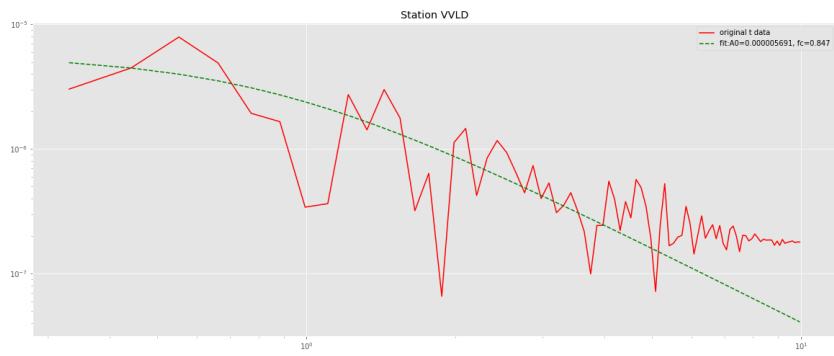
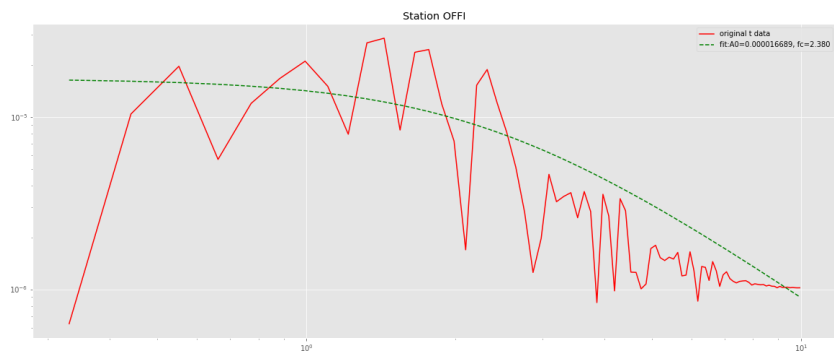
7.2.2.7 Event 7



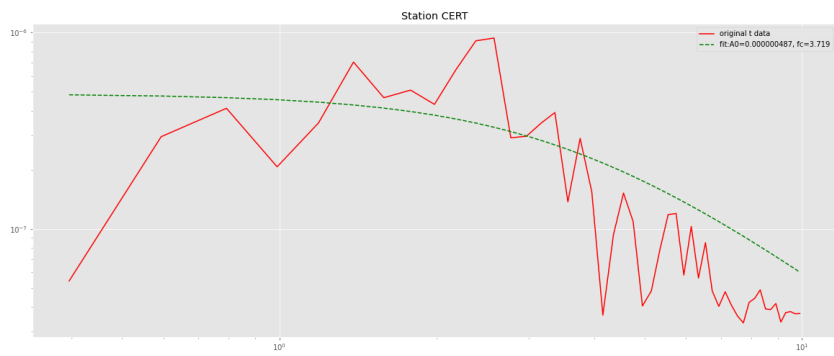
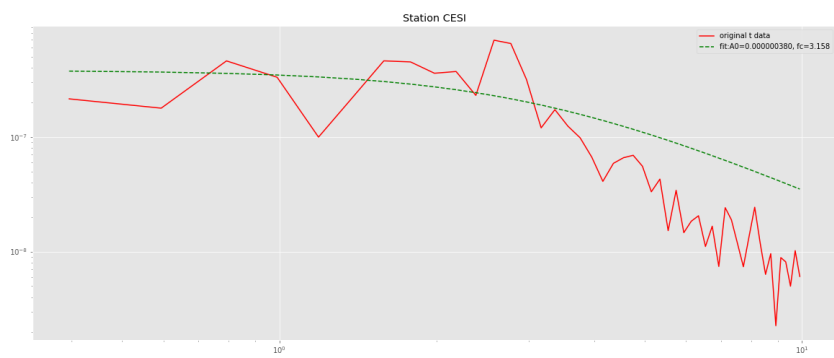
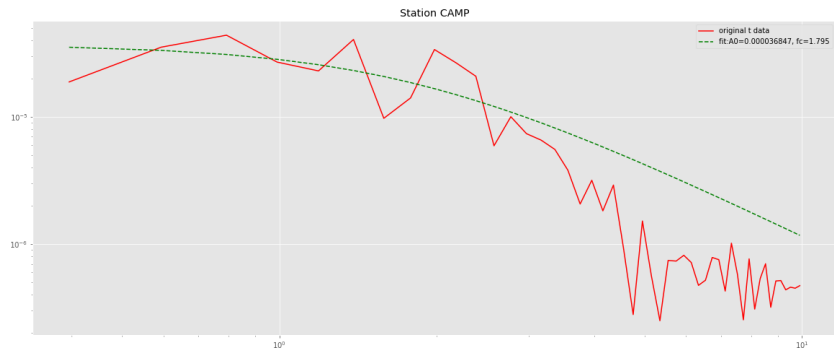


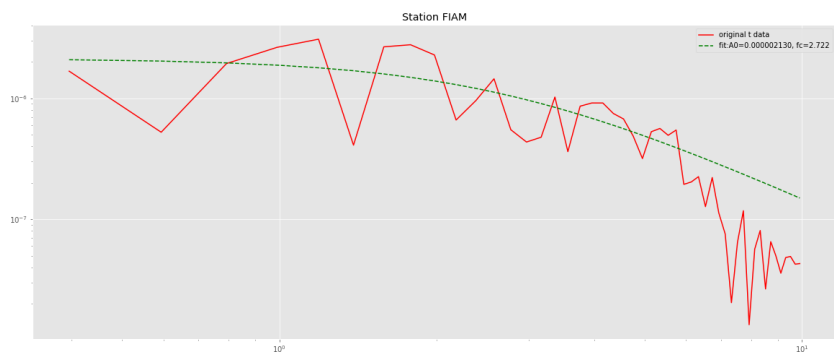
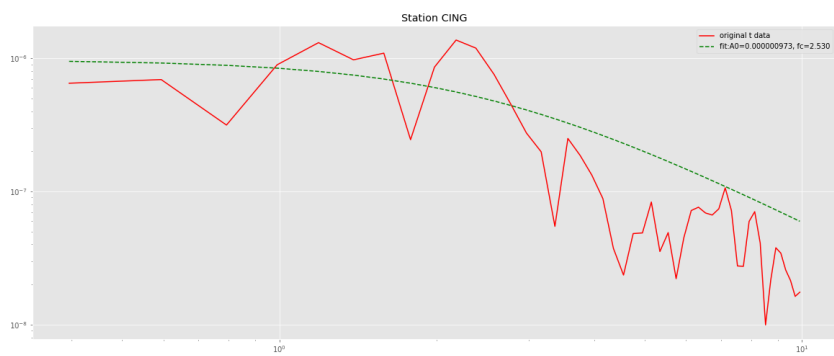
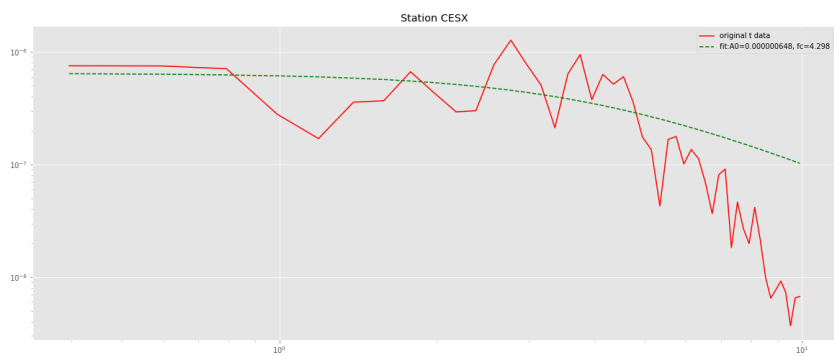


