



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ - ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ
ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΑΤΣΙΚΑ ΧΡΙΣΤΙΝΑ

ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2017



Χριστίνα Πατσίκα, 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved



ΠΑΤΣΙΚΑ ΧΡΙΣΤΙΝΑ

ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ - ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού
Προγράμματος Σπουδών «Μετεωρολογία Κλιματολογία και
Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον»

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καρακώστας Θεόδωρος, Καθηγητής Α.Π.Θ, (Επιβλέπων)

Μαυρομμάτης Θεόδωρος, Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ.,

Πυθαρούλης Ιωάννης, Επίκουρος καθηγητής Α.Π.Θ.

Ολοκληρώνοντας την μεταπτυχιακή μου διατριβή, θέλω να ευχαριστήσω κάποιους ανθρώπους που με βοήθησαν και στάθηκαν δίπλα μου σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Πρώτα από όλα, θέλω να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέποντα καθηγητή μου, Καθηγητή κ. Θεόδωρο Καρακώστα, για τη συνεχή καθοδήγηση του, το χρόνο που αφιέρωσε, καθώς και για τις γνώσεις που αποκόμισα καθ'όλη τη διάρκεια της συνεργασίας μας.

Παράλληλα, θέλω να ευχαριστήσω τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Θεόδωρο Μαυρομμάτη και τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Ιωάννη Πυθαρούλη, μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, για τις πολύτιμες υποδείξεις, το ενδιαφέρον τους και για το χρόνο που μου αφιέρωσαν.

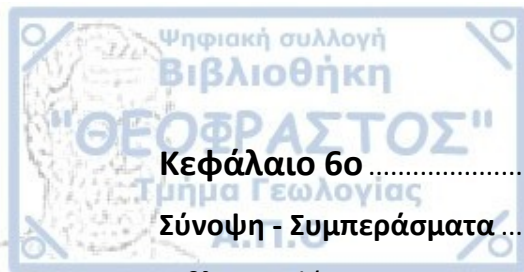
Επίσης θέλω να ευχαριστήσω όλα τα μέλη ΔΕΠ του Τομέα για τη βοήθειά τους και τις γνώσεις που απέκτησα κατά τη διάρκεια της φοίτησης μου στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών.

Τέλος, ένα μεγάλο ευχαριστώ θέλω να εκφράσω στην οικογένεια μου, που είναι πάντα δίπλα μου, σε κάθε βήμα της ζωής μου.

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1^ο	1
Εισαγωγή	1
1.1. Γενικά.....	1
1.2. Σχέση βροχόπτωσης και κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας	2
1.3. Μελέτη κατανομής της βροχόπτωσης	3
1.4. Αντικειμενικός σκοπός	5
1.5. Προηγούμενες μελέτες	7
1.6. Δομή της εργασίας	9
Κεφάλαιο 2^ο	11
Δεδομένα	11
2.1. Περιοχή και περίοδος μελέτης	11
2.1.1. Περιοχή μελέτης	11
2.1.2. Περίοδος μελέτης	12
2.2. Δεδομένα	13
2.2.1. Δεδομένα βροχόπτωσης.....	13
2.2.1.1. Έλεγχος ακραίων επεισοδίων βροχόπτωσης.....	13
2.2.2. Δεδομένα ατμοσφαιρικών παραμέτρων.....	15
Κεφάλαιο 3^ο	17
Μελέτη χαρακτηριστικών βροχόπτωσης	17
3.1. Κλιματική μελέτη της βροχόπτωσης	17
3.1.1. Ετήσια κατανομή βροχόπτωσης.....	18
3.1.2. Εποχιακή και Μηνιαία κατανομή βροχόπτωσης.....	20
3.2. Χαρακτηριστικά κατανομής της ημερήσιας βροχόπτωσης	24
Κεφάλαιο 4^ο	31
Μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με τη βοήθεια μετεωρολογικών παραμέτρων	31
4.1. Γενικά - Μετεωρολογικοί παράμετροι	31
4.1.1. Γεωδυναμικό ύψος και η μεταβολή αυτού σε διάφορα ισοβαρικά επίπεδα.....	33
4.1.2. Θερμοκρασία και η μεταβολή της στα διάφορα ισοβαρικά επίπεδα ..	33
4.1.3. Στροβιλισμός.....	34
4.1.4. Κατακόρυφες ταχύτητες ανέμου.....	35

4.1.5.	Δείκτες Αστάθειας	35
4.1.5.1.	Δείκτης K (K Index, KI)	36
4.1.5.2.	Δείκτης Total-Totals (TTI)	37
4.2.	Μεθοδολογία	38
4.2.1.	Επιλογή των Ανεξάρτητων Μεταβλητών.....	38
4.2.2.	Επιλογή στατιστικής μεθόδου	40
4.2.2.1.	Διαχωριστική ανάλυση (Discriminant analysis).....	41
4.2.2.2.	Διαχωρισμός βροχόπτωσης σε κλάσεις.....	43
4.2.3.	Αξιολόγηση αποτελεσμάτων	44
4.3.	Ανάλυση και Αποτελέσματα	47
4.3.1.	Μοντέλο πολλαπλής παλινδρόμησης και αξιολόγηση του	47
4.3.2.	Μοντέλο διαχωριστικής ανάλυσης και αξιολόγηση του	51
Κεφάλαιο 5^ο		58
Μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας	58	
5.1.	Συνοπτική ανάλυση	58
5.1.1.	Συνοπτική κατάταξη.....	59
5.2.	Σχέση βροχόπτωσης- συνοπτικών καταστάσεων	65
5.3.	Χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης ανά συνοπτική κατάσταση	68
5.4.	Εύρεση μοντέλου κατανομής για τη βροχόπτωση με βάση τη συνοπτική κατάσταση	74
5.4.1.	Ανοιχτός κυματισμός (L-1).....	74
5.4.2.	Κλειστό χαμηλό (L-2)	77
5.4.3.	Αποκομμένο χαμηλό (L-3)	79
5.4.4.	Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW).....	81
5.5.	Εφαρμογή των μοντέλων των συνοπτικών καταστάσεων για την περίοδο αξιολόγησης (2005-2015)	83
5.5.1.	Ανοιχτός κυματισμός (L-1).....	84
5.5.2.	Κλειστό χαμηλό (L-2)	85
5.5.3.	Αποκομμένο χαμηλό (L-3)	87
5.5.4.	Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW).....	90



Κεφάλαιο 6ο	93
Σύνοψη - Συμπεράσματα	93
Βιβλιογραφία	100
Περίληψη	110
Abstract	112



Κεφάλαιο 1^ο

Εισαγωγή

1.1. Γενικά

Η βροχόπτωση αποτελεί μια από τις σημαντικότερες μετεωρολογικές και κλιματολογικές παραμέτρους, που επηρεάζουν σημαντικά τη ζωή του ανθρώπου και διάφορες διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στη φύση. Η πληροφορία για πιθανότητα βροχής καθώς και του ποσού βροχής που φτάνει στο έδαφος είναι σημαντική, ιδιαίτερα για μια αγροτική περιοχή όπως η Θεσσαλία, καθώς συμβάλλει στη βέλτιστη διαχείριση των υδάτινων πόρων της περιοχής και στην ανάπτυξη των αγροτικών καλλιεργειών.

Η εκτίμηση του ποσού βροχής έχει διεγείρει το ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων σε όλο το κόσμο. Για την επίτευξη του στόχου αυτού, τόσο σε τοπικό όσο και σε εθνικό επίπεδο, υπάρχουν δυο μέθοδοι προσέγγισης, η εμπειρική και η δυναμική προσέγγιση. Η εμπειρική προσέγγιση βασίζεται στην επεξεργασία ιστορικών δεδομένων καιρού και τη δημιουργία σχέσεων μεταξύ διαφόρων ανεξάρτητων μεταβλητών. Οι πιο ευρέως γνωστές είναι η μέθοδος της παλινδρόμησης, οι μέθοδοι ταξινόμησης, τα νευρωνικά δίκτυα και η στοχαστική προσέγγιση. Στη δυναμική προσέγγιση, η πρόγνωση πραγματοποιείται μέσω ενός συνόλου εξισώσεων, βάσει αρχικών ατμοσφαιρικών συνθηκών, τα λεγόμενα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού.

Η βροχόπτωση αποτελεί μια από τις δυσκολότερες μετεωρολογικές μεταβλητές ως προς την πρόγνωση και μελέτη τους (Antolik, 2000; Wilson and Vallée, 2002). Η πολυπλοκότητα του φαινομένου εμποδίζει την σωστή εκτίμηση των ποσών αυτής. Παρά τη συνεχή βελτίωση της αριθμητικής πρόγνωσης καιρού, τα μοντέλα αδυνατούν να εκτιμήσουν με ακρίβεια το ποσό βροχής σε ένα τόπο, για σύντομο

Κεφάλαιο 1ο

χρονικό διάστημα, λόγω της αβεβαιότητας που μεταφέρεται μέσω των παραγόντων με την πάροδο του χρόνου. Η αβεβαιότητα αυτή προκύπτει από την αδυναμία των αριθμητικών μοντέλων να αναπαραστήσουν σωστά την τοπογραφία και τις περιβαλλοντικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή (Πυθαρούλης, 2015). Σε αντίθεση με τα αριθμητικά μοντέλα, μια στατιστική τεχνική συνήθως αναπτύσσει μια σχέση μεταξύ της κυκλοφορίας της ανώτερης ατμόσφαιρας και μετεωρολογικών παραμέτρων στην επιφάνεια λαμβάνοντας υπόψη τις τοπικές συνθήκες. Επίσης η απαίτηση μικρού όγκου δεδομένων την καθιστά πιο πρακτική στη χρήση.

1.2. Σχέση βροχόπτωσης και κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας

Ένας από τους λόγους, που καθιστά περίπλοκη τη μελέτη της βροχόπτωσης και κατ' επέκταση την πρόγνωση αυτής, είναι η έντονη χωρική και χρονική μεταβλητότητά της. Η μελέτη της συμπεριφοράς αυτής αποτελεί σημαντικό εργαλείο για τη μελέτη τυχόν αλλαγών αυτής και τη βελτίωση της πρόγνωσης της μεταβλητής (Rahman, M.A. et al., 2017). Παράλληλα συμβάλλει στη βαθμονόμηση των περιοχικών μοντέλων (Bárdossy A. and Pegram, G., 2011), την ποσοτικοποίηση των αλλαγών του υδρολογικού κύκλου καθώς και στη βελτίωση της διαχείρισης των υδάτινων πόρων (Cristiano et al., 2017).

Ένα μεγάλο ποσοστό της μεταβλητότητας που εμφανίζει η βροχόπτωση σε μια περιοχή οφείλεται σε αλλαγές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας (Parker et al., 1994; Steinberger and Gazit-Yaari, 1996; Türkeş, 1998; Frei et al., 1998; Goodess and Jones, 2002; Maheras et al., 2004). Πολλοί ερευνητές, ανά τον κόσμο, έχουν ασχοληθεί με τη σχέση που συνδέει τις συνοπτικές καταστάσεις της ατμόσφαιρας με την εμφάνιση βροχής καθώς και τη επίδραση τυχόν αλλαγών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην συμπεριφορά της μεταβλητής. Από μελέτες, που έχουν γίνει για την περιοχή της Μεσογείου, προκύπτει μια αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης, με την επικράτηση ξηρότερων συνθηκών στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη χειμερινή περίοδο (Krichak et al., 2000; Kutiel et al., 2001; Brunetti et al., 2002; Türkeş et al., 2002, Feidas et al., 2007).

Ειδικότερα, για τον ελλαδικό χώρο, οι Maheras et al.(1999), κατά τη μελέτη των ξηρών και υγρών ακολουθιών στην περιοχή της Μεσογείου και την σχέση αυτών με τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας τα τελευταία 130 χρόνια, βρήκαν μια μείωση των ποσών βροχής κατά τη χειμερινή περίοδο στην περιοχή λόγω της αυξημένης συχνότητας μεταφοράς, προς αυτή, ξηρών και ψυχρών ηπειρωτικών αέριων μαζών από τα βορειοανατολικά ή βορειοδυτικά. Οι Chorlaki et al. (2000) μελέτησαν τη σχέση της βροχόπτωσης με τα γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 500hPa για την περιοχή της Ελλάδας. Από την έρευνα αυτή, εντόπισαν την μείωση της διέλευσης υφέσεων στην περιοχή και την επικράτηση καταστάσεων εμποδισμού για την περίοδο 1958-1994. Τέλος, στα πλαίσια του προγράμματος Δάφνη για την κεντρική Ελλάδα, (Karacostas et al., 2015), πραγματοποιήθηκε μελέτη των αλλαγών των συχνοτήτων εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων που σχετίζονται με την εμφάνιση βροχής δυο περιόδων, 2001-2010 και 2041-2050 και οι επιπτώσεις αυτών στη συμπεριφορά της βροχόπτωσης. Οι συνοπτικές καταστάσεις της ατμόσφαιρας για τη μελλοντική περίοδο προκύπτουν από το περιοχικό μοντέλο RegCM3 με βάση το σενάριο A1B. Από τα αποτελέσματα αυτής της έρευνας, προκύπτει μείωση υφειακής δραστηριότητας στη μελλοντική περίοδο στην οποία αποδίδεται μια πιθανή μείωση της ποσότητας υετού στην περιοχή.

1.3. Μελέτη κατανομής της βροχόπτωσης

Στη μελέτη και στη βελτίωση της πρόγνωσης μιας πολύπλοκης μεταβλητής, όπως είναι η βροχόπτωση, σημαντικό ρόλο παίζει η μελέτη της κατανομής και των χαρακτηριστικών που εμφανίζουν τα ποσά βροχής στην περιοχή μελέτης. Η γνώση της κατανομής βοηθά στην κατανόηση της συμπεριφοράς της μεταβλητής καθώς και στον εντοπισμό αλλαγών αυτής στο μέλλον.

Η μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με τη βοήθεια μιας θεωρητικής κατανομής πιθανοτήτων, που εφαρμόζει ικανοποιητικά στην κατανομή των παρατηρούμενων ποσών βροχής σε μια περιοχή, έχει διεγείρει το ενδιαφέρον πολλών επιστημονικών τομέων όπως είναι η υδρολογία και η μετεωρολογία (Kang and Yusof, 2013; Win and Win., 2014). Η μελέτη της κατανομής της ημερήσιας βροχόπτωσης πραγματεύεται κυρίως σε τρία ερευνητικά πεδία: α) τη στοχαστική

μοντελοποίηση της βροχόπτωσης, β) την ανάλυση συχνοτήτων της βροχόπτωσης και γ) στη μελέτη των τάσεων της βροχόπτωσης σχετικά με την παγκόσμια κλιματική αλλαγή.

Η δημιουργία στοχαστικών μοντέλων βροχής έχει στόχο την αναπαραγωγή χρονοσειρών βροχόπτωσης οι οποίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως δεδομένα εισόδου άλλων μοντέλων για τη μελέτη της συμπεριφοράς των υδρολογικών συστημάτων (Buishand, 1978). Για την μελέτη της συμπεριφοράς της ημερήσιας βροχόπτωσης, η κατανομή Gamma (2 παραμέτρων) προτάθηκε ως το βέλτιστο μοντέλο προσέγγισης (Thom, 1951; Buishand, 1978). Πλην της κατανομής Gamma, πολλές έρευνες προτείνουν και άλλες κατανομές προσέγγισης της βροχόπτωσης. Οι Woolhiser and Roldan (1982) and Wilks (1998) πρότειναν ως καταλληλότερη κατανομή τη μικτή εκθετική κατανομή με τρεις παραμέτρους (three-parameter mixed exponential distribution), αντί της Gamma. Επίσης για την μοντελοποίηση της ημερήσιας βροχόπτωσης, προτάθηκαν και οι κατανομές Weibull και η εκθετική (Duan et al., 1995; Burgueno et al., 2005).

Το δεύτερο ερευνητικό πεδίο σχετίζεται με την ανάλυση των συχνοτήτων της βροχόπτωσης. Στόχος αυτής έρευνας είναι η επιλογή ενός κατάλληλου μοντέλου για την αναπαράσταση του βροχομετρικού προφίλ και την μελέτη των ακραίων επεισοδίων βροχής. Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη μελέτη της κατανομής πιθανοτήτων της βροχόπτωσης σε διάφορες χρονικές κλίμακες με το ενδιαφέρον να στρέφεται στην συμπεριφορά της ακραίας βροχόπτωσης (Koutsoyiannis, 2004; Koutsoyiannis, 2004; Papalaskaris and Emmanouloudis, 2015).

Τέλος, το τρίτο ερευνητικό πεδίο πραγματεύεται τη μελέτη των τάσεων που μπορεί να εμφανίσει η βροχόπτωση με την πάροδο του χρόνου. Γενικά, η κατανομή Gamma (2 παραμέτρων) θεωρείται η καταλληλότερη κατανομή αναπαράστασης της βροχόπτωσης και μελέτης αλλαγών αυτής. Ωστόσο, το μοντέλο κατανομής, που προκύπτει από την ανάλυση των συχνοτήτων, δεν μπορεί να εκτιμήσει τις αλλαγές της μεταβλητής που οφείλονται στις αλλαγές του κλίματος. Οι Yoo et al., (2005) μελέτησαν τις διαφορές των παραμέτρων της κατανομής Gamma. Από τη μελέτη αυτή, προκύπτει πως η διαφοροποίηση των παραμέτρων της κατανομής Gamma

μπορεί να εξηγήσει τις αλλαγές στα ποσά βροχής που εκτιμούνται από τα μοντέλα παγκόσμιας κυκλοφορίας (GCM) κάτω από διάφορα σενάρια κλιματικής αλλαγής. Παρόμοια, οι Wilby and Wigley (2002), με τη βοήθεια των προβλέψεων δυο μοντέλων παγκόσμιας κυκλοφορίας, μελέτησαν τις αλλαγές των παραμέτρων της κατανομής Gamma σε διάστημα 100 χρόνων αποδεικνύοντας την ικανότητα αναπαράστασης των αλλαγών της βροχόπτωσης.

Η επιλογή των κατάλληλων μοντέλων σε κάθε ερευνητικό πεδίο από τα παραπάνω, πρέπει να γίνεται με προσοχή για την αποφυγή λανθασμένων αποτελεσμάτων σε περαιτέρω μελέτης της μεταβλητής. Τα μοντέλα αυτά αποτελούν σημαντικό εργαλείο στην κατανόηση της μεταβλητότητας της βροχόπτωσης και τη βελτίωση της πρόγνωσης αυτής.

1.4. Αντικειμενικός σκοπός

Η παρούσα εργασία πραγματεύεται την εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλίας και συγκεκριμένα για το σταθμό της Λάρισας, με τη βοήθεια ατμοσφαιρικών παραμέτρων, καθώς με τη βοήθεια ειδικών μοντέλων κατανομών για την αναπαραγωγή της συμπεριφοράς της παραμέτρου με βάση την συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας.

Πρωταρχικός στόχος είναι η δημιουργία ενός στατιστικού μοντέλου που να περιγράφει τις συνθήκες που ευνοούν την εκδήλωση βροχόπτωσης και να είναι σε θέση να εκτιμήσει σε ικανοποιητικό βαθμό το ύψος βροχής που καταγράφεται στο σταθμό της Λάρισας. Ωστόσο η πρόβλεψη του ύψους βροχής αποτελεί μια δύσκολη διαδικασία, καθώς οι διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα κατά το σχηματισμό βροχής και οι παράγοντες που καθορίζουν την ποσότητα βροχής που θα φτάσει στο έδαφος είναι πολλοί και σύνθετοι. Η αδυναμία αναπαραγωγής των διαδικασιών σχηματισμού του φαινομένου περιορίζει την ικανότητα των προγνωστικών μοντέλων τόσο των αριθμητικών όσο και των στατιστικών. Παρόλα αυτά, στην εργασία αυτή, επιχειρείται η δημιουργία ενός μοντέλου πρόγνωσης, με τη βοήθεια γνωστών στατιστικών μεθόδων, ικανό να αναπαριστά την κατάσταση της

ατμόσφαιρας κατά την εμφάνιση του φαινομένου και να εκτιμά στο βέλτιστο το ποσό βροχής που καταγράφεται στο σταθμό της Λάρισας.

Η δημιουργία του μοντέλου εκτίμησης της βροχόπτωσης στηρίζεται στη μεθοδολογία εύρεσης μιας γραμμικής σχέσης που να συνδέει το ημερήσιο ποσό βροχόπτωσης με ένα πλήθος ανεξάρτητων μετεωρολογικών παραμέτρων που περιγράφουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας. Για τη δημιουργία του προγνωστικού μοντέλου, εφαρμόζονται δυο στατιστικές μέθοδοι εκτίμησης, η πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση και η μέθοδος της διαχωριστικής ανάλυσης (Discriminant analysis) στην οποία η βροχόπτωση μελετάται ως συνεχή και ως διακριτή μεταβλητή αντίστοιχα. Η βαθμονόμηση (ανάπτυξη και δημιουργία) των μοντέλων πραγματοποιείται με δεδομένα της περιόδου 1979-2011 (περίοδος βαθμονόμησης). Η αξιολόγηση αυτών επιτυγχάνεται, με τον υπολογισμό κατάλληλων μέτρων, για την περίοδο 2012-2015 (περίοδος αξιολόγησης). Από τα αποτελέσματα της αξιολόγησης προκύπτουν τα συμπεράσματα σχετικά με την προγνωστική ικανότητα των μοντέλων.

Η βροχόπτωση αποτελεί μια πολύπλοκη μεταβλητή ως προς τη πρόγνωση λόγω της έντονης μεταβλητότητας που εμφανίζει. Η μεταβλητότητα της καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας και τις αλλαγές αυτής. Η γνώση της συνοπτικής κατάστασης της ατμόσφαιρας συμβάλλει σημαντικά στην κατανόηση και την πρόγνωση του φαινομένου. Ταξινομώντας τα επεισόδια βροχής με βάση την συνοπτική κατάταξη Καρακώστα (1992,2003), μελετάται η σχέση που συνδέει τη βροχόπτωση με τις συνοπτικές καταστάσεις της ατμόσφαιρας, με τη βοήθεια δυο παραμέτρων, του δείκτη PI (ο λόγος της μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης των ημερών βροχής της συνοπτικής κατάστασης προς το μέσο ημερήσιο ποσό της περιόδου μελέτης) και της συχνότητας εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων. Από τη μελέτη αυτή, προκύπτουν οι κυριότερες καταστάσεις της κατάταξης, που διαμορφώνουν το βροχομετρικό προφίλ του σταθμού.

Παράλληλα, η γνώση του μοντέλου κατανομής για τη βροχόπτωση σε μια περιοχή αποτελεί σημαντικό εργαλείο για την καλύτερη κατανόηση, μελέτη και πρόγνωση αυτής. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η μελέτη της κατανομής της παραμέτρου, με βάση τη συνοπτική κατάσταση που επικρατεί στην ατμόσφαιρα. Η

εύρεση ενός αξιόπιστου μοντέλου βροχόπτωσης για κάθε συνοπτική κατάσταση συμβάλλει στη γνώση του ποσού βροχής που αναμένεται από αυτή, καθώς και στον εντοπισμό τυχόν αλλαγών της κατανομής της παραμέτρου στο μέλλον. Λαμβάνοντας υπόψη τη σημαντικότητα του μοντέλου κατανομής στην μελέτη της παραμέτρου, τίθεται ως δεύτερος στόχος της εργασίας, η εύρεση ικανών μοντέλων κατανομών να αναπαράγουν τη συμπεριφορά που εμφανίζουν τα ποσά της βροχόπτωσης με βάση την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση, με απώτερο στόχο τη βελτιστοποίηση της πρόγνωσης αυτής καθώς και τον εντοπισμό τυχόν αλλαγών αυτής στο μέλλον.

Για την επίτευξη του στόχου αυτού, διαχωρίζεται η περίοδος μελέτης σε δυο υποπεριόδους, την περίοδο βαθμονόμησης (1958-2004) και την περίοδο αξιολόγησης (2005-2015). Η επιλογή του βέλτιστου μοντέλου κατανομής για κάθε συνοπτική κατάσταση πραγματοποιείται, με τη βοήθεια δεδομένων της περιόδου βαθμονόμησης. Η αξιολόγηση των μοντέλων πραγματοποιείται με τη σύγκριση των πραγματικών δεδομένων της παραμέτρου με τις εκτιμήσεις των μοντέλων για την περίοδο 2005-2015. Από τη διαδικασία της αξιολόγησης, προκύπτουν συμπεράσματα σχετικά με την ικανότητα των μοντέλων να περιγράψουν την συμπεριφορά της βροχόπτωσης σε βάθος χρόνου καθώς την εύρεση τυχόν αλλαγών αυτής.

1.5. Προηγούμενες μελέτες

Λόγω της πολυπλοκότητας που εμφανίζει το φαινόμενο της βροχόπτωσης, πολλοί ερευνητές ανά τον κόσμο έχουν ασχοληθεί με τη μελέτη της μεταβλητότητας καθώς και τη βελτιστοποίηση της πρόγνωσης αυτής. Οι προσπάθειες αυτών επικεντρώνονται κυρίως στην εύρεση μεθόδων και στην ανάπτυξη αλγορίθμων, με πρωταρχικό σκοπό την πρόγνωση του φαινομένου και μελέτη των αλλαγών στη συμπεριφορά αυτού.

Προσπάθειες για τη δημιουργία μιας μαθηματικής σχέσης ή αλγορίθμου, που να περιγράφει τις συνθήκες που ευνοούν την εμφάνιση βροχής και να εκτιμά το ημερήσιο ποσό βροχής, έχουν γίνει από διάφορους ερευνητές (Klein, 1978; Wilson, 1982; Mohanty et al., 2001; Mohanty and Mohapatra, 2007) κυρίως σε περιοχές,

όπου τα αριθμητικά μοντέλα αδυνατούν να αναπαράγουν τα ποσά βροχής που αναμένονται από ένα συγκεκριμένο σύστημα καιρού και σε περιοχές με έντονη ορογραφία. Σύμφωνα με αυτές, επιχειρήθηκε να γίνει συσχέτιση της ημερήσιας με ένα πλήθος δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων και δεικτών αστάθειας, με τη χρήση διαφόρων στατιστικών μεθόδων. Ενδεικτικά, οι Nguyen et al. (2006) εφάρμοσαν την πολλαπλή παλινδρόμηση για τον υποβιβασμό κλίμακας της ημερήσιας βροχόπτωσης στην περιοχή του Μόντρεαλ (Quebec, Canada). Οι τιμές του συντελεστή προσδιορισμού R^2 του μοντέλου ήταν πολύ χαμηλές (0,062-0,098) λόγω της μη κανονικότητας των δεδομένων της βροχής. Στην προσπάθεια βελτίωσης των αποτελεσμάτων στατιστικής πρόγνωσης, πολλές μελέτες (Buishand et al., 2004; Abaurrea and Asín, 2005; Fealy and Sweeney, 2007) χρησιμοποίησαν το συνδυασμό δυο στατιστικών μεθόδων: τη μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης (Logistic Regression) για την πιθανότητα εμφάνισης βροχής και τη προσέγγιση γενικευμένης γραμμικής μοντελοποίησης (Generalized Linear Modelling, GLM) για την εκτίμηση του ποσού βροχής. Τα αποτελέσματα έδειξαν σημαντική βελτίωση της προγνώσεων συγκριτικά με εκείνα της μεθόδου πολλαπλής παλινδρόμησης. Συγκεκριμένα οι Fealy and Sweeney (2007) δημιούργησαν προγνωστικά μοντέλα σε εποχιακή βάση για την εκτίμηση της ημερήσιας βροχόπτωσης 14 σταθμών με τη μέθοδο GLM. Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής δείχνουν βελτίωση στην εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχής με τις τιμές του συντελεστή προσδιορισμού R^2 των μοντέλων να ανήκουν στο διάστημα (0,11,0,35).

Παράλληλα, η σύνδεση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με τη βροχόπτωση έχει απασχολήσει πολλούς ερευνητές στην προσπάθεια να εξηγήσουν τις αλλαγές στη συμπεριφορά της μεταβλητής (Goodess and Jones, 2002; Maheras et al., 2004; Feidas et al., 2007 κ.α.). Η εύρεση μοντέλων κατανομών για τη βροχόπτωση, με βάση τη συνοπτική κατάσταση, που πραγματεύεται στην παρούσα εργασία, αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για τη πρόγνωση της μεταβλητής και τη μελέτη της κλιματικής αλλαγής. Η εκχώρηση των τιμών βροχής σε κάθε συνοπτική κατάσταση ενσωματώνει τις διαφορές της ικανότητας των διαφόρων καιρικών συνθηκών να αναπαράγουν την βροχόπτωση και συμβάλλει στην κατανόηση της σχέσης που συνδέει τη βροχόπτωση με τη συνοπτική κατάσταση. Ωστόσο, δεν υπάρχουν μελέτες που να έχουν ασχοληθεί

με την κατανομή της βροχόπτωσης, με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας.

Γενικά, η μελέτη της κατανομής της βροχόπτωσης και η μοντελοποίηση αυτής, με τη βοήθεια γνωστών θεωρητικών κατανομών, έχει διεγείρει το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών ανά τον κόσμο. Ως καταλληλότερη κατανομή για την αναπαράσταση της ημερήσιας βροχόπτωσης αποδείχθηκε η κατανομή Gamma (Buishand, 1978; Wilks, 1992, 1999; Danuso, 2002; Piantadosi et.al., 2008), λόγω της ευελιξίας που εμφανίζει στην αναπαράσταση κατανομών διαφόρων μορφών, με τη χρήση μόνο δύο παραμέτρων (σχήματος και κλίμακας). Από διάφορες μελέτες, έχουν προταθεί και άλλες κατανομές για την ανάλυση της βροχόπτωσης. Ενδεικτικά, οι Duan et al., (1995) πρότειναν τις κατανομές Weibull και εκθετική ως καταλληλότερες για την μοντελοποίηση της ημερήσιας βροχόπτωσης. Topaloglu (2002) έδειξε, με την εφαρμογή της μεθόδου ροπών (method of moments) και του τεστ βέλτιστης προσαρμογής χ^2 , ότι η Gumbel αποτελεί το καταλληλότερο μοντέλο βροχόπτωσης για την περιοχή του ποταμού Seyhan. Οι Salami (2004) και Lee (2005) πρότειναν την Log-Pearson III για τις περιοχές του Τέξας και Ταϊβάν αντίστοιχα.

1.6. Δομή της εργασίας

Η παρούσα εργασία αποτελείται από επτά κεφάλαια. Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται η περιοχή και η περίοδος μελέτης, οι διάφορες κατηγορίες των δεδομένων, που χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία του μοντέλου πρόγνωσης, ενώ στο επόμενο κεφάλαιο ακολουθεί μια σύντομη περιγραφή των μετεωρολογικών παραμέτρων που περιλαμβάνονται στο μοντέλο. Στο τέταρτο κεφάλαιο, αναπτύσσεται η μεθοδολογία που εφαρμόζεται για τη δημιουργία του μοντέλου και την αξιολόγηση αυτού. Στο πέμπτο κεφάλαιο παρατίθενται τα προτεινόμενα μοντέλα εκτίμησης της ημερήσιας βροχόπτωσης καθώς και τα αποτελέσματα του ελέγχου της προγνωστικής τους ικανότητας. Όσον αφορά τη μελέτη της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας, τα αποτελέσματα αυτής παρουσιάζονται στο έκτο κεφάλαιο. Στο κεφάλαιο αυτό, περιγράφεται η συνοπτική κατάταξη που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία και η μελέτη της σχέσης που συνδέει τις καταστάσεις της κατάταξης με τη μεταβλητή της

Κεφάλαιο 1ο

βροχόπτωσης. Παράλληλα, στο ίδιο κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα καταλληλότερα μοντέλα κατανομών για τη βροχόπτωση με βάση τη συνοπτική κατάσταση καθώς τα αποτελέσματα της σύγκρισης των εκτιμήσεων αυτών με τις παρατηρούμενες τιμές βροχής για την περίοδο αξιολόγησης. Τέλος, στο έβδομο κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα τελικά συμπεράσματα.

Κεφάλαιο 2^ο

Δεδομένα

2.1. Περιοχή και περίοδος μελέτης

2.1.1. Περιοχή μελέτης

Η Θεσσαλία αποτελεί γεωγραφικό διαμέρισμα του ελλαδικού χώρου και βρίσκεται στο κέντρο του ανατολικού τμήματος της ηπειρωτικής Ελλάδας. Αποτελείται από τους νομούς Λάρισας, Μαγνησίας, Τρικάλων, Καρδίτσας. Συνορεύει βόρεια με νομούς της κεντρικής και δυτικής Μακεδονίας, νότια με τη Στερεά Ελλάδα, δυτικά με την Ήπειρο ενώ ανατολικά βρέχεται από το Αιγαίο Πέλαγος. Η περιοχή της Θεσσαλίας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς περιλαμβάνει τη μεγαλύτερη πεδινή έκταση της χώρας. Οι πεδινές περιοχές εντοπίζονται στο κέντρο του διαμερίσματος και περιβάλλονται δυτικά από την οροσειρά της Πίνδου και βόρεια από τους ορεινούς όγκους του Ολύμπου και του Τιτάριου. Το υψόμετρο κυμαίνεται από τη στάθμη της θάλασσας έως και τα 2.800 μέτρα ενώ το μέσο υψόμετρο υπολογίζεται στα 285 μέτρα.

Το κλίμα της είναι μεσογειακό με υγρούς και ψυχρούς χειμώνες και θερμά και ξηρά καλοκαίρια. Η κατανομή της βροχόπτωσης παρουσιάζει έντονη χωρική μεταβλητότητα με την μέση ετήσια βροχόπτωση στα δυτικά ορεινά να ξεπερνά τα 2000 mm σε αντίθεση με την ανατολική πεδινή περιοχή που φτάνει μόλις τα 420 mm (Φλόκας, 1984; 1994).

Η Θεσσαλία αποτελεί μια από τις πιο σημαντικές αγροτικές περιοχές της χώρας, με την οικονομία του τόπου να εξαρτάται κυρίως από την γεωργία. Η ανάπτυξη των καλλιεργειών εξαρτάται άμεσα από την ποσότητα του νερού που προσπίπτει σε ένα τόπο. Λόγω της οικονομικής σημασίας της βροχής για την

περιοχή, η πρόγνωση της παίζει σημαντικό ρόλο στην πρόληψη των καλλιεργειών από την ξηρασία καθώς και στην σωστή διαχείριση των υδάτινων πόρων.



Σχήμα 2.1: Χάρτης της περιοχής της Θεσσαλίας.

2.1.2. Περίοδος μελέτης

Η επιλογή της περιόδου μελέτης γίνεται με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα. Η περίοδος μελέτης καλύπτει 57 χρόνια, από το 1958 μέχρι το 2015, πλην του 1974 λόγω έλλειψης δεδομένων. Σκοπός στην παρούσα εργασία είναι η μελέτη των επεισοδίων βροχόπτωσης που σχετίζονται με την παρουσία συνοπτικών συστημάτων. Είναι γνωστό ότι η βροχόπτωση που παρατηρείται κατά την ψυχρή περίοδο, συνδέεται με αυξημένη συχνότητα εμφάνισης οργανωμένων συνοπτικών συστημάτων με μετωπική δραστηριότητα, ενώ τα ποσά βροχόπτωσης, που παρατηρούνται κατά τη θερμή περίοδο, οφείλονται κυρίως σε θερμικές καταιγίδες και σε καταιγίδες λόγω παρουσίας ασθενών κυκλώνων θερμικών αιτιών (Maheras et al., 2001). Οι θερμικές καταιγίδες εκδηλώνονται κυρίως κατά τους θερινούς μήνες Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο. Ο μήνας Σεπτέμβριος φαίνεται να ακολουθεί τη θερμή περίοδο, καθώς το μεγαλύτερο μέρος της βροχόπτωσής του αποδίδεται κυρίως σε θερμική αστάθεια. Θερμικές καταιγίδες μπορούν να εμφανιστούν και κατά τους εαρινούς μήνες, με μικρότερη όμως συχνότητα. Προκειμένου να αποκλειστούν οι

περιπτώσεις θερμικών καταιγίδων, που υπερσχύουν των επεισοδίων συνοπτικής κλίμακας κατά την περίοδο Ιουνίου - Σεπτεμβρίου, κρίθηκε σκόπιμο τα επεισόδια βροχόπτωσης των μηνών αυτών να μη συμπεριληφθούν στη μελέτη.

Με βάση τα παραπάνω, η περίοδος μελέτης που προκύπτει περιλαμβάνει τους μήνες Οκτώβριο μέχρι και Μάιο, για την περίοδο 1958-2015, κατά τη διάρκεια των οποίων παρατηρείται το 79% της ετήσιας βροχόπτωσης στην περιοχή ενδιαφέροντος.

2.2. Δεδομένα

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για τη διεξαγωγή της παρούσας εργασίας αποτελούνται από τα ακόλουθα:

2.2.1. Δεδομένα βροχόπτωσης

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται ημερήσιες τιμές βροχόπτωσης που καταγράφηκαν στο μετεωρολογικό σταθμό της Λάρισας για την περίοδο 1958 έως 2015 (58 έτη). Τα δεδομένα αυτά προέρχονται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ) και θεωρούνται αξιόπιστα. Με τη βοήθεια αυτών, πραγματοποιείται μελέτη του ημερήσιου ύψους, καθώς και των ημερών βροχής, για την κατανόηση και γνώση της συμπεριφοράς της παραμέτρου στο σταθμό της Λάρισας. Ως ημέρα βροχής ορίζεται η μέρα κατά την οποία παρατηρείται ύψος βροχής μεγαλύτερο ή ίσο του 0,1mm.

2.2.1.1. Έλεγχος ακραίων επεισοδίων βροχόπτωσης

Η παρουσία τυχόν ακραίων τιμών της παραμέτρου μπορεί να προκαλέσει προβλήματα στη στατιστική ανάλυση αυτής, καθώς και στη διαδικασία για την εκτίμησή της. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε έλεγχος για τον εντοπισμό ακραίων τιμών βροχόπτωσης. Η επιλογή ορίου ακραίας βροχόπτωσης αποτελεί μια αρκετά δύσκολη διαδικασία. Ένα μικρό όριο επιτρέπει την εισαγωγή περισσότερης πληροφορίας, αυξάνοντας το μέγεθος του δείγματος και μειώνοντας την

αβεβαιότητα της μεθόδου, καθιστώντας την λιγότερο αξιόπιστη προσέγγιση. Αντιθέτως, με ένα υψηλό όριο, μειώνεται το πλήθος των περιπτώσεων που υπερβαίνουν την τιμή του, με αποτέλεσμα την αύξηση της δειγματικής διακύμανσης (Coles, 2001).

