



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**Πρόβλεψη μετεωρολογικών χρονοσειρών με τη χρήση μη
γραμμικών μεθόδων**

Νικόλαος Α. Καλαμαράς

Αθήνα, Ιούλιος 2019

Αρχική Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Δέσποινα Δεληγιώργη, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια (Κύρια Επιβλέπουσα),
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Κωνσταντίνος Βαρώτσος, Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Έλενα Φλόκα, Καθηγήτρια
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Τελική Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Δέσποινα Δεληγιώργη, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια (Κύρια Επιβλέπουσα),
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Κωνσταντίνος Βαρώτσος, Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Χρήστος Τζάνης, Επίκουρος Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή

Δέσποινα Δεληγιώργη, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια (Κύρια Επιβλέπουσα),
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Κωνσταντίνος Βαρώτσος, Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Χρήστος Τζάνης, Επίκουρος Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Κωνσταντίνος Καρτάλης, Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Ματθαίος Σανταμούρης, Καθηγητής
University of New South Wales, Sydney, Australia

Νικόλαος Σαρλής, Αναπληρωτής Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Ευθύμιος Σκορδάς, Επίκουρος Καθηγητής
Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Στη μνήμη
των γονιών μου

Πρόλογος

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται την πρόβλεψη μετεωρολογικών χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου με τη χρήση μη γραμμικών μεθόδων όπως της μεθόδου DFA (Detrended Fluctuation Analysis – Ανάλυση διακυμάνσεων με απαλοιφή των τάσεων) και κύρια της μεθόδου MF-DFA (Multifractal DFA) η οποία αποτελεί γενίκευση της μεθόδου DFA. Η διατριβή εκπονήθηκε στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας του Τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Ολοκληρώνοντας την εργασία αυτή, θα ήθελα να ευχαριστήσω την αρχική τριμελή Συμβουλευτική επιτροπή της διατριβής, τον κ. Κωνσταντίνο Βαρώτσο, Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Ε.Κ.Π.Α., την κα. Έλενα Φλόκα, Καθηγήτρια του Τμήματος Φυσικής του Ε.Κ.Π.Α. και ιδιαίτερα την επιβλέπουσα της παρούσας διατριβής κα. Δέσποινα Δελγιώργη, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια του Τμήματος Φυσικής του Ε.Κ.Π.Α. για την ουσιαστική υποστήριξη και την πολύτιμη καθοδήγησή της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Χρήστο Τζάνη, Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Ε.Κ.Π.Α., μέλος της τελικής τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής για τις πολύτιμες συμβουλές και την επιστημονική βοήθεια κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής. Ακόμη, ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Γιώργο Καρβούνη για τη σημαντική του συμβολή στην ανάπτυξη του λογισμικού που χρησιμοποιήθηκε στη διατριβή, την κα. Χριστίνα Κοσμά για τη βοήθειά της στη δημιουργία των σχημάτων και την κα. Άννα Μαμάρα, διδάκτορα και συνάδελφο στην ΕΜΥ, για την παροχή των ομογενοποιημένων χρονοσειρών θερμοκρασίας. Άφησα τελευταίο τον φίλο διδάκτορα κ. Κωνσταντίνο Φιλιππόπουλο, προς τον οποίο εκφράζω τις ιδιαίτερες ευχαριστίες μου, καθώς η συνεισφορά και η συμπαράστασή του στην εκπόνηση της διατριβής θεωρείται κάτι παραπάνω από σημαντική.

Περιεχόμενα

Πρόλογος	5
Περιεχόμενα.....	7
Περίληψη.....	11
Abstract	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
Εισαγωγή.....	15
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
Μη γραμμική δυναμική.....	22
2.1 Ορισμός χρονοσειράς.....	22
2.2 Χαρακτηριστικά χρονοσειρών	22
2.3 Δυναμικά συστήματα	24
2.4 Βασικές έννοιες της μη γραμμικής δυναμικής	25
2.5 Το σύστημα εξισώσεων του Lorenz.....	27
2.6 Το σύστημα εξισώσεων για τις κινήσεις στην ατμόσφαιρα	29
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	
Fractals	32
3.1 Μορφοκλασματική (fractal) δομή.....	32
3.2 Η καμπύλη του Koch	33
3.3 Μοντέλα τυχαίων fractal	35
3.3.1 Τυχαίος περίπατος.....	35
3.4 Μέτρηση της fractal διάστασης.....	37
3.5 Αυτο-αφρινικά fractals	38
3.6 Καταγραφές (Χρονοσειρές) συσχετισμένες σε μεγάλη κλίμακα.....	40
3.7 Multifractal καταγραφές	42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	
Ανάλυση fractal – multifractal χρονοσειρών	43
4.1 Γενικά	43
4.2 Μέθοδοι για την ανάλυση στάσιμων fractal χρονοσειρών	44
4.2.1 Ανάλυση με τη Συνάρτηση Αυτοσυσχέτισης	44
4.2.2 Φασματική Ανάλυση.....	45
4.2.3 Ανάλυση Αλλαγής Κλίμακας του Hurst.....	45
4.2.4 Ανάλυση Διακύμανσης	46
4.3 Μέθοδοι για την ανάλυση μη στάσιμων fractal χρονοσειρών	47
4.3.1 Κυματιδική ανάλυση	47
4.3.2 Μέθοδος DFA	48
4.4 Μέθοδοι για την ανάλυση multifractal χρονοσειρών	48
4.4.1 Η μέθοδος της συνάρτησης διαμέρισης.....	48
4.4.2Κυματιδική ανάλυση WTMM.....	49
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	
Οι μέθοδοι DFA και MF-DFA	51
5.1 Γενικά	51
5.2 Συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας και DFA.....	51
5.3 Πλεονεκτήματα – Χαρακτηριστικά της μεθόδου DFA	55
5.4 Κλιματικές χρονοσειρές.....	55
5.5 Η μέθοδος MF-DFA.....	57
5.6 Το multifractal φάσμα	60

5.7 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων	63
5.8 Σύγκριση των μεθόδων WTMM και MF-DFA	64
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6	
Μεθοδολογία – Δεδομένα	65
6.1 Μπλοκ διάγραμμα.....	65
6.2 Οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν	66
6.3 Η θερμοκρασία του αέρα	70
6.3.1 Παράμετροι έκφρασης της μέσης θερμοκρασίας	70
6.3.2 Κύμανση θερμοκρασίας	71
6.3.3 Μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα.....	72
6.3.3.1 Ακροβάθμια θερμόμετρα.....	72
6.3.3.2 Ηλεκτρονικά θερμόμετρα	73
6.3.4 Κλιματολογικά στοιχεία θερμοκρασίας	74
6.4 Το σημείο δρόσου	76
6.5 Κλιματολογικά στοιχεία του σημείου δρόσου	78
6.6 Ομογενοποιημένα δεδομένα	80
6.7 Reanalysis δεδομένα	81
6.8 Η μέθοδος αποεποχικοποίησης STL	82
6.9 Αλγόριθμος	83
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7	
Εφαρμογή της μεθόδου DFA.....	84
7.1 Εφαρμογή σε ένα σταθμό.....	84
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8	
Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε ένα Μετεωρολογικό Σταθμό.....	91
8.1 Οι αρχικές χρονοσειρές.....	91
8.2 Οι αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές.....	91
8.3 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA	92
8.4 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων	94
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9	
Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε όλους τους διατιθέμενους Μετεωρολογικούς Σταθμούς	97
9.1 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA	97
9.2 Προσδιορισμός των βασικών χαρακτηριστικών του multifractal φάσματος.....	99
9.3 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος.....	103
9.4 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος.....	106
9.5 Εφαρμογή της MF-DFA σε δεδομένα σημείου δρόσου	108
9.6 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές σημείου δρόσου	109
9.7 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές σημείου δρόσου.....	112
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10	
Εποχική μεταβολή των παραμέτρων του multifractal φάσματος για την ημερήσια μέση θερμοκρασία.....	114
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11	
Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας.....	117
11.1 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA	117
11.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων	120
11.3 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές	123
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12	
Η μέθοδος αποεποχικοποίησης STL.....	125
12.1 Εφαρμογή της μεθόδου STL στις χρονοσειρές θερμοκρασίας.....	125

12.2 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος.....	129
12.3 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος.....	130
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 13	
Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας.....	132
13.1 Εφαρμογή της MF-DFA μεθόδου	132
13.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων	133
13.3 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των δεδομένων από reanalysis	137
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 14	
Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα θερμοκρασίας από παρατηρήσεις και reanalysis	138
14.1 Σύγκριση αποτελεσμάτων από τα δεδομένα του Πίνακα 6.1 και των reanalysis δεδομένων	138
14.2 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από ομογενοποιημένα δεδομένα και δεδομένα από reanalysis	140
14.3 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα προερχόμενα από τη μέθοδο STL και δεδομένα από reanalysis	142
14.4 Έλεγχος βαθμού προσαρμογής της πολυωνμικής καμπύλης στα φάσματα.....	143
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 15	
Εφαρμογή της MF-DFA μεθόδου σε δεδομένα reanalysis του σημείου δρόσου	145
15.1 Η εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA	145
15.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων	146
15.3 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα παρατηρήσεων και reanalysis για το σημείο δρόσου	149
Συμπεράσματα	151
Παράρτημα Α	
Ανάλυση DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου.....	158
Παράρτημα Β	
Ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου	163
B.1 Multifractal φάσματα	163
B.2 Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα των συναρτήσεων $F_q(s)$, $h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$	168
B.2.1 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέση θερμοκρασία	168
B.2.2 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία	172
B.2.3 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία	176
B.2.4 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια τιμή του σημείου δρόσου	180
Παράρτημα Γ	
Ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών θερμοκρασίας	183
Παράρτημα Δ	
Ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας που έχουν αποεποχικοποιηθεί με τη μέθοδο STL.....	189
Δ.1 Multifractal φάσματα.....	189
Δ.2 Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα των συναρτήσεων $F_q(s)$, $h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$	193
Δ.2.1 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέση θερμοκρασία.....	193
Δ.2.2 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία	197
Δ.2.3 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία	200
Παράρτημα Ε	
Multifractal φάσματα χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που προέρχονται από reanalysis δεδομένα	203
Βιβλιογραφία.....	206

Περίληψη

Το αντικείμενο της διδακτορικής διατριβής είναι η πρόβλεψη μετεωρολογικών χρονοσειρών με τη χρήση μεθόδων μη γραμμικής ανάλυσης. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι η Ανάλυση Διακυμάνσεων με την Απαλοιφή των Τάσεων (Detrended Fluctuation Analysis – DFA) και κυρίως η μέθοδος Πολυμορφοκλασματικής Ανάλυσης Διακυμάνσεων με την Απαλοιφή των Τάσεων (Multifractal Detrended Fluctuation Analysis – MF-DFA). Η διατριβή εστιάζει στη μελέτη εκείνων των ιδιοτήτων των μετεωρολογικών χρονοσειρών όπως της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου, οι οποίες δεν μπορούν να ανιχνευθούν με τη χρήση των γραμμικών στατιστικών μεθόδων και στη δυνατότητα πρόβλεψης της μελλοντικής συμπεριφοράς των χρονοσειρών με εξέταση της αυτοσυσχέτισης σε ευρεία κλίμακα χρόνου. Επίσης εξετάζεται ο τρόπος με τον οποίο συσχετίζονται οι κλιματικές συνθήκες στον ελλαδικό χώρο με αυτές τις ιδιότητες.

Η εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου που προέρχονται από παρατηρήσεις πολλών Μετεωρολογικών Σταθμών στον ελλαδικό χώρο, είναι το βασικό σημείο στο οποίο έγκειται η πρωτοτυπία αυτής της διατριβής και πραγματοποιείται για πρώτη φορά. Πρέπει ταυτόχρονα να τονιστεί η μεγάλη ποικιλία κλιμάτων που εμφανίζεται σε μία περιοχή που καταλαμβάνει τόσο μικρή έκταση όπως η Ελλάδα. Συγκεκριμένα, η Ελλάδα λόγω της γεωγραφικής της θέσης, των ποικίλων τοπογραφικών συνθηκών που παρουσιάζει το έδαφός της και της συνεχούς εναλλαγής ξηράς και θάλασσας έχει μεγάλη ποικιλία κλιμάτων. Τόποι που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους έχουν σε κάποιες περιπτώσεις τέτοιες κλιματικές διαφορές που σπάνια συναντώνται στον πλανήτη μας.

Αρχικά χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος DFA η οποία εφαρμόστηκε σε χρονοσειρές ημερήσιας μέσης, μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας αέρα, καθώς επίσης και σε χρονοσειρές ημερησίων μέσων τιμών του σημείου δρόσου. Οι χρονοσειρές αυτές προήλθαν από έναν αριθμό Μετεωρολογικών Σταθμών του Δικτύου της EMY και, εκτός λίγων εξαιρέσεων, καλύπτουν τη χρονική περίοδο από το 1973 μέχρι και το 2014. Το βασικό συμπέρασμα που προέκυψε είναι ότι σε όλες τις χρονοσειρές η συμπεριφορά κλιμάκωσης χαρακτηρίζεται από μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις, δηλαδή οι χρονοσειρές παρουσιάζουν «μνήμη», κάτι που σημαίνει ότι η διακύμανση με την ίδια μορφή, ακόμα και μεγεθυμένη, θα παρατηρηθεί και στο μέλλον.

Η μέθοδος MF-DFA που εφαρμόστηκε στη συνέχεια στις ίδιες χρονοσειρές επιβεβαίωσε την ύπαρξη της ίδιας συμπεριφοράς κλιμάκωσης όπως στη μέθοδο DFA. Επιπλέον, το multifractal φάσμα ανέδειξε τη multifractal δομή των χρονοσειρών, η οποία στις περισσότερες περιπτώσεις είναι ευαίσθητη σε τοπικές διακυμάνσεις με μικρά πλάτη. Η χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων του φάσματος αυτού ανέδειξε γενικά την εξάρτησή τους από τις κλιματικές συνθήκες και από την τοπογραφία κάθε περιοχής. Η βασική μέθοδος αποεποχικοποίησης που χρησιμοποιήθηκε ήταν με αφαίρεση των μέσων ημερολογιακών τιμών από τις αντίστοιχες τιμές της χρονοσειράς για κάθε έτος. Τα ίδια συμπεράσματα προέκυψαν σε γενικές γραμμές χρησιμοποιώντας και μία άλλη μέθοδο αποεποχικοποίησης, την STL, καθώς επίσης και ομογενοποιημένες χρονοσειρές θερμοκρασίας που προέρχονται από τις ίδιες σχεδόν περιοχές. Επίσης βρέθηκε ότι οι multifractal ιδιότητες που παρουσιάζουν οι χρονοσειρές οφείλονται κυρίως στις διαφορετικές συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας για διακυμάνσεις διαφορετικού πλάτους. Από την εξέταση τριών Μετεωρολογικών Σταθμών που ανήκουν σε περιοχές της Ελλάδας με διαφορετικά

κλιματικά χαρακτηριστικά, προέκυψε ότι οι χρονοσειρές θερμοκρασίας παρουσιάζουν σε μικρότερο βαθμό επίμονη συμπεριφορά κατά τη χειμερινή περίοδο.

Η χρήση χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που προέρχονται από δεδομένα επανα-ανάλυσης (reanalysis) του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF) από ένα πλέγμα σημείων που καλύπτει όλο τον ελλαδικό χώρο, ανέδειξε επίσης την ύπαρξη θετικών μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων στις χρονοσειρές. Από το multifractal φάσμα διαπιστώθηκε και εδώ ο multifractal χαρακτήρας των χρονοσειρών και η ευαισθησία της multifractal δομής σε τοπικές διακυμάνσεις οι οποίες κυρίως έχουν μικρά πλάτη. Το πιο αξιοπρόσεκτο όμως εύρημα είναι η σημαντική επίδραση της κατανομής ξηράς-θάλασσας στις τιμές των παραμέτρων του φάσματος. Ειδικότερα, οι χρονοσειρές στις θαλάσσιες περιοχές παρουσιάζουν πιο επίμονη συμπεριφορά (μεγαλύτερη θετική συσχέτιση μεγάλης κλίμακας) και έχουν πιο έντονα τα multifractal χαρακτηριστικά.

Η μέθοδος MF-DFA δίνει την ευκαιρία για τη μελέτη χαρακτηριστικών των μετεωρολογικών χρονοσειρών (οι οποίες προέρχονται από τις πολύπλοκες αλληλεπιδράσεις διαφόρων διεργασιών στην ατμόσφαιρα οι οποίες υπακούουν σε μη γραμμικούς νόμους) τα οποία δεν μπορούν να ανιχνευθούν με τις συμβατικές γραμμικές μεθόδους. Πέρα από αυτό, το γεγονός ότι οι μετεωρολογικές χρονοσειρές παρουσιάζουν μνήμη μπορεί να αξιοποιηθεί για την πρόβλεψη της μελλοντικής συμπεριφοράς της μεταβλητότητας του κλίματος. Επιπρόσθετα, η ανάλυση αυτή θα μπορούσε να βοηθήσει στην αξιολόγηση των κλιματικών μοντέλων σχετικά με το πόσο καλά μπορούν να αναπαράγουν τη μη γραμμική δυναμική της θερμοκρασίας.

Abstract

The subject of this doctoral dissertation is the prediction of meteorological time series using nonlinear analysis methods. The methods used here are the Detrended Fluctuation Analysis (DFA) and, mainly, the Multifractal DFA (MF-DFA). This dissertation focuses on the study of those properties of temperature and dew point meteorological time series which cannot be detected by linear statistical methods and on the possibility of predicting the time series behavior in the future using autocorrelation at a wide time range. The way of the correlation between those properties and climatic conditions is also studied.

The originality of that dissertation is based mainly on the application of MF-DFA method using daily values of air temperature and dew point coming from many Greek weather stations observations. It also must be stressed the remarkably wide climatic range at a region which covers a relatively small area like the case of Greece. In particular, the reasons for the large climatic variety over Greece are its geographical location, the complex topography and the continual alternation of land and sea. In some cases, locations that are very close together have such a climatic difference that rarely can be found on our planet.

At first, DFA method was applied on daily mean, maximum and minimum air temperature time series and on daily dew point time series as well. These time series came from a number of weather stations of the Hellenic National Meteorological Service (HNMS) network and most of them cover the period from 1973 up to 2014. The basic conclusion is that for all the time series the scaling behavior is characterized by long-range positive correlations, that is the time series appear to have “memory”, which means that their pattern of fluctuations, even magnified, will be observed in the future.

MF-DFA method, which then applied on the same time series, verified the existence of the same scaling behavior as is the case for DFA method. Moreover, multifractal spectrum revealed the multifractal structure of the time series, which is mostly sensitive to local fluctuations with small magnitudes. The spatial distribution of the main multifractal spectrum parameters revealed the dependency of those parameters on the climatic conditions and local topography. The basic deseasonalization method that used in this study, involves the subtraction of daily mean values from the corresponding values of the time series for each year. The same conclusions found when another deseasonalization method, STL, was used and when MF-DFA was applied on homogenized temperature time series coming mostly from the same stations. In addition, the multifractal properties of the time series are found to come mainly from the different long-range correlations for fluctuations having different magnitudes. By the examination of three weather stations located on Greek regions with different climatic characteristics, time series were found to have relatively less persistent behavior in the winter period.

The use of temperature and dew point time series coming from ECMWF reanalysis data which taken from grid points which cover all the Greek area, also revealed the existence of long-range positive correlations at the time series. From the multifractal spectrum was also found the multifractal structure of the time series and the sensitivity of that structure on local fluctuations which mainly have small magnitude. But the most striking finding is that the sea and land distribution affects significantly the multifractal spectrum parameters. More

specifically, time series over sea appear to have more persistent behavior (that is, greater positive long-range correlations) and a greater degree of multifractality.

MF-DFA method gives the opportunity of the study of meteorological time series (that come from the complex interaction among various processes in the atmosphere which obey to nonlinear laws), whose features cannot be detected by conventional linear methods. Moreover, the fact that meteorological time series appear to have memory can be used for the prediction of the future behavior of the climate variability. In addition, this analysis could help on the evaluation of climatic models in terms of their ability to reproduce the nonlinear dynamics of temperature variations.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

Η δυνατότητα αξιόπιστης πρόγνωσης του κλίματος έχει αποτελέσει μία μεγάλη πρόκληση για αρκετές δεκαετίες. Αυτό δεν είναι σημαντικό μόνο για τους ερευνητές του κλίματος, αλλά αφορά επίσης αρκετούς τομείς της κοινωνίας όπως είναι η γεωργία, η διαχείριση των υδάτων, η ενέργεια και η υγεία (Brunet et al., 2010; Robertson και Wang, 2012; White et al., 2017). Μάλιστα, το θέμα της δυνατότητας πρόγνωσης του κλίματος αποκτά βαρύνουσα σημασία αν εξεταστεί στο πλαίσιο της κλιματικής αλλαγής, η οποία οφείλεται στην αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου (και κυρίως του διοξειδίου του άνθρακα) τα τελευταία χρόνια (Kondratyev και Varotsos, 1995; Kondratyev et al., 2003) και προκαλεί άνοδο της θερμοκρασίας σε παγκόσμια κλίμακα (WMO, 2017). Εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής τα ακραία καιρικά φαινόμενα σε πολλές χώρες έδειξαν τάση αύξησης της συχνότητάς τους (Ζερεφός, 2009; Varotsos et al., 2015a). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να εκδηλώνεται τα τελευταία χρόνια αυξημένο ενδιαφέρον από την επιστημονική κοινότητα για τη μελέτη των φυσικών καταστροφών που προκαλούνται από τα ακραία καιρικά φαινόμενα (Kondratyev et al., 2006). Οι επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής εξετάζονται ακόμα και σε διάφορους άλλους τομείς όπως στο αστικό περιβάλλον, όπου το φαινόμενο της θερμικής νησίδας επιβαρύνει την κατάσταση (Cartalis et al., 2001; Mihalakakou et al., 2004; Santamouris et al., 2015a; Benas et al., 2017), στον αγροτικό τομέα (Cartalis et al., 2002) και αλλού, και αναζητώνται μέθοδοι περιορισμού των επιπτώσεών αυτών (Santamouris et al., 2015b; Akbari et al., 2016).

Τα τελευταία χρόνια, έχουν παρουσιαστεί πολλές μελέτες οι οποίες είναι εστιασμένες στη μελέτη της δυναμικής του κλίματος (Kondratyev et al., 2004; Cracknell και Varotsos, 2011) και στις εποχικές προγνώσεις κλίματος (van den Dool, 2007; Fan, 2010), ενώ αυξάνονται συνεχώς οι μελέτες που αναφέρονται σε διαφορετικές κλίμακες, από «υποεποχικές», ετήσιες, μέχρι ακόμα και κλίμακα δεκαετίας (Vitart et al., 2012; Robertson et al., 2014).

Όλες αυτές οι προσπάθειες έχουν προκαλέσει αξιοσημείωτη πρόοδο όσον αφορά την αναγνώριση των πηγών της προγνωσιμότητας σε πολλές κλίμακες, τη σχεδίαση στατιστικών-εμπειρικών προσεγγίσεων, όπως επίσης την ανάπτυξη δυναμικών μοντέλων.

Παρόλα αυτά, λόγω της πολυπλοκότητας του κλιματικού συστήματος, οι τρέχουσες γνώσεις ως προς τη δυνατότητα πρόβλεψης του κλίματος παραμένουν περιορισμένες. Επιπρόσθετα, η έλλειψη ακρίβειας στις αρχικές συνθήκες και η μη δυνατότητα της τέλει μοντελοποίησης του κλιματικού συστήματος δημιουργούν αναπόφευκτες αβεβαιότητες και ανεπάρκειες στις προσομοιώσεις των μοντέλων. Έτσι, για να ικανοποιηθούν οι αυξανόμενες απαιτήσεις σε πολλούς κοινωνικούς τομείς, χρειάζονται συνεχείς προσπάθειες για τη βελτίωση των υπάρχοντων προγνωστικών μοντέλων και την ανάπτυξη νέων θεωριών.

Η προγνωσιμότητα του κλίματος εξαρτάται από τη μεταβλητότητα που δημιουργείται από ενδογενείς και εξωγενείς παράγοντες (Fyfe et al., 2011; Doblas-Reyes et al., 2013; Meehl et al., 2014). Έτσι η διακύμανση των μεταβλητών του κλίματος η οποία σχετίζεται με εξωγενείς παράγοντες και ενδογενείς ταλαντώσεις, προσδιορίζει το θεωρητικό όριο της δυνατότητας πρόγνωσης. Πέρα από τους εξωτερικούς παράγοντες, οι εσωτερικές διακυμάνσεις δεν μπορούν να προσομοιωθούν τελείως από τα υπάρχοντα μοντέλα (Doblas-Reyes et al., 2013; Meehl et al., 2014). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη συστηματικών σφαλμάτων στις προσομοιώσεις των μοντέλων και τελικά η ικανότητα πρόγνωσης είναι κατώτερη από την αναμενόμενη.

Μία νέα διαφορετική προσέγγιση πάνω σε αυτό το θέμα απαιτεί την εξέταση των χαρακτηριστικών της εσωτερικής μεταβλητότητας των κλιματικών μεταβλητών και στη συνέχεια την εφαρμογή προγνώσεων για το υπόλοιπο μέρος του σήματος (residuals). Έτσι, αν $x(t)$ είναι η παρατηρούμενη κλιματική μεταβλητή, μπορεί να θεωρηθεί ότι

$$x(t) = M(t) + \varepsilon(t) \quad (1.1)$$

όπου $M(t)$ αναπαριστά το αποτέλεσμα της εσωτερικής μεταβλητότητας και $\varepsilon(t)$ είναι το υπόλοιπο μέρος. Έχει δειχτεί (Koscielny-Bunde et al., 1998; Kandelhardt et al., 2006; Jiang et al., 2017a) ότι για πολλές κλιματικές μεταβλητές η μεταβλητότητα σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες δεν είναι τυχαία, αλλά ακολουθεί μία συμπεριφορά κλιμάκωσης σύμφωνα με τη σχέση $x(st) = s^H x(t)$, όπου s είναι η κλίμακα χρόνου και H είναι ο εκθέτης Hurst (Hurst, 1951). Αυτή η συμπεριφορά κλιμάκωσης δείχνει ότι η γνώση της μεταβλητότητας υψηλής συχνότητας επιτρέπει την πρόγνωση της μεταβλητότητας χαμηλής συχνότητας μίας μεταβλητής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα η μεταβλητή αυτή να μην είναι χρονικά ανεξάρτητη αλλά να παρουσιάζει χρονικές συσχετίσεις. Αυτή η ιδιότητα ονομάζεται μορφοκλασματική (fractal) ή μεγάλης κλίμακας κλιματική μνήμη, όπου για παράδειγμα οι κλιματικές συνθήκες πριν από πολύ χρόνο μπορεί να έχουν ακόμα επιπτώσεις στις παρούσες κλιματικές συνθήκες (Rybski et al., 2008; Yuan et al., 2013). Στη Φυσική αυτό το φαινόμενο είναι ένα είδος «αδράνειας», ενώ στις επιστήμες του κλίματος ο καλύτερος όρος είναι «φυσική εσωτερική μεταβλητότητα» (Yuan και Fu, 2014). Έτσι για παράδειγμα αν ληφθεί υπόψη η επίδραση της μνήμης του κλίματος, η παύση της τάσης της παγκόσμιας θέρμανσης (warming hiatus) που παρατηρείται από τα τέλη του εικοστού αιώνα έχει προσομοιωθεί επιτυχώς (Lovejoy, 2015; Lovejoy et al., 2015), κάτι που ενισχύει το επιχείρημα ότι αυτή η φυσική μεταβλητότητα είναι ο κύριος λόγος της παύσης της τάσης θέρμανσης (Risbey και Lewandowsky, 2017). Παρά το γεγονός ότι η μνήμη του κλίματος δεν μπορεί από μόνη της να καλύψει τη συνολική μεταβλητότητα του κλίματος, εντούτοις προσδιορίζει τις αρχικές συνθήκες που προέρχονται από τις παρελθούσες καταστάσεις του κλίματος από τις οποίες κάποιος μπορεί να μελετήσει το πώς θα εξελιχθεί αυτή η διαδικασία. Συνεπώς, η κλιματική μνήμη αντιστοιχεί στο $M(t)$ της εξίσωσης (1.1), το οποίο παριστάνει την επίδραση της φυσικής εσωτερικής μεταβλητότητας στην παρούσα κατάσταση του κλίματος.

Η κλιματική κατάσταση σε μία δεδομένη στιγμή μπορεί να αναλυθεί σε δύο μέρη: Το μέρος της μνήμης και το μέρος που επηρεάζεται από την καιρικότητα, τα οποία αντιστοιχούν στα $M(t)$ και $\varepsilon(t)$ αντίστοιχα της εξίσωσης (1.1) (Yuan et al., 2014). Αυτή η ανάλυση ανοίγει νέους ορίζοντες για την πρόγνωση του κλίματος και ειδικότερα για τη συνιστώσα $M(t)$, η οποία μπορεί να υπολογιστεί ποσοτικά, καθορίζοντας ένα κάτω όριο για τη δυνατότητα πρόγνωσης. Έχει δειχθεί πρόσφατα ότι για κλιματικές μεταβλητές με ισχυρή μνήμη, γύρω στο 20% της διακύμανσης μπορεί να εξηγηθεί από το μέρος της μνήμης $M(t)$ (Yuan et al., 2019).

Επομένως πολύ σημαντική είναι η εύρεση μεθόδων οι οποίες μπορούν να δώσουν πληροφορίες για τη μελλοντική συμπεριφορά της συνιστώσας της εσωτερικής μεταβλητότητας του κλίματος $M(t)$. Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται δύο τέτοιες μεθόδους, τη μέθοδο ανάλυσης των διακυμάνσεων με απαλοιφή των τάσεων DFA (Detrended Fluctuation Analysis) και κυρίως τη μέθοδο MF-DFA (Multifractal DFA) η οποία αποτελεί μία γενίκευση της μεθόδου DFA.

Τα πολύπλοκα συστήματα αποτελούνται από πολλές συνιστώσες οι οποίες αλληλεπιδρούν μεταξύ τους κατά έναν περίπλοκο τρόπο, ο οποίος καθορίζεται από μη γραμμικές εξισώσεις. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα ενός πολύπλοκου συστήματος είναι η ατμόσφαιρα και οι

φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε αυτή. Το αποτέλεσμα μιας τέτοιας πολύπλοκης αλληλεπίδρασης μεταξύ των ατμοσφαιρικών διεργασιών είναι η διακύμανση των τιμών των μετεωρολογικών παραμέτρων κατά έναν σχεδόν τυχαίο τρόπο σε πολλές κλίμακες χώρου και χρόνου. Αυτές οι μη γραμμικές διεργασίες περιγράφονται με μη γραμμικές μερικές διαφορικές εξισώσεις (Pielke, 1984). Η μη γραμμικότητα καθιστά ανεπαρκείς τις γραμμικές μεθόδους ανάλυσης δεδομένων για μία πλήρη ανάλυση των μετεωρολογικών χρονοσειρών και επομένως της εσωτερικής μεταβλητότητας του κλίματος $M(t)$. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την ανάπτυξη μη γραμμικών μεθόδων, όπως για παράδειγμα η ανάλυση της κλιμάκωσης των διακυμάνσεων (scaling fluctuation analysis), η οποία χρησιμοποιήθηκε από τους Lovejoy και Varotsos (2016) για τη μελέτη των ηφαιστειακών και ηλιακών επιδράσεων πάνω στο κλίμα της τελευταίας χιλιετίας.

Εκτός από τις επιστήμες που ασχολούνται με την ατμόσφαιρα, η μη γραμμικότητα συναντάται επίσης σε πολλούς άλλους τομείς επιστημών όπως τις οικονομικές επιστήμες, τη βιολογία, τη φυσιολογία, την ηλεκτρονική και άλλους (Kantz και Schreiber, 2004). Σήμερα, η στενή συνεργασία επιστημόνων από διαφορετικούς τομείς έχει βοηθήσει αποφασιστικά στην ανάπτυξη νέων αποτελεσματικών μεθόδων για την ανάλυση των μη γραμμικών δεδομένων. Οι ερευνητές μπορούν πλέον να αναλύσουν διεργασίες που υπακούουν στη μη γραμμικότητα και μπορούν να αναδείξουν κάποιες ιδιότητες οι οποίες δεν μπορούν να βρεθούν με γραμμικές μεθόδους

Μία τέτοια μη γραμμική μέθοδος είναι η Ανάλυση Διακυμάνσεων με Απαλοιφή των Τάσεων (Detrended Fluctuation Analysis – DFA), η οποία αναπτύχθηκε από τους Peng et al. (1994). Πρέπει να σημειωθεί ότι οι διακυμάνσεις των χρονοσειρών που προέρχονται από πολύπλοκα συστήματα υπακούουν σε νόμους κλιμάκωσης για μία ευρεία περιοχή κλιμάκων χρόνου ή και χώρου. Με την εφαρμογή της μεθόδου DFA μπορούν να βρεθούν οι ιδιότητες κλιμάκωσης και να καθοριστούν οι μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις ακόμα και σε μη στάσιμες χρονοσειρές (Kandelhardt et al., 2001). Τα ανωτέρω δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν χρησιμοποιώντας συμβατικές μεθόδους, όπως η φασματική ανάλυση. Ως εκ τούτου, ερευνητές από διαφορετικά επιστημονικά πεδία εφάρμοσαν τη μέθοδο DFA στα δεδομένα τους εκμεταλλευόμενοι τα πλεονεκτήματα της μεθόδου. Έτσι, η μέθοδος DFA έχει χρησιμοποιηθεί στις οικονομικές επιστήμες (Liu et al. 1997), στις χρηματαγορές (Di Matteo et al. 2003), σε βιοϊατρικά σήματα (Barbi et al., 1998), ανάλυση DNA (Buldyrev et al. 1998), κοινωνικά και φυσικά φαινόμενα (Gao et al., 2012), σε μετρήσεις ροής ηλιακής ακτινοβολίας (Varotsos et al., 2015b), περιόδους ηλιακής ακτινοβολίας (Varotsos et al., 2013a), σε μηνιαίες μετρήσεις ηλιακών κηλίδων (Chattopadhyay και Chattopadhyay, 2014), σε μετρήσεις του διοξειδίου του άνθρακα και του μονοξειδίου του αζώτου που υπάρχουν στη θερμόσφαιρα (Varotsos και Efstathiou, 2018) και αλλού. Η εργασία των Havlin et al. (1999) αναδεικνύει την ευρύτητα των συστημάτων στη φύση όπου εμφανίζεται η συμπεριφορά κλιμάκωσης και συνεπώς τα συστήματα αυτά μπορούν να μελετηθούν με τη μέθοδο DFA.

Ειδικότερα στις ατμοσφαιρικές επιστήμες η μέθοδος DFA έχει επίσης χρησιμοποιηθεί ευρέως σε μετεωρολογικές χρονοσειρές καθώς επίσης και για τη μελέτη της συμπεριφοράς κλιμάκωσης και άλλων παραγόντων που επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα. Συγκεκριμένα, έχει χρησιμοποιηθεί σε ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας (Bartos και Janosi., 2006; Yuan et al., 2010), σε ημερήσιες διακυμάνσεις θερμοκρασίας (Koscielny-Bunde et al., 1996), σε μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας (Varotsos et al., 2013b), στις διακυμάνσεις της παγκόσμιας θερμοκρασίας (Varotsos et al., 2013c; Varotsos και Efstathiou, 2015), ενώ οι Eichner et al. (2003) εφάρμοσαν τη μέθοδο DFA σε ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας 95 μετεωρολογικών

σταθμών από όλο τον κόσμο και διαπίστωσαν ότι οι χρονοσειρές στις νησιωτικές και παράκτιες περιοχές παρουσιάζουν πιο επίμονη συμπεριφορά σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές. Επίσης οι Orun και Kocak (2009) εξέτασαν τη χωρική κατανομή του εκθέτη Hurst στην Τουρκία. Εκτός από δεδομένα θερμοκρασίας, η μέθοδος DFA έχει χρησιμοποιηθεί και σε χρονοσειρές σχετικής υγρασίας ανά δεκάλεπτο (Podobnik et al., 2005) ή ημερήσιες τιμές (Lin et al., 2007). Επιπρόσθετα, η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί και σε άλλες παραμέτρους όπως νετό (Jiang et al., 2017b; Efstathiou και Varotsos, 2012), θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (Efstathiou et al., 2011), ή ακόμα ταχύτητας ανέμου και ατμοσφαιρικής πίεσης (Kalamaras et al., 2016), ετήσιο αριθμό τροπικών κυκλώνων (Varotsos και Efstathiou, 2013) όπως επίσης και σε δείκτες ξηρασίας και πλημμύρας (He et al., 2016). Η μέθοδος DFA έχει επίσης χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη της τρύπας του όζοντος (Varotsos, 2005; Efstathiou et al., 2009; Varotsos και Tzanis, 2012), του στρατοσφαιρικού όζοντος (Varotsos et al., 2017a), για τη μελέτη του El Niño (Varotsos et al., 2016a; Varotsos et al., 2017b; Varotsos et al., 2018a), για τις διακυμάνσεις του όζοντος και της θερμοκρασίας (Varotsos και Kirk-Davidoff 2006), για τη μελέτη της παγκόσμιας θέρμανσης (Varotsos και Efstathiou, 2019), για το δείκτη BEI (Best ENSO Index) (Varotsos et al., 2018b), για τις διακυμάνσεις του ύψους της τροπόπαυσης (Varotsos et al., 2009), για την εξέταση της επίδρασης της ηλιακής και ηφαιστειακής δραστηριότητας πάνω στο κλίμα (Varotsos και Efstathiou, 2017) και ακόμα για τη μελέτη των πλανητικών κυμάτων (Varotsos et al., 2008). Με τη μέθοδο DFA οι Caldeira et al. (2007) έδειξαν ότι η Βορειοατλαντική Κύμανση (NAO – North Atlantic Oscillation) έχει μικρή προγνωσιμότητα. Επίσης η μέθοδος DFA έχει εφαρμοστεί για να μελετηθεί η επίδραση της συμπεριφοράς κλιμάκωσης του κλίματος στη δυναμική του πληθυσμού θαλάσσιων μικροοργανισμών (Varotsos et al., 2016b) Εκτός από μετρήσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων στην επιφάνεια της γης, η μέθοδος DFA έχει επίσης εφαρμοστεί και σε δεδομένα θερμοκρασίας καθ' ύψος που προέρχονται από ραδιοβολίσσεις (Efstathiou και Varotsos, 2010). Η μελέτη της ποιότητας του αέρα είναι άλλος ένας τομέας όπου έχει εφαρμοστεί η μέθοδος DFA (Varotsos et al. 2005; Varotsos et al., 2006; Varotsos et al., 2012; Varotsos et al., 2015c).

Πολύ συχνά η συμπεριφορά κλιμάκωσης μιας χρονοσειράς δεν μπορεί να περιγραφεί από έναν μόνο εκθέτη κλιμάκωσης σε όλες τις κλίμακες χώρου και χρόνου, αλλά είναι αναγκαία μία σειρά από εκθέτες κλιμάκωσης προκειμένου να περιγραφεί πλήρως η χρονοσειρά. Ή διαφορετικά, η χρονοσειρά δεν έχει την ίδια fractal δομή σε όλες τις κλίμακες, οπότε η χρονοσειρά σε αυτή την περίπτωση χαρακτηρίζεται ως multifractal σήμα. Τότε η μέθοδος DFA είναι ανεπαρκής για την ανάλυση τέτοιων χρονοσειρών, οπότε χρησιμοποιείται μία γενίκευση της μεθόδου DFA, η μέθοδος Multifractal DFA (MF-DFA), η οποία επινοήθηκε από τους Kandelhardt et al. (2002). Η μέθοδος MF-DFA έχει επίσης εφαρμοστεί ευρέως σε διαφορετικά επιστημονικά πεδία. Ενδεικτικά, η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί στις οικονομικές επιστήμες για τη μελέτη χρονοσειρών χρηματιστηριακών δεικτών (Green et al., 2014), όπου διαπιστώθηκε ότι οι εξετασθείσες χρονοσειρές παρουσιάζουν multifractal χαρακτηριστικά. Στη φυσιολογία για τη μελέτη των ασθενειών που επηρεάζουν το ανθρώπινο βάδισμα έχει βρεθεί ότι τα διαστήματα διασκελισμού παρουσιάζουν multifractal χαρακτήρα και μάλιστα οι multifractal ιδιότητες εμφανίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό στα υγιή άτομα (Dutta et al., 2013). Επίσης, στην ιατρική για τη μελέτη νευρολογικών παθήσεων όπου έχει διαπιστωθεί ότι τα σήματα από ηλεκτρομυογραφήματα παρουσιάζουν multifractal χαρακτήρα ο οποίος είναι πιο έντονος στα άτομα που πάσχουν από μυοπάθειες και νευροπάθειες (Ghosh et al., 2017). Στη σεισμολογία, η μέθοδος MF-DFA έχει χρησιμοποιηθεί σε χρονοσειρές

μεγεθών σεισμών για την πρόγνωση των σεισμών (Varotsos P. et al., 2003; Sarlis et al., 2018).

Στο χώρο των ατμοσφαιρικών επιστημών έχει χρησιμοποιηθεί για την ανάλυση χρονοσειρών μετεωρολογικών παραμέτρων, όπως σε χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (Kalamaras et al., 2017, 2019), σε χρονοσειρές ανέμου μέσων ωριαίων τιμών (Kavasseri και Nagarajan, 2005) και ημερήσιων τιμών ανέμου (Feng et al., 2009), σε δεδομένα ακραίων τιμών υετού (Du et al., 2013) και σε ημερήσιες χρονοσειρές αρκετών παραμέτρων (Pedron, 2010). Σε γενικές γραμμές, από τα αποτελέσματα των μελετών αυτών διαπιστώθηκε ο multifractal χαρακτήρας των μετεωρολογικών χρονοσειρών σε διαφορετικό βαθμό ανάλογα με την παράμετρο αλλά και την περιοχή. Στην εργασία των Baranowski et al. (2015) ελήφθησαν χρονοσειρές διαφορετικών παραμέτρων από 6 διαφορετικές τοποθεσίες της Ευρώπης που ανήκουν σε διαφορετικές κλιματικές ζώνες. Αν και αναδείχθηκε ο multifractal χαρακτήρας των χρονοσειρών, ίσως το πιο αξιόλογο εύρημα είναι η συμπεριφορά κλιμάκωσης του ύψους υετού, το οποίο παρουσιάζει μικρότερη εμμονή σε σχέση με τις υπόλοιπες χρονοσειρές, ενώ οι multifractal ιδιότητές του προέρχονται από την ευρεία συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας και όχι από τις μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις όπως συμβαίνει με τις υπόλοιπες χρονοσειρές. Παρόμοια ήταν τα αποτελέσματα των Krzyszczak et al. (2018) από 4 Μετεωρολογικούς Σταθμούς σε Πολωνία και Βουλγαρία. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι η μέθοδος MF-DFA έχει χρησιμοποιηθεί και στον τομέα του ελέγχου ποιότητας του αέρα. Στην εργασία των Xue et al. (2015) διαπιστώθηκε ότι η συγκέντρωση των σωματιδίων στον αέρα παρουσιάζει multifractal συμπεριφορά με επίμονη συμπεριφορά. Μάλιστα, βρέθηκε ότι το συμπέρασμα αυτό ισχύει για σωματίδια διαφορετικής διαμέτρου.

Η μέθοδος MF-DFA είναι η βασική μέθοδος η οποία χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή. Η μέθοδος εφαρμόστηκε σε χρονοσειρές ημερήσιας μέσης, μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας αέρα (μετρημένες σε ύψος περίπου 2 μέτρων από το έδαφος και εντός μετεωρολογικού κλωβού), καθώς επίσης και σε χρονοσειρές ημερησίων μέσων τιμών του σημείου δρόσου (επίσης μετρημένου σε ύψος περίπου 2 μέτρων και εντός μετεωρολογικού κλωβού). Οι χρονοσειρές αυτές προήλθαν από έναν αριθμό Μετεωρολογικών Σταθμών του Δικτύου της ΕΜΥ και, εκτός λίγων εξαιρέσεων, καλύπτουν τη χρονική περίοδο από το 1973 μέχρι και το 2014. Οι multifractal ιδιότητες των χρονοσειρών εξετάστηκαν βασικά μέσω του multifractal φάσματος και πραγματοποιήθηκε η χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων του φάσματος αυτού.

Η χρήση ημερήσιων τιμών παρατηρησιακών δεδομένων θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου στον ελλαδικό χώρο για την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA, είναι το βασικό σημείο στο οποίο έγκειται η πρωτοτυπία αυτής της διατριβής. Μάλιστα η εργασία των Kalamaras et al. (2017) ήταν η πρώτη σχετική μελέτη που έγινε όπου εφαρμόστηκε η μέθοδος MF-DFA σε παρατηρησιακά δεδομένα από ένα Μετεωρολογικό Σταθμό της Ελλάδας. Πρέπει επίσης να τονιστεί η μεγάλη ποικιλία κλιμάτων που εμφανίζεται σε μία περιοχή που καταλαμβάνει τόσο μικρή έκταση όπως η Ελλάδα. Όπως χαρακτηριστικά αναφέρει ο Μαριολόπουλος (1938), η Ελλάδα λόγω της γεωγραφικής της θέσης, των ποικίλων τοπογραφικών συνθηκών που παρουσιάζει το έδαφός της και της συνεχούς εναλλαγής ξηράς και θάλασσας έχει μεγάλη ποικιλία κλιμάτων. Έτσι μερικές φορές παρατηρείται ότι περιοχές που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους έχουν τέτοιες κλιματικές διαφορές που σπάνια συναντώνται στη γη.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν χρονοσειρές ημερήσιας μέσης, μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας, καθώς και χρονοσειρές ημερησίων μέσων τιμών του σημείου

δρόσου. Οι χρονοσειρές αυτές προέρχονται από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του Δικτύου της EMY και οι περισσότερες καλύπτουν τη χρονική περίοδο από 1973 μέχρι και 2014. Έγινε προσπάθεια οι σταθμοί που επιλέχθηκαν να καλύπτουν όσο το δυνατό πιο ομοιόμορφα τον ελλαδικό χώρο και από γεωγραφικής αλλά και από κλιματολογικής άποψης. Επιπλέον κριτήρια επιλογής των σταθμών αυτών ήταν η όσο το δυνατό μεγαλύτερη πληρότητα των χρονοσειρών τους, αλλά και η ύπαρξη ποιοτικού ελέγχου που διασφαλίζει την ορθότητα των τιμών τους.

Η εφαρμογή της μεθόδου DFA στις παραπάνω χρονοσειρές ανέδειξε την ύπαρξη θετικών συσχετίσεων μεγάλης κλίμακας σε όλες τις χρονοσειρές καθώς ο εκθέτης Hurst που βρέθηκε είναι της τάξης του 0.7, δηλαδή παρατηρείται ότι όλες οι χρονοσειρές που εξετάστηκαν έχουν μνήμη. Η χωρική κατανομή του εκθέτη Hurst για τις χρονοσειρές θερμοκρασίας έδειξε ότι σε γενικές γραμμές οι σχετικά υψηλότερες τιμές του εκθέτη παρατηρούνται στις περιοχές που το κλίμα παρουσιάζει πιο ήπιο χαρακτήρα (Μαριολόπουλος, 1938) όπως στη Νοτιοανατολική νησιωτική χώρα καθώς και σε ένα μεγάλο τμήμα της Δυτικής Ελλάδας. Η χωρική κατανομή του εκθέτη Hurst για το σημείο δρόσου έδειξε ότι οι μικρότερες τιμές του παρατηρούνται στη Δυτική, τη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Αξιοσημείωτο είναι ότι αυτές είναι γενικά οι περιοχές όπου παρατηρούνται τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη υετού στην Ελλάδα.

Η ύπαρξη θετικών συσχετίσεων μεγάλης κλίμακας στις ίδιες χρονοσειρές επιβεβαιώθηκε με την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε αυτές. Το γεγονός ότι ο εκθέτης κλιμάκωσης $h(q)$ δεν είναι σταθερός αλλά εξαρτάται από τη ροπή q , οδηγεί στο συμπέρασμα ότι όλες οι χρονοσειρές εμφανίζουν multifractal δομή. Τα ανωτέρω επιβεβαιώνονται και από τη μορφή του multifractal φάσματος των χρονοσειρών, το οποίο δίνει και επιπλέον πληροφορίες. Ειδικότερα, καθώς τα περισσότερα φάσματα παρουσιάζουν αριστερή αποκοπή (για $q=-6$ έως $+6$), η multifractal δομή των χρονοσειρών θερμοκρασίας δεν είναι ευαίσθητη σε τοπικές διακυμάνσεις με μεγάλα πλάτη. Μάλιστα, από τη συσχέτιση των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος βρέθηκε ότι αν η αριστερή αποκοπή του φάσματος είναι σημαντική, τότε η αντίστοιχη χρονοσειρά εμφανίζει πλούσια multifractal δομή γιατί το εύρος του φάσματος είναι σχετικά μεγάλο. Επίσης, από το τυχαίο ανακάτεμα των χρονοσειρών (shuffling) προκύπτει ότι η multifractal δομή των χρονοσειρών είναι αποτέλεσμα κυρίως των διαφορετικών συσχετίσεων μεγάλης κλίμακας για μικρά και μεγάλα πλάτη διακυμάνσεων.

Όσον αφορά τη χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος, για τις χρονοσειρές θερμοκρασίας προέκυψε ότι ο επικρατών εκθέτης κλιμάκωσης α_0 εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές στη Νοτιοανατολική και σε μέρος της Δυτικής Ελλάδας, ένα εύρημα που συμφωνεί με τη χωρική κατανομή του εκθέτη Hurst για τη μέθοδο DFA και συνεπώς η εικόνα αυτή μπορεί να αιτιολογηθεί και εδώ με τον ίδιο τρόπο. Η χωρική κατανομή του εύρους του φάσματος ανέδειξε μία περιοχή με σχετικά μεγαλύτερες τιμές φασματικού εύρους που περιλαμβάνει ένα μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας και του Αιγαίου καθώς και ένα τμήμα των Ιονίων Νήσων. Οι περιοχές αυτές έχουν χρονοσειρές θερμοκρασίας με πλουσιότερη multifractal δομή, πιθανώς λόγω της καιρικότητας και της τοπογραφίας των αντίστοιχων περιοχών.

Η χωρική κατανομή του επικρατούντος εκθέτη κλιμάκωσης α_0 για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου δείχνει ότι οι χαμηλότερες τιμές παρατηρούνται στη Δυτική και μεγάλο μέρος της Ανατολικής Ελλάδας καθώς και την Κρήτη, δηλαδή σε μεγάλο βαθμό συμπίπτουν με τις περιοχές με τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής στην Ελλάδα, όπως συμβαίνει και στην αντίστοιχη χωρική κατανομή για τη μέθοδο DFA. Όσον αφορά τη χωρική κατανομή του

φασματικού εύρους, οι περιοχές με τις μικρότερες τιμές εύρους παρατηρούνται κυρίως σε νησιωτικές περιοχές, όπου το ποσό των υδρατμών είναι γενικά υψηλό και λόγω της πιο ομαλής τοπογραφίας δεν επηρεάζεται εύκολα από τοπικές κυκλοφορίες. Στις υπόλοιπες περιοχές και ειδικότερα σε μεγάλο τμήμα της Δυτικής Ελλάδας, στη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα οι υψηλότερες τιμές εύρους πιθανότατα οφείλονται στην επίδραση της καιρικότητας και της τοπογραφίας.

Από την εποχική μεταβολή των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος της θερμοκρασίας σε τρεις Μετεωρολογικούς Σταθμούς που ανήκουν σε περιοχές με διαφορετικά κλιματικά χαρακτηριστικά, το πιο σημαντικό εύρημα είναι ότι ο επικρατών εκθέτης α_0 παρουσιάζει τις μικρότερες τιμές του το χειμώνα και στους τρεις σταθμούς. Αυτό σημαίνει ότι το χειμώνα η θερμοκρασία παρουσιάζει σχετικά λιγότερο επίμονη συμπεριφορά λόγω των πιο συχνών θερμοκρασιακών μεταβολών το χειμώνα που οφείλονται στην εντονότερη χειμερινή καιρικότητα.

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόστηκε στη συνέχεια σε ομογενοποιημένες χρονοσειρές θερμοκρασίας που προέρχονται από τους ίδιους σχεδόν σταθμούς, όπου διαπιστώθηκε ότι παρουσιάζουν τα ίδια multifractal χαρακτηριστικά με τις χρονοσειρές θερμοκρασίας που χρησιμοποιήθηκαν προηγουμένως. Όσον αφορά τη χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 για τα ομογενοποιημένα δεδομένα παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές της παρατηρούνται σε θαλάσσιες ή παράκτιες περιοχές, ενώ οι μικρότερες τιμές της βρίσκονται κυρίως σε μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής χώρας, δηλαδή φαίνεται ότι η κατανομή ξηράς – θάλασσας παίζει σημαντικό ρόλο, με τη θερμοκρασία να παρουσιάζει πιο επίμονη συμπεριφορά στις θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές. Επίσης βρέθηκε ότι οι μεγαλύτερες τιμές του φασματικού εύρους παρατηρούνται γενικά πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές και σε σημαντικό τμήμα της Βόρειας Ελλάδας, και επομένως οι ομογενοποιημένες χρονοσειρές παρουσιάζουν πιο πλούσια multifractal δομή στις περιοχές αυτές.

Η χρήση μιας διαφορετικής μεθόδου αποεποχικοποίησης (STL) που εφαρμόστηκε στις αρχικές χρονοσειρές θερμοκρασίας των 22 Μετεωρολογικών Σταθμών δεν ανέδειξε κάποια αξιοσημείωτη διαφοροποίηση στα multifractal χαρακτηριστικά που προέκυψαν ύστερα από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA, ούτε στις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του φάσματος.

Στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν χρονοσειρές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που προέρχονται από δεδομένα επανα-ανάλυσης (reanalysis) του ECMWF σε ένα πλέγμα σημείων που καλύπτει τον ελλαδικό χώρο. Γενικά όλες αυτές οι χρονοσειρές παρουσιάζουν τα ίδια multifractal χαρακτηριστικά όπως στις προηγούμενες περιπτώσεις. Όσον αφορά τη χωρική ανάλυση των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές θερμοκρασίας διαπιστώθηκε ότι σημαντικότερο ρόλο παίζει η κατανομή ξηράς – θάλασσας, καθώς οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου α_0 συναντώνται πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Το ίδιο συμβαίνει και με τις τιμές του εύρους του φάσματος, οι μεγαλύτερες τιμές του οποίου συναντώνται επίσης πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Τέλος, όσον αφορά τη χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου από reanalysis δεδομένα, παρατηρείται ότι οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου α_0 παρατηρούνται πάνω κυρίως από τις ηπειρωτικές περιοχές. Επίσης οι υψηλότερες τιμές του φασματικού εύρους παρατηρούνται κυρίως πάνω από τη Δυτική, τη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Μη γραμμική δυναμική

2.1 Ορισμός χρονοσειράς

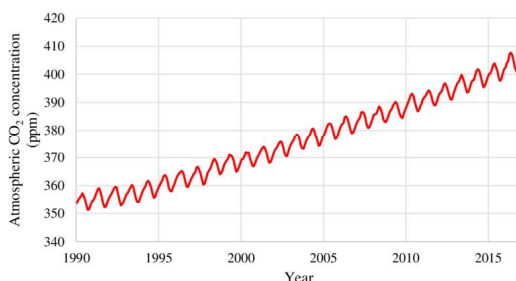
Στη φύση, η εξέλιξη των διαφόρων φυσικών φαινομένων καθώς και των μεγεθών που τα χαρακτηρίζουν γίνεται με ένα συνεχή τρόπο. Αυτό σημαίνει ότι ένα τέτοιο μέγεθος παίρνει μία τιμή κάθε χρονική στιγμή. Ένας πολύ εύχρηστος τρόπος για τη μελέτη τέτοιων φαινομένων και των αντίστοιχων μεγεθών είναι η χρήση χρονοσειρών. Έτσι, σε πολλές επιστημονικές μελέτες υπάρχουν μεγέθη που μετρώνται υπό τη μορφή χρονοσειρών προερχομένων είτε από πειραματικές μετρήσεις είτε από μία σειρά διαδοχικών παρατηρήσεων. Οι χρονοσειρές αυτές συχνά αποτελούν και τη μόνη πηγή πληροφορίας για το χαρακτηρισμό της δυναμικής του παρατηρούμενου συστήματος και την πρόβλεψη για τη μελλοντική του συμπεριφορά.

Ως χρονοσειρά ορίζεται μία ακολουθία τιμών μιας πραγματικής μεταβλητής X με πεδίο ορισμού διακριτές τιμές μιας χρονικής μεταβλητής $t_n \in \mathbb{R}$ ($n = 0, 1, 2, 3, \dots$) και συμβολίζονται με $X(t_n)$ ή X_n (Παπαϊωάννου, 1999). Στην περίπτωση χρονοσειρών που παράγονται μέσω ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων χρησιμοποιείται περισσότερο ο όρος «σήμα» αντί του όρου «χρονοσειρά».

2.2 Χαρακτηριστικά χρονοσειρών

Τα βασικότερα χαρακτηριστικά των χρονοσειρών είναι (Κουγιουμτζής, 2011) :

1. Στασιμότητα (Stationarity): Απλά αυτό σημαίνει ότι οι διακυμάνσεις των τιμών της χρονοσειράς δε διαφοροποιούνται με το χρόνο. Μια μη στάσιμη χρονοσειρά μπορεί να έχει τάσεις (trends), δηλαδή (αργές) αλλαγές στη μέση τιμή της με το χρόνο, για παράδειγμα η τιμή της θερμοκρασίας μπορεί να έχει ημερήσιες και ετήσιες διακυμάνσεις αλλά και να παρουσιάζει μια αυξητική τάση σε βάθος χρόνου λόγω αστικοποίησης. Ένα άλλο χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η συγκέντρωση του CO_2 στην ατμόσφαιρα όπως αυτή έχει καταγραφεί κατά την περίοδο 1958 – 2003 στην περιοχή Mauna Loa της Χαβάης που φαίνεται στο Σχήμα 2.1 και η οποία παρουσιάζει συνεχή αυξητική τάση.



Σχήμα 2.1: Κατ' όγκο συγκέντρωση (ppm) του CO_2 στην ατμόσφαιρα, την περίοδο 1958-2003, όπως καταγράφηκε από τον σταθμό μέτρησης CO_2 στην περιοχή Mauna Loa της Χαβάης.

Μια μη στάσιμη χρονοσειρά μπορεί επίσης να παρουσιάζει περιοδικότητα (periodicity), που όταν αναφέρεται σε συγκεκριμένες περιόδους που σχετίζονται με φυσικές εποχές του έτους (μήνα, τρίμηνο, τετράμηνο) λέγεται και εποχικότητα (seasonality), π.χ. η τιμή του όζοντος

στην ατμόσφαιρα υπόκειται σε εποχικές διακυμάνσεις πέρα από τις διακυμάνσεις που μπορεί να οφείλονται στην εξέλιξη του οικοσυστήματος. Μία σημαντική ιδιότητα μιας στάσιμης χρονοσειράς είναι ότι η αυτοσυσχέτιση μετά από κάποιο χρονικό διάστημα τ εξαρτάται μόνο από αυτό το χρονικό διάστημα (καθυστέρηση) τ (Καραγιάννης, 1991).

2. Αιτιοκρατία (determinism) και στοχαστικότητα (stochasticity): Όλες οι χρονοσειρές από πραγματικά μεγέθη περιέχουν θόρυβο και με αυτή την έννοια όλες οι πραγματικές χρονοσειρές είναι στοχαστικές. Η μεγαλύτερη πρόκληση στην ανάλυση πραγματικών χρονοσειρών είναι η διερεύνηση και ταύτιση ή εντοπισμός του αιτιοκρατικού μέρους του συστήματος που παράγει τη χρονοσειρά. Όταν αυτό είναι κρυμμένο μέσα στο θόρυβο ή γενικότερα δεν κυριαρχεί στην εξέλιξη της χρονοσειράς, τότε θεωρείται πως το σύστημα είναι στοχαστικό και εκείνο που μπορεί να γίνει είναι στατιστική περιγραφή του συστήματος, για παράδειγμα με τη χρήση στατιστικών ελέγχων ή μέσω της θεωρίας σφαλμάτων.

Αν για κάποιο λόγο μπορεί να υποτεθεί ότι το σύστημα που παράγει τη χρονοσειρά είναι κυρίως αιτιοκρατικό με κάποιες στοχαστικές διαταραχές, που όμως δεν κυριαρχούν στην εξέλιξη του συστήματος (και της μελετώμενης χρονοσειράς), τότε μπορούν να χρησιμοποιηθούν διαφορετικές προσεγγίσεις που είναι κατάλληλες για αιτιοκρατικά δυναμικά συστήματα, π.χ. ανίχνευση κύριων περιόδων αν το σύστημα φαίνεται να είναι περιοδικό ή διερεύνηση της μη γραμμικής δυναμικής αν το σύστημα φαίνεται να είναι χαοτικό. Για παράδειγμα η μεταβολή της στάθμης του όζοντος στην ατμόσφαιρα μπορεί να έχει διαφορετικές περιοδικότητες που ζητείται να εντοπιστούν με ακρίβεια (περίοδο έτους αλλά ίσως και άλλες περιόδους) οπότε τότε εφαρμόζονται μέθοδοι της φασματικής ανάλυσης. Μπορεί όμως απαλείφοντας την ετήσια εποχικότητα, να θεωρηθεί ότι το σύστημα είναι στοχαστικό με ενδεχομένως κάποιες γραμμικές συσχετίσεις βραχείας διάρκειας που χρειάζεται να εκτιμηθούν και τότε να γίνει προσαρμογή κάποιου κατάλληλου στοχαστικού μοντέλου. Επίσης μπορεί να υποτεθεί ότι η μη κανονικότητα της χρονοσειράς (απαλλαγμένης από την ετήσια εποχικότητα) οφείλεται σε κάποιο μη γραμμικό αιτιοκρατικό δυναμικό σύστημα, ενδεχομένως χαμηλής διάστασης και χαοτικό, που έχει τη δυνατότητα να παρουσιάζει φαινομενικά τυχαία συμπεριφορά.

3. Γραμμικότητα (linearity) και μη γραμμικότητα (nonlinearity): Σύμφωνα με τα παραπάνω φαίνεται οι δύο αυτές έννοιες να σχετίζονται με την αιτιοκρατία και στοχαστικότητα αλλά γενικά μπορούν να ορισθούν ανεξάρτητα από αυτές. Η γραμμικότητα του συστήματος σημαίνει πως οι μεταβλητές του συστήματος (που μπορούν να παρατηρηθούν) αλληλεπιδρούν γραμμικά, δηλαδή αν εκφραζόταν το σύστημα με αναλυτική μορφή όλοι οι όροι θα ήταν γραμμικοί ως προς τις μεταβλητές του συστήματος. Σε αντίθετη περίπτωση το σύστημα είναι μη γραμμικό. Για τη χρονοσειρά αυτό σημαίνει πως για ένα γραμμικό σύστημα η εξέλιξη της χρονοσειράς ορίζεται ως γραμμικός συνδυασμός των προηγούμενων παρατηρήσεων της χρονοσειράς, ενώ για ένα μη γραμμικό σύστημα η εξέλιξη της χρονοσειράς μπορεί να οριστεί με μεγαλύτερη ακρίβεια αν θεωρηθεί και η συνδυασμένη επίδραση των προηγούμενων παρατηρήσεων σε διαφορετικές χρονικές στιγμές ή τις ίδιες.

Άρα λοιπόν ένα στοχαστικό σύστημα μπορεί να είναι γραμμικό ή μη γραμμικό και το ίδιο ισχύει για ένα αιτιοκρατικό σύστημα. Βέβαια ένα αιτιοκρατικό γραμμικό σύστημα δεν παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί τα γραμμικά αιτιοκρατικά δυναμικά συστήματα έχουν απλές λύσεις οι οποίες στην απουσία θορύβου μπορούν εύκολα να εντοπιστούν (σταθερό σημείο, περιοδικά σημεία ή τροχιές). Εδώ σημειώνεται ότι κάποια δυσκολία μπορεί να παρουσιαστεί αν το σύστημα είναι πολλών διαστάσεων, υπάρχει κάποια τυχαία διαταραχή και το πλήθος των παρατηρήσεων είναι σχετικά μικρό. Από την άλλη μεριά, είναι

ιδιαίτερα δύσκολος ο εντοπισμός μη γραμμικότητας σε ένα στοχαστικό σύστημα (ή διαδικασία όπως συνήθως λέγεται) αφού ο θόρυβος στο σύστημα δεν επιτρέπει τον εντοπισμό πολύπλοκων μη γραμμικών σχέσεων. Σε μια τέτοια περίπτωση θα πρέπει να έχει οριστεί μια συγκεκριμένη μη γραμμική μορφή που χρειάζεται να διερευνηθεί. Συνήθως λοιπόν οι δύο κυρίαρχες κλάσεις συστημάτων που υποθέτουμε για στάσιμες χρονοσειρές είναι η γραμμική στοχαστική διαδικασία (linear stochastic process) και το μη γραμμικό δυναμικό (πιθανώς χαοτικό) σύστημα (nonlinear dynamical (possibly chaotic) system).

2.3 Δυναμικά συστήματα

Δυναμικά συστήματα ονομάζονται τα φυσικά εκείνα φαινόμενα και οι φυσικές διεργασίες που περιγράφονται από συστήματα διαφορικών εξισώσεων (ή εξισώσεων διαφοράς) των οποίων η ανεξάρτητη μεταβλητή είναι ο χρόνος. Συνήθως οι εξισώσεις αυτές είναι μη γραμμικές και γενικά μη επιλύσιμες από τις μέχρι σήμερα γνωστές μεθόδους της μαθηματικής ανάλυσης, για κάθε τιμή του χρόνου και για οποιεσδήποτε αρχικές συνθήκες.

Ίσως η πιο σημαντική ιδιότητα των μη γραμμικών δυναμικών συστημάτων είναι η ύπαρξη περιοχών στο χώρο των εξαρτημένων μεταβλητών τους, μέσα στις οποίες η κίνηση εξελίσσεται στο χρόνο «ακανόνιστα», «απρόβλεπτα» ή όπως αλλιώς λέγεται «χαοτικά». Τα παραδείγματα των φυσικών φαινομένων ή διεργασιών όπου παρατηρείται μία τέτοια χαοτική συμπεριφορά είναι πολλά: από τον καιρό, τις καρδιακές παθήσεις και τις αυξομειώσεις οικονομικών μεγεθών μέχρι το βρασμό ενός υγρού, την κίνηση των μορίων ενός αερίου σε ένα δοχείο ή ακόμα και σε τυχερά παιχνίδια όπως το παιχνίδι της ρουλέτας (Μπούντης, 1995; Stewart, 1991).

Παλαιότερα, οι χαοτικές χρονοσειρές θεωρούντο ότι αποτελούσαν μία υπέρθεση ενός πολύ μεγάλου αριθμού γραμμικών χρονοσειρών, ώστε συχνά να μπορούν να εκληφθούν ως «θόρυβος». Η μελέτη όμως των χαοτικών χρονοσειρών με μεθόδους «Μη Γραμμικής Δυναμικής» έδειξε ότι οι χρονοσειρές αυτές μπορούν να παράγονται από μη γραμμικά αιτιοκρατικά δυναμικά συστήματα και μάλιστα χαμηλής διάστασης. Επομένως κύριος στόχος της μη γραμμικής ανάλυσης είναι να εξάγει από τις χρονοσειρές χρήσιμες πληροφορίες για το υποκείμενο δυναμικό σύστημα.

Έστω ένα αυτόνομο γραμμικό σύστημα σε ένα k – διάστατο Ευκλείδιο χώρο φάσεων που περιγράφεται από τις εξισώσεις :

$$\frac{d\mathbf{x}(t)}{dt} = \mathbf{A}\mathbf{x}(t) \quad (2.1)$$

όπου $\mathbf{x}(t) = [x_1(t), x_2(t), \dots, x_k(t)]$ με $x_i(t)$, $i = 1, 2, \dots, k$ είναι οι k δυναμικές μεταβλητές (ο αριθμός των μεταβλητών καθορίζει τη διάσταση του συστήματος) οι οποίες ορίζουν το χώρο κατάστασης αυτού και $\mathbf{A}$ ένας σταθερός πίνακας $k \times k$. Σημειώνεται ότι σε ένα αυτόνομο σύστημα η εξέλιξη του συστήματος είναι ανεξάρτητη από την αρχική χρονική στιγμή (Βουγιατζής και Μελετιδίου, 2015). Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι ένα σύστημα λέγεται ότι δεν έχει μνήμη αν η έξοδός του κάθε χρονική στιγμή εξαρτάται από την είσοδο την ίδια μόνο στιγμή. Αν εξαρτάται και από προηγούμενες τιμές της εισόδου, τότε θεωρείται ότι το σύστημα έχει μνήμη (Καραγιάννης, 1991).

Οι γενικές λύσεις της (2.1) οι οποίες ονομάζονται και τροχιές καθώς $t \rightarrow \infty$ μπορούν :

- α) Είτε να συγκλίνουν στο μηδέν, αν το πραγματικό μέρος όλων των ιδιοτιμών του A είναι αρνητικό.
- β) Είτε να αποκλίνουν στο άπειρο, αν το πραγματικό μέρος μίας τουλάχιστον ιδιοτιμής του A είναι θετικό.
- γ) Είτε να εκτελούν ταλαντώσεις, αν όλες οι ιδιοτιμές αποτελούν συζυγή μιγαδικά ζεύγη με μηδενικό πραγματικό μέρος.

Όμως για την ανάλυση μη γραμμικών συστημάτων η γραμμική δυναμική δεν είναι επαρκής για μια συνολική περιγραφή (δηλαδή για όλες τις τιμές του t και όλες τις αρχικές συνθήκες) της εξέλιξης του συστήματος. Στην καλύτερη περίπτωση, οι γραμμικές τεχνικές βοηθούν στη μελέτη της δυναμικής τοπικά, δηλαδή πολύ κοντά σε μία γνωστή λύση και για περιορισμένα χρονικά διαστήματα. Συνεπώς είναι ανάγκη αρκετά συχνά να διατηρηθούν και οι μη γραμμικοί όροι στις εξισώσεις για μία πληρέστερη και πιο αποτελεσματική περιγραφή του συστήματος.

Πολύ σημαντικές ποσότητες για το χαρακτηρισμό ενός μη γραμμικού συστήματος αποτελούν ορισμένα αναλλοίωτα μεγέθη που χαρακτηρίζουν την μακροχρόνια εξέλιξη της δυναμικής, όπως οι γενικευμένες διαστάσεις ενός ελκυστή, οι εκθέτες Lyapunov και άλλα. Όταν οι διαφορικές εξισώσεις ή οι απεικονίσεις που διέπουν το δυναμικό σύστημα είναι γνωστές ο υπολογισμός των αναλλοίωτων αυτών μεγεθών είναι αρκετά εύκολος. Όταν όμως χρειάζεται να εξαγάγουμε τις ποσότητες αυτές μέσα από τα δεδομένα μιας και μόνο χρονοσειράς, τότε το πρόβλημα γίνεται πολύ πιο δύσκολο.

Σήμερα είναι γνωστές πολλές τεχνικές για την ανάλυση χρονοσειρών γραμμικών συστημάτων, οι οποίες στηρίζονται σε αυστηρά μαθηματικά και είναι υπολογιστικά αξιόπιστες. Οι μέθοδοι όμως χαρακτηρισμού της δυναμικής ενός μη γραμμικού φαινομένου βάσει γραμμικών συστημάτων, όπως αυτό της εξίσωσης (2.1), ακόμα κι αν ο πίνακας A εξαρτάται από το χρόνο, αποδείχτηκαν ανεπαρκείς. Επίσης το πρόβλημα του διαχωρισμού του στοχαστικού θορύβου από την αιτιοκρατική χαοτική συμπεριφορά επέβαλε την ανάγκη ανάπτυξης νέων «εργαλείων», πολύ πιο αποτελεσματικών από τις απλές γραμμικές μεθόδους της ανάλυσης Fourier, της μελέτης συναρτήσεων αυτοσυσχέτισης και άλλων γραμμικών μεθόδων.

2.4 Βασικές έννοιες της μη γραμμικής δυναμικής

Ένα από τα σημαντικότερα ερωτήματα στην ανάλυση χρονοσειρών φυσικών, βιολογικών ή οικονομικών συστημάτων είναι αν και κατά πόσο τα δεδομένα αυτά προέρχονται από μια στοχαστική διαδικασία ή διέπονται από τους νόμους μιας ντετερμινιστικής (αιτιοκρατικής) δυναμικής. Στην πρώτη περίπτωση η εξέλιξη του φαινομένου συνδέεται με συγκεκριμένες κατανομές πιθανοτήτων και η μελέτη γίνεται με τις κλασσικές μεθόδους της στατιστικής ανάλυσης στοχαστικών χρονοσειρών (για παράδειγμα Box και Jenkins, 1976).

Αν όμως υποθεθεί ότι η χρονοσειρά είναι κυρίως αποτέλεσμα αιτιοκρατικών νόμων εξέλιξης, τότε πρέπει να αναζητηθεί κάποιο δυναμικό σύστημα διαφορικών εξισώσεων ή εξισώσεων διαφορών από το οποίο παράγονται οι τιμές ή οι παρατηρήσεις της χρονοσειράς. Για μια δυναμική διαδικασία συνεχούς χρόνου υποτίθεται ότι υπάρχει ένα σύστημα από d συνήθεις διαφορικές εξισώσεις με μεταβλητές $x(t) = [x_1(t), x_2(t), \dots, x_d(t)]$, $\in \mathbb{R}^d$ της μορφής

$$\dot{\mathbf{x}} = \frac{d\mathbf{x}(t)}{dt} = \mathbf{G}(\mathbf{x}(t)) \quad (2.2)$$

όπου το διανυσματικό πεδίο $\mathbf{G}(\mathbf{x}(t))$ θεωρείται ότι είναι συνεχές και τουλάχιστον μία φορά συνεχώς διαφορίσιμο ως προς τις μεταβλητές του ώστε να εξασφαλίζεται η ύπαρξη και η μοναδικότητα των λύσεων. Όταν ο χρόνος είναι διακριτός (κάτι που συμβαίνει στην περίπτωση παρατηρήσεων που έχουν ληφθεί με κάποιο βήμα δειγματοληψίας $\tau_s = \Delta t$), τότε η εξέλιξη δίνεται από μια απεικόνιση ή ένα σύστημα εξισώσεων διαφορών της μορφής :

$$\mathbf{x}(n+1) = \mathbf{F}(\mathbf{x}(n)) \quad (2.3)$$

όπου $\mathbf{x}(n) = \mathbf{x}(t_o + n\tau_s)$, n ακέραιος και $\mathbf{x}(n) \in \mathbb{R}^d$.

Διακριτή δυναμική μπορεί όμως να προκύψει και μέσω δειγματοληψίας μιας συνεχούς δυναμικής μέσω τομών των τροχιών (ή λύσεων του συστήματος (2.2)) με ένα «υπερ-επίπεδο» στον d – διάστατο χώρο των φάσεων του συστήματος. Η μέθοδος αυτή ονομάζεται μέθοδος τομών Poincare (Poincare, 1880) και οδηγεί σε ένα διακριτό σύστημα $d-1$ διαστάσεων, το οποίο γενικά δεν μπορεί να εκφραστεί αναλυτικά μέσω του συνεχούς συστήματος από το οποίο προήλθε. Παρόλα αυτά οι ποιοτικές ιδιότητες ενός συνεχούς συστήματος αποκαλύπτονται συχνά με επιτυχία σε μια επιφάνεια τομών Poincare, μέσω των ιδιοτήτων των τροχιών μιας απεικόνισης που ονομάζεται απεικόνιση Poincare.

H διάσταση του χώρου καταστάσεων ή φάσεων ενός δυναμικού συστήματος είναι ο αριθμός των συνήθων διαφορικών εξισώσεων πρώτης τάξης που απαιτούνται για να το περιγράψουν. Στο χώρο αυτό, η κίνηση παρουσιάζει γενικά μια από τις ακόλουθες μορφές καθώς αυξάνεται ο χρόνος, $t \rightarrow \infty$ (Arrowsmith και Place, 1990 ; Wiggins, 1990 ; Μπούντης, 1995) :

- α) Σύγκλιση προς (ή απόκλιση από) απομονωμένα σταθερά σημεία του χώρου φάσεων $\bar{\mathbf{x}}$, ή σημεία ισορροπίας όπου $\mathbf{G}(\bar{\mathbf{x}}) = \mathbf{0}$ στο σύστημα (2) ή $\bar{\mathbf{x}} - \mathbf{F}(\bar{\mathbf{x}}) = \mathbf{0}$ στο σύστημα (3), αναλόγως αν αυτά αποτελούν ευσταθείς (ή ασταθείς) κόμβους.
- β) Ταλαντώσεις που είναι περιοδικές αν οι τροχιές χαρακτηρίζονται από d συχνότητες $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_d$ ρητώς εξαρτημένες μεταξύ τους, ή σχεδόν περιοδικές αν οι συχνότητες αυτές είναι ρητώς ανεξάρτητες.
- γ) Χαοτική συμπεριφορά, κατά την οποία η κίνηση είναι απεριοδική, πεπερασμένη και χαρακτηρίζεται από ένα συνεχές (ή γενικά μη διακριτό) φάσμα συχνοτήτων και εξαιρετικά ευαίσθητη εξάρτηση από τις αρχικές συνθήκες.

Όπως στην περίπτωση (α), έτσι και στις (β) και (γ) ενδέχεται η τελική μορφή κίνησης να είναι ελκυστής (ή απώστης) της δυναμικής του συστήματος. Στις δύο πρώτες περιπτώσεις ο εν λόγω ελκυστής (ή απώστης) λέγεται κανονικός ενώ στην τρίτη λέγεται παράξενος (strange attractor / repeller).

Οι διανυσματικές συναρτήσεις $\mathbf{F}(\mathbf{x}(n))$ και $\mathbf{G}(\mathbf{x}(n))$ περιέχουν σταθερές που αντιστοιχούν σε παραμέτρους «έντασης» δυνάμεων, εξωτερικών πεδίων ή άλλων φυσικών ιδιοτήτων του συστήματος. Οποσδήποτε όμως οι συναρτήσεις αυτές εξαρτώνται και από το χρόνο, για λόγους συντομίας όμως παραλείπεται ο συμβολισμός του χρόνου από αυτές.

Ένα δυναμικό σύστημα λέγεται *διατηρητικό* ή *μη διατηρητικό* αν διατηρεί ή όχι (κατά τη χρονική του εξέλιξη) στοιχειώδεις όγκους στο d – διάστατο χώρο φάσεων. Για δυναμικά συστήματα συνεχούς χρόνου η ιδιότητα αυτή προσδιορίζεται από το αν $\nabla \cdot \mathbf{G}(\mathbf{x}(t)) = 0$

(διατηρητικό) ή $\nabla \cdot \mathbf{G}(\mathbf{x}(t)) \neq 0$ (μη διατηρητικό) για κάθε τροχιά σε μια περιοχή $U \subset \mathbb{R}^d$, ενώ για συστήματα διακριτού χρόνου η παραπάνω ιδιότητα εξαρτάται από την τιμή της Ιακωβιανής ορίζουσας :

$$\Delta \equiv \det[DF(\mathbf{x})] = \det\left[\frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}}\right] \quad (2.4)$$

Όταν $|\Delta| = 1$, για κάθε $\mathbf{x}(t) \in U \subset \mathbb{R}^d$, οι όγκοι στην περιοχή U παραμένουν σταθεροί κατά την εξέλιξη του συστήματος. Γενικά, σε ρεαλιστικά συστήματα πεπερασμένης κίνησης, η Ιακωβιανή έχει ορίζουσα μικρότερη από τη μονάδα που σημαίνει ότι ο όγκος στο χώρο των φάσεων συστέλλεται καθώς το σύστημα εξελίσσεται. Πολλές φορές, καθώς οι φυσικές παράμετροι ενός δυναμικού συστήματος μεταβάλλονται (ή προστίθενται μη γραμμικοί όροι ανώτερης τάξης), η ποιοτική συμπεριφορά των $\mathbf{x}(t)$ ή $\mathbf{x}(n)$ δεν μεταβάλλεται και τότε το δυναμικό σύστημα χαρακτηρίζεται από δομική ευστάθεια. Μερικές φορές όμως, οι αλλαγές αυτές είναι δυνατό να επιφέρουν μία απότομη μεταβολή στην ποιοτική συμπεριφορά του συστήματος. Αυτό συμβαίνει σε σημεία του χώρου $\mathbb{R}^{d+p}$ (όπου $\mathbb{R}^p$ ο χώρος παραμέτρων) που λέγονται σημεία δομικής αστάθειας ή σημεία διακλάδωσης, όπου βασικά χαρακτηριστικά του συστήματος (σημεία ισορροπίας, περιοδικές τροχιές κ.τ.λ.) αλλάζουν τις ιδιότητές ευστάθειάς τους. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι το σύστημα διαφορικών εξισώσεων του Lorenz το οποίο εξετάζεται πολύ συνοπτικά παρακάτω.

2.5 Το σύστημα εξισώσεων του Lorenz

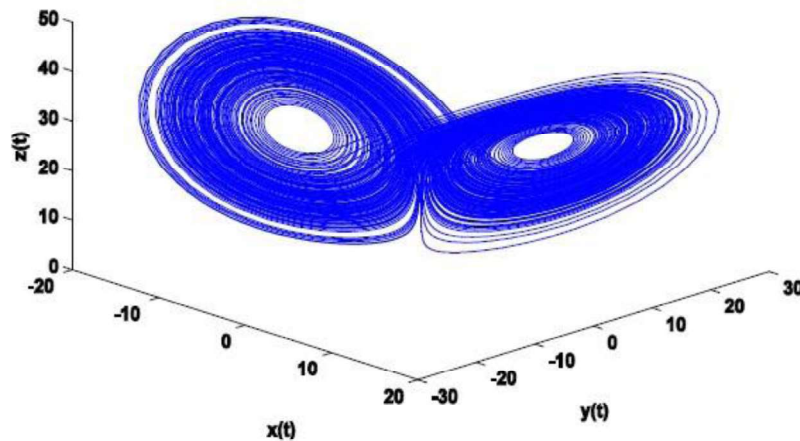
Το 1963, ο E. N. Lorenz, ο οποίος ήταν Μαθηματικός και Μετεωρολόγος, δημοσίευσε μία αξιοσημείωτη εργασία στην οποία περιέγραψε ένα σύστημα τριών διαφορικών εξισώσεων με τρεις παραμέτρους το οποίο ύστερα από αριθμητική ολοκλήρωση σε H/Y έδινε εξαιρετικά πολύπλοκες λύσεις (Lorenz, 1963; Sparrow, 1982; Guckenheimer και Holmes, 1983). Το σύστημα αυτό, γνωστό ως σύστημα εξισώσεων του Lorenz, περιγράφεται από τις παρακάτω διαφορικές εξισώσεις :

$$\begin{aligned} \frac{dx}{dt} &= \sigma(y-x) \\ \frac{dy}{dt} &= rx - y - xz \\ \frac{dz}{dt} &= xy - bz \end{aligned} \quad (2.5)$$

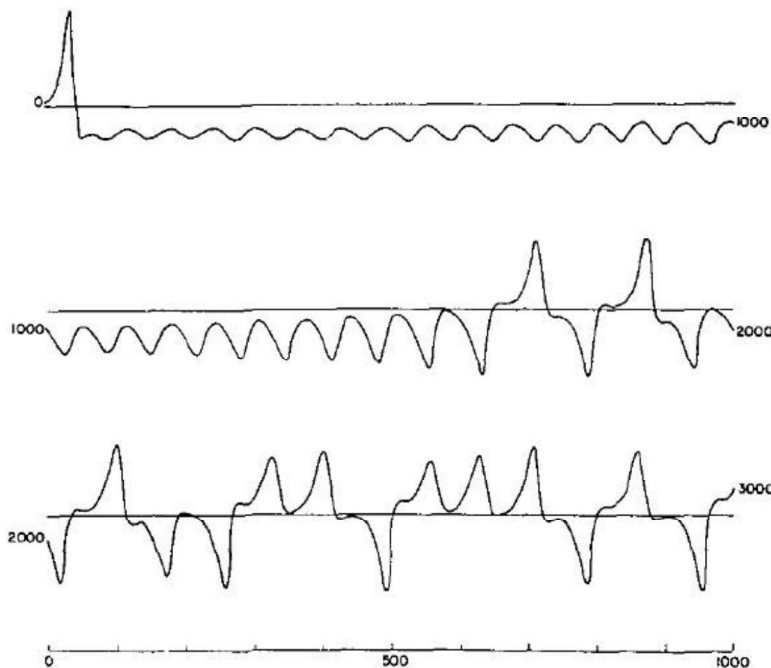
Το σύστημα των εξισώσεων (2.5) αποτελεί ένα μοντέλο το οποίο είναι ένα τρισδιάστατο αυτόνομο συνεχές δυναμικό σύστημα που παράγεται από μία δραστηκή περικοπή (απλοποίηση) των εξισώσεων μεταφοράς θερμότητας μέσω ρευμάτων συναγωγής (convection). Η μεταβλητή x είναι το πλάτος της πρώτης οριζόντιας αρμονικής της κατακόρυφης ταχύτητας του ρευστού, η μεταβλητή y είναι το πλάτος της αντίστοιχης ταλάντωσης της θερμοκρασίας και η μεταβλητή z είναι μία συνάρτηση του θερμοκρασιακού πεδίου. Το σ είναι ο αριθμός του Prandtl, το r είναι ο κανονικοποιημένος αριθμός του Rayleigh και το b είναι μια παράμετρος που σχετίζεται με οριζόντιο κυματοδιάνυσμα.

Εάν $\sigma = 10$, $r = 28$ και $b = 8/3$, τότε λαμβάνεται ο παράξενος ελκυστής του Σχήματος 2.2 (Mukherjee et al., 2013). Επίσης ενδιαφέρον παρουσιάζει η αριθμητική λύση για τη μεταβλητή y , όπως εξελίσσεται αυτή για τις 3000 πρώτες επαναλήψεις (Lorenz, 1963) που

φαίνεται στο Σχήμα 2.3. Παρατηρείται ότι, ενώ αρχικά η γραφική παράσταση της λύσης παρουσιάζει μια περιοδικότητα, σταδιακά αυτή χάνεται. Η τροχιά αυτή χαρακτηρίζεται ως ασταθής και μάλιστα δεν πηγαίνει προς το άπειρο, λόγω της ιδιότητας της απώλειας όγκου στο χώρο των φάσεων (dissipation) που περιορίζει τις διαδρομές των φυσικών μεταβλητών. Η συμπεριφορά αυτή της τροχιάς αναφέρεται ως χαοτική κίνηση ή απλά χάος. Επίσης όταν η δυναμική στο χώρο των φάσεων γίνεται ολικώς ασταθής τότε οι τροχιές έλκονται από ένα περίπλοκο σύνολο σημείων κλασματικής διάστασης (fractal ή μορφοκλασματικό) που ονομάζεται παράξενος ελκυστής.



Σχήμα 2.2: Τρισδιάστατη απεικόνιση του παράξενου (χαοτικού) ελκυστή του Lorenz.



Σχήμα 2.3: Αριθμητική λύση της μεταβλητής y των εξισώσεων του Lorenz. Στο πάνω μέρος φαίνονται οι 1000 πρώτες επαναλήψεις στη μέση οι επόμενες 1000 και στο κάτω μέρος η 3^η χιλιάδα επαναλήψεων.

2.6 Το σύστημα εξισώσεων για τις κινήσεις στην ατμόσφαιρα

Για την πρόγνωση του καιρού χρησιμοποιούνται επίσης μη γραμμικές διαφορικές εξισώσεις. Ειδικότερα, οι βασικές εξισώσεις που διέπουν τις κινήσεις στην ατμόσφαιρα προκύπτουν από ένα σύνολο αρχών διατήρησης ορισμένων μεγεθών. Το σύνολο αυτών των εξισώσεων, σύμφωνα με τον Pielke (1984) είναι το παρακάτω :

$$\partial \rho / \partial t = -(\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V}) \quad (2.6)$$

$$\partial \theta / \partial t = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta + S_{\theta} \quad (2.7)$$

$$\partial \vec{V} / \partial t = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \vec{V} - 1/\rho \vec{\nabla} p - g \vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad (2.8)$$

$$\partial q_n / \partial t = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q_n + S_{q_n}, \quad n = 1, 2, 3 \quad (2.9)$$

$$\partial \chi_m / \partial t = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \chi_m + S_{\chi_m}, \quad m = 1, 2, \dots, M \quad (2.10)$$

Η εξίσωση (2.6) είναι η αρχή διατήρησης της μάζας ή, όπως είναι πιο γνωστή, εξίσωση συνέχειας. Η απαίτηση αυτής της αρχής είναι η εισερχόμενη μάζα σε έναν απείρως μικρό κύβο ορισμένου όγκου να είναι ίση με την εξερχόμενη. Στην εξίσωση αυτή, ρ είναι η πυκνότητα του αέρα και $\vec{V}$ η ταχύτητα του αέρα.

Η εξίσωση (2.7) είναι η εξίσωση διατήρησης της θερμότητας, που βασίζεται στο πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα, το οποίο είναι μια έκφραση της αρχής διατήρησης της ενέργειας (Πρεζεράκος, 1987). Στην εξίσωση αυτή, θ είναι η δυνητική θερμοκρασία, ενώ το S_{θ} παριστά τις πηγές και τις καταβόθρες θερμότητας εκφρασμένες ως μεταβολές της δυνητικής θερμοκρασίας.

Η εξίσωση (2.8) είναι η αρχή διατήρησης της κίνησης και προέρχεται από το δεύτερο νόμο του Νεύτωνα με βάση τον οποίο η δύναμη που ασκείται σε ένα αντικείμενο προκαλεί μια επιτάχυνση σε αυτό. Σε αυτή την εξίσωση, p είναι η ατμοσφαιρική πίεση, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και $\vec{\Omega}$ η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης.

Η εξίσωση (2.9) αποτελεί την αρχή διατήρησης των υδρατμών στον αέρα. Στην εξίσωση αυτή το q_n είναι ο λόγος της μάζας του περιεχόμενου ύδατος ως προς τη μάζα του αέρα που περιέχεται σε έναν ορισμένο όγκο. Είναι $n=1, 2, 3$ ανάλογα αν το νερό είναι σε στερεή, υγρή ή αέρια μορφή αντίστοιχα. Η ποσότητα S_{q_n} αντιστοιχεί στις διαδικασίες όπου το νερό υπόκειται σε αλλαγές φάσης, καθώς επίσης και στο νερό που δημιουργείται ή χάνεται σε χημικές αντιδράσεις.

Η εξίσωση (2.10) είναι η αρχή διατήρησης των άλλων αερίων και μη (π.χ. aerosols) συστατικών της ατμόσφαιρας εκτός του ύδατος. Σε αυτή την εξίσωση, χ_m είναι η συγκέντρωση της κάθε ουσίας στον αέρα, με το δείκτη m να αντιστοιχεί σε κάθε διαφορετικό συστατικό που περιέχεται στον αέρα. Η ποσότητα S_{χ_m} έχει την ίδια έννοια με την αντίστοιχη ποσότητα της εξίσωσης (2.9), με τη διαφορά ότι τώρα αναφέρεται σε οποιαδήποτε άλλη ουσία εκτός του νερού.

Οι εξισώσεις αυτές, οι οποίες είναι μη γραμμικές μερικές διαφορικές εξισώσεις, συναντώνται στη βιβλιογραφία και με διαφορετικές εκφράσεις (Jacobson, 1999 ; Holton,

2004), χωρίς όμως να αλλάζει η έννοια τους. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι οι εξισώσεις αυτές ονομάζονται «προγνωστικές» διότι εκφράζουν τις χρονικές παραγώγους των εξαρτημένων μεταβλητών σε σχέση με τις τρέχουσες τιμές αυτών των μεταβλητών (Lorenz, 1967). Επομένως η επίλυση των εξισώσεων αυτών μπορεί να δώσει την εξέλιξη των μεταβλητών ως προς το χρόνο και συνεπώς να βρεθούν οι μελλοντικές τους τιμές. Αυτό σημαίνει ότι με βάση αυτές τις εξισώσεις (και λαμβάνοντας υπόψη τις αρχικές συνθήκες για μία ορισμένη ώρα που λαμβάνονται από τις διαθέσιμες μετεωρολογικές παρατηρήσεις της ώρας αυτής) μπορεί να γίνει η πρόγνωση του καιρού. Δυστυχώς, αναλυτικές λύσεις των εξισώσεων (2.6) – (2.10) ή παρόμοιων δεν έχουν βρεθεί. Έτσι η προσπάθεια εστιάζεται στην απλοποίηση των εξισώσεων αυτών κάνοντας κάποιες παραδοχές και στην προσπάθεια επίλυσης των απλουστευμένων εξισώσεων μέσω αριθμητικών μεθόδων με τη βοήθεια H/Y. Ανάλογα με τις παραδοχές και τις απλοποιήσεις που γίνονται προκύπτουν τα διάφορα μοντέλα αριθμητικής πρόγνωσης καιρού. Αυτές οι προσεγγίσεις που γίνονται έχουν ως ένα επακόλουθο τη δημιουργία σφαλμάτων τα οποία επηρεάζουν την ακρίβεια στον υπολογισμό των μελλοντικών τιμών των παραμέτρων τα οποία μεγεθύνονται με την απομάκρυνση στο χρόνο από το χρόνο των αρχικών τιμών.

Επομένως, η ακρίβεια που μπορεί να επιτευχθεί στην πρόγνωση του καιρού για συστήματα ορισμένης κλίμακας περιορίζεται από τους παρακάτω παράγοντες, που είναι και οι κύριοι λόγοι για τους οποίους παρουσιάζονται σφάλματα στις προγνώσεις καιρού (Πρεζεράκος, 1997) :

1. Ατέλειες στην πυκνότητα, ακρίβεια και αντιπροσωπευτικότητα των μετεωρολογικών παρατηρήσεων που προσδιορίζουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας τη στιγμή της παρατήρησης και αποτελούν τις αρχικές τιμές για τη λύση του συστήματος των προγνωστικών εξισώσεων.
2. Η έλλειψη από τα μοντέλα των φυσικών διαδικασιών των συστημάτων μικρής κλίμακας ή της κατάλληλης αντικατάστασης αυτών από στατιστικά στοιχεία, αλλά και ατέλειες των μοντέλων αυτών να παριστάνουν τις φυσικές και δυναμικές διαδικασίες της ατμόσφαιρας πλήρως και σωστά.
3. Υπολογιστικά λάθη που γίνονται από τους υπολογιστές σε κάθε χρονικό βήμα της πρόγνωσης (για παράδειγμα μία πρόγνωση 24 ωρών αποτελείται από επιμέρους προγνώσεις ολίγων λεπτών) που τελικά μεγεθύνονται στον ολικό χρόνο της πρόγνωσης.
4. Τυχαίες διαταραχές που εμφανίζονται στην ατμόσφαιρα και οι οποίες δεν λαμβάνονται υπόψη στα μοντέλα.

Τα μεγαλύτερα σφάλματα που παρουσιάζονται στις προγνώσεις μικρής διάρκειας (από 1 ως 4 ημέρες) αποδίδονται κυρίως στη έλλειψη παρατηρήσεων στους ωκεανούς και τις ακατοίκητες περιοχές. Ακριβείς προγνώσεις για μια εβδομάδα ή περισσότερο είναι αδύνατο να γίνουν αν δεν ληφθεί υπόψη η αλληλεπίδραση των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας και των ωκεανών που παρουσιάζουν ανωμαλίες στη θερμοκρασία της επιφάνειάς τους.

Είναι δύσκολο να αποφανθεί κάποιος αν τα λάθη που δημιουργούνται στους υπολογισμούς εξ αιτίας της αντικατάστασης των παραγώγων από τις πεπερασμένες διαφορές για τη λύση των διαφορικών εξισώσεων από τους H/Y έχουν μεγαλύτερη βαρύτητα από τα λάθη που δημιουργούνται από το γεγονός ότι το μοντέλο δεν είναι δυνατό να περιγράψει με πληρότητα και ακρίβεια την πραγματική συμπεριφορά της ατμόσφαιρας. Πάντως και οι δύο πηγές σφαλμάτων είναι ίσης σημασίας. Μερικά από τα σπουδαιότερα σφάλματα οφείλονται στο ανεπαρκές δίκτυο σημείων οριζόντια και κατακόρυφα για τα οποία προσδιορίζονται τιμές

από τις παρατηρήσεις και από ανεπαρκή παρουσίαση της τοπογραφίας, του υετού, των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και των συντελεστών τριβής (που οφείλονται στην επιφάνεια του εδάφους και στο ιξώδες της ατμόσφαιρας).

Ο κύριος όμως λόγος αναφοράς σε αυτές τις εξισώσεις είναι η ανάδειξη της πολυπλοκότητας που χαρακτηρίζει τις διάφορες κινήσεις στην ατμόσφαιρα και που μπορεί να περιγραφεί με τις παραπάνω μερικές διαφορικές εξισώσεις που το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η μη γραμμικότητα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Fractals

3.1 Μορφοκλασματική (fractal) δομή

Τα περισσότερα μη γραμμικά φαινόμενα που συναντώνται στη φύση εμφανίζουν συχνά μια «ακανόνιστη» ή «απρόβλεπτη» εξέλιξη στο χρόνο που ονομάζεται χαοτική συμπεριφορά. Πιο συγκεκριμένα, υπάρχει μια ενδογενής αστάθεια που χαρακτηρίζει τη δυναμική μη γραμμικών συστημάτων και η οποία προσδίδει στις τροχιές τους μια εξαιρετικά ευαίσθητη εξάρτηση από τις αρχικές συνθήκες σε ορισμένες περιοχές του χώρου των φάσεων. Η αστάθεια αυτή ονομάζεται χάος. Αναφέρθηκε προηγούμενα ότι, όταν η δυναμική στο χώρο των φάσεων γίνεται ασταθής τότε οι τροχιές έλκονται από ένα περίπλοκο σύνολο σημείων, έναν παράξενο ελκυστή, που είναι κλασματικής διάστασης (fractal ή μορφοκλασματικό). Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται αναφορά σε αυτή την πολύπλοκη δομή, την fractal δομή, η οποία αποτελεί έναν τρόπο εκδήλωσης της χαοτικής συμπεριφοράς.

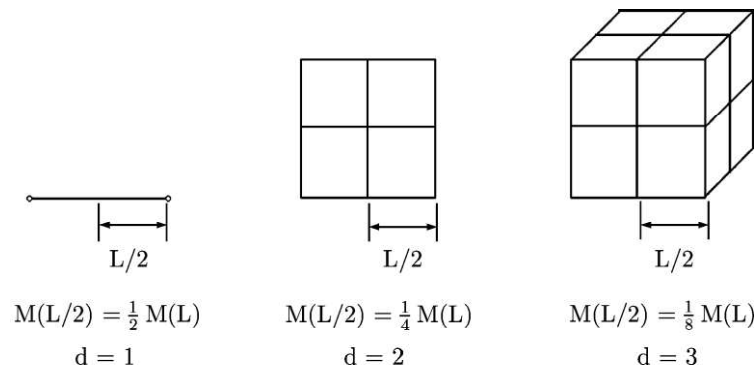
Η γεωμετρία fractal αποτελεί ένα μαθηματικό εργαλείο για την ενασχόληση με τα πολύπλοκα συστήματα τα οποία δεν έχουν χαρακτηριστική κλίμακα μήκους (Bunde και Havlin, 2011). Ένα παράδειγμα είναι η μορφή μιας ακτογραμμής. Όταν εξετάζονται δύο εικόνες μιας ακτογραμμής σε δύο διαφορετικές κλίμακες, έστω 1 cm να αντιστοιχεί σε 0.1km ή 10km, τότε δεν μπορεί να ληφθεί απόφαση για το ποια εικόνα αντιστοιχεί σε κάθε κλίμακα: και οι δύο φαίνονται το ίδιο και μάλιστα αυτό χαρακτηρίζει και άλλα γεωγραφικά στοιχεία όπως ποτάμια, ρήγματα, βουνά, αλλά ακόμα και τα νέφη (Lovejoy, 1982). Αυτό σημαίνει ότι η ακτογραμμή δεν μεταβάλλεται σε διαφορετική κλίμακα (scale invariant) ή ισοδύναμα δεν έχει χαρακτηριστική κλίμακα μήκους. Άλλο παράδειγμα είναι οι χρονοσειρές μεταβολής οικονομικών μεγεθών. Όταν κάποιος εξετάσει ημερήσιες, μηνιαίες ή ετήσιες χρονοσειρές δεν μπορεί να δει τη διαφορά, καθώς όλες έχουν παρόμοια μορφή.

Τα συστήματα τα οποία παραμένουν τα ίδια σε διαφορετική κλίμακα συνήθως χαρακτηρίζονται από μη ακέραιες (fractal) διαστάσεις. Η έννοια της μη ακεραίας διάστασης καθώς και αρκετές βασικές ιδιότητες των fractals έχουν μελετηθεί τον προηγούμενο αιώνα από γνωστούς ερευνητές στο χώρο των μαθηματικών όπως ο Cantor, ο Peano, ο Hilbert και άλλοι, αλλά και παλαιότερα από τον Gauss, τον Durer και τον Lichtenberg. Ο τελευταίος, ήταν ο πρώτος που παρατήρησε την αυτοομοιότητα των δομών αυτών τον 18^ο αιώνα: ένα τμήμα μοιάζει με το συνολικό σχήμα. Ο Mandelbrot (1977, 1982) ανέδειξε τη σχέση της fractal γεωμετρίας με πολλά συστήματα στη φύση και παρουσίασε αρκετά σημαντικά χαρακτηριστικά των fractals. Έκτοτε έχει αναπτυχθεί σημαντική βιβλιογραφία με θέμα τα fractals (Peitgen et al., 1992; Feder, 1988; Vicsek, 1989; Avnir, 1992; Takayasu, 1990; Schuster, 1984; Bunde και Havlin, 1996 και άλλα).

Είναι γνωστό ότι σε συστήματα με ομοιόμορφη πυκνότητα όπως μακριά σύρματα, μεγάλοι λεπτοί δίσκοι, ή μεγάλοι κύβοι, η διάσταση d χαρακτηρίζει το πώς η μάζα $M(L)$ αλλάζει με το γραμμικό μέγεθος L του συστήματος. Αν θεωρηθεί ένα μικρό τμήμα του συστήματος με γραμμικό μέγεθος bL ($b < 1$), τότε η μάζα $M(bL)$ μειώνεται κατά έναν παράγοντα b^d , δηλαδή:

$$M(bL) = b^d M(L) \quad (3.1)$$

Η λύση της εξίσωσης (3.1) είναι $M(L) = AL^d$. Είναι $d = 1$ για το μακρύ σύρμα, $d = 2$ για το δίσκο και $d = 3$ για τον κύβο (Σχήμα 3.1).

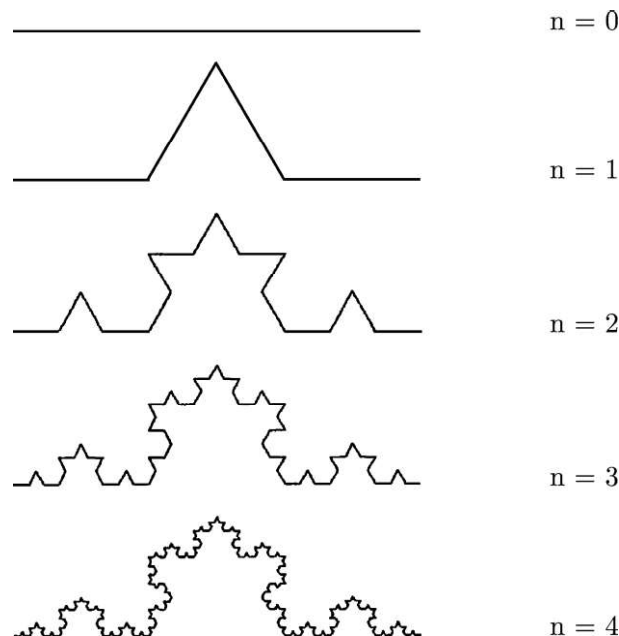


Σχήμα 3.1: Παραδείγματα κανονικών συστημάτων (αντικειμένων) με $d = 1$, $d = 2$ και $d = 3$.

Προχωρώντας στα αντικείμενα με κλασματική διάσταση (fractal), αυτά διακρίνονται σε ντετερμινιστικά και τυχαία (random) fractals. Τα ντετερμινιστικά fractals δημιουργούνται με επαναληπτική διαδικασία ενός συγκεκριμένου νόμου, ενώ τα τυχαία fractals δημιουργούνται από μία στοχαστική διαδικασία. Παρά το γεγονός ότι οι δομές fractal που συναντώνται στη φύση είναι τυχαίες, είναι χρήσιμη μία αναφορά σε δομές fractal που ακολουθούν κάποιο νόμο – όπως η καμπύλη του Koch – και όπου οι ιδιότητες fractal καθορίζονται με ακρίβεια. Επιπλέον δίνεται η δυνατότητα μελέτης των ιδιοτήτων των fractal δομών, κάτι που δεν μπορεί να γίνει με τα τυχαία fractals.