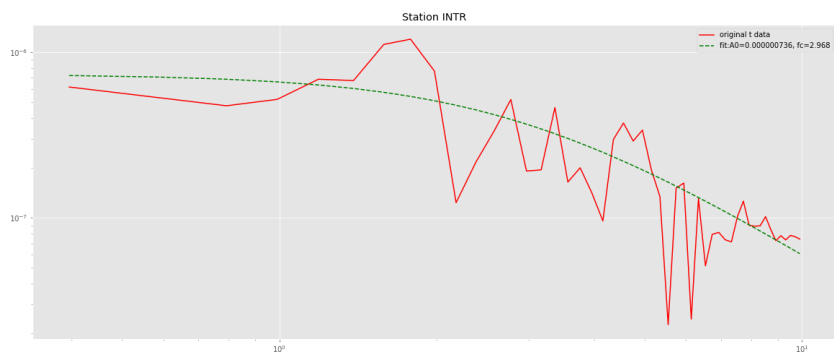
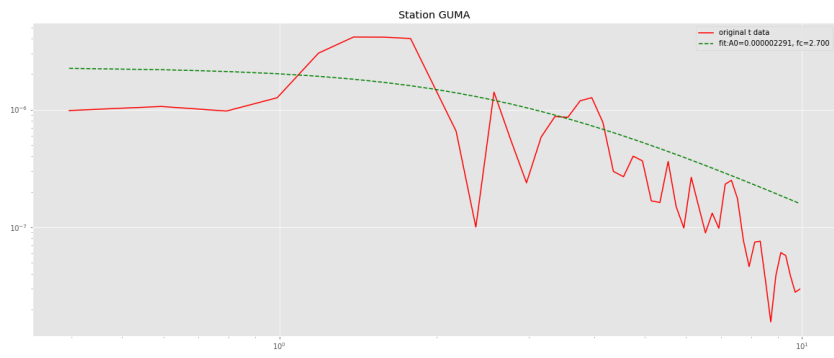
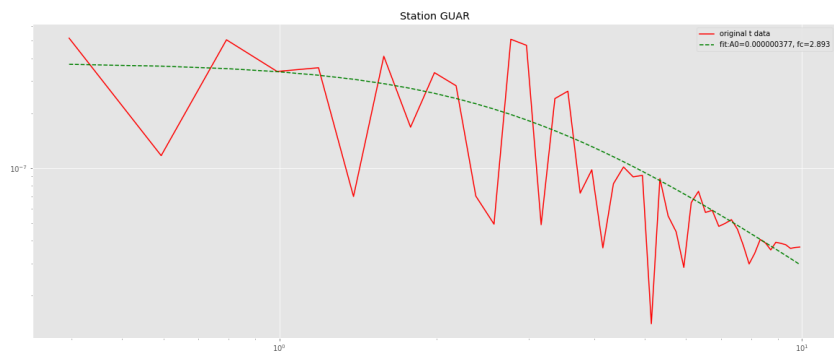


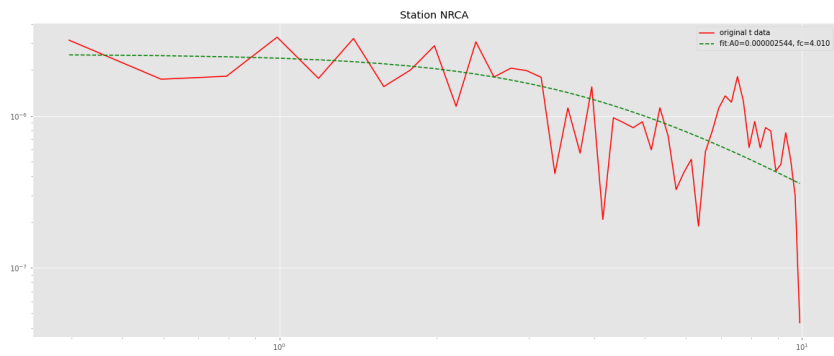
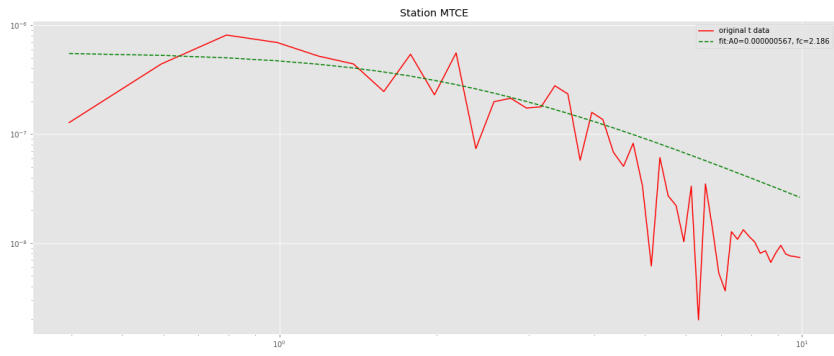
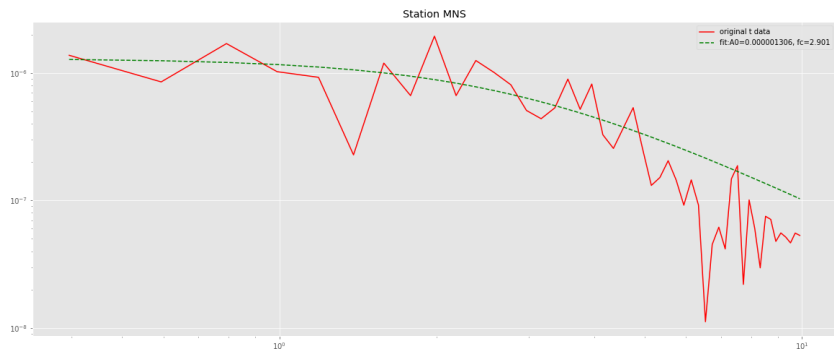


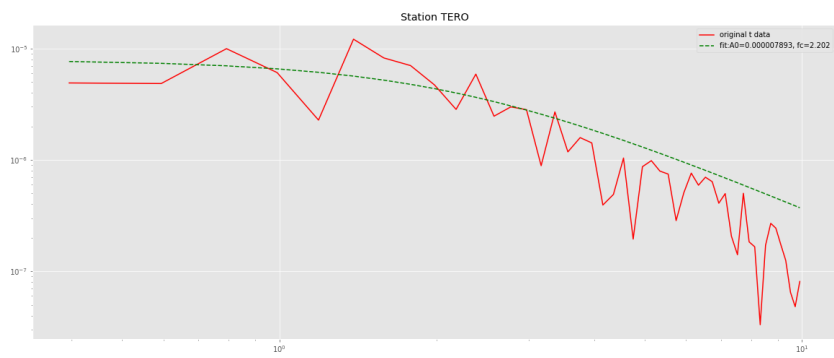
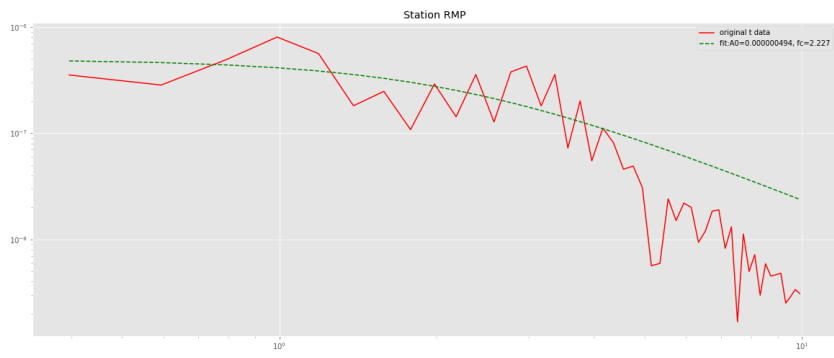
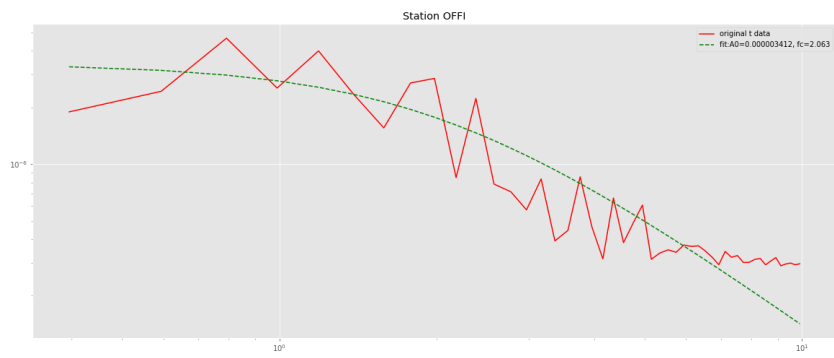
7.2.2.8 Event 8

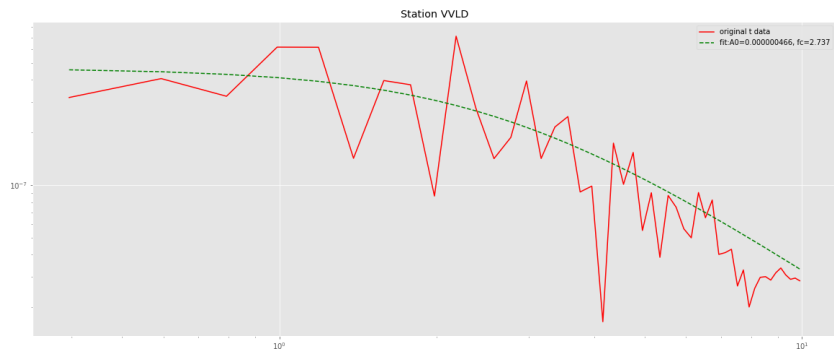




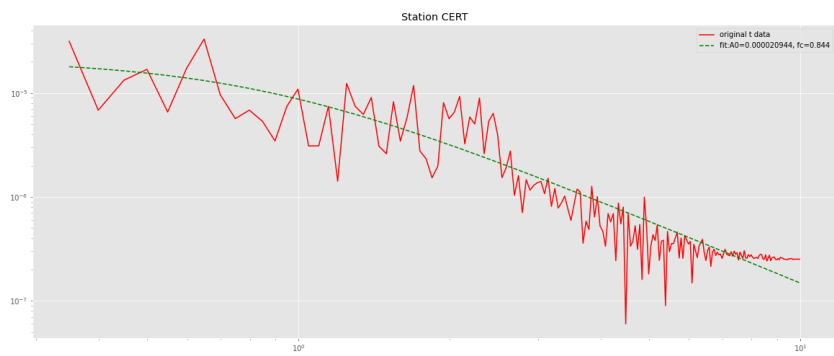
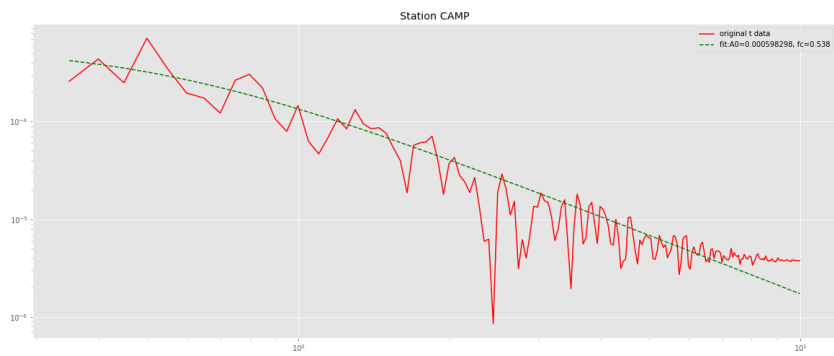


