

ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΤΜΗΜΑ : ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ: ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ, ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ &
ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΕΡΓΩΝ

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΕΥΧΟΣ Α

ΜΑΡΙΟΣ Π. ΜΠΡΑΒΟΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ : Δ.ΚΟΥΤΣΟΓΙΑΝΝΗΣ
ΛΕΚΤΟΡΑΣ Ε.Μ.Π.

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 1991

ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΤΜΗΜΑ : ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ: ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ, ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ &
ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΕΡΓΩΝ

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΕΥΧΟΣ Α

ΜΑΡΙΟΣ Π. ΜΠΡΑΒΟΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ : Δ.ΚΟΥΤΣΟΓΙΑΝΝΗΣ
ΛΕΚΤΟΡΑΣ Ε.Μ.Π.

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 1991

Αφιερώνεται στον πατέρα μου

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστώ θερμά τον Δρ. Δημήτρη Κουτσογιάννη Λέκτορα του Ε.Μ.Π, και για την εμπιστοσύνη που έδειξε αναθέτοντάς μου αυτή την εργασία και για τη πολύτιμη βοήθειά του, ώστε αυτή να τελειώσει.

Αισθάνομαι, ακόμα, την ανάγκη να τον ευχαριστήσω για την κατανόηση και υπομονή που έδειξε στις καθυστερήσεις που προέκυψαν με δική μου υπαιτιότητα.

Ευχαριστώ, επίσης, τους Νίκο Μαμάση και Γιάννη Ναλμπάντη για τη συνεργασία τους και την αμέριστη ηθική βοήθεια τους.

Ιδιαίτερα θέλω να ευχαριστήσω τον φίλο μου Ηλία Καραδήμο που με βοήθησε ουσιαστικά, σε όλες τις φάσεις αυτής της εργασίας.

Αθήνα, Ιούλιος 1991

ΜΠΡΑΒΟΣ Π. ΜΑΡΙΟΣ

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

	<u>Σελίδα</u>
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.	4
2. ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ.	6
2.1 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ	6
2.1.1 Γενικά.	6
2.1.2 Σχηματισμός κατακρημνισμάτων.	6
2.1.3 Αέριας μάζας.	8
2.1.4 Τύποι βροχοπτώσεων.	8
2.1.5 Τύποι καιρού που προκαλούν βροχοπτώσεις	10
2.2 ΧΩΡΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΒΡΟΧΗΣ.	13
2.3 ΦΥΣΙΚΗ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ	16
3. ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ.	18
3.1 ΓΕΝΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ	18
3.2 ΕΝΝΟΙΑ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ.	21
3.2.1 Βασικοί τύποι ορισμού του επεισοδίου βροχής	22
3.3 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ-ΜΟΝΤΕΛΑ ΣΗΜΕΙΑΚΩΝ ΑΝΕΛΙΞΕΩΝ.	28
3.3.1 Γενικές έννοιες για τις σημειακές ανέλιξεις	28
3.3.2 Μοντέλα ανέλιξης Poisson.	32
3.4 ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΚΡΙΤΗΡΙΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΒΡΟΧΗΣ.	37
3.4.1 Γενικές θεωρήσεις	37
3.4.2 Θεωρητική βάση του κριτηρίου διαχωρισμού.	42
3.4.3 Έλεγχος της προσαρμογής της ανέλιξης Poisson.	48
4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗΣ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ	52
4.1 ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ	52
4.2 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΕ ΣΗΜΕΙΑΚΗ ΒΑΣΗ.	53

4.3	ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΕΛΕΓΧΟΥ ΚΟΛΜΟΓΚΟΡΟΦ-ΣΜΙΡΝΟΦ	57
4.4	ΤΕΛΙΚΗ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΚΡΙΤΗΡΙΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ.	60
4.5	ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ.	62
4.6	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΒΑΣΗ.	64
4.7	ΠΙΝΑΚΕΣ	66
5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.	70
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Κύριος στόχος αυτής της εργασίας είναι η στατιστική αναγνώριση και ο χρονικός εντοπισμός των επεισοδίων βροχής, με την χρησιμοποίηση κατάλληλου κριτηρίου διαχωρισμού σε ένα ιστορικό δείγμα. Η αναγνώριση και ο διαχωρισμός των επεισοδίων βροχής σε ένα ιστορικό δείγμα είναι το πρώτο βήμα σε μία ανάλυση της στοχαστικής δομής της βροχόπτωσης.

Η δυσκολία στον εντοπισμό των επεισοδίων βρίσκεται στο γεγονός ότι μέσα σε ένα επεισόδιο βροχής υπάρχουν περίοδοι μηδενικής βροχόπτωσης.

Στην εργασία αυτή, γίνεται δεκτός ένας ορισμός επεισοδίου βροχής που δεν αποκλείει την ύπαρξη περιόδων μηδενικής έντασης μέσα στο επεισόδιο βροχής. Αρκεί, βέβαια, οι χρονικές περίοδοι μηδενικής έντασης να είναι μικρότερες από μια κρίσιμη διάρκεια, C , που την ονομάζουμε **χρόνο διαχωρισμού**.

Ο πιο αποτελεσματικός ορισμός των επεισοδίων βροχής, είναι αυτός που καθιστά τα επεισόδια βροχής ανεξάρτητα μεταξύ τους, με την έννοια ότι οποιαδήποτε στοχαστική μεταβλητή, συνυφασμένη με ένα επεισόδιο βροχής, είναι στοχαστικά ανεξάρτητη από κάθε στοχαστική μεταβλητή συνυφασμένη με οποιοδήποτε προηγούμενο ή επόμενο επεισόδιο.

Το κριτήριο για το διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής, στην παρούσα εργασία, βασίζεται στην μελέτη της στοχαστικής ανεξαρτησίας της μεταβλητής "**Χρόνος άφιξης βροχής**".

Ειδικότερα θεωρείται ότι η ανεξαρτησία εξασφαλίζεται όταν οι χρόνοι έναρξης της βροχής αποτελούν τυχαία σημεία στο χρόνο, πράγμα που ισοδυναμεί με παραδοχή ανέλιξης Poisson για τα σημεία αυτά.

Η υδρολογική λεκάνη στην οποία στηρίχθηκε η εργασία, είναι η υπολεκάνη του Αλιάκμονα ανάντη της Γέφυρας Κορομηλιάς.

Τα βροχομετρικά δεδομένα αφορούν τις θέσεις-σταθμούς: Δενδροχώρι, Βυσσινιά, Τρίβουνο, Χάλαρα, και προέκυψαν από αποκωδικοποίηση των βροχογραφημάτων των τεσσάρων σταθμών σε ωριαία βάση.

Η εφαρμογή της στατιστικής αναγνώρισης του επεισοδίου βροχής ξεχωριστά για κάθε έναν από τους τέσσερις σταθμούς δεδομένων (εφαρμογή σε σημειακή βάση), αποτελεί απλοποίηση του προβλήματος εντοπισμού του επεισοδίου βροχής, αφού η βροχή είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει σε επιφανειακή βάση.

Στο μεγαλύτερο μέρος της εργασίας έγινε χρησιμοποίηση δεδομένων από έναν συγκεκριμένο ημερολογιακό μήνα, κι αυτό για να εξασφαλισθεί η ομογένεια του δείγματος που σχηματίζεται. Η ομογένεια του δείγματος είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον έλεγχο της ανέλιξης Poisson στα εμπειρικά δεδομένα.

Οι χρονοσειρές της μεταβλητής "Χρόνος άφιξης βροχής" προκύπτουν από το ιστορικό δείγμα μόνο όταν είναι γνωστή η τιμή του χρόνου διαχωρισμού C . Για το λόγο αυτό η διαδικασία καθορισμού του C είναι αναγκαστικά επαναληπτική.

Ο σχετικός αλγόριθμος περιλαμβάνει τα εξής βήματα:

- (α) υπόθεση μιας δοκιμαστικής τιμής του χρόνου διαχωρισμού C .
- (β) σχηματισμός του δείγματος της μεταβλητής "Χρόνος Άφιξης Βροχής".
- (γ) έλεγχος της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής στο δείγμα.

Ο έλεγχος της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής στο δείγμα γίνεται με το test Κολμογκόροφ - Σμιρνόφ.

Για την χρονική εξασφάλιση της ομογένειας του δείγματος έγινε διερεύνηση της χρονικής κλίμακας εφαρμογής (δεκαπενθήμερο, μήνας, δίμηνο, εποχιακά).

Η εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού έγινε τόσο σε σημειακή όσο και σε επιφανειακή βάση και αυτό γιατί η βροχή, όπως αναφέρθηκε, είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει σε επιφανειακή βάση. Τα αποτελέσματα αυτής της εφαρμογής έδωσαν τιμές στους χρόνους διαχωρισμού παρόμοιες με αυτές της εφαρμογής σε σημειακή βάση. Δηλαδή 4 έως 14 ώρες.

Οι υδρολογικές μεταβλητές εμφανίζουν ένα έντονα τυχαίο χαρακτήρα και γι' αυτό η Υδρολογία βασίζεται στη θεωρία των πιθανοτήτων.

Όταν στην εξέταση ενός υδρολογικού φαινομένου ενδιαφέρει η χρονική εξέλιξη του, τότε οι μεταβλητές που συνδέονται μ' αυτό περιγράφονται μαθηματικά από τυχαίες συναρτήσεις του χρόνου. Μία τυχαία συνάρτηση είναι μία απειροπλήθης οικογένεια τυχαίων μεταβλητών, και έχει καθιερωθεί να αποκαλείται **στοχαστική ανέλιξη**. Ο χρόνος, που είναι το όρισμα της τυχαίας συνάρτησης αποτελεί το δεικτοσύνολο της στοχαστικής ανέλιξης.

Σε ορισμένα φαινόμενα που εξελίσσονται στο χώρο και το χρόνο, το δεικτοσύνολο των αντιστοιχών ανελίξεων είναι πολυδιάστατο, και περιλαμβάνει, εκτός από την χρονική διάσταση και τις απαραίτητες χωρικές διαστάσεις. Η συναγωγή συμπερασμάτων για μία στοχαστική ανέλιξη, η οποία αντιπροσωπεύει κάποιο μέγεθος που χαρακτηρίζει ένα υδρολογικό φαινόμενο, βασίζεται συνήθως σε ένα σύνολο παρατηρήσεων του, δηλαδή μία σειρά από μετρήσεις του μεγέθους που έχουν πραγματοποιηθεί σε καθορισμένες χρονικές στιγμές. Η σειρά αυτή των μετρήσεων λέγεται **χρονοσειρά** ή **δειγματοσειρά** (Κάκουλος[1974]).

Επειδή η βροχή είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει σε επιφανειακή βάση, οι ανελίξεις που την περιγράφουν έχουν επιφανειακό χαρακτήρα δηλ. έχουν ως δεικτοσύνολο όχι μόνο τον χρόνο αλλά ένα τρισδιάστατο σύνολο, με δύο διαστάσεις χώρου και μία χρόνου.

Η μοντελοποίηση του φαινομένου της βροχόπτωσης είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη, ιδίως όταν εξετάζεται ως ανέλιξη σε συνεχή χρόνο, και όταν ενδιαφέρει και η επιφανειακή διανομή της.

Ένας από τους κυρίους λόγους της δυσκολίας στην έρευνα και μοντελοποίηση της βροχής πέρα από την πολυπλοκότητα του φαινομένου είναι η μεταβλητότητα που εμφανίζει η στοχαστική δομή του από τόπο σε τόπο. Μία άλλη δυσκολία είναι η επίδραση της χρονικής κλίμακας μελέτης. Επίσης σοβαρή πηγή δυσκολιών που εμφανίζεται κατά τη μελέτη της βροχής σε μικρή χρονική κλίμακα (μικρότερη της μηνιαίας) είναι το γεγονός ότι η βροχόπτωση είναι φαινόμενον διαλείπον. Η διαπίστωση αυτή μας οδηγεί στο να εισάγουμε την έννοια του **επεισοδίου** ή **γεγονότος** βροχής. Η εισαγωγή της έννοιας του επεισοδίου στη μελέτη της βροχόπτωσης, μπορεί να μας οδηγήσει σε απλοποίηση της μαθηματικής περιγραφής του φαινομένου.

Ο ορισμός του επεισοδίου βροχής, όμως, δεν είναι διόλου προφανής, ούτε είναι εύκολη υπόθεση, και γι' αυτό στη βιβλιογραφία δεν υπάρχει μονοσήμαντος ορισμός, ούτε καν ενιαίος τύπος ορισμού.

Κύριος στόχος αυτής της εργασίας είναι η στατιστική αναγνώριση των επεισοδίων βροχής, με την χρησιμοποίηση του κριτηρίου διαχωρισμού σε ένα ιστορικό δείγμα που αναπτύχθηκε από τον Δ. Κουτσογιάννη [1988].

Σ' αυτή την εργασία εξετάζεται το κριτήριο διαχωρισμού τόσο σε σημειακή βάση (έναν σταθμό της λεκανής απορροής Κορομηλιάς), όσο και σε επιφανειακή βάση (τέσσερις σταθμοί). Επίσης γίνεται διερεύνηση της χρονικής κλίμακας εφαρμογής του κριτηρίου διαχωρισμού.

2. ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

2.1. ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

2.1.1. Γενικά

Στην ατμόσφαιρα της Γης υπάρχει πάντα κάποια ποσότητα νερού αποθηκευμένη υπο μορφή υδρατμών, σταγόνων και κρυστάλλων πάγου. Η ποσότητα αυτή αν και μικρή σε σύγκριση με τα συνολικά αποθέματα του πλανήτη είναι σημαντική γιατί φθάνει στην επιφάνεια της Γης υπό μορφή κατακρημνισμάτων και αποτελεί τό πιο σημαντικό πόρο γλυκού νερού.

Κατακρήμιση ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία μερίδια ατμοσφαιρικού νερού συμπυκνωμένα σε στερεή ή υγρή κατάσταση πέφτουν εξ αιτίας της βαρύτητας και φτάνουν τελικά στο έδαφος. Αν τα κατακρημνίσματα είναι σε υγρή κατάσταση έχουμε το φαινόμενο της βροχόπτωσης ενώ στην περίπτωση της στερεής κατάστασης, ανάλογα με το μέγεθος και το σχήμα των κατακρημνισμάτων, έχουμε το φαινόμενο του χιονιού, του χαλαζιού, της χιονοχάλαζης κ.λ.π. (βλ. Φλόκας)

Εκτός από την διαδικασία της κατακρήμισης υπάρχει και αυτή της υδροαπόθεσης κατά την οποία η συμπύκνωση των υδρατμών σε στερεή ή υγρή κατάσταση γίνεται πάνω ή κοντά στο έδαφος με αποτέλεσμα να μην υπάρχει το φαινόμενο της κατακρήμισης αλλά το νερό να αποτίθεται στο έδαφος. Αν οι υδροαποθέσεις είναι σε υγρή κατάσταση έχουμε το φαινόμενο της δρόσου ενώ αν είναι σε στερεή έχουμε αυτό της πάχνης.

2.1.2. Σχηματισμός κατακρημνισμάτων

Η συμπύκνωση των υδρατμών της ατμόσφαιρας και η δημιουργία νεφών είναι μια διαδικασία αρκετά πολύπλοκη και όχι απόλυτα γνωστή. Όταν μια ποσότητα αέρα αναγκαστεί για κάποιο λόγο να ανέλθει, ψύχεται κοντά στο σημείο δρόσου εξ αιτίας της ελάττωσης της ατμοσφαιρικής πίεσης και οι υδρατμοί

που περιέχει συμπυκνώνονται. Ωστόσο υπό κανονικές συνθήκες για να συμπυκνωθούν οι υδρατμοί σε σταγόνες ή παγοκρυστάλλους θα πρέπει η ποσότητα αέρα να είναι υπερκορεσμένη, γεγονός σπάνιο. Τελικά η συμπύκνωση επιταχύνεται από την παρουσία μικρών σωματιδίων που ονομάζονται **ατμοσφαιρικά αιωρήματα**, και παίζουν το ρόλο πυρήνων γύρω από τους οποίους οι υδρατμοί κανονικά κορεσμένου αέρα μπορούν να συμπυκνωθούν.

Οι πυρήνες συμπύκνωσης διακρίνονται κυρίως σε δύο είδη:

1) Στους **υγροσκοπικούς** που δείχνουν κάποια έλξη για τους υδρατμούς και που η συμπύκνωση συμβαίνει πριν ο αέρας κορεστεί. Τέτοιοι πυρήνες είναι συνήθως τα σωματίδια αλατιού από τη θάλασσα.

2) Στους **μή υγροσκοπικούς**, που χρειάζονται κάποιο βαθμό υπερκορεσμού του αέρα πριν συμβεί η συμπύκνωση. Σε αυτή τη κατηγορία ανήκουν η σκόνη του εδάφους και σωματίδια καπνού και στάχτης.

Οι σταγόνες των νεφών που σχηματίζονται σαν αποτέλεσμα συμπύκνωσης των υδρατμών αναπτύσσονται ανάλογα με τις φυσικές συνθήκες που υπάρχουν και όπως παρασύρονται από στροβιλώδεις αέριες κινήσεις συσσωματώνονται και δημιουργούν τις σταγόνες βροχής μεγέθους 0,1 έως 3mm. Αυτό, υπερνικώντας τις δυνάμεις τριβής λόγω του βάρους τους κατακρημνίζονται δημιουργώντας το φαινόμενο της βροχόπτωσης. Όταν η θερμοκρασία φθάνει το σημείο πήξης τότε τα νεφοσταγονίδια παγώνουν και οι υδρατμοί αποτίθενται κατ' ευθείαν στην παγωμένη επιφάνεια.