3.2 Η καμπύλη του Koch

Ένα από τα πιο γνωστά ντετερμινιστικά fractals είναι η καμπύλη του Koch. Στο Σχήμα 3.2 φαίνονται οι πρώτες 4 επαναλήψεις ($n = 4$) αυτής της fractal καμπύλης.



Σχήμα 3.2: Οι πρώτες 4 επαναλήψεις της καμπύλης Koch. Η διάσταση fractal της καμπύλης αυτής είναι $d_f = \log 4 / \log 3$.

Σε κάθε επανάληψη το μήκος της καμπύλης αυξάνεται κατά έναν παράγοντα ίσο με 4/3. Μαθηματικά, το fractal ορίζεται ως το όριο άπειρων επαναλήψεων $n \rightarrow \infty$, οπότε το συνολικό μήκος της καμπύλης τείνει στο άπειρο.

Η διάσταση της καμπύλης μπορεί να βρεθεί όπως για τα κανονικά αντικείμενα. Στο Σχήμα 3.2 παρατηρείται ότι, αν μειωθεί το γραμμικό μέγεθος κατά έναν παράγοντα $b = 1/3$, τότε το συνολικό μήκος της καμπύλης μειώνεται κατά έναν παράγοντα 1/4, δηλαδή

$$M(1/3L) = 1/4 M(L) \quad (3.2)$$

Αυτό το χαρακτηριστικό είναι πολύ διαφορετικό από τις κανονικές καμπύλες, όπου το μήκος του αντικειμένου μειώνεται ανάλογα κατά ένα γραμμικό τρόπο. Για να ικανοποιηθούν οι εξισώσεις (3.1) και (3.2), εισάγεται η έννοια της μη ακέραιης διάστασης, ικανοποιώντας την ισότητα $1/4 = (1/3)^d$ δηλαδή $d = \log 4 / \log 3$. Για τέτοιες μη ακέραιες διαστάσεις, ο Mandelbrot επινόησε τον όρο «fractal διάσταση» και τα αντικείμενα που χαρακτηρίζονται από μία fractal διάσταση ονομάζονται fractals. Έτσι, προκειμένου να συμπεριληφθούν και οι δομές fractal, η εξίσωση (3.1) γενικεύεται ως εξής :

$$M(bL) = b^{d_f} M(L) \quad (3.3)$$

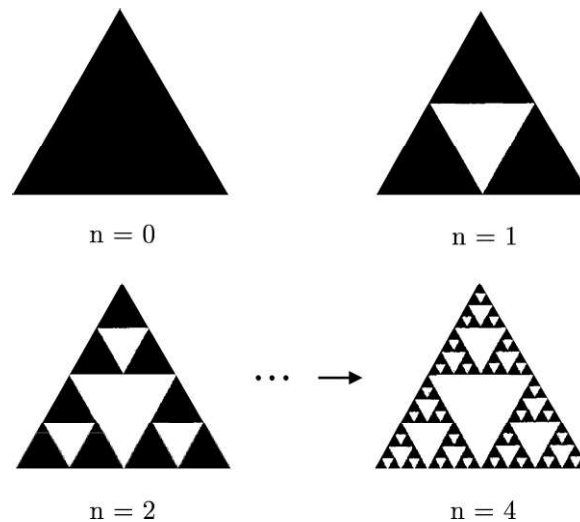
$$\text{και} \quad M(L) = AL^{d_f} \quad (3.4)$$

όπου d_f είναι η fractal διάσταση.

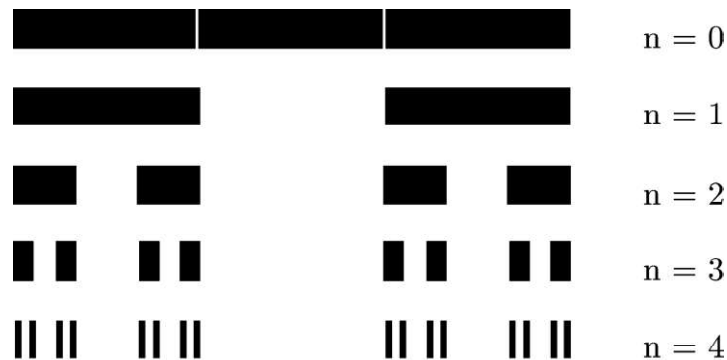
Κατά τη δημιουργία της καμπύλης Koch και τον υπολογισμό του d_f , παρατηρείται η πιο σημαντική ίσως ιδιότητα των fractals, η ιδιότητα της αυτοομοιότητας. Εάν παρατηρηθεί η καμπύλη Koch (Σχήμα 4), τότε φαίνεται ότι υπάρχει ένα κεντρικό αντικείμενο που μοιάζει με χιονάνθρωπο. Αριστερά και δεξιά αυτού του χιονάνθρωπου υπάρχουν άλλοι δύο χιονάνθρωποι, κάθε ένας από τους οποίους είναι πιστό αντίγραφο του κεντρικού μόνο που είναι μικρότεροι κατά 1/3. Κάθε ένας από τους μικρότερους χιονάνθρωπους έχει πάλι ακόμα μικρότερα αντίγραφα (κατά 1/3) στα δεξιά του και τα αριστερά του κ.τ.λ. Αν ληφθεί μία τριάδα χιονανθρώπων (που αποτελεί το $1/3^m$ της καμπύλης), για κάθε m και μεγεθυνθεί κατά 3^m τότε λαμβάνεται η αρχική καμπύλη Koch. Αυτή η ιδιότητα της αυτοομοιότητας είναι ανεξάρτητη της κλίμακας και είναι το βασικό χαρακτηριστικό όλων των ντετερμινιστικών και τυχαίων fractals: Εάν ληφθεί ένα τμήμα του fractal αντικειμένου και μεγεθυνθεί κατά τον ίδιο παράγοντα προς όλες τις κατευθύνσεις, η μεγενθυμένη εικόνα δεν θα μπορεί να διακριθεί από την αρχική.

Για την καμπύλη Koch όπως και για όλα τα ντετερμινιστικά fractals που δημιουργούνται με επαναλήψεις, οι εξισώσεις (13) και (14) ισχύουν μόνο για κλίμακες μήκους L κάτω από το γραμμικό μέγεθος L_o της συνολικής καμπύλης (Σχήμα 4). Αν ο αριθμός των επαναλήψεων n είναι πεπερασμένος, τότε οι εξισώσεις (13) και (14) ισχύουν μόνο πάνω από ένα κάτω όριο του μήκους L_{min} με $L_{min} = L_o/3^n$ για την καμπύλη Koch. Συνεπώς για ένα πεπερασμένο αριθμό επαναλήψεων υπάρχουν δύο όρια κλιμάκων μήκους του συστήματος, ένα άνω όριο $L_{max} = L_o$ που είναι το συνολικό γραμμικό μέγεθος του fractal αντικειμένου και το κάτω όριο L_{min} . Αυτό το χαρακτηριστικό της ύπαρξης δύο χαρακτηριστικών ορίων μήκους είναι κοινό γνώρισμα όλων των fractals που συναντώνται στη φύση.

Εκτός από την καμπύλη του Koch, υπάρχει ένας σημαντικός αριθμός ντετερμινιστικών fractals. Ενδεικτικά, το «τρυπητό» του Sierpinski (Μπούνη, 1995) και το σύνολο Cantor (Bunde και Havlin, 2011) φαίνονται στα Σχήματα 3.3 και 3.4 αντίστοιχα.



Σχήμα 3.3: Το «τρυπητό» του Sierpinski, του οποίου η fractal διάσταση είναι $d_f = \log 3 / \log 2$.



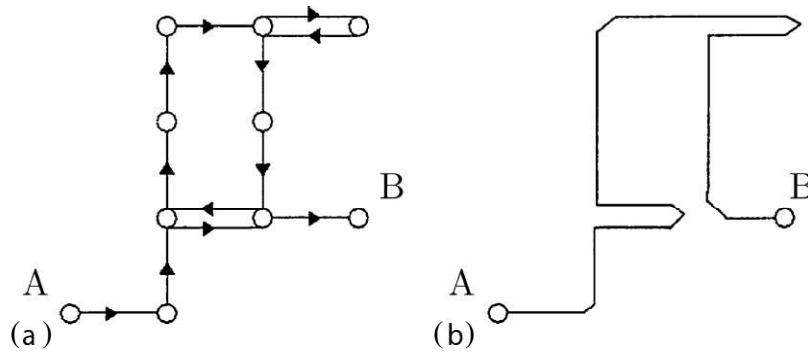
Σχήμα 3.4: Το σύνολο Cantor, όπου φαίνονται οι 4 πρώτες επαναλήψεις. Η fractal διάσταση του συνόλου Cantor είναι $d_f = \log 2 / \log 3$.

3.3 Μοντέλα τυχαίων fractal

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, τα τυχαία fractals συναντώνται στη φύση. Έχουν επινοηθεί αρκετά μοντέλα τυχαίων fractals που χρησιμοποιούνται ευρέως για να μιμηθούν τα συστήματα fractals που υπάρχουν στη φύση. Ένα από τα πιο απλά fractal μοντέλα είναι το μοντέλο του τυχαίου περιπάτου (random walk).

3.3.1 Τυχαίος περίπατος

Έστω ένας περιπατητής που περιπλανάται τυχαία σε ένα τετραγωνικό ή (στο χώρο) κυβικό πλέγμα. Σε μία μονάδα του χρόνου ο τυχαίος περιπατητής προχωράει κατά ένα βήμα μήκους a προς ένα τυχαία επιλεγμένο γειτονικό σημείο. Έστω επίσης ότι ο περιπατητής ξετυλίγει ένα σύρμα το οποίο συνδέει κάθε σημείο από το οποίο διέρχεται. Το μήκος M του σύρματος που συνδέει τον τυχαίο περιπατητή με το αρχικό του σημείο είναι ανάλογο με τον αριθμό των βημάτων n που γίνονται από τον περιπατητή (Σχήμα 3.5).

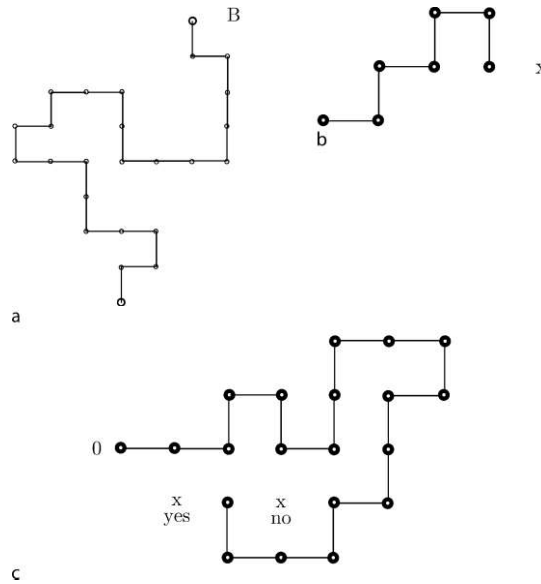


Σχήμα 3.5: (a) Ένας τυπικός τυχαίος περίπατος με βρόχους (loops) (b) Ένας τυχαίος περίπατος χωρίς βρόχους.

Καθώς σε έναν τυχαίο περίπατο σε κάθε d -διάστατο χώρο η μέση απόσταση μεταξύ των δύο άκρων του R είναι ανάλογη με το $n^{1/2}$ (Bunde και Havlin, 1996), τότε θα είναι $M \sim R^2$.

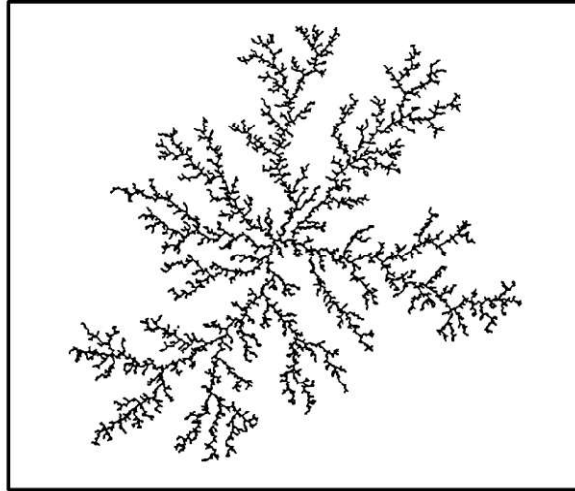
Επομένως με βάση την εξίσωση (14) προκύπτει ότι η διάσταση fractal της δομής που σχηματίζεται από το σύρμα είναι $d_f = 2$ για όλα τα πλέγματα. Μία γνωστή μορφή τυχαίου περιπάτου είναι η κίνηση Brown, δηλαδή η τυχαία ακανόνιστη κίνηση κολλοειδών σωματιδίων σε ένα υγρό που ηρεμεί (Sokolov, 2011). Περισσότερες λεπτομέρειες για τον τυχαίο περίπατο και τη σχέση του με την κίνηση Brown μπορούν να βρεθούν στα βιβλία των Bunde και Havlin (1995) και Weiss (1994).

Μία άλλη μορφή τυχαίου περιπάτου είναι οι «μη-διασταυρούμενοι» περίπατοι (self-avoiding walks, SAWs), όπου η πορεία του περιπατητή δεν πρέπει να επικαλύπτεται σε κανένα σημείο. Τυπικό παράδειγμα τέτοιου περιπάτου δίνεται στο σχήμα 3.6.



Σχήμα 3.6: Τυπικές μορφές «μη-διασταυρούμενου» περιπάτου.

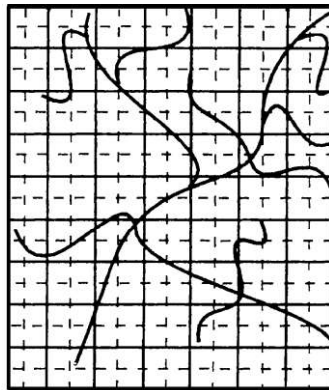
Αξίζει επίσης να αναφερθεί μια άλλη μορφή τυχαίου fractal, που είναι η κινητική συσσώρευση (Kinetic aggregation) που φαίνεται στο Σχήμα 3.7. Περισσότερες λεπτομέρειες για αυτή δίνουν οι Written και Sander (1981).



Σχήμα 3.7: Ένα fractal προερχόμενο από τη διαδικασία της κινητικής συσσώμωσης.

3.4 Μέτρηση της fractal διάστασης

Ένα από τα πρακτικά ζητήματα που προκύπτουν κατά τη μελέτη ενός fractal αντικείμενου, είναι ο υπολογισμός της fractal διάστασής του. Μία από τις πιο σημαντικές μεθόδους που χρησιμοποιούνται είναι η μέθοδος «μέτρησης κουτιών» (Box Counting). Σε αυτή σχεδιάζεται ένα πλέγμα που να καλύπτει το fractal αντικείμενο, το οποίο αποτελείται από N_1^2 τετράγωνα και καθορίζεται ο αριθμός των τετραγώνων $S(N_1^2)$ που χρειάζονται για να καλυφτεί το fractal αντικείμενο (Σχήμα 3.8).



Σχήμα 3.8: Η μέθοδος Box Counting.

Ύστερα επιλέγεται ολοένα και πιο λεπτομερές πλέγμα μικραίνοντας συνεχώς το μέγεθος των τετραγώνων οπότε χρειάζονται $N_1^2 < N_2^2 < N_3^2 < \dots < N_m^2$ τετράγωνα ύστερα από m προσπάθειες, και υπολογίζεται ο αντίστοιχος αριθμός των τετραγώνων $S(N_1)$, ..., $S(N_m)$ που χρειάζονται για να καλυφθεί το fractal αντικείμενο. Καθώς ο αριθμός των κουτιών συνδέεται με τη fractal διάσταση με τον τύπο

$$S(N) \sim N^{-d_f} \quad (3.5)$$

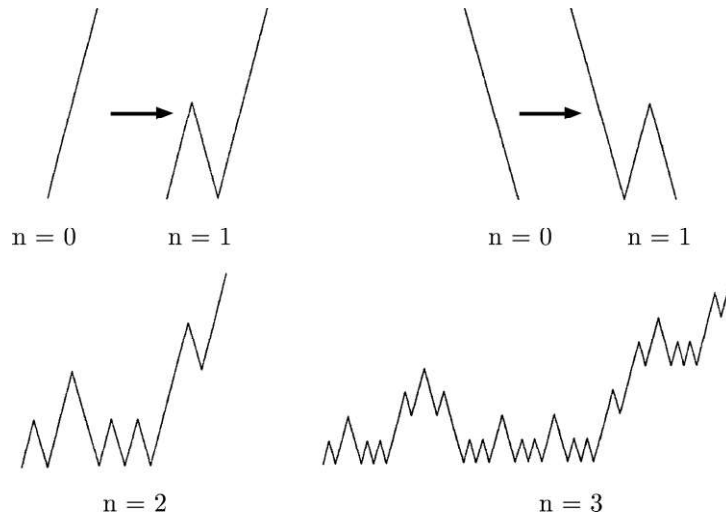
τότε η fractal διάσταση υπολογίζεται μέσω του διαγράμματος $S(N)$ ως προς το $1/N$ σε διπλή λογαριθμική κλίμακα. Η ασυμπτωτική κλίση για μεγάλα N , δίνει τη ζητούμενη διάσταση d_f .

Για να αποφευχθούν στατιστικά σφάλματα, πρέπει να βρεθεί η μέση τιμή του $S(N)$ που προκύπτει από πολλές πραγματοποιήσεις του fractal αντικειμένου. Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής προκειμένου να βρεθεί η αυτοομοιότητα σε πραγματικά δίκτυα σημαντικές πληροφορίες δίνονται στην εργασία των Song et al. (2005).

3.5 Αυτο-αφινικά fractals

Οι δομές fractal που έχουν εξεταστεί προηγουμένως είναι αυτοοόμοιες, δηλαδή αν κοπεί ένα μικρό κομμάτι από ένα fractal και μεγεθυνθεί ιστροπικά στο μέγεθος του αρχικού, τότε και το αρχικό και το μεγεθυμένο θα φαίνονται όμοια. Η ιστροπική μεγέθυνση σημαίνει ότι οι άξονες x, y, z έχουν πολλαπλασιαστεί με την ίδια κλίμακα.

Παρόλα αυτά υπάρχουν συστήματα τα οποία παραμένουν αναλλοίωτα μόνο υπό ανιστροπικές μεγεθύνσεις. Αυτά τα συστήματα ονομάζονται αυτο-αφινικά (self-affine) (Mandelbrot, 1977). Ένα απλό μοντέλο αυτο-αφινικού fractal φαίνεται στο Σχήμα 3.9.



Σχήμα 3.9: Ένα απλό ντετερμινιστικό μοντέλο αυτο-αφινικού fractal.

Στο Σχήμα 3.9 παρατηρείται ότι η δομή είναι αναλλοίωτη υπό την ανιστροπική μεγέθυνση $x \rightarrow 4x, y \rightarrow 2y$. Εάν κοπεί ένα μικρό κομμάτι από το αρχικό σχήμα (στο όριο $n \rightarrow \infty$ επαναλήψεων) και οι άξονες των x και y πολλαπλασιαστούν κατά 4 και 2 αντίστοιχα, θα ληφθεί το ίδιο ακριβώς αρχικό σχήμα. Με άλλα λόγια αν η μορφή της καμπύλης του Σχήματος 11 περιγράφεται από την συνάρτηση $F(x)$, τότε αυτή η συνάρτηση ικανοποιεί την εξίσωση $F(4x) = 2F(x) = 4^{1/2}F(x)$.

Γενικά αν μία αυτο-αφινική καμπύλη είναι αναλλοίωτη υπό τον μετασχηματισμό $x \rightarrow bx, y \rightarrow ay$, τότε θα είναι

$$F(bx) = aF(x) \equiv b^H F(x) \quad (3.6)$$

όπου ο εκθέτης $H = \log a / \log b$ ονομάζεται εκθέτης Hurst (Mandelbrot, 1977). Η λύση της εξίσωσης (3.6) είναι $F(x) = Ax^H$. Στο παράδειγμα του Σχήματος 3.9 είναι $H = 1/2$. Έστω μία τυχαία αυτο-αφινική δομή (τέτοιες δομές χρησιμοποιούνται ως μοντέλα για τυχαίες επιφάνειες), η οποία δημιουργείται από έναν μονοδιάστατο τυχαίο περίπατο όπου η τετμημένη είναι ο άξονας του χρόνου και η τεταγμένη είναι η μετατόπιση $Z(t) = \sum_{i=1}^t e^i$ του περιπατητή από το αρχικό σημείο. Έστω $e^i = \pm 1$ είναι το μοναδιαίο βήμα που γίνεται από

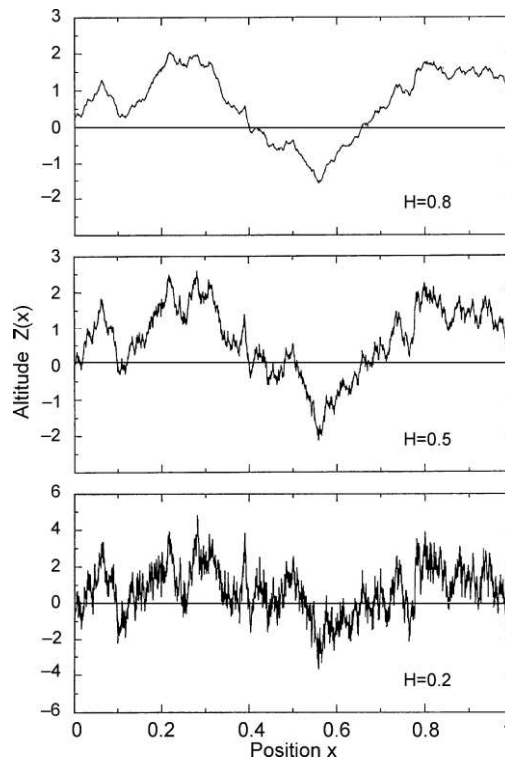
τον τυχαίο περιπατητή στο χρόνο t . Καθώς τα διαφορετικά βήματα του τυχαίου περιπατητή είναι ασυσχέτιστα, είναι $\langle e_i e_j \rangle = \delta_{ij}$, οπότε η RMS (Root Mean Square) τιμή της μετατόπισης είναι $F(t) \equiv \langle Z^2(t) \rangle^{1/2} = t^{1/2}$ και ο εκθέτης Hurst της δομής αυτής είναι $H = 1/2$.

Έστω ότι τα διαφορετικά βήματα i και j είναι συσχετισμένα έτσι ώστε $\langle e_i e_j \rangle = b |i - j|^{-\gamma}$ με $1 > \gamma \geq 0$. Εξετάζοντας την εξάρτηση του εκθέτη Hurst από το γ αποδεικνύεται ότι (Bunde και Havlin (2011), Havlin et al. (1988))

$$\langle Z^2(t) \rangle \sim t^{2-\gamma} \quad (3.7)$$

Επομένως ο εκθέτης Hurst είναι $H = (2 - \gamma)/2$. Σύμφωνα με τη σχέση (3.7) για $0 < \gamma < 1$ η ποσότητα $\langle Z^2(t) \rangle$ αυξάνεται ταχύτερα με το χρόνο σε σχέση με τον ασυσχέτιστο τυχαίο περίπατο. Αυτοί οι συσχετισμένοι σε μεγάλη κλίμακα τυχαίοι περίπατοι ονομάστηκαν «κλασματική κίνηση Brown» (fractional Brownian motion) από τον Mandelbrot (1977).

Υπάρχουν αρκετές μέθοδοι για να δημιουργηθούν τυχαίες επιφάνειες, όπως η «μέθοδος των διαδοχικών τυχαίων αθροίσεων» (successive random additions) η οποία περιγράφεται από τον Voss (1985). Εφαρμόζοντας τη μέθοδο αυτή προκύπτουν οι τυχαίες επιφάνειες του Σχήματος 3.10. Αξιοσημείωτο είναι ότι όσο αυξάνει ο εκθέτης Hurst, τόσο πιο ομαλή γίνεται η επιφάνεια.



Σχήμα 3.10: Συσχετισμένοι τυχαίοι περίπατοι με εκθέτες Hurst $H = 0.2, 0.5$ και 0.8 που δημιουργήθηκαν με τη μέθοδο των διαδοχικών τυχαίων αθροίσεων.

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι τέτοιες αυτοόμοιες ή αυτο-αφρινικές δομές fractal μπορεί να βρεθούν παντού στη φύση από μικροσκοπικό επίπεδο μέχρι και σε δομές που μελετώνται από την αστρονομία. Ενδεικτικά παραδείγματα αποτελούν τα σμήνη γαλαξιών (που βρέθηκε από τους Coleman και Pietronero (1992), ότι η κατανομή της μάζας τους παρουσιάζει fractal διάσταση ίση με 1.2), η μορφή των κρατήρων στη σελήνη, η κατανομή των σεισμών (Bunde και Havlin, 1995) και πολλά άλλα. Μάλιστα, τα fractal ρήγματα (Bunde και Havlin, 1996)

παρατηρούνται για κλίμακες μήκους από 10^3 χιλιόμετρα (ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια) μέχρι την τάξη των μικρομέτρων (μικρορωγμές σε στερεά υλικά).

3.6 Καταγραφές (Χρονοσειρές) συσχετισμένες σε μεγάλη κλίμακα

Οι εξαρτήσεις μεγάλης κλίμακας που περιγράφηκαν παραπάνω, δεν συμβαίνουν μόνο σε επιφάνειες. Σημαντικό ενδιαφέρον παρουσιάζει η μνήμη που εμφανίζεται σε μεγάλη (χρονική) κλίμακα στις παραμέτρους του κλίματος, στη φυσιολογία και τις οικονομικές αγορές. Τα παραδείγματα καλύπτουν πλημμύρες ποταμών (Hurst et al., 1965; Mandelbrot και Wallis, 1969; Koscielny-Bunde et al., 2006; Mudelsee, 2007), χρονοσειρές θερμοκρασίας (Koscielny-Bunde et al., 1998; Talkner και Weber, 2000; Eichner et al., 2003; Kiraly et al., 2006) και πεδίου ανέμου (Santhanam και Kantz, 2005), μέχρι οικονομικές χρονοσειρές (Liu et al., 1997), διαστήματα καρδιακών παλμών (Peng et al., 1993; Bunde et al., 2000) και κίνηση στο διαδίκτυο (Leland et al., 1994).

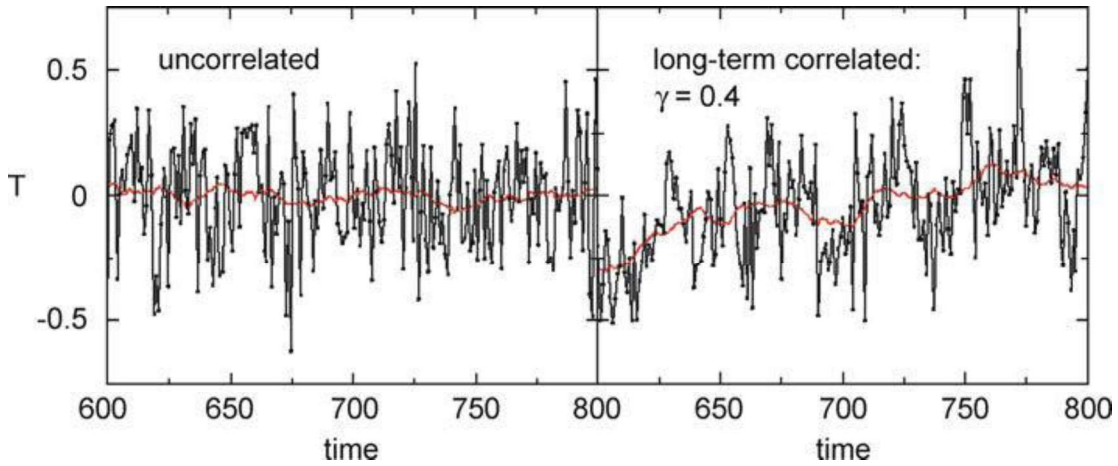
Έστω μία καταγραφή x_i διακριτών αριθμών όπου $i = 1, \dots, N$. Το x_i μπορεί να είναι ημερήσιες ή ετήσιες τιμές θερμοκρασίας, ημερήσια ή ετήσια δεδομένα ροής ποταμού, ή οποιαδήποτε άλλα δεδομένα που αποτελούνται από N διαδοχικές τιμές. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι διακυμάνσεις των δεδομένων γύρω από μία μέση τιμή (που μπορεί να είναι εποχιακή). Χωρίς απώλεια της γενικότητας μπορεί να υποθεθεί ότι η μέση τιμή των δεδομένων είναι μηδέν και η διακύμανση ίση με ένα. Τα δεδομένα θεωρούνται συσχετισμένα σε μεγάλη κλίμακα όταν η αντίστοιχη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης $C_x(s)$ εξασθενεί σύμφωνα με τον παρακάτω νόμο δύναμης :

$$C_x(s) = \langle x_i x_{i+s} \rangle \equiv \frac{1}{N-s} \sum_{i=1}^{N-s} x_i x_{i+s} \sim s^{-\gamma} \quad (3.8)$$

όπου γ είναι ο εκθέτης συσχέτισης με $0 < \gamma < 1$. Τέτοιες συσχετίσεις ονομάζονται «μεγάλης κλίμακας» καθώς ο μέσος χρόνος συσχέτισης $T = \int_0^\infty C_x(s) ds$ αποκλίνει για μεγάλες

χρονοσειρές με όριο $N \rightarrow \infty$. Αν οι τιμές των x_i είναι ασυσχέτιστες, τότε $C_x(s) = 0$ για $s > 0$. Γενικότερα, αν υπάρχουν συσχετίσεις μέχρι έναν ορισμένο χρόνο συσχέτισης s_x , τότε $C(s) > 0$ για $s < s_x$ και $C(s) = 0$ για $s > s_x$.

Το Σχήμα 3.11 απεικονίζει τμήματα μιας ασυσχέτιστης (αριστερά) και συσχετισμένης (δεξιά) σε μεγάλη κλίμακα χρονοσειράς με $\gamma = 0.4$. Η ομαλή γραμμή που φαίνεται είναι ο κινητός μέσος όρος 30 σημείων. Για τα ασυσχέτιστα δεδομένα ο κινητός μέσος όρος είναι κοντά στο μηδέν ενώ για το σύνολο δεδομένων που είναι συσχετισμένα σε μεγάλη κλίμακα ο κινητός μέσος όρος μπορεί να έχει μεγάλες διακυμάνσεις από τη μέση τιμή σχηματίζοντας κοιλάδες και κορυφές. Αυτή η δομή είναι το αποτέλεσμα της εμμονής που υπακούει στο νόμο δύναμης.



Σχήμα 3.11: Σύγκριση μιας ασυσχέτιστης και μιας συσχετισμένης σε μεγάλη κλίμακα χρονοσειρά με $\gamma = 0.4$. Η ομαλή γραμμή είναι ο κινητός μέσος όρος 30 σημείων.

Οι κοιλάδες και οι κορυφές που αντιστοιχούν στη δεξιά χρονοσειρά του Σχήματος 3.11 ομοιάζουν σαν να έχουν δημιουργηθεί από εξωτερικές τάσεις και θα μπορούσε να σχεδιαστεί μία γραμμή τάσης και να επεκταθεί στο κοντινό μέλλον, ως ένα είδος πρόγνωσης. Αλλά καθώς τα δεδομένα δεν παρουσιάζουν κάποια τάση, μπορεί να γίνει μόνο μία βραχυχρόνια πρόγνωση χρησιμοποιώντας την εμμονή που παρουσιάζει η χρονοσειρά και όχι μία μεγαλύτερης κλίμακας πρόγνωση που είναι ο στόχος μιας ανάλυσης μέσω παλινδρόμησης.

Σε αναλογία με ότι περιγράφηκε παραπάνω για τις αυτο-αφινικές επιφάνειες, το σύνολο δεδομένων θα μπορούσε να διαιρεθεί σε K_s παράθυρα ίσου μήκους s , και στη συνέχεια να καθοριστεί για κάθε παράθυρο ν το τετραγωνικό άθροισμα

$$F_\nu^2(s) = \left(\sum_{i=1}^s x_i \right)^2 \quad (3.9)$$

και να εξεταστεί πώς η μέση τιμή αυτής της ποσότητας για όλα τα παράθυρα, $F^2(s) = 1/K_s \sum_{\nu=1}^{K_s} F_\nu^2(s)$ μεταβάλλεται με το μέγεθος παραθύρου s . Για μεγάλης κλίμακας συσχετισμένα δεδομένα μπορεί να δείχτεί ότι το $F^2(s)$ κλιμακώνεται όπως το $\langle Z^2(t) \rangle$ σύμφωνα με την σχέση (3.7), δηλαδή

$$F^2(s) \sim s^{2\alpha} \quad (3.10)$$

όπου $\alpha = 1 - \gamma/2$. Αυτή η σχέση είναι ένας διαφορετικός τρόπος για να προσδιοριστεί ο εκθέτης συσχέτισης γ .

Καθώς οι τάσεις μοιάζουν με μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις και αντιστρόφως, δημιουργείται ένα γενικό πρόβλημα της διάκρισης μεταξύ των τάσεων και της μεγάλης κλίμακας εμμονής. Πρόσφατα, αρκετές μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί, όπως η μέθοδος απαλοιφής των τάσεων (DFA – Detrended Fluctuation Analysis). Στην μέθοδο DFA_n οι μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις υπό την παρουσία ομαλών πολυωνυμικών τάσεων τάξης $n-1$ μπορούν να ανιχνευθούν (Peng et al. 1993; Bunde et al., 2000; Kandelhardt et al., 2001). Η μέθοδος DFA εξετάζεται αναλυτικότερα στο σχετικό κεφάλαιο.

3.7 Multifractal καταγραφές

Πολλές καταγραφές (χρονοσειρές) δεν εμφανίζουν μία απλή συμπεριφορά κλιμάκωσης (monofractal), η οποία μπορεί να παρασταθεί από ένα μόνο εκθέτη κλιμάκωσης. Σε ορισμένες περιπτώσεις υπάρχουν σημεία αλλαγής (crossovers) της (χρονικής) κλιμάκωσης s_x τα οποία διαχωρίζουν τμήματα με διαφορετικούς εκθέτες κλιμάκωσης. Για παράδειγμα μπορεί να υπάρχουν μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις για μικρές κλίμακες κάτω από την τιμή s_x και άλλου τύπου συσχετίσεις ή ασυσχέτιστη συμπεριφορά για μεγαλύτερες κλίμακες πάνω από την τιμή s_x . Σε άλλες περιπτώσεις, η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι πιο περίπλοκη και διαφορετικοί εκθέτες κλιμάκωσης χρειάζονται για διαφορετικά σημεία της χρονοσειράς. Σε ακόμα πιο περίπλοκες περιπτώσεις διαφορετική συμπεριφορά κλιμάκωσης μπορεί να παρατηρηθεί για πολλά αλληλοσυνδεδεμένα υποσύνολα fractal της χρονοσειράς, τα οποία συνιστούν μια multifractal χρονοσειρά. Σε μία τέτοια περίπτωση, ένα μεγάλο πλήθος εκθετών κλιμάκωσης απαιτούνται για μία πλήρη περιγραφή της συμπεριφοράς κλιμάκωσης και σε αυτή την περίπτωση μια ανάλυση multifractal πρέπει να εφαρμοστεί (Stanley και Meakin, 1988; Ivanov et al., 1999).

Προκειμένου να γίνει αυτό, οι εξισώσεις (3.9) και (3.10) γενικεύονται λαμβάνοντας τον πιο γενικό μέσο όρο

$$F^q(s) = \frac{1}{K_s} \sum_{v=1}^{K_s} [F_v^2(s)]^{q/2} \quad (3.11)$$

με το q να παίρνει τιμές από $-\infty$ μέχρι $+\infty$. Για $q \ll -1$ οι μικρές διακυμάνσεις θα επικρατούν στο άθροισμα, ενώ για $q \gg 1$ κυριαρχούν οι μεγάλες διακυμάνσεις. Τότε μπορεί να υποθεθεί ότι ο μέσος $F^q(s)$, ο οποίος εξαρτάται από το q , κλιμακώνεται ως προς s όπως παρακάτω :

$$F^q(s) \sim s^{q\beta(q)} \quad (3.12)$$

με $\beta(2) = \alpha$. Η εξίσωση (3.12) γενικεύει την εξίσωση (3.10). Αν η ποσότητα $\beta(q)$ είναι ανεξάρτητη του q τότε θα είναι $(F^q(s))^{1/q} \sim s^\alpha$ που είναι ανεξάρτητο του q και επομένως οι διακυμάνσεις μικρού και μεγάλου πλάτους θα κλιμακώνονται με τον ίδιο τρόπο. Σε αυτή την περίπτωση, ένας απλός εκθέτης επαρκεί για να χαρακτηρίσει τη χρονοσειρά, η οποία τότε χαρακτηρίζεται ως monofractal. Αν το $\beta(q)$ δεν είναι ίδιο με το α τότε η χρονοσειρά χαρακτηρίζεται ως multifractal (Mandelbrot, 1977; Feder, 1988; Peitgen et al., 1991; Bogachev και Bunde, 2008).

Στην περίπτωση των multifractal χρονοσειρών εφαρμόζεται μία μέθοδος που είναι γενίκευση της μεθόδου DFA, η μέθοδος MF-DFA (multifractal DFA). Σε παρακάτω κεφάλαιο γίνεται εκτενέστερη αναφορά για τη μέθοδο MF-DFA.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Ανάλυση fractal – multifractal χρονοσειρών

4.1 Γενικά

Ο πρώτος επιστήμονας που εφάρμοσε την fractal ανάλυση στις χρονοσειρές φυσικών μεγεθών ήταν ο Benoit B. Mandelbrot (Mandelbrot και van Ness, 1968; Mandelbrot, 1969; Mandelbrot, 1999), ο οποίος συμπεριέλαβε και τις πρώτες προσεγγίσεις σε θέματα κλιμάκωσης χρονοσειρών που έγιναν από τον H. E. Hurst (Hurst, 1951; Hurst et al., 1965). Τα τελευταία χρόνια η fractal και multifractal συμπεριφορά κλιμάκωσης έχει βρεθεί σε πολλές χρονοσειρές φυσικών μεγεθών οι οποίες προκαλούνται από πολύπλοκα συστήματα και ειδικότερα (Kandelhardt, 2011) :

- Σε γεωφυσικές χρονοσειρές (καταγραφές θερμοκρασίας, υετού, απορροής υδάτων, επιπέδων όζοντος, ταχύτητας ανέμου, σεισμικών γεγονότων, προτύπων βλάστησης και δυναμικής του κλίματος).
- Σε χρονοσειρές ιατρικές και φυσιολογίας (καταγραφές καρδιακών παλμών, αναπνοής, πίεσης αίματος, ροής αίματος, διαστημάτων νευρικών συσπάσεων, ανθρώπινης βάρδισης, επιπέδων γλυκόζης και δεδομένων γενετικού υλικού).
- Σε αλυσίδες DNA (στην πραγματικότητα δεν είναι χρονοσειρές).
- Σε αστροφυσικές χρονοσειρές (φωτεινών πηγών ακτίνων-X και αριθμού ηλιακών κηλίδων).
- Σε τεχνολογικές χρονοσειρές (κίνησης στο διαδίκτυο, κίνησης σε οδικούς άξονες, ισχύς νετρονίων από έναν αντιδραστήρα).
- Σε κοινωνικές χρονοσειρές (οικονομικών μεγεθών, γλωσσικών χαρακτηριστικών, απωλειών σε συγκρούσεις), καθώς και
- Σε φυσικά δεδομένα (πέρα από χρονοσειρές), όπως τραχύτητα επιφανειών, χαοτικά φάσματα ατόμων και συσχέτιση φωτονίων σε καταγραφές φασματοσκοπίας.

Εάν βρεθεί ότι ένα πολύπλοκο σύστημα χαρακτηρίζεται από fractal ή multifractal δυναμική με συγκεκριμένους εκθέτες κλιμάκωσης, τότε αυτό μπορεί να βοηθήσει στην πρόγνωση της μελλοντικής συμπεριφοράς του συστήματος και στην αντίδρασή του σε εξωτερικές διαταραχές ή αλλαγές στις οριακές συνθήκες. Επίσης κάποιος μπορεί να δοκιμάσει και ύστερα από επανειλημμένους ελέγχους να διορθώσει τα μοντέλα ενός συστήματος μέχρι αυτά να αναπαράξουν την παρατηρούμενη συμπεριφορά κλιμάκωσης. Ένα τέτοιο παράδειγμα συναντάται στα κλιματικά μοντέλα, όπου διαπιστώθηκε ότι τα μοντέλα χρειάζονταν είσοδο από ηφαιστειακή και ηλιακή δραστηριότητα για να μπορέσουν να αναπαράξουν τη μεγάλη κλίμακας συσχετισμένη (fractal) συμπεριφορά κλιμάκωσης (Vjushin et al., 2004), η οποία είχε βρεθεί προηγουμένως σε δεδομένα θερμοκρασίας που προήλθαν από παρατηρήσεις (Koscielny-Bunde et al., 1998).

Η fractal ή multifractal συμπεριφορά δεν μπορεί να υποθεθεί εκ των προτέρων, αλλά πρέπει να αποδειχτεί. Επομένως υπάρχει η ανάγκη ειδικών τεχνικών ανάλυσης οι οποίες θα βοηθήσουν στο διαχωρισμό της αληθούς fractal δυναμικής από την ψευδή συμπεριφορά κλιμάκωσης που προκαλείται, για παράδειγμα, από μη στασιμότητες στα δεδομένα. Αν για την ανάλυση χρονοσειρών που προέρχονται από πολύπλοκα δυναμικά συστήματα χρησιμοποιηθούν οι συμβατικές στατιστικές μέθοδοι (Box et al., 1994; Chatfield, 2003), τότε ανακύπτουν δύο σημαντικά προβλήματα : (i) Ο αριθμός των χρονοσειρών και η διάρκεια

τους είναι πολύ περιορισμένα, κάνοντας έτσι δύσκολη την εξαγωγή σημαντικής πληροφορίας για τη δυναμική του συστήματος με αξιόπιστο τρόπο. (ii) Αν το μήκος της χρονοσειράς επεκταθεί χρησιμοποιώντας τεχνικές καταγραφής βασισμένες σε H/Y ή ιστορικά δεδομένα, τότε οι μη στασιμότητες στα σήματα υπερτίθενται πάνω στα ενδογενή χαρακτηριστικά των διακυμάνσεων και τις μετρήσεις θορύβου. Οι μη στασιμότητες προκαλούνται από εξωτερικές ή εσωτερικές επιδράσεις που οδηγούν σε συνεχείς ή απότομες αλλαγές των μέσων τιμών, της τυπικής απόκλισης ή του μηχανισμού ρύθμισης του συστήματος και αποτελούν ένα σημαντικό πρόβλημα για το χαρακτηρισμό της δυναμικής του συστήματος και ειδικότερα για την εύρεση των ιδιοτήτων κλιμάκωσης των δεδομένων.

Πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη ότι οι άξονες του χρόνου και του μετρούμενου μεγέθους $x(t)$ δεν είναι ίσοι. Έτσι, μια αλλαγή κλίμακας του χρόνου t με ένα παράγοντα μπορεί να απαιτήσει αλλαγή κλίμακας των τιμών $x(t)$ της χρονοσειράς με έναν διαφορετικό παράγοντα α^H έτσι ώστε να ληφθεί μία στατιστικά όμοια εικόνα (αυτοομοιότητα). Σε αυτή την περίπτωση η σχέση κλιμάκωσης

$$x(t) \rightarrow \alpha^H x(\alpha t) \quad (4.1)$$

για έναν αυθαίρετο παράγοντα α περιγράφει τη χρονοσειρά ως αυτο-αφφινική (Feder, 1988). Το H είναι ο εκθέτης Hurst, που πήρε το όνομά του από τον μηχανικό υδραυλικών έργων H.E. Hurst (1951) και χαρακτηρίζει τον τύπο της «αυτο-αφφινικότητας» (self affinity) μιας χρονοσειράς. Παραπάνω έχει γίνει αναφορά για τη μορφή που παίρνει μία καταγραφή – και επομένως και χρονοσειρά – για διαφορετικές τιμές του εκθέτη Hurst (Σχήμα 12). Εάν ο εκθέτης Hurst μπορεί να καθοριστεί, η χρονοσειρά θεωρείται ότι παρουσιάζει fractal χαρακτήρα. Στην περίπτωση που η χρονοσειρά μπορεί να περιγραφεί από έναν μόνο εκθέτη Hurst η χρονοσειρά θεωρείται ως monofractal, στην αντίθετη περίπτωση που απαιτείται μία πληθώρα εκθετών Hurst για την περιγραφή της χρονοσειράς, τότε αυτή η χρονοσειρά χαρακτηρίζεται ως multifractal.

Παρακάτω γίνεται αναφορά στις κυριότερες μεθόδους ανάλυσης fractal χρονοσειρών, οι οποίες διακρίνονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα αν η χρονοσειρά είναι στάσιμη ή όχι.

4.2 Μέθοδοι για την ανάλυση στάσιμων fractal χρονοσειρών

Για την ανάλυση στάσιμων fractal χρονοσειρών χρησιμοποιούνται βασικά τέσσερις προσεγγίσεις οι οποίες αναφέρονται σύντομα παρακάτω. Ο κύριος στόχος είναι ο προσδιορισμός των εκθετών κλιμάκωσης H ή γ , οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους με τη σχέση $H = 1 - \gamma/2$ για δεδομένα που παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας εμμονή.

4.2.1 Ανάλυση με τη Συνάρτηση Αυτοσυσχέτισης

Έστω μία χρονοσειρά x_i με $i = 1, \dots, N$ με ισαπέχουσες χρονικά μετρήσεις. Ζητείται να βρεθεί η συσχέτιση μεταξύ τιμών της χρονοσειράς που παρουσιάζουν διαφορετική χρονική καθυστέρηση s , έστω τις x_i και x_{i+s} . Για την απομάκρυνση μιας σταθερής τιμής στα δεδομένα

αφαιρείται συνήθως ο μέσος $\langle x \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$ από κάθε τιμή της χρονοσειράς, $\tilde{x}_i \equiv x_i - \langle x \rangle$.

Οι συσχετίσεις μεταξύ των τιμών $\tilde{x}$ που απέχουν κατά s βήματα υπολογίζονται από τη συνάρτηση αυτοδιακύμανσης (auto-covariance function) $C(s) = \langle \tilde{x}_i \tilde{x}_{i+s} \rangle$ ή από τη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης $C(s) / \langle \tilde{x}_i^2 \rangle$. Γενικά οι τιμές $\tilde{x}_i$ είναι σε μικρή κλίμακα

συσχετισμένες αν η συνάρτηση $C(s)$ μειώνεται εκθετικά, δηλαδή αν $C(s) \sim \exp(-s/t_x)$ και σε μεγάλη κλίμακα συσχετισμένες αν η $C(s)$ μειώνεται σύμφωνα με ένα νόμο δύναμης $C(s) \propto s^{-\gamma}$ με τον εκθέτη συσχέτισης $0 < \gamma < 1$. Γενικά αποδεικνύεται ότι ο υπολογισμός της $C(s)$ δεν είναι κατάλληλος λόγω του υπερτιθέμενου θορύβου στα δεδομένα $\tilde{x}_i$ και λόγω των υποκείμενων μη στασιμοτήτων αγνώστου προελεύσεως (Kandelhardt, 2011).

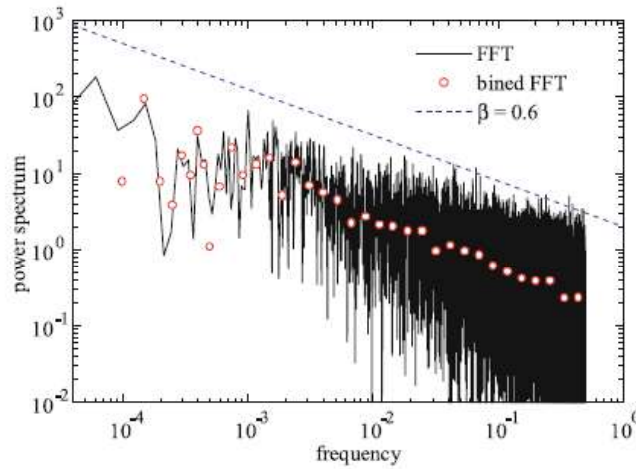
4.2.2 Φασματική Ανάλυση

Σε αυτή τη μέθοδο, υπολογίζεται η φασματική ισχύς $S(f)$ της χρονοσειράς $(\tilde{x}_i)$ ως μία συνάρτηση της συχνότητας f για να προσδιοριστεί η συμπεριφορά κλιμάκωσης (Hunt, 1951). Για μεγάλης κλίμακας συσχετισμένα δεδομένα που χαρακτηρίζονται από τον εκθέτη συσχέτισης γ θα είναι

$$S(f) \sim f^\beta \text{ με } \beta = 1 - \gamma \quad (4.2)$$

Ο φασματικός εκθέτης β και ο εκθέτης συσχέτισης γ μπορούν να ληφθούν προσαρμόζοντας μία γραμμή νόμου δύναμης σε ένα $\log - \log$ διάγραμμα της φασματικής ισχύος $S(f)$.

Όμως η φασματική ανάλυση δεν δίνει περισσότερο αξιόπιστα αποτελέσματα από την ανάλυση αυτοσυσχέτισης αν δεν ληφθούν αντιπροσωπευτικές τιμές του φάσματος (binning) σε διπλή λογαριθμική κλίμακα του $S(f)$ (Σχήμα 4.1). Επίσης η φασματική ανάλυση απαιτεί στασιμότητα των δεδομένων.



Σχήμα 4.1: Φασματική ανάλυση μιας χρονοσειράς fractal που χαρακτηρίζεται από $\gamma = 0.4$ ($\beta = 0.6$). Η κλίση $\beta = 0.6$ (διακεκομμένη γραμμή) προσεγγίζεται λαμβάνοντας αντιπροσωπευτικές τιμές του φάσματος (binning).

4.2.3 Ανάλυση Αλλαγής Κλίμακας του Hurst

Σε αυτή τη μέθοδο, που αναπτύχθηκε από τον Hurst, η χρονοσειρά $(\tilde{x}_i)$ διαιρείται σε v μη επικαλυπτόμενα τμήματα μήκους s οπότε προκύπτουν $N_s \equiv \text{int}(N/s)$ τμήματα. Στη συνέχεια γίνεται ολοκλήρωση των δεδομένων για κάθε τμήμα $v = 0, \dots, N_s - 1$:

$$Y_v(j) = \sum_{i=1}^j (\tilde{x}_{v s + i} - \langle \tilde{x}_{v s + i} \rangle_s) \quad (4.3)$$

Αφαιρώντας τους τοπικούς μέσους, οι σταθερές τάσεις στα τμήματα εξαλείφονται. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι διαφορές $R_v(s)$ και οι τυπικές αποκλίσεις $S_v(s)$ κάθε τμήματος

$$R_\nu(s) = \max_{j=1}^s Y_\nu(j) - \min_{j=1}^s Y_\nu(j)$$

$$S_\nu(s) = \sqrt{\frac{1}{s} \sum_{j=1}^s Y_\nu^2(j)} \quad (4.4)$$

Τελικά λαμβάνεται η συνάρτηση διακύμανσης από τη σχέση

$$F_{RS} = \frac{1}{N_s} \sum_{\nu=0}^{N_s-1} \frac{R_\nu(s)}{S_\nu(s)} \sim s^H \quad (4.5)$$

όπου H είναι ο εκθέτης Hurst όπως ήδη έχει περιγραφεί. Αποδεικνύεται (Mandelbrot, 1977; Hunt, 1951) ότι $2H \approx 1 + \beta = 2 - \gamma$. Επειδή $0 < \gamma < 1$ τότε το δεξί μέλος της εξίσωσης αυτής ισχύει αν $0.5 < H < 1$. Η εξίσωση αυτή δεν ισχύει για multifractal χρονοσειρές. Ο εκθέτης H χαρακτηρίζει την ολοκληρωμένη χρονοσειρά (4.3), ενώ οι β και γ τα αρχικά δεδομένα. Οι τιμές του H που λαμβάνονται από αυτή τη μέθοδο περιορίζονται στο διάστημα $0 < H < 2$ και σημαντικά σφάλματα παρατηρούνται κοντά στα όρια. Οι τιμές $H < 1/2$ δείχνουν αρνητική συσχέτιση μεγάλης κλίμακας των δεδομένων $\tilde{x}_i$, ενώ οι τιμές $H > 1/2$ δείχνουν θετική συσχέτιση μεγάλης κλίμακας. Για συσχετίσεις νόμου δύναμης που μειώνονται γρηγορότερα από $1/s$ είναι $H = 1/2$ για μεγάλες τιμές του s , όπως για τα ασυσχέτιστα δεδομένα.

4.2.4 Ανάλυση Διακύμανσης

Η ανάλυση διακύμανσης (FA – Fluctuation Analysis) (Bunde και Havlin, 1994; Peng et al., 1992) βασίζεται στη θεωρία τυχαίου περιπάτου. Για μία χρονοσειρά $(\tilde{x}_i)$, $i = 1, \dots, N$ με μηδενικό μέσο όρο, έστω το συσσωρευτικό άθροισμα

$$Y(j) = \sum_{i=1}^j \tilde{x}_i, \quad j = 0, 1, 2, \dots, N \quad (4.6)$$

για το οποίο εξετάζεται πώς οι διακυμάνσεις του, σε ένα δεδομένο παράθυρο χρόνου s , αυξάνονται με το s . Η διαδικασία αυτή φαίνεται στο Σχήμα 4.2 για δύο τιμές του s . Η συνάρτηση $Y(j)$ μπορεί να θεωρηθεί ως η θέση ενός τυχαίου περιπατητή μετά από j βήματα.

Για να βρεθεί ο τρόπος κλιμάκωσης του τετραγώνου των διακυμάνσεων με το s , η χρονοσειρά μήκους N διαιρείται σε $N_s \equiv \text{int}(N/s)$ μη επικαλυπτόμενα τμήματα μεγέθους s ξεκινώντας από την αρχή της χρονοσειράς, ενώ η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται ξεκινώντας από το τέλος της χρονοσειράς. Αυτό γίνεται για να μην αγνοηθεί κανένα κομμάτι της χρονοσειράς. Στη συνέχεια λαμβάνονται οι διακυμάνσεις για τα τμήματα $\nu = 1, \dots, N_s$

$$F_{FA}^2(\nu, s) = [Y(\nu s) - Y((\nu - 1)s)]^2 \quad (4.7\alpha)$$

και αντίστοιχα για τα τμήματα (ξεκινώντας από το τέλος) $\nu = N_{s+1}, \dots, 2N_s$,

$$F_{FA}^2(\nu, s) = [Y(N - (\nu - N_s)s) - Y(N - (\nu - 1 - N_s)s)]^2 \quad (4.7\beta)$$

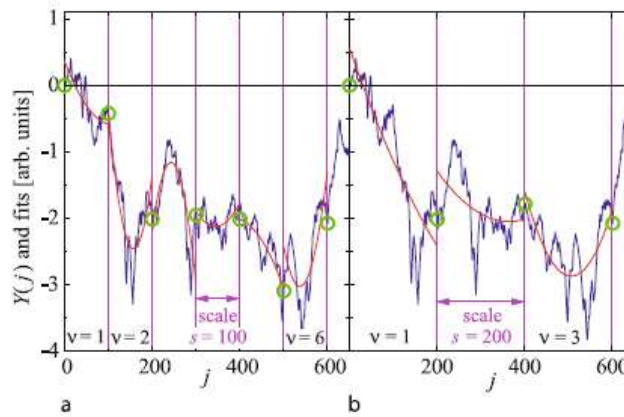
Στη συνέχεια υπολογίζεται για όλα τα τμήματα ο μέσος όρος των διακυμάνσεων

$$F_2(s) = \left[\frac{1}{2N_s} \sum_{\nu=1}^{2N_s} F_{FA}^2(\nu, s) \right]^{1/2} \sim s^\alpha \quad (4.8)$$

Για ασυσχέτιστες τιμές x_i προκύπτει ο νόμος διάχυσης του Fick $F_2(s) \sim s^{1/2}$. Για την περίπτωση των μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων όπου η $C(s)$ ακολουθεί το νόμο δύναμης, η $F_2(s)$ αυξάνεται σύμφωνα με ένα νόμο δύναμης $F_2(s) \sim s^\alpha$ με $\alpha \approx H$, όπου ο εκθέτης α είναι ο εκθέτης Hurst για monofractal χρονοσειρές και σχετίζεται με τα γ και β με τη σχέση

$$2\alpha = 1 + \beta = 2 - \gamma \quad (4.9)$$

Οι τιμές του α για τη μέθοδο FA περιορίζονται στο διάστημα $0 < \alpha < 1$, όπου στα όρια υπάρχουν αυξημένα επίπεδα αναξιπιστίας της μεθόδου. Τα αποτελέσματα της μεθόδου FA γίνονται στατιστικά αναξιόπιστα για χρονικές κλίμακες μεγαλύτερες από το ένα δέκατο του μήκους της χρονοσειράς, επομένως η ανάλυση αυτή πρέπει να περιορίζεται για χρονικές κλίμακες $s < N/10$.



Σχήμα 4.2: Αναπαράσταση της ανάλυσης διακύμανσης (FA) και της μεθόδου DFA (Detrended Fluctuation Analysis). Για τις διάρκειες των δύο τμημάτων (a) $s = 100$ και (b) $s = 200$, φαίνονται η συνάρτηση $Y(j)$ (μπλε γραμμές), οι τιμές που χρησιμοποιούνται για την FA φαίνονται με πράσινους κύκλους και για την DFA φαίνονται οι γραμμές προσαρμογής με κόκκινο χρώμα.

Περαιτέρω συγκρίσεις μεταξύ των τεσσάρων αυτών μεθόδων αναφέρονται στις εργασίες των Taqqu et al. (1995), Deligneres et al. (2006) και Mielniczuk και Wojdyllo (2007).

4.3 Μέθοδοι για την ανάλυση μη στάσιμων fractal χρονοσειρών

4.3.1 Κυματιδιακή ανάλυση

Η κυματιδιακή ανάλυση (wavelet analysis) προέρχεται από τη θεωρία σημάτων όπου επιχειρείται η ανάλυση συχνοτήτων των χρονοσειρών (Daubechies, 1988). Όπως και ο μετασχηματισμός Fourier, ο κυματιδιακός μετασχηματισμός ενός σήματος $x(t)$ είναι ένα συνελκτικό ολοκλήρωμα, το οποίο αντικαθίσταται από άθροισμα για διακριτές χρονοσειρές $(\tilde{x}_i), i = 1, \dots, N$

$$L_\psi(\tau, s) = \frac{1}{s} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi[(t - \tau)/s] dt = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^N \tilde{x}_i \psi[(i - \tau)/s] \quad (4.10)$$

όπου $\psi(t)$ είναι η μητρική κυματιδιακή συνάρτηση από την οποία προκύπτουν όλες οι παράγωγες κυματιδιακές συναρτήσεις $\psi_{\tau,s}(t) = \psi((t - \tau)/s)$. Οι κυματιδιακοί συντελεστές

$L_{\psi}(\tau, s)$ εξαρτώνται από τη θέση χρόνου τ και από τη χρονική κλίμακα s . Έτσι, η τοπική ανάλυση συχνοτήτων του σήματος περιγράφεται με μία χρονική ανάλυση που είναι κατάλληλη για τη θεωρούμενη συχνότητα $f = 1/s$.

Όλες οι κυματιδικές συναρτήσεις πρέπει να έχουν μηδενική μέση τιμή. Συχνά επιλέγονται έτσι ώστε να είναι ορθογωνικές ως προς τις πολωνυμικές τάσεις έτσι ώστε η μέθοδος να μην επηρεάζεται από τις πιθανές τάσεις της χρονοσειράς. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αυτής γίνονται στατιστικά αναξιόπιστα για χρονικές κλίμακες s μεγαλύτερες από το ένα δέκατο του μήκους της χρονοσειράς όπως και με τη μέθοδο FA.

Περισσότερες πληροφορίες για την κυματιδική ανάλυση σε fractal χρονοσειρές μπορεί να βρεθούν στις εργασίες των Koscielny-Bunde et al. (1988) και Kandelhardt et al., (1995).

4.3.2 Μέθοδος DFA

Η μέθοδος αυτή η οποία χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή αναλύεται εκτενέστερα στο σχετικό κεφάλαιο.

4.4 Μέθοδοι για την ανάλυση multifractal χρονοσειρών

Ο απλούστερος τύπος ανάλυσης multifractal χρονοσειρών βασίζεται στη μέθοδο που χρησιμοποιεί τη συνάρτηση διαμέρισης (partition function) (Feder, 1988; Peitgen et al., 2004; Barabási και Viscek, 1991; Bacry et al., 2001). Δυστυχώς, η μέθοδος αυτή δεν δίνει ορθά αποτελέσματα για μη στάσιμες χρονοσειρές που επηρεάζονται από τάσεις ή που δεν μπορούν να κανονικοποιηθούν. Στις αρχές της δεκαετίας του 1990 αναπτύχθηκε μία βελτιωμένη μέθοδος, η κυματιδική ανάλυση modulus maxima (WTMM – Wavelet Transform Modulus Maxima) (Muzy et al., 1991 και 1994; Arneodo et al., 1995, 1998 και 2002), η οποία βασίζεται στην κυματιδική ανάλυση και απαιτεί την εύρεση των μέγιστων γραμμών στο συνεχή κυματιδικό μετασχηματισμό για όλες τις κλίμακες. Επίσης, οι Schertzer και Lovejoy(1987) επινόησαν μία άλλη μέθοδο η οποία βασίζεται στο γεγονός ότι η κατανομή ενός δεδομένου βαθμωτού πεδίου μπορεί να περιγραφεί πλήρως με τρεις δείκτες μόνο. Αυτοί οι δείκτες μπορούν να περιγράψουν τις στατιστικές ιδιότητες των διαταραχών από μεγαλύτερες σε μικρότερες κλίμακες, όπως επίσης και από τις ακραίες μέχρι τις μέσες συμπεριφορές. Βασισμένοι σε αυτό τον φορμαλισμό οι Karatasou και Santamouris (2018) πραγματοποίησαν multifractal ανάλυση σε χρονοσειρές θερμοκρασίας με δειγματοληψία ανά 10 λεπτά. Στη συνέχεια αναπτύχθηκε μία πολύ σημαντική μέθοδος, η Multifractal DFA (MF-DFA) από τους Kandelhardt et al. (2002), η οποία δεν χρησιμοποιεί τη διαδικασία modulus maxima και επομένως απαιτεί πολύ λιγότερη υπολογιστική προσπάθεια. Σύγκριση μεταξύ των μεθόδων MF-DFA και WTMM γίνεται στις εργασίες των Kandelhardt et al. (2002 και 2003), Oswiecimka et al. (2006). Παρακάτω ακολουθεί μία συνοπτική παρουσίαση των μεθόδων της συνάρτησης διαμέρισης και της WTMM, ενώ η MF-DFA, η οποία εφαρμόζεται στην παρούσα διατριβή, εξετάζεται σε ξεχωριστό κεφάλαιο.

4.4.1 Η μέθοδος της συνάρτησης διαμέρισης

Η μέθοδος αυτή προϋποθέτει μία χρονοσειρά κανονικοποιημένων μετρήσεων $\mu(t)$, $t \in [0, 1]$

και τον ορισμό των πιθανοτήτων $\bar{\mu}_s(t) = \int_{t-s/2}^{t+s/2} \mu(t') dt'$ γύρω από το t . Η multifractal προσέγγιση στη συνέχεια γίνεται μέσω της συνάρτησης διαμέρισης

$$Z_q(s) = \sum_{\nu=0}^{1/s-1} \bar{\mu}_s^q[(\nu+1/2)s] \sim s^{\tau(q)} \quad \text{για } s \ll 1 \quad (4.11)$$

όπου $\tau(q)$ είναι ο εκθέτης κλιμάκωσης του Renyi και q είναι μία παράμετρος που είναι πραγματικός αριθμός. Μία χρονοσειρά ονομάζεται monofractal (ή αυτο-αφινική) όταν η σχέση μεταξύ του $\tau(q)$ και του q είναι γραμμική, ενώ σε διαφορετική περίπτωση η χρονοσειρά είναι multifractal. Η γενικευμένη multifractal διάσταση $D(q)$ συνδέεται με τον εκθέτη $\tau(q)$ με τη σχέση $D(q) = \tau(q)/(q-1)$.

Έστω μία χρονοσειρά (x_i) , $i=1, \dots, N$ η οποία χωρίζεται σε $N_s \equiv \text{int}(N/s)$ τμήματα και $X(\nu, s) = \sum_{i=1}^s x_{\nu s+i}$ για $\nu = 0, \dots, N_s - 1$. Τότε ορίζεται η συνάρτηση

$$Z_q(s) = \sum_{\nu=0}^{N_s-1} |X(\nu, s)|^q \sim s^{\tau(q)} \quad \text{για } s > 1 \quad (4.12)$$

Θεωρώντας τη συνάρτηση $Y(j)$ όπως αυτή ορίστηκε από την εξίσωση (4.6) και την $F_{FA}(\nu, s)$ από τις (4.7) τότε θα είναι

$$Z_q(s) = \sum_{\nu=0}^{N_s-1} \{[Y((\nu+1)s) - Y(\nu s)]^2\}^{q/2} = \sum_{\nu=1}^{N_s} |F_{FA}(\nu, s)| \quad (4.13)$$

Συγκρίνοντας τις εξισώσεις (4.8) και (4.13) φαίνεται ότι η multifractal προσέγγιση μπορεί να θεωρηθεί ως γενίκευση της ανάλυσης διακύμανσης (FA), όπου ο εκθέτης 2 αντικαθίσταται με q . Συγκεκριμένα προκύπτει

$$F_2(s) \sim \left[\frac{1}{N_s} Z_2(s) \right]^{1/2} \sim s^{[1+\tau(2)]/2} \Rightarrow 2\alpha = 1 + \tau(2) = 1 + D(2) \quad (4.14)$$

όπου $D(2)$ είναι η διάσταση συσχέτισης με $D(2) = 2\alpha - 1 = \beta = 1 - \gamma$ σύμφωνα και με την εξίσωση (4.9).

Επομένως, μπορεί να οριστεί ένας γενικευμένος (multifractal) εκθέτης Hurst $h(q)$ για τη συμπεριφορά κλιμάκωσης των q ροπών των διακυμάνσεων

$$F_q(s) = \left[\frac{1}{N_s} Z_q(s) \right]^{1/q} \sim s^{[1+\tau(q)]/q} = s^{h(q)} \Rightarrow h(q) = \frac{1 + \tau(q)}{q} \quad (4.15)$$

με $h(2) = \alpha \approx H$. Με βάση τις τιμές των q , α και $\tau(q)$ ορίζεται το multifractal φάσμα $f(\alpha) = q\alpha - \tau(q)$ με το οποίο μπορεί να μελετηθούν οι multifractal χρονοσειρές. Το multifractal φάσμα αναλύεται εκτενέστερα στο κεφάλαιο που αφορά την MF-DFA ανάλυση.

4.4.2 Κυματιδιακή ανάλυση WTMM

Η ανάλυση αυτή χρησιμοποιείται για τη μελέτη των multifractal συμπεριφορών κλιμάκωσης των χρονοσειρών όταν υπάρχουν και μη στασιμότητες. Βασίζεται στην κυματιδιακή ανάλυση η οποία εκφράζεται από την εξίσωση (4.10). Χρησιμοποιώντας κυματιδιακές συναρτήσεις οι οποίες είναι ορθογώνιες με πολώνυμα m τάξης μπορεί να απαλειφθούν οι αντίστοιχες τάσεις.

Στη μέθοδο αυτή αντί να υπολογίζεται η μέση τιμή όλων των κυματιδιακών συντελεστών $L_\psi(\tau, s)$, υπολογίζεται η μέση τιμή μόνο των τοπικών μεγίστων της $|L_\psi(\tau, s)|$. Στη συνέχεια υπολογίζεται το άθροισμα

$$Z(q, s) = \sum_{j=1}^{j_{\max}} |L_\psi(\tau_j, s)|^q \quad (4.16)$$

Συχνά η συμπεριφορά κλιμάκωσης παρατηρείται για την $Z(q, s)$ και μπορούν να οριστούν συντελεστές κλιμάκωσης $\hat{\tau}(q)$ για να περιγράψουν τον τρόπο με τον οποίο η $Z(q, s)$ κλιμακώνεται με το s

$$Z(q, s) \sim s^{\hat{\tau}(q)} \quad (4.17)$$

Οι εκθέτες $\hat{\tau}(q)$ χαρακτηρίζουν τις multifractal ιδιότητες της υπό εξέταση χρονοσειράς και ουσιαστικά είναι οι ίδιοι με το $\tau(q)$ που εξετάστηκε στην προηγούμενη παράγραφο, ενώ συνδέεται με το $h(q)$ μέσω της εξίσωσης (4.15).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Οι μέθοδοι DFA και MF-DFA

5.1 Γενικά

Η μέθοδος DFA, δηλαδή η ανάλυση των διακυμάνσεων με απαλοιφή των τάσεων (Detrended Fluctuation Analysis) είναι μία σχετικά νέα μέθοδος, η οποία επινοήθηκε από τους Peng et al. (1994) και αποτελεί ένα σημαντικό εργαλείο για την ανίχνευση μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων σε χρονοσειρές που περιέχουν μη στασιμότητες. Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η μέθοδος DFA έχει ήδη εφαρμοστεί σε πολλά διαφορετικά επιστημονικά πεδία.

Για να γίνει η ανίχνευση των μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων με αξιόπιστο τρόπο, είναι αναγκαίος ο διαχωρισμός των τάσεων από τις διακυμάνσεις μεγάλης χρονικής κλίμακας της χρονοσειράς που προέρχονται ενδογενώς από τα ίδια τα δεδομένα. Οι τάσεις οφείλονται σε εξωτερικές επιδράσεις, όπως για παράδειγμα τη θέρμανση λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου και τις εποχικές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Συνήθως θεωρείται ότι αυτές οι τάσεις έχουν μία ομαλή και μονότονη αργή μεταβολή ή μία συμπεριφορά που χαρακτηρίζεται από μία αργή περιοδική ταλάντωση. Η ύπαρξη ισχυρών τάσεων στα δεδομένα μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένη ανίχνευση μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων αν χρησιμοποιηθεί μέθοδος που δεν απαλείφει τις τάσεις ή αν τα δεδομένα δεν έχουν επεξεργαστεί καταλλήλως. Ένα από τα πλεονεκτήματα της μεθόδου DFA είναι η δυνατότητα συστηματικής απαλοιφής τάσεων διαφορετικής τάξης. Έτσι δίνεται η δυνατότητα για μία βαθύτερη εξέταση της συμπεριφοράς κλιμάκωσης που οφείλεται στην εσωτερική μεταβλητότητα της υπό εξέταση παραμέτρου, καθώς επίσης και στην εξέταση των τάσεων που επηρεάζουν τις χρονοσειρές της συγκεκριμένης παραμέτρου.

Σε πολλές περιπτώσεις όμως, η multifractal δομή των χρονοσειρών δεν μπορεί να περιγραφεί με ικανοποιητική ακρίβεια από έναν εκθέτη κλιμάκωσης. Για το σκοπό αυτό έχει επινοηθεί από τους Kandelhardt et al. (2002) μία μέθοδος η οποία αποτελεί γενίκευση της DFA, η Multifractal DFA (MF-DFA) και η οποία εξετάζεται επίσης στο Κεφάλαιο αυτό. Η μέθοδος MF-DFA έχει και αυτή εφαρμοστεί ευρέως όπως έχει ήδη τονιστεί παραπάνω.

5.2 Συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας και DFA

Έστω μία χρονοσειρά (x_i) με $i = 1, \dots, N$ τιμές μιας παραμέτρου ληφθείσες ανά σταθερά χρονικά διαστήματα. Συνήθως ο δείκτης i αντιστοιχεί στο χρόνο που ελήφθησαν οι μετρήσεις. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η συσχέτιση των τιμών x_i και x_{i+s} για διαφορετικές χρονικές αποστάσεις, δηλαδή συσχετίσεις σε διαφορετική χρονική κλίμακα s . Για να γίνει η απαλοιφή μιας σταθερής τιμής που επηρεάζει τα δεδομένα, συνήθως αφαιρείται η μέση τιμή $\langle x \rangle$, οπότε $\bar{x}_i = x_i - \langle x \rangle$, όπου $\langle x \rangle = 1/N \sum_{i=1}^N x_i$. Οι συσχετίσεις μεταξύ των τιμών της παραμέτρου x που απέχουν κατά s βήματα καθορίζονται από τη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης :

$$C(s) = \langle \bar{x}_i \bar{x}_{i+s} \rangle = \frac{1}{N-s} \sum_{i=1}^{N-s} \bar{x}_i \bar{x}_{i+s} \quad (5.1)$$

Αν οι τιμές x_i είναι ασυσχέτιστες, τότε η $C(s)$ είναι μηδενική για $s > 0$. Οι συσχετίσεις μικρής κλίμακας των x_i περιγράφονται από μία εκθετική μείωση της $C(s)$, δηλαδή $C(t) \sim \exp(-s/s_x)$ όπου s_x είναι ο χρόνος απόσβεσης. Για τις μεγάλης κλίμακας χρονικές συσχετίσεις η $C(s)$ μειώνεται σύμφωνα με το νόμο της δύναμης :

$$C(s) \propto s^{-\gamma} \quad (5.2)$$

όπου ο εκθέτης γ παίρνει τιμές $0 < \gamma < 1$. Ένας άμεσος υπολογισμός της $C(s)$ συνήθως δεν είναι κατάλληλος λόγω του θορύβου που υπερτίθεται στα δεδομένα x_i λόγω των τάσεων που υποβόσκουν και η προέλευσή τους είναι άγνωστη. Έτσι για παράδειγμα η μέση τιμή $\langle x \rangle$ μπορεί να είναι διαφορετική στο πρώτο και το δεύτερο μισό της χρονοσειράς αν υπάρχουν μεγάλης κλίμακας χρονικές συσχετίσεις των δεδομένων. Αυτό κάνει τον υπολογισμό της $C(s)$ προβληματικό και συνεπώς θα πρέπει να γίνει έμμεσος υπολογισμός του εκθέτη γ .

Συχνά τα πειραματικά δεδομένα επηρεάζονται από μη στασιμότητες. Επομένως θα πρέπει να γίνει διάκριση των προκυπτουσών τάσεων από τις ενδογενείς διακυμάνσεις του συστήματος προκειμένου να βρεθεί η ορθή συμπεριφορά κλιμάκωσης των διακυμάνσεων. Μία τέτοια εργασία δεν είναι εύκολη, καθώς αν για παράδειγμα αφαιρεθεί ένας κινητός μέσος εύρους σ , τότε θα μπορούσε να εισαχθεί τεχνητά στα δεδομένα η χρονική κλίμακα σ , καταστρέφοντας έτσι μία πιθανή κλιμάκωση σε μία ευρύτερη κλίμακα χρονικών κλιμάκων. Αρκετά συχνά, δεν είναι γνωστά τα αίτια ύπαρξης των τάσεων στα δεδομένα καθώς επίσης δεν είναι γνωστές οι χρονικές κλίμακες αυτών των τάσεων. Η μέθοδος DFA είναι μία καλή μέθοδος για τον προσδιορισμό της συμπεριφοράς κλιμάκωσης σε δεδομένα που περιέχουν θόρυβο και ταυτόχρονα τάσεις των οποίων η μορφή και η προέλευση είναι άγνωστες.

Η διαδικασία της DFA αποτελείται από τέσσερα βήματα. Στο πρώτο βήμα προσδιορίζεται η ποσότητα $Y(i)$ (“profile”) της χρονοσειράς x_i μήκους N :

$$Y(i) = \sum_{k=1}^i x_k - \langle x \rangle \quad (5.3)$$

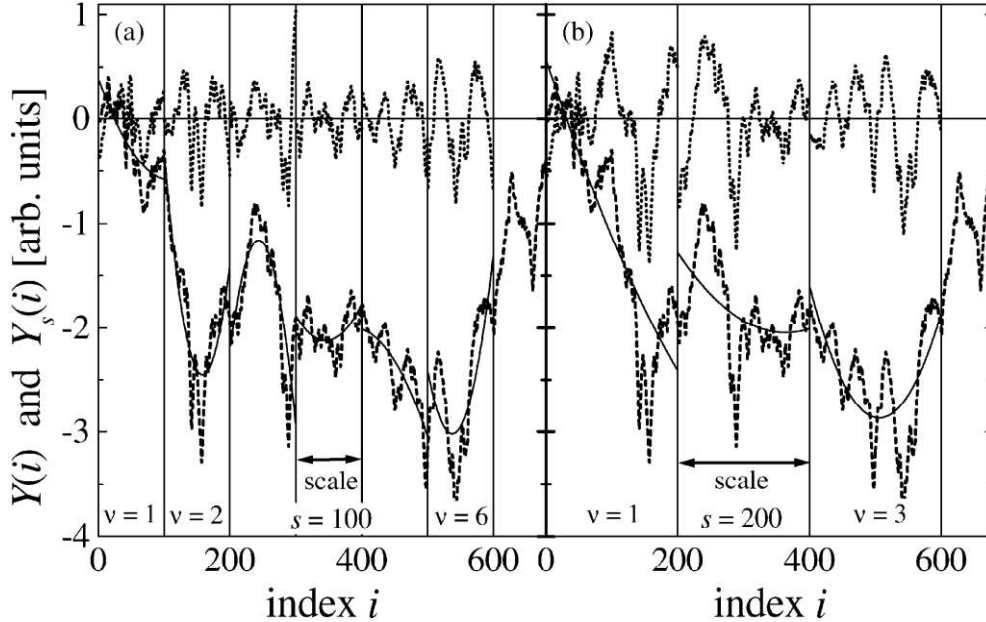
Η αφαίρεση της μέσης τιμής $\langle x \rangle$ δεν είναι υποχρεωτική, καθώς θα μπορούσε να απαλειφθεί αργότερα κατά τη διαδικασία απαλοιφής των τάσεων, η οποία πραγματοποιείται παρακάτω (στο τρίτο βήμα).

Στο δεύτερο βήμα η σειρά $Y(i)$ διαιρείται σε $N_s \equiv [N / s]$ μη επικαλυπτόμενα τμήματα ίσου μήκους s . Καθώς το μήκος της χρονοσειράς δεν είναι απαραίτητα ακέραιο πολλαπλάσιο της χρονικής κλίμακας s , συνήθως ένα μικρό κομμάτι στο τέλος της σειράς $Y(i)$ θα περισσέψει. Για να μην αγνοηθεί αυτό το κομμάτι της σειράς, η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται ξεκινώντας από το τέλος (δηλαδή το άλλο άκρο) της σειράς $Y(i)$. Συνεπώς λαμβάνονται συνολικά $2N_s$ τμήματα.

Στο τρίτο βήμα υπολογίζονται οι τοπικές τάσεις για κάθε τμήμα v εφαρμόζοντας τη μέθοδο προσαρμογής ελαχίστων τετραγώνων στα δεδομένα της σειράς $Y(i)$. Στη συνέχεια καθορίζονται για τα τμήματα διάρκειας s οι σειρές στις οποίες έχουν απαλειφθεί οι τάσεις, οι οποίες συμβολίζονται με $Y_s(i)$. Αυτές υπολογίζονται ως η διαφορά μεταξύ των αρχικών δεδομένων της $Y(i)$ και των αντίστοιχων τιμών που προέρχονται από την προσαρμογή :

$$Y_s(i) = Y(i) - p_v(i) \quad (5.4)$$

όπου $p_v(i)$ είναι το πολυώνυμο προσαρμογής για το τμήμα v . Καθώς για την προσαρμογή μπορούν να χρησιμοποιηθούν πολυώνυμα πρώτου, δεύτερου ή και υψηλότερου βαθμού, καθορίζεται αντίστοιχα η μέθοδος DFA1, DFA2 κλπ. Επειδή η διαδικασία απαλοιφής των τάσεων γίνεται με την αφαίρεση των τιμών προσαρμογής από τις τιμές της $Y(i)$ και όχι από τα αρχικά δεδομένα, στην DFA n -τάξης (DFA n) απαλείφονται τάσεις n τάξης στη σειρά $Y(i)$ και $n - 1$ τάξης στην αρχική χρονοσειρά (x_i). Η διαδικασία αυτή απεικονίζεται παρακάτω στο Σχήμα 5.1.



Σχήμα 5.1: Αναπαράσταση της διαδικασίας απαλοιφής των τάσεων κατά την εφαρμογή της μεθόδου DFA. Για δύο τμήματα μήκους $s = 100$ (a) και $s = 200$ (b) (όπου s η χρονική κλίμακα) απεικονίζονται με διακεκομμένη γραμμή οι χρονοσειρές $Y(i)$ (profiles) που έχουν υπολογιστεί από την εξίσωση (3), με συνεχή γραμμή η πολυωνυμική προσαρμογή δευτέρου βαθμού και με διάστικτη γραμμή οι χρονοσειρές $Y_s(i)$, οι οποίες είναι οι χρονοσειρές $Y(i)$ από τις οποίες έχει απαλειφθεί η τάση σύμφωνα με την εξίσωση (4). Όλες οι χρονοσειρές παριστάνονται ως συνάρτηση του δείκτη i .

Στο τέταρτο βήμα υπολογίζεται για το καθένα από τα $2N_s$ τμήματα η διακύμανση των απαλλαγμένων από τάσεις σειρών $Y_s(i)$ υπολογίζοντας το μέσο όρο για όλα τα σημεία i εντός του τμήματος v :

$$F_s^2(v) = \langle Y_s^2(i) \rangle = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s Y_s^2[(v-1)s + i] \quad (5.5)$$

Τελικά υπολογίζεται ο μέσος όρος επί όλων των τμημάτων και λαμβάνεται η τετραγωνική ρίζα για να ληφθεί η συνάρτηση διακύμανσης της μεθόδου DFA:

$$F(s) = \left[\frac{1}{2N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} F_s^2(v) \right]^{1/2} \quad (5.6)$$

Για την απαλοιφή τάσεων τάξης n προκύπτουν διαφορετικές συναρτήσεις διακύμανσης $F(s)$ οι οποίες συμβολίζονται με $F^{(n)}(s)$ και οι οποίες ορίζονται για $s \geq n + 2$. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εξάρτηση της $F^{(n)}(s)$ από το s . Είναι προφανές ότι η διακύμανση θα αυξάνεται όσο αυξάνεται η χρονική διάρκεια s των τμημάτων. Αν τα δεδομένα x_i παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις που ακολουθούν το νόμο της δύναμης, όπως καθορίζεται από

την εξίσωση (5.2), τότε οι συναρτήσεις διακύμανσης $F^{(n)}(s)$ αυξάνονται σύμφωνα με το νόμο της δύναμης για μεγάλες τιμές του s :

$$F^{(n)}(s) \propto s^\alpha \quad (5.7)$$

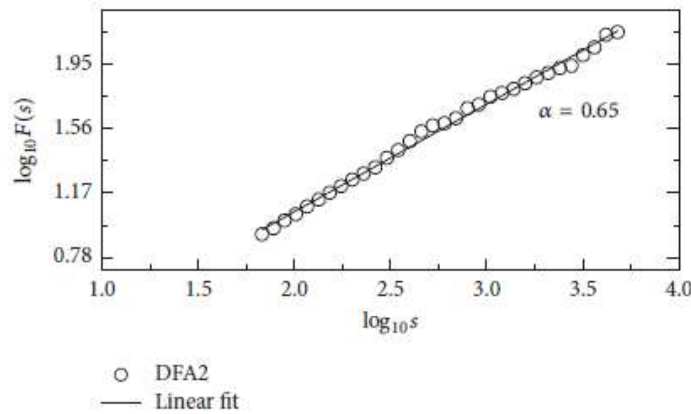
όπου ο εκθέτης διακύμανσης α σχετίζεται με τον εκθέτη συσχέτισης γ με τη σχέση :

$$\alpha = 1 - \gamma/2 \quad \text{για} \quad 0 < \gamma < 1 \quad (5.8)$$

Αποδεικνύεται (Kandelhardt et al., 2001) ότι αν τα δεδομένα είναι ασυσχέτιστα ή συσχετισμένα σε μικρή κλίμακα (δηλαδή η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης $C(s)$ μειώνεται εκθετικά ή είναι $\gamma > 1$ στην εξίσωση (2)), τότε $F^{(n)}(s) \sim s^{1/2}$. Συνεπώς ο εκθέτης διακύμανσης

$\alpha = \frac{1}{2}$ δείχνει την απουσία μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων.

Πρακτικά, η $F^{(n)}(s)$ σχεδιάζεται ως μία συνάρτηση του s σε διπλή λογαριθμική κλίμακα (log-log plot), από όπου ο εκθέτης α υπολογίζεται μέσω γραμμικής προσαρμογής. Για ασυσχέτιστα ή συσχετισμένα σε μικρή κλίμακα δεδομένα θα είναι $\alpha = 0.5$, για αρνητικά συσχετισμένα δεδομένα θα είναι $\alpha < 0.5$, ενώ η περίπτωση $\alpha > 0.5$ δείχνει την ύπαρξη μεγάλης κλίμακας θετικών συσχετίσεων. Αφού έχει υπολογιστεί ο εκθέτης διακύμανσης α , στη συνέχεια είναι δυνατός ο προσδιορισμός και του εκθέτη συσχέτισης γ μέσω της εξίσωσης (5.8). Ένα παράδειγμα σχεδιασμού της $F^{(n)}(s)$ ως προς s δίνεται στο Σχήμα 5.2 (από Jiang et al. 2017b).



Σχήμα 5.2: Η συνάρτηση $F^{(n)}(s)$ ως προς s για $n = 2$ σε log-log διάγραμμα όπου φαίνεται και η ευθεία προσαρμογής. Η τιμή του εκθέτη α υπολογίζεται από την κλίση της ευθείας προσαρμογής.

Επίσης υπάρχουν περιπτώσεις όπου οι συσχετίσεις των δεδομένων δεν ακολουθούν τον ίδιο νόμο κλιμάκωσης για όλες τις χρονικές κλίμακες s . Τότε, από μία τιμή του $s = s_x$ και μετά η κλίση της $F^{(n)}(s)$ αλλάζει, δηλαδή παρατηρείται ένα «σπάσιμο» (crossover) της συνάρτησης $F^{(n)}(s)$. Επομένως μετά την τιμή s_x χρειάζεται ο προσδιορισμός μιας άλλης ευθείας προσαρμογής με διαφορετική κλίση. Είναι δυνατό από την ανάλυση DFA να προκύπτουν και περισσότερα από δύο «σπασίματα» της $F^{(n)}(s)$ οπότε τότε απαιτείται ο αντίστοιχος αριθμός ευθειών προσαρμογής, κάθε μία από τις οποίες έχει διαφορετική κλίση.

5.3 Πλεονεκτήματα – Χαρακτηριστικά της μεθόδου DFA

Η μέθοδος DFA παρουσιάζει σημαντικά πλεονεκτήματα, τα οποία παρατίθενται παρακάτω μαζί με ορισμένα σημαντικά χαρακτηριστικά της μεθόδου αυτής (Βαρώτσος, 2011).

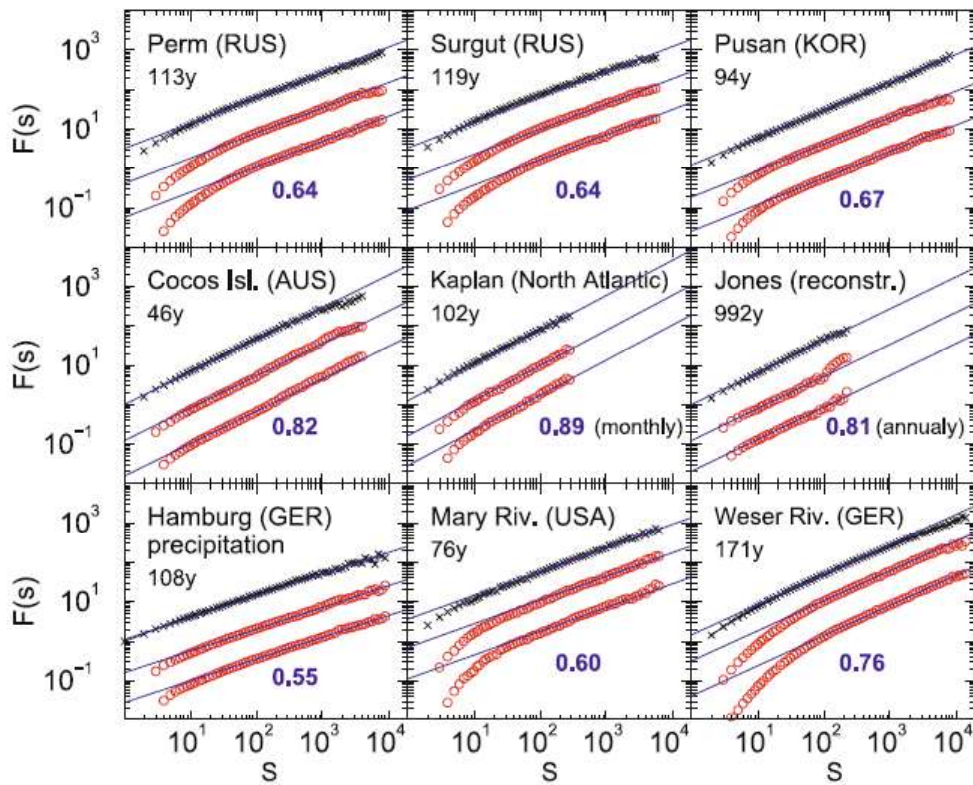
- Η μέθοδος DFA ανιχνεύει συσχετίσεις διαστημάτων μεγάλης και μικρής κλίμακας τα οποία έχουν ίδιες και διαφορετικές διαστάσεις (και ως προς το χρόνο αλλά και ως προς το μήκος τους). Εντοπίζει δηλαδή πάσης φύσεως αυτοομοιότητα, περιοδικές και απεριοδικές κυμάνσεις. Αντίθετα, η μέθοδος αυτοσυσχέτισης μπορεί να συγκρίνει μόνο διαστήματα ίσου χρονικού μήκους και η μέθοδος φασματικής ανάλυσης ανιχνεύει μόνο περιοδικές κυμάνσεις.
- Η μέθοδος DFA δεν παρουσιάζει πρόβλημα στον προσδιορισμό συσχετίσεων μεγάλης κλίμακας όπως συμβαίνει με τη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης η οποία για μεγάλες χρονικές υστερήσεις παίρνει πολύ μικρές τιμές με αποτέλεσμα να αυξάνονται τα στατιστικά λάθη στα αποτελέσματά της.
- Όταν επιδρούν εξωτερικές τάσεις στα διαστήματα μιας χρονοσειράς τότε μεταβάλλεται η μέση τιμή τους, η διασπορά τους, ο συντελεστής αυτοσυσχέτισής τους και γενικότερα διαφοροποιούνται τα στατιστικά τους χαρακτηριστικά. Επομένως δημιουργούνται στη χρονοσειρά μη-στασιμότητες που κάνουν απαγορευτική τη χρήση συμβατικών μεθόδων όπως η αυτοσυσχέτιση και η φασματική ανάλυση. Η μέθοδος DFA μπορεί να απαλείψει τις εξωτερικές αυτές τάσεις και να απαλείψει σε μεγάλο βαθμό τις μη-στασιμότητες που συχνά αποκρύπτουν τις εσωτερικές συσχετίσεις των χρονοσειρών.
- Τα αποτελέσματα της μεθόδου DFA για μια χρονοσειρά δε μεταβάλλονται αν αποκοπούν τυχαία τμήματα της χρονοσειράς αλλά απομένει πάνω από το 50% του αρχικού πλήθους δεδομένων (Mirzayof και Ashkenazy, 2010). Αυτό είναι πολύ σημαντικό για μετεωρολογικές χρονοσειρές όπου δεν είναι λίγες οι περιπτώσεις όπου λείπουν δεδομένα από κάποια χρονοσειρά για κάποιο λόγο, όπως για παράδειγμα η βλάβη του αντίστοιχου οργάνου.
- Η απαλοιφή της γραμμικής τάσης από τα δεδομένα μιας χρονοσειράς δε διαφοροποιεί τα αρχικά αποτελέσματα της μεθόδου DFA. Όμως τα μη γραμμικά φίλτρα που εφαρμόζονται σε μία χρονοσειρά επηρεάζουν τις ανιχνευόμενες συσχετίσεις της.
- Η απαλοιφή του ημιτονοειδούς σήματος ή γενικότερα μιας περιοδικής τάσης από μία χρονοσειρά επιδρά καθοριστικά στις ιδιότητες συσχέτισης της χρονοσειράς αυτής. Επομένως, αν πρόκειται να αναλυθούν οι διακυμάνσεις μιας χρονοσειράς με τη μέθοδο DFA, θα πρέπει πρώτα να απαλειφθούν οι περιοδικές κυμάνσεις που μπορεί να περιέχονται σε μία χρονοσειρά (για παράδειγμα η ετήσια κύμανση).

5.4 Κλιματικές χρονοσειρές

Ένα μεγάλο πεδίο εφαρμογής της μεθόδου DFA είναι η ανάλυση κλιματικών χρονοσειρών. Η μέθοδος DFA έχει εφαρμοστεί σε χρονοσειρές θερμοκρασίας όπου υπάρχει ένα σημαντικό πλήθος εργασιών. Ενδεικτικά αναφέρονται οι εργασίες των Rybski et al. (2006), Rybski και Bunde (2008), Giese et al. (2007)).

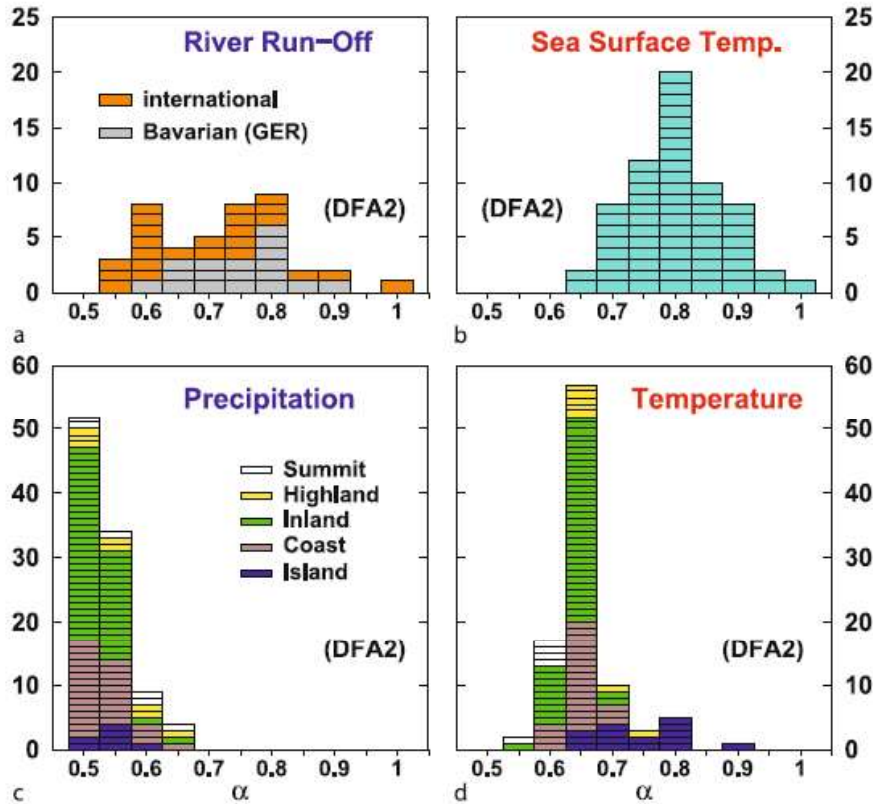
Το Σχήμα 5.3 δείχνει αντιπροσωπευτικές καμπύλες που προέκυψαν ως αποτέλεσμα της DFA_n ανάλυσης (Bunde και Havlin, 2011) για δεδομένα θερμοκρασίας, υετού και απορροής ποταμών. Βρέθηκε ότι για τις θερμοκρασίες ηπειρωτικών περιοχών ο εκθέτης α είναι γύρω

στο 0.65, ενώ για τις νησιωτικές περιοχές και τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας ο εκθέτης είναι σημαντικά υψηλότερος. Δεν διαπιστώθηκε σημείο αλλαγής της συμπεριφοράς κλιμάκωσης προς ασυσχέτιστη συμπεριφορά για μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες. Για τα δεδομένα νετού ο εκθέτης είναι περίπου 0.55 όχι πολύ υψηλότερος από αυτόν για ασυσχέτιστες χρονοσειρές.



Σχήμα 5.3: Ανάλυση DFA_n έξι χρονοσειρών θερμοκρασίας, μίας χρονοσειράς νετού και δύο χρονοσειρών απορροής ποταμών. Σε κάθε επιμέρους σχήμα η πάνω καμπύλη αντιστοιχεί στην $DFA0$, η μεσαία στην $DFA1$ και η κάτω στην $DFA2$ ανάλυση. Οι αριθμοί κάτω από τις καμπύλες δείχνουν τις ασυμπτωτικές κλίσεις των καμπυλών.

Το Σχήμα 5.4 δείχνει μία σύνοψη των τιμών του εκθέτη α για ένα σημαντικό αριθμό κλιματικών καταγραφών. Αξίζει να σημειωθεί ότι ενώ η κατανομή των τιμών του α είναι αρκετά ευρεία για δεδομένα απορροής, νετού και θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας, η κατανομή είναι αρκετά στενή και γύρω από το 0.65 για θερμοκρασίες ηπειρωτικών περιοχών. Για τις νησιωτικές περιοχές ο εκθέτης είναι υψηλότερος. Η τιμή του εκθέτη $\alpha = 0.65$ θεωρείται αντιπροσωπευτική για ηπειρωτικούς σταθμούς και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως τιμή αναφοράς για τα κλιματικά μοντέλα (Rybski και Bunde, 2008; Govindan et al., 2002; Vjushin et al., 2004).



Σχήμα 5.4: Κατανομή εκθετών διακύμανσης α για μεγάλο αριθμό κλιματικών χρονοσειρών. (από Eichner et al., 2003; Monetti et al., 2003; Kandelhardt et al., 2006)

5.5 Η μέθοδος MF-DFA

Πολλές φορές, οι χρονοσειρές δεν παρουσιάζουν μια απλή monofractal συμπεριφορά κλιμάκωσης, δηλαδή δεν έχουν μόνο έναν εκθέτη κλιμάκωσης. Για παράδειγμα, μπορεί να υπάρχουν «σπασίματα» στη συνάρτηση διακύμανσης με αποτέλεσμα να απαιτούνται δύο ή περισσότεροι εκθέτες κλιμάκωσης για να περιγραφεί η συμπεριφορά κλιμάκωσης της χρονοσειράς. Σε άλλες περιπτώσεις η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι πιο πολύπλοκη με αποτέλεσμα να απαιτούνται διαφορετικοί εκθέτες κλιμάκωσης για διαφορετικά τμήματα της χρονοσειράς. Αυτό μπορεί να συμβεί για παράδειγμα όταν η συμπεριφορά κλιμάκωσης στο πρώτο μισό μιας χρονοσειράς είναι διαφορετική από αυτή στο δεύτερο μισό. Σε ακόμα πιο περίπλοκες περιπτώσεις τέτοιες διαφορετικές συμπεριφορές κλιμάκωσης μπορεί να παρατηρηθούν για αρκετά πεπλεγμένα fractal υποσύνολα της χρονοσειράς. Σε αυτή την περίπτωση μία πληθώρα εκθετών κλιμάκωσης απαιτούνται για μία πλήρη περιγραφή της συμπεριφοράς κλιμάκωσης, οπότε πρέπει να εφαρμοστεί μία multifractal ανάλυση. Μία τέτοια ανάλυση είναι η Multifractal DFA (MF-DFA), η οποία αποτελεί μία γενίκευση της μεθόδου DFA.

Η Multifractal DFA, αποτελείται από πέντε βήματα (Kandelhardt et al., 2002) :

Βήμα 1 : Υπολογίζεται η ποσότητα $Y(i)$ (“profile”) :

$$Y(i) \equiv \sum_{k=1}^i [x_k - \langle x \rangle], \quad i = 1, \dots, N \quad (5.9)$$

Η αφαίρεση του μέσου $\langle x \rangle$ δεν είναι υποχρεωτική, καθώς η μέση τιμή θα μπορούσε να απαλειφθεί παρακάτω στο τρίτο βήμα όπου γίνεται η αφαίρεση των τάσεων.

Βήμα 2 : Η ποσότητα $Y(i)$ διαιρείται σε $N_s \equiv \text{int}(N/s)$ μη επικαλυπτόμενα τμήματα που έχουν ίσο μήκος s . Επειδή το μήκος N της χρονοσειράς συνήθως δεν είναι ακέραιο πολλαπλάσιο της χρονικής κλίμακας s , θα παραμένει στο τέλος ένα υπόλοιπο της σειράς $Y(i)$. Για να μην παραλειφθεί αυτό το υπόλοιπο της σειράς, η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται ξεκινώντας από το αντίθετο άκρο. Ως εκ τούτου, $2N_s$ τμήματα λαμβάνονται συνολικά.

Βήμα 3 : Για κάθε ένα από τα $2N_s$ τμήματα υπολογίζεται η τοπική τάση χρησιμοποιώντας μία μέθοδο προσαρμογής ελαχίστων τετραγώνων. Έτσι καθορίζεται η ποσότητα :

$$F^2(v, s) \equiv \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \{Y[(v-1)s+i] - y_v(i)\}^2 \quad (5.10)$$

για κάθε τμήμα v , $v = 1, \dots, N_s$ και

$$F^2(v, s) \equiv \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \{Y[N-(v-N_s)s+i] - y_v(i)\}^2 \quad (5.11)$$

για $v = N_s+1, \dots, 2N_s$. Σε αυτή την περίπτωση, $y_v(i)$ είναι το πολυώνυμο που προσαρμόζεται στο τμήμα v . Στη διαδικασία προσαρμογής μπορούν να χρησιμοποιηθούν πολυώνυμα $1^{\text{ου}}$, $2^{\text{ου}}$, $3^{\text{ου}}$ ή και υψηλότερου βαθμού (οπότε αντίστοιχα η μέθοδος καλείται MF-DFA1, MF-DFA2, MF-DFA3, ...). Καθώς η απαλοιφή των τάσεων της χρονοσειράς γίνεται με την αφαίρεση των τιμών των πολυωνύμων προσαρμογής στη σειρά $Y(i)$, οι μέθοδοι DFA διαφορετικής τάξης διαφέρουν ως προς την ικανότητά απαλοιφής τάσεων στη σειρά αυτή. Κατ' επέκταση στη μέθοδο (MF-)DFA m (δηλαδή στην (MF-)DFA m -τάξης) απαλείφονται τάσεις m -τάξης στη σειρά $Y(i)$, ή ισοδύναμα τάσεις τάξης $m-1$ στην αρχική χρονοσειρά. Συνεπώς μία σύγκριση των αποτελεσμάτων για μέθοδο (MF-)DFA διαφορετικής τάξης επιτρέπει την εκτίμηση του τύπου της πολυωνυμικής τάσης στην εξεταζόμενη χρονοσειρά.

Βήμα 4 : Υπολογίζεται ο μέσος όρος από όλα τα τμήματα για να βρεθεί η συνάρτηση διακύμανσης q -τάξης :

$$F_q(s) \equiv \left\{ \frac{1}{2N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} [F^2(v, s)]^{q/2} \right\}^{1/q} \quad (5.12)$$

όπου γενικά η μεταβλητή q μπορεί να λάβει οποιαδήποτε πραγματική τιμή (η περίπτωση $q=0$ εξετάζεται παρακάτω). Για $q=2$ προκύπτει η τυπική μέθοδος DFA. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το πώς εξαρτάται η – εξαρτώμενη από το q – συνάρτηση διακύμανσης $F_q(s)$ από την κλίμακα χρόνου s για διάφορες τιμές του q και για το λόγο αυτό επαναλαμβάνονται τα βήματα 2 έως 4 για αρκετές τιμές του s . Είναι φανερό ότι το $F_q(s)$ θα αυξάνεται όσο αυξάνεται το s . Προφανώς το $F_q(s)$ θα εξαρτάται και από την τάξη m της (MF-)DFA. Εκ κατασκευής, το $F_q(s)$ ορίζεται μόνο αν $s \geq m + 2$.

