



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

**ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ
ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ
ΣΕ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΚΛΙΜΑΚΑ**

Αικατερίνη Σακελλάρη

Επιβλέπων: Δημήτρης Κουτσογιάννης, Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Μάρτιος 2017



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ
ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ
ΣΕ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΚΛΙΜΑΚΑ

Αικατερίνη Σακελλάρη

Επιβλέπων: Δημήτρης Κουτσογιάννης, Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Μάρτιος 2017

Ευχαριστίες

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή Δημήτρη Κουτσογιάννη ο οποίος, παρά το ιδιαίτερα απαιτητικό του πρόγραμμα ως κοσμήτορας της Σχολής, επέβλεψε την παρούσα διπλωματική εργασία. Η γνωριμία μου μαζί του έγινε μέσα από το μάθημα των Αστικών Υδραυλικών Έργων, ένα από τα ωραιότερα μαθήματα της Σχολής κατά κοινή ομολογία. Η υποδειγματική διδασκαλία του μαθήματος, τόσο από τον ίδιο, όσο και από τον Δρ. Ανδρέα Ευστρατιάδη, ήταν η αιτία να επιλέξω την κατεύθυνση του υδραυλικού μηχανικού. Έπειτα, μέσα από το ανατρεπτικό μάθημα των Στοχαστικών Μεθόδων στους Υδατικούς Πόρους, γνώρισα έναν εντελώς διαφορετικό τρόπο σκέψης. Δεν θα ξεχάσω το ευχάριστο ξάφνιασμα και τον ενθουσιασμό που ένιωσα στην πρώτη διάλεξη που μας έκανε. Για όλα τα παραπάνω και για πολλά άλλα ακόμα τον ευχαριστώ πολύ.

Στην συνέχεια, θα ήθελα να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ στον υποψήφιο διδάκτορα Παναγιώτη Δημητριάδη για την καθοδήγηση του αλλά και την πολύτιμη βοήθειά του στην χρήση του προγράμματος Matlab και στην σύνταξη του κώδικα. Ήταν πάντα διαθέσιμος και πρόθυμος να δώσει λύση σε κάθε πρόβλημα που προέκυπτε, παρά τις αυξημένες υποχρεώσεις και το πιεσμένο του πρόγραμμα, καθώς έπρεπε και ο ίδιος να παραδώσει την διδακτορική του διατριβή. Χωρίς την συμβολή του δεν θα ήταν δυνατή η πραγματοποίηση αυτής της εργασίας. Του εύχομαι καλή επιτυχία σε ό,τι αποφασίσει να κάνει από εδώ και πέρα.

Επίσης, θα ήθελα να ευχηθώ σε όλα τα μέλη της ερευνητικής ομάδας Ιτιά να συνεχίσουν να δουλεύουν με το ίδιο μεράκι και την ίδια αγάπη μέσα στο όμορφο κλίμα συνεργασίας που έχουν δημιουργήσει. Νιώθω πολύ τυχερή που βρέθηκα ανάμεσά τους.

Δεν θα μπορούσα να μην ευχαριστήσω τους γονείς μου, και ιδιαίτερα τη μητέρα μου Μαρία, για την αδιάκοπη ηθική τους στήριξη και την εμπιστοσύνη τους. Τέλος, ευχαριστώ τον αδερφό μου Βαγγέλη ο οποίος πολλές φορές δοκίμασε την υπομονή του έχοντας να ανεχτεί τις παραξενιές και την γκρίνια μου. Τίποτα δεν θα ήταν ίδιο, εάν δεν τους είχα δίπλα μου.

Περιεχόμενα

Περίληψη	xi
Abstract.....	xiii
1 Εισαγωγή.....	- 1 -
1.1 Αντικείμενο-κίνητρο μελέτης	- 1 -
1.2 Διάρθρωση εργασίας.....	- 1 -
2 Ατμόσφαιρα και νερό	3
2.1 Ατμόσφαιρα	3
2.1.1 Η σημασία της ατμόσφαιρας για τη Γη	3
2.1.2 Σύσταση της ατμόσφαιρας.....	4
2.1.3 Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας.....	5
2.2 Υδρατμοί	6
2.2.1 Γενικά.....	6
2.2.2 Λανθάνουσα θερμότητα νερού	7
2.2.3 Σημασία των υδρατμών για τον υδρολογικό κύκλο	8
2.2.4 Συμβολή των υδρατμών στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη	9
2.2.5 Συμβολή των υδρατμών στο φαινόμενο του θερμοκηπίου.....	10
3 Υγρομετρικές παράμετροι.....	12
3.1 Γενικά.....	12
3.2 Απόλυτη υγρασία ρ_v	12
3.3 Ειδική υγρασία q - Λόγος ανάμιξης r	13
3.4 Θερμοκρασία δρόσου T_d	14
3.4.1 Σημείο κορεσμού ή δρόσου	14
3.4.2 Ορισμός.....	15
3.5 Μερική πίεση υδρατμών e	15
3.6 Πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s	16
3.7 Σχετική υγρασία U	16
3.7.1 Γενικά - Ορισμός	16
3.7.2 Βιοκλιματικοί δείκτες	18
3.8 Έλλειμμα κορεσμού e_s-e και διαφορά $T-T_d$	20
3.9 Κατακρημνίσσιμο νερό W	20

4	Δεδομένα	22
4.1	Επιλογή μεταβλητών μελέτης	22
4.2	Επιλογή μετεωρολογικών σταθμών	22
4.3	Προκαταρκτική επεξεργασία δεδομένων	23
4.4	Στατιστικό προφίλ των υπό μελέτη σταθμών	24
5	Στατιστική επεξεργασία δεδομένων	29
5.1	Εξέλιξη μελέτης	29
5.2	Θεωρητικό υπόβαθρο	30
5.2.1	Κυκλοστασιμότητα	30
5.2.2	Quintile, quintile plot (QQ-plot)	30
5.2.3	Μέτρα ασυμμετρίας	33
5.2.4	Μέτρα κύρτωσης.....	34
5.3	Εφαρμογή στα δεδομένα	35
5.3.1	Χαρακτηριστικά παραδείγματα κυκλοστασιμότητας θερμοκρασίας και σημείου δρόσου από τους 22 σταθμούς.	35
5.3.2	Έλεγχος προσαρμογής κανονικής κατανομής σε κανονικοποιημένες τιμές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου	44
5.3.3	Ασυμμετρία και κύρτωση κανονικοποιημένων τιμών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου	47
6	Διερεύνηση του φαινομένου μακροπρόθεσμης εμμονής σε ωριαίες τιμές σημείου δρόσου.....	53
6.1	Θεωρητικό υπόβαθρο	53
6.1.1	Εισαγωγικά στοιχεία	53
6.1.2	Σημασία φαινομένου.....	54
6.1.3	Μοντέλο απλής ομοιοθεσίας	61
6.1.4	Μέθοδος εκτίμησης συντελεστή Hurst	62
6.1.5	Αλγόριθμος αναπαραγωγής απλής ομοιθητικής ανέλιξης (SSS) - Η λογική των τυχαίων διακυμάνσεων πολλαπλής κλίμακας	64
6.2	Εφαρμογή σε δεδομένα σημείου δρόσου T_d	65
6.2.1	Ιστορικές χρονοσειρές σημείου δρόσου T_d	65
6.2.2	Συνθετικές χρονοσειρές σημείου δρόσου T_d	68
7	Συμπεράσματα - Προτάσεις	71
8	Βιβλιογραφικές αναφορές	73
8.1	Ελληνόγλωσσες.....	73

8.2	Ξενόγλωσσες.....	74
9	Παράρτημα Α. Αρχικό στάδιο μελέτης - Διερεύνηση υγρομετρικών παραμέτρων 76	
10	Παράρτημα Β. Κώδικες σε περιβάλλον MATLAB	79

Σχήματα

Σχήμα 2.1: Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας, Πηγή: Μαμάσης, 2012.....	6
Σχήμα 2.2: Ενέργεια μεταβολής φάσεων νερού, Πηγή: Μαμάσης, 2012	7
Σχήμα 2.3: Σχηματική παράσταση του υδρολογικού κύκλου και του μέσου ετησίου υδατικού ισοζυγίου της Γης. Οι μέσες ετήσιες διακινήσεις νερού έχουν εκφρασθεί ως ποσοστό (%) επί της ετήσιας ποσότητας των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο χερσαίο τμήμα της Γης. Μια ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 1190 km ³ /έτος. Τα δεδομένα προέρχονται από τους Shiklomanov and Sokolon (1983) και Dingman (1994). Πηγή: Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016	9
Σχήμα 2.4: Σχηματική παράσταση του μέσου ετησίου ενεργειακού ισοζυγίου της Γης. Οι ετήσιες διακινήσεις ενέργειας έχουν εκφρασθεί ως ποσοστό (%) επί της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της Γης. Μια ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 55 ZJ/ έτος(=55x10 ²¹ J/έτος. Τα ενεργειακά μεγέθη έχουν ληφθεί από τον Ahrens (1993, σ.38-41) Πηγή: Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016.....	10
Σχήμα 3.1: Πίεση υδρατμών e , e_s συναρτήσεως της θερμοκρασίας T . Πηγή: Κουτσογιάννης, 2001.....	17
Σχήμα 4.1: Απεικόνιση των γεωγραφικών συντεταγμένων των 953 σταθμών που επιλέχθηκαν για μελέτη στην παρούσα εργασία	23
Σχήμα 4.2: Κατανομή των σταθμών με βάση την ελάχιστη τιμή του σημείου δρόσου T_d (°C)	24
Σχήμα 4.3: Κατανομή σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή σημείου δρόσου T_d (°C) ...	24
Σχήμα 4.4: Κατανομή των σταθμών με βάση τη μέση τιμή σημείου δρόσου T_d (°C).25	
Σχήμα 4.5: Κατανομή των σταθμών με βάση το ποσοστό των κενών τιμών τους επί του συνολικού δείγματος (σημείο δρόσου T_d).....	25
Σχήμα 4.6: Κατανομή των σταθμών με βάση την ελάχιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C)	26
Σχήμα 4.7: Κατανομή των σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C).26	
Σχήμα 4.8: Κατανομή σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C).....	27
Σχήμα 4.9: Κατανομή των σταθμών με βάση το ποσοστό των κενών τιμών τους επί του συνολικού δείγματος (θερμοκρασία T)	27
Σχήμα 5.1: Οι 22 καλύτεροι σταθμοί του δείγματός παγκοσμίως. Απεικονίζονται με πορτοκαλί χρώμα.	29
Σχήμα 5.2: Ερμηνεία των QQ-plots: Δείγμα με θετική ασυμμετρία (επάνω) και δείγμα με αρνητική ασυμμετρία (κάτω). Πηγή: https://www.youtube.com/watch?v=-KXy4i8awOg	32
Σχήμα 5.3: Ερμηνεία των QQ-plots (συνέχεια): Δείγμα που ακολουθεί κανονική κατανομή (επάνω) και δείγμα με χοντρές ουρές (κάτω). Πηγή: https://www.youtube.com/watch?v=-KXy4i8awOg	32
Σχήμα 5.4: Θετική και αρνητική συμμετρία στις κατανομές. Πηγή: Φουσκάκης, 2006	33
Σχήμα 5.5: Λεπτόκυρτη κατανομή ($\alpha > 3$), κανονική κατανομή ($\alpha = 3$) και πλατύκυρτη κατανομή ($\alpha < 3$). Πηγή: Φουσκάκης, 2006.....	34

Σχήμα 5.6: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Seoul, South Korea	35
Σχήμα 5.7: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Seoul, South Korea	36
Σχήμα 5.8: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Alaska	37
Σχήμα 5.9: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Alaska	38
Σχήμα 5.10: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας $T (^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts	39
Σχήμα 5.11: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts	40
Σχήμα 5.12: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Honolulu, Hawaii	41
Σχήμα 5.13: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για τους 12 μήνες, Honolulu, Hawaii	42
Σχήμα 5.14: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου $T_{d\text{norm}}$ (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Seoul, South Korea	45
Σχήμα 5.15: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου $T_{d\text{norm}}$ (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Boston, Massachusetts.....	45
Σχήμα 5.16: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου $T_{d\text{norm}}$ (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Fairbanks, Alaska	45
Σχήμα 5.17: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου $T_{d\text{norm}}$ (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Kenner, Louisiana.....	46
Σχήμα 5.18: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου $T_{d\text{norm}}$ (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Japan	46
Σχήμα 5.19: Κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm} : ασυμμετρία-κύρτωση	47
Σχήμα 5.20: Κανονικοποιημένο σημείο δρόσου $T_{d\text{norm}}$: ασυμμετρία-κύρτωση	47
Σχήμα 5.21: Αρχική χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου για τον σταθμό με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.	48
Σχήμα 5.22: 1η τροποποιημένη χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου: αφαιρέθηκαν τα κενά, οι 1000 πρώτες τιμές καθώς και οι τιμές που είναι <-10 . Σταθμός με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.	49
Σχήμα 5.23: 2η τροποποιημένη χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου: αφαιρέθηκαν και οι τιμές που είναι <-5 . Σταθμός με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.	49
Σχήμα 5.24: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή ασυμμετρίας για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm}	50
Σχήμα 5.25: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή ασυμμετρίας για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένο σημείο δρόσου $T_{d\text{norm}}$	51
Σχήμα 5.26: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή κύρτωσης για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm}	51
Σχήμα 5.27: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή κύρτωσης για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένο σημείο δρόσου $T_{d\text{norm}}$	52

Σχήμα 6.1: Διάγραμμα της χρονοσειράς της ετήσιας στάθμης του ποταμού Νείλου, της χρονοσειράς των τυποποιημένων δεντροδακτυλίων της περιοχής Mammoth στη Γιούτα και μιας χρονοσειράς λευκού θορύβου με τα ίδια στατιστικά χαρακτηριστικά. Είναι εμφανής η έντονη διακύμανση που διατηρείται ακόμα και στις μεγάλες κλίμακες στις δύο πρώτες χρονοσειρές σε αντίθεση με την τρίτη χρονοσειρά του λευκού θορύβου (τυχαίες τιμές). <i>Πηγή:</i> Koutsoyannis, 2002.....	55
Σχήμα 6.2: Συντελεστές αυτοσυσχέτισης για δύο χρονοσειρές στην βασική ετήσια κλίμακα: (α) ετήσια ελάχιστη στάθμη του ποταμού Νείλου και (β) τυποποιημένοι δακτύλιοι δέντρων της περιοχής Mammoth στη Γιούτα. Είναι φανερή η διατήρηση μεγάλων τιμών του συντελεστή αυτοσυσχέτισης για μεγάλη υστέρηση. <i>Πηγή:</i> Koutsoyannis, 2002.....	56
Σχήμα 6.3: Διάγραμμα ισοδύναμου μήκους n' συναρτήσει του συντελεστή Hurst, <i>Πηγή:</i> Koutsoyannis, 2010	58
Σχήμα 6.4: Η αμεροληψία της κλασικής εκτιμήτριας της τυπικής απόκλισης συναρτήσει του συντελεστή Hurst. <i>Πηγή:</i> Koutsoyannis, 2010	60
Σχήμα 6.5: Η αμεροληψία της κλασικής εκτιμήτριας της αυτοσυσχέτισης συναρτήσει του συντελεστή Hurst. <i>Πηγή:</i> Koutsoyannis, 2010.....	61
Σχήμα 6.6: Σύγκριση της προσεγγιστικής συνάρτησης αυτοσυσχέτισης βασισμένη στις εξισώσεις (6.18), (6.19), (6.20) με την ακριβή συνάρτηση αυτοσυσχέτισης του κλασματικού γκαουσιανού θορύβου (FGN) για διάφορες τιμές του συντελεστή Hurst <i>Πηγή:</i> Κουτσογιάννης, 2002	65
Σχήμα 6.7: Κλιμακογράμματα διασποράς για κανονικοποιημένες ωριαίες χρονοσειρές σημείου δρόσου σε 953 σταθμούς παγκοσμίως (ιστορικές χρονοσειρές).	66
Σχήμα 6.8: Ιστόγραμμα κατανομής συντελεστή Hurst ιστορικών κανονικοποιημένων χρονοσειρών ωριαίων τιμών σημείου δρόσου όπως υπολογίσθηκε σε 953 σταθμούς παγκοσμίως με την μέθοδο γραμμικής παλινδρόμησης (ιστορικές χρονοσειρές).	66
Σχήμα 6.9: Μέσο κλιμακόγραμμα ιστορικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου (εμπειρικό διάγραμμα), αμερόληπτη εκτίμηση των διασπορών του μοντέλου H-K (αναμενόμενη τιμή), μοντέλο H-K καθώς και τα 95% άνω και κάτω όρια εμπιστοσύνης.	67
Σχήμα 6.10: Ιστόγραμμα κατανομής συντελεστή Hurst 10000 συνθετικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου.....	69
Σχήμα 6.11: Μέσο κλιμακόγραμμα συνθετικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου (εμπειρικό διάγραμμα), αμερόληπτη εκτίμηση των διασπορών του μοντέλου H-K (αναμενόμενη τιμή), μοντέλο H-K καθώς και τα 95% άνω και κάτω όρια εμπιστοσύνης.	70
Σχήμα 6.12: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακογραμμάτων για ιστορικές και συνθετικές χρονοσειρές.	70

Πίνακες

Πίνακας 2.1: Σύσταση της ατμόσφαιρας	4
Πίνακας 5.1: Τα στοιχεία των 22 καλύτερων σταθμών που επιλέχθηκαν παγκοσμίως	30
Πίνακας 5.2: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Seoul, South Korea	35
Πίνακας 5.3: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Seoul, South Korea	36
Πίνακας 5.4: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Alaska	37
Πίνακας 5.5: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Alaska	38
Πίνακας 5.6: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Boston, Massachusetts	39
Πίνακας 5.7: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Boston, Massachusetts	40
Πίνακας 5.8: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας $T(^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Honolulu, Hawaii	41
Πίνακας 5.9: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου $T_d (^{\circ}\text{C})$ για κάθε μήνα, Honolulu, Hawaii	42

Περίληψη

Για την στοχαστική διερεύνηση της ατμοσφαιρικής υγρασίας σε παγκόσμια κλίμακα επιλέγονται ως μεταβλητές μελέτης το σημείο δρόσου και η θερμοκρασία, οι οποίες ποσοτικοποιούν πλήρως την κατάσταση της ατμόσφαιρας ως προς την υγρασία. Λαμβάνονται ωριαία δεδομένα από 953 μετεωρολογικούς σταθμούς παγκοσμίως. Εξετάζεται η ύπαρξη μακροπρόθεσμης εμμονής σε ωριαίες τιμές για το σημείο δρόσου, πραγματοποιείται διόρθωση της μεροληψίας για μεγαλύτερη ακρίβεια και, στη συνέχεια, παράγονται 10 000 συνθετικές χρονοσειρές με την μέθοδο των τυχαίων διακυμάνσεων πολλαπλής κλίμακας, προκειμένου να επαληθευτεί ο συντελεστής Hurst των ιστορικών δεδομένων. Επιπλέον, υπολογίζεται η ασυμμετρία και η κύρτωση της κατανομής των κανονικοποιημένων ωριαίων τιμών σημείου δρόσου και θερμοκρασίας. Στην συνέχεια, για τους 22 καλύτερους σταθμούς, διερευνάται η διπλή κυκλοστασιμότητα του σημείου δρόσου σε σύγκριση με την αντίστοιχη της θερμοκρασίας. Τέλος, ελέγχεται η προσαρμογή της κανονικής κατανομής στα ωριαία κανονικοποιημένα δεδομένα σημείου δρόσου και θερμοκρασίας των 22 σταθμών μέσω των διαγραμμάτων QQ-plots.

Abstract

For the stochastic investigation of the atmospheric moisture globally, temperature and dew point are the selected hydro-meteorological variables to examine. Hourly records of 953 global weather stations are used. The long-term persistence of hourly dew point is investigated, an adaptation for bias is done and then 10,000 synthetic series are produced using the multiple time-scale fluctuation algorithm in order to verify the value of the Hurst coefficient of the historical data. In addition, the skewness and kurtosis of the standardized temperature and dew point data are computed. Furthermore, the double cyclostationarity of dew point is investigated using the data of the 22 best stations of the sample. Finally, the distributions of the standardized temperature and dew point data of the 22 best stations are compared to the Gaussian distribution using QQ-plots.

1 Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο-κίνητρο μελέτης

Το ατμοσφαιρικό νερό, τόσο με την μορφή υδρατμών όσο και με την μορφή νεφών, αποτελεί μια σημαντική παράμετρο για την κατανόηση του κλίματος και των κλιματικών μεταβολών, γιατί διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στον κύκλο της ατμοσφαιρικής ενέργειας μέσα από τις διαδικασίες της εξάτμισης και της συμπύκνωσης, όπως και με την απορρόφηση, εκπομπή και διάχυση της ηλιακής ακτινοβολίας. Αναγνωρίζοντας, λοιπόν, την σπουδαιότητα της υγρασίας ως υδρομετεωρολογικής μεταβλητής γίνεται προσπάθεια για την στοχαστική διερεύνηση της σε παγκόσμια κλίμακα, μέσω δεδομένων που λήφθηκαν από 953 σταθμούς σε όλο τον κόσμο. Η μελέτη επικεντρώνεται στις μεταβλητές του σημείου δρόσου T_d και της θερμοκρασίας T , μέσω των οποίων μπορούν να εξαχθούν ολοκληρωμένα συμπεράσματα για την συμπεριφορά της.

1.2 Διάρθρωση εργασίας

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται το αντικείμενο της μελέτης, καθώς και η διάρθρωσή της.

Στο κεφάλαιο 2 παρουσιάζεται η δομή και η σύσταση της ατμόσφαιρας καθώς και η σημασία της για τον πλανήτη μας. Στην συνέχεια, το ενδιαφέρον εστιάζεται στο νερό της ατμόσφαιρας. Αναδεικνύεται ο σημαντικός ρόλος των υδρατμών στον υδρολογικό κύκλο, στις ενεργειακές ανταλλαγές του πλανήτη καθώς και στο φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Στο κεφάλαιο 3 δίνεται ο ορισμός της υγρασίας, αναφέρονται οι ομάδες των υγρομετρικών παραμέτρων και στην συνέχεια αναλύεται κάθε μία παράμετρος ξεχωριστά.

Στο κεφάλαιο 4 εξηγούνται οι λόγοι επιλογής της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου ως μεταβλητές μελέτης, αναφέρονται τα κριτήρια επιλογής των σταθμών της μελέτης και περιγράφεται η προκαταρκτική επεξεργασία των δεδομένων, η οποία ήταν απαραίτητη, προκειμένου αυτά να αναλυθούν στην συνέχεια. Παρουσιάζεται επίσης το στατιστικό προφίλ των σταθμών.

Στο κεφάλαιο 5 το ενδιαφέρον επικεντρώνεται στους 22 καλύτερους σταθμούς παγκοσμίως. Εξετάζεται η κυκλοστασιμότητα για τις μεταβλητές του σημείου δρόσου και της θερμοκρασίας. Επιπλέον, γίνεται έλεγχος προσαρμογής της κανονικής κατανομής στα ωριαία κανονικοποιημένα δεδομένα του σημείου δρόσου και της θερμοκρασίας. Παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικότερες περιπτώσεις από τους 22 σταθμούς. Τέλος, υπολογίζονται οι συντελεστές ασυμμετρίας και κύρτωσης για τις 953 κανονικοποιημένες χρονοσειρές σημείου δρόσου και θερμοκρασίας.

Στο κεφάλαιο 6 διερευνάται η ύπαρξη του φαινομένου εμμονής για τις ωριαίες τιμές του σημείου δρόσου και της θερμοκρασίας. Για κάθε μεταβλητή παράγονται τα 953 ιστορικά κλιμακογράμματα, στη συνέχεια γίνεται διόρθωση της μεροληψίας και τέλος παράγονται 10,000 συνθετικές χρονοσειρές, έτσι ώστε να προκύψει μια ασφαλής εκτίμηση για την τιμή του συντελεστή Hurst.

Στο κεφάλαιο 7 παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της εργασίας και οι προτάσεις για περαιτέρω έρευνα.

Στο Παράρτημα Α παρουσιάζονται τα διαγράμματα των υγρομετρικών παραμέτρων από την επεξεργασία των δεδομένων του αρχικού σταθμού της μελέτης.

Στο Παράρτημα Β παρουσιάζονται οι κώδικες που χρησιμοποιήθηκαν σε περιβάλλον MATLAB για την επεξεργασία και την ανάλυση των δεδομένων.

2 Ατμόσφαιρα και νερό

2.1 Ατμόσφαιρα

2.1.1 Η σημασία της ατμόσφαιρας για τη Γη

Η γήινη ατμόσφαιρα είναι ένα λεπτό αεριώδες περίβλημα, μοναδικό σε όλο το ηλιακό σύστημα. Η σύνθεσή της, όπως την γνωρίζουμε σήμερα, διαμορφώθηκε σε βάθος περίπου 10 δισεκατομμυρίων χρόνων, κατά τη διάρκεια των οποίων υπέστη αρκετές και σημαντικές μεταβολές. Θεωρούμε αυτονόητη την ύπαρξή της, τόσο, ώστε συχνά ξεχνάμε την ιδιαιτερότητά που παρουσιάζει.

Η Αφροδίτη καλύπτεται από έναν πυκνό μανδύα δηλητηριώδους ατμόσφαιρας καθώς το κύριο συστατικό της (~95%) είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το οποίο παγιδεύει την υπέρυθη ηλιακή ακτινοβολία, με αποτέλεσμα η μέση θερμοκρασία του πλανήτη να διατηρείται σταθερή στους 480°C . Παράλληλα, η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνειά της ισούται με αυτή που θα βίωνε κανείς στη Γη αν βουτούσε στη θάλασσα σε βάθος 900m. Η επιφάνεια του Άρη αποτελείται από άγονες και μονότονες ερήμους. Η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια του ισούται με το 1/100 της πίεσης στην επιφάνεια της Γης, ενώ η μέση θερμοκρασία του είναι στους -60°C . (Ahrens, 2000, σ.10)

Σε αντίθεση λοιπόν με τους γειτονικούς της πλανήτες, η Γη, χάρη στην κατάλληλη απόστασή της από τον Ήλιο και την ύπαρξη της ατμόσφαιρας με την μορφή που ξέρουμε, προσφέρει ένα ελκυστικό και φιλόξενο περιβάλλον για την ανάπτυξη της ζωής.

Η ατμόσφαιρα αποτελεί τον κύριο θερμοστάτη της Γης ρυθμίζοντας την θερμοκρασία σε ιδανικά επίπεδα για την επιβίωση των οργανισμών. Ταυτόχρονα, λειτουργεί σαν ασπίδα έναντι των αστρικών σωμάτων, τα οποία, εισερχόμενα στην ατμόσφαιρα, καίγονται σε υψηλές θερμοκρασίες λόγω τριβής. Επιπλέον, προστατεύει τον πλανήτη από τις επιβλαβείς ακτινοβολίες, αστρικές και υπεριώδεις. Δίνει τροφή στα φυτά (και έμμεσα στα ζώα), παρέχοντας το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το οποίο με τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης μετατρέπεται σε οργανική ύλη. Επίσης, δίνει το απαραίτητο για την αναπνοή οξυγόνο (O_2) στα αερόβια έμβια όντα. Είναι το μέσο

στο οποίο συμβαίνουν ανταλλαγές ενέργειας και μάζας ζωτικής σημασίας. Τέτοιες είναι για παράδειγμα οι βιογεωχημικοί κύκλοι, μέσω των οποίων χημικά στοιχεία (C, N, P κ.α) που είναι απαραίτητα για την σύνθεση ενώσεων από τις οποίες εξαρτώνται οι δομές και οι λειτουργίες των οργανισμών, κυκλοφορούν και γίνονται εκ νέου διαθέσιμα, αλλά και ο υδρολογικός κύκλος που παρέχει το καθαρό νερό που χρειάζονται τα έμβια όντα. (Κουτσογιάννης, 2003)

Τέλος, η ατμόσφαιρα προκαλεί τους χρωματισμούς του ουρανού και των νεφών, ενώ συγχρόνως αποτελεί το μέσο διάδοσης του ήχου και της διάχυσης του φωτός.

2.1.2 Σύσταση της ατμόσφαιρας

Έχει διαπιστωθεί πως η ατμόσφαιρα στα κατώτερα στρώματά της αποτελείται από: (Σαχσμανόγλου και Μακρογιάννης, 1998, σ.33)

α) Μίγμα αερίων που αποτελούν αυτό που ονομάζουμε ξηρό αέρα¹. Στον πίνακα που ακολουθεί παρουσιάζονται τα κυριότερα αέρια που τον συνθέτουν.

Πίνακας 2.1: Σύσταση της ατμόσφαιρας

Αέριο	Σύμβολο	Όγκος (%) (Ξηρός αέρας)	Αέριο	Σύμβολο	Όγκος (%) (Ξηρός αέρας)
Άζωτο	N ₂	78.08	Νέο	Ne	0.0018
Οξυγόνο	O ₂	20.95	Ήλιο	He	0.0005
Αργό	Ar	0.93	Όζον	O ₃	0.00004
Διοξ. Άνθρακα	CO ₂	0.036	Υδρογόνο	H ₂	0.00006

Από τα αέρια αυτά, μερικά αποτελούν σταθερά συστατικά της ατμόσφαιρας (N₂, O₂, Ar κλπ.) και άλλα όπως το O₃, το CO₂, το H₂ κλπ. αποτελούν μεταβλητά συστατικά αυτής.

Τέλος, σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις βρίσκονται και άλλα αέρια όπως το Κρυπτό (Kr), το Ξένο (Xe), το Ραδόνιο (Rn) κλπ.

β) Ποσότητα νερού το οποίο εμφανίζεται και με τις 3 φάσεις του:

i) αέρια (υδρατμοί)

ii) υγρή (νεφοσταγονίδια)

iii) στερεά (παγοκρύσταλλοι).

¹ Ξηρός αέρας ονομάζεται ο "καθαρός" ατμοσφαιρικός αέρας που είναι απαλλαγμένος από υδρατμούς και πάσης φύσεως κονιορτούς και αερολύματα.

γ) Ατμοσφαιρικά αιωρήματα, δηλαδή στερεά σωματίδια και υδροσταγονίδια που αιωρούνται σε μεγάλο αριθμό μέσα στην ατμόσφαιρα. Η συγκέντρωσή τους ποικίλει ανάλογα με το μέγεθός τους και παρουσιάζουν μεταβολές τόσο τοπικά όσο και χρονικά. Ανάλογα με την προέλευσή τους διακρίνονται σε 3 κατηγορίες:

- i) τους κονιορτούς
- ii) τις χημικές ενώσεις
- iii) τα οργανικά αιωρήματα

2.1.3 Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας

Το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας είναι δύσκολο να καθοριστεί γιατί, με τη συνεχή ελάττωση της πυκνότητας του αέρα σε συνάρτηση με το ύψος, δεν υπάρχει σαφής διαχωρισμός μεταξύ του ατμοσφαιρικού αέρα και του εξωγήινου κοσμικού διαστήματος.

Η διαίρεση της καθ' ύψος μπορεί να γίνει με βάση:

α) Τη σύσταση της.

Διαχωρίζεται έτσι σε δύο μεγάλες περιοχές. Η πρώτη, που εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι περίπου το ύψος των 100 km, διατηρεί σταθερή την αναλογία των συστατικών του ξηρού αέρα με το ύψος και ονομάζεται ομοιόσφαιρα, ενώ η άλλη που εκτείνεται πέρα των 100 km με μεταβλητή την αναλογία των συστατικών του λέγεται ετερόσφαιρα.

β) Τις κατακόρυφες διαφορές θερμοκρασίας.