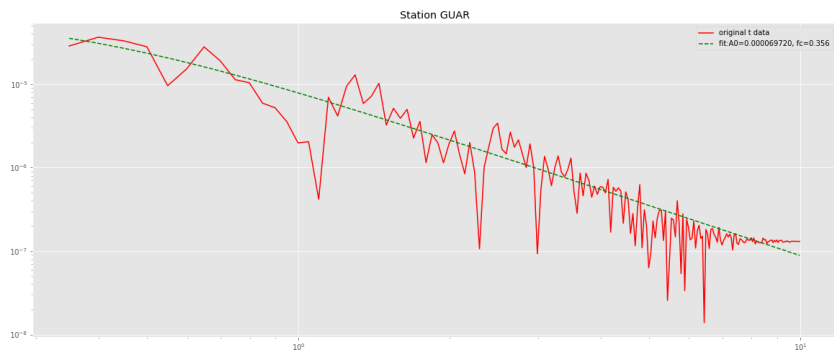
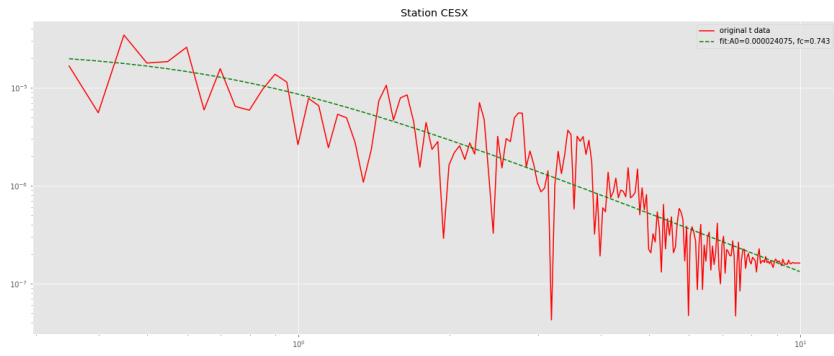
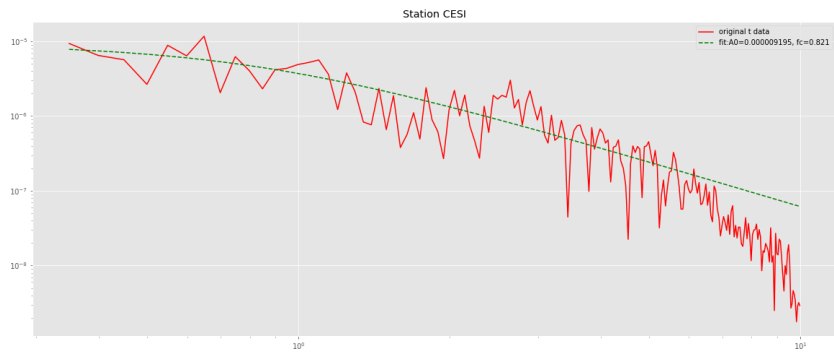


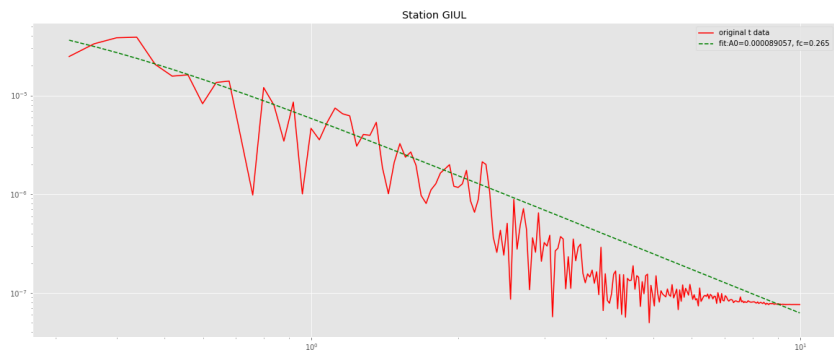
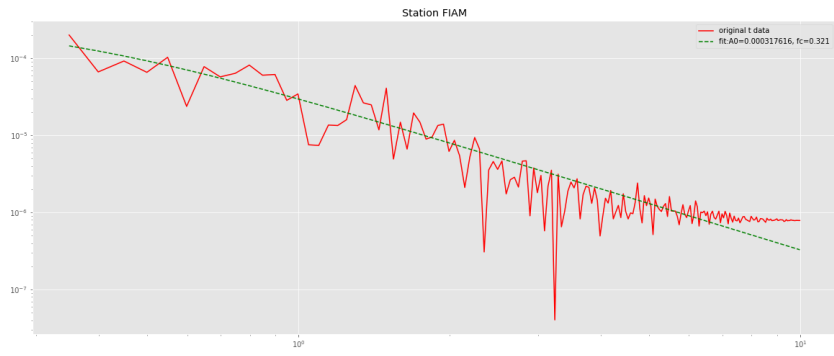
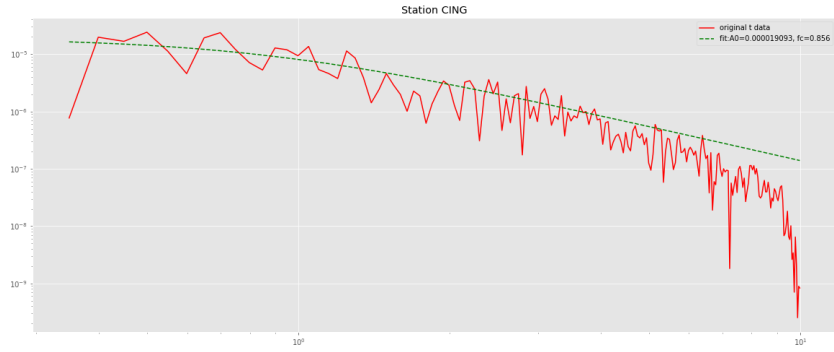


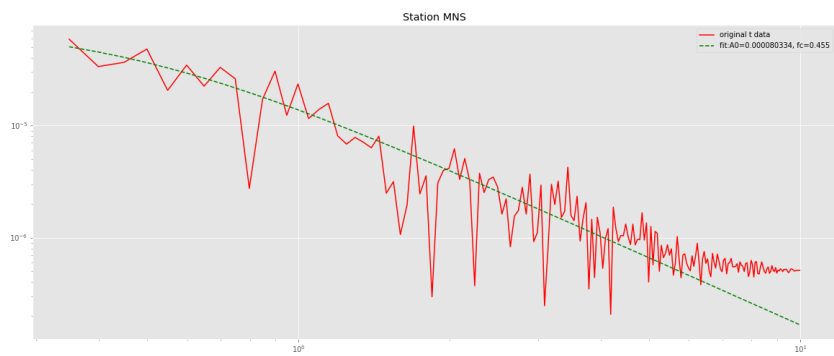
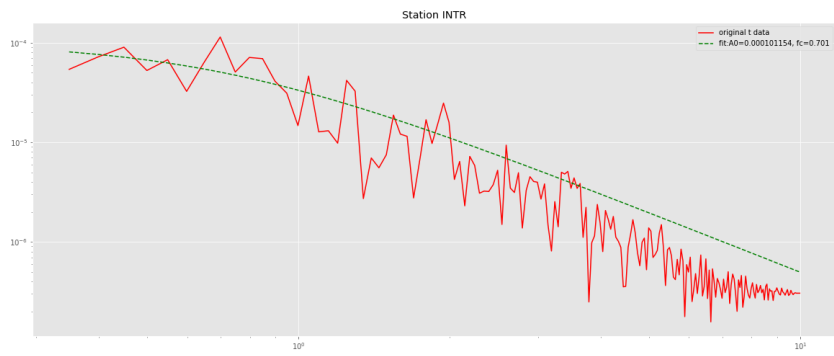
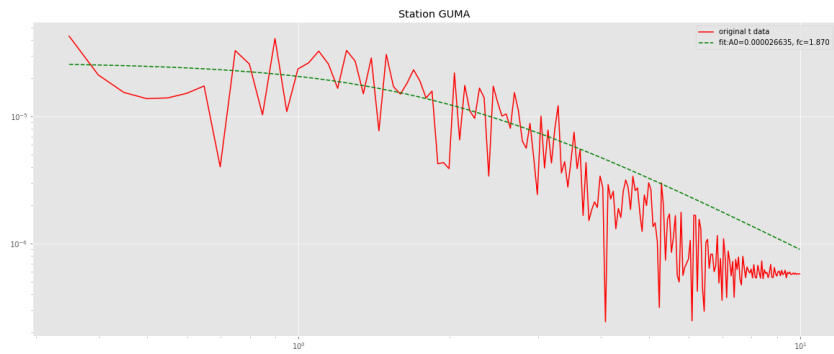