Βήμα 5 : Η συμπεριφορά κλιμάκωσης των συναρτήσεων διακύμανσης καθορίζεται από τα log-log διαγράμματα της $F_q(s)$ σε σχέση με το s για κάθε τιμή του q . Αν η χρονοσειρά x_i παρουσιάζει συσχετίσεις μακρού χρόνου, οι οποίες ακολουθούν το νόμο της εκθετικής δύναμης, τότε η $F_q(s)$ αυξάνει για μεγάλες τιμές του s ακολουθώντας το νόμο της εκθετικής δύναμης :

$$F_q(s) \sim s^{h(q)} \quad (5.13)$$

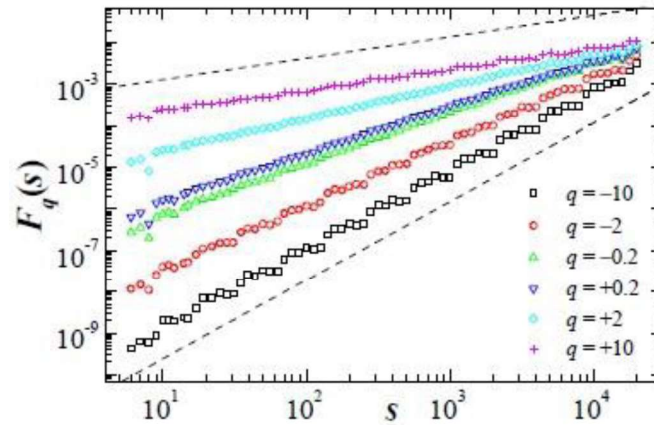
Για πολύ μεγάλες χρονικές κλίμακες, $s > N/4$, η συνάρτηση $F_q(s)$ γίνεται στατιστικά αναξιόπιστη επειδή ο αριθμός N_s των τμημάτων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της μέσης τιμής που περιγράφεται στο Βήμα 4 γίνεται πολύ μικρός. Επομένως, οι χρονικές κλίμακες $s > N/4$ συνήθως εξαιρούνται από τη διαδικασία προσαρμογής για τον προσδιορισμό του εκθέτη $h(q)$. Γενικά ο εκθέτης $h(q)$ στην εξίσωση (5.13) μπορεί να εξαρτάται από το q . Για στάσιμες χρονοσειρές το $h(2)$ ταυτίζεται με τον εκθέτη Hurst H , όπως αυτός έχει περιγραφεί στη μέθοδο DFA. Συνεπώς η συνάρτηση $h(q)$ καλείται γενικευμένος εκθέτης Hurst.

Η τιμή του $h(0)$ η οποία αντιστοιχεί στο όριο της $h(q)$ για $q \rightarrow 0$, δεν μπορεί να προσδιοριστεί άμεσα από την εξίσωση (5.12) λόγω του εκθέτη $1/q$. Επομένως αντί για την εξίσωση (5.12) χρησιμοποιείται ο παρακάτω τύπος :

$$F_0(s) \equiv \exp \left\{ \frac{1}{4N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} \ln[F^2(v,s)] \right\} \sim s^{h(0)} \quad (5.14)$$

Στις monofractal χρονοσειρές ο εκθέτης $h(q)$ είναι ανεξάρτητος του q γιατί η συμπεριφορά κλιμάκωσης των διακυμάνσεων $F^2(v, s)$ είναι η ίδια για όλα τα τμήματα v και η εξίσωση (5.12) θα δώσει την ίδια συμπεριφορά κλιμάκωσης για όλες τις τιμές του q . Στην περίπτωση όπου οι μικρές και οι μεγάλες διακυμάνσεις έχουν διαφορετική συμπεριφορά κλιμάκωσης, θα υπάρξει σημαντική εξάρτηση του $h(q)$ από το q . Για τις θετικές τιμές του q , τα τμήματα v με μεγάλη διακύμανση $F^2(v,s)$ (δηλαδή μεγάλες αποκλίσεις από την αντίστοιχη γραμμή προσαρμογής) θα επικρατούν στη μέση τιμή της συνάρτησης $F_q(s)$. Αντίθετα, για τις αρνητικές τιμές του q τα τμήματα v με μικρή διακύμανση $F^2(v,s)$ θα επικρατούν στη μέση τιμή της συνάρτησης $F_q(s)$. Επομένως, για τις αρνητικές τιμές του q , η συνάρτηση $h(q)$ θα περιγράφει τη συμπεριφορά κλιμάκωσης των τμημάτων με μικρές διακυμάνσεις.

Συνήθως οι μεγάλες διακυμάνσεις στις multifractal χρονοσειρές χαρακτηρίζονται από ένα μικρότερο εκθέτη κλιμάκωσης $h(q)$ σε σύγκριση με τις μικρές διακυμάνσεις. Αυτό μπορεί να γίνει αντιληπτό ως εξής : Για τη μεγαλύτερη κλίμακα $s = N$ η συνάρτηση διακύμανσης $F_q(s)$ είναι ανεξάρτητη του q , καθώς το άθροισμα της εξίσωσης (5.12) διατρέχει μόνο δύο ίδια τμήματα ($N_s = \lfloor N/s \rfloor = 1$). Για μικρότερες κλίμακες $s \ll N$ η διαδικασία αυτή του υπολογισμού της μέσης τιμής διατρέχει αρκετά τμήματα και η μέση τιμή της $F_q(s)$ θα κυριαρχείται από τις συναρτήσεις $F^2(v, s)$ που προέρχονται από τα τμήματα με μικρές διακυμάνσεις αν $q < 0$ (ή από τα τμήματα με μεγάλες διακυμάνσεις αν $q > 0$). Συνεπώς, για $s \ll N$ η συνάρτηση $F_q(s)$ με $q < 0$ θα είναι μικρότερη από την $F_q(s)$ με $q > 0$, ενώ και οι δύο γίνονται ίσες για $s = N$. Άρα αν υποθεθεί μία ομοιόμορφη συμπεριφορά κλιμάκωσης της $F_q(s)$ σύμφωνα με την εξίσωση (5.13), η κλίση $h(q)$ σε ένα log-log διάγραμμα της $F_q(s)$ με $q < 0$ ως προς s πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη κλίση της $F_q(s)$ για $q > 0$. Επομένως η συνάρτηση $h(q)$ για $q < 0$ θα είναι συνήθως μεγαλύτερη από την $h(q)$ για $q > 0$. Ένα παράδειγμα log-log διαγράμματος $F_q(s)$ ως προς s δίδεται στο Σχήμα 5.5.



Σχήμα 5.5: Απεικόνιση log-log διαγράμματος $F_q(s)$ ως προς s . Αξίζει να σημειωθεί η διαφορετική κλίση των ευθειών $F_q(s)$ για διαφορετικές τιμές του q .

Ένα μειονέκτημα της μεθόδου MF-DFA είναι ότι η μέθοδος αυτή μπορεί να προσδιορίσει μόνο θετικούς γενικευμένους εκθέτες Hurst $h(q)$ και μάλιστα η μέθοδος γίνεται αναξιόπιστη όταν ο εκθέτης $h(q)$ πλησιάζει στο μηδέν· η τελευταία αυτή περίπτωση αντιστοιχεί σε χρονοσειρές που παρουσιάζουν ισχυρή αρνητική συσχέτιση. Σε τέτοιες περιπτώσεις η μέθοδος MF-DFA τροποποιείται κατάλληλα. Συγκεκριμένα η χρονοσειρά ολοκληρώνεται πριν την εφαρμογή της μεθόδου MFDFA. Εφαρμόζοντας στη συνέχεια τη μέθοδο MFDFA όπως ήδη έχει περιγραφεί, λαμβάνεται μία γενικευμένη συνάρτηση διακύμανσης η οποία περιγράφεται από ένα νόμο κλιμάκωσης με $\tilde{h}(q) = h(q) + 1$. Έτσι, η συμπεριφορά κλιμάκωσης μπορεί να προσδιοριστεί αξιόπιστα ακόμα και για αρνητικές τιμές του $h(q)$ για μερικές τιμές του q .

5.6 Το multifractal φάσμα

Στις monofractal χρονοσειρές οι οποίες παρουσιάζουν μία συγκεκριμένη συμπεριφορά κλιμάκωσης, ο εκθέτης Hurst H παραμένει σταθερός. Αντίθετα, στις multifractal χρονοσειρές υπάρχει εξάρτηση του εκθέτη αυτού από την παράμετρο q , οπότε προκύπτει ο γενικευμένος εκθέτης Hurst $h(q)$. Μάλιστα, ο τρόπος με τον οποίο εξαρτάται ο εκθέτης $h(q)$ από το q χαρακτηρίζει τη χρονοσειρά. Ο γενικευμένος εκθέτης Hurst $h(q)$ είναι ένας από τους διαφορετικούς τρόπους εκθετών κλιμάκωσης που χρησιμοποιούνται για την παραμετροποίηση της multifractal δομής των χρονοσειρών. Η τυπική διαδικασία που αναφέρεται στη βιβλιογραφία της MF-DFA (Kandelhardt et al., 2002) είναι αρχικά ο υπολογισμός του εκθέτη μάζας q τάξης $\tau(q)$:

$$\tau(q) = q \cdot h(q) - 1 \quad (5.15)$$

και στη συνέχεια ο υπολογισμός της παραμέτρου α :

$$\alpha = \tau'(q) \quad (5.16)$$

όπου $\tau'(q)$ είναι η παράγωγος της ποσότητας $\tau(q)$ ως προς q . Η παράμετρος α είναι ο εκθέτης Hölder ή δείκτης ιδιομορφίας (Μπούντης, 1995) και παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στο χαρακτηρισμό των multifractal κατανομών μέσω του multifractal φάσματος $f(\alpha)$, το οποίο υπολογίζεται από τη σχέση:

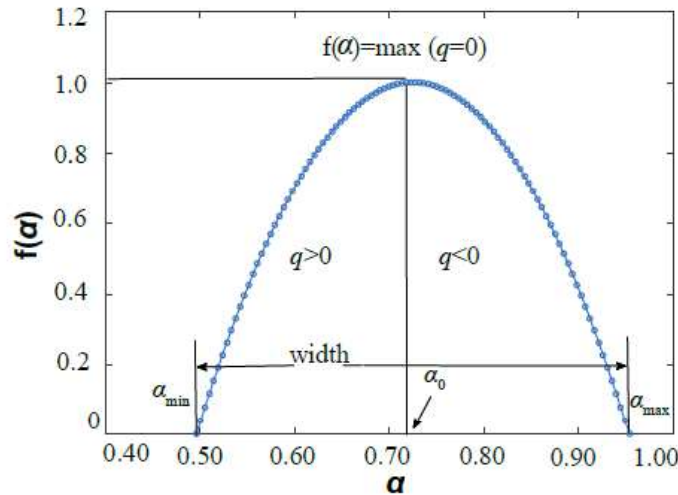
$$f(\alpha) = q \cdot \alpha - \tau(q) \quad (5.17)$$

Χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις (5.15)-(5.17), είναι δυνατή η σύνδεση των α , $f(\alpha)$ με το γενικευμένο εκθέτη $h(q)$:

$$\alpha = h(q) + q \cdot h'(q) \quad \text{και} \quad f(\alpha) = q \cdot [\alpha - h(q)] + 1 \quad (5.18)$$

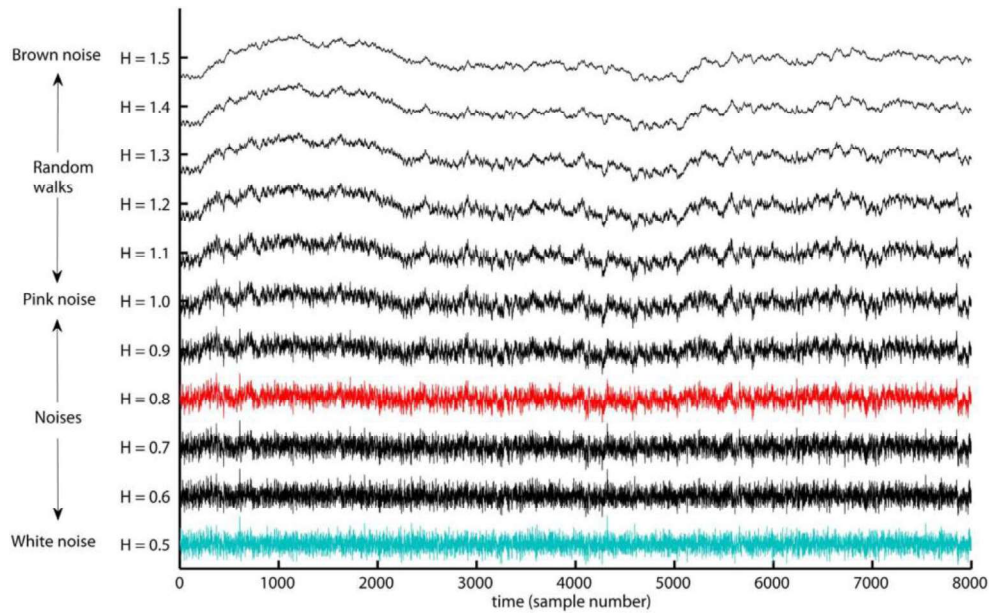
Και σε αυτή την περίπτωση, $h'(q)$ είναι η παράγωγος του $h(q)$ ως προς q . Η παράμετρος του multifractal φάσματος $f(\alpha)$ υποδηλώνει τη διάσταση του υποσυνόλου της χρονοσειράς που χαρακτηρίζεται από την παράμετρο α . Πρέπει να τονιστεί ότι η παράμετρος α που αντιστοιχεί στη μεγαλύτερη τιμή του $f(\alpha)$ είναι η πιο συχνά εμφανιζόμενη και επομένως είναι η επικρατούσα συμπεριφορά κλιμάκωσης της multifractal χρονοσειράς (Bishop et al., 2012). Στην περίπτωση monofractal χρονοσειρών, δεν υπάρχει εξάρτηση από το q , οπότε οι παράγωγοι ως προς q μηδενίζονται και συνεπώς η τιμή $f(\alpha)$ του φάσματος είναι $f(\alpha)=1$ σταθερή.

Η μορφή του multifractal φάσματος είναι συνήθως όπως αυτή του Σχήματος 5.6.



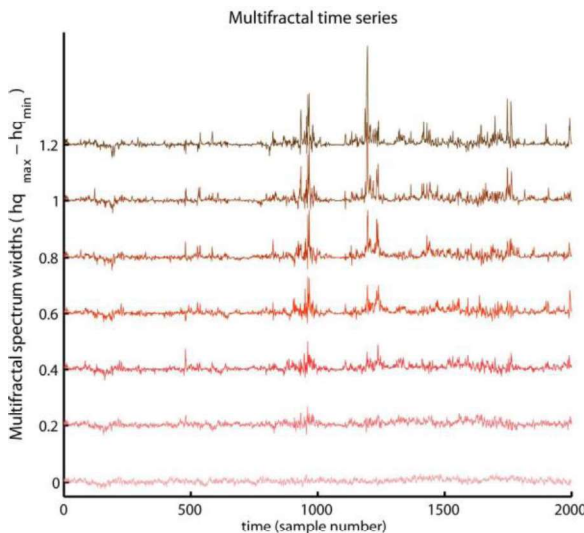
Σχήμα 5.6: Σχηματική αναπαράσταση ενός multifractal φάσματος όπου φαίνονται τα βασικά χαρακτηριστικά του.

Μία αρκετά κατανοητή ερμηνεία της μορφής του multifractal φάσματος ανάλογα με τη μορφή των διακυμάνσεων μιας χρονοσειράς δίνεται από τον Ihlen (2012). Ειδικότερα, ο συντελεστής Hurst που καθορίζεται από τη (monofractal) DFA ανάλυση αναπαριστά τη μέση fractal δομή της χρονοσειράς, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.7 και η οποία συνδέεται στενά με την κεντρική τάση του multifractal φάσματος που αντιστοιχεί στην επικρατούσα συμπεριφορά της χρονοσειράς.



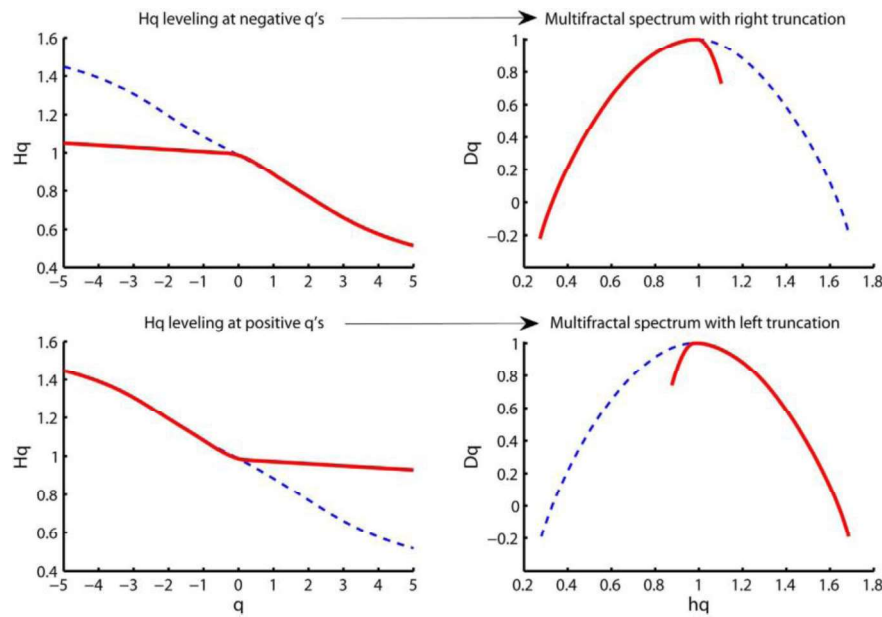
Σχήμα 5.7: Διακυμάνσεις που εμφανίζουν fractal δομή για διάφορες τιμές του εκθέτη Hurst, από $H=0.5$ (λευκός θόρυβος) έως $H=1.5$ (θόρυβος Brown). Η τιμή $H=1$ (ροζ θόρυβος) διαχωρίζει τις ταχέως μεταβαλλόμενες διακυμάνσεις με $H<1$ από τις διακυμάνσεις που έχουν πιο αργή εξέλιξη με $H>1$ (τυχαίοι περίπατοι).

Η απόκλιση από τη μέση fractal δομή για τμήματα με μεγάλες και μικρές διακυμάνσεις αναπαρίσταται με το εύρος του multifractal φάσματος. Ο τρόπος με τον οποίο επηρεάζεται η multifractal δομή των διακυμάνσεων για διάφορες τιμές του εύρους του multifractal φάσματος φαίνεται στο Σχήμα 5.8.



Σχήμα 5.8: Χρονοσειρές με multifractal δομή για διάφορες τιμές του εύρους του multifractal φάσματος (Ihlen, 2012). Στο σχήμα, με h_q συμβολίζεται η παράμετρος α .

Επιπρόσθετα, η μορφή του multifractal φάσματος δεν είναι απαραίτητα συμμετρική. Το multifractal φάσμα μπορεί να παρουσιάζει μία αριστερή ή δεξιά αποκοπή (truncation) η οποία προκαλείται από μια (σχεδόν) σταθερότητα του εκθέτη Hurst q -τάξης για θετικές ή αρνητικές τιμές του q αντίστοιχα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.9.



Σχήμα 5.9: Αναπαράσταση multifractal φάσματος με δεξιά αποκοπή (πάνω) και αριστερή αποκοπή (κάτω) και τα αντίστοιχα γραφήματα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ στο αριστερό μέρος (Ihlen, 2012). Στα σχήματα των φασμάτων με Dq συμβολίζεται το $f(\alpha)$ και με h_q η παράμετρος α .

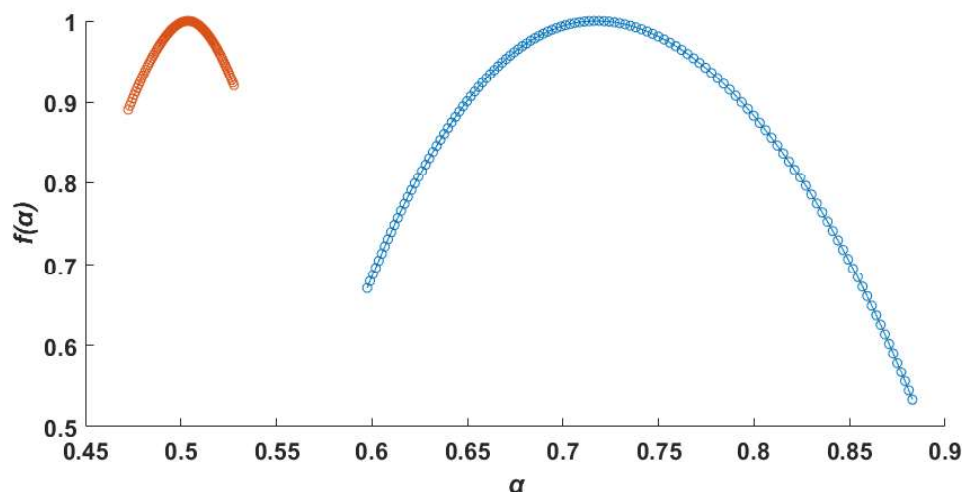
Η σταθερότητα του εκθέτη Hurst q -τάξης δηλώνει ότι η τιμή του q -τάξης RMS (εξίσωση 5.12) παρουσιάζει αναισθησία ως προς το πλάτος των τοπικών διακυμάνσεων. Επομένως, το multifractal φάσμα θα έχει μία μακριά «ουρά» στα αριστερά όταν η χρονοσειρά έχει μία multifractal δομή η οποία δεν παρουσιάζει ευαισθησία στις τοπικές διακυμάνσεις με μικρό πλάτος. Αντίθετα, το multifractal φάσμα θα έχει μία μακριά «ουρά» στα δεξιά όταν η χρονοσειρά έχει μια multifractal δομή που παρουσιάζει αναισθησία στις τοπικές διακυμάνσεις με μεγάλο πλάτος. Επομένως, το εύρος και η μορφή του multifractal φάσματος μπορεί να χαρακτηρίσει ένα μεγάλο αριθμό χρονοσειρών που παρουσιάζουν multifractal δομή, όπως για παράδειγμα οι χρονοσειρές που εξετάζονται στο πειραματικό μέρος της παρούσας διατριβής.

5.7 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων

Γενικά υπάρχουν δύο διαφορετικές αιτίες που προκαλούν τις multifractal ιδιότητες σε μία χρονοσειρά :

- (i) Οι multifractal ιδιότητες μπορεί να οφείλονται σε μία ευρεία συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας των τιμών της χρονοσειράς. Σε αυτή την περίπτωση οι multifractal ιδιότητες δεν μπορούν να απαλειφθούν με το «ανακάτεμα» των τιμών της χρονοσειράς κατά τυχαίο τρόπο (shuffling).
- (ii) Ο δεύτερος τρόπος που μπορεί να προκαλεί τις multifractal ιδιότητες μιας χρονοσειράς είναι οι διαφορετικές μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις για τις μικρές και τις μεγάλες διακυμάνσεις. Σε αυτή την περίπτωση η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας των τιμών μπορεί να είναι μία κανονική κατανομή με πεπερασμένες ροπές, όπως για παράδειγμα η γκαουσιανή κατανομή. Η αντίστοιχη ανακατεμένη χρονοσειρά δεν θα παρουσιάζει τις multifractal ιδιότητες, καθώς όλες οι μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις καταστρέφονται από τη διαδικασία ανακατέματος των τιμών της χρονοσειράς.

Εκείνο που συμβαίνει συνήθως είναι η ταυτόχρονη ύπαρξη και των δύο παραπάνω παραγόντων που προκαλούν τις multifractal ιδιότητες μιας χρονοσειράς και σε αυτή την περίπτωση η ανακατεμένη χρονοσειρά θα παρουσιάζει ασθενέστερες τις multifractal ιδιότητες της αρχικής χρονοσειράς. Μία τέτοια περίπτωση φαίνεται στο Σχήμα 5.10.



Σχήμα 5.10: Τα multifractal φάσματα της αρχικής χρονοσειράς (δεξιά) και της «ανακατεμένης» χρονοσειράς.

5.8 Σύγκριση των μεθόδων WTMM και MF-DFA

Σε συγκρίσεις που έχουν πραγματοποιηθεί μεταξύ των μεθόδων WTMM και MF-DFA, έχει βρεθεί ότι η μέθοδος MF-DFA υπερέχει ελαφρώς της μεθόδου WTMM (Kandelhardt et al., 2002 και 2003; Oswiecimka et al., 2006). Ειδικότερα, η MF-DFA πλεονεκτεί για αρνητικές τιμές του q και για χρονοσειρές μικρού μήκους. Επιπρόσθετα, όπως ήδη έχει αναφερθεί, το κυριότερο πλεονέκτημα της μεθόδου MF-DFA είναι η απλότητά της σε σύγκριση με τη μέθοδο WTMM. Από την άλλη πλευρά, η χρήση της μεθόδου MF-DFA περιορίζεται σε χρονοσειρές με πλήρη μονοδιάστατο φορέα (support), σε αντίθεση με τη μέθοδο WTMM. Και για τις δύο μεθόδους, MF-DFA και WTMM έχουν επινοηθεί γενικεύσεις για δεδομένα υψηλότερων διαστάσεων. Ενδεικτικά αναφέρονται οι εργασίες των Gu και Zhou (2006) για εφαρμογή της MF-DFA σε υψηλοδιάστατα δεδομένα και Arneodo et al. (2002) για εφαρμογή της μεθόδου WTMM επίσης σε υψηλοδιάστατα δεδομένα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

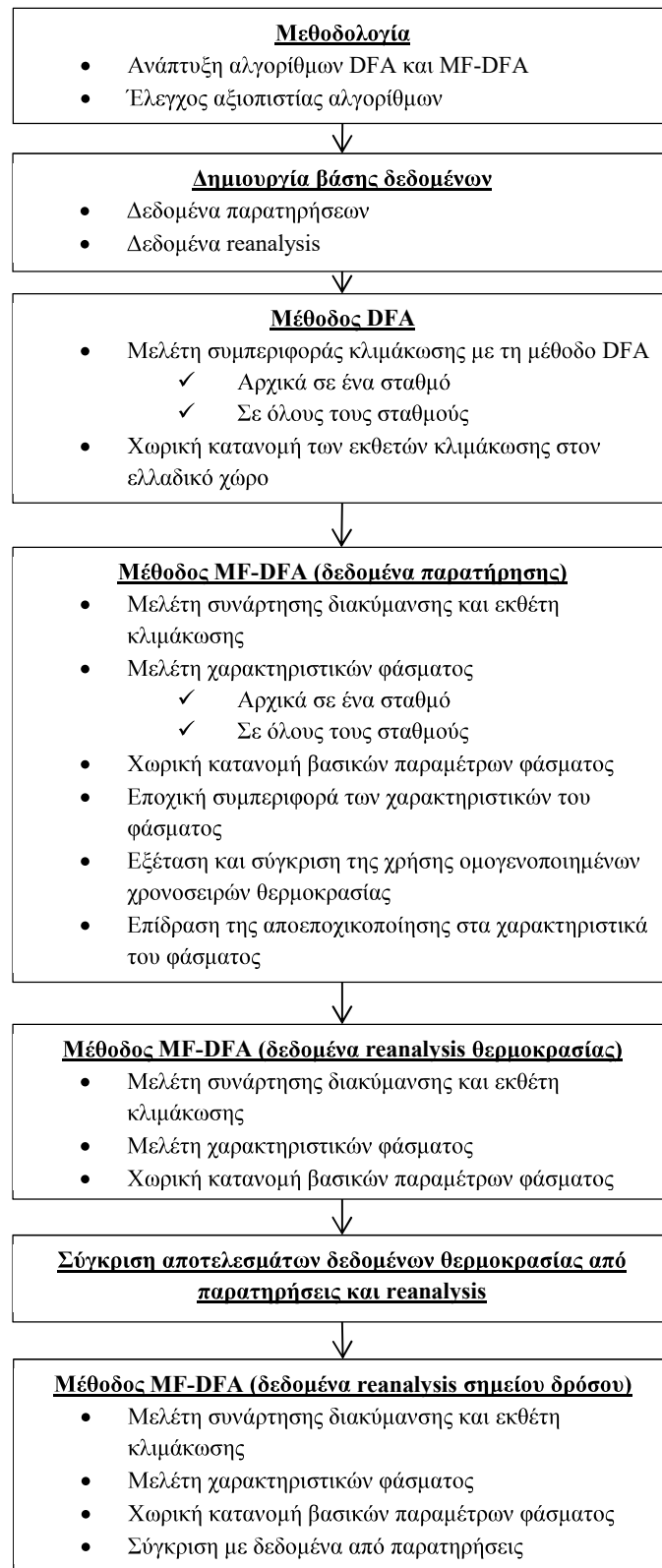
Μεθοδολογία – Δεδομένα

6.1 Μπλοκ διάγραμμα

Στο Κεφάλαιο αυτό αναπτύσσονται τα βασικά στοιχεία της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε προκειμένου να εφαρμοστούν οι μέθοδοι DFA και MF-DFA και δίνονται βασικές πληροφορίες για τα δεδομένα που ακολουθήθηκαν.

Προκειμένου να εφαρμοστούν ορθά αυτές οι μέθοδοι θα πρέπει να ακολουθηθεί μία αλληλουχία βημάτων. Αρχικά απαιτείται μελέτη των μεθόδων DFA και MF-DFA προκειμένου να γίνουν κατανοητές και στη συνέχεια αναπτύσσονται οι αλγόριθμοι που θα υλοποιήσουν τις μεθόδους αυτές. Είναι απαραίτητο αρχικά οι αλγόριθμοι αυτοί να δοκιμαστούν και στη συνέχεια να ελεγχθεί η αξιοπιστία τους με αλγόριθμους που ήδη έχουν δοκιμαστεί και τα αποτελέσματά τους έχουν ελεγχθεί. Στη συνέχεια θα πρέπει να δημιουργηθεί μία «βάση δεδομένων» που θα περιλαμβάνει τις χρονοσειρές από όλους τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς και από δεδομένα επανα-ανάλυσης (reanalysis). Αφού συγκεντρωθεί όλο το απαραίτητο υλικό στη συνέχεια εφαρμόζεται η μέθοδος DFA σε ένα σταθμό και μελετάται η συμπεριφορά κλιμάκωσης των χρονοσειρών μέσω των εκθετών κλιμάκωσης. Αυτό επαναλαμβάνεται στη συνέχεια για όλους τους διαθέσιμους σταθμούς και σχεδιάζεται η χωρική κατανομή των εκθετών κλιμάκωσης στον ελλαδικό χώρο. Στη συνέχεια εφαρμόζεται η μέθοδος MF-DFA αρχικά σε χρονοσειρές ενός σταθμού όπου μελετώνται οι συμπεριφορές της συνάρτησης διακύμανσης, των εκθετών κλιμάκωσης και κυρίως τα βασικά χαρακτηριστικά του multifractal φάσματος. Αυτή η διαδικασία ακολουθείται στη συνέχεια για τις χρονοσειρές όλων των διαθέσιμων σταθμών και χρησιμοποιώντας τις τιμές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων σχεδιάζεται η χωρική κατανομή τους στον ελλαδικό χώρο. Στη συνέχεια εξετάζεται πώς μεταβάλλονται οι τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος ανά εποχή χρησιμοποιώντας τρεις αντιπροσωπευτικούς σταθμούς του ελλαδικού χώρου με διαφορετικά κλιματικά χαρακτηριστικά. Η μέθοδος MF-DFA χρησιμοποιείται στη συνέχεια σε ομογενοποιημένες χρονοσειρές θερμοκρασίας και σχεδιάζονται και σε αυτή την περίπτωση οι χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων. Το ίδιο γίνεται στη συνέχεια για τις αρχικές χρονοσειρές θερμοκρασίας χρησιμοποιώντας μία διαφορετική μέθοδο αποεποχικοποίησης προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση της μεθόδου αποεποχικοποίησης στα χαρακτηριστικά των multifractal φασμάτων. Στη συνέχεια χρησιμοποιούνται δεδομένα reanalysis θερμοκρασίας και εφαρμόζεται σε αυτές τις χρονοσειρές η μέθοδος MF-DFA και σχεδιάζονται οι χωρικές αναλύσεις των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων. Ακολουθεί μία σύγκριση των αποτελεσμάτων δεδομένων θερμοκρασίας που προέρχονται από παρατηρήσεις και από reanalysis. Τέλος, η μέθοδος MF-DFA εφαρμόζεται σε δεδομένα reanalysis σημείου δρόσου όπου επίσης μελετώνται οι συναρτήσεις διακύμανσης, οι εκθέτες κλιμάκωσης και κυρίως τα χαρακτηριστικά των multifractal φασμάτων και σχεδιάζεται η χωρική κατανομή των βασικών χαρακτηριστικών τους. Στη συνέχεια γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα αντίστοιχα αποτελέσματα που βρέθηκαν από δεδομένα παρατήρησης.

Όλα τα ανωτέρω συνοψίζονται στο μπλοκ διάγραμμα που ακολουθεί.



6.2 Οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν

Για τη μελέτη των multifractal ιδιοτήτων των χρονοσειρών ημερήσιας θερμοκρασίας (μέσης, μέγιστης και ελάχιστης) καθώς και του σημείου δρόσου (ημερήσια μέση τιμή), επιλέχθηκαν τα αντίστοιχα δεδομένα από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου Σταθμών

Επιφανείας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (EMY). Στον Πίνακα 6.1 φαίνονται τα κυριότερα τοπογραφικά στοιχεία των σταθμών αυτών, όπως οι συντεταγμένες τους (σύστημα WGS84) και το ύψος πάνω από τη Μέση Στάθμη Θάλασσας. Στον Πίνακα 6.1 φαίνονται επίσης η περίοδος που καλύπτουν τα δεδομένα κάθε σταθμού, καθώς και το ποσοστό διαθεσιμότητας των δεδομένων, δηλαδή το πηλίκο του αριθμού των ημερών που υπήρχαν δεδομένα για ένα σταθμό προς το συνολικό αριθμό των ημερών του χρονικού διαστήματος που καλύπτεται εκφρασμένο σε επί τοις εκατό (%).

Τα κυριότερα κριτήρια για την επιλογή αυτών των σταθμών είναι :

- (α) Το μήκος των χρονοσειρών, δηλαδή να καλύπτουν μια μεγάλη χρονική περίοδο άνω των 30 ετών.
- (β) Η πληρότητα των χρονοσειρών, δηλαδή να έχουν όσο πιο λίγες ελλείπουσες τιμές μέσα στην καλυπτόμενη χρονική περίοδο.
- (γ) Η χωρική κάλυψη, για την οποία καταβλήθηκε προσπάθεια να καλύπτονται όλες οι κλιματικές και τοπογραφικές περιοχές της Ελλάδας.

Η χωρική κατανομή των Μετεωρολογικών Σταθμών του Πίνακα 6.1, φαίνεται στον χάρτη του Σχήματος 6.1.

Συγκεκριμένα, τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται είναι ημερήσιες τιμές μέσης, μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας αέρα (T_{mean} , T_{max} και T_{min} αντίστοιχα) στα 2 μέτρα (οι μετρήσεις λαμβάνονται εντός μετεωρολογικού κλωβού), καθώς και ημερήσιες μέσες τιμές του σημείου δρόσου μετρημένου επίσης στα 2 μέτρα. Για το σημείο δρόσου θα γίνει πιο λεπτομερής αναφορά λίγο παρακάτω. Οι τιμές αυτών των παραμέτρων έχουν ληφθεί για το χρονικό διάστημα που δίδεται στον Πίνακα 6.1. Οι χρονοσειρές των παραμέτρων αυτών έχουν ληφθεί από τη Βάση Δεδομένων GSOD (Global Summary Of the Day) της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας των ΗΠΑ (NOAA) (Menne et al. 2012). Σε αυτή τη Βάση Δεδομένων πραγματοποιούνται έλεγχοι για τη διασφάλιση της ποιότητας των δεδομένων. Συνοπτικά, μία σειρά ποιοτικών ελέγχων εφαρμόζονται στα δεδομένα με τους οποίους μπορούν να ανιχνευθούν ένας αριθμός προβλημάτων των δεδομένων, όπως τιμές που είναι ασύμβατες κλιματολογικά με τη θέση του σταθμού, ύπαρξη εξωπραγματικών τιμών, έλεγχος των τιμών με αντίστοιχες τιμές γειτονικών σταθμών και αρκετά άλλα. Περισσότερες λεπτομέρειες μπορούν να βρεθούν στην εργασία των Durre et al. (2010). Επιπρόσθετα, πραγματοποιήθηκε για τη μελέτη αυτή επιπλέον έλεγχος ύστερα από τη λήψη των δεδομένων αυτών προκειμένου να επιβεβαιωθεί η ορθότητά τους. Σημειώνεται επίσης ότι η διαθεσιμότητα των δεδομένων ξεπερνά σε όλες τις περιπτώσεις το 95% όπως φαίνεται στον Πίνακα 6.1. Οι λίγες ελλείπουσες τιμές είναι μεμονωμένες και συμπληρώνονται με παρεμβολή χρησιμοποιώντας τις γειτονικές τιμές που υπάρχουν. Καθώς στα δεδομένα αυτά θα εφαρμοστεί ανάλυση MF-DFA, αυτή η πολύ υψηλή διαθεσιμότητα δεδομένων είναι πολύ πιο πάνω από το ελάχιστο επίπεδο του 50%, πάνω από το οποίο ο εκθέτης κλιμάκωσης και συνεπώς η συμπεριφορά κλιμάκωσης δεν επηρεάζονται σημαντικά (Chen et al., 2002; Mirzayof και Askenazy, 2010). Επομένως, η ανάλυση MF-DFA μπορεί να χρησιμοποιηθεί στις χρονοσειρές των δεδομένων αυτών χωρίς πρόβλημα.

Πίνακας 6.1. Οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν

α/α	Όνομα σταθμού	WMO ID	Γεωγρ. πλάτος (°N)	Γεωγρ. μήκος (°E)	Υψόμετρο (m)	Περίοδος	Διαθεσιμότητα δεδομένων (%)
1	Αλεξανδρούπολη	16627	40° 51' 27"	25° 56' 49"	3.52	1973-2014	99.64
2	Ανδραβίδα	16682	37° 55' 22"	21° 17' 15"	10.10	1973-2014	98.75
3	Ελευσίνα	16718	38° 04' 03"	23° 33' 08"	26.54	1973-2014	99.14
4	Ελληνικό	16716	37° 53' 23"	23° 44' 31"	43.13	1973-2012	98.51
5	Ηράκλειο	16754	35° 20' 07"	25° 10' 55"	39.00	1973-2014	99.93
6	Καστοριά	16614	40° 26' 56"	21° 16' 25"	654.64	1981-2014	97.18
7	Κέρκυρα	16641	39° 36' 29"	19° 54' 50"	1.13	1973-2014	99.94
8	Κύθηρα	16743	36° 08' 57"	22° 59' 19"	166.10	1973-2014	97.02
9	Κως	16742	36° 48' 02"	27° 05' 29"	126.00	1983-2014	99.21
10	Λαμία	16675	38° 52' 35"	22° 26' 10"	12.46	1973-2014	96.19
11	Λάρισα	16648	39° 38' 46"	22° 27' 37"	72.72	1973-2014	98.70
12	Λήμνος	16650	39° 55' 22"	25° 13' 58"	1.90	1977-2014	99.40
13	Μεθώνη	16734	36° 49' 31"	21° 42' 16"	51.84	1973-2014	97.97
14	Μήλος	16738	36° 44' 19"	24° 25' 45"	166.85	1973-2010	97.93
15	Μυτιλήνη	16667	39° 03' 15"	26° 36' 14"	4.22	1973-2014	99.52
16	Νάξος	16732	37° 06' 05"	25° 22' 24"	9.00	1973-2014	97.24
17	Πρέβεζα	16643	38° 55' 19"	20° 46' 08"	2.10	1973-2014	98.47
18	Ρόδος	16749	36° 24' 08"	28° 05' 18"	6.63	1973-2014	99.93
19	Σκύρος	16684	38° 57' 46"	24° 29' 27"	22.00	1973-2014	98.10
20	Σούδα	16746	35° 31' 44"	24° 08' 43"	147.64	1973-2014	98.74
21	Θεσσαλονίκη	16622	40° 31' 39"	22° 58' 18"	1.68	1973-2014	99.89
22	Τρίπολη	16710	37° 31' 29"	22° 23' 50"	650.57	1973-2014	97.95

Σημειώνεται επίσης ότι ημερήσια δεδομένα για ταχύτητα ανέμου, σχετικής υγρασίας, βαρομετρικής πίεσης και ύψους νετού (για τους ίδιους σταθμούς και χρονικές περιόδους), τα οποία θα χρησιμοποιηθούν παρακάτω στη διατριβή, ελήφθησαν από την ίδια Βάση Δεδομένων.



Σχήμα 6.1 : Χωρική κατανομή των χρησιμοποιούμενων Μετεωρολογικών Σταθμών. Οι αριθμοί αντιστοιχούν στην αρίθμηση των σταθμών του Πίνακα 6.1.

Επίσης είναι αξιοσημείωτο να σημειωθεί ότι, προκειμένου να επιτευχθεί η κάλυψη ολόκληρου του ελλαδικού χώρου για την εύρεση των χωρικών κατανομών, χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα δεδομένα θερμοκρασίας από 13 γειτονικούς Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Αυτοί οι σταθμοί μαζί με τα βασικά τοπογραφικά τους στοιχεία και με τα έτη των παρατηρήσεων που καλύπτουν, φαίνονται στον Πίνακα 6.2. Και για τους σταθμούς αυτούς η διαθεσιμότητα των παρατηρήσεών τους γενικά ξεπερνά το 95%.

Πίνακας 6.2. Οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί γειτονικών χωρών που χρησιμοποιήθηκαν.

α/α	Όνομα σταθμού	WMO ID	Γεωγρ. πλάτος (°N)	Γεωγρ. μήκος (°E)	Υψόμετρο (m)	Περίοδος
23	Αλεξάνδρεια	62318	31° 10' 54"	29° 56' 47"	7	1973-2014
24	Βεγγάζη	62053	32° 06' 00"	20° 16' 00"	132	1973-2010
25	Σόφια	15614	42° 39' 00"	23° 23' 00"	595	1973-2014
26	Πλόβντιβ	15625	42° 08' 00"	24° 45' 00"	185	1973-2014
27	Πάφος	17600	34° 43' 10"	32° 29' 05"	8	1973-2014
28	Μπρίντεζι	16320	40° 39' 36"	17° 57' 20"	10	1973-2014
29	Σ.Μ. Λέουτσα	16360	39° 48' 41"	18° 20' 32"	112	1973-2014
30	P. Καλάμπρια	16422	38° 04' 19"	15° 39' 13"	21	1973-2014
31	Μάλτα	16597	35° 51' 00"	14° 29' 00"	91	1973-2014
32	Αττάλεια	17300	36° 52' 00"	30° 44' 00"	57	1973-2014
33	Κωνσταντινούπολη	17060	40° 58' 00"	28° 49' 00"	37	1973-2014
34	Σμύρνη	17219	38° 16' 00"	27° 09' 00"	120	1988-2014
35	Σκόπια	13586	41° 58' 00"	21° 39' 00"	239	1973-2014

6.3 Η θερμοκρασία του αέρα

Από τα σπουδαιότερα μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία που οι μεταβολές του παίζουν σημαντικό ρόλο στη μελέτη του καιρού και του κλίματος είναι η θερμοκρασία του αέρα. Ο όρος θερμοκρασία του αέρα υποδηλώνει τις μεταβολές της θερμότητάς του όπως καταγράφονται από τα κατάλληλα όργανα. Ως θερμοκρασία του αέρα νοείται η κρατούσα θερμοκρασία υπό σκιά σε ύψος περίπου 2 μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους (Θεοχαράτος, 1998).

Κύρια πηγή θέρμανσης της ατμόσφαιρας και της γης είναι ο Ήλιος που με την ακτινοβολία του ρυθμίζει τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας, του εδάφους και των υδάτων. Οι θερμοκρασιακές καταστάσεις αέρα που διαμορφώνονται σε ένα τόπο εξαρτώνται από πλήθος παραγόντων, όπως η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας, η ανακλαστικότητα της εδαφικής επιφάνειας και τα φυσικοχημικά της χαρακτηριστικά, το ισοζύγιο ακτινοβολίας γης-ατμόσφαιρας-διαστήματος, τα ποσά θερμότητας που εκλύονται ή προσλαμβάνονται κατά την αλλαγή διαφόρων φάσεων του νερού (συμπύκνωση, εξάτμιση), τα θαλάσσια ρεύματα και η μεταβολή θερμότητας με αναταρακτικές κινήσεις.

6.3.1 Παράμετροι έκφρασης της μέσης θερμοκρασίας

Αν διατίθενται οι ωριαίες τιμές, η μέση ημερήσια θερμοκρασία μπορεί να βρεθεί από τον τύπο:

$$\bar{T}_{\eta\mu} = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} T_h(i) \quad (6.1)$$

όπου $T_h(i)$ είναι η ανά ώρα τιμή της θερμοκρασίας.

Η μέση ημερήσια θερμοκρασία, για το δίκτυο των σταθμών της Ε.Μ.Υ. υπολογίζεται από τη σχέση :

$$\bar{T}_{\eta\mu} = \frac{T_6 + T_{12} + 2T_{18}}{4} \quad (6.2)$$

όπου T_6 , T_{12} , T_{18} είναι οι θερμοκρασίες που μετρήθηκαν στις 06, 12 και 18 UTC αντίστοιχα.

Η μέση μηνιαία θερμοκρασία βρίσκεται από τη σχέση :

$$\bar{T}_{\mu\eta\nu} = \frac{1}{\nu} \sum_{i=1}^{\nu} \bar{T}_{\eta\mu}(i) \quad (6.3)$$

όπου ν είναι ο αριθμός των ημερών του μήνα.

Η μέση ετήσια θερμοκρασία βρίσκεται από τη σχέση :

$$\bar{T}_E = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} \bar{T}_{\mu\eta\nu}(i) \quad (6.4)$$

6.3.2 Κύμανση θερμοκρασίας

Η θερμοκρασία του αέρα υπόκειται σε κανονικές και ανώμαλες μεταβολές. Οι κανονικές μεταβολές οφείλονται στις κινήσεις της Γης περί τον άξονά της και περί τον Ήλιο. Έτσι μία κανονική ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας είναι μία απλή κύμανση, με τη μέγιστη θερμοκρασία να παρατηρείται 1-2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ήλιου και την ελάχιστη θερμοκρασία να συμβαίνει λίγα λεπτά πριν την ανατολή του Ήλιου. Μία κανονική ετήσια πορεία της θερμοκρασίας για τις εύκρατες περιοχές είναι μία απλή κύμανση με μέγιστο 1-1,5 μήνα μετά το θερινό ηλιοστάσιο και ελάχιστο 1-1,5 μήνα μετά το χειμερινό ηλιοστάσιο. Οι ανώμαλες μεταβολές επηρεάζουν κυρίως την ημερήσια κύμανση κατά την εναλλαγή καιρικών καταστάσεων. Έτσι για παράδειγμα μπορεί η θερμοκρασία το πρωί σε έναν τόπο να είναι υψηλότερη από το μεσημέρι λόγω κυρίως της επικράτησης συνθηκών ψυχρής μεταφοράς (π.χ. ισχυροί βόρειοι άνεμοι) στο μεσοδιάστημα αυτό.

Η διαφορά της ελάχιστης από τη μέγιστη θερμοκρασία ονομάζεται θερμοκρασιακό εύρος. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος (δηλ. τη διαφορά μέγιστης-ελάχιστης θερμοκρασίας σε μία ημέρα είναι :

- Η νέφωση (είναι μικρότερο όταν ο καιρός είναι νεφελώδης).
- Το υψόμετρο (το ημερήσιο εύρος είναι γενικά ανάλογο του υψομέτρου).
- Το γεωγραφικό πλάτος (αυξάνει από τους πόλους προς τον ισημερινό).
- Η εποχή (μεγαλύτερο το καλοκαίρι στις εύκρατες περιοχές).
- Η φύση του εδάφους και η βλάστηση (μεγαλύτερο πάνω από γυμνό έδαφος).
- Το ανάγλυφο του εδάφους (πιο μεγάλο στις κοιλάδες από τις πλαγιές ενός βουνού).
- Ο βαθμός ηπειρωτικότητας (πιο μεγάλο στις ηπειρωτικές περιοχές).
- Η ύπαρξη αναταρακτικών κινήσεων (μεγαλύτερο σε άπνοια).

Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος (η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα που σημειώνονται μέσα στο έτος) επηρεάζεται από :

- Το γεωγραφικό πλάτος.
- Το υψόμετρο.
- Το ανάγλυφο του εδάφους.
- Το βαθμό ηπειρωτικότητας.
- Την κατάσταση της ατμόσφαιρας (νέφωση, άνεμοι κλπ.)
- Την επικάλυψη του εδάφους.

6.3.3 Μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα

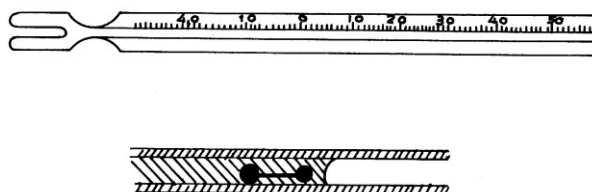
Για τη μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα χρησιμοποιούνται κυρίως θερμόμετρα που το θερμομετρικό τους υλικό είναι υγρό (υδράργυρος, οινόπνευμα, τολουόλη), όπως επίσης και μεταλλικά θερμόμετρα, ενώ τα τελευταία χρόνια αυξάνεται αλματωδώς η χρήση ηλεκτρικών (ή ηλεκτρονικών) θερμομέτρων. Όσον αφορά τα θερμόμετρα υγρού, το πλέον διαδεδομένο υλικό που χρησιμοποιείται είναι ο υδράργυρος λόγω των πολλών πλεονεκτημάτων που έχει, όπως η κανονική διαστολή σε όλες τις θερμοκρασίες, η μη συνοχή του με το γυαλί του δοχείου και του τριχοδιαμετρικού σωλήνα μέσα στον οποίο κινείται, η μεγάλη θερμική αγωγιμότητα και η μικρή θερμοχωρητικότητα που παρουσιάζει με αποτέλεσμα τη σύντομη θερμική ισορροπία με το θερμομετρούμενο περιβάλλον. Βασικό μειονέκτημα του υδραργύρου είναι ότι πήζει στους $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ και για αυτό το λόγο για χαμηλότερες θερμοκρασίες χρησιμοποιείται διαφορετικό υλικό όπως τολουόλη ($-94\text{ }^{\circ}\text{C}$), οινόπνευμα ($-120\text{ }^{\circ}\text{C}$) ή πεντάνιο ($-200\text{ }^{\circ}\text{C}$).

6.3.3.1 Ακροβάθμια θερμόμετρα

Αυτά τα θερμόμετρα παρέχουν τις ενδείξεις της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας που παρουσιάστηκαν μέσα σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (π.χ. μέσα σε 12 ώρες ή κατά τη διάρκεια της ημέρας). Έτσι υπάρχουν τα μεγιστοβάθμια θερμόμετρα τα οποία δίνουν τη μέγιστη θερμοκρασία που σημειώθηκε στο χρονικό διάστημα αυτό και τα ελαχιστοβάθμια θερμόμετρα, που δίνουν την ελάχιστη θερμοκρασία μέσα στο ίδιο χρονικό διάστημα.

Τα μεγιστοβάθμια θερμόμετρα είναι υδραργυρικά θερμόμετρα τα οποία έχουν μία στένωση κάτω από το χαμηλότερο σημείο της κλίμακας θερμοκρασίας. Όταν η θερμοκρασία ανεβαίνει, ο υδράργυρος στο δοχείο του θερμομέτρου διαστέλλεται και υπερνικάει το εμπόδιο της στένωσης και έτσι ανεβαίνει η υδραργυρική στήλη. Όταν όμως η θερμοκρασία πέφτει, η υδραργυρική στήλη δεν μπορεί να εισχωρήσει στο δοχείο γιατί το βάρος της είναι ελάχιστο και δεν μπορεί να υπερνικήσει το στένωμα. Τα μεγιστοβάθμια θερμόμετρα τοποθετούνται οριζόντια ή με το δοχείο ελαφρά προς τα κάτω. Όταν ληφθεί η μέτρηση της μέγιστης θερμοκρασίας (αυτό γίνεται στις 06 και 18 UTC), η υδραργυρική στήλη πρέπει να κατέβει στο ύψος της επικρατούσας θερμοκρασίας εκείνη τη στιγμή. Αυτό γίνεται με τσίγγιμα του θερμομέτρου, έχοντας το δοχείο προς τα κάτω.

Τα ελαχιστοβάθμια θερμόμετρα είναι γυάλινα θερμόμετρα γεμάτα με άχρωμο οινόπνευμα μέσα στο οποίο υπάρχει ένας μικρός δείκτης από σμάλτο. Μεταξύ των εσωτερικών τοιχωμάτων και του δείκτη το οινόπνευμα κυκλοφορεί ελεύθερα. Λεπτομέρειες ενός ελαχιστοβάθμιου θερμομέτρου φαίνονται στο Σχήμα 6.2.

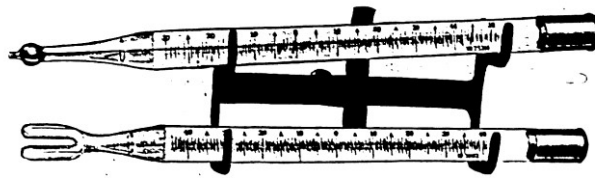


Σχήμα 6.2: Λεπτομέρεια ελαχιστοβάθμιου θερμομέτρου.

Όταν η θερμοκρασία ανεβαίνει, το οινόπνευμα ανέρχεται στο σωλήνα χωρίς να συμπαρασύρει το δείκτη. Αντίθετα όταν πέφτει η θερμοκρασία η στήλη του οινόπνευματος

συστέλλεται και όταν φθάσει την κεφαλή του δείκτη αρχίζει να συμπαράσφύρει το δείκτη προς τα κάτω λόγω της συνοχής οινόπνευματος και δείκτη (επιφανειακή τάση). Επομένως ο δείκτης κατεβαίνει και θα σταματήσει στο ύψος της ελάχιστης θερμοκρασίας. Αν μετά η θερμοκρασία ανέβει ο δείκτης θα μείνει εκεί που είναι παρά την άνοδο της στήλης του οινόπνευματος. Το άκρο του δείκτη που βρίσκεται μακρύτερα από το δοχείο του θερμομέτρου δείχνει την ελάχιστη θερμοκρασία. Αξίζει να σημειωθεί ότι η οινόπνευματική στήλη δείχνει την επικρατούσα κάθε στιγμή θερμοκρασία του αέρα. Μετά τη λήψη της ελάχιστης θερμοκρασίας (που γίνεται στις 06 και 18 UTC) το θερμόμετρο παρασκευάζεται (δηλαδή ρυθμίζεται έτσι ώστε να δείχνει τη θερμοκρασία περιβάλλοντος) έχοντας το δοχείο του θερμομέτρου προς τα πάνω οπότε λόγω βάρους ο δείκτης κατεβαίνει μέχρι να έρθει σε επαφή με το άκρο της στήλης του οινόπνευματος. Το ελαχιστοβάθμιο θερμόμετρο τοποθετείται οριζόντια ή με ελαφρά κλίση του δοχείου προς τα πάνω.

Στο Σχήμα 6.3 φαίνονται τα ακροβάθμια θερμόμετρα όπως πρέπει να είναι τοποθετημένα μέσα στον κλωβό.



Σχήμα 6.3: Ακροβάθμια θερμόμετρα.

6.3.3.2 Ηλεκτρονικά θερμόμετρα

Τα τελευταία χρόνια η χρήση του υδραργύρου περιορίζεται συνεχώς, λόγω της τοξικότητας που παρουσιάζει και αναμένεται να απαγορευτεί η χρήση του από το 2020, με βάση τα προβλεπόμενα στη σύμβαση της Μινάματα η οποία υπογράφηκε το 2013 από εκπροσώπους περίπου 140 χωρών στην ομώνυμη ιαπωνική πόλη.

Έτσι τα ηλεκτρονικά θερμόμετρα κερδίζουν συνεχώς έδαφος τα τελευταία χρόνια. Η αρχή λειτουργίας αυτών των θερμομέτρων βασίζεται στο γεγονός ότι η αντίσταση των υλικών μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία. Αν το υλικό που χρησιμοποιείται είναι μέταλλο, η μεταβολή της αντίστασης ως προς τη θερμοκρασία είναι γραμμική. Τα καλύτερα μέταλλα που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή τέτοιων θερμομέτρων είναι η πλατίνα, το νικέλιο, ο χαλκός και το βολφράμιο. Τη μεγαλύτερη ακρίβεια την παρουσιάζει η πλατίνα λόγω των πλεονεκτημάτων που έχει: είναι αναλλοίωτη στον ατμοσφαιρικό αέρα, παρουσιάζει μεγάλη ειδική αντίσταση, έχει υψηλό σημείο τήξεως και έχει μεγάλη ακρίβεια και απλότητα στη βαθμολόγηση λόγω της γραμμικής σχέσης αντίστασης-θερμοκρασίας.

Ένας άλλος τύπος ηλεκτρονικών θερμομέτρων είναι τα θερμίστορς (Thermistors) τα οποία κατασκευάζονται από μίγμα διαφόρων οξειδίων μετάλλων. Χρησιμοποιούνται ευρύτατα διότι η μεταβολή της αντίστασής τους με τη θερμοκρασία (μη γραμμική σχέση) είναι πολύ μεγάλη και έχουν μικρές διαστάσεις με συνέπεια μικρή θερμοχωρητικότητα και μικρό συντελεστή αδρανείας.

6.3.4 Κλιματολογικά στοιχεία θερμοκρασίας

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η θερμοκρασία αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα κλιματικά στοιχεία, γι' αυτό και πολλές κλιματικές κατατάξεις χρησιμοποιούν αυτή ή τις παραμέτρους της για τον καθορισμό του τύπου κλίματος μιας περιοχής, όπως για παράδειγμα η κλιματική κατάταξη Köppen.

Ειδικότερα για τον Ελληνικό χώρο, οι θερμοκρασιακές αντιθέσεις των αερίων μαζών που επικρατούν στη χώρα είναι μεγάλες, ανεξάρτητα από την επίδραση των εποχών και του ανάγλυφου. Οι αντιθέσεις αυτές που σημειώνονται στον Ελληνικό χώρο υπάρχουν σε λίγα μέρη της γης, συνήθως στις περιοχές μετωπικών ζωνών (Ζαμπάκας, 1981). Ο γεωγραφικός παράγοντας και κυρίως η διάταξη των οροσειρών, παράλληλα και πολύ κοντά στις ακτές του Ιονίου και του Αιγαίου πελάγους, παίζουν βασικό ρόλο στη θερμοκρασιακή κατάσταση που επικρατεί στην Ελλάδα. Οι στενές περιοχές των ακτών του Ιονίου προστατεύονται από τις ψυχρές εισβολές των πολικών και, καμιά φορά, αρκτικών αερίων μαζών το χειμώνα από τη διάταξη των ορεινών όγκων της Πίνδου. Οι ακτές του Αιγαίου προστατεύονται ασθενέστερα από τον βορειότερο ορεινό όγκο της Ροδόπης.

Κατά τη θερμή εποχή, από το Μάιο μέχρι τον Οκτώβριο, οι μεγάλες αντιθέσεις εξομαλύνονται και επικρατεί στη χώρα ο χαρακτήρας του Μεσογειακού κλίματος.

Η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ των ετήσιων ισοθέρμων των 19.5 °C και 14.5 °C, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.4.

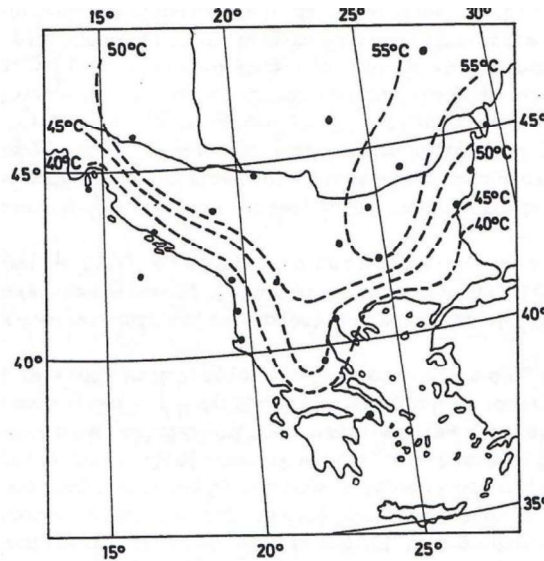


Σχήμα 6.4: Διανομή μέσων ετήσιων θερμοκρασιών πάνω από τον Ελληνικό χώρο.

Κατά την ψυχρή εποχή η γενική τάση της θερμοκρασίας είναι να ελαττώνεται με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους ϕ και από τα παράλια προς το εσωτερικό της χώρας. Τη θερμή περίοδο, ενώ θα έπρεπε να αυξάνει η θερμοκρασία από τα παράλια προς το εσωτερικό, ιδιαίτερα την ημέρα, σε πολλά μέρη επεμβαίνει το ανάγλυφο και αντιστρέφει τη διανομή της

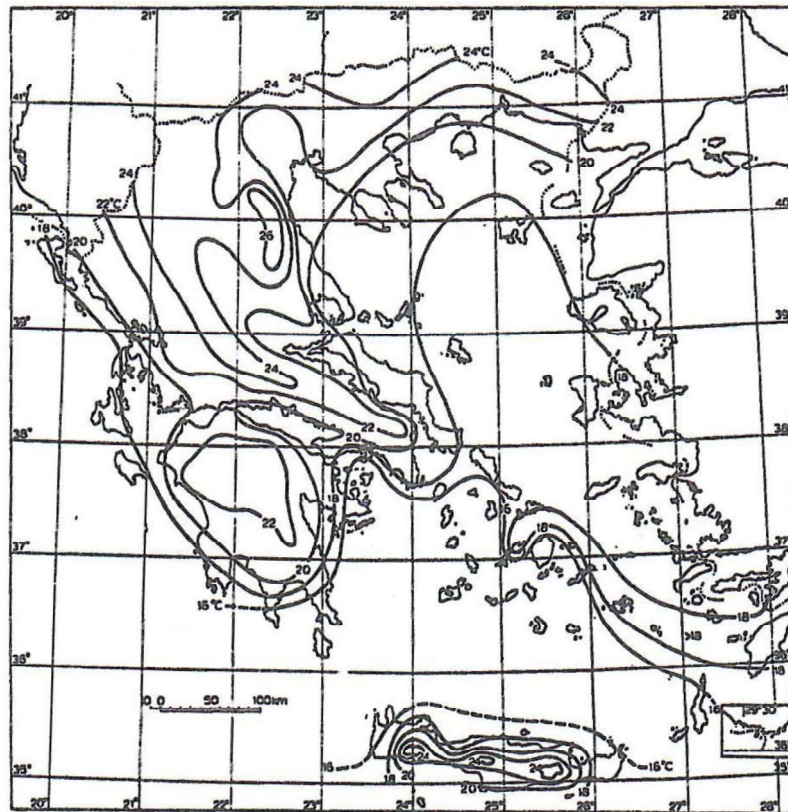
μέσης θερμοκρασίας. Η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας είναι απλή με θερινό μέγιστο και χειμερινό ελάχιστο. Οι απολύτως ελάχιστες θερμοκρασίες στα ορεινά και βόρεια διαμερίσματα μπορεί να προσεγγίσουν τους -25°C . Οι θερινοί καύσωνες μπορεί να δημιουργήσουν στο εσωτερικό της χώρας απολύτως μέγιστες θερμοκρασίες αέρα πάνω από 45°C . Οι μέγιστες όμως θερμοκρασίες των ορεινών περιοχών (π.χ. πάνω από 1500 μέτρα) είναι μικρές.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.5, από τη γεωγραφική διανομή του ετήσιου θερμοκρασιακού εύρους η ηπειρωτικότητα (δηλαδή η διαφορά μεταξύ των μέσων απολύτως μεγίστων και μέσων απολύτως ελαχίστων θερμοκρασιών) ελαττώνεται καθώς το γεωγραφικό πλάτος ελαττώνεται.



Σχήμα 6.5: Ετήσιες διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ των μέσων απολύτως μεγίστων και μέσων απολύτως ελαχίστων θερμοκρασιών.

Μία επίσης αξιόλογη κλιματική παράμετρος θερμοκρασίας είναι το ετήσιο θερμομετρικό εύρος (ΕΘΕ). Αυτό ορίζεται σαν η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα. Η χρησιμότητα του ΕΘΕ οφείλεται στο ότι η διαμόρφωση της τιμής του εξαρτάται από όλους εκείνους τους παράγοντες που αποτελούν τους θερμοκρασιακούς χαρακτήρες ενός τόπου (Φλόκας, 1997) και οι οποίοι αναφέρθηκαν παραπάνω. Η κατανομή του ετήσιου θερμομετρικού εύρους στην Ελλάδα φαίνεται στο Σχήμα 6.6. Από το σχήμα αυτό είναι φανερό ότι οι μεγαλύτερες τιμές του ΕΘΕ βρίσκονται στις ηπειρωτικές περιοχές.



Σχήμα 6.6: Ετήσιο θερμομετρικό εύρος στην Ελλάδα (Κοτίνη – Ζαμπάκα 1983).

6.4 Το σημείο δρόσου

Ένα από τα μεγέθη που χρησιμοποιείται ευρύτατα στη Μετεωρολογία για την έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας είναι το σημείο δρόσου (dew point) T_d . Το σημείο δρόσου ορίζεται σαν η θερμοκρασία στην οποία παρουσιάζεται συμπύκνωση των υδρατμών της ατμόσφαιρας όταν αυτή ψύχεται υπό σταθερή πίεση (Μαχαίρας και Μπαλαφούτης, 1997). Αφού ο θερμός αέρας είναι ικανός να συγκρατεί περισσότερους υδρατμούς από τον ψυχρό αέρα, το σημείο δρόσου κατά μέσο όρο είναι μεγαλύτερο το καλοκαίρι παρά το χειμώνα. Μολονότι η θερμοκρασία του αέρα είναι μία τιμή που καθορίζει πόσο ψηλά μπορεί να φθάσει το σημείο δρόσου, η θερμοκρασία του αέρα δεν επηρεάζει άμεσα το σημείο δρόσου. Με άλλα λόγια το σημείο δρόσου δεν αλλάζει όταν μεταβάλλεται η θερμοκρασία παρά μόνο αν προστεθεί ή αφαιρεθεί υγρασία από τον αέρα. Έτσι το σημείο δρόσου είναι ένα μέτρο της απόλυτης περιεκτικότητας των υδρατμών στον αέρα και χρησιμοποιείται για να εκτιμηθεί η ικανότητα συμπύκνωσης κατά την ψύξη και μπορεί να χαρακτηρίσει τη φύση μιας αέριας μάζας.

Η πιο γνωστή, μέχρι πρόσφατα, μέθοδος προσδιορισμού του σημείου δρόσου είναι αυτή μέσω του ψυχομέτρου August, επειδή είναι ένα φθηνό και απλό όργανο και η λήψη των αναγνώσμάτων του είναι ταχύτατη. Αυτό αποτελείται από δύο θερμομέτρα τοποθετημένα κατακόρυφα που απέχουν μεταξύ τους 5-10 cm. Το δοχείο του ενός θερμομέτρου είναι εντελώς ξηρό και καθαρό, ενώ το δοχείο του άλλου περιβάλλεται από λεπτό μεταξωτό ύφασμα το οποίο διατηρείται υγρό εμβαπτίζοντας το άλλο άκρο του σε δοχείο με νερό αποσταγμένο. Το πρώτο θερμομέτρο ονομάζεται ξηρό και το δεύτερο υγρό. Το ξηρό θερμομέτρο δείχνει τη θερμοκρασία αέρα ενώ το υγρό δείχνει χαμηλότερη θερμοκρασία από αυτή του ξηρού αφού ο αέρας δεν είναι κορεσμένος και υπάρχει συνεχής εξάτμιση στο δοχείο του υγρού θερμομέτρου. Το σύστημα αυτό των θερμομέτρων φαίνεται στο Σχήμα 6.7.

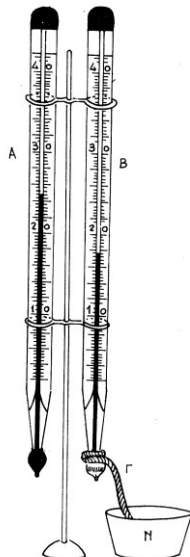
Το σύστημα αυτό των θερμομέτρων του ψυχρομέτρου August τοποθετείται μέσα στον μετεωρολογικό κλωβό.

Αν T είναι η θερμοκρασία που δείχνει το ξηρό θερμομέτρο και T_w είναι η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου, τότε η τάση των υδρατμών e δίνεται από τη σχέση :

$$e = e_s(T_w) - \alpha \cdot (T - T_w) \cdot P \quad (6.5)$$

Η σχέση (6.5) είναι γνωστή ως ψυχρομετρική εξίσωση. Στη σχέση αυτή, $e_s(T_w)$ είναι η τάση των κορεσμένων υδρατμών στη θερμοκρασία T_w , το α είναι η ψυχρομετρική σταθερά, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την ταχύτητα του ανέμου (για μέτρια ταχύτητα ανέμου είναι $\alpha=0,00079$ αν $T_w>0$ και $\alpha=0,00069$ αν $T_w<0$, ενώ σε συνθήκες άπνοιας μπορεί να γίνει $\alpha=0,0012$) και P είναι η ατμοσφαιρική πίεση. Τα T , T_w είναι σε $^{\circ}\text{C}$, το α είναι σε $^{\circ}\text{C}^{-1}$ και τα e , e_s και P είναι σε mmHg.

Με τη βοήθεια ενός ψυχρομέτρου είναι δυνατό να γίνει ο υπολογισμός της απόλυτης υγρασίας, της σχετικής υγρασίας και του σημείου δρόσου. Η απόλυτη υγρασία μπορεί να βρεθεί από τη σχέση (6.5), όπου το $e_s(T_w)$ μπορεί να βρεθεί από πίνακα αν είναι γνωστή η τιμή του T_w . Επίσης η απόλυτη υγρασία β μπορεί να βρεθεί με βάση τη διαφορά $T - T_w$ για



πίεση 750mmHg από σχετικούς πίνακες. Η τιμή αυτή που βρίσκεται είναι με ικανοποιητική ακρίβεια για τους σταθμούς κοντά στο επίπεδο της θάλασσας, ενώ αν ο σταθμός βρίσκεται σε υψηλό υψόμετρο πρέπει να γίνουν οι αναγκαίες διορθώσεις που δίνονται από άλλον πίνακα με βάση την πίεση στο επίπεδο του σταθμού. Η σχετική υγρασία βρίσκεται από σχετικό πίνακα αν είναι γνωστά τα T_w και $T - T_w$. Το σημείο δρόσου βρίσκεται από τον πίνακα της μέγιστης τάσης των υδρατμών, όπου αναζητείται στον πίνακα η απόλυτη υγρασία που βρέθηκε και στη συνέχεια προσδιορίζεται η αντίστοιχη θερμοκρασία, η οποία είναι η ζητούμενη θερμοκρασία δρόσου (Καραπιέρης, 1966 ; Θεοχαράτος, 1998).

Σχήμα 6.7: Το ψυχρόμετρο August.

Τα τελευταία χρόνια, τα ηλεκτρονικά ψυχρόμετρα και οι ηλεκτρονικοί αισθητήρες μέτρησης υγρασίας χρησιμοποιούνται ευρύτατα για τον προσδιορισμό των παραμέτρων υγρασίας και φυσικά του σημείου δρόσου (Καλαμαράς, 2012). Στα ηλεκτρονικά ψυχρόμετρα, τα υδραργυρικά θερμομέτρα αντικαθίστανται με ηλεκτρονικούς αισθητήρες θερμοκρασίας (ηλεκτρικά θερμομέτρα αντιστάσεως) με πλατίνα ή θερμίστορ. Αυτά έχουν εξαιρετικά χαρακτηριστικά, όπως χρονική απόκριση της τάξης των 2 sec, ακρίβεια 0,5% και περιοχή λειτουργίας από -40°C μέχρι $+55^{\circ}\text{C}$.

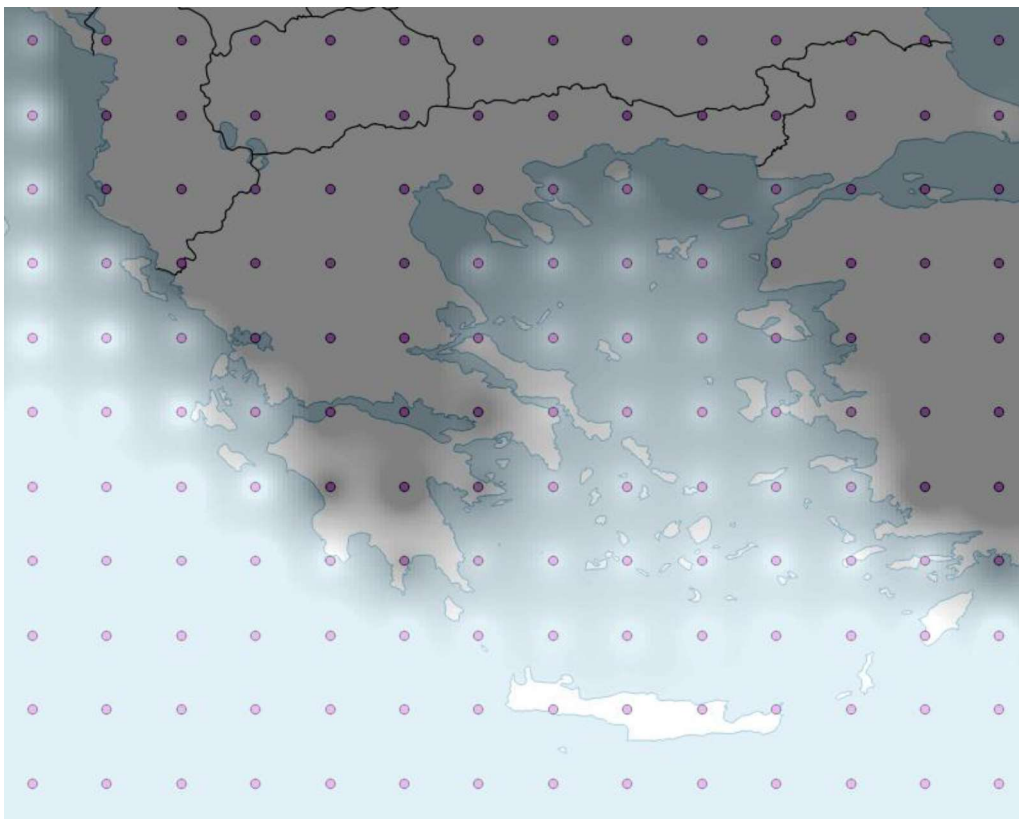
Οι ηλεκτρονικοί αισθητήρες μέτρησης υγρασίας αξιοποιούν τις ιδιότητες των πυκνωτών αέρος. Συγκεκριμένα χρησιμοποιείται ένας μικρο-χωρητικός αισθητήρας, ο οποίος για δεδομένη μεταβολή της υγρασίας μεταβάλλει τη χωρητικότητά του. Συγκεκριμένα η μεταβολή της υγρασίας μεταβάλλει τη διηλεκτρική σταθερά του υλικού μεταξύ των δύο πλακών του πυκνωτή, οπότε η χωρητικότητα του πυκνωτή μεταβάλλεται (είναι $C=\epsilon \cdot S/L$ όπου C είναι η χωρητικότητα, ϵ η διηλεκτρική σταθερά του μονωτικού υλικού του πυκνωτή, S η διατομή των πλακών του και L η απόσταση μεταξύ των πλακών).

Οι μεταβολές της χωρητικότητας μετατρέπονται σε μεταβολές ηλεκτρικού σήματος, το οποίο αφού υποστεί τις αναγκαίες μετατροπές οδηγείται σε έναν ψηφιακό ενδείκτη. Στον ενδείκτη αυτό μπορεί να γίνει άμεση ανάγνωση του σημείου δρόσου με τη βοήθεια σχετικής προσεγγιστικής εξίσωσης που χρησιμοποιείται από τον κάθε κατασκευαστή.

6.5 Κλιματολογικά στοιχεία του σημείου δρόσου

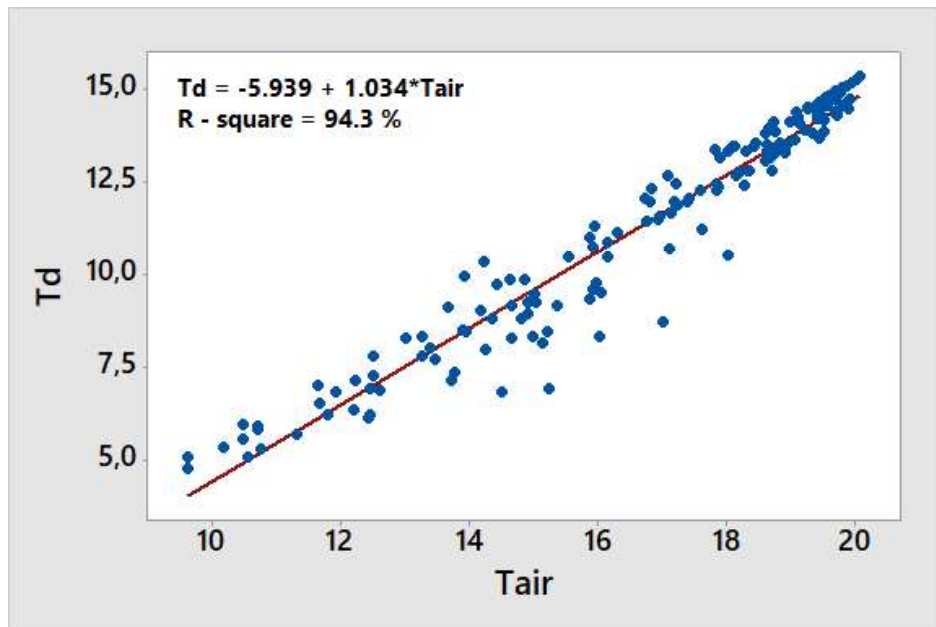
Το σημείο δρόσου T_d είναι μία πολύ συχνά χρησιμοποιούμενη παράμετρος υγρασίας η οποία χρησιμοποιείται συνήθως σε συνδυασμό με τη θερμοκρασία αέρα για τον υπολογισμό της σχετικής υγρασίας, ή μόνη της για την εκτίμηση της ποσότητας των υδρατμών του αέρα. Επιπλέον έχει το πλεονέκτημα ότι οι καθιερωμένες τεχνικές ποιοτικού ελέγχου που χρησιμοποιούνται για τη θερμοκρασία αέρα μπορούν να χρησιμοποιηθούν και για το σημείο δρόσου (Robinson, 1998).

Όσον αφορά την κλιματολογία του σημείου δρόσου, σχετικές μελέτες δεν υπάρχουν στην ελληνική βιβλιογραφία. Αντίθετα, στις Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής η παράμετρος αυτή έχει μελετηθεί αρκετά (Robinson, 1998 και 2000). Σε μία στοιχειώδη προσπάθεια εύρεσης της συμπεριφοράς του σημείου δρόσου στον ελλαδικό χώρο, ελήφθησαν οι μέσες ετήσιες τιμές του σημείου δρόσου από τις ημερήσιες τιμές της παραμέτρου αυτής που προέρχονται από το ERA Interim reanalysis του ECMWF (Ενότητα 6.7). Ο βασικός λόγος προτίμησης αυτών των δεδομένων από τα δεδομένα που προέρχονται μόνο από παρατήρηση, είναι ότι με το πλέγμα σημείων που επιλέχθηκε επιτυγχάνεται μία ομοιόμορφη κάλυψη του ελλαδικού χώρου. Έτσι προκύπτει το Σχήμα 6.8.



Σχήμα 6.8: Χωρική κατανομή της μέσης ετήσιας τιμής του σημείου δρόσου στον ελλαδικό χώρο. Τα δεδομένα προέρχονται από το ERA Interim reanalysis του ECMWF. (Οι μεγαλύτερες τιμές παριστάνονται με πιο ανοικτό χρώμα).

Στο Σχήμα 6.8 δόθηκε έμφαση στη διάκριση των περιοχών που συναντώνται οι πιο υψηλές ή οι πιο χαμηλές τιμές του σημείου δρόσου και για αυτό το λόγο προτιμήθηκαν οι διαβαθμίσεις του γκριζου αντί για τις ισο- T_d . Πάντως αξίζει να σημειωθεί ότι στη Βόρεια Ελλάδα οι μέσες ετήσιες τιμές του σημείου δρόσου είναι χαμηλότερες από 10 °C (κυμαίνονται από 6 έως 9 °C), ενώ στη Νότια Ελλάδα οι μέσες ετήσιες τιμές του σημείου δρόσου κυμαίνονται από 13 έως 15 °C. Γενικά παρατηρείται ότι η μέση ετήσια τιμή του σημείου δρόσου εξαρτάται από την κατανομή ξηράς – θάλασσας, καθώς για το ίδιο γεωγραφικό πλάτος παρατηρούνται μεγαλύτερες τιμές του σημείου δρόσου πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές, αλλά και από το γεωγραφικό πλάτος αφού, για παράδειγμα, στις βορειότερες θαλάσσιες περιοχές η τιμή του σημείου δρόσου μειώνεται. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εξάρτηση του σημείου δρόσου από τη θερμοκρασία αέρα. Για το λόγο αυτό λαμβάνονται οι μέσες ετήσιες θερμοκρασίες επίσης από το ERA Interim reanalysis του ECMWF για τα αντίστοιχα σημεία του πλέγματος. Στη συνέχεια κατασκευάζεται το διάγραμμα διασποράς των μέσων ετήσιων τιμών του σημείου δρόσου με τις αντίστοιχες τιμές της θερμοκρασίας αέρα. Το διάγραμμα αυτό φαίνεται στο Σχήμα 6.9.



Σχήμα 6.9: Διάγραμμα διασποράς της μέσης ετήσιας τιμής του σημείου δρόσου ως προς τις αντίστοιχες τιμές της θερμοκρασίας αέρα μαζί με την αντίστοιχη ευθεία προσαρμογής. Οι μονάδες και στους δύο άξονες είναι σε βαθμούς Κελσίου.

Από το Σχήμα 6.9 είναι προφανής η εξάρτηση του σημείου δρόσου από τη θερμοκρασία αέρα και μάλιστα η σχέση αυτή μπορεί να θεωρηθεί ως γραμμική, με πολύ καλή προσέγγιση. Επομένως γενικά όσο αυξάνει η θερμοκρασία αέρα τόσο υψηλότερες – κατά μέσο όρο – τιμές του σημείου δρόσου παρατηρούνται. Φυσικά υπάρχουν οι περιπτώσεις όπου για σχετικά υψηλές θερμοκρασίες η τιμή του σημείου δρόσου είναι χαμηλή, κάτι το οποίο παρατηρείται όταν ο αέρας είναι αρκετά ξηρός (π.χ. λόγω επικράτησης ξηρών αερίων μαζών ή λόγω τοπογραφίας), αλλά γενικά ισχύει ο κανόνας αύξησης του σημείου δρόσου όταν αυξάνεται η θερμοκρασία αέρα.

6.6 Ομογενοποιημένα δεδομένα

Τα δεδομένα που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς είναι ποιοτικά ελεγμένα και παρουσιάζουν ελάχιστα κενά. Αυτοί είναι και οι λόγοι για τους οποίους επελέγησαν οι χρονοσειρές αυτών των σταθμών προκειμένου να εφαρμοστεί η μέθοδος MF-DFA. Ωστόσο, ενδιαφέρον παρουσιάζει η εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε δεδομένα τα οποία προέρχονται από αυτούς τους σταθμούς και στα οποία έχει εφαρμοστεί ομογενοποίηση. Ειδικότερα, το ενδιαφέρον εστιάζεται στη συμπεριφορά των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος, καθώς από αυτές μπορούν να εξαχθούν τα σημαντικότερα συμπεράσματα σχετικά με τις multifractal ιδιότητες των χρονοσειρών.

Για το λόγο αυτό, λαμβάνονται δεδομένα ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας από 18 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Οι σταθμοί αυτοί είναι οι ίδιοι με τους 22 προαναφερθέντες Μετεωρολογικούς Σταθμούς, εκτός από τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς Καστοριάς, Μεθώνης, Κυθήρων, Σούδας και Θεσσαλονίκης, των οποίων οι χρονοσειρές δεν ήταν διαθέσιμες. Έτσι κρίθηκε σκόπιμο να γίνουν τα εξής:

α) Στη θέση του Μετεωρολογικού Σταθμού Καστοριάς, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα του Μετεωρολογικού Σταθμού της Κοζάνης που ανήκει στο δίκτυο σταθμών της EMY. (Αριθμός WMO: 16632, συντεταγμένες $\varphi = 40^{\circ} 17' 22.20''$ Βόρειο, $\lambda = 21^{\circ} 50' 29.40''$ Ανατολικό και υψόμετρο 621.00 μέτρα από τη Μέση Στάθμη Θάλασσας).

β) Στη χωρική ανάλυση, για να αυξηθεί το πλήθος των σταθμών, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα των σταθμών Κυθήρων, Μεθώνης, Σούδας και Θεσσαλονίκης που ήδη έχουν βρεθεί.

Σημειώνεται ότι η επιλογή των συγκεκριμένων Μετεωρολογικών Σταθμών έγινε έτσι ώστε να μπορεί να επιχειρηθεί μία σύγκριση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των χρονοσειρών της Ενότητας 6.2. Οι τιμές των ομογενοποιημένων χρονοσειρών καλύπτουν το χρονικό διάστημα από 01-01-1960 μέχρι και 31-12-2004. Οι χρονοσειρές των σταθμών του Ακτίου, της Λαμίας και της Κω ξεκινούν από 01-01-1971, 01-01-1970 και 01-01-1961 αντίστοιχα.

Η ομογενοποίηση σε μία χρονοσειρά μετεωρολογικής παραμέτρου γίνεται προκειμένου να διασφαλιστεί ότι οι μεταβολές της χρονοσειράς οφείλονται μόνο στη συμπεριφορά του κλιματικού συστήματος (WMO, 2003). Οι ανομοιογένειες που παρατηρούνται στις χρονοσειρές και εμφανίζονται ως ασυνέχειες στις χρονοσειρές, οφείλονται σε μία σειρά παραγόντων οι κυριότεροι των οποίων είναι: αλλαγή της θέσης του σταθμού, αλλαγή οργάνων μέτρησης, αλλαγή στις πρακτικές παρατήρησης και αλλαγή του περιβάλλοντος του σταθμού.

Για κάθε έναν από αυτούς τους σταθμούς έχουν ληφθεί δύο χρονοσειρές. Στη μία χρονοσειρά έχει εφαρμοστεί η μέθοδος ομογενοποίησης HOM (Higher Order Moments) και στην άλλη χρονοσειρά η μέθοδος SPLIDHOM (Spline Daily Homogenization).

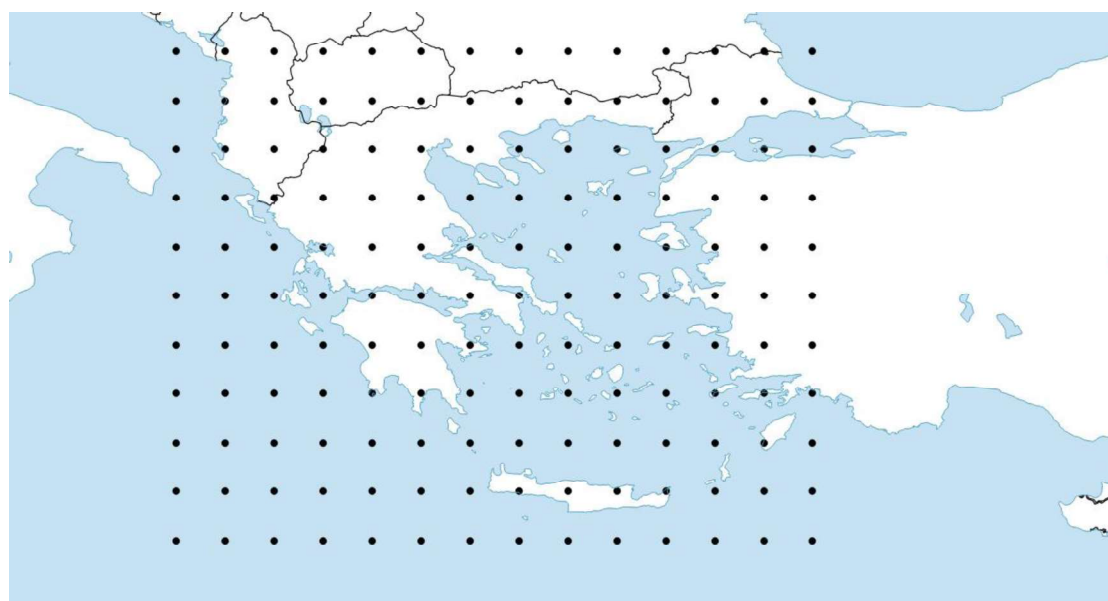
Πολύ συνοπτικά, η μέθοδος HOM περιγράφηκε αρχικά από τους Della-Marta και Wanner (2006). Η μέθοδος αυτή ονομάστηκε έτσι γιατί μπορεί να προσαρμόζει όχι μόνο τη μέση τιμή των ημερήσιων χρονοσειρών, αλλά και τις ροπές ανώτερης τάξης. Χρησιμοποιεί ένα μη γραμμικό πρότυπο για να εκτιμήσει τη σχέση μεταξύ υποψήφιου σταθμού και ενός σταθμού αναφοράς καλά συσχετισμένου με αυτόν. Αυτό το πρότυπο βασίζεται στην ομογενή υποπερίοδο πριν από την ανομοιογένεια για να εκτιμήσει τις τιμές των παρατηρήσεων του υποψήφιου σταθμού μετά την ανομοιογένεια. Οι διαφορές μεταξύ των εκτιμώμενων και των

πραγματικών τιμών ομαδοποιούνται με τη βοήθεια της συνάρτησης αθροιστικής κατανομής του υποψήφιου σταθμού, η οποία προσδιορίζεται από τις ομογενείς ημερήσιες τιμές πριν από την ανομοιογένεια. Η μέθοδος SPLIDHOM είναι μία παραλλαγή της μεθόδου HOM και αναπτύχθηκε από τους Mestre et al., (2011). Παρά το ότι οι δύο αυτές μέθοδοι είναι παρόμοιες, η μέθοδος SPLIDHOM προτείνει μία πολύ διαφορετική προσέγγιση για την προσαρμογή των ημερήσιων τιμών, η οποία βασίζεται σε μία μη γραμμική splines παλινδρόμηση. Περισσότερες λεπτομέρειες για τις δύο αυτές μεθόδους μπορούν να βρεθούν από τη Μαμάρα (2015).

6.7 Reanalysis δεδομένα

Για την εξέταση των χαρακτηριστικών που προκύπτουν από την MF-DFA ανάλυση στον ελλαδικό χώρο χρησιμοποιήθηκαν, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, δεδομένα ημερήσιας θερμοκρασίας και σημείου δρόσου από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Η επιλογή αυτών των σταθμών έγινε με βασικά κριτήρια την όσο το δυνατό μεγαλύτερη πληρότητα των χρονοσειρών τους και το μεγάλο τους μήκος (τουλάχιστον 30 έτη). Καταβλήθηκε επίσης προσπάθεια για την όσο το δυνατό μεγαλύτερη κάλυψη του ελλαδικού χώρου.

Προκειμένου να επιτευχθεί ομοιόμορφη κάλυψη της περιοχής που βρίσκεται η Ελλάδα, επιλέχθηκαν δεδομένα από το ERA-Interim reanalysis του ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts, Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων προγνώσεων). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας στα 2 μέτρα για τις ώρες 00, 06, 12 και 18 UTC. Καθώς τα δεδομένα από το ERA-Interim reanalysis υπάρχουν από το 1979, επιλέχθηκαν τα έτη 1979 – 2014. Η περιοχή κάλυψης εκτείνεται στα γεωγραφικά πλάτη $34.50\text{N} - 42.00\text{N}$ και γεωγραφικά μήκη $18.75\text{E} - 28.50\text{E}$ και τα σημεία που χρησιμοποιούνται είναι τα σημεία πλέγματος $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, συνολικά $11 \times 14 = 154$ σημεία. Η περιοχή κάλυψης μαζί με τα σημεία πλέγματος που χρησιμοποιούνται φαίνονται στο Σχήμα 6.10.



Σχήμα 6.10: Η περιοχή κάλυψης για τα δεδομένα από το ERA – Interim reanalysis.

Τα δεδομένα του ERA – Interim καλύπτουν όχι μόνο την επιφάνεια της γης, αλλά και την ατμόσφαιρα καθ' ύψος μέχρι τα 0.1 hPa σε 60 επίπεδα. Αναφορικά με την επιφάνεια, παράγονται δεδομένα σε ένα πλέγμα με σημεία που απέχουν στην κατεύθυνση δύση – ανατολή κατά 0.703125° στην τροπική ζώνη, με την απόσταση αυτή να μειώνεται όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος. Στην κατεύθυνση βορρά –νότου η απόσταση των σημείων είναι σταθερή σε 0.703125° . Πρέπει να σημειωθεί ότι η ανάλυση που παράγεται για τις 00 UTC μιας δεδομένης ημέρας περιλαμβάνει παρατηρήσεις που έχουν ληφθεί από τις 15 UTC της προηγούμενης ημέρας μέχρι τις 03 UTC της παρούσης ημέρας. Επίσης η ανάλυση στις 12 UTC περιλαμβάνει παρατηρήσεις από 03 UTC μέχρι τις 15 UTC. Συνολικά παράγονται 4 αναλύσεις ανά ημέρα, στις 00, 06, 12 και 18 UTC. Οι παρατηρήσεις που χρησιμοποιούνται για τις αναλύσεις προέρχονται από συνοπτικές παρατηρήσεις επίγειων σταθμών, πλοίων, buoys, αλλά και – κυρίως για τις παρατηρήσεις καθ' ύψος – σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας, αεροσκάφη, δορυφόρους και άλλες πηγές. Από το 2004 άρχισαν να χρησιμοποιούνται και οι αεροναυτικές παρατηρήσεις METAR. Περισσότερες πληροφορίες για το ERA – Interim μπορεί να βρεθούν στο αντίστοιχο εγχειρίδιο του ECMWF (Berrisford et al., 2011), καθώς και στο Dee et al. (2011).

6.8 Η μέθοδος αποεποχικοποίησης STL

Η αποεποχικοποίηση των χρονοσειρών, δηλαδή η απομάκρυνση των περιοδικών κυμάνσεων από αυτές, είναι μία βασική διαδικασία που πρέπει να γίνει πριν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA. Σε διαφορετική περίπτωση τα αποτελέσματα που θα βρεθούν για τον προσδιορισμό της συμπεριφοράς κλιμάκωσης των χρονοσειρών θα είναι εσφαλμένα (Kandelhardt et al., 2001). Υπάρχουν αρκετές μέθοδοι αποεποχικοποίησης χρονοσειρών (π.χ. με φίλτρο Wiener, με χρήση κινητού μέσου όρου (moving average κ.λ.π.). Στη μελέτη αυτή, για την αποεποχικοποίηση έχει βασικά χρησιμοποιηθεί η μέθοδος της αφαίρεσης της μέσης τιμής των ημερολογιακών τιμών από τις αντίστοιχες τιμές της χρονοσειράς για κάθε έτος.

Ενδιαφέρον έχει η εφαρμογή μιας άλλης μεθόδου αφαίρεσης των περιοδικών κυμάνσεων από τις χρονοσειρές. Μία τέτοια μέθοδος είναι η μέθοδος STL (Seasonal Trend Decomposition Based on Locally Weighted Regression) δηλαδή μέθοδος «ανάλυσης των εποχικών τάσεων που βασίζεται σε τοπικά σταθμισμένη παλινδρόμηση». Η μέθοδος αυτή επινοήθηκε από τους Cleveland et al. (1990) και έχει χρησιμοποιηθεί σε αρκετές μελέτες όπως για παράδειγμα από τους Li et al. (2015) για την ανάλυση MF-DFA σε δεδομένα ροής του Κίτρινου Ποταμού στην Κίνα, ή από τους Krzyszczak et al. (2017) για την εξέταση των multifractal ιδιοτήτων αγρομετεωρολογικών χρονοσειρών.

Θεωρώντας ότι οι χρονοσειρές αποτελούνται από το άθροισμα τριών συνιστωσών, της εποχικότητας, της τάσης και του υπολοίπου μέρους, η μέθοδος STL είναι μία διαδικασία φιλτραρίσματος για την ανάλυση μίας χρονοσειράς σε τρεις συνιστώσες: εποχικότητα (seasonality), τάση (trend) και υπόλοιπο (remainder). Περισσότερες πληροφορίες για τη μέθοδο STL μπορούν να βρεθούν στην εργασία των Cleveland et al. (1990). Στη συνέχεια, προκειμένου να εφαρμοστεί η μέθοδος MF-DFA, αφαιρείται από τις χρονοσειρές η συνιστώσα της εποχικότητας. Από τις δύο άλλες συνιστώσες σχηματίζεται μία νέα χρονοσειρά όπου εφαρμόζονται τα βήματα της μεθόδου MF-DFA, όπως ήδη έχει περιγραφεί.

6.9 Αλγόριθμος

Το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA αναπτύχθηκε σε περιβάλλον του λογισμικού MATLAB. Το λογισμικό MATLAB, που παίρνει το όνομά του από τις λέξεις MATrix LABoratory, είναι ένα σύγχρονο ολοκληρωμένο μαθηματικό πακέτο που χρησιμοποιείται εκτενώς στα πανεπιστήμια και στη βιομηχανία. Είναι ένα διαδραστικό (interactive) πρόγραμμα για αριθμητικούς υπολογισμούς και για κατασκευή γραφημάτων, αλλά παρέχει επίσης και τη δυνατότητα προγραμματισμού, κάτι που το καθιστά ένα χρησιμότερο εργαλείο για όλους όσους ασχολούνται με τις θετικές επιστήμες (και όχι μόνο) (Γεωργίου και Ξενοφώντος, 2007).

Το χρησιμοποιηθέν λογισμικό χωρίζεται σε δύο μέρη : Το πρώτο μέρος περιλαμβάνει όλα εκείνα τα προγράμματα και υποπρογράμματα που απαιτούνται για την κατάλληλη επεξεργασία και προετοιμασία της κάθε χρονοσειράς προκειμένου αυτή στη συνέχεια να εισαχθεί στο δεύτερο μέρος το οποίο πραγματοποιεί την ανάλυση MF-DFA της χρονοσειράς.

Ειδικότερα, το πρώτο μέρος του λογισμικού είναι έτσι δομημένο ώστε να δέχεται δεδομένα ημερήσιας θερμοκρασίας ή σημείου δρόσου από τη Βάση Δεδομένων GSOD (Global Summary Of the Day) του NOAA. Επειδή οι τιμές των χρονοσειρών διατίθενται σε βαθμούς Φαρενάιτ, πραγματοποιείται αρχικά η μετατροπή των μονάδων μέτρησης σε βαθμούς Κελσίου. Στη συνέχεια, η κάθε χρονοσειρά υπόκειται σε έλεγχο ελλειπουσών τιμών και τα όποια κενά της καλύπτονται με τιμές που προέρχονται από γραμμική παρεμβολή. Επίσης υπάρχει η δυνατότητα απεικόνισης του ποσοστού πληρότητας της χρονοσειράς κατ' έτος, κάτι που βοήθησε στην επιλογή των Μετεωρολογικών Σταθμών, οι οποίοι είχαν τις πιο πλήρεις χρονοσειρές. Επίσης, γίνεται ο υπολογισμός των μέσων τιμών για κάθε ημερολογιακή ημέρα. Αυτές οι μέσες τιμές αφαιρούνται στη συνέχεια από την αντίστοιχη ημέρα κάθε έτους των χρονοσειρών, οπότε παράγονται οι αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές.

Οι αποεποχικοποιημένες τιμές των χρονοσειρών εισάγονται στη συνέχεια στο δεύτερο τμήμα του λογισμικού όπου πραγματοποιείται η ανάλυση MF-DFA. Για την ανάλυση αυτή και προκειμένου να υπολογιστεί αρχικά η συνάρτηση διακύμανσης, η κάθε χρονοσειρά χωρίζεται σε τμήματα (segments), ο αριθμός των οποίων κυμαίνεται από 30 έως $N/5$, όπου N είναι το μήκος της χρονοσειράς. Από την ανάλυση αυτή λαμβάνονται τρία διαγράμματα για το $F_q(s)$, το $h(q)$ και το φάσμα $f(\alpha)$. Οι τιμές του q που χρησιμοποιούνται είναι από -6 έως +6. Για το $F_q(s)$ χρησιμοποιούνται επιλεγμένες τιμές του q (-6, -3, 0, +3 και +6), ενώ για τα άλλα δύο διαγράμματα από το διάστημα από -6 έως +6 λαμβάνονται 121 ισαπέχουσες τιμές έτσι ώστε να υπάρχουν αρκετά σημεία για την καλύτερη οπτικοποίηση των καμπυλών των διαγραμμάτων $h(q)$ και $f(\alpha)$.

Η ορθότητα των αποτελεσμάτων του λογισμικού αυτού ελέγχθηκε με το λογισμικό που ανέπτυξε ο Ihlen (2012), όπου διαπιστώθηκε ταύτιση των παραγόμενων αποτελεσμάτων.

Σημειώνεται επίσης, ότι για την εφαρμογή της μεθόδου αποεποχικοποίησης STL, (για την οποία γίνεται αναφορά στην Ενότητα 6.8) για την παραγωγή των κατάλληλων χρονοσειρών που εισάγονται για την ανάλυση MF-DFA (δηλαδή στο δεύτερο τμήμα του λογισμικού) χρησιμοποιήθηκε ειδικό λογισμικό σε γλώσσα R και όχι το πρώτο κομμάτι του λογισμικού που περιγράφηκε πιο πάνω, αφού εφαρμόστηκε διαφορετική μέθοδος αποεποχικοποίησης.

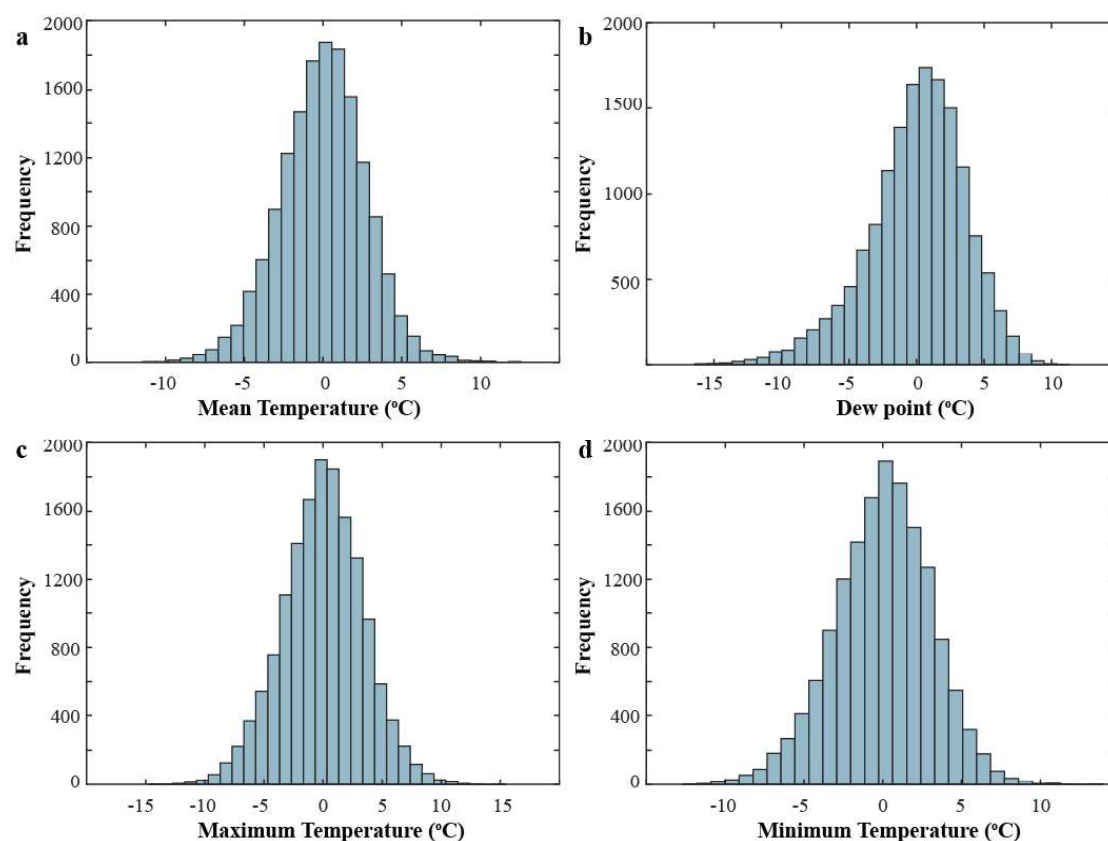
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

Εφαρμογή της μεθόδου DFA

7.1 Εφαρμογή σε ένα σταθμό

Αρχικά η μέθοδος DFA εφαρμόστηκε (Kalamaras et al., 2016) σε ένα Μετεωρολογικό Σταθμό και συγκεκριμένα σε αυτόν της Μίκρας (Θεσσαλονίκη, Αριθμός WMO : 16622). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) και σημείο δρόσου.