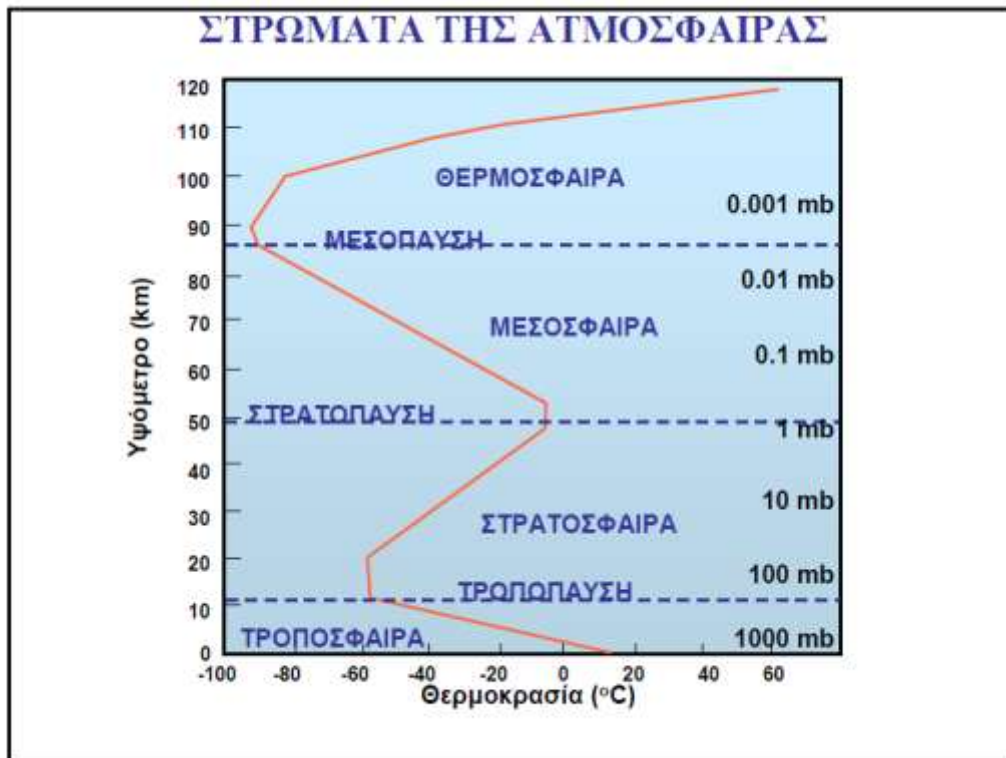
Είναι η κυριότερη διαίρεση της ατμόσφαιρας. Σύμφωνα με αυτή η ατμόσφαιρα διαιρείται χοντρικά σε τέσσερα μεγάλα στρώματα: (Σαχσμανόγλου και Μακρογιάννης, 1998, σ.31)

i) Τροπόσφαιρα: Είναι το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας στο οποίο εκδηλώνονται όλα τα καιρικά φαινόμενα. Περικλείει στην πράξη όλους τους υδρατμούς. Έχει πάχος 11-16 km στον ισημερινό και περίπου 8 km στους πόλους, το οποίο αυξάνεται το καλοκαίρι και μειώνεται το χειμώνα. Χαρακτηρίζεται από ελάττωση της θερμοκρασίας σε συνάρτηση με το ύψος. Στο ανώτερο σημείο της καλύπτεται από την τροπόπαυση. Πρόκειται για μια επιφάνεια αναστροφής της θερμοκρασίας η οποία συμπεριφέρεται σαν ένα "πώμα" που οριοθετεί αποτελεσματικά τις ανοδικές κινήσεις καθιστώντας την τροπόσφαιρα αυτοκυρίαρχη.

ii) Στρατόσφαιρα: Εκτείνεται μέχρι το ύψος των 50 km περίπου. Περιέχει το σύνολο σχεδόν του ατμοσφαιρικού όζοντος (O_3), το οποίο συμβάλλει σημαντικά στη διατήρηση της ζωής στην επιφάνεια της Γης, καθώς απορροφά την βλαβερή και επικίνδυνη υπεριώδη ακτινοβολία του ηλίου.

iii) Μεσόσφαιρα

iv) Θερμόσφαιρα



Σχήμα 2.1: Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας, Πηγή: Μαμάσης, 2012

2.2 Υδρατμοί

2.2.1 Γενικά

Η Γη είναι ο μοναδικός πλανήτης στον οποίο το νερό εμφανίζεται και με τις 3 φάσεις του, με την υγρή φάση να κυριαρχεί. Αν και οι υδρατμοί, συνιστούν μόλις το 0.0009% της συνολικής ποσότητας του νερού στον πλανήτη, ωστόσο η παρουσία τους είναι καθοριστική για τα μετεωρολογικά φαινόμενα. Υπάρχει πάντα νερό στην ατμόσφαιρα. Τα σύννεφα είναι η πιο ορατή μορφή ατμοσφαιρικού νερού αλλά ακόμα και ο καθαρός αέρας περιέχει νερό – με τη μορφή υδρατμών που δεν είναι ορατοί. Αν όλο το νερό της ατμόσφαιρας ήταν σε υγρή μορφή τότε ο όγκος του στο σύνολο της

ατμόσφαιρας, ανά πάσα στιγμή, θα ήταν περίπου 12,900 κυβικά χιλιόμετρα. Αν όλο το νερό της ατμόσφαιρας έπεφτε την ίδια στιγμή θα κάλυπτε το έδαφος με νερό σε ύψος 2.5 εκατοστών. (Perlman et al., 2005)

2.2.2 Λανθάνουσα θερμότητα νερού

Λανθάνουσα θερμότητα είναι η θερμότητα που απαιτείται από ένα υλικό για να μεταβεί από τη μια φάση στην άλλη. Ονομάζεται έτσι διότι η θερμότητα αυτή δεν γίνεται αισθητή, με την έννοια πως η θερμοκρασία του υλικού παραμένει σταθερή και η θερμότητα διοχετεύεται εξ ολοκλήρου στην μεταβολή της κατάστασής του.

Η λανθάνουσα θερμότητα που απορροφά ένα υλικό από το περιβάλλον του για να μεταβεί από τη μια φάση στην άλλη είναι ίση με αυτή που αποδίδει το υλικό στο περιβάλλον του όταν η διαδικασία αντιστρεφεί. Οι διαδικασίες της τήξης, της υγροποίησης και της εξάχνωσης απορροφούν θερμότητα από το περιβάλλον, ενώ στις αντίστροφες διαδικασίες της πήξης, της συμπύκνωσης και της στερεοποίησης αποδίδεται ενέργεια στο περιβάλλον. (Κουρκουτάς, δεν αναφέρεται ημερομηνία)



Σχήμα 2.2: Ενέργεια μεταβολής φάσεων νερού, Πηγή: Μαμάσης, 2012

Μια δεδομένη μάζα νερού, όταν αλλάζει από την υγρή στην αέρια φάση (ή αντίστροφα), απορροφά (αντίστροφα αποδίδει) περισσότερη θερμότητα από σχεδόν κάθε άλλη ουσία ίσης μάζας, η οποία είναι ίση με 595.9 cal / g ($= 2.5 \times 10^6 \text{ J / kg}$). Αυτή η ασυνήθιστα μεγάλη τιμή είναι 7.5 φορές μεγαλύτερη από τη λανθάνουσα θερμότητα της τήξης των πάγων και άλλες τόσες φορές μεγαλύτερη από αυτή που απαιτείται για να θερμανθεί το νερό από τους 20°C στους 100°C . (Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016, σ.39)

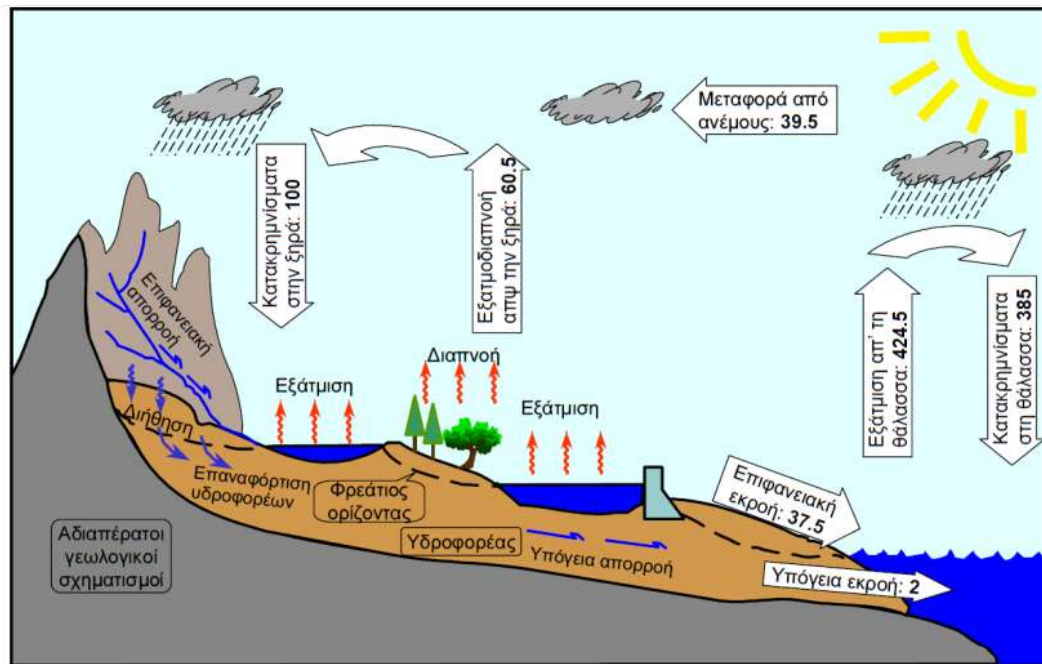
Η παραπάνω ιδιότητα καθιστά τους υδρατμούς το πιο σπουδαίο συστατικό της ατμόσφαιρας, ιδιαίτερα από δυναμική άποψη, γιατί, στις θερμοκρασίες που παρουσιάζει η Γη², το νερό μπορεί εύκολα να περάσει από τη φάση των υδρατμών στην υγρή και τη στερεή με ταυτόχρονη αποδέσμευση ή πρόσληψη τεράστιας ποσότητας ενέργειας. Μια θερινή καταιγίδα ή μια τροπική θύελλα επιβεβαιώνουν τα παραπάνω. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.60-61)

2.2.3 Σημασία των υδρατμών για τον υδρολογικό κύκλο

Η ποσότητα ενέργειας που απορροφάται κατά την διεργασία της εξάτμισης και στην συνέχεια αποδίδεται στην ατμόσφαιρα κατά την συμπύκνωση των υδρατμών αποτελεί την κινητήρια δύναμη του υδρολογικού κύκλου και έχει ως αποτέλεσμα την συνεχή ανακύκλωση του νερού στον πλανήτη.

Η ατμόσφαιρα μπορεί να μην είναι η μεγαλύτερη αποθήκη νερού, είναι όμως η "υπερταχεία" λεωφόρος μέσω της οποίας το νερό μετακινείται σε παγκόσμια κλίμακα. (Perlman et all, 2005) Το χερσαίο τμήμα της Γης τροφοδοτείται με υδρατμούς από το θαλάσσιο μέσω των μηχανισμών της εξάτμισης και της μεταφοράς τους από τους ανέμους. Οι υδρατμοί αυτοί αποτελούν περίπου το 39.5% των χερσαίων κατακρημνισμάτων. (Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016,σ.47) Επιπλέον, η ροή των υδρατμών από τον Ισημερινό προς τους πόλους είναι πολύ σπουδαίος παράγοντας για την παρουσία ζωής στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.75)

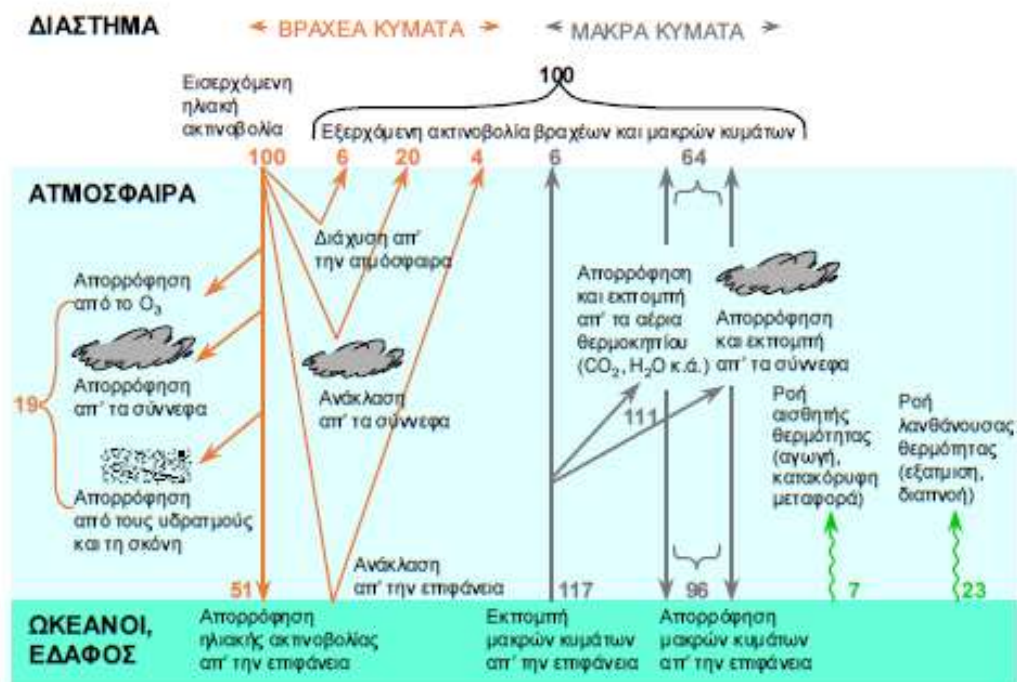
² Το νερό είναι η μοναδική ουσία που εκδηλώνεται και στις 3 φάσεις του στις συνήθεις τιμές θερμοκρασίας και πίεσης που επικρατούν κοντά στην επιφάνεια της Γης. (Ahrens, 2000, σ.3)



Σχήμα 2.3: Σχηματική παράσταση του υδρολογικού κύκλου και του μέσου ετησίου υδατικού ισοζυγίου της Γης. Οι μέσες ετήσιες διακινήσεις νερού έχουν εκφρασθεί ως ποσοστό (%) επί της ετήσιας ποσότητας των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο χερσαίο τμήμα της Γης. Μια ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 1190 km³/έτος. Τα δεδομένα προέρχονται από τους Shiklomanov and Sokolov (1983) και Dingman (1994). Πηγή: Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016

2.2.4 Συμβολή των υδρατμών στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη

Οι υδρατμοί συνιστούν καθοριστικό παράγοντα στις διεργασίες ενεργειακών ανταλλαγών της υδρογείου λόγω της ιδιαίτερα μεγάλης τιμής της λανθάνουσας ενέργειας του νερού. Έτσι, περίπου το 23% της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην ατμόσφαιρα της γης (ή το 45% της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια) απορροφάται από την διαδικασία της εξάτμισης και στην συνέχεια αποδίδεται ξανά σε αυτήν με την συμπύκνωση των υδρατμών και την δημιουργία νεφών. Με τον τρόπο αυτό πραγματοποιείται μια αέναη ανακατανομή της ενέργειας στον πλανήτη. (Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016, σ.39) Επίσης, οι υδρατμοί και τα νέφη ελέγχουν κατά ένα μεγάλο ποσοστό το ενεργειακό ισοζύγιο με την ανάκλαση, την απορρόφηση και την επανεκπομπή της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.60.)



Σχήμα 2.4: Σχηματική παράσταση του μέσου ετήσιου ενεργειακού ισοζυγίου της Γης. Οι ετήσιες διακινήσεις ενέργειας έχουν εκφρασθεί ως ποσοστό (%) επί της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της Γης. Μια ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 55 ZJ/έτος (=55x10²¹J/έτος). Τα ενεργειακά μεγέθη έχουν ληφθεί από τον Ahrens (1993, σ.38-41) Πηγή: Ξανθόπουλος και Κουτσογιάννης, 2016

2.2.5 Συμβολή των υδρατμών στο φαινόμενο του θερμοκηπίου

Η Γη (όπως και οποιοδήποτε σώμα με θερμοκρασία μεγαλύτερη από το απόλυτο μηδέν) εκπέμπει θερμική ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας. Για τη μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης (περίπου 15°C), η εκπεμπόμενη ακτινοβολία είναι υπέρυθη και η τιμή της είναι μεγαλύτερη κατά 17% από την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην ατμόσφαιρα και υπερδιπλάσια από την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης. Όμως, η ατμόσφαιρα αφήνει να περάσει μέσω αυτής μόνο το 5% περίπου της γήινης ακτινοβολίας. (Ξανθόπουλος και

Κουτσογιάννης, 2016, σ.51) Το υπόλοιπο ποσοστό απορροφάται εκλεκτικά από ορισμένα συστατικά της ατμόσφαιρας, τα οποία την επανακτινοβολούν προς το διάστημα και προς τη Γη.

Η ικανότητα αυτή της ατμόσφαιρας αναφέρεται συνήθως ως "φαινόμενο του θερμοκηπίου". Το ρόλο του γυαλιού παίζουν τα λεγόμενα αέρια θερμοκηπίου, τα οποία είναι κυρίως οι υδρατμοί και το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.22) Χωρίς την παρουσία H_2O και CO_2 στην ατμόσφαιρα, η μέση θερμοκρασία της Γης υπολογίζεται πως θα ήταν -18°C . (Ahrens, 1993, σ.36). Για τον λόγο αυτό, τα δύο αυτά αέρια θεωρούνται σαν οι ρυθμιστές της θερμοοικονομίας του πλανήτη. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.22)

3 Υγρομετρικές παράμετροι

3.1 Γενικά

Στην ατμόσφαιρα το νερό παρουσιάζεται και με τις τρεις φάσεις του. Η αέρια κατάσταση είναι αόρατη -όπως ακριβώς και ο αέρας- και συνήθως αναμειγνύεται πολύ καλά με αυτόν. Η κατάσταση αυτή ονομάζεται υδρατμός. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.59)

Υγρασία, λοιπόν. ονομάζουμε την ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Έχουμε στη διάθεσή μας πολλούς τρόπους για να εκφράσουμε την περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς.

Υπάρχουν δύο ομάδες υγρομετρικών παραμέτρων: (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.62)

α) Εκείνες που εξαρτώνται μόνο από το ποσό των υδρατμών στον αέρα και ονομάζονται *απόλυτες*.

β) Εκείνες που εξαρτώνται όχι μόνο από το ποσό των υδρατμών, αλλά και από τη *θερμοκρασία* και ονομάζονται *σχετικές*.

3.2 Απόλυτη υγρασία ρ_v

Απόλυτη υγρασία ρ_v ονομάζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών m_v που περιέχει μια μάζα αέρα όγκου V προς τον όγκο του αέρα V . Εκφράζεται σε gr/m^3 .

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \quad (3.1)$$

Η απόλυτη υγρασία και η πυκνότητα των υδρατμών είναι έννοιες ταυτόσημες μια και οι υδρατμοί, ως αέριο, καταλαμβάνουν ολόκληρο τον όγκο V που τους προσφέρεται.

Η τιμή της απόλυτης υγρασίας μεταβάλλεται όταν μεταβληθεί η ποσότητα των υδρατμών (απόλυτο μέγεθος) ή όταν αλλάξει ο όγκος της μάζας αέρα. Αυτό συμβαίνει όταν η μάζα αέρα ανυψωθεί και πάει σε πιο ψηλές περιοχές της ατμόσφαιρας. Η χαμηλότερη πίεση που επικρατεί εκεί, έχει ως αποτέλεσμα την διαστολή του όγκου της και την μείωση της θερμοκρασίας της (αδιαβατική μεταβολή). Η απόλυτη υγρασία, λοιπόν, φαίνεται μειωμένη, ενώ στην πραγματικότητα η ποσότητα των υδρατμών έχει παραμείνει σταθερή. Για τον λόγο

αυτό η απόλυτη υγρασία δεν χρησιμοποιείται στη μελέτη της ατμόσφαιρας. (Ahrens, 2000, σ .109)

Για κάθε μια τιμή της θερμοκρασίας του αέρα, υπάρχει και μια μέγιστη τιμή απόλυτης υγρασίας.

3.3 Ειδική υγρασία q - Λόγος ανάμιξης r

Οι μεταβλητές που αντιμετωπίζουν το παραπάνω πρόβλημα, και μας επιτρέπουν να εκφράσουμε την υγρασία με τρόπο τέτοιο ώστε να μην επηρεάζεται από τις μετακινήσεις των αέριων μαζών είναι η ειδική υγρασία και ο λόγος ανάμιξης. (Ahrens, σ.110)

Ειδική υγρασία q ονομάζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών m_v που περιέχει μια μάζα αέρα M προς την συνολική μάζα αέρα M .

$$q = \frac{m_v}{M} \quad (3.2)$$

Λόγος ανάμιξης r ονομάζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών m_v που περιέχει μια μάζα αέρα M προς την μάζα του ξηρού αέρα M_d (δηλ. του αέρα που είναι απαλλαγμένος από υδρατμούς).

$$r = \frac{m_v}{M_d} \quad (3.3)$$

Εκφράζονται σε gr/gr ή gr/kg, είναι, δηλαδή, καθαροί αριθμοί.

Οι τιμές και των δύο παραμέτρων μεταβάλλονται μόνο αν αυξηθεί/μειωθεί η ποσότητα των υδρατμών, συνεπώς πρόκειται για απόλυτα μεγέθη που χρησιμοποιούνται ευρέως στη μελέτη της ατμόσφαιρας.

Οι δυο παράμετροι συνδέονται με την ακόλουθη σχέση:

$$q = \frac{r}{1+r} \quad \text{ή} \quad r = \frac{q}{1-q} \quad (3.4)$$

Πρακτικώς, τα δύο μεγέθη δεν διαφέρουν πολύ, επειδή η συνεισφορά της μάζας των υδρατμών στην συνολική μάζα του αέρα είναι πολύ μικρή. (Κουτσογιάννης, 2001)

Η καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς και για τον ξηρό αέρα γράφεται αντίστοιχα:

$$e * V = \frac{m_v}{18.016} R T \quad (\text{υδρατμοί}) \quad (3.5)$$

$$(p - e) * V = \frac{m_a}{28.966} R T \quad (\text{ξηρός αέρας}) \quad (3.6)$$

όπου: e η μερική πίεση των υδρατμών (βλ. ενότητα 3.5), p η συνολική πίεση του αέρα, $p-e$ η πίεση του ξηρού αέρα,

Διαιρώντας τις σχέσεις (3.5), (3.6) και μετά από πράξεις καταλήγουμε στην ακόλουθη σχέση για την ειδική υγρασία:

$$q = \frac{\varepsilon e}{p - (1 - \varepsilon)e} \quad (3.7)$$

όπου $\varepsilon = 0.622$.

Συνδυάζοντας, τέλος, τις σχέσεις (3.7) και (3.4), προκύπτει:

$$r = \frac{\varepsilon e}{p - e} \quad (3.8)$$

3.4 Θερμοκρασία δρόσου T_d

3.4.1 Σημείο κορεσμού ή δρόσου

Μια δεδομένη μάζα αέρα για μια ορισμένη τιμή της θερμοκρασίας μπορεί να περιέχει μέχρι ένα ορισμένο ποσό μάζας υδρατμών. Όταν υπερβεί αυτό το ποσό, τότε οι υδρατμοί συμπυκνώνονται, περνούν δηλαδή από την αέρια στην υγρή φάση³. Το όριο αυτό εξαρτάται:

- α) από την θερμοκρασία T : όσο η θερμοκρασία αυξάνεται, αυξάνεται και το όριο.
- β) από την πίεση p : όσο η πίεση μειώνεται, μειώνεται και το όριο.

Ονομάζεται σημείο κορεσμού ή δρόσου, ενώ το φαινόμενο ονομάζεται κορεσμός. (Φωτιάδη, δεν αναφέρεται ημερομηνία)

Μια αέρια μάζα μπορεί να φτάσει στο σημείο κορεσμού με τους εξής τρόπους: (Μελανίτης, 2005, σ.57)

- α) Διατηρώντας σταθερή την πίεση p και την θερμοκρασία T να τροφοδοτείται συνεχώς με υδρατμούς.
- β) Διατηρώντας σταθερή την πίεση p και την ποσότητα των υδρατμών, να μειωθεί η θερμοκρασία T .

³ Η συνθήκη αυτή είναι αναγκαία αλλά όχι ικανή, αφού, για να υγροποιηθούν οι υδρατμοί, πρέπει, επιπλέον, να υπάρχουν στην ατμόσφαιρα οι πυρήνες συμπύκνωσης.

γ) Να συμβούν και τα δύο, δηλαδή, διατηρώντας σταθερή την πίεση p να μειωθεί η θερμοκρασία T και να εμπλουτιστεί παράλληλα ο αέρας με υδρατμούς.

3.4.2 Ορισμός

Θερμοκρασία δρόσου T_d ονομάζεται η θερμοκρασία στην οποία πρέπει να ψυχθεί ισοβαρώς (δηλαδή χωρίς μεταβολή της πίεσης) ο αέρας, προκειμένου να καταστεί κορεσμένος.

Η θερμοκρασία δρόσου είναι το ευρύτερα χρησιμοποιούμενο μέγεθος στην Μετεωρολογία για την έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας. Χρησιμοποιείται στην πρόγνωση κυρίως σχηματισμού δρόσου, πάχνης, παγετού και ομίχλης και ακόμα της ελάχιστης θερμοκρασίας.

Πρόκειται για απόλυτο μέγεθος, αφού δεν μεταβάλλεται όταν μεταβληθεί η θερμοκρασία του αέρα, παρά μόνον αν αφαιρεθεί/προστεθεί υγρασία σε αυτόν. (Μαχαιράς και Μπαλαφούτης, 1984, σ.65)

Αποτελεί έναν αρκετά καλό δείκτη της υγρασίας της ατμόσφαιρας. Υψηλές τιμές θερμοκρασίας δρόσου δηλώνουν μεγάλη ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα και, αντίστοιχα, χαμηλές τιμές σημείου δρόσου δηλώνουν μικρή ποσότητα. Η προσθήκη υδρατμών στην ατμόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της τιμής της μεταβλητής. (Ahrens, 2000, σ.115-116)

3.5 Μερική πίεση υδρατμών e

Όπως αναφέρθηκε, ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι ένα μίγμα επιμέρους αερίων. Κάθε ένα από αυτά συμμετέχει στην ολική ατμοσφαιρική πίεση, δηλαδή κάθε αέριο ασκεί κάποια μερική πίεση. Η συνεισφορά των υδρατμών στην ολική ατμοσφαιρική πίεση ονομάζεται μερική πίεση υδρατμών e . Επειδή οι υδρατμοί αποτελούν μικρό ποσοστό του ατμοσφαιρικού αέρα συγκριτικά με τα υπόλοιπα αέρια, είναι αναμενόμενο πως και η μερική πίεση τους θα έχει μικρή τιμή σε σχέση με τις υπόλοιπες. Υψηλή μερική πίεση δηλώνει την ύπαρξη μεγάλης ποσότητας υδρατμών, ενώ, αντίστοιχα, χαμηλή μερική δηλώνει μικρή ποσότητα. Πρόκειται για απόλυτο μέγεθος, καθώς μεταβάλλεται μόνο όταν μεταβληθεί η ποσότητα των υδρατμών στον αέρα για σταθερή ολική πίεση. Αν όμως η ολική πίεση του αέρα υποστεί μεταβολή, τότε αλλάζει και η μερική πίεση των υδρατμών, παρόλο που η ποσότητα των υδρατμών παραμένει σταθερή. (Ahrens, 2000, σ.110)

3.6 Πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s

Πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s ονομάζεται η πίεση που ασκούν οι υδρατμοί όταν ο αέρας είναι κορεσμένος. Εξαρτάται αποκλειστικά από την θερμοκρασία (συνεπώς πρόκειται για ένα σχετικό μέγεθος), αυξάνοντας εκθετικά όταν αυτή αυξάνεται. (Φωτιάδη). Υπολογίζεται από την εξίσωση (Κουτσογιάννης, 2012):

$$e_s = f(T) = p_o \exp \left[24.921 \left(1 - \frac{T_o}{T} \right) \right] \left(\frac{T_o}{T} \right)^{5.06} \quad (3.9)$$

όπου $T_o=273,16\text{K}$, $p_o=6.11657 \text{ hPa}$

3.7 Σχετική υγρασία U

3.7.1 Γενικά - Ορισμός

Αποτελεί την παράμετρο που χρησιμοποιούμε πιο συχνά στην καθημερινότητά μας για να εκφράσουμε την υγρασία της ατμόσφαιρας.

Ως σχετική υγρασία ορίζεται ο λόγος των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα σε μια δεδομένη τιμή θερμοκρασίας και πίεσης προς την μέγιστη ποσότητα υδρατμών που ο αέρας είναι ικανός να συγκρατήσει στις ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. (Ahrens, 2000, σ.110)

Θεωρώντας πως η μερική πίεση υδρατμών είναι ένα καλό μέτρο της ποσότητας υδρατμών που υπάρχουν πραγματικά στην ατμόσφαιρα και πως η πίεση κορεσμένων υδρατμών αποτελεί καλό δείκτη της συνολικής "χωρητικότητας" του αέρα σε υδρατμούς, η σχετική υγρασία μπορεί να εκφρασθεί με τη σχέση (%):

$$U = \frac{e}{e_s} \quad (3.10)$$

Για παράδειγμα $U=50\%$ σημαίνει πως ο αέρας περιέχει την μισή ποσότητα υδρατμών από αυτή που απαιτείται για να γίνει ο αέρας κορεσμένος. Η σχετική υγρασία, λοιπόν, δεν δηλώνει την πραγματική ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, αλλά πόσο απέχει ο αέρας από το να θεωρηθεί κορεσμένος.

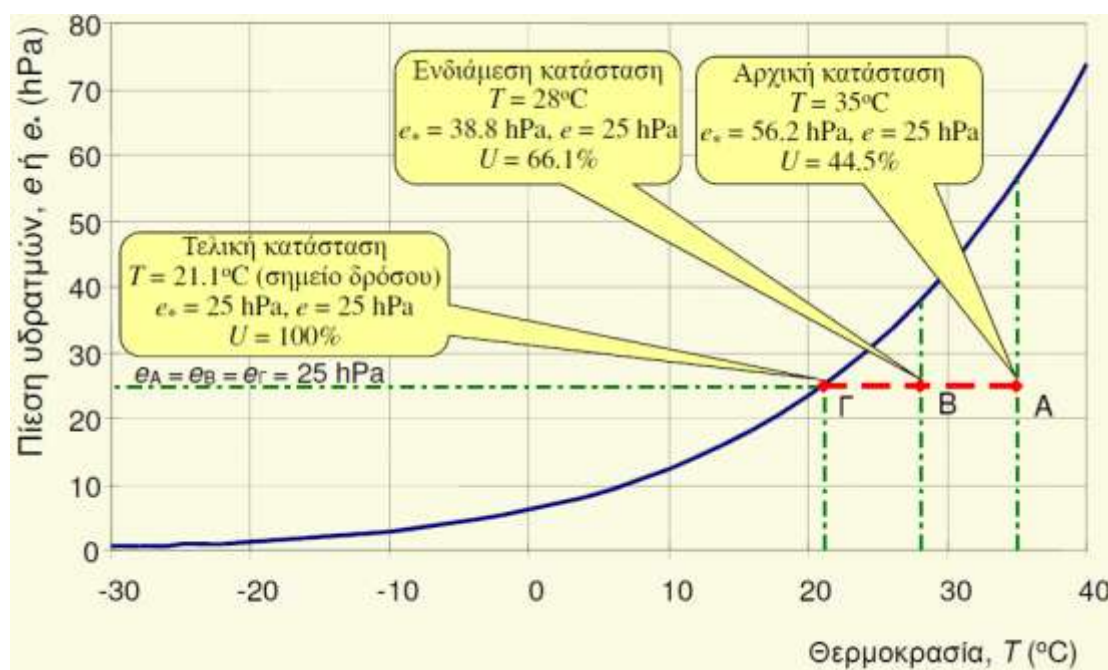
Μια μεταβολή στην σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα μπορεί να προκληθεί με τους παρακάτω τρόπους:

α) Με την μεταβολή της ποσότητας των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, ενώ η θερμοκρασία διατηρείται σταθερή. Η προσθήκη υδρατμών θα έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της μερικής πίεσης και κατά συνέπεια την αύξηση της σχετικής υγρασίας, εφόσον η πίεση κορεσμένων υδρατμών εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία και δεν αλλάζει. Αντίστοιχα, η αφαίρεση υδρατμών από την ατμόσφαιρα προκαλεί την μείωση της τιμής της σχετικής υγρασίας.

β) Με την μεταβολή της θερμοκρασίας, ενώ δεν προστίθενται νέα ποσά υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Όταν αυξάνεται η θερμοκρασία του αέρα, αυξάνεται παράλληλα και η ικανότητά του να συγκρατεί περισσότερους υδρατμούς. Έτσι, η σχετική υγρασία μειώνεται.

Όμοια, η μείωση της θερμοκρασίας έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της σχετικής υγρασίας.