Η τιμή κατωφλίου για να οριστεί ένα επεισόδιο ακραίο διαφέρει από περιοχή σε περιοχή, ακόμη και από εποχή σε εποχή, για την ίδια περιοχή. Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τον ορισμό κατωφλίου πάνω από το οποίο η βροχόπτωση μπορεί να θεωρηθεί ως ακραία. Οι Groisman et al. (1999) όρισαν ως κατώφλι την τιμή των 25,4mm/day για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ενώ για περιοχές βορειότερα όπως Ρωσία, Πολωνία και Νορβηγία την τιμή 50,8 4mm/day. Πρόσφατα, οι Anagnostopoulou and Tolika (2010), με τη χρήση της στατιστικής μεθόδου επιλογής κατωφλίου (Peaks Over Threshold - POT method), εντόπισαν όρια ακραίας βροχόπτωσης για σταθμούς της Ευρώπης. Τα αποτελέσματα αυτής της έρευνας δείχνουν ότι για σταθμούς με γεωγραφικό πλάτος πάνω από 45°, το κατώφλι ακραίας βροχόπτωσης κυμαίνεται από 25 μέχρι 30 mm, ενώ για σταθμούς κάτω των 45° γεωγραφικό πλάτος ξεπερνά τα 35 mm. Παρόμοια τιμές ακραίας βροχόπτωσης από τους Douka and Karacostas (2017).

Στην εργασία αυτή, ως ακραίες τιμές ορίστηκαν οι τιμές που είναι μεγαλύτερες από το άθροισμα της τιμής του ανώτερου τεταρτημορίου της κατανομής με το τριπλάσιο του ενδοτεταρτημορίου. Η τιμή του ορίου αυτού δίνεται από τη σχέση 2.1:

$$\text{Όριο βροχόπτωσης} = Q_3 + 3IQR \text{ με } IQR = Q_3 - Q_1 \quad (2.1)$$

όπου Q_3, Q_1 είναι το ανώτερο και το κατώτερο τεταρτημόριο της κατανομής αντίστοιχα. Με τον τρόπο αυτό, η τιμή του ορίου αυτού επιτρέπει την πληροφορία του ακραίου επεισοδίου, μειώνοντας την επίδραση του στα αποτελέσματα της στατιστικής ανάλυσης της παραμέτρου (Gonzalez - Rouco et al., 2001).

Με βάση τα παραπάνω, η τιμή του ορίου για το σταθμό της Λάρισας είναι ίση με 22 mm βροχής, που αντιστοιχεί στο 97% των παρατηρήσεων του σταθμού. Συγκριτικά με τις παραπάνω μελέτες, είναι φανερό ότι η τιμή βρίσκεται κοντά στις

τιμές των προαναφερθέντων ορίων και μπορεί να θεωρηθεί ως τιμή ορισμού ακραίας βροχόπτωσης για το σταθμό. Προκειμένου να αποκλειστούν οι περιπτώσεις ακραίων επεισοδίων βροχόπτωσης, κρίθηκε αναγκαίο η εξαγωγή των ημερών βροχής με ημερήσιο ύψος μεγαλύτερο από τα 22 mm από το δείγμα μελέτης. Ο αριθμός των περιπτώσεων με ημερήσιο ύψος βροχής μεγαλύτερο των 22 mm αντιστοιχεί σε 90 επεισόδια βροχής της περιόδου μελέτης (2% των περιπτώσεων).

2.2.2. Δεδομένα ατμοσφαιρικών παραμέτρων

Για την κατανόηση των παραγόντων που συμβάλλουν στην εκδήλωση ενός επεισοδίου βροχής, χρησιμοποιούνται μετεωρολογικές παράμετροι επιφάνειας και ανώτερης ατμόσφαιρας, οι οποίες δίνουν πληροφορίες για τις συνθήκες που επικρατούν σε μια περιοχή, κατά τη διάρκεια μιας βροχερής μέρας. Πρόκειται για τις τιμές γεωδυναμικών υψών, θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου, σχετικού στροβιλισμού, οριζόντιας απόκλισης, κατακόρυφης ταχύτητας και υγρασίας, σε διάφορες ισοβαρικές επιφάνειες (Πίνακας 2.1). Οι παράμετροι αυτοί αποτελούν δεδομένα επιχειρησιακών αναλύσεων πλέγματος από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης (ECMWF) με ανάλυση πλέγματος $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ για την πόλη της Λάρισας με γεωγραφικό πλάτος $39^\circ 38' 12''$ Β και γεωγραφικό μήκος $22^\circ 25' 3''$ Ε, και παρέχονται ανά έξι ώρες. Με τη βοήθεια των δεδομένων θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα ισοβαρικά επίπεδα 850, 700 και 500, υπολογίζονται οι τιμές των δεικτών αστάθειας K και Total Totals. Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται, αφορούν παραμέτρους των ισοβαρικών επιπέδων 850, 700, 500 hPa, καθώς οι παράμετροι που απαιτούνται για την παραγωγή και το τύπο υετού είναι κυρίως επιπέδων κάτω των 500 hPa (Cheng et al., 2004).

Η αξιοπιστία των δεδομένων αποτελεί τη βασική διαδικασία για την εφαρμογή της μεθοδολογίας που περιγράφεται σε επόμενο κεφάλαιο. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε έλεγχος των δεδομένων για τον εντοπισμό παράτυπων σημείων, υπολογίζοντας τη μέση τιμή ($\bar{x}$) και την τυπική απόκλιση (s) όλων των παραμέτρων. Οι παρατηρήσεις των παραμέτρων που βρίσκονται εκτός του διαστήματος ($\bar{x} \pm 3s$) εξάγονται από το δείγμα. Στην περίπτωση εμφάνισης

παράτυπων σημείων σε μια από τις παραμέτρους, δεν λαμβάνονται υπόψη τα δεδομένα των υπόλοιπων παραμέτρων για την ημέρα εκείνη. Με τον τρόπο αυτό, εξάγεται από το δείγμα το 20% αυτού.

Πίνακας 2.1: Μετεωρολογικοί παράμετροι ως υποψήφιοι προγνώστες της βροχόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλίας.

Επιφάνεια	
Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (msl)	
Θερμοκρασία στα 2 μέτρα (t2m)	
Θερμοκρασία σημείου δρόσου (Td)	
Διαφορά T-Td	
Συνιστώσες ταχύτητας ανέμου(u,v) στα 10 μέτρα	
Ανώτερη ατμόσφαιρα	Ισοβαρικά επίπεδα
Γεωδυναμικό ύψος (z)	1000, 850, 700, 500 hPa
Σχετική υγρασία (rh)	850, 700, 500 hPa
Συνιστώσες ταχύτητας ανέμου(u,v)	850, 700, 500 hPa
Στροβιλισμός (vor)	850, 700, 500 hPa
Θερμοκρασία (t)	850, 700, 500 hPa
Θερμοκρασία σημείου δρόσου(td)	850, 700, 500 hPa
Κατακόρυφη ταχύτητα (w)	850, 700, 500 hPa
Οριζόντια απόκλιση (div)	850, 700, 500 hPa
Ισοπαχείς (Thickness)	1000-500 hPa 850- 500 hPa 700-500 hPa
Δείκτες αστάθειας	
ΔείκτηςK (KI)	
Δείκτης Total Totals (TTI)	

Κεφάλαιο 3^ο

Μελέτη χαρακτηριστικών βροχόπτωσης

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται η συμπεριφορά της βροχόπτωσης και τα χαρακτηριστικά αυτής που παρατηρούνται στην περιοχή ενδιαφέροντος.

3.1. Κλιματική μελέτη της βροχόπτωσης

Η βροχόπτωση αποτελεί μια από τις σπουδαιότερες μετεωρολογικές παραμέτρους, που διαμορφώνουν το κλίμα μιας περιοχής, η μελέτη της οποίας είναι σημαντική καθώς επηρεάζει σημαντικά την καθημερινότητα του ανθρώπου καθώς διάφορες δραστηριότητες που πραγματοποιούνται στη φύση. Η γνώση του ποσού βροχής που φτάνει στο έδαφος και της κατανομής που εμφανίζει αποτελούν βασικά στοιχεία για τη μελέτη της μεταβλητής σε μια περιοχή. Καθοριστικό ρόλο στη μελέτη αυτής είναι η κατανομή που εμφανίζουν τα ποσά βροχής σε ετήσια, εποχιακή και μηνιαία βάση. Επίσης σημαντική κρίνεται και η μελέτη πιθανών αλλαγών στη συμπεριφορά αυτής στη διάρκεια μιας μεγάλης χρονικής περιόδου. Για τον εντοπισμό τυχόν αυξητικής ή πτωτικής τάσης των ποσών βροχής σε διάφορες χρονικές περιόδους, εφαρμόζεται η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης.

Η κλιματική μελέτη των ποσών βροχής πραγματοποιήθηκε για τη χρονική περίοδο 57 ετών (1958-2015 πλην του 1974) με τα δεδομένα ημερήσιας βροχόπτωσης που καταγράφονται στο συνοπτικό σταθμό της Λάρισας. Καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του βροχομετρικού προφίλ της περιοχής διαδραματίζει η σχετική θέση της πόλης της Λάρισας ως προς την οροσειρά της Πίνδου. Η οροσειρά παρεμποδίζει με τον όγκο την κατά κύριο λόγο δυτική κίνηση των συνοπτικών συστημάτων, με αποτέλεσμα η δυτική Ελλάδα να δέχεται μεγαλύτερα ποσά βροχής σε σχέση με τη περιοχή της Θεσσαλίας, της οποίας είναι περιορισμένα.

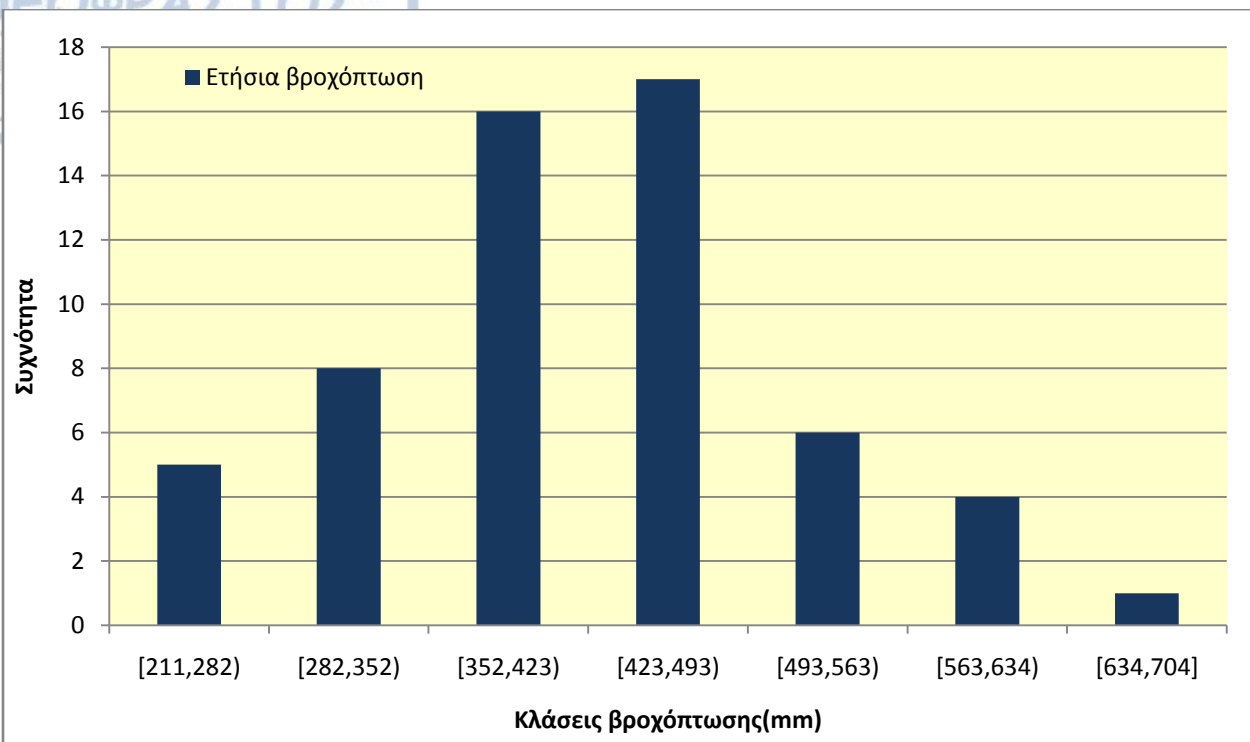
3.1.1. Ετήσια κατανομή βροχόπτωσης

Η μέση ετήσια βροχόπτωσης κατά την περίοδο μελέτης για το σταθμό της Λάρισας είναι 422 mm. Το υγρότερο έτος εμφανίζεται το 1982 με ύψος βροχής 704,3 mm ενώ το ξηρότερο έτος είναι το 1970 με μόλις 211 mm. Η κατανομή της ετήσιας βροχόπτωσης εμφανίζει θετική λοξότητα (skewness) (0,29) και χαρακτηρίζεται ως πλατύκυρτη λόγω της μικρής τιμής του συντελεστή κύρτωσης (coefficient of kurtosis) (Πίνακας 3.1). Παρατηρώντας τις τιμές της μέσης τιμής και διαμέσου, η διαφορά μεταξύ τους είναι πολύ μικρή της τάξης των 2 mm, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με την μικρή τιμή του συντελεστή λοξότητας (coefficient of skewness). Στο Σχήμα 3.1, απεικονίζεται η κατανομή της ετήσιας βροχόπτωσης με τη μορφή ιστογράμματος συχνοτήτων, όπου γίνεται εμφανής η μικρή λοξότητα της κατανομής καθώς και τη συγκέντρωση των παρατηρούμενων ποσών βροχής γύρω από τη μέση τιμή.

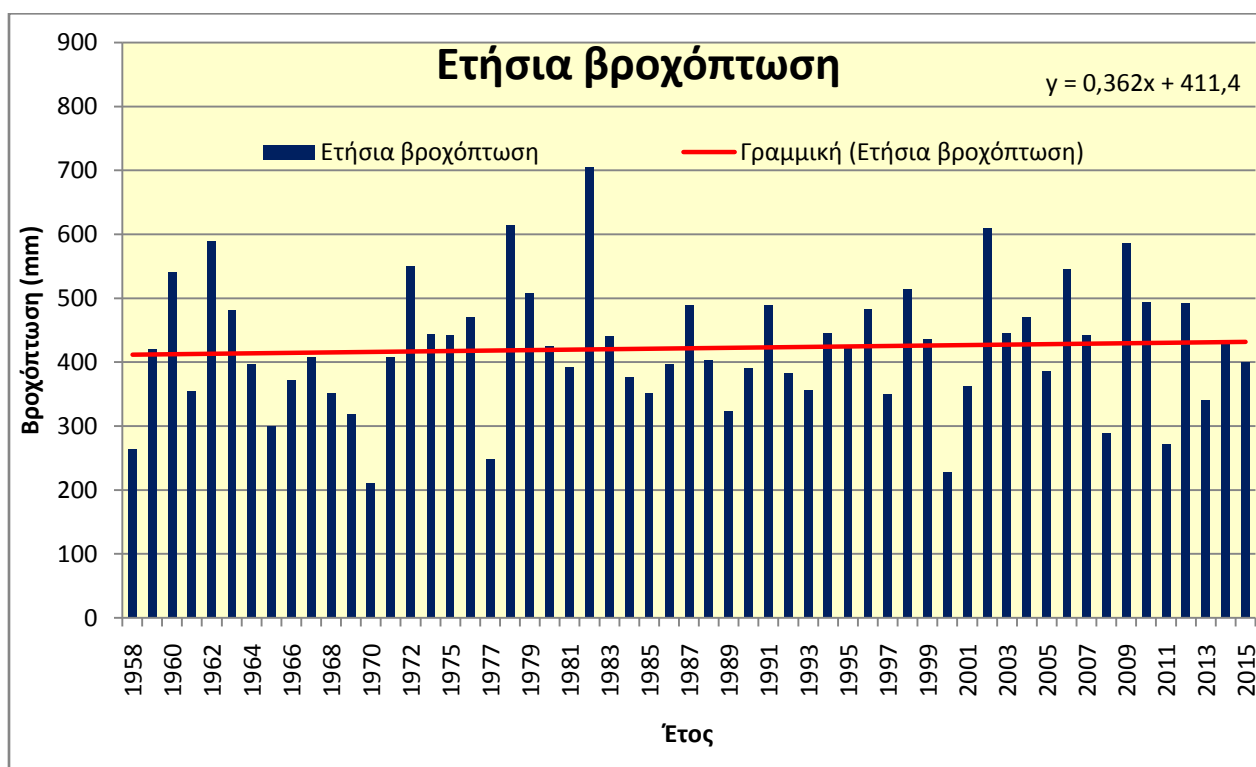
Πίνακας 3.1: Χαρακτηριστικά ετήσιας βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας για την περίοδο 1958-2015.

Μέση τιμή	Τυπική απόκλιση	Διάμεσος	Συντελεστής λοξότητας (coefficient of skewness)	Συντελεστής κύρτωσης (coefficient of kurtosis)
422	100	420	0,29	0,34

Εφαρμόζοντας τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης για τον εντοπισμό τυχόν αλλαγών στα ετήσια ποσά βροχής, παρατηρείται μια μικρή αυξητική τάση της ετήσιας βροχόπτωσης συναρτήσει των ετών μελέτης, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 3.2. Ωστόσο, η τάση αυτή δεν είναι στατιστικά σημαντική (σε επίπεδο σημαντικότητας 5%) και δεν μπορεί να θεωρηθεί υπόψη για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τυχόν αλλαγές στη συμπεριφορά της μεταβλητής με την πάροδο του χρόνου. Έτσι, το συμπέρασμα που προκύπτει από τη ανάλυση αυτή είναι ότι η ετήσια βροχόπτωση δεν έχει μεταβληθεί σημαντικά την περίοδο μελέτης.



Σχήμα 3.1: Ιστογράμμο συχνοτήτων της ετήσιας βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας για την περίοδο 1958-2015.



Σχήμα 3.2: Ετήσια κατανομή βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας και η παρατηρούμενη τάση της χρονοσειράς 1958-2015.

3.1.2. Εποχιακή και Μηνιαία κατανομή βροχόπτωσης

Η μελέτη της βροχόπτωσης σε μικρότερες χρονικές κλίμακες όπως εποχιακή και μηνιαία κλίμακα δίνει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με την συμπεριφορά της μεταβλητής στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Η εποχιακή μελέτη της βροχόπτωσης στηρίζεται στη διαφοροποίηση της συμπεριφοράς ανάλογα με την εποχή. Ωστόσο η μεταβλητή δεν εμφανίζει παρόμοια χαρακτηριστικά μεταξύ των μηνών που ορίζουν τις συνήθεις εποχές. Για το λόγο αυτό, ορίστηκε ένας διαφορετικός διαχωρισμός των εποχών, με απώτερο σκοπό την καλύτερη αναπαράσταση της συμπεριφοράς που εμφανίζει η βροχόπτωση στην περιοχή ενδιαφέροντος (Karacostas and Pennas, 1994; Pennas, 2000). Ο διαχωρισμός αυτός δύναται να εφαρμοστεί σε όλο τον Ελλαδικό χώρο και οι περίοδοι που προκύπτουν είναι οι εξής:

- Ως *ψυχρή περίοδος* ορίζεται η περίοδος Δεκεμβρίου- Μαρτίου. Ο εαρινός μήνας Μάρτιος φαίνεται να εμφανίζει κοινά χαρακτηριστικά βροχόπτωσης με τους χειμερινούς μήνες παρά με τους υπόλοιπους εαρινούς (Απρίλιο και Μάιο), πράγμα που δικαιολογεί την εισαγωγή του στην περίοδο αυτή. Τα επεισόδια βροχής που παρατηρούνται κατά τη ψυχρή περίοδο σχετίζονται με τη διέλευση οργανωμένων συνοπτικών συστημάτων με μετωπική δραστηριότητα.
- Ως *θερμή περίοδος* ορίζεται η περίοδος Ιουνίου-Σεπτεμβρίου. Ο Σεπτέμβριος χαρακτηρίζεται από χαμηλά ποσά βροχής που σχετίζονται κυρίως με θερμικές καταιγίδες, όπως συμβαίνει και με τους θερινούς μήνες.
- Ως *μεταβατικές περίοδοι* ορίζονται οι περίοδοι Απριλίου -Μαΐου (εαρινή μεταβατική περίοδος) και Οκτωβρίου-Νοεμβρίου (φθινοπωρινή μεταβατική περίοδος).

Με βάση αυτό το διαχωρισμό περιόδων, πραγματοποιήθηκε μελέτη των χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης όπου γίνεται εμφανής η σημασία που έχουν τα ποσά βροχής που καταγράφονται κατά την ψυχρή περίοδο για την περιοχή ενδιαφέροντος. Ωστόσο η σύγκριση μεταξύ των περιόδων καθώς και η εξαγωγή συμπερασμάτων με βάση τις τάσεις δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί καθώς οι περίοδοι μελέτης δεν περιλαμβάνουν τον ίδιο αριθμό επεισοδίων βροχής και οι

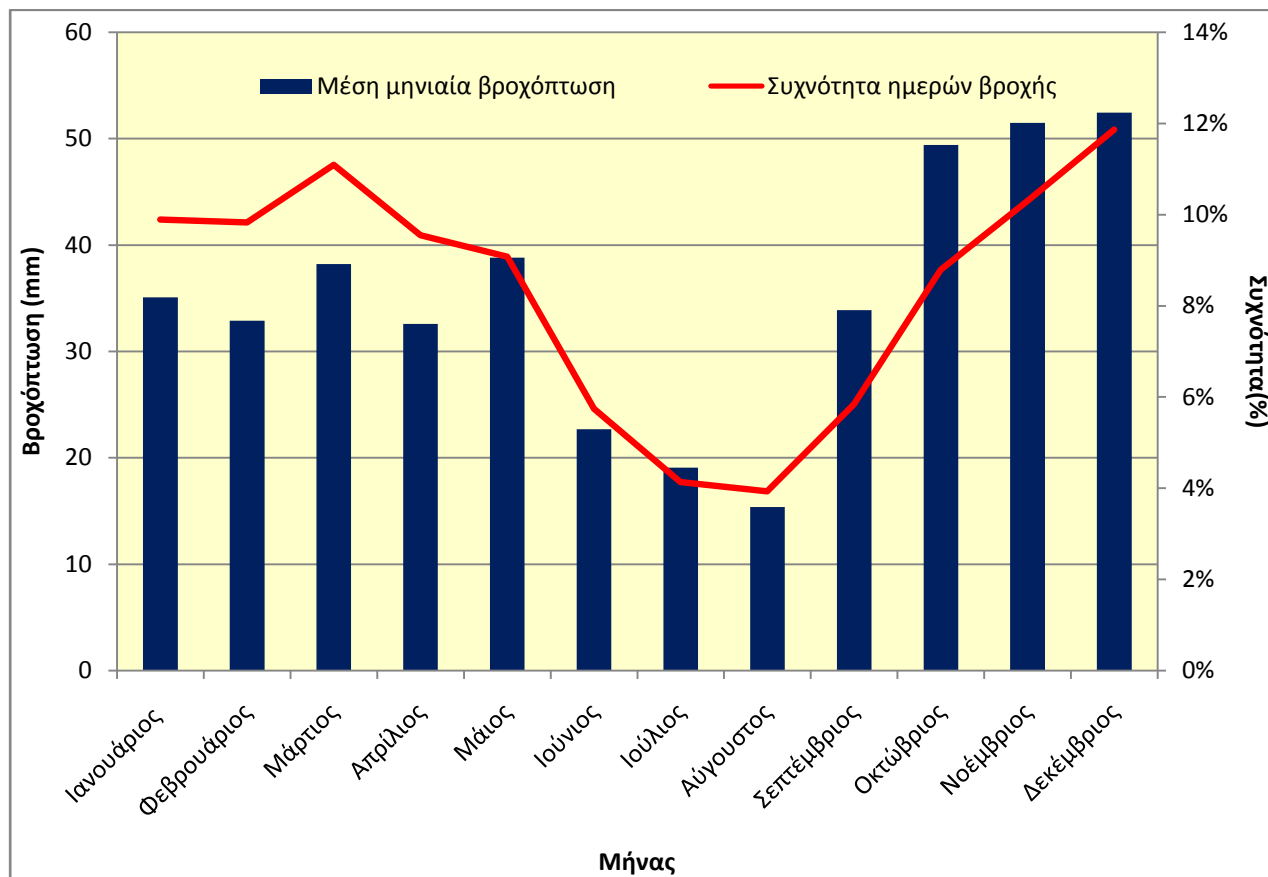
τάσεις δεν θεωρούνται στατιστικά σημαντικές (σε επίπεδο σημαντικότητας 95%) (Πίνακας 3.2).

Πίνακας 3.2: Χαρακτηριστικά βροχόπτωσης και τάσεις αυτών για κάθε περίοδο για το σταθμό της Λάρισας.

	Ψυχρή περίοδος (Δεκέμβριος- Μάρτιος)	Εαρινή περίοδος (Απρίλιος- Μάιος)	Θερμή περίοδος (Ιούνιος- Σεπτέμβριος)	Φθινοπωρινή περίοδος (Οκτώβριος- Νοέμβριος)
Μέση ημερήσια βροχόπτωση	4,3	4,4	5,4	6,1
Τάση μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης	-0,009	-0,012	-0,051	0,016
Μέση συνολική βροχόπτωσης	158,6	71,39	91,02	100,9
Τάση συνολικής βροχόπτωσης	0,028	0,042	-0,019	0,317
Συχνότητα επεισοδίων βροχής	42,7%	18,6%	19,6%	19,1%
Τάση συχνότητας	0,08	0,033	0,09	0,01

Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε μελέτη της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης σε μηνιαία βάση. Η μηνιαία κατανομή της βροχόπτωσης εμφανίζεται στο Σχήμα 3.3. Ο μήνας με τα υψηλότερα ποσά βροχής και την υψηλότερη συχνότητα επεισοδίων βροχής είναι ο Δεκέμβριος. Με μικρή διαφορά ακολουθούν οι μήνες Οκτώβριος και Νοέμβριος. Τα χαμηλότερα ποσά βροχής και περιορισμένο αριθμό επεισοδίων βροχής εμφανίζουν οι μήνες της θερμής περιόδου (Ιούνιος-Σεπτέμβριος), κατά τη διάρκεια της οποίας η βροχόπτωση οφείλεται κυρίως σε θερμικές καταιγίδες. Ενδιαφέρον εμφανίζει η διαφοροποίηση του μήνα Δεκέμβρη από τους υπόλοιπους μήνες ψυχρής περιόδου. Η διαφοροποίηση αυτή προκύπτει λόγω της επικράτησης του Σιβηρικού αντικυκλώνα, ο οποίος εμφανίζεται με τη

μέγιστη ένταση του τον μήνα Ιανουάριο και σχετίζεται με την εμφάνιση ψυχρών εισβολών στην περιοχή του Αιγαίου (Μεταξάς, 1976). Όσον αφορά την εαρινή μεταβατική περίοδο, παρατηρείται μια μικρή αύξηση του ύψους βροχής και κυρίως κατά το μήνα Μάιο που οφείλεται στην αύξηση εκδήλωσης θερμικών καταιγίδων και διέλευσης μετωπικών υφέσεων πάνω από τον Ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 3.3: Συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων βροχής για το σταθμό της Λάρισας για κάθε μήνα.

Τέλος για κάθε μήνα, μελετήθηκαν οι τάσεις που εμφανίζουν η συχνότητα ημερών βροχής, η μέση μηνιαία και ημερήσια βροχόπτωση τα αποτελέσματα των οποίων εμφανίζονται στον Πίνακα 3.3.

Πίνακας 3.3 Συχνότητα ημερών βροχής, μέση μηνιαία και ημερήσια βροχόπτωση του κάθε μήνα και παρατηρούμενες τάσεις αυτών για το σταθμό της Λάρισας.

	Συχνότητα ημερών βροχής	Τάση συχνοτήτων	Μέση μηνιαία βροχόπτωση	Τάση μηνιαίας βροχοπτώσης	Μέση ημερήσια βροχόπτωση	Τάση μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης
Ιανουάριος	10%	0,005	35,10	0,160	4,1	0,002
Φεβρουάριος	10%	0,025	32,89	0,048	3,9	-0,001
Μάρτιος	11%	0,035	38,20	-0,004	4,0	-0,021
Απρίλιος	10%	0,042	32,59	0,125	4,0	0,001
Μάιος	9%	-0,008	38,81	-0,082	5,0	-0,037
Ιούνιος	6%	-0,001	22,70	-0,042	4,6	-0,012
Ιούλιος	4%	0,003	19,07	-0,065	5,4	-0,049
Αύγουστος	4%	0,033	15,36	0,139	4,5	0,012
Σεπτέμβριος	6%	0,055 ^{**}	33,89	-0,051	6,7	-0,068
Οκτώβριος	9%	0,010	49,41	0,417	6,5	0,056
Νοέμβριος	10%	0,000	51,49	-0,100	5,8	-0,019
Δεκέμβριος	12%	0,016	52,44	-0,176	5,1	-0,033

^{**} Στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,05$.

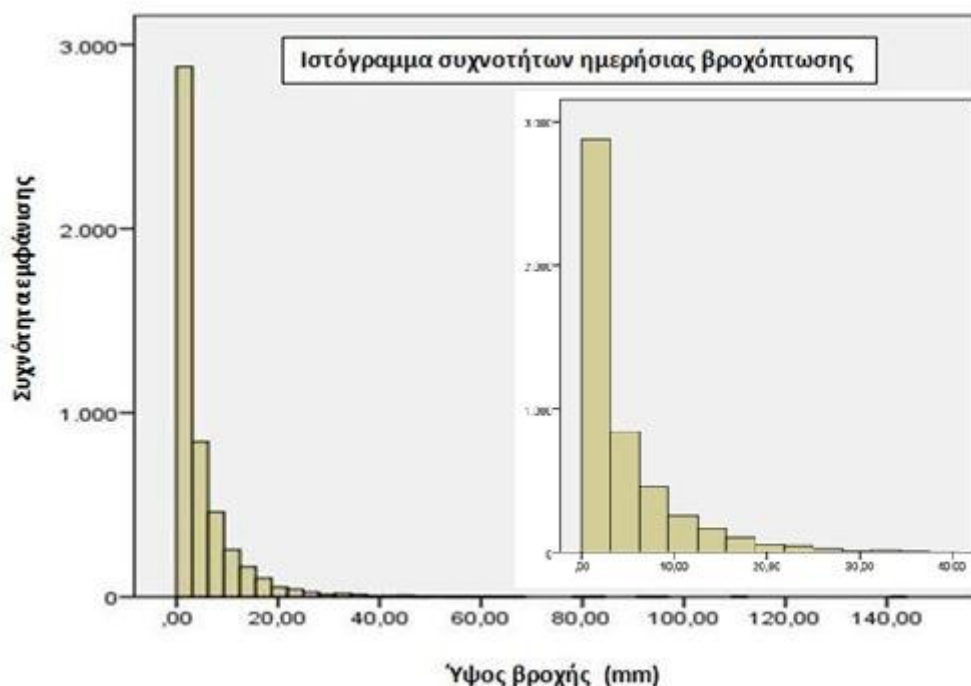
Σύμφωνα με τον Πίνακα 3.3, όλοι οι μήνες του έτους εμφανίζουν μια μικρή αυξητική τάση ως προς τον αριθμό των ημερών βροχής, πλην των μηνών Μαΐου και Ιουνίου. Στατιστικά σημαντική θεωρείται η τάση του Σεπτεμβρίου (σε επίπεδο σημαντικότητας 95%). Όσον αφορά τη συμπεριφορά της μηνιαίας και της μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης, οι μήνες Ιανουάριος, Απρίλιος, Αύγουστος και Οκτώβριος εμφανίζουν τις υψηλότερες θετικές τάσεις. Αντίθετα, οι μήνες Νοέμβριος και Δεκέμβριος εμφανίζουν τις υψηλότερες αρνητικές τάσεις. Καμία όμως από τις τάσεις δεν είναι σημαντική προκειμένου να προκύψουν κάποια συμπεράσματα για τη συμπεριφορά της μεταβλητής για κάθε μήνα.

3.2. Χαρακτηριστικά κατανομής της ημερήσιας βροχόπτωσης

Η μελέτη της κατανομής των ημερήσιων υψών βροχής που παρατηρούνται στη περιοχή ενδιαφέροντος παρέχει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη συμπεριφορά της παραμέτρου καθώς και για το κλίμα της περιοχής. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε η μελέτη της κατανομής και των χαρακτηριστικών που εμφανίζει η ημερήσια βροχόπτωση στο σταθμό της Λάρισας για την περίοδο 1958-2015. Στο Σχήμα 3.4 απεικονίζεται η κατανομή της μεταβλητής με τη βοήθεια ιστογράμματος. Από το ιστόγραμμα, γίνεται αντιληπτή η έντονη μεταβλητότητα των παρατηρούμενων υψών βροχής με τα μικρά ύψη βροχής να εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές συχνότητας. Η "ουρά" της κατανομής φαίνεται να φτάνει μέχρι και τα 140 mm βροχής. Τα επεισόδια βροχής με ποσά άνω των 30 mm αντιστοιχούν σε πολύ χαμηλές τιμές συχνότητας (αποτελούν το 2% των επεισοδίων βροχής της περιόδου μελέτης).

Πολλές φορές όμως είναι χρήσιμο η μελέτη της μεταβλητής ενδιαφέροντος να πραγματοποιείται με τη βοήθεια βασικών στατιστικών παραμέτρων όπως είναι η μέση τιμή, τυπική απόκλιση, η διάμεσος και οι συντελεστές λοξότητας (coefficient of skewness) και κύρτωσης (coefficient of kurtosis). Οι στατιστικές αυτοί παράμετροι υπολογίστηκαν για την κατανομή της βροχόπτωσης, οι τιμές των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.4. Όπως είναι φανερό, η τιμή της διαμέσου είναι μικρότερη από αυτή της μέσης τιμής. Αυτό δείχνει τη συγκέντρωση υψηλών συχνοτήτων σε μικρά ποσά βροχής και την επίδραση των μεγάλων υψών βροχής στη

διαμόρφωση της μέσης τιμής. Τα ίδια συμπεράσματα προκύπτουν και από, τη θετική τιμή του συντελεστή λοξότητας (skewness). Τέλος ο συντελεστής κύρτωσης (kurtosis) δείχνει το βαθμό συγκέντρωσης των δεδομένων από τη μέση τιμή και τα άκρα της κατανομής. Η τιμή του συντελεστή υπερβαίνει τη τιμή 3, χαρακτηρίζοντας έτσι την κατανομή ως λεπτόκυρτη λόγω της μεγάλης συγκέντρωσης τιμών γύρω από τη μέση τιμή.



Σχήμα 3.4: Ιστογράμμα συχνοτήτων της ημερήσιας βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας για την περίοδο 1958-2015.

Πολλές φορές όμως είναι χρήσιμο η μελέτη της μεταβλητής ενδιαφέροντος να πραγματοποιείται με τη βοήθεια βασικών στατιστικών παραμέτρων όπως είναι η μέση τιμή, τυπική απόκλιση, η διάμεσος και οι συντελεστές λοξότητας (coefficient of skewness) και κύρτωσης (coefficient of kurtosis). Οι στατιστικές αυτοί παράμετροι υπολογίστηκαν για την κατανομή της βροχόπτωσης, οι τιμές των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.4. Όπως είναι φανερό, η τιμή της διαμέσου είναι μικρότερη από αυτή της μέσης τιμής. Αυτό δείχνει τη συγκέντρωση υψηλών συχνοτήτων σε μικρά ποσά βροχής και την επίδραση των μεγάλων υψών βροχής στη διαμόρφωση της μέσης τιμής. Τα ίδια συμπεράσματα προκύπτουν και από, τη

θετική τιμή του συντελεστή λοξότητας (coefficient of skewness). Τέλος ο συντελεστής κύρτωσης (coefficient of kurtosis) δείχνει το βαθμό συγκέντρωσης των δεδομένων από τη μέση τιμή και τα άκρα της κατανομής. Η τιμή του συντελεστή υπερβαίνει τη τιμή 3, χαρακτηρίζοντας έτσι την κατανομή ως λεπτόκυρτη λόγω της μεγάλης συγκέντρωσης τιμών γύρω από τη μέση τιμή.

Πίνακας 3.4: Χαρακτηριστικά της κατανομής της ημερήσιας βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας για την περίοδο 1958-2015.

Μέση τιμή	Τυπική απόκλιση	Q25%	Διάμεσος	Q75%	Συντελεστής λοξότητας	Συντελεστής κύρτωσης
4,9	7,9	0,7	2,2	6,0	5,3	51,1

Η μεταβλητότητα των ποσών βροχής αποτελεί ένας από τους λόγους αδυναμίας των μοντέλων πρόγνωσης (στατιστικών ή αριθμητικών) να εκτιμήσουν σωστά την βροχόπτωση που καταγράφεται στην περιοχή ενδιαφέροντος. Παράλληλα στην αδυναμία της πρόγνωσης συμβάλλει και η ενδο-ετήσια διαφοροποίηση της συμπεριφοράς της μεταβλητής. Στο Σχήμα 3.5 εμφανίζεται η διαφοροποίηση της κατανομής ημερήσιας βροχόπτωσης από μήνα σε μήνα. Το ανώτερο όριο των θηκογραμμάτων αντιστοιχεί στο 98% των επεισοδίων βροχής για κάθε μήνα. Η αιτία που οφείλεται για την εμφάνιση βροχής σε ένα τόπο παίζει καθοριστικό ρόλο στην μορφή της κατανομής αυτής. Από το Σχήμα 3.5, γίνεται εμφανής η επίδραση της αυξημένης εμφάνισης θερμικής αστάθειας στη μεταβλητότητα των ποσών βροχής κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου. Παρακάτω γίνεται μια περιγραφή της μεταβλητότητας της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης από μήνα σε μήνα.