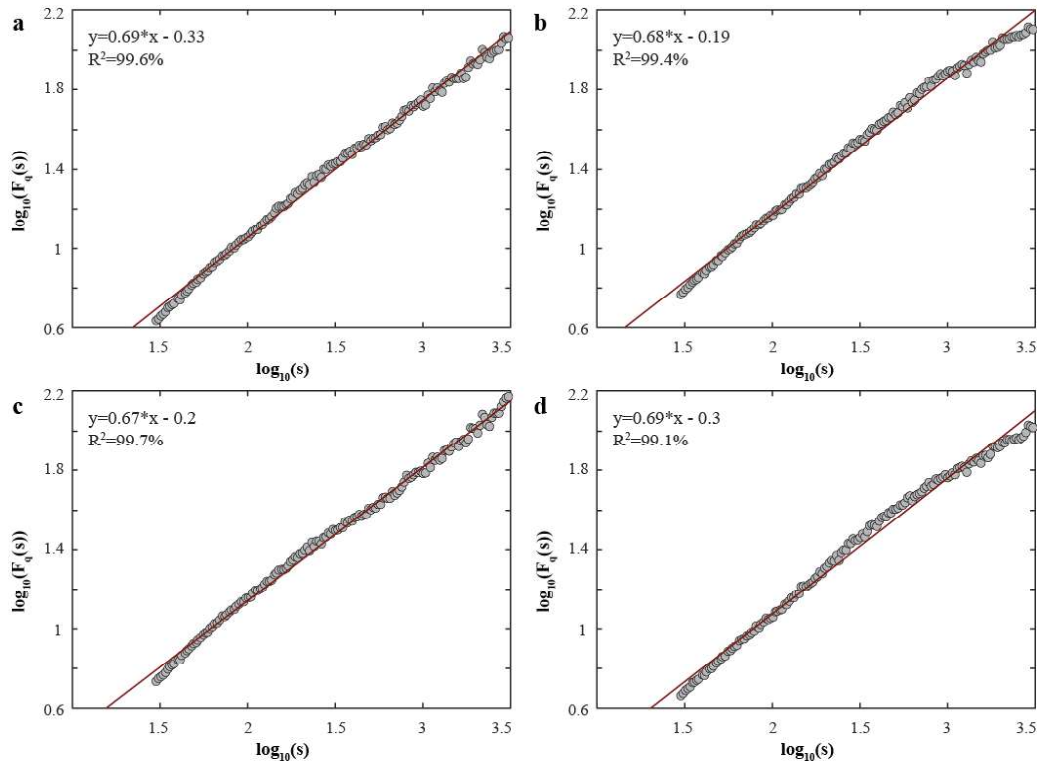
Πριν την εφαρμογή της μεθόδου DFA, απομακρύνθηκαν οι εποχικές τάσεις των χρονοσειρών. Για το λόγο αυτό αφαιρέθηκαν οι μέσες ημερήσιες τιμές για κάθε ημερολογιακή ημέρα από την τιμή της χρονοσειράς της αντίστοιχης ημέρας. Με τον τρόπο αυτό λαμβάνονται οι τιμές των αποεποχικοποιημένων τιμών, των οποίων τα ιστογράμματα φαίνονται στο Σχήμα 7.1.



Σχήμα 7.1: Ιστογράμματα των αποεποχικοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση(mean), μέγιστη(max), ελάχιστη(min)) και σημείου δρόσου (dew point).

Τα ιστογράμματα του Σχήματος 7.1 έχουν μορφή παρόμοια με αυτή της κανονικής κατανομής. Για να εξεταστεί αν αυτό ισχύει, χρησιμοποιήθηκε το τεστ του Lilliefors (Lilliefors, 1967), εξετάζοντας τη μηδενική υπόθεση ότι τα δεδομένα προέρχονται από έναν κανονικά κατανομημένο πληθυσμό. Βρέθηκε ότι αυτή η υπόθεση απορρίπτεται σε επίπεδο σημαντικότητας 95% για όλες τις υπό εξέταση αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές.

Στη συνέχεια εφαρμόστηκε η μέθοδος DFA στις αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές, αφαιρώντας τις γραμμικές τάσεις, οπότε λαμβάνονται τα λογαριθμικά διαγράμματα της συνάρτησης διακύμανσης $F(s)$ ως προς την κλίμακα χρόνου s που φαίνονται στο Σχήμα 7.2.



Σχήμα 7.2: Λογαριθμικά διαγράμματα της συνάρτησης διακύμανσης $F(s)$ ως προς s για : (a) τη μέση θερμοκρασία, (b) το σημείο δρόσου, (c) τη μέγιστη θερμοκρασία και (d) την ελάχιστη θερμοκρασία.

Σε όλα τα διαγράμματα του Σχήματος 7.2 είναι προφανές ότι υπάρχει μία σχεδόν γραμμική σχέση μεταξύ του $\log(s)$ και του $\log(F(s))$ για όλες τις παραμέτρους. Για να επαληθευτεί αυτό εφαρμόζεται γραμμική παλινδρόμηση στα δεδομένα, θέτοντας $x = \log(s)$ και $y = \log(F(s))$, λαμβάνοντας τις ευθείες προσαρμογής $y = ax + b$, των οποίων οι εξισώσεις φαίνονται επίσης στο Σχήμα 7.2. Είναι αξιοσημείωτο το γεγονός ότι σε όλες τις περιπτώσεις ο συντελεστής προσδιορισμού (coefficient of determination) R^2 παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 99%, κάτι που σημαίνει ότι η γραμμική σχέση μεταξύ $F(s)$ και s προσεγγίζεται πολύ ικανοποιητικά.

Αυτή η γραμμική σχέση αποκαλύπτει την ύπαρξη μιας συμπεριφοράς κλιμάκωσης που χαρακτηρίζεται από αυτοομοιότητα, δηλαδή οι διακυμάνσεις μικρής κλίμακας συσχετίζονται με τις μεγάλης κλίμακας διακυμάνσεις μέσω ενός νόμου δύναμης της μορφής $F(s) \propto s^a$, όπου ο εκθέτης a είναι η κλίση των ευθειών του Σχήματος 7.2. Σε όλες τις περιπτώσεις είναι $a > 0.5$, κάτι που σημαίνει ότι υπάρχουν επίμονες συσχετίσεις που ακολουθούν το νόμο της δύναμης από $s \approx 30$ ημέρες μέχρι περίπου 8.5 έτη (η μονάδα της κλίμακας χρόνου s είναι σε ημέρες). Με άλλα λόγια, αυτή η εμμονή, ή μνήμη, σημαίνει ότι οι μεγάλες (μικρές) τιμές είναι πιο πιθανό να ακολουθούνται από μεγάλες (μικρές) τιμές για χρονικά διαστήματα από 1 μήνα μέχρι κάτι λιγότερο από 10 έτη.

Εξετάζοντας τις τιμές της κλίσης a , είναι ενδιαφέρον το ότι ο εκθέτης a είναι της τάξης του 0.7 για όλες τις παραμέτρους, κάτι που σημαίνει ότι η συμπεριφορά κλιμάκωσης όλων των υπό εξέταση παραμέτρων είναι περίπου η ίδια.

Η μέθοδος DFA στη συνέχεια επεκτάθηκε στο σύνολο των 22 σταθμών του δικτύου της EMY που αναφέρθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο (Πίνακας 6.1). Από την εφαρμογή της μεθόδου παράγονται για κάθε σταθμό διαγράμματα παρόμοια με αυτά του Σχήματος 7.2, τα οποία παρατίθενται στο Παράρτημα Α. Στα σχήματα αυτά υπάρχουν και οι εξισώσεις των ευθειών προσαρμογής όπως επίσης και οι αντίστοιχοι συντελεστές προσδιορισμού R^2 . Από τα αποτελέσματα αυτά, η κλίση της ευθείας προσαρμογής (εκθέτης Hurst) και ο συντελεστής R^2 για τους 22 σταθμούς φαίνονται στον Πίνακα 7.1.

Πίνακας 7.1. Κλίση ευθείας προσαρμογής και συντελεστής R^2 για τους 22 μελετώμενους σταθμούς. Ο αύξων αριθμός κάθε σταθμού αντιστοιχεί στο σταθμό που υποδεικνύεται στον Πίνακα 6.1.

α/α Σταθμού	T_{mean}		T_{max}		T_{min}		T_d	
	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2
1	0.65	0.995	0.65	0.996	0.65	0.994	0.65	0.996
2	0.69	0.993	0.72	0.997	0.70	0.996	0.67	0.995
3	0.69	0.997	0.68	0.997	0.69	0.997	0.75	0.998
4	0.70	0.996	0.68	0.996	0.71	0.998	0.66	0.998
5	0.69	0.999	0.66	0.999	0.68	0.999	0.68	0.998
6	0.69	0.995	0.63	0.991	0.71	0.996	0.76	0.999
7	0.69	0.991	0.70	0.996	0.68	0.991	0.68	0.993
8	0.67	0.998	0.71	0.998	0.69	0.996	0.74	0.998
9	0.71	0.997	0.70	0.997	0.71	0.997	0.66	0.995
10	0.70	0.997	0.65	0.995	0.70	0.998	0.71	0.998
11	0.66	0.987	0.68	0.995	0.70	0.994	0.72	0.995
12	0.68	0.997	0.66	0.997	0.66	0.997	0.67	0.997
13	0.70	0.996	0.71	0.996	0.65	0.996	0.66	0.998
14	0.67	0.997	0.66	0.996	0.68	0.997	0.82	0.994
15	0.68	0.997	0.65	0.997	0.68	0.997	0.70	0.997
16	0.76	0.999	0.69	0.998	0.72	0.999	0.72	0.999
17	0.69	0.986	0.68	0.991	0.69	0.991	0.65	0.994
18	0.71	0.998	0.68	0.999	0.75	0.995	0.71	0.999
19	0.67	0.997	0.65	0.997	0.68	0.997	0.76	0.996
20	0.67	0.998	0.67	0.999	0.69	0.998	0.70	0.998
21	0.69	0.996	0.67	0.997	0.69	0.991	0.68	0.994
22	0.77	0.999	0.68	0.998	0.76	0.998	0.77	0.999

Από τον Πίνακα 7.1 παρατηρείται ότι, για τη μέση ημερήσια θερμοκρασία T_{mean} οι τιμές της κλίσης της ευθείας προσαρμογής κυμαίνονται από 0.65 έως 0.77, ενώ ο συντελεστής R^2 είναι εντός του διαστήματος 0.986 – 0.999. Οι αντίστοιχες τιμές για τη μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία T_{max} είναι 0.63 – 0.72 για την κλίση της ευθείας και 0.991 – 0.999 για το συντελεστή R^2 και για την ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία T_{min} 0.65 – 0.76 για την κλίση της ευθείας και 0.991 – 0.999 για το συντελεστή R^2 . Για το σημείο δρόσου T_d η κλίση της ευθείας προσαρμογής βρίσκεται μεταξύ 0.65 και 0.82 και ο συντελεστής R^2 είναι μεταξύ 0.993 και 0.999. Παρατηρείται δηλαδή ότι για όλες τις παραμέτρους της θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη, ελάχιστη) και για το σημείο δρόσου η κλίση της ευθείας (δηλαδή ο εκθέτης Hurst) είναι της τάξης του 0.7, δηλαδή όλες οι χρονοσειρές παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις και επίμονη συμπεριφορά. Επίσης η προσαρμογή με ευθεία της μορφής $y = ax + b$ είναι πολύ καλή, καθώς όπως φαίνεται από τον Πίνακα 7.1 οι τιμές του συντελεστή R^2 είναι πάνω από 0.98 (98%) σε όλες τις περιπτώσεις.

Επομένως, η γραμμική σχέση στα log-log διαγράμματα του Σχήματος 7.2 (κάτι που ισχύει για όλους τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς) θεωρείται ότι ισχύει σε ικανοποιητικό βαθμό, κάτι που υποδεικνύει την παρουσία κλιμάκωσης (scaling) ή αυτοομοιότητας, δηλαδή οι διακυμάνσεις στα μικρά κουτιά σχετίζονται με τις διακυμάνσεις στα μεγάλα κουτιά με το νόμο της δύναμης (Βαρώτσος, 2011). Ο εκθέτης του νόμου της δύναμης καθορίζεται από την κλίση a της ευθείας όπως έχει αναφερθεί προηγουμένως. Η επίμονη συμπεριφορά που αναφέρθηκε παραπάνω, σημαίνει ότι οι μεγάλες τιμές είναι πιθανότερο να ακολουθούνται από μεγάλες τιμές και αντίστοιχα οι μικρές τιμές να ακολουθούνται από μικρές τιμές, με άλλα λόγια θεωρείται ότι οι χρονοσειρές παρουσιάζουν «μνήμη».

Στη συνέχεια εξετάζεται η χωρική κατανομή της κλίσης a της ευθείας (δηλαδή του συντελεστή Hurst) στον ελλαδικό χώρο. Προκειμένου να διευκολυνθεί η κατασκευή της χωρικής κατανομής, λαμβάνονται δεδομένα από τους 13 γειτονικούς σταθμούς που αναφέρθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο (Πίνακας 6.2). Αφού υπολογιστούν η κλίση της ευθείας προσαρμογής και ο συντελεστής R^2 για αυτούς τους σταθμούς, τα αποτελέσματα καταχωρούνται στον Πίνακα 7.2 που ακολουθεί.

Πίνακας 7.2. Κλίση ευθείας προσαρμογής και συντελεστής R^2 για τους 13 γειτονικούς Σταθμούς. Ο αύξων αριθμός κάθε σταθμού αντιστοιχεί στο σταθμό που υποδεικνύεται στον Πίνακα 6.2.

α/α Σταθμού	T_{mean}		T_{max}		T_{min}		T_d	
	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2	Κλίση ευθείας προσαρμογής	R^2
23	0.90	0.994	0.81	0.994	0.81	0.995	0.81	0.996
24	0.66	0.997	0.63	0.994	0.68	0.997	0.73	0.998
25	0.66	0.995	0.65	0.996	0.66	0.994	0.67	0.996
26	0.65	0.993	0.66	0.996	0.64	0.995	0.71	0.998
27	0.74	0.999	0.72	0.999	0.73	0.998	0.71	0.998
28	0.72	0.997	0.71	0.999	0.75	0.999	0.71	0.992
29	0.72	0.996	0.74	0.999	0.82	0.996	0.74	0.999
30	0.77	0.999	0.73	0.998	0.80	0.998	0.81	0.998
31	0.74	0.998	0.72	0.999	0.70	0.999	0.70	0.998
32	0.68	0.998	0.63	0.997	0.73	0.999	0.66	0.998
33	0.69	0.997	0.67	0.998	0.72	0.997	0.74	0.998
34	0.68	0.996	0.65	0.994	0.67	0.998	0.73	0.998
35	0.68	0.991	0.67	0.995	0.68	0.994	0.71	0.996

Για τις τιμές της κλίσης της ευθείας προσαρμογής για τους 13 σταθμούς που φαίνονται στον Πίνακα 7.2, παρατηρείται ότι αυτές γενικά κυμαίνονται στα πλαίσια των τιμών που βρέθηκαν για τους σταθμούς του ελλαδικού χώρου και επομένως ισχύουν και για αυτές τις χρονοσειρές οι ίδιες ιδιότητες κλιμάκωσης που αναφέρθηκαν προηγουμένως για τους 22 σταθμούς. Επίσης σε όλες τις περιπτώσεις η προσαρμογή με την ευθεία $y = ax + b$ είναι πολύ καλή. Με βάση τις τιμές των Πινάκων 7.1 και 7.2 προκύπτουν οι χωρικές κατανομές του Σχήματος 7.3.



(α)



(β)



(γ)



(δ)

Σχήμα 7.3. Χωρική κατανομή της κλίσης της ευθείας προσαρμογής (εκθέτης Hurst) για (α) τη μέση, (β) τη μέγιστη, (γ) την ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία και (δ) το σημείο δρόσου (μέση ημερήσια τιμή). Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Για την καλύτερη ευκρίνεια των εικόνων του Σχήματος 7.3, οι τιμές της κλίσης της ευθείας προσαρμογής σημειώνονται με διαβαθμίσεις του γκριζου. Με πιο ανοιχτή απόχρωση δείχνονται οι μεγαλύτερες τιμές, ενώ αντίθετα οι μικρότερες τιμές παριστάνονται με πιο σκούρα απόχρωση.

Παρατηρώντας τη χωρική κατανομή της κλίσης της ευθείας προσαρμογής για τη μέση ημερήσια θερμοκρασία, διαπιστώνονται ουσιαστικά δύο περιοχές που η κλίση, δηλαδή ο εκθέτης Hurst παίρνει σχετικά υψηλότερες τιμές : Η πρώτη περιλαμβάνει όλη τη Δυτική Ελλάδα, συμπεριλαμβανομένης ολόκληρης της Πελοποννήσου και σχεδόν όλης της Στερεάς Ελλάδας. Η δεύτερη περιοχή περιλαμβάνει τη νοτιοανατολική νησιωτική χώρα. Δεδομένου ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του εκθέτη τόσο πιο «ομαλή» είναι η χρονοσειρά, στις περιοχές όπου ο εκθέτης Hurst είναι υψηλότερος υπάρχουν μικρότερες διακυμάνσεις της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας. Μπορεί επομένως να ειπωθεί ότι, στις περιοχές αυτές επικρατούν πιο ομαλές κλιματολογικές συνθήκες, χωρίς βίαιες μεταβολές της θερμοκρασίας από ημέρα σε ημέρα. Ειδικά για την ανατολική Ελλάδα, όπου παρατηρούνται σχετικά μικρότερες τιμές του εκθέτη στα βόρεια (Μακεδονία, Θράκη και Βόρειο Αιγαίο) και μεγαλύτερες τιμές στα νότια και δεδομένης της γειτνίασης στα ανατολικά με την Τουρκία, τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν γενικά με τα ευρήματα των Orun και Kocak (2009), οι οποίοι, κάνοντας παρόμοια ανάλυση, κατέληξαν σε παρόμοια αποτελέσματα για τη δυτική Τουρκία που βρέχεται από το Αιγαίο Πέλαγος. Επίσης το κλίμα της Δυτικής Ελλάδας χαρακτηρίζεται από γλυκύτητα και χαρακτηρίζεται ως «γλυκό Μεσογειακό» (Μαριολόπουλος, 1938). Οι υπόλοιπες περιοχές και ειδικότερα η Βόρεια Ελλάδα, το Βόρειο Αιγαίο και η Θεσσαλία επηρεάζονται περισσότερο από συνθήκες που προκαλούν μεγάλες θερμοκρασιακές διακυμάνσεις, όπως για παράδειγμα οι ψυχρές εισβολές κατά τη χειμερινή περίοδο ή η έναρξη μιας νέας περιόδου Ετησίων ανέμων κατά τη θερινή περίοδο.

Η ίδια εικόνα εμφανίζεται γενικά και για την ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία, όπου φαίνεται σαφέστερα η ύπαρξη μεγαλύτερων τιμών του εκθέτη Hurst στη Δυτική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Όμως, για την ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία οι μεγαλύτερες τιμές του εκθέτη Hurst παρατηρούνται κυρίως μόνο στη Νοτιοανατολική Ελλάδα, όπως φαίνεται από το Σχήμα 7.3(γ).

Αντίθετα, για το σημείο δρόσου (μέση ημερήσια τιμή), οι μικρότερες τιμές του εκθέτη Hurst εντοπίζονται στη Δυτική, τη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το ότι η χωρική κατανομή του Σχήματος 7.3(δ) είναι παρόμοια με την χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων στην Ελλάδα (Κλιματικός Άτλαντας της EMY, 2016). Συγκεκριμένα παρατηρείται ότι, σε γενικές γραμμές, οι περιοχές που παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη υετού συμπίπτουν με τις περιοχές όπου υπάρχουν μικρότερες τιμές του εκθέτη Hurst, ενώ αντίστοιχα υπάρχει γενικά σύμπτωση των περιοχών με μικρότερα ύψη υετού με τις περιοχές που παρατηρούνται υψηλότερες τιμές του εκθέτη Hurst.

Η ερμηνεία για αυτή τη χωρική κατανομή θα μπορούσε να δοθεί λαμβάνοντας υπόψη ότι το σημείο δρόσου είναι μία παράμετρος υγρασίας. Η τιμή του σημείου δρόσου σχετίζεται άμεσα με την ποσότητα των υδρατμών στον αέρα, έτσι για παράδειγμα χαμηλό σημείο δρόσου σημαίνει χαμηλό ποσό υδρατμών στον αέρα (Ζιακόπουλος, 2008). Επομένως, αν ληφθεί υπόψη ότι όταν εκδηλώνεται ένα επεισόδιο βροχής (ή υετού γενικότερα) η υγρασία αυξάνεται (σε συνδυασμό με τη θερμοκρασία του αέρα), τότε η κατανομή του Σχήματος 7.3(δ) θα μπορούσε να ερμηνευτεί από το γεγονός ότι στις περιοχές με μεγάλα ύψη υετού συμβαίνουν γενικά περισσότερα επεισόδια υετού και συνεπώς θα υπάρχουν μεγαλύτερες διακυμάνσεις στην περιεκτικότητα των υδρατμών του αέρα. Αυτό σημαίνει μεγαλύτερες (και

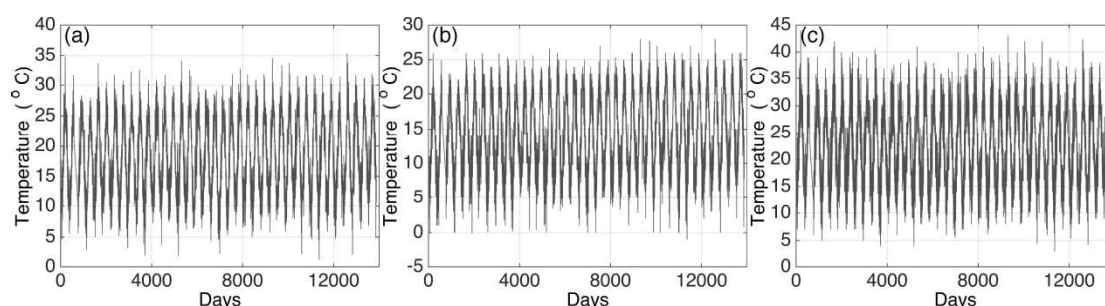
περισσότερες) διακυμάνσεις του σημείου δρόσου στις περιοχές αυτές. Καθώς όπως έχει αναφερθεί ότι ο εκθέτης Hurst (η κλίση της ευθείας προσαρμογής) είναι ένας δείκτης της «τραχύτητας» της χρονοσειράς, οι περισσότερες και μεγαλύτερες διακυμάνσεις αντιστοιχούν σε χρονοσειρές με μικρότερο εκθέτη Hurst. Αντίθετα στις περιοχές με μικρότερα ποσά υετού, υπάρχουν λιγότερα επεισόδια υετού και επομένως μικρότερες και σχετικά λιγότερες διακυμάνσεις της ποσότητας των υδρατμών του αέρα και συνεπώς μικρότερες διακυμάνσεις του σημείου δρόσου στις περιοχές αυτές κάτι που οδηγεί σε χρονοσειρές με μεγαλύτερο εκθέτη Hurst.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

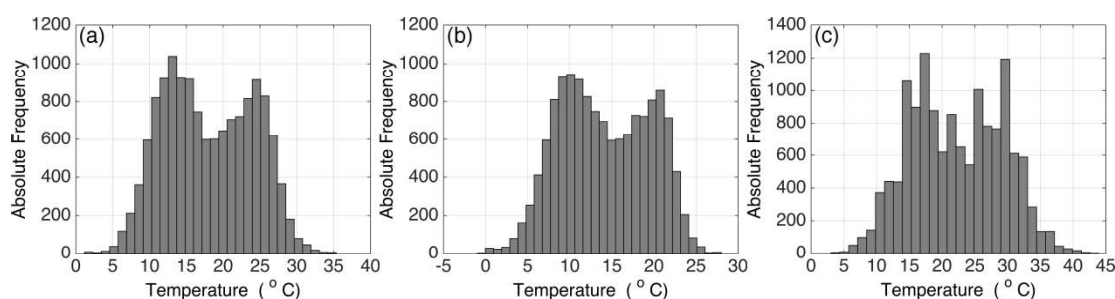
Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε ένα Μετεωρολογικό Σταθμό

8.1 Οι αρχικές χρονοσειρές

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόστηκε αρχικά σε έναν μετεωρολογικό σταθμό (Kalamaras et al., 2017) και συγκεκριμένα σε αυτόν της Σούδας (Αριθμός WMO: 16746). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν είναι ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας που καλύπτουν τα έτη 1973 – 2010. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν χρονοσειρές ημερήσιας μέσης (T_{mean}), μέγιστης (T_{max}) και ελάχιστης (T_{min}) θερμοκρασίας. Στο Σχήμα 8.1 φαίνονται οι αρχικές χρονοσειρές των θερμοκρασιών και στο Σχήμα 8.2 τα αντίστοιχα ιστογράμματα των απόλυτων συχνοτήτων τους.



Σχήμα 8.1: Οι χρονοσειρές ημερήσιων θερμοκρασιών T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).



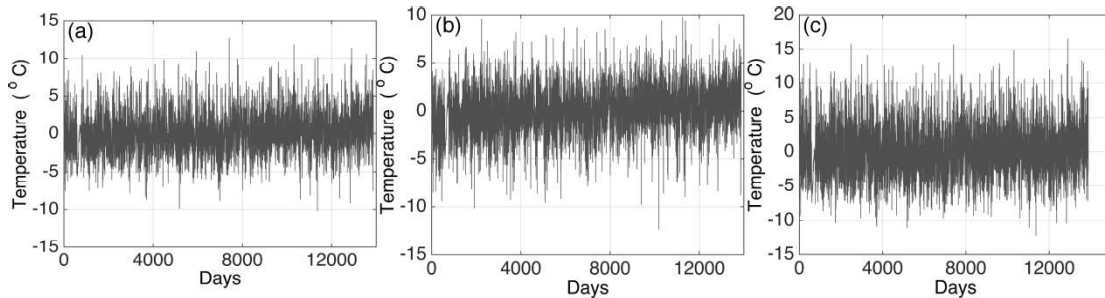
Σχήμα 8.2: Κατανομές απόλυτων συχνοτήτων για T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

Από το Σχήμα 8.1 είναι φανερό ότι οι χρονοσειρές παρουσιάζουν εποχικότητα (ετήσια κύμανση), ενώ τα αντίστοιχα ιστογράμματα έχουν τη μορφή δικόρυφης κατανομής, (δηλαδή εμφανίζουν δύο μέγιστα) η οποία μπορεί να αποδοθεί στην επίδραση του ετήσιου κύκλου (Storch & Zwiers, 1999). Οι τιμές της θερμοκρασίας έχουν την τάση να συγκεντρώνονται γύρω από δύο τιμές, μία που αντιστοιχεί στη ψυχρή περίοδο του έτους (κυρίως το χειμώνα) και μία στη θερμή περίοδο (κυρίως το καλοκαίρι).

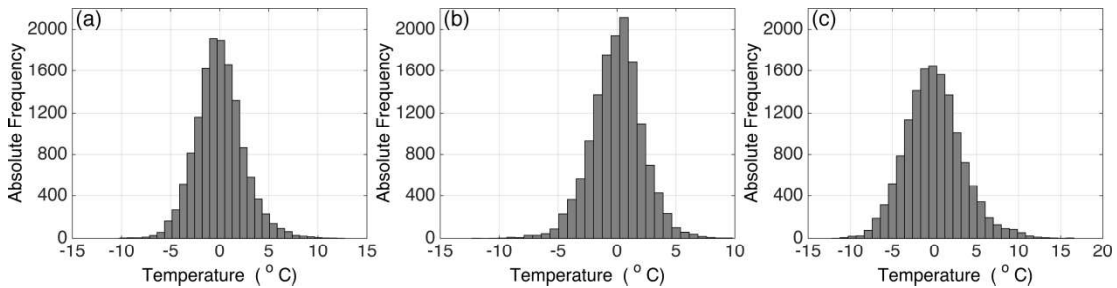
8.2 Οι αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές

Για την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA, προηγουμένως αφαιρέθηκαν από τις χρονοσειρές οι όποιες εποχικές τάσεις υπήρχαν. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, αυτό επιτυγχάνεται με την απομάκρυνση του ετήσιου κύκλου από τις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας, η οποία

πραγματοποιείται με την αφαίρεση των μέσων τιμών κάθε ημερολογιακής ημέρας των T_{mean} , T_{min} και T_{max} από τις αντίστοιχες τιμές των αρχικών χρονοσειρών. Έτσι ουσιαστικά παραμένουν οι διακυμάνσεις των τιμών της θερμοκρασίας γύρω από τη μέση τιμή κάθε ημερολογιακής ημέρας. Αυτές οι χρονοσειρές είναι οι αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές οι οποίες απεικονίζονται στο Σχήμα 8.3 και τα αντίστοιχα ιστογράμματα απόλυτων συχνοτήτων στο Σχήμα 8.4. Στο Σχήμα 8.3 είναι φανερή η απουσία της εποχικής διακύμανσης και στο Σχήμα 8.4 παρατηρείται ότι οι τιμές των αποεποχικοποιημένων τιμών είναι περίπου κανονικά καταναμημένες. Χρησιμοποιώντας το στατιστικό τεστ του Lilliefors (Lilliefors, 1967) για τον έλεγχο της μηδενικής υπόθεσης ότι τα δεδομένα προέρχονται από έναν κανονικά καταναμημένο πληθυσμό, βρέθηκε ότι αυτή η υπόθεση απορρίπτεται σε επίπεδο σημαντικότητας για όλες της αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές των T_{mean} , T_{min} και T_{max} .



Σχήμα 8.3: Διαγράμματα χρονοσειρών για τις αποεποχικοποιημένες τιμές των T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).



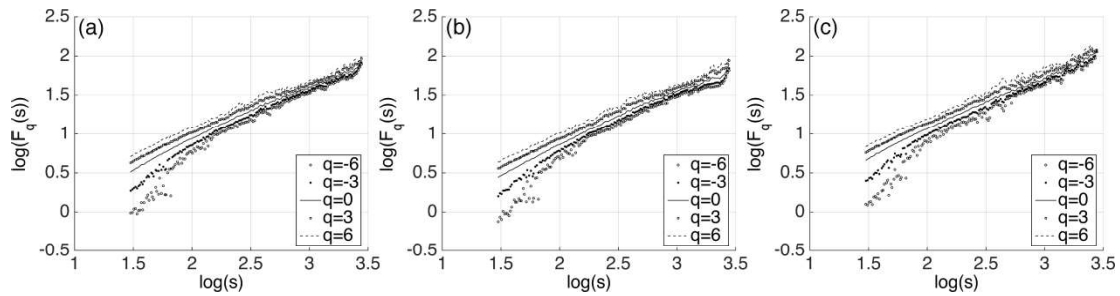
Σχήμα 8.4: Ιστογράμματα απόλυτων συχνοτήτων για τις αποεποχικοποιημένες τιμές των T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

8.3 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόζεται στις αποεποχικοποιημένες χρονοσειρές του Σχήματος 8.3. Από τις χρονοσειρές αυτές απομακρύνονται οι γραμμικές τάσεις, επομένως από τις χρονοσειρές $Y(i)$ (profile) που προκύπτουν (όπως περιγράφεται στο Βήμα 1 της εφαρμογής της μεθόδου MF-DFA), απαλείφονται τάσεις δευτέρου βαθμού (χρησιμοποιώντας πολώνυμο προσαρμογής δευτέρου βαθμού), συνεπώς η μέθοδος που εφαρμόζεται είναι η MF-DFA2. Η ίδια μέθοδος εφαρμόζεται στη συνέχεια, όπου γίνεται απαλοιφή των γραμμικών τάσεων στις αρχικές (αποεποχικοποιημένες) χρονοσειρές και για λόγους απλότητας η μέθοδος θα αναφέρεται ως MF-DFA στη συνέχεια (χωρίς δηλαδή να αναφέρεται ο δείκτης 2).

Το μήκος των τμημάτων s που έχει επιλεγεί κυμαίνεται από 30 μέχρι $N/5$, όπου N είναι το μήκος της χρονοσειράς. Από τον υπολογισμό της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ για

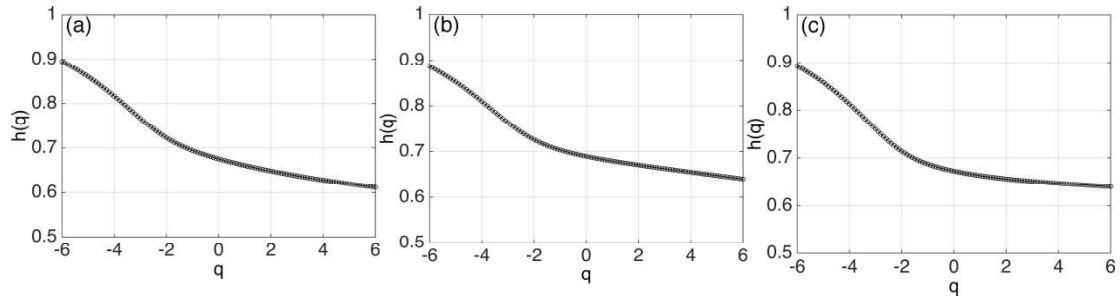
διάφορες τιμές της ροπής q προκύπτουν τα διαγράμματα του Σχήματος 8.5 της $F_q(s)$ ως προς s σε λογαριθμικές κλίμακες για τις χρονοσειρές των T_{mean} , T_{min} και T_{max} .



Σχήμα 8.5: Διαγράμματα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς την κλίμακα χρόνου s (σε λογαριθμικές κλίμακες) που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA για συγκεκριμένες ροπές q για τις χρονοσειρές των T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

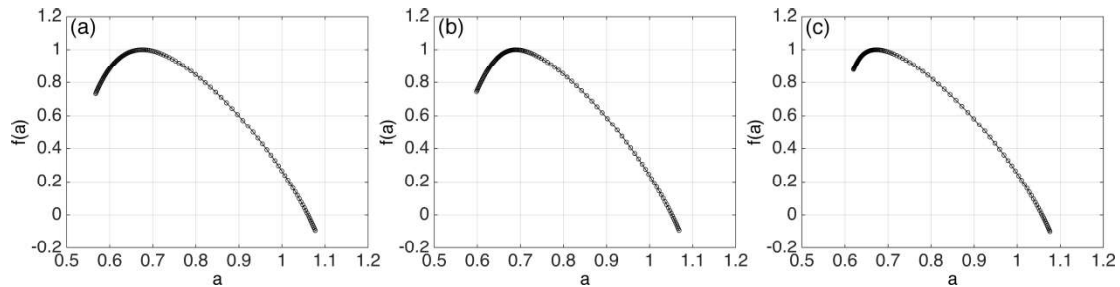
Η συμπεριφορά κλιμάκωσης των συναρτήσεων $F_q(s)$ (δηλαδή η κλίση των – κατά προσέγγιση – ευθειών) για $q \geq 0$ είναι περίπου η ίδια για όλες τις χρονοσειρές T_{mean} , T_{min} και T_{max} . Αυτό παρατηρείται επίσης και για αρνητικές τιμές του q και για $\log(s) > 2$ ($s > 100$), αλλά όχι για μικρότερες χρονικές κλίμακες ($s < 100$) όπου η κλίση της $F_q(s)$ αυξάνει (για περισσότερο αρνητικές τιμές του q η κλίση αυξάνει). Αυτή η συμπεριφορά αποκαλύπτει την ύπαρξη μιας μεγαλύτερου βαθμού multifractality για τις μικρότερες χρονικές κλίμακες ($s < 100$) και για αρνητικές τιμές του q . Σε όλες τις άλλες περιπτώσεις η multifractality είναι ασθενέστερη. Σύμφωνα με τον Ihlen (2012), στα μικρά τμήματα μπορεί να γίνει διάκριση μεταξύ των τοπικών περιόδων με μεγάλες και μικρές διακυμάνσεις (μεγάλες και μικρές τιμές του q αντίστοιχα), επειδή τα μικρά τμήματα εμπεριέχονται μέσα σε αυτές τις περιόδους. Αντίθετα, τα μεγάλα τμήματα διατρέχουν αρκετές τοπικές περιόδους οι οποίες περιέχουν και μικρές και μεγάλες διακυμάνσεις και επομένως οι διαφορές του εύρους των διακυμάνσεων εξομαλύνονται. Συνεπώς η συμπεριφορά της $F_q(s)$ για μεγάλες χρονικές κλίμακες (δηλαδή μεγάλα τμήματα s) τείνει προς τη συμπεριφορά που παρουσιάζουν οι monofractal χρονοσειρές.

Οι καμπύλες του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ για τις χρονοσειρές των T_{mean} , T_{min} και T_{max} ως συνάρτηση του q απεικονίζονται στο Σχήμα 8.6. Σε όλες τις περιπτώσεις είναι εμφανής η εξάρτηση του $h(q)$ από το q (δηλαδή το $h(q)$ μεταβάλλεται με το q), γεγονός που δείχνει τον multifractal χαρακτήρα των εξεταζόμενων χρονοσειρών. Καθώς είναι $h(q) > 0.5$ οι χρονοσειρές αυτές είναι μακροχρόνια θετικά συσχετισμένες, δηλαδή μία υψηλή τιμή θερμοκρασίας είναι πιθανό να ακολουθείται από μία άλλη υψηλή τιμή θερμοκρασίας (ή με παρόμοιο τρόπο μία χαμηλή τιμή θερμοκρασίας να ακολουθείται από μία άλλη χαμηλή τιμή). Από τις καμπύλες του Σχήματος 8.6 παρατηρείται ότι η multifractality είναι ασθενέστερη για θετικές τιμές του q επειδή η κλίση του $h(q)$ είναι μεγαλύτερη για αρνητικές τιμές του q παρά για θετικές. Αυτό είναι σε συμφωνία με τα ευρήματα του Σχήματος 8.5. Επίσης παρατηρείται ότι οι μεγάλες διακυμάνσεις (θετικές τιμές του q) εμφανίζονται να έχουν μικρότερες τιμές του $h(q)$ σε σύγκριση με τις μικρές διακυμάνσεις. Αυτό είναι σύνηθες για τις χρονοσειρές που παρουσιάζουν multifractal χαρακτήρα (Kandelhardt et al., 2002).



Σχήμα 8.6: Διαγράμματα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q για τις χρονοσειρές T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

Στο Σχήμα 8.7 φαίνονται τα multifractal φάσματα των χρονοσειρών θερμοκρασίας, τα οποία είναι η απεικόνιση της συνάρτησης $f(a)$ ως συνάρτηση του δείκτη ιδιομορφίας a . Σημειώνεται επίσης ότι τα Σχήματα 8.6 και 8.7 έχουν σχεδιαστεί για τιμές του q από -6 μέχρι και $+6$.



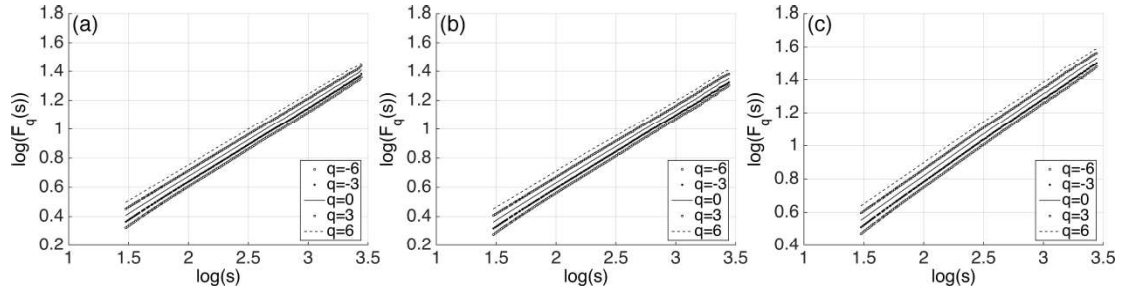
Σχήμα 8.7: Τα Multifractal φάσματα των χρονοσειρών θερμοκρασίας $f(a)$ ως προς το δείκτη ιδιομορφίας a για τις χρονοσειρές T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

Σε όλες τις περιπτώσεις του Σχήματος 8.7 παρατηρείται ότι έχει αποκοπεί η αριστερή πλευρά του φάσματος και υπάρχει μία μακριά ουρά στη δεξιά πλευρά. Αυτό αποδίδεται στο γεγονός ότι η multifractal δομή των χρονοσειρών παρουσιάζει μειωμένη ευαισθησία στις τοπικές διακυμάνσεις μεγάλου εύρους. Η μέγιστη τιμή του φάσματος, δηλαδή της συνάρτησης $f(a)$, αντιστοιχεί σε $q = 0$, ενώ οι τιμές της $f(a)$ αριστερά της μέγιστης τιμής αντιστοιχούν σε θετικές τιμές του q και οι τιμές της $f(a)$ στα δεξιά αντιστοιχούν σε αρνητικές τιμές του q . Παρατηρείται ότι υπάρχει μικρή μεταβολή στις τιμές της $f(a)$ στα αριστερά της μέγιστης τιμής (δηλαδή για θετικές τιμές του q) και αντίθετα υπάρχει μεγάλη μεταβολή της $f(a)$ στα δεξιά της μέγιστης τιμής (για αρνητικές τιμές του q). Επιπλέον, το εύρος (δηλαδή η διαφορά) της ελάχιστης από τη μέγιστη τιμή του a είναι αντιπροσωπευτικό του βαθμού multifractality (δηλαδή κατά πόσο εμφανίζει multifractal χαρακτηριστικά) που παρουσιάζει μία χρονοσειρά. Στην περίπτωση του Σχήματος 8.7 το εύρος αυτό είναι μεγαλύτερο στα δεξιά της μέγιστης τιμής της συνάρτησης $f(a)$ κάτι που σημαίνει ότι – με βάση τα παραπάνω – ότι μεγαλύτερος βαθμός multifractality εμφανίζεται για αρνητικές τιμές του q επιβεβαιώνοντας έτσι τα συμπεράσματα από τη συμπεριφορά κλιμάκωσης της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ και την κατανομή του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ στα Σχήματα 8.5 και 8.6 αντίστοιχα.

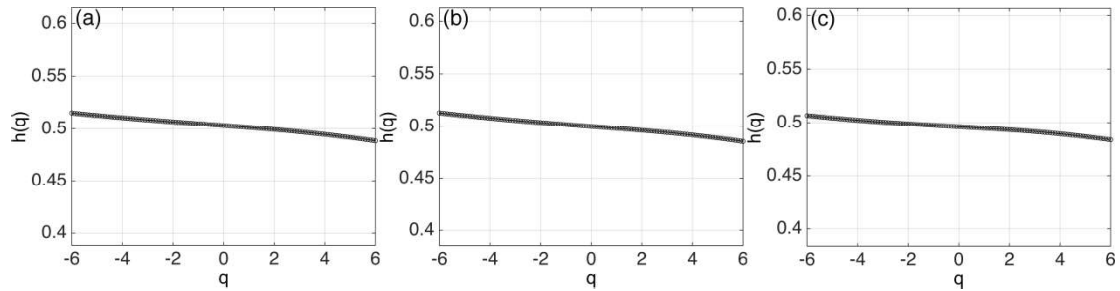
8.4 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων

Στη συνέχεια εξετάζεται ο τύπος της multifractality, δηλαδή αν αυτή οφείλεται σε μία συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας μεγάλου εύρους ή αν οφείλεται σε μακροχρόνιες

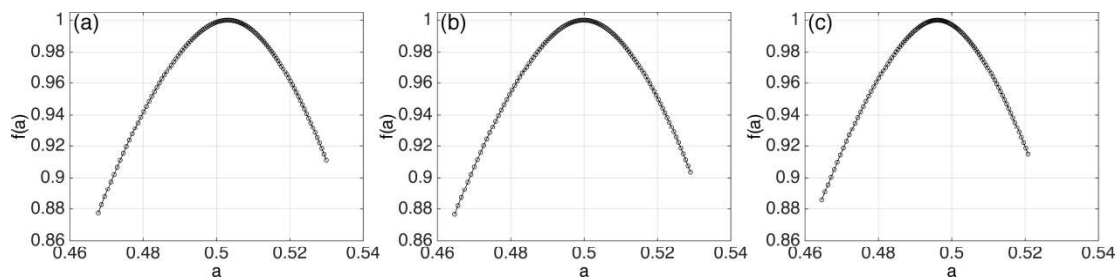
συσχετίσεις για μικρές και μεγάλες διακυμάνσεις. Για το λόγο αυτό οι τιμές της κάθε χρονοσειράς διατάσσονται κατά τυχαίο τρόπο, οπότε δημιουργούνται νέες «ανακατεμένες» (shuffled) χρονοσειρές. Αυτή η διαδικασία του ανακατέματος εφαρμόζεται για τις χρονοσειρές T_{mean} , T_{min} και T_{max} και στη συνέχεια εφαρμόζεται η μέθοδος MF-DFA στις νέες χρονοσειρές. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 8.8 για τη συνάρτηση $F_q(s)$ ως προς τη χρονική κλίμακα s , στο Σχήμα 8.9 για τη συνάρτηση $h(q)$ ως προς q και στο Σχήμα 8.10 για τη συνάρτηση φάσματος $f(a)$ ως προς a .



Σχήμα 8.8: Λογαριθμικά διαγράμματα της MF-DFA συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς τη χρονική κλίμακα s για ορισμένες τιμές της ροπής q για τις «ανακατεμένες» χρονοσειρές T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).



Σχήμα 8.9: Διαγράμματα γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q για τις «ανακατεμένες» χρονοσειρές T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).



Σχήμα 8.10: Συνάρτηση φάσματος $f(a)$ ως προς a για τις «ανακατεμένες» χρονοσειρές T_{mean} (a), T_{min} (b) και T_{max} (c).

Για την αποφυγή στατιστικών λαθών, οι τιμές των μεγεθών $F_q(s)$, $h(q)$ και $f(a)$ έχουν υπολογιστεί λαμβάνοντας το μέσο όρο 100 τυχαίων «ανακατεμένων» χρονοσειρών, οι οποίες δημιουργούνται από τις ίδιες αρχικές χρονοσειρές. Στο Σχήμα 8.8 παρατηρείται ότι σε όλες τις περιπτώσεις η μορφή της συνάρτησης $F_q(s)$ ως προς s για συγκεκριμένο q σε λογαριθμικό διάγραμμα είναι μια ευθεία γραμμή. Για διαφορετικές τιμές του q η μορφή της

$F_q(s)$ είναι επίσης ευθεία γραμμή περίπου παράλληλη ως προς τις άλλες ευθείες. Συνεπώς το Σχήμα 8.8 αποτελείται από ένα σύνολο σχεδόν παραλλήλων ευθειών, κάθε μία για διαφορετική τιμή του q , κάτι που σημαίνει ότι η κλίση της $F_q(s)$ ως προς s σε λογαριθμικό διάγραμμα (δηλαδή η τιμή της $h(q)$) ουσιαστικά παραμένει σταθερή. Αυτό το εύρημα απεικονίζεται ξεκάθαρα στο Σχήμα 8.9, όπου σε όλες τις περιπτώσεις είναι $h(q) \approx 0.5$ για διαφορετικές τιμές του q . Αυτό σημαίνει ότι οι ανακατεμένες χρονοσειρές φαίνεται ότι έχουν μία τυχαία συμπεριφορά (λευκός θόρυβος), κάτι που σημαίνει ότι όλες οι συσχετίσεις έχουν καταστραφεί. Μία πολύ μικρή αύξηση του $h(q)$ όταν αυξάνει το q , δείχνει ότι οι ανακατεμένες χρονοσειρές παρουσιάζουν πολύ ασθενή multifractality. Έτσι, με βάση τα ανωτέρω συμπεραίνεται ότι η multifractality των αρχικών χρονοσειρών οφείλεται σε διαφορετικές μακροχρόνιες συσχετίσεις για μικρές και μεγάλες διακυμάνσεις. Η μορφή του φάσματος $f(a)$ για τις ανακατεμένες χρονοσειρές (Σχήμα 8.10) αναδεικνύει ότι αυτές έχουν πολύ ασθενή multifractality. Το εύρος των τιμών της παραμέτρου a είναι πολύ μικρότερο από το αντίστοιχο εύρος των αρχικών χρονοσειρών (Σχήμα 8.7), γεγονός που επιβεβαιώνει ότι η multifractality των ανακατεμένων χρονοσειρών είναι πολύ ασθενέστερη από αυτή των αρχικών χρονοσειρών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9

Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε όλους τους διατιθέμενους Μετεωρολογικούς Σταθμούς

9.1 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόζεται πλέον στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου της ΕΜΥ που αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 6. Οι εξεταζόμενες χρονοσειρές είναι χρονοσειρές ημερήσιας μέσης (T_{mean}), μέγιστης (T_{max}) και ελάχιστης (T_{min}) θερμοκρασίας για τα έτη που φαίνονται στον Πίνακα 6.1.

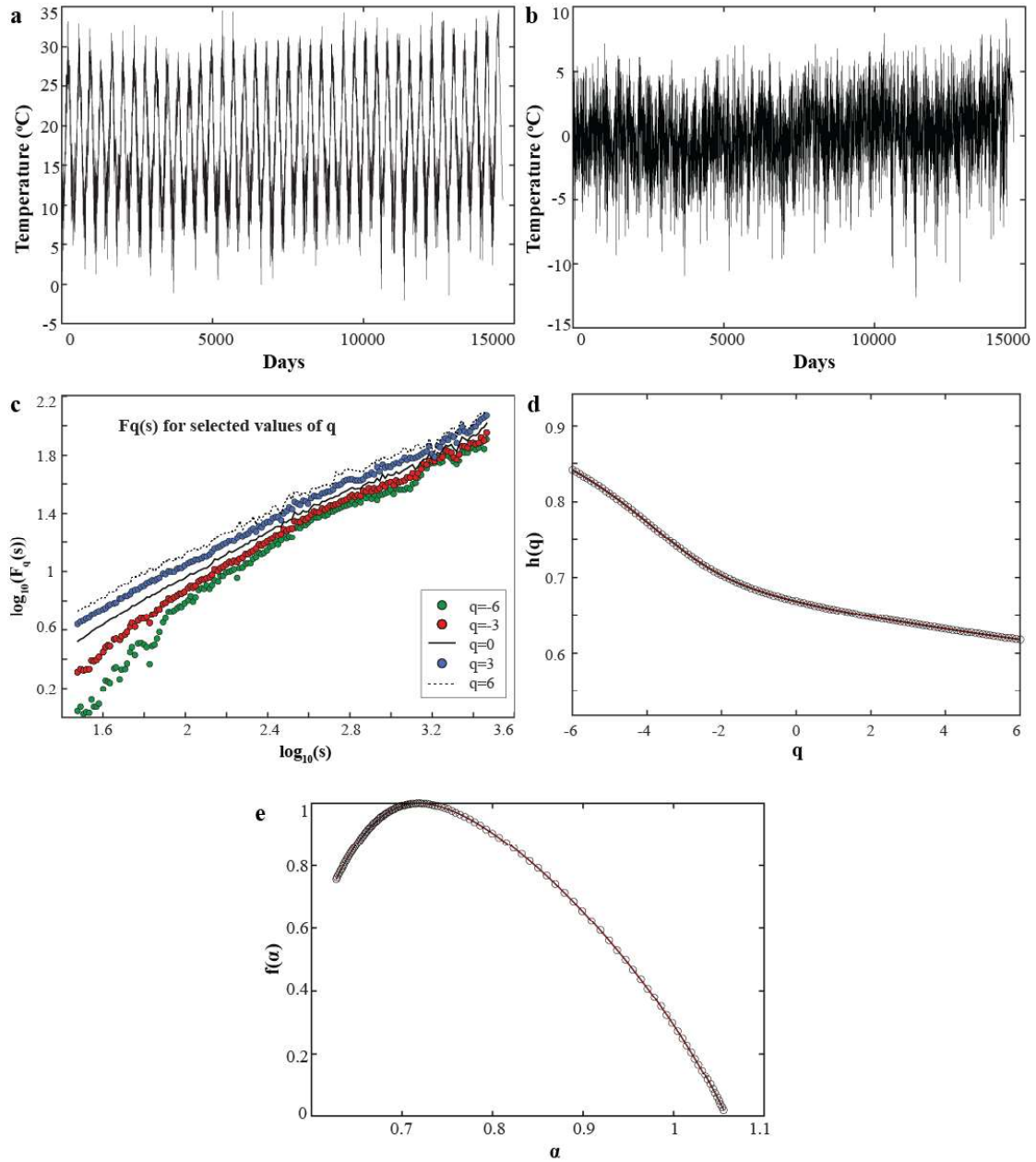
Ύστερα από την αποεποχικοποίηση των χρονοσειρών, η οποία γίνεται με την αφαίρεση των μέσων τιμών κάθε ημερολογιακής ημέρας από τις αντίστοιχες τιμές κάθε έτους και ακολουθώντας τα βήματα που αναφέρθηκαν κατά την περιγραφή της μεθόδου, προκύπτει μία σειρά σχημάτων και ειδικότερα :

- (α) Το διάγραμμα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ σαν συνάρτηση της κλίμακας χρόνου s .
- (β) Το διάγραμμα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως συνάρτηση του q .
- (γ) Το διάγραμμα του multifractal φάσματος $f(\alpha)$ ως προς α .

Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα των παραπάνω μαζί με την αντίστοιχη αρχική και αποεποχικοποιημένη χρονοσειρά ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (από τις οποίες προέκυψαν τα τρία διαγράμματα $F_q(s)$, $h(q)$ και $f(\alpha)$) φαίνονται στο Σχήμα 9.1 και αφορούν το σταθμό του Ελληνικού (στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας). Για τους υπόλοιπους σταθμούς γενικά προέκυψαν παρόμοια διαγράμματα με αυτά του Σχήματος 9.1. Τα φάσματα $f(\alpha)$ για όλους τους σταθμούς, καθώς και αντιπροσωπευτικές ομάδες διαγραμμάτων $F_q(s), h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$ παρατίθενται στο Παράρτημα Β.

Οι τιμές του s που χρησιμοποιήθηκαν για τη σχεδίαση των διαγραμμάτων αυτών και ειδικότερα του $F_q(s)$ είναι περίπου από 30 ημέρες ($s \approx 10^{1.5}$) μέχρι 8.5 χρόνια ($s \approx 10^{3.5}$). Πάντως το πάνω όριο είναι $N/5$ (ημέρες), όπου N είναι το μήκος των χρονοσειρών των σταθμών της μελέτης. Ο λόγος για τον οποίο τέθηκε το όριο αυτό περιγράφεται στην Ενότητα 5.5, όπως επίσης και στην εργασία των Kandelhardt et al. (2002).

Από τα $\log - \log$ διαγράμματα (δηλαδή και οι δύο άξονες έχουν λογαριθμική κλίμακα) της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς s (όπως αυτό του Σχήματος 9.1(c)) για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας και για όλους τους σταθμούς παρατηρείται ότι αυτά έχουν τη μορφή σχεδόν ευθειών γραμμών για $q \geq 0$. Αυτό επίσης παρατηρείται και για $q < 0$, και $\log(s) > 2$ (δηλαδή $s > 100$), ενώ για αρνητικές τιμές του q και $\log(s) < 2$ (δηλαδή $s < 100$) η κλίση των ευθειών γίνεται μεγαλύτερη, αυτό όμως δεν είναι ξεκάθαρο σε όλους τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Στα μικρά τμήματα (εκεί που το s είναι μικρό) είναι ευκολότερη η διάκριση των τοπικών περιόδων με μικρές διακυμάνσεις ($q < 0$) από τις περιόδους με μεγάλες διακυμάνσεις ($q \geq 0$). Αντίθετα, τα μεγάλα τμήματα περιλαμβάνουν περιόδους με μικρές και με μεγάλες διακυμάνσεις και επομένως οι διαφορές στο εύρος των διακυμάνσεων να εξουδετερώνονται. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα στις μεγάλες χρονικές κλίμακες η συμπεριφορά της συνάρτησης $F_q(s)$ να πλησιάζει αυτή μιας monofractal χρονοσειράς (Ihlen, 2012). Αυτό μπορεί να παρατηρηθεί στο Σχήμα 9.1(c), όπου για μεγάλες



Σχήμα 9.1: (a) Αρχική χρονοσειρά μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας, (b) Η προκύπτουσα αποεποχικοποιημένη χρονοσειρά, (c) Διάγραμμα Log-log της $F_q(s)$ ως προς s για ορισμένες τιμές του q , (d) Διάγραμμα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q και (e) Το multifractal φάσμα $f(\alpha)$ ως προς α . Όλα τα διαγράμματα είναι για το Μετεωρολογικό Σταθμό του Ελληνικού.

χρονικές κλίμακες (δηλαδή μεγάλες τιμές του s) οι γραμμές της συνάρτησης $F_q(s)$ βρίσκονται πολύ κοντά μεταξύ τους. Μπορεί επίσης να παρατηρηθεί ότι η προσαρμογή της $F_q(s)$ δεν είναι πολύ καλή για μικρές τιμές του s και ειδικά για $q = -6$. Αυτό θα μπορούσε να αποδοθεί στο γεγονός ότι η μέση τετραγωνική τιμή (root mean square) είναι πολύ ευαίσθητη σε τοπικές διακυμάνσεις με μικρά πλάτη ($q < 0$, γενικά όσο μικρότερη είναι η τιμή του q τόσο μεγαλύτερη είναι η ευαισθησία), ειδικά για μικρά τμήματα (μικρές τιμές του s). Αυτό το γεγονός αντανακλάται στην ύπαρξη μιας μακριάς ουράς στο δεξιό σκέλος του φάσματος.

Υπολογίζοντας την κλίση της συνάρτησης $F_q(s)$ για μία σειρά τιμών του q , λαμβάνονται οι τιμές του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$. Στην παρούσα διατριβή η ποσότητα $h(q)$

υπολογίζεται για τιμές $q = -6$ έως $+6$ σε βήματα του 0.1 και συνεπώς οι τιμές της συνάρτησης $h(q)$ βρίσκονται για 120 τιμές του q . Το πόσο μία χρονοσειρά εμφανίζει multifractal χαρακτηριστικά μπορεί να καθοριστεί από το διάγραμμα $h(q)$ ως προς q . Η εξάρτηση του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ από το q είναι προφανής από το Σχήμα 9.1(d) και αποτελεί ένα χαρακτηριστικό των multifractal χρονοσειρών, ενώ αντίθετα στις monofractal χρονοσειρές ο εκθέτης Hurst είναι σταθερός. Επιπλέον το γεγονός ότι είναι $h(q) > 0.5$ για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αυτές οι χρονοσειρές παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις. Αυτό σημαίνει ότι μία αύξηση στις τιμές της θερμοκρασίας είναι πιθανότερο να ακολουθηθεί από άλλη μία αύξηση. Επιπρόσθετα η κλίση της $h(q)$ είναι μεγαλύτερη για αρνητικές τιμές του q (δηλαδή για μικρές διακυμάνσεις) από ότι για θετικές τιμές του q (μεγάλες διακυμάνσεις), κάτι που σημαίνει ότι τα multifractal χαρακτηριστικά εμφανίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό στις μικρότερες διακυμάνσεις, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με τα όσα αναφέρθηκαν για τα διαγράμματα της συνάρτησης $F_q(s)$.

9.2 Προσδιορισμός των βασικών χαρακτηριστικών του multifractal φάσματος

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, το multifractal φάσμα αποκαλύπτει σημαντικές ιδιότητες σχετικά με τα multifractal χαρακτηριστικά μιας χρονοσειράς. Επομένως η προσοχή εστιάζεται στα βασικά χαρακτηριστικά του φάσματος, όπως η τιμή της παραμέτρου α_0 , το εύρος του φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$, την παράμετρο ασυμμετρίας B και τον τύπο αποκοπής του φάσματος.

Η παράμετρος α_0 είναι η τιμή της παραμέτρου α για την οποία η συνάρτηση $f(\alpha)$ παίρνει τη μέγιστή της τιμή, όπως αναφέρεται στην Παράγραφο 5.6. Το εύρος του φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ (Σχήμα 5.6) προσδιορίζεται με την προσαρμογή μιας δευτεροβάθμιας εξίσωσης στην καμπύλη του φάσματος γύρω από την τιμή α_0 , σύμφωνα με τη μέθοδο που προτείνεται από τους Shimizu et al. (2002) :

$$G(\alpha) = A(\alpha - \alpha_0)^2 + B(\alpha - \alpha_0) + C \quad (9.1)$$

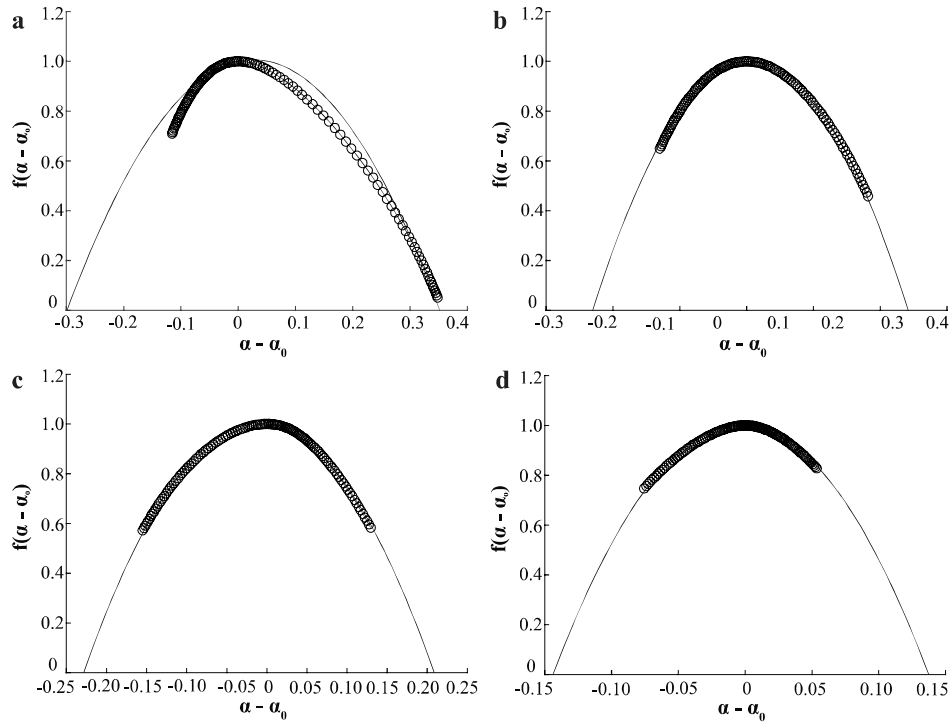
Το εύρος του φάσματος προσδιορίζεται από τις τιμές της παραμέτρου α στις οποίες η καμπύλη της εξίσωσης (9.1) τέμνει τον οριζόντιο άξονα των α . Από τις τρεις σταθερές A , B και C της εξίσωσης (9.1) η πιο σημαντική είναι η B , η οποία είναι η παράμετρος ασυμμετρίας. Όταν $B = 0$ η μορφή του φάσματος είναι συμμετρική, ενώ αν $B > 0$ το φάσμα παρουσιάζει δεξιά λόξωση (right-skewed) και αν $B < 0$ το φάσμα παρουσιάζει αριστερή λόξωση (left-skewed). Ένα φάσμα με $B > 0$ παρουσιάζει σχετικά ισχυρά συστατικά με υψηλούς fractal εκθέτες με $\alpha > \alpha_0$ ενώ αν $B < 0$ το φάσμα παρουσιάζει σχετικά ισχυρά συστατικά με χαμηλούς fractal εκθέτες με $\alpha < \alpha_0$ (Burgueno et al., 2014).

Η μορφή του multifractal φάσματος μπορεί επίσης να χαρακτηριστεί και από τον τύπο αποκοπής που παρουσιάζει (σχετική αναφορά υπάρχει στην Παράγραφο 5.6). Λαμβάνοντας υπόψη το εύρος των χρησιμοποιούμενων τιμών του q η μορφή του φάσματος μπορεί να είναι συμμετρική (symmetrical), να παρουσιάζει αριστερή αποκοπή (left-truncated) ή δεξιά αποκοπή (right-truncated). Στη μελέτη αυτή ο τύπος αποκοπής φάσματος διακρίνεται σε 4 κατηγορίες, L, LL, S και R. Ειδικότερα:

- i. L: Το φάσμα παρουσιάζει αριστερή αποκοπή.
- ii. LL: Το φάσμα παρουσιάζει υψηλό βαθμό αριστερής αποκοπής (όταν το αριστερό σκέλος του φάσματος είναι «κομμένο» περισσότερο από το μισό).

- iii. S: Το φάσμα είναι συμμετρικό ή δεν εμφανίζει σημαντική αποκοπή.
- iv. R: Το φάσμα παρουσιάζει δεξιά αποκοπή.

Ο λόγος για τον οποίο γίνεται η διάκριση μεταξύ L και LL είναι διότι βρέθηκε ότι τα περισσότερα φάσματα παρουσιάζουν αριστερή αποκοπή και θεωρήθηκε χρήσιμο να ερευνηθεί με περισσότερη λεπτομέρεια η σημασία του βαθμού αριστερής αποκοπής επί των αποτελεσμάτων. Το Σχήμα 9.2 δίνει μία πιο ξεκάθαρη μορφή των τύπων αποκοπής καθώς και του προσδιορισμού του εύρους του φάσματος με τη μέθοδο των Shimizu et al. (2002).



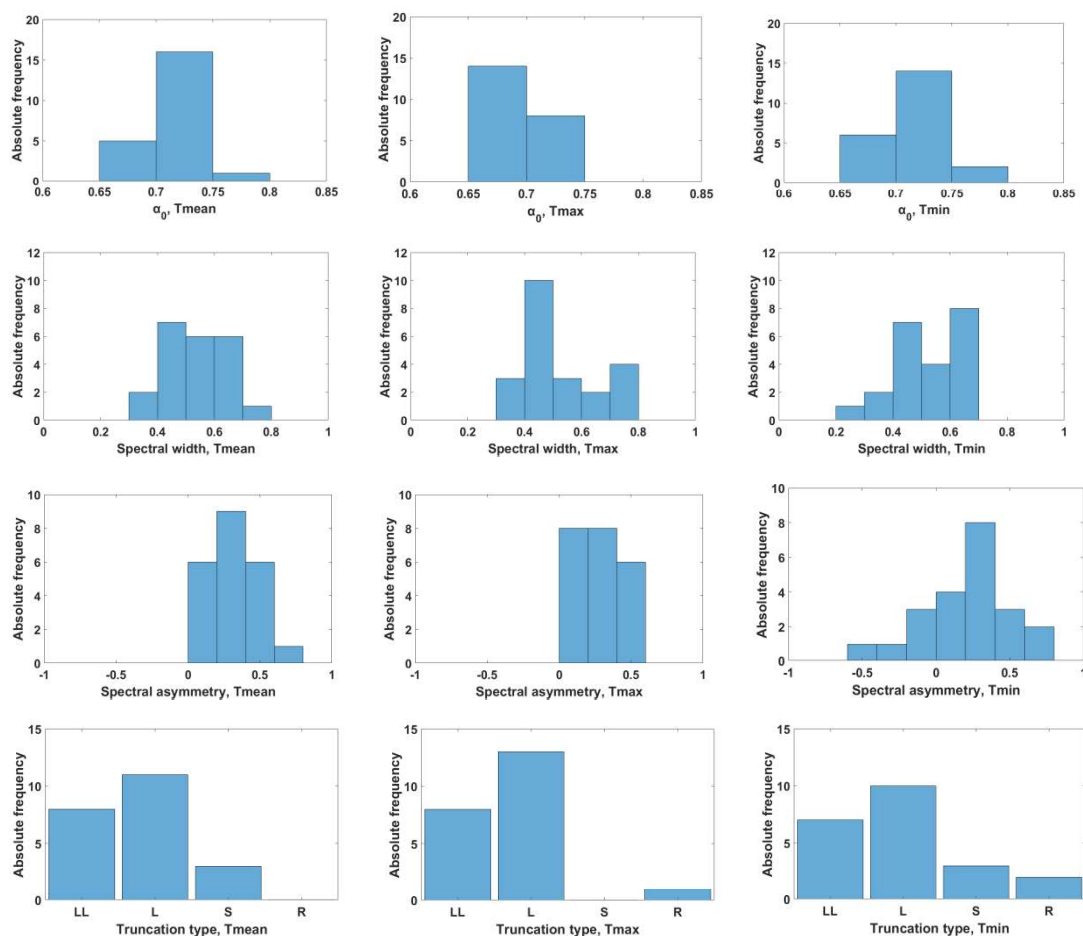
Σχήμα 9.2: Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα multifractal φασμάτων (παχιά γραμμή με κύκλους), μαζί με την πολυωνυμική προσαρμογή δευτέρου βαθμού (λεπτή γραμμή) για κάθε τύπο αποκοπής για: T_{mean} για την Ανδραβίδα (περίπτωση LL) (a), T_{max} για την Αλεξανδρούπολη (περίπτωση L) (b), T_{min} για την Καστοριά (περίπτωση S) (c) και T_{min} για το Ηράκλειο (περίπτωση R) (d).

Από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA προσδιορίζονται οι τιμές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων των σταθμών που περιγράφηκαν παραπάνω και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 9.1.

Πίνακας 9.1. Βασικά χαρακτηριστικά του multifractal φάσματος για όλους τους σταθμούς.
(Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί τους σταθμούς του Πίνακα 6.1)

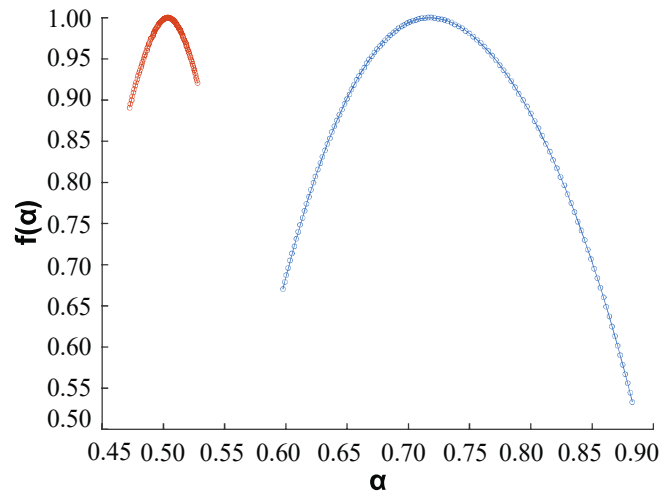
α/α Σταθμού	Εύρος φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$			Τιμή του α για $f(\alpha)=\max(\alpha_o)$			Παράμετρος ασυμμετρίας B			Τύπος αποκοπής φάσματος		
	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}
1	0.541	0.472	0.534	0.686	0.678	0.692	0.170	0.211	0.039	L	L	L
2	0.651	0.398	0.636	0.720	0.675	0.743	0.505	0.428	0.350	LL	L	LL
3	0.621	0.623	0.602	0.709	0.701	0.704	0.439	0.494	0.276	LL	LL	LL
4	0.629	0.679	0.623	0.719	0.703	0.718	0.409	0.355	-0.014	LL	LL	LL
5	0.460	0.472	0.281	0.713	0.683	0.689	0.389	0.475	-0.321	L	LL	R
6	0.479	0.483	0.437	0.713	0.662	0.737	0.055	0.125	-0.412	L	L	S
7	0.443	0.339	0.512	0.712	0.711	0.716	0.198	0.220	0.155	L	L	L
8	0.388	0.428	0.359	0.688	0.679	0.697	0.496	0.366	0.609	LL	L	L
9	0.513	0.435	0.604	0.744	0.720	0.759	0.016	0.106	0.018	S	L	S
10	0.474	0.532	0.469	0.719	0.670	0.716	0.382	0.385	0.491	L	L	L
11	0.656	0.711	0.656	0.685	0.699	0.734	0.668	0.545	0.391	LL	LL	LL
12	0.571	0.527	0.477	0.724	0.695	0.689	0.251	0.252	0.158	L	L	L
13	0.547	0.590	0.512	0.734	0.714	0.679	0.388	0.521	0.372	L	LL	L
14	0.469	0.436	0.492	0.697	0.683	0.709	0.199	0.200	0.212	L	L	L
15	0.528	0.446	0.533	0.715	0.678	0.716	0.270	0.099	0.297	L	L	L
16	0.677	0.717	0.664	0.775	0.711	0.749	0.263	0.190	0.385	LL	LL	LL
17	0.711	0.726	0.694	0.721	0.700	0.728	0.579	0.537	0.523	LL	LL	LL
18	0.437	0.435	0.382	0.731	0.706	0.760	0.099	0.181	0.658	S	L	L
19	0.544	0.484	0.402	0.703	0.679	0.699	0.419	0.369	0.425	L	L	L
20	0.685	0.720	0.689	0.692	0.686	0.706	0.287	0.155	0.232	LL	LL	LL
21	0.458	0.428	0.491	0.718	0.694	0.722	0.282	0.315	-0.125	L	L	R
22	0.358	0.343	0.430	0.731	0.689	0.713	0.264	0.193	-0.067	S	R	S

Από τον Πίνακα 9.1 παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_o βρίσκονται εντός μιας στενής ζώνης από 0.662 έως 0.775 για όλες τις χρονοσειρές. Επομένως η παράμετρος α_o , ή ο επικρατών εκθέτης Hurst των εξεταζομένων χρονοσειρών είναι της τάξης του 0.7, που σημαίνει ότι οι χρονοσειρές θερμοκρασίας είναι σε μεγάλη κλίμακα θετικά συσχετισμένες. Επιπλέον, οι τιμές του φασματικού εύρους παρουσιάζουν μία μεγαλύτερη διακύμανση που ξεκινά από 0.339 και φθάνει μέχρι 0.726 για την T_{max} , από 0.358 έως 0.711 για την T_{mean} και από 0.281 έως 0.694 για την T_{min} και οι κατανομές τους φαίνονται στα ιστογράμματα του Σχήματος 9.3. Γενικά παρατηρείται ότι για τις T_{mean} και T_{max} η πλειοψηφία των τιμών του εύρους του φάσματος βρίσκεται μεταξύ 0.4 και 0.5, ενώ για την T_{min} βρίσκεται από 0.6 έως 0.7. Οι τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B είναι στην περιοχή -0.412 έως 0.668. Γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι οι περισσότερες τιμές της παραμέτρου B είναι θετικές και ότι οι αρνητικές τιμές υπάρχουν μόνο για την T_{min} . Αυτό σημαίνει ότι τα περισσότερα από τα φάσματα παρουσιάζουν δεξιά λόξωση κάτι που δείχνει ότι στις περισσότερες περιπτώσεις υπάρχουν σχετικά ισχυρότερα φασματικά συστατικά με υψηλό fractal εκθέτη, τέτοιο ώστε $\alpha > \alpha_o$. Όσον αφορά τον τύπο αποκοπής του φάσματος, φαίνεται καθαρά ότι τα περισσότερα φάσματα παρουσιάζουν αριστερή αποκοπή (δηλαδή από $q = -6$ έως $+6$ το αριστερό σκέλος του φάσματος είναι μικρότερο από το δεξιό), κάτι που σημαίνει ότι η multifractal δομή των χρονοσειρών θερμοκρασίας δεν είναι ευαίσθητη σε τοπικές διακυμάνσεις με μεγάλα πλάτη.



Σχήμα 9.3: Ιστογράμματα απόλυτων συχνοτήτων για τις βασικές παραμέτρους του φάσματος (α_0 , φασματικό εύρος, παράμετρος ασυμμετρίας και τύπος αποκοπής).

Αναφορικά με την προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των χρονοσειρών, εφαρμόζοντας την MF-DFA μέθοδο στις «ανακατεμένες» (shuffled) χρονοσειρές προκύπτει ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι multifractal ιδιότητες είναι πλέον πολύ ασθενείς. Μία χαρακτηριστική περίπτωση απεικονίζεται στο Σχήμα 9.4, όπου φαίνεται το multifractal φάσμα για την ημερήσια μέση θερμοκρασία του σταθμού της Θεσσαλονίκης για την αρχική και την ανακατεμένη χρονοσειρά. Βρέθηκε ότι σε όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας τα φάσματα για την αρχική και την ανακατεμένη χρονοσειρά είναι παρόμοια με αυτά του Σχήματος 9.4. Στις ανακατεμένες (shuffled) χρονοσειρές παρατηρείται ότι το εύρος του φάσματος είναι πολύ μικρότερο από αυτό των αρχικών χρονοσειρών, όπως επίσης και η τιμή της παραμέτρου α_0 είναι περίπου ίση με 0.5 και επομένως οι multifractal ιδιότητες στις αρχικές χρονοσειρές οφείλονται κυρίως στις διαφορετικές μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις για μικρά και μεγάλα πλάτη διακυμάνσεων (Kandelhardt et al., 2002).



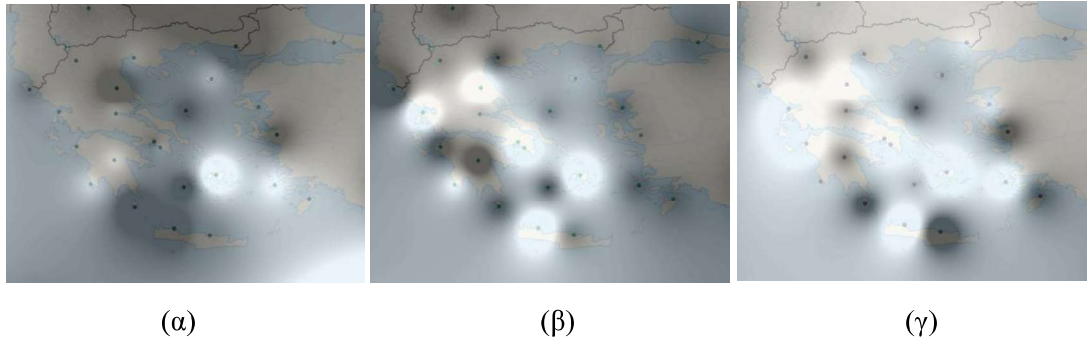
Σχήμα 9.4: Το multifractal φάσμα για την ημερήσια μέση θερμοκρασία στο σταθμό της Θεσσαλονίκης: Δεξιά φαίνεται το φάσμα της αρχικής χρονοσειράς και αριστερά της ανακατεμένης.

Πρέπει να σημειωθεί ότι για να αποφευχθούν τα στατιστικά λάθη το ανακάτεμα της κάθε χρονοσειράς πραγματοποιήθηκε 100 φορές, όπου οι αρχικές τιμές των χρονοσειρών ανακατεύονται τυχαία σε κάθε επανάληψη και στη συνέχεια υπολογίζονται οι μέσες τιμές των multifractal παραμέτρων (Mali, 2014). Οι αντίστοιχες μέσες τιμές για το εύρος των φασμάτων για τις χρονοσειρές θερμοκρασιών όλων των σταθμών είναι της τάξης του 0.2 και επομένως οι χρονοσειρές που έχουν φασματικό εύρος μικρότερο του 0.2 μπορεί να θεωρηθούν ως monofractal (Gao και Fu, 2013). Επομένως λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές του φασματικού εύρους του Πίνακα 9.1 προκύπτει ότι σαφώς όλες οι χρονοσειρές θερμοκρασίας παρουσιάζουν multifractal συμπεριφορά.

9.3 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος

Με βάση τις τιμές που βρέθηκαν για τις βασικές παραμέτρους του multifractal φάσματος (α_0 , φασματικό εύρος και παράμετρος ασυμμετρίας) και έχουν καταχωρηθεί στον Πίνακα 9.1, μπορούν να σχεδιαστούν οι χωρικές κατανομές τους για τις T_{mean} , T_{max} και T_{min} . Σημειώνεται ότι, για να υπάρχει καλύτερη ευκρίνεια και εποπτεία των σχημάτων αυτών, οι χωρικές κατανομές απεικονίζονται με διαβαθμίσεις του γκριζου χρώματος με τις πιο ανοικτές αποχρώσεις να αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες τιμές των παραμέτρων και αντίθετα οι πιο σκούρες αποχρώσεις αντιστοιχούν σε μικρότερες τιμές των παραμέτρων.

Οι χωρικές κατανομές για το φασματικό εύρος για τις ημερήσιες χρονοσειρές των T_{mean} , T_{max} και T_{min} φαίνονται στο Σχήμα 9.5. Στις κατανομές αυτές διακρίνονται δύο περιοχές. Η μία περιοχή, που έχει σχετικά μεγαλύτερες τιμές φασματικού εύρους, περιλαμβάνει ένα μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας και του Αιγαίου καθώς και ένα τμήμα των Ιονίων Νήσων. Η άλλη περιοχή με τις μικρότερες τιμές του φασματικού εύρους περιλαμβάνει τις νοτιοανατολικές περιοχές, καθώς και τμήματα της νότιας ηπειρωτικής και της βορειοδυτικής Ελλάδας. Οι περιοχές με τις μεγαλύτερες τιμές του φασματικού εύρους παρουσιάζουν πλουσιότερο φάσμα, το οποίο περιέχει μεγαλύτερο πλήθος φασματικών συστατικών. Στις περιοχές αυτές οι καιρικές συνθήκες και συνεπώς και οι θερμοκρασίες επηρεάζονται κατά έναν πιο «πολύπλοκο» τρόπο σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές της Ελλάδας.

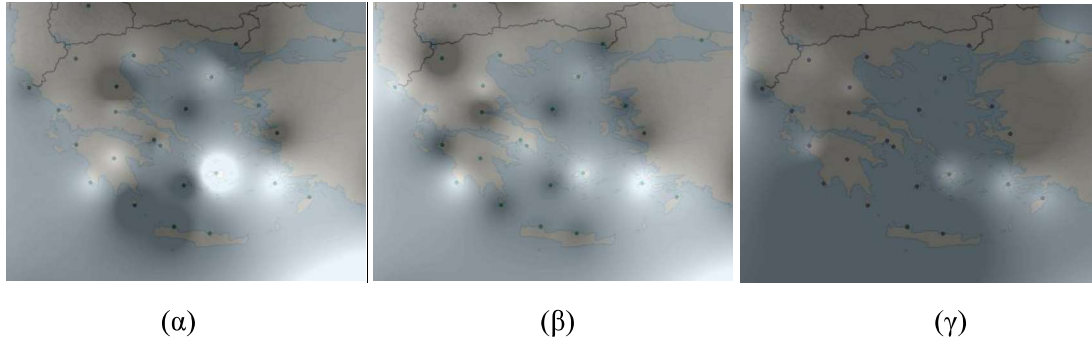


Σχήμα 9.5: Χωρικές κατανομές του φασματικού εύρους για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Προχωρώντας σε μία διερεύνηση αυτής της συμπεριφοράς, υπενθυμίζεται ότι οι μεταβολές της θερμοκρασίας σε έναν τόπο από ημέρα σε ημέρα μπορεί να οφείλονται στη διέλευση υφέσεων (βαρομετρικών χαμηλών) στον ελλαδικό χώρο ερχόμενες κυρίως από τα δυτικά (Maheras, 1988). Άλλα αίτια τα οποία συμβάλλουν στην πολυπλοκότητα των μεταβολών της θερμοκρασίας και λαμβάνοντας υπόψη την τοπογραφία του ελλαδικού χώρου, θα μπορούσαν να είναι οι ψυχρές εισβολές τη χειμερινή περίοδο κυρίως στην ανατολική Ελλάδα (Prezerakos και Angouridakis, 1984), η έναρξη ενός νέου κύκλου Ετησίων ανέμων τη θερινή περίοδο κυρίως στην περιοχή του Αιγαίου (Metaxas, 1977), οι καταβατικοί άνεμοι λόγω του φαινομένου Föhn, η θερινή θερμική αστάθεια πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές ή πιθανώς άλλες τοπικές κυκλοφορίες. Από την άλλη πλευρά, οι πιο «σταθερές» κλιματικές συνθήκες στις θαλάσσιες και τις παράκτιες περιοχές και η λιγότερο ανώμαλη τοπογραφία συμβάλλουν σε μία πιο απλή θερμοκρασιακή μεταβλητότητα στις περιοχές που εμφανίζουν ένα μικρότερο φασματικό εύρος.

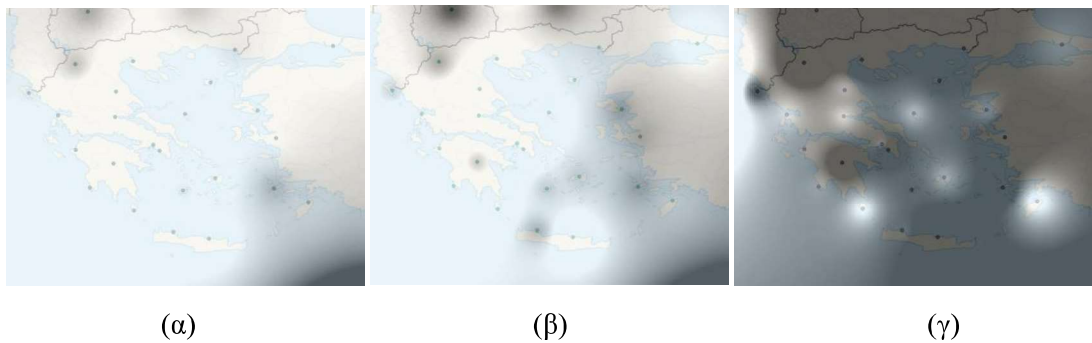
Αναφορικά με τη χωρική μεταβολή της παραμέτρου α_o (Σχήμα 9.6), οι τιμές της είναι συγκεντρωμένες σε μια στενή περιοχή με τιμές της τάξης του 0.7 όπως ήδη έχει αναφερθεί. Ως εκ τούτου η επικρατούσα συμπεριφορά για όλες τις χρονοσειρές της θερμοκρασίας παρουσιάζει εμμονή, κάτι που σημαίνει ότι μία αύξηση της θερμοκρασίας είναι πιθανότερο να συνοδεύεται από μία ακόμα αύξηση. Πάντως, παρατηρούνται σχετικά μεγαλύτερες τιμές της α_o σε δύο γεωγραφικές περιοχές : α) στη νοτιοανατολική Ελλάδα και β) σε μερικές παράκτιες περιοχές της Δυτικής Ελλάδας. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η παράμετρος α_o είναι ο επικρατών εκθέτης Hurst, συμπεραίνεται ότι οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας σε αυτές τις περιοχές εμφανίζονται να έχουν πιο επίμονη συμπεριφορά σε σύγκριση με άλλες περιοχές της Ελλάδας. Μία εξήγηση θα μπορούσε να είναι ότι αυτές οι περιοχές έχουν πιο «σταθερές» κλιματικές συνθήκες καθ' όλο το έτος, κάτι που είναι σε συμφωνία με τα ευρήματα των Orun και Κοζακ (2009) για την Τουρκία ή με την αναφορά του Μαριολόπουλου (1938) για το πιο ήπιο κλίμα της Δυτικής Ελλάδας. Επίσης η απουσία βροχοπτώσεων κατά τη θερινή περίοδο είναι πιο εμφανής στις θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές, ενώ στην ηπειρωτική Ελλάδα η κατανομή των βροχοπτώσεων είναι πιο ομοιόμορφη κατά τη διάρκεια του έτους λόγω της αστάθειας στην ατμόσφαιρα ειδικά κατά τη θερινή περίοδο (Metaxas et al., 1999 ; Bartzokas et al., 2003). Επιπρόσθετα, παρουσιάζει ενδιαφέρον το γεγονός ότι η μεταβλητότητα της θερμοκρασίας είναι μεγαλύτερη στις ηπειρωτικές περιοχές της Ελλάδας συγκριτικά με τις θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές (Bountas et al., 2013), γεγονός το οποίο εξηγεί μερικώς τα ευρήματα της χωρικής κατανομής της παραμέτρου α_o . Αξιοσημείωτο είναι επίσης το γεγονός ότι για τις χρονοσειρές της $T_{\min}$ σχετικά υψηλότερες τιμές της παραμέτρου α_o παρατηρούνται σε ένα μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές για τις

T_{mean} και T_{max} . Αυτό θα μπορούσε να αποδοθεί στο γεγονός ότι η θερινή θερμική αστάθεια παρατηρείται τις μεσημβρινές και απογευματινές ώρες, ενώ η ελάχιστη θερμοκρασία, η οποία παρατηρείται νωρίς το πρωί, δεν επηρεάζεται από τη θερμική αστάθεια.



Σχήμα 9.6: Χωρικές κατανομές της παραμέτρου α_0 για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B , (Σχήμα 9.7) παρατηρείται ότι οι χαμηλότερες τιμές της παραμέτρου B γενικά παρατηρούνται κυρίως στη νοτιοανατολική Ελλάδα. Σύμφωνα με τους Shimizu et al. (2002) και Burgueno et al. (2014), οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου B σχετίζονται με πιο πολύπλοκες χρονοσειρές και επομένως μπορεί να υποτεθεί ότι η προαναφερθείσα κλιματική σταθερότητα στη νοτιοανατολική Ελλάδα οδηγεί σε λιγότερο πολύπλοκες χρονοσειρές.



Σχήμα 9.7: Χωρικές κατανομές της παραμέτρου ασυμμετρίας για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

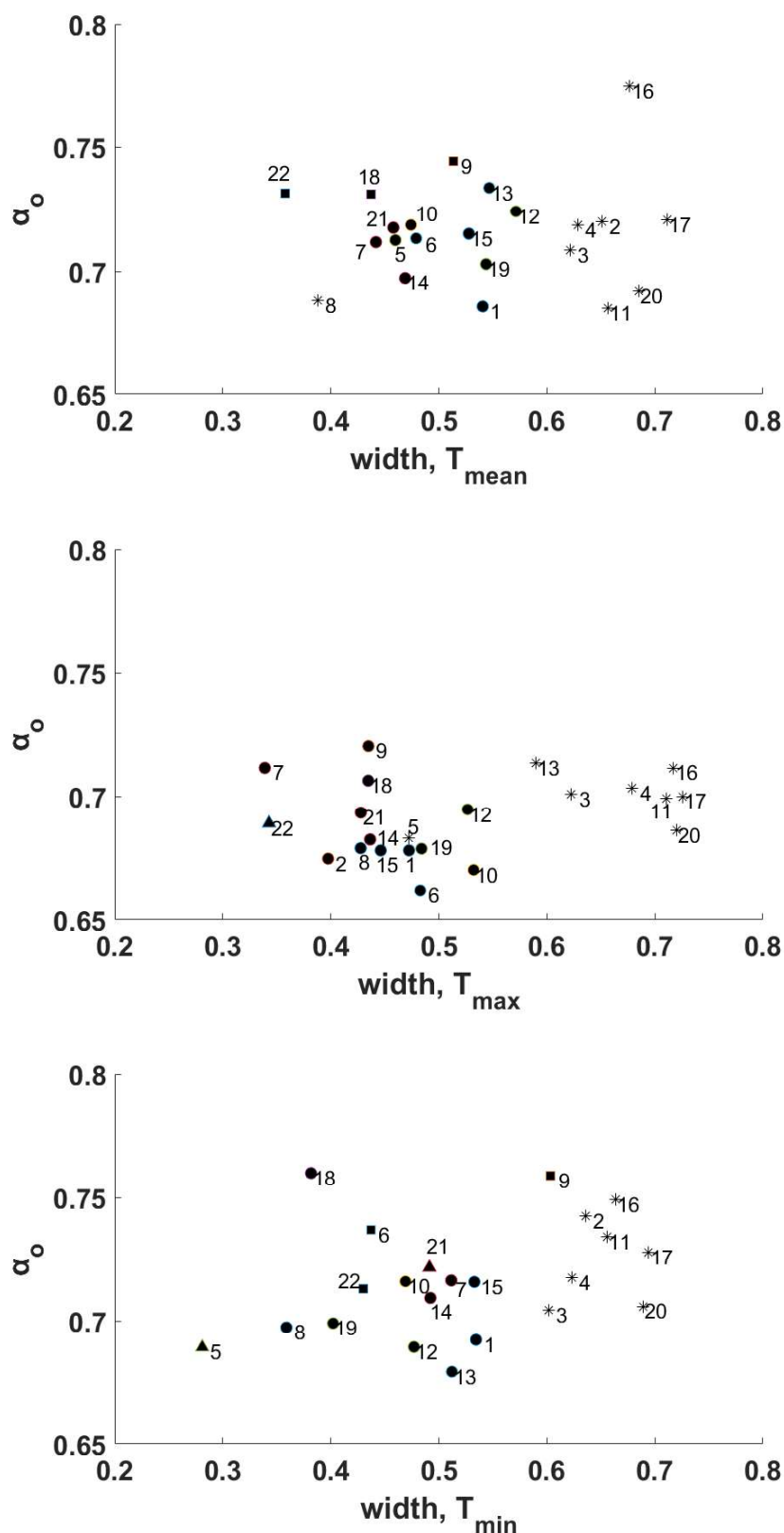
Επίσης είναι αξιοσημείωτο να σημειωθεί ότι, προκειμένου να επιτευχθεί η κάλυψη ολόκληρου του ελλαδικού χώρου για την εύρεση των χωρικών κατανομών, χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα δεδομένα θερμοκρασίας από 13 γειτονικούς Μετεωρολογικούς Σταθμούς (αναφέρθηκαν στον Πίνακα 6.2). Αυτοί οι σταθμοί μαζί με τα βασικά χαρακτηριστικά των multifractal φασμάτων τους (τα οποία βρέθηκαν εφαρμόζοντας την MF-DFA ανάλυση στις χρονοσειρές τους) φαίνονται στον Πίνακα 9.2. Συνοπτικά αναφέρεται ότι οι τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος βρίσκονται γενικά στα ίδια επίπεδα με αυτά των σταθμών της Ελλάδας.

Πίνακας 9.2. Τιμές των βασικών χαρακτηριστικών των multifractal φασμάτων για τους γειτονικούς σταθμούς (Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί τους σταθμούς του Πίνακα 6.2).

α/α Σταθμού	Εύρος φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$			Τιμή του α για $f(\alpha)=\max(\alpha_0)$			Παράμετρος ασυμμετρίας B			Τύπος αποκοπής φάσματος		
	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}
23	0.416	0.390	0.439	1.051	0.913	0.933	-7.216	-3.571	-3.268	LL	LL	LL
24	0.570	0.540	0.498	0.696	0.667	0.712	0.284	0.301	0.244	L	L	L
25	0.489	0.448	0.514	0.691	0.668	0.691	0.248	0.351	-0.114	L	L	S
26	0.489	0.487	0.511	0.681	0.692	0.675	0.069	0.019	-0.152	L	S	R
27	0.424	0.502	0.314	0.752	0.750	0.735	0.714	0.462	0.736	L	L	L
28	0.406	0.337	0.194	0.742	0.722	0.750	0.001	0.493	-0.424	R	L	S
29	0.459	0.401	0.340	0.743	0.752	0.969	0.148	0.399	5.386	L	L	L
30	0.354	0.561	0.279	0.776	0.754	0.761	-0.103	0.618	0.949	L	L	R
31	0.410	0.457	0.368	0.759	0.751	0.720	-0.145	-0.238	0.071	R	R	L
32	0.384	0.394	0.436	0.701	0.654	0.751	0.106	0.106	0.138	L	L	L
33	0.502	0.425	0.460	0.717	0.690	0.743	0.332	0.316	0.296	L	L	L
34	0.460	0.459	0.362	0.701	0.679	0.687	0.223	0.103	-0.088	L	S	L
35	0.488	0.414	0.484	0.707	0.688	0.711	-0.023	-0.039	-0.259	S	S	R

9.4 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος

Σε μία προσπάθεια να βρεθούν συσχετίσεις μεταξύ των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος, εξετάστηκε αρχικά η σχέση της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους με την παράμετρο ασυμμετρίας B και στη συνέχεια η σχέση των δύο πρώτων παραμέτρων με τον τύπο αποκοπής φάσματος (truncation type). Σημειώνεται ότι δεν βρέθηκε ξεκάθαρη σχέση μεταξύ της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους. Όμως εξετάζοντας τις δύο αυτές παραμέτρους ως προς τον τύπο αποκοπής φάσματος προέκυψε μία καλά καθορισμένη ομάδα σταθμών με τύπο αποκοπής LL για $\alpha_0 > 0.69$ και φασματικό εύρος μεγαλύτερο του 0.6 για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας (T_{mean} , T_{max} και T_{min}) όπως φαίνεται στο Σχήμα 9.8. Αυτές οι χρονοσειρές που ανήκουν στην προαναφερθείσα ομάδα σταθμών και λαμβάνοντας υπόψη ότι ένα φάσμα που παρουσιάζει αριστερή αποκοπή περιέχει κυρίως φασματικά συστατικά με υψηλούς εκθέτες $\alpha > \alpha_0$ μπορούν να θεωρηθούν πιο «πολύπλοκες» σε σύγκριση με τις υπόλοιπες χρονοσειρές. Μία χρονοσειρά θεωρείται πιο πολύπλοκη από μια άλλη αν έχει μεγαλύτερες τιμές των παραμέτρων α_0 , φασματικού εύρους, και παραμέτρου ασυμμετρίας B (Burgueno et al., 2014). Επίσης σημειώνεται ότι δεν βρέθηκαν σημαντικές γεωγραφικές συσχετίσεις όσον αφορά την πολυπλοκότητα, ένα εύρημα που διαπιστώθηκε και σε άλλη περιοχή της Μεσογείου από τους Burgueno et al. (2014).



Σχήμα 9.8: Διαγράμματα διασποράς του φασματικού εύρους με την παράμετρο α_o ως προς τον τύπο αποκοπής του φάσματος (LL : * ; L : • ; S : ■ ; R : ▲). Οι αριθμοί που φαίνονται αντιστοιχούν στον αύξοντα αριθμό του αντίστοιχου Μετεωρολογικού Σταθμού (από Πίνακα 6.1).

Πρέπει επιπρόσθετα να σημειωθεί ότι εξετάστηκε το ενδεχόμενο ύπαρξης συσχετίσεων μεταξύ των παραμέτρων του multifractal φάσματος των χρονοσειρών θερμοκρασίας και των

κυριότερων περιγραφικών στατιστικών παραμέτρων (μέσος όρος, τυπική απόκλιση, λοξότητα και κύρτωση) των βασικότερων κλιματικών στοιχείων (σχετική υγρασία, ταχύτητα ανέμου και ύψος νετού). Τα αποτελέσματα δεν έδειξαν κάποια σαφή σχέση, επιβεβαιώνοντας την πολυπλοκότητα της αλληλεπίδρασης των παραγόντων που επηρεάζουν τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας.

9.5 Εφαρμογή της MF-DFA σε δεδομένα σημείου δρόσου

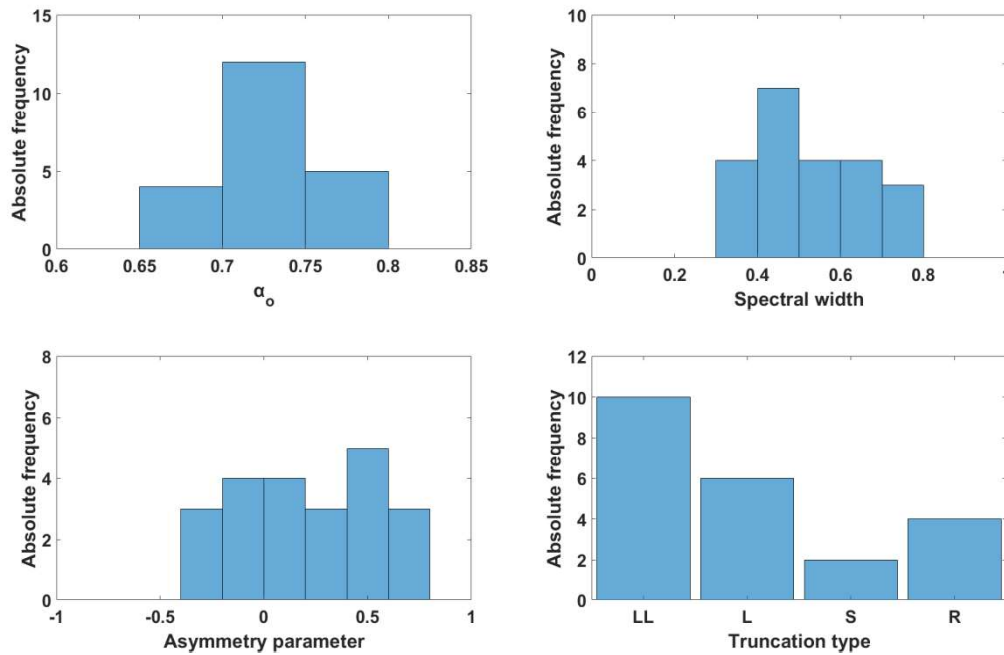
Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόζεται στη συνέχεια σε δεδομένα ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν παραπάνω για την ημερήσια θερμοκρασία. Σημειώνεται ότι η τιμή του σημείου δρόσου κάθε ημέρας προκύπτει από τη μέση τιμή των διαθέσιμων παρατηρήσεων. Από την εφαρμογή της μεθόδου προκύπτουν σχήματα παρόμοια με αυτά του Σχήματος 9.1 κάτι που σημαίνει ότι και οι χρονοσειρές του σημείου δρόσου έχουν multifractal χαρακτήρα. Τα φάσματα $f(\alpha)$ για όλους τους σταθμούς, καθώς και αντιπροσωπευτικές ομάδες διαγραμμάτων $F_q(s), h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$ παρατίθενται στο Παράρτημα Β.

Τα αποτελέσματα για τις βασικές παραμέτρους του multifractal φάσματος συνοψίζονται στον Πίνακα 9.3 και τα σχετικά ιστογράμματα στο Σχήμα 9.9.

Πίνακας 9.3. Βασικά χαρακτηριστικά του multifractal φάσματος για χρονοσειρές σημείου δρόσου. (Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί τους σταθμούς του Πίνακα 6.1).

α/α Σταθμού	Εύρος φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$	Τιμή του α για $f(\alpha)=\max(\alpha_0)$	Παράμετρος ασυμμετρίας B	Τύπος αποκοπής φάσματος
1	0.605	0.701	0.193	L
2	0.738	0.712	0.478	LL
3	0.409	0.746	-0.143	R
4	0.775	0.675	-0.271	LL
5	0.351	0.691	0.471	LL
6	0.485	0.794	-0.122	R
7	0.448	0.707	0.265	L
8	0.310	0.747	0.422	LL
9	0.510	0.704	-0.214	R
10	0.435	0.717	0.720	LL
11	0.652	0.738	0.618	LL
12	0.567	0.710	0.101	L
13	0.578	0.697	0.182	L
14	0.369	0.826	0.775	LL
15	0.437	0.725	-0.087	S
16	0.610	0.756	0.378	LL
17	0.778	0.693	0.444	LL
18	0.556	0.752	0.093	L
19	0.417	0.780	0.360	L
20	0.696	0.709	0.409	LL
21	0.449	0.709	-0.109	S
22	0.326	0.760	-0.235	R

Από τον Πίνακα 9.3 παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_0 κυμαίνονται από 0.675 έως και 0.826, ωστόσο οι περισσότερες τιμές της βρίσκονται γύρω στο 0.7. Αυτό σημαίνει ότι οι χρονοσειρές του σημείου δρόσου παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις.



Σχήμα 9.9: Ιστογράμματα απόλυτων συχνοτήτων για τις βασικές παραμέτρους του φάσματος (α_0 , φασματικό εύρος, παράμετρος ασυμμετρίας B και τύπος αποκοπής) για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου.

Οι τιμές του φασματικού εύρους βρίσκονται στην περιοχή από 0.310 έως και 0.778 δηλαδή καλύπτουν μία σχετικά ευρεία περιοχή με τις περισσότερες τιμές να βρίσκονται γύρω στο 0.4 όπως φαίνεται από το σχετικό ιστόγραμμα του Σχήματος 9.9.

Η παράμετρος ασυμμετρίας B εμφανίζει τιμές από -0.271 έως και 0.775 με τις περισσότερες τιμές να είναι θετικές, ωστόσο ο αριθμός των αρνητικών περιπτώσεων είναι μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο αριθμό των χρονοσειρών θερμοκρασίας.

Σχετικά με τον τύπο αποκοπής φάσματος, ο τύπος που επικρατεί και εδώ είναι ο τύπος του αριστερά κομμένου φάσματος.

9.6 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές σημείου δρόσου

Με βάση τις τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου που φαίνονται στον Πίνακα 9.3, σχεδιάζονται οι χωρικές τους κατανομές. Οι χωρικές κατανομές σχεδιάζονται χρησιμοποιώντας, όπως για τη θερμοκρασία, διαβαθμίσεις του γκριζού χρώματος με τις μεγαλύτερες τιμές των παραμέτρων να απεικονίζονται με πιο ανοικτή απόχρωση. Προκειμένου να επιχειρηθεί η ερμηνεία των χωρικών κατανομών, υπενθυμίζεται ότι το σημείο δρόσου είναι μια παράμετρος υγρασίας και ουσιαστικά εκφράζει το ποσό των υδρατμών που υπάρχουν στον αέρα. Έτσι, χαμηλό σημείο δρόσου σημαίνει χαμηλό ποσό υδρατμών στον αέρα και αντίστροφα υψηλό σημείο δρόσου σημαίνει υψηλό ποσό υδρατμών (Ζιακόπουλος, 2008).