Οι παγοκρυστάλλοι αναπτύσσονται σε διάφορα σχήματα και μεγέθη ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν, και με την κατακρήμνιση τους λόγω της βαρύτητας δημιουργούν τα φαινόμενα των στερεών κατακρημνισμάτων (βλ. Φλόκας).

2.1.3. Αέριες μάζες

Ως αέριες μάζες ορίζονται οι μάζες ατμοσφαιρικού αέρα που παρουσιάζουν σε κάποιο ικανοποιητικό βαθμό οριζόντια ομοιογένεια καιρικών στοιχείων. Η διάμετρος τους είναι πάνω από 1000km και αναπτύσσονται σε μεγάλες περιοχές του πλανήτη όπου η θερμοκρασία και η υγρασία διατηρούνται σταθερές για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα. Τέτοιες περιοχές με αδρανείς μετεωρολογικές συνθήκες είναι οι πολικές, τα κέντρα υψηλών πιέσεων, οι μεγάλες ερημικές περιοχές και άλλες (βλ. Φλόκας). Η περιοχή που αναπτύχθηκε μια αέρια μάζα επηρεάζει άμεσα τα φυσικά χαρακτηριστικά της. Γενικά οι αέριες μάζες είναι κρύες και σταθερές αν αναπτύχθηκαν σε πολικές περιοχές ή θερμές και ασταθείς αν προέρχονται από τροπικές περιοχές. Η υγρασία τους (μέγεθος που ενδιαφέρει για τον υπολογισμό του κατακρημνισμού ύδατος) εξαρτάται από το αν αναπτύχθηκαν σε θαλάσσια ή ηπειρωτική περιοχή.

Η ψύξη των αέριων μαζών που έχει σαν αποτέλεσμα τη συμπύκνωση των περιεχομένων σε αυτές υδρατμών συμβαίνει κυρίως με τους ακόλουθους τρόπους:

1) Εξανγκασμός της αέριας μάζας να ανυψωθεί για να περάσει πάνω από μια οροσειρά. Τότε συμβαίνει η αδιαβατική ψύξη δηλαδή η αέρια μάζα ψύχεται εξ αιτίας της ελάττωσης της πίεσης χωρίς να μεταβιβάσει θερμότητα.

2) Από τη σύγκλιση δύο αέριων μαζών με μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας, οπότε η θερμότερη αναγκάζεται να ανέβει.

3) Από την επαφή της αέριας μάζας με ψυχρότερο έδαφος.

2.1.4. Τύποι βροχοπτώσεων

Οι βροχές, ανάλογα με τον μηχανισμό που ψύχονται οι αέριες μάζες για να γίνει συμπύκνωση των υδρατμών και ο σχηματισμός των νεφών, χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες.

α. Ορογραφικές βροχές

Αυτές όπως περιγράφηκε προηγουμένως προκαλούνται από υγρές αέριες μάζες που αναγκάζονται να υψωθούν όταν συναντούν κάποια οροσειρά. Οι βροχές αυτής της κατηγορίας συμβαίνουν στην προήνεμη πλευρά της οροσειράς (ομβροπλευρά), ενώ στην υπήνεμη πλευρά (ομβροσκιά) ο ουρανός γίνεται αίθριος εξ αιτίας των καθοδικών κινήσεων που επικρατούν.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα στον Ελλαδικό χώρο είναι η οροσειρά της Πίνδου που στη δυτική πλευρά της δέχεται σημαντικά ποσά βροχής (ομβροπλευρά) ενώ στην ανατολική πλευρά της το ύψος της βροχής μειώνεται σημαντικά (ομβροσκιά).

Άλλο παράδειγμα ορογραφικής βροχής έχουμε στα Βρεταννικά Νησιά. Οι υγρές θαλάσσιες αέριες μάζες παρասυρμένες από τους επικρατούντες ανέμους της περιοχής περνούν πάνω από τις δυτικές οροσειρές και αφήνουν μεγάλες ποσότητες βροχοπτώσεων.

Γενικά βροχές (και χιόνια) αυτής της κατηγορίας παρατηρούνται σε πολλά όρη στον κόσμο.

β. Μετωπικές βροχές

Όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετικές φυσικές ιδιότητες (ιδιαίτερα με διαφορετική θερμοκρασία και υγρασία) έλθουν σε επαφή τότε δεν αναμιγνύονται μεταξύ τους αμέσως και τείνουν να διατηρήσουν την αυτοτέλεια τους διαχωριζόμενες με μια διακριτή κεκλιμένη επιφάνεια που ονομάζεται μετωπική επιφάνεια. Η τομή της επιφάνειας αυτής με την επιφάνεια του εδάφους ονομάζεται μετωπική γραμμή ή μέτωπο (βλ. Φλόκας).

Όταν η θερμότερη αέρια μάζα τείνει να αντικαταστήσει την ψυχρότερη τότε το μέτωπο λέγεται θερμό, ενώ όταν συμβαίνει το αντίθετο έχουμε το ψυχρό μέτωπο. Και στις δύο περιπτώσεις η θερμότερη αέρια μάζα ανεβάνει, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται και προκαλούνται σύννεφα και βροχοπτώσεις που ονομάζονται μετωπικές.

Η βροχόπτωση που προκαλείται από ένα θερμό μέτωπο συνήθως είναι παρατεταμένη με σταδιακά αυξανόμενη ένταση, ενώ αυτή που προκαλείται από ένα ψυχρό μέτωπο είναι έντονη και σύντομη (βλ. Shaw).

γ. Βροχές μεταφοράς

Αυτές διακρίνονται σε βροχές οριζόντιας και κατακόρυφης μεταφοράς. Οι πρώτες προκαλούνται από τη ψύξη μιας υγρής αέριας μάζας όταν μετακινείται πάνω σε ψυχρότερο από αυτήν έδαφος. Οι δεύτερες δημιουργούνται από ισχυρές ανοδικές κινήσεις μέσα σε μια αέρια μάζα (κατακόρυφη μεταφορά) που συνήθως συμβαίνουν όταν μια υγρή αέρια μάζα μετακινείται πάνω από θερμότερο έδαφος. Οι βροχές κατακόρυφης μεταφοράς είναι συνηθισμένο φαινόμενο των τροπικών, υπο μορφή καταιγίδων που έχουν περιορισμένη χρονική και χωρική έκταση και η πραγματοποίησή τους εξαρτάται κυρίως από τοπικές συνθήκες. Πάντως βροχές κατακόρυφης μεταφοράς συμβαίνουν και στα υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη, σε τοπικό επίπεδο κυρίως το καλοκαίρι. Έχει αποδειχθεί ότι κατακόρυφη μεταφορά συμβαίνει και σε μετωπικές ζώνες συμβάλλοντας στην ένταση της μετωπικής βροχής (βλ. Φλόκας).

2.1.5. Τύποι καιρού που προκαλούν βροχοπτώσεις

Η διαφορετική ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο Ισημερινός σε σχέση με τους πόλους και η διαφορά θερμοκρασίας που αναπτύσσεται έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους πόλους κυρίως μέσω των θαλασσίων ρευμάτων και της ατμόσφαιρας.

Η μεταφορά θερμότητας μέσω της ατμόσφαιρας πραγματοποιείται με την κυκλοφορία των αέριων μαζών που μετακινούμενες δημιουργούν τους διάφορους τύπους βροχοπτώσεων που εξετάστηκαν προηγουμένως. Ωστόσο η περιστροφή της Γης και η ακανόνιστη κατανομή ξηράς και θάλασσας στη γήινη σφαίρα περιπλέκει το σύστημα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας

διαμορφώνοντας όμως κάποιους τύπους καιρού που μπορούν να προκαλέσουν βροχοπτώσεις. Αυτοί οι τύποι καιρού μπορεί να αναπτύσσονται σε μικρή έκταση όπως οι καταιγίδες ή σε μεγάλη όπως οι υφέσεις. Η δράση τους μπορεί να είναι περιοδική όπως των μουσώνων ή χρονικά ακανόνιστη όπως αυτή των καταιγίδων. Η ένταση της βροχής που εκδηλώνεται διαφέρει στις διάφορες περιοχές που επηρεάζονται από το καιρικό σύστημα. Επίσης πρέπει να αναφερθεί ότι συνήθως τα μοντέλα καιρού που θα εξετασθούν εδώ αφορούν τη χώρα μας και είναι οι υφέσεις και οι καταιγίδες.

α. Υφέσεις (Κυκλώνες)

Υψηση είναι το σύστημα εκείνο το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσης μικρότερες από εκείνες που παρουσιάζει η γύρω περιοχή. Οι υφέσεις εξ αιτίας των ανοδικών κινήσεων που αναπτύσσονται στα κέντρα τους είναι συνδεδεμένες με την κακοκαιρία και τις βροχοπτώσεις.

Οι υφέσεις αναπτύσσονται σε σταθερές μετωπικές επιφάνειες, όταν η θερμότερη αέρια μάζα, με τη μορφή γλώσσας, εκτείνεται προς το κέντρο της ύψησης δημιουργώντας δύο μετωπικές επιφάνειες, μια θερμή και μια ψυχρή, προκαλώντας βροχοπτώσεις. Η διάμετρος της ύψησης κυμαίνεται από 200-4000km (βλ. Φλόκας).

Όπως αναφέρει ο Λαλιώτης [1977] οι γενικές βροχοπτώσεις στην Ελλάδα συνοδεύονται, κατά κανόνα, από καλά οργανωμένα υφισιακά συνοπτικά συστήματα.

β. Καταιγίδες (κατακόρυφης μεταφοράς)

Αυτές είναι βροχές κατακόρυφης μεταφοράς που χαρακτηρίζονται από ραγδαίες διαλείπουσες βροχές. Πολλές φορές συνοδεύονται από ισχυρούς ανέμους μεταβλητής έντασης και διεύθυνσης και από ισχυρές ηλεκτρικές εκκενώσεις.

Απαραίτητες προϋποθέσεις για τη δημιουργία μιας καταιγίδας είναι η ύπαρξη έντονης ατμοσφαιρικής αστάθειας και μεγάλης ποσότητας υδρατμών στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Οι ισχυρές ανοδικές κινήσεις που δημιουργούνται κάτω από αυτές τις συνθήκες έχουν σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό ογκωδών νεφικών σχηματισμών που φθάνουν σε μεγάλη ύψη. Η διάρκεια μιας μεμονωμένης καταιγίδας σπάνια υπερβαίνει τις 2 ώρες. Η καταιγίδα είναι ένα τοπικό μοντέλο καιρού που συναντάται σε όλη τη Γη, και συμβάλλει στο συνολικό ύψος βροχής κάθε τόπου.

2.2. ΧΩΡΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

Η χωρική έκταση της βροχής προσδιορίζεται ουσιαστικά από τα σημεία εκείνα του χώρου στα οποία η ένταση της βροχής είναι διάφορη του μηδενός, σε μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Επειδή όμως το φαινόμενο της βροχής είναι χωροχρονικό η χωρική έκταση ενός επεισοδίου βροχής είναι τα σημεία εκείνα του χώρου στα οποία η ένταση της βροχής υπήρξε διάφορη του μηδενός κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου. Στην πραγματικότητα όμως τα καιρικά συστήματα που προκαλούν το μεγαλύτερο ποσοστό των βροχοπτώσεων, εκτείνονται σε μεγάλες περιοχές που μέσα σε αυτές υπάρχουν οι κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες ώστε να αναπτυχθούν ξεχωριστά επεισόδια βροχής. Πολλές φορές τα επεισόδια αυτά οφείλονται σε διαφορετικούς φυσικούς μηχανισμούς γεγονός που επιδρά στην ένταση αλλά και την έκταση της βροχής. Στις υφέσεις για παράδειγμα, βροχή σημειώνεται κατά μήκος του θερμού και ψυχρού μέτωπου, αλλά μεγάλη ένταση βροχής σημειώνεται όταν το ψυχρό μέτωπο προσπεράσει το θερμό και η ύφεση γίνει συνεσφιγμένη. Ακόμη κατά την μετακίνηση της ύφεσης ορογραφικά φαινόμενα μπορούν να αυξήσουν τα ποσά της βροχής ενώ σε άλλα σημεία της "δυναμικής" περιοχής σημειώνονται καταιγίδες λόγω ατμοσφαιρικής αστάθειας. Έτσι σε κάθε σύστημα καιρού υπάρχουν κάποιες ζώνες που εμφανίζεται βροχόπτωση και μέσα σε αυτές υπάρχουν περιοχές με μεγαλύτερη ένταση βροχής.

Η κατανομή της βροχής στο χώρο και το χρόνο είναι πολύ σημαντική για την εξαγωγή της πληροφορίας "μέση βροχόπτωση λεκάνης", αλλά και για τη λειτουργία μοντέλων βροχής-απορροής. Πολλά μαθηματικά μοντέλα έχουν γραφεί για τη προσομοίωση του συστήματος παραγωγής της βροχόπτωσης στο χώρο και το χρόνο, αλλά εδώ θα παρουσιασθεί η φυσική τους βάση που στα περισσότερα είναι ανάλογη.

Ο Waymire [1984] θεωρεί ότι ένα σύστημα παραγωγής βροχόπτωσης αποτελείται από ζώνες βροχής (rainbands) όπου κάθε ζώνη περιέχει κάποιες περιοχές που λέγονται δυναμικές περιοχές συσσώρευσης (cluster potential regions) και κάθε τέτοια περιοχή περιέχει κύτταρα βροχής (rain cells). Οι ζώνες βροχής έχουν έκταση 10^3-10^4 Km² και συνδέονται με τις μετωπικές βροχοπτώσεις. Αν και τα διάφορα είδη μετώπων προκαλούν διάφορες εντάσεις βροχής, σε αυτές τις ζώνες η ένταση της βροχής είναι μεγαλύτερη απ' ό,τι έξω από αυτές.

Τα κύτταρα βροχής συνδέονται με τα μικρότερα στοιχεία βροχής που παρατηρούνται από τα radar και έχουν έκταση της τάξης των 10-50 Km². Η παρατήρηση ότι τα κύτταρα βροχής εμφανίζονται συσσωρευμένα δημιούργησε την έννοια των δυναμικών περιοχών συσσώρευσης που έχουν έκταση από 10-10³ Km² (SMSA). Η τάση των κυττάρων να συμβαίνουν συσσωρευμένα έχει φυσική εξήγηση που έχει δοθεί από τον Fetteresen [1956]. Πράγματι κατά την κατακρήμνιση ενός κυττάρου δημιουργούνται σε αντιστάθμισμα ανοδικές κινήσεις που ωθούν τον γειτονικό θερμό αέρα να ανέλθει. Έτσι ένα καινούργιο κύτταρο σχηματίζεται στην περιοχή του παλιού που κατακρημνίσθηκε. Όσον αφορά την ένταση της βροχής στους παραπάνω σχηματισμούς αυξάνει όσο η έκταση του σχηματισμού μειώνεται, ξεκινώντας από 10-100 mm/h για τα κύτταρα και καταλήγοντας σε 0,5 mm/h για τη συνοπτική περιοχή. Ακόμη η διάρκεια ζωής των σχηματισμών ξεκινάει από 40 λεπτά για τα κύτταρα και φθάνει τις ημέρες για τις συνοπτικές περιοχές.

Οι Austin και Housh [1972] χώρισαν την έκταση της βροχόπτωσης σε: κύτταρα (10 km²), μικρές περιοχές μεσοκλίμακας (300 km²), μεγάλες περιοχές μεσοκλίμακας (3.000 km²) και συνοπτικές περιοχές (10⁴ Km²).

Οι Sivarulan και Wood προσθέτουν ότι ο αριθμός των μεγάλων περιοχών μεσοκλίμακας μέσα σε μια συνοπτική περιοχή κυμαίνεται από 1 έως 6.

Πρέπει να σημειωθεί ότι όλα τα μοντέλα που προσομοιώνουν το σύστημα παραγωγής βροχόπτωσης λαμβάνουν υπ' όψιν τις ταχύτητες που μετακινούνται οι ζώνες και τα κύτταρα βροχής.

2.3. ΦΥΣΙΚΗ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

Ως φυσική αναγνώριση του επεισοδίου βροχής μπορεί να ονομαστεί ο εντοπισμός του όταν σπριζεται στη μελέτη της εξέλιξης των φυσικών μηχανισμών γέννησης του φαινομένου και των μετεωρολογικών σχηματισμών που επικρατούν. Θα πρέπει δηλ. για τον διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής να χρησιμοποιηθούν μετεωρολογικές μέθοδοι που συνίστανται στον προσδιορισμό των διαφορετικών καταστάσεων (τύπων) καιρού που επιδρούν στην περιοχή.

Για τον προσδιορισμό των διαφορετικών τύπων καιρού που προκαλούν τα επεισόδια βροχής απαιτούνται :

α) Το κλιματολογικό δελτίο που συντάσσουν οι μετεωρολογικές υπηρεσίες , όπου σ' αυτό περιγράφονται διάφοροι τύποι καιρού που εμφανίστηκαν π.χ είδη υφέσεων στην επιφάνεια, ψυχρά μέτωπα κλπ.

και β) Οι χάρτες καιρού - επιφανείας και σε ύψος 500 mb

Η εξέταση του κλιματολογικού δελτίου και των χαρτών καιρού - επιφανείας θα μπορούσε ίσως να διαχωρίσει τους τύπους καιρού άρα και να ορίσει τα ξεχωριστά επεισόδια.