Μελετώντας τους μήνες της ψυχρής περιόδου (Δεκέμβριος - Μάρτιος), γίνεται αντιληπτή η διαφοροποίηση του μήνα Δεκεμβρίου από τους υπόλοιπους μήνες της περιόδου (Πίνακας 3.5). Το 25% των ποσών βροχής του διαστήματος διαμέσου- 3ου τεταρτημορίου (Q75%) (2,5mm,7,1mm) επηρεάζει σημαντικά τη μέση τιμή της κατανομής. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται, όπως αναφέρεται παραπάνω, στην έντονη επίδραση του Σιβηρικού αντικυκλώνα κυρίως κατά το μήνα

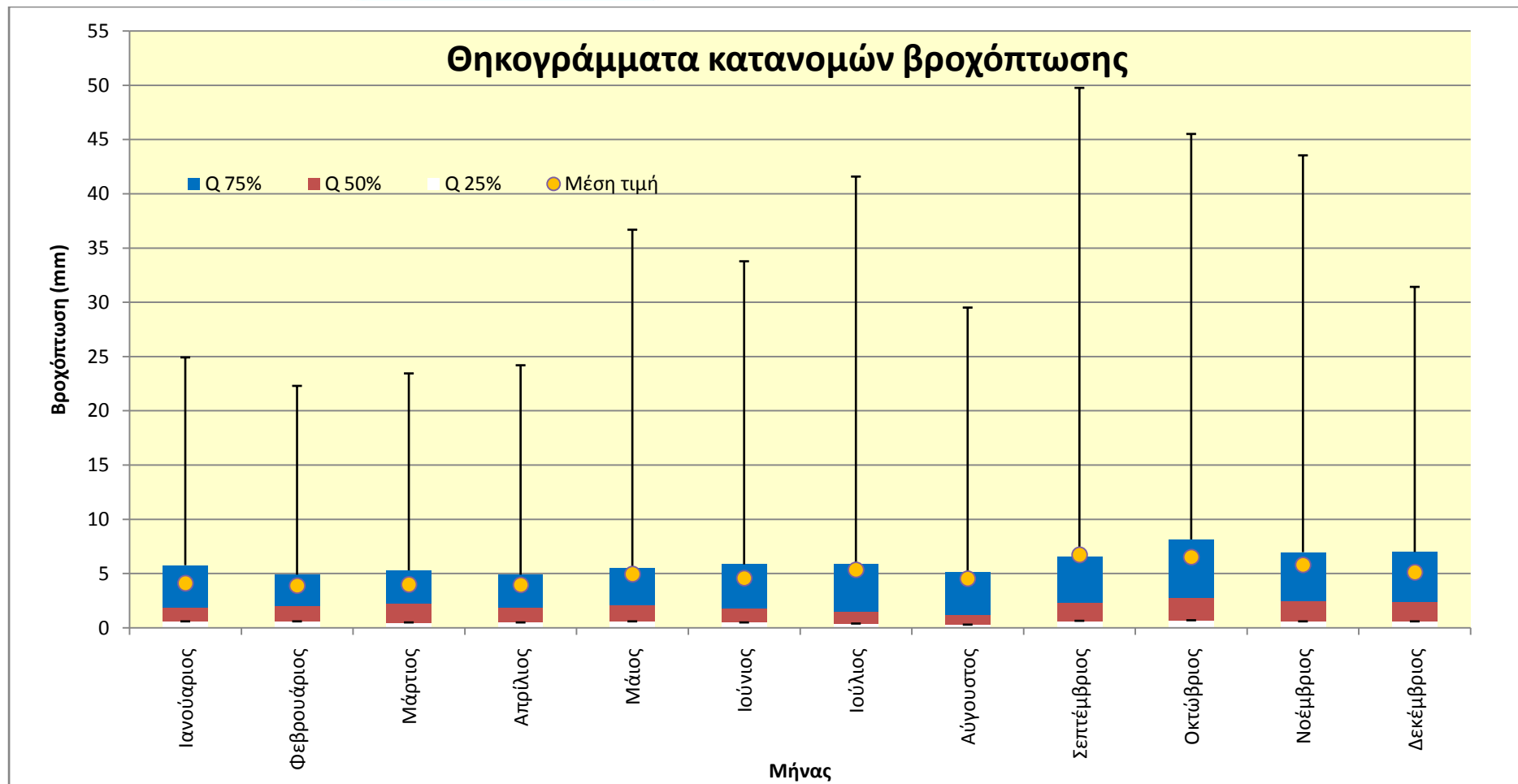
Ιανουάριο που σχετίζεται με την εμφάνιση ψυχρών εισβολών στην περιοχή του Αιγαίου (Μεταξάς, 1976). Η παρουσία του Σιβηρικού αντικυκλώνα δικαιολογεί την εμφάνιση περιορισμένων ποσών βροχής του μήνα Ιανουαρίου σε σχέση με αυτά του Δεκεμβρίου. Οι μήνες Φεβρουάριος και Μάρτιος εμφανίζουν παρόμοια κατανομή με αυτή του Ιανουαρίου με σχετικά μικρότερη μεταβλητότητα των παρατηρούμενων ποσών βροχής.

Όσον αφορά την εαρινή μεταβατική περίοδο, παρατηρείται μια μικρή αύξηση του ύψους βροχής και κυρίως κατά το μήνα Μάιο που οφείλεται στην αύξηση εκδήλωσης θερμικών καταιγίδων και διέλευσης μετωπικών υφέσεων πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Η αύξηση αυτή επηρεάζει τη μέση ημερήσια βροχόπτωση του μήνα (5mm), η οποία είναι μεγαλύτερη σε σχέση με αυτή του Απριλίου (4mm).

Αξιοσημείωτη είναι η μεταβλητότητα των ποσών βροχής που καταγράφονται στο σταθμό της Λάρισας κατά τη θερμή περίοδο (Ιούνιος- Σεπτέμβριος) με πρωταγωνιστή το μήνα Σεπτέμβριο (το 98% της κατανομής του αντιστοιχεί στην τιμή των 50 mm) ο οποίος εμφανίζει τις μεγαλύτερες τιμές μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης και τυπικής απόκλισης. Η εμφάνιση επεισοδίων υψηλών υψών βροχόπτωσης λόγω θερμικής αστάθειας επηρεάζει την μέση ημερήσια βροχόπτωση του μήνα δημιουργώντας μια διαφορά (6,7 mm) μεταξύ αυτής και της διαμέσου (2,4mm) της τάξης των 4 mm. Παρόμοια συμπεράσματα προκύπτουν και για τους θερινούς μήνες (Ιούνιος-Αύγουστος), οι οποίοι εμφανίζουν τις μικρότερες τιμές διαμέσου (κάτω των 2mm)(Πίνακας 3.5).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η κατανομή της βροχόπτωσης για το μήνα Οκτώβριο, ο οποίος είναι ο τρίτος στη σειρά με μεγάλη απόκλιση μεταξύ των υψών βροχής του. Στο μήνα αυτό παρατηρούνται σημαντικά ποσά βροχόπτωσης λόγω διέλευσης οργανωμένων συνοπτικών συστημάτων από τη περιοχή, με συνέπεια να εμφανίζει την υψηλότερη τιμή διαμέσου και 3ου τεταρτημορίου (Πίνακας 3.5). Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζει και ο μήνας Νοέμβριος εμφανίζοντας ελαφρώς μικρότερες τιμές των στατιστικών μέτρων σε σχέση με αυτές του Οκτωβρίου.

Με βάση τα παραπάνω, γίνεται εμφανής η διαφοροποίηση της συμπεριφοράς από μήνα σε μήνα λόγω της μεταβλητότητας που εμφανίζουν τα ποσά βροχής και του διαφορετικού αιτίου που ευθύνεται κυρίως για την παρουσία βροχής στο σταθμό ενδιαφέροντος σε κάθε μήνα. Η διαφοροποίηση αυτή πρέπει να λαμβάνει υπόψη του ο κάθε ερευνητής που επιδιώκει την εκτίμηση του ποσού βροχής.



Σχήμα 3.5: Θηκογράμματα της κατανομής της ημερήσιας βροχόπτωσης για κάθε μήνα για το σταθμό της Λάρισας (Το ανώτερο όριο των διαγραμμάτων αντιστοιχεί στο 98% των επεισοδίων βροχόπτωσης).



Πίνακας 3.5: Στατιστικά χαρακτηριστικά κατανομής ημερήσιας βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας για κάθε μήνα.

Μήνες	Μέση τιμή	Τυπική απόκλιση	Συντελεστής λοξότητας	Συντελεστής κύρτωσης	Q 25%	Διάμεσος (median)	Q 75%
Ιανουάριος	4,1	6,2	7,5	99,3	0,7	2	5,9
Φεβρουάριος	3,9	5,0	3,6	24,7	0,7	2,1	5,0
Μάρτιος	4,0	5,2	3,3	16,4	0,6	2,4	5,4
Απρίλιος	4,0	5,6	3,7	22,4	0,6	2	5,0
Μάιος	5,0	7,6	3,5	16,7	0,7	2,2	5,6
Ιούνιος	4,6	7,0	3,2	13,1	0,6	1,9	6,0
Ιούλιος	5,4	10,6	5,7	47,7	0,5	1,6	6,0
Αύγουστος	4,5	7,3	3,2	14,8	0,4	1,3	5,2
Σεπτέμβριος	6,7	13,9	5,8	44,0	0,7	2,4	6,7
Οκτώβριος	6,5	10,1	3,9	20,9	0,8	2,9	8,3
Νοέμβριος	5,8	8,5	2,9	9,8	0,7	2,6	7,1
Δεκέμβριος	5,1	7,3	4,4	36,1	0,7	2,5	7,1

Κεφάλαιο 4^ο

Μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με τη βοήθεια μετεωρολογικών παραμέτρων

4.1. Γενικά - Μετεωρολογικοί παράμετροι

Η βροχή αποτελεί ένα πολύπλοκο καιρικό φαινόμενο, η δημιουργία οποίου είναι μια πολυσύνθετη διαδικασία, καθώς υπεισέρχονται πλήθος παραγόντων, δυναμικών, και θερμοϋγρομετρικών διαδικασιών. Η πολυπλοκότητα του φαινομένου καθιστά δύσκολη τη διαδικασία εκτίμησης του ποσού βροχής που θα προσπίπτει στο έδαφος. Ωστόσο, υπάρχουν βασικοί παράγοντες, που ευνοούν την εμφάνιση βροχής σε μια περιοχή, όπως είναι η υγρασία και η αστάθεια που επικρατεί στην περιοχή μελέτης (Ahrens, 2000).

Η ποσότητα των υδρατμών αποτελεί έναν από τους κυριότερους παράγοντες για το σχηματισμό βροχής, καθώς μια επαρκής ποσότητα αυτών συμβάλλει στην ανάπτυξη νεφοσταγονιδίων και κατ' επέκταση στη δημιουργία υδροσταγόνων, που θα φτάσουν στο έδαφος με τη μορφή βροχής (Cavazos and Hewitson, 2002). Η παράμετρος της υγρασίας μπορεί να εκφραστεί με τη βοήθεια πολλών μεταβλητών. Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκαν οι μεταβλητές της σχετικής υγρασίας στα διάφορα ισοβαρικά επίπεδα, καθώς και η διαφορά των θερμοκρασιών ξηρού και υγρού θερμομέτρου.

Ωστόσο, η παρουσία υγρασίας είναι μια αναγκαία, αλλά όχι επαρκής συνθήκη για το σχηματισμό βροχής. Το ποσό βροχής που θα φτάσει στο έδαφος δεν εξαρτάται μόνο από το ποσό των υδρατμών, αλλά και τους μηχανισμούς ανύψωσης που οδηγούν τον υγρό αέρα σε συμπύκνωση και τη δημιουργία αστάθειας στην ατμόσφαιρα. Οι μηχανισμοί αυτοί περιγράφονται παρακάτω (Ahrens, 2000):

- **Θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά**

Η θέρμανση του εδάφους έχει ως αποτέλεσμα τη θέρμανση της αέριας μάζας, που βρίσκεται σε επαφή με αυτό, και περαιτέρω τη μεταβολή της πυκνότητάς της. Λόγω μεταβολής των θερμοϋγρομετρικών χαρακτηριστικών της αέριας μάζας, διαταράσσεται η ισορροπία της ατμόσφαιρας, ευνοώντας την ανάπτυξη κατακόρυφων κινήσεων. Έντονη θέρμανση του εδάφους παρατηρείται συνήθως κατά τις απογευματινές ώρες των θερινών μηνών, ευνοώντας την εκδήλωση καταιγίδων. Στην παρούσα εργασία, οι εν γένει περιπτώσεις βροχόπτωσης, που οφείλονται σε θερμικά αίτια, έχουν εξαχθεί από τη περίοδο μελέτης.

- **Ορογραφικοί μηχανισμοί στην περιοχή**

Καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του βροχομετρικού προφίλ του σταθμού της Λάρισας, παίζει η θέση της οροσειράς της Πίνδου ως προς αυτόν. Λόγω της δυτικής κίνησης των συνοπτικών συστημάτων, αφήνουν τα μεγαλύτερα ποσά βροχής στην προσήνεμη πλευρά της οροσειράς, εξηγώντας έτσι τα περιορισμένα ποσά βροχής που παρατηρούνται στο σταθμό. (Φλόκας, 1994)

- **Συνοπτικά και δυναμικά χαρακτηριστικά**

Η περίπτωση αυτή συνδέεται με τη διέλευση υφέσεων πάνω από την περιοχή μελέτης. Κατά τη βροχερή περίοδο, η πλειοψηφία των επεισοδίων βροχής οφείλεται στη διέλευση υφεσιακών συστημάτων πάνω από τον ελλαδικό χώρο. Μεταβλητές, που δηλώνουν την ύπαρξη και την ένταση του συστήματος που συνοδεύονται από εμφάνιση βροχής στην περιοχή ενδιαφέροντος, είναι η μεταβολή της πίεσης και των γεωδυναμικών υψών στα διάφορα ισοβαρικά επίπεδα, ο σχετικός στροβιλισμός και η κατακόρυφη ταχύτητα.

Παρακάτω, δίνεται μια σύντομη περιγραφή των ανεξάρτητων μεταβλητών που σχετίζονται με την εμφάνιση βροχής, και περιλαμβάνονται στο μοντέλο πρόγνωσης.

4.1.1. Γεωδυναμικό ύψος και η μεταβολή αυτού σε διάφορα ισοβαρικά επίπεδα

Το γεωδυναμικό ύψος μιας ισοβαρικής επιφάνειας εκφράζει το πάχος του στρώματος της ατμόσφαιρας που περιλαμβάνεται μεταξύ της ισοβαρικής επιφάνειας και της επιφάνεια μέσης στάθμης της θάλασσας (Πυθαρούλης, 2015; Καρακώστας, 2015). Στην παρούσα εργασία, τα γεωδυναμικά ύψη των ισοβαρικών επιφανειών 850, 700 και 500 hPa αποτελούν κάποιες από τις προτεινόμενες ανεξάρτητες μεταβλητές που λαμβάνονται για τη δημιουργία του μοντέλου πρόγνωσης. Οι διαφορές των γεωδυναμικών υψών μεταξύ των ισοβαρικών αυτών επιπέδων εκφράζουν τη θερμοκρασιακή κατάσταση της κατώτερης και μέσης τροπόσφαιρας και φανερώνουν την εκδήλωση αστάθειας στην περιοχή μελέτης.

Παράλληλα, ως μεταβλητές-προγνώστες για το μοντέλο επιλέγονται και οι μεταβολές των γεωδυναμικών υψών ανά 6ωρο, καθώς και οι μεταβολές αυτών σε ένα 24ωρο. Η μελέτη της μεταβολής του γεωδυναμικού ύψους κατά τη διάρκεια της ημέρας, ακόμη και η μεταβολή αυτού σε σχέση με τη προηγούμενη μέρα, είναι σημαντική, καθώς δείχνει την ενεργοποίηση αστάθειας στην περιοχή και περαιτέρω την εκδήλωση επεισοδίου βροχόπτωσης. Έτσι, ως ανεξάρτητες μεταβλητές χρησιμοποιούνται και οι: dz_{850} , dz_{700} και dz_{500} , που ορίζονται ως η αλγεβρική διαφορά του γεωδυναμικού ύψους στα 850, 700 και 500 hPa αντίστοιχα ανά 6ωρο, καθώς και για διάστημα 24 ωρών. Τέλος υπολογίστηκαν και οι διαφορές των γεωδυναμικών υψών μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών 500-1000, 500-700, 500-850 hPa.

4.1.2. Θερμοκρασία και η μεταβολή της στα διάφορα ισοβαρικά επίπεδα

Η θερμοκρασία είναι επίσης ένας καθοριστικός παράγοντας σχηματισμού βροχής σε μια περιοχή. Το κατακόρυφο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας καθορίζει το είδος και τα χαρακτηριστικά των νεφών που θα σχηματιστούν, καθώς και την ποσότητα βροχής που προσπίπτει στο έδαφος (Καρακώστας, 2015). Ως υποψήφιες για το μοντέλο ανεξάρτητες μεταβλητές χρησιμοποιούνται οι

Θερμοκρασίες των βασικών ισοβαρικών επιπέδων, 850,700, 500 hPa, καθώς και η Θερμοκρασία στα 2 μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους ανά 6ωρο.

Ωστόσο, η μεταβολή της θερμοκρασίας μέσα στην ημέρα, αλλά και σε διάστημα 24 ωρών, συνδέεται άμεσα με την εκδήλωση βροχής. Η διέλευση μετώπων (θερμών ή ψυχρών) προκαλεί μεταβολές στις τιμές της θερμοκρασίας και μπορεί να συνοδεύεται με σημαντικά ποσά βροχής για μια περιοχή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται για τη μελέτη αυτή και οι μεταβολές των θερμοκρασιών στα βασικά ισοβαρικά επίπεδα, αλλά και στα 2 μέτρα από το έδαφος.

4.1.3. Στροβιλισμός

Ο στροβιλισμός εξετάζει την περιστροφή του δείγματος αέρα γύρω από τον κατακόρυφο άξονα. Αποτελεί μια παράμετρο χρήσιμη στην πρόβλεψη της νεφοκάλυψης και υετού πάνω από μια σχετικά ευρεία περιοχή. Δεν επηρεάζει μόνο τη δημιουργία των κυκλωνικών και αντικυκλωνικών συστημάτων, αλλά σχετίζεται άμεσα με το σχηματισμό νεφών, τη δημιουργία υετού, καθώς και με αλλαγές της ατμοσφαιρικής πίεσης και των γεωδυναμικών υψών. Όταν ο σχετικός στροβιλισμός ελαττώνεται στην ανώτερη τροπόσφαιρα, σύγκλιση παρουσιάζεται στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Η εμφάνιση σύγκλισης στα κατώτερα στρώματα, με την προϋπόθεση επαρκούς ποσότητας υγρασίας, ευνοεί το σχηματισμό νεφών και κατ' επέκταση υετού. Γενικά ο στροβιλισμός μπορεί να προκληθεί, λόγω:

- της περιστροφής της γης (πλανητικός στροβιλισμός). Ισούται με την παράμετρο Coriolis ($f=2\Omega\mu\phi$, ϕ γεωγραφικό πλάτος), με τη μηδενική τιμή στον Ισημερινό και τη μέγιστη στους πόλους. Στο βόρειο ημισφαίριο ο στροβιλισμός είναι πάντα θετικός λόγω της κυκλωνικής περιστροφής της γης.
- της καμπυλότητας των ισοϋψών καμπυλών και της διάτμησης του ανέμου (σχετικός στροβιλισμός, ζ).

$$\vec{\zeta} = \nabla \times \vec{u} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (4.1)$$

Το άθροισμα του πλανητικού και σχετικού στροβιλισμού αναφέρεται ως απόλυτος στροβιλισμός ($\xi=f+\zeta$) (Πυθαρούλης, 2015). Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται οι τιμές του σχετικού στροβιλισμού στα ισοβαρικά επίπεδα των 850, 700 και 500 hPa.

4.1.4. Κατακόρυφες ταχύτητες ανέμου

Η σημαντικότερη εφαρμογή των κατακόρυφων κινήσεων είναι η πρόγνωση της πιθανότητας βροχόπτωσης και της ποσότητας αυτής. Οι κατακόρυφες κινήσεις επηρεάζουν την κατανομή της θερμοκρασίας, της υγρασίας και του ανέμου στην ατμόσφαιρα, διαταράσσοντας έτσι την ισορροπία της ατμόσφαιρας και προκαλώντας αστάθεια στην περιοχή ενδιαφέροντος. Με τη βοήθεια κάποιου από τους παραπάνω μηχανισμούς ενεργοποίησης αστάθειας, ο αέρας, που βρίσκεται κοντά στο έδαφος, οδηγείται σε ανοδική κίνηση και σε συμπύκνωση των υδρατμών με αποτέλεσμα το σχηματισμό νεφών και κατ' επέκταση βροχής. Η ταχύτητα της ανοδικής αυτής κίνησης σχετίζεται άμεσα με το ρυθμό συμπύκνωσης, του σχηματισμού βροχής, καθώς και την ποσότητα της βροχής που θα σχηματιστεί. Ισχυρές ανοδικές κινήσεις προκαλούν επιτάχυνση της διαδικασίας συμπύκνωσης υδρατμών και του σχηματισμού βροχής και αύξηση της ποσότητας βροχής που φτάνει στο έδαφος (Πυθαρούλης, 2015).

4.1.5. Δείκτες Αστάθειας

Η αστάθεια είναι μια κατάσταση της ατμόσφαιρας η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες ανοδικές κινήσεις. Έχει ως αποτέλεσμα τη συμπύκνωση υδρατμών και τη δημιουργία βροχής, καθώς και άλλων καιρικών φαινομένων. Στην ατμόσφαιρα παρατηρούνται δυο είδη αστάθειας: α) Δυναμική αστάθεια και β) Στατική αστάθεια. Η δυναμική αστάθεια αναφέρεται στην αστάθεια οριζόντια κινούμενων στρωμάτων ατμόσφαιρας και εκδηλώνεται με την ενίσχυση ή εξασθένηση, κυματοειδών διαταραχών, ή εκτροπών μικρών τμημάτων ρευστού από την κανονική τους ροή. Παραδείγματα δυναμικής αστάθειας είναι η διέλευση μετώπων (θερμών ή ψυχρών)

από την περιοχή. Αντίθετα η στατική αστάθεια αναφέρεται στις κατακόρυφες κινήσεις μιας μάζας αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα (Ζάνης, 2014).

Στη διαδικασία πρόγνωσης καιρού, κρίνεται πολλές φορές αναγκαία η έκφραση του βαθμού αστάθειας ή ευστάθειας με έναν αριθμό. Για το σκοπό αυτό, έχουν προταθεί διάφοροι εμπειρικοί δείκτες, οι δείκτες αστάθειας, που περιγράφουν το βαθμό αστάθειας της ατμόσφαιρας. Στην παρούσα εργασία, υπολογίστηκαν οι δείκτες K (KI) και Total-Totals Index (TTI).

4.1.5.1. Δείκτης K (K Index, KI)

Ο δείκτης K αποτελεί ένα μέτρο δυνητικότητας εκδήλωσης καταιγίδων. Δημιουργήθηκε αρχικά από τον Whiting, και τελειοποιήθηκε από τον George (1960). Υπολογίζεται με βάση τη σχέση που δίνεται παρακάτω:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (4.2)$$

Οι θερμοκρασίες της (4.2) εκφράζονται σε βαθμούς Κελσίου (°C).

Όπως φαίνεται από την παραπάνω σχέση (4.2), ο δείκτης αυτός αποτελεί συνάρτηση της θερμοκρασίας των ισοβαρικών επιπέδων 850, 700 και 500 hPa και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου των ισοβαρικών επιπέδων των 850 και 700 hPa. Η πληροφορία για τα ποσά υγρασίας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, τον καθιστά ένα χρήσιμο εργαλείο στην πρόγνωση των καταιγίδων. Ο δείκτης K δείχνει την πιθανότητα αστάθειας και εκδήλωσης καταιγίδων για τιμές άνω των 26, σύμφωνα με τον Πίνακα 4.1 (George, 1960).

Πίνακας 4.1: Τιμές του δείκτη K σχετικά με την πιθανότητα εκδήλωση καταιγίδων.

Δείκτης K	Πιθανότητα καταιγίδων
<20	Καμία πιθανότητα
20-25	Μεμονωμένες καταιγίδες
26-30	Ευρέως διάσπαρτες καταιγίδες
31-35	Διάσπαρτες καταιγίδες
>35	Πολυάριθμες καταιγίδες

Πηγή: Sturtevant, John S., 1995

4.1.5.2. Δείκτης Total-Totals (TTI)

Ο δείκτης αυτός που δημιουργήθηκε από τον Miller (1972), αποτελεί το αλγεβρικό άθροισμα των δύο δεικτών, του Vertical-Totals (VT) και του Cross-Totals (CT):

$$TTI = VT + CT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$$

(4.3)

όπου T_{850} , T_{500} είναι οι θερμοκρασίες στις ισοβαρικές στάθμες των 850 και 500 hPa αντίστοιχα, και T_{d850} η θερμοκρασία του σημείου δρόσου στο επίπεδο των 850 hPa. Οι παραπάνω θερμοκρασίες εκφράζονται σε βαθμούς Κελσίου ($^{\circ}\text{C}$). Ο δείκτης TTI λαμβάνει υπόψη τη θερμική αστάθεια του ατμοσφαιρικού στρώματος, που ορίζεται από τα ισοβαρικά επίπεδα των 850 και 500 hPa, καθώς και την υγρασία στο κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας, δημιουργώντας έτσι ένα χρήσιμο εργαλείο στην πρόγνωση καταιγίδας. Ωστόσο, πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή και να λαμβάνεται υπόψη για την εκδήλωση καταιγίδων όταν τα ποσά υγρασίας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι αρκετά χαμηλά. Για τιμές μεγαλύτερες των 45 δείχνουν ιδανικές συνθήκες για την ανάπτυξη ισχυρών καταιγίδων (Miller, 1972).

4.2. Μεθοδολογία

Στην ενότητα αυτή, παρουσιάζεται η μεθοδολογία στην οποία βασίζεται η δημιουργία του προγνωστικού μοντέλου, με απώτερο σκοπό την εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχόπτωσης, που καταγράφεται στο συνοπτικό σταθμό της Λάρισας.

4.2.1. Επιλογή των Ανεξάρτητων Μεταβλητών

Προκειμένου να δημιουργηθεί ένα στατιστικό μοντέλο που θα συνδέει την εξαρτημένη μεταβλητή, δηλαδή την ημερήσια βροχόπτωση που καταγράφεται από το συνοπτικό μετεωρολογικό σταθμό της Λάρισας, με ένα πλήθος από ανεξάρτητες μεταβλητές – μετεωρολογικές παραμέτρους – μέσω μιας γραμμικής, ή μη γραμμικής, σχέσης, κρίνεται σκόπιμος ο ορισμός κριτηρίων για την επιλογή των ανεξάρτητων μεταβλητών. Για τη δημιουργία του μοντέλου, πλην της στατιστικής συσχέτισης που μπορεί να εμφανίζουν οι υποψήφιες μεταβλητές με το ημερήσιο ύψος βροχής, θα πρέπει να είναι αντιπροσωπευτικές των καιρικών συνθηκών που επικρατούν στην περιοχή, κατά την διάρκεια ενός επεισοδίου βροχής. Για το λόγο αυτό, τα κριτήρια που ορίστηκαν για την επιλογή των παραμέτρων είναι στατιστικά αλλά και μετεωρολογικά.

Ένα από τα κριτήρια επιλογής των παραμέτρων, που συμπεριλαμβάνονται στο τελικό μοντέλο, είναι ο βαθμός συσχέτισης μεταξύ της εξαρτημένης και των ανεξάρτητων μεταβλητών. Προσδιορίζοντας το συντελεστή γραμμικής συσχέτισης μεταξύ του ημερήσιου ύψους βροχής και κάθε μιας από τις μετεωρολογικές παραμέτρους, που αναφέρονται σε προηγούμενο κεφάλαιο, προκύπτει ότι το εύρος τιμών του συντελεστή, κατά απόλυτη τιμή, κυμαίνεται από 0,05 έως 0,30 ($\alpha=0,05$). Οι μεγαλύτερες τιμές του συντελεστή παρουσιάζονται στη συσχέτιση της βροχόπτωσης με παραμέτρους υγρασίας, στροβιλισμού και αστάθειας (Πίνακας 4.2). Ωστόσο, η γραμμική σχέση των παραμέτρων με τη βροχόπτωση δεν είναι ιδιαίτερα υψηλή. Για το λόγο αυτό επιχειρήθηκε, να βρεθεί και άλλου είδους σχέση, πλην της γραμμικής, μεταξύ της εξαρτημένης και των ανεξάρτητων μεταβλητών. Πραγματοποιήθηκαν έλεγχοι για την ύπαρξη σημαντικής εκθετικής,

πολυωνυμικής και λογαριθμικής σχέσης μεταξύ της βροχόπτωσης και των ανεξάρτητων μετεωρολογικών παραμέτρων. Για ορισμένες παραμέτρους, προέκυψε σημαντική πολυωνυμική σχέση μεταξύ αυτών και της βροχόπτωσης.

Πίνακας 4.2: Τιμές συντελεστής συσχέτισης των ανεξάρτητων μεταβλητών των μοντέλων με τα ημερήσια ποσά βροχής του σταθμού της Λάρισας για την περίοδο 1979-2011 ($\alpha=0,05$).

Μεταβλητές του μοντέλου	Συντελεστής συσχέτισης
(y_hum 700) ₁₈	0,12
(v700) ₀₀	0,23
(w850) ₀₀	- 0,16
(w500 2ου) ₁₂	0,22
(vor 850) ₀₀	0,15
(vor 700) ₀₆	0,08
(vor 500) ₁₈	0,14
(t2m) ₀₀	0,12
(t-td 2ου) ₁₂	0,30
(KI2ου) ₀₆	0,22
(dz 850) ₁₂	-0,21
(div 850) ₁₈	-0,10
(w7002ου) ₁₂	0,24
(w500) ₀₀	-0,22
(vor 700) ₁₂	0,11
hum 500 06	0,16
dt2m 12	-0,14
div 850 12 2ου	0,08

Από μετεωρολογικής άποψης, οι ανεξάρτητες μεταβλητές επιλέχθηκαν με βάση τη φυσική τους σημασία, καθώς και την ικανότητά τους να περιγράψουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας και τις συνθήκες που επικρατούν στην επιφάνεια κατά τις ημέρες βροχής. Είναι γνωστό ότι ο υετός αποτελεί μια από τις πιο δύσκολες παραμέτρους μελέτης και εκτίμησης, λόγω της πολυπλοκότητας των διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα κατά το σχηματισμό του. Ωστόσο, η ποσότητα του υετού, που προσπίπτει στο έδαφος, εξαρτάται από το συνδυασμό ενός πλήθους παραγόντων, όπως είναι η υγρασία, η αστάθεια που επικρατεί, οι κατακόρυφες κινήσεις και το θερμοκρασιακό προφίλ της τροπόσφαιρας,. Οι παράγοντες αυτοί, είναι αναγκαίο να περιλαμβάνονται στο τελικό μοντέλο, έτσι ώστε να αναπαρίσταται στο μέγιστο βαθμό το μετεωρολογικό αυτό φαινόμενο.

Επομένως, με βάση τις δύο κατηγορίες κριτηρίων, γίνεται η προσπάθεια δημιουργίας μιας μαθηματικής έκφρασης, με την επιλογή όσο το δυνατόν πιο αντιπροσωπευτικών μεταβλητών του φαινομένου που περιγράφεται.

4.2.2. Επιλογή στατιστικής μεθόδου

Σκοπός στην παρούσα εργασία είναι η δημιουργία ενός στατιστικού μοντέλου, που να συνδέει το ημερήσιο ύψος βροχόπτωσης με ένα πλήθος ανεξάρτητων μεταβλητών, αντιπροσωπευτικών της κατάστασης της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου. Η συνάρτηση που θα προκύψει, θα πρέπει να είναι ικανή να αναπαράγει τις συνθήκες που επικρατούν, τόσο στην ατμόσφαιρα, όσο και στην επιφάνεια, να παρέχει φυσική ερμηνεία του φαινομένου, καθώς και να είναι εύκολη στη χρήση.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη δημιουργία στατιστικών μοντέλων για την εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχής με τη βοήθεια διαφόρων στατιστικών μεθόδων, όπως: γραμμική παλινδρόμηση, διαχωριστική ανάλυση, λογιστική παλινδρόμηση και νευρωνικά δίκτυα. Στην εργασία αυτή, για τη δημιουργία του μοντέλου, αρχικά χρησιμοποιήθηκε η στατιστική μέθοδος της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης. Αποτελεί μια από τις πιο γνωστές στατιστικές μεθόδους για τη δημιουργία μιας γραμμικής σχέσης μεταξύ μιας

εξαρτημένης μεταβλητής με ένα πλήθος ανεξάρτητων μεταβλητών. Η γενική μορφή του γραμμικού μοντέλου είναι η ακόλουθη:

$$DR = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i x_i \quad (4.4)$$

όπου DR η εξαρτημένη μεταβλητή, δηλαδή η ημερήσια βροχόπτωση, a_i οι συντελεστές των μεταβλητών και x_i οι ανεξάρτητες μεταβλητές.

Ωστόσο, ορισμένες έρευνες έδειξαν ότι μοντέλα παλινδρόμησης για την εκτίμηση της βροχόπτωσης εμφανίζουν χαμηλές τιμές συσχέτισης μεταξύ των αποτελεσμάτων των μοντέλων και των παρατηρούμενων ποσών βροχής (Buishand et al., 2004) και αδυναμία πρόγνωσης των ακραίων επεισοδίων βροχής (Fealy and Sweeney, 2007). Για το λόγο αυτό, επιχειρείται η μελέτη της μεταβλητής της βροχόπτωσης ως διακριτή μεταβλητή, με στόχο τη βελτίωση των προβλέψεων αυτής. Για την επίτευξη αυτού του στόχου, εφαρμόζεται μια δεύτερη μέθοδος, η διαχωριστική ανάλυση, η οποία περιγράφεται παρακάτω. Η κύρια διαφορά των δυο αυτών μεθόδων είναι ότι, τα αποτελέσματα της διαχωριστικής ανάλυσης αποτελούν τις προβλέψεις των πιθανότερων κατηγοριών σε αντίθεση με εκείνα της παλινδρόμησης που αντιστοιχούν σε τιμές της παραμέτρου.

4.2.2.1. Διαχωριστική ανάλυση (Discriminant analysis)

Αποτελεί μια μέθοδο ταξινόμησης σε πλήθος διακριτών ομάδων, ή κατηγοριών, με τη βοήθεια γραμμικών συνδυασμών ορισμένων μεταβλητών. Χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό παραμέτρων που συμβάλλουν στο διαχωρισμό διαφορετικών ομάδων, καθώς και στην ταξινόμηση περιπτώσεων σε διαφορετικές ομάδες με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια. Παράλληλα μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως μέθοδος πρόγνωσης.

Η διαχωριστική ανάλυση είναι μια μέθοδος που έχει χρησιμοποιηθεί και σε διάφορους άλλους επιστημονικούς τομείς, όπως η βιολογία, η ψυχολογία, η κοινωνιολογία και οι πολιτικές επιστήμες. Στη μετεωρολογία έχει χρησιμοποιηθεί κυρίως για την κατηγοριοποίηση καταστάσεων και για τον έλεγχο της ικανότητας διαχωρισμού ήδη υπάρχουσών κατηγοριών (Diab et al., 1991; Kassomenos et al.,

1998; Michailidou et al., 2009). Επίσης, έχει χρησιμοποιηθεί και ως μέθοδος πρόγνωσης στη Μετεωρολογία, στην Κλιματολογία και στην Αγρομετεωρολογία (Ward and Folland, 1991; Βάρφη et al., 1998; Τουρναβίτη et al., 2000). Τέλος η διαχωριστική ανάλυση έχει εφαρμοστεί και για την παρεμβολή μετεωρολογικών δεδομένων (Young, 1992).

Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής απαιτείται η πλήρωση ορισμένων προϋποθέσεων (Klecka, 1990) οι οποίες παρατίθενται παρακάτω:

- Το πλήθος των ομάδων να είναι τουλάχιστον δύο.
- Οι περιπτώσεις, που θα ανήκουν σε κάθε ομάδα, να είναι τουλάχιστον δύο.
- Ο αριθμός των μεταβλητών που χρησιμοποιούνται για τη διάκριση των ομάδων, να είναι τουλάχιστον μικρότερος κατά δυο, από το σύνολο των περιπτώσεων.
- Οι διακριτές μεταβλητές να είναι ποσοτικές.
- Καμία από τις διακριτές μεταβλητές να μην αποτελεί γραμμικό συνδυασμό άλλων μεταβλητών.
- Οι πίνακες συνδιασποράς για κάθε ομάδα να είναι ίσοι, εκτός και αν χρησιμοποιείται ειδικός τύπος, ή σχέση.
- Κάθε ομάδα να προέρχεται από πολυμεταβλητή κανονική κατανομή.

Πολλές φορές, κάποιες από τις παραπάνω προϋποθέσεις δεν πληρούνται. Για την αποφυγή τυχόν σφαλμάτων, από τη μη πληρότητα των προϋποθέσεων της μεθόδου, στα αποτελέσματα της μελέτης υπολογίζεται ένα μέτρο αξιολόγησης, το ποσοστό σωστής κατάταξης. Αν το ποσοστό αυτό είναι υψηλό, τότε η μη ικανοποίηση κάποιων προϋποθέσεων δεν επηρεάζει αρνητικά τη διεξαγωγή της έρευνας. Αντίθετα, αν αυτό είναι χαμηλό, τότε αυτό μπορεί να οφείλεται, είτε στη μη ικανοποίηση των παραπάνω παραδοχών, είτε στην αδυναμία των επιλεγμένων μεταβλητών στο διαχωρισμό των ομάδων.

Εφαρμόζοντας τη μέθοδο της διαχωριστικής ανάλυσης, προκύπτουν συναρτήσεις, μέσω των οποίων πραγματοποιείται ο διαχωρισμός των δεδομένων σε ομάδες. Η μαθηματική έκφραση που έχει μια συνάρτηση διαχωρισμού δίνεται από την ακόλουθη σχέση (Klecka, 1990):

$$F_{ik} = W_0 + \sum_{j=1}^n W_j X_{jk} \quad (4.5)$$

όπου F_{ik} είναι το σκορ της συνάρτησης για την περίπτωση k , X_{jk} είναι η τιμή της μεταβλητής X_j για την περίπτωση k , και W_j για $j=0, n$ είναι οι τυποποιημένοι συντελεστές των συναρτήσεων. Το πλήθος των συναρτήσεων αυτών είναι κατά μια λιγότερες από το πλήθος των ομάδων.

Ο έλεγχος της αξιοπιστίας των διαχωριστικών συναρτήσεων πραγματοποιείται με τη βοήθεια του αριθμού Wilks Lambda, σε επίπεδο σημαντικότητας 0,05. Το Wilks Lambda είναι το κλάσμα της μεταβλητότητας ανάμεσα στις ομάδες (within-groups variability), προς τη συνολική μεταβλητότητα (total variability) των διαχωριστικών μεταβλητών. Οι τιμές του κυμαίνονται από 0 έως 1. Όσο πιο μικρή είναι η τιμή του, τόσο πιο μεγάλη είναι η διακριτική ικανότητα του μοντέλου. Η διαδικασία επιλογής των μεταβλητών που χρησιμοποιήθηκε είναι η βηματική (stepwise) επιλογή, με τη μορφή της «προς τα εμπρός επιλογής» (forward selection) με τη βοήθεια του στατιστικού πακέτου Xlstat.

4.2.2.2. Διαχωρισμός βροχόπτωσης σε κλάσεις

Για τη χρήση της διαχωριστικής ανάλυσης, απαιτείται ο διαχωρισμός της ημερήσιας βροχόπτωσης σε ένα πλήθος ομάδων. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε η διακριτοποίηση αυτής σε κλάσεις, με βάση το ημερήσιο ύψος της.