Η χωρική κατανομή του φασματικού εύρους φαίνεται στο Σχήμα 9.10. Υψηλότερες τιμές του εύρους παρατηρούνται σε μεγάλο τμήμα της Δυτικής Ελλάδας, στη Βορειοανατολική και τη

Νοτιοανατολική Ελλάδα και σε μεμονωμένες περιπτώσεις στην ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα. Αυτό σημαίνει ότι σε αυτές τις περιοχές υπάρχει ένα πλούσιο multifractal φάσμα, δηλαδή υπάρχουν πολλοί διαφορετικοί τρόποι διακύμανσης του σημείου δρόσου ή της ποσότητας των υδρατμών του αέρα. Η ποικιλία αυτή μεταβολής των υδρατμών του αέρα μπορεί να οφείλεται σε διαφορετικούς λόγους όπως από τη διέλευση βαρομετρικών χαμηλών (και συνεπώς από τα επεισόδια υετού που προκαλούν), από καταβατικούς ανέμους ή από τοπικές κυκλοφορίες, αύρες (θαλάσσιες και απόγειες). Οι περιοχές με τις μικρότερες τιμές φασματικού εύρους παρατηρούνται κυρίως σε νησιωτικές περιοχές (όπου το ποσό των υδρατμών είναι γενικά υψηλό και λόγω της πιο ομαλής τοπογραφίας δεν επηρεάζεται εύκολα από τοπικές κυκλοφορίες) και κάποιες περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας.



Σχήμα 9.10: Χωρική κατανομή του φασματικού εύρους για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Αναφορικά με τη χωρική κατανομή της παραμέτρου α_o , από το Σχήμα 9.11 φαίνεται ότι οι χαμηλότερες τιμές παρατηρούνται στη Δυτική και μεγάλο μέρος της Ανατολικής Ελλάδας καθώς και την Κρήτη. Δηλαδή αυτές οι περιοχές έχουν σε μικρότερο βαθμό επίμονη συμπεριφορά σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές. Οι πιο έντονες διακυμάνσεις πρέπει να προκαλούνται κυρίως από τοπικά αίτια που μεταβάλλουν σημαντικά την ποσότητα των υδρατμών, όπως καταβατικοί άνεμοι, αύρες και άλλες τοπικές κυκλοφορίες. Αντίθετα, στις υπόλοιπες περιοχές η καιρικότητα όπως αυτή διαμορφώνεται από τις επικρατούσες συνοπτικές καταστάσεις φαίνεται να παίζει το σημαντικότερο ρόλο στη μεταβολή της ποσότητας των υδρατμών στον αέρα. Γενικά παρατηρείται ότι οι περιοχές με τις μικρότερες τιμές της παραμέτρου α_o συμπίπτουν σε μεγάλο βαθμό με τις περιοχές που παρατηρούνται τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής στην Ελλάδα, όπως συμβαίνει και με την αντίστοιχη χωρική κατανομή για τον εκθέτη Hurst στη μέθοδο DFA (Σχήμα 7.3δ).

Όσον αφορά τη χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B , (Σχήμα 9.12) γενικά παρατηρείται ότι οι υψηλότερες τιμές αυτής της παραμέτρου παρατηρούνται στη Δυτική και Νότια Ελλάδα (όπου υπάρχουν ισχυρότερα φασματικά συστατικά με εκθέτη $\alpha > \alpha_o$), ενώ οι χαμηλότερες σε περιοχές κυρίως της Ανατολικής Ελλάδας και σε ορισμένες ηπειρωτικές περιοχές (όπου υπάρχουν ισχυρότερα φασματικά συστατικά με εκθέτη $\alpha < \alpha_o$).



Σχήμα 9.11: Χωρική κατανομή της παραμέτρου α_o για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.



Σχήμα 9.12: Χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

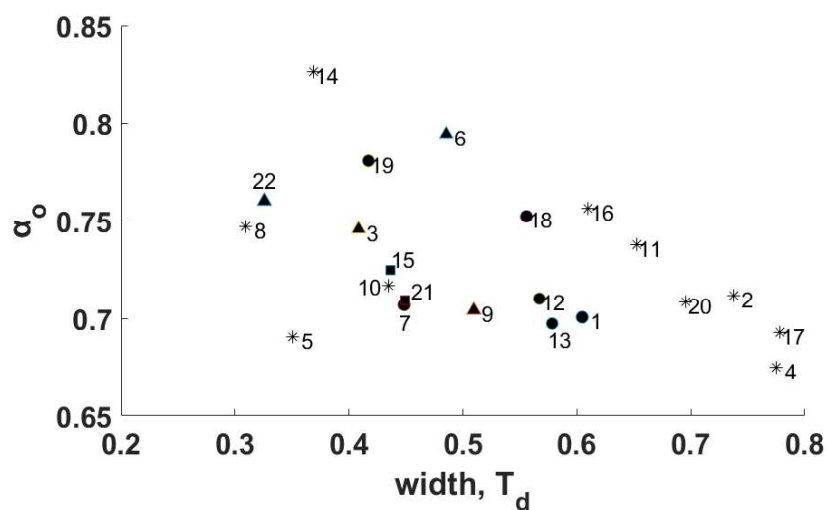
Για να πραγματοποιηθεί η παραπάνω χωρική ανάλυση και για το σημείο δρόσου, χρησιμοποιήθηκαν και σε αυτή την περίπτωση οι αντίστοιχες χρονοσειρές σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 13 γειτονικούς σταθμούς. Οι τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για αυτούς του σταθμούς παρατίθενται στον Πίνακα 9.4. Και σε αυτή την περίπτωση, οι τιμές των βασικών παραμέτρων του φάσματος βρίσκονται γενικά στα ίδια επίπεδα με αυτά των ελληνικών σταθμών.

Πίνακας 9.4. Βασικά χαρακτηριστικά του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές σημείου δρόσου των 13 γειτονικών σταθμών. (Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί τους σταθμούς του Πίνακα 6.2).

α/α Σταθμού	Εύρος φάσματος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$	Τιμή του α για $f(\alpha)=\max(\alpha_0)$	Παράμετρος ασυμμετρίας B	Τύπος αποκοπής φάσματος
23	0.447	0.691	0.727	LL
24	0.435	0.744	0.522	L
25	0.478	0.702	-0.135	R
26	0.441	0.733	0.047	S
27	0.502	0.745	-0.208	R
28	0.484	0.737	0.199	L
29	0.425	0.761	-0.074	R
30	0.496	0.815	0.701	LL
31	0.408	0.721	0.156	L
32	0.524	0.680	0.396	LL
33	0.334	0.757	-0.818	R
34	0.409	0.756	-0.651	R
35	0.465	0.735	0.270	L

9.7 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές σημείου δρόσου

Ερευνώντας για συσχετίσεις μεταξύ των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος και για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου, εξετάστηκε αρχικά η σχέση της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους με την παράμετρο ασυμμετρίας B και στη συνέχεια η σχέση των δύο πρώτων παραμέτρων με τον τύπο αποκοπής φάσματος (truncation type). Σημειώνεται ότι και για το σημείο δρόσου δεν βρέθηκε ξεκάθαρη σχέση μεταξύ της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους. Όμως εξετάζοντας τις δύο αυτές παραμέτρους ως προς τον τύπο αποκοπής φάσματος προέκυψε μία καλά καθορισμένη ομάδα σταθμών με τύπο αποκοπής LL για $\alpha_0 > 0.68$ και φασματικό εύρος μεγαλύτερο του 0.6 και για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 9.13. Αυτές οι χρονοσειρές που ανήκουν στην προαναφερθείσα ομάδα σταθμών και λαμβάνοντας υπόψη ότι ένα φάσμα που παρουσιάζει αριστερή αποκοπή περιέχει κυρίως φασματικά συστατικά με υψηλούς εκθέτες $\alpha > \alpha_0$ μπορούν να θεωρηθούν πιο «πολύπλοκες» σε σύγκριση με τις υπόλοιπες χρονοσειρές. Επίσης σημειώνεται ότι και για το σημείο δρόσου δεν βρέθηκαν σημαντικές γεωγραφικές συσχετίσεις όσον αφορά την πολυπλοκότητα (υπενθυμίζεται ότι για την πολυπλοκότητα εξετάζονται οι τιμές των παραμέτρων α_0 , φασματικού εύρους και παραμέτρου ασυμμετρίας B , όπως αναφέρθηκε παραπάνω για τη θερμοκρασία).



Σχήμα 9.13: Διάγραμμα διασποράς του φασματικού εύρους με την παράμετρο α_o ως προς τον τύπο αποκοπής του φάσματος (LL : * ; L : • ; S : ■ ; R : ▲) για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου. Οι αριθμοί που φαίνονται αντιστοιχούν στον αύξοντα αριθμό του αντίστοιχου Μετεωρολογικού Σταθμού (από Πίνακα 9.3).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10

Εποχική μεταβολή των παραμέτρων του multifractal φάσματος για την ημερήσια μέση θερμοκρασία

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η εξέταση της μεταβολής των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος της ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας ανά εποχή (Kalamaras et al., 2018a). Για αυτό το λόγο, λαμβάνονται οι χρονοσειρές μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας από τρεις Μετεωρολογικούς Σταθμούς, οι οποίοι βρίσκονται σε περιοχές της Ελλάδας με διαφορετικά κλιματικά χαρακτηριστικά και καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1973 – 2014. Οι σταθμοί αυτοί είναι η Αλεξανδρούπολη, η Νάξος και η Πρέβεζα (Άκτιο) και έχουν επιλεγεί από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς της ΕΜΥ που αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 6. Ο παρακάτω χάρτης δίνει μία εικόνα της θέσης των τριών αυτών σταθμών.

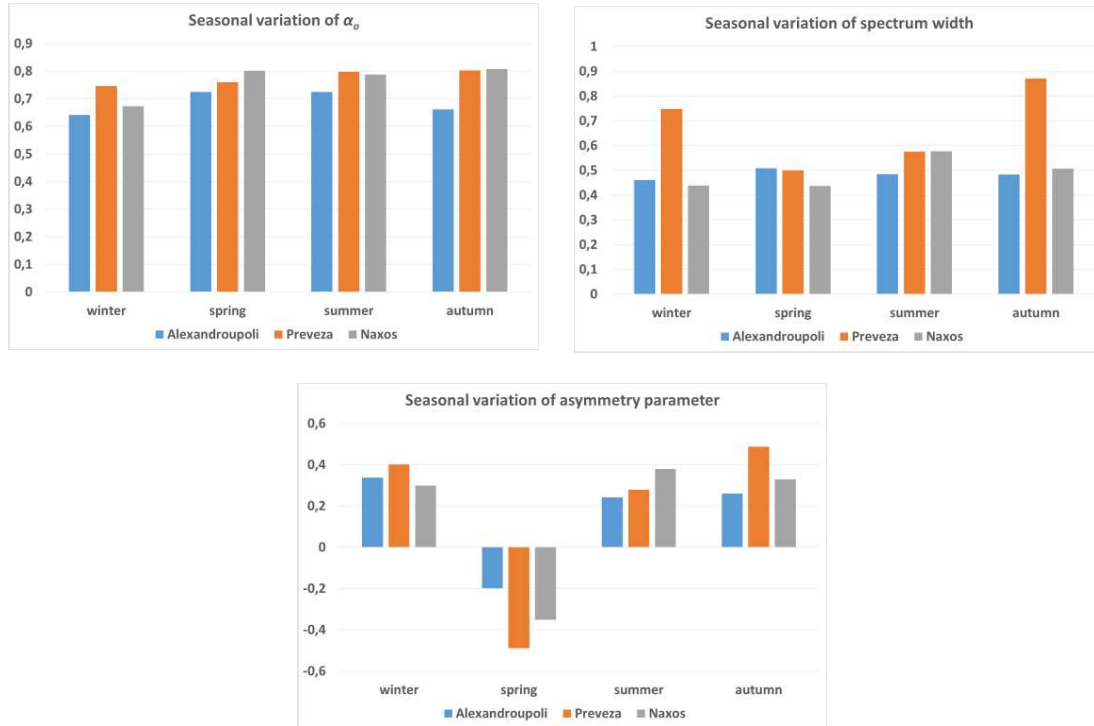


Σχήμα 10.1: Θέση των τριών Μετεωρολογικών Σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την εξέταση της εποχικής μεταβολής των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος.

Οι αρχικές χρονοσειρές της ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας διαιρούνται σε τέσσερα τμήματα ανάλογα με την εποχή του έτους για όλα τα έτη του χρονικού διαστήματος που καλύπτουν οι αρχικές χρονοσειρές. Έτσι από κάθε αρχική χρονοσειρά προκύπτουν τέσσερις νέες χρονοσειρές: Η πρώτη χρονοσειρά σχηματίζεται από τους χειμερινούς μήνες (Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος) όλων των ετών, η δεύτερη από τους εαρινούς μήνες (Μάρτιος, Απρίλιος, Μάιος), η τρίτη από τους θερινούς μήνες (Ιούνιος, Ιούλιος, Αύγουστος) και η τέταρτη από τους φθινοπωρινούς μήνες (Σεπτέμβριος, Οκτώβριος, Νοέμβριος). Δηλαδή από κάθε σταθμό προκύπτουν τέσσερις διαφορετικές «εποχικές» χρονοσειρές οπότε συνολικά υπάρχουν δώδεκα χρονοσειρές, στις οποίες εφαρμόζεται η ανάλυση MF-DFA με τον τρόπο που έχει περιγραφεί παραπάνω.

Τα βασικά χαρακτηριστικά του multifractal φάσματος που εξετάζονται είναι ο επικρατών εκθέτης Hurst α_0 (δηλαδή η τιμή του εκθέτη Hölder α για την οποία το φάσμα $f(\alpha)$ παίρνει τη μέγιστη τιμή), το εύρος του φάσματος ($\alpha_{max} - \alpha_{min}$) και η παράμετρος ασυμμετρίας B η οποία υπολογίστηκε με τον τρόπο που περιγράφεται από τους Shimizu et al. (2002).

Εφαρμόζοντας τη μέθοδο MF-DFA στις εποχικές χρονοσειρές των τριών σταθμών και υπολογίζοντας στη συνέχεια τις παραμέτρους του multifractal φάσματος που αναφέρθηκαν προηγουμένως, προκύπτουν τα ιστογράμματα του Σχήματος 10.2.



Σχήμα 10.2. Παράμετροι του multifractal φάσματος ανά εποχή για τους τρεις εξεταζόμενους σταθμούς (Αλεξανδρούπολη, Νάξος και Πρέβεζα).

Από τα ιστογράμματα του Σχήματος 10.2, είναι πολύ ενδιαφέρον το γεγονός ότι η παράμετρος α_0 λαμβάνει την ελάχιστη τιμή της κατά τη χειμερινή περίοδο. Αυτό είναι πιο ξεκάθαρο για το σταθμό της Νάξου, ενώ για την Πρέβεζα και την Αλεξανδρούπολη η α_0 είναι ελαφρά χαμηλότερη απ'ότι την άνοιξη και το φθινόπωρο αντίστοιχα. Αυτό σημαίνει ότι, παρά το ότι οι χρονοσειρές παρουσιάζουν επίμονη συμπεριφορά (δηλαδή είναι θετικά συσχετισμένες σε μεγάλη κλίμακα γιατί $\alpha_0 > 0.5$), αυτή η εμμονή είναι μικρότερη το χειμώνα. Αυτό μπορεί να αποδοθεί στο γεγονός ότι το χειμώνα υπάρχουν αξιόλογες καιρικές μεταβολές λόγω της συχνής διέλευσης υφέσεων από την Ελλάδα. Αυτές οι αλλαγές στις καιρικές συνθήκες είναι δυνατό να προκαλέσουν μεταβολές της θερμοκρασίας που μειώνουν την εμμονή στη συμπεριφορά των χρονοσειρών ημερήσιας θερμοκρασίας. Είναι επίσης αξιοσημείωτο το ότι οι μικρότερες τιμές της παραμέτρου α_0 για όλες τις εποχές παρατηρούνται στο σταθμό της Αλεξανδρούπολης. Αυτός ο σταθμός βρίσκεται στη Βόρεια Ελλάδα και επομένως επηρεάζεται συχνότερα από τις ατμοσφαιρικές διαταραχές και αυτό με τη σειρά του προκαλεί μία μείωση της εμμονής στη συμπεριφορά της ημερήσιας θερμοκρασίας.

Αναφορικά με την εποχική μεταβολή του multifractal φάσματος, παρατηρείται ότι ο σταθμός της Πρέβεζας, που βρίσκεται στη Δυτική Ελλάδα, παρουσιάζει τις μεγαλύτερες τιμές φασματικού εύρους συγκριτικά με τους δύο άλλους σταθμούς και ειδικότερα το φθινόπωρο και το χειμώνα. Αυτό μπορεί να αποδοθεί στη συχνότερη διέλευση των υφέσεων – οι οποίες έρχονται από τα δυτικά – κυρίως το φθινόπωρο και το χειμώνα (Maheras, 1988). Κατά τη

διέλευση μιας ύφεσης, η διεύθυνση του ανέμου αλλάζει και μερικές φορές οι υγροί δυτικοί άνεμοι εναλλάσσονται με τους ξηρούς ανατολικούς ανέμους (λόγω της τοπογραφίας της ευρύτερης περιοχής που βρίσκεται ο σταθμός της Πρέβεζας), προκαλώντας έτσι σημαντικές μεταβολές στη θερμοκρασία από ημέρα σε ημέρα.

Σχετικά με την εποχική μεταβολή της παραμέτρου ασυμμετρίας, είναι ενδιαφέρον το ότι παίρνει αρνητικές τιμές την άνοιξη και στους τρεις σταθμούς, ενώ τις υπόλοιπες τρεις εποχές η τιμή της παραμέτρου B είναι θετική. Μία αρνητική τιμή της παραμέτρου ασυμμετρίας B σημαίνει ότι το φάσμα παρουσιάζει αριστερή λόξωση (left – skewed), κάτι που σημαίνει ότι το φάσμα περιέχει περισσότερους εκθέτες fractal με σχετικά χαμηλότερη τιμή. Αντίθετα, η θετική τιμή της παραμέτρου ασυμμετρίας B σημαίνει ότι το φάσμα παρουσιάζει δεξιά λόξωση (right – skewed), δηλαδή το φάσμα περιέχει περισσότερους εκθέτες fractal με σχετικά υψηλότερη τιμή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11

Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας

11.1 Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA

Σε κάθε ομογενοποιημένη χρονοσειρά που αναφέρεται στην Ενότητα 6.6 (που έχει παραχθεί είτε με τη μέθοδο HOM είτε με τη μέθοδο SPLIDHOM), εφαρμόζεται η μέθοδος MF-DFA. Τα σχήματα των $F_q(s)$, $h(q)$, καθώς και του φάσματος $f(\alpha)$ που προκύπτουν είναι σε γενικές γραμμές τα ίδια με αυτά του Κεφαλαίου 9. Αντιπροσωπευτικές ομάδες διαγραμμάτων $F_q(s), h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$ παρατίθενται στο Παράρτημα Γ.

Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι ο εκθέτης $h(q)$ κυμαίνεται γύρω από το 0.7, επομένως και αυτές οι χρονοσειρές θερμοκρασίας έχουν multifractal δομή και παρουσιάζουν συμπεριφορά θετικής συσχέτισης σε μεγάλη κλίμακα. Οι τιμές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων φαίνονται στον Πίνακα 11.1 για τις χρονοσειρές στις οποίες έχει ακολουθηθεί η μέθοδος HOM και στον Πίνακα 11.2 για τις χρονοσειρές στις οποίες έχει ακολουθηθεί η μέθοδος SPLIDHOM. Σε κάθε έναν από τους πίνακες αυτούς παρατίθενται και οι αντίστοιχες τιμές των παραμέτρων των multifractal φασμάτων που έχουν ήδη βρεθεί από τις αρχικές χρονοσειρές των 22 Μετεωρολογικών Σταθμών του Πίνακα 6.1 (μόνο που εδώ ο σταθμός με Αύξοντα Αριθμό 6 είναι η Κοζάνη και όχι η Καστοριά όπως έχει αναφερθεί στην Ενότητα 6.6).

Από τις τιμές των πινάκων παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_0 για τη μέθοδο HOM βρίσκονται μεταξύ 0.650 και 0.734, ενώ για τη μέθοδο SPLIDHOM βρίσκονται μέσα στο διάστημα από 0.655 έως 0.734, δηλαδή τα διαστήματα τιμών της παραμέτρου αυτής περίπου συμπίπτουν. Οι τιμές της παραμέτρου α_0 οι οποίες είναι της τάξης του 0.7 επιβεβαιώνουν ότι η επικρατούσα συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι μεγάλης κλίμακας θετικά συσχετισμένη.

Επίσης, οι τιμές του φασματικού εύρους βρίσκονται στην περιοχή από 0.279 έως 0.685 για τη μέθοδο HOM και από 0.275 έως 0.685 για τη μέθοδο SPLIDHOM. Και σε αυτή την περίπτωση παρατηρείται ότι τα διαστήματα τιμών είναι περίπου τα ίδια. Επίσης αυτές οι περιοχές τιμών του φασματικού εύρους σε γενικές γραμμές είναι στα ίδια επίπεδα με την περιοχή τιμών της ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχεται από τις αρχικές χρονοσειρές των Μετεωρολογικών Σταθμών του Πίνακα 6.1.

Επιπρόσθετα, οι τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B βρίσκονται στο διάστημα από -0.055 έως 1.257 για τη μέθοδο HOM και από -0.055 έως 1.343 για τη μέθοδο SPLIDHOM, δηλαδή και εδώ τα δύο διαστήματα περίπου συμπίπτουν. Και στις ομογενοποιημένες τιμές υπερσχύουν σαφώς οι θετικές τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας, κάτι που σημαίνει ότι τα φάσματα γενικά παρουσιάζουν δεξιά λόξωση και επομένως στις περισσότερες περιπτώσεις υπάρχουν σχετικά ισχυρότερα φασματικά συστατικά με υψηλό fractal εκθέτη, τέτοιο ώστε $\alpha > \alpha_0$.

Επίσης στους Πίνακες 11.1 και 11.2 υπάρχει ο τύπος αποκοπής του φάσματος (υπενθυμίζεται ότι τα φάσματα έχουν υπολογιστεί για $q = -6$ έως $+6$). Παρατηρείται ότι επικρατεί ο τύπος της αριστερής αποκοπής του φάσματος, ενώ λείπει εντελώς ο τύπος της δεξιάς αποκοπής του φάσματος. Δηλαδή γενικά παρατηρείται ότι στις ομογενοποιημένες χρονοσειρές υπάρχουν περισσότερα και πιο ισχυρά φασματικά συστατικά με υψηλό εκθέτη σε σύγκριση με τις

αρχικές χρονοσειρές των σταθμών του Πίνακα 6.1. Εάν ληφθεί υπόψη ότι τα φασματικά συστατικά με χαμηλότερο εκθέτη έχουν σε μεγαλύτερο βαθμό τυχαίες διακυμάνσεις, τότε αυτές οι τυχαίες διακυμάνσεις εμφανίζονται σε μικρότερο βαθμό στις ομογενοποιημένες χρονοσειρές, γεγονός το οποίο πιθανώς οφείλεται στη διαδικασία με την οποία πραγματοποιήθηκε η ομογενοποίηση σε κάθε χρονοσειρά.

Πίνακας 11.1. Τιμές των παραμέτρων φάσματος από ομογενοποιημένα δεδομένα (μέθοδος HOM). Για τις παραμέτρους α_0 , εύρος φάσματος και B δίδονται και οι τιμές που προέκυψαν από τις χρονοσειρές που χρησιμοποιήθηκαν στο Κεφάλαιο 9. (Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί στους σταθμούς του Πίνακα 6.1, με τη διαφορά ότι ο σταθμός Νο. 6 είναι η Κοζάνη και όχι η Καστοριά).

α/α Σταθμού	α_0 από μέθοδο HOM	α_0 από Κεφάλαιο 9	Εύρος φάσματος από μέθοδο HOM	Εύρος φάσματος από Κεφάλαιο 9	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από μέθοδο HOM	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από Κεφάλαιο 9	Τύπος αποκοπής φάσματος από μέθοδο HOM
1	0.690	0.686	0.532	0.541	-0.031	0.170	S
2	0.695	0.720	0.649	0.651	0.534	0.505	LL
3	0.650	0.709	0.401	0.621	0.245	0.439	L
4	0.686	0.719	0.427	0.629	0.049	0.409	S
5	0.682	0.713	0.470	0.460	0.231	0.389	L
6	0.673	-	0.608	-	0.613	-	LL
7	0.693	0.712	0.403	0.443	0.310	0.198	L
8	0.688	0.688	0.388	0.388	0.496	0.496	LL
9	0.712	0.744	0.463	0.513	0.142	0.016	L
10	0.661	0.719	0.443	0.474	0.130	0.382	L
11	0.668	0.685	0.472	0.656	-0.055	0.668	S
12	0.718	0.724	0.562	0.571	0.139	0.251	L
13	0.734	0.734	0.547	0.547	0.388	0.388	L
14	0.677	0.697	0.433	0.469	0.210	0.199	L
15	0.690	0.715	0.510	0.528	0.196	0.270	L
16	0.715	0.775	0.492	0.677	0.210	0.263	L
17	0.731	0.721	0.525	0.711	0.167	0.579	L
18	0.701	0.731	0.472	0.437	0.262	0.099	L
19	0.689	0.703	0.582	0.544	0.507	0.419	LL
20	0.692	0.692	0.685	0.685	0.287	0.287	LL
21	0.718	0.718	0.458	0.458	0.282	0.282	L
22	0.679	0.731	0.279	0.358	1.257	0.264	L

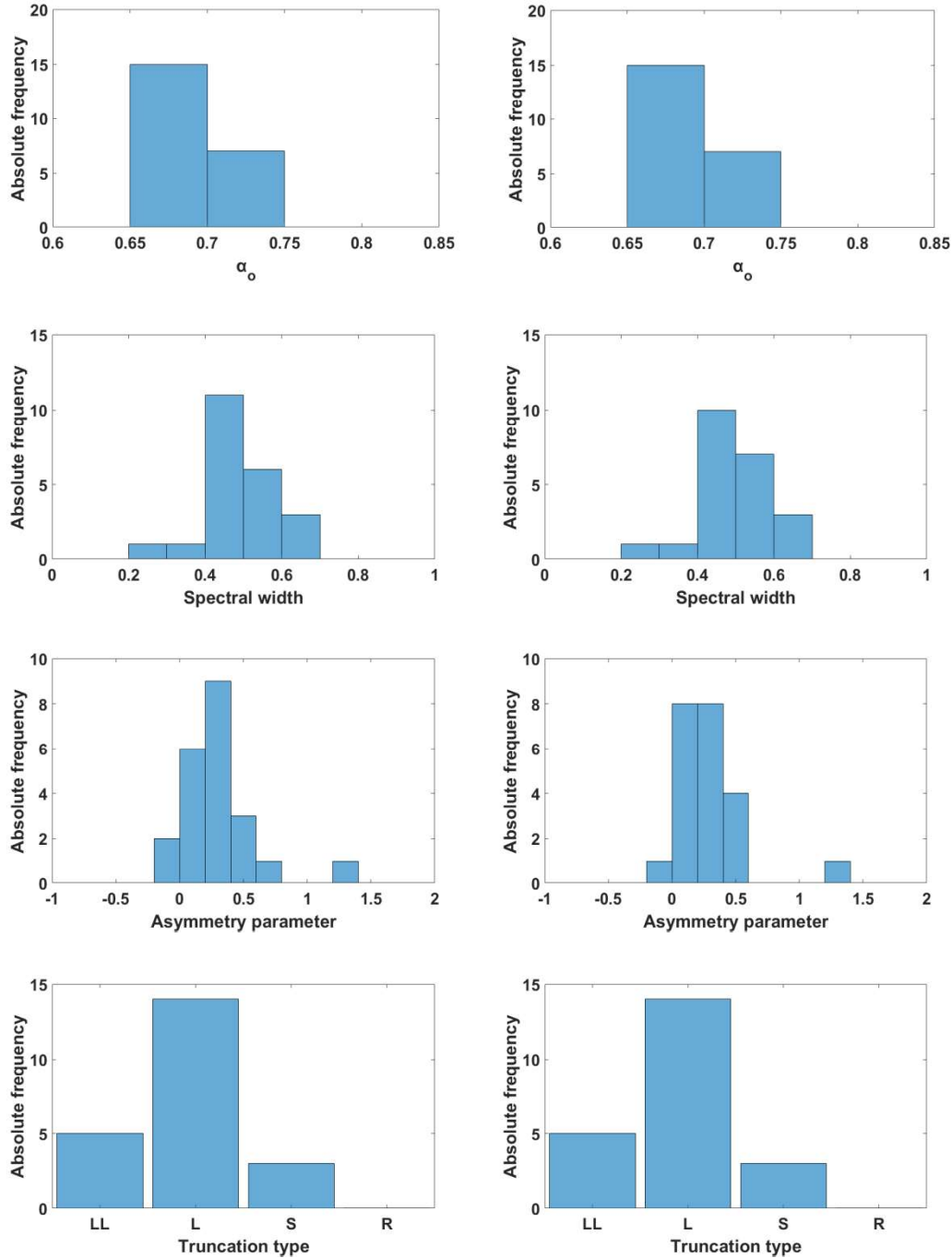
Συγκρίνοντας τις τιμές των παραμέτρων του φάσματος, παρατηρείται ότι για την παράμετρο α_0 οι τιμές που βρέθηκαν με τη μέθοδο HOM είναι πολύ κοντά στις αντίστοιχες τιμές που βρέθηκαν στο Κεφάλαιο 9 και σε καμία περίπτωση η διαφορά δεν υπερβαίνει το 10%. Για το φασματικό εύρος παρατηρούνται κάποιες μεμονωμένες περιπτώσεις όπου υπάρχει σημαντική διαφορά, ενώ για την παράμετρο ασυμμετρίας η διαφορά είναι περιστασιακά σημαντική. Δηλαδή η χρήση διαφορετικών δεδομένων της ίδιας παραμέτρου (θερμοκρασία) ακόμα και από τον ίδιο σταθμό είναι δυνατό να αλλάξει αρκετά το σχήμα του multifractal φάσματος, στο βαθμό που αυτό επηρεάζει την παράμετρο ασυμμετρίας. Παρόμοια αποτελέσματα

σχετικά με τη σύγκριση αυτών των παραμέτρων προκύπτουν και για τη μέθοδο SPLITHOM (Πίνακας 11.2).

Πίνακας 11.2. Όπως ο Πίνακας 11.1, εδώ για τα ομογενοποιημένα δεδομένα χρησιμοποιείται η μέθοδος SPLIDHOM.

α/α Σταθμού	α_θ από μέθοδο SPLITHOM	α_θ από Κεφάλαιο 9	Εύρος φάσματος από μέθοδο SPLITHOM	Εύρος φάσματος από Κεφάλαιο 9	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από μέθοδο SPLITHOM	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από Κεφάλαιο 9	Τύπος αποκοπής φάσματος Από μέθοδο SPLITHOM
1	0.689	0.686	0.538	0.541	0.003	0.170	L
2	0.695	0.720	0.648	0.651	0.532	0.505	LL
3	0.655	0.709	0.411	0.621	0.235	0.439	L
4	0.687	0.719	0.426	0.629	0.160	0.409	S
5	0.682	0.713	0.470	0.460	0.236	0.389	L
6	0.669	-	0.618	-	0.583	-	LL
7	0.691	0.712	0.408	0.443	0.305	0.198	L
8	0.688	0.688	0.388	0.388	0.496	0.496	LL
9	0.713	0.744	0.478	0.513	0.181	0.016	L
10	0.661	0.719	0.447	0.474	0.114	0.382	S
11	0.668	0.685	0.471	0.656	-0.061	0.668	S
12	0.717	0.724	0.574	0.571	0.168	0.251	L
13	0.734	0.734	0.547	0.547	0.388	0.388	L
14	0.680	0.697	0.435	0.469	0.196	0.199	L
15	0.692	0.715	0.512	0.528	0.186	0.270	L
16	0.717	0.775	0.502	0.677	0.201	0.263	L
17	0.731	0.721	0.529	0.711	0.186	0.579	L
18	0.701	0.731	0.463	0.437	0.251	0.099	L
19	0.690	0.703	0.582	0.544	0.514	0.419	LL
20	0.692	0.692	0.685	0.685	0.287	0.287	LL
21	0.718	0.718	0.458	0.458	0.282	0.282	L
22	0.680	0.731	0.275	0.358	1.343	0.264	L

Επίσης μία καλύτερη εποπτική εικόνα της κατανομής των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων για τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές δίνουν τα ιστογράμματα του Σχήματος 11.1. Χαρακτηριστική είναι η ομοιότητα των ιστογραμμάτων που αφορούν την ίδια παράμετρο για τις δύο μεθόδους ομογενοποίησης, κάτι το οποίο αποτυπώθηκε και στην περιοχή τιμών κάθε παραμέτρου, όπου επίσης παρατηρείται αξιοσημείωτη σύμπτωση.

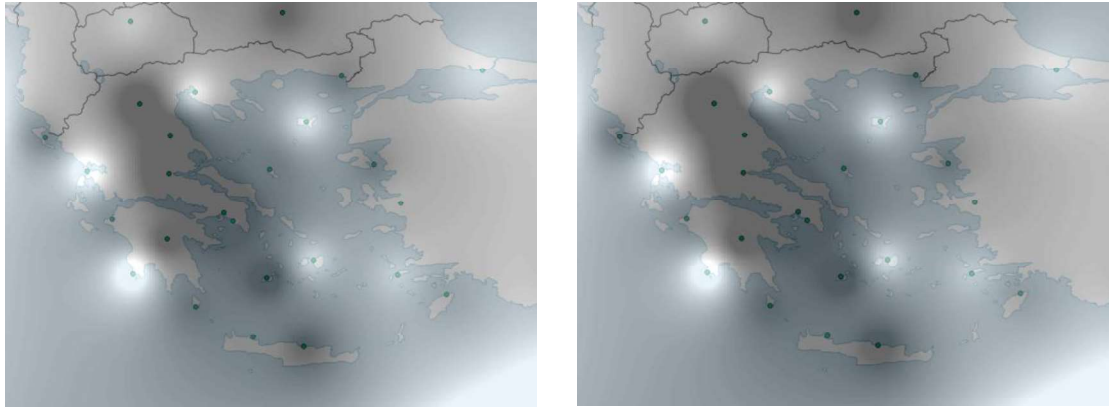


Σχήμα 11.1: Ιστογράμματα βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος των ομογενοποιημένων χρονοσειρών θερμοκρασίας (αριστερά για τη μέθοδο HOM και δεξιά για τη μέθοδο SPLIDHOM).

11.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων

Με βάση τα αποτελέσματα που βρέθηκαν για τις βασικές παραμέτρους των multifractal φασμάτων για τα δεδομένα ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από ομογενοποίηση, μπορούν να εκτιμηθούν οι χωρικές κατανομές τους. Για τις παραμέτρους α_0 , εύρος φάσματος και την παράμετρο ασυμμετρίας B επιλέχθηκε η μέθοδος αναπαράστασης με διαβαθμίσεις του γκριζου χρώματος γιατί με αυτό τον τρόπο μπορεί να υπάρξει καλύτερη και

πιο κατανοητή οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων. Έτσι, οι χωρικές κατανομές φαίνονται στα Σχήματα 11.2 – 11.4. Πρέπει να σημειωθεί ότι όσο μεγαλύτερες είναι οι τιμές, τόσο πιο ανοικτή απόχρωση χρησιμοποιείται και αντίθετα, όσο μικραίνουν οι τιμές τόσο πιο σκούρα είναι η χρησιμοποιούμενη απόχρωση.



Σχήμα 11.2: Χωρική κατανομή της παραμέτρου α_o για τα ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας (αριστερά με μέθοδο HOM και δεξιά με SPLIDHOM). Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Παρατηρώντας τη χωρική κατανομή της παραμέτρου α_o (Σχήμα 11.2) για τα ομογενοποιημένα δεδομένα παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές της παρατηρούνται σε θαλάσσιες ή παράκτιες περιοχές, ενώ οι μικρότερες τιμές της βρίσκονται σε μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής χώρας, στην Κρήτη και το Νοτιοδυτικό Αιγαίο. Η παραπάνω κατανομή εξηγείται σε μεγάλο βαθμό από την κατανομή ξηράς – θάλασσας, αφού φαίνεται από το Σχήμα 11.2 ότι πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές η παράμετρος α_o παίρνει γενικά μεγαλύτερες τιμές από ότι πάνω από χερσαίες περιοχές. Επομένως, γενικά οι ημερήσιες τιμές της θερμοκρασίας πάνω από τις θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές παρουσιάζουν σε εντονότερο βαθμό μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις και πιο επίμονη συμπεριφορά σε σύγκριση με τις ηπειρωτικές περιοχές. Το αίτιο για αυτή τη συμπεριφορά είναι η μεγάλη θερμοχωρητικότητα της θάλασσας η οποία προκαλεί τη σημαντική μείωση των θερμοκρασιακών μεταβολών από ημέρα σε ημέρα, όσο και κατά τη διάρκεια ενός έτους (Ζαμπάκας, 1981 ; Φλόκας, 1997). Επομένως η οποιαδήποτε θερμοκρασιακή μεταβολή (που προκαλείται για παράδειγμα λόγω μιας ατμοσφαιρικής διαταραχής) θα είναι εντονότερη πάνω από την ξηρά παρά πάνω από τη θάλασσα.

Αναφορικά με τη χωρική κατανομή του φασματικού εύρους, (Σχήμα 11.3) παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές του φασματικού εύρους παρατηρούνται γενικά πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές και σε σημαντικό τμήμα της Βόρειας Ελλάδας. Αντίθετα, οι μικρότερες τιμές του φασματικού εύρους είναι εντοπισμένες στην Αττική, την Ανατολική Πελοπόννησο, το Νοτιοδυτικό Αιγαίο και την περιοχή της Κέρκυρας. Πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές, η θερμοκρασία φαίνεται να παρουσιάζει μεγαλύτερη εμμονή, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Επομένως το multifractal φάσμα της θα περιέχει και αρκετά φασματικά συστατικά με μεγαλύτερο εκθέτη Hölder α και επομένως θα περιέχει ένα σχετικά μεγαλύτερο αριθμό φασματικών συστατικών σε σχέση με τη θερμοκρασία πάνω από την ξηρά. Αντίθετα στις περιοχές με μικρό φασματικό εύρος οι έντονες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας φαίνεται να είναι το αποτέλεσμα τοπικών συνθηκών που οφείλονται σε μεγάλο βαθμό στο ανάγλυφο της περιοχής (για παράδειγμα, καταβατικοί άνεμοι, αύρες κ.τ.λ.).

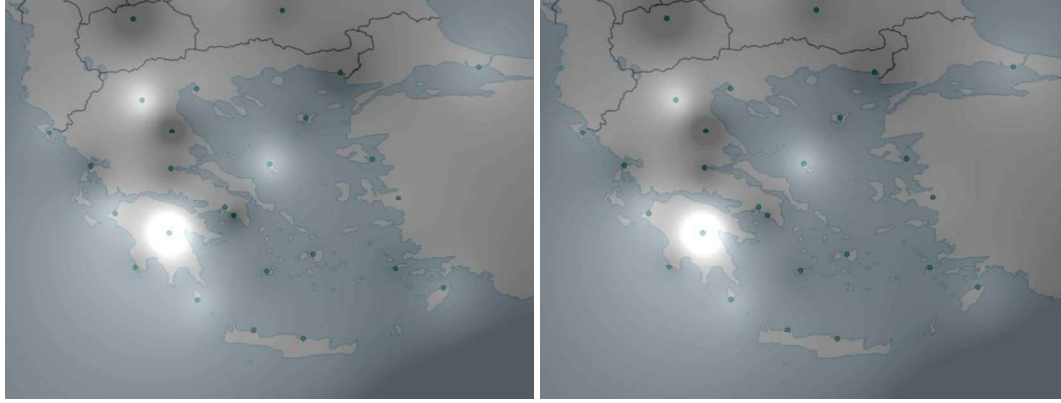


Σχήμα 11.3: Χωρική κατανομή του εύρους του φάσματος για τα ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας (αριστερά με μέθοδο HOM και δεξιά με SPLIDHOM). Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B , (Σχήμα 11.4) δεν παρατηρείται κάποιος σαφής διαχωρισμός σε περιοχές όπου υπερισχύουν οι χαμηλότερες ή οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου B .

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι τα Σχήματα 11.2 – 11.4 δημιουργήθηκαν με τη βοήθεια των τιμών των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος που προέρχονται από 13 Μετεωρολογικούς Σταθμούς γειτονικών χωρών. Καθώς δεν υπάρχουν ομογενοποιημένα δεδομένα από αυτούς τους σταθμούς, χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές που ήδη έχουν βρεθεί προηγουμένως (Πίνακας 9.2).

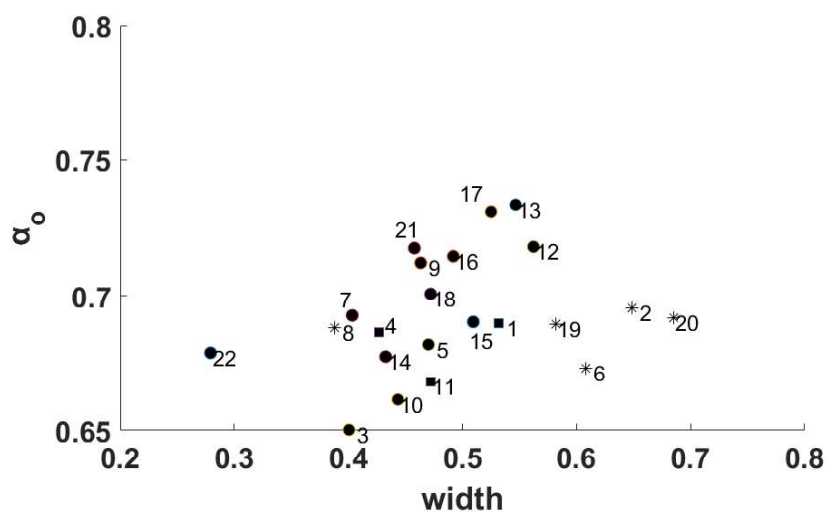
Σχετικά με την προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των ομογενοποιημένων χρονοσειρών και σε αυτή την περίπτωση προκύπτει ότι μετά το ανακάτεμα των τιμών των χρονοσειρών (shuffling), το φάσμα των ανακατεμένων χρονοσειρών έχει τώρα πολύ μικρότερο εύρος ενώ η νέα τιμή του α_0 είναι περίπου 0.5. Αυτό σημαίνει ότι οι multifractal ιδιότητες των χρονοσειρών προέρχονται κυρίως από τις μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις, οι οποίες είναι διαφορετικές για μικρά και μεγάλα πλάτη διακυμάνσεων.



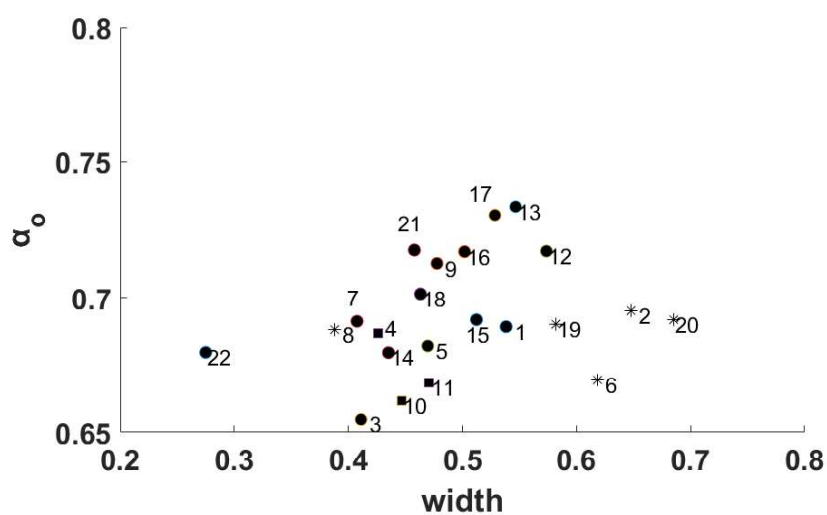
Σχήμα 11.4: Χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B για τα ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας (αριστερά με μέθοδο HOM και δεξιά με SPLIDHOM). Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

11.3 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος για τις ομογενοποιημένες χρονοσειρές

Και στην περίπτωση των ομογενοποιημένων δεδομένων ημερήσιας θερμοκρασίας, εξετάστηκε αρχικά η σχέση της παραμέτρου α_o και του φασματικού εύρους με την παράμετρο ασυμμετρίας B και στη συνέχεια η σχέση των δύο πρώτων παραμέτρων με τον τύπο αποκοπής φάσματος (truncation type). Δεν βρέθηκε και εδώ ξεκάθαρη σχέση μεταξύ της παραμέτρου α_o και του φασματικού εύρους. Όμως εξετάζοντας τις δύο αυτές παραμέτρους ως προς τον τύπο αποκοπής φάσματος προέκυψε μία καλά καθορισμένη ομάδα σταθμών με τύπο αποκοπής LL για $\alpha_o > 0.66$ και φασματικό εύρος μεγαλύτερο του 0.57 για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας και με τις δύο μεθόδους ομογενοποίησης όπως φαίνεται στο Σχήμα 11.5. Το εύρημα αυτό είναι παρόμοιο με εκείνο του Σχήματος 9.8 του Κεφαλαίου 9, όπου χρησιμοποιήθηκαν οι αρχικές χρονοσειρές θερμοκρασίας. Επίσης παρατηρήθηκε ότι για $\alpha_o > 0.70$ ο τύπος αποκοπής φάσματος που κυριαρχεί είναι ο L.



(α) Μέθοδος HOM



(β) Μέθοδος SPLIDHOM

Σχήμα 11.5: Διαγράμματα διασποράς του φασματικού εύρους με την παράμετρο α_o ως προς τον τύπο αποκοπής του φάσματος (LL : * ; L : ● ; S : ■). Οι αριθμοί που φαίνονται αντιστοιχούν στον αύξοντα αριθμό του αντίστοιχου Μετεωρολογικού Σταθμού (από Πίνακες 11.1 και 11.2).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12

Η μέθοδος αποεποχικοποίησης STL

12.1 Εφαρμογή της μεθόδου STL στις χρονοσειρές θερμοκρασίας

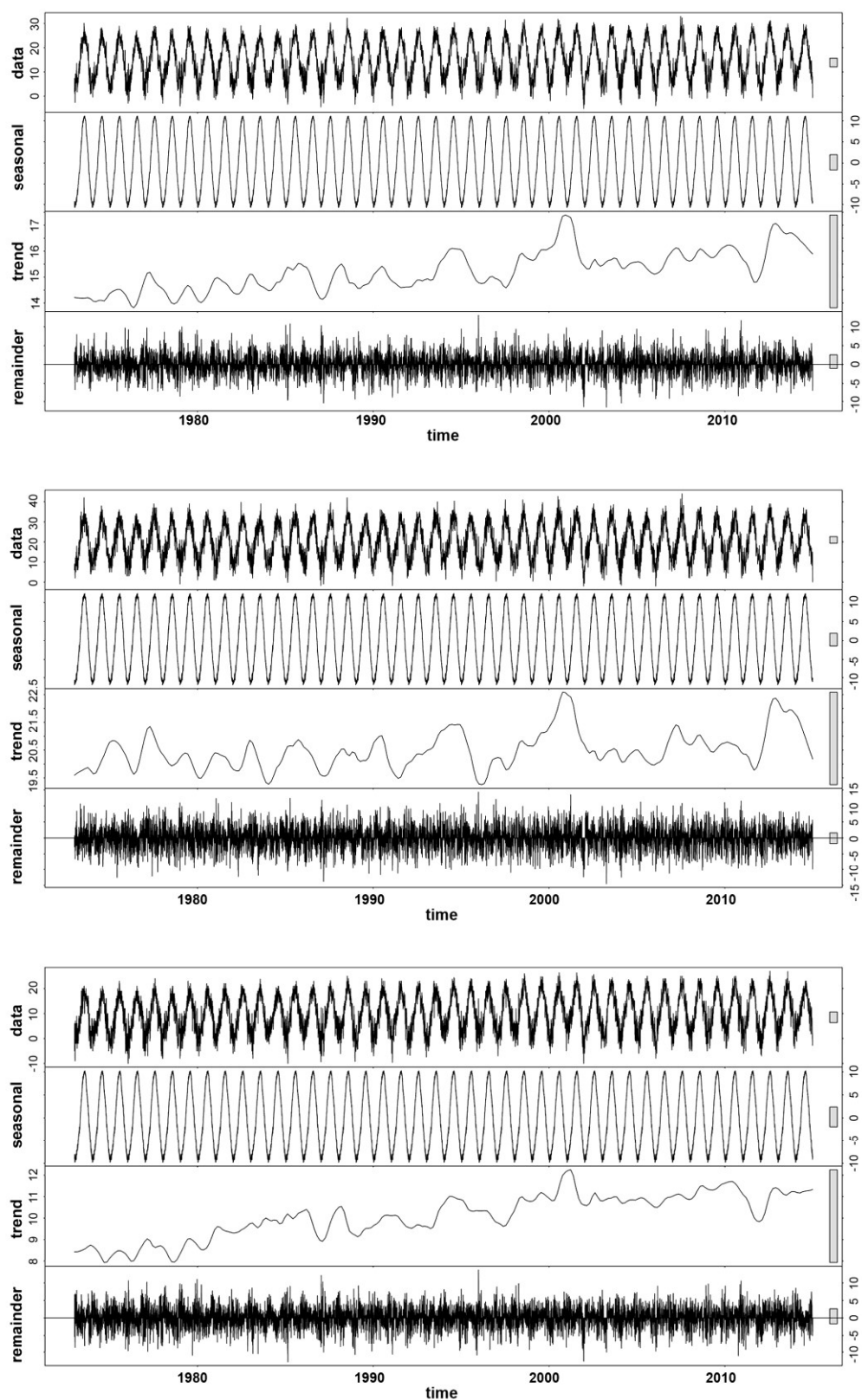
Η μέθοδος STL, για την οποία γίνεται αναφορά στην Ενότητα 6.8, εφαρμόζεται στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) των 22 Μετεωρολογικών Σταθμών (Πίνακας 6.1) για την αποεποχικοποίησή τους (Kalamaras et al., 2019). Από την ανάλυση των χρονοσειρών λαμβάνονται οι τρεις συνιστώσες τους, δηλαδή η εποχικότητα, η τάση και το υπόλοιπο. Στο Σχήμα 12.1 φαίνονται ενδεικτικά η αρχική χρονοσειρά μαζί με τις τρεις συνιστώσες της για το σταθμό της Θεσσαλονίκης για τη μέση, τη μέγιστη και την ελάχιστη θερμοκρασία. Ανάλογα σχήματα προκύπτουν και για όλες τις χρονοσειρές των υπολοίπων σταθμών.

Στη συνέχεια λαμβάνεται μία χρονοσειρά που αποτελείται από το υπόλοιπο και την τάση, δηλαδή απομακρύνεται μόνο η συνιστώσα της εποχικότητας. Στη νέα αυτή αποεποχικοποιημένη χρονοσειρά εφαρμόζεται η μέθοδος MF-DFA κατά τα γνωστά. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας όλων των σταθμών.

Έπειτα εφαρμόζεται σε κάθε νέα χρονοσειρά η μέθοδος MF-DFA. Τα σχήματα των $F_q(s)$, $h(q)$, καθώς και του φάσματος $f(\alpha)$ είναι σε γενικές γραμμές τα ίδια με αυτά του Κεφαλαίου 9. Τα φάσματα $f(\alpha)$ για όλους τους σταθμούς, καθώς και αντιπροσωπευτικές ομάδες διαγραμμάτων $F_q(s), h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$ παρατίθενται στο Παράρτημα Δ.

Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι ο εκθέτης $h(q)$ κυμαίνεται γύρω από το 0.7, επομένως και οι νέες αυτές χρονοσειρές θερμοκρασίας έχουν multifractal δομή και παρουσιάζουν συμπεριφορά θετικής συσχέτισης σε μεγάλη κλίμακα. Οι τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος φαίνονται στον Πίνακα 12.1.

Από τις τιμές του Πίνακα 12.1 παρατηρείται ότι οι τιμές του φασματικού εύρους κυμαίνονται από 0.286 έως 0.759, δηλαδή καλύπτουν μία σχετικά σημαντική περιοχή τιμών. Οι τιμές της παραμέτρου α_0 κυμαίνονται σε μία σχετικά στενή περιοχή από 0.662 έως 0.775, δηλαδή είναι της τάξης του 0.7, κάτι που επιβεβαιώνει την μεγάλης κλίμακας θετική συσχέτιση. Οι τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B βρίσκονται στο διάστημα από -0.484 έως 0.685 με τις περισσότερες τιμές να είναι θετικές. Όσον αφορά τον τύπο αποκοπής φάσματος, κυριαρχεί και εδώ ο τύπος της αριστερής αποκοπής φάσματος (το φάσμα έχει σχεδιαστεί για τιμές του q από -6 έως +6). Υπενθυμίζεται ότι οι παράμετροι του φάσματος (φασματικό εύρος και παράμετρος ασυμμετρίας) έχουν υπολογιστεί με τη μέθοδο των Shimizu et al. (2002).



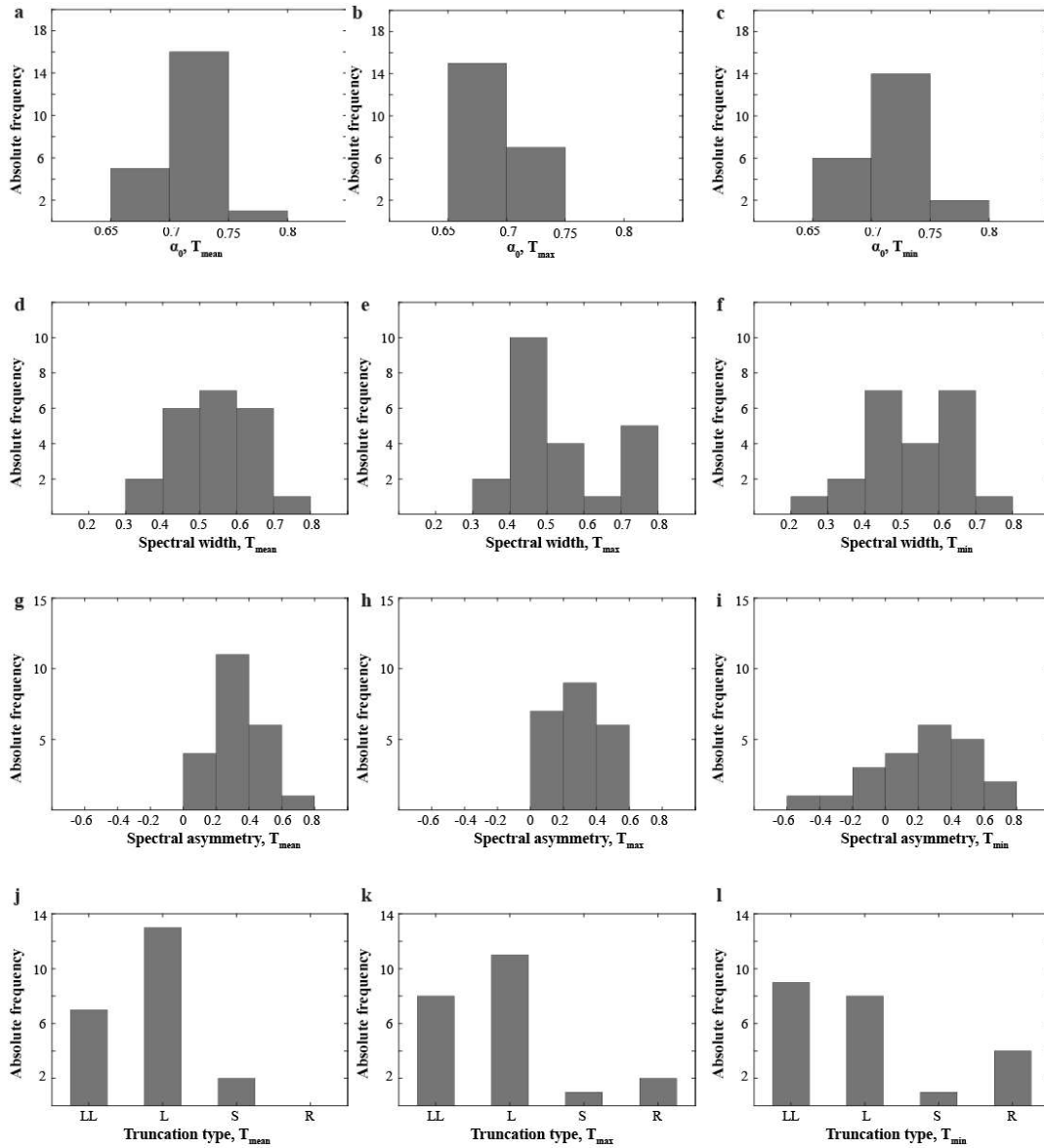
Σχήμα 12.1: Οι ημερήσιες χρονοσειρές θερμοκρασίας μαζί με τις συνιστώσες τους κατά την εφαρμογή της μεθόδου STL για το σταθμό της Θεσσαλονίκης, για τη μέση θερμοκρασία (πάνω), τη μέγιστη (στο μέσο) και την ελάχιστη θερμοκρασία (κάτω).

Πίνακας 12.1. Βασικές παράμετροι του multifractal φάσματος για τις χρονοσειρές θερμοκρασίας (αποεποχικοποίηση με τη μέθοδο STL).

α/α Σταθμού	Φασματικό εύρος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$			Τιμή του α για $f(\alpha)=\max$			Παράμετρος ασυμμετρίας B			Τύπος αποκοπής		
	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}
1	0.545	0.473	0.539	0.685	0.678	0.692	0.180	0.213	0.048	L	L	L
2	0.664	0.591	0.639	0.720	0.728	0.742	0.496	0.227	0.349	L	R	LL
3	0.629	0.628	0.614	0.708	0.700	0.704	0.416	0.504	0.250	LL	LL	LL
4	0.659	0.715	0.644	0.719	0.703	0.717	0.399	0.315	-0.018	LL	LL	LL
5	0.458	0.471	0.286	0.712	0.683	0.689	0.375	0.466	-0.322	L	LL	R
6	0.479	0.481	0.432	0.713	0.662	0.737	0.038	0.091	-0.484	L	L	R
7	0.447	0.342	0.515	0.712	0.711	0.717	0.224	0.286	0.153	L	L	L
8	0.388	0.431	0.364	0.688	0.679	0.697	0.497	0.374	0.627	LL	L	L
9	0.511	0.438	0.602	0.747	0.723	0.761	0.037	0.144	0.039	S	L	S
10	0.500	0.547	0.476	0.718	0.670	0.716	0.478	0.423	0.490	L	L	LL
11	0.659	0.717	0.666	0.684	0.699	0.734	0.685	0.569	0.420	LL	LL	LL
12	0.566	0.527	0.475	0.725	0.695	0.692	0.255	0.257	0.158	L	L	L
13	0.548	0.589	0.508	0.734	0.713	0.680	0.396	0.525	0.357	L	LL	L
14	0.470	0.439	0.492	0.696	0.682	0.709	0.214	0.215	0.226	L	L	L
15	0.532	0.446	0.537	0.715	0.678	0.715	0.269	0.074	0.301	L	S	LL
16	0.677	0.734	0.672	0.775	0.711	0.748	0.305	0.183	0.402	LL	LL	LL
17	0.727	0.759	0.716	0.720	0.700	0.728	0.577	0.493	0.522	LL	LL	LL
18	0.437	0.435	0.395	0.730	0.706	0.760	0.097	0.183	0.669	S	L	L
19	0.544	0.489	0.402	0.703	0.679	0.699	0.409	0.369	0.409	L	L	L
20	0.688	0.720	0.693	0.691	0.686	0.705	0.287	0.194	0.236	LL	LL	LL
21	0.463	0.431	0.496	0.717	0.693	0.721	0.299	0.345	-0.109	L	L	R
22	0.380	0.349	0.436	0.734	0.689	0.713	0.317	0.162	-0.068	L	R	R

Μία καλύτερη εικόνα για την κατανομή των τιμών των παραπάνω παραμέτρων δίνουν τα ιστογράμματα του Σχήματος 12.2.

Σχετικά με την προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των χρονοσειρών και σε αυτή την περίπτωση προκύπτει ότι μετά το ανακάτεμα των τιμών των χρονοσειρών (shuffling), το φάσμα των ανακατεμένων χρονοσειρών έχει τώρα πολύ μικρότερο εύρος ενώ η νέα τιμή του α_0 είναι περίπου 0.5. Αυτό σημαίνει ότι οι multifractal ιδιότητες των χρονοσειρών προέρχονται από τις μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις οι οποίες είναι διαφορετικές για μικρά και μεγάλα πλάτη διακυμάνσεων.

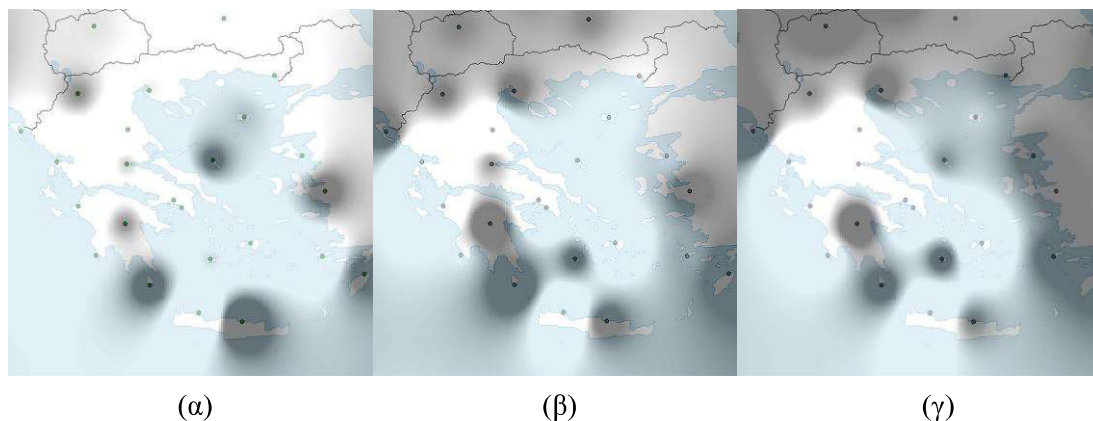


Σχήμα 12.2: Ιστογράμματα βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος των χρονοσειρών θερμοκρασίας ύστερα από την εφαρμογή της μεθόδου STL στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του Πίνακα 6.1. (Στην αριστερή στήλη είναι οι τιμές των παραμέτρων για την T_{mean} , στη μεσαία για την T_{max} και στη δεξιά στήλη για την T_{min}).

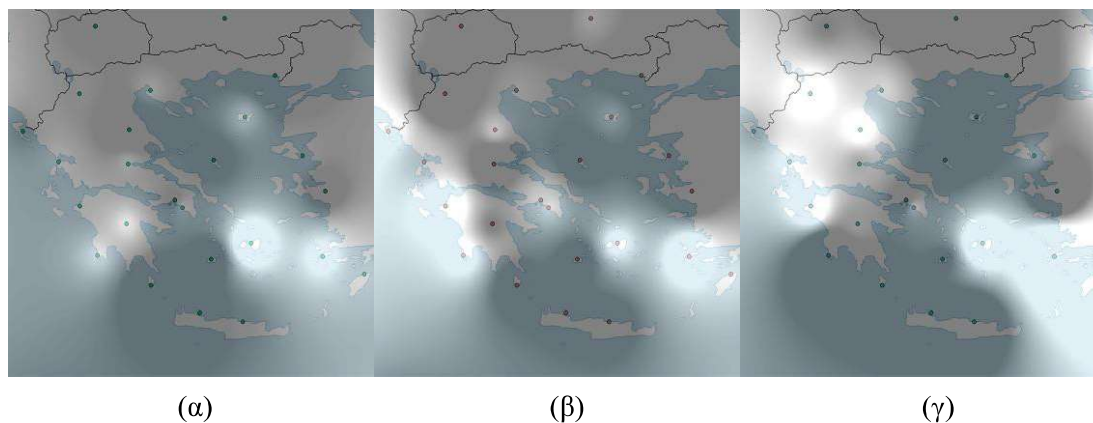
Ενδιαφέρον παρουσιάζει η σύγκριση των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων όταν εφαρμόζεται η STL μέθοδος και όταν εφαρμόζεται η αρχική μέθοδος αποεποχικοποίησης της αφαίρεσης των μέσων τιμών κάθε ημερολογιακής ημέρας. Ειδικότερα, για την παράμετρο α_0 οι παρατηρούμενες διαφορές είναι πολύ μικρές, όπως συμβαίνει επίσης και για το φασματικό εύρος και μόνο σε μία μεμονωμένη περίπτωση η διαφορά είναι σημαντική. Δηλαδή σε γενικές γραμμές τα βασικά χαρακτηριστικά του φάσματος, όπως η παράμετρος α_0 και το εύρος του φάσματος αποδίδονται κατά τον ίδιο τρόπο με όποια από τις δύο μεθόδους αποεποχικοποίησης χρησιμοποιηθεί (αφαίρεση μέσων ημερολογιακών τιμών ή STL). Όσον αφορά την παράμετρο ασυμμετρίας, υπάρχουν κάποιες περιπτώσεις που η διαφορά είναι σημαντική και πάλι όμως στην πλειοψηφία των περιπτώσεων οι διαφορές είναι μικρές.

12.2 Χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος

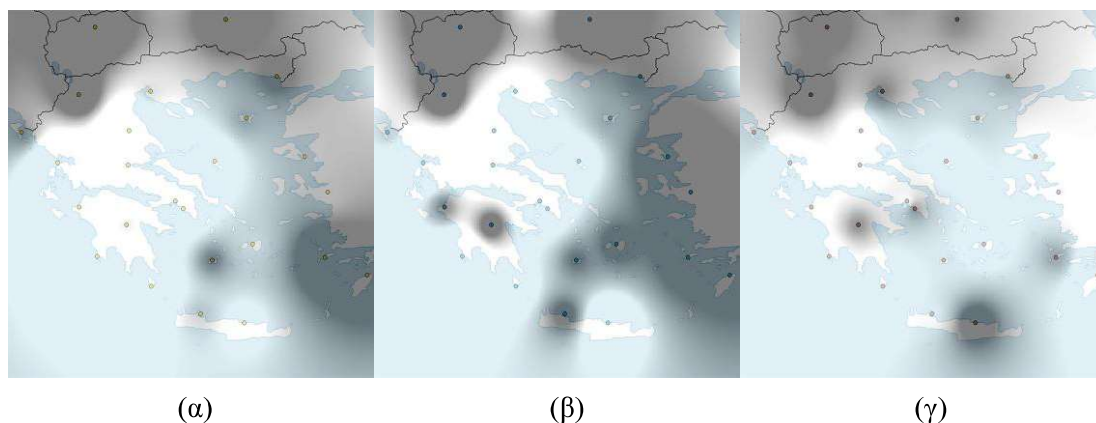
Με βάση τις τιμές του Πίνακα 12.1 μπορούν να σχεδιαστούν οι χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος (εύρος φάσματος, παράμετρος α_0 και παράμετρος ασυμμετρίας B) για τις ημερήσιες χρονοσειρές θερμοκρασιών (μέση, μέγιστη, ελάχιστη), χρησιμοποιώντας ως μέθοδο αποεποχικοποίησης την STL. Για να είναι πιο ευκατανόητα τα σχήματα αυτά, χρησιμοποιούνται διαβαθμίσεις του γκριζου χρώματος με τις μεγαλύτερες τιμές να επισημαίνονται με πιο ανοικτή απόχρωση. Έτσι λαμβάνονται οι χωρικές κατανομές των Σχημάτων 12.3 έως 12.5.



Σχήμα 12.3: Χωρικές κατανομές του φασματικού εύρους για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.



Σχήμα 12.4: Χωρικές κατανομές της παραμέτρου α_0 για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.



Σχήμα 12.5: Χωρικές κατανομές της παραμέτρου ασυμμετρίας για ημερήσια (α) μέση, (β) μέγιστη και (γ) ελάχιστη θερμοκρασία. Επισημαίνεται ότι όσο πιο ανοικτή είναι η απόχρωση, τόσο πιο υψηλή είναι η τιμή της παραμέτρου στην αντίστοιχη περιοχή.

Οι χωρικές κατανομές των Σχημάτων 12.3 – 12.5 είναι παρόμοιες με αυτές των αντίστοιχων σχημάτων του Κεφαλαίου 9 και συνεπώς η ερμηνεία τους είναι παρόμοια. Αυτό είναι κάτι το αναμενόμενο με βάση τις μικρές γενικά διαφορές των παραμέτρων των multifractal φασμάτων.

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι τα Σχήματα 12.3 – 12.5 δημιουργήθηκαν με τη βοήθεια των αντίστοιχων παραμέτρων 13 σταθμών γειτονικών χωρών. Οι τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τους σταθμούς αυτούς φαίνονται στον Πίνακα 12.2.

Πίνακας 12.2. Τιμές των βασικών χαρακτηριστικών των multifractal φασμάτων για τους γειτονικούς σταθμούς χρησιμοποιώντας για την αποεποχοποίηση τη μέθοδο STL. (Ο αύξων αριθμός αντιστοιχεί στους σταθμούς του Πίνακα 6.2).

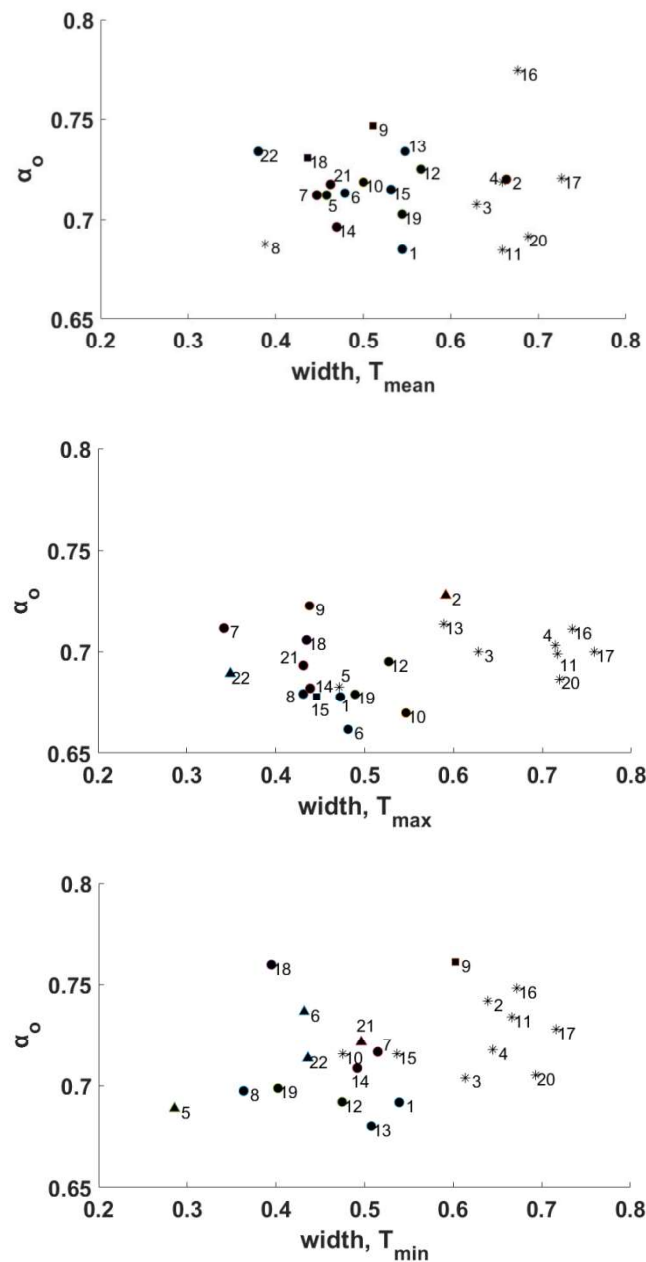
α/α Σταθμού	Φασματικό εύρος $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$			Τιμή του α για $f(\alpha)=\max$ (α_0)			Παράμετρος ασυμμετρίας B			Τύπος αποκοπής		
	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_{mean}	T_{max}	T_{min}
23	0.491	0.584	0.387	0.791	0.728	0.731	0.339	0.320	0.565	L	L	LL
24	0.577	0.542	0.517	0.697	0.668	0.713	0.294	0.306	0.298	L	LL	L
25	0.494	0.449	0.516	0.693	0.670	0.694	0.255	0.325	-0.082	L	L	S
26	0.488	0.487	0.511	0.683	0.694	0.676	0.068	0.043	-0.106	L	L	S
27	0.426	0.499	0.311	0.751	0.749	0.733	0.720	0.450	0.704	L	L	L
28	0.409	0.334	0.195	0.742	0.722	0.750	-0.022	0.455	-0.328	R	L	L
29	0.458	0.405	0.459	0.743	0.752	0.731	0.121	0.410	0.312	L	L	L
30	0.367	0.541	0.312	0.776	0.753	0.765	0.165	0.600	1.046	L	L	S
31	0.408	0.452	0.373	0.759	0.751	0.721	-0.098	-0.233	0.114	S	R	L
32	0.392	0.397	0.445	0.700	0.653	0.751	0.139	0.125	0.180	L	L	L
33	0.506	0.431	0.463	0.716	0.689	0.743	0.337	0.341	0.294	L	L	L
34	0.459	0.448	0.385	0.703	0.677	0.684	0.262	0.099	0.270	L	S	L
35	0.489	0.418	0.487	0.707	0.688	0.710	-0.058	-0.052	-0.275	S	S	R

12.3 Συσχετίσεις μεταξύ παραμέτρων του multifractal φάσματος

Και σε αυτή την περίπτωση, εξετάστηκε αρχικά η σχέση της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους με την παράμετρο ασυμμετρίας B και στη συνέχεια η σχέση των δύο πρώτων παραμέτρων με τον τύπο αποκοπής φάσματος (truncation type). Δεν βρέθηκε ούτε εδώ ξεκάθαρη σχέση μεταξύ της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους. Όμως εξετάζοντας τις δύο αυτές παραμέτρους ως προς τον τύπο αποκοπής φάσματος προέκυψε μία

καλά καθορισμένη ομάδα σταθμών με τύπο αποκοπής LL για $\alpha_o > 0.68$ και φασματικό εύρος μεγαλύτερο του 0.6 για όλες τις χρονοσειρές θερμοκρασίας (T_{mean} , T_{max} και T_{min}) όπως φαίνεται στο Σχήμα 12.6. Το εύρημα αυτό είναι παρόμοιο με εκείνο του Σχήματος 9.8 του Κεφαλαίου 9, όπου για την αποεποχικοποίηση είχε χρησιμοποιηθεί η μέθοδος της αφαίρεσης των μέσων τιμών για κάθε ημερολογιακή ημέρα.

Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα που προέκυψαν με τις δύο μεθόδους αποεποχικοποίησης (αφαίρεση μέσων τιμών ημερολογιακών τιμών και STL), δεν διαπιστώθηκε αξιόλογη βελτίωση όταν χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος STL. Επομένως κρίνεται σκόπιμο να χρησιμοποιηθεί για τη συνέχεια της διατριβής η μέθοδος αφαίρεσης των μέσων τιμών των ημερολογιακών ημερών κυρίως λόγω της απλότητάς της.



Σχήμα 12.6: Διαγράμματα διασποράς του φασματικού εύρους με την παράμετρο α_o ως προς τον τύπο αποκοπής του φάσματος (LL : * ; L : • ; S : ■ ; R : ▲). Οι αριθμοί που φαίνονται αντιστοιχούν στον αύξοντα αριθμό του αντίστοιχου Μετεωρολογικού Σταθμού (από Πίνακα 6.1).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 13

Εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA σε reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας

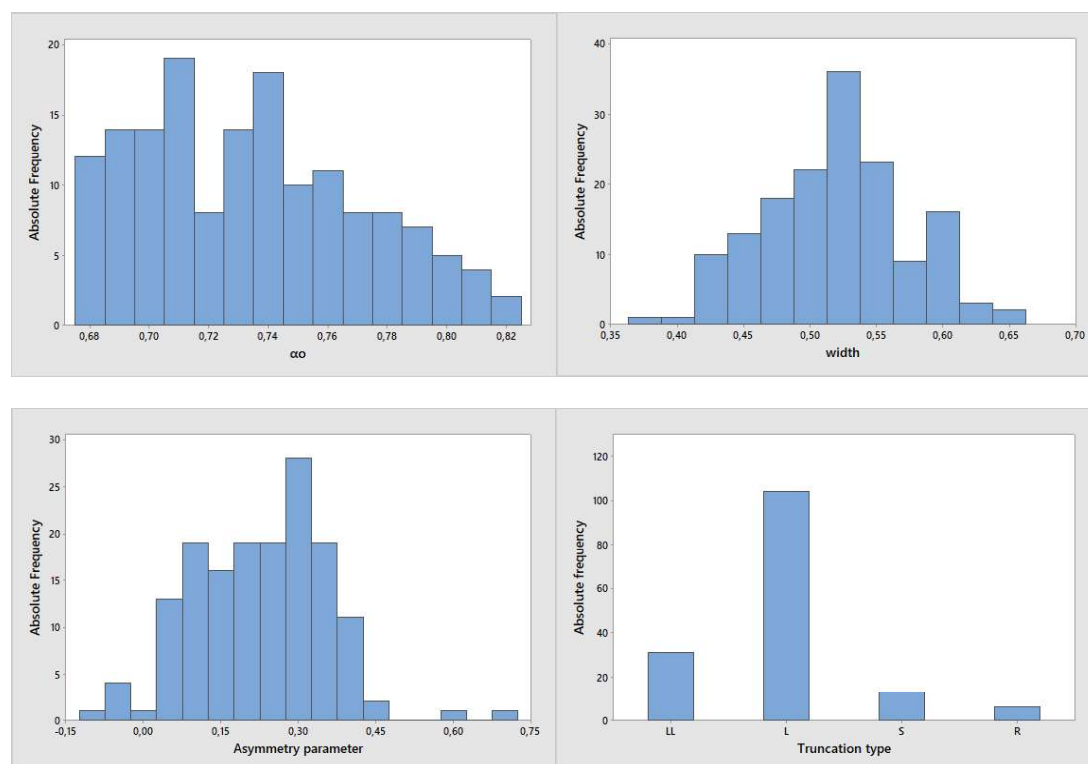
13.1 Εφαρμογή της MF-DFA μεθόδου

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόζεται στα 154 σημεία του πλέγματος του Σχήματος 6.10 (Kalamaras et al., 2018b; Philippopoulos et al., 2019). Οι χρονοσειρές που χρησιμοποιούνται για την εφαρμογή της μεθόδου είναι χρονοσειρές μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας, κάθε τιμή των οποίων προκύπτει από τη μέση τιμή των 4 διαθέσιμων τιμών κάθε ημέρας (00, 06, 12 και 18 UTC). Ο τρόπος αυτός εύρεσης της μέσης ημερήσιας τιμής θερμοκρασίας είναι απόλυτα συμβατός με τα οριζόμενα από τον WMO (2011). Πρέπει επίσης να αναφερθεί ότι οι χρονοσειρές της ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας από τα Reanalysis δεδομένα παρουσιάζουν ορισμένα πλεονεκτήματα σε σύγκριση με τις χρονοσειρές που προέρχονται από δεδομένα παρατήρησης. Τα πιο σημαντικά είναι ότι, οι χρονοσειρές των Reanalysis δεδομένων είναι πλήρεις, δηλαδή δεν έχουν καθόλου κενά όπως συμβαίνει αρκετές φορές με δεδομένα που προέρχονται από παρατηρήσεις και επιπρόσθετα, όπως αναφέρεται και από τους Dee et al. (2011), τα Reanalysis δεδομένα υπόκεινται σε μία αρκετά σχολαστική διαδικασία ποιοτικού ελέγχου.

Από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις 154 χρονοσειρές ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας, προκύπτουν γενικά τα ίδια διαγράμματα $F_q(s)$, $h(q)$ και $f(\alpha)$ με τα δεδομένα παρατήρησης που προέρχονται από τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς του Πίνακα 6.1 και που παρουσιάστηκαν στην Ενότητα 9.1. Αντιπροσωπευτικά φάσματα $f(\alpha)$ των σημείων του πλέγματος που είναι πλησιέστερα στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του Πίνακα 6.1 παρατίθενται στο Παράρτημα Ε.

Εστιάζοντας στις παραμέτρους που προέκυψαν από τις παραμέτρους των multifractal φασμάτων, παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_0 παίρνουν τιμές από 0.675 μέχρι 0.819. Δηλαδή και στις τιμές της ημερήσιας θερμοκρασίας από τα Reanalysis δεδομένα είναι $\alpha_0 > 0.5$, επομένως όλες αυτές οι χρονοσειρές παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις. Οι τιμές του εύρους (width) των φασμάτων παίρνουν τιμές από 0.380 μέχρι και 0.650 και οι τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B παίρνουν τιμές από -0.087 μέχρι 0.698. Γενικά παρατηρείται ότι οι τιμές των τριών αυτών παραμέτρων του φάσματος βρίσκονται στα ίδια επίπεδα με τις αντίστοιχες τιμές που βρέθηκαν από τις ημερήσιες μέσες θερμοκρασίες των σταθμών του ελληνικού χώρου (Πίνακας 6.1). Αναφορικά με τον τύπο αποκοπής (truncation type) του φάσματος, και στην περίπτωση των Reanalysis δεδομένων προκύπτει ότι υπερσχύει ο τύπος του αριστερά κομμένου φάσματος όπως και στην περίπτωση των δεδομένων που προέρχονται από παρατήρηση.

Τα ιστογράμματα του Σχήματος 13.1 δίνουν μια πιο διαφωτιστική εικόνα για την κατανομή συχνοτήτων των τιμών των multifractal φασμάτων.

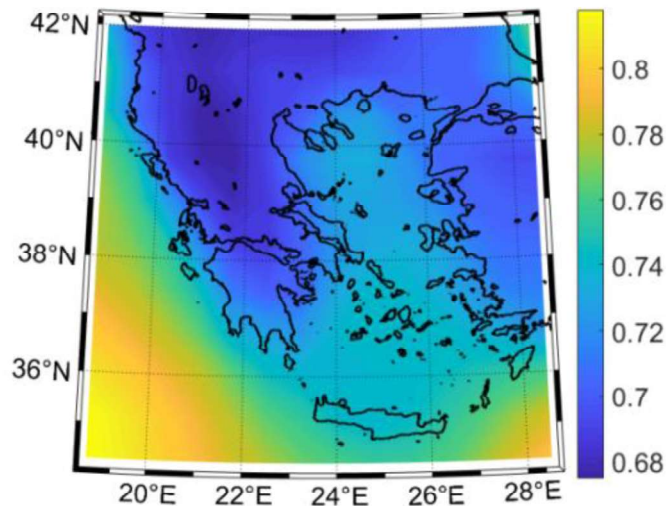


Σχήμα 13.1: Ιστογράμματα κατανομής συχνοτήτων των βασικών χαρακτηριστικών των παραμέτρων των multifractal φασμάτων των 154 χρονοσειρών των δεδομένων του ERA – Interim Reanalysis.

13.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων

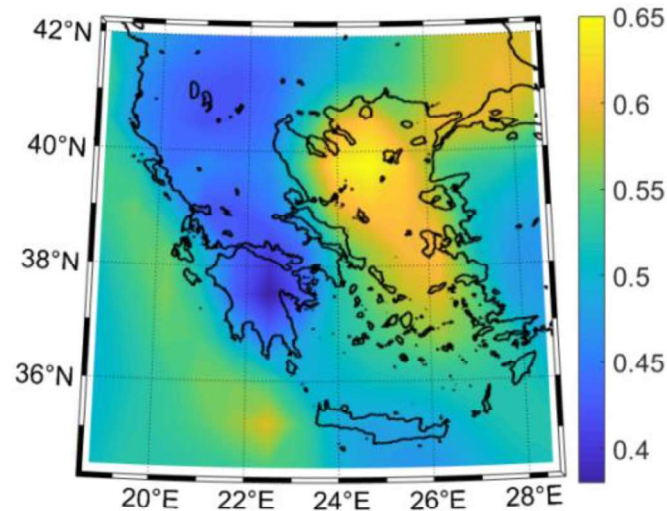
Με βάση τα αποτελέσματα που βρέθηκαν για τις βασικές παραμέτρους των multifractal φασμάτων για τα δεδομένα ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από το ERA – Interim Reanalysis, μπορούν να εκτιμηθούν οι χωρικές κατανομές τους. Οι χωρικές κατανομές για τις παραμέτρους α_0 , εύρος φάσματος, B και τύπο αποκοπής φαίνονται στα Σχήματα 13.2 – 13.5.

Αναφορικά με τη χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 για τα reanalysis δεδομένα παρατηρείται ότι είναι σαφής η επίδραση της ύπαρξης θάλασσας ή ξηράς, αφού φαίνεται καθαρά από το Σχήμα 13.2 ότι πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές η παράμετρος α_0 παίρνει μεγαλύτερες τιμές από ότι πάνω από την ξηρά. Αυτό σημαίνει ότι οι ημερήσιες τιμές της θερμοκρασίας πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές παρουσιάζουν σε εντονότερο βαθμό μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις και πιο επίμονη συμπεριφορά σε σύγκριση με τις χερσαίες περιοχές. Το αίτιο για αυτή τη συμπεριφορά είναι η μεγάλη θερμοχωρητικότητα της θάλασσας, η οποία προκαλεί τη σημαντική μείωση των θερμοκρασιακών μεταβολών τόσο μέσα σε μία ημέρα, όσο και κατά τη διάρκεια ενός έτους και φυσικά από ημέρα σε ημέρα (Ζαμπάκας, 1981; Φλόκας, 1997). Επομένως η οποιαδήποτε θερμοκρασιακή μεταβολή (που προκαλείται για παράδειγμα λόγω μιας ατμοσφαιρικής διαταραχής) θα είναι εντονότερη πάνω από την ξηρά παρά πάνω από τη θάλασσα.



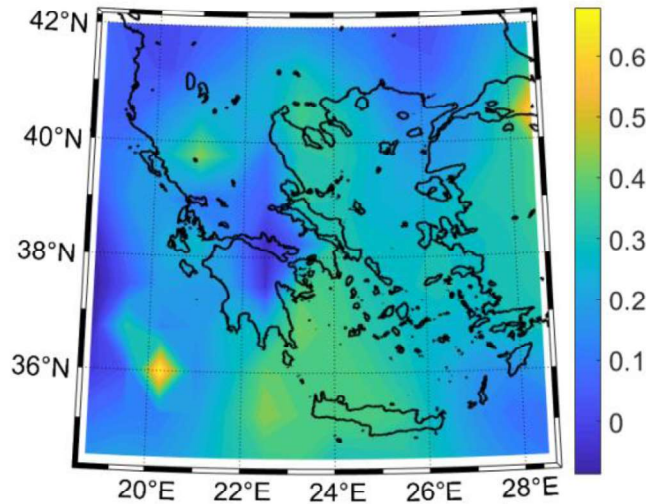
Σχήμα 13.2: Χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 για τα reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας.

Αναφορικά τη χωρική κατανομή του φασματικού εύρους, (Σχήμα 13.3) παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές του φασματικού εύρους παρατηρούνται πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Αντίθετα, πάνω από την ξηρά παρατηρείται ότι το φασματικό εύρος παίρνει μικρότερες τιμές. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η θερμοκρασία παρουσιάζει μεγαλύτερες μεταβολές πάνω από τις χερσαίες περιοχές. Γενικά έχει αποδειχτεί ότι στον ελλαδικό χώρο σημειώνονται αξιόλογες μεταβολές στη θερμοκρασία της επιφάνειας τόσο του γυμνού όσο και του χλοερού εδάφους (Livadas και Goutsidou, 1973). Άρα και τα άμεσα υπερκείμενα στρώματα αέρα (στο ύψος των 2 μέτρων) από την επιφάνεια του εδάφους θα εμφανίζουν σημαντικές μεταβολές στη θερμοκρασία. Οι αξιόλογες μεταβολές της θερμοκρασίας πάνω από χερσαίες περιοχές παρουσιάζονται σε διάφορες κλίμακες, για παράδειγμα κατά τη διάρκεια του έτους (χειμώνας – καλοκαίρι), σε ατμοσφαιρικές διαταραχές συνοπτικής κλίμακας (για παράδειγμα ψυχρές εισβολές ή διέλευση υφέσεων) ή ακόμα και μέσης κλίμακας (καταιγίδες ή, λαμβάνοντας υπόψη την πολυπλοκότητα του αναγλύφου του εδάφους, καταβατικοί άνεμοι). Βέβαια υπάρχει και η ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας, η οποία ενδιαφέρει στο βαθμό που επηρεάζει τη μέση ημερήσια θερμοκρασία, καθώς η κλίμακα χρόνου που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή είναι μία ημέρα. Οι ανωτέρω παράγοντες προκαλούν διακυμάνσεις της θερμοκρασίας από ημέρα σε ημέρα οι οποίες είναι πιο έντονες (δηλαδή έχουν γενικά μεγαλύτερη τραχύτητα) πάνω από την ξηρά απ' ό,τι πάνω από τη θάλασσα. Αυτό συμβαίνει σε διαφορετικές κλίμακες και μπορεί να υποτεθεί ότι οι μεταβολές της θερμοκρασίας πλησιάζουν κάπως περισσότερο τις μεταβολές που παρατηρούνται σε μία χρονοσειρά λευκού θορύβου. Επομένως μπορεί να θεωρηθεί ότι οι μεταβολές της θερμοκρασίας παρουσιάζουν κάπως παρόμοια αυτοομοιότητα σε διαφορετικές κλίμακες, επομένως έχουν μικρότερο αριθμό φασματικών συστατικών σε σύγκριση με τις μεταβολές της θερμοκρασίας πάνω από θαλάσσιες περιοχές. Πάνω από τις τελευταίες αυτές περιοχές η θερμοκρασία παρουσιάζει μεγαλύτερη εμμονή, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Επομένως το multifractal φάσμα της θα περιέχει και αρκετά φασματικά συστατικά με μεγαλύτερο εκθέτη Hölder α και επομένως θα περιέχει έναν σχετικά μεγαλύτερο αριθμό φασματικών συστατικών σε σχέση με τη θερμοκρασία πάνω από την ξηρά.



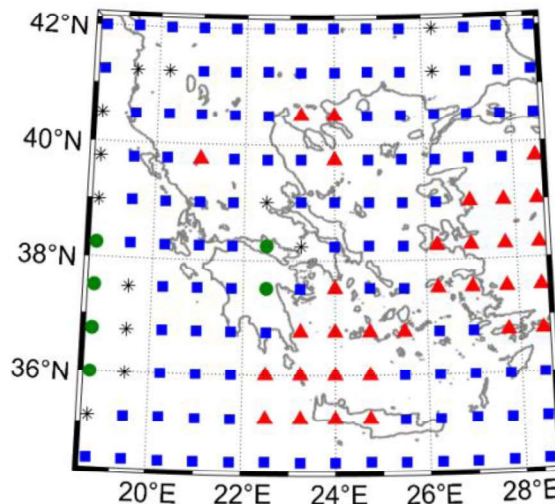
Σχήμα 13.3: Χωρική κατανομή του εύρους του φάσματος για τα reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας.

Η χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B για τα ημερήσια δεδομένα θερμοκρασίας που προέρχονται από το ERA – Interim Reanalysis φαίνεται στο Σχήμα 13.4. Όπως φαίνεται, οι μεγαλύτερες τιμές του συντελεστή ασυμμετρίας βρίσκονται κυρίως πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Όπως έχει αναφερθεί παραπάνω και λαμβάνοντας υπόψη το σχετικό ιστόγραμμα του Σχήματος 13.1, οι σχετικά μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου B είναι θετικές, κάτι που σημαίνει ότι σε αυτή την περίπτωση τα φάσματα θα παρουσιάσουν δεξιά λόξωση και επομένως θα περιέχουν σχετικά περισσότερα υψηλά φασματικά συστατικά (δηλαδή με υψηλότερη τιμή του εκθέτη Hölder α), γεγονός το οποίο επαληθεύεται από τα αναφερθέντα λίγο παραπάνω σχετικά με το υψηλότερο φασματικό εύρος πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Οι σχετικά μικρότερες τιμές του συντελεστή ασυμμετρίας που αντιστοιχούν σε ένα περισσότερο συμμετρικό φάσμα, εμφανίζονται πάνω από αρκετές ηπειρωτικές περιοχές. Αυτό εξηγείται λαμβάνοντας υπόψη τις μεγαλύτερες μεταβολές της θερμοκρασίας πάνω από την ξηρά για τους λόγους που αναφέρθηκαν στην αιτιολόγηση των σχετικά μικρότερων τιμών του εύρους του φάσματος πάνω από χερσαίες περιοχές. Κάτι τέτοιο προκαλεί την εμφάνιση περισσότερων φασματικών συστατικών με μικρότερες τιμές του εκθέτη α , κάνοντας το φάσμα περισσότερο συμμετρικό ή σε ελάχιστες περιπτώσεις να παρουσιάζει αριστερή λόξωση (τότε υπερσχύουν τα φασματικά συστατικά με $\alpha < \alpha_0$).



Σχήμα 13.4: Χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B για τα reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας.

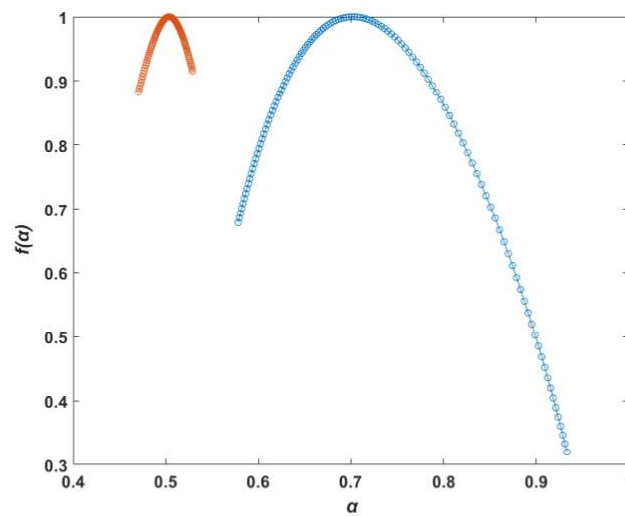
Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή του τύπου αποκοπής του φάσματος (Σχήμα 13.5), παρατηρείται ότι κυριαρχεί ο τύπος του φάσματος που παρουσιάζει αριστερή αποκοπή. Γενικά παρατηρείται σημαντική ομοιότητα με τη χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας του Σχήματος 13.4. Αυτό εξηγείται με την υπενθύμιση ότι το αριστερά κομμένο φάσμα έχει πιο εκτεταμένο το δεξί του σκέλος άρα έχει και περισσότερα φασματικά συστατικά με υψηλή τιμή του εκθέτη Hölder α (υπενθυμίζεται επίσης ότι το φάσμα έχει σχεδιαστεί για $q = -6$ μέχρι $q = +6$). Επομένως γενικά ένα αριστερά κομμένο φάσμα αντιστοιχεί σε φάσμα με δεξιά λόξωση και επομένως με θετική παράμετρο ασυμμετρίας B . Με αντίστοιχο συλλογισμό προκύπτει και το αντίστροφο, δηλαδή ένα δεξιά κομμένο φάσμα αντιστοιχεί σε αρνητική παράμετρο ασυμμετρίας B .



Σχήμα 13.5: Χωρική κατανομή των τύπων αποκοπής των φασμάτων για τα reanalysis δεδομένα θερμοκρασίας. Τα κόκκινα τρίγωνα αντιστοιχούν στον τύπο LL, τα μπλε τετράγωνα στον τύπο L, οι αστερίσκοι στον τύπο S και οι πράσινοι κύκλοι στον τύπο R.

13.3 Προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των δεδομένων από reanalysis

Η εξέταση της προέλευσης των multifractal ιδιοτήτων για τις χρονοσειρές θερμοκρασίας από το ERA – Interim reanalysis γίνεται με το «ανακάτεμα» των τιμών των χρονοσειρών (shuffling). Και σε αυτή την περίπτωση, εφαρμόζοντας την MF-DFA ανάλυση στις «ανακατεμένες» χρονοσειρές, προκύπτουν φάσματα με τιμή της παραμέτρου α_0 ίση με 0.5 και εύρος του φάσματος της τάξης του 0.2. Μία αντιπροσωπευτική εικόνα του φάσματος με χρονοσειρά ημερήσιας θερμοκρασίας από ένα σημείο του πλέγματος πριν και μετά το «ανακάτεμα» φαίνεται στο Σχήμα 13.6.



Σχήμα 13.6. Το multifractal φάσμα μιας χρονοσειράς ημερήσιας θερμοκρασίας από δεδομένα reanalysis πριν (δεξιά) και μετά το «ανακάτεμα» (αριστερά) των τιμών της χρονοσειράς.

Παρατηρείται επομένως ότι μετά το «ανακάτεμα» των τιμών της χρονοσειράς, τα multifractal χαρακτηριστικά της είναι εμφανώς εξασθενημένα, συνεπώς και στην περίπτωση των reanalysis δεδομένων οι multifractal ιδιότητές τους οφείλονται κυρίως στις διαφορετικές μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις για διαφορετικού πλάτους διακυμάνσεις, όπως συμβαίνει και με τις χρονοσειρές που προκύπτουν από δεδομένα παρατήρησης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 14

Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα θερμοκρασίας από παρατηρήσεις και reanalysis

14.1 Σύγκριση αποτελεσμάτων από τα δεδομένα του Πίνακα 6.1 και των reanalysis δεδομένων

Στην Ενότητα αυτή επιχειρείται μία σύγκριση των αποτελεσμάτων που προέρχονται από τις χρονοσειρές ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από παρατηρήσεις των σταθμών του Πίνακα 6.1 και από τις αντίστοιχες χρονοσειρές που προέρχονται από τα reanalysis δεδομένα.

Ως ένα πρώτο βήμα για τη σύγκριση, λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι τα σημεία του πλέγματος των 154 σημείων (από όπου προέρχονται τα reanalysis δεδομένα) δεν συμπίπτουν με τις θέσεις των 22 Μετεωρολογικών Σταθμών του Πίνακα 6.1, θεωρείται σκόπιμο να βρεθούν τα σημεία του πλέγματος που βρίσκονται πλησιέστερα στους σταθμούς αυτούς. Έτσι, οι συντεταγμένες των σημείων του πλέγματος που βρίσκονται πλησιέστερα στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς φαίνονται στον Πίνακα 14.1.

Πίνακας 14.1. Συντεταγμένες των πλησιέστερων σημείων στους Μετεωρολογικούς Σταθμούς.

α/α	Σταθμός	Πλησιέστερο σημείο
1	Αλεξανδρούπολη	40.50N 26.25E
2	Ανδραβίδα	38.25N 21.00E
3	Ελευσίνα	38.25N 23.25E
4	Ελληνικό	38.25N 24.00E
5	Ηράκλειο	35.25N 25.50E
6	Καστοριά	40.50N 21.00E
7	Κέρκυρα	39.75N 20.25E
8	Κύθηρα	36.00N 23.25E
9	Κως	36.75N 27.00E
10	Λαμία	39.00N 22.50E
11	Λάρισα	39.75N 22.50E
12	Λήμνος	39.75N 25.50E
13	Μεθώνη	36.75N 21.75E
14	Μήλος	36.75N 24.75E
15	Μυτιλήνη	39.00N 26.25E
16	Νάξος	36.75N 25.50E
17	Πρέβεζα	39.00N 21.00E
18	Ρόδος	36.00N 27.75E
19	Σκύρος	39.00N 24.75E
20	Σούδα	35.25N 24.00E
21	Θεσσαλονίκη	40.50N 23.25E
22	Τρίπολη	37.50N 22.50E

Στη συνέχεια δημιουργείται ο Πίνακας 14.2 που ακολουθεί και ο οποίος περιέχει τις τιμές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων που προέρχονται από τους 22 σταθμούς του δικτύου της ΕΜΥ (Πίνακας 6.1) και έχουν υπολογιστεί στο Κεφάλαιο 9 (Πίνακας 9.1), καθώς και τις αντίστοιχες τιμές 22 σημείων του πλέγματος του Σχήματος 6.10 τα οποία βρίσκονται το καθένα πλησιέστερα στον αντίστοιχο από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς σύμφωνα με τον Πίνακα 14.1. Σημειώνεται ότι ο αύξων αριθμός του Πίνακα 14.2 συμπίπτει με αυτόν του Πίνακα 14.1.

Πίνακας 14.2. Τιμές των βασικών φασματικών παραμέτρων φάσματος από δεδομένα παρατήρησης (Κεφάλαιο 9) και reanalysis (πλησιέστερο σημείο).

α/α	α_θ από Κεφάλαιο 9	α_θ πλησιέ- στερου σημείου	Εύρος φάσματος από Κεφάλαιο 9	Εύρος φάσματος πλησιέστε- ρου σημείου	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από Κεφάλαιο 9	Παράμετρος Ασυμμετρίας B πλησιέστερου σημείου
1	0.686	0.714	0.541	0.600	0.170	0.177
2	0.720	0.719	0.651	0.502	0.505	0.291
3	0.709	0.705	0.621	0.441	0.439	0.086
4	0.719	0.725	0.629	0.532	0.409	0.344
5	0.713	0.744	0.460	0.484	0.389	0.362
6	0.713	0.675	0.479	0.421	0.055	0.252
7	0.712	0.690	0.442	0.442	0.198	0.272
8	0.688	0.741	0.388	0.498	0.496	0.384
9	0.744	0.737	0.513	0.549	0.016	0.270
10	0.719	0.689	0.474	0.446	0.382	0.066
11	0.685	0.693	0.656	0.466	0.668	0.105
12	0.724	0.724	0.571	0.620	0.251	0.218
13	0.734	0.737	0.547	0.497	0.388	0.283
14	0.697	0.744	0.469	0.536	0.199	0.340
15	0.715	0.717	0.528	0.580	0.270	0.259
16	0.775	0.744	0.677	0.553	0.263	0.297
17	0.721	0.695	0.711	0.426	0.579	0.087
18	0.731	0.756	0.437	0.523	0.099	0.161
19	0.703	0.731	0.544	0.615	0.419	0.271
20	0.692	0.745	0.685	0.490	0.287	0.399
21	0.718	0.702	0.458	0.521	0.282	0.377
22	0.731	0.701	0.358	0.380	0.264	-0.029

Από τον Πίνακα 14.2 παρατηρείται ότι οι διαφορές της παραμέτρου α_θ από τα δεδομένα παρατήρησης και reanalysis είναι μικρές και σε κάθε περίπτωση είναι κάτω από 10%. Επομένως η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι ουσιαστικά η ίδια (θετικές συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας) και για τις δύο κατηγορίες δεδομένων (παρατήρησης και reanalysis). Όσον αφορά το εύρος του φάσματος οι διαφορές είναι γενικά μεγαλύτερες και σε μεμονωμένες περιπτώσεις φθάνουν ως το 40%, ενώ περιστασιακά παρατηρούνται μεγαλύτερες διαφορές για την παράμετρο ασυμμετρίας B . Τα αίτια των διαφορών αυτών θα πρέπει να αναζητηθούν στον τρόπο με τον οποίο λαμβάνονται οι τιμές των χρονοσειρών θερμοκρασίας.

Οι τιμές των χρονοσειρών θερμοκρασίας που προέρχονται από παρατήρηση, λαμβάνονται από θερμόμετρο εντός μετεωρολογικού κλωβού σύμφωνα με τα οριζόμενα από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (WMO, 2012). Από την άλλη πλευρά οι τιμές των χρονοσειρών θερμοκρασίας των δεδομένων από reanalysis δεν προέρχονται μόνο από τις παρατηρήσεις εντός κλωβού, αλλά χρησιμοποιούνται και μετρήσεις από άλλες πηγές, όπως από δορυφόρους (Dee et al., 2011). Επίσης, όπως έχει αναφερθεί οι τιμές θερμοκρασίας που

προέρχονται από τα reanalysis δεδομένα για τις 00 και 12 UTC έχουν υπολογιστεί λαμβάνοντας υπόψη και παρατηρήσεις πριν και μετά από την καθορισμένη ώρα (Berrisford et al., 2011). Ένας ακόμη σημαντικός παράγοντας που επιδρά στις διαφορές μεταξύ των δεδομένων από παρατηρήσεις και reanalysis, είναι το γεγονός ότι όλες οι χρονοσειρές δεδομένων από παρατηρήσεις έχουν ληφθεί από κλωβό που βρίσκεται πάνω από έδαφος, ακόμη και για νησιωτικούς σταθμούς. Αυτό δεν συμβαίνει για τα reanalysis δεδομένα στα σημεία πλέγματος πάνω από θαλάσσιες περιοχές (δηλαδή δεν υπάρχει έδαφος στα σημεία πλέγματος πάνω από θαλάσσιες περιοχές). Αυτό το γεγονός φαίνεται ότι επιδρά σημαντικά στις χωρικές κατανομές των παραμέτρων του multifractal φάσματος για τα reanalysis δεδομένα. Επιπρόσθετα, οι τιμές της θερμοκρασίας από παρατηρήσεις προέρχονται από σημειακές παρατηρήσεις στη θέση του αντίστοιχου Μετεωρολογικού Σταθμού, δηλαδή παρατηρήσεις μόνο από τη θέση που βρίσκεται το αντίστοιχο θερμόμετρο. Οι τιμές θερμοκρασίας από τα reanalysis δεδομένα αφορούν και αυτές σημεία, που είναι τα σημεία πλέγματος που κατά κανόνα δεν συμπίπτουν με τη θέση κάποιου Μετεωρολογικού Σταθμού και οι τιμές προκύπτουν από τη συνεκτίμηση όλων των χρησιμοποιούμενων από το ECMWF πηγών παρατήρησης (και όχι μόνο από ένα θερμόμετρο). Τέλος, πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι η χωρική κατανομή για τις τιμές παρατήρησης προκύπτει από τις τιμές της θερμοκρασίας στις 22 θέσεις των Μετεωρολογικών Σταθμών, ενώ για τις τιμές από τα reanalysis δεδομένα προκύπτει από ένα ομοιόμορφο πλέγμα παρατήρησης σαφώς περισσότερων σημείων, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.10.