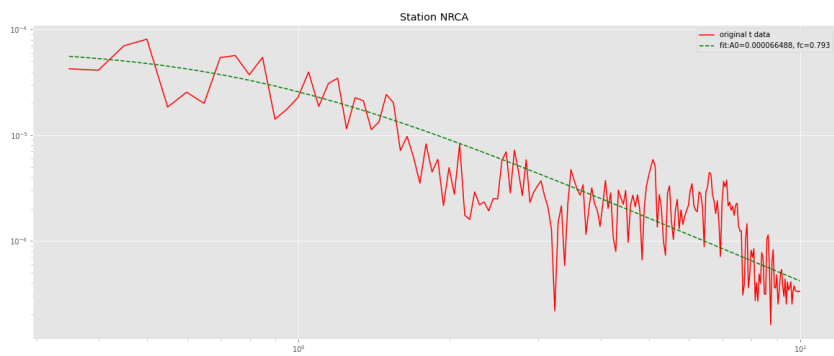
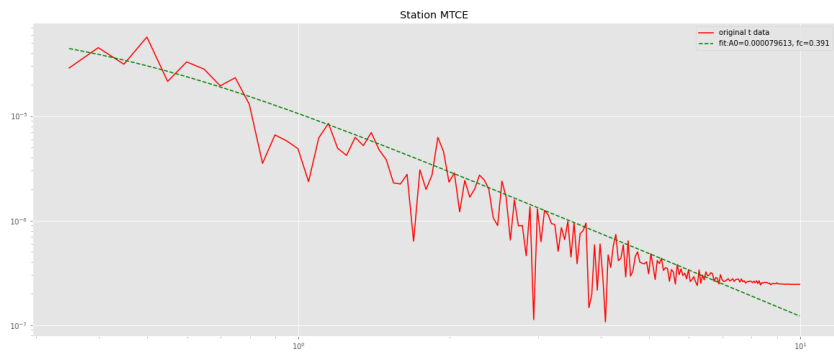
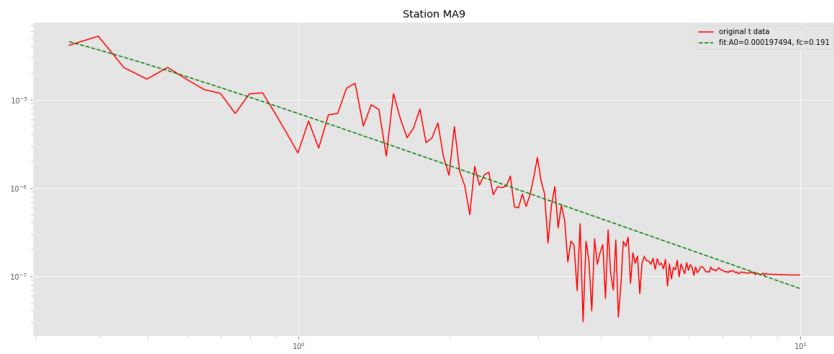
7.2.2.9 Event 9

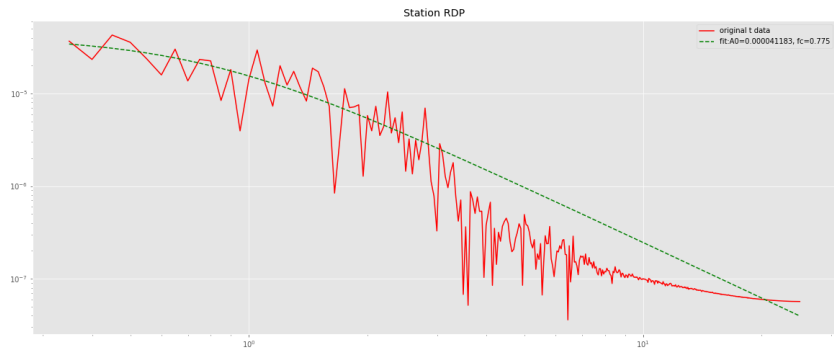
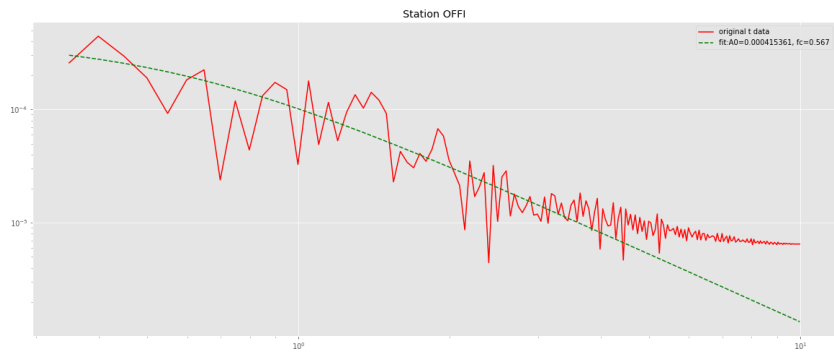


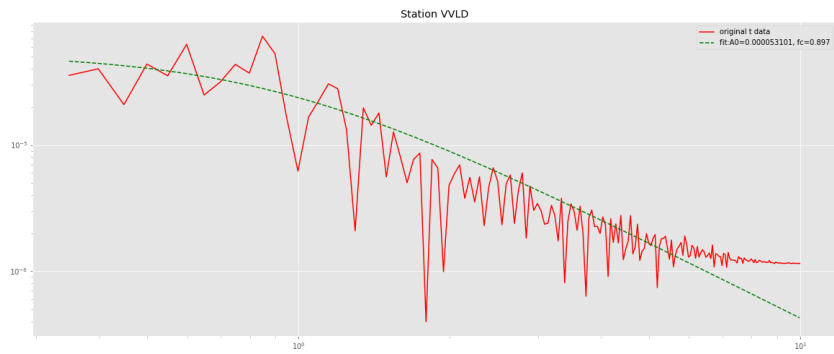




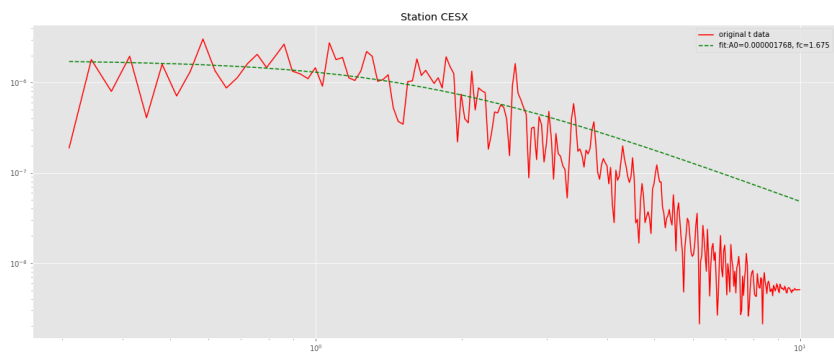
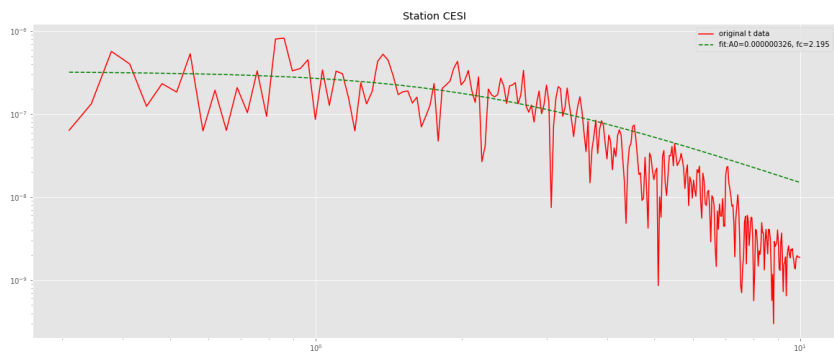