Ο διαχωρισμός της βροχόπτωσης σε κλάσεις είναι μια περίπλοκη διαδικασία, καθώς ο τρόπος διαχωρισμού και η επιλογή των ορίων κάθε κλάσης εξαρτάται κυρίως από την εμπειρία του ερευνητή. Πολλοί ερευνητές έχουν προσπαθήσει να εντοπίσουν τα όρια κλάσεων που να διαχωρίζουν τη βροχόπτωση σε ασθενή, μέτρια, δυνατή και έντονη. Δύο επικρατέστερες προσεγγίσεις για τον ορισμό των ορίων των κλάσεων είναι η μέθοδος των σταθερών ορίων (fixed-threshold method) και η μέθοδος των ποσοστών (percentile-defined threshold method) (Groisman et al., 2012). Με τη μέθοδο των σταθερών ορίων, ο προσδιορισμός των ορίων της κάθε κλάσης γίνεται με βάση κάποια χαρακτηριστικά της παραμέτρου, τις επιπτώσεις της, ή κάποιο άλλο κριτήριο, ενώ με τη μέθοδο των ποσοστών πραγματοποιείται

λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή πιθανοτήτων της βροχόπτωσης στην περιοχή μελέτης (Brunetti et al., 2004; Gallego et al., 2005; Martinez et al., 2007). Συγκρίνοντας τις δυο μεθόδους, η μέθοδος των ποσοστών υπερτερεί της μεθόδου των σταθερών ορίων, λόγω της ικανότητάς της να αναπαριστά ικανοποιητικά τη χωρική μεταβλητότητα της βροχόπτωσης. Ωστόσο, η ποσότητα της βροχόπτωσης που αντιστοιχεί σε ένα προκαθορισμένο ποσοστό, διαφέρει από τόπο σε τόπο και καθιστά αδύνατη τη σύγκριση αυτών για διαφορετικές περιοχές.

Πλην των δυο προαναφερθέντων μεθόδων, έχουν πραγματοποιηθεί έρευνες διαιρώντας τη βροχόπτωση σε κλάσεις με τη βοήθεια στατιστικών μεθόδων ταξινόμησης, όπως είναι η ανάλυση κατά συστάδες. Οι Nazaripour and Khosravi (2011) χρησιμοποίησαν μια ιεραρχική ανάλυση ταξινόμησης για τον εντοπισμό πέντε τύπων βροχόπτωσης με βάση κάποια χαρακτηριστικά, όπως η διάρκεια ημερήσιας βροχής, το συνολικό μηνιαίο ύψος βροχής και τη συχνότητα εμφάνισης.

Στην παρούσα εργασία, ο διαχωρισμός της βροχόπτωσης πραγματοποιείται με τη βοήθεια της ανάλυσης κατά συστάδες, και συγκεκριμένα με τη μέθοδο k-means. Η μέθοδος k-means αποτελεί μια αντικειμενική μέθοδο διαχωρισμού παρατηρήσεων βροχόπτωσης σε ομάδες, λαμβάνοντας υπόψη κάποια κοινά χαρακτηριστικά που εμφανίζουν οι ημέρες βροχής. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου k-means για το διαχωρισμό των ομάδων, χρησιμοποιείται ως μετρική, η ευκλείδεια απόσταση, και ως μέθοδο ομοιότητας, η μέθοδος Wilks Lambda (MacQueen, 1967).

4.2.3. Αξιολόγηση αποτελεσμάτων

Για τον έλεγχο της προγνωστικής ικανότητας, απαιτείται ο διαχωρισμός της περιόδου μελέτης σε δυο περιόδους, την περίοδο βαθμονόμησης (δημιουργίας) του μοντέλου και την περίοδο αξιολόγησης. Γενικά, για την δημιουργία ενός αξιόπιστου στατιστικού μοντέλου πρόγνωσης, τα δεδομένα που θα χρησιμοποιηθούν, είναι απαραίτητο να είναι τουλάχιστον 5-6 ετών (Carter, 1986). Στην παρούσα μελέτη, ως περίοδο βαθμονόμησης του μοντέλου ορίζεται η περίοδος 1979-2011, που περιλαμβάνει το 90% της αρχικής βάσης δεδομένων. Το

υπόλοιπο 10% των δεδομένων (2012-2015) χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση του μοντέλου.

Η προγνωστική ικανότητα του μοντέλου πραγματοποιείται με τη βοήθεια τριών μέτρων αξιολόγησης: του ποσοστού επιτυχίας (*Percentage Correct, PC*), του σφάλματος συχνοτήτων (*Bias ή Frequency Bias*) και του *Heidke skill score (HSS)*. Τα μέτρα αυτά υπολογίζονται και για τις δυο περιόδους, με τη βοήθεια ενός πίνακα, του πίνακα ενδεχομένων (*Contingency matrix*) (Wilks, 1995), όπου μια γενικευμένη μορφή του πίνακα απεικονίζεται στον Πίνακα 4.3. Κάθε στήλη του πίνακα αναπαριστά το πλήθος των περιπτώσεων, που αποδίδονται σε μια ομάδα πρόγνωσης, ενώ κάθε σειρά αυτού, δείχνει το πλήθος των περιπτώσεων σε κάθε πραγματική ομάδα. Παρατίθεται μια σύντομη περιγραφή των μέτρων αξιολόγησης (Πίνακας 4.4).

Πίνακας 4.3: Πίνακας ενδεχομένων (Contingency matrix)

Παρατηρήσεις	Προβλέψεις				Σύνολο
	1	2	3	4	
1	α	β	γ	δ	A
2	ϵ	ζ	η	θ	B
3	ι	κ	λ	μ	Γ
4	ν	ξ	$\omicron$	π	Δ
Σύνολο	E	Z	H	Θ	K
Όπου	$A = \alpha + \beta + \gamma + \delta$, $B = \epsilon + \zeta + \eta + \theta$, $\Gamma = \iota + \kappa + \lambda + \mu$, $\Delta = \nu + \xi + \omicron + \pi$, $E = \alpha + \epsilon + \iota + \nu$, $Z = \beta + \zeta + \kappa + \xi$, $H = \gamma + \eta + \lambda + \omicron$, $\Theta = \delta + \theta + \mu + \pi$				

Με τη βοήθεια των παραπάνω μέτρων αξιολόγησης διεξάγονται τα συμπεράσματα σχετικά με την προγνωστική ικανότητα του μοντέλου.



Πίνακας 4.4: Περιγραφή των μέτρων αξιολόγησης.

Μέτρα αξιολόγησης	Περιγραφή	Τύπος
Ποσοστό επιτυχίας (Percentage Correct, PC)	Εκφράζει το ποσοστό των σωστών προβλέψεων ως προς το σύνολο των παρατηρήσεων.	$PC = \frac{\alpha + \zeta + \lambda + \pi}{K}$
Σφάλμα συχνοτήτων (Bias ή Frequency Bias)	- Παρέχει έλεγχο για το αν οι κατηγορίες προβλέπονται με τη σωστή συχνότητα. - Ιδανική τιμή του μέτρου αυτού είναι η τιμή 1. - Αν η τιμή του υπερβαίνει την τιμή 1, τότε η κατηγορία i υπερεκτιμάται. - Αν η τιμή του είναι μικρότερη του 1, τότε η κατηγορία i υποεκτιμάται.	$Bias = \frac{\text{Αριθμός προβλέψεων}}{\text{Αριθμός παρατηρήσεων}} = \frac{A}{E} \frac{B}{Z} \frac{\Gamma}{H} \frac{\Delta}{\Theta}$
Heidke skill score (HSS) (Heidke, 1926)	- Αποτελεί ένα μέτρο για κατηγορικές προβλέψεις, όπου το ποσοστό επιτυχίας (PC) κλιμακώνεται με την τιμή αναφοράς των ορθών προβλέψεων που οφείλονται στην τύχη. - Μετρά τη βελτίωση των προβλέψεων κατά το πρότυπο πρόγνωσης. - Το εύρος των τιμών του κυμαίνεται από $-\infty$ έως 1. - Οι αρνητικές τιμές δείχνουν βελτίωση της τυχαίας πρόγνωσης, το μηδέν δεν δείχνει καμία ικανότητα, ενώ η τιμή 1 δηλώνει τέλεια πρόγνωση.	$HSS = \frac{(\text{αριθμός σωστών προβλέψεων}) - (\text{αριθμός σωστών τυχαίων προβλέψεων})}{(\text{σύνολο παρατηρήσεων}) - (\text{αριθμός σωστών τυχαίων προβλέψεων})}$ $= \frac{[(\alpha + \zeta + \lambda + \pi) - ((AE + BZ + \Gamma H + \Delta \Theta) / K)]}{[K - (AE + BZ + \Gamma H + \Delta \Theta) / K]}$

4.3. Ανάλυση και Αποτελέσματα

Κύριος στόχος στην εργασία αυτή είναι η δημιουργία ενός μοντέλου, ικανού να λαμβάνει υπόψη τις συνθήκες που επικρατούν στην ατμόσφαιρα και στο έδαφος κατά την εκδήλωση του φαινομένου και να εκτιμά το ημερήσιο ποσό βροχής που καταγράφεται στην περιοχή μελέτης. Για την επίτευξη του στόχου, η μεταβλητή της βροχόπτωσης αντιμετωπίστηκε ως συνεχής, αλλά και ως διακριτή μεταβλητή, με σκοπό τη βελτιστοποίηση της πρόγνωσης. Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα μοντέλα που προκύπτουν από την εφαρμογή των δυο στατιστικών μεθόδων, καθώς και η αξιολόγηση αυτών με τη βοήθεια κατάλληλων μέτρων.

4.3.1. Μοντέλο πολλαπλής παλινδρόμησης και αξιολόγηση του

Έπειτα από τον έλεγχο ποιότητας των δεδομένων, που χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία του μοντέλου, γίνεται εφαρμογή της πολλαπλής παλινδρόμησης. Το μοντέλο, που προκύπτει από τη μέθοδο της παλινδρόμησης, δίνεται από την ακόλουθη μαθηματική σχέση:

$$\begin{aligned} \text{Rain} = & -6,775 + 0,805 \cdot (t - t_{d200})_{12} + 0,261 \cdot (KI_{200})_{12} + 0,075 \cdot (v_{700})_{00} \\ & + 1,664 \cdot (w_{850})_{00} + 0,400 \cdot (w_{700} \text{ } 200)_{12} - 0,412 \cdot (w_{500} \text{ } 200)_{12} + 0,082 \cdot (vor \text{ } 500)_{18} \\ & + 0,159 \cdot (vor \text{ } 700)_{06} - 0,123 \cdot (dz_{850})_{12} + 0,201 \cdot (t_{2m})_{00} + 0,017 \cdot (y_rh_{700})_{18} \\ & - 0,013 \cdot (div_{850})_{18} \end{aligned} \quad (4.6)$$

όπου

- $t - t_{d200}$: πολυώνυμο 2ου βαθμού της απόκλισης της θερμοκρασίας από το σημείο δρόσου (°C).
- KI_{200} : πολυώνυμο 2ου βαθμού του δείκτη K.
- v_{700} : η συνιστώσα του ανέμου διεύθυνσης βορρά-νότου στην ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa (m/s).
- w_{500} , w_{700} , w_{850} : η κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου στις ισοβαρικές επιφάνειες 500, 700 και 850 hPa, αντίστοιχα (cm/s).
- $vor \text{ } 700$, $vor \text{ } 500$: σχετικός στροβιλισμός στα 700 και 500 hPa ($10^{-6} s^{-1}$).
- dz_{850} : η μεταβολή του γεωδυναμικού στην επιφάνεια των 850 hPa (gpm).

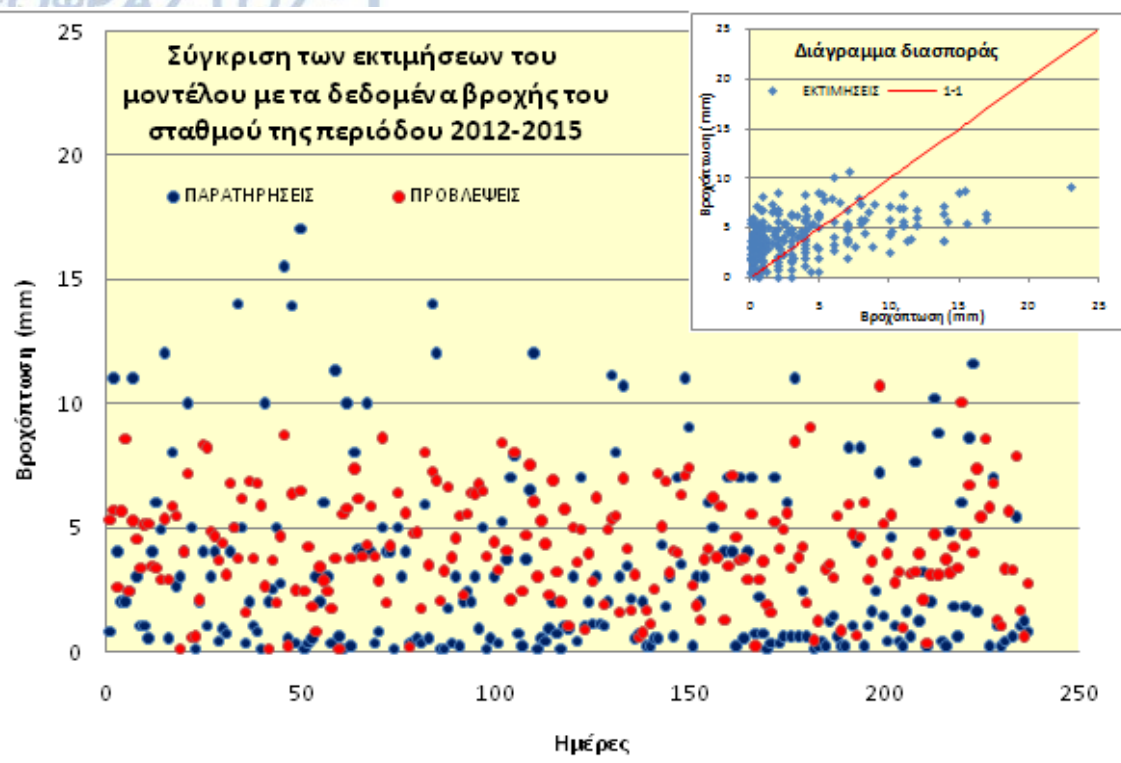
- t_{2m} : η θερμοκρασία στα 2 μέτρα ($^{\circ}\text{C}$).
- y_{rh700} : η σχετική υγρασία στα 700 hPa της προηγούμενης μέρας.
- $div850$: οριζόντια απόκλιση στα 850 hPa (10^{-6}s^{-1}).

Οι δείκτες των ανεξάρτητων μεταβλητών δηλώνουν την ώρα σε UTC.

Σύμφωνα με τη σχέση (4.5), οι ανεξάρτητες μεταβλητές, που συνιστούν το μοντέλο παλινδρόμησης, είναι κυρίως μεταβλητές αστάθειας, υγρασίας, στροβιλισμού και κατακόρυφων κινήσεων. Οι μεταβλητές αυτές δίνουν πληροφορίες για τη θερμοδυναμική και δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας, καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Οι συντελεστές αυτών δείχνουν τη σημαντικότητα τους στην πρόγνωση της βροχής. Παρατηρείται ότι τις υψηλότερες τιμές εμφανίζουν οι συντελεστές της κατακόρυφης ταχύτητας στο επίπεδο των 850 hPa και της υγρασίας κοντά στην επιφάνεια. Δηλαδή, αποτυπώνονται δύο από τους πιο σημαντικούς παράγοντες για τη συμπύκνωση των υδρατμών, τη δημιουργία νεφών και κατ' επέκταση το σχηματισμό βροχής.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση του μοντέλου παλινδρόμησης, με βάση το βαθμό συσχέτισης μεταξύ των παρατηρούμενων και προβλεπόμενων τιμών. Ο συντελεστής συσχέτισης των παρατηρήσεων με τις εκτιμήσεις του μοντέλου, για την περίοδο βαθμονόμησης, ισούται με 0,48. Η τιμή αυτή μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητική για ένα μοντέλο πρόγνωσης της βροχόπτωσης, λαμβάνοντας υπόψη την πολυπλοκότητα του φαινομένου. Εφαρμόζοντας το μοντέλο για την περίοδο αξιολόγησης (2012-2015), πραγματοποιήθηκε σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου με τις παρατηρήσεις βροχής της περιόδου. Τα αποτελέσματα αυτής της σύγκρισης απεικονίζονται στο Σχήμα 4.1.

Από το Σχήμα 4.1, γίνεται εμφανής η υπερεκτίμηση των μικρών ποσών βροχής, καθώς και η αδυναμία του μοντέλου να εκτιμήσει ποσά βροχής άνω των 10 mm. Η αδυναμία του αυτή οφείλεται κυρίως στην έντονη μεταβλητότητα που εμφανίζουν οι τιμές της παραμέτρου. Η μεταβλητότητα αυτή συμβάλλει σημαντικά στη μείωση της προγνωστικής ικανότητας του μοντέλου. Ο συντελεστής συσχέτισης των εκτιμήσεων του μοντέλου με τα ποσά που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας την περίοδο 2012-2015 ισούται με 0,52 ($\alpha=0,01$).



Σχήμα 4.1: Διάγραμμα σύγκρισης των εκτιμήσεων του μοντέλου παλινδρόμησης με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας την περίοδο 2012-2015.

Προκειμένου να μειωθεί ο βαθμός μεταβλητότητας της παραμέτρου και να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου, εφαρμόστηκε τρίτη ρίζα στα δεδομένα της βροχόπτωσης. Με τον τρόπο αυτό, επιτυγχάνεται μείωση της μεταβλητότητάς της, με την κατανομή των τιμών που προκύπτουν να προσεγγίζει την κανονική κατανομή. Εφαρμόζοντας τη μέθοδο της παλινδρόμησης για τις τροποποιημένες τιμές της βροχόπτωσης, προκύπτει το ακόλουθο μοντέλο:

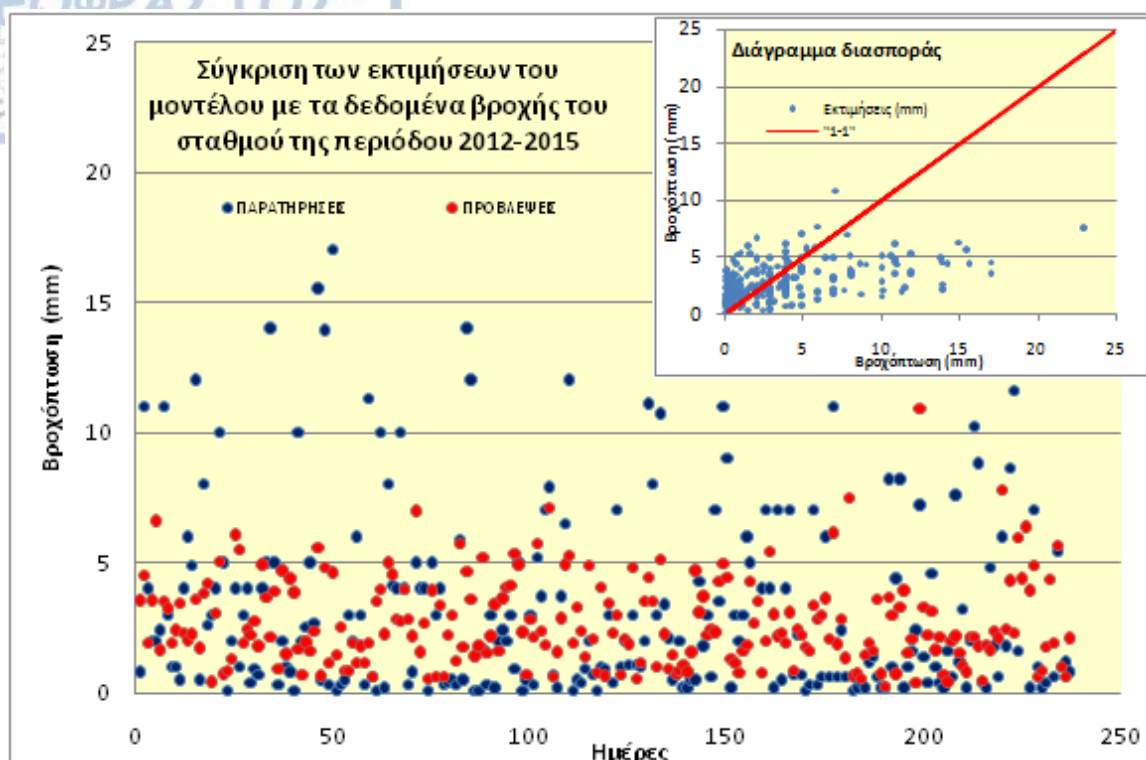
$$\begin{aligned}
 \sqrt[3]{Rain} = & -0,049 + 0,110 \cdot (t - td2ou)_{12} + 0,036 \cdot (KI2ou)_{12} + 0,007 \cdot (v700)_{00} - \\
 & 0,161 \cdot (w850)_{00} + 0,046 \cdot (w700 \ 2ou)_{12} - 0,181 \cdot (w500)_{00} - 0,05 \cdot (w5002ou)_{12} \\
 & + 0,008 \cdot (vor \ 500)_{18} - 0,019 \cdot (vor \ 700)_{06} - 0,013 \cdot (vor700)_{12} + 0,012 \cdot (vor850)_{00} \\
 & - 0,018 \cdot (dz850)_{12} + 0,023 \cdot (t2m)_{00} + 0,003 \cdot (y_rh700)_{18}
 \end{aligned} \quad (4.7)$$

Συγκρίνοντας τις σχέσεις (4.6) και (4.7), παρατηρείται ότι οι ανεξάρτητες μεταβλητές, από τις οποίες αποτελούνται, είναι κατά κύριο λόγο ίδιες, με μια διαφοροποίηση ως προς τους συντελεστές των μεταβλητών. Με τη δημιουργία αυτού του μοντέλου, επιτεύχθηκε μια βελτίωση της απόδοσης του μοντέλου παλινδρόμησης,

με το συντελεστή συσχέτισης να ανέρχεται στο 0,57($\alpha=0,01$). Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.2, οι τιμές του μοντέλου προσεγγίζουν ικανοποιητικά ποσά βροχής κάτω των 5 mm.

Παράλληλα, παρατηρείται μια τάση του μοντέλου να προσεγγίσει ποσά βροχής άνω των 5 mm. Ωστόσο, η αδυναμία του μοντέλου να προσεγγίσει μεγαλύτερα ποσά βροχής εξακολουθεί να υφίσταται.

Συγκριτικά με άλλες μελέτες, από την εφαρμογή της πολλαπλής παλινδρόμησης για τον υποβιβασμό κλίμακας της ημερήσιας βροχόπτωσης στην περιοχή του Μόντρεαλ (Quebec, Canada), οι Nguyen et al. (2006) κατέληξαν σε πολύ χαμηλές τιμές συσχέτισης του μοντέλου με τις παρατηρήσεις (0,25-0,31) λόγω της έντονης μεταβλητότητας των δεδομένων της βροχής. Στην προσπάθεια βελτίωσης των αποτελεσμάτων στατιστικής πρόγνωσης, πολλές μελέτες (Buishand et al., 2004; Abaurrea and Asín, 2005; Fealy and Sweeney, 2007) χρησιμοποίησαν το συνδυασμό δυο στατιστικών μεθόδων: τη μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης (Logistic Regression) για την πιθανότητα εμφάνισης βροχής και τη προσέγγιση γενικευμένης γραμμικής μοντελοποίησης (Generalized Linear Modelling, GLM) για την εκτίμηση του ποσού βροχής. Τα αποτελέσματα έδειξαν σημαντική βελτίωση της προγνώσεων συγκριτικά με εκείνα της μεθόδου πολλαπλής παλινδρόμησης. Συγκεκριμένα, οι Fealy and Sweeney (2007) δημιούργησαν προγνωστικά μοντέλα σε εποχιακή βάση για την εκτίμηση της ημερήσιας βροχόπτωσης 14 σταθμών με τη μέθοδο GLM. Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής δείχνουν βελτίωση στην εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχής με τις τιμές του συντελεστή συσχέτισης εκτιμήσεων-δεδομένων βροχόπτωσης των σταθμών να κυμαίνονται 0,33 έως 0,59. Παρά τη βελτίωση ως προς τις τιμές συσχέτισης, η μεταβλητότητα των τιμών βροχόπτωσης αποτελεί εμπόδιο στην ακριβή εκτίμηση αυτών στην περιοχή ενδιαφέροντος.

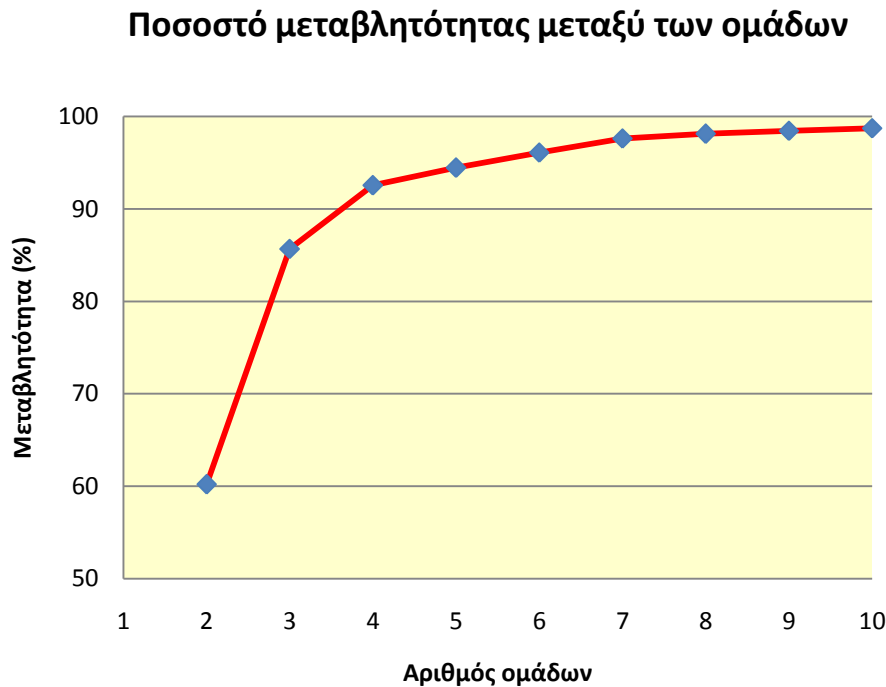


Σχήμα 4.2: Διάγραμμα παρατηρούμενων και προβλεπόμενων τιμών βροχόπτωσης σύγκρισης των εκτιμήσεων του μοντέλου παλινδρόμησης με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας την περίοδο 2012-2015.

4.3.2. Μοντέλο διαχωριστικής ανάλυσης και αξιολόγηση του

Λόγω της αδυναμίας εκτίμησης με ακρίβεια του ημερήσιου ποσού, επιχειρήθηκε η μελέτη αυτού ως διακριτή μεταβλητή και η δημιουργία ενός αλγορίθμου πρόγνωσης, εφαρμόζοντας τη μέθοδο της διαχωριστικής ανάλυσης. Τα αποτελέσματα της μεθόδου παρατίθενται παρακάτω.

Πριν την εφαρμογή της μεθόδου όμως απαιτείται η κατηγοριοποίηση της μεταβλητής. Η κατηγοριοποίηση αυτή πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια της μεθόδου k-means. Ο προσδιορισμός του αριθμού των κλάσεων έγινε με βάση το διάγραμμα μεταβλητότητας μεταξύ των κλάσεων (Σχήμα 4.3). Το σημείο, όπου ο ρυθμός μεταβλητότητας μειώνεται σημαντικά παρουσιάζοντας ένα κατώφλι, αντιστοιχεί στο βέλτιστο αριθμό κλάσεων. Στην προκειμένη περίπτωση, ο ιδανικός αριθμός που προκύπτει αντιστοιχεί στις τέσσερις (4) κλάσεις.



Σχήμα 4.3: Διάγραμμα ποσοστιαίας μεταβλητότητας μεταξύ των ομάδων που προκύπτει από την ανάλυση συστάδων για τον προσδιορισμό του αριθμού των κλάσεων ταξινόμησης.

Έχοντας προσδιορίσει τον αριθμό των κλάσεων που θα ταξινομηθούν τα επεισόδια βροχής, εφαρμόστηκε η μέθοδος ταξινόμησης k-means. Για την εφαρμογή της μεθόδου, χρησιμοποιήθηκαν μεταβλητές που εμφανίζουν μικρό βαθμό συσχέτισης ($<0,10$) με τη βροχόπτωση με στόχο τον καλύτερο διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής. Από τον διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής, διαμορφώθηκαν οι 4 κλάσεις βροχής. Η πρώτη κατηγορία (A_1) αποτελείται από το 60% των περιπτώσεων βροχής με τα ποσά αυτής να μην ξεπερνούν τα 3mm. Στην δεύτερη κατηγορία (A_2) περιλαμβάνεται το 22% των επεισοδίων βροχής των οποίων τα ύψη βροχής δεν ξεπερνούν τα 7,5mm. Ένα ποσοστό της τάξης των 12% των περιπτώσεων περιλαμβάνονται στην τρίτη κατηγορία (A_3) με τα ποσά βροχής να κυμαίνονται στο διάστημα (7,5mm, 12mm]. Το υπόλοιπο 6% των επεισοδίων βροχής ταξινομήθηκε στην τέταρτη κατηγορία (A_4) με ποσά βροχής άνω των 12 mm. Με βάση, λοιπόν, τα παραπάνω οι 4 κατηγορίες βροχόπτωσης, που προέκυψαν, ορίζονται ως εξής:

(A₁): Ασθενής βροχόπτωση όταν βροχή ≤ 3mm

(A₂): Μέτρια βροχόπτωση όταν 3 mm < βροχή ≤ 7,5mm

(A₃): Δυνατή βροχόπτωση όταν 7,5 mm < βροχή ≤ 12mm

(A₄): Ισχυρή βροχόπτωση όταν 12 mm < βροχή ≤ 22mm

Με βάση τις παραπάνω κατηγορίες, εφαρμόστηκε η μέθοδος της διαχωριστικής ανάλυσης για την δημιουργία ενός αλγορίθμου εκτίμησης του ημερήσιου ύψους βροχής στο σταθμό της Λάρισας. Η διαδικασία, σύμφωνα με την οποία εφαρμόστηκε η διαχωριστική ανάλυση, είναι η εξής:

Ορίζοντας ως B₁ την κατηγορία που περιλαμβάνει τις A₂, A₃ και A₄ και ως B₂ αυτή που περιλαμβάνει τις A₃, A₄, η μέθοδος χρησιμοποιήθηκε για το διαχωρισμό των κατηγοριών A₁-B₁, A₂-B₂, και A₃-A₄. Οι συναρτήσεις, που προκύπτουν για κάθε περίπτωση, είναι οι ακόλουθες:

$$A_1 \leftrightarrow B_1$$

$$R_1 = -5,357 + 0,370 \cdot (t - t_{d2ou})_{12} + 0,140 \cdot (Kl_{2ou})_{12} + 0,067 \cdot (v700)_{00} + 0,282 \cdot (w500)_{2ou} - 0,649 \cdot (w500)_{00} + 0,067 \cdot (vor700)_{06} - 0,592 \cdot (w850)_{00} + 0,064 \cdot (dz850)_{12} + 0,228 \cdot (msl_{2ou})_{06} + 0,049 \cdot (t2m)_{00} - 0,058 \cdot (dt2m)_{12} \quad (4.8)$$

$$A_2 \leftrightarrow B_2$$

$$R_2 = -4,080 + 0,174 \cdot (w700)_{2ou} + 0,161 \cdot (t2m)_{00} + 0,346 \cdot (t - t_{d2ou})_{12} + 0,093 \cdot (vor500)_{18} - 0,021 \cdot (div850)_{18} + 0,044 \cdot (v700)_{00} - 0,734 \cdot (w850)_{00} \quad (4.9)$$

$$A_3 \leftrightarrow A_4$$

$$R_3 = -6,001 + 1,053 \cdot (div850)_{12} + 0,024 \cdot (hum500)_{06} + 0,173 \cdot (dt2m)_{12} + 0,113 \cdot (vor500)_{18} \quad (4.10)$$

Όπου:

- t_{-td} 2ου: πολυώνυμο 2ου βαθμού της απόκλισης της θερμοκρασίας από το σημείο δρόσου ($^{\circ}\text{C}$),
- KI 2ου: πολυώνυμο 2ου βαθμού του δείκτη K ,
- v_{700} : η συνιστώσα του ανέμου διεύθυνσης βορρά-νότου στην ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa (m/s)
- w_{500} , w_{700} , w_{850} : η κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου στις ισοβαρικές επιφάνειες 500, 700 και 850 hPa, αντίστοιχα (cm/s)
- vor 700, vor 500: σχετικός στροβιλισμός στα 700 και 500 hPa (10^{-6}s^{-1}),
- dz_{850} : η μεταβολή του γεωδυναμικού στην επιφάνεια των 850 hPa
- msl 2ου: πολυώνυμο 2ου βαθμού της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας.
- t_{2m} , dt_{2m} : η θερμοκρασία στα 2 μέτρα και η μεταβολή αυτή ($^{\circ}\text{C}$)
- div_{850} : οριζόντια απόκλιση στα 850 hPa (10^{-6}s^{-1})
- hum_{500} : η σχετική υγρασία στα 500 hPa

Οι δείκτες των ανεξάρτητων μεταβλητών δηλώνουν τη ώρα σε UTC.

Η βαθμονόμηση του μοντέλου πραγματοποιήθηκε με δεδομένα της περιόδου 1979-2011. Για τον έλεγχο της προγνωστικής ικανότητας αυτού, υπολογίστηκαν μέτρα αξιολόγησης, που περιγράφονται στη μεθοδολογία, τόσο για την περίοδο βαθμονόμησης, όσο και για την περίοδο αξιολόγησης (2012-2015). Στους Πίνακες 4.5 και 4.6, γίνεται σύγκριση των τιμών των μέτρων αξιολόγησης των δυο περιόδων. Με τη βοήθεια αυτών, εξάγονται συμπεράσματα σχετικά με την προγνωστική δυνητικότητα του μοντέλου.

Πίνακας 4.5: Σύγκριση του στατιστικού σφάλματος (Bias) και του ποσοστού σωστής κατάταξης (PC) των περιόδων βαθμονόμησης (1979-2011) και αξιολόγησης (2012-2015).

Κλάσεις	Περίοδος βαθμονόμησης 1979-2011		Περίοδος αξιολόγησης 2012-2015	
	Bias	PC	Bias	PC
A ₁	1,13	85 %	1,05	78 %
A ₂	0,89	46 %	0,92	23 %
A ₃	0,87	40 %	1,04	15 %
A ₄	0,76	48 %	0,71	21 %

Το ποσοστό σωστής πρόγνωσης είναι ένα μέτρο που εκφράζει το ποσοστό επιτυχούς πρόγνωσης του μοντέλου για την κάθε κλάση ξεχωριστά. Όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.5, για την περίοδο της βαθμονόμησης, το υψηλότερο ποσοστό επιτυχίας παρατηρείται για την κλάση A₁ (85%) σε αντίθεση με τις υπόλοιπες κλάσεις που το ποσοστό τους δεν ξεπερνά το 50%. Ένας από τους λόγους που οδήγησαν στη δημιουργία αυτής της μεγάλης διαφοράς των ποσοστών μεταξύ των κλάσεων, είναι η αδυναμία του μοντέλου να διαχωρίσει σωστά τις κατηγορίες A₂, A₃, A₄. Με βάση τη μεθοδολογία, ως μέτρο αξιολόγησης των διαχωριστικών συναρτήσεων ορίστηκε ο αριθμός Wilks Lambda (λ). Οι τιμές του αριθμού αυτού για τις προγνωστικές εξισώσεις (4.7), (4.8) και (4.9) είναι 0,78, 0,85 και 0,87, αντίστοιχα. Γίνεται αντιληπτό πως υψηλές τιμές του αριθμού λ αποτελούν κυρίως ένδειξη αδυναμίας διαχωρισμού των κλάσεων A₂, A₃, A₄ με τις ανεξάρτητες μεταβλητές που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του μοντέλου. Η αδυναμία αυτή του μοντέλου επηρεάζει σημαντικά την ικανότητα πρόγνωσης ποσών βροχής άνω των 3 mm. Παρόμοια αποτελέσματα παρατηρούνται και για την περίοδο αξιολόγησης, με την κλάση A₁ να εμφανίζει το μεγαλύτερο ποσοστό (78%) σε σχέση με τις υπόλοιπες τρεις (15-23%).

Το στατιστικό σφάλμα (Bias) είναι ένα ακόμη μέτρο, που χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση του μοντέλου. Σύμφωνα με τον Πίνακα 4.5, για την περίοδο βαθμονόμησης, το μοντέλο φαίνεται να υπερεκτιμά την κλάση A₁, καθώς η τιμή του σφάλματος γι' αυτήν υπερβαίνει τη μονάδα. Όσον αφορά στις άλλες τρεις κλάσεις, οι

τιμές του σφάλματος δείχνουν την υποεκτίμηση των συχνοτήτων αυτών από το μοντέλο. Τα αποτελέσματα αυτά έρχονται σε συμφωνία με τα παραπάνω αποτελέσματα του ποσοστού επιτυχούς πρόγνωσης. Παράλληλα, για την περίοδο αξιολόγησης, τα αποτελέσματα είναι ελαφρώς καλύτερα, με τις τρεις πρώτες κλάσεις (A_1 , A_2 , A_3) να εκτιμώνται ικανοποιητικά από το μοντέλο. Ωστόσο, η τιμή του σφάλματος για την τελευταία κλάση εξακολουθεί να είναι μικρότερη της μονάδας, κάνοντας εμφανή την αδυναμία του μοντέλου να την εκτιμήσει σωστά.

Πίνακας 4.6: Σύγκριση του ποσοστού σωστής κατάταξης του μοντέλου (PC) και του Heidke skill score (HSS) των περιόδων βαθμονόμησης (1979-2011) και αξιολόγησης (2012-2015).

Μέτρα αξιολόγησης	Περίοδος βαθμονόμησης 1979-2011	Περίοδος αξιολόγησης 2012-2015
Ποσοστό σωστής πρόγνωσης	64%	56,5%
Heidke skill score	0,42	0,20

Τέλος, για τη διεξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη συνολική απόδοση του μοντέλου, χρησιμοποιούνται τα μέτρα του συνολικού ποσοστού επιτυχούς πρόγνωσης και του Heidke skill score (HSS) (Πίνακας 4.6). Τα ποσοστά επιτυχούς πρόγνωσης και για τις δυο περιόδους είναι αρκετά ικανοποιητικά, για μια δύσκολη προγνωστικά μεταβλητή όπως είναι η βροχόπτωση. Η ικανοποιητική απόδοση του μοντέλου φαίνεται και από τις τιμές του HSS, που υπερβαίνουν την τιμή μηδέν και για τις δυο περιόδους, δείχνοντας μια θετική τάση του μοντέλου ως προς την εκτίμηση της μεταβλητής.

Σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξαν και άλλοι ερευνητές (Klein, 1978; Wilson, 1982; Mohanty et al., 2001; Mohanty and Mohapatra, 2007) στην προσπάθειά τους να εκτιμήσουν τα ποσά βροχής στην περιοχή ενδιαφέροντος με τη βοήθεια της της διαχωριστικής ανάλυσης (discriminant analysis). Ενδεικτικά, οι Mohanty et al. (2001) στην προσπάθειά τους να εκτιμήσουν την βροχόπτωση στην περιοχή του Δελχί, την περίοδο των μουσώνων κατηγοριοποίησαν τα ποσά βροχής σε 4 κατηγορίες ($[0,1 \text{ mm}, 1 \text{ mm})$, $[1 \text{ mm} - 10 \text{ mm})$, $[10 \text{ mm}, 30 \text{ mm})$ και $\geq 30 \text{ mm}$). Από την έρευνα αυτή, η 1η

και 4η κατηγορία εμφανίζουν τα υψηλότερα ποσοστά επιτυχίας (PC) (50 %) και 56% αντίστοιχα σε σχέση με τις άλλες δυο (η 2η εμφανίζει 42% και η 3η 38%). Ως προς τη συνολική απόδοση του μοντέλου, το ποσοστό επιτυχούς πρόγνωσης αντιστοιχεί στο 47% και το HSS ισούται με 0,28 για την περίοδο αξιολόγησης του. Τα ποσοστά επιτυχίας των κατηγοριών είναι υψηλότερα σε σύγκριση με αυτά που παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι το μοντέλο δημιουργήθηκε για την εκτίμηση της βροχόπτωσης στην περιοχή του Δελχί υπό την επίδραση ενός συγκεκριμένου συνοπτικού συστήματος. Η μελέτη της σχέσης βροχόπτωσης-συνοπτικής κατάστασης αποτελεί σημαντικό εργαλείο στην κατανόηση της συμπεριφοράς της μεταβλητής και περαιτέρω στη βελτιστοποίηση της πρόγνωσης αυτής. Ως προς τη συνολική απόδοση των μοντέλων, το μοντέλο της παρούσας εργασίας φαίνεται να εμφανίζει μεγαλύτερο ποσοστό επιτυχίας σε σχέση με το μοντέλο για το Δελχί. Όσον αφορά το HSS, οι τιμές και των δυο μοντέλων είναι αρκετά κοντά δείχνοντας μια θετική τάση αυτών ως προς την εκτίμηση της μεταβλητής.

Μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας

Το κεφάλαιο αυτό περιλαμβάνει τη μελέτη της βροχόπτωσης και την μοντελοποίηση αυτής, με βάση τη συνοπτική κατάταξη της ατμόσφαιρας. Η περίοδος, που μελετήθηκε για την επίτευξη αυτού του στόχου, είναι η χρονοσειρά 1958-2015 για τους μήνες Οκτώβριο έως Μάιο. Η περίοδος αυτή χωρίστηκε σε δυο υποπεριόδους, στην περίοδο εύρεσης των μοντέλων 1958-2004 (περίοδος βαθμονόμησης) και την περίοδο αξιολόγησης 2005-2015. Για την περίοδο μελέτης οι ημέρες βροχής ταξινομήθηκαν με βάση την υποκειμενική συνοπτική κατάταξη Καρακώστα κ.ά. (1992) και Karacostas (2003), που περιγράφεται παρακάτω. Για την περίοδο βαθμονόμησης, πραγματοποιήθηκε μελέτη των χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης, καθώς και των τάσεων που εμφανίζουν με βάση τη συνοπτική κατάσταση, τόσο σε μηνιαία βάση, όσο και για όλη την περίοδο. Παράλληλα, πραγματοποιήθηκε η διαδικασία εύρεσης κατάλληλων μοντέλων κατανομών για τις κυριότερες συνοπτικές καταστάσεις. Τέλος, για την περίοδο αξιολόγησης διεξήχθη έλεγχος της ικανότητας των προτεινόμενων μοντέλων να αναπαράγουν τα ποσά βροχής της περιόδου αυτής.

5.1. Συνοπτική ανάλυση

Η βροχόπτωση αποτελεί μια μετεωρολογική παράμετρο με έντονη χωρική και χρονική μεταβλητότητα. Η μεταβλητότητα αυτή σχετίζεται άμεσα με την επίδραση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και τις μεταβολές αυτής. Τα χαρακτηριστικά που εμφανίζει η ατμόσφαιρα δίνουν σημαντικές πληροφορίες για την κατάσταση που επικρατεί στην επιφάνεια. Για την καλύτερη μελέτη, κατανόηση και πρόγνωση της παραμέτρου είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός των συνοπτικών καταστάσεων,

που ευνοούν, ή κατά κάποιο τρόπο ευθύνονται για την εκδήλωση ενός επεισοδίου βροχόπτωσης. Για το λόγο αυτό, οι μετεωρολόγοι οδηγήθηκαν στην ομαδοποίηση, αλλά και διακριτοποίηση των συνοπτικών καταστάσεων, ανάλογα με τα κριτήρια που ορίζονται.

Τα κριτήρια αυτά τίθενται από το μετεωρολόγο, με βάση τις γνώσεις και την εμπειρία του. Όταν η κατάταξη γίνεται από τον ίδιο τον επιστήμονα, με βάση τη μελέτη και την παρατήρηση συνοπτικών χαρτών, η κατάταξη λέγεται υποκειμενική, ή μη αυτόματη. Αντίθετα, όταν η κατάταξη γίνεται με τη βοήθεια των ηλεκτρονικών υπολογιστών, λέγεται αντικειμενική, ή αυτόματη. Στην περιοχή της Ελλάδας, αρκετοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη δημιουργία αυτόματων, ή μη, κατατάξεων συνοπτικών καταστάσεων. Μη αυτόματες συνοπτικές κατατάξεις έχουν δημιουργηθεί από τους Λιβαδά (1962), Φλόκα (1984), Μαχαίρα (1988), Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003), ενώ αυτόματες από τον Μαχαίρα (1984) και Μαχαίρα κ.α. (2000).

Στην παρούσα εργασία, έχει χρησιμοποιηθεί η υποκειμενική κατάταξη του Καρακώστα κ.α. (1992) Karacostas (2003) για τη μελέτη των συνοπτικών καταστάσεων που σχετίζονται με την εκδήλωση ενός επεισοδίου βροχής. Η κατάταξη πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια των συνοπτικών χαρτών της 12 UTC που απεικονίζουν τη μέση κατάσταση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, που επικρατεί πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος, για μια ημέρα βροχής. Για τη δημιουργία των συνοπτικών χαρτών χρησιμοποιήθηκε το πακέτο ανάλυσης και απεικόνισης Grads (Grid Analysis and Display System) (<http://www.iges.org/grads/>), χρησιμοποιώντας τα δεδομένα γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa από το ECMWF.

5.1.1. Συνοπτική κατάταξη

Πρόκειται για μια υποκειμενική συνοπτική κατάταξη που δημιουργήθηκε για την περιοχή της Ελλάδας και κατ' επέκταση για την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Τα κριτήρια στα οποία βασίζεται η συγκεκριμένη κατάταξη, είναι η κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, καθώς και η θέση και η κλίση του υπάρχοντος αυλώνα ή ράχης. Αφορά τις ισοβαρικές στάθμες των 300, 500, 700 και 850 hPa. Η πρώτη χαρακτηρίζει την ανώτερη τροπόσφαιρα, ενώ οι υπόλοιπες τρεις

τη μέση και κατώτερη τροπόσφαιρα, εκεί που δημιουργούνται και αναπτύσσονται οι νεφικοί σχηματισμοί. Από την κατάταξη αυτή, σύμφωνα με τους Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003), προκύπτουν δέκα (10) διακριτές συνοπτικές καταστάσεις, τα χαρακτηριστικά των οποίων περιγράφονται παρακάτω:

- **Ζωνική κυκλοφορία (ZON)**

Η ύπαρξη αυτής της συνοπτικής κατάστασης προϋποθέτει την ύπαρξη ενός μικρού πλάτους αυλώνα στα βόρεια της περιοχής μελέτης και μιας μικρού πλάτους ράχης στα νότια αυτής. Ενδεχομένως να υπάρχει και μικρού μήκους κύμανση λόγω θερμικών αιτιών (Palmen and Newton, 1969) πιθανόν λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας. Αποτέλεσμα αυτής της κατάστασης είναι η δημιουργία δυτικής κυκλοφορίας διατηρώντας στα βόρεια αυτής τις ψυχρές αέριες μάζες και στα νότια τις θερμότερες. Λόγω αυτής της θερμοκρασιακής διαφοράς, εμφανίζεται στην επιφάνεια ένα μέτωπο με προσανατολισμό Ανατολής-Δύσης κινούμενο παράλληλα με τις ισοβαρείς (Palmen and Newton, 1969; Barry and Perry, 1973) (Σχήμα 6.1α).

- **Βορειοδυτική κυκλοφορία (NW)**

Η συνοπτική αυτή κατάσταση προκύπτει από την παρουσία μεγάλου μήκους κυματισμού, όπου η ράχη βρίσκεται βορειοδυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος και ο αυλώνας νοτιοανατολικά. Αποτέλεσμα αυτής της κυκλοφορίας είναι η μεταφορά ψυχρών αέριων μαζών από τα βόρεια ή βορειοδυτικά. Λόγω της ψυχρής αυτής μεταφοράς, δημιουργούνται μικρού μήκους κυματισμοί που συχνά συνδέονται με την ύπαρξη ενός ψυχρού μετώπου στην επιφάνεια με προσανατολισμό ΒΔ – ΝΑ (Saucier, 1955; Barry and Perry, 1973) (Σχήμα 6.1β).

- **Ανοιχτός κυματισμός (L-1)**

Χαρακτηριστικό της συνοπτικής αυτής κατάστασης είναι η παρουσία ενός αυλώνα πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος με τον άξονά του να είναι είτε κατακόρυφος είτε να έχει κλίση χωρίς την εμφάνιση κάποιας κλειστής ισοϋψούς καμπύλης (Saucier, 1955) (Σχήμα 6.1γ).

- **Κλειστό χαμηλό (L-2)**

Η κατάσταση αυτή μπορεί να θεωρηθεί εξέλιξη της κατάστασης του ανοιχτού κυματισμού (L-1). Εμφανίζει παρόμοια χαρακτηριστικά με την L-1. Η διαφορά τους εντοπίζεται στην ύπαρξη μιας τουλάχιστον κλειστής ισοϋψούς καμπύλης στο εσωτερικό του αυλώνα (Saucier, 1955) (Σχήμα 6.1δ).

- **Αποκομμένο χαμηλό (L-3)**

Αποτελεί το τελικό στάδιο εξέλιξης και ωρίμανσης των συνοπτικών καταστάσεων L-1 και L-2. Είναι ένα κλειστό βαρομετρικό χαμηλό ισοϋψών που έχει αποκοπεί από την υπόλοιπη κυκλοφορία. Το σύστημα εμφανίζεται σε όλες τις ισοβαρικές επιφάνειες κατακόρυφο και σχεδόν στατικό, λόγω της μετατροπής της κινητικής του ενέργειας σε δυναμική, μέχρι να αποδυναμωθεί. Μετά την αποδυνάμωση του, το σύστημα, μετατρέποντας τη δυναμική του ενέργεια σε κινητική, κινείται προς τα βορειοανατολικά (Saucier, 1955; Pettersen, 1956; Palmen and Newton, 1969) (Σχήμα 6.1ε).

- **Νοτιοδυτικό ρεύμα (SW)**

Είναι αποτέλεσμα της παρουσίας μεγάλου μήκους κυματισμού όπου ο αυλώνας βρίσκεται νοτιοδυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος και η ράχη στα βορειοανατολικά της. Μικρού μήκους κυματισμοί κινούνται σε νοτιοδυτική τροχιά, ενώ στην κατώτερη τροπόσφαιρα, λόγω θερμοκρασιακής διαφοράς των αερίων μαζών που συναντώνται, δημιουργούνται μέτωπα που κινούνται με προσανατολισμό ΝΔ – ΒΑ, και επηρεάζουν τη θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος (Saucier, 1955; Barry and Perry, 1973) (Σχήμα 6.1στ).

- **Ανοιχτός κυματισμός (H-1)**

Η συνοπτική αυτή κατάσταση χαρακτηρίζεται από την παρουσία ράχης πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος με τον άξονά της να είναι είτε κατακόρυφος είτε να έχει κλίση χωρίς την εμφάνιση κάποιας κλειστής ισοϋψούς καμπύλης (Σχήμα 6.1ζ).

- **Κλειστό υψηλό (H-2)**

Η κατάσταση αυτή μπορεί να θεωρηθεί εξέλιξη της κατάστασης του ανοιχτού κυματισμού (H-1). Εμφανίζει παρόμοια χαρακτηριστικά με την H-1. Η διαφορά τους εντοπίζεται στην ύπαρξη μιας τουλάχιστον κλειστής ισοϋψούς καμπύλης στο εσωτερικό της ράχης (Palmen and Newton, 1969) (Σχήμα 6.1η).

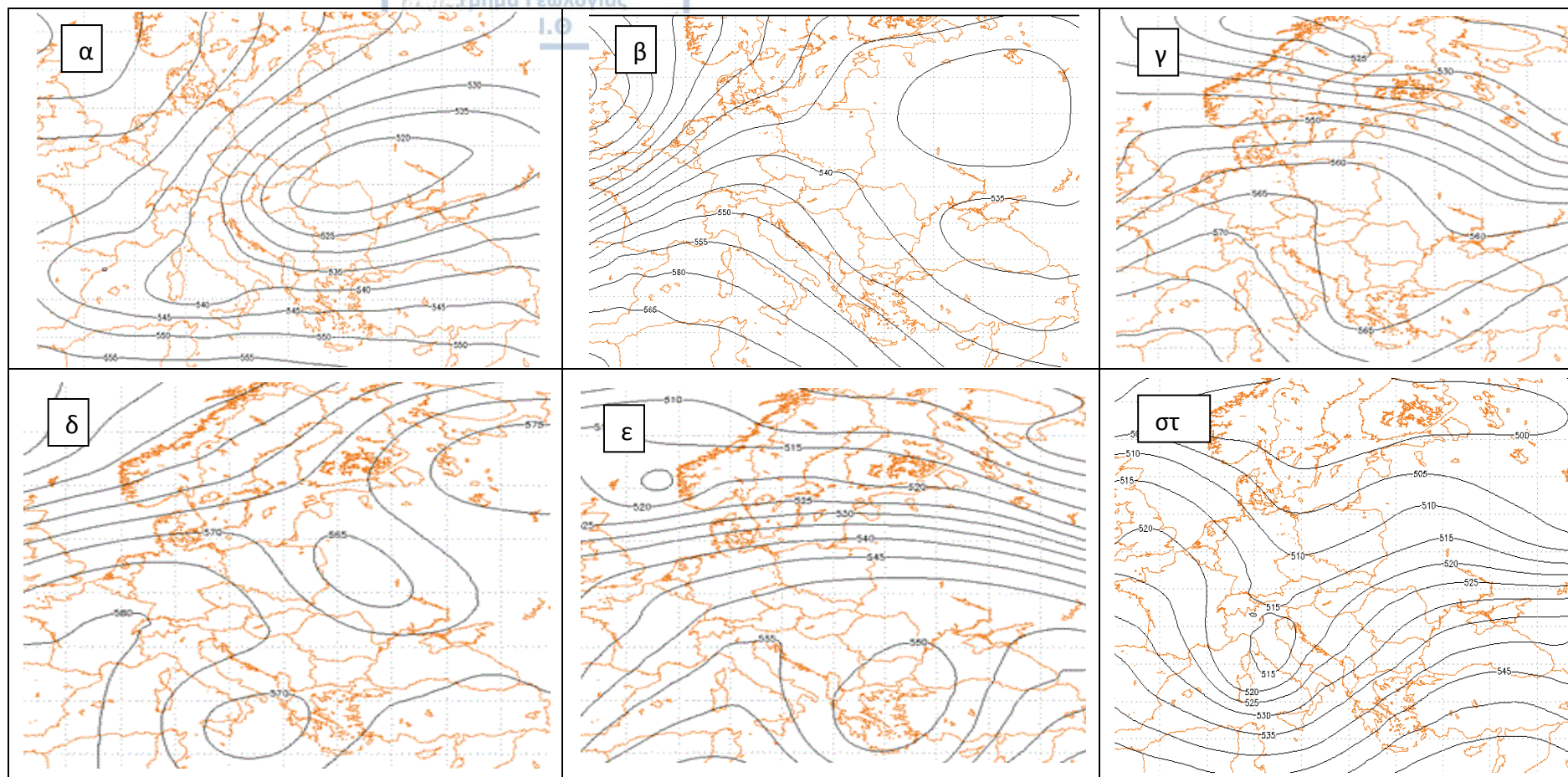
- **Ωμέγα σχηματισμός (Ω)**

Είναι αποτέλεσμα της διάταξης δύο βαρομετρικών χαμηλών και ενός υψηλού με τέτοιο τρόπο ώστε να σχηματίζουν το ελληνικό γράμμα Ω. Ο σχηματισμός αυτός δημιουργεί μια κατάσταση εμποδισμού, καθώς εμποδίζει την κίνηση των υφέσεων προς τα ανατολικά, αναγκάζοντάς τα, είτε να μείνουν στάσιμα στα δυτικά του, είτε να κινηθούν γύρω από το ΩΜΕ (Palmen and Newton, 1969; McIlveen; 1989) (Σχήμα 6.1θ).

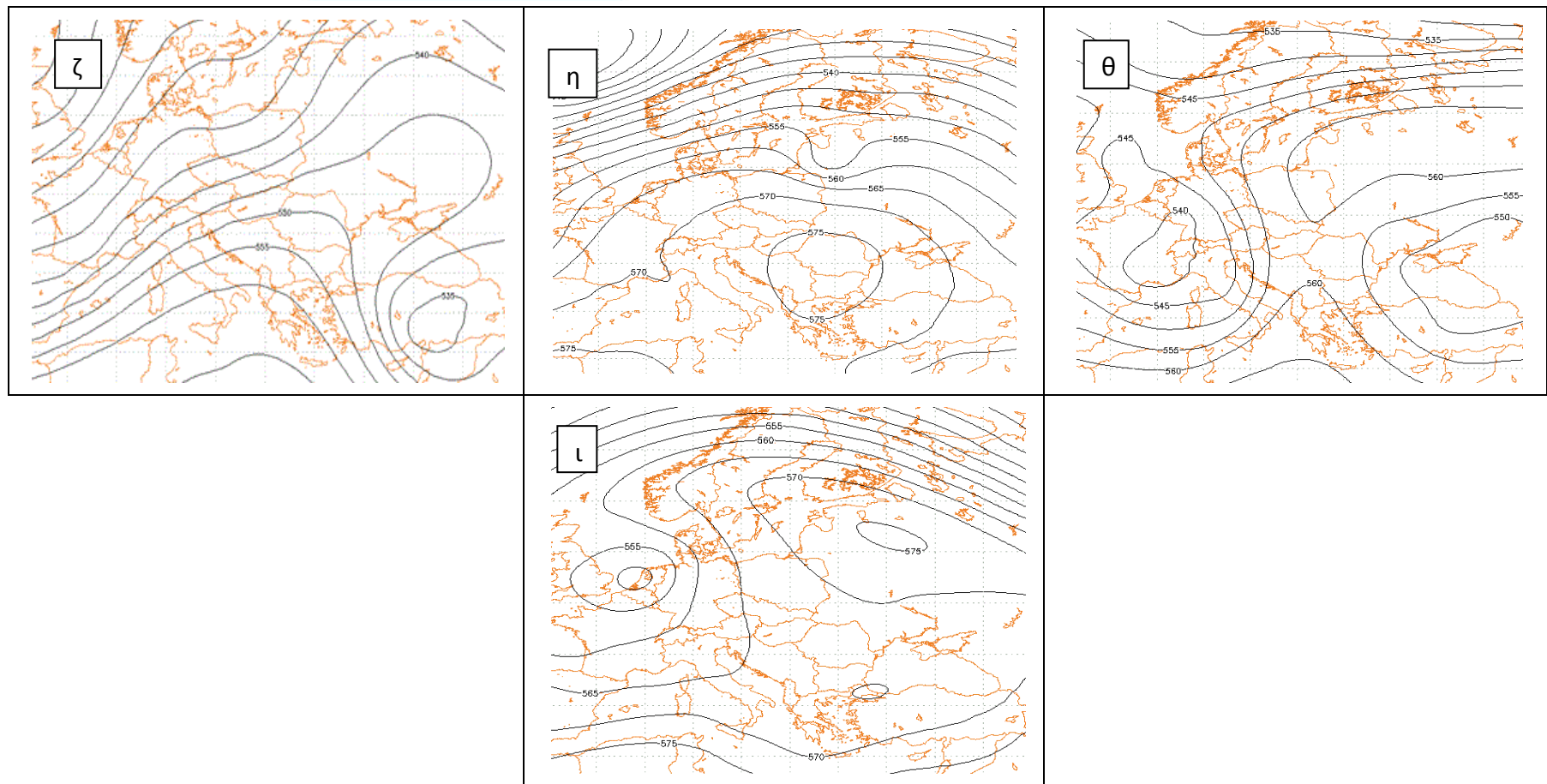
- **Συνδυασμός υψηλού– χαμηλού (H-L)**

Στη συνοπτική αυτή κατηγορία περιλαμβάνονται οι περιπτώσεις που προήλθαν από συνδυασμό υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών πιέσεων, που δεν είναι δυνατόν να καταταγούν σε μία από τις προηγούμενες κατηγορίες (Καρακώστας κ.α., 1992) (Σχήμα 6.1ι).

Η κατάταξη αυτή έχει χρησιμοποιηθεί ελαφρά τροποποιημένη και από άλλους επιστήμονες, όπως από τους Kassomenos et al., (1998) στη μελέτη μέσης κλίμακας παραμέτρων σε σχέση με συνοπτικές καταστάσεις στην περιοχή της Αθήνας, από το Βαφειάδη (2000) για την κατανομή των συνοπτικών καταστάσεων στην ανώτερη ατμόσφαιρα για τις ημέρες με χαλάζι στο έδαφος, τον Μπαμπζέλη (2013) στη μελέτη των συνοπτικών καταστάσεων που ευνοούν την ανάπτυξη σπειροειδούς δραστηριότητας.



Σχήμα 5.1: Σχηματική αναπαράσταση των γεωδυναμικών υψών της ισοβαρικής επιφάνειας 500 hPa για τις καταστάσεις της συνοπτικής κατάταξης των Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003): α) Ζωνική ροή (ZON), β) Βορειοδυτική ροή(NW), γ) Ανοιχτός κυματισμός (L-1), δ) Κλειστό χαμηλό (L-2), ε) Αποκομμένο χαμηλό (L-3), στ) Νοτιοδυτική ροή(SW) (Συνέχεια).



Σχήμα 5.1: (Συνέχεια) Σχηματική αναπαράσταση των γεωδυναμικών υψών της ισοβαρικής επιφάνειας 500 hPa για τις καταστάσεις της συνοπτικής κατάταξης των Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003): ζ) Ανοιχτός κυματισμός (H-1), η) Κλειστό υψηλό (H-2), θ) Ωμέγα σχηματισμός (Ω), ι) Συνδυασμός υψηλού – χαμηλού (H-L).

5.2. Σχέση βροχόπτωσης- συνοπτικών καταστάσεων

Έχοντας ταξινομήσει τις ημέρες βροχής σύμφωνα με τη συνοπτική κατάταξη των Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003), εξετάζεται η σχέση των συνοπτικών καταστάσεων με τη βροχόπτωση στην περιοχή της Λάρισας με τη βοήθεια δυο παραμέτρων: του δείκτη PI και της συχνότητας εμφάνισης αυτών. Η πρώτη παράμετρος, PI, είναι ο λόγος του μέσου ημερήσιου ύψους βροχής της συνοπτικής κατάστασης προς το μέσο ημερήσιο ύψος του μήνα. Για μια συνοπτική κατάσταση με λόγο μεγαλύτερο (ή μικρότερο) της μονάδας τότε το ύψος βροχής αυτής είναι μεγαλύτερο (ή μικρότερο) από το μέσο ύψος του σταθμού (Goodness and Palutikof, 1998; Goodness and Jones, 2002, Maheras et al., 2004). Ως δεύτερη παράμετρος υπολογίστηκε η συχνότητα εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων.

Οι παραπάνω παράμετροι υπολογίστηκαν σε μηνιαία βάση, καθώς και ως προς το σύνολο των μηνών μελέτης. Οι τιμές αυτών παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1. Οι κυριότερες καταστάσεις, που περιγράφουν το μεγαλύτερο ποσοστό της βροχόπτωσης που παρατηρήθηκε στο σταθμό της Λάρισας, επιλέχθηκαν εκείνες που εμφανίζουν PI μεγαλύτερο της μονάδας και υψηλή συχνότητα εμφάνισης.

Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 5.1, οι συνοπτικές καταστάσεις που σχετίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό με την εμφάνιση βροχόπτωσης στο σταθμό της Λάρισας είναι ο ανοιχτός κυματισμός (L-1), το κλειστό χαμηλό (L-2), το αποκομμένο χαμηλό (L-3) και η νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW). Συγκεκριμένα, οι τιμές του δείκτη PI για τις καταστάσεις αυτές προσεγγίζουν τη μονάδα και πολλές φορές την υπερβαίνουν, δείχνοντας έτσι τη συνεισφορά των ποσών βροχής αυτών στη μέση βροχόπτωση κάθε μήνα. Όσον αφορά στη συχνότητα εμφάνισης, οι συνοπτικές αυτές καταστάσεις εμφανίζουν τα μεγαλύτερα ποσοστά συχνοτήτων, περιγράφοντας συνολικά το 80% των ημερών βροχής που μελετώνται (Πίνακας 5.1).

Πίνακας 5.1: Οι τιμές των παραμέτρου PI και συχνότητας εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων για την περίοδο 1958-2004.

Συνοπτική κατάσταση										
	ZON	NW	L-1	L-2	L-3	SW	H-1	H-2	Ω	H-L
PI	0,63	0,47	0,96	1,25	1,23	1,02	0,62	0,37	0,65	0,73
Συχνότητα εμφάνισης	3%	5%	21%	19%	10%	31%	3%	0%	1%	8%

Ενδιαφέρον παρουσιάζει η διαφοροποίηση των τιμών των δυο αυτών παραμέτρων από μήνα σε μήνα. Η συνοπτική κατάσταση με την πιο έντονη μεταβολή των τιμών του δείκτη PI καθώς και της συχνότητας εμφάνισης της είναι η κατάσταση του αποκομμένου χαμηλού (Πίνακας 5.2). Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται κυρίως στην ενδο-ετήσια, καθώς και την ενδο-εποχιακή μεταβλητότητα των χαρακτηριστικών των διερχόμενων συστημάτων που καθορίζουν τα ποσά βροχής στην περιοχή ενδιαφέροντος. Παρ' όλα αυτά, η συνολική τους συμβολή στο προφίλ της βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας είναι καθοριστική.

Οι αλλαγές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας μπορούν να εξηγήσουν σε μεγάλο βαθμό τυχόν αλλαγές στη συμπεριφορά της βροχόπτωσης σε μια περιοχή. Η μελέτη των χαρακτηριστικών της μεταβλητής σε σχέση με τη συνοπτική κατάσταση, καθώς και των τάσεων που εμφανίζουν συμβάλλει σημαντικά στην κατανόηση της συμπεριφοράς αυτής με απώτερο σκοπό την καλύτερη αντιμετώπιση αυτής και τη βελτιστοποίηση της πρόγνωσης της.

Πίνακας 5.2: Οι τιμές των συχνοτήτων εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων και του δείκτη PI σε μηνιαία βάση για την περίοδο 1958-2004.

Συνοπτική κατάσταση										
Συχνότητα εμφάνισης	ZON	NW	L1	L2	L3	SW	H1	H-2	Ω	H-L
Ιανουάριος	4%	4%	20%	15%	10%	31%	2%	0%	1%	12%
Φεβρουάριος	3%	5%	21%	22%	8%	30%	2%	0%	1%	10%
Μάρτιος	3%	6%	19%	24%	12%	26%	3%	0%	0%	6%
Απρίλιος	4%	6%	17%	24%	16%	23%	1%	0%	0%	8%
Μάιος	3%	10%	19%	21%	17%	17%	2%	0%	1%	8%
Οκτώβριος	3%	6%	19%	16%	13%	33%	2%	0%	1%	4%
Νοέμβριος	1%	4%	19%	16%	6%	43%	3%	0%	1%	5%
Δεκέμβριος	3%	3%	18%	15%	8%	37%	3%	1%	1%	8%

PI	ZON	NW	L1	L2	L3	SW	H1	H-2	Ω	H-L
Ιανουάριος	0,5	0,5	1,0	1,4	1,2	0,9	0,3	0,0	0,9	1,1
Φεβρουάριος	0,9	0,6	1,1	1,2	1,1	0,9	0,2	2,6	1,3	0,7
Μάρτιος	0,7	0,4	1,0	1,3	0,8	1,0	0,7	0,1	0,5	0,8
Απρίλιος	0,4	0,4	1,2	1,2	1,1	1,0	0,6	0,0	1,0	1,0
Μάιος	0,5	0,5	1,0	1,2	1,4	0,9	0,5	0,1	0,6	0,9
Οκτώβριος	0,4	0,3	0,9	1,2	1,3	1,1	0,7	0,6	0,5	0,9
Νοέμβριος	0,2	0,6	0,8	1,5	0,8	1,1	0,5	0,2	0,5	1,0
Δεκέμβριος	1,3	0,6	0,9	1,2	1,8	0,9	0,9	0,1	0,5	0,4

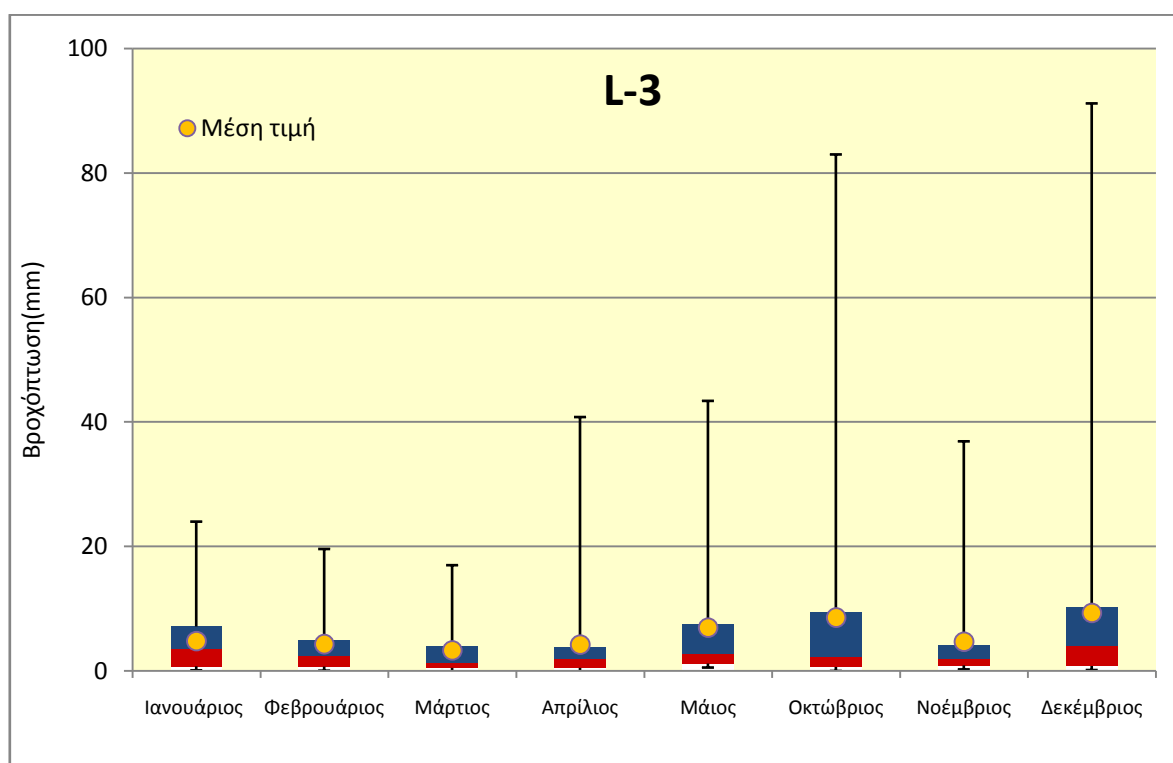
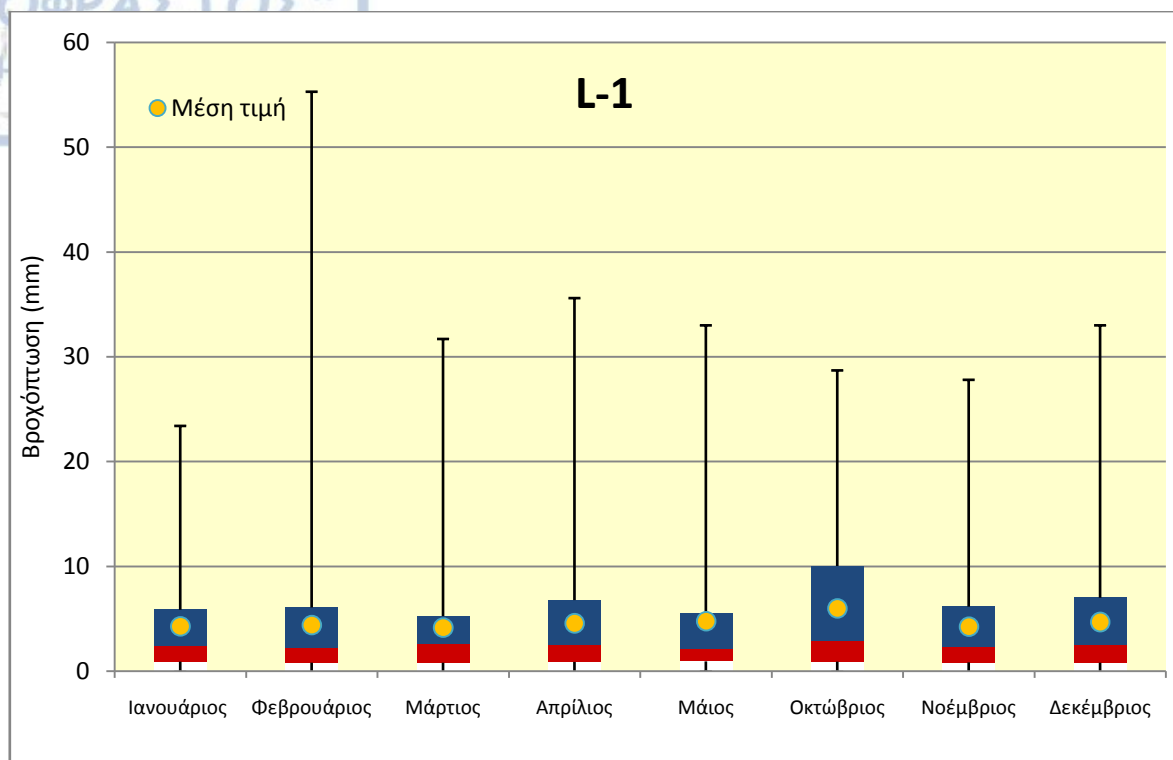
5.3. Χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης ανά συνοπτική κατάσταση

Για την καλύτερη κατανόηση της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης, σημαντική είναι η γνώση βασικών χαρακτηριστικών της κατανομής της. Με τη βοήθεια στατιστικών μέτρων, όπως είναι η μέση τιμή, η τυπική απόκλιση, η διάμεσος, καθώς και οι συντελεστές λοξότητας (skewness) και κυρτότητας, παρέχονται πληροφορίες για τη μορφή της κατανομής των συνοπτικών καταστάσεων (Πίνακας 5.3). Είναι φανερό ότι η συμπεριφορά των ημερήσιων ποσών βροχής διαφοροποιείται από τη μια συνοπτική κατάσταση σε μια άλλη. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι καταστάσεις L-2 και L-3 να εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές των μέτρων δείχνοντας την εμφάνιση υψηλότερων τιμών βροχόπτωσης καθώς και την εντονότερη μεταβλητότητα αυτών σε σχέση με τις άλλες δυο καταστάσεις.

Πίνακας 5.3: Στατιστικά μέτρα που χαρακτηρίζουν την κατανομή της βροχόπτωσης για κάθε συνοπτική κατάσταση για την περίοδο 1958-2004.

Συνοπτική κατάσταση	Μέση τιμή	Τυπική απόκλιση	Διάμεσος	Συντελεστής λοξότητας (skewness)	Συντελεστής κυρτότητας
L-1	4,7	5,9	2,6	2,8	12,6
L-2	6,1	8,5	3,3	3,7	21,9
L-3	6,0	9,6	2,4	3,4	22,1
SW	5,0	6,9	2,8	3,3	14,6

Παράλληλα η ανομοιογένεια των μηνών ως προς τη βροχόπτωση για μια συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση καθίστα δύσκολη την εκτίμηση της μεταβλητής. Ενδεικτικά παρουσιάζεται με τη μορφή θηκογραμμάτων η μεταβλητότητα της βροχόπτωσης κατά τους μήνες μελέτης για τις καταστάσεις L-1 και L-3 (Σχήμα 5.2). Οι γραμμές σφαλμάτων στα διαγράμματα ορίζουν τη μέγιστη και ελάχιστη τιμή βροχόπτωσης που καταγράφηκαν στο σταθμό υπό την επίδραση των καταστάσεων αυτών. Το σημείο διαχωρισμού των κόκκινων και μπλε ορθογωνίων αντιστοιχεί στην διάμεσο των τιμών βροχής του κάθε μήνα. Με κίτρινο κύκλο απεικονίζεται η μέση τιμή βροχόπτωσης του μήνα.



Σχήμα 5.2: Χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης των συνοπτικών καταστάσεων L-1 και L-3 με τη μορφή θηκογραμμάτων για τους μήνες μελέτης.

Όπως είναι φανερό, η συνοπτική κατάσταση L-1 εμφανίζει μια πιο ομοιογενή συμπεριφορά από μήνα σε μήνα. Μια διαφοροποίηση ως προς τα χαρακτηριστικά της κατανομής του, παρουσιάζει ο μήνας Οκτώβριος, όπου το 75% των υψών βροχής αντιστοιχεί στην τιμή των 10 mm και τις υψηλότερες τιμές μέσης τιμής και τυπικής απόκλισης σε σχέση με τους άλλους μήνες. Παράλληλα, ο μήνας Φεβρουάριος έπεται του Οκτωβρίου ως δεύτερος κατά σειρά μήνας με έντονη μεταβλητότητα των υψών βροχής.

Όσον αφορά την συνοπτική κατάσταση L-3, γίνεται εμφανής η ανομοιογένεια μεταξύ των μηνών που μελετώνται ως προς τη βροχόπτωση. Οι μήνες Οκτώβριος και Δεκέμβριος εμφανίζουν μεγάλες τιμές τυπικής απόκλισης (15,1 και 15,4 αντίστοιχα) εκφράζοντας το μεγάλο βαθμό μεταβλητότητας των τιμών βροχόπτωσης τους. Η διαφοροποίηση της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης για τη συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση καθιστά περίπλοκη την μελέτη και κατ' επέκταση την εκτίμηση αυτής τόσο σε ετήσια όσο και εποχιακή χρονική κλίμακα.