"Απόπειρα" που έγινε σ' αυτή την εργασία χρησιμοποιώντας κλιματολογικό δελτίο δεν έδωσε πειστικά αποτελέσματα στον προσδιορισμό ανεξάρτητων επεισοδίων βροχής.

Η διαδικασία απαιτεί μετεωρολογική εμπειρία είναι επίπονη και δεν εξετάστηκε περισσότερο σ' αυτή την εργασία.

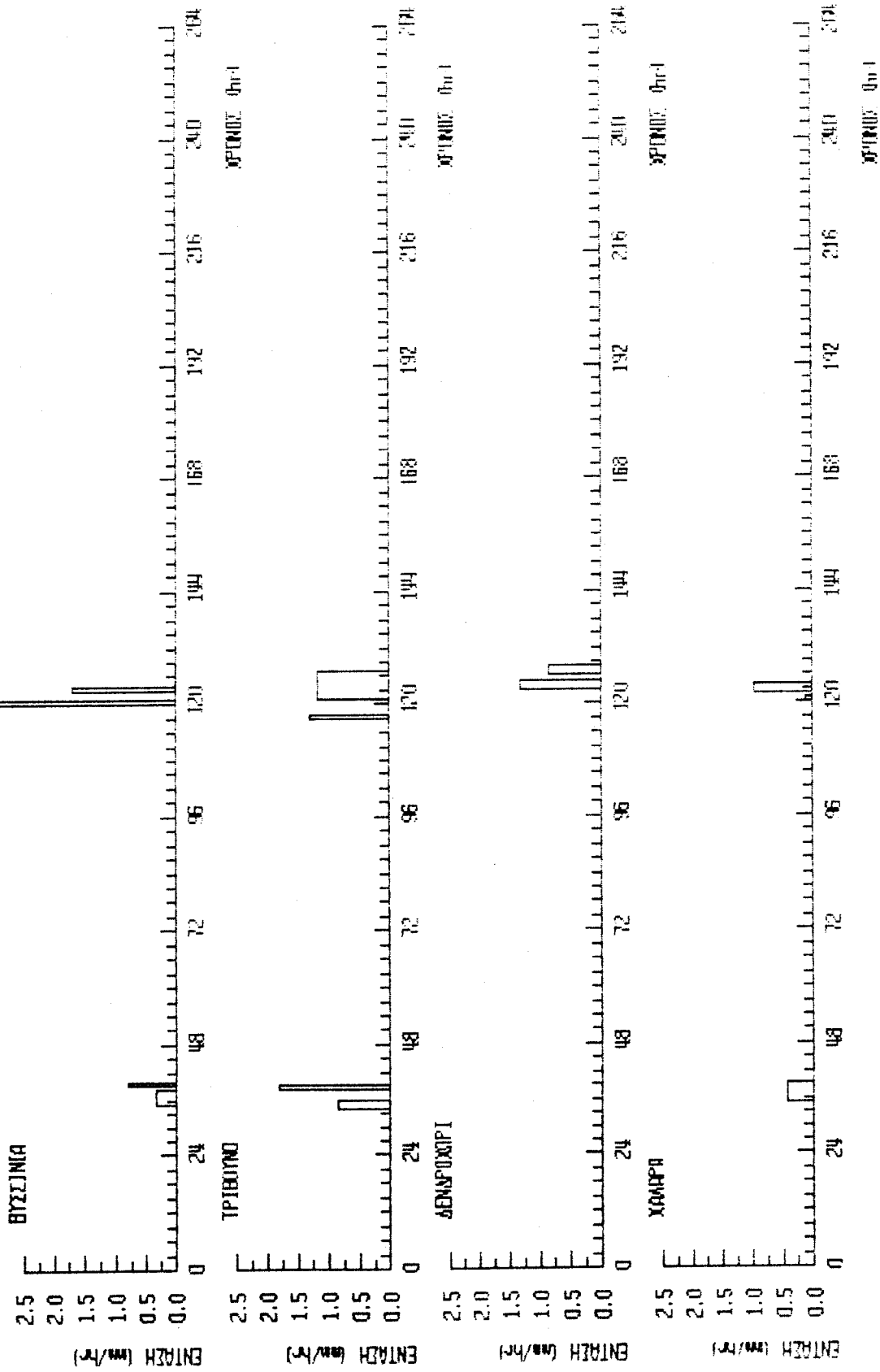
Συγκεκριμένα στα σχήματα 2.1 και 2.2 φαίνεται παραστατικά ότι είναι εύκολος ο εντοπισμός των επεισοδίων βροχής (δύο ανεξάρτητα επεισόδια), κατά το πρώτο και δεύτερο, αντίστοιχα, δεκαήμερο του Αύγουστου του 1976.

Αντίθετα στα σχήματα 2.3 και 2.4 δεν είναι εύκολος ο εντοπισμός ανεξάρτητων επεισοδίων βροχής, κατά το δεύτερο και τρίτο δεκαήμερο του Αύγουστου του 1972.

Ο εντοπισμός ανεξάρτητων επεισοδίων βροχής με αυτή τη μέθοδο γίνεται ακόμα δυσκολότερος όταν αναφερόμαστε σε χρονικές περιόδους με πολλές βροχοπτώσεις π.χ οι μήνες Απρίλιος, Μάιος.

ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 1976

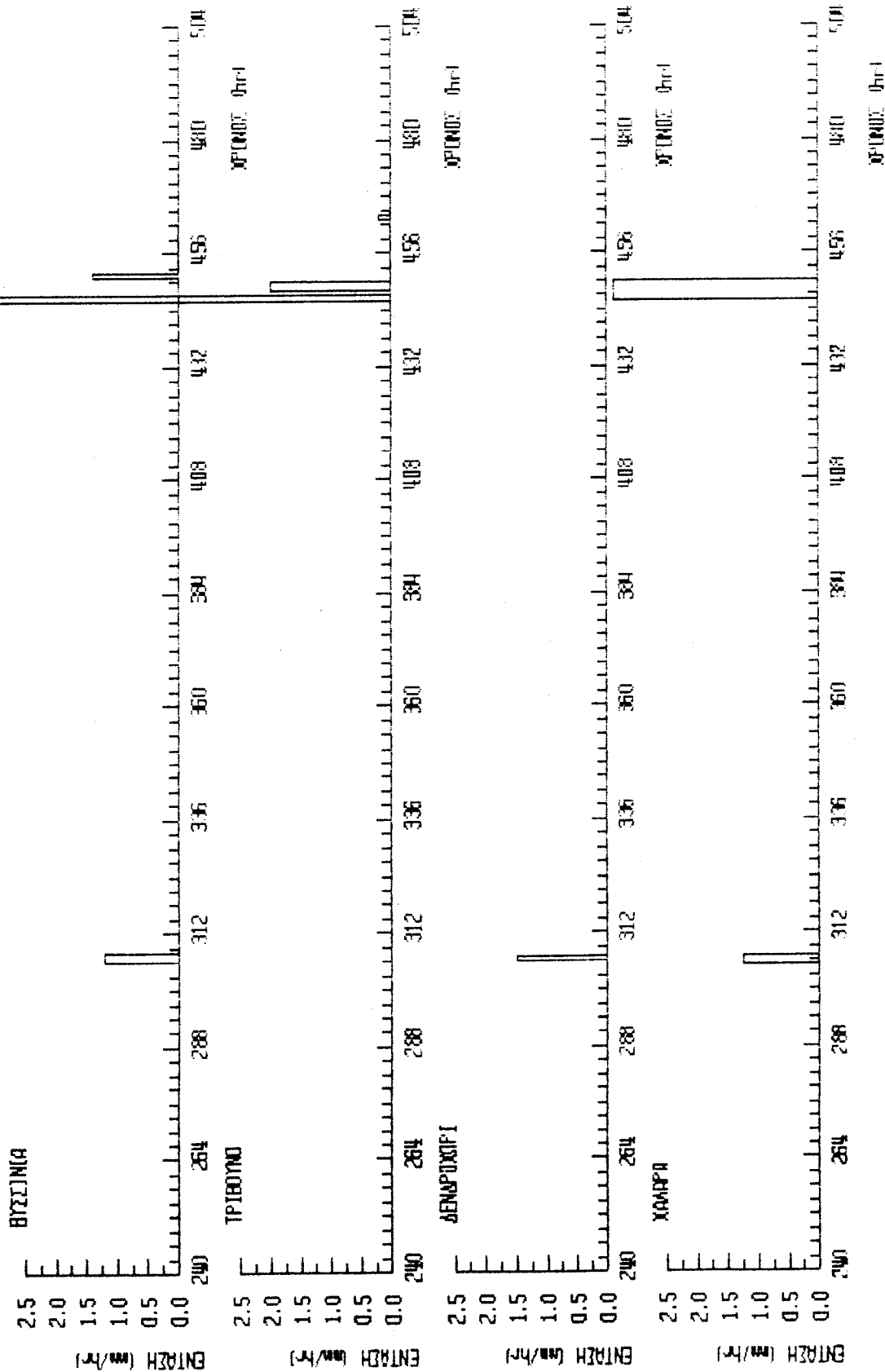
ΠΡΩΤΟ ΔΕΚΑΗΜΕΡΟ



Σχήμα 2.1

ΑΥΓΟΥΣΙΟΣ 1976

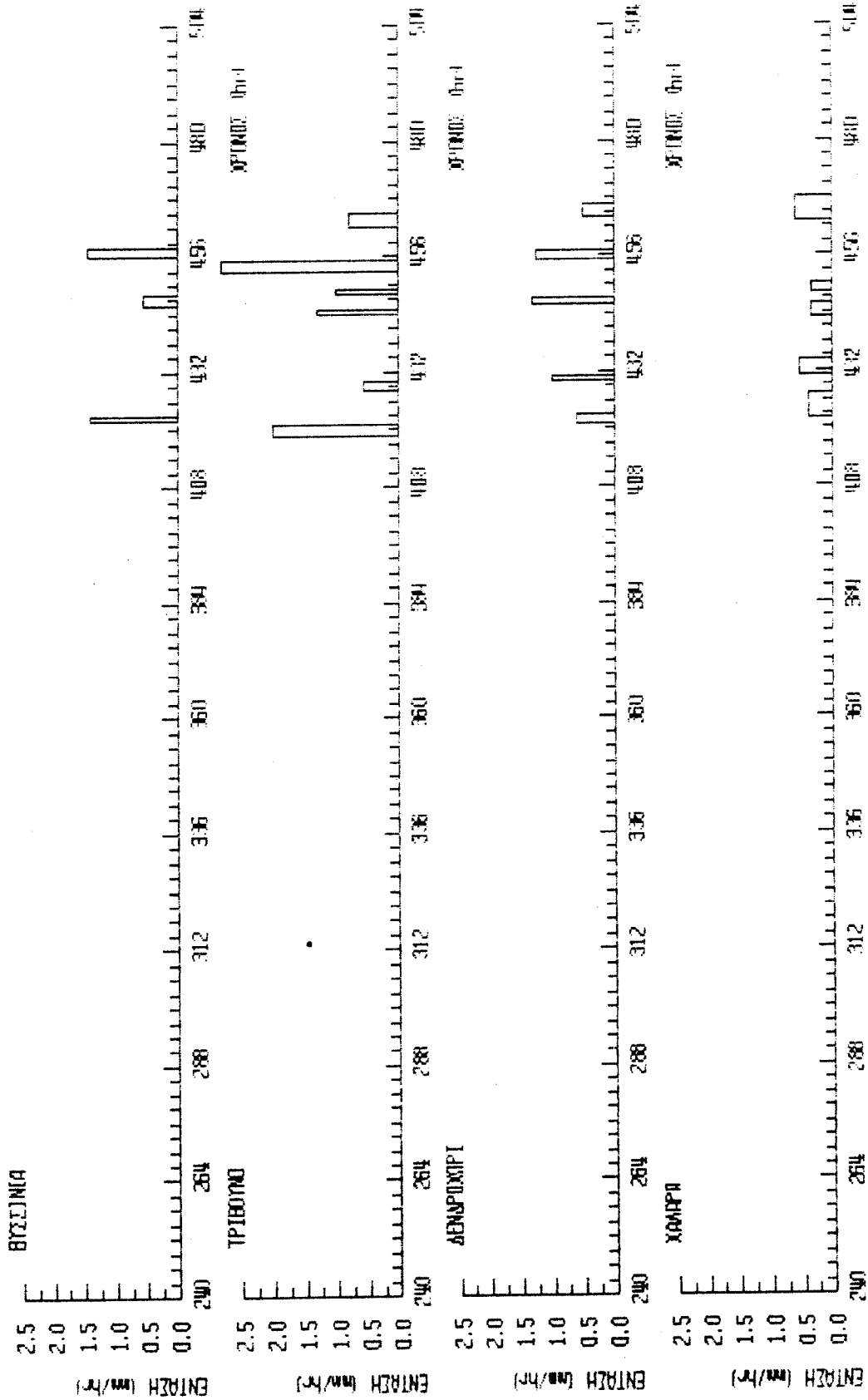
ΔΕΥΤΕΡΟ ΔΕΚΑΗΜΕΡΟ



Σχήμα 2.2

ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 1972

ΔΕΥΤΕΡΟ ΔΕΚΑΗΜΕΡΟ



Σχήμα 2.3

3.

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΘΕΩΡΗΣΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

3.1

ΓΕΝΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

Η μαθηματική περιγραφή και μοντελοποίηση της βροχόπτωσης είναι ένα ζήτημα που έχει μελετηθεί σε έκταση κυρίως τα τελευταία 30 χρόνια. Η στοχαστική δομή της βροχόπτωσης είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη, ιδίως όταν εξετάζεται ως εξέλιξη σε συνεχή χρόνο, και όταν ενδιαφέρει και η επιφανειακή διανομή της. Η επιστημονική έρευνα στο θέμα αυτό βρίσκεται σε εξέλιξη, και δεν έχουν αναπτυχθεί (ακόμη) μοντέλα καθολικής χρήσης.

Ένας από τους κύριους λόγους της δυσκολίας στην έρευνα και μοντελοποίηση της βροχής, πέρα από την πολυπλοκότητα του φαινομένου, είναι η μεταβλητότητα που εμφανίζει η στοχαστική δομή του από τόπο σε τόπο. Χαρακτηριστικά οι Waymire και Gurte [1981], στην επισκόπηση των μοντέλων βροχής που κάνουν, αναφέρουν τα ακόλουθα:

"Αν και έχουν προταθεί πολλά μαθηματικά μοντέλα για τη δομή της βροχόπτωσης, δεν υπάρχει ενιαία μαθηματική προσέγγιση για την μοντελοποίηση της. Η δομή της βροχόπτωσης σε διαφορετικά μέρη της υδρογείου, ή ακόμη και σε διαφορετικές περιοχές μιας χώρας, εμφανίζει αξιόλογη μεταβλητότητα. Έτσι η ανάπτυξη ενός μοναδικού μοντέλου που θα ενσωματώνει όλες τις μεταβλητότητες, θα ήταν στην πραγματικότητα μια δουλειά χωρίς ελπίδα επιτυχίας."

Μια άλλη δυσκολία, που έχει να αντιμετωπίσει κανείς, είναι η επίδραση της χρονικής κλίμακας μελέτης, καθώς έχει αποδειχτεί ότι το ίδιο μοντέλο μπορεί να είναι καλή αντιπροσώπευση της πραγματικότητας σε μια χρονική κλίμακα, αλλά φτωχή αντιπροσώπευση σε μια άλλη χρονική κλίμακα. Είναι

βέβαια εύλογο ότι άλλο μοντέλο θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή της βροχόπτωσης σε μεγάλη χρονική κλίμακα π.χ. ετήσια, και άλλο για μικρή χρονική κλίμακα π.χ. ημερήσια, καθώς στην πρώτη περίπτωση ενδιαφέρουν θέματα όπως οι υπερετήσιες περιοδικότητες και τάσεις, ενώ στη δεύτερη εξετάζονται θέματα όπως οι ιδιότητες της ακολουθίας βροχερών-στεγνών ημερών ή της συσχέτισης των διαδοχικών υψών βροχής. Το πρόβλημα όμως της ιδιαιτερότητας της χρονικής κλίμακας εμφανίζεται και στην συγκριτική εξέταση δύο κοντινών χρονικών κλιμάκων (π.χ. ωριαία-ημερήσια). Πάνω στο θέμα αυτό έχει γίνει σημαντική έρευνα τα τελευταία χρόνια, που κυρίως αφορά την επίδραση της χρονικής κλίμακας στα μοντέλα σημειακών ανελίξεων (Rodriguez-Iturbe κ.λ.π [1984], Valdes κ.λ.π [19985], Foufoula-Georgiou και Lettenmaier [1986] και Foufoula-Georgiou και Guttorp [1986]).

Τέλος μια σοβαρή πηγή δυσκολιών που εμφανίζεται κατά τη μελέτη της βροχής σε μικρή χρονική κλίμακα (μικρότερη της μηνιαίας), είναι το γεγονός ότι η βροχόπτωση είναι ένα φαινόμενο διαλείπον (intermittent). Αυτό προσθέτει ένα σύνολο από στοχαστικές μεταβλητές που θα πρέπει να μελετηθούν, πέρα από το ύψος βροχής, όπως τη διάρκεια βροχής, το χρόνο διακοπής κ.λ.π. καθώς και ένα σύνολο από πρόσθετες εργασίες που απαιτείται να γίνουν, όπως η μελέτη της στοχαστικής εξάρτησης μεταξύ των διαφόρων μεταβλητών.