Είναι σαφές από τα παραπάνω πως η σχετική υγρασίας είναι ένα σχετικό μέγεθος.



Σχήμα 3.1: Πίεση υδρατμών e , e_s συναρτήσει της θερμοκρασίας T . Πηγή: Κουτσογιάννης, 2001

3.7.2 Βιοκλιματικοί δείκτες⁴

Οι βιοκλιματικοί δείκτες περιγράφουν την επίδραση που έχουν οι κλιματικές συνθήκες στον άνθρωπο. Μπορούν να ταξινομηθούν σε 2 μεγάλες κατηγορίες: τους βιομετεωρολογικούς δείκτες και τους θερμοφυσιολογικούς δείκτες.

α) Βιομετεωρολογικοί δείκτες: Αξιοποιούν μετεωρολογικά δεδομένα όπως η θερμοκρασία, η σχετική υγρασία, η ηλιακή ακτινοβολία και η ταχύτητα ανέμου για την περιγραφή της επίδρασης των κλιματικών συνθηκών στον άνθρωπο. Η απλότητα που χαρακτηρίζει τους δείκτες αυτής της κατηγορίας αποτελεί σημαντικό πλεονέκτημα. Πρέπει όμως να σημειωθεί πως δεν λαμβάνουν υπόψη την διαφορετική ανταπόκριση των ανθρώπινων οργανισμών (πχ. λόγω ηλικίας, φύλου) στις διαφορετικές συνθήκες. Βιομετεωρολογικοί δείκτες που χρησιμοποιούν την σχετική υγρασία στους υπολογισμούς είναι:

i) Ο Δείκτης Δυσφορίας (Heat Index, *HI*): Εκτιμά μια φαινομενική θερμοκρασία, δηλαδή τη θερμοκρασία που αισθάνεται ένας δέκτης στο περιβάλλον, συνδυάζοντας την μετρημένη ατμοσφαιρική θερμοκρασία με τη σχετική υγρασία. Όπως είναι γνωστό, το ανθρώπινο σώμα φυσιολογικά ψύχεται μέσω του ιδρώτα. Κατά την εφίδρωση το σώμα αποβάλλει νερό, το οποίο στη συνέχεια εξατμίζεται αποβάλλοντας θερμότητα από το ανθρώπινο σώμα στο περιβάλλον. Όταν η σχετική υγρασία είναι υψηλή, ο ρυθμός εξάτμισης μειώνεται με αποτέλεσμα η θερμότητα να αποβάλλεται με μικρότερο ρυθμό από το δώμα και το άτομο να έχει την αίσθηση ότι η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από την πραγματική. Καθώς αυξάνει η θερμοκρασία, αυξάνεται και η ικανότητα του αέρα για συγκράτηση υγρασίας, έτσι, θεωρώντας πως η ποσότητα των υδρατμών παραμένει σταθερή, η σχετική υγρασία μειώνεται. Έτσι θεωρείται απίθανη η ταυτόχρονη ύπαρξη υψηλής τιμής θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας, αφού αυτό θα σήμαινε ασυνήθιστα μεγάλες ποσότητες υδρατμών στην ατμόσφαιρα και συνήθως οι μεγάλες θερμοκρασίες παρουσιάζονται σε μέρη μακριά από τη θάλασσα, όπου η παρουσία υδρατμών είναι περιορισμένη.

⁴ Η ενότητα αυτή έχει αναπαραχθεί από το κεφάλαιο 4 της εργασίας 'Εκτίμηση χωρικής κατανομής βιοκλιματικών δεικτών στην περιοχή της Αττικής με χρήση δεδομένων του Δικτύου METEONET' των Παπαδοπούλου κ.α, 2009, μετά από προσαρμογή.

Ο δείκτης δυσφορίας HI δίνεται από τη σχέση:

$$\left\{ \begin{array}{l} HI = T \text{ για } T < 68 \text{ } ^\circ\text{F} (20^\circ\text{C}) \\ HI = -42.379 + 2.04901523 * T + 10.14333127 * RH \\ \quad - 0.22475541 * T * RH - 0.00683783 * T^2 - 0,05481717 * RH^2 \\ \quad + 0.00122874 * T^2 * RH + 0.00085282 * T * RH^2 \\ \quad - 0.00000199 * (T * RH)^2, \text{ για } T > 68 \text{ } ^\circ\text{F} (20^\circ\text{C}) \end{array} \right. \quad (3.11)$$

όπου T ($^\circ\text{F}$) η θερμοκρασία περιβάλλοντος και RH (%) η σχετική υγρασία.

β) Θερμοφυσιολογικοί δείκτες : Είναι οι δείκτες που ως δεδομένα εισόδου απαιτούν και χαρακτηριστικά της ανθρώπινης φυσιολογίας (ηλικία, φύλο, ένταση εργασίας κα.). Στους θερμοφυσιολογικούς δείκτες, η εκτίμηση της επίδρασης του κλίματος στον ανθρώπινο οργανισμό, γίνεται με την συγκριτική θεώρηση του συνόλου των θερμικών παραγόντων. Με τη χρήση τους γίνεται μοντελοποίηση του ανθρωπίνου ισοζυγίου θερμότητας. Το πλεονέκτημά των δεικτών αυτών συνίσταται στο γεγονός ότι απαιτούν ως δεδομένα εισόδου τις πλέον κοινές μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως θερμοκρασία, σχετική υγρασία, ταχύτητα ανέμου και ακτινοβολία.

ι) Δείκτης TCI : Ο δείκτης TCI είναι ιδιαίτερα σημαντικός για τους ταξιδιώτες που βρίσκονται σε διάφορα μέρη του κόσμου και σε διαφορετικές περιόδους του έτους. Ο δείκτης TCI είναι ένας συνδυασμός πέντε παραμέτρων, τριών ανεξάρτητων και δύο, οι οποίες απαιτούν βιοκλιματικούς συνδυασμούς.

Συγκεκριμένα ο δείκτης υπολογίζεται από τη σχέση:

$$TCI = 8Cl_d + 2Cl_a + 4S + 2 * W \quad (3.12)$$

όπου:

- Cl_d ο ημερήσιος δείκτης που υπολογίζεται από την Τ1μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία αέρα και από την ελάχιστη ημερήσια σχετική υγρασία RH (%)
- Cl_a ο ημερήσιος δείκτης που υπολογίζεται από τη μέση ημερήσια θερμοκρασία αέρα T ($^\circ\text{C}$) και από τη μέση ημερήσια σχετική υγρασία RH (%)
- R η βροχή σε mm
- S η ημερήσια διάρκεια της ηλιακής ακτινοβολίας (h)
- W η μέση ταχύτητα του ανέμου (m/sec)

ii) Δείκτης Summer Simmer Index (*SSI*): Ο δείκτης θερμικής άνεσης (Summer Simmer Index, *SSI*) έχει εισαχθεί από το Ινστιτούτο Μηχανικών Θερμότητας και Ψύξης των Η.Π.Α. (ASHRAE) και έχει επικυρωθεί με αναλύσεις και δοκιμές από το Πανεπιστήμιο του Κάνσας. Ο *SSI* εκτιμά την πραγματική θερμοκρασία που αισθάνονται τα άτομα, προσφέροντας μία εύκολα αναγνωρίσιμη προειδοποίηση για τους κινδύνους που εγκυμονεί η έκθεση των ανθρώπων στη ζέστη. Ο δείκτης *SSI* υπολογίζεται από τη σχέση:

$$SSI = 1.98 * [T - (0.55 - 0.0055 * RH) * (T - 58)] - 56.83 \quad (3.13)$$

όπου T η θερμοκρασία του αέρα σε °F και RH (%) η σχετική υγρασία.

3.8 Έλλειμμα κορεσμού $e_s - e$ και διαφορά $T - T_d$

Ως έλλειμμα κορεσμού ορίζεται η διαφορά μεταξύ της τάσης των υδρατμών e του ατμοσφαιρικού αέρα και της μέγιστης τάσης των υδρατμών e_s στην ίδια θερμοκρασία:

$$e_s - e \quad (3.14)$$

Η διαφορά $T - T_d$ δείχνει την απόσταση της θερμοκρασίας από το σημείο δρόσου.

Και οι δυο μεταβλητές αποτελούν πολύ καλές ενδείξεις της (σχετικής) υγρασίας. (Ahrens, σ.115) Όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά τους, τόσο πιο μακριά βρίσκεται η ατμόσφαιρα από το σημείο κορεσμού και, κατά συνέπεια, τόσο χαμηλότερη είναι η σχετική υγρασία.

3.9 Κατακρημνίσιο νερό W

Κατακρημνίσιο νερό ή υγρό ισοδύναμων υδρατμών ονομάζεται η συνολική μάζα (ή το ισοδύναμο ύψος νερού) των υδρατμών σε μια κατακόρυφη στήλη της ατμόσφαιρας. Ο γενικός τύπος του κατακρημνίσιμου νερού W σε μια στήλη μεταξύ των υψομέτρων z_2 και z_1 δίνεται από τη σχέση: (Shaw, 1996)

$$W = \frac{1}{\rho_w} \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz \quad (3.15)$$

όπου ρ_v η πυκνότητα των υδρατμών. Η σχέση δίνει το W σε μονάδες μάζας ανά επιφάνεια, ενώ η μετατροπή σε ύψος είναι άμεση.

Στην πράξη μια άμεση εκτίμηση της ποσότητας του κατακρημνίσιμου νερού από συγκεκριμένο υψόμετρο μέχρι και τα 300 hPa, που θεωρείται το όριο της τροπόσφαιρας, δίνεται σε ειδικούς πίνακες (World Meteorological Organization, 1986).

Εναλλακτικά, για την αποφυγή χρήσης πινάκων, έχει προταθεί η παρακάτω σχέση, η οποία είναι μια προσαρμογή στα αριθμητικά δεδομένα των συγκεκριμένων πινάκων (Κουτσογιάννης, 2000).

$$W = \exp(2.29 + 0.086T_d - 0.0005z_o + 0.0000075T_d z_o) - 1.82 \quad (3.16)$$

4 Δεδομένα

4.1 Επιλογή μεταβλητών μελέτης

Για την στοχαστική διερεύνηση της ατμοσφαιρικής υγρασίας έγινε συλλογή ωριαίων καταγραφών σημείων δρόσου T_d και θερμοκρασίας T . Οι συγκεκριμένες υδρομετεωρολογικές μεταβλητές επιλέχθηκαν, διότι, εάν είναι γνωστές οι τιμές τους, είναι εύκολο να υπολογισθούν όλες οι υγρομετρικές παράμετροι μέσω των τύπων που παρουσιάσθηκαν στο κεφάλαιο 3. Συγκεκριμένα:

- Γνωρίζοντας την θερμοκρασία T , υπολογίζεται μέσω της σχέσης 3.9 η πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s .
- Γνωρίζοντας το σημείο δρόσου T_d και αντικαθιστώντας την τιμή του στη σχέση 3.9, υπολογίζεται η μερική πίεση υδρατμών e . Αυτό συμβαίνει, διότι, θεωρώντας σταθερή την συνολική πίεση του αέρα αλλά και την ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα, η μερική πίεση παραμένει σταθερή, κατά την μεταβολή της θερμοκρασίας από T σε T_d . Όμως για T_d θα ισχύει πλέον $e=e_s$, δηλαδή η αρχική μερική πίεση e για $T_0=T$ θα είναι πλέον ίση με την πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s για $T_1=T_d$ (βλ. σχήμα 3.1).
- Γνωρίζοντας τις τιμές e και e_s μέσω της σχέσης 3.10, υπολογίζεται η σχετική υγρασία U .
- Γνωρίζοντας την μερική πίεση e καθώς και την συνολική πίεση του αέρα, υπολογίζονται η ειδική υγρασία q καθώς και ο λόγος ανάμιξης r μέσω των σχέσεων (3.7) και (3.8) αντίστοιχα.

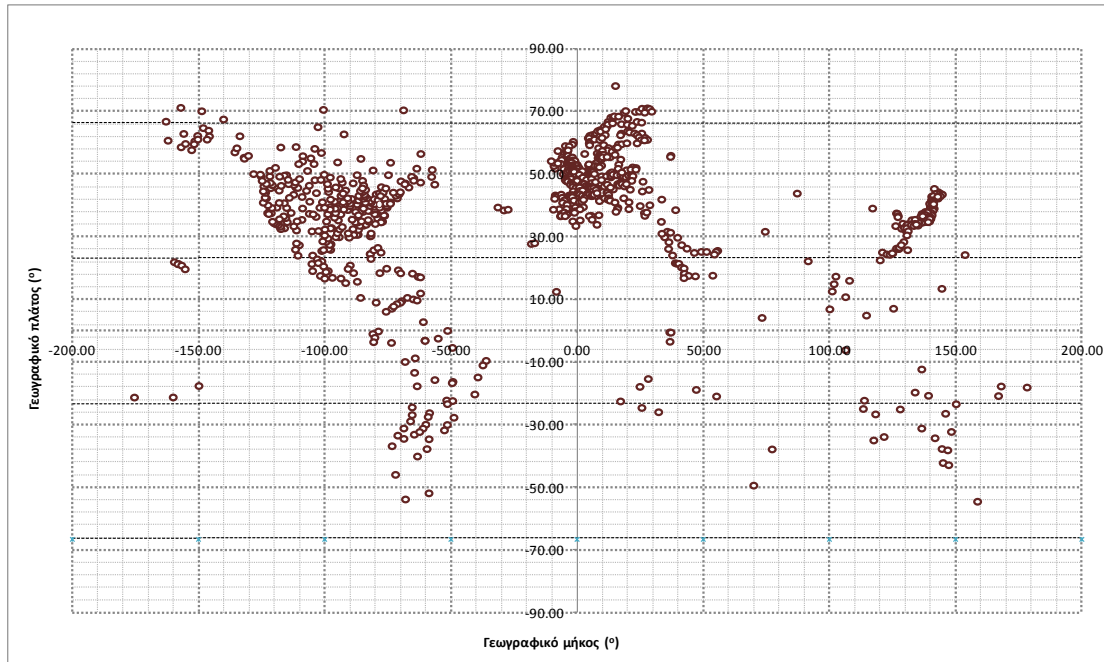
4.2 Επιλογή μετεωρολογικών σταθμών

Τα δεδομένα προήλθαν από μία μεγάλη βάση δεδομένων 15,000 μετεωρολογικών σταθμών παγκοσμίως, εκ των οποίων 7,500 λειτουργούν μέχρι σήμερα (πηγή: National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, <https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/>).

Τα κριτήρια που τέθηκαν για την επιλογή των σταθμών αφορούσαν την χρονική διάρκεια λειτουργίας τους καθώς και την πυκνότητα των μετρήσεων:

1. Τουλάχιστον 30 χρόνια μετρήσεων.
2. Τουλάχιστον 8760 τιμές/έτος (κατά μέσον όρο)

Προέκυψαν, έτσι, 953 σταθμοί παγκοσμίως οι οποίοι φαίνονται στο σχήμα που ακολουθεί:



Σχήμα 4.1: Απεικόνιση των γεωγραφικών συντεταγμένων των 953 σταθμών που επιλέχθηκαν για μελέτη στην παρούσα εργασία

4.3 Προκαταρκτική επεξεργασία δεδομένων

Για την περαιτέρω επεξεργασία των μετρήσεων κάθε σταθμού, ήταν απαραίτητο να προηγηθεί μια προκαταρκτική επεξεργασία, η οποία πραγματοποιήθηκε σε περιβάλλον MATLAB, λόγω του όγκου των δεδομένων, και περιλάμβανε τα ακόλουθα στάδια:

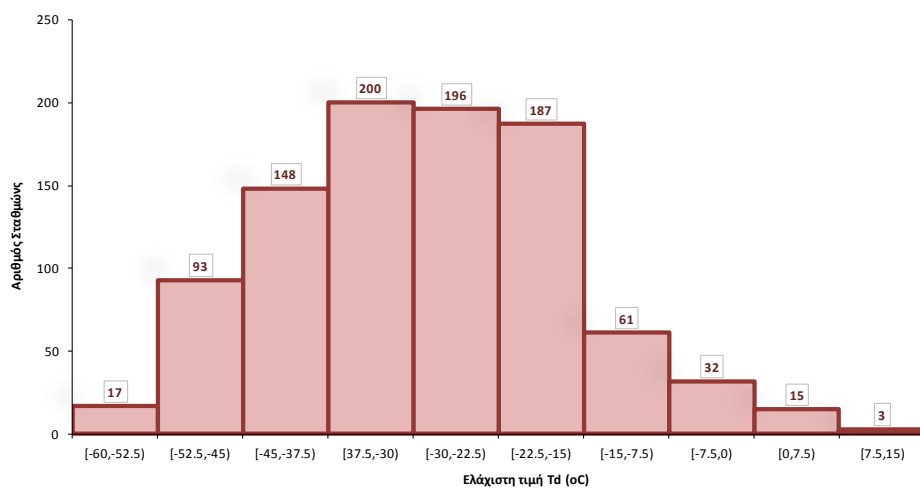
1. Συμπλήρωση της αρχικής χρονοσειράς με τις ημερομηνίες που έλειπαν εντελώς κατά το διάστημα των μετρήσεων.
2. Εύρεση των τιμών 999.9 στα αρχικά δεδομένα, οι οποίες ερμηνεύονται ως μη ύπαρξη μέτρησης.
3. Αντικατάσταση των θέσεων 1, 2 με κενό στις χρονοσειρές.

4. Εύρεση μέσης τιμής σε περιπτώσεις ύπαρξης πάνω από μιας μέτρησης μέσα στην ίδια ώρα.

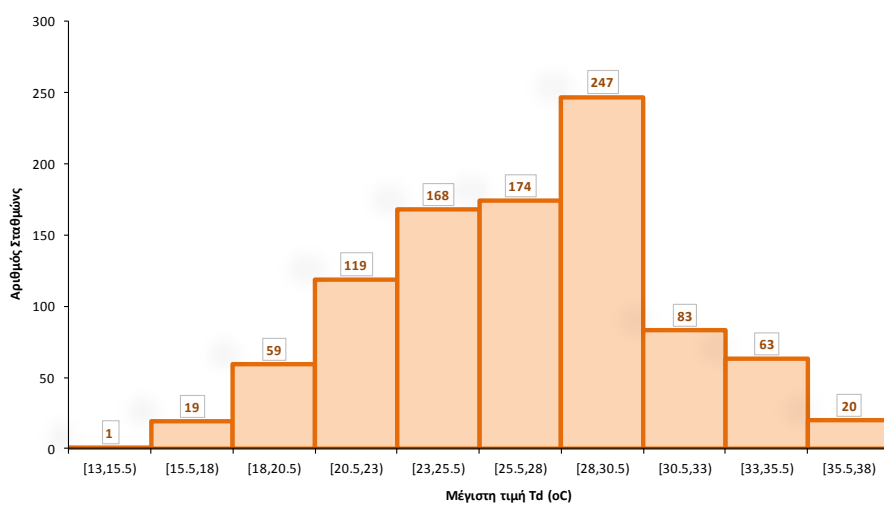
Δημιουργήθηκαν έτσι πλήρεις ωριαίες χρονοσειρές για τις δύο μεταβλητές για κάθε έναν από τους 953 σταθμούς.

4.4 Στατιστικό προφίλ των υπό μελέτη σταθμών

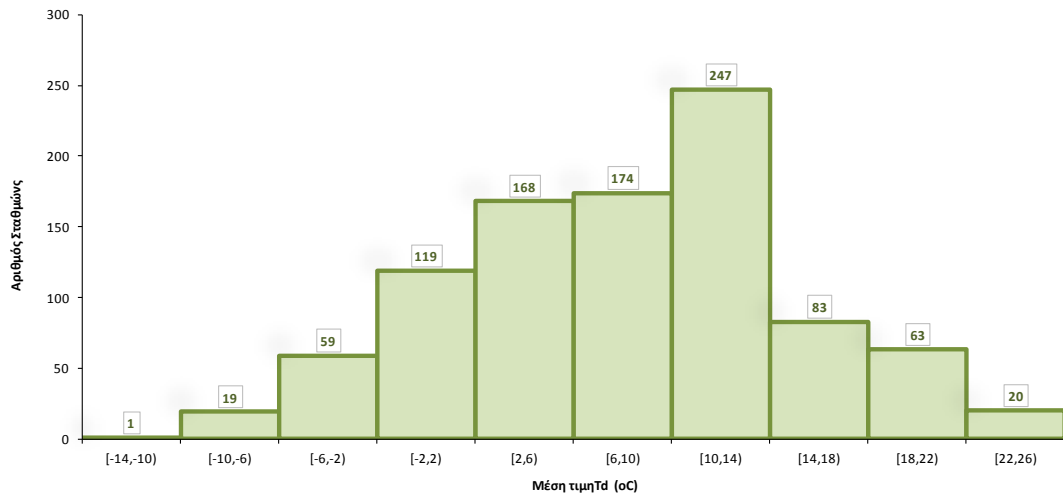
Παρατίθενται ιστογράμματα που δείχνουν το στατιστικό προφίλ των σταθμών.



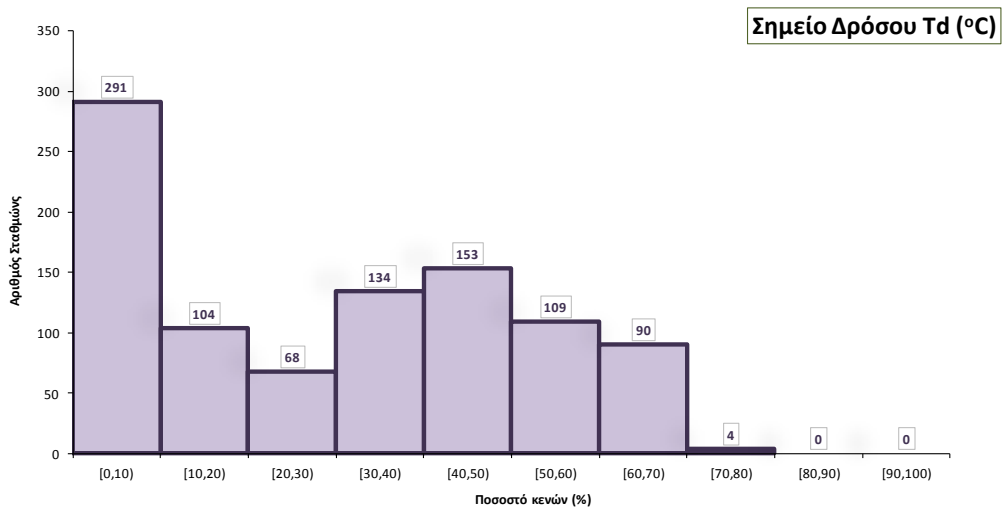
Σχήμα 4.2: Κατανομή των σταθμών με βάση την ελάχιστη τιμή του σημείου δρόσου T_d (°C)



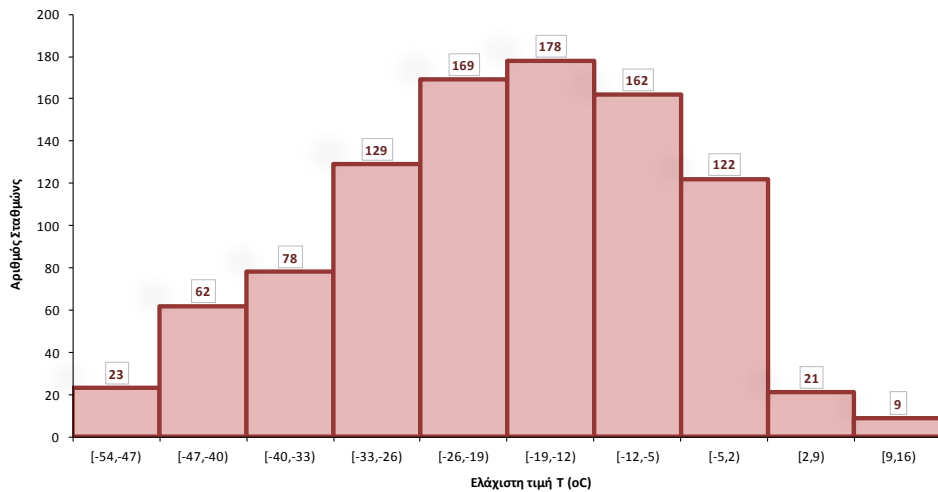
Σχήμα 4.3: Κατανομή σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή σημείου δρόσου T_d (°C)



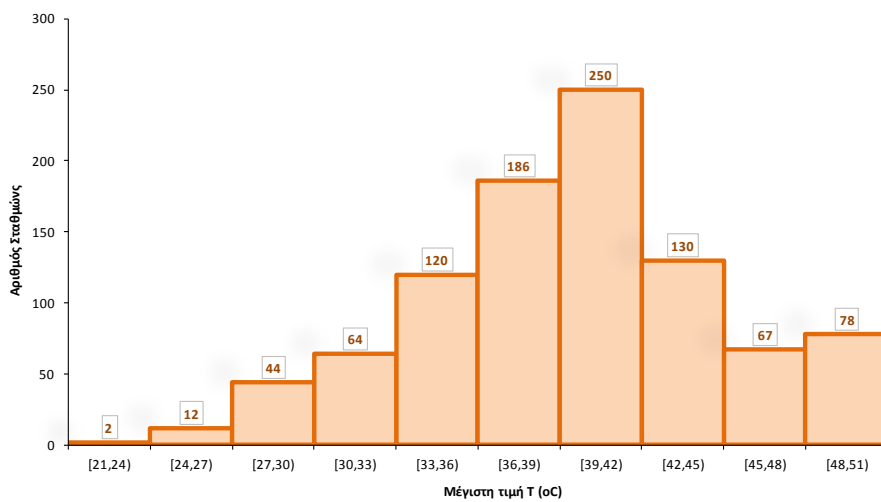
Σχήμα 4.4: Κατανομή των σταθμών με βάση τη μέση τιμή σημείου δρόσου T_d (°C)



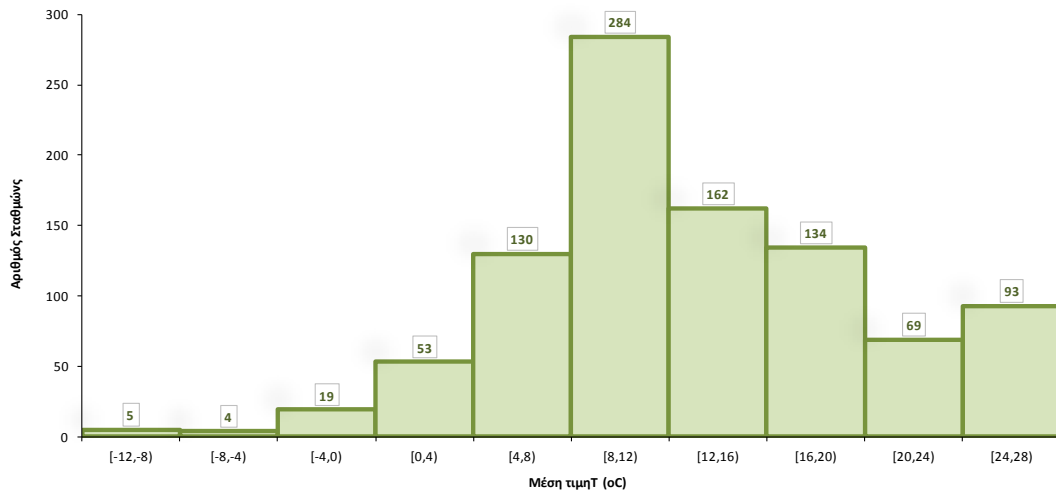
Σχήμα 4.5: Κατανομή των σταθμών με βάση το ποσοστό των κενών τιμών τους επί του συνολικού δείγματος (σημείο δρόσου T_d)



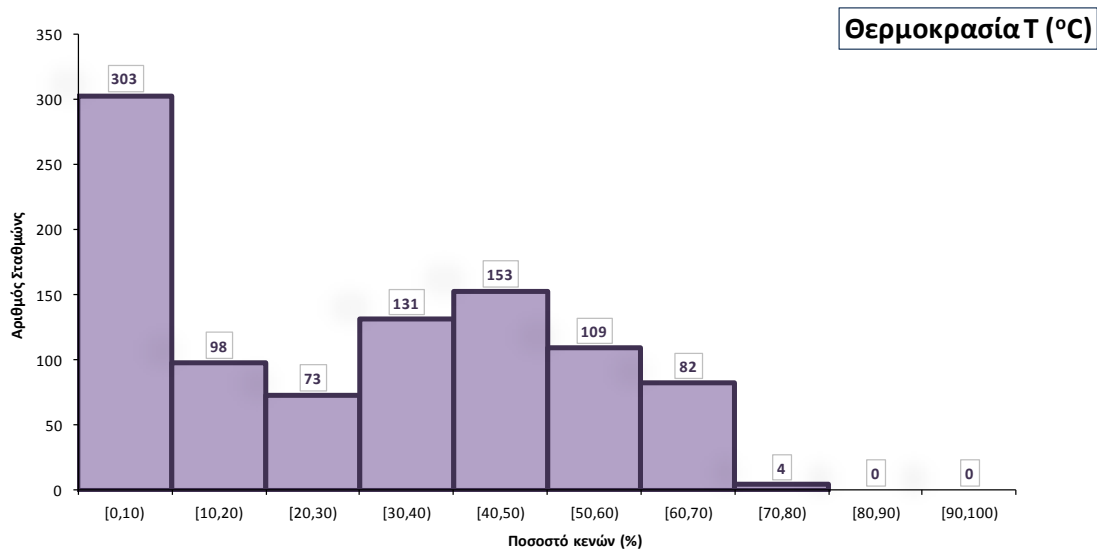
Σχήμα 4.6: Κατανομή των σταθμών με βάση την ελάχιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C)



Σχήμα 4.7: Κατανομή των σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C)



Σχήμα 4.8: Κατανομή σταθμών με βάση τη μέγιστη τιμή θερμοκρασίας T (°C)



Σχήμα 4.9: Κατανομή των σταθμών με βάση το ποσοστό των κενών τιμών τους επί του συνολικού δείγματος (θερμοκρασία T)

Βλέπουμε πως παρά το κριτήριο που τέθηκε στην αρχή για πυκνότητα μετρήσεων >8760/έτος, έχουν προκύψει περίπου 200 σταθμοί με ποσοστό κενών μεγαλύτερο από 50% τόσο για την μεταβλητή της θερμοκρασίας όσο και για το σημείο δρόσου. Αυτό συνέβη διότι, σε πολλούς σταθμούς, στα αρχικά, ανεπεξέργαστα δεδομένα, υπήρχαν περίοδοι κατά τις οποίες πραγματοποιούνταν πολλές μετρήσεις μέσα σε μια ώρα (από τις οποίες προέκυψε όπως αναφέρθηκε ο μέσος όρος, άρα μία τιμή), ενώ παράλληλα δεν υπήρχε καμία μέτρηση για μεγάλο αριθμό ωρών, συνεπώς το άνω κριτήριο ήταν παραπλανητικό. Δεδομένου όμως πως η πλειοψηφία των καλύτερων σταθμών της βάσης δεδομένων βρίσκεται στο βόρειο ημισφαίριο⁵, επιλέχθηκε να εξετασθούν και οι συγκεκριμένοι σταθμοί, έτσι ώστε να πετύχουμε μεγαλύτερη χωρική ομοιομορφία των σταθμών παγκοσμίως.

⁵ Αυτό είναι κάτι που έχει διαπιστωθεί και σε άλλες εργασίες, όπως του Δεληγιάννη, 2016 και Lérias, 2016.