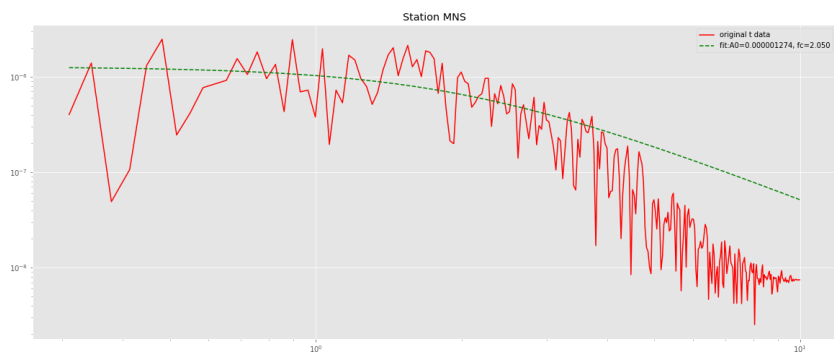
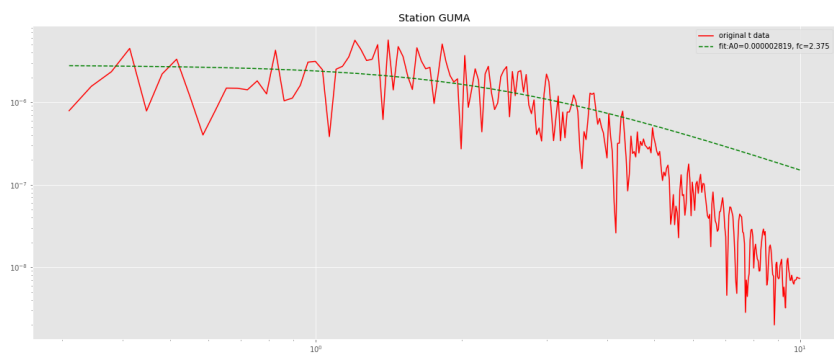
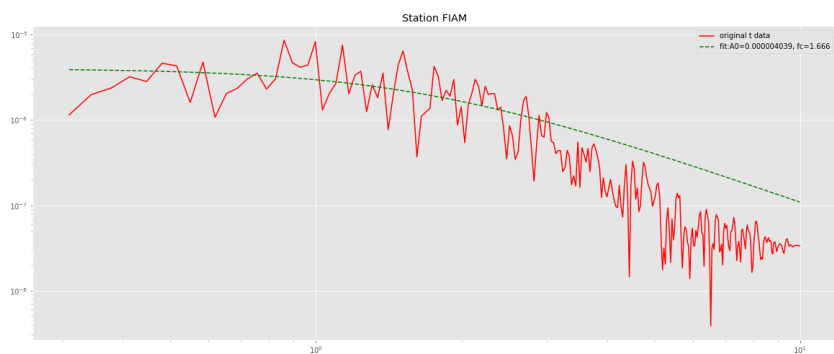


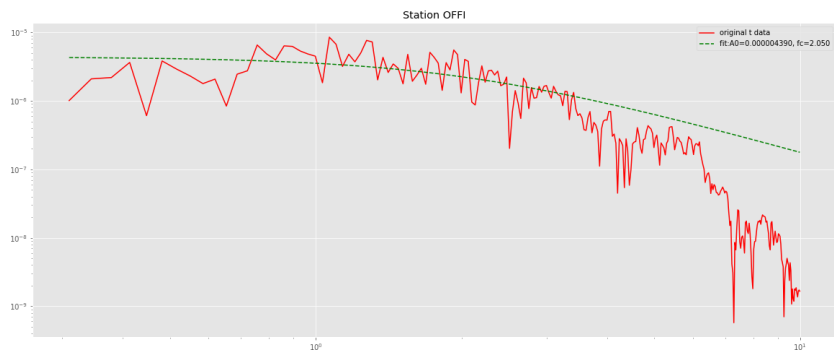
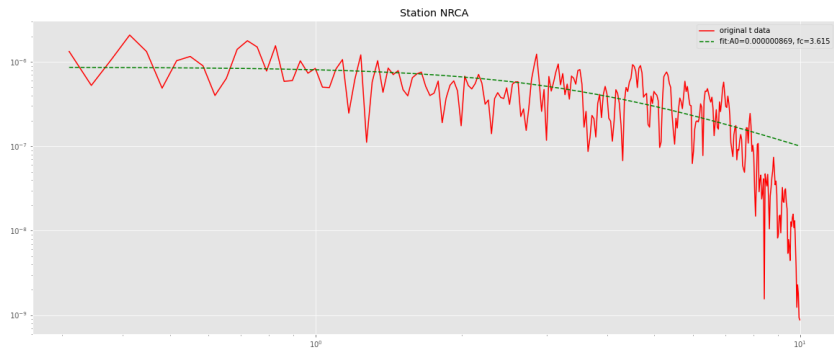
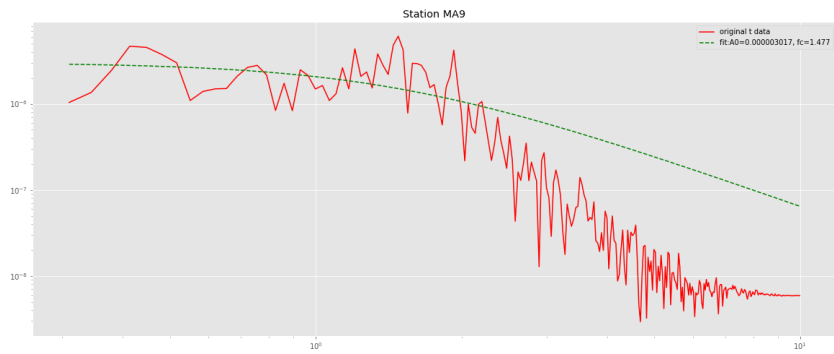


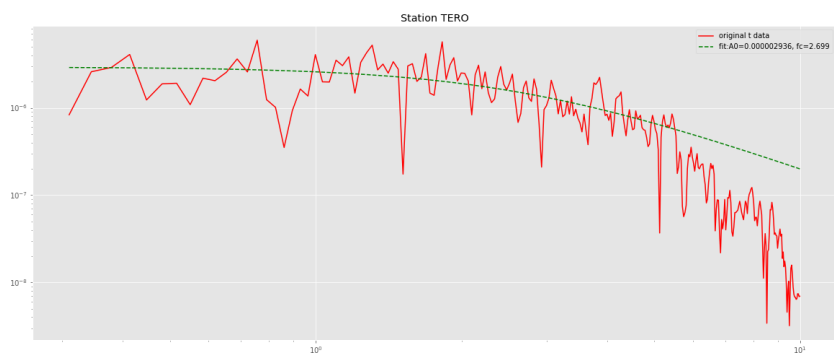


7.2.2.10 Event 10

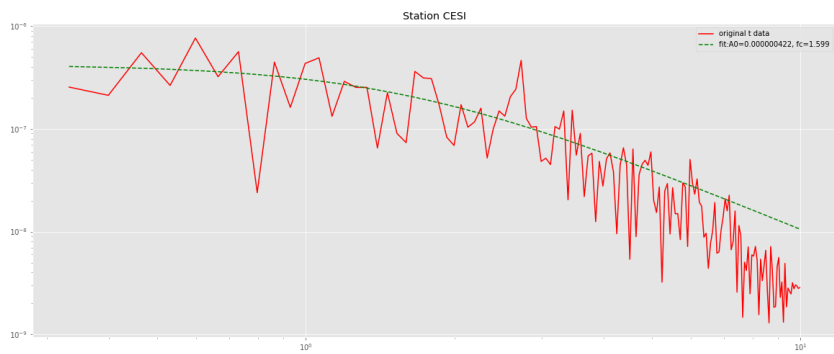
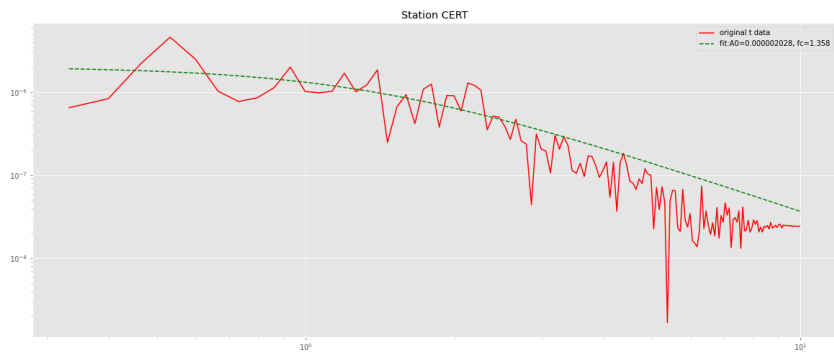
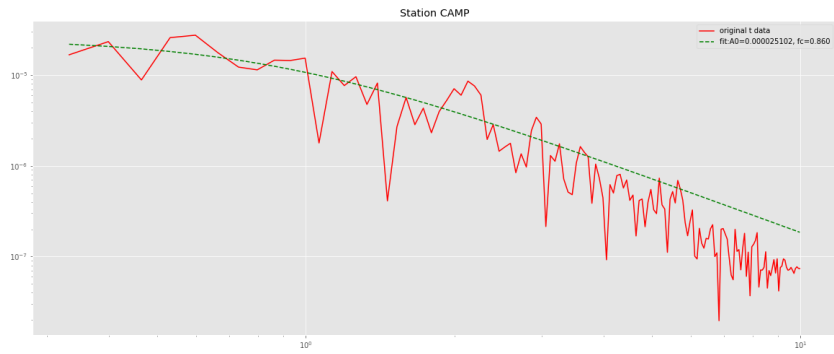