Με την έρευνα της βροχόπτωσης σε διάφορες περιοχές της υδρογείου έχει αναπτυχθεί μια ποικιλία γενικευμένων μαθηματικών εργαλείων. Τα εργαλεία αυτά χρησιμοποιούνται κατά περίπτωση στα διάφορα μοντέλα βροχής, ανάλογα με τις ιδιαιτερότητες της στοχαστικής δομής της βροχής στην υπό μελέτη περιοχή, τη χρονική κλίμακα που ενδιαφέρει, και το σκοπό για τον οποίο προορίζεται, το κάθε μοντέλο. Για τις μικρές χρονικές κλίμακες (μικρότερες της μηνιαίας), τα μαθηματικά εργαλεία που έχουν χρησιμοποιηθεί περιλαμβάνουν κυρίως τις αλυσίδες Μαρκόφ (Markov Chains), τις εναλλασσόμενες ανανεωτικές ανελίξεις (alternating renewal

processes), τις ανελ(ξεις Poisson (Poisson processes), και τη γενικότερη κατηγορία των σημειακών ανελ(ξεων (point processes). Μετά το 1980 η έρευνα φαίνεται να επικεντρώνεται κυρίως στα μοντέλα σημειακών ανελ(ξεων.

3.2 ΕΝΝΟΙΑ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

Η παρατήρηση ότι το φαινόμενο της βροχής έχει μια σποραδική ή διαλείπουσα φύση, μας οδηγεί στο να εισάγουμε την έννοια του επεισοδίου ή γεγονότος βροχής, έτσι ώστε να θεωρούμε ότι μια συγκεκριμένη βροχερή περίοδος αντιστοιχεί σε ένα επεισόδιο βροχής. Η εισαγωγή της έννοιας του επεισοδίου στη μελέτη της βροχόπτωσης, μπορεί να οδηγήσει σε απλοποίηση της μαθηματικής περιγραφής του φαινομένου.

Ο ορισμός του επεισοδίου βροχής, όμως, δεν είναι διόλου προφανής, ούτε είναι εύκολη υπόθεση, και γι' αυτό στη βιβλιογραφία δεν υπάρχει μονοσήμαντος ορισμός, ούτε καν ενιαίος τύπος ορισμού.

Θεωρητικά μπορούν να υπάρξουν δυο διαφορετικές προσεγγίσεις στο πρόβλημα του εντοπισμού των επεισοδίων βροχής. Η πρώτη θα μπορούσε να στηριχτεί στη μελέτη της εξέλιξης των φυσικών μηχανισμών γέννησης της βροχής, δηλαδή των μετεωρολογικών σχηματισμών. Μια τέτοια προσέγγιση όμως, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφ.2.3, δεν θα ήταν πρακτική, και γι' αυτό δεν έχει μελετηθεί και χρησιμοποιηθεί.

Έτσι όλες οι σχετικές εργασίες εντάσσονται στη δεύτερη προσέγγιση, που είναι στατιστικού τύπου, σύμφωνα με την οποία η αναγνώριση των επεισοδίων βροχής βασίζεται μόνο στο διαθέσιμο ιστορικό δείγμα της βροχής (π.χ. βροχογράφημα) χωρίς τη θεώρηση άλλων μετεωρολογικών μεταβλητών, και για το λόγο αυτό χαρακτηρίζεται ως μεθοδολογία "μαύρου κουτιού" (black box).

3.2.1 Βασικοί τύποι ορισμού του επεισοδίου Βροχής

Ενας πρώτος τύπος ορισμού του επεισοδίου Βροχής (σε μικρή χρονική κλίμακα) χαρακτηρίζεται από τις εξής προϋποθέσεις:

- α. κάθε επεισόδιο έχει σαφή χρονικά όρια, που μπορούν να διαπιστωθούν σε ένα ιστορικό δείγμα.
- και β. δύο διαδοχικά επεισόδια βροχής διαχωρίζονται από μια στεγνή περίοδο.

Είναι προφανές ότι αυτός ο τύπος ορισμού απαγορεύει την αλληλοεπικάλυψη δύο επεισοδίων βροχής. Οι προϋποθέσεις αυτές δεν είναι όμως ικανές για τον πλήρη ορισμό του επεισοδίου, αλλά απαιτούνται και ορισμένες πρόσθετες θεωρήσεις. Ενας πλήρης ορισμός προκύπτει αν αποκλείσει κανείς την ύπαρξη στεγνών περιόδων (δηλαδή περιόδων με μηδενική ένταση βροχής) μέσα σε ένα επεισόδιο, οπότε σε κάθε μεμονωμένη περίοδο μη μηδενικής βροχόπτωσης αντιστοιχεί ένα επεισόδιο βροχής. Τέτοιες θεωρήσεις έχουν γίνει από την Shaw [1983] και από τους Marien και Vandewiele [1986]. Αυτός ο ορισμός είναι και ο απλούστερος δυνατός, αλλά έχει πολλά βασικής σημασίας μειονεκτήματα.

Σύμφωνα με μια άλλη θεώρηση, που πάλι εντάσσεται στον ίδιο τύπο ορισμού, δεν θα πρέπει να αποκλειστεί η ύπαρξη περιόδων μηδενικής βροχόπτωσης μέσα σε ένα επεισόδιο. Η θεώρηση αυτή βρίσκεται σε μεγαλύτερη συμφωνία με το φυσικό φαινόμενο της βροχής, και υπερέχει και από μαθηματική άποψη, σε σχέση με την προηγούμενη, αλλά εισάγει μια βασική δυσκολία στον καθορισμό των επεισοδίων, σε ένα συγκεκριμένο δείγμα, δεδομένου ότι δεν είναι πλέον προφανές, αν μια περίοδος, όπου εμφανίζεται μηδενική ένταση βροχής, θα θεωρηθεί ως στεγνή περίοδος ή θα ενταχθεί μέσα σε κάποιο επεισόδιο. Απαιτούνται λοιπόν μερικές συμπληρωματικές υποθέσεις, για τη μόρφωση ενός πλήρους ορισμού, που συνήθως είναι οι εξής:

- α. Δύο διαδοχικές χρονικές ακολουθίες μη μηδενικής

βροχόπτωσης θα θεωρείται ότι ανήκουν σε διαφορετικά επεισόδια, αν διαχωρίζονται από μια επαρκή χρονική περίοδο μηδενικής βροχόπτωσης, μεγαλύτερη ή ίση από μια καθορισμένη τιμή, που θα αναφέρεται ως "χρόνος διαχωρισμού".

β. Κάθε επεισόδιο βροχής είναι στοχαστικά ανεξάρτητο με όλα τα υπόλοιπα, προηγούμενα και επόμενα. Κανονικά δυο επεισόδια βροχής θεωρούνται στοχαστικά ανεξάρτητα όταν η στοχαστική ανεξαρτησία ισχύει σε κάθε ζεύγος μεταβλητών που αναφέρονται στα δύο επεισόδια, αντίστοιχα.

Οι παραπάνω υποθέσεις είναι συμβιβαστές με την έννοια ότι όσο μεγαλύτερη είναι η χρονική απόσταση μεταξύ δυο βροχοπτώσεων, τόσο πιο πιθανή είναι η στοχαστική ανεξαρτησία τους. Η δεύτερη υπόθεση σε συνδυασμό με κάποιο στατιστικό έλεγχο, χρησιμοποιείται συνήθως για τον υπολογισμό του χρόνου διαχωρισμού. Το βασικό πλεονέκτημα αυτού του ορισμού είναι το γεγονός ότι τα διάφορα επεισόδια είναι εξ ορισμού στοχαστικά ανεξάρτητα, πράγμα που διευκολύνει την ανάλυση και μοντελοποίηση της βροχής. Έχει όμως και μειονεκτήματα που είναι:

- α. η αυθαίρετη εισαγωγή ενός σταθερού χρόνου διαχωρισμού,
- β. η εξάρτηση της διαδικασίας καθορισμού των επεισοδίων από ένα στατιστικό έλεγχο πράγμα που μπορεί να είναι εις βάρος της αντικειμενικότητας του ορισμού και
- γ. η κάπως χρονοβόρα διαδικασία καθορισμού του χρόνου διαχωρισμού.

Οι πρώτοι που εισάγουν ένα τέτοιο ορισμό είναι οι Grace και Eagleson [1966], οι οποίοι μελέτησαν σε χρονική βάση 10λεπτου τις θερινές βροχές σε περιοχές της Βόρειας Αμερικής. Στην εργασία τους θεώρησαν ότι η στοχαστική ανεξαρτησία των επεισοδίων βροχής μπορεί να μελετηθεί χρησιμοποιώντας τα διαδοχικά ύψη βροχής 10λεπτου. Εφαρμόζοντας ένα test σημαντικότητας του συντελεστή συσχέτισης σειράς (rank correlation coefficient), καθόρισαν την τιμή του χρόνου

διαχωρισμού, με κριτήριο να μην είναι σημαντικός ο πιο πάνω συντελεστής (σε καθορισμένο επίπεδο εμπιστοσύνης). Οι τιμές που υπολόγισαν για τον χρόνο διαχωρισμού κυμαίνονται γύρω στις 2 ώρες. Η τιμή αυτή των 2 ωρών υιοθετήθηκε αργότερα και αλλού, χωρίς να γίνεται αναλυτικός προσδιορισμός της (π.χ. Eagleson [1978]). Την ίδια τιμή των 2 ωρών έχουν συνάγει οι Bergman και Zeyringer [1986], βασιζόμενοι σε μια εμπειρική-γραφική διαδικασία απεικόνισης δειγμάτων χρόνων μηδενικής βροχόπτωσης σε χαρτί κατανομής Weibull. Ο Eagleson [1970] στο βιβλίο του χρησιμοποιεί τον ίδιο ορισμό και αναφέρεται και σε μια παρόμοια με την παραπάνω ανάλυση για την περιοχή της Αριζόνας, όπου η τιμή του χρόνου διαχωρισμού προέκυψε (ση με 3 ώρες. Οι Restrepo-Fosada και Eagleson [1982] δέχονται τον ίδιο ορισμό του επεισοδίου βροχής, αλλά αναπτύσσουν ένα άλλο κριτήριο καθορισμού του χρόνου διαχωρισμού, βασισμένο στην υπόθεση ότι η άφιξη των βροχών μπορεί να αντιπροσωπευτεί από μια ανέλιξη Poisson. Σύμφωνα με το κριτήριο τους, ο χρόνος διαχωρισμού καθορίζεται από ένα επαναληπτικό αλγόριθμο, όπου δοκιμάζεται ένα σύνολο τιμών, και επιλέγεται εκείνη η τιμή που δίνει ένα συντελεστή διασποράς της μεταβλητής "χρόνος διακοπής της βροχής" (ση με ένα. Αυτό θεωρείται σαν συνθήκη ότι η κατανομή του χρόνου διακοπής είναι εκθετική (η εκθετική κατανομή έχει συντελεστή διασποράς 1), και συνακόλουθα ότι εξασφαλίζεται η προσαρμογή της ανέλιξης Poisson. Η εφαρμογή του κριτηρίου τους σε πολλές περιοχές με μεγάλο εύρος κλιματικών τύπων έδωσε τιμές του χρόνου διαχωρισμού : (α) $3 \pm 5,5$ ημέρες σε 5 θέσεις της Σουδανικής Αραβίας, (β) $1,5 \pm 3$ ημέρες σε 8 θέσεις της Αριζόνας, (γ) 8 ± 19 ώρες σε 3 θέσεις στο Κολοράντο και στο Οχάιο και (δ) 1 ώρα σε μια θέση στην Κολομβία. Τέλος οι ίδιοι ερευνητές έδωσαν και μια εμπειρική σχέση εκτίμησης του χρόνου διαχωρισμού με βάση τη μέση ετήσια βροχόπτωση και το μέσο χρονικό μήκος της βροχερής εποχής, την οποία παράγαγαν από τα παραπάνω αποτελέσματα με στατιστικές μεθόδους.

Στο δεύτερο τύπο ορισμού που συναντούμε στην βιβλιογραφία, τα διαδοχικά επεισόδια βροχής μπορούν να επικαλύπτονται, και έτσι δεν είναι δυνατό να οριοθετηθούν τα επεισόδια σε ένα ιστορικό δείγμα βροχόπτωσης. Η έννοια αυτή του επεισοδίου βροχής χρησιμοποιείται σε πολλά από τα μοντέλα σημειακής ανέλιξης. Πολλές φορές θεωρείται ότι το επεισόδιο βροχής είναι ένα στιγμιαίο γεγονός (Καννας και Delleur [1981], Rodriguez-Iturbe κ.λ.π. [1984], και Waymire και Gupta [1981]) ή αποδίδεται σε αυτό μια υποθετική διάρκεια, χωρίς απαραίτητα να υπάρχει αντιστοιχία με κάποια πραγματική (Rodriguez-Iturbe κ.λ.π. [1984]). Στις περιπτώσεις αυτές το επεισόδιο εξακολουθεί να χρησιμοποιείται σαν έννοια, ώστε να μπορέσει να αποδοθεί σ' αυτό ένα ύψος βροχής και ένας χρόνος εμφάνισης, πράγμα που είναι απαραίτητο στην μοντελοποίηση της βροχής, αλλά δεν εξετάζεται, ούτε χρησιμοποιείται στη μοντελοποίηση η διάρκεια βροχής σαν αντικειμενική μεταβλητή.

Αν γίνει δεκτός ο πρώτος τύπος ορισμού (που χρησιμοποιείται και στην εργασία αυτή), τότε για κάθε επεισόδιο βροχής (j), μπορούν να οριστούν οι ακόλουθες μεταβλητές που περιγράφουν χρονικές διάρκειες:

α. Η διάρκεια του επεισοδίου βροχής:

$$D_j = E_j - S_j$$

β. Ο χρόνος διακοπής βροχής: $B_j = S_{j+1} - E_j$

και γ. Ο χρόνος διαδοχής επεισοδίων:

$$V_j = S_{j+1} - S_j \quad \text{ή}$$

$$V_j = E_{j+1} - E_j$$

όπου S_j και E_j οι χρόνοι έναρξης και λήξης του επεισοδίου j , αντίστοιχα. Με το δεύτερο τύπο ορισμού, οι παραπάνω μεταβλητές δεν έχουν πάντα νόημα.

Όπως είναι προφανές, οι χρονοσειρές των πιο πάνω μεταβλητών, σε ένα ιστορικό δείγμα, εξαρτώνται από τον συγκεκριμένο ορισμό που θα χρησιμοποιηθεί. Έτσι δεν μπορούμε να μιλήσουμε για τη στοχαστική συμπεριφορά των μεταβλητών αυτών, χωρίς να διευκρινήσουμε από ποιό ορισμό έχουν προκύψει.

Οι Grace και Eagleson [1966], στην εργασία τους που αναφέρθηκε και παραπάνω, και χρησιμοποιώντας τον ορισμό που ήδη περιγράφηκε, θεώρησαν σαν κατάλληλη για τις δύο πρώτες χρονικές μεταβλητές την κατανομή Weibull 3 παραμέτρων. Ο Eagleson [1978], βασισμένος στον ίδιο ορισμό, και μετά από ανάλυση βροχομετρικών δεδομένων της Βοστώνης, θεωρεί ότι η εκθετική κατανομή είναι κατά προσέγγιση κατάλληλη και για τις τρεις παραπάνω μεταβλητές, υπο την προϋπόθεση ότι $E[B] \gg E[D]$. Οι Waymire και Gupta [1981] αναφέρουν ότι αν η διάρκεια βροχής, D , και ο χρόνος διακοπής, B , είναι ανεξάρτητες τυχαίες μεταβλητές με εκθετικές κατανομές, τότε δεν είναι δυνατόν η κατανομή του χρόνου διαδοχής να είναι και αυτή εκθετική. Κάτι τέτοιο μπορεί να θεωρηθεί μόνο σαν προσεγγιστική απλοποίηση και μόνο αν ισχύει η πιο πάνω προϋπόθεση ($E[B] \gg E[D]$).

Η Shaw [1983] θεωρώντας τον ορισμό του επεισοδίου που στηρίζεται στην μη αποδοχή διαστημάτων μηδενικής βροχής μέσα στο επεισόδιο, αναφέρει σαν κατάλληλη για την περιγραφή των δυο πρώτων μεταβλητών την κατανομή Weibull 2 παραμέτρων. Ο Singh [1987] χρησιμοποιεί επίσης την ίδια κατανομή για τις διάρκειες βροχής, χωρίς να αναφέρει βάσει ποιού ορισμού προέκυψαν τα δεδομένα του. Ο Raudkivi [1979] χωρίς πάλι να αναφερθεί σε συγκεκριμένο ορισμό επεισοδίου, παρατηρεί ότι για τους χρόνους διακοπής έχουν προταθεί και δοκιμαστεί πολλές κατανομές, αλλά σχεδόν όλες απέτυχαν στην προσαρμογή στο κάτω όριο των τιμών της μεταβλητής.

Σχετικά με το θέμα της στοχαστικής εξάρτησης των παραπάνω μεταβλητών, γενικά στις πιο πάνω εργασίες καθώς και σε πολλές άλλες (π.χ. Franz [1970]), θεωρείται ότι υπάρχει

ανεξαρτησία μεταξύ της διάρκειας βροχής και του προηγούμενου ή επόμενου χρόνου διακοπής, καθώς και των διαδοχικών διαρκειών μεταξύ τους ή των διαδοχικών χρόνων θεωρείται ότι υπάρχει στοχαστική ανεξαρτησία μεταξύ των διαδοχικών χρόνων διαδοχής.