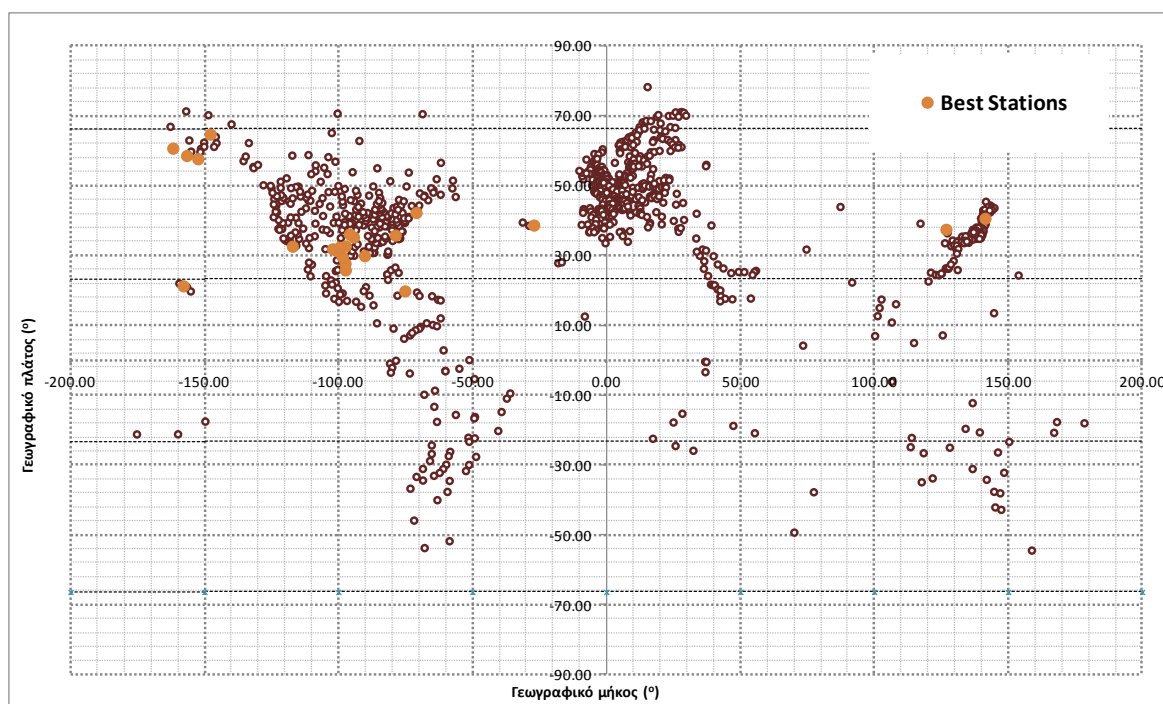
5 Στατιστική επεξεργασία δεδομένων

5.1 Εξέλιξη μελέτης

Για το συγκεκριμένο στάδιο της μελέτης, αποφασίσθηκε να αναλυθούν οι 22 καλύτεροι σταθμοί παγκοσμίως, οι οποίοι επιλέχθηκαν μετά την προκαταρκτική επεξεργασία των δεδομένων που αναφέρθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο και με βάση τα ακόλουθα κριτήρια:

1. Τουλάχιστον 65 χρόνια μετρήσεων.
2. Το πολύ 10% επί του συνόλου των μετρήσεων να είναι κενές.

Προέκυψαν οι ακόλουθοι σταθμοί, οι οποίοι απεικονίζονται στο σχήμα 5.1. Τα στοιχεία τους αναλύονται στον Πίνακα 5.1.



Σχήμα 5.1: Οι 22 καλύτεροι σταθμοί του δείγματος παγκοσμίως. Απεικονίζονται με πορτοκαλί χρώμα.

Πίνακας 5.1⁶: Τα στοιχεία των 22 καλύτερων σταθμών που επιλέχθηκαν παγκοσμίως

N	Years	No of years	Lon (°)	Lat (°)	Height (m)	Data all	T NaN %	minT (°C)	maxT (°C)	Tmean (°C)	Td NaN %	minTd (°C)	maxTd (°C)	Tdmean (°C)	Location
1075	1947-2014	68	-27.09	38.76	55	596088	3.79	3.00	31.30	17.49	3.80	-3.00	25.00	13.48	Portugal
1988	1945-2014	70	126.79	37.56	18	613608	8.27	-23.00	38.50	11.55	8.36	-39.00	30.20	6.34	Seoul, South Korea
2059	1948-2014	67	141.37	40.70	36	587328	4.93	-20.00	36.30	9.86	4.95	-35.00	29.10	5.48	Japan
2718	1945-2014	70	-161.83	60.79	46	613608	9.45	-46.40	30.60	-1.21	9.66	-51.10	19.60	-4.40	Bethel, New York
2732	1946-2014	69	-147.88	64.80	138	604848	8.82	-52.20	34.40	-2.49	9.95	-54.70	22.40	-7.88	Fairbanks, Alaska
2771	1942-2014	73	-156.66	58.68	15	639912	1.46	-44.40	31.10	1.27	1.57	-51.70	21.10	-2.43	King Salmon, Alaska
2779	1945-2014	70	-152.49	57.75	34	613608	2.75	-26.10	30.00	5.01	2.77	-36.10	21.10	1.21	Kodiak, Alaska
4057	1945-2014	70	-90.25	29.99	6	613608	8.52	-11.10	39.40	20.37	8.54	-20.00	31.10	15.33	Kenner, Louisiana
4118	1947-2014	68	-97.42	25.91	7	596088	8.34	-17.20	41.10	23.05	8.39	-29.40	31.10	18.19	Brownsville, Texas
4121	1946-2014	69	-97.51	27.77	13	604848	9.23	-15.50	48.90	22.02	9.26	-22.70	30.10	16.98	Texas
4130	1946-2014	69	-98.48	29.54	247	604848	7.77	-18.00	43.30	20.37	7.79	-25.60	28.90	12.91	San Antonio, Texas
4154	1942-2014	73	-97.45	32.77	198	639912	7.66	-17.70	43.30	19.07	8.07	-27.70	29.40	10.59	Dallas, Texas
4160	1948-2014	67	-100.50	31.35	577	587328	8.84	-19.40	48.30	18.59	8.86	-27.80	27.80	8.79	San Angelo, Texas
4163	1948-2014	67	-102.21	31.95	872	587328	8.52	-23.30	46.10	17.55	8.53	-30.00	25.00	5.92	Midland, Texas
4165	1946-2014	69	-99.68	32.41	546	604848	9.90	-22.00	43.30	17.94	9.93	-27.80	29.00	8.31	Texas
4218	1945-2014	70	-117.20	32.70	8	613608	1.84	-15.60	42.20	17.12	1.99	-21.10	27.00	11.50	San Diego, California
4241	1945-2014	70	-78.78	35.89	133	613608	7.96	-21.70	40.60	15.27	7.96	-33.30	27.80	9.05	North Carolina
4321	1947-2014	68	-94.36	35.33	141	596088	9.57	-22.80	45.85	16.07	9.61	-31.00	30.00	9.57	Arkansas
4342	1947-2014	68	-95.89	36.20	206	596088	9.01	-22.25	44.40	15.85	9.02	-28.90	28.00	8.66	Oklahoma
4591	1943-2014	72	-71.01	42.36	9	631152	6.74	-24.40	38.90	10.76	6.76	-37.80	25.60	4.16	Boston, Massachusetts
5257	1945-2014	70	-75.21	19.91	17	613608	7.10	13.50	39.70	26.59	7.86	-6.10	31.70	20.81	Cuba
5609	1939-2014	76	-157.93	21.35	5	666216	2.30	11.70	34.40	24.76	2.31	5.00	27.40	18.25	Honolulu, Hawai

5.2 Θεωρητικό υπόβαθρο

5.2.1 Κυκλοστασιμότητα

Μία ανέλιξη είναι στάσιμη όταν οι στατιστικές παράμετροί της δε μεταβάλλονται συναρτήσει του χρόνου. Κυκλοστάσιμη ονομάζεται η ανέλιξη της οποίας οι στατιστικές παράμετροι είναι περιοδικές συναρτήσεις του χρόνου (Κουτσογιάννης, 2013).

Η θερμοκρασία παρουσιάζει διπλή κυκλοστασιμότητα, δηλαδή τα στατιστικά χαρακτηριστικά της μεταβάλλονται τόσο κατά την διάρκεια της ημέρας (ημερήσια διακύμανση), όσο και κατά την διάρκεια του έτους (εποχιακή διακύμανση).

Το σημείο δρόσου, όπως θα δειχθεί και παρακάτω, παρουσιάζει σαφή εποχιακή διακύμανση στη διάρκεια του έτους. Όσον αφορά την ημερήσια διακύμανσή του, υπάρχει, αλλά είναι αρκετά μικρότερη συγκριτικά με αυτήν της θερμοκρασίας στην πλειοψηφία των περιπτώσεων.

5.2.2 Quintile, quintile plot (QQ-plot)

Τα ποσοστημόρια (quintiles) του δείγματος συμβολίζονται με p_α . Αποτελούν γενίκευση της διαμέσου και δίνουν αναλυτικότερη περιγραφή της θέσης της κατανομής των παρατηρήσεων. Το ποσοστημόριο p_α είναι το σημείο της κατανομής για το οποίο το $\alpha\%$ των παρατηρήσεων είναι μικρότερες ή ίσες από αυτό και το

⁶ N: Ο αύξων αριθμός του σταθμού στον φάκελο της βάσης δεδομένων.

υπόλοιπο $(1-\alpha)\%$ των παρατηρήσεων είναι μεγαλύτερες ή ίσες από αυτό. Ειδικότερα έχουμε:

α) Εκατοστημόρια (percentiles) $p_1, p_2, p_3, \dots, p_{99}$

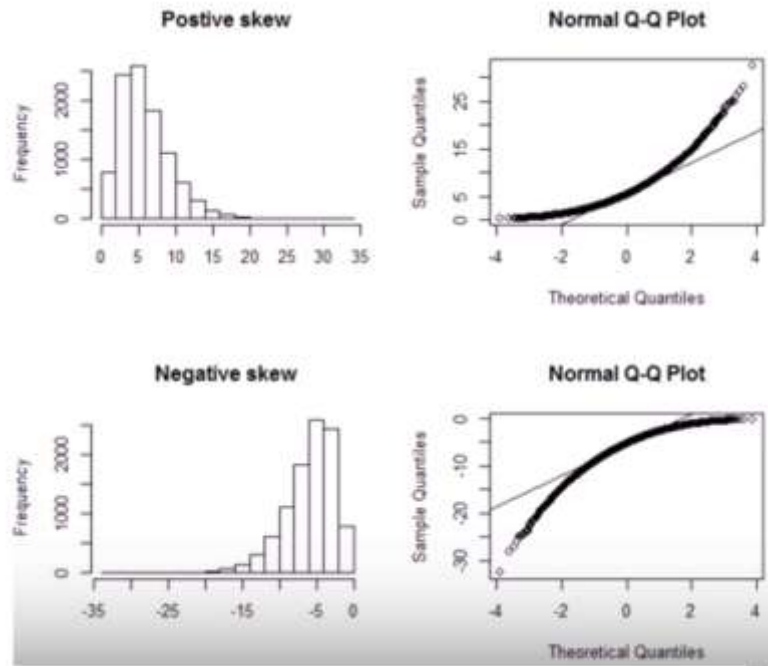
β) Δεκατημόρια (deciles) $p_{10}, p_{20}, \dots, p_{90}$

γ) Τεταρτημόρια (quartiles) $p_{25}=Q_1, p_{50}=Q_2=\delta$ (διάμεσος), $p_{75}=Q_3$

Τα ποσοστημόρια είναι μέτρα θέσης ιδιαιτέρως χρήσιμα, γιατί, μεταξύ άλλων, μας επιτρέπουν να απαντήσουμε σε ερωτήσεις που αφορούν συγκεκριμένες παρατηρήσεις, όπως: "Μια συγκεκριμένη παρατήρηση, βρίσκεται κοντά στα άκρα ή κοντά στο κέντρο της κατανομής"; "Πόσες παρατηρήσεις είναι μικρότερες από μια συγκεκριμένη παρατήρηση"; Επιπλέον, τα ποσοστημόρια μπορούν να βοηθήσουν και στην αντιμετώπιση πρακτικών προβλημάτων που αντιμετωπίζουν πολλές φορές οι ερευνητές όπως, π.χ. αν συμβεί να μη γνωρίζουν τις κατώτερες ή τις ανώτερες τιμές των παρατηρήσεων (Παπαδόπουλος, δεν αναφέρεται ημερομηνία).

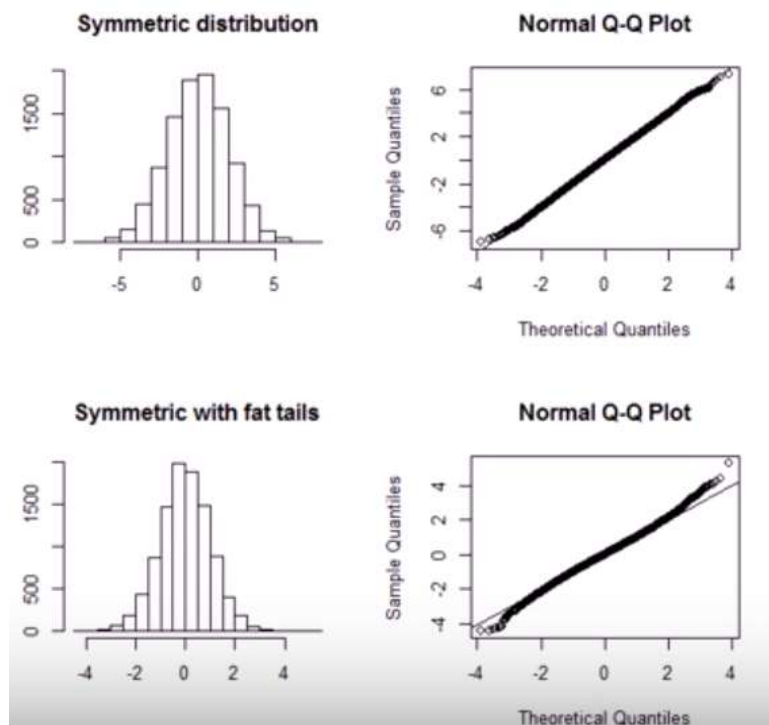
Το QQ-plot, λοιπόν, είναι μια γραφική παράσταση των δειγματικών ποσοστημορίων ως προς τα θεωρητικά ποσοστημόρια της Κανονικής κατανομής, η οποία μας βοηθά να ελέγξουμε αν τα δεδομένα μας προέρχονται ή όχι από την Κανονική κατανομή (Φουσκάκης, δεν αναφέρεται ημερομηνία). Έτσι, όσο πιο κοντά στην γραμμή που αναπαριστά τα θεωρητικά ποσοστημόρια, είναι τα σημεία που αναπαριστούν τα δειγματικά ποσοστημόρια, τόσο καλύτερη προσαρμογή έχουμε.

Στα σχήματα (5.2) και (5.3) απεικονίζονται οι τρόποι ερμηνείας των QQ-plots.



Σχήμα 5.2: Ερμηνεία των QQ-plots: Δείγμα με θετική ασυμμετρία (επάνω) και δείγμα με αρνητική ασυμμετρία (κάτω).

Πηγή: <https://www.youtube.com/watch?v=-KXy4i8awOg>



Σχήμα 5.3: Ερμηνεία των QQ-plots (συνέχεια): Δείγμα που ακολουθεί κανονική κατανομή (επάνω) και δείγμα με χοντρές ουρές (κάτω).

Πηγή: <https://www.youtube.com/watch?v=-KXy4i8awOg>

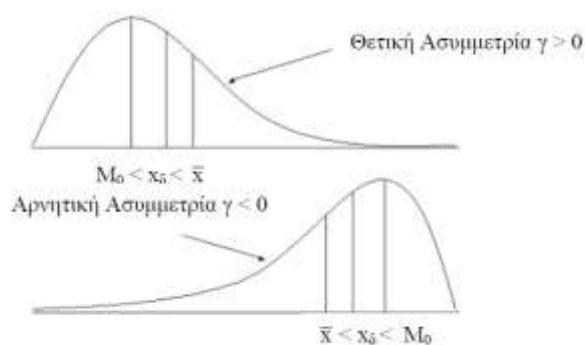
5.2.3 Μέτρα ασυμμετρίας

Τα μέτρα ασυμμετρίας είναι από τα πιο σημαντικά αριθμητικά περιγραφικά μέτρα, σε ό,τι αφορά την επιλογή μιας θεωρητικής κατανομής που να περιγράφει το δείγμα. Τα μέτρα αυτά ελέγχουν κατά πόσο μια κατανομή είναι συμμετρική ή ασύμμετρη (Φουσκάκης, 2006). Στην πρώτη περίπτωση η κορυφή, η διάμεσος και η μέση τιμή συμπίπτουν. Στις άλλες περιπτώσεις, ένα από τα τμήματα στα οποία χωρίζει την κατανομή η κορυφή περιέχει περισσότερες παρατηρήσεις από το άλλο. Υπάρχουν δυο ειδών ασυμμετρίες, η θετική ασυμμετρία στην οποία οι περισσότερες παρατηρήσεις, καθώς επίσης και η διάμεσος και η μέση τιμή, βρίσκονται δεξιά της κορυφής και στην περίπτωση αυτή μάλιστα ισχύει $M_0 < x_\delta < \bar{x}$, και η αρνητική ασυμμετρία, στην οποία οι περισσότερες παρατηρήσεις, όπως και η διάμεσος και η μέση τιμή βρίσκονται αριστερά της κορυφής και στην περίπτωση αυτή μάλιστα ισχύει $\bar{x} < x_\delta < M_0$, όπου M_0 η κορυφή της κατανομής, \bar{x} η μέση τιμή και x_δ η διάμεσος.

Σαν αριθμητικό μέτρο καθορισμού της ασυμμετρίας το συνηθέστερο είναι ο συντελεστής ασυμμετρίας με βάση τις ροπές, ο οποίος ορίζεται ως:

$$\gamma = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^3} \quad (5.1)$$

Όταν έχουμε $\gamma > 0$, έχουμε θετική ασυμμετρία, όταν έχουμε $\gamma < 0$ έχουμε αρνητική ασυμμετρία, ενώ όταν έχουμε $\gamma = 0$ έχουμε συμμετρία.



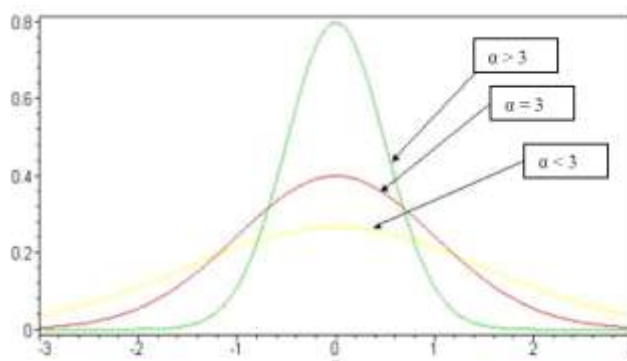
Σχήμα 5.4: Θετική και αρνητική ασυμμετρία στις κατανομές. Πηγή: Φουσκάκης, 2006

5.2.4 Μέτρα κύρτωσης

Μια κατανομή η οποία έχει σχετικά μεγάλη μέγιστη συχνότητα (κορυφή) και επομένως μεγάλη συγκέντρωση τιμών γύρω από το μέσο λέγεται λεπτόκυρτη, ενώ αν η μέγιστη συχνότητά της είναι σχετικά μικρή λέγεται πλατύκυρτη. Κατανομές που προσεγγίζονται από την κανονική κατανομή λέγονται μεσόκυρτες. Ένα μέτρο που εκφράζει το βαθμό κυρτότητας μιας κατανομής είναι ο συντελεστής κύρτωσης του Pearson ο οποίος ορίζεται από τον τύπο:

$$\alpha = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right\}^4} \quad (5.2)$$

Επειδή για κανονικές κατανομές έχουμε $\alpha=3$ συνηθίζεται να μετράμε την κυρτότητα με την διαφορά $\alpha-3$, η οποία για λεπτόκυρτες κατανομές παίρνει θετικές τιμές (θετική κύρτωση), ενώ για πλατύκυρτες κατανομές γίνεται αρνητική (αρνητική κύρτωση).



Σχήμα 5.5: Λεπτόκυρτη κατανομή ($\alpha>3$), κανονική κατανομή ($\alpha=3$) και πλατύκυρτη κατανομή ($\alpha<3$). Πηγή: Φουσκάκης, 2006

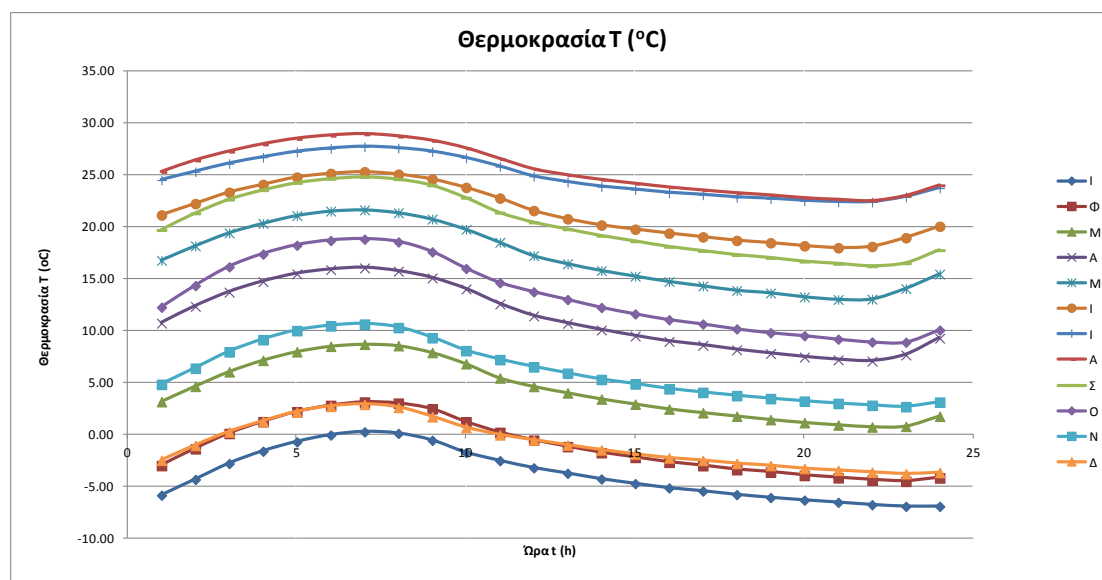
5.3 Εφαρμογή στα δεδομένα

5.3.1 Χαρακτηριστικά παραδείγματα κυκλοστασιμότητας θερμοκρασίας και σημείου δρόσου από τους 22 σταθμούς.

Κατά των υπολογισμό των κυκλοστασιμοτήτων της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στους 22 επιλεγμένους σταθμούς, παρατηρήθηκε παρόμοια συμπεριφορά σε αρκετούς σταθμούς. Έτσι, εδώ, θα γίνει παρουσίαση των πιο χαρακτηριστικών περιπτώσεων, ανάλογα με την κλιματική ζώνη που ανήκει ο καθένας:

α) Seoul, South Korea Station, Βόρεια εύκρατη ζώνη

ι) Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)

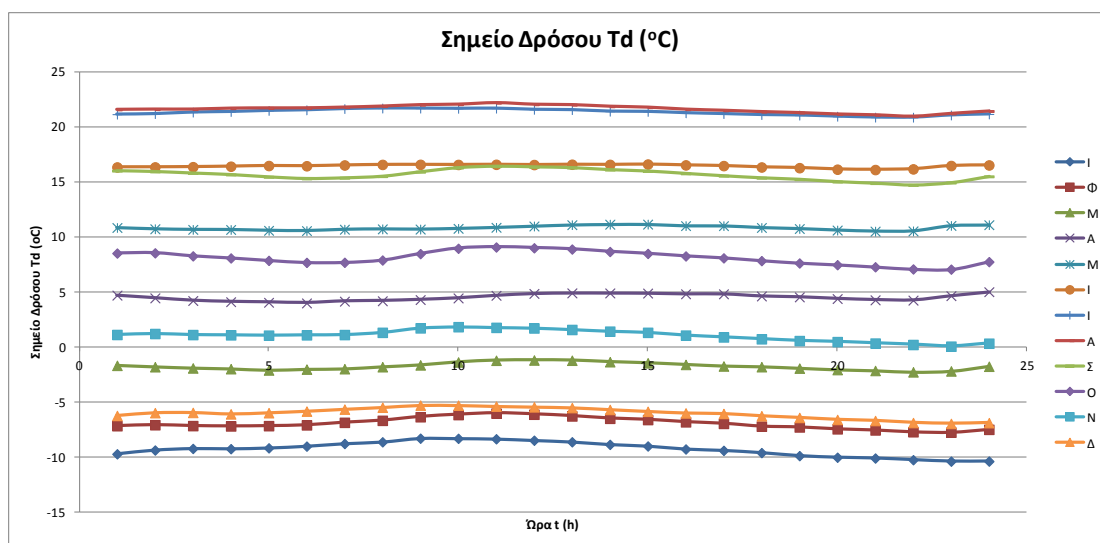


Σχήμα 5.6: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Seoul, South Korea

Πίνακας 5.2: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Seoul, South Korea

	Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)											
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
mean	-3.84	-1.17	4.27	11.24	17.04	21.38	24.78	25.49	20.20	13.38	6.12	-0.96
std	2.46	2.64	2.80	3.16	3.06	2.59	1.90	2.26	3.05	3.52	2.75	2.26
min	-6.94	-4.53	0.71	7.05	12.99	17.97	22.38	22.51	16.20	8.87	2.66	-3.80
max	0.24	3.11	8.68	16.04	21.62	25.30	27.71	28.90	24.79	18.80	10.62	2.88
skew	0.36	0.35	0.32	0.23	0.20	0.22	0.27	0.23	0.23	0.29	0.37	0.41
kurt	-1.29	-1.34	-1.40	-1.48	-1.50	-1.51	-1.50	-1.52	-1.49	-1.43	-1.33	-1.22

ii) Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)



Σχήμα 5.7: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Seoul, South Korea

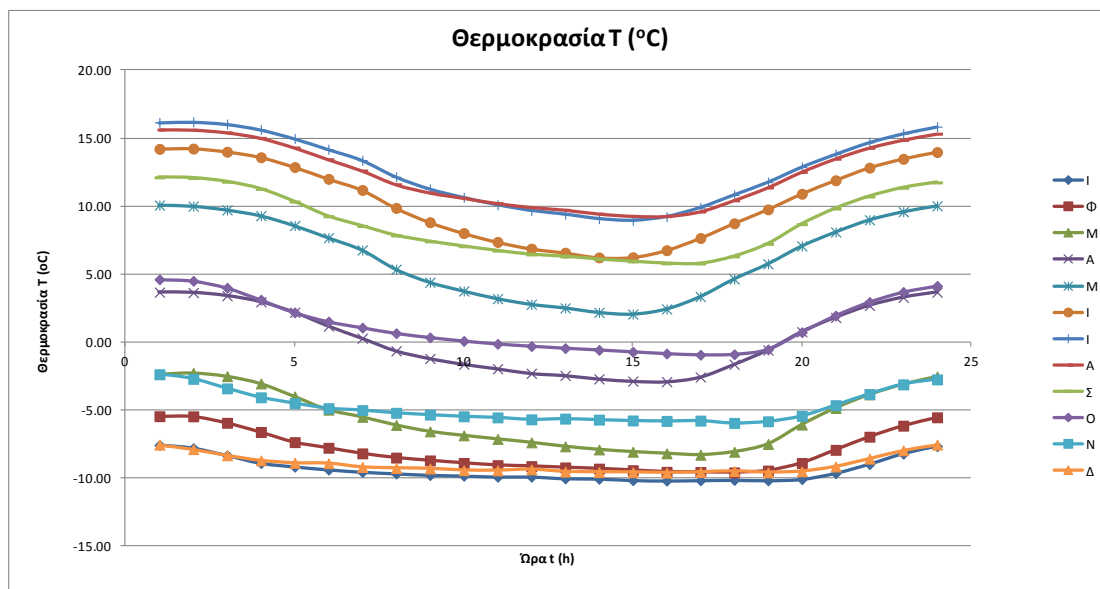
Πίνακας 5.3: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Seoul, South Korea

	Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)											
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
mean	-9.29	-6.96	-1.78	4.49	10.80	16.43	21.31	21.61	15.62	8.09	1.03	-6.04
std	0.66	0.51	0.32	0.31	0.20	0.15	0.27	0.33	0.49	0.60	0.51	0.51
min	-10.40	-7.77	-2.29	3.97	10.49	16.09	20.85	20.94	14.70	7.04	0.04	-6.98
max	-8.32	-6.04	-1.21	4.99	11.13	16.59	21.68	22.17	16.40	9.06	1.81	-5.31
skew	-0.21	0.30	0.39	-0.04	0.26	-0.95	-0.16	-0.32	-0.15	-0.04	-0.32	-0.40
kurt	-1.03	-0.87	-0.87	-1.38	-1.25	-0.06	-1.19	-0.62	-0.84	-0.92	-0.72	-0.80
range	2.09	1.73	1.08	1.02	0.64	0.50	0.83	1.23	1.70	2.01	1.77	1.67

Παρατηρούμε πως το μέγιστο εύρος της μέσης ωριαίας θερμοκρασίας είναι 9°C , ενώ του μέσου σημείου δρόσου 2.1°C , δηλαδή αρκετά μικρότερο. Επιπλέον, τον Ιούνιο είναι μόλις 0.5°C . Θα μπορούσαμε, λοιπόν, να ισχυριστούμε πως η τιμή του διατηρείται πρακτικά σταθερή στη διάρκεια του 24ωρου, σε αυτήν την περίπτωση και παρουσιάζει μια ελαφρά διακύμανση.

β) Alaska, Αρκτική ζώνη

ι) Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)

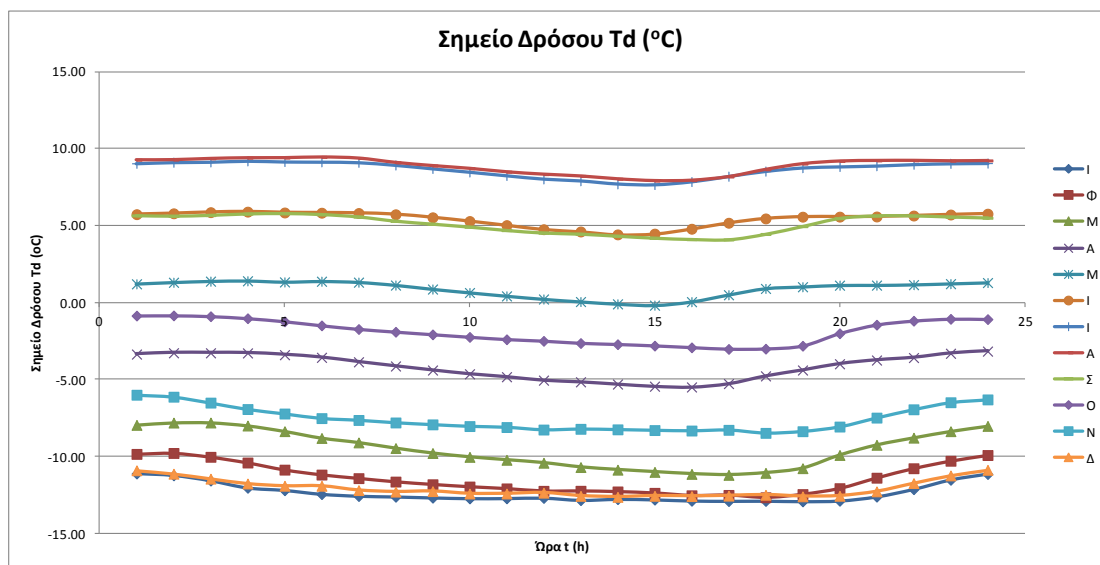


Σχήμα 5.8: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Alaska

Πίνακας 5.4: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Alaska

		Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)											
	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ	
mean	-9.42	-8.06	-5.64	0.23	6.16	10.32	12.57	12.27	8.59	1.23	-4.79	-9.03	
std	0.86	1.47	2.17	2.47	2.95	2.92	2.63	2.34	2.31	1.93	1.15	0.68	
min	-10.23	-9.62	-8.32	-2.94	2.03	6.20	8.93	9.24	5.76	-0.96	-5.98	-9.64	
max	-7.60	-5.48	-2.30	3.65	10.06	14.21	16.19	15.62	12.10	4.59	-2.40	-7.57	
skew	1.06	0.67	0.33	0.15	-0.03	-0.05	0.03	0.14	0.28	0.53	0.92	1.13	
kurt	-0.20	-1.05	-1.47	-1.64	-1.64	-1.59	-1.60	-1.61	-1.55	-1.23	-0.55	0.01	
range	2.62	4.14	6.02	6.58	8.02	8.01	7.26	6.38	6.34	5.55	3.58	2.07	

ii) Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)



Σχήμα 5.9: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Alaska

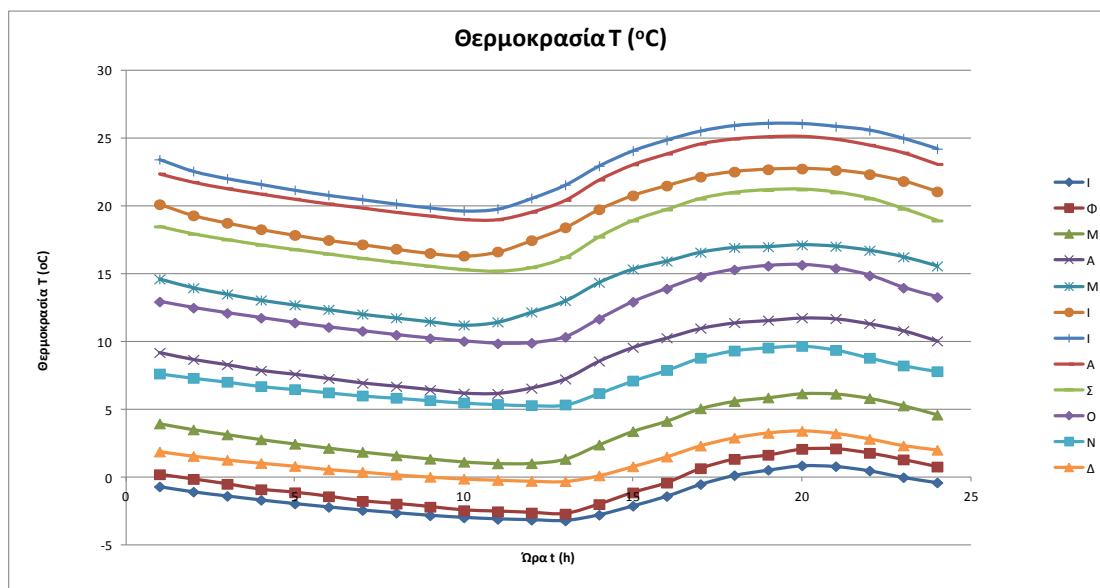
Πίνακας 5.5: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Alaska

Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)												
	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ
mean	-12.38	-11.45	-9.54	-4.19	0.87	5.41	8.66	8.89	5.12	-1.91	-7.56	-12.07
std	0.61	0.97	1.21	0.81	0.52	0.48	0.51	0.52	0.60	0.78	0.80	0.57
min	-12.93	-12.66	-11.21	-5.49	-0.18	4.42	7.66	7.92	4.09	-3.02	-8.48	-12.63
max	-11.12	-9.78	-7.80	-3.16	1.41	5.90	9.20	9.46	5.79	-0.84	-6.00	-10.88
skew	1.13	0.52	0.08	-0.27	-0.85	-0.99	-0.78	-0.72	-0.51	-0.02	0.74	0.99
kurt	-0.15	-1.21	-1.51	-1.49	-0.74	-0.40	-0.86	-1.03	-1.39	-1.57	-0.88	-0.29
range	1.81	2.88	3.40	2.33	1.59	1.48	1.54	1.54	1.70	2.18	2.48	1.76

Εδώ το εύρος τιμών του σημείου δρόσου είναι κάπως μεγαλύτερο για όλους τους μήνες. Φτάνει έως τους 3.4°C τον Μάρτη.