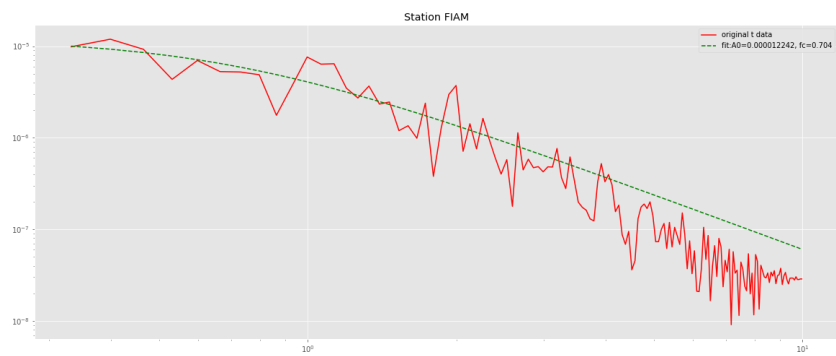
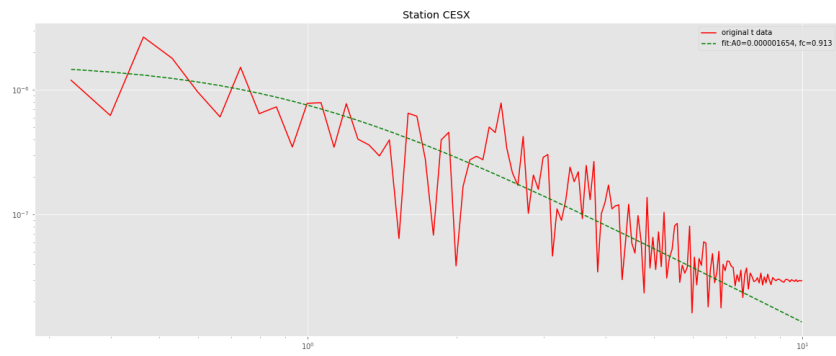
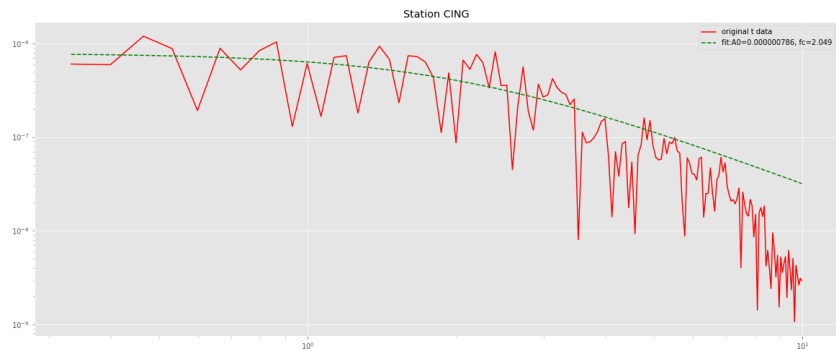


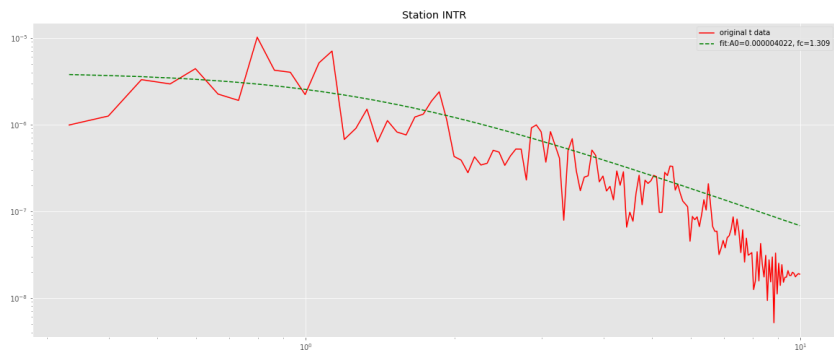
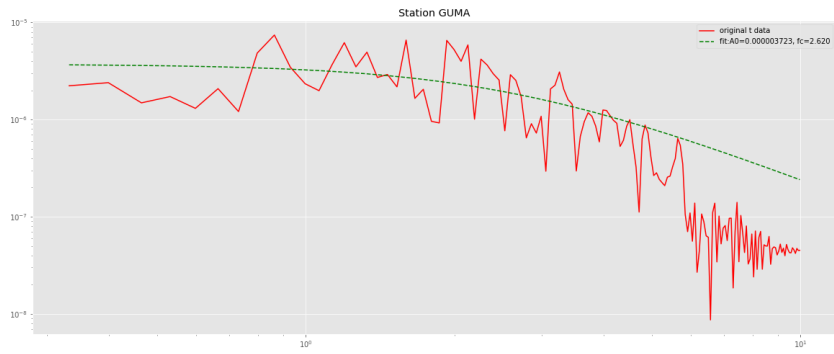
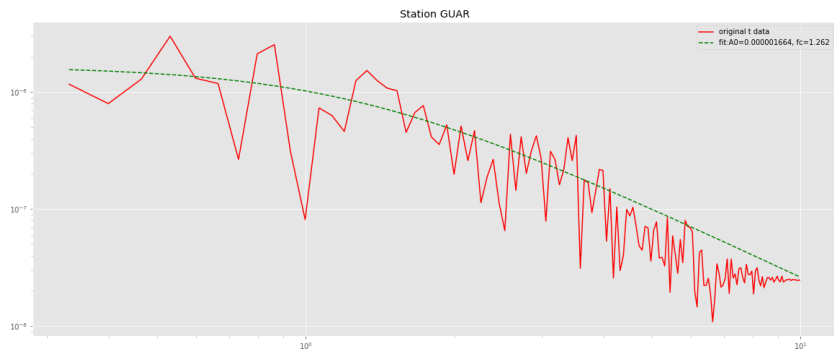


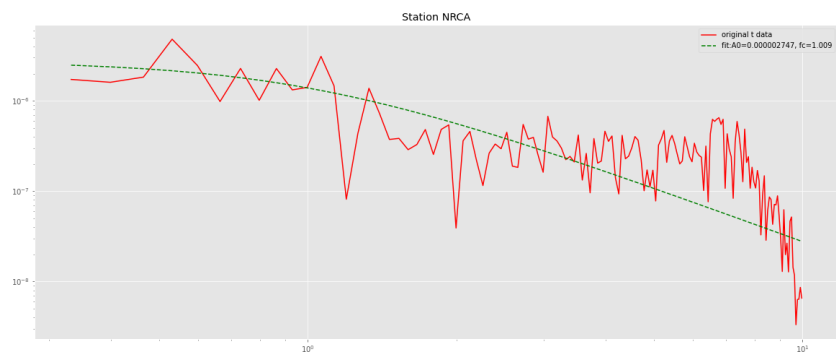
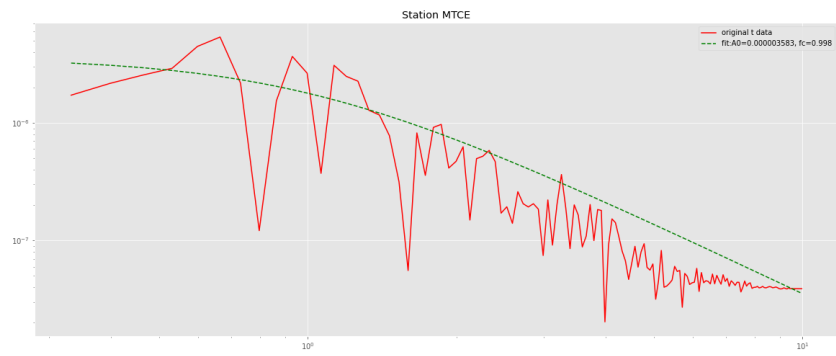
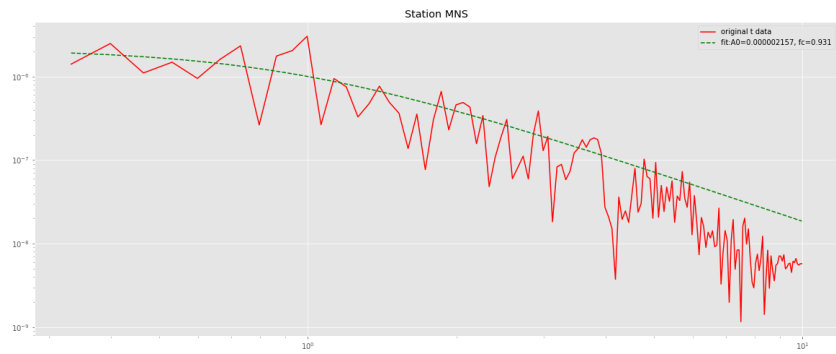