3.3 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ-ΜΟΝΤΕΛΑ ΣΗΜΕΙΑΚΩΝ ΑΝΕΛΙΞΕΩΝ

3.3.1 Γενικές έννοιες για τις σημειακές ανέλιξεις

Ο ορισμός της σημειακής ανέλιξης που δίνεται παρακάτω έχει βασιστεί τις δημοσιεύσεις των Waymire και Gupta [1981b], και Smith και Karr [1983], στις οποίες μπορεί κανείς να βρει περισσότερα στοιχεία πάνω στον ορισμό.

Παρακάτω θεωρείται ότι το υποσύνολο των πραγματικών αριθμών $R_+=[0, \infty)$ περιγράφει το χρόνο. Μια σημειακή ανέλιξη (point process) επί του R_+ είναι μια τυχαία ανέλιξη που αντιπροσωπεύει χρόνους πραγματοποίησης γεγονότων. Συμβολίζουμε με $T(n)$ το χρόνο πραγματοποίησης του n στη σειρά γεγονότος, με $T(0)=0$. Θεωρούμε επιπλέον ότι δεν επιτρέπεται η χρονική σύμπτωση δυο επεισοδίων, οπότε για κάθε n ισχύει: $T(n) < T(n+1)$, και ότι κάθε πεπερασμένο υποσύνολο του R_+ περιέχει ένα πεπερασμένο πλήθος γεγονότων, ενώ $\lim_{n \rightarrow \infty} T(n) = \infty$. Ο χρόνος διαδοχής $V(n) = T(n) - T(n-1)$ αντιπροσωπεύει το χρόνο μεταξύ δυο διαδοχικών επεισοδίων. Κάθε μια από τις ακολουθίες $(T(n))$ και $(V(n))$ περιγράφει πλήρως την σημειακή ανέλιξη. Οι πιο πάνω έννοιες μπορούν να γενικευτούν για την περίπτωση του n -διάστατου χωροχρονικού Ευκλείδου χώρου R^v με $v \leq 4$ (βλ. Waymire και Gupta [1981b]).

Ισοδύναμα η σημειακή ανέλιξη μπορεί να περιγραφεί με βάση την αντίστοιχη της απαριθμητική ανέλιξη (counting process) $(N(t), t \geq 0)$, που ορίζεται από την πρόταση:

$$N(t) = n \iff t \in [T(n), T(n+1)] \quad (3.3.1)$$

οπότε το $N(t)$ περιγράφει το πλήθος των γεγονότων που πραγματοποιούνται στο χρονικό διάστημα $(0, t]$. Άμεση συνέπεια του παραπάνω ορισμού είναι η σχέση:

$$N(t) \geq n \iff T(n) \leq t \quad (3.3.2)$$

Αν συμβολίσουμε με \emptyset το κενό σύνολο, με $A=(t_1, t_2]$ ένα τυχόν υποσύνολο του R_+ και με $(A_i, i=1, 2, \dots)$ μια συλλογή από υποσύνολα του R_+ , τέτοια ώστε $A_i \cup A_j = \emptyset$, για κάθε $i \neq j$, και αν γενικεύσουμε το συμβολισμό του $N(t)$, έτσι ώστε το $N(A) = N(t_2) - N(t_1)$ να είναι το πλήθος των γεγονότων που πραγματοποιήθηκαν στο χρονικό διάστημα $(t_1, t_2]$, τότε έχουμε τις ακόλουθες βασικές ιδιότητες της απεριθμήτης ανέλιξης:

$$N(\emptyset) = 0 \quad (3.3.3)$$

$$N(A) < \infty \quad (3.3.4)$$

$$N\left(\bigcup_{i=1}^{\infty} A_i\right) = \sum_{i=1}^{\infty} N(A_i) \quad (3.3.5)$$

Με τον όρο **ένταση** (intensity) σημειακής ανέλιξης εννοούμε το ρυθμό εμφάνισης των γεγονότων, που είναι ίσος με το πλήθος των γεγονότων που εμφανίζονται στη μονάδα του χρόνου, πράγμα που μαθηματικά εκφράζεται με τη σχέση:

$$m(t) = \frac{d}{dt} M(t) \quad (3.3.6)$$

όπου $M(t) = E[N(t)]$ είναι ο μέσος αριθμός γεγονότων στο διάστημα $(0, t]$ (το σύμβολο $E[\cdot]$ παριστάνει την αναμενόμενη τιμή).

Με τον όρο **δεικτης διασποράς** (index of dispersion) σημειακής ανέλιξης εννοούμε τη συνάρτηση

$$I(t) = S(t) / M(t)$$

όπου $S(t) = \text{Var}[N(t)]$ είναι η διασπορά του πλήθους των γεγονότων στο διάστημα $(0, t]$. Η συνάρτηση $S(t)$ χαρακτηρίζεται με τον όρο **καμπύλη διασποράς-χρόνου** (variance-time curve).

Μια σημειακή ανέλιξη λέγεται **μόνιμη ανανεωτική ανέλιξη** (stationary renewal process), όταν οι χρόνοι διαδοχής $(V(n), n=2, 3, \dots)$ είναι στοχαστικά ανεξάρτητοι μεταξύ τους και έχουν

ενιαία συνάρτηση κατανομής F , και ο χρόνος πραγματοποίησης του πρώτου επεισοδίου $T(1)$ είναι ανεξάρτητος από τους χρόνους διαδοχής $V(n)$, και έχει συνάρτηση κατανομής:

$$G(t) = \int_0^t (1-F(s)) ds / \int_0^t (1-F(s)) ds \quad (3.3.7)$$

Οι σημειακές ανελίξεις, όπως ορίζονται εδώ στη γενική μορφή τους, είναι κατάλληλες για την μαθηματική περιγραφή των εμφανίσεων της βροχής στο χρόνο. Προκειμένου να περιγραφεί το φαινόμενο στο σύνολό του, είναι απαραίτητη η χρήση και μιας δεύτερης, συνοδευτικής ανέλιξης, κατάλληλης για την περιγραφή του ύψους βροχής. Εννοείται ότι χρειάζονται ακόμα και κάποιες υποθέσεις για τη στοχαστική σχέση των δύο ανελίξεων. Η απλούστερη κλάση σημειακών ανελίξεων είναι οι ανελίξεις Poisson, που εξετάζονται στην αμέσως επόμενη υποπαράγραφο. Το μειονέκτημα τους για την περιγραφή των βροχοπτώσεων είναι το γεγονός ότι έχουν σταθερό δείκτη διασποράς (σο με 1, ενώ οι ιστορικές χρονοσειρές επεισοδίων βροχής εμφανίζουν συνήθως δείκτες διασποράς μεγαλύτερους από 1. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό με τον όρο υπερδιασπορά (overdispersion) των επεισοδίων βροχής, σε σχέση με την ανέλιξη Poisson, καθώς και με τον όρο συσσώρευση (clustering) των επεισοδίων βροχής. Θα πρέπει πάντως να σημειωθεί ότι η συμπεριφορά αυτή των επεισοδίων βροχής δεν μπορεί να θεωρηθεί σαν απόλυτη και αντικειμενική αλήθεια, γιατί όπως αναπτύχθηκε προηγουμένως δεν υπάρχει ενιαίος ορισμός του επεισοδίου βροχής. Έτσι είναι δυνατό, αν χρησιμοποιηθεί ένας τύπος ορισμού, τα επεισόδια βροχής να εμφανίζουν συσσώρευση, ενώ αν χρησιμοποιηθεί άλλος τύπος να μην εμφανίζουν.

Πάντως η διαπίστωση της πιο πάνω ανακολουθίας της ανέλιξης Poisson, οδήγησε στην εισαγωγή και άλλων τύπων σημειακών ανελίξεων, ήτοι των ανελίξεων Neyman-Scott και Cox, για τη μελέτη των βροχοπτώσεων.

Μία συγκριτική εξέταση όλων των παραπάνω τύπων περιέχεται στην εργασία του Guttorp [1986]. Επίσης μια παράλληλη επισκόπηση όλων των τύπων περιέχεται στην εργασία των Foufoula-Georgiou και Lettenmaier [1986], όπου κυρίως δίνεται έμφαση στην επίδραση της διακριτής χρονικής κλίμακας πάνω στις ανελίξεις, που ο ορισμός τους γίνεται σε συνεχή χρόνο.

Στις πιο σύγχρονες διατυπώσεις τους, τα μοντέλα σημειακών ανελίξεων, έχουν θεμελιώδη μαθηματική δομή, και αντικειμενικό τρόπο εκτίμησης παραμέτρων. Γενικά αποφεύγουν τη χρήση κάποιου τύπου ορισμού του επεισοδίου βροχής, θεωρώντας το επεισόδιο σαν στιγμιαία οντότητα, ή μόνο σαν ενδεικτικό όρο, αλλά αυτό δεν είναι εις βάρος της ακρίβειάς τους, δεδομένου ότι δεν προϋποθέτουν αντιστοιχία των ενδεικτικών επεισοδίων με τα επεισόδια μιας ιστορικής χρονοσειράς. Αυτό όμως δεν παύει να είναι ένα ελάττωμα τους, τουλάχιστον σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως όταν απαιτείται να είναι γνωστή η διάρκεια του επεισοδίου βροχής (π.χ. σε ένα μοντέλο επιμερισμού). Συνακόλουθα, δεν παίρνουν υπόψη καμιά πιθανή επίδραση της διάρκειας του επεισοδίου στην εσωτερική δομή του επεισοδίου, όπως π.χ. στα μέσα ωριαία ύψη βροχής και στους συντελεστές αυτοσυσχέτισης. Ένα άλλο μειονέκτημα όλων αυτών των μοντέλων είναι ότι στηρίζονται σε μόνιμες ανελίξεις, ενώ είναι γνωστό η βροχόπτωση, σε επίπεδο καταιγίδας, δεν παρουσιάζει μονιμότητα (βλ. Bras και Rodriguez-Iturbe [1976]).

3.3.2 Μοντέλα ανέλιξης Poisson

Η πιο απλή περίπτωση σημειακής ανέλιξης και παράλληλα η περισσότερο χρησιμοποιούμενη στις εφαρμογές, είναι η ανέλιξη Poisson. Μια σημειακή ανέλιξη N είναι ανέλιξη Poisson όταν ισχύουν οι ακόλουθες συνθήκες:

α. Για κάθε πεπερασμένη συλλογή συνόλων A_1, A_2, \dots, A_n , χωρίς κοινά στοιχεία, οι τυχαίες μεταβλητές $N(A_1), N(A_2), \dots, N(A_n)$ είναι στοχαστικά ανεξάρτητες.

β. Υπάρχει μια θετική σταθερά λ , έτσι ώστε για κάθε σύνολο A , το $N(A)$ να ακολουθεί την κατανομή Poisson με παράμετρο $\lambda|A|$, όπου $|A|$ είναι το μήκος του A (μέτρο Lebesgue).

Ετσι αν $A=(s, s+t]$, θα είναι $|A|=t$, οπότε:

$$P(N(A)=k) = \exp(-\lambda t) (\lambda t)^k / k! \quad (3.3.8)$$

Ο παραπάνω ορισμός αναφέρεται από τους Smith και Karr [1983], ενώ στη βιβλιογραφία υπάρχουν και άλλοι (βλ. Papoulis [1965], Waymire και Gupta [1981]). Στην περίπτωση της Poisson, οι χρόνοι πραγματοποίησης $T[1]$ των γεγονότων αναφέρονται στη βιβλιογραφία με τον όρο τυχαία σημεία στο χρόνο (random points in time). Ορισμένες βασικές ιδιότητες της ανέλιξης Poisson δίνονται παρακάτω:

1. Οι χρόνοι διαδοχής $V(n)$ είναι ανεξάρτητες τυχαίες μεταβλητές με κοινή εκθετική συνάρτηση κατανομής:

$$F_{V(n)}(v) = F(v) = 1 - \exp(-\lambda v)$$

2. Η χρονική απόσταση από ένα αυθαίρετο σημείο t_0 , μέχρι το επόμενο τυχαίο σημείο $T(1)$, είναι τυχαία μεταβλητή ανεξάρτητη από το τι συμβαίνει έξω από το διάστημα $(t_0, T(1))$.
3. Η πιθανότητα εμφάνισης ενός τυχαίου σημείου στο διάστημα

$(t, t+dt)$, είναι της τάξης του διαφορικού dt . Η πιθανότητα για παραπάνω από μια εμφανίσεις στο ίδιο διάστημα είναι της τάξης μεγαλύτερου βαθμού στο dt . Οι πιθανότητες αυτές είναι ανεξάρτητες από το τι συμβαίνει έξω από το διάστημα $(t, t+dt)$.

4. Η ένταση της ανέλιξης είναι σταθερή, ίση με λ .
5. Ο συντελεστής διασποράς των χρόνων διαδοχής είναι ίσος με 1. Η συνδιασπορά μεταξύ δυο διαφορετικών χρόνων διαδοχής είναι μηδενική (άμεση συνέπεια της ιδιότητας 1).

Η ιδιότητα 1 αποτελεί ικανή και αναγκαία συνθήκη ώστε μια σημειακή ανέλιξη να είναι ανέλιξη Poisson. Άμεση συνέπεια της ιδιότητας αυτής είναι ότι η εν λόγω ανέλιξη είναι μόνιμη ανανεωτική, δεδομένου ότι άμεσα προκύπτει ότι και η $G(t)$ έχει πάλι εκθετική κατανομή με παράμετρο λ . Σαν συνέπεια της ιδιότητας 2 προκύπτει η ακόλουθη σχέση, που δίνει τη δεσμευμένη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του χρόνου διαδοχής, όταν είναι γνωστό ότι το επόμενο τυχαίο σημείο $T(1)$ έπεται χρονικά ενός δεδομένου σημείου $t_0^* = t_0 + T(1-1)$:

$$f(v|T(1) \geq t_0^*) = f(v|V \geq t_0) = f(v-t_0)$$

Ας σημειωθεί ότι η μόνη συνάρτηση κατανομής που ικανοποιεί την τελευταία σχέση είναι η εκθετική.

Μια γενικότερη περίπτωση της ανέλιξης Poisson προκύπτει αν θεωρηθεί ότι η ένταση λ μεταβάλλεται συναρτήσει του χρόνου (με ντετερμινιστικό τρόπο). Τότε παίρνει τη μορφή:

$$P(N(A)=k) = \exp(-\Lambda(t)) (\Lambda(t))^k / k!$$

όπου $\Lambda(t) = \int_A \lambda(s) ds$

Η τελευταία λέγεται ανομογενής ανέλιξη Poisson (βλ. Waymire και Gupta [1981]).

Η ανέλιξη Poisson έχει χρησιμοποιηθεί πολύ συχνά για την περιγραφή των εμφανίσεων της βροχής, και για την μοντελοποίηση των χρόνων διαδοχής. Οι Todorovic και Venjenich [1969] παρατηρούν ότι οι εμφανίσεις των επεισοδίων βροχής μπορούν να περιγραφούν απ' αυτή την ανέλιξη, αν οριστούν κατάλληλα τα επεισόδια βροχής. Ο Eagleson [1978] χρησιμοποιεί αυτή την ανέλιξη για το μοντέλο του.

Δύο διαφορετικά μοντέλα ανέλιξης Poisson, με διαφορετικές συνοδευτικές ανελίξεις ύψους βροχής, αναπτύσσουν οι Rodriguez-Iturbe κ.λ.π [1948]. Και στα δύο η κύρια ανέλιξη που περιγράφει τις αφίξεις βροχής είναι η ομογενής ανέλιξη Poisson, με ένταση λ , και υποτίθεται ότι η ανέλιξη αυτή είναι ανεξάρτητη από την συνοδευτική ανέλιξη του ύψους βροχής. Το πρώτο, που χαρακτηρίζεται σαν μοντέλο Poisson λευκού θορύβου (Poisson white noise model), στηρίζεται στις πρόσθετες υποθέσεις ότι: (α1) τα επεισόδια βροχής είναι στιγμιαία, και σε κάθε επεισόδιο η αντιστοιχεί ένα ύψος βροχής $X(n)$, και (α2) όλα τα $X(n)$ είναι τυχαίες μεταβλητές ανεξάρτητες και με κοινή κατανομή, την εκθετική, με παράμετρο ν . Το δεύτερο μοντέλο που χαρακτηρίζεται σαν μοντέλο ομοιόμορφων (ή ορθογωνικών) παλμών (rectangular pulses model) ή Μαρκοβιανό, βασίζεται στις εξής υποθέσεις, που καθορίζουν τη συνοδευτική ανέλιξη: (β1) σε κάθε επεισόδιο βροχή η αντιστοιχεί μια διάρκεια βροχής $D(n)$ και μια ομοιόμορφη ένταση βροχής $I(n)$, (β2) οι διάρκειες $D(n)$ είναι τυχαίες μεταβλητές στοχαστικά ανεξάρτητες, με κοινή εκθετική κατανομή με παράμετρο η , (β3) οι εντάσεις $I(n)$ είναι τυχαίες μεταβλητές στοχαστικά ανεξάρτητες, με κοινή εκθετική κατανομή με παράμετρο μ και (β4) οι διάρκειες είναι στοχαστικά ανεξάρτητες από τις εντάσεις. Σημειώνεται ότι στο δεύτερο μοντέλο επιτρέπεται η αλληλοεπικάλυψη των επεισοδίων. Αποδεικνύεται ότι στο μοντέλο αυτό η ανέλιξη έντασης βροχής, θεωρούμενη σε συνεχή χρόνο, έχει Μαρκοβιανή δομή, δηλαδή

$$\text{Cov}[I(t_1), I(t_2)] = R(\tau) = e^{-\eta\tau}, \text{ όπου } \tau = t_2 - t_1 \geq 0$$

και σ' αυτο σφείλεται και ο χαρακτηρισμός του μοντέλου ως Μακροβιανό.