γ) Boston, Massachusetts, Βόρεια εύκρατη ζώνη

ι) Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)

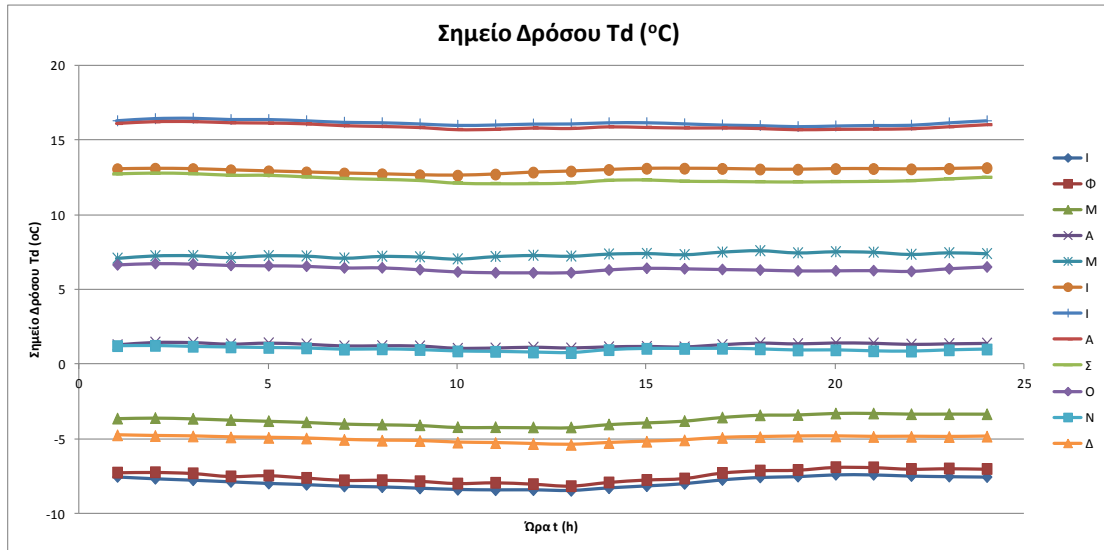


Σχήμα 5.10: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

Πίνακας 5.6: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Boston, Massachusetts

		Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)											
	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ	
mean	-1.40	-0.49	3.42	8.89	14.27	19.64	22.92	22.05	18.12	12.54	7.23	1.32	
std	1.38	1.63	1.81	1.99	2.11	2.31	2.31	2.20	2.11	2.01	1.47	1.24	
min	-3.20	-2.69	1.02	6.17	11.23	16.34	19.67	19.02	15.22	9.87	5.31	-0.30	
max	0.86	2.12	6.18	11.76	17.14	22.76	26.09	25.16	21.22	15.66	9.68	3.42	
skew	0.28	0.24	0.19	0.13	0.03	0.03	0.05	0.10	0.15	0.23	0.31	0.30	
kurt	-1.33	-1.36	-1.42	-1.53	-1.59	-1.59	-1.59	-1.54	-1.47	-1.38	-1.24	-1.26	
range	4.06	4.81	5.16	5.60	5.91	6.42	6.42	6.14	6.00	5.79	4.37	3.72	

ii) Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)



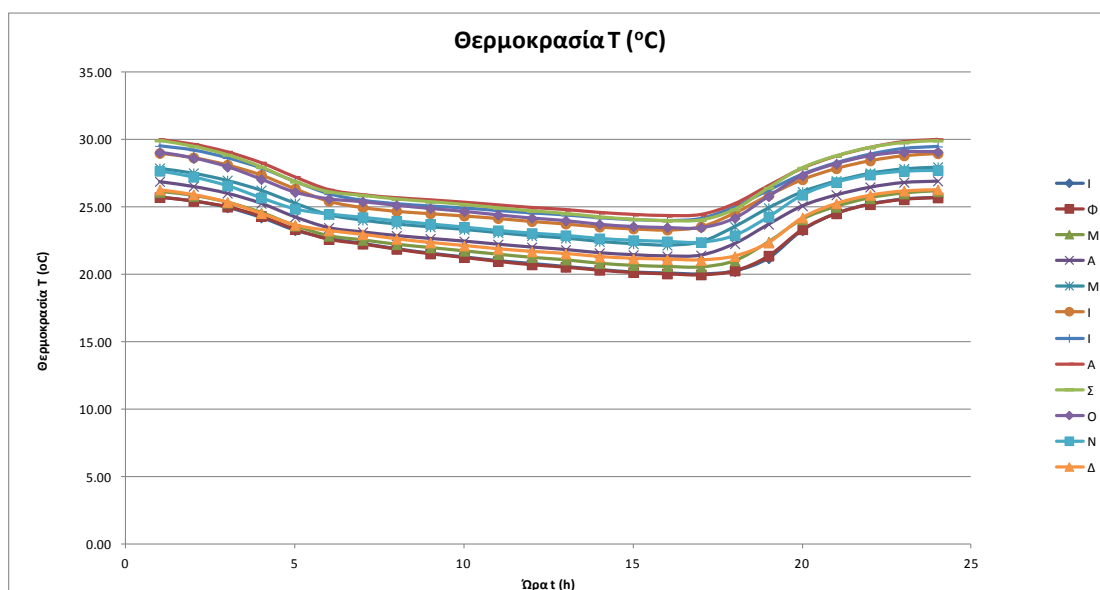
Σχήμα 5.11: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

Πίνακας 5.7: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Boston, Massachusetts

		Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)											
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	
mean	-7.92	-7.48	-3.75	1.29	7.32	12.95	16.15	15.91	12.38	6.39	0.98	-5.01	
std	0.37	0.40	0.33	0.13	0.15	0.16	0.16	0.17	0.21	0.19	0.13	0.19	
min	-8.48	-8.17	-4.23	1.06	7.05	12.62	15.91	15.71	12.10	6.12	0.75	-5.40	
max	-7.40	-6.89	-3.30	1.47	7.60	13.13	16.46	16.24	12.78	6.74	1.23	-4.76	
skew	-0.08	-0.05	-0.03	-0.36	0.11	-0.91	0.49	0.69	0.65	0.33	0.21	-0.62	
kurt	-1.55	-1.37	-1.40	-1.21	-0.78	-0.58	-0.85	-0.85	-0.72	-0.87	-0.36	-1.01	
range	1.08	1.27	0.93	0.41	0.55	0.51	0.55	0.53	0.68	0.62	0.48	0.64	

δ) Honolulu, Hawaii, Τροπική ζώνη

ι) Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)

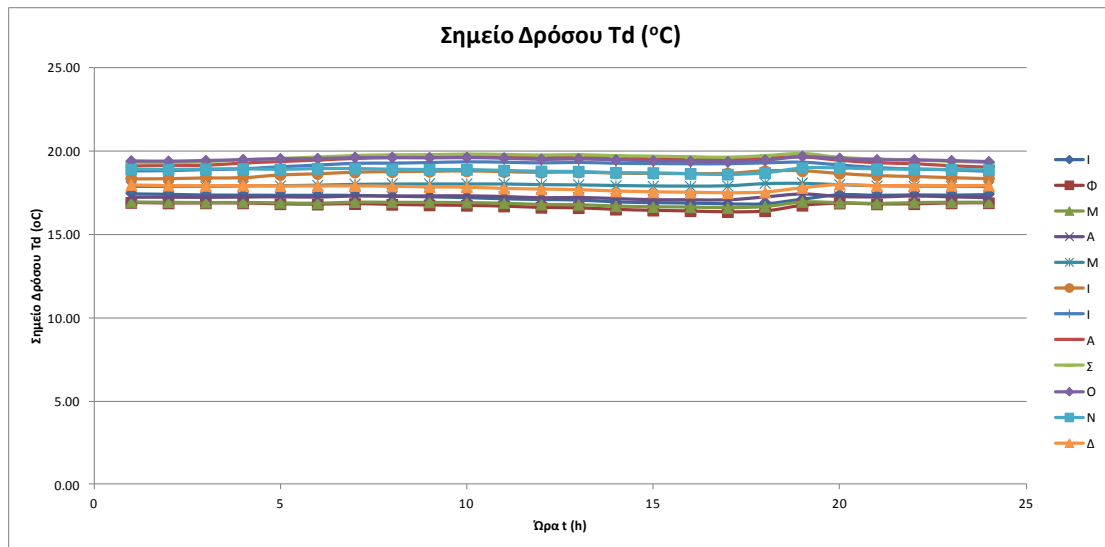


Σχήμα 5.12: Μέση ωριαία κατανομή θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Honolulu, Hawaii

Πίνακας 5.8: Στατιστικά χαρακτηριστικά θερμοκρασίας T ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Honolulu, Hawaii

Θερμοκρασία T ($^{\circ}\text{C}$)												
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
mean	22.58	22.60	23.07	23.87	24.83	25.87	26.38	26.81	26.62	26.00	24.75	23.36
std	2.10	2.10	2.03	2.03	2.09	2.07	2.03	2.07	2.16	2.04	1.92	1.91
min	20.02	19.99	20.58	21.36	22.17	23.32	23.95	24.35	23.98	23.48	22.39	21.06
max	25.72	25.73	26.16	26.94	27.98	29.00	29.53	30.03	29.93	29.09	27.73	26.30
skew	0.31	0.30	0.33	0.33	0.29	0.33	0.39	0.40	0.37	0.36	0.39	0.39
kurt	-1.51	-1.54	-1.50	-1.52	-1.53	-1.54	-1.50	-1.49	-1.47	-1.45	-1.41	-1.45
range	5.71	5.73	5.58	5.58	5.81	5.68	5.58	5.68	5.95	5.61	5.33	5.24

ii) Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)



Σχήμα 5.13: Μέση ωριαία κατανομή σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για τους 12 μήνες, Honolulu, Hawaii

Πίνακας 5.9: Στατιστικά χαρακτηριστικά σημείου δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$) για κάθε μήνα, Honolulu, Hawaii

Σημείο Δρόσου T_d ($^{\circ}\text{C}$)												
	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ
mean	17.23	16.70	16.84	17.22	17.94	18.60	19.12	19.45	19.59	19.49	18.84	17.80
std	0.21	0.18	0.12	0.07	0.08	0.15	0.18	0.21	0.17	0.09	0.11	0.17
min	16.84	16.34	16.58	17.08	17.84	18.35	18.79	19.05	19.29	19.35	18.58	17.46
max	17.46	16.89	16.95	17.39	18.08	18.78	19.33	19.67	19.82	19.68	18.97	17.99
skew	-0.80	-0.95	-1.19	-0.33	0.45	-0.50	-0.62	-0.66	-0.56	0.21	-1.00	-0.91
kurt	-0.84	-0.50	-0.06	1.02	-1.30	-1.20	-1.28	-1.12	-1.04	-1.02	-0.10	-0.67
range	0.62	0.55	0.37	0.31	0.24	0.44	0.54	0.62	0.53	0.32	0.39	0.52

- Γενικά σχόλια:

1. Η ώρα δεν έχει μετατραπεί σε τοπική για κάθε σταθμό, αλλά έχει μείνει η ενιαία ώρα της βάσης δεδομένων, γι' αυτό και τα διαγράμματα της θερμοκρασίας, που παρουσιάζει έντονη ημερήσια διακύμανση, "ξενίζουν" με τις μέγιστες τιμές να φαίνονται κατά τις βραδινές και μεταμεσονύχτιες ώρες.

2. Η θερμοκρασία παρουσιάζει έντονη διακύμανση στη διάρκεια της ημέρας, ενώ το σημείο δρόσου, συγκριτικά, όχι τόσο. Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 3, το σημείο δρόσου συνιστά απόλυτη υγρομετρική παράμετρο και κατά συνέπεια εξαρτάται μόνο από την ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα σε μια δεδομένη στιγμή και όχι από τη θερμοκρασία. Για πιο ασφαλή συμπεράσματα, λοιπόν, σχετικά με το σημείο δρόσου, θα ήταν ενδιαφέρον να διερευνηθεί η συσχέτιση σημείου δρόσου-ανέμου λαμβάνοντας υπόψη και τον προσανατολισμό του ανέμου (από την θάλασσα προς την ξηρά ή το αντίθετο), κάτι που δεν έχει εξετασθεί στην παρούσα εργασία. Επιπλέον, στις διακυμάνσεις των τιμών των μεταβλητών ίσως επιδρά και η κατανομή των κενών στην διάρκεια του 24ώρου, η οποία, όπως διαπιστώθηκε από την εξέταση των σταθμών, συχνά δεν είναι ομοιόμορφη. Μολονότι, δηλαδή, τα κενά στις μετρήσεις αποτελούν πολύ μικρό ποσοστό (<10%), συμβαίνει να πραγματοποιούνται συγκεκριμένες ώρες μέσα στην ημέρα και αυτό έχει επιπτώσεις στα διαγράμματα κυκλοστασιμότητας.

5.3.2 Έλεγχος προσαρμογής κανονικής κατανομής σε κανονικοποιημένες τιμές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου

Πραγματοποιήθηκε έλεγχος προσαρμογής της κανονικής κατανομής την οποία, σε γενικές γραμμές, ακολουθεί η θερμοκρασία. Προκειμένου να απαλείφουν οι περιοδικότητες, έτσι ώστε να προκύψουν περισσότερο ασφαλή συμπεράσματα, κανονικοποιήθηκαν και οι δύο μεταβλητές, ως εξής:

α) Σημείο Δρόσου:

1. Βρέθηκαν οι μέσες μηνιαίες τιμές του σημείου δρόσου (12 τιμές) καθώς και οι μηνιαίες τυπικές αποκλίσεις (12 τιμές) για το σύνολο του δείγματος.
2. Από τις ωριαίες τιμές της χρονοσειράς αφαιρέθηκαν οι αντίστοιχες μέσες μηνιαίες τιμές και η διαφορά αυτή διαιρέθηκε με την αντίστοιχη μηνιαία τυπική απόκλιση.

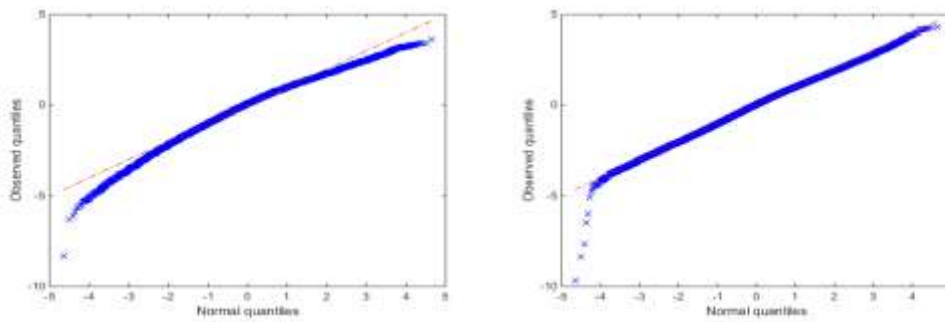
β) Θερμοκρασία

1. Βρέθηκαν οι μέσες τιμές θερμοκρασίας για κάθε ώρα κάθε μήνα (24x12 τιμές), καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις της θερμοκρασίας για κάθε ώρα και μήνα (24x12).
2. Από τις ωριαίες μετρήσεις της χρονοσειράς αφαιρέθηκε η αντίστοιχη μέση ωριαία τιμή και η διαφορά αυτή διαιρέθηκε με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση.

Για τον έλεγχο της προσαρμογής χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα QQ-plot. Λόγω του όγκου των δεδομένων τα διαγράμματα έγιναν σε περιβάλλον MATLAB.

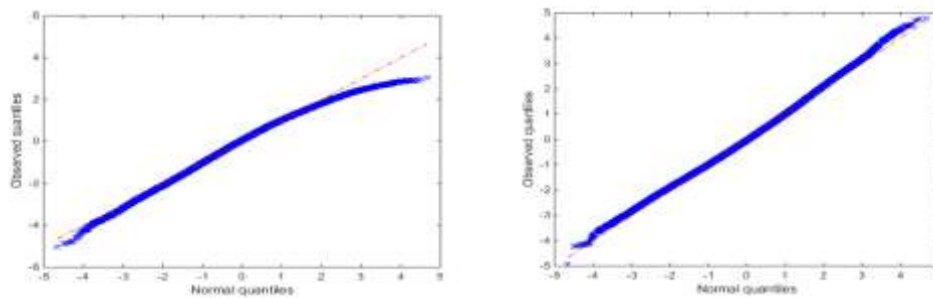
Στη συνέχεια παρατίθενται, ενδεικτικά, διαγράμματα QQ-plots από τους 22 σταθμούς που εξετάστηκαν:

α)



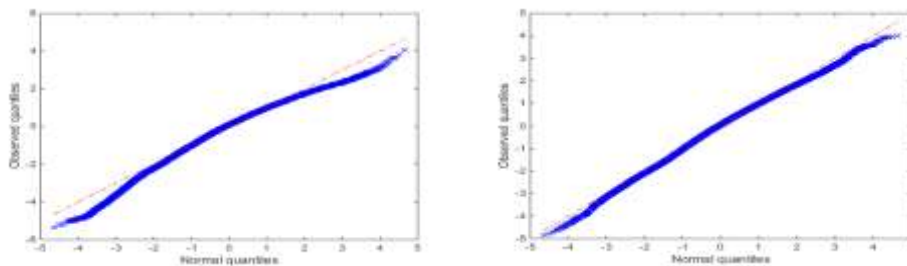
Σχήμα 5.14: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου T_{dnorm} (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Seoul, South Korea

β)



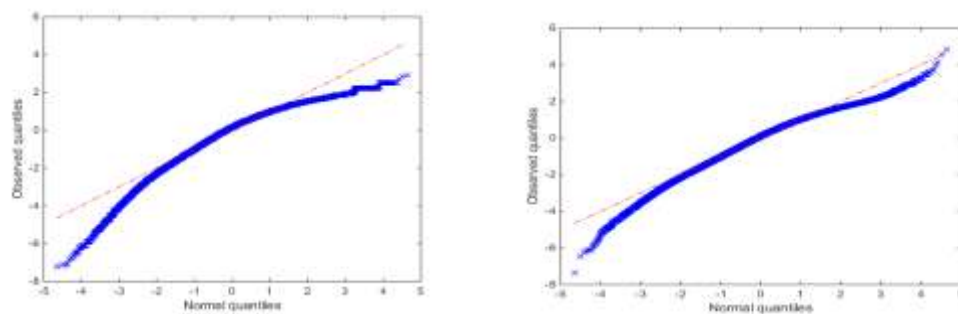
Σχήμα 5.15: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου T_{dnorm} (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Boston, Massachusetts

γ)



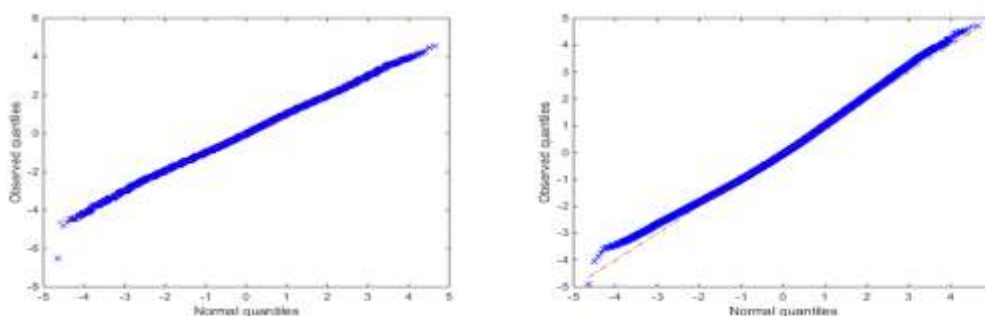
Σχήμα 5.16: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου T_{dnorm} (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Fairbanks, Alaska

δ)



Σχήμα 5.17: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου T_{dnorm} (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Kenner, Louisiana

ε)



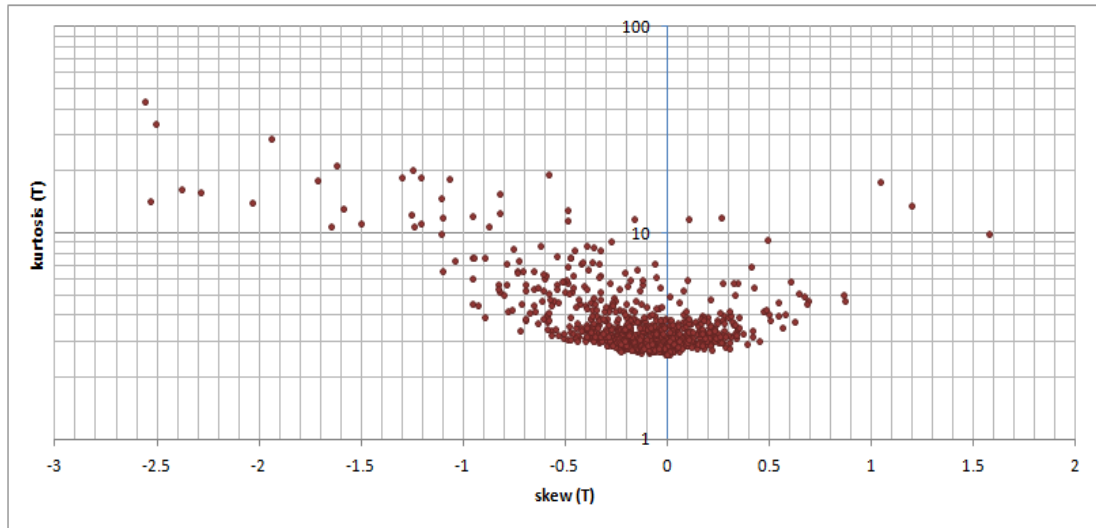
Σχήμα 5.18: QQ-plots κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου T_{dnorm} (αριστερά) και κανονικοποιημένης θερμοκρασίας T_{norm} (δεξιά), Japan

Προκύπτει, λοιπόν, σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν στην παράγραφο 5.2.2, πως η κατανομή της κανονικοποιημένης χρονοσειράς του σημείου δρόσου παρουσιάζει αρνητική συμμετρία, ενώ αυτή της κανονικοποιημένης θερμοκρασίας μπορεί να προσαρμοστεί αρκετά ικανοποιητικά στην κανονική κατανομή (συνήθως το πρόβλημα στην προσαρμογή της κανονικής κατανομής στις τιμές της θερμοκρασίας, είναι πως η κατανομή δεν "πιάνει" τις ακραίες τιμές, δηλαδή, τις "ουρές").

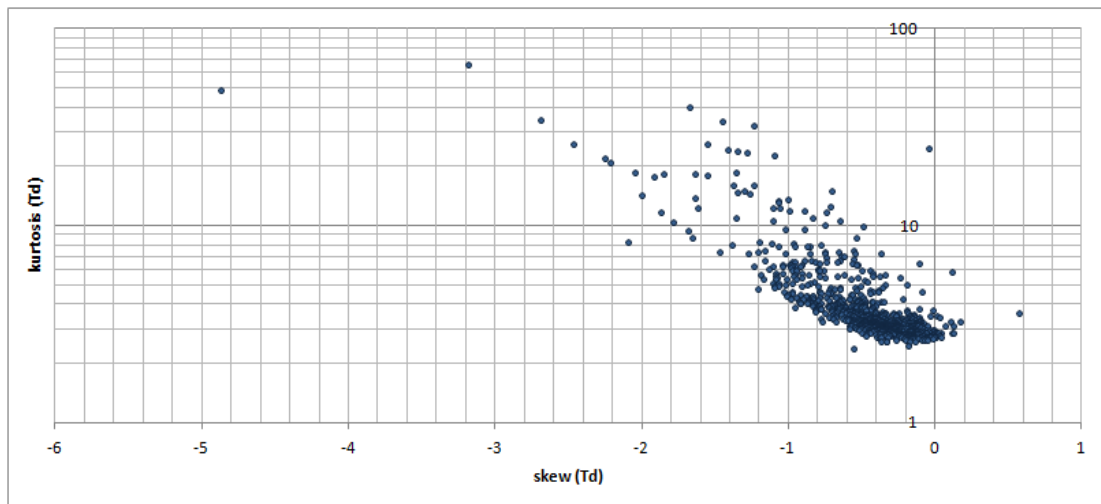
5.3.3 Ασυμμετρία και κύρτωση κανονικοποιημένων τιμών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου

Στο στάδιο αυτό κανονικοποιήθηκαν οι μεταβλητές του σημείου δρόσου και της θερμοκρασίας και για τους 953 σταθμούς και υπολογίστηκε ο συντελεστής ασυμμετρίας και κύρτωσης τους.

Τα αποτελέσματα φαίνονται στα σχήματα 5.19 και 5.20.



Σχήμα 5.19: Κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm} : ασυμμετρία-κύρτωση



Σχήμα 5.20: Κανονικοποιημένο σημείο δρόσου T_{dnorm} : ασυμμετρία-κύρτωση

Είναι εμφανές από τα παραπάνω διαγράμματα πως οι κανονικοποιημένες τιμές του σημείου δρόσου παρουσιάζουν αρνητική ασυμμετρία. Μόλις 18 σταθμοί από τους 953 έχουν θετική ασυμμετρία και αυτοί με τιμή μικρότερη από 0.2.

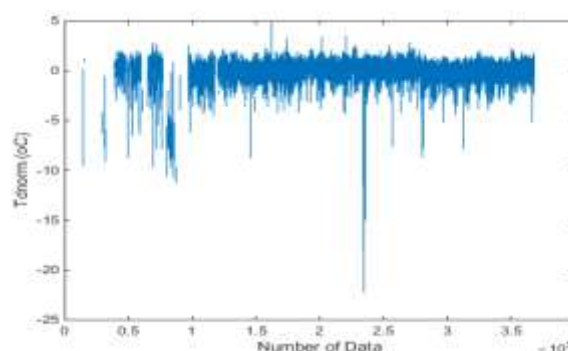
Οι κανονικοποιημένες τιμές της θερμοκρασίας παρουσιάζουν τόσο αρνητική όσο και θετική συμμετρία με τιμές $-1 < \text{skew}(T_{\text{norm}}) < 1$ στην πλειοψηφία τους.

- Διερεύνηση:

Αυτό που προκαλεί εντύπωση είναι ορισμένοι σταθμοί που τα δεδομένα τους παρουσιάζουν τόσο μεγάλη κύρτωση. Εξετάστηκαν οι πρώτοι δέκα σταθμοί με την μεγαλύτερη κύρτωση στις κανονικοποιημένες τιμές του σημείου δρόσου και εντοπίστηκε παρόμοιο πρόβλημα σε όλους.

Ενδεικτικά, αναφέρεται ο σταθμός με κωδικό N=5286, ο οποίος βρίσκεται στην Ονδούρα, στην κεντρική Αμερική. Ο σταθμός έχει 42 έτη λειτουργίας και πάνω από το 50% των μετρήσεων του είναι κενές, πρόκειται, λοιπόν, για έναν από τους χειρότερους σταθμούς του δείγματος. Παρουσιάζει την δεύτερη μεγαλύτερη τιμή κύρτωσης ίση με $\text{kurt}=48.84$.

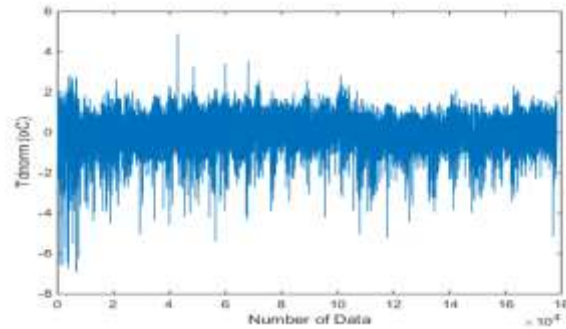
Η αρχική εικόνα, αν πλοτάρει κανείς τα δεδομένα του κανονικοποιημένου σημείου δρόσου είναι η ακόλουθη:



Σχήμα 5.21: Αρχική χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου για τον σταθμό με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.

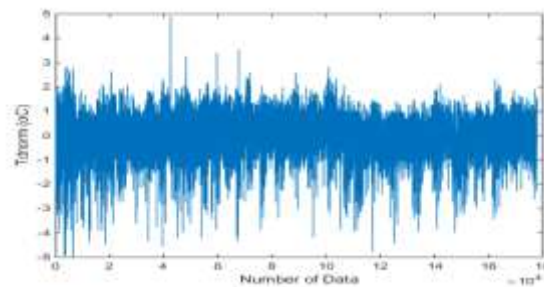
Υπάρχουν, λοιπόν, πολλά κενά αλλά και πολλές ακραίες τιμές.

Στην συνέχεια αφαιρέθηκαν τα κενά της χρονοσειράς, κι έπειτα οι 1000 πρώτες τιμές μετρήσεων καθώς και οι τιμές που ήταν <-7 (σχήμα 5.22). Αμέσως, ο συντελεστής κύρτωσης μειώθηκε στο $kurt=14.7356$.



Σχήμα 5.22: 1η τροποποιημένη χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου: αφαιρέθηκαν τα κενά, οι 1000 πρώτες τιμές καθώς και οι τιμές που είναι <-10 . Σταθμός με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.