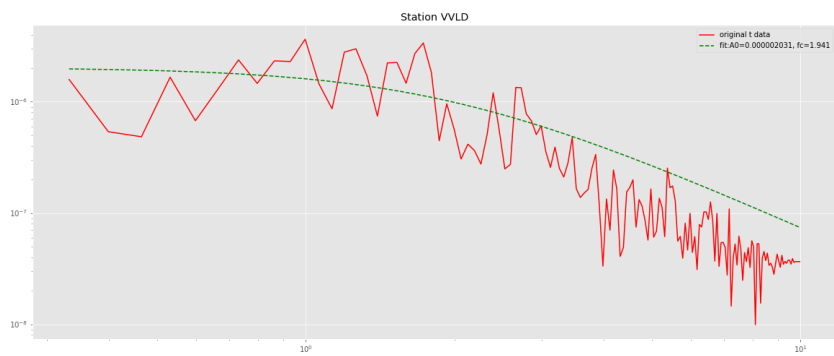
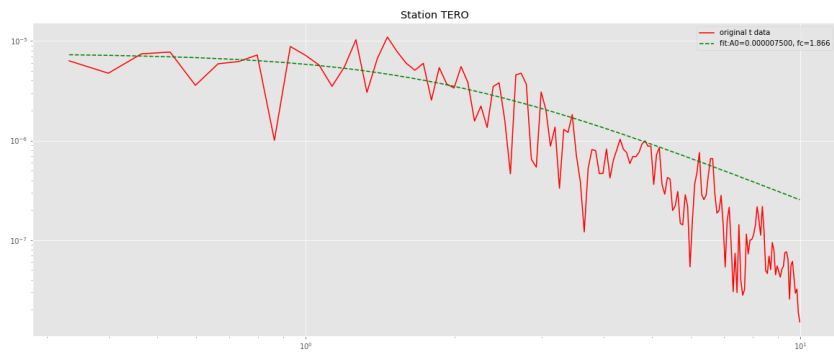
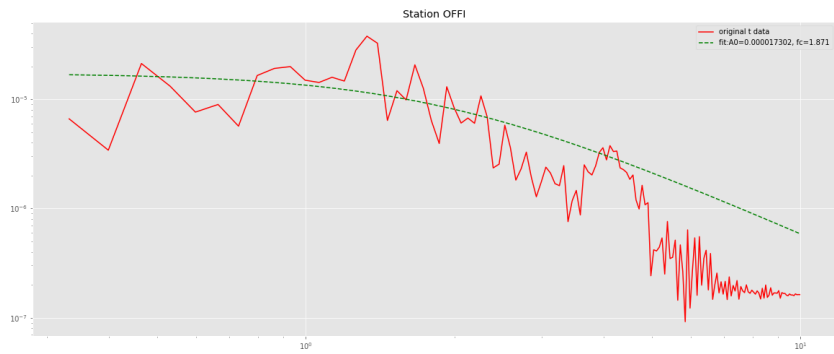
7.2.2.11 Event 11



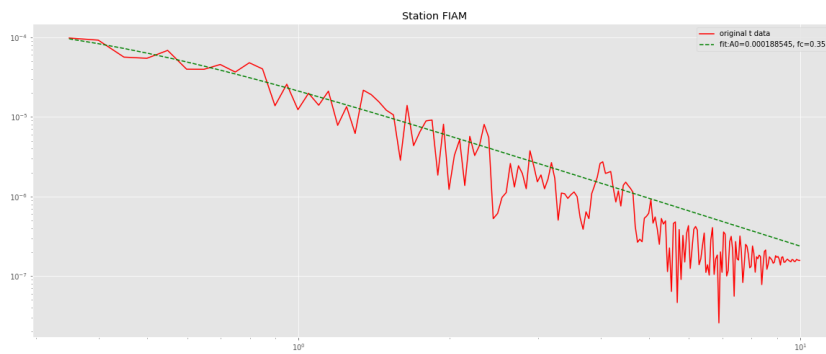
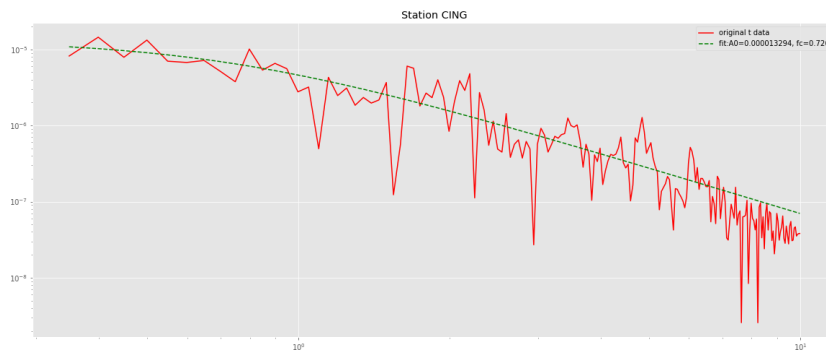
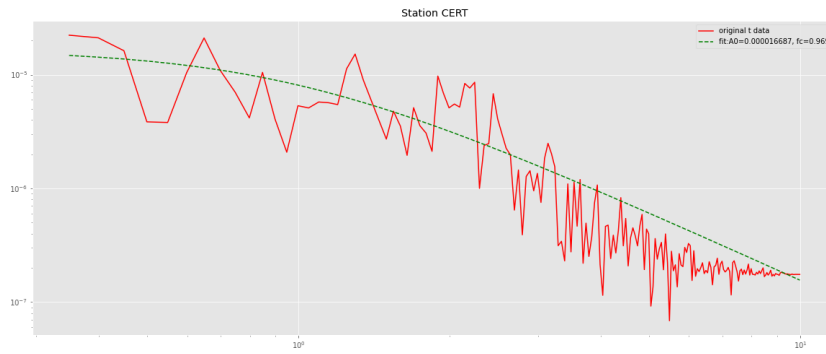


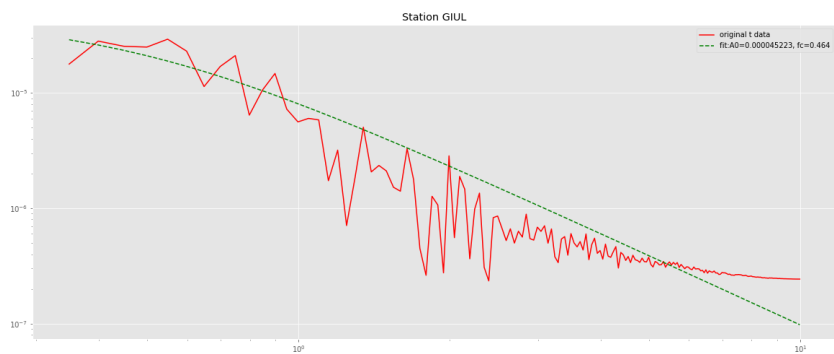
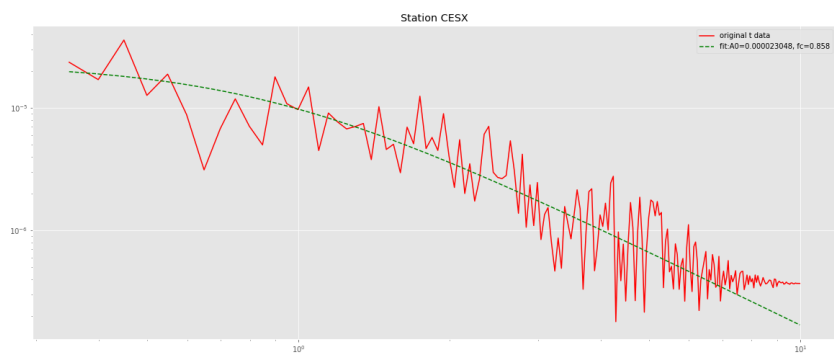
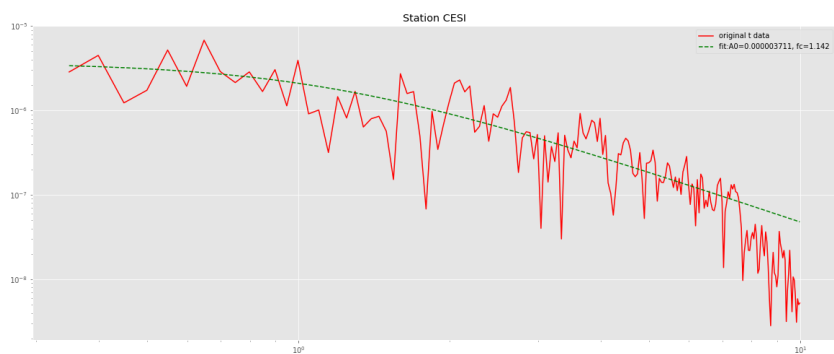