Και τα δύο μοντέλα εφαρμόστηκαν με βάση βροχομετρικά στοιχεία του Κολοράντο και της Βενεζουέλας σε υδρολογικά ομογενείς περιόδους, δηλαδή σε μηνιαία ή εποχιακή βάση. Οι παράμετροι των μοντέλων υπολογίστηκαν με βάση τα στατιστικά χαρακτηριστικά των ημερήσιων και των ωριαίων υψών βροχής. Ο υπολογισμός των παραμέτρων στηρίχτηκε στις ακόλουθες σχέσεις, οι οποίες προέκυψαν θεωρητικά, με βάση τις πιο πάνω υποθέσεις, και δίνουν τις ροπές πρώτης και δεύτερης τάξης του ημερήσιου ή του ωριαίου ύψους βροχής.

α. Για το πρώτο μοντέλο:

$$E[Y] = \lambda \Delta / \nu$$

$$\text{Var}[Y] = 2\lambda \Delta / \nu^2$$

$$\text{Cov}[Y_i, Y_j] = 0, \text{ για } i \neq j$$

β. Για το δεύτερο μοντέλο:

$$E[Y] = \lambda \Delta / \mu \eta$$

$$\text{Var}[Y] = \frac{4\lambda}{\eta^2 \mu^2} (\eta \Delta - 1 + e^{-\eta \Delta})$$

$$\text{Cov}[Y_1, Y_k] = \frac{2\lambda}{\eta^2 \mu^2} (1 - e^{-\eta \Delta})^2 e^{-\eta(k-2)\Delta}, \quad k \geq 2$$

Απο τις δυο τελευταίες προκύπτει ο συντελεστής αυτοσυσχέτισης τάξης 1, αν τεθεί $k=2$:

$$\rho_Y(1) = \frac{(1 - e^{-\eta \Delta})^2}{2(\eta \Delta - 1 + e^{-\eta \Delta})}$$

Στα παραπάνω το γ συμβολίζει το ημερήσιο ή το ωριαίο ύψος βροχής, και το Δ την αντίστοιχη χρονική ισοδιάσταση, δηλ. $\Delta=1$ ημέρα ή 1 ώρα αντίστοιχα. Ας σημειωθεί ότι παρά τον αντικειμενικό τρόπο υπολογισμού των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκε, η παράμετρος λ της βασικής ανέλιξης παίρνει διαφορετικές τιμές, ανάλογα με τη χρονική κλίμακα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό, πράγμα που δείχνει ότι τα μοντέλα δεν μπορούν να θεωρηθούν σαν καθολικά αντιπροσωπευτικά της πραγματικότητας, παρά σαν προσεγγίσεις, κατάλληλες για δεδομένη χρονική κλίμακα. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής τους συγκρίθηκαν με τα πραγματικά δεδομένα σε ότι αφορά τη δομή της αυτοσυσχέτισης. Το πρώτο μοντέλο υστερεί σαφώς, αφού δεν προβλέπει καμιά αυτοσυσχέτιση, ενώ τα πραγματικά δεδομένα έχουν. Το δεύτερο προσαρμόζεται πολύ καλά με τα πραγματικά δεδομένα σε ημερήσια βάση, αλλά αποκλίνει σοβαρά στην ωριαία βάση.

Στην εργασία των Valdes κ.λ.π. [1985], εξετάζονται και πάλι τα δυο μοντέλα Poisson, χωρίς όμως να συγκρίνονται με ιστορικά, αλλά με συνθετικά δεδομένα που προέκυψαν από τη χρήση του πολυδιάστατου μοντέλου των Waymire κ.λ.π [1984]. Τα συμπεράσματα είναι και εδώ ανάλογα, και επιπλέον προέκυψε ότι τα μοντέλα δεν μπορούν να αναπαράγουν με ικανοποιητικό τρόπο την κατανομή των ακροτάτων εντάσεων βροχής, δεδομένου ότι η κατανομή που δίνουν εξαρτάται σαφέστατα από τη χρονική κλίμακα που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των παραμέτρων τους.

3.4 ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΟΥ ΚΡΙΤΗΡΙΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΒΡΟΧΗΣ

3.4.1 Γενικές θεωρήσεις

Ο απλούστερος τύπος ορισμού του επεισοδίου βροχής προκύπτει αν αποκλείσουμε την ύπαρξη στεγνών περιόδων (δηλαδή με μηδενική ένταση βροχής) μέσα σε ένα επεισόδιο, αυτός ο τύπος ορισμού έχει γίνει δεκτός σε αρκετές εργασίες. Ο ορισμός αυτός όμως έχει τρία βασικά μειονεκτήματα που θα αναλύσουμε στη συνέχεια.

Το πρώτο μειονέκτημα είναι η ανακολουθία του ορισμού με το φυσικό φαινόμενο βροχής. Οι Marien και Vandewieil [1986], που ουσιαστικά δέχονται αυτό τον τύπο ορισμού, διακρίνουν τρεις κατηγορίες στεγνών περιόδων, που χαρακτηρίζονται από τη διάρκεια τους, δηλαδή το χρόνο διακοπής της βροχής. Κατατάσσουν, λοιπόν, τους χρόνους διακοπής σε:

α) πολύ μικρούς, από 1 μέχρι 20 περίπου λεπτά, οι οποίοι παρεμβάλλονται μεταξύ καταιγίδων που προέρχονται από τα ίδια σύννεφα,

β) ενδιάμεσους, από 20 λεπτά μέχρι λίγες ώρες, οι οποίοι παρεμβάλλονται μεταξύ καταιγίδων που προέρχονται από διαφορετικά σύννεφα του ίδιου όμως μετεωρολογικού συστήματος μεσοκλίμακας (mesoscale) ή συνοπτικού (synoptic), και

γ) μεγάλους χρόνους οι οποίοι διαχωρίζουν καταιγίδες που ανήκουν σε σαφώς διαφορετικές βροχερές περιόδους. Αλλά, η παραδοχή ότι η εμφάνιση ακόμα και μιας μικρής στεγνής χρονικής περιόδου διάρκειας μερικών λεπτών σημαίνει ότι λήγει ένα επεισόδιο βροχής και ξεκινά ένα άλλο, αφαιρεί από το επεισόδιο βροχής το φυσικό του νόημα, δεδομένου ότι:

(1) η βροχή είναι επιφανειακό φαινόμενο, που όμως μετριέται σημειακά, και έτσι αν το αποτέλεσμα της μέτρησης σε ένα σημείο δώσει μηδενική ένταση, αυτό δεν σημαίνει ότι θα υπήρχε μηδενική ένταση και σε ένα άλλο κοντινό σημείο, ιδίως αν η διάρκεια της μηδενικής έντασης είναι μικρή, και

(2) η εμπειρία δείχνει ότι η σποραδική εμφάνιση μικρών περιόδων με μηδενική ή περίπου μηδενική ένταση είναι συνυφασμένη με το ίδιο το φαινόμενο της βροχόπτωσης, και δεν αποτελεί κάτι το ξεχωριστό, και κατά συνέπεια δεν πρέπει να θεωρείται ότι οριοθετεί αναγκαστικά διαφορετικά επεισόδια. Είναι λοιπόν πολύ πιο λογικό και συνεπές να θεωρηθεί ότι ένα επεισόδιο βροχής αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο μετεωρολογικό σχηματισμό, και κατά συνέπεια μόνο οι στεγνές περίοδοι της παραπάνω κατηγορίας, (γ) ξεχωρίζουν διαφορετικά επεισόδια βροχής, ενώ οι υπόλοιπες εμπεριέχονται μέσα στα επεισόδια βροχής.

Το δεύτερο μειονέκτημα είναι το γεγονός ότι αν εφαρμοστεί αυτός ο ορισμός, τότε η ακολουθία των επεισοδίων βροχής, που σχηματίζεται εμφανίζει μια σαφή στοχαστική εξάρτηση. Έχει αποδειχτεί, (βλ. Δ.Κουτσογιάννης [1988]), ότι τα διαδοχικά ωριαία ύψη εμφανίζουν μια σαφή συσχέτιση μεταξύ τους. Συνεπώς αν θεωρηθεί ότι ο χρόνος διαχωρισμού δυο διαδοχικών επεισοδίων βροχής μπορεί να είναι και μικρότερος από μια ώρα, τότε είναι προφανές ότι τα ωριαία ύψη που ανήκουν σε διαδοχικά επεισόδια θα είναι εξαρτημένα. Για να μπορούν να θεωρηθούν ανεξάρτητα τα ωριαία ύψη διαδοχικών επεισοδίων θα πρέπει να μεσολαβεί ανάμεσα τους ένας χρόνος διακοπής αρκετών ωρών. Για να διαπιστώσουμε την τάξη μεγέθους αυτού του χρόνου, ας θεωρήσουμε σαν παράδειγμα ένα συντελεστή αυτοσυσχέτισης του ωριαίου ύψους της τάξης του 0.40 και ας δεχτούμε ότι η δομή της αυτοσυσχέτισης είναι Μαρκοβιανή. Τότε δυο ωριαία ύψη που διαχωρίζονται από ένα διάστημα μιας ώρας θα έχουν συντελεστή αυτοσυσχέτισης $0.40^2=0.16$, που είναι πολύ μεγάλος για να μπορεί να αγνοηθεί. Αν δεχτούμε ότι η συσχέτιση μπορεί να αγνοηθεί όταν ο αντίστοιχος συντελεστής είναι ≤ 0.01 , τα εν λόγω ωριαία ύψη θα πρέπει να διαχωρίζονται από ένα χρονικό διάστημα τουλάχιστον 4 ωρών, δεδομένου ότι για 4 ώρες ο αντίστοιχος συντελεστής συσχέτισης είναι $0.40^4=0.01$. Συνεπώς για το παραπάνω παράδειγμα, αν θέλουμε να έχουμε στοχαστικά ανεξάρτητη

ακολουθία επεισοδίων βροχής, θα πρέπει να θεωρήσουμε ότι οι στεγνές περιόδους με διάρκεια μικρότερη από 4 ώρες εμπεριέχονται μέσα στα επεισόδια βροχής, και δεν διαχωρίζουν διαφορετικά επεισόδια.

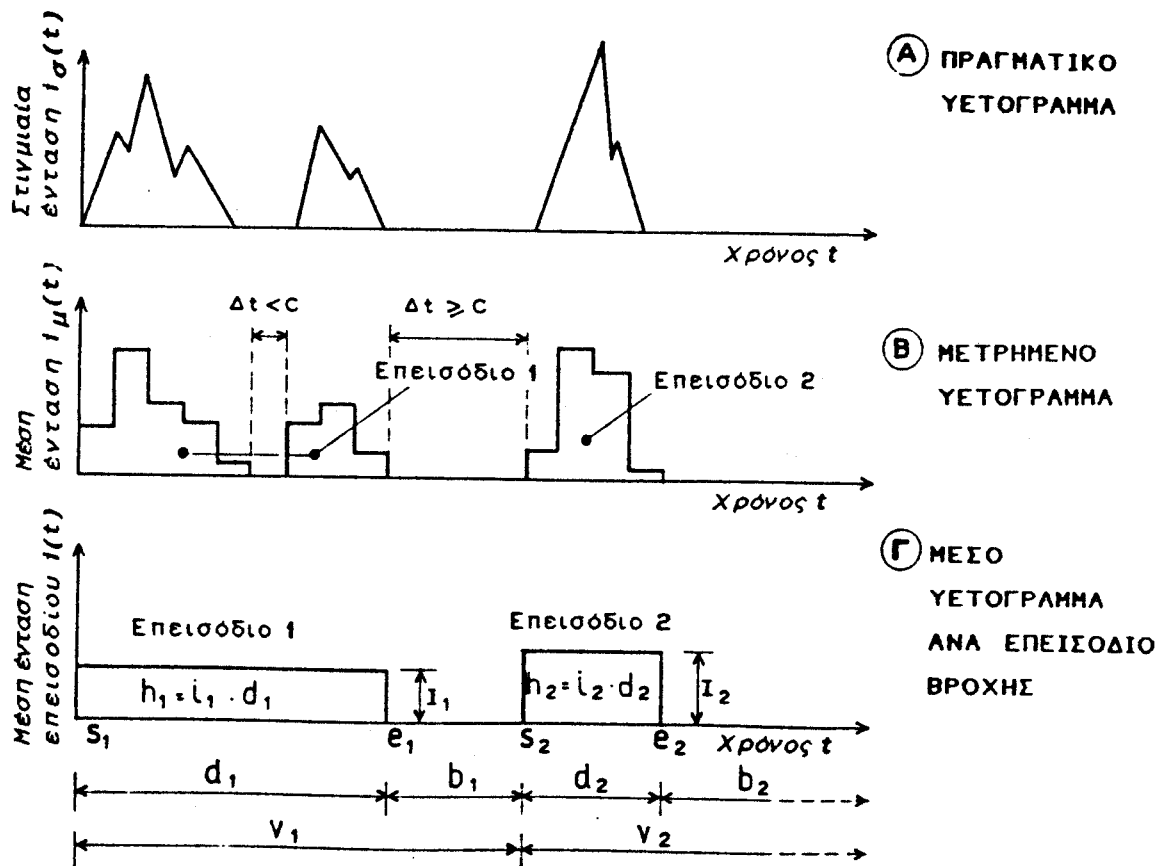
Το τρίτο μειονέκτημα του παραπάνω ορισμού είναι ότι έχει ως συνέπεια μια ανακολουθία στη συνάρτηση κατανομή της έντασης βροχής (σε στιγμιαία ή ωριαία βάση) μέσα στο επεισόδιο. Η ένταση βροχής δεν μετριέται άμεσα αλλά υπολογίζεται από τα βροχογραφήματα (ταινίες βροχογράφων). Η ελάχιστη θετική τιμή που μπορεί να διαπιστωθεί με τα συνήθη μέσα μέτρησης είναι 0.1mm/h, ενώ τιμές κάτω από αυτό το όριο μεταφράζονται ως μηδενικές. Επειδή η ένταση είναι συνεχής μεταβλητή ο Δ. Κουτσογιάννης [1988] θεώρησε ότι η ένδειξη ($I^*=0.1$) αντιστοιχεί σε κάποιο διάστημα μεταβολής της συνεχούς μεταβλητής I , έστω το $[0.05, 0.15]$ και αντιστοιχεί η ένδειξη ($I^*=0$) αντιστοιχεί στο διάστημα $[0, 0.05]$. Εξετάζοντας την εμπειρική κατανομή της I (π.χ. σε μέση ωριαία βάση), με βάση κάποιο ιστορικό δείγμα όπως αυτά που χρησιμοποιούνται στην εργασία αυτή διαπιστώσε ότι: (α) η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f_I(I)$ είναι παντού φθίνουσα, με πιο έντονο ρυθμό μεώσης στις μικρότερες τιμές του I , και (β) η πιθανότητα $F_1 = F_I(I^*=0.1) = F_I(0.05 \leq I \leq 0.15)$ έχει μια τιμή της τάξης του 10%-20%. Συνεπώς περίμενε ότι η πιθανότητα $F_0 = F_I(I^*=0) = F_I(0 \leq I \leq 0.05)$ θα πρέπει να έχει την ίδια περίπου τάξη μεγέθους, και πάντως ότι ισχύει $F_0 > F_1/2$ (επειδή η $f_I(I)$ είναι φθίνουσα). Ας σημειωθεί ότι στο παραπάνω συμπέρασμα κατέληξε χωρίς να υποθέσει ότι υπάρχει ασυνέχεια στην κατανομή της I , και βέβαια μια τέτοια υπόθεση θα μεγάλωνε ακόμα περισσότερο την τιμή της F_0 . Μετά τον παραπάνω συλλογισμό οδηγήθηκε στο συμπέρασμα ότι η παρουσία περιόδων με μηδενική ένταση μέσα στο επεισόδιο βροχής είναι επιβεβλημένη, αφού η πιθανότητα F_0 πρέπει να είναι σημαντικά διάφορη του μηδενός.

Για να αποφευχθούν τα παραπάνω προβλήματα, στην εργασία αυτή έγινε δεκτός ένας ορισμός που δεν αποκλείει την παρουσία περιόδων μηδενικής έντασης μέσα στο επεισόδιο βροχής. Ένας τέτοιος ορισμός δημιουργεί μια βασική δυσκολία στον προσδιορισμό των επεισοδίων βροχής, σε ένα ιστορικό δείγμα, δεδομένου ότι δεν είναι πλέον σαφές αν μια στεγνή περίοδος εντάσσεται μέσα σε ένα επεισόδιο ή διαχωρίζει δύο διαδοχικά επεισόδια. Η απλούστερη σχετική υπόθεση για τον καθορισμό των επεισοδίων είναι η υπόθεση του σταθερού χρονικού διαχωρισμού. Σύμφωνα με αυτή δυο διαδοχικές χρονικές περίοδοι μη μηδενικής βροχόπτωσης ανήκουν σε διαφορετικά επεισόδια όταν διαχωρίζονται από μια στεγνή περίοδο μεγαλύτερη ή ίση από μια κρίσιμη χρονική διάρκεια, c , που την ονομάζουμε χρόνο διαχωρισμού. Η υπόθεση αυτή έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στη βιβλιογραφία, και έγινε αποδεκτή και στην εργασία αυτή, αν και είναι σε ένα βαθμό αυθαίρετη. Η συμβολή αυτής της εργασίας είναι η επιβεβαίωση του κριτηρίου για τον καθορισμό του c , που έχει εισάγει ο Δ.Κουτσογιάννης [1988].