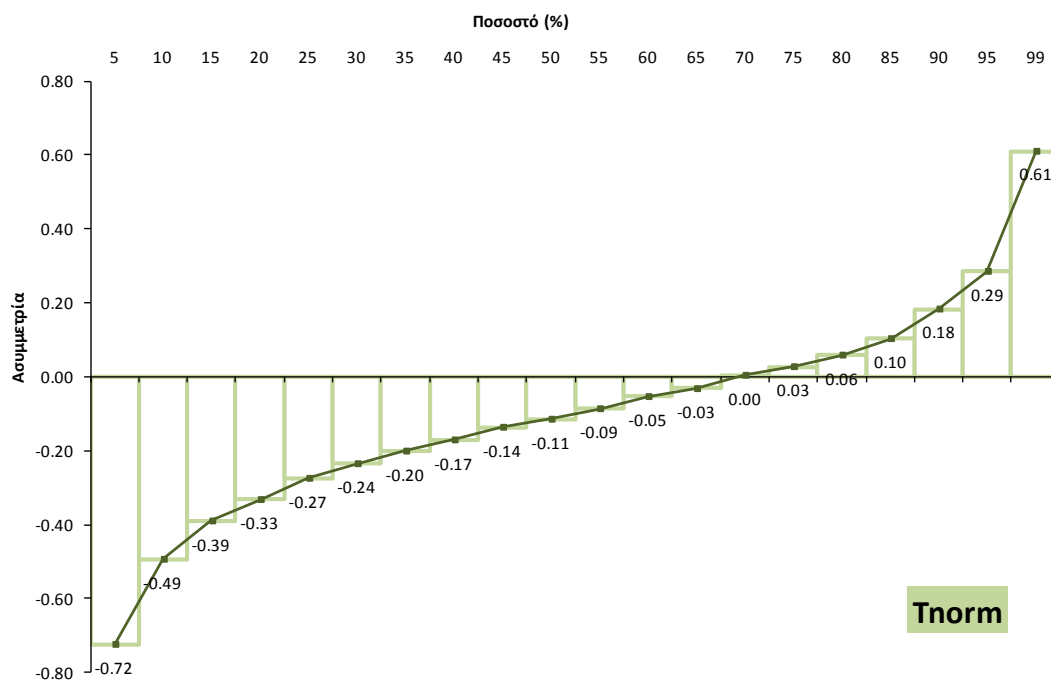
Τέλος, έγινε κι ένα επόμενο βήμα και αφαιρέθηκαν οι τιμές που είναι <-5 . Τότε η τιμή της κύρτωσης έγινε $kurt=5.2638$. (σχήμα 5.23).



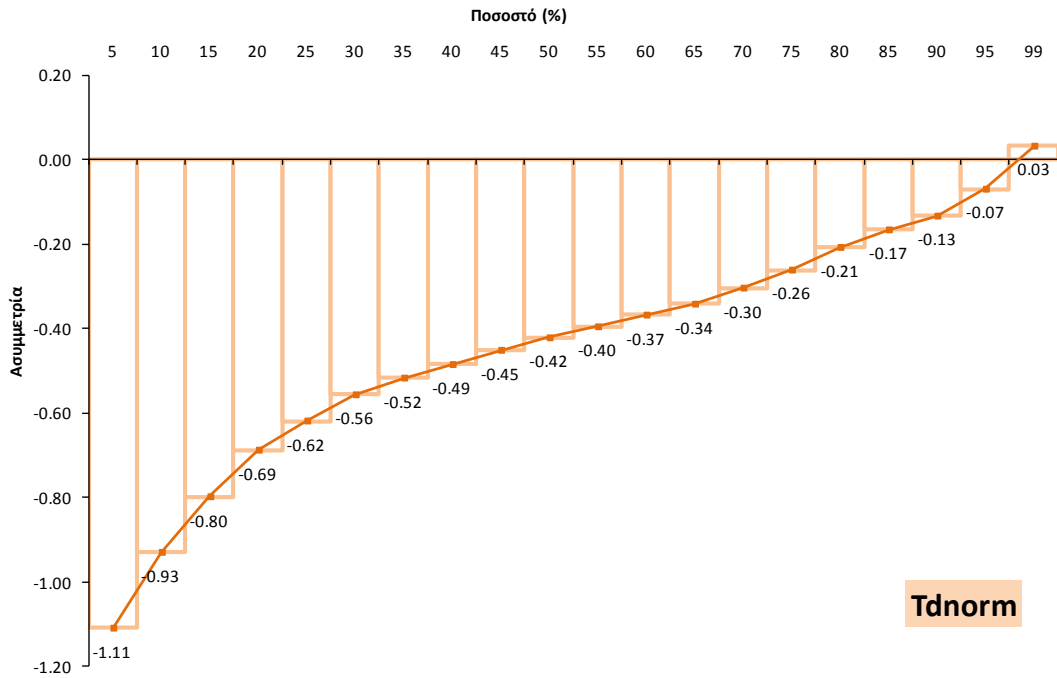
Σχήμα 5.23: 2η τροποποιημένη χρονοσειρά κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου: αφαιρέθηκαν και οι τιμές που είναι <-5 . Σταθμός με κωδικό N=5286, Ονδούρα, Κεντρική Αμερική.

Με τον παραπάνω τρόπο φάνηκε η σπουδαιότητα της ποιότητας των μετρήσεων των μετεωρολογικών σταθμών. Βέβαια, ο χειρισμός τέτοιων περιπτώσεων και η επιλογή των τιμών που φαίνονται "ακραίες" και μη πραγματικές είναι ένα άλλο μεγάλο κεφάλαιο και απαιτεί πολλή προσοχή και έρευνα, γιατί μπορεί να αφαιρεθεί πληροφορία η οποία είναι σημαντική. Για τον λόγο αυτό, τα σημεία αυτά στα διαγράμματα παρέμειναν ως έχουν.

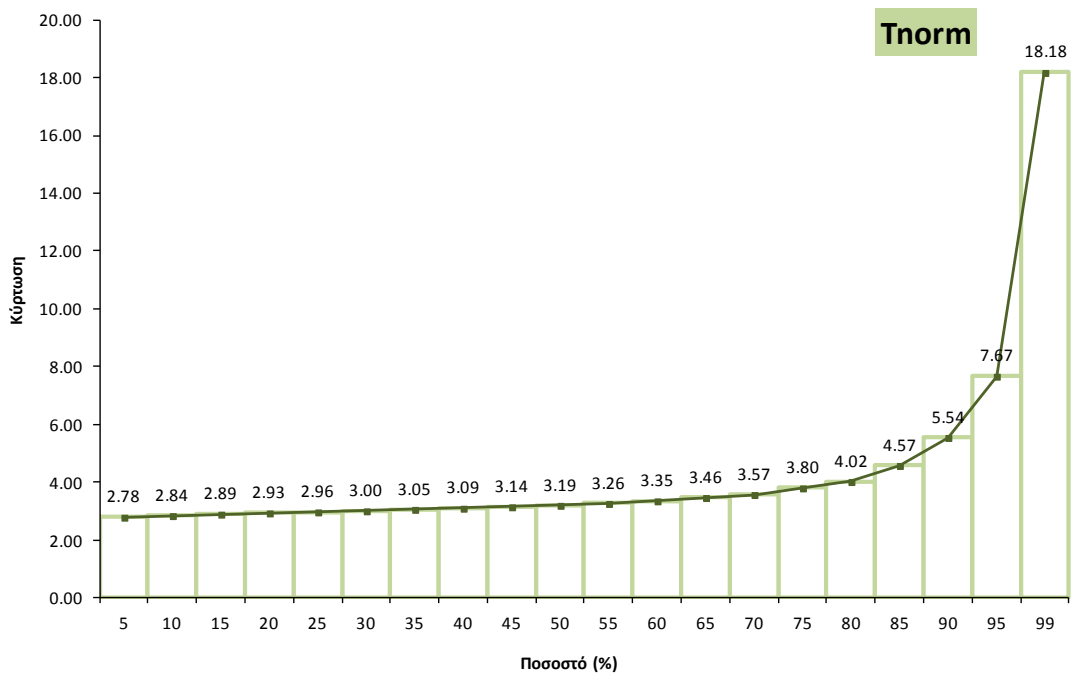
Προκειμένου, λοιπόν, να εξαχθούν συμπεράσματα για τις τιμές των συντελεστών ασυμμετρίας και κύρτωσης για τις δυο μεταβλητές, υπολογίστηκαν τα ποσοστημόρια τους:



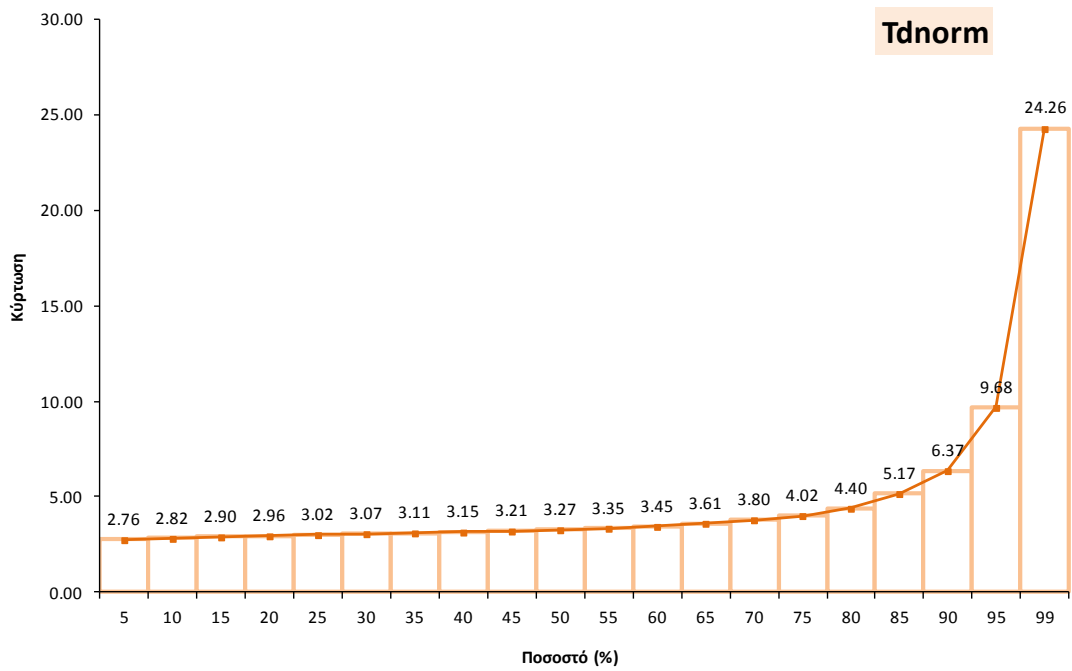
Σχήμα 5.24: Ποσοστημόρια των τιμών του συντελεστή ασυμμετρίας για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm}



Σχήμα 5.25: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή ασυμμετρίας για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένο σημείο δρόσου T_{dnorm}



Σχήμα 5.26: Ποσοστημότητα των τιμών του συντελεστή κύρτωσης για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένη θερμοκρασία T_{norm}



Σχήμα 5.27: Ποσοστημόρια των τιμών του συντελεστή κύρτωσης για τους 953 σταθμούς, κανονικοποιημένο σημείο δρόσου T_{dnorm}

Από τα δύο τελευταία διαγράμματα, λοιπόν, είναι εμφανές πως οι ακραίες αυτές τιμές των τιμών του συντελεστή κύρτωσης αφορούν ένα πολύ μικρό ποσοστό του δείγματος και πιθανότατα οφείλονται στην κακή ποιότητα των μετρήσεων ορισμένων σταθμών.

6 Διερεύνηση του φαινομένου μακροπρόθεσμης εμμονής σε ωριαίες τιμές σημείου δρόσου

6.1 Θεωρητικό υπόβαθρο

6.1.1 Εισαγωγικά στοιχεία

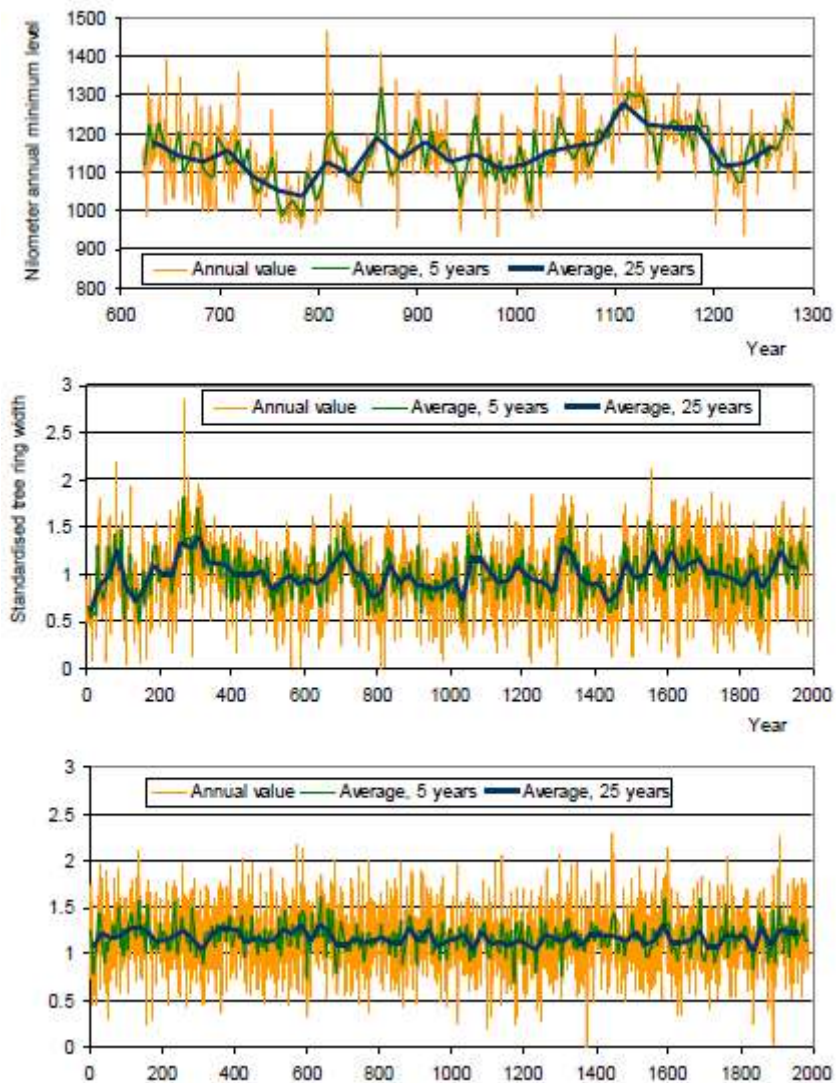
Κατά την διάρκεια της μελέτης του φράγματος Ασουάν στην Αίγυπτο, ο Βρετανός μηχανικός Harold Edwin Hurst (1951) ανακάλυψε μια ιδιαίτερη συμπεριφορά των υδρολογικών και γεωφυσικών μεταβλητών η οποία πήρε την ονομασία "φαινόμενο Hurst" προς τιμήν του. Συγκεκριμένα, έχοντας στην διάθεσή του τις ετήσιες χρονοσειρές απορροής του ποταμού Νείλου για ένα διάστημα 663 ετών (622-1284μ.Χ) και μετά από συστηματική και επίπονη ανάλυση των δεδομένων, διαπίστωσε την τάση που έχουν τα έτη με μεγάλες απορροές να ομαδοποιούνται όπως αντίστοιχα και τα έτη ξηρασίας. Όπως ο ίδιος αναφέρει (1951) : "Μολονότι και στις τυχαίες διαδικασίες συμβαίνει να υπάρχει κάποια ομαδοποίηση των υψηλών και των χαμηλών τιμών, στις φυσικές διαδικασίες η τάση αυτή απαντάται ισχυρότερη. Αυτή είναι η κύρια διαφορά μεταξύ των φυσικών και των τυχαίων γεγονότων". Η μαθηματική περιγραφή του φαινομένου είχε ήδη πραγματοποιηθεί περίπου 10 χρόνια νωρίτερα από τον Kolmogorov (1940) , ο οποίος μελετώντας την τύρβη είχε εντοπίσει την ίδια συμπεριφορά και είχε εισάγει ένα νέο μαθηματικό μοντέλο γνωστό ως μοντέλο απλής ομοιθεσίας (Simple Scaling Stochastic Model, SSS). Προς αναγνώριση της συμβολής του το φαινόμενο αυτό ονομάζεται και "δυναμική Hurst-Kolmogorov". Δυστυχώς όμως τα αποτελέσματα αυτά ήταν παντελώς άγνωστα εκείνη την εποχή, τόσο στους υδρολόγους όσο και στους μαθηματικούς. Έτσι, 17 χρόνια αργότερα ο Mandelbrot (1968), προσπαθώντας να εξηγήσει τις εμπειρικές παρατηρήσεις του Hurst, ανέπτυξε το μοντέλο του κλασματικού Γκαουσιανού θορύβου (fractional Gaussian noise, FGN). Πρόκειται ουσιαστικά για το πρώτο στατιστικό μοντέλο που αναπαρήγαγε την μακροπρόθεσμη εμμονή. Έδωσε μάλιστα στο φαινόμενο την πιο εκλαϊκευμένη ονομασία "φαινόμενο Ιωσήφ" εμπνευσμένος από την ιστορία της Παλαιάς Διαθήκης με τις επτά ισχνές και τις επτά παχιές αγελάδες.

Η ανωτέρω συμπεριφορά επεκτείνεται σε πλήθος περιβαλλοντικών μεταβλητών όπως η ταχύτητα του ανέμου (Haslet & Raftery, 1989), η παγκόσμια μέση θερμοκρασία

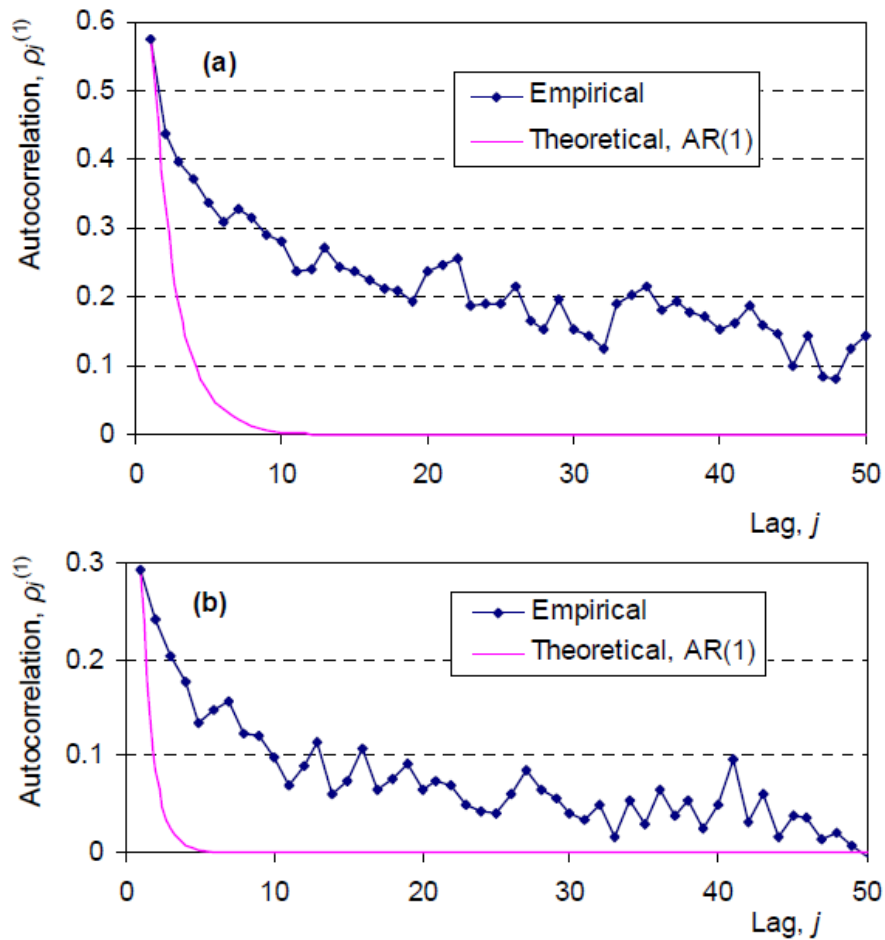
(Bloomfield, 1992), (Eltahir, 1996; Koutsoyannis, 2002), η απορροή του ποταμού Warta στην Πολωνία (Radziejewski & Kundzewicz, 1984), οι εισροές της λίμνης Maggiore στην Ιταλία (Montanari et al., 1984), οι κλιματικοί δείκτες της βόρειας Ατλαντικής ταλάντωσης (Stephenson et al., 2002) καθώς και τα πάχη των δακτυλίων των δέντρων, οι οποίοι είναι δείκτες του κλίματος στο παρελθόν (Koutsoyannis, 2002). Παράλληλα, το φαινόμενο Hurst συναντάται και σε πλήθος διαφορετικών μεταξύ τους αντικειμένων, όπως η ροή του αίματος στις ανθρώπινες αρτηρίες, οι χρηματοοικονομικές επιστήμες κ.α.

6.1.2 Σημασία φαινομένου

Οι ιστορικές χρονοσειρές στις οποίες παρατηρείται το φαινόμενο της μακροπρόθεσμης εμμονής παρουσιάζουν έντονη διακύμανση σε μεγάλες χρονικές κλίμακες, σε αντίθεση με τις χρονοσειρές τυχαίων μεταβλητών (Σχήμα 6.1). Επιπλέον, ο συντελεστής αυτοσυσχέτισής τους διατηρείται υψηλός ακόμα και για μεγάλες τιμές υστέρησης (Σχήμα 6.2). Τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα να μην ισχύει πλέον η θεμελιώδης αρχή της ανεξαρτησίας της κλασικής στατιστικής. Εισάγεται έτσι μεγάλη αβεβαιότητα στην τυπική στατιστική εκτίμηση. Συγκεκριμένα, αυξάνονται δραματικά τα όρια εμπιστοσύνης των παραμέτρων θέσης όπως η μέση τιμή, ενώ εισάγεται υψηλή αρνητική μεροληψία στον υπολογισμό των παραμέτρων διασποράς.



Σχήμα 6.1: Διάγραμμα της χρονοσειράς της ετήσιας στάθμης του ποταμού Νείλου, της χρονοσειράς των τυποποιημένων δεντροδακτυλίων της περιοχής Mammoth στη Γιούτα και μιας χρονοσειράς λευκού θορύβου με τα ίδια στατιστικά χαρακτηριστικά. Είναι εμφανής η έντονη διακύμανση που διατηρείται ακόμα και στις μεγάλες κλίμακες στις δύο πρώτες χρονοσειρές σε αντίθεση με την τρίτη χρονοσειρά του λευκού θορύβου (τυχαίες τιμές). Πηγή: Koutsoyannis, 2002.



Σχήμα 6.2: Συντελεστές αυτοσυσχέτισης για δύο χρονοσειρές στην βασική ετήσια κλίμακα: (α) ετήσια ελάχιστη στάθμη του ποταμού Νείλου και (β) τυποποιημένοι δακτύλιοι δέντρων της περιοχής Mammoth στη Γιούτα. Είναι φανερή η διατήρησηση μεγάλων τιμών του συντελεστή αυτοσυσχέτισης για μεγάλη υστέρηση. Πηγή: Koutsoyannis, 2002.

Η δυναμική Hurst-Kolmogorov όμως δίνει την δυνατότητα εκτίμησης τόσο της μεροληψίας όσο και της αβεβαιότητας των στατιστικών παραμέτρων (Koutsoyannis, 2003; Koutsoyannis & Montanari, 2007).

α) Εκτίμηση μέσης τιμής

Η απλούστερη στατιστική παράμετρος που μπορεί να εκτιμηθεί από μια χρονοσειρά είναι η μέση τιμή, με τυπική εκτιμήτρια:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (6.1)$$

Όπως μπορεί εύκολα να διαπιστωθεί πρόκειται για μια αμερόληπτη εκτιμήτρια ανεξάρτητα από το είδος της ανέλιξης, δηλαδή: $E[\bar{X}] = \mu$. (Beran, 1994, σ.150)

Στην κλασική στατιστική, η διασπορά της μέσης τιμής είναι:

$$\text{var}[\bar{X}] = \frac{\sigma^2}{n} \quad (6.2)$$

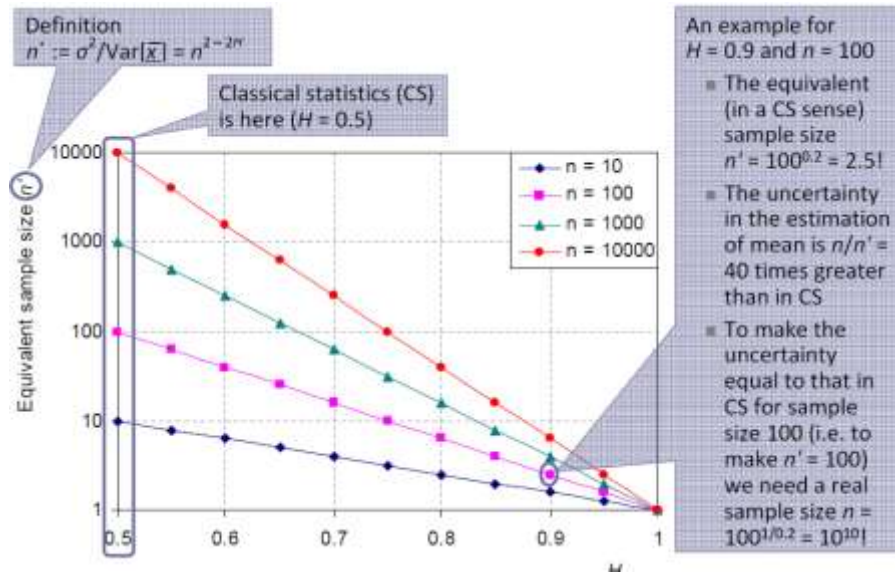
η οποία όμως δεν ισχύει πλέον υπό την προϋπόθεση ύπαρξης εμμοχής. Αντίστοιχα, ισχύει:

$$\text{var}[\bar{X}] = \frac{\sigma^2}{n^{2-2H}} \quad (6.3)$$

Για $H=0.5$, δηλαδή για μη ύπαρξη εμμοχής, οι σχέσεις (6.2) και (6.3) δίνουν το ίδιο αποτέλεσμα.

Ο όρος $n'=n^{2-2H}$ ονομάζεται ισοδύναμο ή αποτελεσματικό μήκος δείγματος. (Koutsoyiannis & Montanari, 2007) Είναι το μήκος το οποίο στην κλασική στατιστική έχει ως αποτέλεσμα το ίδιο τυπικό σφάλμα στη μέση τιμή με το δείγμα μήκους n το οποίο παρουσιάζει εμμοχή. Όσο η τιμή του Hurst μεγαλώνει, τόσο αυξάνεται η διαφορά μεταξύ των δύο σχέσεων και το αποτέλεσμα της επίδρασης. Έτσι, αν και η δειγματική μέση τιμή είναι μια αμερόληπτη εκτιμήτρια της μέσης τιμής του πληθυσμού και για τις δύο περιπτώσεις, η διασπορά, που παρουσιάζει την αβεβαιότητα της εκτίμησης είναι πολύ υψηλότερη στην περίπτωση ύπαρξης εμμοχής. Προκειμένου να εξαλειφθεί η διαφορά αυτή το πραγματικό μήκος της χρονοσειράς με εμμοχή χρειάζεται να μεγαλώσει πολύ.

Στο σχήμα 6.3 αποτυπώνεται ολοφάνερα η έντονη αυτή επίδραση που έχει η αύξηση του συντελεστή Hurst στην αύξηση της αβεβαιότητας κατά την εκτίμηση της δειγματικής μέσης τιμής. Για συντελεστή Hurst ίσο με $H=0.9$ και μέγεθος της χρονοσειράς με εμμοχή $n=100$, το ισοδύναμο μήκος στην κλασική στατιστική είναι μόλις $n'=2.5$! Έχουμε, δηλαδή, αύξηση της αβεβαιότητας κατά $n/n'=40$ σε σύγκριση με την κλασική στατιστική. Προκειμένου η αβεβαιότητα να γίνει ίση με αυτή στην κλασική στατιστική (δηλαδή να γίνει $n'=100$), θα έπρεπε η χρονοσειρά μας να έχει μήκος ίσο με $n=100^{1/0.2}=10^{10}$!



Σχήμα 6.3: Διάγραμμα ισοδύναμου μήκους n' συναρτήσει του συντελεστή Hurst, Πηγή: Koutsoyannis, 2010

β) Εκτίμηση της διασποράς και της τυπικής απόκλισης για γνωστό συντελεστή Hurst

Η κλασική εκτιμήτρια της τυπικής απόκλισης

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \quad (6.4)$$

δεν αποτελεί πλέον αμερόληπτη εκτιμήτρια στην περίπτωση ύπαρξης εμμονής. Έχει αποδειχθεί (Beran, 1994, σ.156) πως μια συνεπής εκτιμήτρια, η οποία γίνεται αμερόληπτη για γνωστό συντελεστή Hurst είναι η:

$$\tilde{S}^2 = \frac{n-1}{n-n^{2H-1}} S^2 \quad (6.5)$$

Για $H=0.5$, οι εξισώσεις (6.4) και (6.5) είναι ίσες.

Η ποσότητα $\sqrt{\tilde{S}^2}$ μπορεί να θεωρηθεί σαν εκτιμήτρια της τυπικής απόκλισης σ . Όμως, δεδομένου πως η τετραγωνική ρίζα (όπως και κάθε μη γραμμικός μετασχηματισμός) δεν διατηρεί την αμεροληψία, η \tilde{S} είναι μεροληπτική. Μια πιο συνεπής εκτιμήτρια (σχεδόν αμερόληπτη και για κανονική τυχαία μεταβλητή X_i) είναι η:

$$\tilde{S} = \sqrt{\frac{n-1/2}{n-n^{2H-1}}} S \quad (6.6)$$

Ο παραπάνω τύπος προέκυψε μετά από μια συστηματική μελέτη Monte Carlo.

Η διασπορά της τυπικής απόκλισης για κανονική τυχαία μεταβλητή δίνεται από τη σχέση:

$$\text{Var}[S] \approx \frac{\sigma^2}{2(n-c)} \quad (6.7)$$

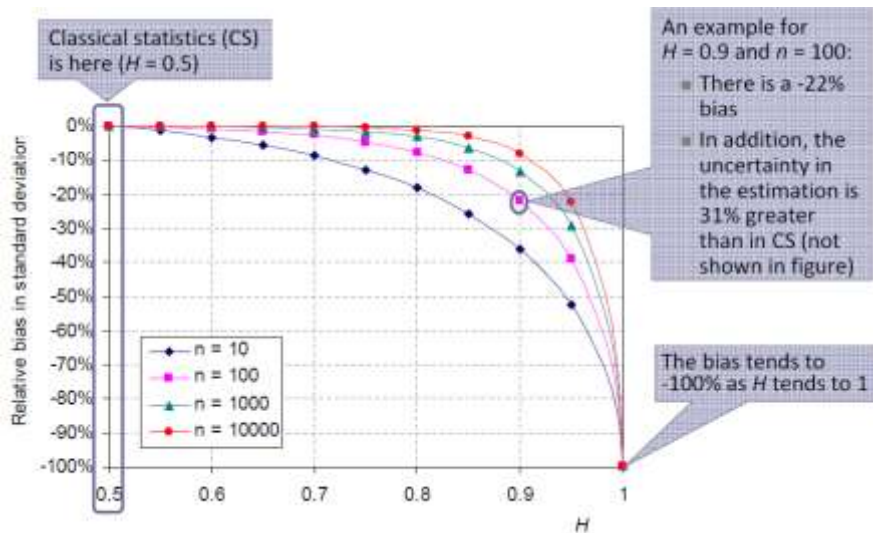
όπου το c τυπικά λαμβάνεται ως 0 ή 1, αλλά για μεγαλύτερη ακρίβεια μπορεί να θεωρηθεί ίσο με 0.75. Σε περίπτωση ύπαρξης εμμονής, με την ίδια μελέτη Monte Carlo, βρέθηκε πως:

$$\text{var}[\tilde{S}] \approx \frac{(0.1n+0.8)^{\lambda(H)}\sigma^2}{2(n-1)} \quad (6.8)$$

Και οι δυο σχέσεις αναφέρονται σε κανονική κατανομή της X_i . Μπορεί ναδειχθεί ότι η διασπορά που προκύπτει από την σχέση (6.8) είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της σχέσης (6.7), εκτός από την περίπτωση $H=0.5$ όπου συμπίπτουν.

Η χρησιμοποίηση της σχέσης (6.7) οδηγεί σε υποεκτίμηση της διασποράς η οποία είναι μικρή για τις μικρές χρονικές κλίμακες, αλλά συνεχώς αυξανόμενη καθώς μεγαλώνει η τιμή της κλίμακας. Αυτό οδηγεί σε υποεκτίμηση του φαινομένου Hurst σε μικρά δείγματα. Συγκεκριμένα, σε ένα λογαριθμικό διάγραμμα της τυπικής απόκλισης συναρτήσει της κλίμακας η κλίση της καμπύλης δεν είναι σταθερή, αλλά μειώνεται με την αύξηση της κλίμακας k . Έτσι, όχι μόνο υποεκτιμάται ο συντελεστής Hurst, αλλά μπορεί να οδηγήσει και στο λανθασμένο συμπέρασμα ότι σε μεγάλες κλίμακες ο συντελεστής πλησιάζει την τιμή 0.5 που υποδηλώνει απουσία του φαινομένου (Koutsoyannis, 2003).