Πριν τη μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας, σημαντική κρίνεται η μελέτη των τάσεων των χαρακτηριστικών της μεταβλητής μέσα στο χρόνο. Για την περίοδο 1958-2004, υπολογίστηκαν οι τάσεις της συχνότητας εμφάνισης, της μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης, καθώς και του συνολικού ποσού βροχής που καταγράφεται στους μήνες Οκτώβριο έως Μάιο (Πίνακας 5.4). Η μελέτη των τάσεων πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια της γραμμικής παλινδρόμησης σε επίπεδο σημαντικότητας 95%.

Οι συνοπτικές καταστάσεις L-1 και L-2 εμφανίζουν θετικές τάσεις ως προς τα τρία μεγέθη, με τις μεγαλύτερες τιμές να εμφανίζονται στη συνολική βροχόπτωση. Αυτό συνεπάγεται μια αύξηση στη συχνότητα εμφάνισης αυτών, καθώς και στα ημερήσια ποσά βροχής κατά την επικράτηση αυτών. Όσον αφορά στις καταστάσεις L-3 και SW, η συμπεριφορά των παραπάνω χαρακτηριστικών φαίνεται να είναι διαφορετική. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η αρνητική τάση, που εμφανίζει η κατάσταση SW, τόσο ως προς την συχνότητα εμφάνισης της, όσο και ως προς τη συνεισφορά αυτής στη συνολική βροχόπτωση που καταγράφεται στους μήνες μελέτης. Από τις τάσεις των μεγεθών αυτών, στατιστικά σημαντικές (σε επίπεδο

σημαντικότητας $\alpha=0,05$) είναι αυτές της συχνότητας εμφάνισης των καταστάσεων L-2 και SW. Ωστόσο, από τη μελέτη των τάσεων των παραπάνω χαρακτηριστικών σε μηνιαία βάση, προκύπτουν σημαντικά συμπεράσματα για τη μεταβλητότητα της βροχόπτωσης ανά συνοπτική κατάσταση.

Πίνακας 5.4: Τάσεις χαρακτηριστικών βροχόπτωσης ανά συνοπτική κατάσταση για την περίοδο 1958-2004.

Συνοπτική κατάσταση	Τάση συχνότητας εμφάνισης	Τάση μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης	Τάση συνολικής βροχόπτωσης
L-1	0,080	0,010	0,530
L-2	0,113 **	0,010	0,760
L-3	0,046	-0,061	0,043
SW	-0,240 **	0,030	-0,690

** Στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,05$.

Ειδικότερα, η κατάσταση L-1 φαίνεται να εμφανίζει θετική τάση ως προς τη συχνότητα εμφάνισης της για τους μήνες μελέτης πλην του Ιανουαρίου και Οκτώβριο. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η αρνητική τάση που εμφανίζει ως προς την μέση ημερήσια ποσότητα βροχής καθώς και ως προς τη συνολική του συνεισφορά στη μηνιαία βροχόπτωση για τους μήνες Μάρτιο και Δεκέμβριο, δυο σημαντικούς μήνες της βροχερής περιόδου για την περιοχή, παρά τη θετική τάση που εμφανίζει η συχνότητα εμφάνισης. Αυτό συνεπάγεται μια αύξηση των επεισοδίων βροχής της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης με μια μείωση στα ποσά βροχής που καταγράφονται στην περιοχή. Παρ' όλα αυτά οι τάσεις αυτές δεν είναι στατιστικά σημαντικές ($\alpha=0,05$).

Παρόμοια συμπεράσματα προκύπτουν και για την κατάσταση L-2, η συνεισφορά της οποίας είναι καθοριστική για το βροχομετρικό προφίλ του σταθμού της Λάρισας. Από τη μελέτη που πραγματοποιήθηκε, παρατηρήθηκε θετική τάση ως προς τη συχνότητα εμφάνισης της για τους μήνες μελέτης πλην του Μαΐου. Στατιστικά σημαντική είναι η αυξητική τάση των ημερών βροχής για τους μήνες Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η αύξηση των ποσών βροχής που παρατηρείται τους μήνες Οκτώβριο και Νοέμβριο, απαραίτητων

ποσοτήτων για την ανάπτυξη των καλλιεργειών της περιοχής, η οποία όμως δεν θεωρείται στατιστικά σημαντική.

Όσον αφορά την L-3, πρόκειται για μια κατάσταση με την πιο έντονη μεταβλητότητα χαρακτηριστικών από μήνα σε μήνα. Ως προς το σύνολο των μηνών μελέτης, εμφανίζει μια ελαφρώς θετική τάση της συχνότητας και της συνολικής συνεισφοράς της και μια αρνητική τάση της μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης. Ειδικότερα εμφανίζει σημαντικά μείωση τόσο ως προς τη συχνότητα όσο και ως προς τα ποσά βροχής για την περίοδο από Οκτώβριο έως Ιανουάριο. Οι τάσεις αυτές δεν μπορούν να ληφθούν υπόψη καθώς δεν είναι στατιστικά σημαντικές.

Τέλος, η κατάσταση SW αποτελεί μια εξίσου δύσκολη ως τη μελέτη συνοπτική κατάσταση λόγω της ανομοιογένειας που εμφανίζουν οι μήνες μελέτης ως προς τη μεταβλητή της βροχόπτωσης. Παρατηρείται μια μείωση στην συχνότητα εμφάνισης καθώς και στη συνολική βροχόπτωση. Η μείωση στη συνολική ποσότητα βροχής οφείλεται κυρίως στην μείωση της συχνότητας εμφάνισης σε όλους τους μήνες μελέτης καθώς και των ημερήσιων ποσών που καταγράφονται στο σταθμό της Λάρισας καθ' όλη τη διάρκεια βροχερής περιόδου (Δεκέμβριος-Μάρτιος). Αξιοσημείωτη είναι η στατιστικά σημαντική αρνητική τάση του Δεκεμβρίου ως προς τη συχνότητα εμφάνισης και της μηνιαίας βροχόπτωσης που αποδίδεται στην SW, που συνεπάγεται με απώλεια σημαντικών ποσών βροχή για την περιοχή.

Πίνακας 5.5: Τάσεις των χαρακτηριστικών βροχοπτώσης για κάθε μήνα με βάση τη συνοπτική κατάσταση (1958-2004).

	L-1			L-2			L-3			SW		
Μήνες	Συχνότητα εμφάνισης	Μέση ημερήσια βροχόπτωση	Μηνιαία βροχόπτωση	Συχνότητα εμφάνισης	Μέση ημερήσια βροχόπτωση	Μηνιαία βροχόπτωση	Συχνότητα εμφάνισης	Μέση ημερήσια βροχόπτωση	Μηνιαία βροχόπτωση	Συχνότητα εμφάνισης	Μέση ημερήσια βροχόπτωση	Μηνιαία βροχόπτωση
Ιανουάριος	-0,007	0,031	0,067	0,007	0,076	0,086	-0,004	-0,049	-0,053	-0,025	-0,023	-0,027
Φεβρουάριος	0,003	-0,046	-0,019	0,018	0,015	0,046	0,012	0,032	0,071	-0,035	0,010	-0,091
Μάρτιος	0,014	-0,041	-0,034	0,010	-0,050	-0,058	0,021	-0,017	0,034	-0,027	-0,029	-0,100
Απρίλιος	0,031**	0,085	0,235	0,014	0,082	0,155	0,024	0,019	0,123	-0,010	0,001	0,046
Μάιος	0,012	0,028	0,101	-0,023	0,015	-0,088	0,010	-0,016	0,053	-0,013	0,021	0,083
Οκτώβριος	-0,004	0,055	0,057	0,010**	0,150	0,213	-0,010	-0,023	-0,107	-0,021	0,040	0,053
Νοέμβριος	0,007	0,030	0,068	0,032**	0,110	0,316	0,003	-0,029	-0,021	-0,039	0,050	-0,171
Δεκέμβριος	0,020	0,010	0,051	0,046**	-0,040	0,092	0,005	-0,029	0,044	-0,074**	-0,025	-0,479**

** Στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0,05$.

5.4. Εύρεση μοντέλου κατανομής για τη βροχόπτωση με βάση τη συνοπτική κατάσταση

Στο στάδιο αυτό, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη διαδικασία εύρεσης μοντέλων ικανών να αναπαράγουν τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης για καθεμιά από τις τέσσερις συνοπτικές καταστάσεις μελέτης, που έχουν τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης. Για την εύρεση των μοντέλων χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα βροχόπτωσης της περιόδου αναφοράς, 1958-2004. Η επιλογή αυτών έγινε με τη βοήθεια των τριών τεστ βέλτιστης προσαρμογής: Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling και χ^2 . Οι έλεγχοι βέλτιστης προσαρμογής πραγματοποιήθηκαν στο επίπεδο σημαντικότητας 0,05.

Πίνακας 5.6: Μοντέλα κατανομών για τη βροχόπτωση, που προτείνονται από τα τεστ καλής προσαρμογής για κάθε συνοπτική κατάσταση μελέτης.

	Kolmogorov-Smirnov test		Anderson-Darling test		χ^2 test	
Συνοπτική κατάσταση	Κατανομή	Στατιστικό	Κατανομή	Στατιστικό	Κατανομή	Στατιστικό
L-1	Weibull (3P)	0,03888	Log-Pearson 3	1,9055	Generalized Gamma (4P)	13,717
L-2	Generalized Gamma (4P)	0,03156	Burr	1,6289	Burr	8,692
L-3	Fatigue Life (3P)	0,0403	Fatigue Life (3P)	0,55416	Log-Pearson 3	8,692
SW	Gamma (3P)	0,05247	Burr	2,7092	Weibull	14,544

5.4.1. Ανοιχτός κυματισμός (L-1)

Όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.4, για τη συνοπτική κατάσταση L-1, τα τρία τεστ καλής προσαρμογής προτείνουν τρεις διαφορετικές κατανομές προσέγγισης. Πρόκειται για τρεις κατανομές ευρέως γνωστές για την εφαρμογή τους στη μελέτη της κατανομής βροχόπτωσης, σε διάφορες περιοχές. Ωστόσο, η επιλογή του

βέλτιστου μοντέλου δεν περιορίζεται στις τρεις πρώτες σε σειρά προτεινόμενες κατανομές των κριτηρίων καλής προσαρμογής. Πλην των κατανομών που εμφανίζονται στον Πίνακα 5.6, ελέγχθηκαν δυο ακόμη κατανομές, η κατανομή Gamma και η Burr, οι οποίες προτείνονται ως οι δεύτερες σε σειρά ταξινόμησης καλύτερες κατανομές προσέγγισης.

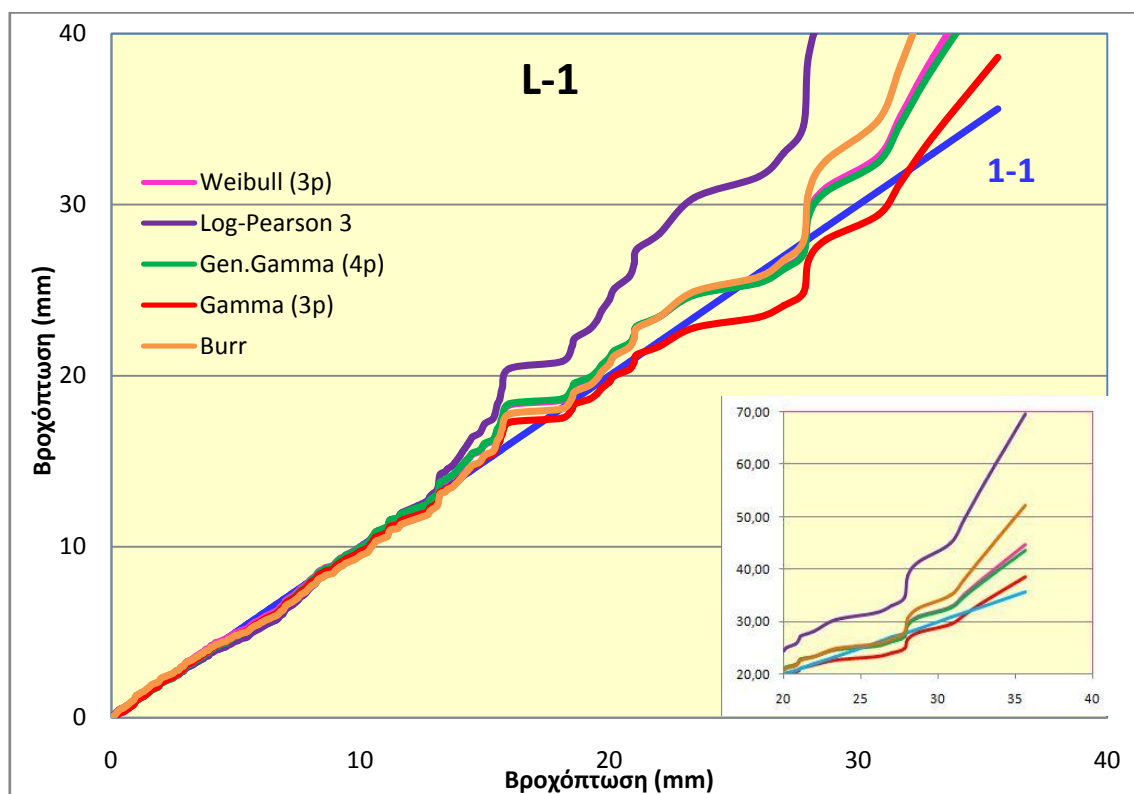
Για την επιλογή του βέλτιστου μοντέλου, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των εκτιμήσεων των μοντέλων με τις παρατηρούμενες τιμές βροχόπτωσης. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης απεικονίζονται γραφικά στο Σχήμα 5.3. Είναι φανερό πως, οι προτεινόμενες κατανομές μπορούν να αναπαράγουν, σε ικανοποιητικό βαθμό, τη συμπεριφορά που εμφανίζει η βροχόπτωση υπό τη συνοπτική κατάσταση L-1. Ως λιγότερο κατάλληλη κατανομή χαρακτηρίζεται η κατανομή Log-Pearson 3, καθώς τείνει να αποκλίνει από την γραμμή των παρατηρήσεων, υπερεκτιμώντας ποσά βροχής άνω των 16 mm που αντιστοιχούν στο 96% των περιπτώσεων. Η υπερεκτίμηση του μοντέλου οφείλεται, κυρίως, στο γεγονός ότι, η Log-Pearson 3 αποτελεί μια κατανομή που χρησιμοποιείται κυρίως για τη μελέτη ακραίων τιμών βροχόπτωσης. Ωστόσο, είναι ικανή να περιγράψει ένα σημαντικό ποσοστό της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης για τη συνοπτική αυτή κατάσταση. Όσον αφορά τις υπόλοιπες τέσσερις κατανομές, φαίνεται να προσεγγίζουν ικανοποιητικά τις πραγματικές τιμές βροχόπτωσης μέχρι και τα 28 mm (99% των περιπτώσεων). Ενδιαφέρον παρουσιάζει το μοντέλο της κατανομής Gamma, το οποίο φαίνεται να προσεγγίζει με σχετική ακρίβεια το σύνολο των παρατηρούμενων τιμών βροχής.

Στην επιλογή του καλύτερου μοντέλου κατανομής, συνέβαλλε και ο υπολογισμός διαφόρων μέτρων αξιολόγησης μοντέλων, όπως ο συντελεστής συσχέτισης, το μέσο απόλυτο σφάλμα, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, κλπ. Στόχος της εργασίας είναι η εύρεση ενός μοντέλου ικανού να αναπαράγει ένα μεγάλο ποσοστό των περιπτώσεων βροχόπτωσης των συνοπτικών καταστάσεων. Για το λόγο αυτό από τον υπολογισμό των μέτρων αξιολόγησης αφαιρέθηκαν οι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης καθώς επηρεάζουν σημαντικά τα αποτελέσματα. Τα αποτελέσματα της αξιολόγησης για την L-1 παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.7. Από τις τιμές αυτών, προκύπτει ότι η κατανομή Gamma αποτελεί το καταλληλότερο μοντέλο προσέγγισης της κατανομής της βροχόπτωσης που εμφανίζει κατά τη συνοπτική κατάσταση L-1. Η

μαθηματική έκφραση του μοντέλου, καθώς και οι παράμετροι αυτού δίνονται στον Πίνακας 5.8.

Πίνακας 5.7: Μέτρα αξιολόγησης των προτεινόμενων μοντέλων για τη συνοπτική κατάσταση L-1.

Μέτρα αξιολόγησης	Weibull	Log Pearson 3	Gen. Gamma (4P)	Gamma (3P)	Burr
RMSE	1,072	4,440	0,722	0,572	1,785
R	0,995	0,971	0,996	0,997	0,985
MAE	0,473	1,720	0,470	0,306	0,639
MSE	1,150	19,711	0,521	0,328	3,186



Σχήμα 5.3: Σύγκριση των ποσών βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας της περιόδου 1958-2004 με τις εκτιμήσεις των προτεινόμενων μοντέλων κατανομών για τη συνοπτική κατάσταση L-1.

Η επιλογή του μοντέλου για την κατάσταση L-1 αποτέλεσε σχετικά μια εύκολη διαδικασία, λόγω του βαθμού ομοιογένειας που παρουσιάζουν οι μήνες μεταξύ τους. Για τις υπόλοιπες καταστάσεις, η διαδικασία αυτή απεδείχθη πολύ πιο σύνθετη λόγω της ανομοιογενούς συμπεριφοράς της μεταβλητής. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε απαραίτητος ο έλεγχος ομοιογένειας των μηνών.

Πίνακας 5.8: Χαρακτηριστικά του μοντέλου κατανομής της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση L-1.

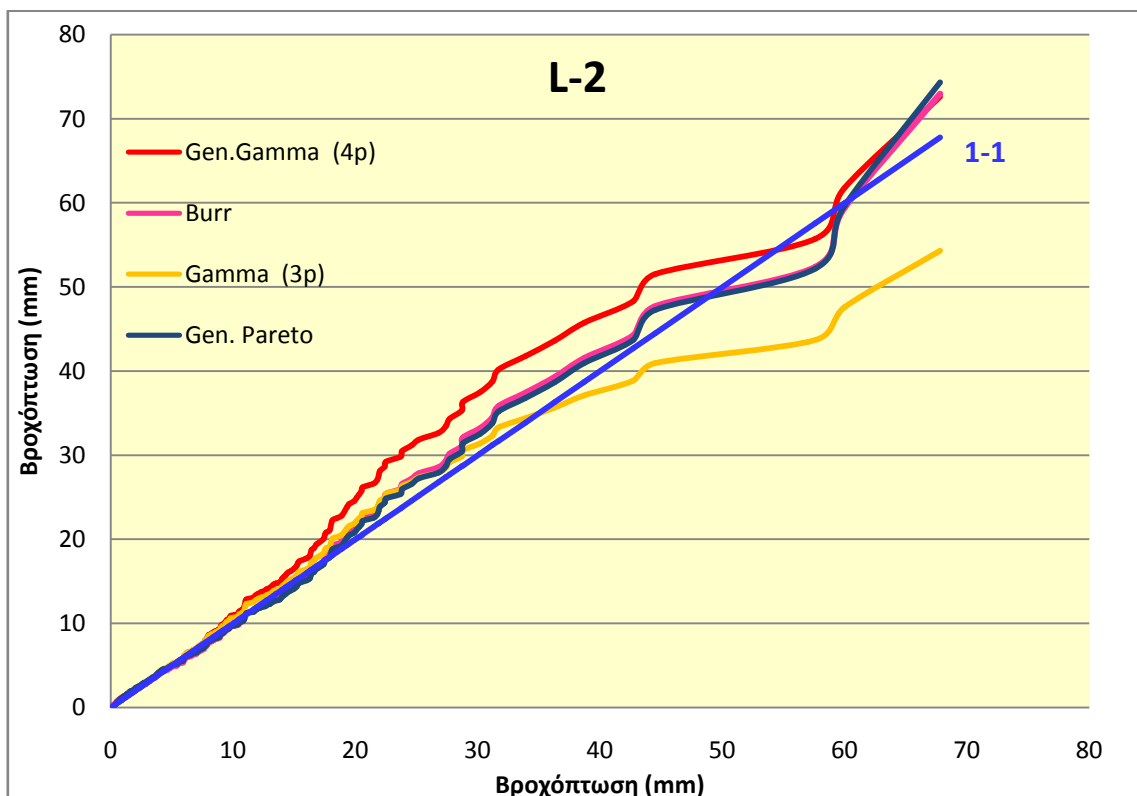
Κατανομή	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Gamma(3P)	$f(x) = \frac{(x - \gamma)^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} e^{-\frac{(x-\gamma)}{\beta}}$	Παράμετρος σχήματος: $\alpha=0,63316$ Παράμετρος κλίμακας: $\beta=7,0782$ Παράμετρος θέσης: $\gamma=0,1$

5.4.2. Κλειστό χαμηλό (L-2)

Για τη συνοπτική κατάσταση L-2, τα καταλληλότερα μοντέλα κατανομών που προτείνονται από τα τρία κριτήρια καλής προσαρμογής, είναι οι κατανομές Generalized Gamma (4P) και Burr (Πίνακας 5.6). Παράλληλα εξετάστηκε και η καταλληλότητα προσέγγισης των κατανομών Gamma (3p) και Generalized Pareto, που προτείνονται ως δεύτερες στη σειρά καλής προσαρμογής. Για την επιλογή του βέλτιστου μοντέλου, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των παρατηρήσεων με τις εκτιμήσεις των μοντέλων. Ως καταλληλότερο επιλέγεται εκείνο που προσεγγίζει καλύτερα την ευθεία των παρατηρήσεων. Η σύγκριση των μοντέλων απεικονίζεται στο Σχήμα 5.4.

Σύμφωνα με το σχήμα 5.4, τα μοντέλα, που εμφανίζουν την καλύτερη προσέγγιση σε όλο το εύρος των πραγματικών τιμών της βροχόπτωσης, είναι η κατανομή Burr και Generalized Pareto. Η κατανομή Generalized Gamma (4P) φαίνεται να προσεγγίζει ικανοποιητικά ποσά βροχής που δεν υπερβαίνουν τα 20mm (95% των περιπτώσεων). Αντίθετα, για ποσά βροχής άνω των 20mm το μοντέλο της

κατανομής αυτής φαίνεται ότι τα υπερεκτιμά. Τέλος, όσον αφορά την κατανομή Gamma, είναι εμφανής η ικανότητα αναπαραγωγής της συμπεριφοράς των ποσών βροχής μέχρι τη τιμή των 40 mm που αντιστοιχεί στο 99% των περιπτώσεων. Για τιμές βροχόπτωσης μεγαλύτερες των 40 mm, η διαφορά μεταξύ των παρατηρήσεων και των εκτιμήσεων του μοντέλου αυξάνεται με την αύξηση των ποσών βροχής, δείχνοντας την αδυναμία του μοντέλου αναπαραγωγής των ακραίων επεισοδίων της συνοπτικής κατάστασης L-2. Ωστόσο, αποτελεί ένα ικανό μοντέλο αναπαραστάσης της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης στη δεδομένη συνοπτική κατάσταση.



Σχήμα 5.4: Σύγκριση των ποσών βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας της περιόδου 1958-2004 με τις εκτιμήσεις των προτεινόμενων μοντέλων κατανομών για τη συνοπτική κατάσταση L-2.

Επομένως, με βάση τα παραπάνω, τα μοντέλα που μπορούν να αναπαραστήσουν τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση L-2 περιγράφονται στον Πίνακα 5.6. Υπολογίζοντας τα μέτρα αξιολόγησης των μοντέλων, οι τιμές τους δεν διαφέρουν πολύ μεταξύ τους. Παρ' όλα αυτά, με βάση τα μέτρα αξιολόγησης το μοντέλο της Generealized Pareto προτείνεται ως το καταλληλότερο.

Πίνακας 5.9: Μέτρα αξιολόγησης των προτεινόμενων μοντέλων για τη συνοπτική κατάσταση L-2.

Μέτρα αξιολόγησης	Gamma (3P)	Gen. Gamma(4P)	Gen. Pareto	Burr
RMSE	2,02	2,88	1,10	1,22
R	0,985	0,993	0,996	0,996
MAE	0,87	1,71	0,65	0,72
MSE	4,10	8,28	1,20	1,49

Πίνακας 5.10: Χαρακτηριστικά του μοντέλου κατανομής της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση L-2.

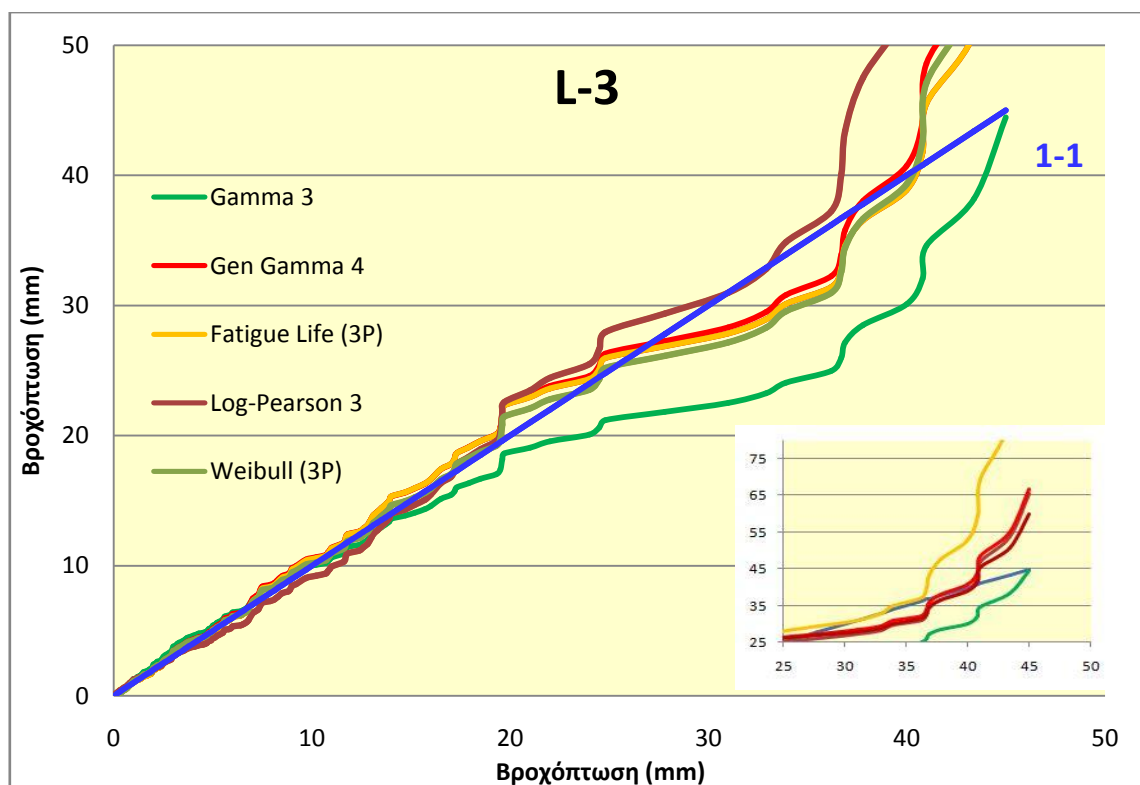
Κατανομή	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Generalized Pareto	$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left(1 + k \frac{(x-\mu)}{\sigma} \right)^{\frac{1}{k}}, & k \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)}{\sigma}}, & k = 0 \end{cases}$	Παράμετρος σχήματος: $k=0,24253$ Παράμετρος κλίμακας: $\sigma=4,8736$ Παράμετρος θέσης: $\mu=-0,33123$

5.4.3. Αποκομμένο χαμηλό (L-3)

Η συνοπτική αυτή κατάσταση, αποτελεί την πιο σύνθετη ως προς τη μελέτη κατάσταση, λόγω της έντονης ανομοιογένειας των χαρακτηριστικών που εμφανίζει ως προς τη βροχόπτωση. Η μεταβλητότητα της βροχόπτωσης από μήνα σε μήνα καθιστά περίπλοκη τη διαδικασία εύρεσης ενός ενιαίου μοντέλου που να περιγράφει τη συμπεριφορά αυτής για τη συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση. Σύμφωνα με τον Πίνακα 5.4, οι κατανομές Fatigue Life (3P) και η Log-Pearson 3 προτείνονται ως καταλληλότερες κατανομές προσέγγισης της βροχόπτωσης. Παράλληλα, μελετήθηκε και η καταλληλότητα της Weibull (3P) που προτείνεται ως δεύτερη καλύτερη κατανομή σύμφωνα με το Kolmogorov-Smirnov τεστ. Η

προσέγγιση των μοντέλων στα πραγματικά δεδομένα βροχόπτωσης φαίνεται στο Σχήμα 5.5.

Σύμφωνα με το Σχήμα 5.5, το μοντέλο της Log-Pearson 3 αναπαράγει σχεδόν τέλεια τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης μέχρι το ποσό των 38 mm που αντιστοιχεί στο 97% των περιπτώσεων της συνοπτικής αυτής κατάστασης. Πάνω από την τιμή των 38 mm, το μοντέλο φαίνεται να υπερεκτιμά σε σημαντικό βαθμό τα ποσά βροχής. Η κατανομή Gamma αποκλίνει σημαντικά από τη γραμμή 1-1 για ποσά άνω των 20 mm, με αποτέλεσμα την υποεκτίμηση αυτών. Αντίθετα, οι κατανομές Weibull (3P), Fatigue Life (3P) και Gen. Gamma (4P) προσεγγίζουν ικανοποιητικά τις τιμές της μεταβλητής. Με βάση τον Πίνακα 5.11, η κατανομή Fatigue Life (3P) εμφανίζεται ως το βέλτιστο μοντέλο κατανομής για την κατάσταση L-3. Παρ' όλα αυτά, ως η καταλληλότερη κατανομή για την κατάσταση αυτή προτείνεται η Weibull (3P), λόγω της απλούστερης μορφής της. Στον Πίνακα 5.12, παρουσιάζονται, η μαθηματική έκφραση και οι τιμές των παραμέτρων του μοντέλου



Σχήμα 5.5: Σύγκριση των ποσών βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας της περιόδου 1958-2004 με τις εκτιμήσεις των προτεινόμενων μοντέλων κατανομών για τη συνοπτική κατάσταση L-3.

Πίνακας 5.11: Μέτρα αξιολόγησης των προτεινόμενων μοντέλων για τη συνοπτική κατάσταση L-3.

Μέτρα αξιολόγησης	Weibull (3p)	Gamma (3P)	Gen. Gamma (4P)	Log-Pearson 3	Fatigue Life (3p)
RMSE	2,34	2,91	2,50	8,37	1,86
R	0,980	0,987	0,982	0,918	0,987
MAE	0,7	1,4	0,9	2,1	0,8
MSE	5,5	8,5	6,3	70,0	3,5

Πίνακας 5.12: Χαρακτηριστικά του μοντέλου κατανομής της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση L-3.

Κατανομή	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Weibull (3P)	$f(x) = \frac{\alpha}{\beta} \left(\frac{x - \gamma}{\beta} \right)^{\alpha-1} e^{\left(\frac{-(x-\gamma)}{\beta} \right)^{\alpha}}$	Παράμετρος σχήματος: $\alpha=0,6403$ Παράμετρος κλίμακας: $\beta=4,2549$ Παράμετρος θέσης: $\gamma=0,1$

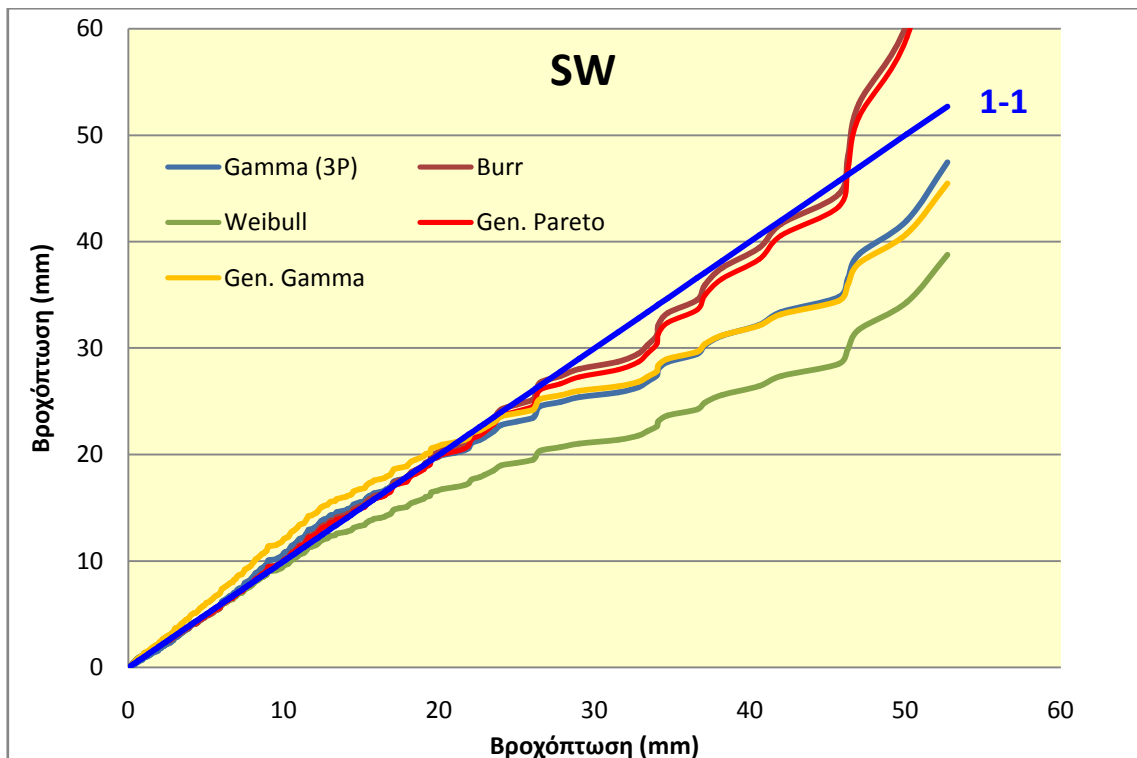
5.4.4. Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW)

Σύμφωνα με τα κριτήρια καλής προσαρμογής, ως τα βέλτιστα μοντέλα κατανομής της βροχόπτωσης για την νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW) προτείνονται οι κατανομές Gamma (3P), Burr και Weibull (Πίνακας 5.4). Παράλληλα, εξετάστηκε και η προσέγγιση της εμπειρικής κατανομής των δεδομένων από δυο ακόμη κατανομές, τις Generalized Gamma και Generalized Pareto.

Από τη σύγκριση των προαναφερθέντων κατανομών, προκύπτει ότι οι κατανομές, Burr και Generalized Pareto, προσεγγίζουν το ίδιο ικανοποιητικά τις πραγματικές τιμές της βροχόπτωσης της περιόδου αναφοράς (Σχήμα 5.5). Οι κατανομές Generalized Gamma και Gamma είναι εξίσου ικανοποιητικά μοντέλα

κατανομών για τη βροχόπτωση, καθώς είναι ικανά να περιγράψουν το 98% των περιπτώσεων της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης. Αντίθετα, η κατανομή Weibull, που σύμφωνα με το τεστ καλής προσαρμογής χ^2 προτάθηκε ως η βέλτιστη κατανομή, αδυνατεί να αναπαράγει σωστά ποσά βροχής άνω το 15 mm, τιμή που αντιστοιχεί στο 92% των επεισοδίων βροχής της εξεταζόμενης συνοπτικής κατάστασης.

Για την επιλογή του βέλτιστου μοντέλου κατανομής υπολογίστηκαν τα μέτρα αξιολόγησης, οι τιμές των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.13. Τις μικρότερες τιμές σφαλμάτων εμφανίζουν το μοντέλο Generalized Pareto, το οποίο προτείνεται ως το καταλληλότερο μοντέλο αναπαραγωγής της βροχόπτωσης για την SW. Τα χαρακτηριστικά του μοντέλου περιγράφονται στον Πίνακα 5.14.



Σχήμα 5.6: Σύγκριση των ποσών βροχόπτωσης του σταθμού της Λάρισας της περιόδου 1958-2004 με τις εκτιμήσεις των προτεινόμενων μοντέλων κατανομών για τη συνοπτική κατάσταση SW.

Πίνακας 5.13: Μέτρα αξιολόγησης των προτεινόμενων μοντέλων για τη συνοπτική κατάσταση SW.

Μέτρα αξιολόγησης	Gamma (3P)	Weibull	Gen. Pareto	Gen. Gamma	Burr
RMSE	2,35	4,37	1,94	2,71	2,00
R	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99
MAE	1,15	2,12	0,59	1,86	0,56
MSE	5,53	19,07	3,75	7,33	3,99

Πίνακας 5.14: Χαρακτηριστικά του μοντέλου κατανομής της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση SW.

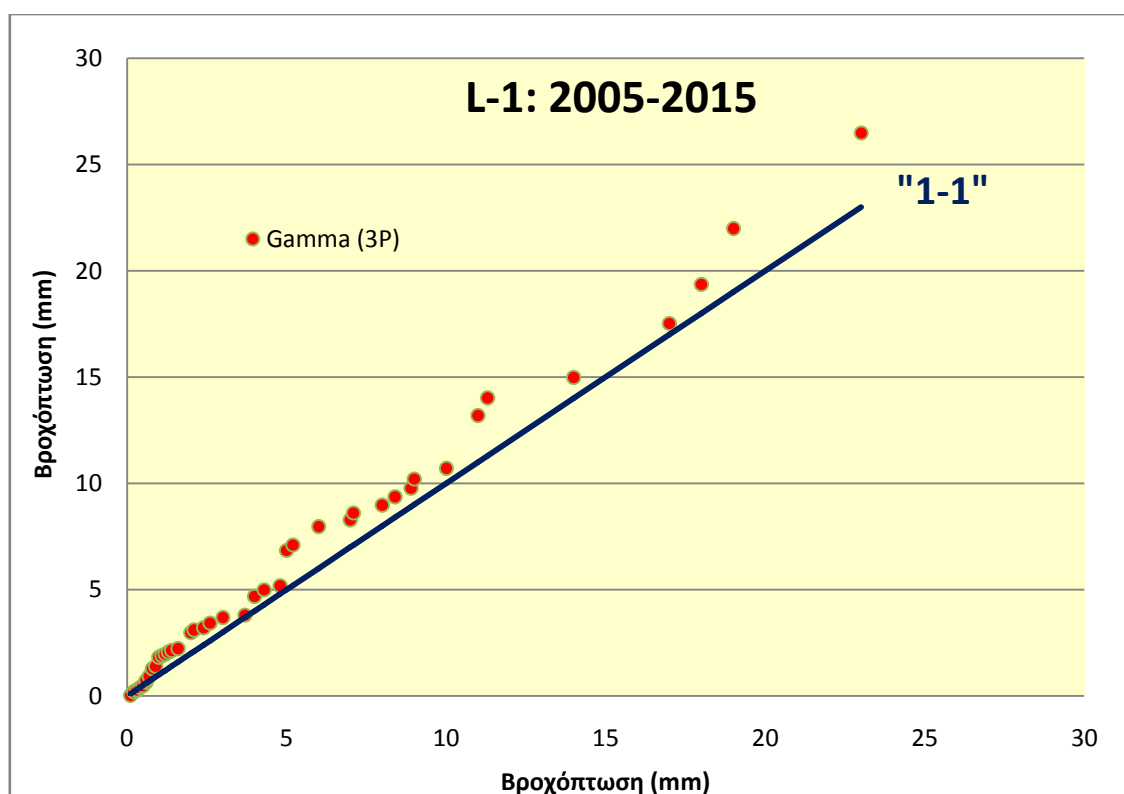
Κατανομή	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Generalized Pareto	$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left(1 + k \frac{(x-\mu)}{\sigma} \right)^{1/k}, & k \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} e^{-\left(\frac{(x-\mu)}{\sigma} \right)^k}, & k = 0 \end{cases}$	Παράμετρος σχήματος: $k=0,2645$ Παράμετρος κλίμακας: $\sigma=3,7998$ Παράμετρος θέσης: $\mu=-0,19565$

5.5. Εφαρμογή των μοντέλων των συνοπτικών καταστάσεων για την περίοδο αξιολόγησης (2005-2015)

Έχοντας επιλέξει τα βέλτιστα μοντέλα κατανομών της βροχόπτωσης για κάθε συνοπτική κατάσταση, εξετάστηκε η ικανότητα αυτών να εκτιμήσουν τη μεταβλητή σε μια επιβεβαιωτική περίοδο. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των παρατηρούμενων τιμών της μεταβλητής με τις εκτιμήσεις των μοντέλων για την περίοδο 2005-2015. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης αυτής παρουσιάζονται για κάθε συνοπτική κατάσταση παρακάτω.