Σχηματικά ο προσδιορισμός των επεισοδίων βροχής, με βάση την παραπάνω υπόθεση του σταθερού χρόνου διαχωρισμού, c , απεικονίζεται στο σχήμα 3.1. Για διευκρίνιση του σχήματος, αξιωματικά σημειωθεί ότι το πραγματικό υετόγραμμα (Α) δεν μετρείται ποτέ, δεδομένου ότι η μέτρηση που πραγματοποιείται αναφέρεται στο ύψος βροχής, και όχι στη στιγμιαία ένταση. Έτσι η ένταση μπορεί να καθοριστεί μόνο με τη μορφή μέσων τιμών, ανά καθορισμένη χρονική ισοδιάσταση (υετόγραμμα (Β)). Η ισοδιάσταση αυτή εξαρτάται από τη διαθέσιμη ευκρίνεια του αρχικού βροχογραφήματος και από την επιθυμητή ακρίβεια, και στην εργασία αυτή έχει ληφθεί ίση με 1 ώρα.

Με τη βοήθεια του σχήματος 3.1 ορίζονται οι ακόλουθες μεταβλητές που χαρακτηρίζουν το επεισόδιο βροχής.

1. Οι χρόνοι έναρξης, S_j , και λήξης, E_j , του επεισοδίου.
2. Οι χρονικές μεταβλητές του, ήτοι η διάρκεια του, D_j , ο χρόνος διακοπής της βροχής, B_j , που το χωρίζει από το επόμενο επεισόδιο, και ο χρόνος διαδοχής, V_j , που μεσολαβεί από την έναρξη του επεισοδίου μέχρι την έναρξη του επόμενου επεισοδίου.
3. Το ύψος βροχής, H_j , και η μέση ένταση βροχής, I_j , του επεισοδίου.



Σχήμα 3.1.: Τρόπος σχηματισμού και χαρακτηριστικά των επεισοδίων βροχής.

Οι μεταβλητές αυτές ακολουθούν τις εξής προφανείς σχέσεις:

$$D_j + B_j = V_j \quad (3.4.1)$$

$$0 < D_j \leq V_j - c \quad (3.4.2)$$

$$c \leq B_j < V_j \quad (3.4.3)$$

$$V_j > c \quad (3.4.4)$$

$$H_j = I_j D_j \quad (3.4.5)$$

$$H_j > 0 \quad (3.4.6)$$

$$I_j > 0 \quad (3.4.7)$$

Εκτός από τις μεταβλητές αυτές που αναφέρονται στο συνολικό επεισόδιο, μας ενδιαφέρουν και οι επί μέρους εντάσεις των N_j χρονικών ισοδιαστάσεων του κάθε επεισοδίου j . Επειδή στην εργασία αυτή η χρονική ισοδιάσταση είναι $1h$, θα είναι $N_j = D_j$, (αν το D_j μετριέται σε ώρες), και οι εν λόγω εντάσεις ταυτίζονται αριθμητικά με τα ωριαία ύψη βροχής, $X_{j,1}$ ($1=1, \dots, N_j$).

3.4.2 Θεωρητική βάση του κριτηρίου διαχωρισμού

Όπως έχει αναφερθεί και προηγούμενα, ο πιο αποτελεσματικός ορισμός των επεισοδίων βροχής, είναι αυτός που καθιστά τα επεισόδια βροχής ανεξάρτητα μεταξύ τους, με την έννοια ότι οποιαδήποτε στοχαστική μεταβλητή, συνυφασμένη με ένα επεισόδιο βροχής, είναι στοχαστικά ανεξάρτητη από κάθε στοχαστική μεταβλητή συνυφασμένη με οποιοδήποτε προηγούμενο ή επόμενο επεισόδιο. Έτσι το κριτήριο για το διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής μπορεί κατ' αρχήν να βασιστεί στη μελέτη της στοχαστικής ανεξαρτησίας μιας μεταβλητής αναφοράς. Δυστυχώς οι μεταβλητές που χαρακτηρίζουν συνολικά ένα επεισόδιο βροχής, όπως η διάρκεια ή το συνολικό ύψος βροχής του επεισοδίου δεν είναι κατάλληλες για να χρησιμεύσουν ως μεταβλητές αναφοράς. Από μερικούς προκαταρκτικούς ελέγχους φάνηκε ότι οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των συνολικών υψών βροχής διαδοχικών επεισοδίων δεν είναι σημαντικοί, ακόμα και όταν δυο διαδοχικά επεισόδια παρουσιάζουν εμφανή στοχαστική εξάρτηση (π.χ. αν θεωρηθεί χρόνος διαχωρισμού ίσος

με 1 ώρα). Αντίθετα, με τη χρησιμοποίηση του ωριαίου ύψους βροχής ως μεταβλητής αναφοράς για τον έλεγχο της στοχαστικής εξάρτησης, θα είχαμε καλύτερα αποτελέσματα, αφού η εξάρτηση μεταξύ διαδοχικών επεισοδίων βροχής είναι σαφέστερη, και συνεπώς μπορεί να ελεγχθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια. Όμως στην τελευταία περίπτωση το κριτήριο μας θα ήταν αρκετά πολύπλοκο, αφού θα είμασταν υποχρεωμένοι να μελετήσουμε την εσωτερική δομή του επεισοδίου βροχής (ενώ αυτό που θέλουμε είναι να καθορίσουμε τα όρια του).

Μετά τα παραπάνω διαφαίνεται ότι η απλούστερη και πιο αξιόπιστη λύση για την αναγνώριση των επεισοδίων βροχής και την διατύπωση του σχετικού κριτηρίου, μπορεί να δοθεί από την θεωρία των τυχάιων σημείων στο χρόνο. Η ιδέα στην οποία στηρίζεται η λύση αυτή θεμελιώνεται στην ακόλουθη εύλογη πρόταση: Αν ο χρόνος εμφάνισης ενός επεισοδίου βροχής, μετρούμενος από κάποια αυθαίρετη χρονική στιγμή t_0 , τότε και κάθε μεταβλητή συνυφασμένη με το επεισόδιο είναι ανεξάρτητη από ότι έχει συμβεί πριν από τη χρονική στιγμή t_0 , τότε και κάθε μεταβλητή συνυφασμένη με το επεισόδιο είναι ανεξάρτητη από ότι έχει συμβεί πριν από τη χρονική στιγμή t_0 , άρα και από οποιαδήποτε μεταβλητή ενός προηγούμενου επεισοδίου (υπό την προϋπόθεση βέβαια ότι το προηγούμενο επεισόδιο έχει εμφανιστεί πριν από τη στιγμή t_0). Αλλά το πρώτο σκέλος της πρότασης σημαίνει ότι οι χρόνοι εμφάνισης των επεισοδίων σχηματίζουν μια ανέλιξη Poisson.

Στη γενική περίπτωση το να ελεγχθεί αν μια ακολουθία σημείων στο χρόνο αποτελεί ανέλιξη Poisson είναι αρκετά απλό: Αρκεί οι χρόνοι διαδοχής να είναι ανεξάρτητες τυχαίες μεταβλητές με κοινή εκθετική συνάρτηση κατανομής. Στην περίπτωση των επεισοδίων βροχής όμως υπάρχει μια δυσκολία που οφείλεται στο γεγονός ότι τα επεισόδια έχουν πεπερασμένα (και όχι στιγμιαία) διάρκεια, ή ισοδύναμα, στην παρουσία δύο ομάδων τυχαίων σημείων στο χρόνο, των χρόνων έναρξης (S_j) και των χρόνων λήξης (E_j) των επεισοδίων. Το πρόβλημα μπορεί να αντιμετωπιστεί με δυο μεθόδους:

Πρώτη μέθοδος, βασισμένη στους χρόνους διαδοχής

Υποθέτουμε ότι η ακολουθία των σημείων έναρξης των επεισοδίων, S_j (ή ισοδύναμα των χρόνων λήξης, E_j) αποτελεί ανέλιξη Poisson. Ελέγχουμε την υπόθεση αυτή μέσω της ισοδύναμης υπόθεσης ότι η κατανομή του χρόνου διαδοχής, v_j , είναι εκθετική. Μια βασική ιδιότητα που έχει η κατανομή του χρόνου διαδοχής σ' αυτή την περίπτωση είναι η ιδιότητα της απουσίας μνήμης του χρόνου διαδοχής, που μαθηματικά εκφράζεται με την ακόλουθη σχέση:

$$f(v_j | S_j \geq t_0) = f(v_j | v_j \geq t_0) = f(v_j - t_0) \quad (3.4.8)$$

όπου $t_0 = t_0 + S_{j-1}$ είναι μια αυθαίρετη χρονική στιγμή μετά την έναρξη του επεισοδίου $j-1$ (με $t_0 \geq 0$), και η $f(\cdot)$ συμβολίζει συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας.

Δεύτερη μέθοδος, βασισμένη στους χρόνους διακοπής

Η απαίτηση της απουσίας μνήμης μπορεί να διατυπωθεί με βάση το χρόνο διακοπής της βροχής. Στην περίπτωση αυτή η σχέση () παίρνει τη μορφή:

$$f(b_j | S_j \geq t_0^*) = f(b_j | B_j \geq t_0^*) = f(b_j - t_0^*) \quad (3.4.9)$$

όπου $t_0^* = t_0^* + e_{j-1}$ μια αυθαίρετη χρονική στιγμή μετά τη λήξη του επεισοδίου $j-1$ (με $t_0^* \geq 0$).

Η σχέση (3.4.9) συνεπάγεται ότι η κατανομή του χρόνου διακοπής είναι εκθετική, και συνεπώς αυτό είναι που θα πρέπει να ελεγχθεί, προκειμένου να θεωρηθούν τα επεισόδια βροχής ανεξάρτητα.

Η θεωρητική διαφορά των δυο μεθόδων είναι ότι στην πρώτη δεν λαμβάνεται υπ' όψη η σχετική θέση των χρόνων λήξης των επεισοδίων βροχής όταν εξετάζονται οι χρόνοι έναρξης, ενώ στη δεύτερη γίνεται ταυτόχρονη θεώρηση και των δύο ακολουθιών τυχαίων σημείων. Παρ' όλα αυτά η δεύτερη μέθοδος είναι

απλούστερη στην εφαρμογή από την πρώτη. Και οι δύο μέθοδοι απαιτούν επαναληπτικούς στατιστικούς ελέγχους, για δοκιμαστικές τιμές του χρόνου διαχωρισμού, c , αλλά σε κάθε δοκιμή η χρονοσειρά των χρόνων διακοπής σχηματίζεται με απλούστερο τρόπο από την αντίστοιχη χρονοσειρά των χρόνων διαδοχής.

Η βασική εργασία των Restero-Fosada και Eagleson [1981] στηρίχτηκε αποκλειστικά στη δεύτερη μέθοδο. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η πρώτη μέθοδος, που δίνει καλύτερα αποτελέσματα.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι οι δύο μέθοδοι δεν είναι θεωρητικά ισοδύναμες. Ο Δ.Κουτσογιάννης εξετάζοντας αναλυτικά το θέμα αυτό, κατέληξε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

1. Αν οι χρόνοι διαδοχής V_j κατανομονται εκθετικά, με παράμετρο ω , και οι μεταβλητές "διάρκεια βροχής, D_j " και "χρόνος διακοπής, B_j έχουν συνεχείς περιθώριες συναρτήσεις κατανομής τότε οι μεταβλητές D_j και B_j είναι στοχαστικά εξαρτημένες. Επί πλέον, αν και η κατανομή των B_j είναι εκθετική με παράμετρο $\beta > \omega$, τότε η υπό συνθήκη συνάρτηση κατανομής $F_{D_j|B_j}(d_j, b_j)$ παρουσιάζει ασυνέχεια, η οποία για $b_j=0$ εμφανίζεται στη θέση $d_j=0$ και έχει μέγεθος $\rho = \omega/\beta$.
2. Αν οι μεταβλητές D_j και B_j είναι στοχαστικά ανεξάρτητες και οι μεταβλητές V_j και B_j κατανομονται εκθετικά, με παράμετρους ω και β , αντίστοιχα, τότε η συνάρτηση κατανομής της μεταβλητής D_j παρουσιάζει ασυνέχεια στο σημείο ($d_j=0$) με μέγεθος $\rho = \omega/\beta$.

Δεδομένου ότι στην πράξη ισχύει $E[V_j] \approx E[B_j]$, θα είναι $\beta \approx \omega$ και συνεπώς η ασυνέχεια θα έχει μέγεθος $\rho \approx 1$. Αυτό σημαίνει είτε ότι οι μεταβλητές D_j και B_j είναι πολύ έντονα στοχαστικά εξαρτημένες (στην παραπάνω περίπτωση 1), είτε ότι η μεταβλητή D_j πρακτικά παίρνει μόνο μηδενικές τιμές, αφού $Pr(D_j=0) \approx 1$ (στην περίπτωση 2). Αφού καμιά από τις δύο εκδοχές δεν είναι σωστή, συμπεραίνουμε ότι δεν μπορούν οι μεταβλητές V και B να

ακολουθούν ταυτόχρονα εκθετικές κατανομές, άρα οι δυο παραπάνω μέθοδοι δεν είναι ισοδύναμες (βλ. και Waymire και Gupta [1981α]).

Ένα άλλο θεωρητικό πρόβλημα που ανακύπτει είναι το γεγονός ότι οι μεταβλητές B_j και V_j είναι κάτω φραγμένες από το χρόνο διαχωρισμού c , ενώ η ανέλιξη Poisson δεν προβλέπει τέτοια περίπτωση. Το πρόβλημα αυτό μπορεί να ξεπεραστεί με τις θεωρήσεις που γίνονται παρακάτω.

Όταν χρησιμοποιείται η πρώτη μέθοδος, η βασισμένη στους χρόνους διαδοχής, τότε μπορούμε να αντιστοιχίσουμε την εμφάνιση των επεισοδίων βροχής με μια ιδεατή ανέλιξη Poisson, με τον ακόλουθο τρόπο:

α. Η ακολουθία των χρόνων έναρξης των επεισοδίων βροχής, $(S_j, j=1,2,\dots)$, αντιπροσωπεύεται από μια ιδεατή ανέλιξη Poisson, $(\Sigma_k, k=1,2,\dots)$.

β. Ένα σημείο Σ_k θεωρείται ότι αντιστοιχεί στη γέννηση ενός επεισοδίου βροχής, μόνο όταν η απόσταση του από το προηγούμενο σημείο Σ_{k-1} , είναι μεγαλύτερη από c .

Με αυτές τις προϋποθέσεις έχει αποδειχτεί (Κουτσογιάννης 1988), ότι η κατανομή των χρόνων διαδοχής είναι φραγμένη εκθετική, ήτοι:

$$f_V(v) = \omega e^{-\omega(v-c)}, \quad F_V(v) = 1 - e^{-\omega(v-c)} \quad (3.4.10)$$

Όταν χρησιμοποιείται η δεύτερη μέθοδος, η αντιμετώπιση του προβλήματος είναι απλούστερη. Θεωρούμε (προσωρινά) ότι το j επεισόδιο βροχής τερματίζεται τη χρονική στιγμή $E'_j = E_j + c$ (ας σημειωθεί ότι δεν μπορεί να ξεκινήσει το επόμενο επεισόδιο βροχής, $j+1$, πριν από τη στιγμή E'_j), και έστω $B'_j = S_{j+1} - E'_j$. Αν τώρα αναδιατυπώσουμε τη συλλογιστική της σχέσης (3.4.9), με σημεία τερματισμού των επεισοδίων τα E'_j , οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η κατανομή του B' είναι εκθετική, δηλαδή:

$$f_{B'}(b') = \beta e^{-\beta b'}$$

Αν επανέλθουμε στην κανονική μεταβλητή B , και χρησιμοποιήσουμε την προφανή σχέση $B=B'+c$, από την παραπάνω παίρνουμε:

$$f_B(b) = \beta e^{-\theta(b-c)}, F_B(b) = 1 - e^{-\theta(b-c)} \quad (3.4.11)$$

Συνεπώς και στη δεύτερη μέθοδο η προς έλεγχο συνάρτηση κατανομής είναι φραγμένη εκθετική.

Πάντως θα πρέπει να σημειωθεί ότι, ανεξάρτητα από το ποια από τις δύο μεθόδους θα ακολουθήσουμε, δεν θα πρέπει να περιμένουμε ότι η ανάλυση Poisson συμφωνεί πλήρως με τα πραγματικά δεδομένα, αλλά ότι αποτελεί μια ικανοποιητική προσεγγιστική περιγραφή τους. Σύμφωνα με τους Cox και Lewis (βλ. Restepo-Posada και Eagleson [1982]) "κανένα πραγματικό φαινόμενο δεν μπορεί να αναμένεται ότι βρίσκεται σε πλήρη συμφωνία με την ανάλυση Poisson".

3.4.3 Έλεγχος της προσαρμογής της ανάλιξης Poisson

Ο έλεγχος της προσαρμογής της ανάλιξης Poisson στα εμπειρικά δεδομένα προϋποθέτει ότι τα δεδομένα προέρχονται από ενιαίο πληθυσμό. Στην εργασία αυτή θεωρήθηκε ότι η χρησιμοποίηση δεδομένων από ένα συγκεκριμένο ημερολογιακό μήνα εξασφαλίζει την ομογένεια του δείγματος που σχηματίζεται. Αυτό σημαίνει, βέβαια, ότι για κάθε μήνα θα πρέπει να υπολογίζεται άλλη τιμή του χρόνου διαχωρισμού, c . Σε άλλες εργασίες (π.χ. Restepo-Posada και Eagleson [1982]) ο χρόνος διαχωρισμού θεωρείται ενιαίος για όλο το έτος, και για τους σχετικούς ελέγχους λαμβάνονται ταυτόχρονα τα δεδομένα όλων των μηνών. Στην παρούσα όμως εργασία, διαπιστώθηκε ότι, αν ο χρόνος διαχωρισμού υπολογιστεί χωριστά για κάθε μήνα, τότε οι τιμές του εμφανίζουν σημαντικές διαφορές κατά τη διάρκεια του έτους, και είναι μεγαλύτερες αυτές των θερινών μηνών, και μικρότερες των χειμερινών. Είναι δε, δυνατή μια ομαδοποίηση των τιμών, σε εποχιακή βάση (βλ. παρ.4.5).