Στο σχήμα 5.4 φαίνεται η σχετική μεροληψία της εκτιμήτριας της τυπικής απόκλισης συναρτήσει του συντελεστή Hurst. Βλέπουμε πως για $H=0.9$ και $n=100$ έχουμε αρνητική μεροληψία ίση με -22%. Επίσης, όταν ο συντελεστής Hurst τείνει στο 1, η μεροληψία τείνει στο -100% ανεξάρτητα από το μέγεθος του δείγματος.



Σχήμα 6.4: Η αμεροληψία της κλασικής εκτιμήτριας της τυπικής απόκλισης συναρτήσει του συντελεστή Hurst. Πηγή: Koutsoyannis, 2010

γ) Εκτίμηση της αυτοσυσχέτισης

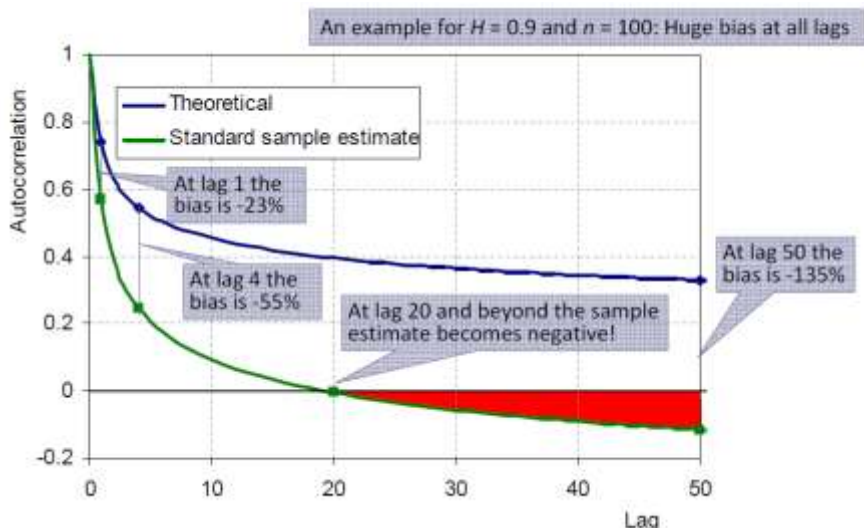
Η τυπική εκτιμήτρια της αυτοσυσχέτισης ρ_1 με βάση την κλασική στατιστική, η οποία είναι σχεδόν αμερόληπτη γράφεται:

$$R_1 = \frac{1}{(n-1)s^2} \sum_{i=1}^{n-1} (X_i - \bar{X})(X_{i+1} - \bar{X}) \quad (6.9)$$

Στην περίπτωση της ύπαρξης εμμονής μια συνεπής εκτιμήτρια του συντελεστή αυτοσυσχέτισης είναι:

$$\widetilde{R}_1 = R_1 \left(1 - \frac{1}{n^{2-2H}} \right) + \frac{1}{n^{2-2H}} \quad (6.10)$$

Η κλασική εκτιμήτρια της αυτοσυσχέτισης παρουσιάζει υψηλές τιμές του μεροληψίας, όπως μπορεί να διαπιστώσει κανείς στο σχήμα 6.5. Για $H=0.9$ έχουμε μεγάλη αρνητική μεροληψία για όλες τις τιμές υστέρησης.



Σχήμα 6.5: Η αμεροληψία της κλασικής εκτιμήτριας της αυτοσυσχέτισης συναρτήσει του συντελεστή Hurst. Πηγή: Koutsoyannis, 2010

Τα παραπάνω, λοιπόν, καθιστούν σαφή την αναγκαιότητα να διερευνάται η ύπαρξη εμμονής στις υδρομετεωρολογικές μεταβλητές λόγω της μεγάλης αβεβαιότητας που αυτή συνεπάγεται στην εκτίμηση των στατιστικών χαρακτηριστικών τους. Αγνόηση του φαινομένου οδηγεί σε υποεκτίμηση της μεταβλητότητάς τους και πιθανότατα σε λανθασμένο σχεδιασμό των έργων πολιτικού μηχανικού.

6.1.3 Μοντέλο απλής ομοιοθεσίας

Το βασικό μοντέλο διατήρησης της εμμονής είναι οι ανεξίτητοι απλής ομοιοθεσίας όπως ο κλασματικός γκαουσιανός θόρυβος.

Περιγράφεται από την εξίσωση:

$$\left(X_i^{(k)} - \mu\right) =_d \left(\frac{k}{1}\right)^H \left(X_j^{(1)} - \mu\right), \quad 0 < H < 1 \quad (6.11)$$

Όπου το σύμβολο $=_d$ δηλώνει την ισότητα στην από κοινού κατανομή i, j, k και 1 είναι οποιοδήποτε ακέραιο και H ο συντελεστής Hurst. Τιμή του Hurst στο διάστημα $(0, 0.5)$ αποδεικνύει την ύπαρξη αντι-εμμονής η οποία δηλώνει ότι μια αύξηση των τιμών της χρονοσειράς ακολουθείται από μείωση των τιμών της. Τιμή του Hurst στο διάστημα $(0.5, 1)$ αποδεικνύει την ύπαρξη εμμονής η οποία δηλώνει ότι μια αύξηση των τιμών της χρονοσειράς ακολουθείται από περαιτέρω αύξηση των

τιμών της. Τέλος, τιμή του Hurst ίση με 0.5 συνεπάγεται την τυχαία αύξηση ή μείωση των τιμών της χρονοσειράς, γνωστή και ως λευκός θόρυβος.

Θέτοντας $i=j=1$ στην εξίσωση (5.12) λαμβάνουμε την διασπορά:

$$\gamma_0^{(k)} = k^{2H-2}\gamma_0 \quad (6.12)$$

Βλέπουμε λοιπόν, πως η τυπική απόκλιση $(\gamma_0^{(k)})^{1/2}$ είναι εκθετική συνάρτηση της κλίμακας k με εκθέτη H .

Η συνάρτηση της αυτοσυνδιασποράς της ανέλιξης τόσο της $X_i^{(k)}$ είναι ανεξάρτητη της κλίμακας k και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_j^{(k)} = \rho_j = \frac{|j+1|^{2H}}{2} + \frac{|j-1|^{2H}}{2} - |j|^{2H} \quad (6.13)$$

ή προσεγγιστικά:

$$\rho_j^{(k)} = \rho_j = H(2H - 1)j^{2H-2} \quad (6.14)$$

6.1.4 Μέθοδος εκτίμησης συντελεστή Hurst

Υπάρχουν πολλά εναλλακτικά μαθηματικά εργαλεία για την διαπίστωση του φαινομένου Hurst στις χρονοσειρές. Τα περισσότερα όμως από αυτά είναι προβληματικά και δεν δίνουν ακριβή αποτελέσματα εξαιτίας της μεγάλης μεροληψίας και της αβεβαιότητας, τις οποίες δεν μπορούν να αντιμετωπίσουν αποτελεσματικά και να τις λάβουν υπόψη τους καθώς δεν διαθέτουν τις απαιτούμενες αναλυτικές εκφράσεις (Koutsoyannis, 2010; Dimitriadis and Koutsoyannis, 2015)

Ένα πολύ καλό εργαλείο, που αντιμετωπίζει το παραπάνω πρόβλημα και δεν αγνοεί την μεροληψία και την αβεβαιότητα, προσφέροντας αναλυτικές εκφράσεις για τον υπολογισμό τους, είναι το κλιμακόγραμμα (Koutsoyannis, 2013). Πρόκειται για ένα λογαριθμικό διάγραμμα της διασποράς $\sigma^{2(k)}$ στην κλίμακα k συναρτήσει της κλίμακας k .

Ένας τρόπος υπολογισμού της $\sigma^{2(k)}$, ο οποίος ακολουθήθηκε και στην παρούσα εργασία, είναι μέσω της μεθόδου της συναθροισμένης διασποράς. Η αρχική χρονοσειρά X_i μήκους n χωρίζεται σε τμήματα μήκους k από κάθε ένα από τα οποία προκύπτει ένας μέσος όρος:

$$X^{(k)}(m) = \frac{1}{k} \sum_{i=(m-1)k+1}^{km} X(i) \quad (6.15)$$

όπου m ο αύξων αριθμός του τμήματος, $m=1,2,\dots$. Έτσι, δημιουργούνται νέες χρονοσειρές $X^{(k)}$ μήκους n/k . Θεωρούμε $k_{\max}=n/2$.

Για κάθε μια χρονοσειρά $X^{(k)}$, λοιπόν, υπολογίζουμε την αντίστοιχη δειγματική διασπορά $\sigma^{2(k)}$.

Τέλος, προκειμένου να υπολογίσουμε τον συντελεστή Hurst, βρίσκουμε την απόλυτη τιμή a της αρνητικής κλίσης του διαγράμματος μέσω γραμμικής παλινδρόμησης και έχουμε: $H=1-a/2$.

Όπως αναφέρθηκε ήδη όμως, εξαιτίας της μεροληψίας, η οποία μάλιστα ολοένα και αυξάνει στις μεγάλες κλίμακες όπου το μέγεθος του δείγματος μικραίνει, δεν είναι δυνατό να συγκρίνουμε απευθείας τις δειγματικές διασπορές με αυτές του μοντέλου (αυτό θα μπορούσε να γίνει μόνο αν είχαμε μήκος δείγματος $n \rightarrow \infty$, κάτι που προφανώς είναι μη συμβατό με την πραγματικότητα για τις υδρομετεωρολογικές μεταβλητές). Έτσι, τις συγκρίνουμε με την ποσότητα:

$$\left(\sigma_n^{(k)}\right)^2 = \frac{\sigma^2}{k^{2-2H}} \left(\frac{1-(k/n)^{2-2H}}{1-(k/n)}\right) \quad (6.16)$$

Έτσι, αν υποθέσουμε πως η $\left(\underline{\sigma}^{(k)}\right)^2$ είναι η τυπική εκτιμήτρια της διασποράς στην κλίμακα k , μπορεί να δειχθεί πως $E\left[\left(\underline{\sigma}^{(k)}\right)^2\right] = \left(\sigma_n^{(k)}\right)^2$, δηλαδή η ποσότητα αυτή συνιστά αμερόληπτη εκτιμήτρια της διασποράς στην κλίμακα k (Koutsoyannis, 2010).

6.1.5 Αλγόριθμος αναπαραγωγής απλής ομοιοθετικής ανέλιξης (SSS) - Η λογική των τυχαίων διακυμάνσεων πολλαπλής κλίμακας

Ένας αρκετά απλός τρόπος που αναπαραγωγής της απλής ομοιοθετικής ανέλιξης είναι μέσω της λογικής των τυχαίων διακυμάνσεων πολλαπλής κλίμακας. Το σταθμισμένο άθροισμα τριών εκθετικών συναρτήσεων της χρονικής υστέρησης προσεγγίζει ικανοποιητικά την συνάρτηση αυτοσυσχέτισης μιας απλής ομοιοθετικής ανέλιξης στην ετήσια χρονική κλίμακα (Koutsoyannis, 2002). Συγκεκριμένα, η ανέλιξη παράγεται ως το άθροισμα τριών ανελιξεων AR(1) από τη σχέση:

$$X_i = A_i + B_i + C_i \quad (6.17)$$

Αριθμητική αναζήτηση έδειξε πως οι συντελεστές αυτοσυσχέτισης για υστέρηση 1 οι οποίοι δίνουν την καλύτερη προσέγγιση (σε όρους μέσου τετραγωνικού σφάλματος) της εξίσωσης (6.17) είναι αντίστοιχα:

$$\rho = 1,52(H - 0,5)^{1,32} \quad (6.18)$$

$$\varphi = 0,953 - 7,69(1 - H)^{3,85} \quad (6.19)$$

$$\xi = \begin{cases} 0,932 + 0,087H, & H \leq 0,76 \\ 0,993 + 0,007H, & H > 0,76 \end{cases} \quad (6.20)$$

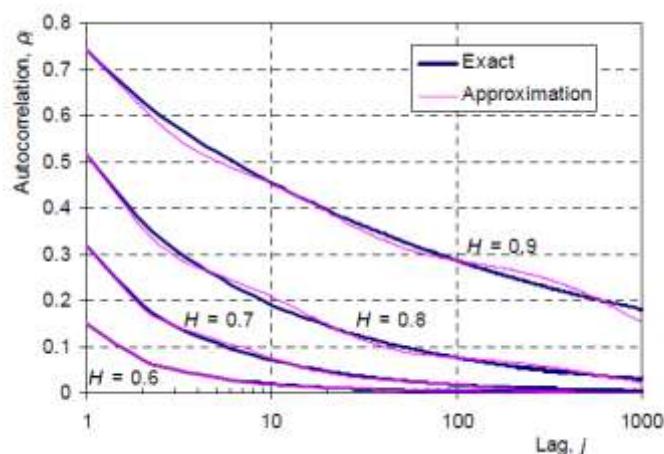
Η διασπορά των ανελιξεων AR(1) είναι:

$$(1 - c_1 - c_2)\gamma_0, \quad c_1\gamma_0, \quad c_2\gamma_0 \quad (6.21)$$

Οι συντελεστές c_1, c_2 υπολογίζονται έτσι ώστε η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης του αθροίσματος των τριών ανελιξεων να ταυτίζεται με την θεωρητική αυτοσυσχέτιση της ανέλιξης απλής ομοιοθεσίας, για υστέρηση 1 και 100. Η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης του αθροίσματος είναι:

$$\rho_j = (1 - c_1 - c_2)\rho^j + c_1\varphi^j + c_2\xi^j \quad (6.22)$$

Στο σχήμα (6.6) δίνονται συγκριτικά διαγράμματα της προσεγγιστικής συνάρτησης αυτοσυσχέτισης βασισμένη στις εξισώσεις (6.18), (6.19), (6.20) με την ακριβή συνάρτηση αυτοσυσχέτισης του κλασματικού γκαουσιανού θορύβου (FGN) για διάφορες τιμές του συντελεστή Hurst.



Σχήμα 6.6: Σύγκριση της προσεγγιστικής συνάρτησης αυτοσυσχέτισης βασισμένη στις εξισώσεις (6.18), (6.19), (6.20) με την ακριβή συνάρτηση αυτοσυσχέτισης του κλασματικού γκαουσιανού θορύβου (FGN) για διάφορες τιμές του συντελεστή Hurst
 Πηγή: Κουτσογιάννης, 2002

6.2 Εφαρμογή σε δεδομένα σημείου δρόσου T_d

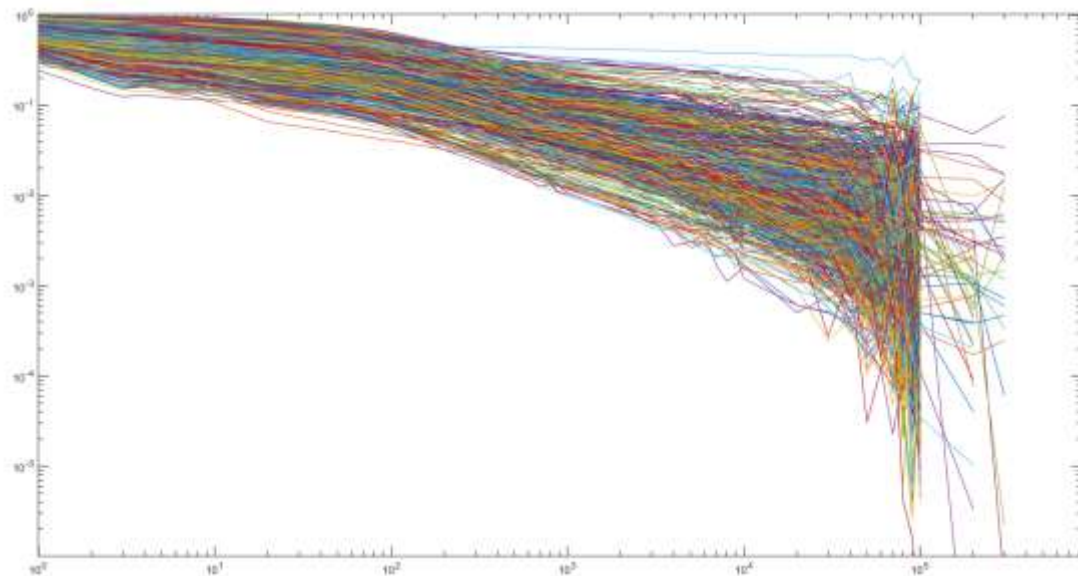
6.2.1 Ιστορικές χρονοσειρές σημείου δρόσου T_d

Βασική προϋπόθεση για την διερεύνηση της μακροπρόθεσμης εμμονής είναι η εξάλειψη της εποχικότητας, καθώς, σε διαφορετική περίπτωση, τα αποτελέσματα που εξάγονται δεν είναι αξιόπιστα. Έτσι, εφόσον οι ιστορικές χρονοσειρές είναι ωριαίες, πραγματοποιήθηκε κανονικοποίηση τους, με τον τρόπο που αναφέρεται στην παράγραφο 6.3.2

Στην συνέχεια, για την κανονικοποιημένη χρονοσειρά υπολογίστηκε το κλιμακόγραμμα των δειγματικών διασπορών σύμφωνα με την μέθοδο της συναθροισμένης διασποράς και εκτιμήθηκε ο αντίστοιχος συντελεστής Hurst από την κλίση του διαγράμματος με γραμμική παλινδρόμηση, όπως αναλύθηκε στην παράγραφο 6.1.4

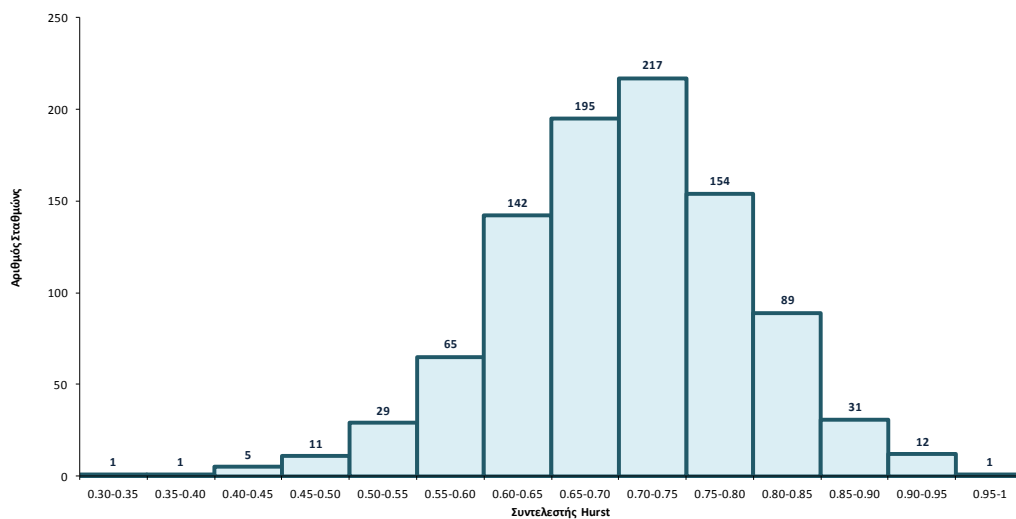
Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε και για τους 953 σταθμούς.

Τα κλιμακογράμματα παρουσιάζονται στο σχήμα (6.7).



Σχήμα 6.7: Κλιμακογράμματα διασποράς για κανονικοποιημένες ωριαίες χρονοσειρές σημείου δρόσου σε 953 σταθμούς παγκοσμίως (ιστορικές χρονοσειρές).

Η κατανομή των τιμών του συντελεστή Hurst για τους 953 σταθμούς, όπως προέκυψαν από τον υπολογισμό των κλιμακογραμμμάτων παρουσιάζεται στο σχήμα (6.8).



Σχήμα 6.8: Ιστόγραμμα κατανομής συντελεστή Hurst ιστορικών κανονικοποιημένων χρονοσειρών ωριαίων τιμών σημείου δρόσου όπως υπολογίσθηκε σε 953 σταθμούς παγκοσμίως με την μέθοδο γραμμικής παλινδρόμησης (ιστορικές χρονοσειρές).

Παρατηρούμε πως η πλειονότητα των τιμών συγκεντρώνεται στο διάστημα μεταξύ 0.7 και 0.75, ενώ η μέση τιμή του συντελεστή Hurst που προκύπτει είναι ίση με $H=0.7$.

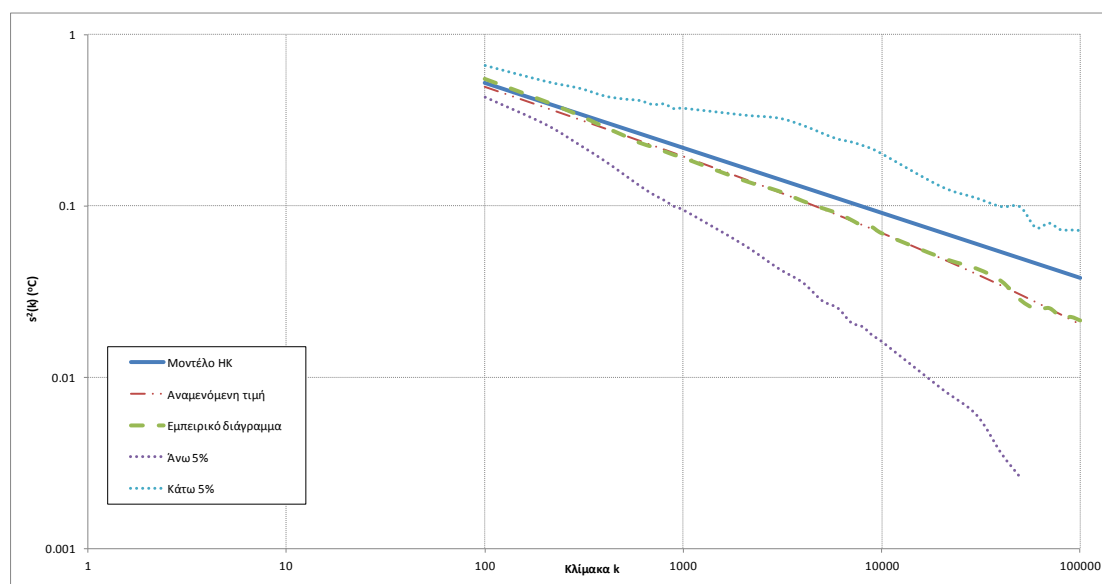
Η παραπάνω τιμή όμως συνιστά μια μεροληπτική εκτίμηση του Hurst.

Προκειμένου να γίνει διόρθωση της μεροληψίας, υπολογίστηκε ένα νέο μέσο κλιμακόγραμμα όπου η τιμή για κάθε κλίμακα k προέκυψε ως η μέση τιμή των αντίστοιχων τιμών των 953 κλιμακογραμμμάτων για την ίδια κλίμακα. Παράλληλα, υπολογίστηκε η αναμενόμενη τιμή των διασπορών σε κάθε κλίμακα σύμφωνα με τον τύπο (6.16). Τέλος, υπολογίστηκε το θεωρητικό κλιμακόγραμμα βάσει του μοντέλου H-K από την εξίσωση (6.12).

Μετά από δοκιμές στο excel στις τιμές της διασποράς σ (για κλίμακα $k=1$) και του συντελεστή Hurst, με σκοπό την ταύτιση του εμπειρικού διαγράμματος με αυτό της αναμενόμενης τιμής, προκύπτει:

$$H=0.81 \text{ και } \sigma=3$$

Τα παραπάνω απεικονίζονται στο σχήμα (6.9).



Σχήμα 6.9: Μέσο κλιμακόγραμμα ιστορικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου (εμπειρικό διάγραμμα), αμερόληπτη εκτίμηση των διασπορών του μοντέλου H-K (αναμενόμενη τιμή), μοντέλο H-K καθώς και τα 95% άνω και κάτω όρια εμπιστοσύνης.

Και οι δύο μέθοδοι υποδεικνύουν μια συμπεριφορά Hurst-Kolmogorov. Είναι σαφές, όμως, η υποεκτίμηση κατά ~15% του συντελεστή Hurst, εάν δεν ληφθεί υπόψη η μεροληψία, κάτι που είναι αναμενόμενο αφού, όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του Hurst, τόσο μεγαλύτερη μεροληψία επιβάλλει.

6.2.2 Συνθετικές χρονοσειρές σημείου δρόσου T_d

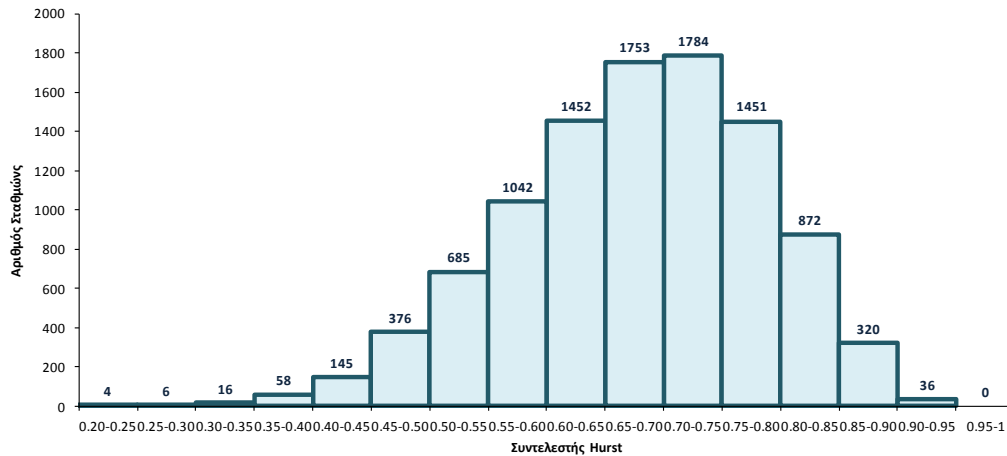
Προκειμένου να γίνει επαλήθευση της τιμής του συντελεστή Hurst που υπολογίστηκε από τις ιστορικές χρονοσειρές, κατασκευάζονται συνθετικές χρονοσειρές με την μέθοδο των τυχαίων διακυμάνσεων πολλαπλής κλίμακας.

Για την εκτίμηση του συντελεστή Hurst ενδιαφέρει το τμήμα του ιστορικού (μέσου) κλιμακογράμματος από $k=100$ ως $k=100000$ (βλ. σχήμα 6.9), αφού εκεί είναι ευθύγραμμο το διάγραμμα. Θα παραχθούν, λοιπόν, χρονοσειρές, στις οποίες η κλίμακα 1 θα αντιστοιχεί στην κλίμακα 100 του ιστορικού (μέσου) κλιμακογράμματος και η κλίμακα 1000 στην κλίμακα 100000. Έτσι, οι συνθετικές χρονοσειρές θα έχουν μέση τιμή 0, διασπορά σ στην κλίμακα 1 ίση με

$$\sigma = \gamma(100) = \frac{3}{100^{2-2*0.81}} = 0,5213 \text{ και μήκος } n=2000 \text{ τιμές } (n/k_{\max}=2).$$

Αποφασίστηκε η κατασκευή 10000 συνθετικών χρονοσειρών με αυτά τα χαρακτηριστικά.

Η κατανομή του συντελεστή Hurst, όπως υπολογίστηκε από την κλίση των κλιμακογραμμάτων των συνθετικών χρονοσειρών με γραμμική παλινδρόμηση φαίνεται στο σχήμα (6.10).



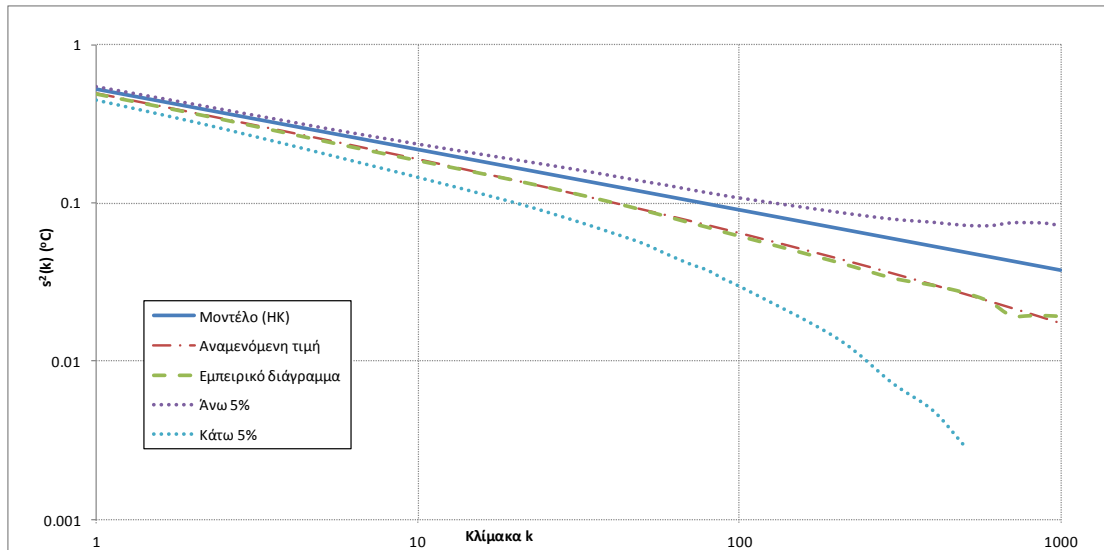
Σχήμα 6.10: Ιστόγραμμα κατανομής συντελεστή Hurst 10000 συνθετικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου.

Βλέπουμε πως και πάλι η πλειονότητα των τιμών βρίσκεται στο διάστημα 0.7-0.75, αν και εξίσου πολλές τιμές συγκεντρώνονται και στις γειτονικές κλάσεις. Επιπλέον, το εύρος τιμών του συντελεστή Hurst έχει μεγαλώσει, αφού τώρα προέκυψαν τιμές στο διάστημα 0.2-0.35, κάτι που δεν συνέβαινε στις ιστορικές χρονοσειρές. Οι τιμές αυτές βέβαια είναι ελάχιστες.

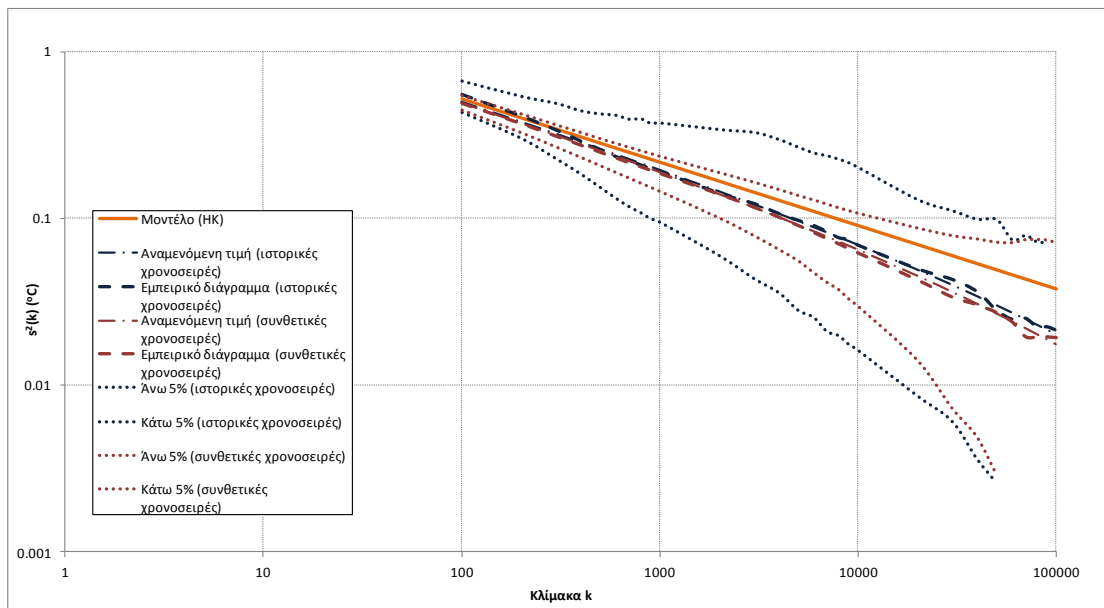
Η μέση τιμή του Hurst προκύπτει ίση με 0.68, πολύ κοντά σε αυτή των ιστορικών χρονοσειρών (μεροληπτική εκτίμηση).