14.2 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από ομογενοποιημένα δεδομένα και δεδομένα από reanalysis

Σε αυτή την ενότητα επιχειρείται μία σύγκριση των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος των ομογενοποιημένων δεδομένων ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας, τα οποία εξετάστηκαν στο Κεφάλαιο 11 και των αντίστοιχων δεδομένων που προήλθαν από το reanalysis του ERA – Interim του ECMWF. Για τη σύγκριση λαμβάνονται και εδώ τα πλησιέστερα σημεία του πλέγματος με τους αντίστοιχους σταθμούς από όπου ελήφθησαν τα ομογενοποιημένα δεδομένα. Τα σημεία αυτά είναι τα ίδια με αυτά του Πίνακα 14.1, εκτός από το σταθμό της Κοζάνης για τον οποίο ως πλησιέστερο σημείο του πλέγματος ελήφθη αυτό με συντεταγμένες (40.50N, 21.75E).

Έτσι, παραθέτοντας τις τιμές των βασικών παραμέτρων των φασμάτων για τα ομογενοποιημένα δεδομένα με τις αντίστοιχες τιμές από τα πλησιέστερα σημεία του πλέγματος, δημιουργούνται οι Πίνακες 14.3 και 14.4, όπου τα ομογενοποιημένα δεδομένα προέρχονται από τις μεθόδους HOM και SPLIDHOM αντίστοιχα. Ο αύξων αριθμός σταθμού αντιστοιχεί στον αντίστοιχο αριθμό σταθμού από τον οποίο ελήφθησαν τα ομογενοποιημένα δεδομένα.

Πίνακας 14.3. Τιμές παραμέτρων φάσματος από ομογενοποιημένα δεδομένα (μέθοδος HOM) και δεδομένα reanalysis.

a/a	α_0 μέθοδος HOM	α_0 πλησιέ- στερου σημείου	Εύρος φάσματος μέθοδος HOM	Εύρος φάσματος πλησιέστε- ρου σημείου	Παράμετρος Ασυμμετρίας B μέθοδος HOM	Παράμετρος Ασυμμετρίας B πλησιέστερου σημείου
1	0.690	0.714	0.532	0.600	0.170	0.177
2	0.695	0.719	0.649	0.502	0.505	0.291
3	0.650	0.705	0.401	0.441	0.439	0.086
4	0.686	0.725	0.427	0.532	0.409	0.344
5	0.682	0.744	0.470	0.484	0.389	0.362
6	0.673	0.680	0.608	0.430	0.055	0.235
7	0.693	0.690	0.403	0.442	0.198	0.272
8	0.688	0.741	0.388	0.498	0.496	0.384
9	0.712	0.737	0.463	0.549	0.016	0.270
10	0.661	0.689	0.443	0.446	0.382	0.066
11	0.668	0.693	0.472	0.466	0.668	0.105
12	0.718	0.724	0.562	0.620	0.251	0.218
13	0.734	0.737	0.547	0.497	0.388	0.283
14	0.677	0.744	0.433	0.536	0.199	0.340
15	0.690	0.717	0.510	0.580	0.270	0.259
16	0.715	0.744	0.492	0.553	0.263	0.297
17	0.731	0.695	0.525	0.426	0.579	0.087
18	0.701	0.756	0.472	0.523	0.099	0.161
19	0.689	0.731	0.582	0.615	0.419	0.271
20	0.692	0.745	0.685	0.490	0.287	0.399
21	0.718	0.702	0.458	0.521	0.282	0.377
22	0.679	0.701	0.279	0.380	0.264	-0.029

Πίνακας 14.4. Τιμές παραμέτρων φάσματος από ομογενοποιημένα δεδομένα (μέθοδος SPLIDHOM) και δεδομένα reanalysis.

a/a	α_0 μέθοδος SPLIDHOM	α_0 πλησιέ- στερου σημείου	Εύρος φάσματος μέθοδος SPLIDHOM	Εύρος φάσματος πλησιέστε- ρου σημείου	Παράμετρος Ασυμμετρίας B μέθοδος SPLIDHOM	Παράμετρος Ασυμμετρίας B πλησιέστερου σημείου
1	0.689	0.714	0.538	0.600	0.003	0.177
2	0.695	0.719	0.648	0.502	0.532	0.291
3	0.655	0.705	0.411	0.441	0.235	0.086
4	0.687	0.725	0.426	0.532	0.160	0.344
5	0.682	0.744	0.470	0.484	0.236	0.362
6	0.669	0.680	0.618	0.430	0.583	0.235
7	0.691	0.690	0.408	0.442	0.305	0.272
8	0.688	0.741	0.388	0.498	0.496	0.384
9	0.713	0.737	0.478	0.549	0.181	0.270
10	0.661	0.689	0.447	0.446	0.114	0.066
11	0.668	0.693	0.471	0.466	-0.061	0.105
12	0.717	0.724	0.574	0.620	0.168	0.218
13	0.734	0.737	0.547	0.497	0.388	0.283
14	0.680	0.744	0.435	0.536	0.196	0.340
15	0.692	0.717	0.512	0.580	0.186	0.259
16	0.717	0.744	0.502	0.553	0.201	0.297
17	0.731	0.695	0.529	0.426	0.186	0.087
18	0.701	0.756	0.463	0.523	0.251	0.161
19	0.690	0.731	0.582	0.615	0.514	0.271
20	0.692	0.745	0.685	0.490	0.287	0.399
21	0.718	0.702	0.458	0.521	0.282	0.377
22	0.680	0.701	0.275	0.380	1.343	-0.029

Από τους Πίνακες 14.3 και 14.4 παρατηρείται ότι οι διαφορές της παραμέτρου α_0 από τα ομογενοποιημένα δεδομένα και από τα reanalysis δεδομένα είναι μικρές και σε κάθε περίπτωση είναι κάτω από 10%. Επομένως η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι ουσιαστικά η ίδια (θετικές συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας) και για τις δύο κατηγορίες δεδομένων (ομογενοποίησης και reanalysis). Όσον αφορά το εύρος του φάσματος οι διαφορές είναι γενικά μεγαλύτερες και φθάνουν ως και λίγο πάνω από 40% σε μεμονωμένες περιπτώσεις, ενώ για την παράμετρο ασυμμετρίας B σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρούνται ακόμα μεγαλύτερες διαφορές. Τα αίτια των διαφορών αυτών θα πρέπει και εδώ να αναζητηθούν στον τρόπο με τον οποίο λαμβάνονται οι τιμές των χρονοσειρών θερμοκρασίας όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη Ενότητα.

14.3 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα προερχόμενα από τη μέθοδο STL και δεδομένα από reanalysis

Ενδιαφέρον παρουσιάζει επίσης η σύγκριση των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος των δεδομένων ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέκυψαν από τη μέθοδο αποεποχικοποίησης STL και των αντίστοιχων δεδομένων που προήλθαν από το reanalysis του ERA – Interim του ECMWF. Για τη σύγκριση λαμβάνονται και εδώ τα πλησιέστερα σημεία του πλέγματος με τους αντίστοιχους σταθμούς από όπου ελήφθησαν τα δεδομένα με τη μέθοδο STL. Τα σημεία αυτά είναι τα ίδια με αυτά του Πίνακα 14.1.

Έτσι, παραθέτοντας τις τιμές των βασικών παραμέτρων των φασμάτων που προέκυψαν από τη μέθοδο STL (Κεφάλαιο 12) με αυτές από τα πλησιέστερα σημεία στους αντίστοιχους σταθμούς, δημιουργείται ο Πίνακας 14.5.

Πίνακας 14.5 Τιμές παραμέτρων φάσματος από δεδομένα προερχόμενα από τη μέθοδο STL και από reanalysis δεδομένα.

a/a	α_0 (STL)	α_0 πλησιέ- στερου σημείου	Εύρος φάσματος (STL)	Εύρος φάσματος πλησιέστε- ρου σημείου	Παράμετρος Ασυμμετρίας B (STL)	Παράμετρος Ασυμμετρίας B πλησιέστερου σημείου
1	0.685	0.714	0.545	0.600	0.180	0.177
2	0.720	0.719	0.664	0.502	0.496	0.291
3	0.708	0.705	0.629	0.441	0.416	0.086
4	0.719	0.725	0.659	0.532	0.399	0.344
5	0.712	0.744	0.458	0.484	0.375	0.362
6	0.713	0.675	0.479	0.421	0.038	0.252
7	0.712	0.690	0.447	0.442	0.224	0.272
8	0.688	0.741	0.388	0.498	0.497	0.384
9	0.747	0.737	0.511	0.549	0.037	0.270
10	0.718	0.689	0.500	0.446	0.478	0.066
11	0.684	0.693	0.659	0.466	0.685	0.105
12	0.725	0.724	0.566	0.620	0.255	0.218
13	0.734	0.737	0.548	0.497	0.396	0.283
14	0.696	0.744	0.470	0.536	0.214	0.340
15	0.715	0.717	0.532	0.580	0.269	0.259
16	0.775	0.744	0.677	0.553	0.305	0.297
17	0.720	0.695	0.727	0.426	0.577	0.087
18	0.730	0.756	0.437	0.523	0.097	0.161
19	0.703	0.731	0.544	0.615	0.409	0.271
20	0.691	0.745	0.688	0.490	0.287	0.399
21	0.717	0.702	0.463	0.521	0.299	0.377
22	0.734	0.701	0.380	0.380	0.317	-0.029

Από τον Πίνακα 14.5 παρατηρείται ότι οι διαφορές της παραμέτρου α_0 από τα δεδομένα της μεθόδου STL και τα reanalysis δεδομένα είναι μικρές και κάτω από 10%. Επομένως η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι ουσιαστικά η ίδια (θετικές συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας) και για τις δύο κατηγορίες δεδομένων (μεθόδου STL και reanalysis). Όσον αφορά το εύρος του φάσματος οι διαφορές είναι σχετικά μεγαλύτερες και σε μεμονωμένες περιπτώσεις είναι της τάξης του 40%, ενώ για την παράμετρο ασυμμετρίας B σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρούνται σημαντικές διαφορές. Τα αίτια των διαφορών αυτών θα πρέπει και σε αυτή την περίπτωση να αναζητηθούν στον τρόπο με τον οποίο λαμβάνονται οι τιμές των χρονοσειρών θερμοκρασίας.

14.4 Έλεγχος βαθμού προσαρμογής της πολυωνυμικής καμπύλης στα φάσματα

Στην ενότητα αυτή γίνεται έλεγχος του βαθμού προσαρμογής της πολυωνυμικής καμπύλης (παραβολής) της μεθόδου των Shimizu et al. (2002) η οποία χρησιμοποιήθηκε βασικά για τον προσδιορισμό του εύρους των φασμάτων, αλλά και για τον υπολογισμό της παραμέτρου ασυμμετρίας B . Συγκεκριμένα, γίνεται έλεγχος του βαθμού προσαρμογής της παραβολής αυτής στα multifractal φάσματα όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη μέθοδο MF-DFA. Για το σκοπό αυτό υπολογίζεται ο συντελεστής προσδιορισμού R^2 για τις τιμές του φάσματος $f(\alpha)$ και των αντίστοιχων τιμών της παραβολής της εξίσωσης (9.1). Με βάση τους υπολογισθέντες συντελεστές R^2 συμπληρώνεται ο Πίνακας 14.6. Στον πίνακα αυτό υπάρχουν οι τιμές των συντελεστών προσδιορισμού που αφορούν τα φάσματα που υπολογίστηκαν στο Κεφάλαιο 9 (από τους 22 Μετεωρολογικούς σταθμούς του Πίνακα 6.1 χρησιμοποιώντας ως μέθοδο αποεποχικοποίησης την αφαίρεση των ημερολογιακών μέσων τιμών), στο Κεφάλαιο 12 (πάλι από τους ίδιους Μετεωρολογικούς Σταθμούς χρησιμοποιώντας για την αποεποχικοποίηση τη μέθοδο STL) και στο Κεφάλαιο 11 (όπου χρησιμοποιήθηκαν τα ομογενοποιημένα δεδομένα).

Από τον Πίνακα 14.6 παρατηρείται ότι σε όλες τις περιπτώσεις ο συντελεστής προσδιορισμού είναι μεγαλύτερος από 0.95 (95%), γεγονός που σημαίνει ότι η προσαρμογή της παραβολής της εξίσωσης (9.1) στα multifractal φάσματα θεωρείται ικανοποιητική. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι αντίστοιχα αποτελέσματα προκύπτουν και για τα φάσματα των χρονοσειρών που προέρχονται από την επα-ανάλυση (reanalysis) του ECMWF.

Πίνακας 14.6 Συντελεστές προσδιορισμού (R^2) για την πολυωνυμική καμπύλη προσαρμογής στα multifractal φάσματα που έχουν υπολογιστεί στα Κεφάλαια 9, 11 και 12. Οι αύξοντες αριθμοί αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα 6.1, εκτός από τα αποτελέσματα του Κεφαλαίου 11 όπου ο σταθμός με αύξοντα αριθμό 6 είναι ο σταθμός της Κοζάνης και όχι της Καστοριάς.

α/α Σταθμού	ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9				ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12			ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11	
	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	T_d	T_{mean}	T_{max}	T_{min}	HOM	SPLITHOM
1	0.998	0.997	0.999	0.996	0.998	0.997	0.999	0.999	0.999
2	0.986	0.990	0.992	0.987	0.986	0.998	0.992	0.985	0.985
3	0.984	0.984	0.982	0.998	0.984	0.984	0.983	0.997	0.997
4	0.985	0.987	0.989	0.993	0.985	0.988	0.989	0.999	0.999
5	0.993	0.989	0.993	0.987	0.993	0.990	0.992	0.997	0.997
6	0.999	0.999	0.996	0.999	0.999	0.999	0.992	0.980	0.981
7	0.998	0.998	0.998	0.995	0.997	0.996	0.998	0.995	0.996
8	0.988	0.993	0.987	0.988	0.988	0.992	0.986	0.988	0.988
9	0.999	0.999	0.997	0.995	0.999	0.998	0.997	0.998	0.998
10	0.992	0.991	0.986	0.970	0.988	0.989	0.986	0.999	0.999
11	0.979	0.982	0.988	0.980	0.979	0.982	0.988	0.999	0.999
12	0.996	0.996	0.998	0.997	0.996	0.996	0.998	0.999	0.998
13	0.991	0.983	0.990	0.997	0.991	0.983	0.991	0.991	0.991
14	0.997	0.997	0.997	0.975	0.997	0.997	0.997	0.997	0.998
15	0.995	0.999	0.995	0.999	0.995	0.999	0.995	0.997	0.997
16	0.990	0.990	0.998	0.992	0.989	0.990	0.988	0.997	0.997
17	0.984	0.983	0.985	0.989	0.984	0.983	0.985	0.998	0.998
18	0.999	0.998	0.986	0.997	0.999	0.998	0.984	0.996	0.996
19	0.992	0.994	0.993	0.993	0.992	0.994	0.994	0.987	0.986
20	0.988	0.988	0.987	0.980	0.988	0.988	0.987	0.988	0.988
21	0.996	0.995	0.998	0.999	0.996	0.994	0.998	0.996	0.996
22	0.998	0.997	0.999	0.997	0.997	0.998	0.999	0.966	0.959

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 15

Εφαρμογή της MF-DFA μεθόδου σε δεδομένα reanalysis του σημείου δρόσου

15.1 Η εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA

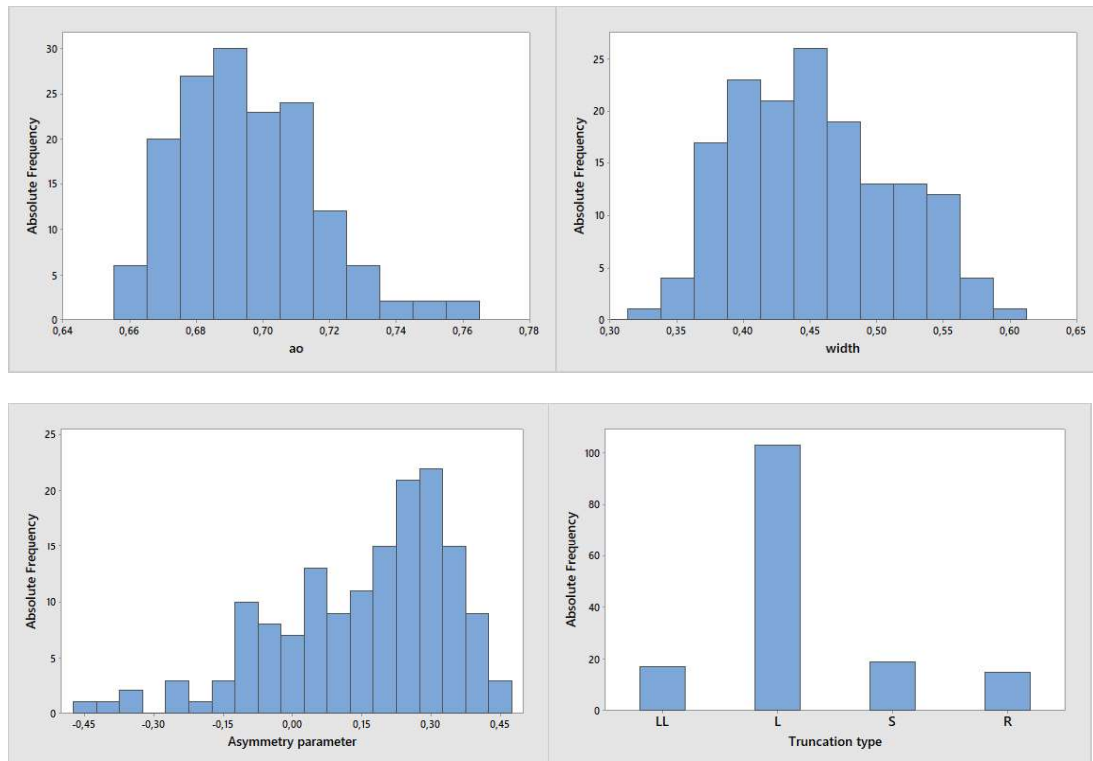
Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του ERA – Interim Reanalysis που προέρχονται από τα 154 σημεία του πλέγματος του Σχήματος 6.10 ελήφθησαν στη συνέχεια οι χρονοσειρές του σημείου δρόσου στα 2 μέτρα Συγκεκριμένα, τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν ημερήσιες τιμές σημείου δρόσου στα 2 μέτρα για τις ώρες 00, 06, 12 και 18 UTC. Από τις ώρες αυτές λαμβάνεται ο μέσος όρος κάθε ημέρας, οπότε προκύπτουν οι χρονοσειρές της ημερήσιας μέσης τιμής του σημείου δρόσου για τα 154 σημεία του πλέγματος, δηλαδή συνολικά 154 χρονοσειρές.

Εφαρμόζοντας τη μέθοδο MF-DFA στις 154 χρονοσειρές ημερήσιας τιμής σημείου δρόσου, προκύπτουν σε γενικές γραμμές τα ίδια διαγράμματα $F_q(s)$, $h(q)$ και $f(\alpha)$ με τα δεδομένα παρατήρησης που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Αντιπροσωπευτικά φάσματα $f(\alpha)$ των σημείων του πλέγματος που είναι πλησιέστερα στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του Πίνακα 6.1 παρατίθενται στο Παράρτημα Ε.

Εστιάζοντας στις παραμέτρους που προέκυψαν από τις παραμέτρους των multifractal φασμάτων, παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_0 παίρνουν τιμές από 0.659 μέχρι 0.762. Δηλαδή και στις τιμές της ημερήσιας θερμοκρασίας από τα reanalysis δεδομένα είναι $\alpha_0 > 0.5$, επομένως όλες οι χρονοσειρές του σημείου δρόσου παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις.

Οι τιμές του εύρους (width) των φασμάτων παίρνουν τιμές από 0.334 μέχρι 0.593 και οι τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B παίρνουν τιμές από -0.451 μέχρι 0.449. Γενικά παρατηρείται ότι οι τιμές της παραμέτρου α_0 του φάσματος βρίσκονται στα ίδια επίπεδα με τις αντίστοιχες τιμές που βρέθηκαν από τις ημερήσιες τιμές του σημείου δρόσου από τους 22 σταθμούς του ελλαδικού χώρου (Πίνακας 6.1). Οι τιμές του εύρους του φάσματος βρίσκονται σε μία σχετικά πιο «στενή» περιοχή σε σύγκριση με τις τιμές του εύρους που βρέθηκαν από τους 22 σταθμούς. Σχετικά με την παράμετρο ασυμμετρίας B , παρατηρείται ότι για τα reanalysis δεδομένα, τα όρια των τιμών είναι μετατοπισμένα προς μικρότερες τιμές της παραμέτρου όμως και σε αυτή την περίπτωση υπερσχύουν οι θετικές τιμές της παραμέτρου B . Αναφορικά με τον τύπο αποκοπής (truncation type) του φάσματος, και στην περίπτωση των reanalysis δεδομένων για το σημείο δρόσου προκύπτει ότι υπερσχύει ο τύπος του αριστερά κομμένου φάσματος όπως και στην περίπτωση των δεδομένων που προέρχονται από παρατήρηση.

Μία καλύτερη εποπτική εικόνα δίνουν τα ιστογράμματα του Σχήματος 15.1 για την κατανομή συχνοτήτων των τιμών των multifractal φασμάτων για τα δεδομένα από το ERA – Interim Reanalysis.

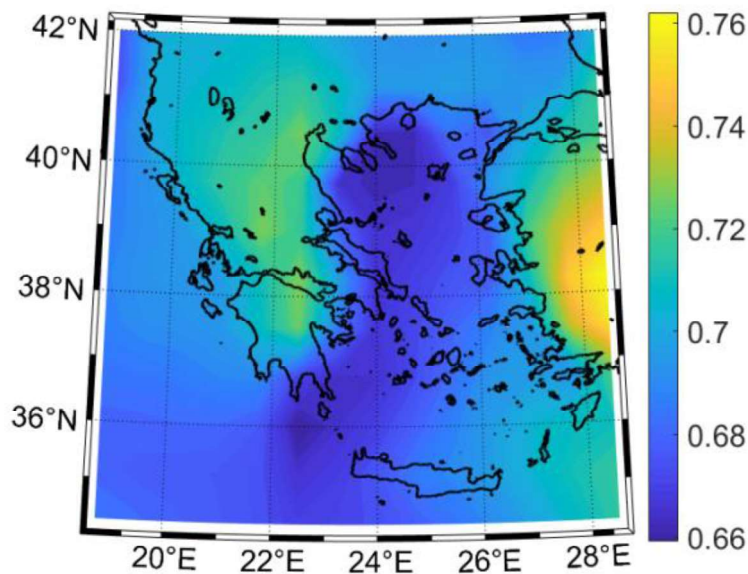


Σχήμα 15.1: Ιστογράμματα κατανομής συχνοτήτων των βασικών χαρακτηριστικών των παραμέτρων των multifractal φασμάτων των 154 χρονοσειρών των δεδομένων του ERA – Interim Reanalysis για το σημείο δρόσου.

15.2 Χωρική κατανομή των βασικών παραμέτρων των φασμάτων

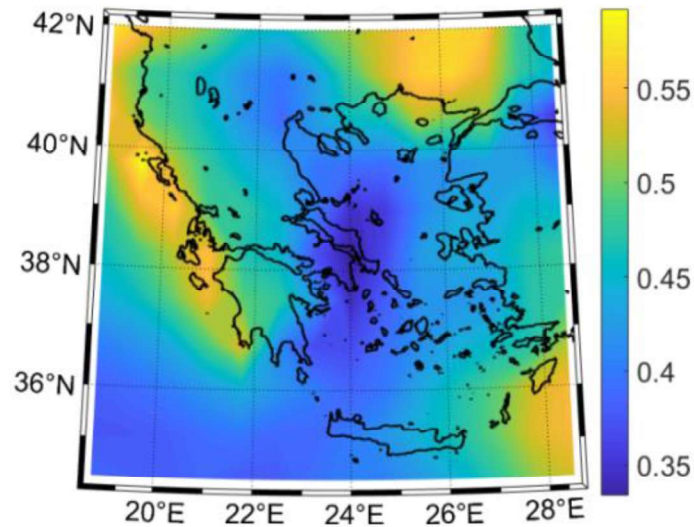
Από τις τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των 154 χρονοσειρών ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου προκύπτουν οι χωρικές κατανομές τους στην περιοχή του ελλαδικού χώρου. Οι κατανομές αυτές, φαίνονται στα Σχήματα 15.2 – 15.5. Προκειμένου να επιχειρηθεί η ερμηνεία της χωρικής κατανομής των Σχημάτων αυτών, επισημαίνεται ότι το σημείο δρόσου εκφράζει το ποσό των υδρατμών που υπάρχουν στον αέρα. Για παράδειγμα, χαμηλό (υψηλό) σημείο δρόσου σημαίνει χαμηλό (υψηλό) ποσό υδρατμών στον αέρα (Ζιακόπουλος, 2008).

Από το Σχήμα 15.2 παρατηρείται ότι οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου α_0 παρατηρούνται πάνω κυρίως από ηπειρωτικές περιοχές και σχετικά υψηλές στη Δυτική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Οι χαμηλότερες τιμές παρατηρούνται πάνω κυρίως από τις θαλάσσιες περιοχές. Στις θαλάσσιες περιοχές το ποσό των υδρατμών στα 2 μέτρα είναι γενικά υψηλότερο από ότι πάνω από τις χερσαίες περιοχές. Επομένως φαίνεται ότι η παρουσία της θάλασσας παίζει σημαντικότερο ρόλο από ότι οι καιρικές μεταβολές, οι οποίες προκαλούν απλά διακυμάνσεις στην ημερήσια ποσότητα υδρατμών γύρω από κάποιο σχετικά υψηλό επίπεδο του ποσού των υδρατμών που περιέχεται στον αέρα. Οι διακυμάνσεις αυτές μπορεί να θεωρηθεί ότι ομοιάζουν περισσότερο με θόρυβο γύρω από ένα υψηλό επίπεδο περιεχόμενων υδρατμών. Αντίθετα, στις υπόλοιπες περιοχές φαίνεται ότι οι καιρικές συνθήκες παίζουν σημαντικότερο ρόλο και δημιουργούν μία μεγαλύτερη εμμονή στη μεταβολή της ποσότητας των υδρατμών από ημέρα σε ημέρα.



Σχήμα 15.2: Χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 για τα reanalysis δεδομένα σημείου δρόσου

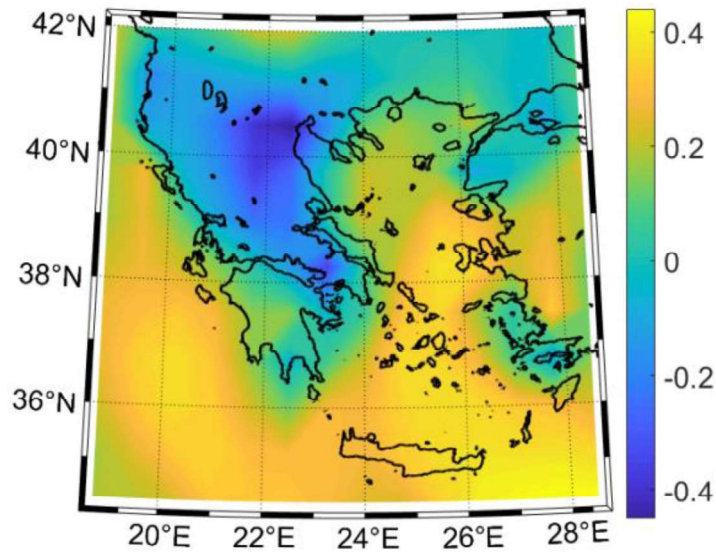
Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή του φασματικού εύρους για τις χρονοσειρές που προέρχονται από τα reanalysis δεδομένα του σημείου δρόσου, από το Σχήμα 15.3 προκύπτει ότι οι μεγαλύτερες τιμές του εύρους παρατηρούνται στη Δυτική, τη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Είναι αρκετά ενδιαφέρον το γεγονός ότι οι περιοχές στις οποίες το φασματικό εύρος είναι σχετικά υψηλό συμπίπτουν σε μεγάλο βαθμό με τις περιοχές που παρατηρούνται μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές. Με δεδομένο ότι το ποσό των υδρατμών κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου βροχής είναι υψηλό, θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι η καιρικότητα είναι εκείνη που δημιουργεί μεταβολή της ημερήσιας ποσότητας υδρατμών σε διαφορετικές κλίμακες. Για παράδειγμα, κατά τη διέλευση ενός βαρομετρικού χαμηλού προκαλείται μεταβολή στη διεύθυνση των ανέμων, η οποία προκαλεί την άνοδο της υγρασίας (με νότιους ανέμους) και στη συνέχεια την πτώση της υγρασίας με ανέμους που πνέουν από βόρειες διευθύνσεις (ενδεικτικά αναφέρονται οι βορειοανατολικοί άνεμοι στη Δυτική Ελλάδα που δρουν ως καταβάτες προκαλώντας αισθητή μείωση της υγρασίας και οι βορειοανατολικοί άνεμοι στην Ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη οι οποίοι, πνέοντας πάνω από ξηρά, μεταφέρουν στις περιοχές αυτές ξηρότερες αέριες μάζες). Στις υπόλοιπες περιοχές δεν παρουσιάζεται τόσο μεγάλη ποικιλία στις μεταβολές της ημερήσιας υγρασίας και, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, πάνω κυρίως από τη θάλασσα υπάρχουν απλά διακυμάνσεις στην ημερήσια ποσότητα υδρατμών γύρω από κάποιο σχετικά υψηλό επίπεδο του ποσού των υδρατμών που περιέχεται στον αέρα και οι οποίες μπορεί να θεωρηθεί ότι ομοιάζουν με θόρυβο.



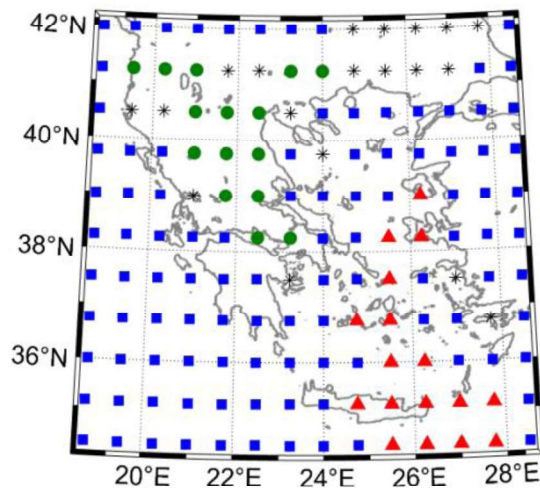
Σχήμα 15.3: Χωρική κατανομή του φασματικού εύρους για τα reanalysis δεδομένα του σημείου δρόσου.

Σχετικά με τη χωρική μεταβολή της παραμέτρου ασυμμετρίας B (Σχήμα 15.4), παρατηρείται ότι γενικά οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου αυτής παρατηρούνται πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές. Αυτό σημαίνει ότι στις περιοχές αυτές τα multifractal φάσματα περιέχουν περισσότερα (και πιο σημαντικά) φασματικά συστατικά τα οποία είναι μεγαλύτερα από την τιμή της παραμέτρου α_0 . Αυτό σημαίνει πιθανώς μία εμμονή σε υψηλές τιμές υγρασίας μεγαλύτερη από ότι πάνω από τις χερσαίες περιοχές.

Η χωρική κατανομή του τύπου αποκοπής (truncation type) των φασμάτων (Σχήμα 15.5), αναδεικνύει το γεγονός ότι πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές υπερισχύει ο τύπος αποκοπής του αριστερά κομμένου φάσματος, ενώ πάνω από τις χερσαίες περιοχές οι περιπτώσεις του συμμετρικού ή δεξιά κομμένου φάσματος είναι περισσότερες. Αυτό σημαίνει ότι πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές υπερισχύει το φάσμα με περισσότερα και ισχυρότερα συστατικά με $\alpha > \alpha_0$, ενώ αντίθετη είναι η κατάσταση πάνω από την ξηρά. Η εικόνα αυτή επιβεβαιώνει τα ευρήματα σχετικά με την παράμετρο ασυμμετρίας του Σχήματος 15.4.



Σχήμα 15.4: Χωρική κατανομή της παραμέτρου ασυμμετρίας B για τα reanalysis δεδομένα του σημείου δρόσου.



Σχήμα 15.5: Χωρική κατανομή του τύπου αποκοπής των φασμάτων για τα reanalysis δεδομένα του σημείου δρόσου. Τα κόκκινα τρίγωνα αντιστοιχούν στον τύπο LL, τα μπλε τετράγωνα στον τύπο L, οι αστερίσκοι στον τύπο S και οι πράσινοι κύκλοι στον τύπο R.

15.3 Σύγκριση των αποτελεσμάτων από δεδομένα παρατηρήσεων και reanalysis για το σημείο δρόσου

Επιχειρείται παρακάτω μία σύγκριση των αποτελεσμάτων που προέρχονται από τις χρονοσειρές ημερήσιας μέσης τιμής του σημείου δρόσου που προέρχονται από παρατηρήσεις και από τις αντίστοιχες χρονοσειρές που προέρχονται από τα reanalysis δεδομένα.

Για το λόγο αυτό δημιουργείται ο Πίνακας 15.1, ο οποίος περιέχει τις τιμές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος που προέρχονται από τους 22 σταθμούς του δικτύου της EMY (που έχουν βρεθεί στο Κεφάλαιο 9, Πίνακας 9.3), καθώς και τις αντίστοιχες τιμές

22 σημείων του πλέγματος τα οποία βρίσκονται το καθένα πλησιέστερα στον αντίστοιχο από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς (Πίνακας 14.1).

Πίνακας 15.1. Τιμές φασματικών παραμέτρων από δεδομένα παρατήρησης και reanalysis για το σημείο δρόσου.

a/a	α_0 από Κεφάλαιο 9	α_0 πλησιέ- στερου σημείου	Εύρος φάσματος από Κεφάλαιο 9	Εύρος φάσματος πλησιέστε- ρου σημείου	Παράμετρος Ασυμμετρίας B από Κεφάλαιο 9	Παράμετρος Ασυμμετρίας B πλησιέστερου σημείου
1	0.701	0.677	0.605	0.501	0.193	0.202
2	0.712	0.697	0.738	0.555	0.478	0.154
3	0.746	0.699	0.409	0.373	-0.143	-0.347
4	0.675	0.666	0.775	0.334	-0.271	0.075
5	0.691	0.692	0.351	0.451	0.471	0.376
6	0.794	0.714	0.485	0.453	-0.122	-0.220
7	0.707	0.709	0.448	0.517	0.265	-0.051
8	0.747	0.666	0.310	0.404	0.422	0.293
9	0.704	0.698	0.510	0.457	-0.214	0.071
10	0.717	0.718	0.435	0.451	0.720	-0.232
11	0.738	0.720	0.652	0.432	0.618	-0.257
12	0.710	0.669	0.567	0.417	0.101	0.169
13	0.697	0.692	0.578	0.541	0.182	0.160
14	0.826	0.674	0.369	0.395	0.775	0.372
15	0.725	0.680	0.437	0.440	-0.087	0.298
16	0.756	0.685	0.610	0.419	0.378	0.358
17	0.693	0.710	0.778	0.484	0.444	-0.103
18	0.752	0.710	0.556	0.532	0.093	0.303
19	0.780	0.667	0.417	0.355	0.360	0.189
20	0.709	0.677	0.696	0.402	0.409	0.282
21	0.709	0.710	0.449	0.428	-0.109	-0.168
22	0.760	0.726	0.326	0.479	-0.235	0.157

Από τον Πίνακα 15.1 παρατηρείται ότι οι διαφορές της παραμέτρου α_0 μεταξύ των δεδομένων παρατήρησης και reanalysis είναι γενικά μικρές και σε λίγες περιπτώσεις είναι πάνω από 10%. Επομένως η συμπεριφορά κλιμάκωσης είναι ουσιαστικά η ίδια (θετικές συσχετίσεις μεγάλης κλίμακας) και για τις δύο κατηγορίες δεδομένων σημείου δρόσου (παρατήρησης και reanalysis). Όσον αφορά το εύρος του φάσματος οι διαφορές είναι σχετικά μεγαλύτερες και σε μία μεμονωμένη περίπτωση η διαφορά είναι σημαντική, ενώ για την παράμετρο ασυμμετρίας B σε αρκετές περιπτώσεις η διαφορά είναι σημαντική. Τα αίτια των διαφορών αυτών θα πρέπει να αναζητηθούν και σε αυτή την περίπτωση στον τρόπο με τον οποίο λαμβάνονται οι τιμές των χρονοσειρών σημείου δρόσου και είναι ουσιαστικά τα ίδια με αυτά που περιγράφηκαν παραπάνω για τις χρονοσειρές της ημερήσιας θερμοκρασίας.

Για να εξεταστεί η προέλευση των multifractal ιδιοτήτων των χρονοσειρών του σημείου δρόσου γίνεται «ανακάτεμα» των χρονοσειρών και στις νέες χρονοσειρές εφαρμόζεται η MF-DFA ανάλυση. Και σε αυτή την περίπτωση μετά το ανακάτεμα των χρονοσειρών προκύπτει μία εικόνα παρόμοια με αυτή του Σχήματος 9.4, δηλαδή μετά το «ανακάτεμα» των τιμών των χρονοσειρών, τα multifractal χαρακτηριστικά τους είναι εμφανώς εξασθενημένα, συνεπώς και στην περίπτωση των reanalysis δεδομένων του σημείου δρόσου οι multifractal ιδιότητές τους οφείλονται κυρίως στις διαφορετικές μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις για διαφορετικού πλάτους διακυμάνσεις, όπως συμβαίνει και με τις χρονοσειρές που προκύπτουν από δεδομένα παρατήρησης.

Συμπεράσματα

Το αντικείμενο της διδακτορικής διατριβής είναι η πρόβλεψη της συμπεριφοράς των μετεωρολογικών χρονοσειρών μέσω της χρήσης μεθόδων μη γραμμικής ανάλυσης. Σκοπός της διδακτορικής διατριβής είναι η ανάδειξη ορισμένων χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων μετεωρολογικών χρονοσειρών, τα οποία δεν μπορούν να μελετηθούν μέσω των συμβατικών γραμμικών μεθόδων. Ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά αυτών των χρονοσειρών είναι η ύπαρξη μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων, κάτι που σημαίνει ότι η ίδιας μορφής διακύμανση θα παρατηρηθεί και στο μέλλον. Το γεγονός αυτό δίνει τη δυνατότητα πρόβλεψης της μελλοντικής συμπεριφοράς των χρονοσειρών που μελετήθηκαν και κατ' επέκταση τη δυνατότητα πρόβλεψης της συμπεριφοράς της εσωτερικής μεταβλητότητας του κλίματος στο μέλλον. Επίσης η ανάλυση αυτή θα μπορούσε να αποτελέσει μία αναφορά βάσει της οποίας θα μπορούσε να εξεταστεί η δυνατότητα προσομοίωσης της μη γραμμικής δυναμικής των μετεωρολογικών χρονοσειρών από τα κλιματικά μοντέλα.

Στη διατριβή προτείνεται η χρήση της μη γραμμικής μεθόδου DFA (Detrended Fluctuation Analysis) για τη μελέτη των μετεωρολογικών χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου. Η μέθοδος DFA είναι το πρώτο βήμα για την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA, η οποία είναι μία γενίκευση της μεθόδου DFA και είναι η βασική μέθοδος η οποία χρησιμοποιείται στη διατριβή. Η χρήση της μεθόδου MF-DFA για την ανάλυση των μετεωρολογικών χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου πραγματοποιείται για πρώτη φορά στον ελλαδικό χώρο και εδώ ακριβώς έγκειται η πρωτοτυπία της παρούσας διατριβής. Οι χρονοσειρές αυτές μελετώνται βασικά μέσω των κυριότερων χαρακτηριστικών του multifractal φάσματος, το οποίο προκύπτει από την ανάλυση MF-DFA.

Το γεγονός της δυνατότητας πρόβλεψης της μελλοντικής συμπεριφοράς των χρονοσειρών σε συνδυασμό με το ότι η θερμοκρασία αποτελεί μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους που καθορίζουν το κλίμα ενός τόπου, ανοίγει νέους ορίζοντες στη δυνατότητα πρόγνωσης του κλίματος και ειδικότερα της εσωτερικής μεταβλητότητας του κλίματος, υπό το πρίσμα μάλιστα της κλιματικής αλλαγής. Αυτό μπορεί να θεωρηθεί το σημαντικότερο εύρημα της διατριβής, ειδικά στον ελλαδικό χώρο, από όπου προέρχονται όλες οι χρονοσειρές που αναλύθηκαν. Στην σπουδαιότητα της παρούσας διατριβής συντείνει και η κλιματική ποικιλία που εμφανίζεται στην μικρή σχετικά περιοχή που καλύπτει ο ελλαδικός χώρος εξαιτίας του πολύπλοκου τοπογραφικού αναγλύφου του.

Για την εκπόνηση της διατριβής αξιοποιήθηκαν παρατηρήσεις ημερήσιας θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που προέρχονται από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς της EMY και καλύπτουν την περίοδο από 1/1/1973 μέχρι και 31/12/2014 (αν και κάποιοι από αυτούς τους σταθμούς διαθέτουν χρονοσειρές με λίγο μικρότερο μήκος). Επίσης ελήφθησαν δεδομένα θερμοκρασίας και σημείου δρόσου από τη βάση δεδομένων επανα-ανάλυσης (Reanalysis Data) από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων ERA-Interim, χωρικής ανάλυσης $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ σε 154 σημεία πλέγματος που καλύπτουν τον ελλαδικό χώρο για την περίοδο 1/1/1979 μέχρι και 31/12/2014. Επιπρόσθετα, για λόγους σύγκρισης των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από τους 22 προαναφερθέντες σταθμούς, χρησιμοποιήθηκαν ομογενοποιημένα δεδομένα ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας από 18 Μετεωρολογικούς Σταθμούς της EMY που καλύπτουν βασικά την περίοδο από 1/1/1960 μέχρι και 31/12/2004.

Αρχικά, εφαρμόστηκε η μέθοδος DFA για την εύρεση της βασικής συμπεριφοράς κλιμάκωσης των ημερήσιων χρονοσειρών θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) και

σημείου δρόσου που προέρχονται από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου της EMY. Για όλες τις χρονοσειρές βρέθηκε ότι ο εκθέτης της ευθείας προσαρμογής a είναι της τάξης του 0.7, κάτι που σημαίνει ότι όλες οι χρονοσειρές παρουσιάζουν την ίδια συμπεριφορά κλιμάκωσης η οποία χαρακτηρίζεται από εμμονή και μεγάλης κλίμακας συσχετίσεις. Στη συνέχεια, με βάση τις τιμές του εκθέτη a σχεδιάστηκαν οι χωρικές κατανομές του εκθέτη στον ελλαδικό χώρο από τις οποίες προκύπτει ότι, για τις παραμέτρους θερμοκρασίας σχετικά υψηλότερες τιμές του εκθέτη παρατηρούνται γενικά στη Δυτική Ελλάδα και τη νοτιοανατολική νησιωτική χώρα. Χαρακτηριστικό των περιοχών αυτών είναι ότι γενικά παρουσιάζουν πιο ήπιο κλίμα από τις υπόλοιπες περιοχές. Για το σημείο δρόσου αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι οι περιοχές με τις υψηλότερες τιμές του εκθέτη γενικά συμπίπτουν με τις περιοχές του ελλαδικού χώρου όπου παρατηρούνται τα χαμηλότερα ετήσια ύψη υετού. Δεδομένου ότι το σημείο δρόσου είναι μία παράμετρος υγρασίας, το εύρημα αυτό θα μπορούσε να εξηγηθεί από το γεγονός ότι οι περιοχές με λιγότερα επεισόδια υετού παρουσιάζουν γενικά πιο ομαλές μεταβολές στην υγρασία.

Εξετάστηκαν οι βασικές multifractal ιδιότητες ημερησίων τιμών θερμοκρασίας από έναν σταθμό, την Σούδα. Ειδικότερα, εξετάστηκαν οι ημερήσιες τιμές της μέσης, μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας χρησιμοποιώντας τη μέθοδο MF-DFA. Βρέθηκε ότι γενικά όλες οι χρονοσειρές εμφανίζουν multifractal συμπεριφορά, ειδικά για χρονικές κλίμακες έως 100 ημέρες. Από τον γενικευμένο εκθέτη Hurst $h(q)$ βρέθηκε ότι όλες οι χρονοσειρές που εξετάστηκαν εμφανίζουν μακροχρόνιες θετικές συσχετίσεις, ενώ η multifractality είναι ασθενέστερη για μεγάλες διακυμάνσεις (θετικές τιμές του q). Τα multifractal φάσματα για όλες αυτές τις χρονοσειρές παρουσιάζουν αποκοπή του αριστερού σκέλους (left-truncated), κάτι που σημαίνει ότι οι χρονοσειρές έχουν μία multifractal δομή που έχει πολύ μικρή ευαισθησία σε τοπικές διακυμάνσεις μεγάλου εύρους. Από τις «ανακατεμένες» χρονοσειρές φαίνεται ότι η multifractality των αρχικών χρονοσειρών οφείλεται σε διαφορετικές μακροχρόνιες συσχετίσεις για μικρές και μεγάλες διακυμάνσεις, γιατί οι ανακατεμένες χρονοσειρές εμφανίζονται να έχουν μία πολύ ασθενέστερη multifractality σε σύγκριση με τις αρχικές χρονοσειρές. Αξιοσημείωτο είναι επίσης ότι η multifractal συμπεριφορά είναι περίπου η ίδια για όλες τις χρονοσειρές (μέση, μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία).

Η ανάλυση MF-DFA χρησιμοποιήθηκε σε χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) που προέρχονται από 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Από την ανάλυση προέκυψε ότι οι χρονοσειρές θερμοκρασίας παρουσιάζουν μεγάλη κλίμακας χρονικές συσχετίσεις που δεν μπορούν να περιγραφούν πλήρως από έναν μόνο εκθέτη κλίμακας. Από τα διαγράμματα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ επιβεβαιώθηκε ο multifractal χαρακτήρας όλων των χρονοσειρών, όπως επίσης και από τα διαγράμματα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$, ο οποίος από τα σχετικά διαγράμματα προέκυψε ότι παρουσιάζει σαφή εξάρτηση από το q . Το γεγονός ότι είναι σε όλες τις περιπτώσεις $h(q) > 0.5$ δείχνει ότι οι χρονοσειρές είναι θετικά συσχετισμένες σε μεγάλη κλίμακα. Δίνοντας έμφαση στο multifractal φάσμα $f(\alpha)$, εξετάστηκαν οι βασικότερες παράμετροι του φάσματος όπως ο επικρατούν εκθέτης Hurst (α_0), το εύρος του φάσματος, η παράμετρος ασυμμετρίας B και ο τύπος αποκοπής του φάσματος. Η χωρική κατανομή των ανωτέρω παραμέτρων δείχνει ότι οι περιπτώσεις με μεγαλύτερο φασματικό εύρος θα μπορούσαν να συσχετιστούν με περιοχές όπου οι καιρικές συνθήκες και συνεπώς και η θερμοκρασία επηρεάζονται με έναν πιο «πολύπλοκο» τρόπο σε σύγκριση με τις περιοχές που αντιστοιχούν στις υπόλοιπες περιπτώσεις. Επίσης οι σχετικά υψηλότερες τιμές της παραμέτρου α_0 όπως επίσης και οι υψηλότερες περιοχές της παραμέτρου B συνδέονται με περιοχές που παρουσιάζουν πιο σταθερές κλιματικές συνθήκες. Ο επικρατούν τύπος αποκοπής φάσματος είναι αυτός της

αριστερής αποκοπής και επομένως για τις περισσότερες χρονοσειρές η multifractal δομή τους δεν είναι ευαίσθητη σε μεγαλύτερες τοπικές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Γενικά η ατμοσφαιρική κυκλοφορία και οι καιρικές συνθήκες φαίνεται ότι επηρεάζουν τη μορφή του φάσματος και οι αντίστοιχες χωρικές κατανομές τονίζουν τον πολύπλοκο τρόπο με τον οποίο αλληλεπιδρούν οι διάφορες φυσικές διεργασίες και δείχνουν την σπουδαιότητα ανεύρεσης συσχετίσεων μεταξύ των multifractal χαρακτηριστικών και των διαφόρων διαδικασιών στην ατμόσφαιρα. Επίσης η συσχέτιση μεταξύ της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους με τον τύπο αποκοπής του φάσματος ανέδειξε μία ομάδα σταθμών που παρουσιάζουν παρόμοια multifractal χαρακτηριστικά. Ειδικότερα τα φάσματα με αριστερή αποκοπή φαίνεται να σχετίζονται με υψηλότερες τιμές φασματικού εύρους.

Εξετάστηκε στη συνέχεια η εποχική μεταβολή των κυριότερων παραμέτρων του multifractal φάσματος των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για τρεις Μετεωρολογικούς Σταθμούς που αντιπροσωπεύουν διαφορετικές κλιματικές περιοχές της Ελλάδας. Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι η παράμετρος α_0 παίρνει τη μικρότερη τιμή της κατά το χειμώνα, κάτι που σημαίνει ότι η ημερήσια θερμοκρασία παρουσιάζει σχετικά μικρότερη επίμονη συμπεριφορά το χειμώνα, κάτι που πιθανότατα ερμηνεύεται από τις συχνές καιρικές μεταβολές που λαμβάνουν χώρα κατά τη χειμερινή περίοδο. Το εύρος του φάσματος είναι μεγαλύτερο για το σταθμό της Δυτικής Ελλάδας το χειμώνα και το φθινόπωρο συγκριτικά με τους άλλους σταθμούς. Μία πιθανή εξήγηση για αυτό το γεγονός είναι ότι οι υφέσεις που διέρχονται από τη Δυτική Ελλάδα, σε συνδυασμό με το ανάγλυφο της περιοχής προκαλούν τέτοιες θερμοκρασιακές μεταβολές που ενισχύουν το multifractal χαρακτήρα της χρονοσειράς. Τέλος, αναφορικά με την παράμετρο ασυμμετρίας παρουσιάζει ενδιαφέρον το γεγονός ότι παρουσιάζει αρνητικές τιμές σε όλους τους σταθμούς μόνο την άνοιξη.

Στη συνέχεια εξετάστηκε η συμπεριφορά των multifractal χαρακτηριστικών διαφορετικών χρονοσειρών που γενικά προέρχονται από τους ίδιους μελετώμενους σταθμούς. Για το λόγο αυτό ελήφθησαν οι ομογενοποιημένες χρονοσειρές από τους σταθμούς αυτούς, χρησιμοποιώντας δύο μεθόδους ομογενοποίησης (HOM και SPLIDHOM). Παρατηρήθηκε ότι η συμπεριφορά κλιμάκωσης και τα multifractal χαρακτηριστικά των ομογενοποιημένων χρονοσειρών παραμένουν ουσιαστικά τα ίδια. Κάποιες διαφορές διαπιστώθηκαν στις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος.

Ειδικότερα, για τη χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 για τα ομογενοποιημένα δεδομένα παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές της παρατηρούνται σε θαλάσσιες ή παράκτιες περιοχές, ενώ οι μικρότερες τιμές της βρίσκονται κυρίως στην ηπειρωτική χώρα. Φαίνεται επομένως ότι η κατανομή ξηράς – θάλασσας, παίζει σημαντικό ρόλο για την κατανομή της παραμέτρου α_0 . Προκύπτει γενικά ότι οι ημερήσιες τιμές της θερμοκρασίας πάνω από τις θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές παρουσιάζουν σε εντονότερο βαθμό μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις και πιο επίμονη συμπεριφορά σε σύγκριση με τις ηπειρωτικές περιοχές.

Επίσης παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές του φασματικού εύρους παρατηρούνται γενικά πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές και σε σημαντικό τμήμα της Βόρειας Ελλάδας. Αντίθετα, οι μικρότερες τιμές του φασματικού εύρους είναι εντοπισμένες κυρίως στις ανατολικές ηπειρωτικές περιοχές. Πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές το multifractal φάσμα περιέχει και αρκετά φασματικά συστατικά με μεγαλύτερο εκθέτη Hölder α και επομένως θα περιέχει έναν σχετικά μεγαλύτερο αριθμό φασματικών συστατικών σε σχέση με τη θερμοκρασία πάνω από την ξηρά. Αντίθετα στις περιοχές με μικρό φασματικό εύρος οι τοπικές συνθήκες φαίνεται αν παίζουν το σημαντικότερο ρόλο. Η χωρική ανάλυση της παραμέτρου

ασυμμετρίας των ομογενοποιημένων χρονοσειρών δεν ανέδειξε κάποιες συγκεκριμένες περιοχές που να επικρατούν οι μεγάλες ή οι μικρές τιμές.

Ενδιαφέρον έχει η μελέτη του τρόπου που μεταβάλλονται τα multifractal χαρακτηριστικά των χρονοσειρών θερμοκρασίας όταν επιλεγεί μία διαφορετική μέθοδο αποεποχικοποίησης. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος αποεποχικοποίησης STL και στη συνέχεια εφαρμόστηκε η MF-DFA ανάλυση στις χρονοσειρές που προέκυψαν. Από τα αποτελέσματα δεν προέκυψε κάποια σημαντική διαφοροποίηση στα multifractal χαρακτηριστικά, καθώς επίσης και στις αντίστοιχες χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος. Επομένως η ανάλυση συνεχίστηκε με τη μέθοδο αφαίρεσης των μέσων ημερολογιακών τιμών.

Η μέθοδος MF-DFA εφαρμόστηκε και σε χρονοσειρές του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Η συμπεριφορά κλιμάκωσης των χρονοσειρών αυτών είναι σε γενικές γραμμές παρόμοια με αυτή των χρονοσειρών θερμοκρασίας, δηλαδή παρουσιάζουν επίσης multifractal δομή με μεγάλης διάρκειας θετική συσχέτιση.

Η χωρική κατανομή του φασματικού εύρους για το σημείο δρόσου ανέδειξε υψηλότερες τιμές κυρίως σε μεγάλο τμήμα της Δυτικής Ελλάδας, στη Βορειοανατολική και τη Νοτιοανατολική Ελλάδα. Επομένως τις περιοχές αυτές υπάρχει μια σχετικά μεγάλη ποικιλία τρόπων διακύμανσης της ποσότητας των υδρατμών του αέρα, λόγω διέλευσης βαρομετρικών χαμηλών ή από άλλα μικρότερης κλίμακας αίτια κυρίως λόγω του αναγλύφου της περιοχής. Οι υπόλοιπες περιοχές στις οποίες ανήκουν κυρίως νησιωτικές περιοχές, δεν παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία της διακύμανσης του σημείου δρόσου κυρίως λόγω της πιο ομαλής τοπογραφίας. Η χωρική κατανομή της παραμέτρου α_0 παρουσιάζει χαμηλότερες τιμές στη Δυτική και μεγάλο μέρος της Ανατολικής Ελλάδας καθώς και την Κρήτη. Αυτές οι περιοχές παρουσιάζουν πιο έντονες διακυμάνσεις της ποσότητας των υδρατμών που πιθανότατα οφείλονται σε τοπικά αίτια που μεταβάλλουν σημαντικά την ποσότητα των υδρατμών. Οι υπόλοιπες περιοχές παρουσιάζουν μια πιο επίμονη συμπεριφορά και ο τρόπος μεταβολής της ποσότητας των υδρατμών φαίνεται ότι διαμορφώνεται κυρίως από τις επικρατούσες συνοπτικές καταστάσεις. Επίσης, οι υψηλότερες τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας B παρατηρούνται στη Δυτική και Νότια Ελλάδα, ενώ οι χαμηλότερες σε περιοχές κυρίως της Ανατολικής Ελλάδας και σε ορισμένες ηπειρωτικές περιοχές.

Και για τις χρονοσειρές του σημείου δρόσου η συσχέτιση μεταξύ της παραμέτρου α_0 και του φασματικού εύρους με τον τύπο αποκοπής του φάσματος ανέδειξε μία ομάδα σταθμών που παρουσιάζουν παρόμοια multifractal χαρακτηριστικά και συγκεκριμένα τα φάσματα με αριστερή αποκοπή φαίνεται να σχετίζονται με υψηλότερες τιμές φασματικού εύρους.

Εκτός από τις τιμές θερμοκρασίας που προέρχονται από παρατηρήσεις στους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς, χρησιμοποιήθηκαν και τιμές θερμοκρασίας που προέρχονται από δεδομένα του ERA – Interim reanalysis του ECMWF. Τα reanalysis δεδομένα προέρχονται από ένα πλέγμα 154 σημείων. Εφαρμόζοντας την MF-DFA ανάλυση στις 154 χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας που προκύπτουν, παρατηρείται ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές της παραμέτρου α_0 είναι της τάξης του 0.7, κάτι που σημαίνει ότι οι χρονοσειρές αυτές παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις (αυτό προκύπτει και από τις τιμές του εκθέτη a στα διαγράμματα $F_q(s)$ ως προς s). Οι τιμές του εύρους του φάσματος είναι στα ίδια επίπεδα με αυτές των δεδομένων από παρατήρηση, όπως επίσης και αυτές της παραμέτρου ασυμμετρίας B . Ο τύπος αποκοπής φάσματος που κυριαρχεί και σε αυτή την περίπτωση είναι το αριστερά «κομμένο» φάσμα.

Αναφορικά με τις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τα reanalysis δεδομένα, σημαντικό ρόλο παίζει σε όλες τις παραμέτρους (και κυρίως για το α_0 και το εύρος του φάσματος) η κατανομή ξηράς – θάλασσας. Οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου α_0 παρατηρούνται πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές, κάτι που σημαίνει ότι οι χρονοσειρές των δεδομένων από reanalysis παρουσιάζουν μεγαλύτερη εμμονή στις περιοχές αυτές λόγω της επίδρασης της μεγάλης θερμοχωρητικότητας της θάλασσας. Επίσης οι τιμές του εύρους του φάσματος είναι μικρότερες πάνω από την ξηρά λόγω των εντονότερων διακυμάνσεων της θερμοκρασίας πάνω από την ξηρά (λόγω καιρικών μεταβολών, τοπικών κυκλοφοριών κλπ) κάτι που μπορεί να αποδοθεί στο ότι οι μεταβολές της θερμοκρασίας παρουσιάζουν κάπως παρόμοια αυτοομοιότητα σε διαφορετικές κλίμακες, επομένως έχουν μικρότερο αριθμό φασματικών συστατικών σε σύγκριση με τις μεταβολές της θερμοκρασίας πάνω από θαλάσσιες περιοχές. Οι εντονότερες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας πάνω από την ξηρά οι οποίες προκαλούν την εμφάνιση φασματικών συστατικών με μικρότερο εκθέτη α φαίνεται ότι είναι ο λόγος για την εμφάνιση μικρότερων τιμών του συντελεστή ασυμμετρίας B πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές, όπως και για τη σχετικά μεγαλύτερη εμφάνιση συμμετρικών ή ακόμα δεξιά κομμένων φασμάτων πάνω από ηπειρωτικές περιοχές.

Οι διαφορές ανάμεσα στις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων των δεδομένων θερμοκρασίας από παρατηρήσεις και από reanalysis μπορούν να αποδοθούν σε μία σειρά παραγόντων όπως το γεγονός ότι οι τιμές των reanalysis δεδομένων δεν προέρχονται μόνο από παρατηρήσεις θερμοκρασίας εντός κλωβού αλλά λαμβάνονται υπόψη και άλλες πηγές παρατήρησης. Επίσης το γεγονός ότι για κάποιες συνοπτικές ώρες για την εύρεση των τιμών από reanalysis εμπλέκονται και παρατηρήσεις πριν και μετά από αυτές τις ώρες. Άλλος σημαντικός παράγοντας είναι ότι οι τα δεδομένα από παρατηρήσεις προέρχονται από παρατηρήσεις σε ένα συγκεκριμένο σημείο με ένα συγκεκριμένο όργανο, ενώ τα reanalysis δεδομένα προέρχονται από εκτίμηση μέσω των διαθεσίμων πηγών παρατηρήσεων σε κάθε σημείο πλέγματος. Επίσης η κάλυψη του ελλαδικού χώρου είναι πιο ομοιόμορφη με τα σημεία του πλέγματος για τα reanalysis δεδομένα (τα οποία είναι και περισσότερα) σε σχέση με τις 22 τοποθεσίες των Μετεωρολογικών Σταθμών από όπου προέρχονται τα δεδομένα παρατήρησης.

Επίσης εξετάστηκαν οι διαφορές που παρατηρούνται βασικές παραμέτρους του multifractal φάσματος που προέρχονται από reanalysis δεδομένα και δεδομένα θερμοκρασίας που προέκυψαν από την αποεποχικοποίηση STL. Επιπρόσθετα εξετάστηκαν οι αντίστοιχες διαφορές που παρατηρούνται βασικές παραμέτρους του multifractal φάσματος που προέρχονται από reanalysis δεδομένα και τα ομογενοποιημένα δεδομένα θερμοκρασίας. Και στις δύο αυτές περιπτώσεις προέκυψε ότι για την παράμετρο α_0 οι διαφορές είναι μικρές. Αυτό επιβεβαιώνει ότι η συμπεριφορά κλιμάκωσης όλων των χρονοσειρών σε όλες τις περιπτώσεις χαρακτηρίζεται από μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις. Για το φασματικό εύρος παρατηρούνται κάποιες μεμονωμένες σημαντικές διαφορές, ενώ για την παράμετρο ασυμμετρίας η διαφορά είναι αρκετές φορές μεγάλη. Δηλαδή η παράμετρος ασυμμετρίας επηρεάζεται σημαντικά από τη χρήση διαφορετικών δεδομένων της ίδιας παραμέτρου ακόμα και από τον ίδιο σταθμό.

Εκτός από τις τιμές ημερήσιας θερμοκρασίας, χρησιμοποιήθηκαν και ημερήσιες τιμές του σημείου δρόσου στα 2 μέτρα που προέρχονται από δεδομένα του ERA – Interim reanalysis του ECMWF. Τα reanalysis δεδομένα προέρχονται από το ίδιο πλέγμα των 154 σημείων που χρησιμοποιήθηκε για την ημερήσια θερμοκρασία. Εφαρμόζοντας την MF-DFA ανάλυση στις 154 χρονοσειρές ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου, παρατηρείται ότι τα βασικά

χαρακτηριστικά της συμπεριφοράς κλιμάκωσης και οι σημαντικότερες παράμετροι των multifractal φασμάτων (α_0 , φασματικό εύρος, παράμετρος ασυμμετρίας και τύπος αποκοπής φάσματος) είναι παρόμοια με αυτά που βρέθηκαν για τις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας.

Στις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων του multifractal φάσματος για τα reanalysis δεδομένα του σημείου δρόσου, και σε αυτή την περίπτωση σημαντικό ρόλο παίζει σε όλες τις παραμέτρους η κατανομή ξηράς – θάλασσας. Οι μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου α_0 παρατηρούνται πάνω από τις χερσαίες περιοχές, κάτι που σημαίνει ότι οι χρονοσειρές των δεδομένων από reanalysis παρουσιάζουν μεγαλύτερη εμμόνη στις περιοχές αυτές λόγω των καιρικών συνθηκών που επικρατούν και επηρεάζουν την ποσότητα των υδρατμών σε αυτές τις εποχές σε διάφορες κλίμακες χρόνου. Αντίθετα, πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές παρατηρούνται διακυμάνσεις της ποσότητας των υδρατμών γύρω από τα σχετικά υψηλότερα επίπεδα που επικρατούν πάνω από τη θάλασσα. Όσον αφορά τη χωρική μεταβολή του φασματικού εύρους, παρατηρείται ότι οι σχετικά υψηλότερες τιμές εμφανίζονται γενικά στις περιοχές που υπάρχουν τα μεγαλύτερα ετήσια ύψη βροχής. Αυτή η συμπεριφορά μπορεί να αποδοθεί στο γεγονός ότι οι καιρικές συνθήκες (κυρίως αυτές που ευνοούν τις βροχοπτώσεις) παίζουν σημαντικό ρόλο, καθώς επηρεάζουν την ποσότητα των υδρατμών. Στις περιοχές με μικρό φασματικό εύρος, δεν υπάρχει μεγάλη ποικιλία στις μεταβολές της ποσότητας των υδρατμών και κυρίως πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές υπάρχουν απλά διακυμάνσεις στην ημερήσια ποσότητα υδρατμών γύρω από κάποιο σχετικά υψηλό επίπεδο που μπορεί να θεωρηθεί ότι ομοιάζει με θόρυβο. Η χωρική μεταβολή της παραμέτρου ασυμμετρίας B επηρεάζεται σημαντικά από την παρουσία της θάλασσας, καθώς εκεί παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές της. Επίσης, η επίδραση της θάλασσας είναι σημαντική και στον τύπο αποκοπής του φάσματος όπου πάνω κυρίως από τις θαλάσσιες περιοχές επικρατεί ο τύπος αποκοπής του αριστερά κομμένου φάσματος.

Οι διαφορές ανάμεσα στις χωρικές κατανομές των βασικών παραμέτρων των multifractal φασμάτων των δεδομένων σημείου δρόσου από παρατηρήσεις και από reanalysis μπορούν να αιτιολογηθούν από τους ίδιους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω για τα αντίστοιχα δεδομένα ημερήσιας θερμοκρασίας.

Ένα πολύ γενικό συμπέρασμα για τις χρονοσειρές της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου που προέκυψε από την ανάλυση MF-DFA αποτυπώνεται στα παρακάτω σημεία :

- Όλες οι χρονοσειρές παρουσιάζουν μεγάλης κλίμακας θετικές συσχετίσεις, δηλαδή έχουν επίμονη συμπεριφορά. Με άλλα λόγια, έχουν «μνήμη» γεγονός που επιτρέπει να γίνει πρόβλεψη για τη μελλοντική συμπεριφορά τους.
- Η multifractal δομή συναντάται σε όλες τις χρονοσειρές.
- Οι multifractal ιδιότητες που παρουσιάζουν οι χρονοσειρές οφείλονται κυρίως στις διαφορετικές μακροχρόνιες συσχετίσεις για μικρές και μεγάλες διακυμάνσεις.
- Οι multifractal ιδιότητες των χρονοσειρών επηρεάζονται αρκετά από το ανάγλυφο της περιοχής (τοπογραφία), από την κατανομή ξηράς – θάλασσας και από την εποχή του χρόνου.

Όπως αναφέρθηκε πιο πάνω, η ανάλυση αυτή είναι πρωτοποριακή στον ελληνικό χώρο για την εξέταση των multifractal ιδιοτήτων μετεωρολογικών χρονοσειρών, όπως είναι η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου. Ωστόσο, υπάρχουν αρκετά σημεία πάνω στα οποία μπορεί να συνεχιστεί η έρευνα στο μέλλον. Έτσι λαμβάνοντας υπόψη ότι το κλίμα ενός τόπου καθορίζεται και από άλλες μετεωρολογικές παραμέτρους, η ανάλυση αυτή μπορεί να επεκταθεί και σε χρονοσειρές άλλων μετεωρολογικών παραμέτρων, όπως είναι το ύψος

υετού, η ταχύτητα του ανέμου, η ηλιοφάνεια, η πίεση και άλλες. Επιπρόσθετα μπορεί να ερευνηθεί η επίδραση που έχει στα αποτελέσματα η απαλοιφή τάσεων υψηλότερου βαθμού (δευτέρου, τρίτου κλπ). Μία ακόμα ιδέα είναι η χρήση και άλλων μεθόδων αποεποχικοποίησης, για παραδειγμα με τη χρήση κατάλληλων φίλτρων (Wiener ή κάποιου άλλου τύπου).

Επίσης η ανάλυση αυτή θα μπορούσε να φανεί χρήσιμη για την εκτίμηση των επιδόσεων των κλιματικών μοντέλων όσον αφορά τη δυνατότητά τους να προσομοιώνουν ικανοποιητικά τη μη γραμμική δυναμική της θερμοκρασίας του αέρα. Συγκεκριμένα σε μια μελλοντική μελέτη η προταθείσα μεθοδολογία μπορεί να εφαρμοστεί σε μεγαλύτερες ή και ακόμα παγκόσμιες κλίμακες για πειραματικά δεδομένα θερμοκρασίας και προσομοιώσεις κλιματικών μοντέλων. Συγκρίνοντας αυτά τα αποτελέσματα μπορεί, για παράδειγμα, να εξεταστεί αν οι προσομοιώσεις των κλιματικών μοντέλων αναπαράγουν ικανοποιητικά την συμπεριφορά κλιμάκωσης των δεδομένων θερμοκρασίας που προέρχονται από παρατήρηση για διαφορετικά σενάρια εκπομπής ρύπων.

Παράρτημα Α

Ανάλυση DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου

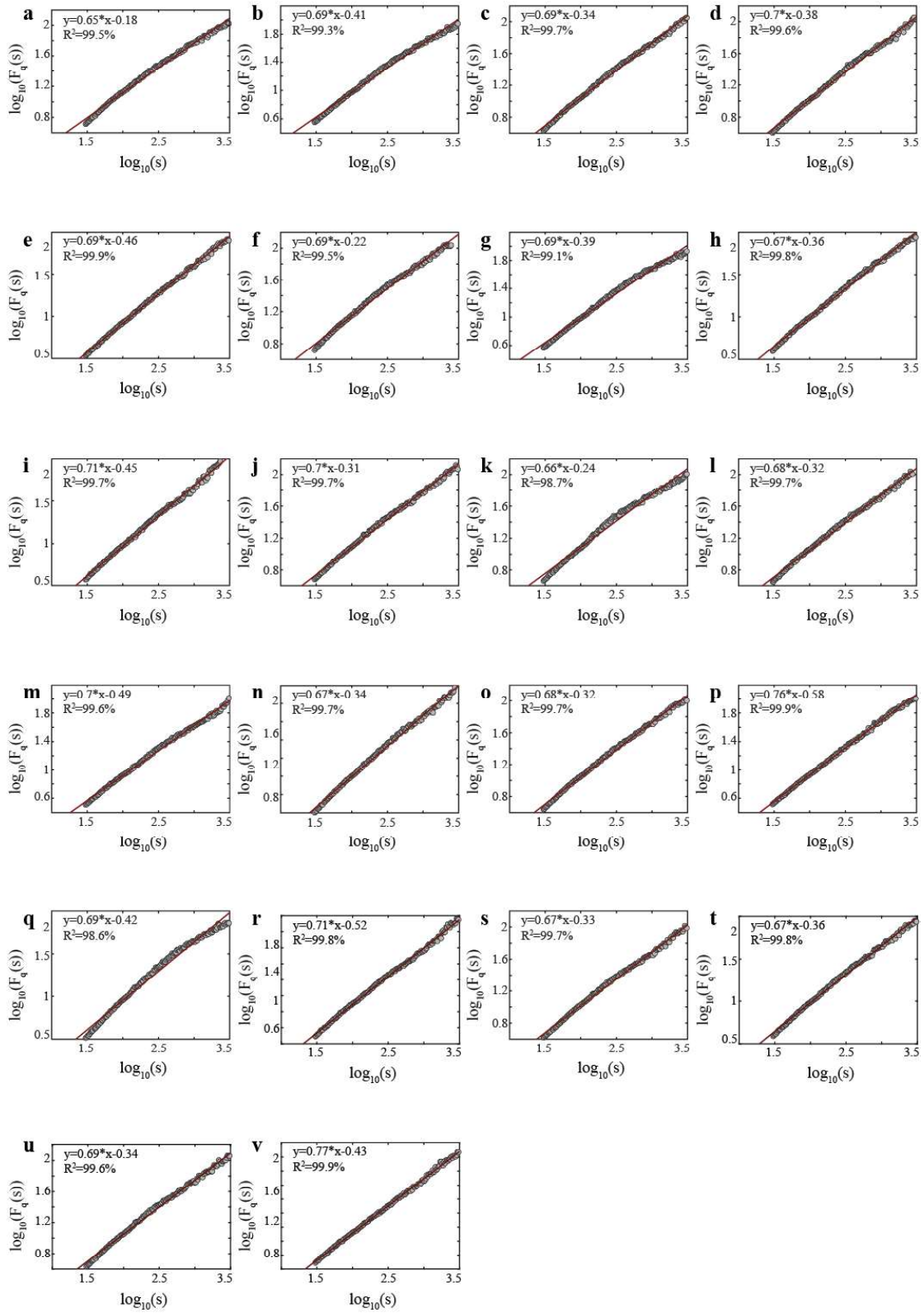
Στο Παράρτημα αυτό απεικονίζονται τα διαγράμματα της συνάρτησης $F(s)$ ως προς s που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη), καθώς και του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου της ΕΜΥ. Σε κάθε διάγραμμα, το γράμμα που βρίσκεται πάνω αριστερά δείχνει το σταθμό από τον οποίο προέρχεται το διάγραμμα αυτό σύμφωνα με τον Πίνακα Α.1.

Πίνακας Α.1. Αντιστοιχία γραμμάτων και Μετεωρολογικών Σταθμών στα Σχήματα που ακολουθούν.

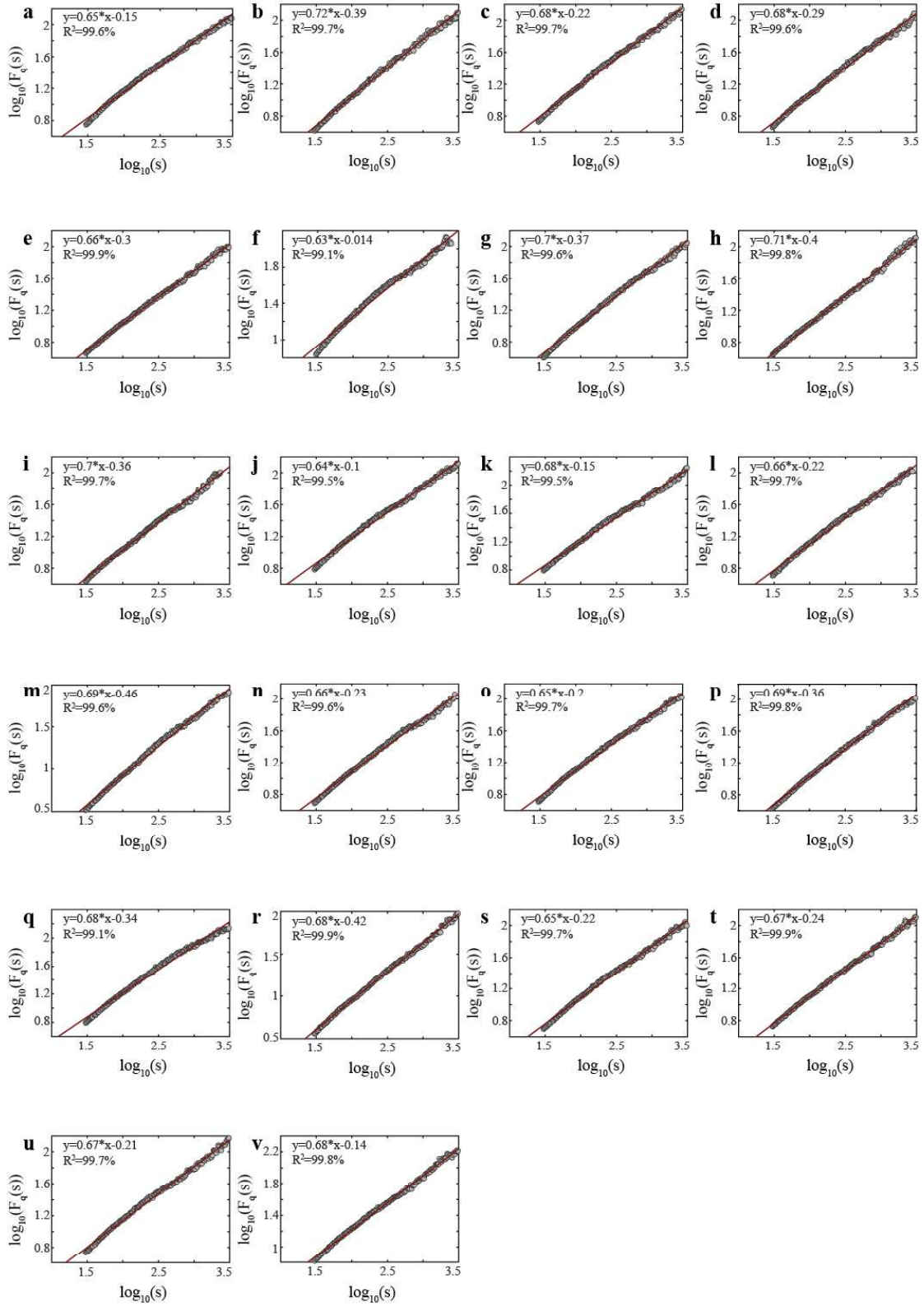
Γράμμα	Όνομα σταθμού	WMO ID
a	Αλεξανδρούπολη	16627
b	Ανδραβίδα	16682
c	Ελευσίνα	16718
d	Ελληνικό	16716
e	Ηράκλειο	16754
f	Καστοριά	16614
g	Κέρκυρα	16641
h	Κύθηρα	16743
i	Κως	16742
j	Λαμία	16675
k	Λάρισα	16648
l	Λήμνος	16650
m	Μεθώνη	16734
n	Μήλος	16738
o	Μυτιλήνη	16667
p	Νάξος	16732
q	Πρέβεζα	16643
r	Ρόδος	16749
s	Σκύρος	16684
t	Σούδα	16746
u	Θεσσαλονίκη	16622
v	Τρίπολη	16710

Η σύμβαση αυτή ακολουθείται και στα Σχήματα των υπόλοιπων παραρτημάτων εκτός αν δεικνύεται διαφορετικά.

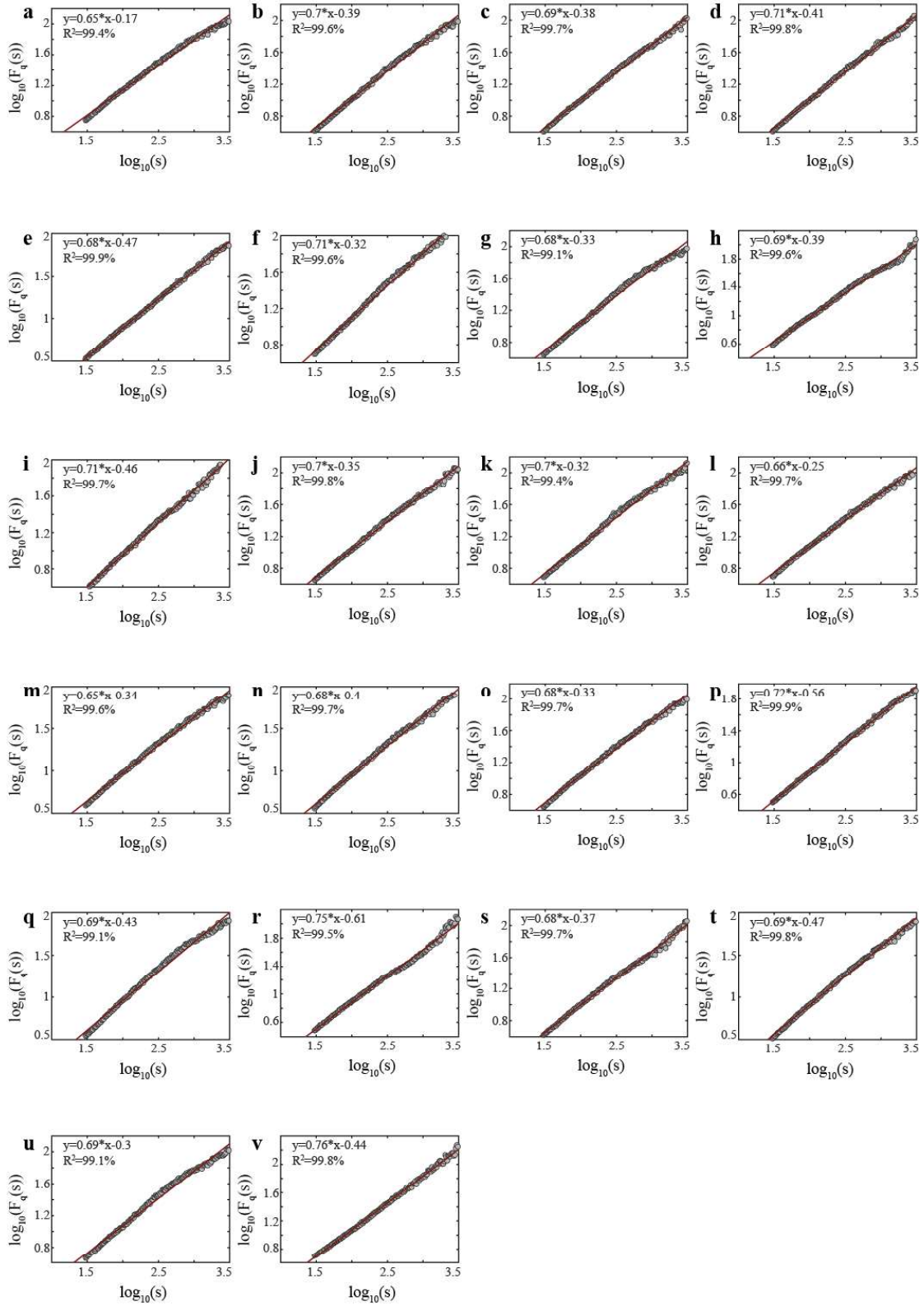
Στα Σχήματα Α.1 – Α.4 απεικονίζονται τα διαγράμματα της συνάρτησης $F(s)$ ως προς s για τις χρονοσειρές της μέσης, μέγιστης και ελάχιστης ημερήσιας θερμοκρασίας, καθώς και των ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου. Επίσης σε κάθε διάγραμμα φαίνεται η εξίσωση της ευθείας παλινδρόμησης, καθώς και η αντίστοιχη τιμή του συντελεστή προσδιορισμού R^2 .



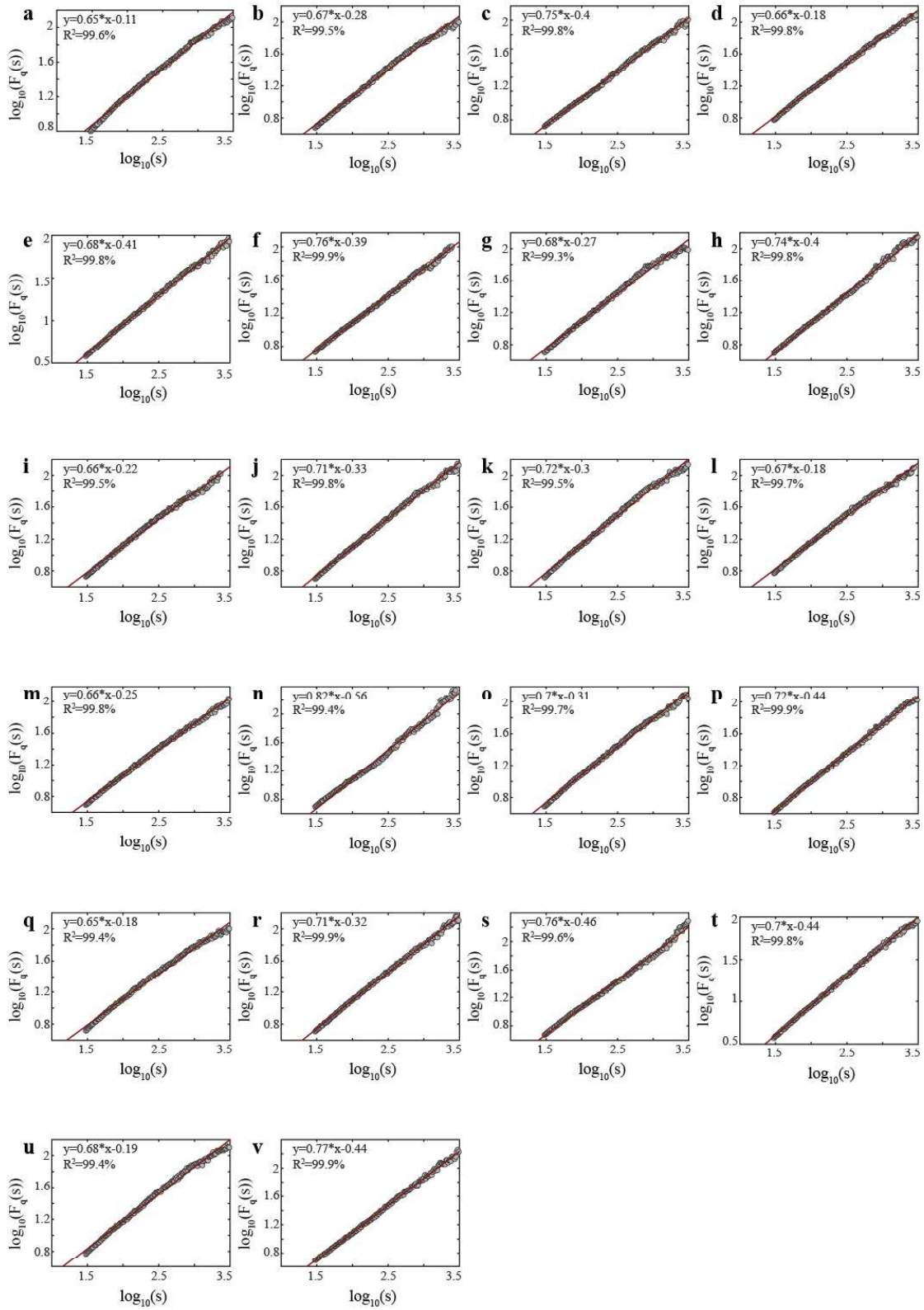
Σχήμα Α.1. Ανάλυση DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε διαγράμματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Α.2. Ανάλυση DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε διαγράμματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Α.3. Ανάλυση DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε διαγράμματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Α.4. Ανάλυση DFA των χρονοσειρών ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε διαγράμματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.

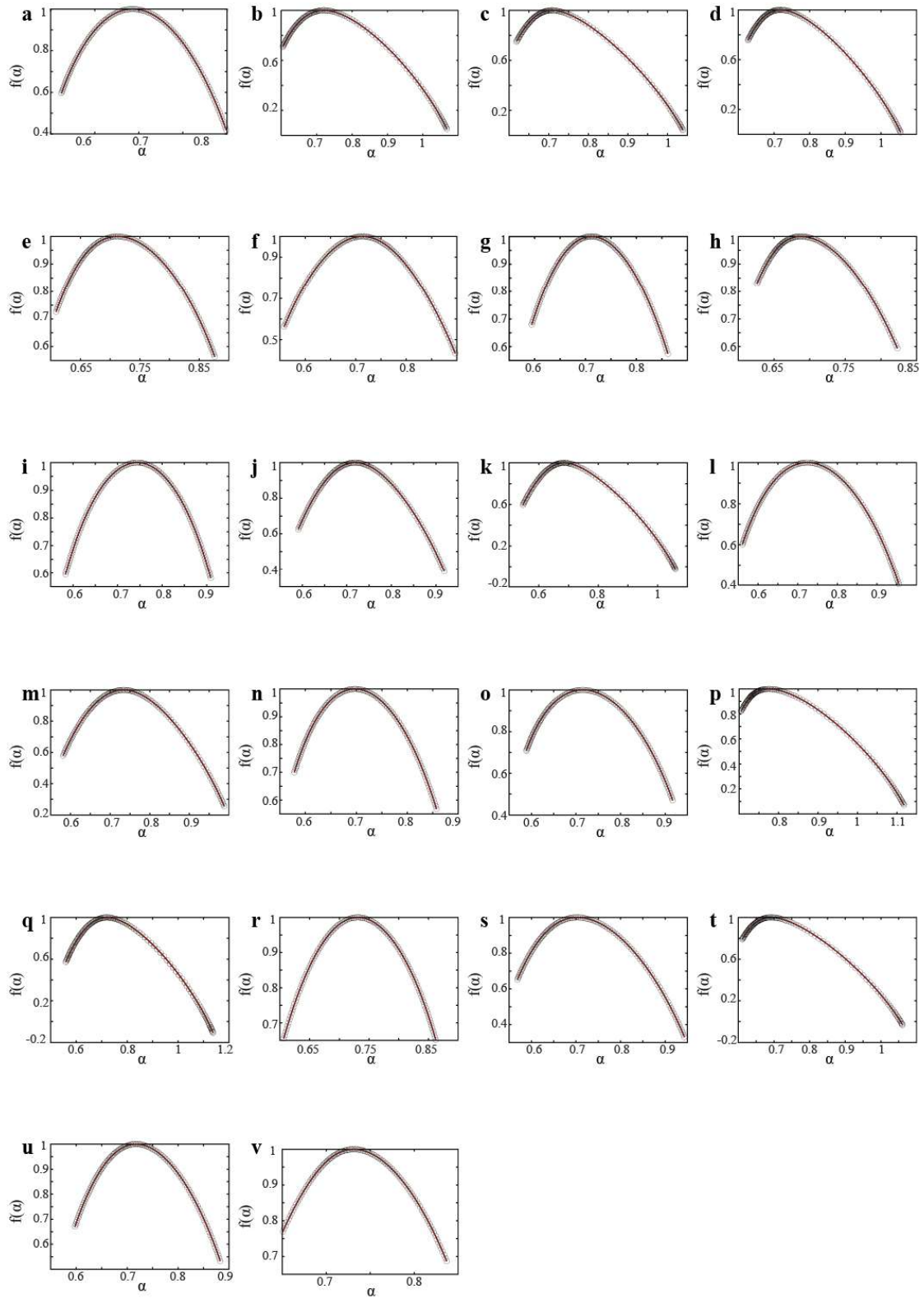
Παράρτημα Β

Ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου

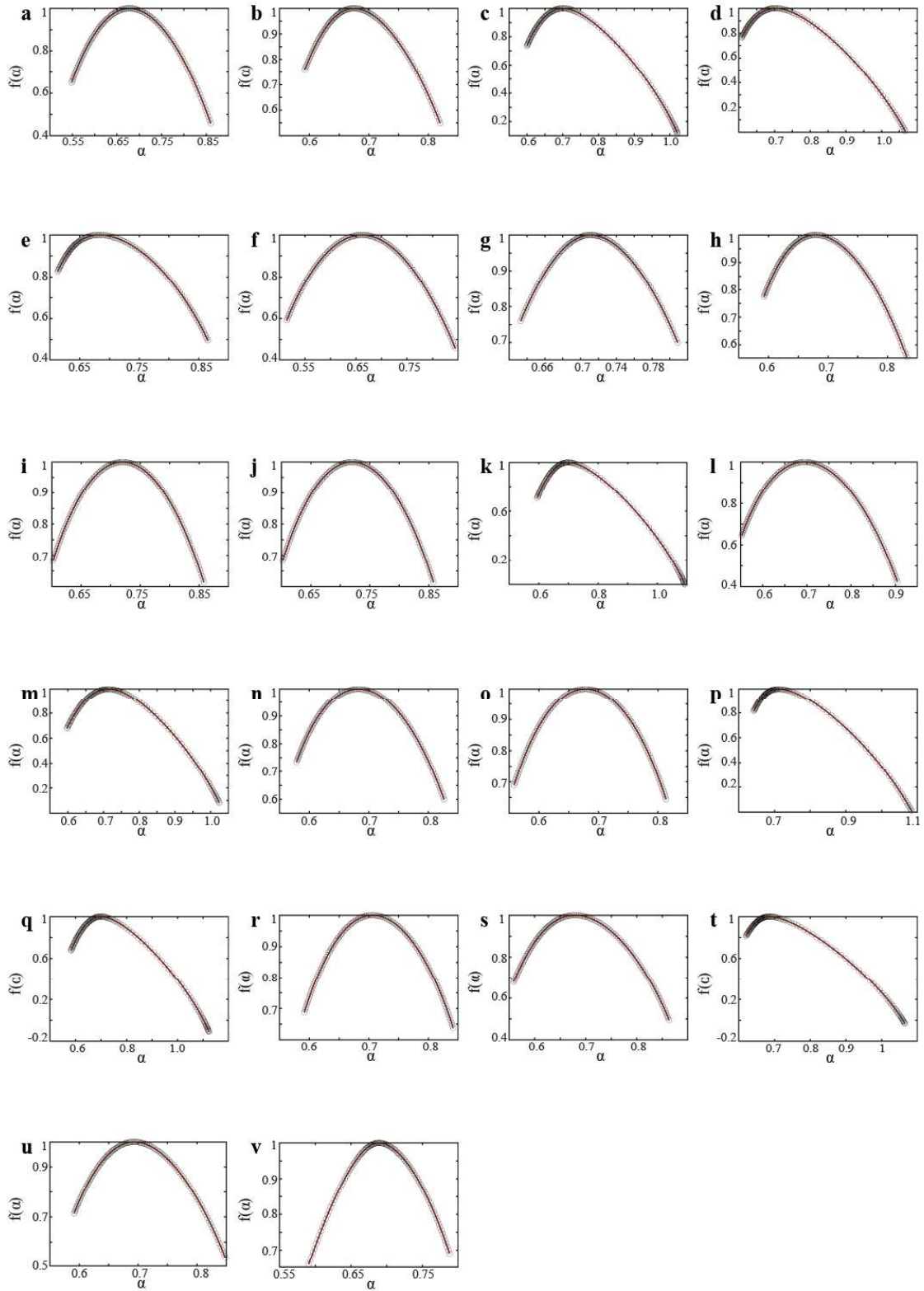
B.1 Multifractal φάσματα

Στο Παράρτημα αυτό απεικονίζονται τα διαγράμματα του multifractal φάσματος $f(\alpha)$ ως προς α που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη), καθώς και των ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου της ΕΜΥ. Σε κάθε διάγραμμα, το γράμμα που βρίσκεται πάνω αριστερά δείχνει το σταθμό από τον οποίο προέρχεται το διάγραμμα αυτό σύμφωνα με τον Πίνακα Α.1.

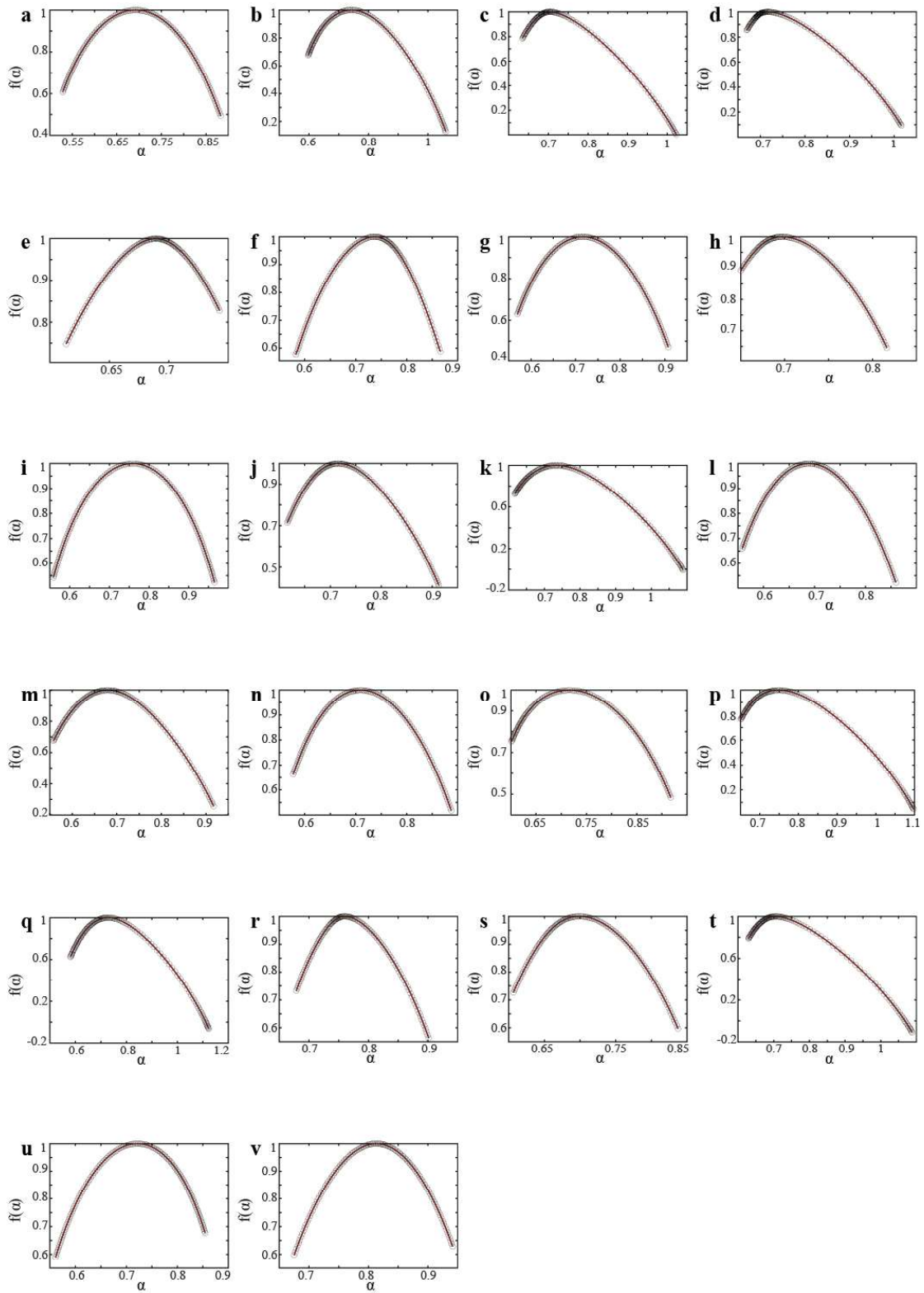
Υπενθυμίζεται ότι τα φάσματα έχουν σχεδιαστεί για τιμές του $q = -6$ (δεξιό άκρο του φάσματος) μέχρι $q = +6$ (αριστερό άκρο του φάσματος). Τα φάσματα αυτά απεικονίζονται στα Σχήματα Β.1 – Β.4.



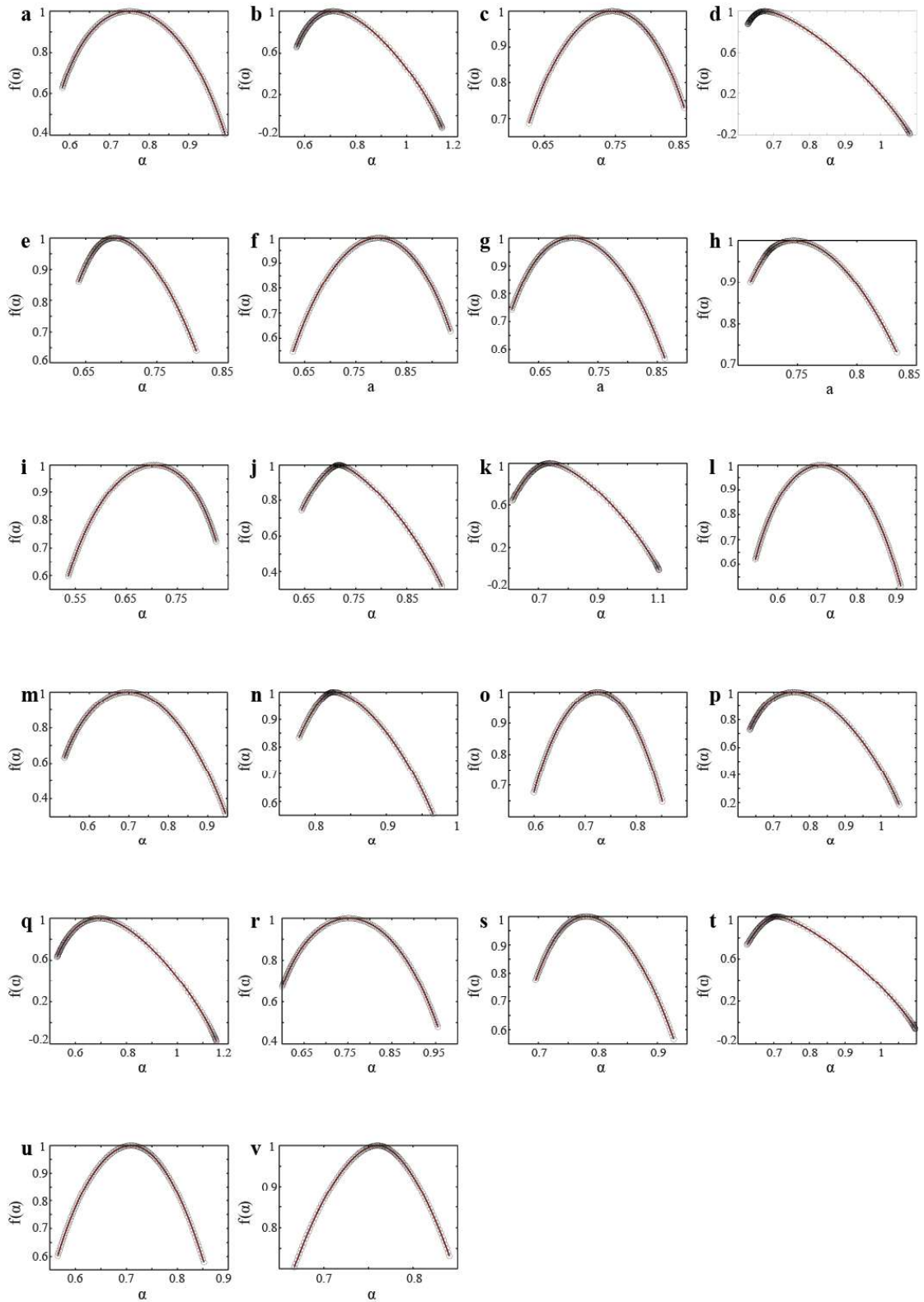
Σχήμα Β.1. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Β.2. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Β.3. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.

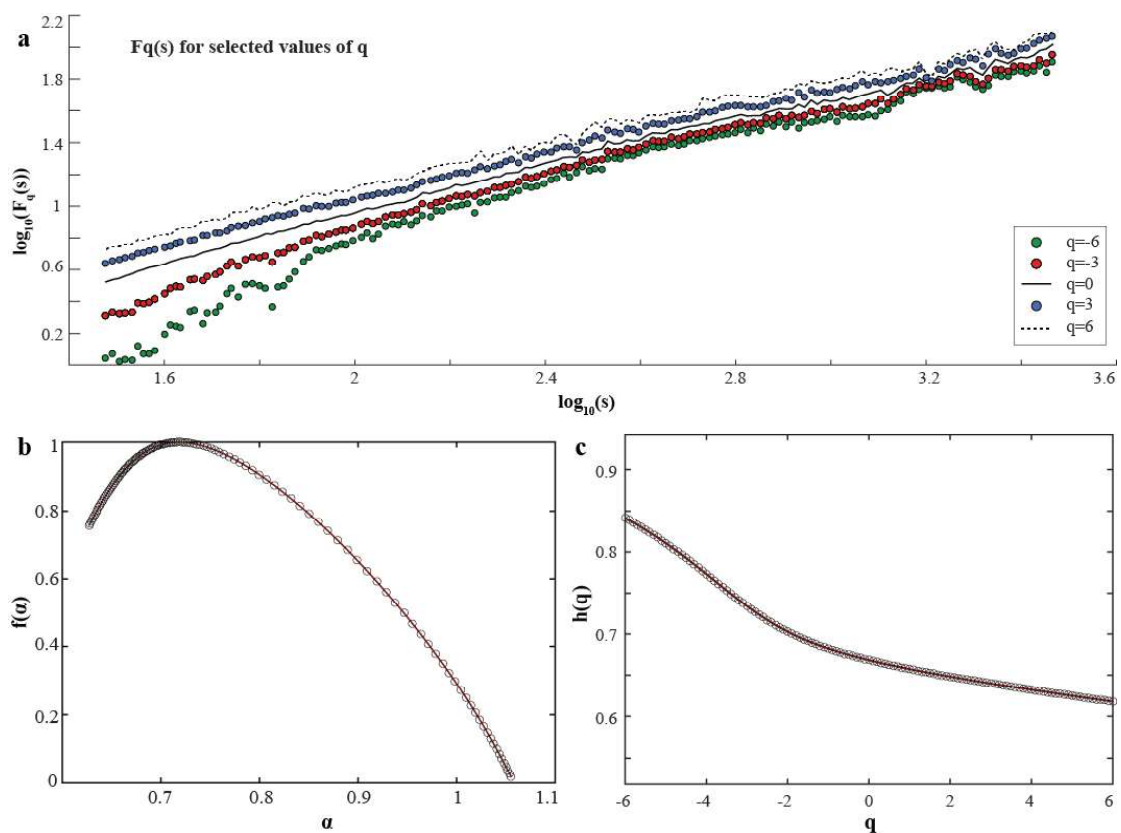


Σχήμα Β.4. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.