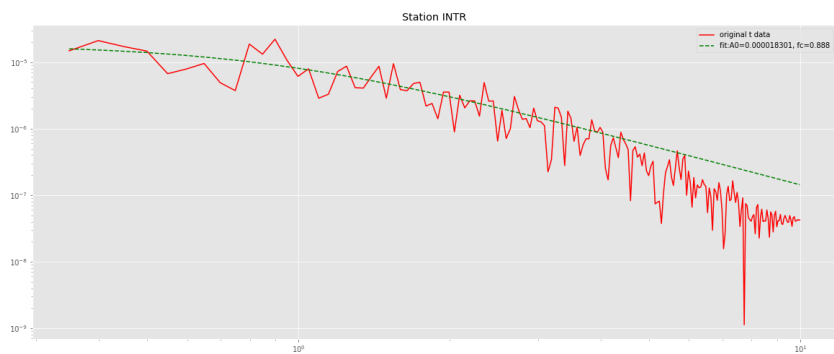
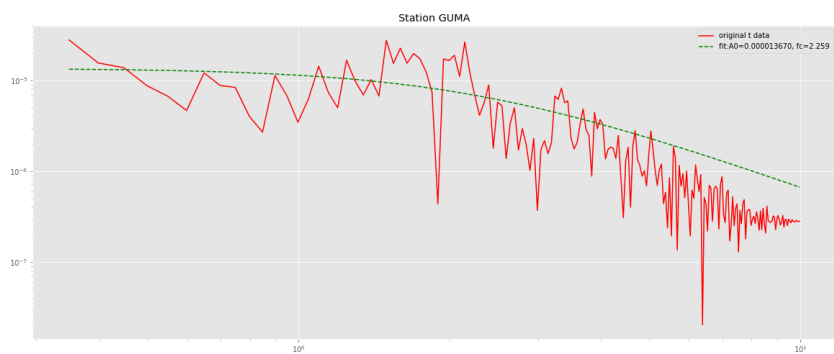
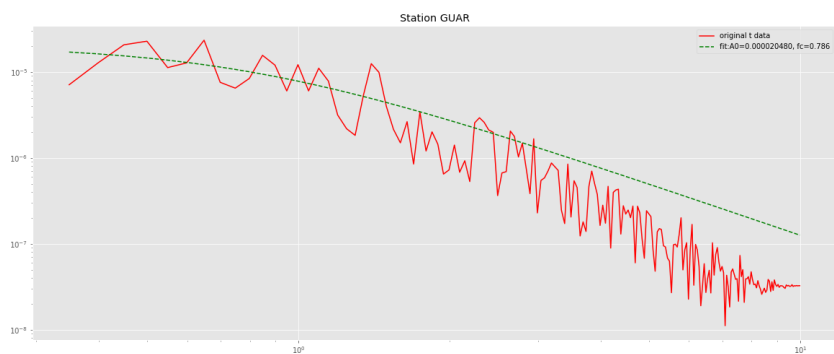




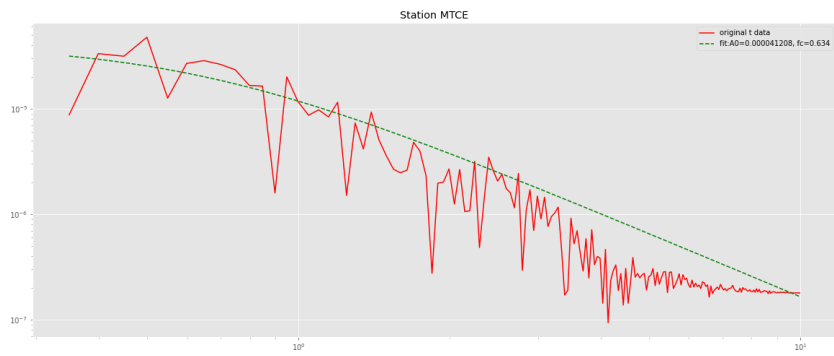
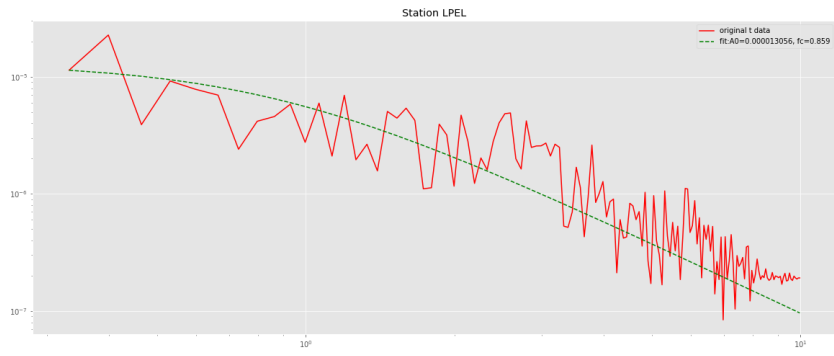
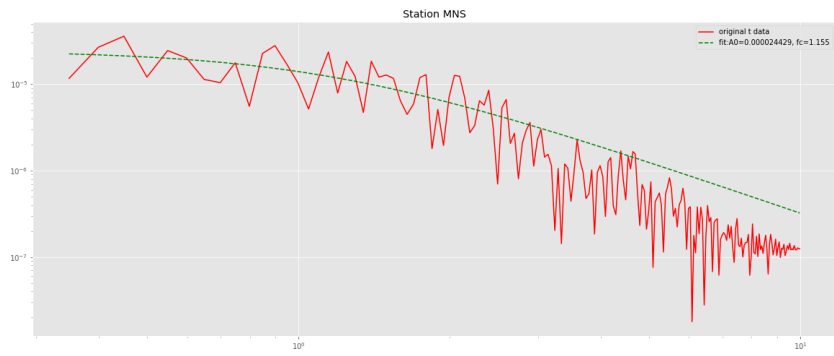
7.2.2.12 Event 12

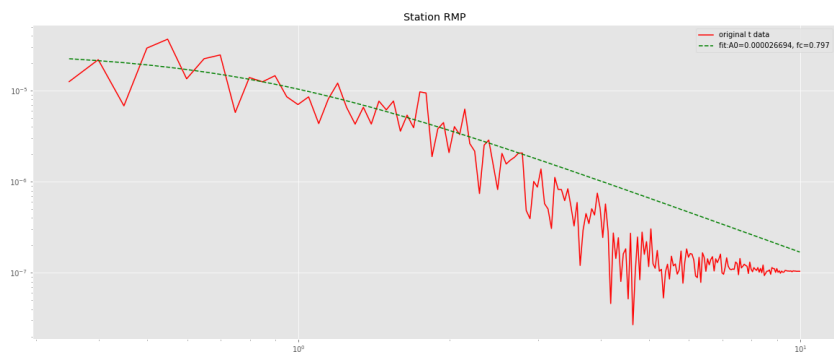
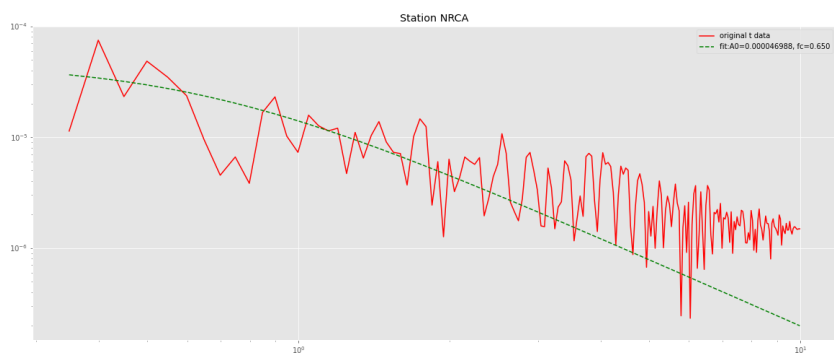


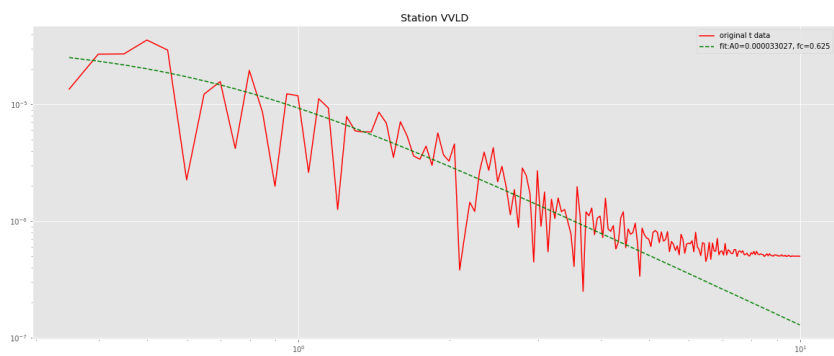
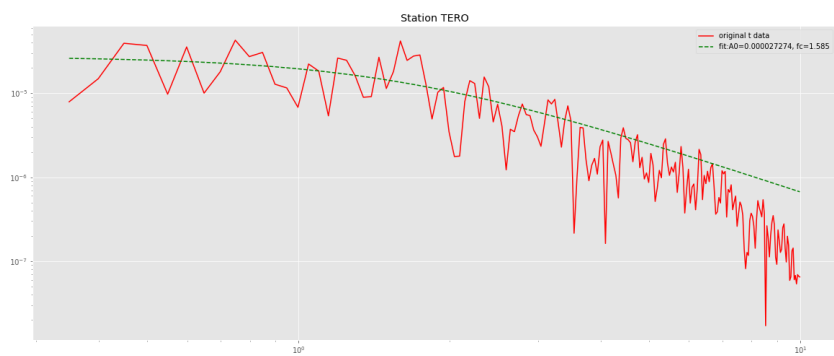




Σχήμα 7.1







7.2.2.13 Event 13