5.5.1. Ανοιχτός κυματισμός (L-1)

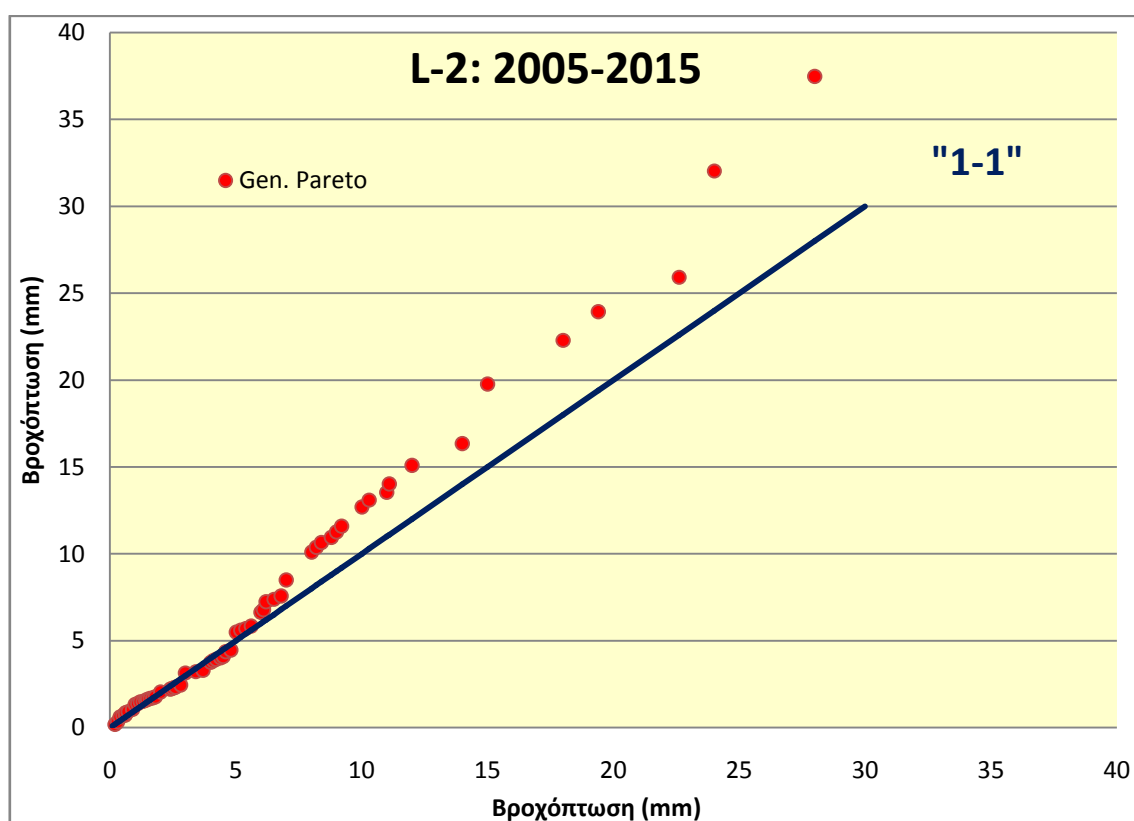
Με την επιλογή της κατανομής Gamma ως το καταλληλότερο μοντέλο βροχόπτωσης για την συνοπτική κατάσταση L-1, πραγματοποιήθηκε έλεγχος της ικανότητας αυτής να εκτιμήσει τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης κατά την περίοδο 2005-2015 (περίοδος αξιολόγησης). Η σύγκριση των εκτιμώμενων τιμών του μοντέλου και των παρατηρήσεων απεικονίζεται στο Σχήμα 5.7. Είναι φανερό πως το μοντέλο της κατανομής Gamma προσεγγίζει ικανοποιητικά τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό κατά την περίοδο αξιολόγησης, με μια μικρή υπερεκτίμηση των τιμών. Η υπερεκτίμηση αυτή οφείλεται στην ελαφρά μετατόπιση της κατανομής της περιόδου αυτής προς μικρότερα ποσά βροχής σε σχέση με την κατανομή της περιόδου αναφοράς. Παρ' όλα αυτά, η κατανομή Gamma αποτελεί ένα ικανό μοντέλο κατανομής της βροχόπτωσης για τη συνοπτική κατάσταση L-1.



Σχήμα 5.7: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου Gamma της συνοπτικής κατάστασης L-1 με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας την περίοδο 2005-2015.

5.5.2. Κλειστό χαμηλό (L-2)

Όπως προέκυψε στην προηγούμενη ενότητα, το μοντέλο που εμφανίζει την καλύτερη προσέγγιση ως προς την εμπειρική κατανομή είναι η κατανομή Generalized Pareto. Εφαρμόζοντας το μοντέλο αυτό για την περίοδο αξιολόγησης, ελέγχθηκε η ικανότητα αυτών να εκτιμήσουν τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στην περίοδο αυτή συγκρίνοντας τις πραγματικές τιμές με τις εκτιμήσεις των μοντέλων. Η σύγκριση αυτή απεικονίζεται γραφικά στο Σχήμα 5.8. Όπως είναι φανερό, το προτεινόμενο μοντέλο αδυνατεί να προσεγγίσει τα πραγματικά δεδομένα βροχής της περιόδου 2005-2015, παρουσιάζοντας μια υπερεκτίμηση της μεταβλητής για ποσά άνω των 7 mm.



Σχήμα 5.8: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου Generalized Pareto της συνοπτικής κατάστασης L-2 με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας την περίοδο 2005-2015.

Ένας από τους λόγους αδυναμίας της σωστής εκτίμησης της βροχόπτωσης είναι ο βαθμός ανομοιογένειας, που εμφανίζουν οι μήνες μελέτης μεταξύ τους ως

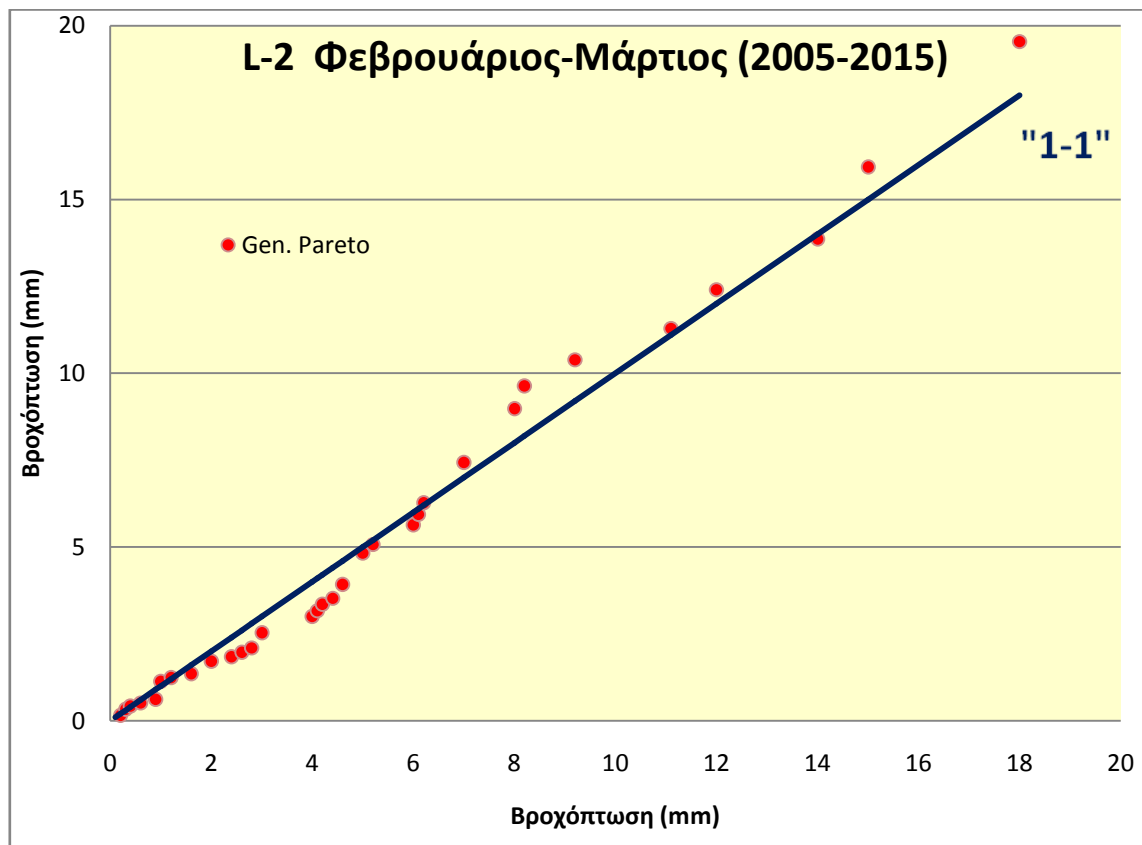
προς τη βροχόπτωση. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε έλεγχος ομοιογένειας με τη βοήθεια παραμετρικών και μη ελέγχων (Bartlett, Levene, Mann-Whitney, Kruskal-Wallis, Kolmogorov) για τους μήνες μελέτης από όπου προκύπτουν τα ακόλουθα αποτελέσματα που απεικονίζονται στον Πίνακα 5.15. Στην πρώτη στήλη του πίνακα αναγράφονται οι μήνες που εμφανίζουν κάποιου βαθμού ομοιογένειας μεταξύ και στις άλλες δυο στήλες περιγράφονται τα καταλληλότερα μοντέλα προσέγγισης.

Πίνακας 5.15: Μοντέλα κατανομής της βροχόπτωσης ομοιογενών μηνών για τη συνοπτική κατάσταση L-2.

Μήνες	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Φεβρουάριος - Μάρτιος	<u>Generalized Pareto</u> $f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left(1 + k \frac{(x - \mu)}{\sigma} \right)^{1/k} \\ \frac{1}{\sigma} e^{\left(-\frac{(x - \mu)}{\sigma} \right)^k} \end{cases}$	Παράμετρος σχήματος: k=0,03807 Παράμετρος κλίμακας: σ=4,5302 Παράμετρος θέσης: μ=-0,34098
Απρίλιος - Μάιος	<u>Gamma</u> $f(x) = \frac{\chi^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)} e^{\frac{-\chi}{\beta}}$	Παράμετρος σχήματος: α=0,75459 Παράμετρος κλίμακας: β=6,6944
Οκτώβριος, Δεκέμβριος	<u>Gamma</u> $f(x) = \frac{\chi^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)} e^{\frac{-\chi}{\beta}}$	Παράμετρος σχήματος: α=0,81686 Παράμετρος κλίμακας: β=7,6

Οι μήνες Ιανουάριος και Νοέμβριος δεν εμφανίζουν στατιστικά σημαντική ομοιογένεια με κάποιον από τους υπόλοιπους μήνες μελέτης. Οι μήνες αυτοί μελετήθηκαν ξεχωριστά, βρίσκοντας ότι η κατανομή τους προσεγγίζεται ικανοποιητικά από ένα μοντέλο κατανομής Gamma. Το πλήθος των παρατηρήσεων για την περίοδο αξιολόγησης δεν είναι επαρκές για την εξαγωγή συμπερασμάτων

σχετικά με την προγνωστική ικανότητα των μοντέλων. Με την εύρεση ειδικών μοντέλων για τους ομογενείς μήνες μελέτης, εισάγεται η μεταβλητότητα της βροχόπτωσης ως προς αυτούς, συμβάλλοντας έτσι στην καλύτερη μελέτη αυτής, καθώς και στη βελτίωση των εκτιμήσεων της παραμέτρου. Ενδεικτικά, παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.9 τα αποτελέσματα του μοντέλου της κατανομής Generalized Pareto των μηνών Φεβρουαρίου -Μαρτίου για την περίοδο 2005-2015.

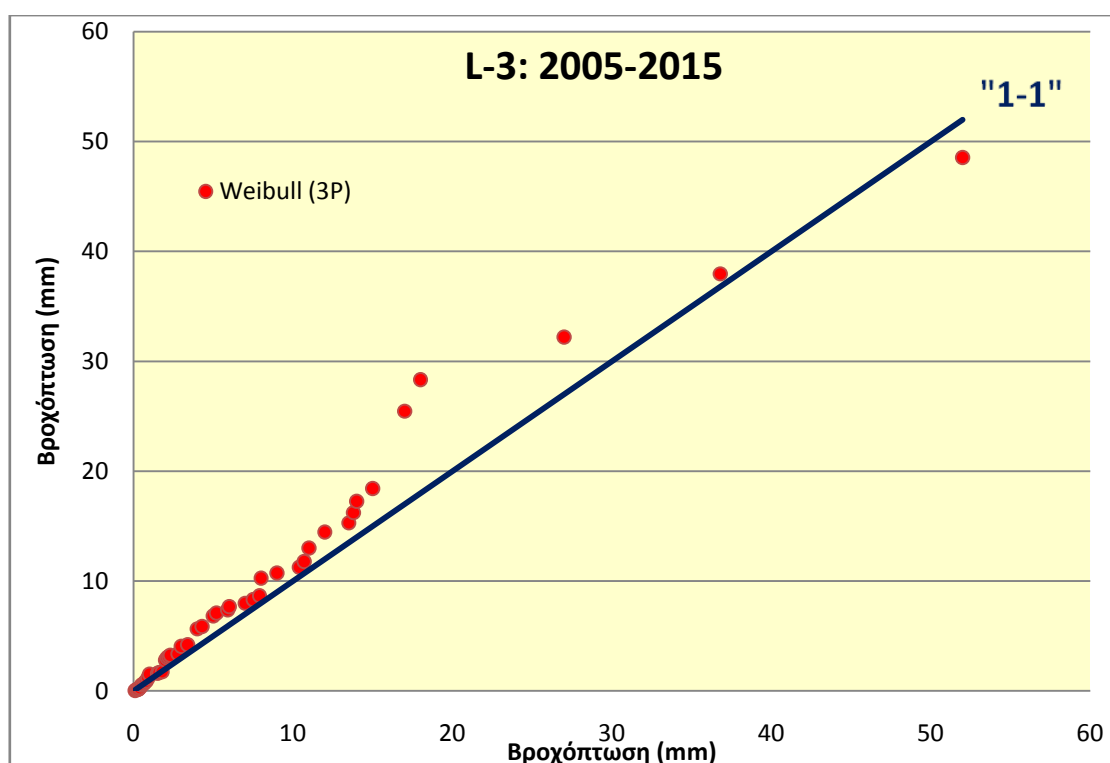


Σχήμα 5.9: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου Generalized Pareto της συνοπτικής κατάστασης L-2 με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας τους μήνες Φεβρουάριο-Μάρτιο της περιόδου 2005-2015.

5.5.3. Αποκομμένο χαμηλό (L-3)

Εφαρμόζοντας το προτεινόμενο για την κατάσταση L-3 μοντέλο Weibull (3P) στην περίοδο 2005-2015, παρουσιάζεται η αδυναμία του μοντέλου να εκτιμήσει σωστά ποσά βροχής που κυμαίνονται από 18 έως 30 mm (Σχήμα 5.10). Προκειμένου να βελτιωθούν τα αποτελέσματα της πρόγνωσης, πραγματοποιήθηκε έλεγχος

ομοιογένειας και την εύρεση ειδικών μοντέλων για τους ομοιογενείς μήνες. Η διαδικασία αυτή απεδείχθη σύνθετη, ως προς την εύρεση ομοιογενών μηνών. Ωστόσο, προέκυψε ότι τα ζεύγη Οκτώβριος-Νοέμβριος και Μάρτιος -Απρίλιος εμφανίζουν σημαντικό βαθμό ομοιογένειας. Για κάθε ζεύγος ξεχωριστά, πραγματοποιήθηκε η εύρεση μοντέλων κατανομών της παραμέτρου. Τα μοντέλα, που προτείνονται, και οι τιμές των παραμέτρων τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.10.



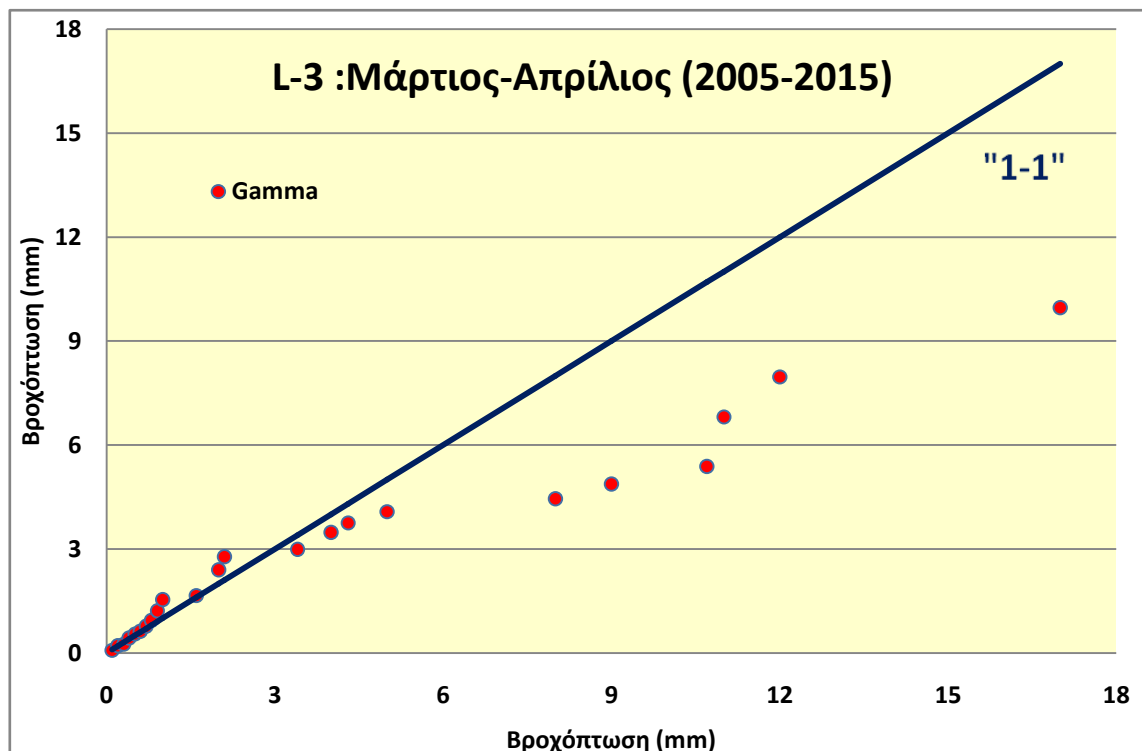
Σχήμα 5.10: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου Weibull (3P) της συνοπτικής κατάστασης L-3 με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας τους της περιόδου 2005-2015.

Εφαρμόζοντας τα συγκεκριμένα μοντέλα στην περίοδο αξιολόγησης, τα συμπεράσματα είναι διαφορετικά. Το μοντέλο των μηνών Οκτωβρίου-Νοεμβρίου εκτιμά σχεδόν άριστα τα ποσά βροχής της περιόδου. Αντίθετα, το μοντέλο των μηνών Μαρτίου- Απριλίου φαίνεται να υποεκτιμά ποσά βροχής άνω των 5 mm (Σχήμα 5.11). Όπως είναι φανερό, το μοντέλο αυτό δεν είναι ικανό να αναπαράγει την συμπεριφορά της μεταβλητής στην περίοδο αξιολόγησης. Ωστόσο, γίνεται

αντιληπτή η διαφοροποίηση της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης την τελευταία δεκαετία.

Πίνακας 5.16: Μοντέλα κατανομών της βροχόπτωσης ομοιογενών μηνών για τη συνοπτική L-3.

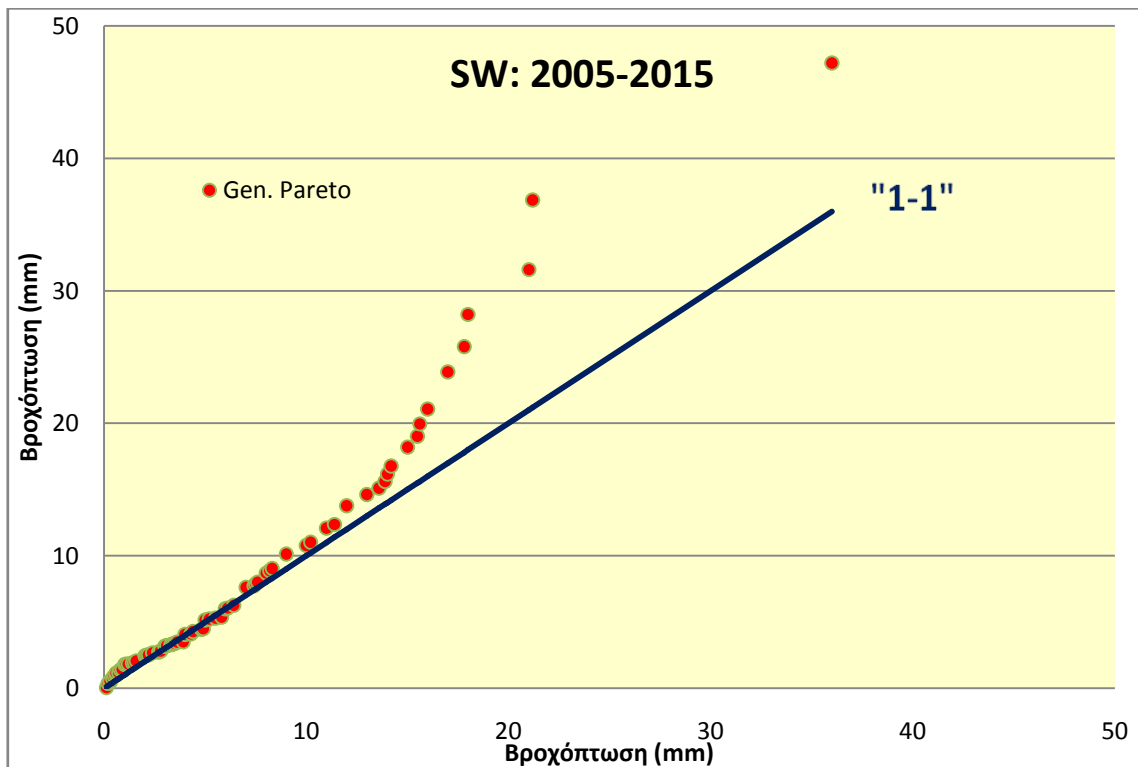
Μήνες	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Οκτώβριος- Νοέμβριος	<u>Log Pearson-3</u> $f(x) = \frac{1}{x \beta \Gamma(\alpha)} \left(\frac{\ln(x) - \gamma}{\beta} \right)^{\alpha-1} e^{\left(-\frac{\ln(x)-\gamma}{\beta} \right)}$	$\alpha=1587,2$ $\beta=-0,03666$ $\gamma=58,678$
Μάρτιος- Απρίλιος	<u>Gamma</u> $f(x) = \frac{\chi^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)} e^{-\frac{\chi}{\beta}}$	Παράμετρος σχήματος $\alpha=0,76221$ Παράμετρος κλίμακας $\beta=3,0603$



Σχήμα 5.11: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου της συνοπτικής κατάστασης L-3 με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας τους μήνες Μάρτιο-Απρίλιο της περιόδου 2005-2015.

5.5.4. Νοτιοδυτική κυκλοφορία(SW)

Όπως και στις προηγούμενες καταστάσεις, εφαρμόζεται το μοντέλο που προτάθηκε σε προηγούμενη ενότητα, συγκεκριμένα της Generalized Pareto για την περίοδο 2005-2015. Συγκρίνοντας τις παρατηρούμενες τιμές βροχόπτωσης με τις εκτιμήσεις του μοντέλου, γίνεται εμφανής η τάση του μοντέλου να υπερεκτιμά σε σημαντικό βαθμό τα ποσά βροχής άνω των 15 mm (Σχήμα 5.12).



Σχήμα 5.12: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου της συνοπτικής κατάστασης SW με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας της περιόδου 2005-2015.

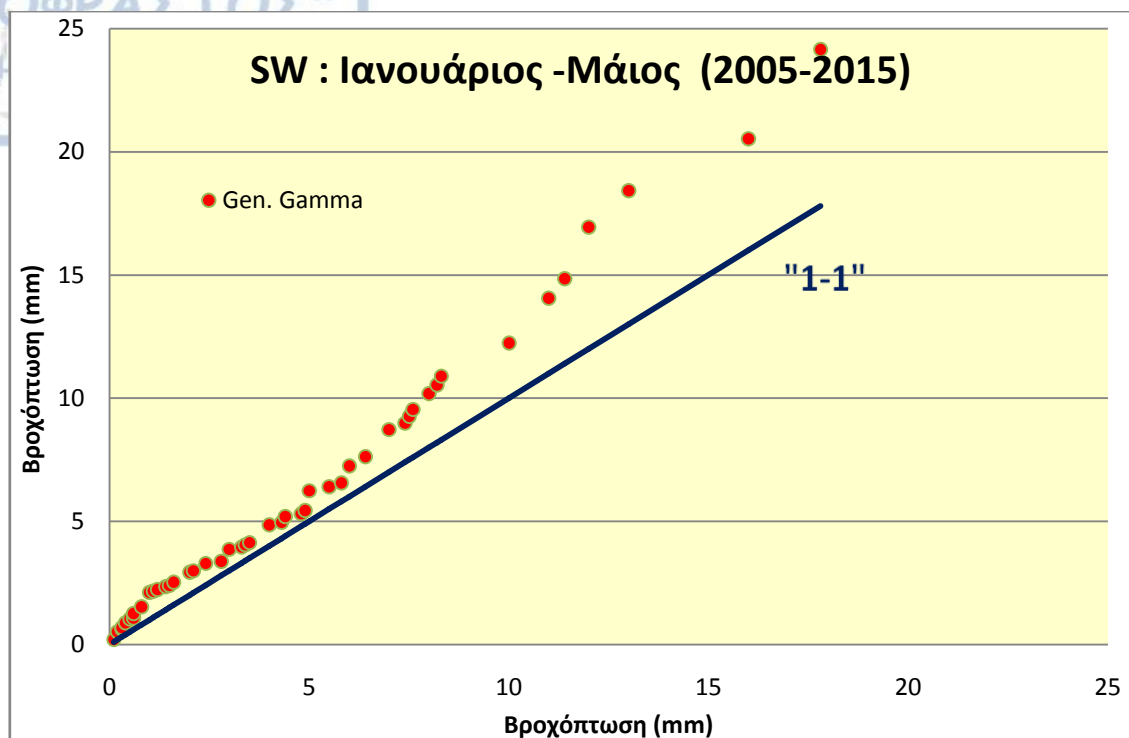
Η υπερεκτίμηση του μοντέλου μπορεί να οφείλεται στην αρνητική τάση που εμφανίζουν τα ποσά βροχής της συνοπτικής αυτής κατάστασης. Παράλληλα, μελετώντας τα μηνιαία χαρακτηριστικά της συνοπτικής αυτής κατάστασης ως προς τη βροχόπτωση, παρατηρείται μια διαφοροποίηση ως προς τη συμπεριφορά της μεταβλητής μεταξύ των μηνών μελέτης. Από τον έλεγχο ομοιογένειας, προκύπτει ότι οι μήνες της περιόδου Ιανουάριος-Μάιος εμφανίζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά, διευκολύνοντας έτσι τη μελέτη και τη μοντελοποίηση της βροχόπτωσης κατά τη διάρκεια αυτής. Αντίθετα, η περίοδος Οκτώβριος-Δεκέμβριος δεν εμφανίζει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά λόγω της συμπεριφοράς της μεταβλητής για το μήνα

Νοέμβριο. Ωστόσο, αξίζει να σημειωθεί πως οι μήνες Οκτώβριος και Δεκέμβριος εμφανίζουν σημαντικό βαθμό ομοιογένειας. Επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία εύρεσης μοντέλου για τις δυο αυτές περιπτώσεις μηνών, προκύπτουν τα μοντέλα του Πίνακα 5.17.

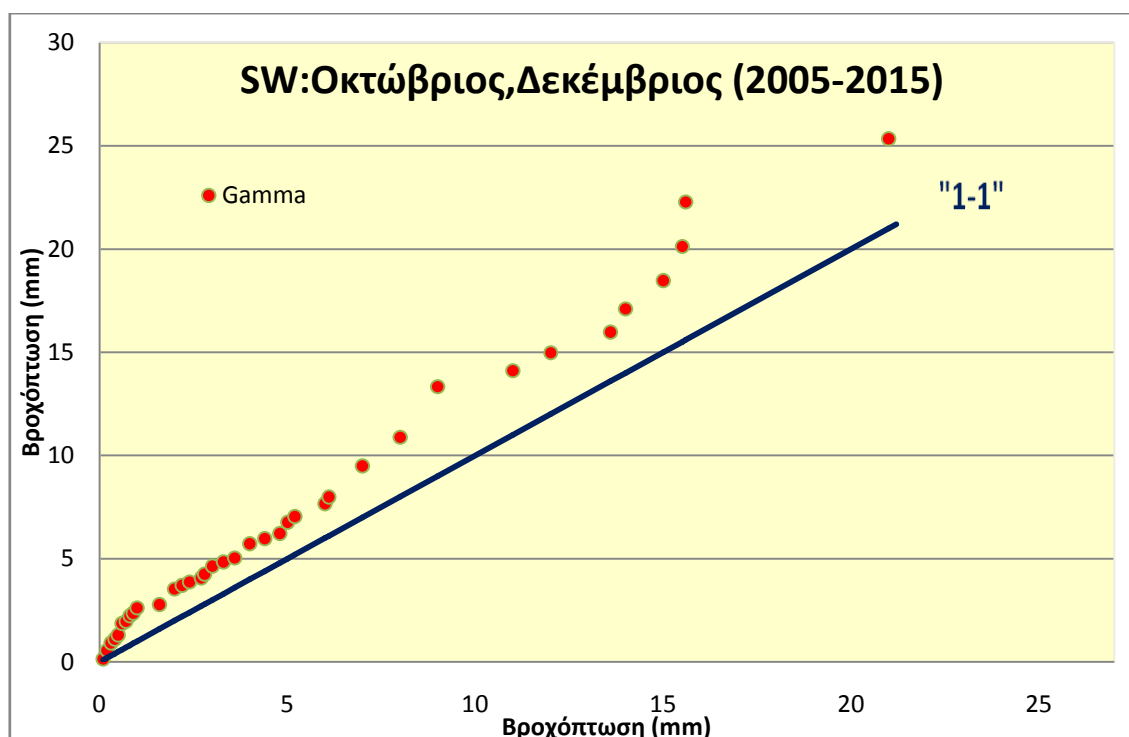
Πίνακας 5.17: Μοντέλα κατανομών της βροχόπτωσης ομοιογενών μηνών για τη συνοπτική κατάσταση SW.

Μήνες	Συνάρτηση της κατανομής	Παράμετροι
Ιανουάριος - Μάιος	<u>Generalized Gamma</u> $f(x) = \frac{\kappa (x - \gamma)^{\kappa\alpha - 1}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} e^{\frac{-(x-\gamma)}{\beta^\kappa}}$	Παράμετροι σχήματος: $\kappa=0,98756$ $\alpha=0,85466$ Παράμετρος κλίμακας: $\beta=5,209$
Οκτώβριος, Δεκέμβριος	<u>Gamma</u> $f(x) = \frac{\chi^{\alpha-1}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} e^{\frac{-\chi}{\beta}}$	Παράμετρος σχήματος: $\alpha=0,81438$ Παράμετρος κλίμακας: $\beta=7,8936$

Για την ικανότητα των μοντέλων να αναπαράγουν τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης στην περίοδο αξιολόγησης, έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τις πραγματικές τιμές της μεταβλητής. Παρατηρώντας τα Σχήματα 5.13, 5.14, φαίνεται ότι και τα δυο αυτά μοντέλα εξακολουθούν να υπερεκτιμούν τα ποσά βροχόπτωσης άνω των 15 mm. Αυτό που αξίζει να σημειωθεί, είναι πως οι εκτιμήσεις του αρχικού μοντέλου για ποσά κάτω των 15 mm, είναι καλύτερες σε σχέση με τα μοντέλα που προέκυψαν στη συνέχεια. Οι υπερτιμήσεις της βροχόπτωσης από τα μοντέλα έρχονται σε συμφωνία με την αρνητική τάση που παρουσιάζει η συνοπτική αυτή κατάσταση, τόσο ως προς την συχνότητα εμφάνισης, όσο και ως προς τα ημερήσια ποσά βροχής.



Σχήμα 5.13: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου της συνοπτικής κατάστασης SW με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας τους μήνες Ιανουάριο-Μάιο της περιόδου 2005-2015.



Σχήμα 5.14: Σύγκριση των εκτιμήσεων του μοντέλου της συνοπτικής κατάστασης SW με τα ποσά βροχής που καταγράφηκαν στο σταθμό της Λάρισας τους μήνες Οκτώβριο, Δεκέμβριο της περιόδου 2005-2015.

Κεφάλαιο 6ο

Σύνοψη - Συμπεράσματα

Παρά το γεγονός ότι τα αριθμητικά μοντέλα και διάφορες στατιστικές μέθοδοι έχουν βελτιωθεί με την πάροδο του χρόνου, η ακριβής εκτίμηση του ημερήσιου ποσού βροχής, που καταγράφεται σε μια περιοχή, παραμένει πρόκληση για τους προγνώστες. Η αδυναμία αυτή οφείλεται στην πολυπλοκότητα των φυσικών διαδικασιών σχηματισμού βροχής, στην κατάσταση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, καθώς και στην τοπογραφία της περιοχής ενδιαφέροντος.

Ένας από τους στόχους της παρούσας διατριβής ήταν η δημιουργία ενός αλγορίθμου, με τη βοήθεια του οποίου να εκτιμάται το ημερήσιο ποσό βροχής που καταγράφεται στο σταθμό της Λάρισας. Για την επίτευξη του στόχου αυτού χρησιμοποιήθηκαν δυο στατιστικές μέθοδοι: η μέθοδος της πολλαπλής παλινδρόμησης και η μέθοδος της διαχωριστικής ανάλυσης. Με τη βοήθεια αυτών, προέκυψαν δυο διαφορετικά μοντέλα, με παράγοντες που περιγράφουν τις συνθήκες που επικρατούν την ημέρα βροχής. Η βαθμονόμηση των μοντέλων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση δεδομένων της περιόδου 1979-2011, ενώ η προγνωστική ικανότητα αυτών ελέγχθηκε για την περίοδο 2012-2015 με τη βοήθεια μέτρων αξιολόγησης.

Τα συμπεράσματα που προέκυψαν περιγράφονται παρακάτω:

- Από την εφαρμογή της πολλαπλής παλινδρόμησης, προέκυψε μια μαθηματική σχέση 12 βασικών μετεωρολογικών παραμέτρων: υγρασίας, αστάθειας, ανοδικών κινήσεων, γεωδυναμικού και στροβιλισμού, υπολογισμένων σε βασικά ισοβαρικά επίπεδα. Οι τιμές των παραμέτρων αυτών μπορούν να αποκτηθούν και από προβλέψεις αριθμητικών μοντέλων, καθιστώντας την μαθηματική αυτή έκφραση εύκολη στη χρήση.

- Είναι ευνόητο πως, μια απλή μαθηματική σχέση δεν επαρκεί για την πρόγνωση μιας πολύπλοκης μεταβλητής, όπως είναι η βροχόπτωση. Αυτό φαίνεται από τη σχετικά μικρή τιμή του συντελεστή συσχέτισης των παρατηρούμενων και εκτιμώμενων τιμών βροχόπτωσης και για τις δυο περιόδους (0,48 και 0,52 αντίστοιχα), καθώς και από την αδυναμία του μοντέλου να εκτιμήσει μεγάλα ποσά βροχής. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Buishand et al.(2004) και Fealy and Sweeny (2007), στην προσπάθειά τους να προσομοιώσουν την ημερήσια βροχόπτωση με τη χρήση στατιστικών μεθόδων με το συντελεστή συσχέτισης να μην ξεπερνά την τιμή 0,6.
- Ένας από τους λόγους της αδυναμίας εκτίμησης ημερήσιας βροχόπτωσης είναι η μεταβλητότητα που εμφανίζουν οι τιμές της μεταβλητής. Η κατανομή της μεταβλητής εμφανίζει υψηλές τιμές συχνοτήτων για μικρά ποσά βροχής και μικρές τιμές συχνοτήτων για μεγαλύτερα ποσά. Στην προσπάθεια βελτίωσης των προβλέψεων του μοντέλου, εφαρμόστηκε η τρίτη ρίζα στις τιμές βροχής με στόχο τη μείωση της μεταβλητότητας αυτών. Από τη χρήση της μεθόδου της παλινδρόμησης, προέκυψε ένα νέο μοντέλο 15 μετεωρολογικών παραμέτρων. Οι παράμετροι αυτοί είναι σχεδόν οι ίδιοι με αυτούς του προηγούμενου μοντέλου με διαφοροποιημένους συντελεστές βαρύτητας.
- Με την τροποποίηση αυτή στα δεδομένα βροχής επιτεύχθηκε μια βελτίωση του μοντέλου με το συντελεστή συσχέτισης να ανέρχεται στην τιμή 0,57 και την καλύτερη εκτίμηση ποσών βροχής μέχρι 5mm. Το μοντέλο εμφανίζει μια τάση εκτίμησης μεγαλύτερων ποσών, χωρίς όμως να προσεγγίζει την ακριβή τιμή αυτών. Είναι φανερό ότι ένα απλό γραμμικό μοντέλο βροχόπτωσης αδυνατεί να εκτιμήσει την ακριβή τιμή βροχόπτωσης.
- Λόγω αδυναμίας εκτίμησης της ακριβούς τιμής ημερήσιας βροχόπτωσης, επιλέχθηκε η αντιμετώπιση της μεταβλητής ως διακριτή, και όχι ως συνεχής, όπως παραπάνω. Η διακριτοποίηση της μεταβλητής έγινε με βάση κοινών χαρακτηριστικών, που εμφανίζουν οι ημέρες βροχής. Χωρίζοντας τα ποσά βροχής σε 4 κατηγορίες (ασθενής, μέτρια, δυνατή και έντονη

βροχόπτωση) εφαρμόζεται η μέθοδος της διαχωριστικής ανάλυσης (discriminant analysis), με στόχο τη δημιουργία ενός αλγορίθμου εκτίμησης της βροχόπτωσης.