Πραγματοποιείται ξανά μια αμερόληπτη εκτίμηση του Hurst, όπως και στις ιστορικές χρονοσειρές, με τον ίδιο ακριβώς τρόπο. Μετά από δοκιμές στην τιμή του συντελεστή Hurst προέκυψε ταύτιση του διαγράμματος της αναμενόμενης τιμής και του εμπειρικού διαγράμματος για $H=0.81$, δηλαδή, την ίδια ακριβώς τιμή που εκτιμήθηκε και από τις ιστορικές χρονοσειρές!

Τα αποτελέσματα φαίνονται στο σχήμα 6.11.



Σχήμα 6.11: Μέσο κλιμακόγραμμα συνθετικών χρονοσειρών ωριαίων κανονικοποιημένων τιμών σημείου δρόσου (εμπειρικό διάγραμμα), αμερόληπτη εκτίμηση των διασπορών του μοντέλου Η-Κ (αναμενόμενη τιμή), μοντέλο Η-Κ καθώς και τα 95% άνω και κάτω όρια εμπιστοσύνης.



Σχήμα 6.12: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακογραμμάτων για ιστορικές και συνθετικές χρονοσειρές.

7 Συμπεράσματα - Προτάσεις

Τα συμπεράσματα και οι προτάσεις που προκύπτουν από την διερεύνηση που πραγματοποιήθηκε είναι:

1. Το σημείο δρόσου παρουσιάζει εποχιακή μεταβλητότητα. Στην διάρκεια της ημέρας η διακύμανση του δεν είναι τόσο έντονη όσο αυτή της θερμοκρασίας και διαφέρει, ανάλογα την τοποθεσία και τον μήνα που εξετάζουμε. Η σχετική σταθερότητα του σημείου δρόσου κατά την διάρκεια της ημέρας, σε αντίθεση με την θερμοκρασία που μπορεί να διακυμαίνεται κατά πολλούς βαθμούς, δείχνει ότι η συνολική ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα δεν μεταβάλλεται έντονα. Το σημείο δρόσου συνιστά απόλυτη υγρομετρική παράμετρο, συνεπώς εξαρτάται μόνο από την ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα και όχι από τη θερμοκρασία. Μια πιο λεπτομερής μελέτη που θα προσπαθούσε να συσχετίσει το σημείο δρόσου με τον άνεμο (ο οποίος είναι υπεύθυνος για την μεταφορά των υδρατμών από τόπο σε τόπο) και με τον προσανατολισμό του, θα είχε πολύ ενδιαφέρον και θα μπορούσε να δώσει πιο ασφαλή συμπεράσματα.

2. Ασυμμετρία:

α) Η κατανομή του κανονικοποιημένου σημείου δρόσου παρουσιάζει σαφώς αρνητική ασυμμετρία: $Q_{25} = -0.62$, $Q_{50} = -0.42$ (διάμεσος), $Q_{75} = -0.26$.

β) Οι τιμές του συντελεστή ασυμμετρίας της κανονικοποιημένης θερμοκρασίας κατανέμονται περίπου ομοιόμορφα γύρω από το 0. $Q_{25} = -0.27$, $Q_{50} = -0.11$ (διάμεσος), $Q_{75} = 0.03$.

3. Κύρτωση:

Τόσο η κατανομή του κανονικοποιημένου σημείου δρόσου, όσο και η κατανομή της κανονικοποιημένης θερμοκρασίας είναι περίπου μεσόκυρτες με την τιμή της κύρτωσης να κυμαίνεται γύρω στο 3.

α) Κανονικοποιημένο σημείο δρόσου:

$$Q_{25} = 3.02, Q_{50} = 3.27 \text{ (διάμεσος)}, Q_{75} = 4.02$$

β) Κανονικοποιημένη θερμοκρασία:

$$Q_{25} = 2.96, Q_{50} = 3.19 \text{ (διάμεσος)}, Q_{75} = 3.80$$

3. Το σημείο δρόσου παρουσιάζει το φαινόμενο της μακροπρόθεσμης εμμονής με την τιμή του συντελεστή Hurst να είναι γύρω στο 0.8, δηλαδή αρκετά σημαντική. Συνεπώς, η συμπεριφορά αυτή θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά την μελέτη αυτής της μεταβλητής για την εξαγωγή ρεαλιστικών συμπερασμάτων. Η αβεβαιότητα στην εκτίμηση των στατιστικών παραμέτρων αυξάνει δραματικά. Μέγεθος δείγματος ίσο με 400 000 τιμές, με την ύπαρξη εμμονής αντιστοιχεί σε μέγεθος ίσο με μόλις 174 στην κλασική στατιστική! Χρειάζεται, λοιπόν, μεγάλη προσοχή.

4. Η μεροληπτική εκτίμηση του Hurst υποεκτιμά την τιμή του κατά ~15% (από 0.81 σε 0.7), συνεπώς χρειάζεται να γίνεται διόρθωσή της.

8 Βιβλιογραφικές αναφορές

8.1 Ελληνόγλωσσες

Δεληγιάννης. Η, *Διερεύνηση διπλής κυκλοστασιμότητας ανέμου για εφαρμογή σε στοχαστικά μοντέλα πρόβλεψης*, Διπλωματική εργασία, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Ιούλιος 2016.

Κουρκουτάς, *Σημειώσεις μαθήματος*, (<http://users.teiath.gr/kskourol/heat.pdf>).

Κουτσογιάννης Δ., *Άνθρωπος και Περιβάλλον στον 21ο αιώνα, Τα κρίσιμα προβλήματα*, Μουσείο Γουλανδρή Φυσικής Ιστορίας, 2003

Μαμάσης Ν., *Σημειώσεις Τεχνικής Υδρολογίας*, 2012

Μαχαιράς Π., Μπαλαφούτης Χ., *Γενική κλιματολογία με στοιχεία μετεωρολογίας*, Θεσσαλονίκη, 1984

Μελανίτης Γ.Ι., *Ο καιρός και τα μυστικά του, Μια εκλαϊκευμένη ερμηνεία*, Εκδόσεις Εστία, 2005

Ξανθόπουλος Θ., Κουτσογιάννης Δ., *Τεχνική Υδρολογία*, Έκδοση 4, 2016

Παπαδόπουλος Γ, *Περιγραφική Στατιστική, Σημειώσεις παραδόσεων*, Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών (<http://www.aua.gr/gpapadopoulos/files/perigrafiki091.pdf>)

Παπαδοπούλου. Γ, Ε. Γεωργίου, Ν. Μαμάσης, Μ. Μιμίκου, *Εκτίμηση χωρικής κατανομής βιοκλιματικών δεικτών στην περιοχή της Αττικής με χρήση δεδομένων του Δικτύου METEONET*, Τεχν. Χρον. Επιστ. Εκδόσεις ΤΕΕ, Τεύχος. 1, 2010

Πέννας Πέτρος, *Γενική Κλιματολογία, Σημειώσεις*, Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Σαχσμανόγλου και Μακρογιάννης Χ. και Μακρογιάννης Τ.Ι, *Γενική Μετεωρολογία*, Εκδόσεις Ζήτη, 1998

Φουσκάκης Δ., *Ανάλυση στατιστικών δεδομένων με τη χρήση πακέτου R*, Σχολή Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών, (<https://semfe.gr/files/users/1154/04.pdf>)

Φουσκάκης Δ., *Περιγραφική Στατιστική, Σημειώσεις μαθήματος*, Σχολή Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών, 2006, (<http://www.math.ntua.gr/~fouskakis/>)

Φωτιάδη Α., *Σημειώσεις Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας*, Πανεπιστήμιο Πατρών, (<https://eclass.upatras.gr/modules/units/?course=ENV109&id=7092>)

8.2 Ξενόγλωσσες

Ahrens Donald, *Meteorology Today, An introduction to Weather, Climate and the Environment*, 6th Edition, 2000

Bloomfield, P., *Trends in global temperature*. *Clim. Change* 21, 1–16., 1992

Dimitriadis P. and Koutsoyannis D., *Climacogram vs. autocovariance and power spectrum in stochastic modeling for Markovian and Hurst-Kolmogorov processes*, 2015

Eltahir, E. A. B., *El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River*. *Water Resour. Res.* 32(1) 131– 137., 1996.

Haslett, J. & Raftery, A. E., *Space–time modelling with long-memory dependence: assessing Ireland’s wind power resource*. *Appl. Statist.* 38(1), 1–50., 1996.

Hurst, H.E, *Long term storage capacities of reservoirs*, *Trans. Am. Soc. Civil Engrs* 116, 776-808

Kolmogorov, A. N., *Wienersche Spiralen und einige andere interessante Kurven in Hilbertschen Raum*, *Dokl. Akad. Nauk URSS*, 26, 115-118, 1940.

Koutsoyiannis, D., *The Hurst phenomenon and fractional Gaussian noise made easy*. *Hydrol. Sci. J.* 47(4), 573–596., 2002.

Koutsoyiannis, D. and Montanari A., *Statistical analysis of hydroclimatic time series: Uncertainty and insights*, *Water Resources Research*, 43 (5), W05429, doi:10.1029/2006WR005592, 2007.

Koutsoyiannis, D., *Memory in climate and things not to be forgotten* (Invited talk), *11th International Meeting on Statistical Climatology*, Edinburgh, doi:10.13140/RG.2.2.17890.53445, International Meetings on Statistical Climatology, University of Edinburgh, 2010.

Koutsoyiannis D., *Entropy: from thermodynamics to hydrology* (invited talk), *Orlob First International Symposium on Theoretical Hydrology*, Davis, California, USA, University California Davis, 2013.

Koutsoyannis D., *Encolpion of Stochastics, Fundamentals of stochastic processes*, *Lectures Notes on Stochastics*, Version 9, 2017

Lerias. E, Kalamioti A., Dimitriadis P., Markonis Y., Iliopoulou T., and Koutsoyiannis D., *Stochastic investigation of temperature process for climatic variability identification*, *European Geosciences Union General Assembly 2016, Geophysical Research Abstracts, Vol. 18*, Vienna, EGU2016-14828-3, European Geosciences Union, 2016.

Mandelbrot, B. B., and J.R. Wails, Noah, *Joseph and operational hydrology*, Water Resour. Res., 4 (5), 909-918, 1968.

Montanari, A., Rosso, R. & Taqqu, M. S. (1997) *Fractionally differenced ARIMA models applied to hydrologic time series*. Water Resour. Res. 33(5), 1035–1044.

Radziejewski, M. & Kundzewicz, Z. W., *Fractal analysis of flow of the river Warta*. J. Hydrol. 200, 280–294., 1997.

Stephenson, D. B., Pavan, V. & Bojariu, R., *Is the North Atlantic Oscillation a random walk?* Int. J. Climatol. 20, 1–18., 2002.

9 Παράρτημα Α. Αρχικό στάδιο μελέτης - Διερεύνηση υγρομετρικών παραμέτρων

Ο αρχικός σταθμός της μελέτης βρίσκεται στην Βοστώνη. Ο σταθμός έχει 72 έτη ωριαίων μετρήσεων και περίπου το 6.8% των μετρήσεων είναι κενές, πρόκειται, λοιπόν, για έναν από τους ποιοτικότερους σταθμούς του δείγματος (βλ. Πίνακα 5.1). Από τον σταθμό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας T , του σημείου δρόσου T_d καθώς και της ατμοσφαιρικής πίεσης p . Στην συνέχεια υπολογίστηκαν οι ακόλουθες υγρομετρικές παράμετροι σύμφωνα με όσα αναφέρονται στην ενότητα 4.1:

α) πίεση κορεσμένων υδρατμών e_s

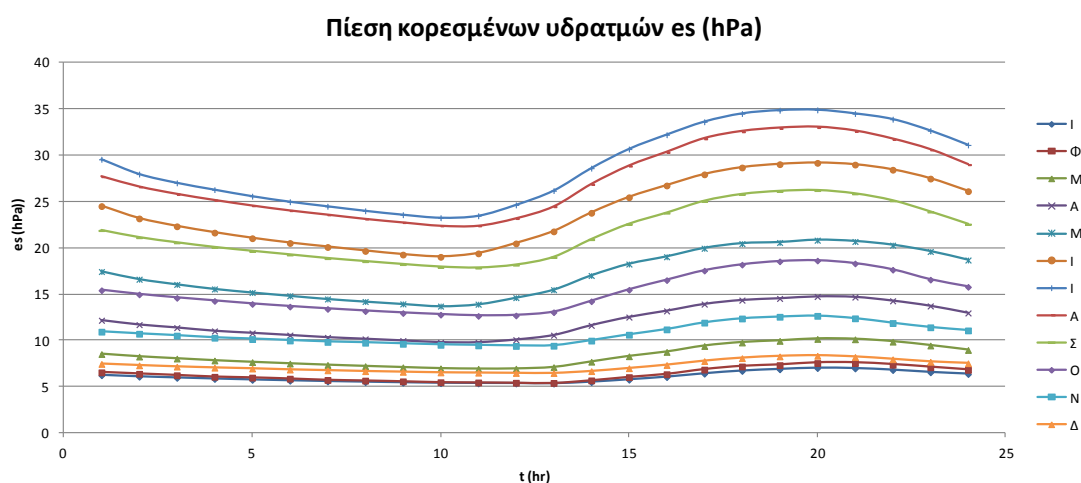
β) μερική πίεση υδρατμών e

γ) σχετική υγρασία U

δ) ειδική υγρασία q

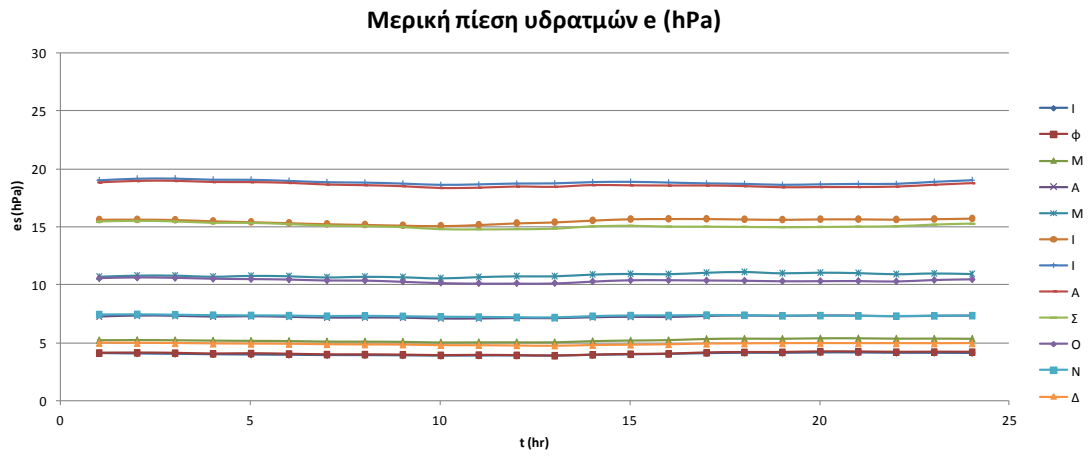
και εξετάσθηκε, μεταξύ άλλων, η κυκλοστασιμότητά τους. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αντίστοιχα διαγράμματα:

α)



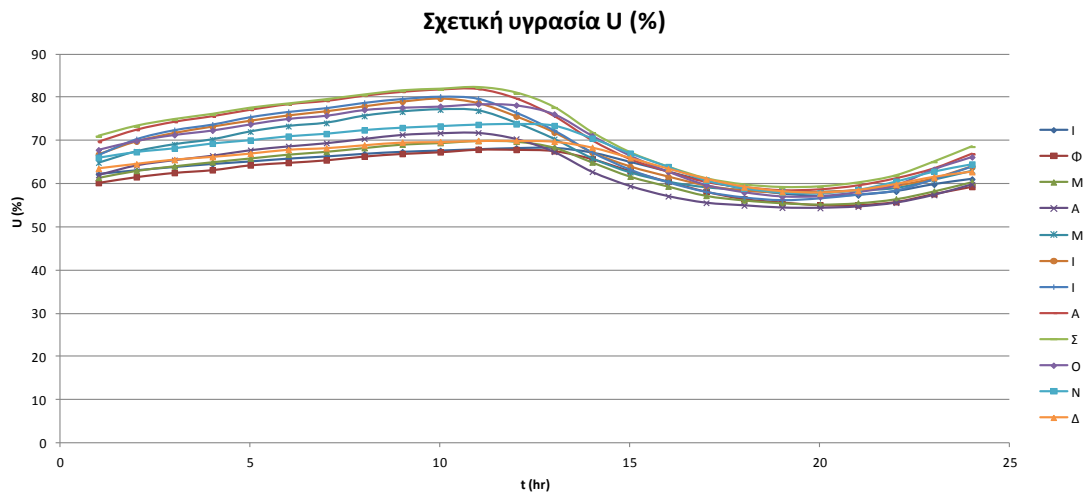
Διάγραμμα Α 1: Μέση ωριαία κατανομή πίεσης κορεσμένων υδρατμών e_s (hPa) για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

β)



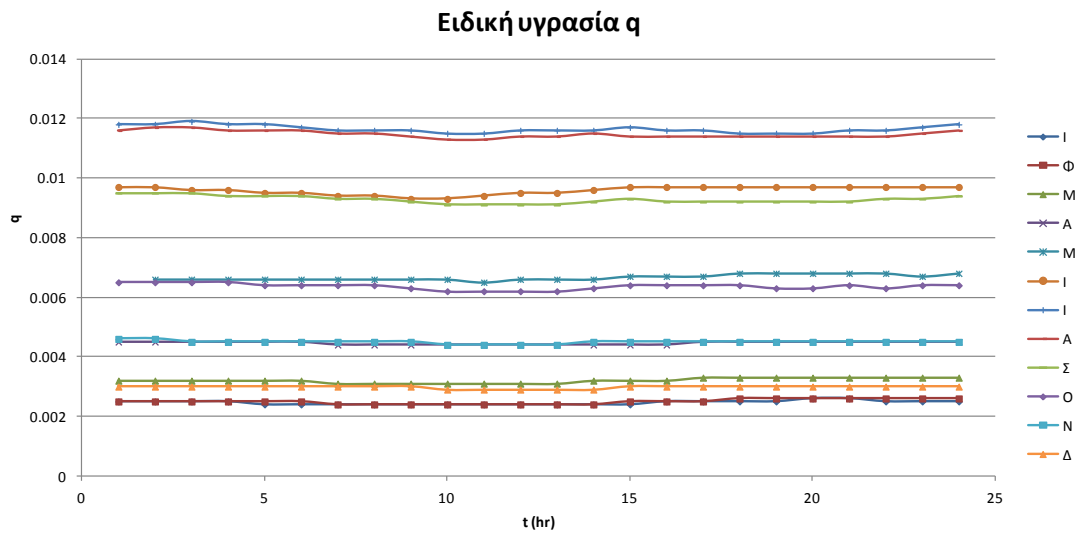
Διάγραμμα A 2: Μέση ωριαία κατανομή μερικής πίεσης e (hPa) για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

γ)



Διάγραμμα A 3: Μέση ωριαία κατανομή σχετικής υγρασίας U (%) για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

δ)



Διάγραμμα A 4: Μέση ωριαία κατανομή ειδικής υγρασίας q για τους 12 μήνες, Boston, Massachusetts

Είναι εύκολο να παρατηρήσει κανείς πως τα σχετικά μεγέθη e_s , U παρουσιάζουν διακύμανση στην διάρκεια της ημέρας, λόγω της εξάρτησής τους από την θερμοκρασία, ενώ τα απόλυτα μεγέθη e , q παραμένουν σχεδόν σταθερά μέσα στο 24ωρο.

10 Παράρτημα Β. Κώδικες σε περιβάλλον MATLAB

1. Προκαταρκτική επεξεργασία των δεδομένων μετεωρολογικών σταθμών

```
clc; clear all; format long;
Names=load('AllStations.txt');
listing=dir('Hourly');

N=0;
for I=1935:2016;
    Fl=0; if floor((I-1900)/4)==(I-1900)/4; Fl=1; end
    for J=1:12;
        for K=1:31;
            for L=1:24;
                N=N+1; YMDH(N,1)=I; YMDH(N,2)=J; YMDH(N,3)=K; YMDH(N,4)=L;
                HHH(N,1)=0;
                if
                    ((J==2)&&((Fl==0)&&(K>28))||((Fl==1)&&(K>29)))||((J==4)&&(K=
                    =31))||((J==6)&&(K==31))||((J==9)&&(K==31))||((J==4)&&(K==11))
                ; HHH(N,1)=1; end
                end;
            end;
        end;
    end;
    ['Years: I = ' num2str(I-1935+1) ' of ' num2str(82)]
    end;
    save('HHH.mat','YMDH','HHH')

for SS=1:numel(Names)
tic; load(['Hourly\' listing(Names(SS)+2).name'],'TS');
%%
%Temperature
VY=5; V0=12; TS(TS(:,V0)==999.9,V0)=NaN;
T0=TS(:,V0); X0=(1:numel(T0)); T0(X0)=NaN; %figure, plot(T0)
WTS=NaN(24,31,12,TS(X0(end),VY)-TS(X0(1),VY)+1);
SY=floor(TS(X0(1),VY)); NY=TS(X0(end),VY)-TS(X0(1),VY)+1;
X=1; Ho=floor(TS(X0(1),VY+3))+1; Do=floor(TS(X0(1),VY+2));
Mo=floor(TS(X0(1),VY+1)); Yo=floor(TS(X0(1),VY))-SY+1;
Wo=TS(X0(1),V0); WTS(Ho,Do,Mo,Yo)=Wo;
for I=2:numel(TS(X0,V0));
if isnan(TS(X0(I),V0))==0
H=floor(TS(X0(I),VY+3))+1; D=floor(TS(X0(I),VY+2));
M=floor(TS(X0(I),VY+1)); Y=floor(TS(X0(I),VY))-SY+1;
if (H==Ho)&&(D==Do)&&(M==Mo)&&(Y==Yo);
X=X+1; WTS(H,D,M,Y)=Wo+TS(X0(I),V0); Wo=WTS(H,D,M,Y);
else WTS(Ho,Do,Mo,Yo)=Wo/X; X=1; WTS(H,D,M,Y)=TS(X0(I),V0);
Wo=TS(X0(I),V0);
end
Ho=floor(TS(X0(I),VY+3))+1; Do=floor(TS(X0(I),VY+2));
Mo=floor(TS(X0(I),VY+1)); Yo=floor(TS(X0(I),VY))-SY+1;
%['Temp Station: I = ' num2str(I) ' of '
num2str(numel(TS(X0,V0)))]
end
end
```

```

end
HTTm=WTS;
%%
%Dew Point
VY=5; V0=13; TS(TS(:,V0)==999.9,V0)=NaN;
T0=TS(:,V0); X0=(1:numel(T0))'; T0(X0)=NaN; %figure, plot(T0)
WTS=NaN(24,31,12,TS(X0(end),VY)-TS(X0(1),VY)+1);
SY=floor(TS(X0(1),VY)); NY=TS(X0(end),VY)-TS(X0(1),VY)+1;

X=1; Ho=floor(TS(X0(1),VY+3))+1; Do=floor(TS(X0(1),VY+2));
Mo=floor(TS(X0(1),VY+1)); Yo=floor(TS(X0(1),VY))-SY+1;
Wo=TS(X0(1),V0); WTS(Ho,Do,Mo,Yo)=Wo;
for I=2:numel(TS(X0,V0));
if isnan(TS(X0(I),V0))==0
H=floor(TS(X0(I),VY+3))+1; D=floor(TS(X0(I),VY+2));
M=floor(TS(X0(I),VY+1)); Y=floor(TS(X0(I),VY))-SY+1;
if
(H==Ho) && (D==Do) && (M==Mo) && (Y==Yo) && (isnan(TS(X0(I),V0))==0);
X=X+1; WTS(H,D,M,Y)=Wo+TS(X0(I),V0); Wo=WTS(H,D,M,Y);
else WTS(Ho,Do,Mo,Yo)=Wo/X; X=1; WTS(H,D,M,Y)=TS(X0(I),V0);
Wo=TS(X0(I),V0);
end
end
Ho=floor(TS(X0(I),VY+3))+1; Do=floor(TS(X0(I),VY+2));
Mo=floor(TS(X0(I),VY+1)); Yo=floor(TS(X0(I),VY))-SY+1;
%['DewP Station: I = ' num2str(I) ' of '
num2str(numel(TS(X0,V0)))]
end
end
HTDm=WTS;
%%
X1=find((YMDH(:,1)==TS(1,VY)) & (YMDH(:,2)==1) & (YMDH(:,3)==1) & (Y
MDH(:,4)==1));
X2=find((YMDH(:,1)==TS(end,VY)) & (YMDH(:,2)==12) & (YMDH(:,3)==31
) & (YMDH(:,4)==24));
HTTD=YMDH(X1:X2,:); HTTD(:,5)=HTTm(:); HTTD(:,6)=HTDm(:);
HTTD(HHH(X1:X2)==1,:)=[];

save(['Hourly' num2str(Names(SS)) '.mat'],'HTTD');
[SS toc]
end

```

2. Στατιστική επεξεργασία δεδομένων και υπολογισμός κλιμακογραμμάτων

```
clc; clear all; format long;
Names=load('Stationsfinal.txt');

ClTnorm=NaN(48,953);
ClTdnorm=NaN(48,953);
Ht=NaN(1,953);
Htd=NaN(1,953);
Pt=NaN(1,953);
Ptd=NaN(1,953);

for SS=1:numel(Names)
load(['DataStations1\Hourly' num2str(Names(SS))
'.mat'],'HTTD');
% synolikos arithmos dedomenwn me kena
n=numel(HTTD(:,5));

% Kyklostasimothtes (pinakes 24x12)
MHTT=NaN(24,12);
MHTD=NaN(24,12);
STDMHTT=NaN(24,12);
MHTTN=NaN(24,12);
MHTDN=NaN(24,12);
for I=1:24;
for J=1:12;
MHTT(I,J,1)=nanmean(HTTD((HTTD(:,2)==J)&(HTTD(:,4)==I),5)); %
thermokrasia T
MHTD(I,J,1)=nanmean(HTTD((HTTD(:,2)==J)&(HTTD(:,4)==I),6)); %
shmeio drosoy Td
STDMHTT(I,J,1)=nanstd(HTTD((HTTD(:,2)==J)&(HTTD(:,4)==I),5));
% typikh apoklish thermokrasias T
MHTTN(I,J,1)=numel(find(isnan(HTTD((HTTD(:,2)==J)&(HTTD(:,4)==
I),5)))); % kena thermokrasias ana wra + mhna
MHTDN(I,J,1)=numel(find(isnan(HTTD((HTTD(:,2)==J)&(HTTD(:,4)==
I),6)))); % kena shmeioy drosoy ana wra + mhna
end
end
Td_mean=NaN(12,1);
Td_std=NaN(12,1);
for i=1:12
Td_mean(i)=nanmean(HTTD(HTTD(:,2)==i,6)); % meses mhniaies
times shmeioy drosoy
Td_std(i)=nanstd(HTTD(HTTD(:,2)==i,6));
end
T_norm=NaN(n,1);
Td_norm=NaN(n,1);
```



```

for j=1:n;
T_norm(j,1)=(HTTD(j,5)-
MHTT(HTTD(j,4),HTTD(j,2)))/STDMHTT(HTTD(j,4),HTTD(j,2)); %
kanonikopoihmenh thermokrasia
Td_norm(j,1)=(HTTD(j,6)-
Td_mean(HTTD(j,2)))/Td_std(HTTD(j,2));% kanonikopoihmeno
shmeio drosoy
end
% synenwsh epimeroy's sthlwn-telikos pinakas HT
HT=[HTTD(:,1:6) T_norm Td_norm];
clear C11 C12 P1 P2 H1 H2
% klimakogrammata
% 1. T_norm
S1=HT(:,8);
N=numel(S1); M=[(1:9) 10^1*(1:1:9) 10^2*(1:1:9) 10^3*(1:1:9)
10^4*(1:1:9) 10^5*(1:3) ]'; %M=(1:floor(N/2))';
C11=zeros(numel(M),1);
for I=1:numel(M);
A1=nan(floor(N/M(I)),1);
for L=1:floor(N/M(I)); A1(L,1)=nanmean(S1(M(I)*(L-
1)+1:M(I)*L,1)); end
C1=A1; C11(I,1)=nanvar(C1);
end
P1=polyfit(log(M(19:46,1)),log(C11(19:46,1)),1);
H1=1-abs(P1(1))/2;
% 2. Td_norm
S2=HT(:,9);
N=numel(S2); M=[(1:9) 10^1*(1:1:9) 10^2*(1:1:9) 10^3*(1:1:9)
10^4*(1:1:9) 10^5*(1:3) ]'; %M=(1:floor(N/2))';
C12=zeros(numel(M),1);
for I=1:numel(M);
A2=nan(floor(N/M(I)),1);
for L=1:floor(N/M(I)); A2(L,1)=nanmean(S2(M(I)*(L-
1)+1:M(I)*L,1)); end
C2=A2; C12(I,1)=nanvar(C2);
end
P2=polyfit(log(M(19:46,1)),log(C12(19:46,1)),1);
H2=1-abs(P2(1))/2;

C1Tnorm(1:numel(C11),SS)=C11;
C1Tdnorm(1:numel(C12),SS)=C12;
Ht(1,SS)=H1;
Htd(1,SS)=H2;
Pt(1,SS)=P1(1);
Ptd(1,SS)=P2(1);

save(['Hourly' num2str(Names(SS)) '.mat'],'HT'); %pinakes nx8
telikoi
end

H=[Ht;Pt;Htd;Ptd];
filename='ClimacogamTnorm.xlsx';
sheet='Sheet1';
xlRange='B3';
xlswrite(filename,C1Tnorm,sheet,xlRange)

```

```
filename='ClimacogamTdnorm.xlsx';  
sheet='Sheet1';  
xlRange='B3';  
xlswrite(filename,ClTdnorm,sheet,xlRange)
```

```
filename='Hurst.xlsx';  
sheet='Sheet1';  
xlRange='B3';  
xlswrite(filename,H,sheet,xlRange)
```

3. Μέθοδος τυχαίων πολλαπλών διακυμάνσεων (3AR(1))- Παραγωγή 10 000
συνθετικών χρονοσειρών μήκους 2000 τιμών

```

format long
H=0.81; %syntelesths Hurst
a=2-2*H;
vo=0.03^a; % diaspora deigmatos
R11=1.52*(H-0.5)^1.32; % syntelesths aytosysxetishs gia
lag=1 ths A1i
R12=0.953-7.69*(1-H)^3.85; % syntelesths aytosysxetishs gia
lag=1 ths A2i
if H>0.76
    R13=0.993+0.007*H; % syntelesths aytosysxetishs gia
lag=1 ths A3i
else
    R13=0.932+0.087*H; % syntelesths aytosysxetishs gia
lag=1 ths A3i
end
R=[R11 R12 R13];
j=[1 100];
r=((j+1).^ (2*H)+(j-1).^ (2*H))*0.5-j.^ (2*H); %thewrhtikh
aytoysxetish
A=[R(2)^j(1)-R(1)^j(1),R(3)^j(1)-R(1)^j(1);R(2)^j(2)-
R(1)^j(2),R(3)^j(2)-R(1)^j(2)];
B=[r(1)-R(1);r(2)-R(1)^j(2)];
c=A\B;
V=[(1-c(1)-c(2))*vo,c(1)*vo,c(2)*vo]; % oi diaspores tw n 3
aneliksewn AR(1)
v=[V(1)*(1-R(1)^2),V(2)*(1-R(2)^2),V(3)*(1-R(3)^2)]; %oi
diaspores toy leykoy 8oryvoy
s=sqrt(v); %typikh apoklish toy leykoy 8oryvoy
X=NaN(10000,2000);
for k=1:10000
    rn=rand(2001,3);
    n1=NaN(2001,1);
    n2=NaN(2001,1);
    n3=NaN(2001,1);
    for i=1:2001
        n1(i,1)=norminv((rn(i,1)),0,s(1));
        n2(i,1)=norminv((rn(i,2)),0,s(2));
        n3(i,1)=norminv((rn(i,3)),0,s(3));
    end
    A1=NaN(2001,1);
    A2=NaN(2001,1);
    A3=NaN(2001,1);
    A1(1)=0;A2(1)=0;A3(1)=0;
    for i=2:2002
        A1(i,1)=A1(i-1)*R(1)+n1(i-1);
        A2(i,1)=A2(i-1)*R(2)+n2(i-1);
        A3(i,1)=A3(i-1)*R(3)+n3(i-1);
    end
end

```

```
x=A1(2:2001)+A2(2:2001)+A3(2:2001);  
X(k,1:2000)=x;  
end  
save(['synthetikes081.mat'],'X');
```