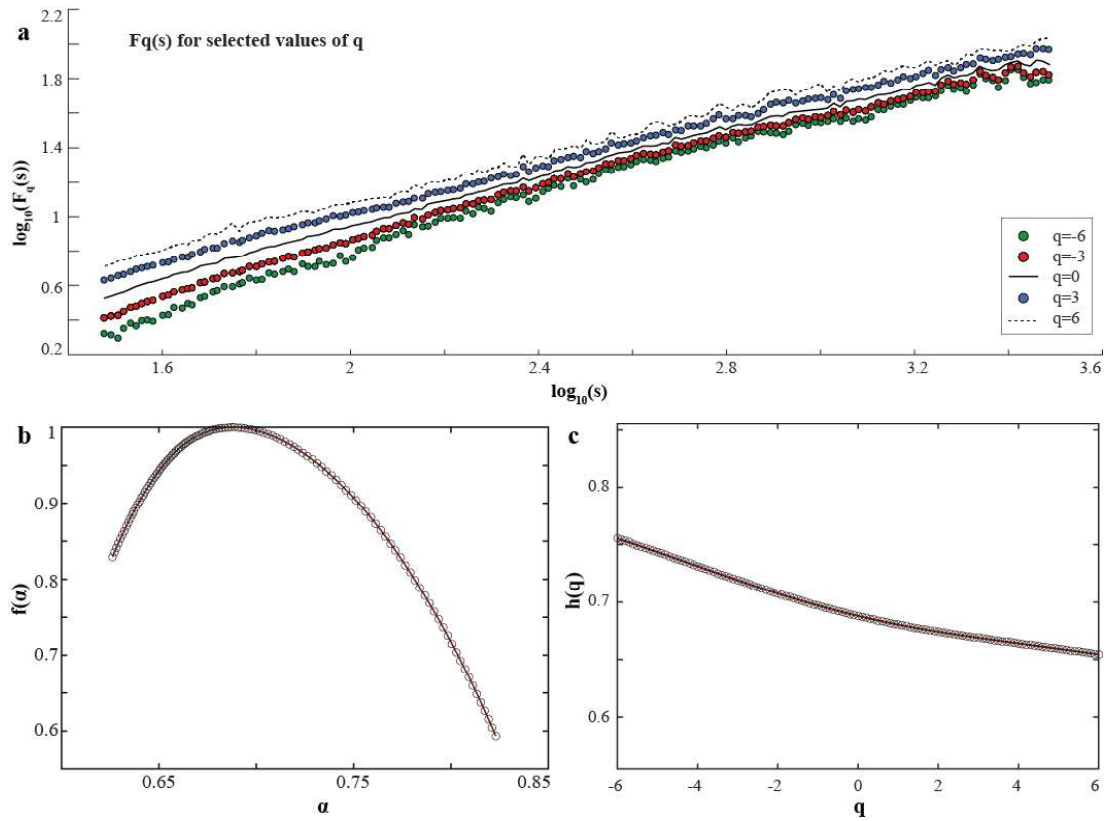
B.2 Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα των συναρτήσεων $F_q(s)$, $h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$

Στην Ενότητα αυτή απεικονίζονται αντιπροσωπευτικά Σχήματα της ομάδας διαγραμμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη), καθώς και του σημείου δρόσου. Η κάθε ομάδα διαγραμμάτων αποτελείται από το διάγραμμα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς s , το διάγραμμα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q και από το multifractal φάσμα $f(\alpha)$ ως προς α .

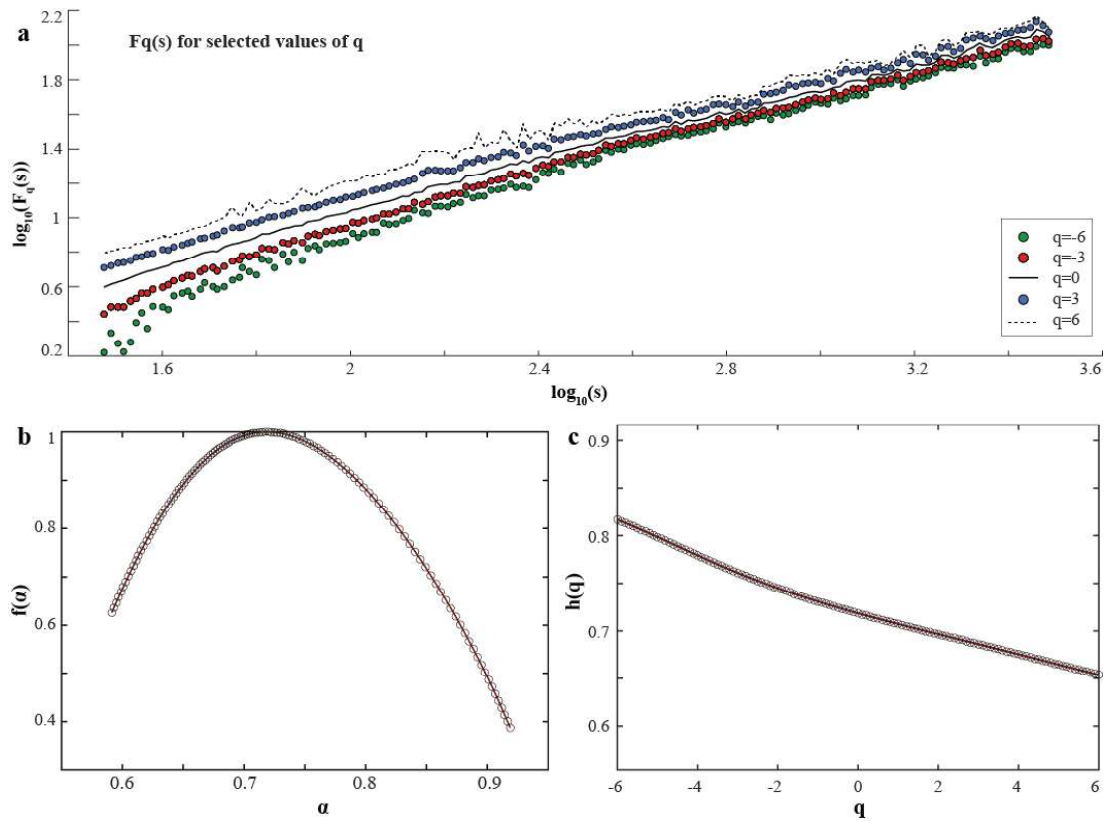
B.2.1 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέση θερμοκρασία



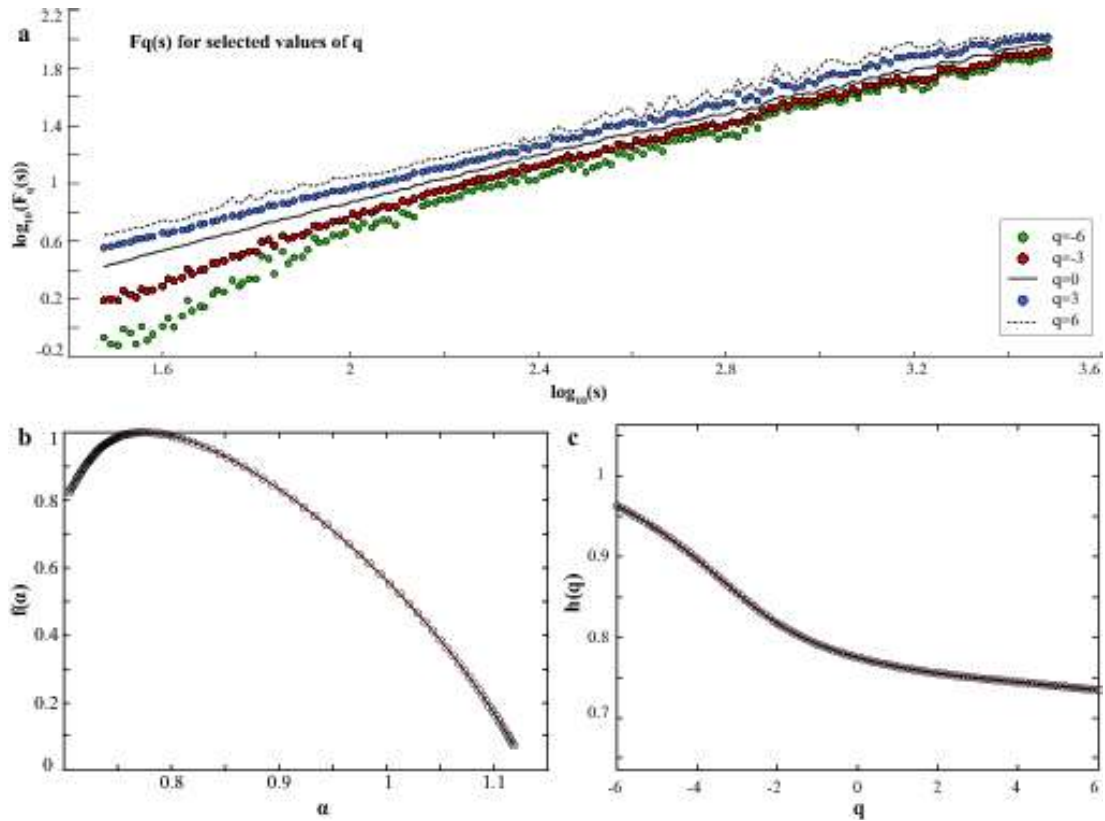
Σχήμα B.5a. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό του Ελληνικού.



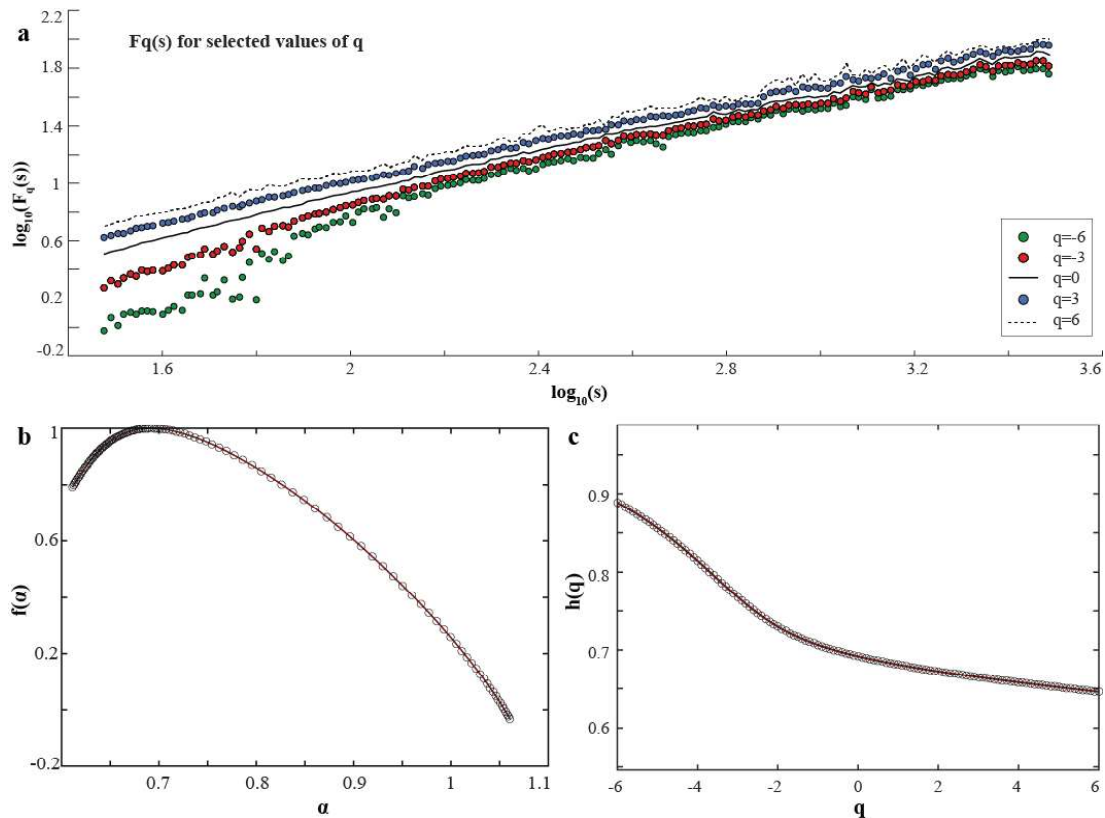
Σχήμα Β.5β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό των Κυθήρων.



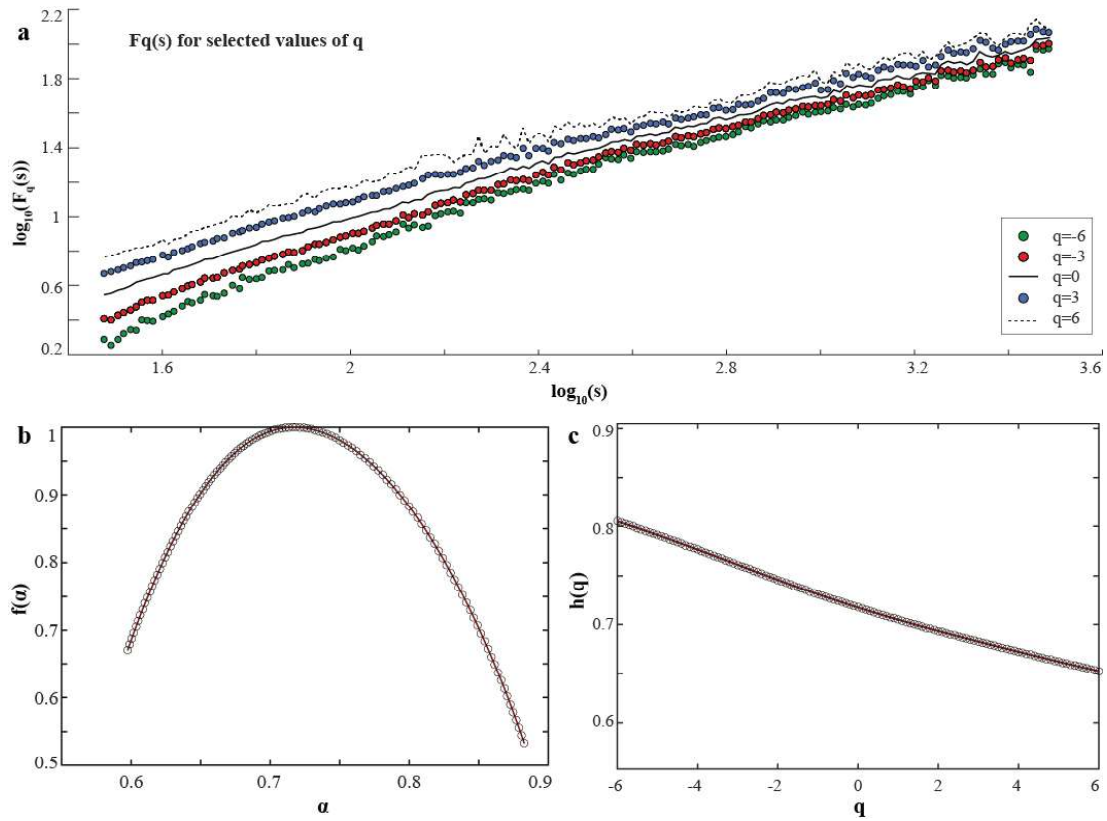
Σχήμα Β.5γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Λαμίας.



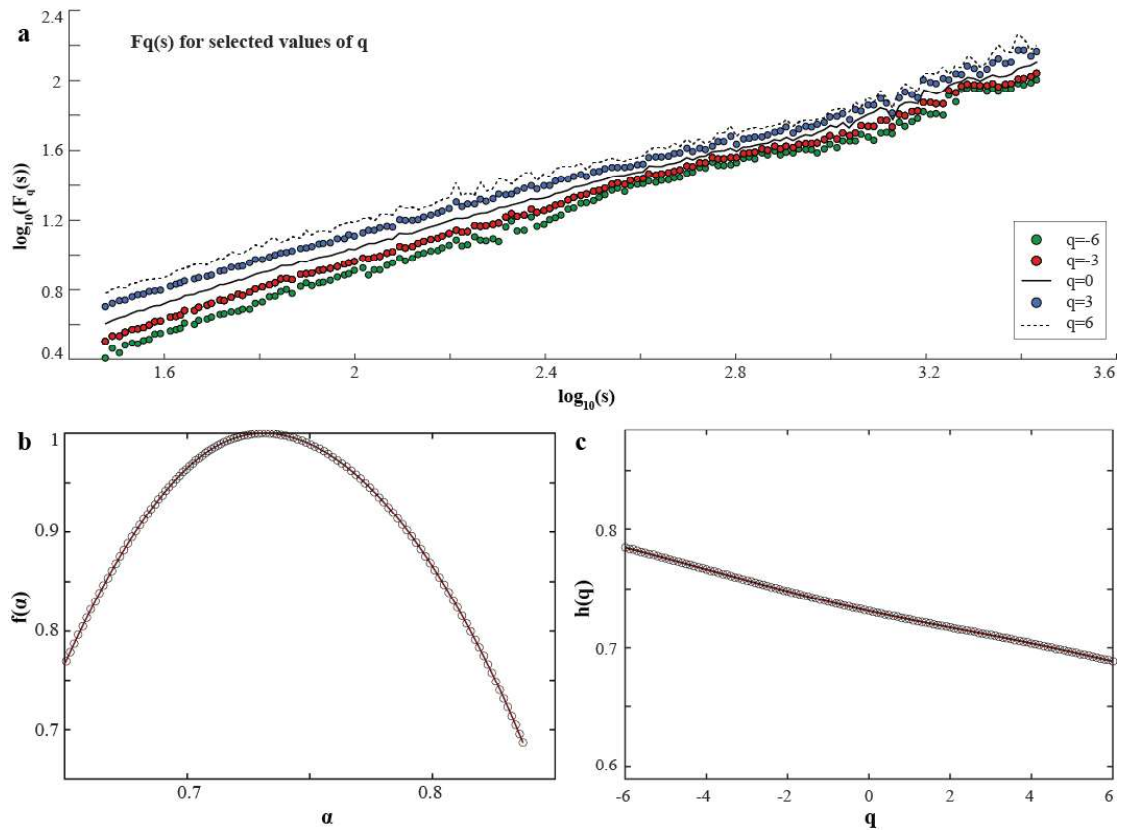
Σχήμα B.5δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Νάξου.



Σχήμα B.5ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Σούδας.

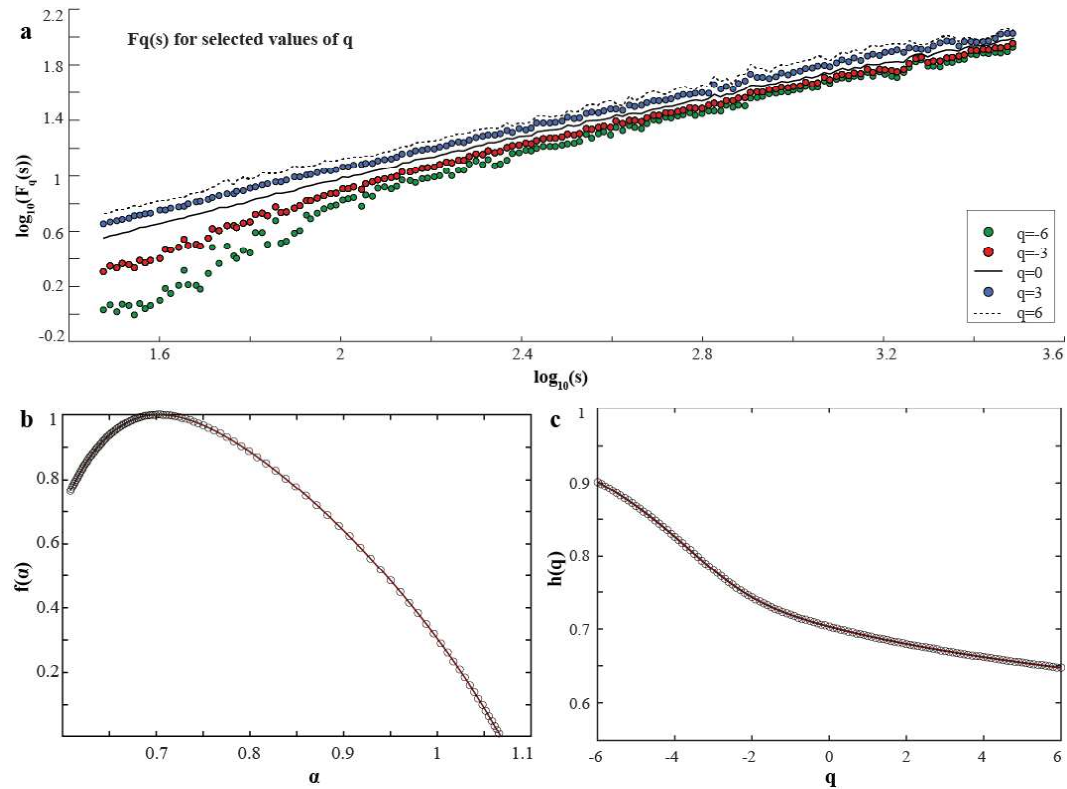


Σχήμα Β.5στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).

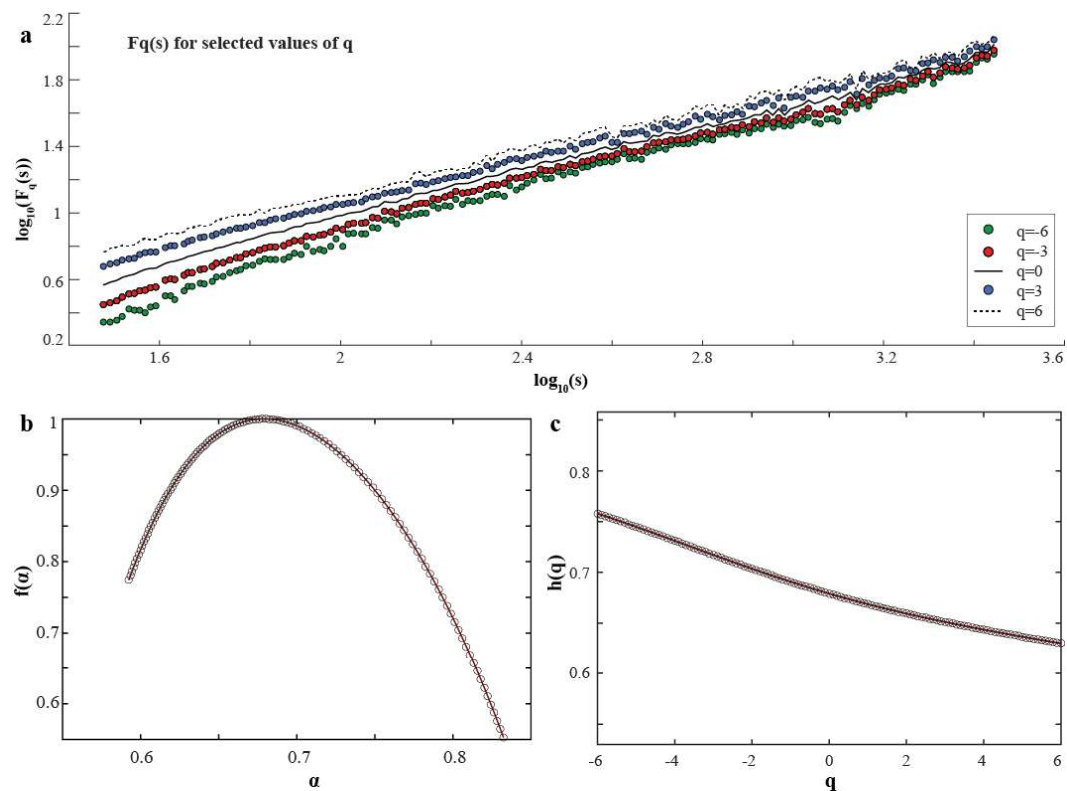


Σχήμα Β.5ζ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Τρίπολης.

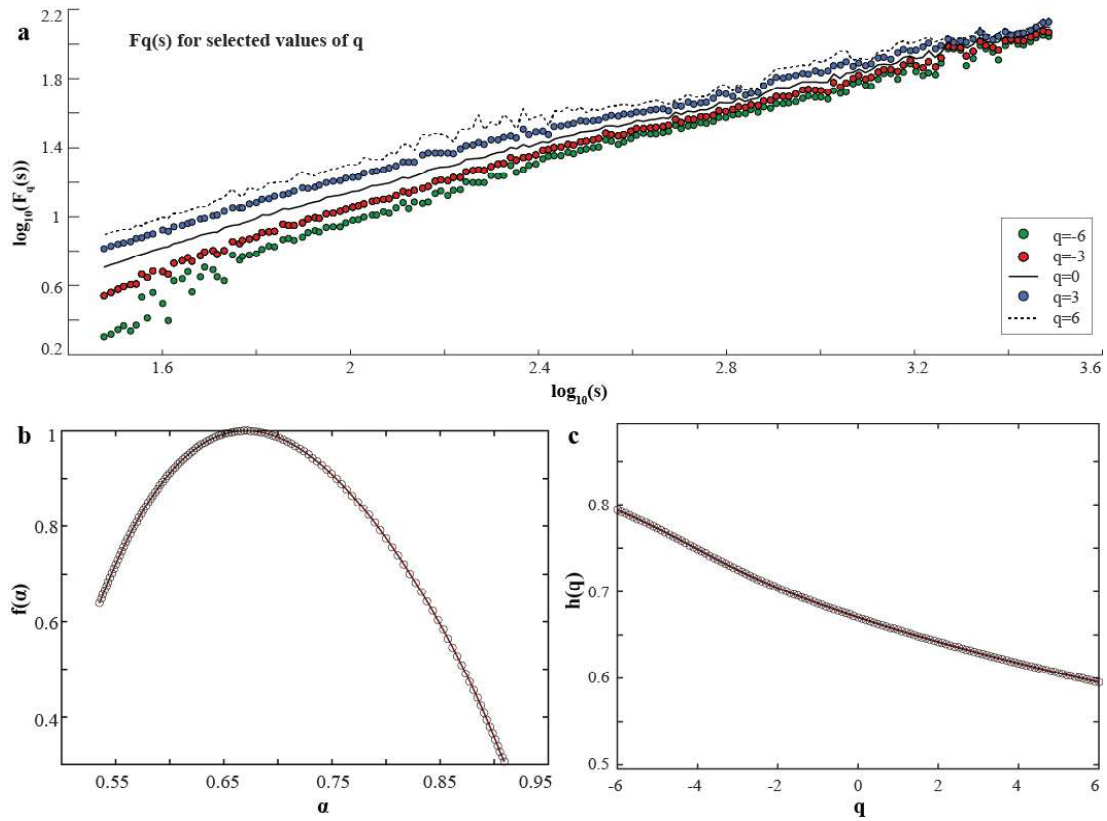
Β.2.2 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία



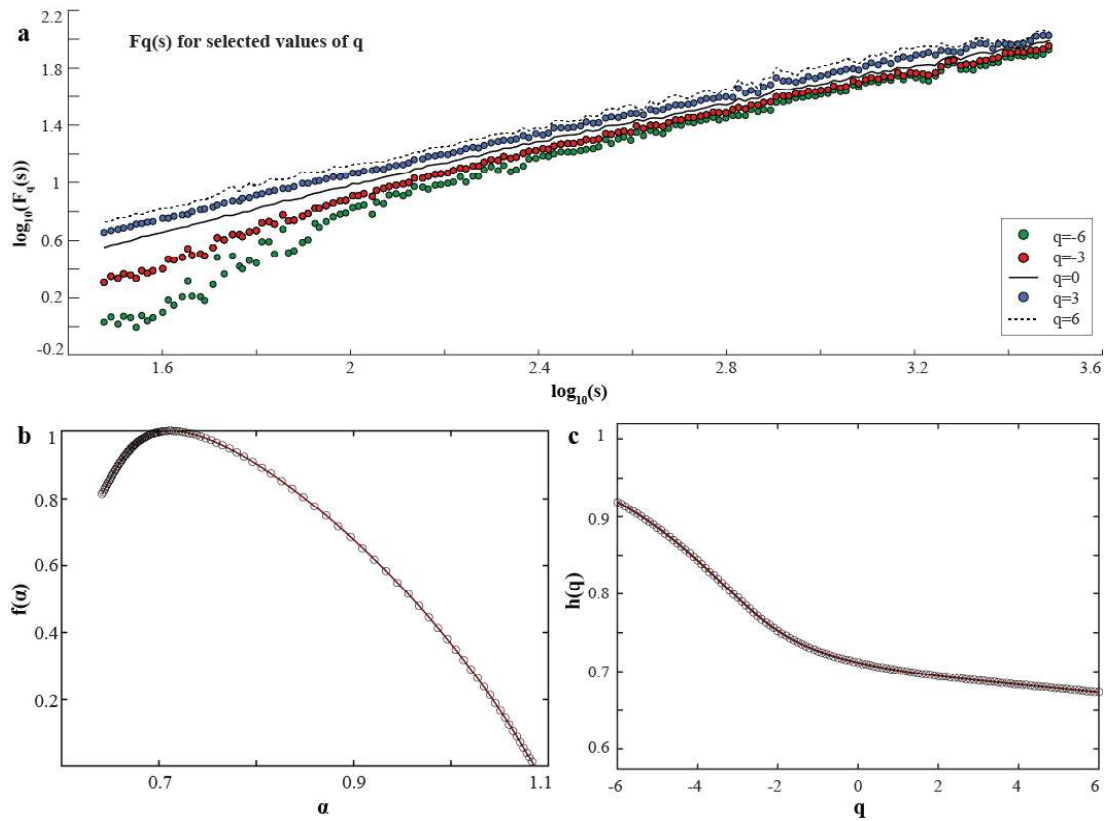
Σχήμα Β.6α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό του Ελληνικού.



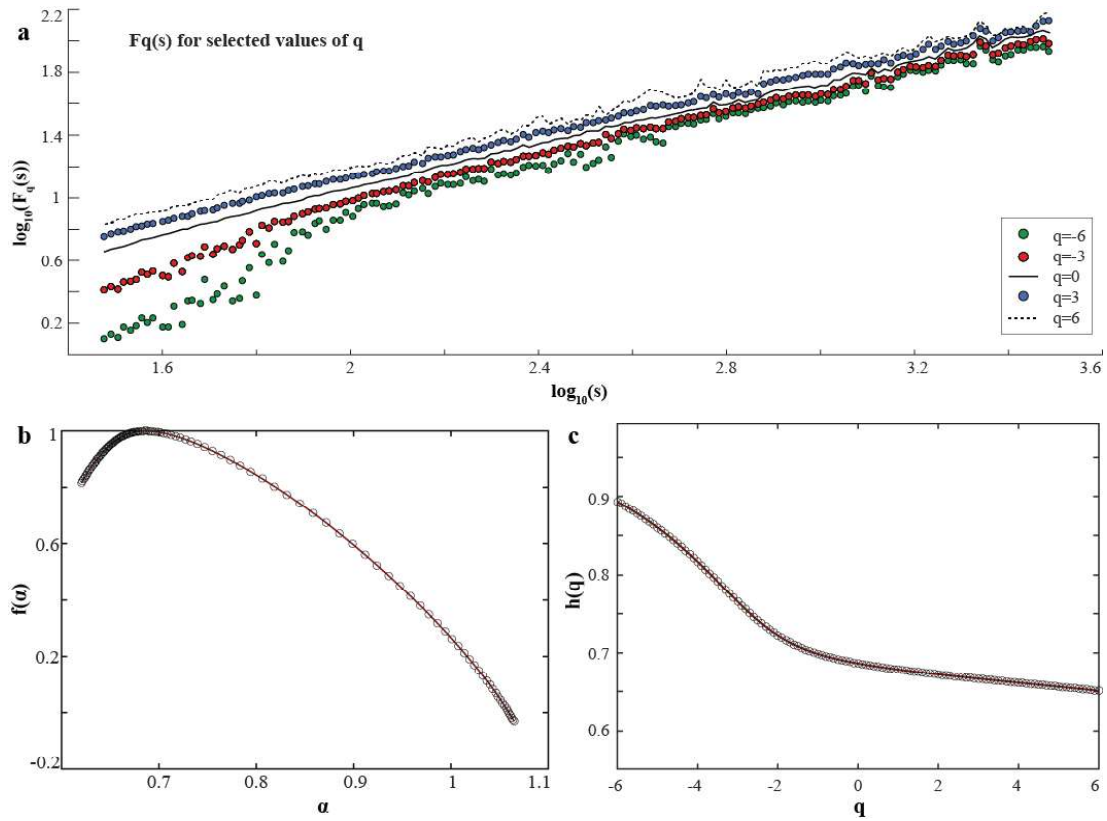
Σχήμα Β.6β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό των Κυθήρων.



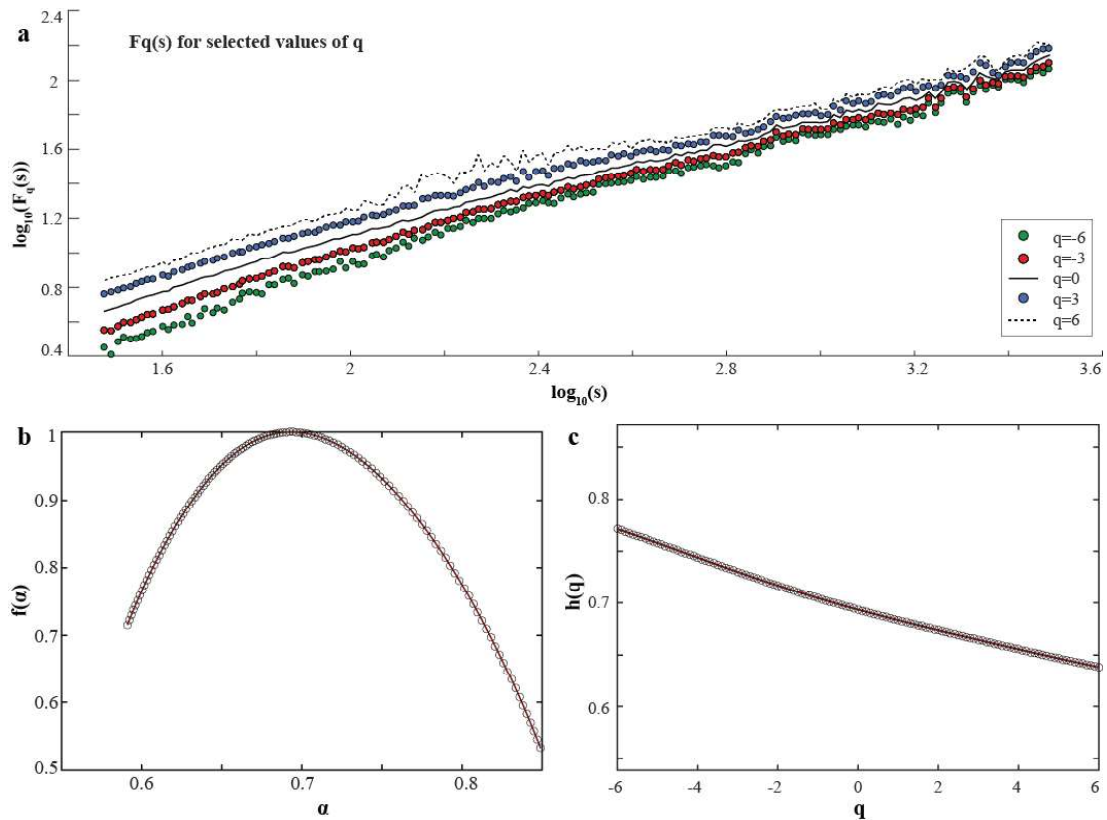
Σχήμα Β.6γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Λαμίας.



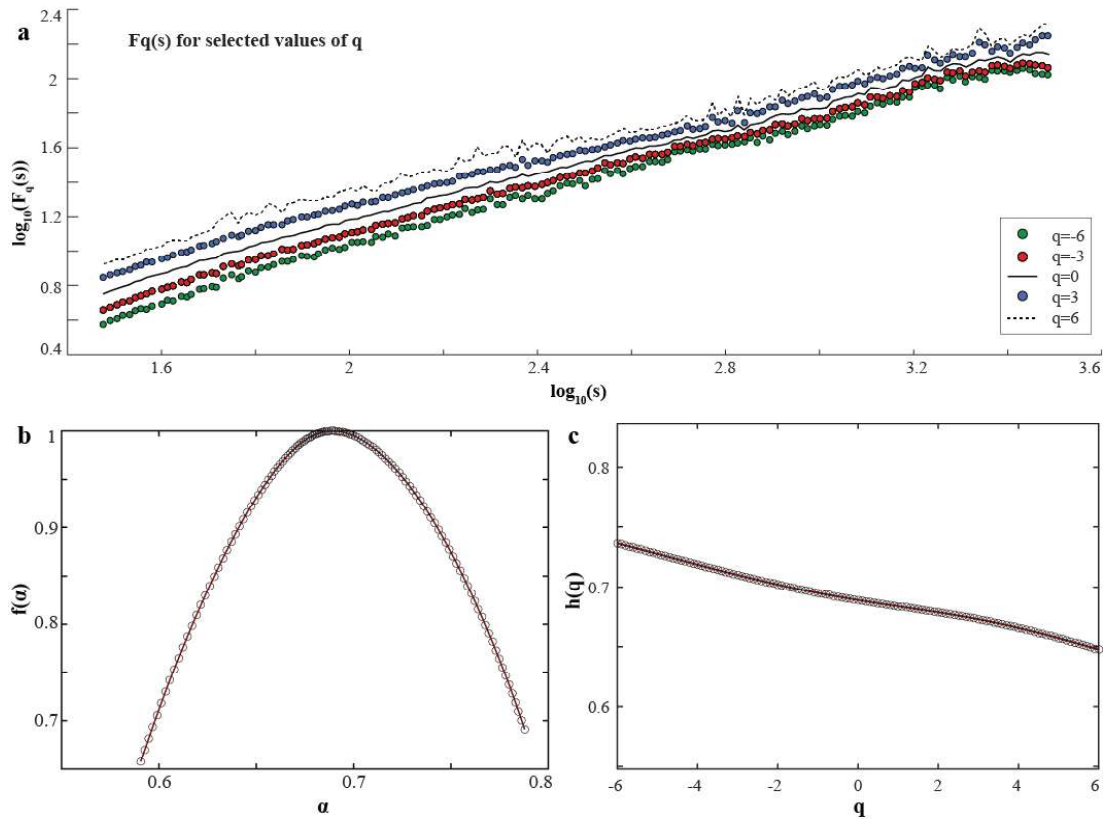
Σχήμα Β.6δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Νάξου.



Σχήμα Β.6ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Σούδας.

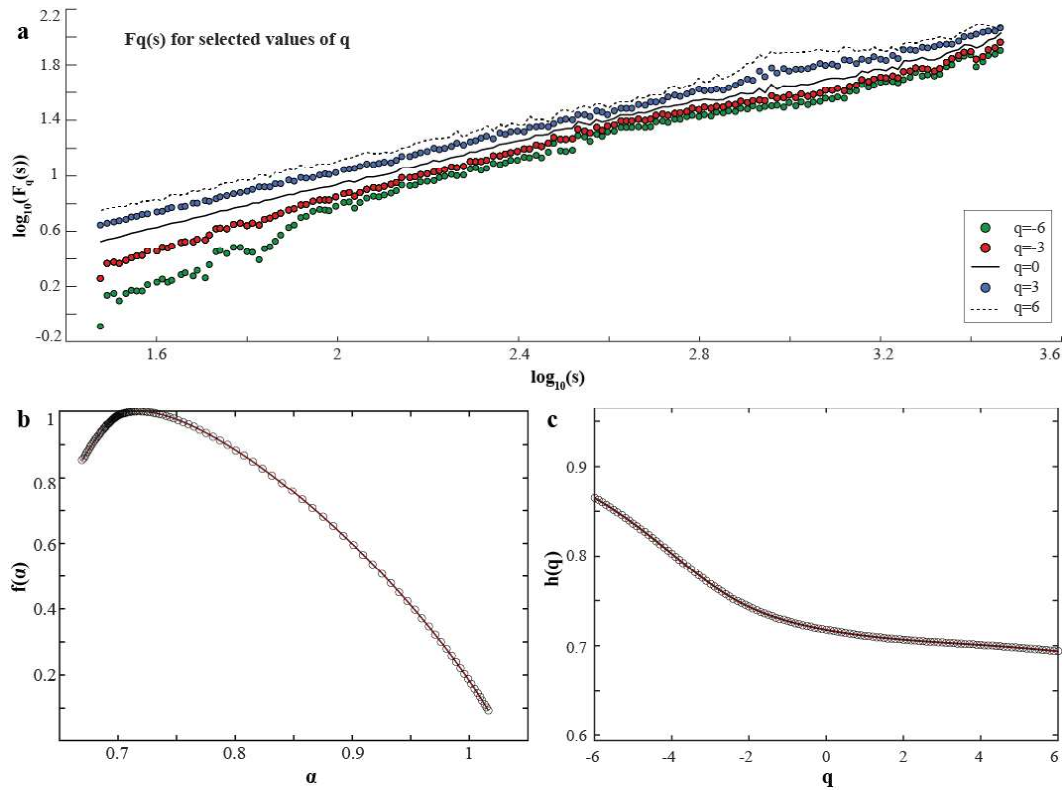


Σχήμα Β.6στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).

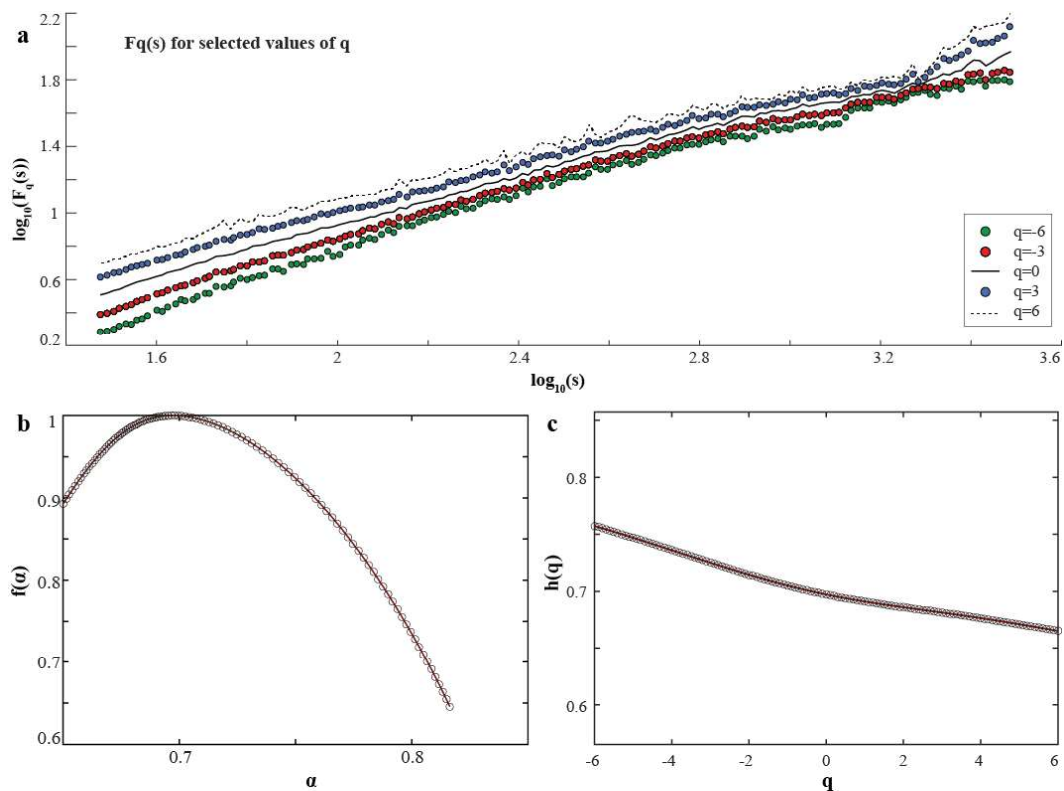


Σχήμα Β.6ζ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Τρίπολης.

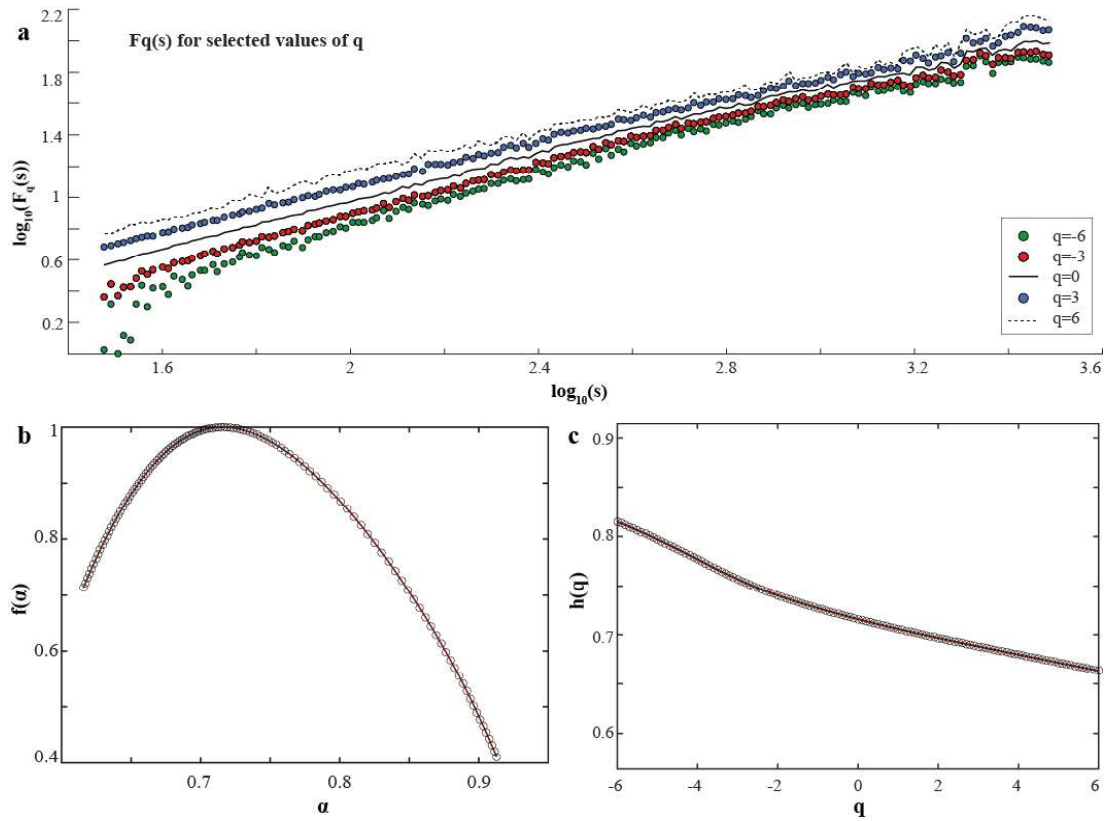
Β.2.3 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία



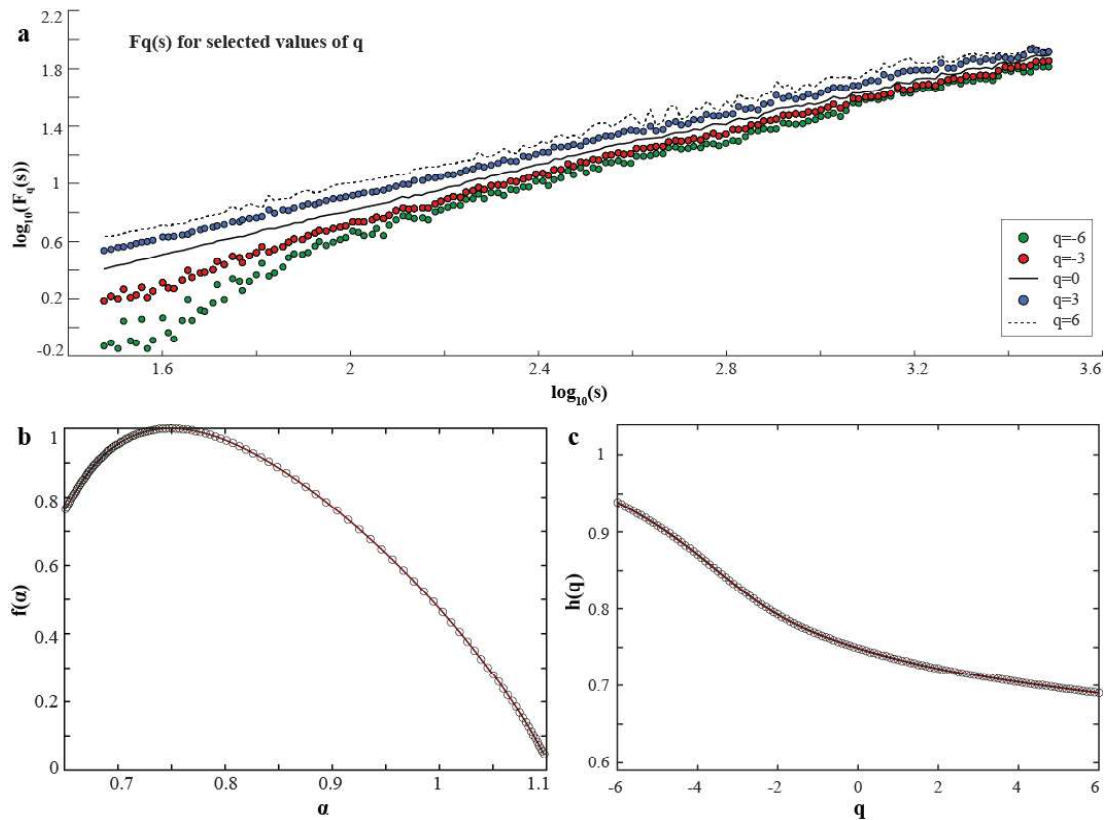
Σχήμα Β.7α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό του Ελληνικού.



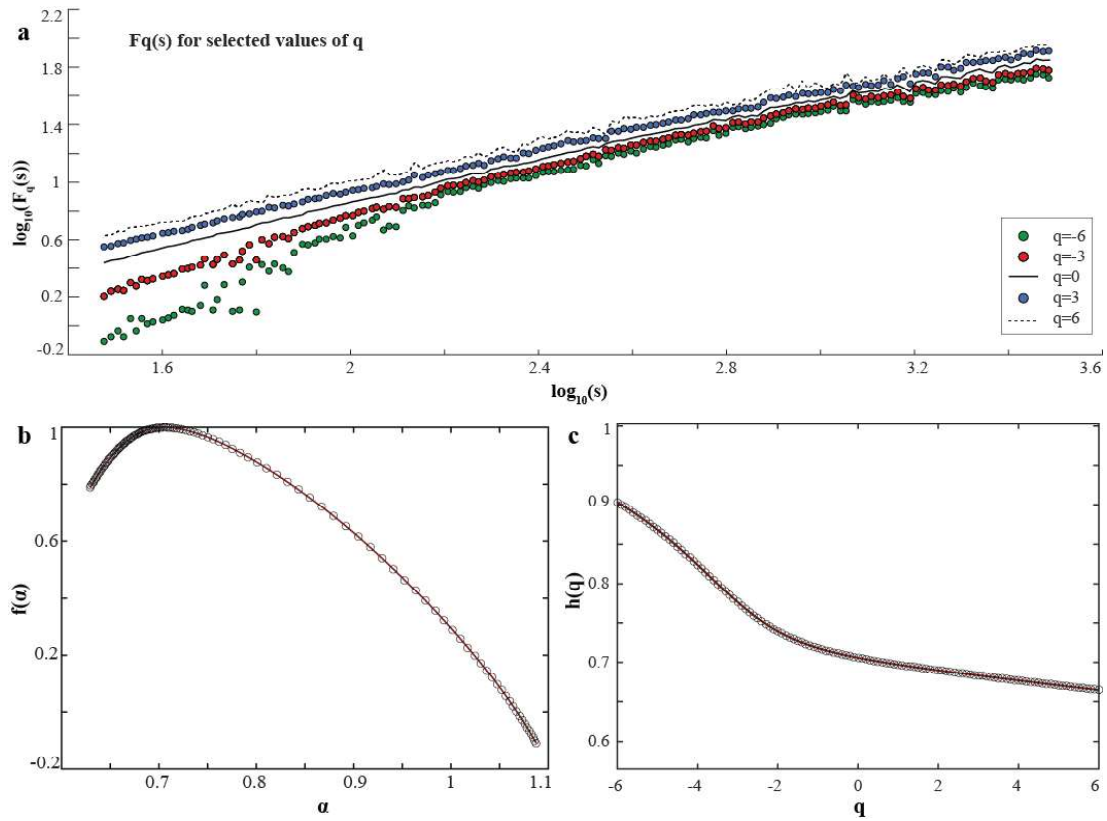
Σχήμα Β.7β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό των Κυθήρων.



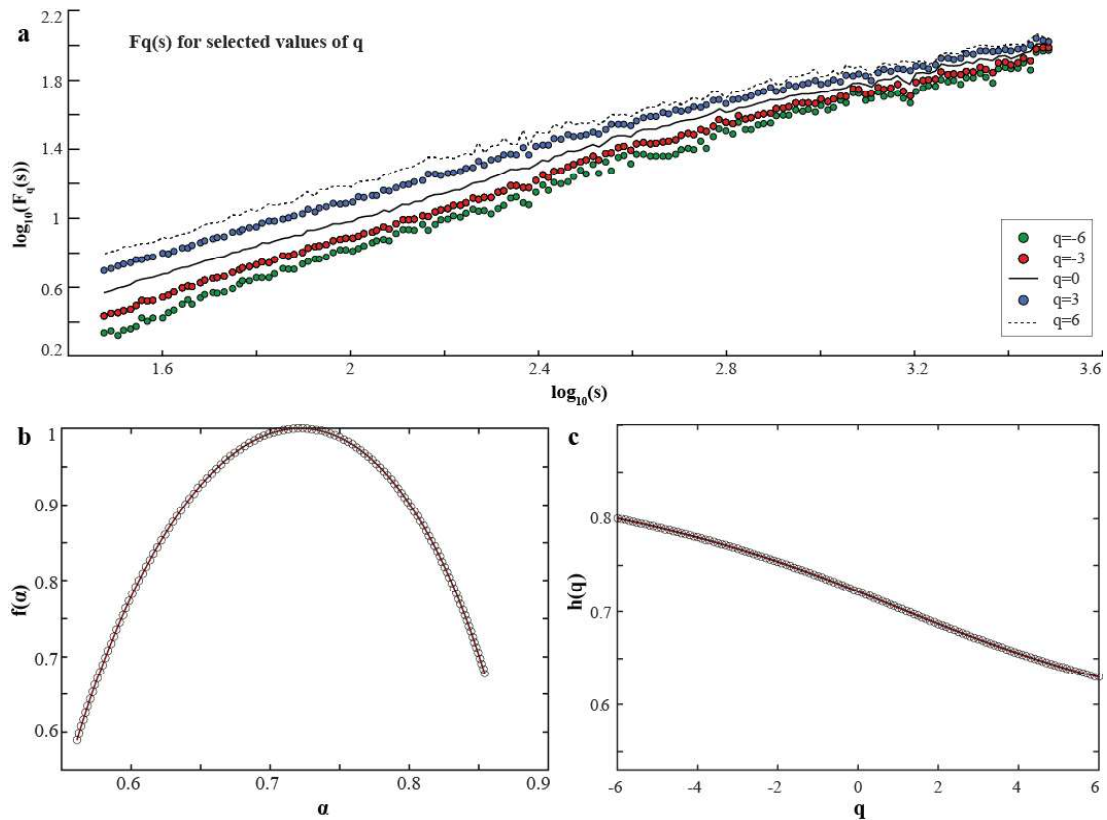
Σχήμα Β.7γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Λαμίας.



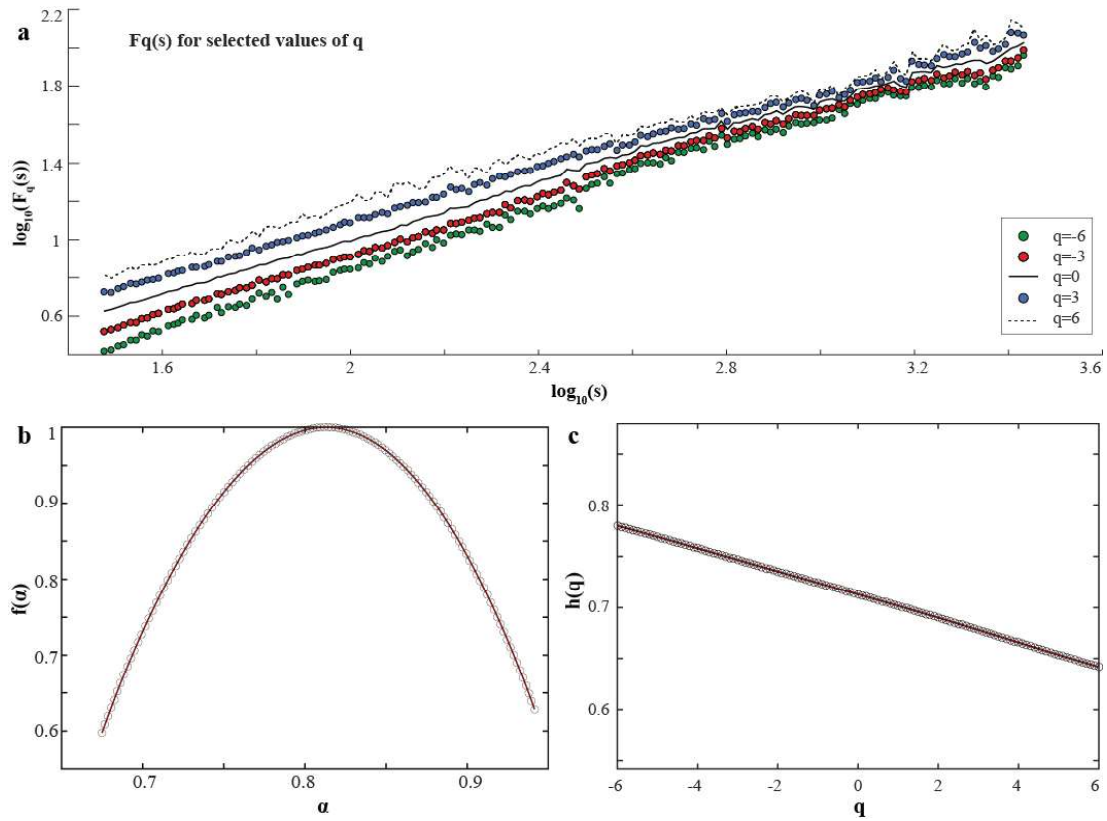
Σχήμα Β.7δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Νάξου.



Σχήμα Β.7ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Σούδας.

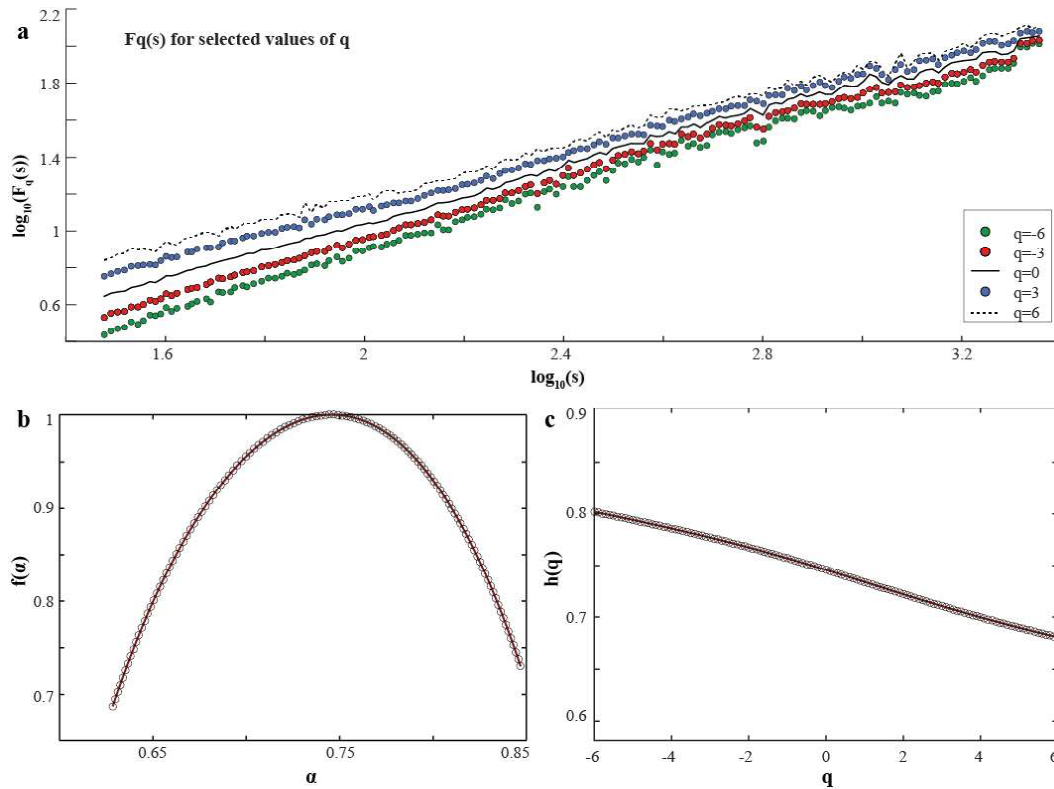


Σχήμα Β.7στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).

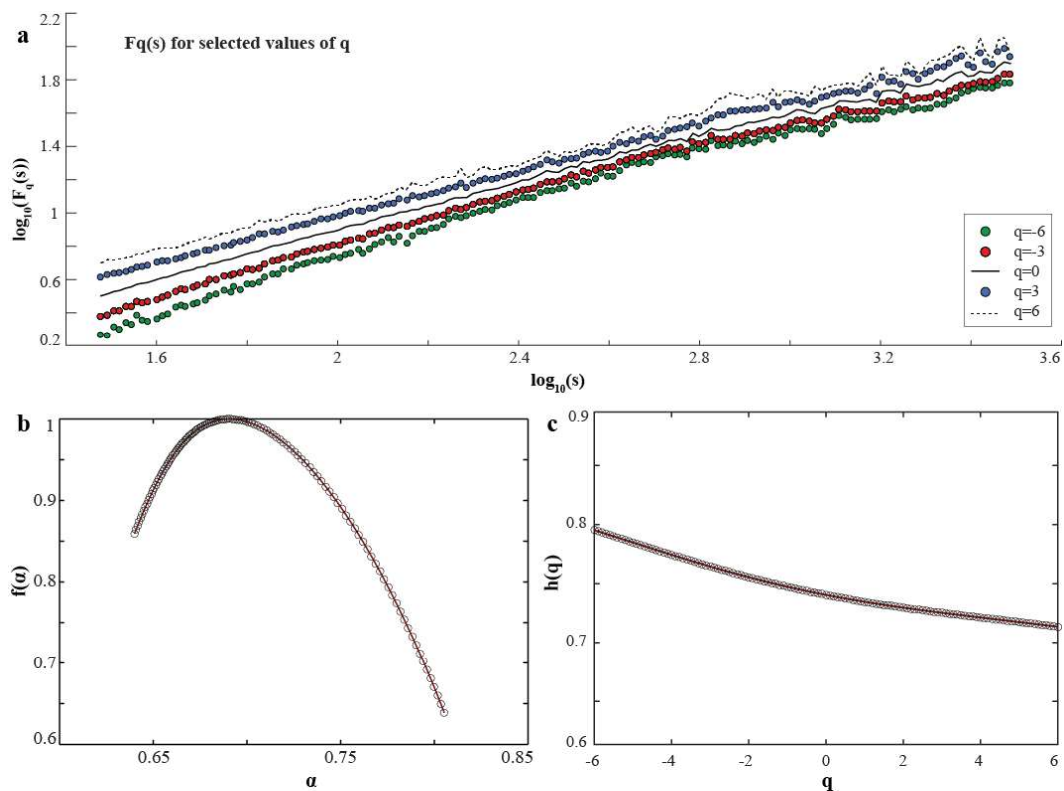


Σχήμα Β.7ζ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας για το σταθμό της Τρίπολης.

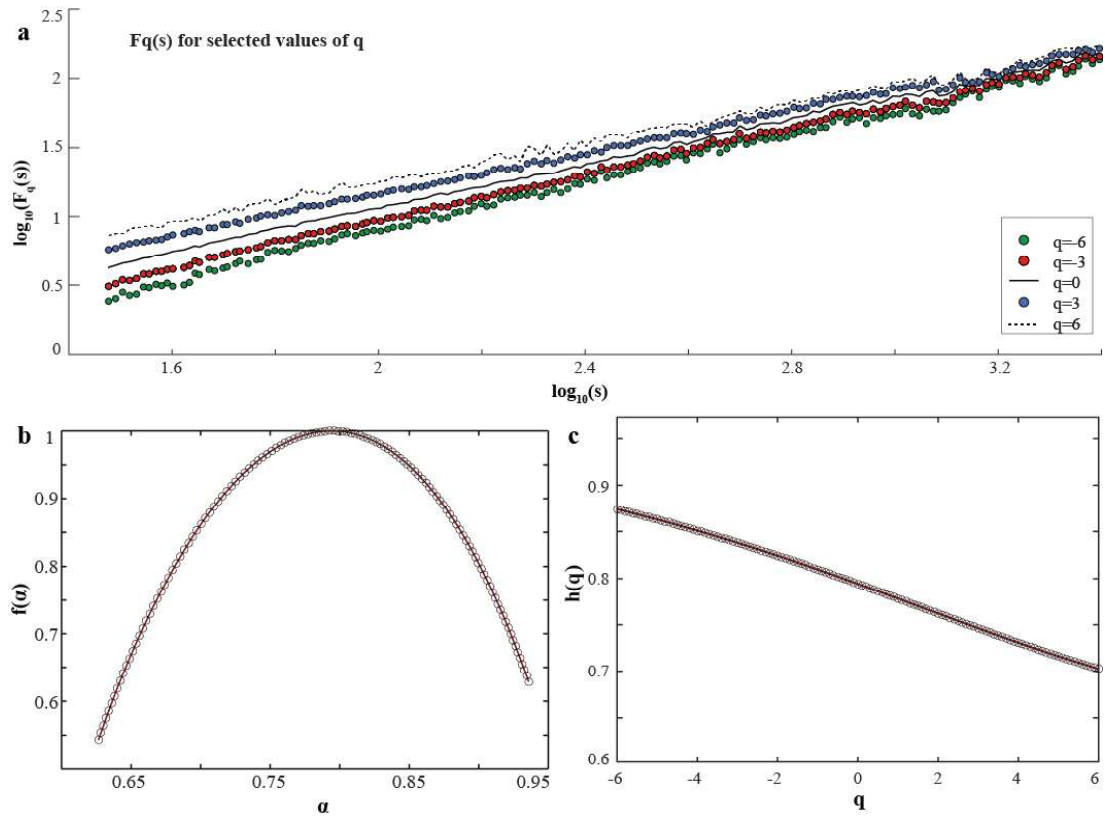
Β.2.4 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια τιμή του σημείου δρόσου



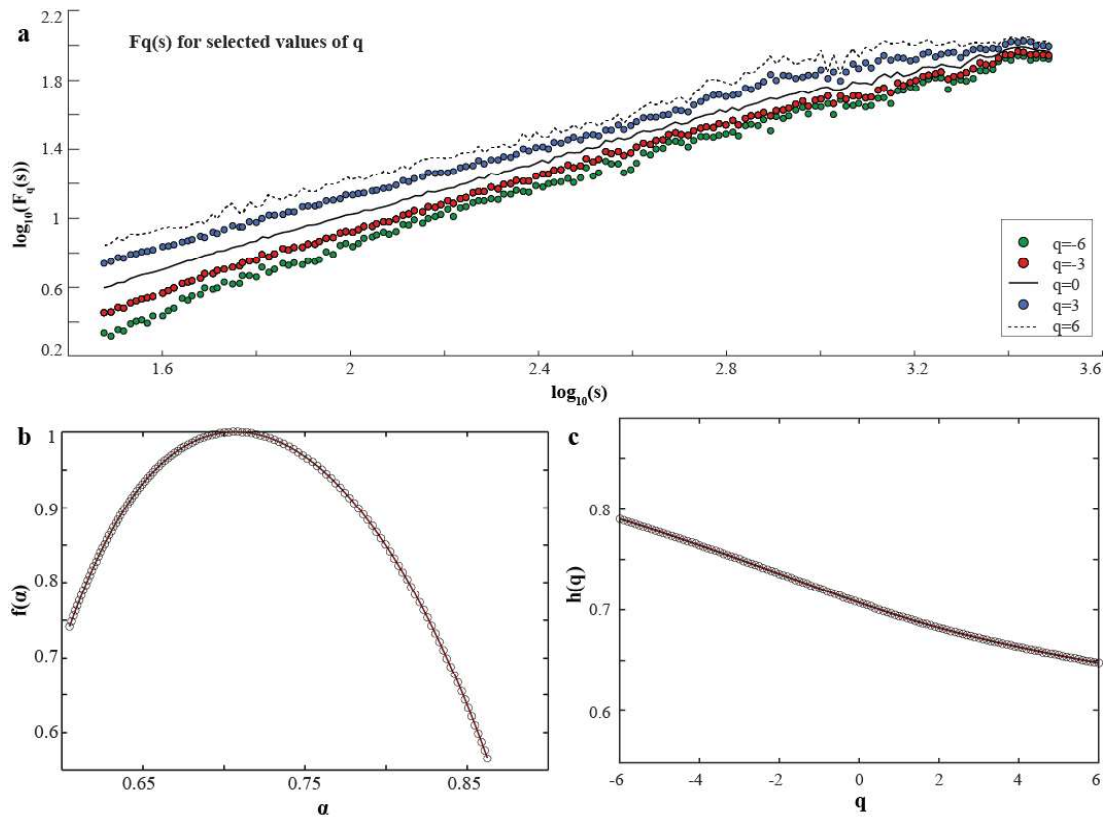
Σχήμα Β.8α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό της Ελευσίνας.



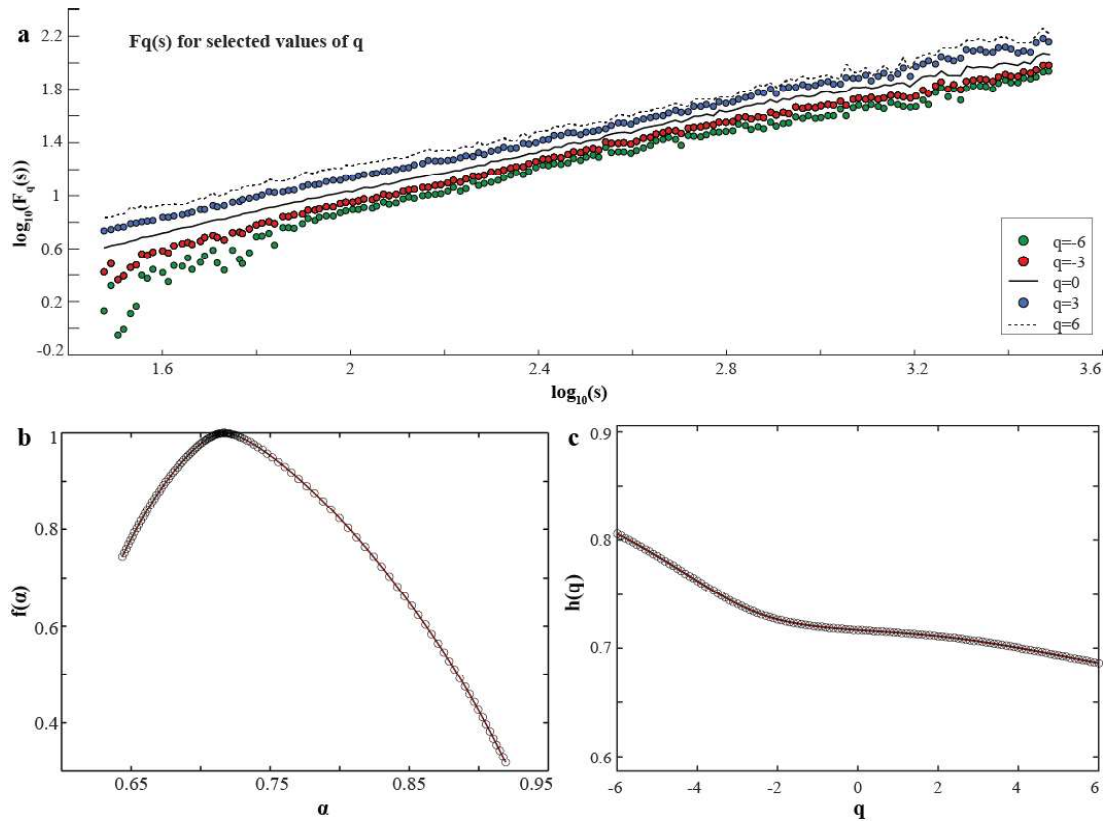
Σχήμα Β.8β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό του Ηρακλείου.



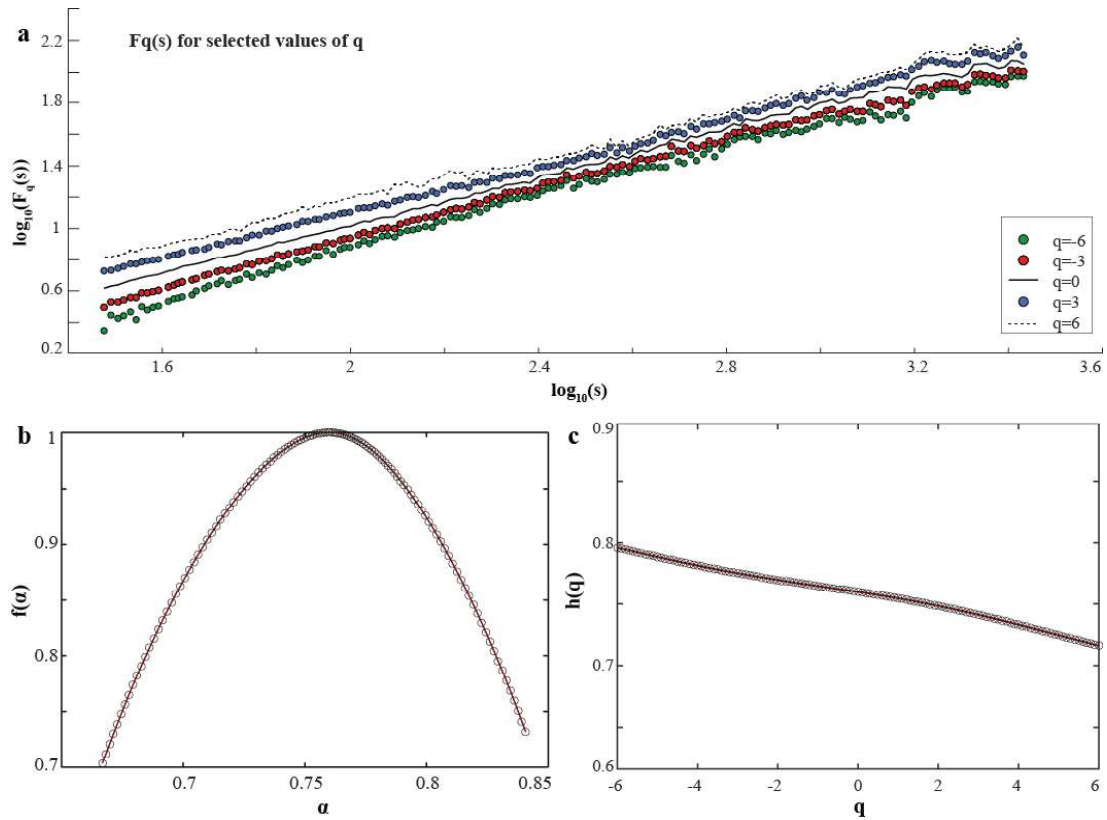
Σχήμα Β.8γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό της Καστοριάς.



Σχήμα Β.8δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό της Κέρκυρας.



Σχήμα Β.8ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό της Λαμίας.



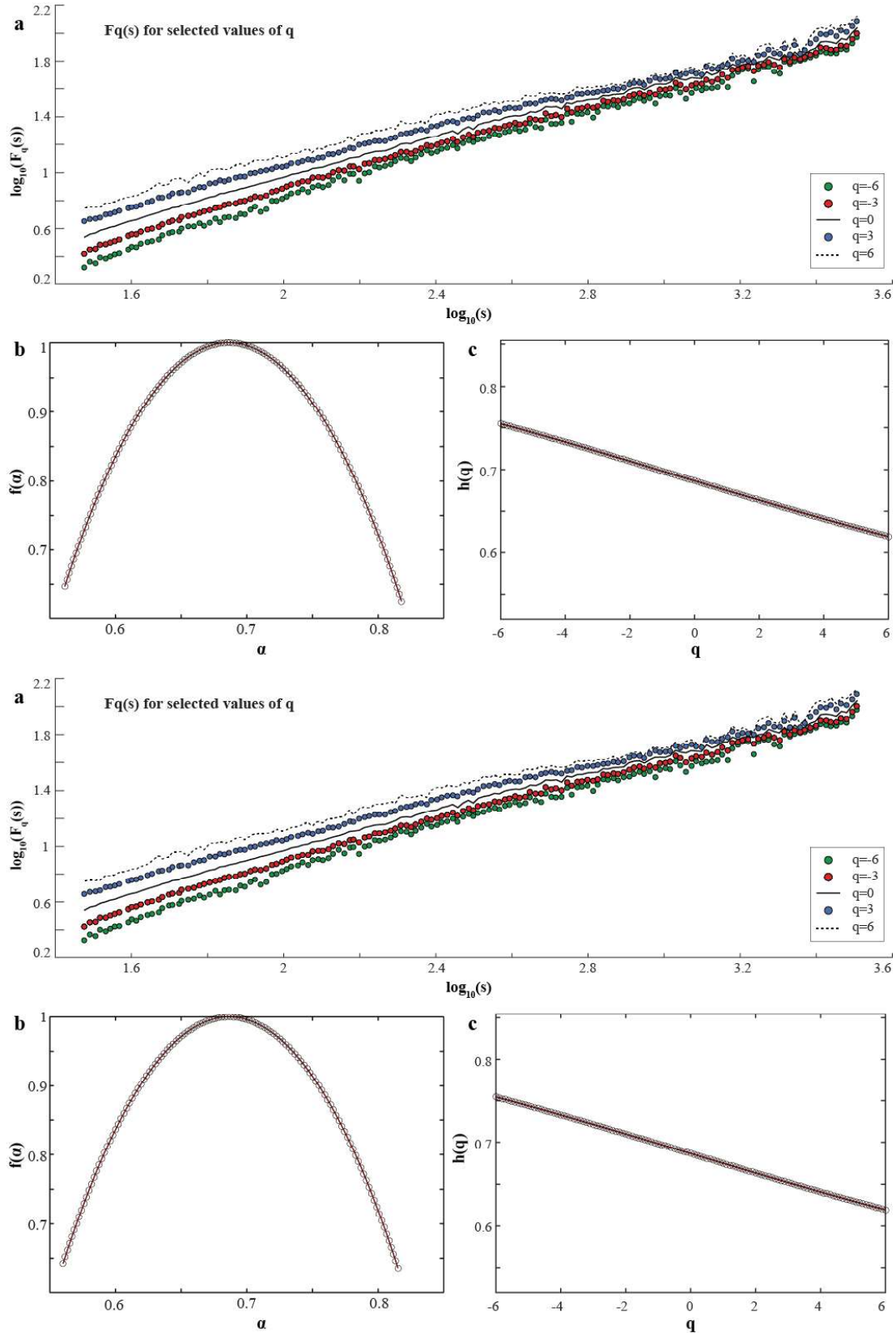
Σχήμα Β.8στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας τιμής του σημείου δρόσου για το σταθμό της Τρίπολης.

Παράρτημα Γ

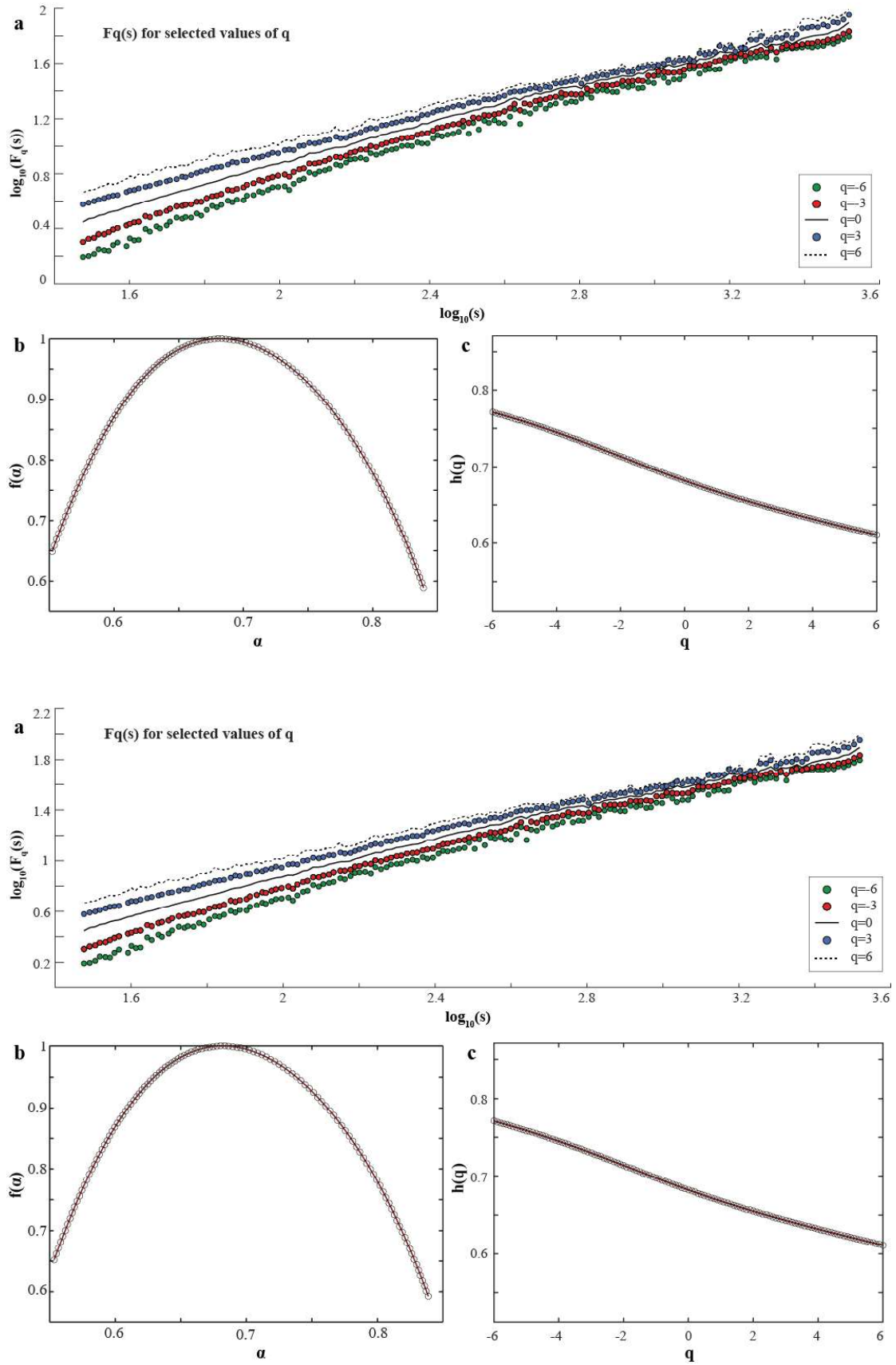
Ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών θερμοκρασίας

Στο Παράρτημα αυτό απεικονίζονται αντιπροσωπευτικά Σχήματα της ομάδας διαγραμμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ομογενοποιημένων δεδομένων ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας. Κάθε ομάδα διαγραμμάτων αποτελείται από το διάγραμμα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς s , το διάγραμμα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q και από το multifractal φάσμα $f(\alpha)$ ως προς α .

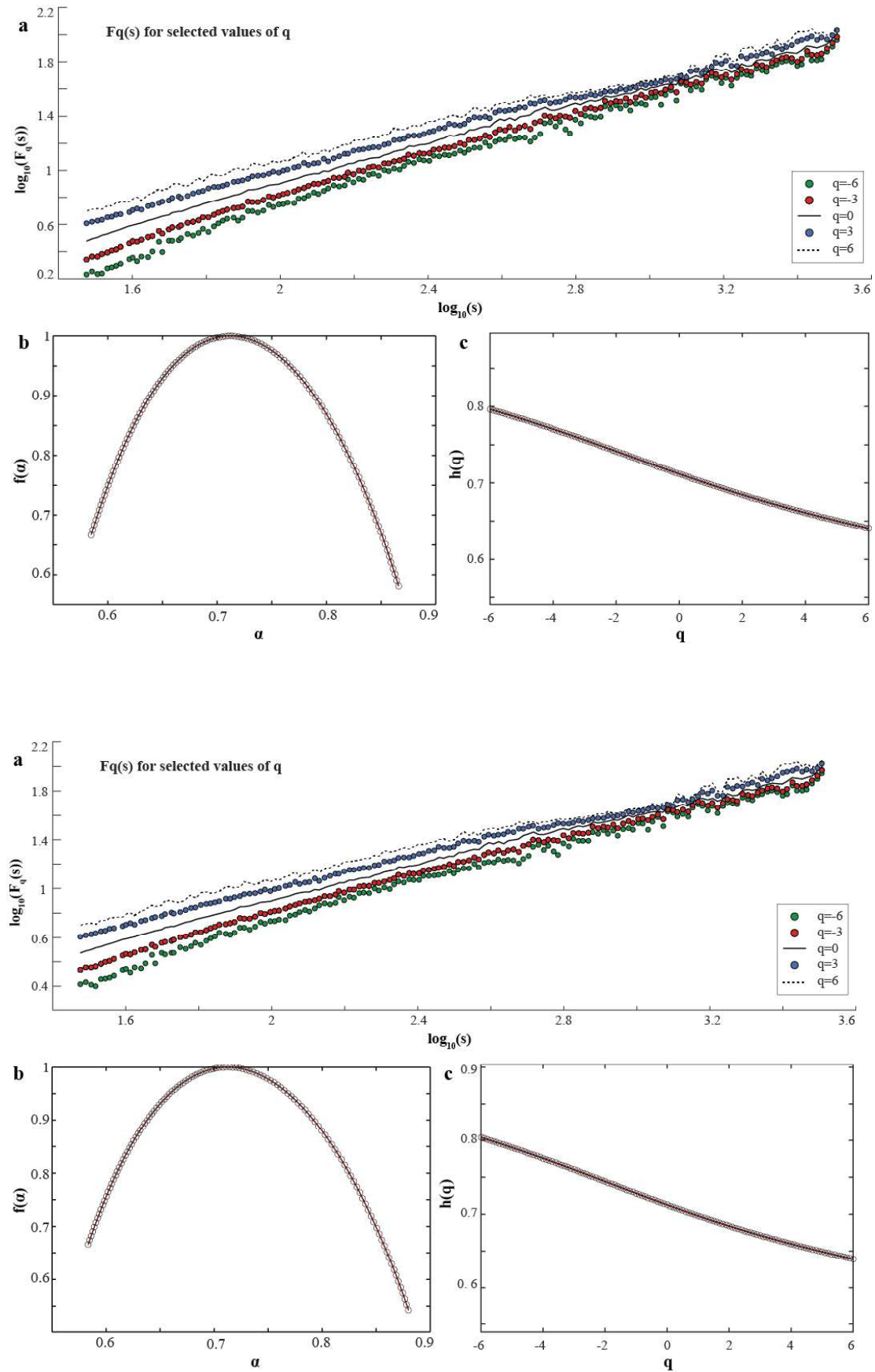
Στα παρακάτω σχήματα, η ομάδα διαγραμμάτων που βρίσκεται στο επάνω μέρος κάθε σχήματος αντιστοιχεί σε χρονοσειρά που έχει ομογενοποιηθεί με την μέθοδο HOM, ενώ η ομάδα διαγραμμάτων που βρίσκεται στο κάτω μέρος κάθε σχήματος αντιστοιχεί σε χρονοσειρά που έχει ομογενοποιηθεί με τη μέθοδο SPLITHOM.



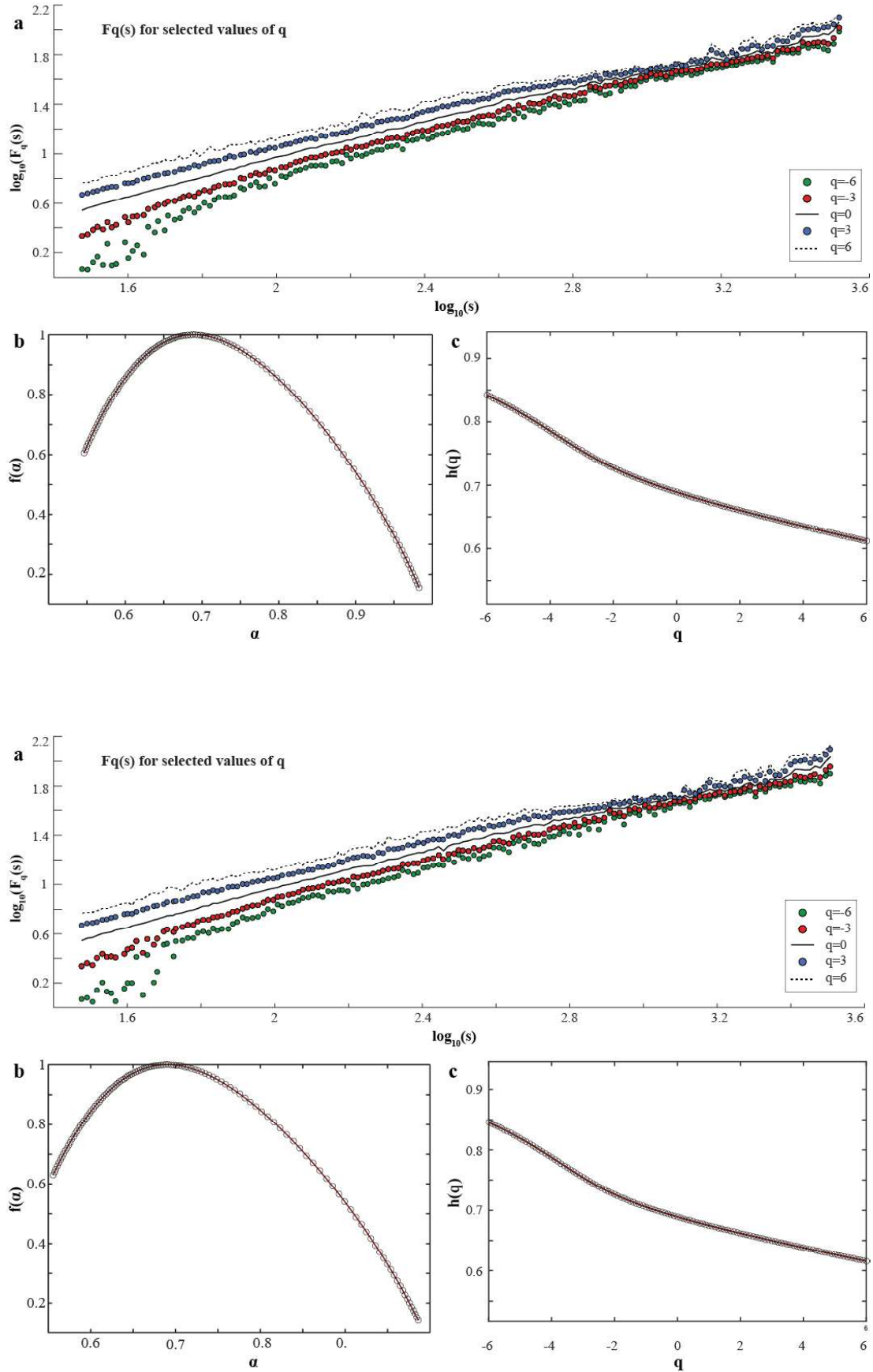
Σχήμα Γ.1. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό του Ελληνικού.



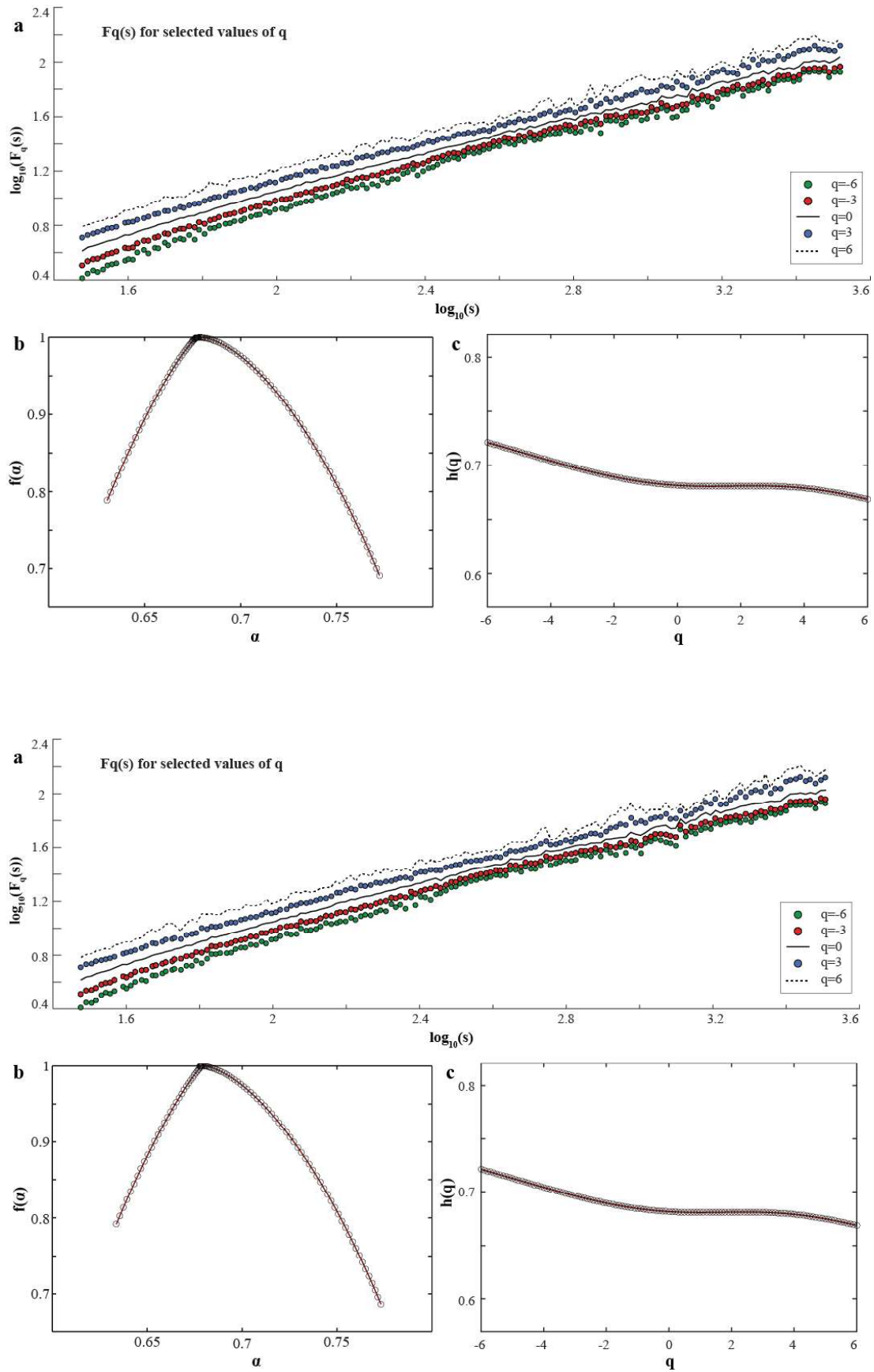
Σχήμα Γ.2. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό του Ηρακλείου.



Σχήμα Γ.3. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Κω.



Σχήμα Γ.4. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Σκύρου.



Σχήμα Γ.5. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των ομογενοποιημένων χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας για το σταθμό της Τρίπολης.

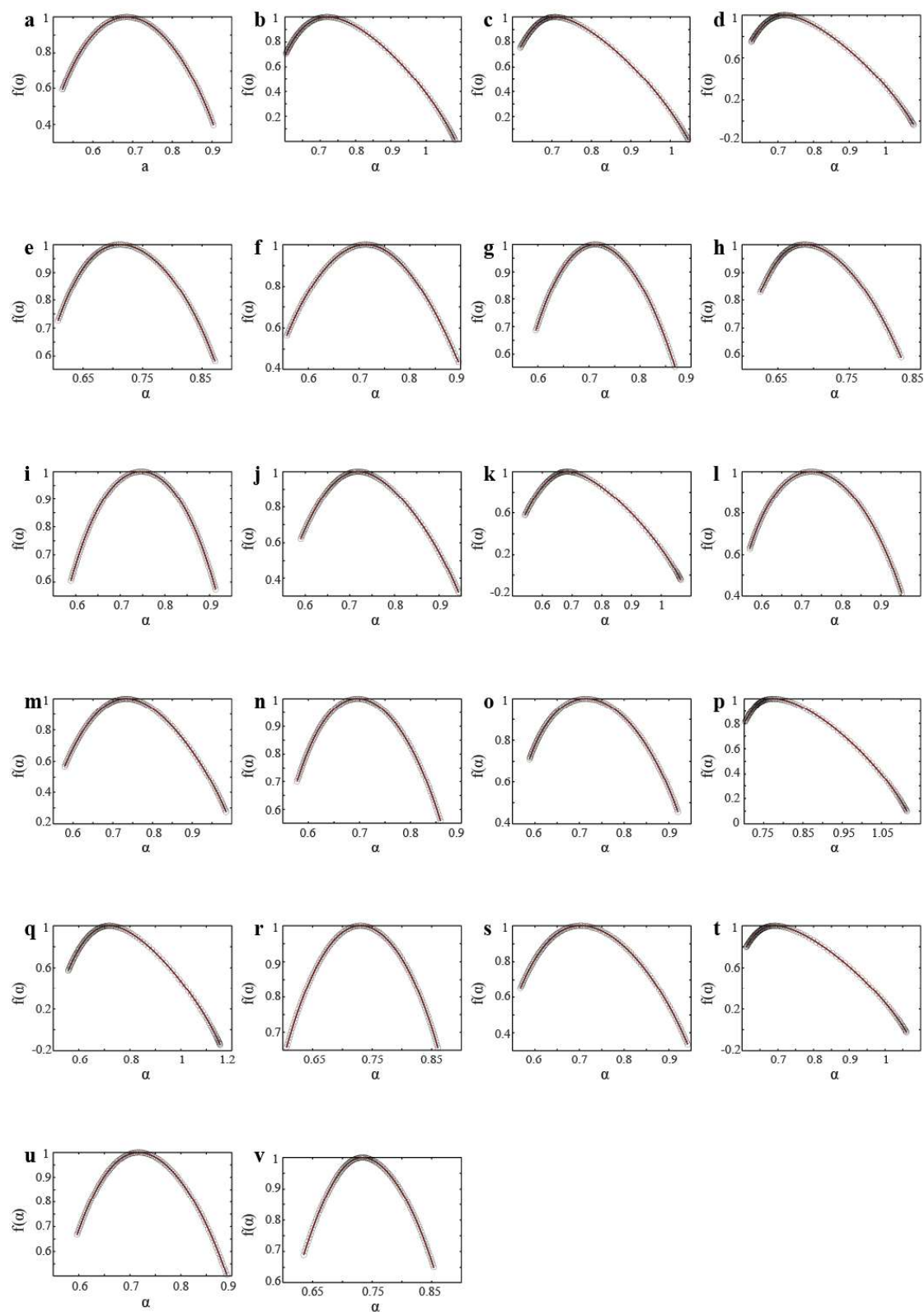
Παράρτημα Δ

Ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών θερμοκρασίας που έχουν αποεποχικοποιηθεί με τη μέθοδο STL

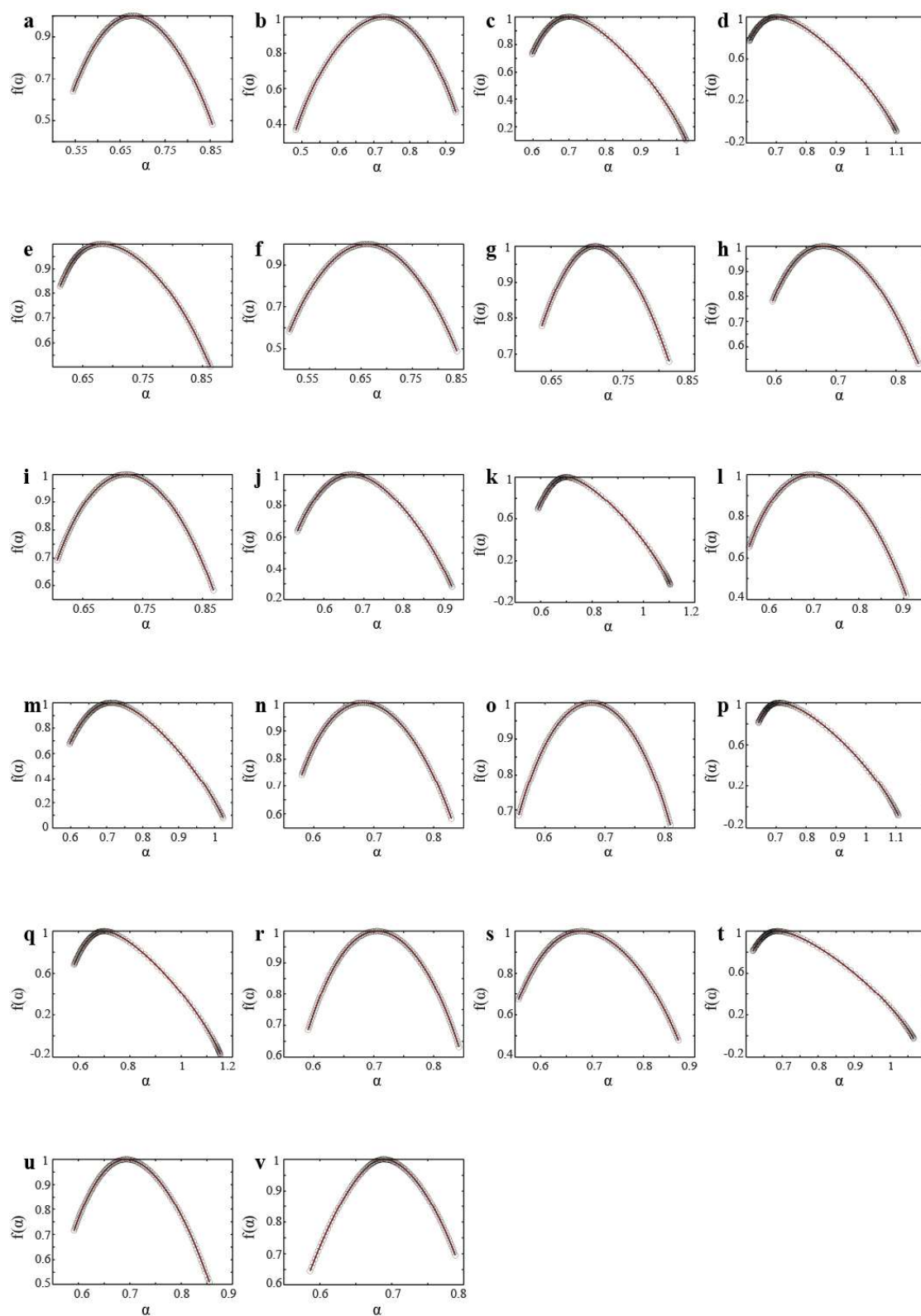
Δ.1 Multifractal φάσματα

Στο Παράρτημα αυτό απεικονίζονται τα διαγράμματα του multifractal φάσματος $f(\alpha)$ ως προς α που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς του δικτύου της ΕΜΥ. Όλες οι χρονοσειρές θερμοκρασίας έχουν αποεποχικοποιηθεί με τη μέθοδο STL. Σε κάθε διάγραμμα, το γράμμα που βρίσκεται πάνω αριστερά δείχνει το σταθμό από τον οποίο προέρχεται το διάγραμμα αυτό σύμφωνα με τον Πίνακα Α.1.