- Η αξιολόγηση του μοντέλου της διαχωριστικής ανάλυσης πραγματοποιήθηκε με τον υπολογισμό των μέτρων: το ποσοστό σωστής ταξινόμησης (PC) για κάθε κατηγορία ξεχωριστά, καθώς και το σύνολο των προβλέψεων, το σφάλμα (Bias) και το Heidke Skill Score (HSS). Από τις τιμές αυτών, γίνεται εμφανής η ικανότητα του μοντέλου να εκτιμήσει σωστά περιπτώσεις ασθενούς βροχόπτωσης, εμφανίζοντας τα υψηλότερα ποσοστά επιτυχίας. Αντίθετα, το μοντέλο αδυνατεί να εκτιμήσει σωστά τις κατηγορίες επεισοδίων βροχής άνω των 3 mm. Αυτό γίνεται εμφανές από τα χαμηλά ποσοστά επιτυχίας. Η αδυναμία του αυτή περιορίζει την προγνωστική του ικανότητα.
- Η αδυναμία αυτή του μοντέλου πιθανόν να οφείλεται στην αδυναμία των μετεωρολογικών παραμέτρων, που χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του, καθώς και στη μη πληρότητα όλων των προϋποθέσεων εφαρμογής της διαχωριστικής ανάλυσης, όπως η κανονικότητα των παραμέτρων και η ισότητα των πινάκων συνδιασποράς (Contingency Tables).
- Λαμβάνοντας υπόψη την πολυπλοκότητα του φαινομένου και τη σύγκριση των τιμών των μέτρων αξιολόγησης για τις δυο περιόδους (βαθμονόμησης και αξιολόγησης, προκύπτει ότι το μοντέλο μπορεί να εκτιμήσει τα επεισόδια βροχής που μελετήθηκαν. Τα μέτρα αξιολόγησης έδειξαν ότι παρατηρείται μια θετική δεξιότητα του μοντέλου ως προς την πρόγνωση.
- Η άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων με παρόμοιες μελέτες δεν είναι εφικτή, λόγω της διαφορετικής περιόδου μελέτης, διαφορετικής κατηγοριοποίησης της βροχόπτωσης, καθώς και διαφορετικής μελέτης συγκεκριμένου συστήματος καιρού. Ωστόσο, από μια απλή σύγκριση μεταξύ των τιμών των μέτρων, προκύπτει ότι τα υψηλότερα ποσοστά επιτυχίας εμφανίζουν οι κατηγορίες της ασθενούς και τα χαμηλότερα να αντιστοιχούν σε αυτά των ενδιάμεσων κατηγοριών βροχής, (πλην της ασθενούς βροχής και δυνατής βροχόπτωσης) δείχνοντας έτσι την αδυναμία

των μοντέλων να τις εκτιμήσουν σωστά τα ποσά αυτά (Klein, 1978; Wilson, 1982; Mohanty et al., 2001; Mohanty and Mohapatra, 2007). Ως προς τη συνολική τους απόδοση, τα ποσοστά επιτυχούς πρόγνωσης δεν απέχουν πολύ από το ποσοστό του προτεινόμενου μοντέλου για την περιοχή της Θεσσαλίας σε αντίθεση με τις τιμές του HSS που είναι μικρότερες από την τιμή 0,28. Παρ' όλα αυτά τα συμπεράσματα που προκύπτουν για την προγνωστική ικανότητα των μοντέλων είναι παρόμοια.

Η αδυναμία εκτίμησης με ακρίβεια του ποσού βροχής, που θα καταγραφεί στην περιοχή μελέτης, οφείλεται κυρίως στην έντονη μεταβλητότητα (χωρική και χρονική), που χαρακτηρίζει τη βροχόπτωση, καθώς και στα διαφορετικά χαρακτηριστικά των συστημάτων, στα οποία οφείλεται η εμφάνιση βροχής. Έχει αποδειχθεί πως ένα μεγάλο ποσοστό της μεταβλητότητας της βροχόπτωσης μπορεί να εξηγηθεί από αλλαγές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Με σκοπό την κατανόηση της σχέσης της μεταβλητής με την κατάσταση της ατμόσφαιρας, καθώς και τη μελέτη της συμπεριφοράς αυτής, με βάση την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας, πραγματοποιήθηκε διαχωρισμός των επεισοδίων βροχής με βάση τη συνοπτική κατάταξη Καρακώστα κ.α. (1992) και Karacostas (2003). Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από αυτή τη μελέτη είναι τα ακόλουθα:

- Με τη βοήθεια δυο παραμέτρων, του δείκτη PI (ο λόγος του μέσου ημερήσιου ύψους βροχής της συνοπτικής κατάστασης, προς το μέσο ημερήσιο ύψος της χρονικού διαστήματος μελέτης) και της συχνότητας εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων της κατάταξης, μελετήθηκε η σχέση της βροχόπτωσης με την κάθε συνοπτική κατάσταση. Οι συνοπτικές καταστάσεις, που συμβάλλουν σημαντικά στη διαμόρφωση του βροχομετρικού προφίλ του σταθμού της Λάρισας, είναι οι καταστάσεις του ανοιχτού κυματισμού (L-1), του κλειστού χαμηλού (L-2), του αποκομμένου χαμηλού (L-3) και της νοτιοδυτικής κυκλοφορίας.
- Για τις συνοπτικές αυτές καταστάσεις, πραγματοποιήθηκε μελέτη των χαρακτηριστικών ως προς την βροχόπτωση, καθώς και των τάσεων που εμφανίζουν. Από τη μελέτη αυτή, γίνεται εμφανής η μεταβλητότητα της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης, με βάση την επικρατούσα συνοπτική

κατάσταση. Οι συνοπτικές καταστάσεις L-1 και L-2 εμφανίζουν θετική τάση ως προς τη συχνότητα εμφάνισης τους, καθώς και ως προς τα ποσά βροχής που αποδίδονται σε αυτές. Ωστόσο μόνο η τάση εμφάνισης της L-2 είναι στατιστικά σημαντική. Η κατάσταση L-3 εμφανίζει έντονη μεταβλητότητα από μήνα σε μήνα, καθιστώντας την δύσκολη ως προς τη μελέτη. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον όμως παρουσιάζει η νοτιοδυτική κυκλοφορία η οποία εμφανίζει αρνητική τάση της ως προς τη συχνότητα εμφάνισης (στατιστικά σημαντική), καθώς και μείωση των ημερήσιων ποσών βροχής της κατά τη βροχερή περίοδο (Δεκέμβριος-Μάρτιος).

- Με το στόχο της εύρεσης ενός μοντέλου κατανομής της βροχόπτωσης με βάση την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση, η περίοδος μελέτης χωρίστηκε σε δυο περιόδους: την περίοδο βαθμονόμησης (1958-2004) και την περίοδο αξιολόγησης (2005-2015). Με τη χρήση των δεδομένων βροχόπτωσης της περιόδου αναφοράς, επιλέχθηκαν τα καταλληλότερα μοντέλα για τις συνοπτικές καταστάσεις με τη βοήθεια τριών τεστ βέλτιστης προσαρμογής (Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling και χ^2). Με την εφαρμογή των μοντέλων στην περίοδο αξιολόγησης, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των παρατηρούμενων τιμών βροχής και των εκτιμήσεων αυτών. Μέσω αυτής της σύγκρισης, προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα σχετικά με την ικανότητα των μοντέλων να αναπαράγουν τη συμπεριφορά της μεταβλητής οποιαδήποτε χρονική περίοδο μελέτης.
- Η συνοπτική κατάσταση L-1 αποτέλεσε σχετικά την ευκολότερη κατάσταση ως προς την μελέτη και την εκτίμηση των ποσών βροχής που οφείλονται σε αυτή. Σημαντικό ρόλο σε αυτό έπαιξε η ομοιογένεια των μηνών μελέτης. Ως καταλληλότερο μοντέλο για τη συνοπτική αυτή κατάσταση αποδείχθηκε η κατανομή Gamma. Από την εφαρμογή του μοντέλου στην περίοδο αξιολόγησης, φάνηκε η ικανότητα του να αναπαράγει σε ικανοποιητικό βαθμό τη συμπεριφορά της μεταβλητής για τη χρονική περίοδο 1958-2015.
- Μελετώντας τη συνοπτική κατάσταση του κλειστού χαμηλού (L-2), ως καταλληλότερο μοντέλο επιλέχθηκε ένα μοντέλο της κατανομής Generalized Pareto. Η εύρεση ενός μοντέλου για όλους τους μήνες δεν επαρκεί, καθώς η ανομοιογένεια των μηνών ως προς τη μεταβλητή

εμποδίζει την αναπαραγωγή της συμπεριφοράς αυτής. Αυτό γίνεται εμφανές και κατά την εφαρμογή του μοντέλου για την περίοδο 2005-2015.

Κατά την περίοδο αυτή, το μοντέλο υπερεκτιμά τα ποσά βροχής της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης. Σε περαιτέρω μελέτη της κατάστασης ως προς την ομοιογένεια των μηνών, η δημιουργία ειδικών μοντέλων για τους ομοιογενείς μήνες συμβάλλει στην καλύτερη μελέτη και εκτίμηση της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης.

- Παρόμοια αποτελέσματα με την L-2 προκύπτουν και για την κατάσταση του αποκομμένου χαμηλού (L-3). Η αδυναμία προσέγγισης του μοντέλου Weibull κατά την περίοδο αξιολόγησης, οδήγησε στην εύρεση ειδικών μοντέλων κατανομών για τους μήνες με ομοιογενή χαρακτηριστικά. Η διαδικασία αυτή αποδείχθηκε περίπλοκη, καθώς οι μήνες που προκύπτουν με κοινά χαρακτηριστικά βροχόπτωσης, είναι οι μήνες Οκτώβριος-Νοέμβριος και Μάρτιος-Απρίλιος. Το μοντέλο Log-Pearson 3 για τους Οκτώβριο-Νοέμβριο αναπαράγει ικανοποιητικά τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης στην μελλοντική περίοδο. Διαφορετική συμπεριφορά όμως εμφανίζουν οι μήνες Μάρτιος-Απρίλιος. Από τα αποτελέσματα, φαίνεται ότι το μοντέλο Gamma που επιλέχθηκε ως το καταλληλότερο υποεκτιμά ποσά βροχής άνω των 5mm για την περίοδο αξιολόγησης. Για τους μήνες αυτούς, όπως έχει προαναφερθεί, η συνοπτική κατάσταση εμφανίζει θετική τάση, τόσο ως προς τη συχνότητα εμφάνισης, όσο και συνολικής βροχόπτωσης, η οποία όμως δεν είναι στατιστικά σημαντική έτσι ώστε να προκύψουν συμπεράσματα για πιθανή αλλαγή της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης.
- Όσον αφορά τη συνοπτική κατάσταση της νοτιοδυτικής κυκλοφορίας, τα αποτελέσματα είναι εντελώς διαφορετικά. Η αδυναμία του μοντέλου της Generalized Pareto οδήγησε στην περαιτέρω μελέτη των μηνών μελέτης ως προς το βαθμό ομοιογένειας. Κανένα από τα προτεινόμενα μοντέλα κατανομών της βροχόπτωσης δεν προσεγγίζει την συμπεριφορά της μεταβλητής κατά την περίοδο 2005-2015. Τα μοντέλα έχουν την τάση να υπερεκτιμούν τα ποσά βροχής της περιόδου μελέτης. Η τάση υπερεκτίμησης μπορεί να οφείλεται σε μείωση των επεισοδίων βροχής της κατάστασης, κατά την περίοδο μελέτης. Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε

συμφωνία με τη αρνητική τάση που εμφανίζουν η συχνότητα εμφάνισης και τα ποσά βροχής της.

Είναι σημαντικό να αναφερθεί πως τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής δεν μπορούν να συγκριθούν με άλλες εργασίες λόγω της διαφορετικής περιόδου μελέτης και περιοχής. Όσον αφορά την μοντελοποίηση της βροχόπτωσης με βάση την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση, δεν υπάρχουν παρόμοιες μελέτες για να συγκριθούν και να εφαρμόζουν την ίδια συνοπτική κατάσταση. Ωστόσο τα μοντέλα κατανομών που προκύπτουν αποτελούν γνωστές κατανομές που χρησιμοποιούνται ευρέως στην υδρολογία για τη μοντελοποίηση της κατανομής της βροχόπτωσης.

Συμπερασματικά, μέσω της παρούσας διατριβής, γίνεται αντιληπτή η αδυναμία εκτίμησης του ημερήσιου ποσού βροχής με τη χρήση ενός απλού γραμμικού μοντέλου, τονίζοντας έτσι την πολυπλοκότητα του φαινομένου. Παράλληλα, εντοπίζεται μια αλλαγή στη συμπεριφορά της βροχόπτωσης στο σταθμό της Λάρισας σε κάποιους μήνες της περιόδου που θα επηρεάσει σημαντικά το κλίμα της περιοχής.

Ξενόγλωσση

- Abaurrea, J. and J. Asín, 2005: Forecasting local daily precipitation patterns in a climate change scenario. *Climate Res.*, 28, 183–197.
- Ahrens, C. D., 2000: Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere, Third edition, Brooks Cole, 463pp.
- Alpert, P., T. Ben-Gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides, A. Manes, 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys Res Lett*, 29(11), 311-14.
- Anagnostopoulou, C. and K. Tolika, 2010: Definition of extreme precipitation thresholds in Europe using parametric statistical methods. In: Proceedings of 10th COMECAP conference, 8, 649-656.
- Antolik, M. S., 2000: An overview of the National Weather Service's centralized statistical quantitative precipitation forecasts. *J. Hydrol.*, 239, 306–337.
- Barry, R.G. and A.H. Perry, 1973: Synoptic Climatology. Methuen and Co Ltd, London, 555pp.
- Bárdossy, A. and Pegram, G., 2011: Downscaling precipitation using regional climate models and circulation patterns toward hydrology, *Water Resour. Res.*, 47, W04505, doi:10.1029/2010WR009689,
- Brunetti, M., M. Maugeri, T. Nanni, 2002: Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology* 22: 1455–1471.
- Buishand, T.A., 1978: Some remarks on the use of daily rainfall models. *J. Hydrol.*, 36, 295-308.
- Buishand, T.A., M.V. Shabalova and T. Brandsma, 2004: On the choice of the temporal aggregation level for statistical downscaling of precipitation. *J. Climate*, 17, 1816 –1827.

- Burgueño, A., M.D. Martínez, X. Lana and C. Serra, 2005: Statistical distributions of the daily rainfall regime in Catalonia (Northeastern Spain) for the years 1950– 2000. *Int. J. Climatol.*, 25, 1381 – 1403.
- Carter, G. M., 1986: Moving towards a more responsive statistical guidance system. Preprints, *11th Conf. on Weather Analysis and Forecasting*, Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc., 39–45.
- Cavazos T, Hewitson B. 2002. Relative performance of empirical predictors of daily precipitation. In *Integrated Assessment and Decision Support, Proceedings of the First Biennial Meeting of the International Environmental Modelling and Software Society*, Vol. 1, Rizzoli AE, Jakeman AJ (eds). Manno, Switzerland. iEMSs; 334–339.
- Cheng, C.S., H. Auld, G. Li, J. Klaassen, B. Tugwood, and Q. Li, 2004: An automated synoptic typing procedure to predict freezing rain: An application to Ottawa, Ontario. *Weather Forecasting*, 19, 751–768.
- Coles, St., 2001: An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. *Springer*, 208pp.
- Cristiano, E., M. Veldhuis, and N. Giesen, 2017: Spatial and temporal variability of rainfall and their effects on hydrological response in urban areas – a review., *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3859–3878.
- Danuso F., 2002: Climak: a stochastic model for weather data generation. *Italy J. Agron.*, 6(1), 57-71.
- Diab, R.D., A. Preston-Whyte and R. Washington, 1991: Distribution of rainfall by synoptic type over Natal, South Africa. *Int. J. of Clim.*, 11, 877-888.
- Douka, M. and T. Karacostas, 2017: Statistical analyses of extreme rainfall events in Thessaloniki, Greece., *Atmospheric Research*, DOI:10.1016/j.atmosres.2017.08.025
- Douka, M., T. Karacostas, E. Katragkou and C. Anagnostopoulou, 2017: Annual and Seasonal Extreme Precipitation Probability Distributions at Thessaloniki Based Upon Hourly Values. *Perspectives on Atmospheric Sciences*, (1): 521-527 Springer Atmospheric Sciences, DOI 10.1007/978-3-319-35095-0_75.

- Duan, J., A.K. Sikka and G.E. Grant, 1995: A comparison of stochastic models for generating daily precipitation at the H.J. Andrews Experimental Forest., *Northwest Science*, 69 (4), 318 – 329.
- Fealy, R., and J. Sweeney, 2007: Statistical downscaling of precipitation for a selection of sites in Ireland employing a generalised linear modelling approach. *Int. J. Climatol.*, 27, 2083–2094.
- Feidas, X., Ch. Nouloupoulou, T. Makrogiannis and E. Bora-Senta, 2007: Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001., *Theoretical and Applied Climatology*, 87, 155-177.
- Frei, C., C. Schär, D. Lüthi, H.C. Davies, 1998: Heavy precipitation processes in the warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 25, 1431–1434.
- Gallego, M.C., J.A. García, J.M. Vaquero, 2005: The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. *Climate Research*, 29, 103–109.
- George, J.J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. *Academic Press*.
- Gonzalez-Rouco, J., J. Jimenez, V. Quesada and F. Valero, 2001: Quality control and homogeneity of precipitation data in the southwest of Europe. *Journal of Climate*, 14, 1345–1358.
- Goodess C.M. and P.D. Jones. 2002: Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 1593–1615.
- Goodess, C.M. and J.P. Palutikof, 1998: Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling., *International Journal of Climatology*, 18, 1051–1083.
- Groisman, P.Y., T.R. Karl, D.R. Easterling, R.W. Knight, P.F. Jamason, K.J. Hennessey, R. Suppiah, C.M. Page, J. Wibig, K. Fortuniak, V.N. Razuvaev, A. Douglas, E. Forland, P.M. Zhai, 1999: Changes in the probability of heavy precipitation. Important indicators of climate change., *Climatic Change*, 42, 243-283.
- Groisman, P.Y., T.R. Karl, R.W. Knight, 2012: Changes in Intense Precipitation over the Central United States., *J. Hydrometeor.*, 20, 47–66.
- Heidke, P., 1926: Measures of success and goodness of wind force forecasts by the gale-warning service, *Geogr. Ann.*, 8, 301–349.

- Kang H.M. and F. Yusof, 2013: Determination of Best-fit Distribution and Rainfall Events in Damansara and Kelantan, Malaysia., *Matematika*, 29(1b), 43-52.
- Karacostas, T. S. and P. J. Pennas, 1994: A comprehensive study of rainfall during the last five consecutive Low-Rain Years. International Conference on Atmospheric physics and Dynamics in the Analysis and Prognosis of Precipitation Fields. Rome, Italy, 343-346.
- Karacostas, T. S., 2003: Synoptic, dynamic and cloud microphysical characteristics related to precipitation enhancement projects. 194-200. In: Regional Seminar on Cloud Physics and weather modification. World Meteorological Organization, WMP No. 42, WMO-TD No. 1227, 213pp.
- Karacostas Th., D. Bampzelis, S. Karipidou, I. Pytharoulis, I. Tegoulis, S. Kartsios, S. Kotsopoulos, and N. Pakalidou, 2015: Comparative analysis of near-present and future synoptic conditions and their contribution to precipitation in central Greece. In Proc.: European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2015, Vienna, Austria, 12-17 April.
- Kassomenos, P., H.A. Flocas, S. Lykoudis and M. Petrakis, 1998: Analysis of mesoscale patterns in relation to synoptic conditions over an urban Mediterranean basin. *Theo. Appl. Climatol.*, 59, 215-229.
- Klein W. 1978. Statistical forecast of local weather by means of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *Journal of Applied Meteorology* 11: 1203–1211.
- Koutsoyiannis, D., 2004: Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall, 2, Empirical investigation of long rainfall records, *Hydrological Sciences Journal*, 49 (4), 591–610.
- Koutsoyiannis, D., 2004: Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall, 1, Theoretical investigation, *Hydrological Sciences Journal*, 49 (4), 575–590.
- Krichak, S.O., Tsidulko M, Albert P., 2000: Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the eastern Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology* 65: 215–229.

- Kutiel, H., T.R. Hirsch-Eshkol, M. Türkeş, 2001: Sea level pressure patterns associated with dry or wet monthly rainfall conditions in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 69, 39–67.
- Lee, C. Application of rainfall frequency analysis on studying rainfall distribution characteristics of Chia-Nan plain area in Southern Taiwan. *Journal of Crop, Environment & Bioinformatics*. 2005;(2): 31-38.
- Maheras, P., 1984: Weather-type classification by factor analysis in the Thessaloniki area. *Journal of Climatology* 4, (4), 437-443.
- Maheras, P., 1988: The synoptic types and objective delimitation of the winter period in Greece., *Weather*, 43 (2), 40-45.
- Maheras, P., E. Xoplaki, H. Kutiel, 1999: Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860–1990., *Theoretical and Applied Climatology*, 64, 189–199.
- Maheras P., I. Patrikas, T. S. Karacostas, and C. Anagnostopoulou., 2000: Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis., *Theor. Appl. Climatol.* 67, 205-223.
- Maheras, P., I., H.A. Flocas, T.S. Patrikas and C. Anagnostopoulou., 2001: A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21, 109–130.
- Maheras, P., K. Tolika, C. Anagnostopoulou, M. Vafiadis, I. Patrikas and H. Flocas, 2004: On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece *International Journal of Climatology*, 24: 1695–1712.
- Martínez, M.D., X. Lana, A. Burgueño, C. Serra, 2007: Spatial and temporal daily rainfall regime in Catalonia (NE Spain) derived from four precipitation indices, years 1950–2000., *International Journal of Climatology*, 27, 1527–1632.
- MacQueen J.B., 1967: Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations. *Proceedings of 5-th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*. Berkeley, University of California Press, 1, 281-297
- McIlveen, R., 1989: *Basic Meteorology*. Van Nostand Reinhold Publications, Wokingham, 475pp.

- Michailidou, C., P. Maheras, A. Arseni-Papadimitriou, F. Kolyva-Mahera, C. Anagnostopoulou, 2009: A study of weather types at Athens and Thessaloniki and their relationship to circulation types for the cold-wet period, part II: discriminant analysis., *Theor. Appl. Climatol.*, 97, 179-194.
- Miller, R. C. 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R). Headquarters, Air Weather Service, USAF,. 190 pp.
- Mohanty, U.C., N. Ravi, O.P. Madan, 2001: Forecasting precipitation over Delhi during the southwest monsoon season., *Meteorology Applied*, 8, 11–21.
- Mohanty, U.C., M. Mohapatra, 2007: Prediction of occurrence and quantity of daily summer monsoon precipitation over Orissa (India)., *Meteorol. Appl.*, 14, 95–103.
- Nazaripour, H., M. Khosravi, 2011: Identification of Precipitation Types by Cluster Analysis Method (Case Study: Zahedan. Iran)., *Geography and Environmental 30 Planning*, 16, 29-44.
- Nguyen, V.-T.-V., T.D. Nguyen and P. Gachon 2006: On the Linkage of Large-Scale Climate Variability with Local Characteristics of Daily Precipitation and Temperature Extremes: An Evaluation of Statistical Downscaling Methods. *Advances in Geosciences*, 4, 1-9.
- Pakalidou, N. and P. Karacosta, 2017: Statistical Analysis of a 124-Year Period of Precipitation Data in Thessaloniki., *Perspectives on Atmospheric Sciences*, (1): 537-543, Springer, Atmospheric Sciences, DOI 10.1007/978-3-319-35095-0_77.
- Palmen, E. and C. Newton, 1969: Atmospheric circulation systems. *Academic Press*, NY, 248pp.
- Papalaskaris, T.K. and D.A. Emmanouloudis, 2015: A probability distribution of annual maximum daily rainfall of ten meteorological stations of Evros river transboundary basin, Greece., *14th International Conference Environmental Science and Technology*.
- Parker, D.E., P.D. Jones, C.K. Folland, A. Bevan, 1994: Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century., *Journal of Geophysical Research*, 99, 14 373–14 399.

- Pennas, P. J., 2000: On the study of rainfall characteristics over Thessaloniki, Greece. ECAC-2000, 3rd European Conference on Applied Climatology, Pisa, Italy, I.A.T.A. - C.N.R.; editors: M. A. Falchi and A. Omodei Zorini, October 16-20.
- Pettersen, S. 1956: Weather analysis and forecasting. Vol I: Motion and motion systems., *Mc Graw Hill Book Company*, 2nd ed., 428pp.
- Piantadosi, J., J. W. Boland and P. G. Howlett, 2008: Generating synthetic rainfall on various timescales daily, monthly and yearly., *J. Environ. Model Assess.*, 14, 431-438.
- Rahman , M.A.,S.M.M. Kamal and M. M. Billah, 2017: Prediction and Trends of Rainfall Variability over Bangladesh., *Science Journal of Applied Mathematics and Statistics*. Vol. 5, No. 1, pp. 54-59. doi: 10.11648/j.sjams.20170501.18
- Salami, A.W., 2004: Prediction of the annual flow regime along Asa River using probability distribution models. AMSE periodical, Lyon, France. *Modelling C.*, 65(2), 41-56.
- Saucier, W.J., 1955: Principles of Meteorological Analysis. *The University of Chicago Press*. 438pp.
- Steinberger, E.H. and N. Gazit-Yaari, 1996: Recent changes in the spatial distribution of annual precipitation in Israel., *Journal of Climate*, 9, 3328–3336.
- Sturtevant, John S., 1995. The Severe Local Storm Forecasting Primer, 197 pp.
- Thom, H.C.S., 1951: A frequency distribution for precipitation., *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 32(10), 397.
- Topalogu, F., 2002: Determining Suitable Probability Distribution Models for Flow and Precipitation Series of the Seyhan River Basin., *Turk. Journal of Agric.*, 26,189-194.
- Türkeş, M., 1998: Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey., *International Journal of Climatology*, 18, 649–680.
- Türkeş M., Um. S ümer, G. Kiliç, 2002: Persistence and periodicity in the precipitation series of Turkey and associations with 500 hPa geopotential heights., *Climate Research*, 21, 59–81.

- Ward, M. N. and C. K. Folland, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brasil using eigenvectors of sea-surface temperature. *Int. J. Climatol.*, 11, 711-743.
- Wilby, R.L. and T.M.L. Wigley, 2002: Future changes in the distribution of daily precipitation totals across North America., *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), 1135, doi:10.1029/2001GL013048.
- Wilks, D.S., 1992: Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies, *Clim. Change*, 22, 67-84.
- Wilks, D.S., 1995: Statistical methods in the atmospheric sciences. *Academic Press*, 467 pp.
- Wilks, D.S., 1998: Multi-site generalization of a daily stochastic precipitation model., *J. Hydrol.*, 210, 178–191.
- Wilks, D.S., 1999: Inter annual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models., *Agril. and Forest Met*, 93(3):153-169.
- Wilson, L.J., 1982: Weather element prediction by discriminant analysis. In *ECMWF Seminar/Workshop on Interpretation of Numerical Weather Prediction Products*, ECMWF, Reading, 311–346.
- Wilson, L. J., and M. Vallée, 2002: The Canadian Updateable Model Output Statistics (UMOS) system: Design and development tests. *Wea. Forecasting*, 17, 206–222.
- Win N.L. and K.M. Win, 2014: The Probability Distributions of Daily Rainfall for Kuantan River Basin in Malaysia, *International Journal of Science and Research*, 3(8), 977-983.
- Woolhiser, D.A. and J. Roldan, 1982: Stochastic daily precipitation models: 2. A comparison of distribution amounts., *Water Resour. Res.*, 18 (5), 1461 – 1468.
- Xoplaki, E., J. Luterbacher, R. Burkard, I. Patrikas, P. Maheras, 2000: Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during winter time., *Climate Research*, 14, 129–146.
- Yoo, S., K.S. Jung, and T.-W. Kim., 2005: Rainfall frequency analysis using a mixed Gamma distribution: evaluation of the global warming effect on daily rainfall., *Hydrol. Process.*, 19, 3851 – 3861.

Young, K.C., 1992: A Three-Way Model for interpolating for Monthly Precipitation values. *Mon. Wea. Rev.*, Amer. Met. Soc., 2567-2569.

Ελληνική

Βάρφη, Μ., Θ. Καρακώστας, Φ. Κολυβά-Μαχαίρα και Μ. Παπαδόπουλος, 1998: Εφαρμογή της διακρίνουσας ανάλυσης στη Μετεωρολογία. *4ο Πανελλήνιο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, Αθήνα, 257-262.

Βαφειάδης, Ι.Κ., 2000: Διερεύνηση των χαρακτηριστικών της τροπόπαυσης κατά την εμφάνιση των χαλαζοκαταιγίδων. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., 102σελ

Ζάνης, Π., 2014: Σημειώσεις Θερμοδυναμικής και Στατιστικής Ατμόσφαιρας.

Καρακώστας, Θ., Α. Φλόκας, Ε. Φλόκα, Ο. Κακαλιάγκου και Χ. Ρίζου, 1992: Μελέτη των συνοπτικών καταστάσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. *Πρακτικά 1ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Μετεωρολογίας- Κλιματολογίας - Φυσικής Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη*, 469-477.

Καρακώστας, Θ. Σ., 2015: Σημειώσεις Φυσικής των νεφών και τροποποίησης καιρού.

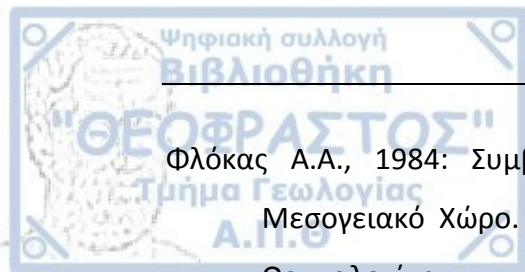
Λιβαδάς Γ., 1962: Ο Καιρός της Πάχνης εν Ελλάδι. Επιστ. επετ. Φυσικομαθηματικής Σχολής Αριστ. Παν. Θεσσαλονίκης, Τομ. 12, Θεσσαλονίκη.

Μπαμπζέλης, Δ. 2013: Διερεύνηση συνθηκών εφαρμογής προγραμμάτων αύξησης βροχής: εφαρμογή στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας. Διδακτορική Διατριβή, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Α.Π.Θ., 290σελ.

Πυθαρούλης, Ι., 2015: Σημειώσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας.

Πυθαρούλης, Ι., 2015: Σημειώσεις Αριθμητικής Πρόγνωσης Καιρού.

Τουρναβίτη, Α., Μ. Βάρφη, και Θ. Καρακώστας, 2000: Εφαρμογή της διακρίνουσας ανάλυσης στην πρόγνωση χαλαζοκαταιγίδων. *Πρακτικά 5ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας-Φυσικής Ατμόσφαιρας*, Θεσσαλονίκη, 187-194.



Φλόκας Α.Α., 1984: Συμβολή στη μελέτη των μετωπικών συστημάτων στο Μεσογειακό Χώρο. Παράρτημα Επετ. Σχολής Θετικών Επιστημών, 22(35), Θεσσαλονίκη.

Φλόκας, Α. Α., 1994: Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 465σελ.

Ιστοσελίδες: (<http://www.iges.org/grads/>)

Περίληψη

Αντικειμενικός σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη της μεταβλητής της βροχόπτωσης και η εκτίμηση του ημερήσιου ποσού αυτής με τη βοήθεια στατιστικών μοντέλων. Πρόκειται για μια από τις σημαντικότερες μετεωρολογικές και κλιματικές μεταβλητές που παίζουν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη μιας αγροτικής περιοχής, όπως είναι η περιοχή της Θεσσαλίας όπου πραγματοποιείται η μελέτη. Κύριος στόχος είναι η δημιουργία ενός προγνωστικού μοντέλου ικανού να αναπαριστά τις συνθήκες που επικρατούν κατά την εκδήλωση του φαινομένου και να εκτιμά την ποσότητα της βροχής που θα φτάσει στο έδαφος. Για την επίτευξη του στόχου αυτού, χρησιμοποιούνται ημερήσια τιμές βροχόπτωσης του συνοπτικού σταθμού της Λάρισας καθώς και δεδομένα συνοπτικών και δυναμικών παραμέτρων για την περίοδο 1979-2015.

Η δημιουργία του προγνωστικού μοντέλου πραγματοποιείται, αρχικά, με τη βοήθεια της στατιστικής μεθόδου, της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης. Η εκτίμηση του ακριβούς ποσού βροχόπτωσης αποτελεί μια δύσκολη διαδικασία λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου της βροχής. Αυτό φαίνεται και από το σχετικά μικρό βαθμό συσχέτισης των παρατηρήσεων με τις εκτιμήσεις του μοντέλου (0,48). Μετασχηματίζοντας τα δεδομένα βροχόπτωσης, με στόχο τη μείωση της μεταβλητότητας της μεταβλητής, επιτυγχάνεται βελτίωση στις εκτιμήσεις του μοντέλου, με το συντελεστή συσχέτισης να ανέρχεται στην τιμή 0,54. Ωστόσο, ένα απλό γραμμικό μοντέλο δεν είναι επαρκές για την εκτίμηση μιας μεταβλητής με έντονη μεταβλητότητα τιμών όπως είναι η βροχόπτωση. Για την επίτευξη του στόχου, επιδιώκεται η μελέτη της βροχόπτωσης και η εκτίμηση αυτής ως διακριτή μεταβλητή (διαχωρίζοντας τα ποσά της σε 4 κατηγορίες), εφαρμόζοντας τη μέθοδο της διαχωριστικής ανάλυσης (discriminant analysis). Το μοντέλο που προκύπτει αδυνατεί να εκτιμήσει ποσά βροχής άνω των 3mm (χαμηλά ποσοστά επιτυχίας), δείχνοντας έτσι την αδυναμία του μοντέλου να εκτιμήσει τέτοια ποσά με τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία αυτού. Παράλληλα, η αδυναμία αυτή του μοντέλου μπορεί να οφείλεται στη μη πληρότητα όλων των προϋποθέσεων εφαρμογής της μεθόδου. Παρ' όλα αυτά, σύμφωνα με τα μέτρα, που

χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του μοντέλου, παρατηρείται μια θετική επιδεξιότητα στην πρόγνωση αυτού.

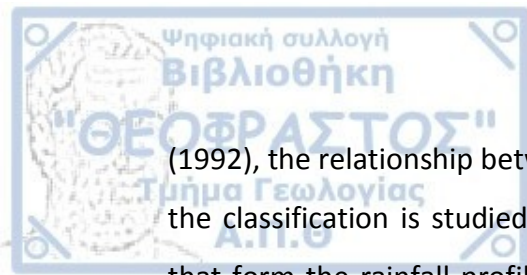
Στην βελτίωση της πρόγνωσης ενός μοντέλου βροχόπτωσης, καθοριστικό ρόλο παίζει η γνώση της συμπεριφοράς της βροχόπτωσης με βάση τη συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας. Ταξινομώντας τις ημέρες βροχής της περιόδου 1958-2015, με βάση τη συνοπτική κατάταξη Καρακώστα (1992,2003), μελετάται η σχέση που συνδέει τη μεταβλητή της βροχόπτωσης με τις συνοπτικές καταστάσεις της κατάταξης. Από τη μελέτη αυτή προκύπτει ότι οι συνοπτικές καταστάσεις που διαμορφώνουν το βροχομετρικό προφίλ της περιοχής είναι οι καταστάσεις του ανοιχτού κυματισμού (L-1), του κλειστού χαμηλού (L-2), του αποκομμένου χαμηλού (L-3) και της νοτιοδυτικής κυκλοφορίας, για τις οποίες προτείνονται ως καταλληλότερα μοντέλα κατανομών για τη βροχόπτωση η Gamma, η Generalized Pareto, η Weibull και η Generalized Pareto αντίστοιχα. Από την εφαρμογή των μοντέλων στην περίοδο αξιολόγησης (2005-2015), προκύπτει η αδυναμία ενός μοντέλου να αναπαράγει τη συμπεριφορά της βροχόπτωσης λόγω της ανομοιογένειας που εμφανίζει η μεταβλητή σε μηνιαία βάση. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκαν έλεγχοι ομοιογένειας για τους μήνες μελέτης και προτείνονται ειδικά μοντέλα κατανομών για τους ομοιογενείς μήνες που προκύπτουν.

Abstract

The objective of study is to study the rainfall variability and to estimate its daily amount by means of statistical models. Rainfalls one of the most important meteorological and climatic variables that play an important role in the development of a rural area, such as the region of Thessaly. The main objective is to develop a predictive model, which is capable of representing the prevailing conditions at the occurrence of the phenomenon and estimating the rainfall amount that will reach the ground. To achieve this goal, daily rainfall data and synoptic and dynamic parameters' data for the period 1979-2015 are used. Rainfall data obtained from observations of the Larissa's meteorological station.

The development of the predictive model is initially carried out by means of the statistical method of the multiple regression. Estimating the exact amount of rainfall is a difficult process due to the complexity of the rainfall phenomenon. It is also apparent from the relatively low correlation of observations with model's estimations, which corresponds to 0.48. Transforming rainfall data to reduce variability of rainfall, an improvement in model predictions is achieved, with the correlation coefficient rising to 0.54. However, a simple linear model is not sufficient to estimate a variable with high variability such as rainfall. To achieve the goal, the study of rainfall and its study as a discrete variable is sought. By divide the rainfall into 4 categories, the statistical method of the discriminant analysis is applied. The functions, are resulted of applying the discriminant analysis which are representative of the state of the atmosphere and capable of reproducing the rainfall amounts. For rainfall amounts over 3mm, the percentages are lower, thus showing the model's inability to estimate such amounts with the parameters used to develop it. At the same time, this inability of the model may be due to the incompleteness of all the conditions for applying the method. Nevertheless, according to the verification measures, there is a positive skill in model's predictions.

To improve the prediction of a rainfall model, the study of the rainfall behavior based on the atmosphere synoptic situation is crucial. By classifying the rain days of the period 1958-2015, based on the synoptic classification of Karakostas



(1992), the relationship between the rainfall variability and the synoptic situations of the classification is studied. From this study it follows that the synoptic situations that form the rainfall profile of the area are L-1, L-2, L-3 and Southwest flow(SW). For these situations, suitable rainfall distribution models are developed. In particular, for the L-1 situation, a model of the Gamma distribution is proposed, for L-2 for Generalized Pareto, for L-3 for Weibull, and for Generalized Pareto for southwest flow. In addition to rainfall simulation based on the prevailing synoptic situation, the ability of the aforementioned models to reproduce the behavior of rainfall due to its differentiation in monthly basis. For this reason, homogeneity tests were conducted for the months of study and specific models of distributions are proposed for the resulting homogeneous months.