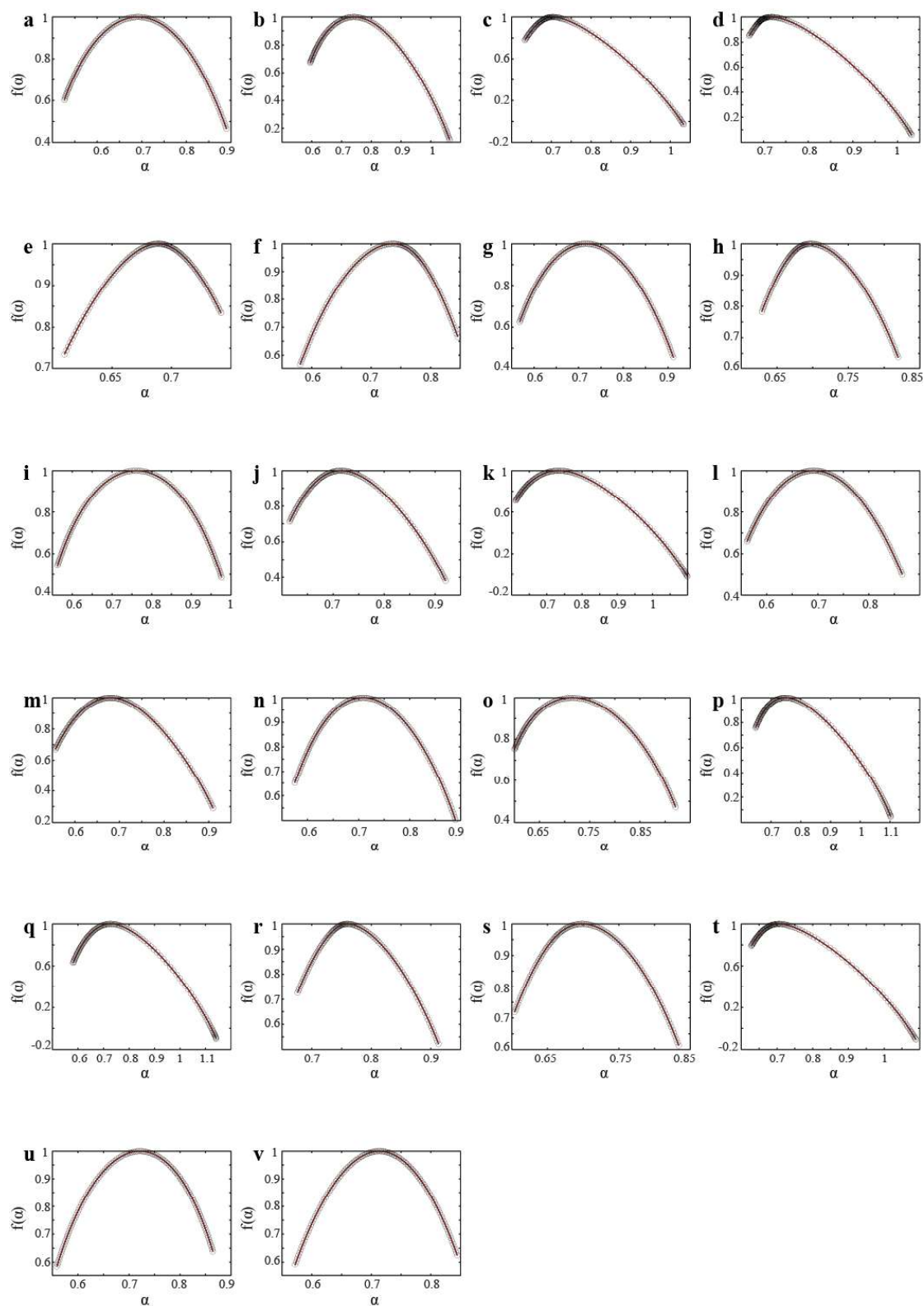
Υπενθυμίζεται ότι τα φάσματα έχουν σχεδιαστεί για τιμές του $q = -6$ (δεξιό άκρο του φάσματος) μέχρι $q = +6$ (αριστερό άκρο του φάσματος). Τα φάσματα αυτά απεικονίζονται στα Σχήματα Δ.1 – Δ.3.



Σχήμα Δ.1. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.



Σχήμα Δ.2. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.

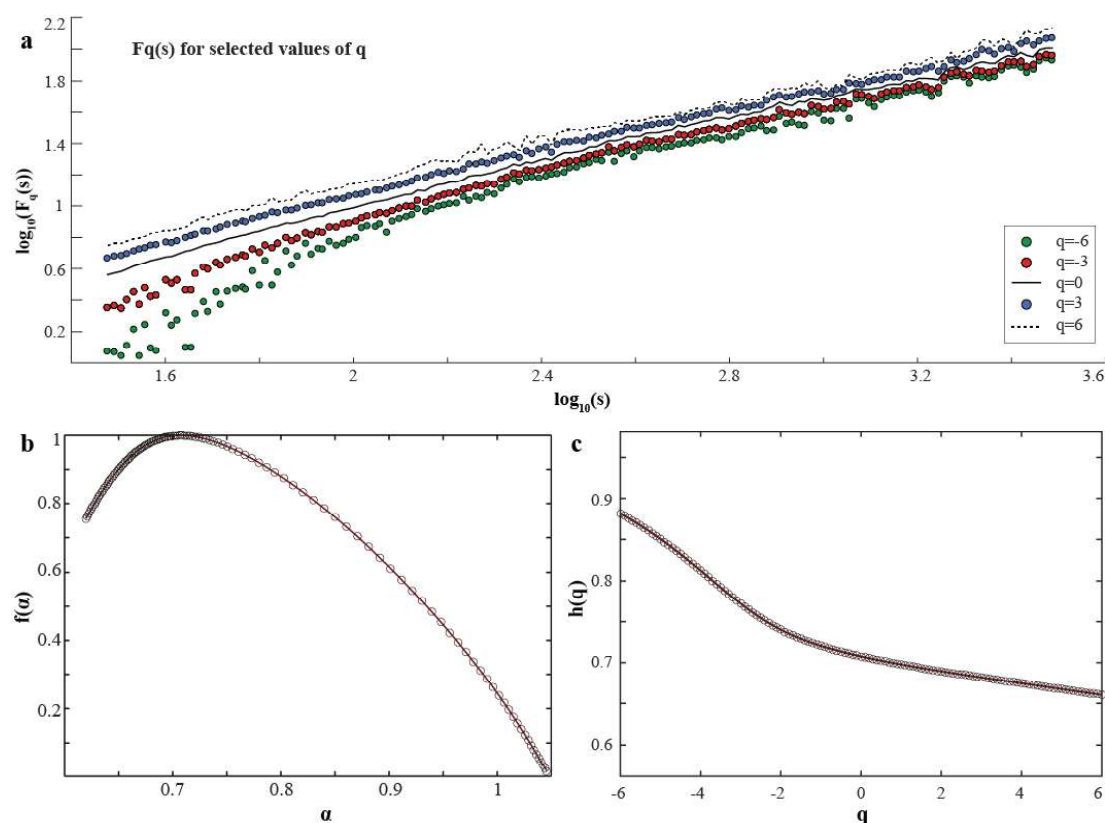


Σχήμα Δ.3. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) που προέρχονται από τους 22 Μετεωρολογικούς Σταθμούς. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στους σταθμούς του Πίνακα Α.1.

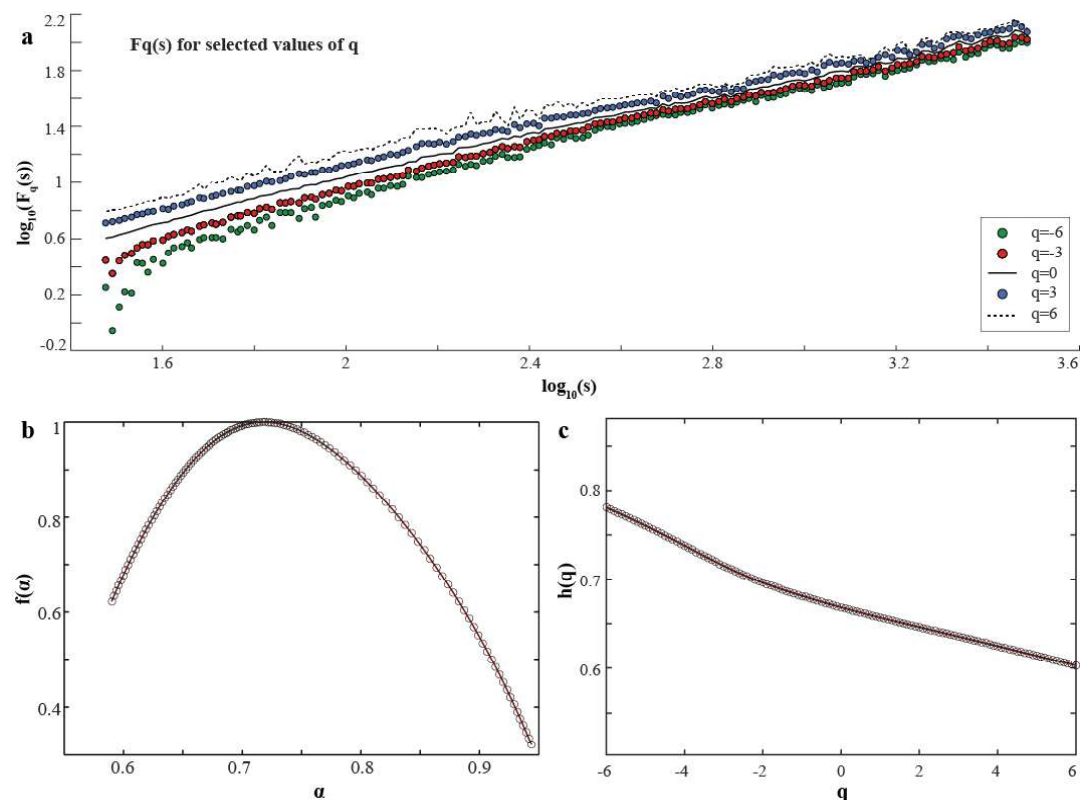
Δ.2 Αντιπροσωπευτικά διαγράμματα των συναρτήσεων $F_q(s)$, $h(q)$ μαζί με τα αντίστοιχα φάσματα $f(\alpha)$

Στην Ενότητα αυτή απεικονίζονται αντιπροσωπευτικά Σχήματα της ομάδας διαγραμμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας θερμοκρασίας (μέση, μέγιστη και ελάχιστη) που έχουν αποεποχικοποιηθεί με τη μέθοδο STL. Η κάθε ομάδα διαγραμμάτων αποτελείται από το διάγραμμα της συνάρτησης διακύμανσης $F_q(s)$ ως προς s , το διάγραμμα του γενικευμένου εκθέτη Hurst $h(q)$ ως προς q και από το multifractal φάσμα $f(\alpha)$ ως προς α .

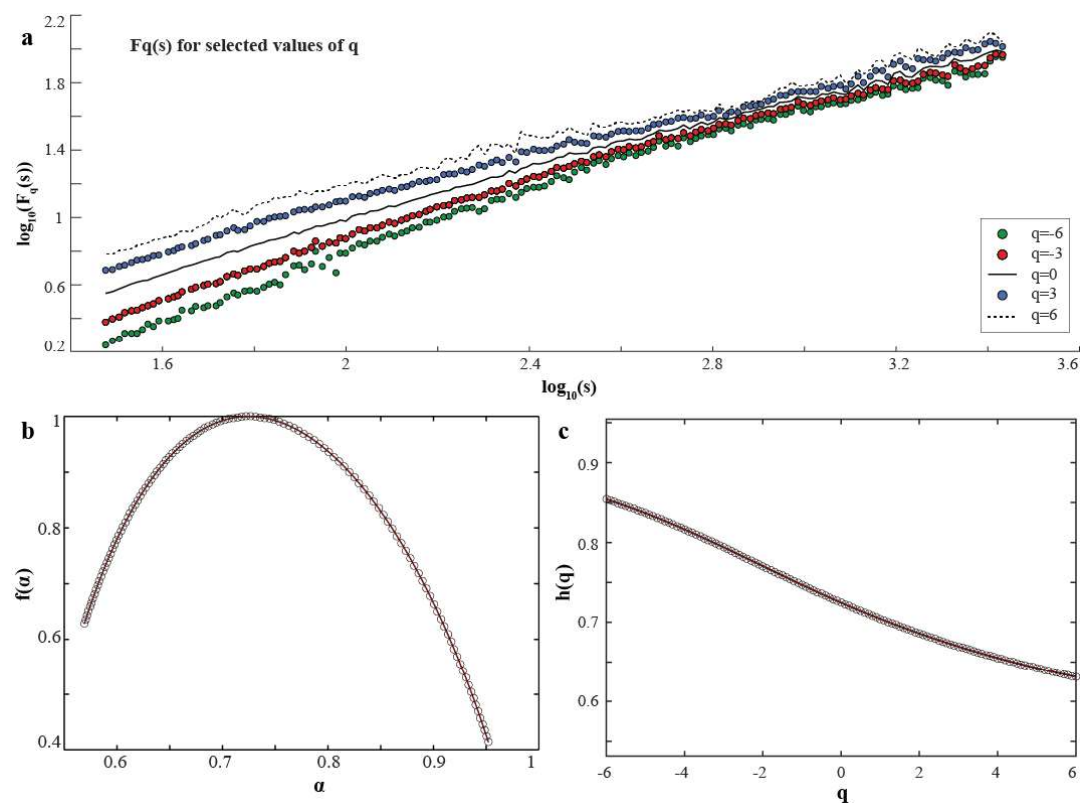
Δ.2.1 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέση θερμοκρασία



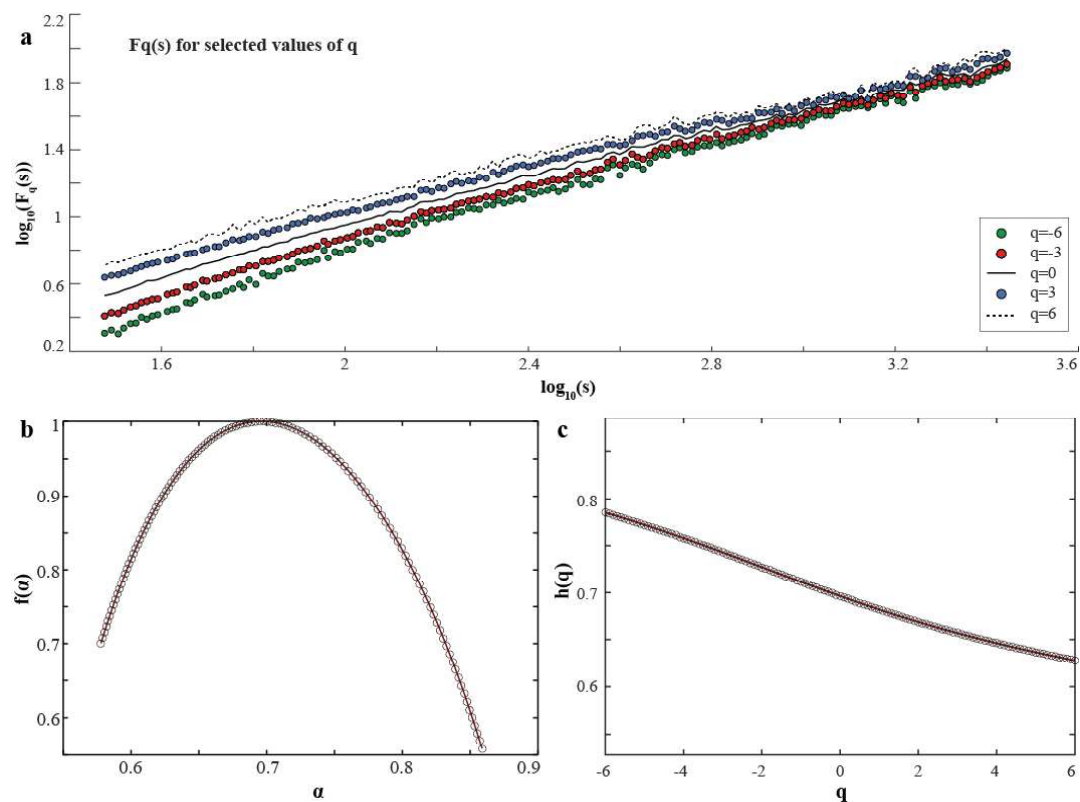
Σχήμα Δ.4α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Ελευσίνας.



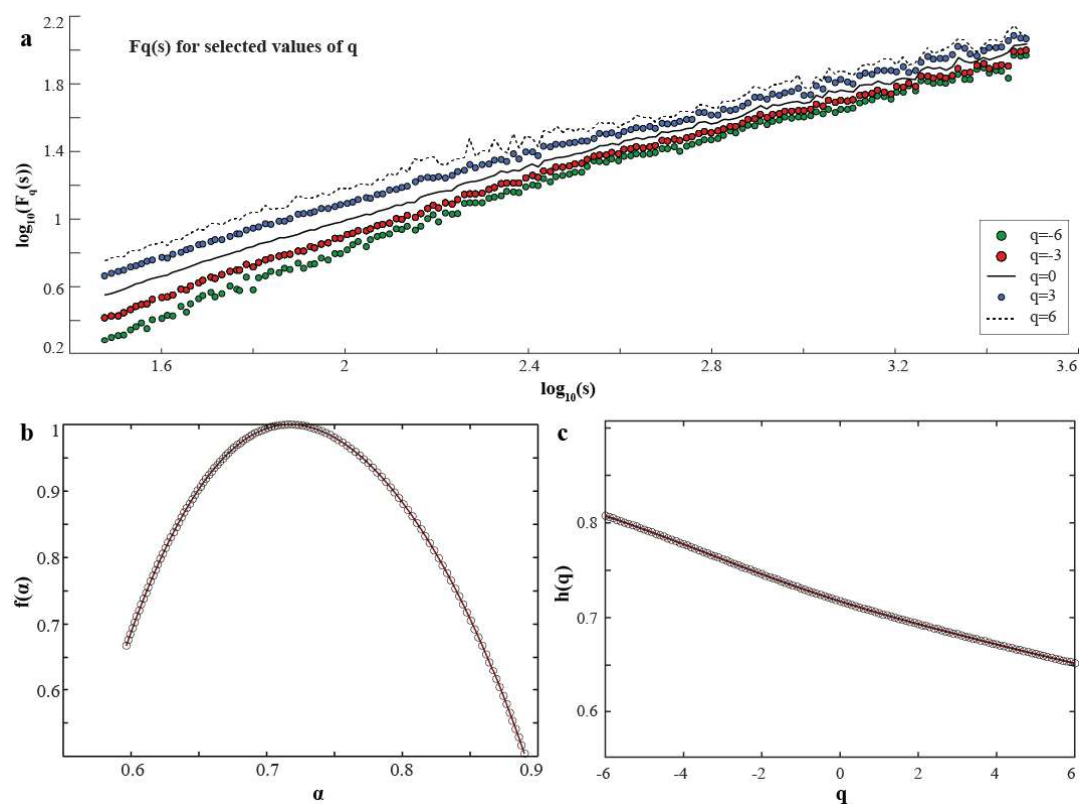
Σχήμα 4.4β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λαμίας.



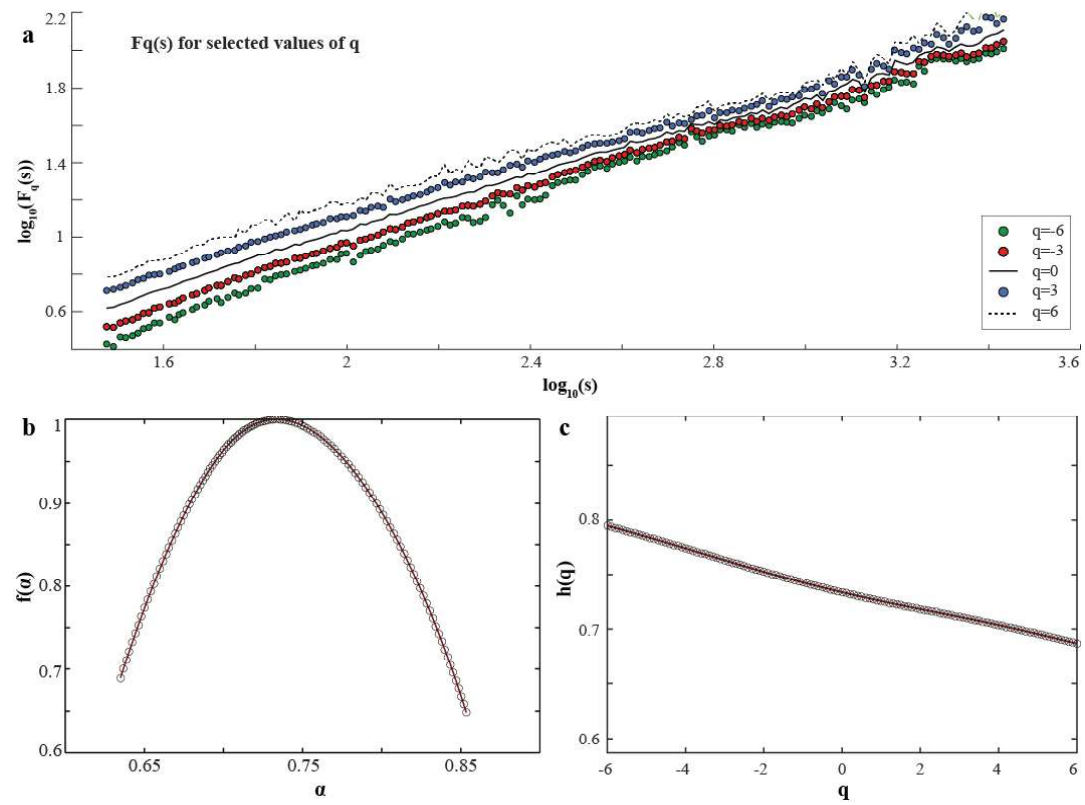
Σχήμα 4.4γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λήμνου.



Σχήμα 4.4δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Μήλου.

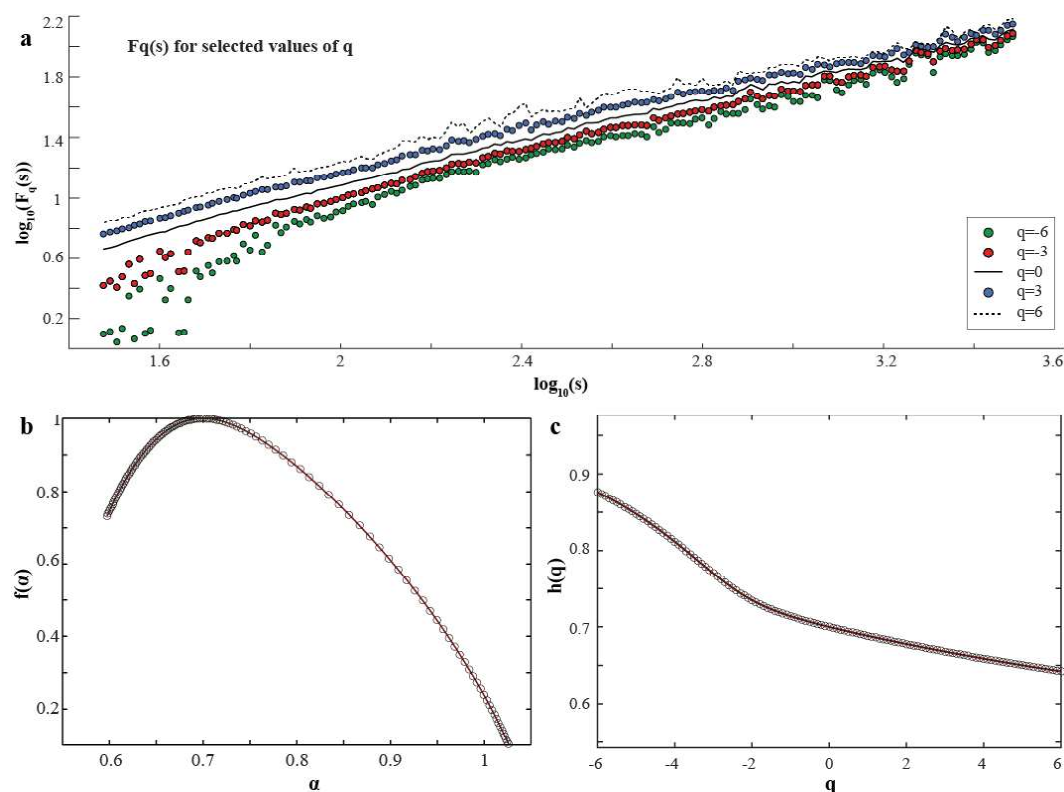


Σχήμα 4.4ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).

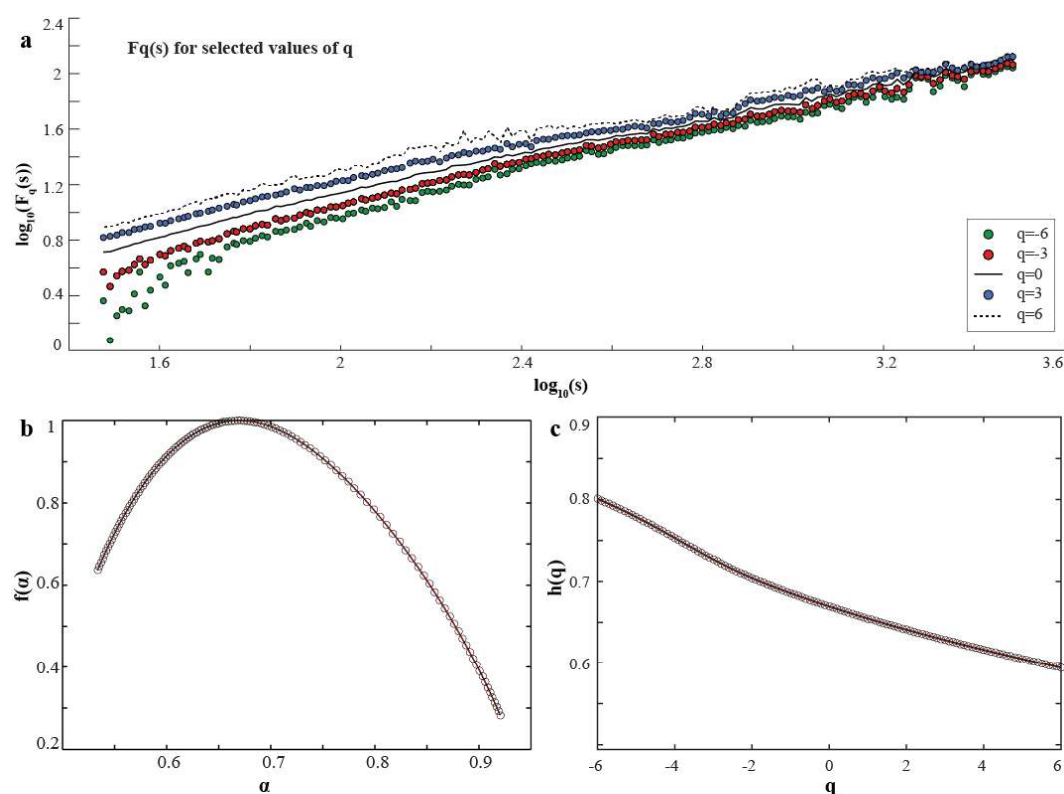


Σχήμα Δ.4στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Τρίπολης.

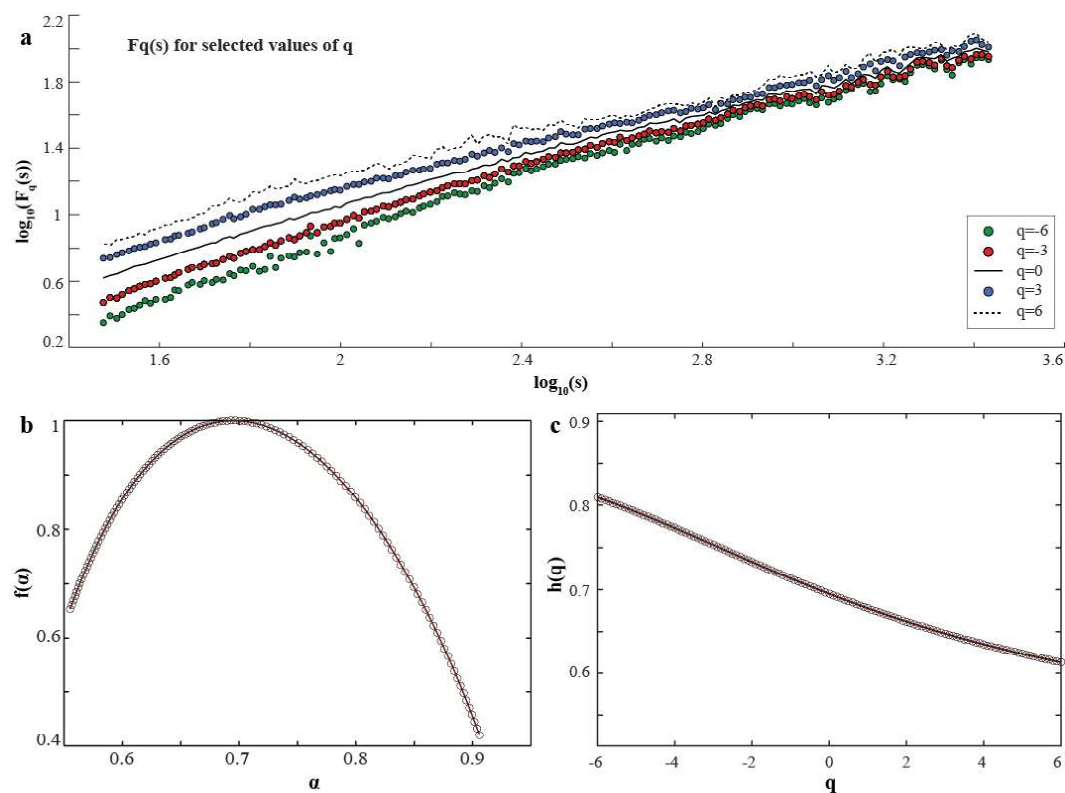
Δ.2.2 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία



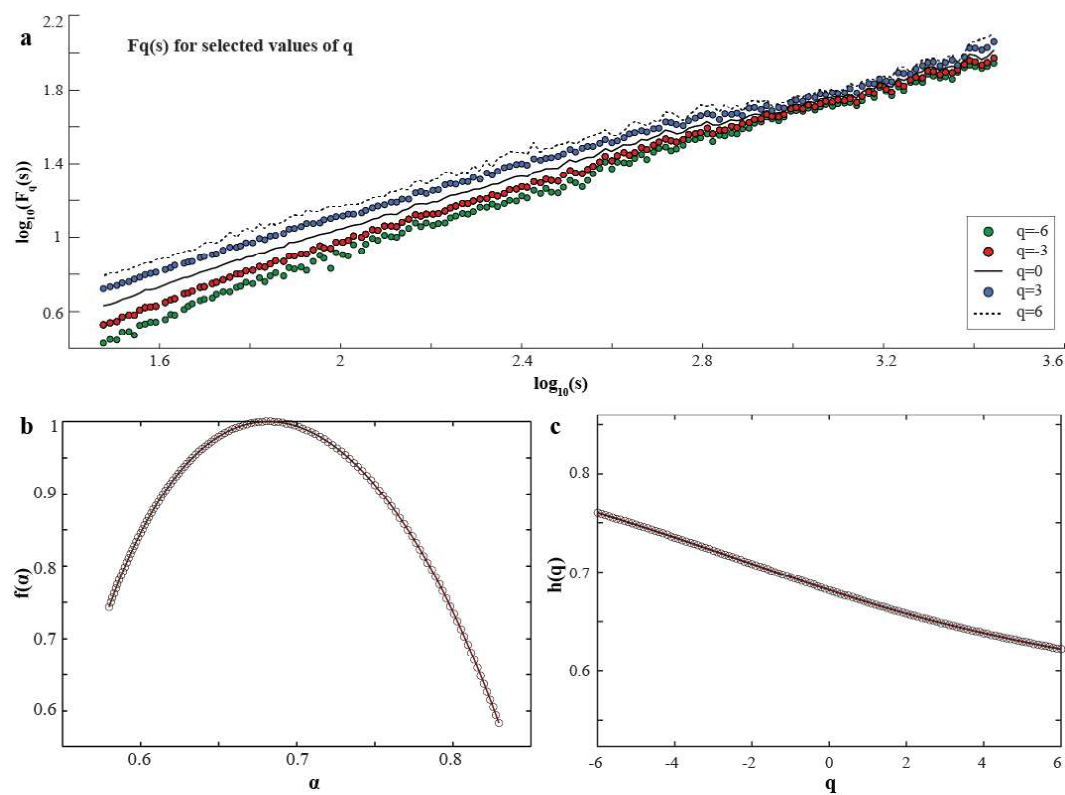
Σχήμα Δ.5α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Ελευσίνας.



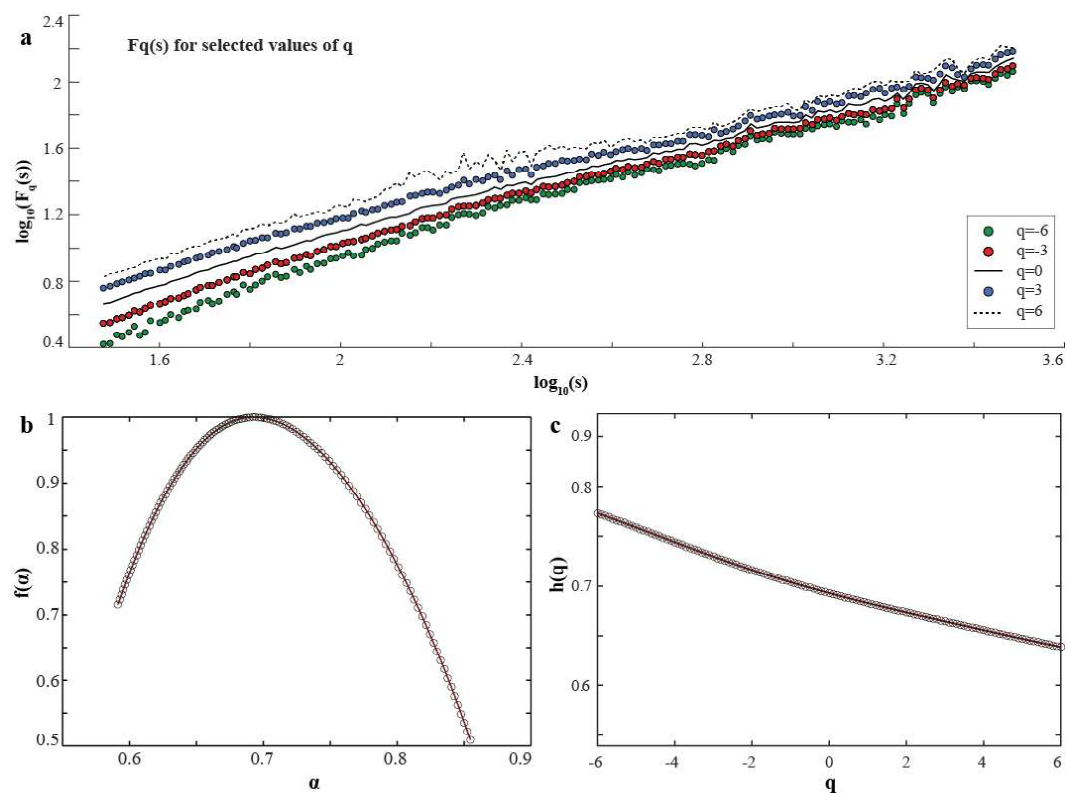
Σχήμα Δ.5β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λαμίας.



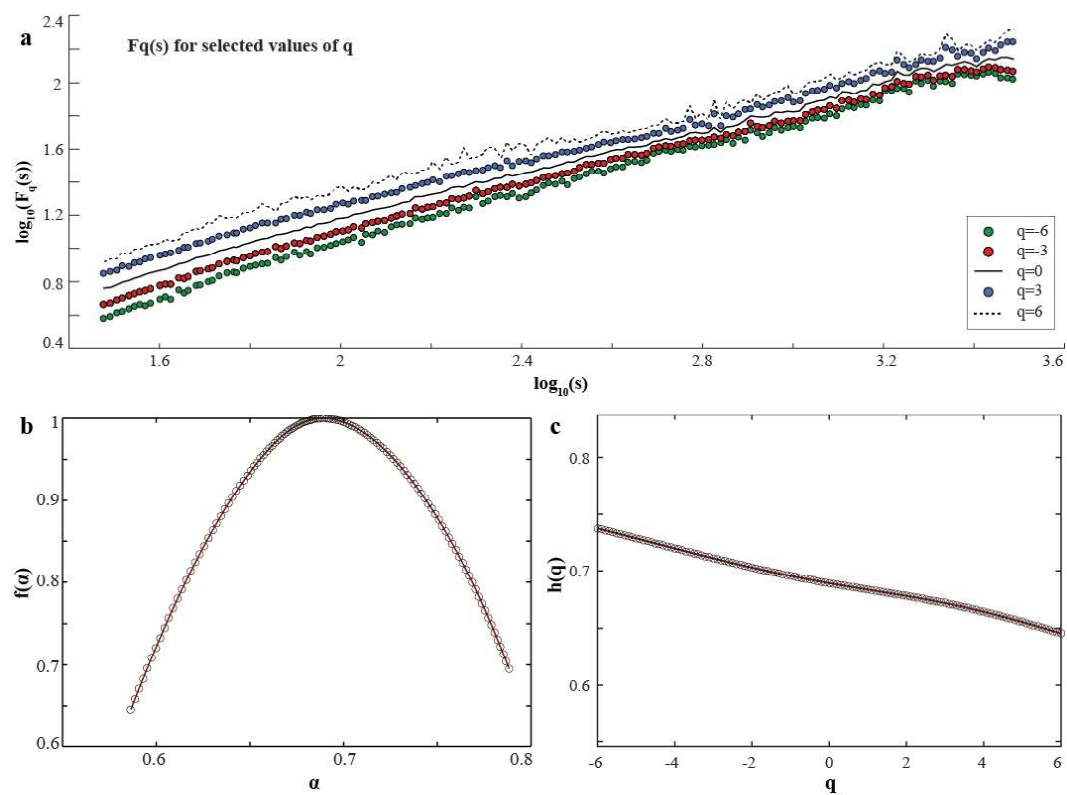
Σχήμα 4.5γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λήμνου.



Σχήμα 4.5δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Μήλου.

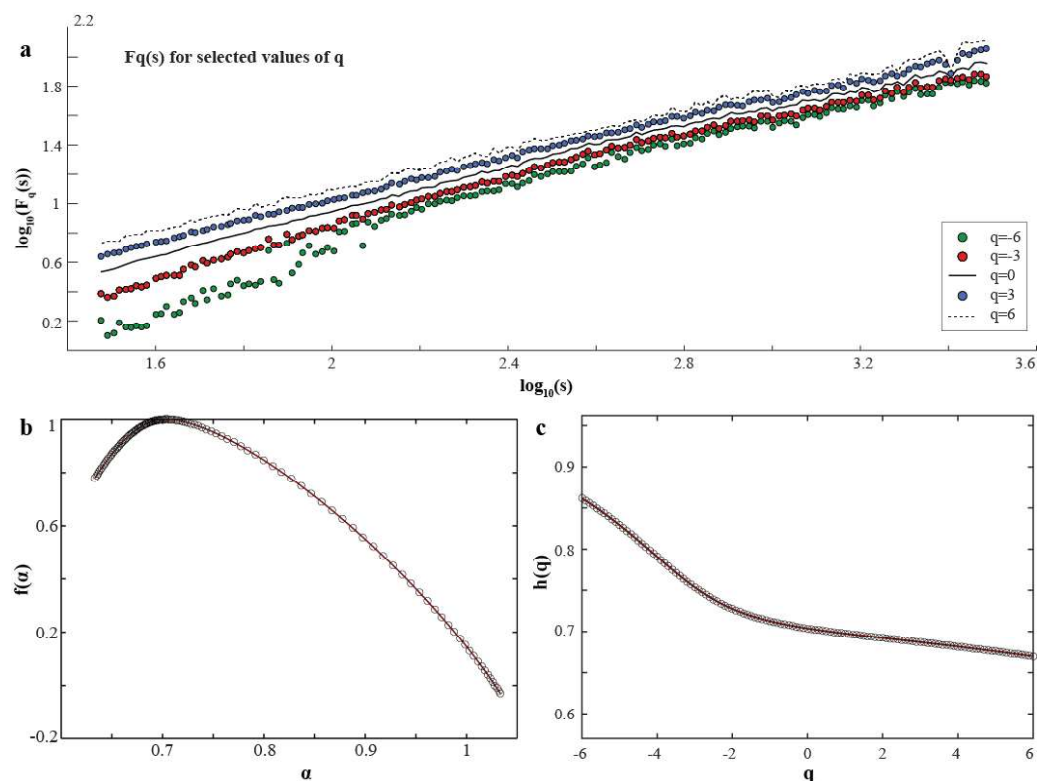


Σχήμα 4.5ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).

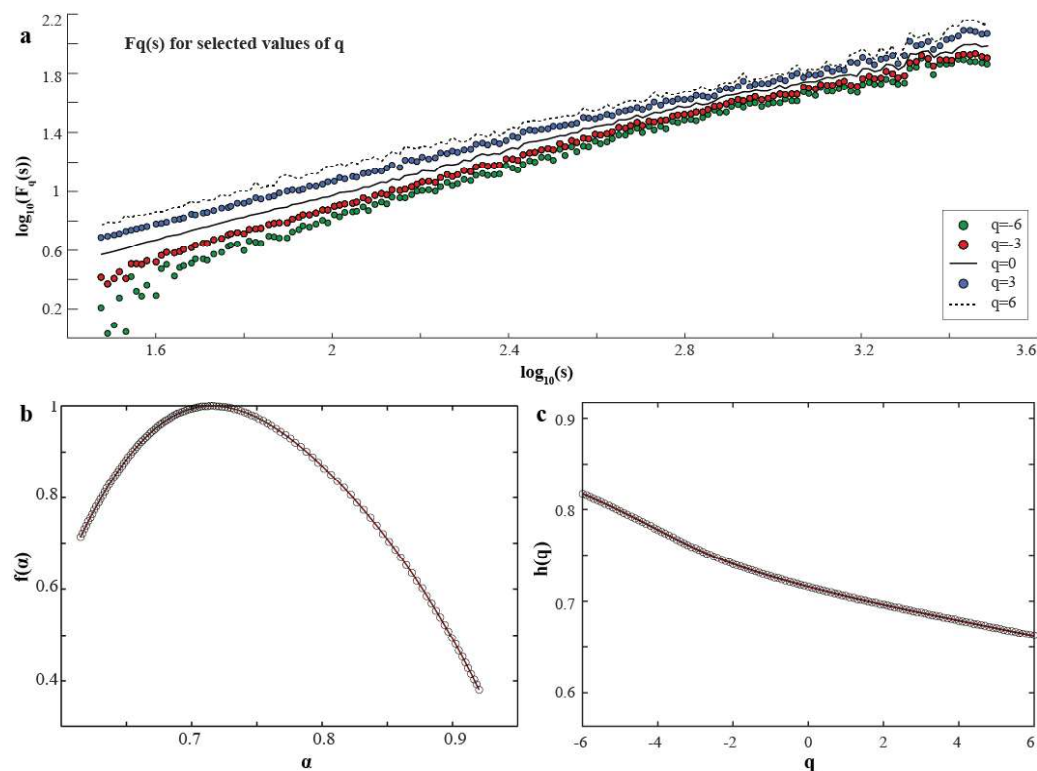


Σχήμα 4.5στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέγιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Τρίπολης.

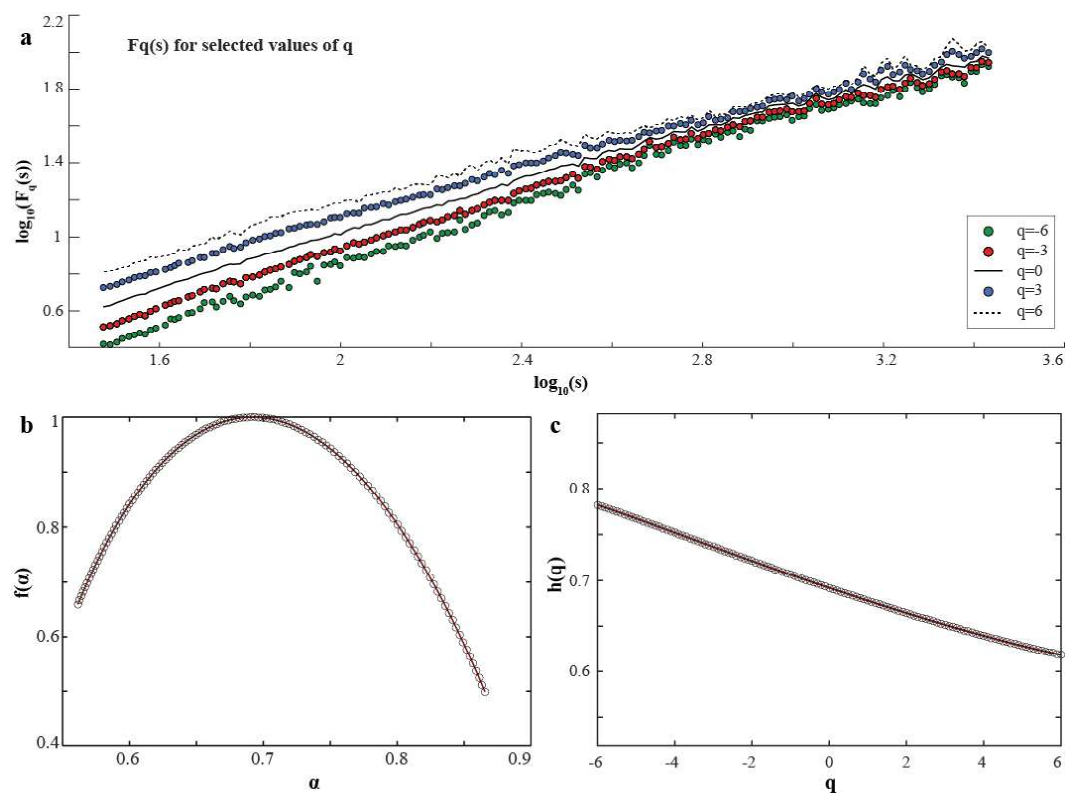
Δ.2.3 Ομάδες διαγραμμάτων για την ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία



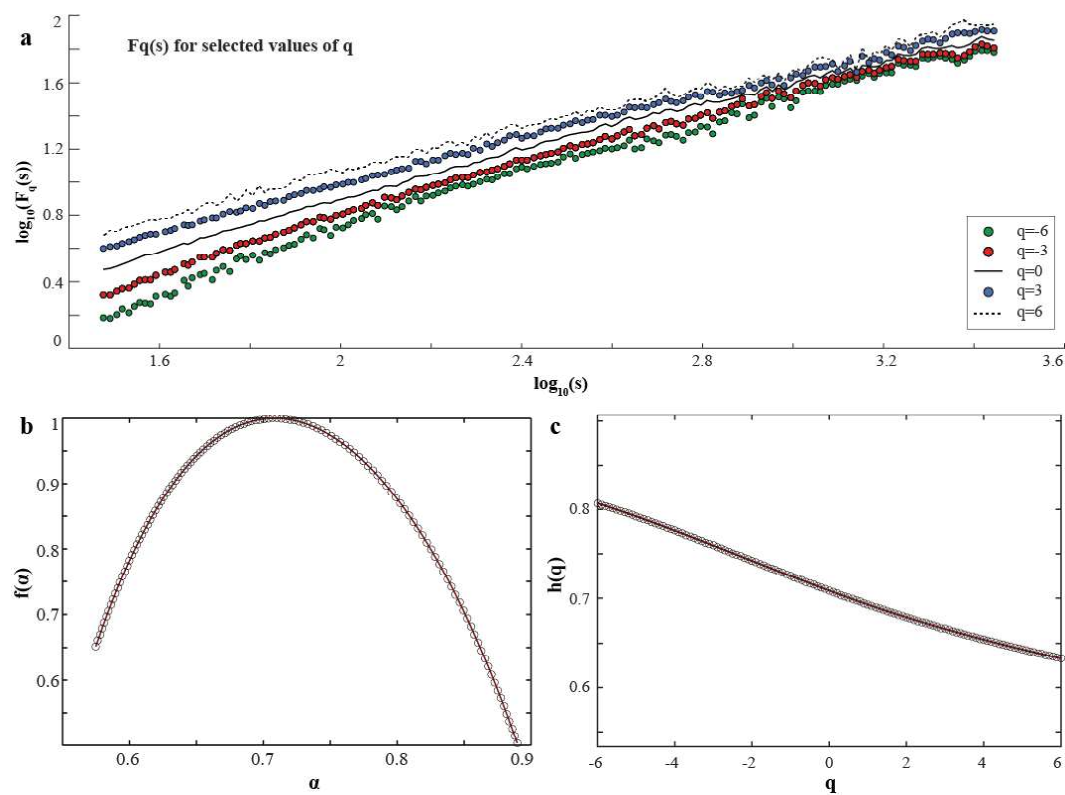
Σχήμα Δ.6α. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Ελευσίνας.



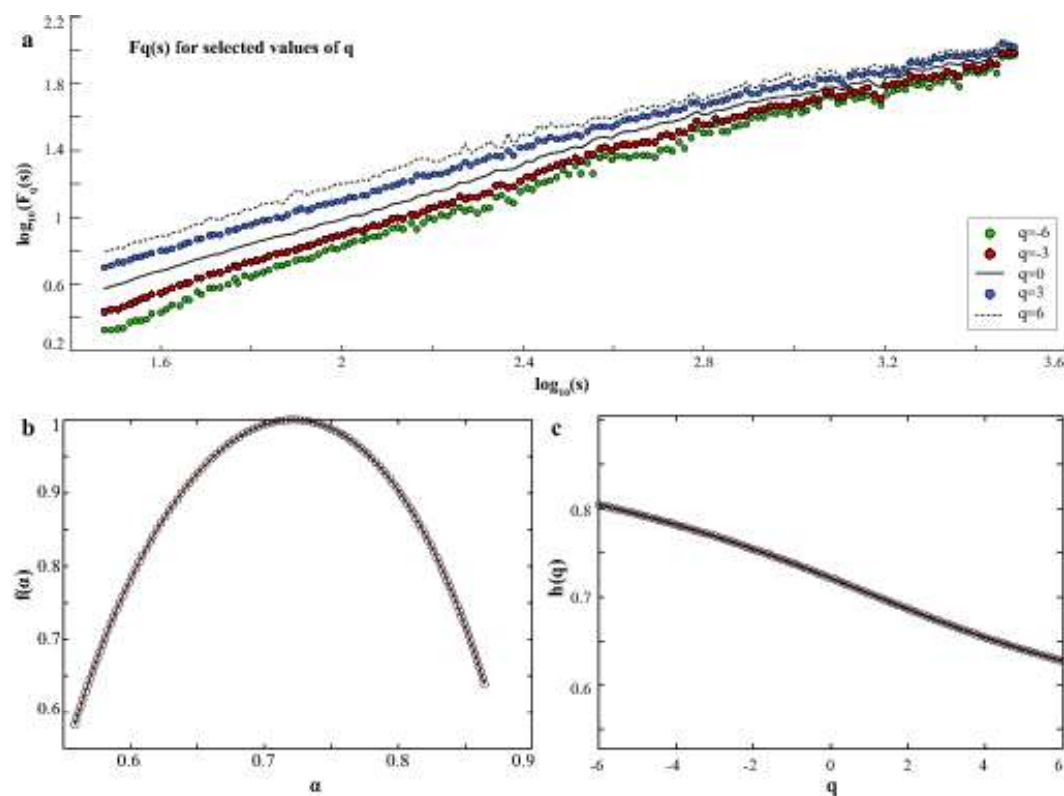
Σχήμα Δ.6β. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λαμίας.



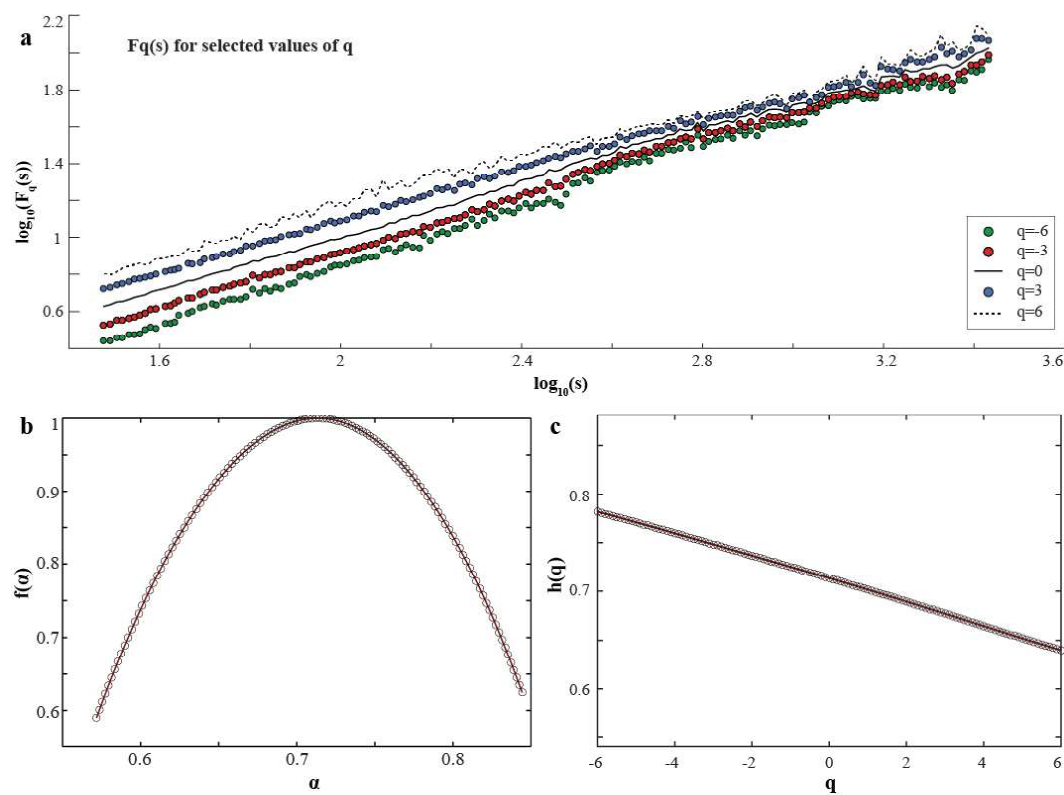
Σχήμα Δ.6γ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Λήμνου.



Σχήμα Δ.6δ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Μήλου.



Σχήμα 4.6ε. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Θεσσαλονίκης (Μίκρα).



Σχήμα 4.6στ. Ομάδα διαγραμμάτων που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας ελάχιστης θερμοκρασίας (αποεποχικοποιημένων με τη μέθοδο STL) για το σταθμό της Τρίπολης.

Παράρτημα Ε

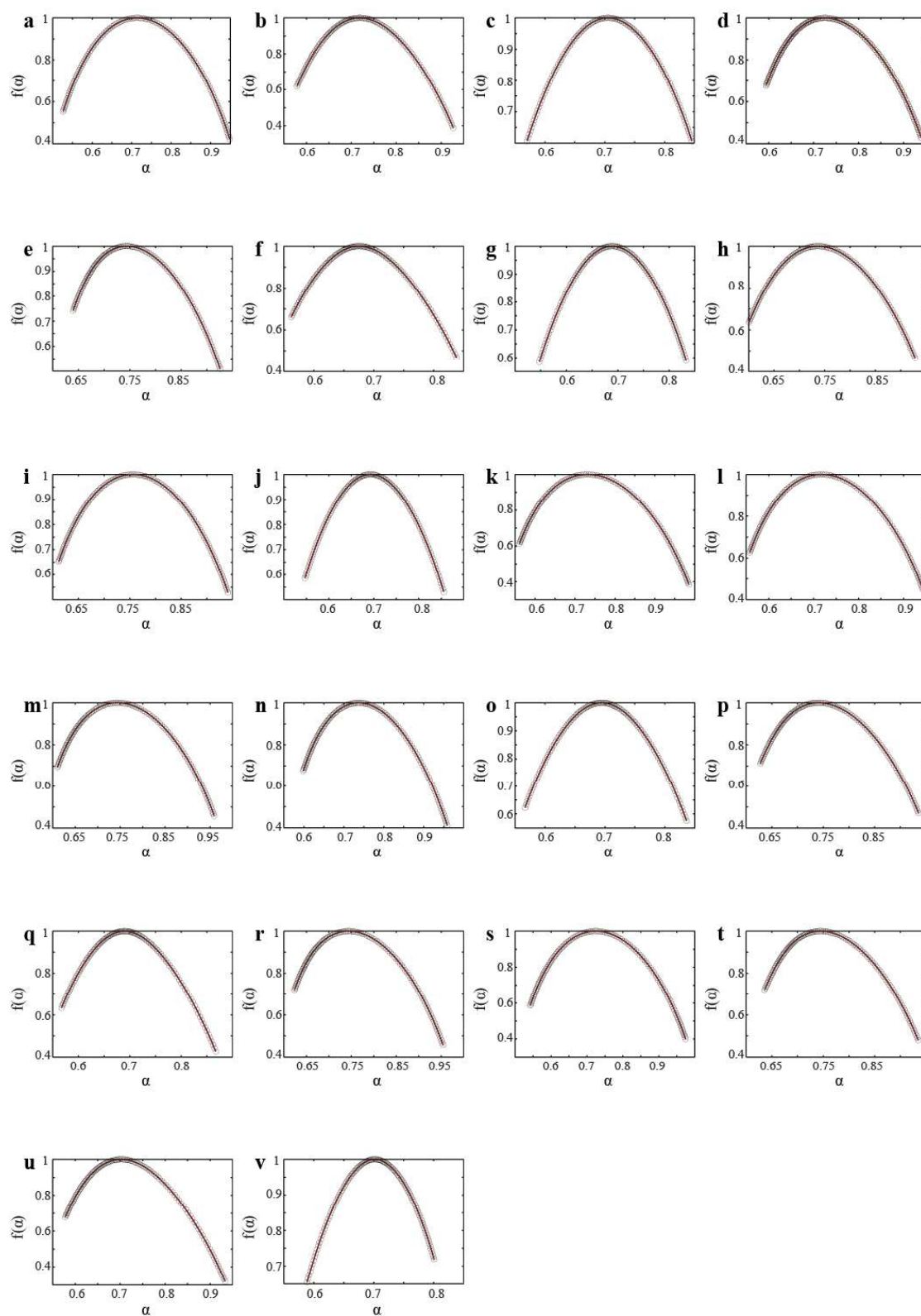
Multifractal φάσματα χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας και σημείου δρόσου που προέρχονται από reanalysis δεδομένα

Στο Παράρτημα αυτό απεικονίζονται τα διαγράμματα του multifractal φάσματος $f(\alpha)$ ως προς α που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου MF-DFA στις χρονοσειρές ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας, καθώς και των ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου που προέρχονται από τα reanalysis δεδομένα του ECMWF. Από τα 154 σημεία του πλέγματος έχουν επιλεγεί τα 22 σημεία εκείνα που βρίσκονται πλησιέστερα στους αντίστοιχους Μετεωρολογικούς Σταθμούς του χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή τη διατριβή. Έτσι σε κάθε διάγραμμα, το γράμμα που βρίσκεται πάνω αριστερά δείχνει το σημείο από το οποίο προέρχεται το διάγραμμα αυτό, οι συντεταγμένες του οποίου είναι καταχωρημένες στον Πίνακα Ε.1., στον οποίο φαίνεται επίσης ο πλησιέστερος Μετεωρολογικός Σταθμός στο σημείο αυτό.

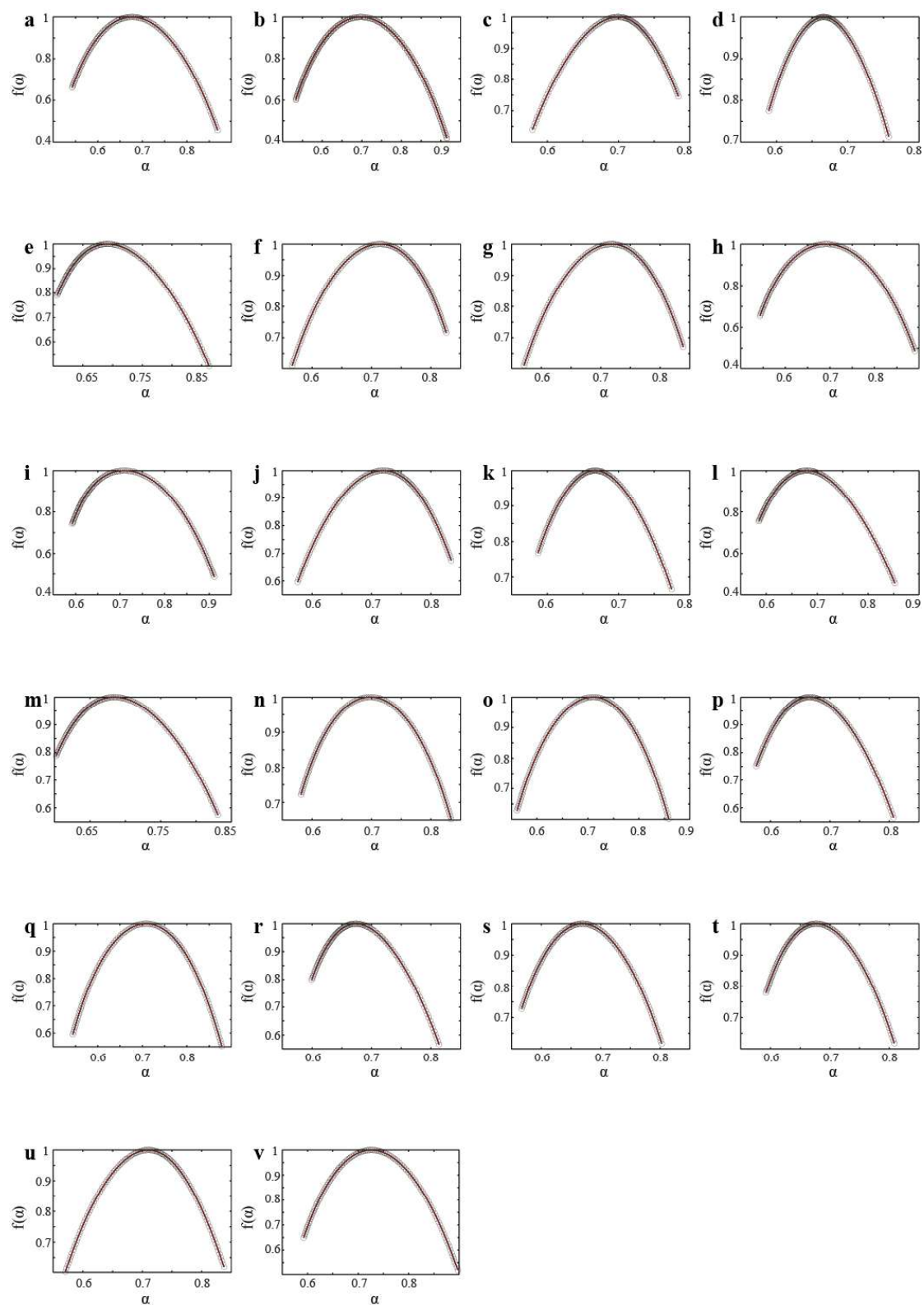
Υπενθυμίζεται ότι τα φάσματα έχουν σχεδιαστεί για τιμές του $q = -6$ (δεξιό άκρο του φάσματος) μέχρι $q = +6$ (αριστερό άκρο του φάσματος). Τα φάσματα αυτά απεικονίζονται στα Σχήματα Ε.1 (για τη θερμοκρασία) και Ε.2 (για το σημείο δρόσου).

Πίνακας Ε.1. Αντιστοιχία γραμμάτων και σημείων στα Σχήματα που ακολουθούν, όπου επίσης φαίνεται ο πλησιέστερος σταθμός σε κάθε σημείο.

Γράμμα	Σημείο	Πλησιέστερος Σταθμός
a	40.50N 26.25E	Αλεξανδρούπολη
b	38.25N 21.00E	Ανδραβίδα
c	38.25N 23.25E	Ελευσίνα
d	38.25N 24.00E	Ελληνικό
e	35.25N 25.50E	Ηράκλειο
f	40.50N 21.00E	Καστοριά
g	39.75N 20.25E	Κέρκυρα
h	36.00N 23.25E	Κύθηρα
i	36.75N 27.00E	Κως
j	39.00N 22.50E	Λαμία
k	39.75N 22.50E	Λάρισα
l	39.75N 25.50E	Λήμνος
m	36.75N 21.75E	Μεθώνη
n	36.75N 24.75E	Μήλος
o	39.00N 26.25E	Μυτιλήνη
p	36.75N 25.50E	Νάξος
q	39.00N 21.00E	Πρέβεζα
r	36.00N 27.75E	Ρόδος
s	39.00N 24.75E	Σκύρος
t	35.25N 24.00E	Σούδα
u	40.50N 23.25E	Θεσσαλονίκη
v	37.50N 22.50E	Τρίπολη



Σχήμα Ε.1. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιας μέσης θερμοκρασίας που προέρχονται από reanalysis δεδομένα. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στα σημεία του Πίνακα Ε.1.



Σχήμα Ε.2. Multifractal φάσματα που προέκυψαν από την ανάλυση MF-DFA των χρονοσειρών ημερήσιων τιμών του σημείου δρόσου που προέρχονται από reanalysis δεδομένα. Τα γράμματα στα αριστερά κάθε φάσματος αντιστοιχούν στα σημεία του Πίνακα Ε.1.

Βιβλιογραφία

- Akbari, H., Cartalis, C., Kolokotsa, D., Muscio, A., Pisello, A.L., Rossi, F., Santamouris, M., Synnefa, A., Wong, N.H., Zinzi, M. (2016). Local climate change and urban heat island mitigation techniques – The state of the art. *Journal of Civil Engineering and Management*, 22(1), 1 – 16.
- Arneodo, A., Bacry, E., Graves, P.V., Muzy, J.F. (1995). Characterizing long-range correlations in DNA sequences from wavelet analysis. *Physical Review Letters*, 74:3293.
- Arneodo, A., Manneville, S., Muzy, J.F.(1998). Towards log-normal statistics in high Reynolds number turbulence. *European Physical Journal B* , 1:129.
- Arneodo, A., Audit, B., Decoster, N., Muzy, J.F., Vaillant, C. (2002). Wavelet based multifractal formalism: applications to DNA sequences, satellite images of the cloud structure and stock market data. In: Bunde, A., Kropp, J., Schellnhuber, H.J. (editors). *The science of disaster: climate disruptions, market crashes and heart attacks*. Springer, Berlin.
- Arrowsmith, D.K., Place, C.M. (1990). *Ordinary Differential Equations*. Chapman and Hall Mathematics.
- Avnir, D. (1992). *The fractal approach to heterogeneous chemistry*. Wiley, New York.
- Bacry, E., Delour, J., Muzy, J.F.(2001). Multifractal random walk. *Physical Review E*, 64:026103.
- Barabasi, A.L., Vicsek, T. (1991). Multifractality of self-affine fractals. *Physical Review A*, 44:2730.
- Baranowski, P., Krzyszczak, J., Slawinski, C., Hoffmann, H., Kozyra, J., Nieróbca, A., Siwek, K., Gluza, A. (2015). Multifractal analysis of meteorological time series to assess climate impacts. *Climate Research*, 65, 39-52.
- Barbi, M., Chillemi, S., Di Garbo, A., Balocchi, R., Carpeggiani, C., Emdin, M., Michelassi, C., Santarcangelo, E. (1998). Predictability and nonlinearity of the heart rhythm. *Chaos Solitons and Fractals* 9, 507-515.
- Bartos, I., Janosi, I.M. (2006). Nonlinear correlations of daily temperature records over land. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 13, 571-576.
- Bartzokas, A., Lolis, C.J., Metaxas, D.A. (2003). A study on the intra-annual variation and the spatial distribution of precipitation amount and duration over Greece on a 10 day basis. *International Journal of Climatology* 23: 207 – 222.
- Benas, N., Chrysoulakis, N., Cartalis, C. (2017). Trends of urban surface temperature and heat island characteristics in the Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology*, 130, 3-4, 807 – 816.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., Simmons, A. (2011). *The ERA-Interim archive (Version 2.0)*. ERA report series. ECMWF Publications.

- Bishop, S.M., Yarham S.I., Navapurkar, V.U., Menon, D.K. & Ercole, A. (2012). Multifractal Analysis of Hemodynamic Behavior. *Anesthesiology*, V 117, No 4, 810-821.
- Bogachev, M.I., Bunde, A. (2008) Memory effects in the statistics of interoccurrence times between large returns in financial records. *Physical Review E* 78:036114.
- Bountas, N., Boboti, N., Feloni, E., Zeikos, L., Markonis, Y., Tegos, A., Mamassis, N., Koutsoyiannis, D. (2013). Temperature variability over Greece: Links between space and time. 5th EGU Leonardo Conference, Kos Island, Greece, 17 – 19 October 2013.
- Box, G., Jenkins, A. (1976). *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Holden Day, Oakland.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. (1994). *Time-series analysis*. Prentice Hall, New Jersey.
- Brunet, G et al. (2010). Collaboration of the weather and climate communities to advance subseasonal-to-seasonal prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1397–1406.
- Buldyrev, S.V., Dokholyan, N.V., Goldberger, A.L., Havlin, S., Peng, C.K., Stanley, H.E., Viswanathan, G.M. (1998). Analysis of DNA sequences using methods of statistical physics. *Physica A* 249, 430-438.
- Bunde, A., Havlin, S. (1994). *Fractals in science*. Springer, Heidelberg.
- Bunde, A., Havlin, S. (1996). *Fractals and disordered systems*. Springer, Heidelberg.
- Bunde, A., Havlin, S., Kandelhardt, J.W., Penzel, T., Peter, J-H., Voigt, K. (2000). Correlated and uncorrelated regions in heart-rate fluctuations during sleep. *Physical Review Letters*, 85: 3736.
- Bunde, A., Havlin, S. (2011). *Fractal Geometry, A Brief Introduction to. From : Mathematics of Complexity and Dynamical Systems*. Editor : Robert A. Meyers, 409 – 428.
- Burgueno A., Lana, X., Serra, C., Martinez, M.D. (2014). Daily extreme temperature multifractals in Catalonia (NE Spain). *Physics Letters A* 378: 874-85.
- Caldeira, R., Fernandez, I., Pacheco, J.M. (2007). On NAO's predictability through the DFA method. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96, 221-227.
- Cartalis, C., Synodinou, A., Proedrou, M., Tsngrassoulis, A., Santamouris, M. (2001). Modifications in energy demands in urban areas as a result of climate changes: an assessment for the southeast Mediterranean region. *Energy Conversion and Management*, 42, 14, 1647 – 1656.
- Cartalis, C., Nikitopoulou, T., Proedrou, M. (2002). Climate changes and their impact on agriculture in Greece: a critical aspect for medium – and long-term environmental policy planning. *International Journal of Environment and Pollution*, 17, 3.
- Chatfield, C. (2003). *The analysis of time series. An introduction*. Taylor & Francis, Boca Raton.

- Chattopadhyay, G., Chattopadhyay, S. (2014). Study on statistical aspects of monthly sunspot number time series and its long-range correlation through detrended fluctuation analysis. *Indian Journal of Physics*, 88, 1135–1140.
- Chen, Z., Ivanov, P.C., Hu, K., Stanley, H.E. (2002). Effect of nonstationarities on detrended fluctuation analysis. *Physical Review E*. 65, 041107.
- Cleveland, R.B., Cleveland, W.S., McRae, J., Terpenning, I. (1990). STL: A seasonal-trend decomposition procedure based on loess. *Journal of Official Statistics*, 6, 3–73.
- Coleman, P.H., Pietronero, L. (1992). The fractal structure of the universe. *Physics Reports*, 213:311.
- Cracknell, A. P., & Varotsos, C. A. (2011). New aspects of global climate-dynamics research and remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 32(3), 579-600.
- Daubechies, I. (1988). Orthogonal bases of compactly supported wavelets. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 41:909.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Holm, E.V., Isaksen, L., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J-J., Park, B-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J-N., Vitart, F.(2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553–597.
- Della-Marta, P.M., Wanner, H.(2006). A Method for homogenizing the extremes and mean of daily temperature measurements. *Journal of Climate*, 19, 4179–4197.
- Delignienersa, D., Ramdania, S., Lemoinea, L., Torrea, K., Fortesb, M., Ninot, G. (2006). Fractal analysis for ‘short’ time series : A reassessment of classical methods. *Journal of Mathematical Psychology*, 50:525.
- Di Matteo, T., Aste, T., Dacorogna, M.M.(2003). Scaling behaviors in differently developed markets. *Physica A*, 324, 183-188.
- Doblas-Reyes, F.J., Garcva-Serrano, J., Lienert, F., Biescas, A.P., Rodrigues, L.R.L (2013). Seasonal climate predictability and forecasting: status and prospects. *WIREs Climate Change*, 4, 245–268.
- Du, H., Wu, Z., Zong, S., Meng, X., Wang, L. (2013). Assessing the characteristics of extreme precipitation over northeast China using the multifractal detrended fluctuation analysis. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 118, 6165-6174.
- Durre, I., Menne, M.J., Gleason, B.E., Houston, T.G., Vose, R.S. (2010). Comprehensive Automated Quality Assurance of Daily Surface Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 49, 1615-1633.
- Dutta, S., Ghosh, D., Chatterjee, S. (2013). Multifractal detrended fluctuation analysis of human gait diseases. *Frontiers in Physiology*, 4: 274.

- Efstathiou, M.N., Tzanis, C., Varotsos, C.A. (2009). Long-term memory dynamics of total ozone content. *International Journal of Remote Sensing*, 30(15-16), 3897-3905.
- Efstathiou, M.N., Varotsos, C.A. (2010). On the altitude dependence of the temperature scaling behaviour at the global troposphere. *International Journal of Remote Sensing*, 31, 2, 343-349.
- Efstathiou, M. N., Tzanis, C., Cracknell, A. P., & Varotsos, C. A. (2011). New features of land and sea surface temperature anomalies. *International journal of remote sensing*, 32(11), 3231-3238.
- Efstathiou, M. N., & Varotsos, C. A. (2012). Intrinsic properties of Sahel precipitation anomalies and rainfall. *Theoretical and applied climatology*, 109(3-4), 627-633.
- Eichner, J.F., Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Schellnhuber, H.J. (2003). Power-law persistence and trends in the atmosphere: A detailed study of long temperature records. *Physical Review E*, 68, 046133.
- Fan, K. (2010). A prediction model for Atlantic named storm frequency using a year-by-year increment approach. *Weather Forecast*, 25, 1842–1851.
- Feder, J. (1988). *Fractals*. Plenum, New York.
- Feng, T., Fu, Z., Deng, X., Mao, J. (2009). A brief description to different multi-fractal behaviors of daily wind speed records over China. *Physics Letters A*, 373, 4134-4141.
- Fyfe, J.C., Merryfield, W.J., Kharin, V., Boer, G.J., Lee, W-S., von Salzen, K. (2011). Skillful predictions of decadal trends in global mean surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 38, L22801.
- Gao, J., Hu, J., Mao, X., Perc, M. (2012). Culturomics meets random fractal theory: insights into long-range correlations of social and natural phenomena over the past two centuries. *Journal of the Royal Society Interface*, 9, 1956-1964.
- Gao, Li-Hao and Fu, Zun-Tao (2013). Multi-fractal Behaviors of Relative Humidity over China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 6:2, 74-78.
- Ghosh, D., Dutta, S., Chakraborty, S., Samanta, S. (2017). Chaos Based Quantitative Electro-Diagnostic Marker for Diagnosis of Myopathy, Neuropathy and Motor Neuron Disease. *Journal of Neurology and Neuroscience*, 8, S4: 226.
- Giese, E., Mossing, I., Rybski, D., Bunde, A.(2007). Long-term analysis of air-temperature trends in Central Asia. *Erdkunde* 61(2), 186 – 202.
- Govindan, R.B., Vjushin, D., Brenner, S., Bunde, A., Havlin, S., Schellnhuber, H-J. (2002). Global climate models violate scaling of the observed atmospheric variability. *Rhysical Review Letters*, 89:028501.
- Green, E., Hanan, W., Heffernan, D. (2014). The origins of multifractality in financial time series and the effect of extreme events. *The European Physical Journal B*, 87: 129.
- Gu, G.F., Zhou, W.X. (2006). Detrended fluctuation analysis for fractals and multifractals in higher dimensions. *Physical Review E*, 74:061104.

- Guckenheimer, J. Holmes, P. (1983). *Nonlinear Oscillations, Dynamical Systems and Bifurcations of Vector Fields*. Springer, New York.
- Havlin, S., Blumberg-Selinger, R., Schwartz, M., Stanley, H.E., Bunde, A. (1988). Random multiplicative processes and transport in structures with correlated spatial disorder. *Physical Review Letters* 61:1438.
- Havlin, S., Buldyrev, S.V., Bunde, A., Goldberger, A.L., Ivanov, P.C., Peng, C.-K., Stanley, H.E. (1999). Scaling in nature: from DNA through heartbeats to weather. *Physica A*, 273, 46 – 69.
- He, W., Zhao, S., Liu, Q., Jiang, Y., Deng, B. (2016). Long-range correlation in the drought and flood index from 1470 to 2000 in eastern China. *International Journal of Climatology*, 36, 1676-1685.
- Holton, J.R. (2004). *An introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth Edition. Elsevier Academic Press.
- Hunt, G.A. (1951). Random Fourier transforms. *Transactions of the American Mathematical Society*, 71: 38.
- Hurst, H.E. (1951). Long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*. 116:770.
- Hurst, H.E., Black, R.P., Simalka, Y.M. (1965). *Long-term storage: An experimental study*. Constable, London.
- Ihlen, E.A.F. (2012). Introduction to multifractal detrended fluctuation analysis in Matlab. *Frontiers in Physiology*, 3, Article 141.
- Ivanov, P.C., Goldberger, A.L., Havlin, S., Rosenblum, M.G., Struzik, Z., Stanley, H.E. (1999) Multifractality in human heartbeat dynamics. *Nature* 399:461.
- Jacobson, M.Z. (1999). *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge University Press.
- Jiang, L., Li, N., Zhao, X. (2017a). Scaling behaviors of precipitation over China. *Theoretical and Applied Climatology*, 128, 63–70.
- Jiang, L., Zhao, L., Zhao, Z. (2017b). On the Difference of Scaling Properties for Temperature and Precipitation over China. *Advances in Meteorology (Hindawi)*, Volume 2017, 10 pages.
- Kalamaras, N., Philippopoulos, K. & Deligiorgi, D.(2016). Scaling Properties of Meteorological Time Series Using Detrended Fluctuation Analysis. *Perspectives on Atmospheric sciences (13th International Conference of Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, 19-21 September 2016, Thessaloniki, Greece)*. Editors : Karacostas TS, Bais AF, Nastos PT. Springer Atmospheric Physics. 545-50.
- Kalamaras, N., Philippopoulos, K., Deligiorgi, D., Tzanis, C.G. & Karvounis, G. (2017). Multifractal scaling properties of daily air temperature time series. *Chaos, Solitons and Fractals*, 98, 38 – 43.

Kalamaras, N., Deligiorgi, D., Philippopoulos, K., Tzanis, C.G.(2018a). Seasonal variation of multifractal spectrum parameters for air temperature. Conference Proceedings, 14th International Conference of Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, 15-17 October 2018, Alexandroupoli, Greece). First Edition, Thessaloniki, 697 – 702.

Kalamaras, N., Philippopoulos, K., Tzanis, C.G., Deligiorgi, D. (2018b) . Multifractal detrended fluctuation analysis of observational and reanalysis daily temperature time series over Greece. EGU General Assembly 2018, 08 -13 Apr 2018, Vienna, Austria.

Kalamaras, N., Tzanis, C.G., Deligiorgi, D., Philippopoulos, K., Koutsogiannis, I. (2019). Distribution of Air Temperature Multifractal Characteristics Over Greece. *Atmosphere*, 10, 45.

Kandelhardt, J.W., Roman, H.E., Greiner, M. (1995). Discrete wavelet approach to multifractality. *Physica A*, 220:219.

Kandelhardt, J.W., Koscielny-Bunde, E., Rego, H.A.H., Havlin, S. & Bunde, A. (2001). Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis. *Physica A*, 295, 441 – 454.

Kandelhardt, J.W., Zschiegner, S.A., Koscielny-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A., & Stanley, H.E. (2002). Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series. *Physica A*, 316, 87 – 114.

Kandelhardt, J.W., Rybski, D., Zschiegner, S.A., Braun, P., Koscielny-Bunde, E., Livina, V., Havlin, S., Bunde, A. (2003). Multifractality of river runoff and precipitation: comparison of fluctuation analysis and wavelet methods. *Physica A*, 330:240.

Kandelhardt, J.W., Koscielny-Bunde, E., Rybski, D., Braun, P., Bunde, A., Havlin, S. (2006). Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records. *Journal of Geophysical Research*, 111, D01106.

Kandelhardt, J.W. (2011). Fractal and Multifractal Time Series. From : Mathematics of Complexity and Dynamical Systems. Editor : Robert A. Meyers, 463 – 487.

Kantz, H., Schreiber, T. (2004). *Nonlinear Time Series Analysis*. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Karatasou, S., Santamouris, M. (2018). Multifractal Analysis of High-Frequency Temperature Time Series in the Urban Environment. *Climate*, 6, 50.

Kavasseri, R.G., Nagarajan, R. (2005). A multifractal description of wind speed records. *Chaos Solitons and Fractals*, 24, 165-173.

Kiraly, A., Bartos, I., Janosi, I.M. (2006). Correlation properties of daily temperature anomalies over land, *Tellus* 58A(5), 593 – 600.

Kondratyev, K. Y., & Varotsos, C. (1995). Atmospheric greenhouse effect in the context of global climate change. *Il Nuovo Cimento C*, 18(2), 123-151.

Kondratyev, K. Y., Krapivin, V. F., & Varotsos, C. (2003). *Global carbon cycle and climate change*. Springer Science & Business Media.

- Kondratyev, K. Y., Varotsos, C. A., Krapivin, V. F., & Savinykh, V. P. (2004). Global ecodynamics. In *Global Ecodynamics* (pp. 1-69). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Kondratyev, K. Y., Varotsos, C. A., & Krapivin, V. F. (2006). Prediction of natural disasters. *Natural Disasters as Interactive Components of Global Ecodynamics*, 245-387.
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Goldreich, Y. (1996). Analysis of daily temperature fluctuations. *Physica A*, 231, 393-396.
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H.E., Goldreich, Y., Schellnhuber, H-J. (1998). Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Physical Review Letters*, 81, 729 – 732.
- Koscielny-Bunde, E., Kandelhardt, J.W., Braun, P., Bunde, A., Havlin, S. (2006) Long-term persistence and multifractality of river runoff records: Detrended fluctuation studies. *Hydrology Journal*, 322, 120 – 137.
- Krzyszczak, J., Baranowski, P., Zubik, M., Hoffmann, H.(2017). Temporal scale influence on multifractal properties of agro-meteorological time series. *Agricultural and Forest Meteorology* 239: 223–235.
- Krzyszczak, J., Baranowski, P., Zubik, M., Kazandjiev, V., Georgieva, V., Slawinski, C., Siwek, K., Kozyra, J., Nierobca, A. (2018). Multifractal characterization and comparison of meteorological time series from two climatic zones. *Theoretical and Applied Climatology*.
- Leland, W.E., Taqqu, M.S., Willinger, W., Wilson, D.V. (1994). On the self-similar nature of Ethernet traffic. *IEEE/Transactions ACM Network2*, 1 – 15.
- Li, E., Mu, X., Zhao, G., Gao, P. (2015). Multifractal Detrended Fluctuation Analysis of Streamflow in the Yellow River Basin, China. *Water* 7, 1670 – 1686.
- Lin, G., Chen, X., Fu, Z. (2007). Temporal–spatial diversities of long-range correlation for relative humidity over China. *Physica A*, 383, 585-594.
- Liu, Y., Cizeau, P., Meyer, M., Peng, C.K., Stanley, H.E. (1997). Correlations in economic time series. *Physica A*, 245, 437-440.
- Lilliefors, H.W.(1967). On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *Journal of American Statistical Association*, 62, 399 – 402.
- Livadas, G.C. and Goutsidou, Y.A. (1973). *Meteorologika*, No 24.
- Lorenz, E.N. (1963). Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130 – 141.
- Lorenz, E.N. (1967). The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. World Meteorological Organization.
- Lovejoy, S. (1982). Area-Perimeter Relation for Rain and Cloud Areas. *Science, New Series*, 216, No. 4542, 185 – 187.
- Lovejoy, S. (2015). Using scaling for macroweather forecasting including the pause. *Geophysical Research Letters*, 42, 7148–7155.

- Lovejoy, S., del Rio Amador, L., Hibert, R. (2015). The Scaling Linear macroweather model (SLIM): using scaling to forecast global scale macroweather from months to decades. *Earth System Dynamics*, 6, 637–658.
- Lovejoy, S., Varotsos, C. (2016). Scaling regimes and linear/nonlinear responses of last millennium climate to volcanic and solar forcings. *Earth System Dynamics*, 7, 133 – 150.
- Maheras, P. (1988) The synoptic weather types and objective delimitation of the winter period in Greece. *Weather*, 43, 40–45.
- Mali, P.(2014). Multifractal characterization of global temperature anomalies. *Theoretical and Applied Climatology*, 121(3), 641–648.
- Mandelbrot, B.B., van Ness J.W. (1968). Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Review* 10:422.
- Mandelbrot B.B., Wallis, J.R. (1969). Some long-run properties of geophysical records. *Water Resources Research* 5: 321 – 340.
- Mandelbrot, B.B. (1977). *Fractals : Form, chance and dimension*. Freeman, San Francisco.
- Mandelbrot, B.B. (1982). *The fractal geometry of nature*. Freeman, San Francisco.
- Mandelbrot, B.B. (1999). *Multifractals and 1/f noise : wild self-affinity in physics*. Springer, Berlin.
- Meehl, G.A. et al. (2014). Decadal climate prediction: an update from the Trenches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 243–267.
- Menne, M.J., Durre, I., Vose, R.S., Gleason, B.E., Houston, T.G. (2012). An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily Database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29, 897-910.
- Mestre, O., Gruber, C., Prieur, C., Caussinus, H., Jourdain, S. (2011). Splidhom: a method for homogenization of daily temperature observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 2343–2358.
- Metaxas, D.A. (1977). The interannual variability of the Etesian frequency as a response of atmospheric circulation anomalies. *Bulletin of Hellenic Meteorological Society* 2(5):30–40.
- Metaxas, D.A., Philandras, C.M., Nastos, P.T., Repapis, C.C. (1999). Variability of precipitation pattern in Greece during the year. *Fresenius Environmental Bulletin* 8: 1 – 6.
- Mielniczuk, J., Wojdfyllo, P. (2007). Estimation of Hurst exponent revisited. *Computational Statistics & Data Analysis*, 51: 4510.
- Mihalakakou, A., Santamouris, M., Papanikolaou, N., Cartalis, C., Tsangrassoulis, A. (2004). Simulation of the Urban Heat Island Phenomenon in Mediterranean Climates. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 2, 429 – 451.
- Mirzayof, D., Ashkenazy, Y. (2010). Preservation of long range temporal correlations under extreme random dilution. *Physica A*, 389. 5573 – 5580.

- Monetti, A., Havlin, S., Bunde, A. (2003). Long-term persistence in the sea surface temperature fluctuations. *Physica A*, 320, 581 – 589.
- Mudelsee, M. (2007). Long memory of rivers from spatial aggregation . *Water Resources Research*, 43 : W01202.
- Mukherjee, S., Palit, S.K., Bhattacharya, D.K. (2013). Is one dimensional Poincare map sufficient to describe the chaotic dynamics of a three dimensional system? *Applied Mathematics and Computation*, 219, issue 23, 11056 – 11064.
- Muzy, J.F., Bacry, E., Arneodo, A.(1991) Wavelets and multifractal formalism for singular signals: Application to turbulence data. *Physical Review Letters*, 67: 3515.
- Muzy, J.F., Bacry, E., Arneodo, A.(1994) The multifractal formalism revisited with wavelets. *International Journal of Bifurcation and Chaos*, 4: 245.
- Orun, M., Koçak, K. (2009). Application of detrended fluctuation analysis to temperature data from Turkey. *International Journal of Climatology* 29, 2130-2136.
- Oswiecimka, P., Kwapień, J., Drożdż, S. (2006). Wavelet versus detrended fluctuation analysis of multifractal structures. *Physical Review E*, 74:016103.
- Pedron, I.T. (2010). Correlation and multifractality in climatological time series. *Journal of Physics, Conference Series* 246, 012034.
- Peitgen, H.-O., Jurgens, H., Saupe, D. (1991). *Chaos and Fractals*. Springer, New York.
- Peitgen, H.-O., Jurgens, H., Saupe, D. (2004). *Chaos and Fractals*. Springer, New York.
- Peng, C.K., Buldyrev, S.V., Goldberger, A.L., Havlin, S., Sciortino, F., Simons, M., Stanley, H.E. (1992). Long-range correlations in nucleotide sequences. *Nature*, 356: 168.
- Peng, C.K., Mietus, J., Hausdorff, J.M., Havlin, S., Stanley, H.E., Goldberger, A.L. (1993). Long-range anticorrelations and non-gaussian behavior of the heartbeat. *Physical Review Letters*, 70, 1343 – 1346.
- Peng, C.K., Buldyrev, S.V., Havlin, S., Simons, M., Stanley, H.E. & Goldberger A.L. (1994). Mosaic organization of DNA nucleotides. *Physical Review E*, 49, 1685 – 1689.
- Philippopoulos, K., Kalamaras, N., Tzanis, C.G., Deligiorgi, D., Koutsogiannis, I. (2019). Multifractal Detrended Fluctuation Analysis of Temperature Reanalysis Data over Greece. *Atmosphere*, 10, 336.
- Pielke, R.A. (1984). *Mesoscale Meteorological Modelling*. Academic Press Inc, Orlando, Florida, USA.
- Podobnik, B., Ivanov, P.C., Jazbinsek, V., Trontelj, Z., Stanley, H.E., Grosse, I. (2005). Power-law correlated processes with asymmetric distributions. *Physical Review E*, 71, 025104.
- Poincare, H. (1880). *Les Methods Nouvelles de la Mecanique Celeste*. Vol. 1 – 3, Gauthier – Villars: Paris, Reprinted by Dover, 1957.

- Prezerakos, N.G., Angouridakis, V.E. (1984). Synoptic consideration of snowfall in Athens. *Journal of Climatology* 4:269-285.
- Risbey, J.S., Lewandowsky, S. (2017). The ‘pause’ unpacked. *Nature*, 545, 37–39.
- Robertson, D.E., Wang, Q.J. (2012). A Bayesian approach to predictor selection for seasonal streamflow forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, 13, 155–171.
- Robertson, A.W., Kumar, A., Pepa, M., Vitart, F. (2014). Improving and promoting subseasonal to seasonal prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, ES49–ES53.
- Robinson, P.J. (1998). Monthly variations of dew point temperature in the coterminous United States. *International Journal of Climatology*, 18, 1539 – 1556.
- Robinson, P.J. (2000). Temporal trends in United States dew point temperatures. *International Journal of Climatology*, 20, 985 – 1002.
- Rybski, D., Bunde, A., Havlin, S., Von Storch, H. (2006). Long-term persistence in climate and the detection problem. *Geophysical Research Letters*, 33(6):L06718.
- Rybski, D., Bunde, A. (2008). On the detection of trends in long-term correlated records. *Physica A*, 388, 1687 – 1695.
- Rybski, D., Bunde, A., von Storch, H. (2008) Long-term memory in 1000-year simulated temperature records. *Journal of Geophysical Research*, 113, D02106.
- Santamouris, M., Cartalis, C., Synnefa, A., Kolokotsa, D. (2015a). On the impact of urban heat island and global warming on the power demand and electricity consumption of buildings – A review. *Energy and Buildings*, 98, 119 – 124.
- Santamouris, M., Cartalis, C., Synnefa, A. (2015b). Local urban warming, possible impacts and resilience plan to climate change for the historical center of Athens, Greece. *Sustainable Cities and Society*, 19, 281 – 291.
- Santhanam, M.S., Kantz, H. (2005). Long-range correlations and rare events in boundary layer wind fields. *Physica A*, 345, 713 – 721.
- Sarlis, N.V., Skordas, E.S., Mintzelas, A., Papadopoulou, K.A. (2018). Micro-scale, mid-scale, and macro-scale in global seismicity identified by empirical mode decomposition and their multifractal characteristics. *Scientific Reports*, 8:9206.
- Schertzer, D., Lovejoy, S. (1987). Nonlinear variability in geophysics : Multifractal analysis and simulation. In *Fractals, Physical Origin and Consequences*, Pietronero, L. (Editor). Plenum:New York, USA, 49 – 79.
- Schuster, H.G. (1984). *Deterministic chaos – An introduction*. Physik Verlag, Weinheim.
- Shimizu, Y., Thurner, K., Ehrenberger, K. (2002). Multifractal spectra as a measure of complexity in human posture. *Fractals* 10:103–116.
- Sokolov, I.M. (2011). *Anomalous Diffusion on Fractal Networks*. From : *Mathematics of Complexity and Dynamical Systems*. Editor : Robert A. Meyers, 13 – 25.

- Song, C., Havlin, S., Makse, H. (2005). Self-similarity of complex networks. *Nature*, 433:392.
- Sparrow, C. (1982). *The Lorenz equations: Bifurcations, chaos and strange attractors*. Applied Mathematical Sciences, 41, Springer – Verlag, New York.
- Stanley, H.E., Meakin, P. (1988). Multifractal phenomena in physics and chemistry. *Nature* 355:405.
- Steward, I. (1991). Παίζει ο Θεός ζάρια ; (Η Επιστήμη του Χάους). Εκδόσεις Κωσταράκη , Αθήνα (Μετάφραση στα Ελληνικά).
- Storch von H. & Zwiers, F.W. (1999). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press.
- Takayasu, H. (1990). *Fractals in the physical sciences*. Manchester University Press, Manchester.
- Talkner, P., Weber, R.O. (2000). Power spectrum and detrended fluctuation analysis: Application to daily temperatures. *Physical Review E*, 62, 150 – 160.
- Taqqu, M.S., Teverovsky, V., Willinger, W. (1995). Estimators for long-range dependence: An empirical study. *Fractals*, 3: 785.
- van den Dool, H.M. (2007). *Empirical methods in short-term climate prediction*. Oxford University Press, Oxford, USA.
- Varotsos, C. (2005). Power-law correlations in column ozone over Antarctica. *International Journal of Remote Sensing*, 26(16), 3333-3342.
- Varotsos, C.A., Ondov, J., Efstathiou, M. (2005). Scaling properties of air pollution in Athens, Greece and Baltimore, Maryland. *Atmospheric Environment*, 39, 4041-4047.
- Varotsos, C., Kirk-Davidoff, D. (2006). Long-memory processes in global ozone and temperature variations. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 6, 4325-4340.
- Varotsos, C.A., Ondov, J.M., Craknell, A.P., Efstathiou, M.N., Assimakopoulos, M.-N. (2006). Long-range persistence in global Aerosol Index dynamics, 27(16), 3593-3603.
- Varotsos, C., Assimakopoulos, M.-N., Efstathiou, M. (2007). Technical Note: Long-term memory effect in the atmospheric CO₂ concentration at Mauna Loa. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 629-634.
- Varotsos, C. A., Milinevsky, G., Grytsai, A., Efstathiou, M., & Tzanis, C. (2008). Scaling effect in planetary waves over Antarctica. *International Journal of Remote Sensing*, 29(9), 2697-2704.
- Varotsos, C., Efstathiou, M., Tzanis, C. (2009). Scaling behaviour of the global tropopause. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 677-683.
- Varotsos, C.A., Tzanis, C., (2012). A new tool for the study of the ozone hole dynamics over Antarctica. *Atmospheric Environment*, 47, 428-434.

- Varotsos, C., Efstathiou, M., Tzanis, C., Deligiorgi, D. (2012). On the limits of the air pollution predictability: The case of the surface ozone at Athens, Greece. *Environmental Science and Pollution Research*, 19, 295-300.
- Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N. (2013). Is there any long-term memory effect in the tropical cyclones? *Theoretical and Applied Climatology*, 114, 643-650.
- Varotsos, C.A., Melnikova, I., Efstathiou, M.N., Tzanis, C. (2013a). 1/f noise in the UV solar spectral irradiance. *Theoretical and Applied Climatology*, 111, 641-648.
- Varotsos, C. A., Efstathiou, M. N., & Cracknell, A. P. (2013b). Plausible reasons for the inconsistencies between the modeled and observed temperatures in the tropical troposphere. *Geophysical Research Letters*, 40(18), 4906-4910.
- Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N., Cracknell, A.P. (2013c). On the scaling effect in global surface air temperature anomalies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 5243-5253.
- Varotsos, C. A., Efstathiou, M. N., & Cracknell, A. P. (2015a). Sharp rise in hurricane and cyclone count during the last century. *Theoretical and applied climatology*, 119(3-4), 629-638.
- Varotsos, C.A., Lovejoy, S., Sarlis, N.V., Efstathiou, M.N., Tzanis, C.G. (2015b). On the scaling of the solar incident flux. *Atmospheric Chemistry and Physics, Discussion*, 15, 10971-10986.
- Varotsos, C., Tzanis, C., Efstathiou, M., Deligiorgi, D. (2015c). Tempting long-memory in the historic surface ozone concentrations at Athens, Greece. *Atmospheric Pollution Research*, 6, 1055–1057.
- Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N. (2015). Symmetric scaling properties in global surface air temperature anomalies. *Theoretical and Applied Climatology*, 121(3), 767-773.
- Varotsos, C. A., Tzanis, C. G., & Sarlis, N. V. (2016a). On the progress of the 2015–2016 El Niño event. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(4), 2007-2011.
- Varotsos, C. A., Mazei, Y. A., Burkovsky, I., Efstathiou, M. N., & Tzanis, C. G. (2016b). Climate scaling behaviour in the dynamics of the marine interstitial ciliate community. *Theoretical and applied climatology*, 125(3-4), 439-447.
- Varotsos, C. A., Efstathiou, M. N. (2017). On the wrong inference of long-range correlations in climate data; the case of the solar and volcanic forcing over the Tropical Pacific. *Theoretical and applied climatology*, 128(3-4), 761-767.
- Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N., Cracknell, A.P. (2017a). On the temporal evolution of the tropical stratospheric ozone. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 157.
- Varotsos, C.A., Sarlis, N.V., Efstathiou, M.N. (2017b). On the association between the recent episode of the Quasi-Biennial Oscillation and the strong El Niño event. *Theoretical and Applied Climatology*, 1-9.
- Varotsos, C. A., Sarlis, N. V., Efstathiou, M. (2018a). On the association between the recent episode of the quasi-biennial oscillation and the strong El Niño event. *Theoretical and applied climatology*, 133(1-2), 569-577.

- Varotsos, C.A., Cracknell, A.P., Efstathiou, M.N. (2018b). The global signature of the El Niño/La Niña Southern Oscillation. *International Journal of Remote Sensing*.
- Varotsos, C. A., Efstathiou, M. N. (2018). The observational and empirical thermospheric CO₂ and NO power do not exhibit power-law behavior; an indication of their reliability. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 168, 1-7.
- Varotsos, C. A., & Efstathiou, M. N. (2019). Has global warming already arrived?. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 182, 31-38.
- Varotsos, P. A., Sarlis, N.V., Skordas, E.S. (2003). Long-range correlations in the electric signals that precede rupture: Further investigations. *Physical Review E*, 67, 021109.
- Vicsek, T. (1989). *Fractal growth phenomena*. World Scientific, Singapore.
- Vitart, F., Robertson, A.W., Anderson, D.L.T. (2012). Subseasonal to seasonal prediction project: bridging the gap between weather and climate. *WMO Bulletin*, 61, 23–28.
- Vjushin, D., Zhidkov, I., Brenner, S., Havlin, S., Bunde, A. (2004). Volcanic forcing improves atmosphere-ocean coupled general circulation model scaling performance. *Geophysical Research Letters*, 31:L10206.
- Voss, R.F. (1985). Fundamental algorithms in computer graphics. In : Earshaw (ed), Springer, Berlin, p. 805.
- Weiss, G.H. (1994). *Random walks*. North Holland, Amsterdam.
- White, C.J. et al. (2017). Potential applications of subseasonal-to-seasonal (S2S) predictions. *Meteorological Applications Online*.
- Wiggins, S. (1990). *Introduction to Applied Nonlinear Dynamical Systems and Chaos*. Springer Verlag, New York.
- World Meteorological Organization (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WMO TD – No. 1186, Geneva.
- World Meteorological Organization (2011). *Guide to Climatological Practices*. WMO No. 100, Geneva.
- World Meteorological Organization (2012). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO No. 8, Geneva.
- World Meteorological Organization (2017). *WMO Statement on the State of the Global Climate in 2016*, WMO No. 1189, Geneva.
- Written, T.A., Sander, L.M. (2011). Diffusion-limited aggregation , a kinetic critical phenomenon. *Physical Review Letters*, 47:1000.
- Xue, Y., Pan, W., Lu, W., He, H.. (2015). Multifractal nature of particulate matters (PMs) in Hong Kong urban air. *Science of the Total Environment*, 532, 744-751.
- Yuan, N., Fu, Z., Mao, J. (2010). Different scaling behaviors in daily temperature records over China. *Physica A*, 389, 4087-4095.

- Yuan, N., Fu, Z., Liu, S. (2013). Long-term memory in climate variability: a new look based on fractional integral techniques. *Journal of Geophysical Research*, 118, 12962–12969.
- Yuan, N., Fu, Z. (2014). Century-scale intensity modulation of largescale variability in long historical temperature records. *Journal of Climate*, 27, 1742–1750.
- Yuan, N., Fu, Z., Liu, S. (2014). Extracting climate memory using fractional integrated statisitcal model: a new perspective on climate prediction. *Scientific Reports*, 4, 6577.
- Yuan, N., Huang, Y., Duan, J., Zhu, C., Xoplaki, E., Luterbacher, J. (2019). On climate prediction: how much can we expect from climate memory? *Climate Dynamics*, 52, 1-2, 855-864.
- Βαρώτσος, Κ. (2011). Ειδικά Κεφάλαια Ατμοσφαιρικής Φυσικής & Χημείας. Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα.
- Βουγιατζής, Γ., Μελετιδίου, Ε. (2015). Εισαγωγή στα μη γραμμικά δυναμικά συστήματα. Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών, Αθήνα.
- Γεωργίου, Γ., Ξενοφώντος, Χ. (2007). Εισαγωγή στη MATLAB. Λευκωσία.
- Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY) (2016). Κλιματικός Άτλαντας της Ελλάδας 1971 – 2000. (Πρόσβαση από τον Ιστότοπο της EMY : <http://climatlas.hnms.gr>)
- Ζαμπάκας, Ι. (1981). Γενική Κλιματολογία. Αθήνα.
- Ζερεφός, Χ. (2009). Εισαγωγικά μαθήματα στη Φυσική της Ατμόσφαιρας. Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα.
- Ζιακόπουλος, Δ. (2008). Καιρός, ο γιος της Γης και του Ήλιου. Τόμος Ι, Αθήνα.
- Θεοχαράτος, Γ. (1998). Μαθήματα Φυσικής Κλιματολογίας. Αθήνα.
- Καλαμαράς, Ν. (2012). Μετεωρολογικά Όργανα (Σημειώσεις για τους μαθητές των Μετεωρολογικών Σχολών της EMY).
- Καραγιάννης, Γ. (1991). Σήματα και Συστήματα (Με έμφαση στο διακριτό χρόνο). Εκδόσεις Συμεών, Αθήνα.
- Καραπιπέρης, Λ. (1966). Πρακτική Μετεωρολογία. Αθήνα.
- Κοτίνη – Ζαμπάκα, Σ. (1983). Συμβολή στην κατά μήνα μελέτη του κλίματος της Ελλάδας. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Κουγιουμτζής, Δ. (2011). Ανάλυση Δεδομένων. Μεταπτυχιακό Υπολογιστικής Φυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Μαμάρα, Α. (2015). Ομογενοποίηση κλιματικών χρονοσειρών της Ελλάδας και χωρική ανάλυση ομογενοποιημένων δεδομένων θερμοκρασίας. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών.
- Μαριολόπουλος, Η. (1938). Το κλίμα της Ελλάδος. Αθήνα.
- Μαχαίρας, Π., Μπαλαφούτης, Χ. (1997). Γενική κλιματολογία με στοιχεία μετεωρολογίας. University studio press, Θεσσαλονίκη (Ανατύπωση).

- Μπούντης, Α. (1995). Δυναμικά Συστήματα και Χάος. Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Τόμος Α', Αθήνα.
- Παπαϊωάννου, Γ. (2000). Χαοτικές Χρονοσειρές – Θεωρία και Πράξη. Εκδόσεις Leader Books, Αθήνα.
- Πρεζεράκος, Ν. (1987). Η κλασική θερμοδυναμική και η εφαρμογή της στην ατμόσφαιρα. Έκδοση ΓΕΑ/ΕΜΥ, Αθήνα.
- Πρεζεράκος, Ν. (1997). Στοιχεία Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Έκδοση Σ.Σ.Ε. Ανατύπωση 1999, Τυπογραφείο Σ.Σ.Ε.
- Φλόκας, Α. (1997). Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας (Β' έκδοση). Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.