Οι χρονοσειρές των μεταβλητών V και B μπορεί να προκύψουν από ένα ιστορικό δείγμα μόνο όταν είναι γνωστή η τιμή του χρόνου διαχωρισμού. Για το λόγο αυτό η διαδικασία καθορισμού του c είναι αναγκαστικά επαναληπτική. Ο σχετικός αλγόριθμος περιλαμβάνει:

- 1) υπόθεση μιας δοκιμαστικής τιμής του c ,
- 2) σχηματισμό του δείγματος της μεταβλητής V και B (ανάλογα με το ποια μέθοδος ακολουθείται), και
- 3) έλεγχος της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής στο δείγμα. Ο έλεγχος της στοχαστικής ανεξαρτησίας μεταξύ των διαδοχικών τιμών του δείγματος μπορεί να παραλειφθεί, μια που αυτή μπορεί να θεωρηθεί ως δεδομένη για οποιαδήποτε τιμή του c (όπως έδειξαν ορισμένοι προκαταρκτικοί έλεγχοι).

Στο σχήμα 3.2 (είναι παρμένο από την εργασία του Δ. Κουτσογιάννη " Μοντέλα επιμερισμού σημειακής βροχόπτωσης ") απεικονίζεται η μεταβολή της εμπειρικής συνάρτησης κατανομής

της μεταβλητής V , συναρτήσει της μεταβολής του χρόνου διαχωρισμού, σε σύγκριση και με τη φραγμένη εκθετική κατανομή. Εκεί μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι για μικρές τιμές του c υπάρχει μεγάλη απόκλιση της εμπειρικής από την εκθετική κατανομή, ενώ για μεταλύτερες τιμές αυτές συγκλίνουν. Τέλος, για πολύ υψηλές τιμές του c , παρατηρείται και πάλι αύξουσα απόκλιση της εμπειρικής από την εκθετική κατανομή. Το γεγονός αυτό εξασφαλίζει την επιτυχία της επιχειρούμενης μεθόδου καθορισμού του c , με βάση το θεωρητικό σχήμα που αναπτύχθηκε στην προηγούμενη υποπαράγραφο. Παρόμοια συμβαίνουν και με την εμπειρική κατανομή της μεταβλητής B , αλλά εδώ η σύγκλιση προς την εκθετική κατανομή παρατηρείται για υψηλότερες τιμές του χρόνου διαχωρισμού.

Η προσφορότερη μέθοδος ελέγχου της προσαρμογής της εμπειρικής κατανομής της V ή της B προς την εκθετική κατανομή, διαπιστώθηκε ότι είναι η μέθοδος Κολμογκόροφ-Σμίρνοφ. Η σχετική παράμετρος Δ είναι πολύ καλό μέτρο της προσαρμογής, και τα αποτελέσματα των σχετικών υπολογισμών έδειξαν να υπάρχει καλή αντιστοιχία της μεταβολής της με την εμφανιζόμενη μεταβολή της προσαρμογής της εμπειρικής κατανομής προς την εκθετική. Αυτό δεν συμβαίνει με την παράμετρο χ^2 , του αντίστοιχου ελέγχου, που επίσης δοκιμάστηκε σε προκαταρκτικό επίπεδο.

Η παράμετρος Δ των Κολμογκόροφ-Σμίρνοφ ορίζεται από τη σχέση

$$\Delta = \max\{|F_N(x_i) - F(x_i)|, i=1, 2, \dots, N\} \quad (3.4.12)$$

όπου $F(x)$ είναι η θεωρητική συνάρτηση κατανομής (στην προκειμένη περίπτωση η (3.4.10) ή η (3.4.11), N το μέγεθος του δείγματος, και $F_N(x)$ η εμπειρική συνάρτηση κατανομής που ορίζεται από τη σχέση

$$F_N(x) = k(x)/N$$

όπου $k(x)$ είναι ο αριθμός των στοιχείων στο δείγμα που είναι μικρότερα ή ίσα με την τιμή x .

Με δεδομένη την τιμή της παραμέτρου Δ , μπορεί να υπολογιστεί η τιμή του επιπέδου σημαντικότητας α , για την αποδοχή της κατανομής $F(x)$ (μηδενική υπόθεση). Ο υπολογισμός μπορεί να γίνει από την ακόλουθη σχέση που ισχύει για μεγάλες τιμές του $N (> 35)$ (βλ. Kottegodal[1980]):

$$\alpha = 1 - L(z) = 1 - \frac{(\Delta\pi)^{1/2}}{z} \sum_{k=1}^{\infty} \exp\left[-\frac{(\Delta k - 1)^2 \pi^2}{8z^2}\right] \quad (3.4.13)$$

όπου

$$z = N^{1/2} \Delta$$

Αν $N \geq 35$ τότε το α δίνεται από στατιστικούς πίνακες.

Το γεγονός ότι η αυστηρή διατύπωση του ελέγχου Κολμογκόροφ-Σμίρνοφ προϋποθέτει την πλήρη ανεξαρτησία της θεωρητικής συνάρτησης κατανομής από τον ελεγχόμενο δείγμα, και κατά συνέπεια προϋποθέτει ότι οι παράμετροι της κατανομής δεν υπολογίζονται από το δείγμα, δεν είναι σοβαρό μειονέκτημα για την περίπτωση που εξετάζουμε, γιατί:

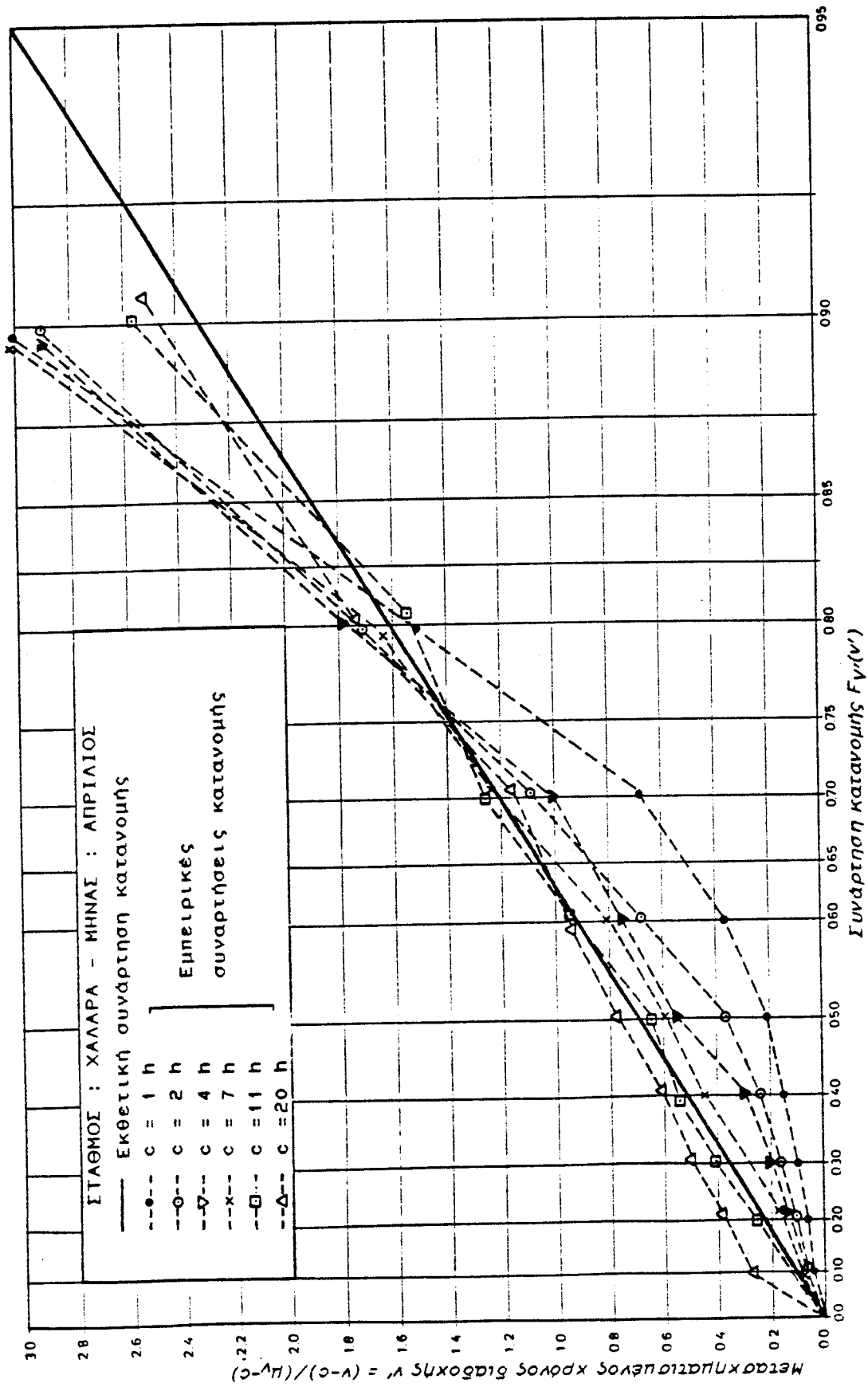
- 1) τα δείγματα έχουν πολύ μεγάλο πλήθος στοιχείων,
- 2) η εκθετική κατανομή έχει μόνο μια παράμετρο, και
- 3) το επίπεδο εμπιστοσύνης που τελικά χρησιμοποιείται είναι αρκετά μεγαλύτερο από τη συνήθη τιμή του 5%. Επιπλέον, στην περίπτωση της μεθόδου που στηρίζεται στους χρόνους διαδοχής, η παράμετρος ω δεν είναι απαραίτητο να υπολογίζεται άμεσα από τη μέση τιμή του δείγματος, με τη σχέση

$$\omega = (\mu_V - c)^{-1} \quad (3.4.14)$$

αλλά μπορεί να υπολογιστεί με έμμεσο τρόπο, από τη σχέση

$$\omega = \left(\frac{\tau \nu}{N} - c \right)^{-1} \quad (3.4.15)$$

όπου N είναι το μέγεθος του δείγματος, ν είναι το πλήθος των ετών τα οποία καλύπτει το δείγμα και τ_μ είναι η ετήσια διάρκεια της περιόδου στην οποία αναφέρονται τα δεδομένα που εξετάζονται (στην προκειμένη περίπτωση 1 μήνας, εκφρασμένος σε ώρες).



Σχήμα 3.2.: Μεταβολή της εμπειρικής συνάρτησης κατανομής του χρόνου διαδοχής, v , συναρτ. του χρόνου διακωρισμού, c .

4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗΣ
ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΒΡΟΧΗΣ

4.1. ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ

Η υδρολογική λεκάνη στην οποία στηρίχθηκε η εργασία αυτή, είναι η υπολεκάνη του Αλιάκμονα ανάντη της Γέφυρας Κορομπλιάς.

Τα βροχομετρικά δεδομένα αφορούν τις θέσεις-σταθμούς:

Δενδροχώρι

Βυσσινιά

Τρίβουνο

Χαλαρά

Τα βροχομετρικά δεδομένα προέκυψαν από αποκωδικοποίηση των βροχογραφημάτων των τεσσάρων σταθμών σε ωριαία βάση. Δεν υπάρχουν βροχομετρικά δεδομένα για τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο, Φεβρουάριο και Μάρτιο.

4.2. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΕ ΣΗΜΕΙΑΚΗ ΒΑΣΗ

Στην εργασία αυτή, όπως, έχει αναφερθεί, γίνεται δεκτός ένας ορισμός επεισοδίου βροχής που δεν αποκλείει την ύπαρξη περιόδων μηδενικής έντασης μέσα στο επεισόδιο βροχής. Άρκεί, βέβαια, οι χρονικές περίοδοι μηδενικής έντασης να είναι μικρότερες από μια κρίσιμη διάρκεια, C , που την ονομάζουμε χρόνο διαχωρισμού.

Ο πιο αποτελεσματικός ορισμός των επεισοδίων βροχής, είναι αυτός που καθιστά τα επεισόδια βροχής ανεξάρτητα μεταξύ τους, με την έννοια ότι οποιαδήποτε στοχαστική μεταβλητή, συνυφασμένη με ένα επεισόδιο βροχής, είναι στοχαστικά ανεξάρτητη από κάθε στοχαστική μεταβλητή συνυφασμένη με οποιοδήποτε προηγούμενο ή επόμενο επεισόδιο.

Το κριτήριο για το διαχωρισμό των επεισοδίων βροχής, στην παρούσα εργασία, βασίζεται στην μελέτη της στοχαστικής ανεξαρτησίας της μεταβλητής "Χρόνος άφιξης βροχής". Ειδικότερα υποθέτουμε ότι η ακολουθία των σημείων έναρξης των επεισοδίων, S_j , αποτελεί ανέλιξη Poisson. Ελέγχουμε την υπόθεση αυτή μέσω της ισοδύναμης υπόθεσης ότι η κατανομή του χρόνου άφιξης (διαδοχής) είναι εκθετική (βλ. παρ. 3.4.2 μέθοδος βασισμένη στους χρόνους διαδοχής).

Ο έλεγχος προσαρμογής της εμπειρικής κατανομής της μεταβλητής "Χρόνος άφιξης βροχής" προς την εκθετική κατανομή γίνεται με τη μέθοδο Κολμογκόροφ-Σμίρνοφ.

Η εφαρμογή της στατιστικής αναγνώρισης του επεισοδίου βροχής ξεχωριστά για κάθε έναν από τους τέσσερις σταθμούς δεδομένων (εφαρμογή σε σημειακή βάση), αποτελεί απλοποίηση του προβλήματος εντοπισμού του επεισοδίου βροχής, αφού η βροχή είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει σε επιφανειακή βάση.

Στο μεγαλύτερο μέρος της εργασίας έγινε χρησιμοποίηση δεδομένων από έναν συγκεκριμένο ημερολογιακό μήνα, κι αυτό για να εξασφαλισθεί η ομογένεια του δείγματος που

σχηματίζεται. Η ομογένεια του δείγματος είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον έλεγχο της ανέλιξης Poisson στα εμπειρικά δεδομένα.

Στην παράγραφο 4.5 γίνεται διερεύνηση της χρονικής κλίμακας εφαρμογής του κριτηρίου.

Οι χρονοσειρές της μεταβλητής "Χρόνος άφιξης βροχής" προκύπτουν από το ιστορικό δείγμα μόνο όταν είναι γνωστή η τιμή του χρόνου διαχωρισμού. Για το λόγο αυτό η διαδικασία καθορισμού του C είναι αναγκαστικά επαναληπτική.

Ο σχετικός αλγόριθμος περιλαμβάνει τα εξής βήματα:

- (α) υπόθεση μιας δοκιμαστικής τιμής του χρόνου διαχωρισμού C.
- (β) σχηματισμός του δείγματος της μεταβλητής "Χρόνος Αφιξης Βροχής".
- (γ) έλεγχος της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής στο δείγμα.

Ο έλεγχος της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής στο δείγμα περιλαμβάνει:

1. Εκτίμηση της μέσης τιμής, της διασποράς, της τυπικής απόκλισης και του συντελεστή διασποράς, της μεταβλητής "Χρόνος Αφιξης Βροχής" με τη θεώρηση ότι η μέση τιμή δίδεται από τον τύπο:

$$\text{μέση τιμή: } \mu = N_e * M * 24 / N \quad (\text{αυστηρή θεώρηση})$$

όπου N_e : έτη παρατηρήσεων
 M : αριθμός ημερών
 N : μέγεθος δείγματος

2. Εκτίμηση της μέσης τιμής, της διασποράς, της τυπικής απόκλισης και του συντελεστή διασποράς της μεταβλητής "Χρόνος Αφίξης Βροχής" με τη θεώρηση ότι η μέση τιμή δίδεται από τον τύπο:

$$\text{μέση τιμή: } \mu = \Sigma \chi_i / N \quad (\text{ελαστική θεώρηση})$$

όπου $\Sigma \chi_i$: το άθροισμα των χρόνων άφιξης του δείγματος

N : το μέγεθος του δείγματος

3. Μετασχηματισμός του χρόνου άφιξης t , σύμφωνα με τον τύπο:

$$z = (t - C) / (\mu - C)$$

όπου μ : μέση τιμή δείγματος
(αυστηρής ή ελαστικής περιπτώσεως)
 C : χρόνος διαχωρισμού επεισοδίων βροχής.

4. Εύρεση της εμπειρικής συνάρτησης κατανομής:

$$F_e = i / N$$

όπου i : αύξων αριθμός δεδομένης τιμής στο δείγμα
 N : μέγεθος δείγματος

5. Εύρεση της θεωρητικής εκθετικής συνάρτησης κατανομής:

$$F\theta = 1 - \exp(-z)$$

όπου z : μετασχηματισμός χρόνος άφιξης

6. Εύρεση της μεγαλύτερης κατ' απόλυτη τιμή διαφοράς της εκθετικής συνάρτησης κατανομής από την εμπειρική συνάρτηση κατανομής:

$$\Delta F = \max |F_e - F_\theta| \quad (\text{παράμετρος του ελέγχου Κολμογκόροφ-Σμίρνοφ})$$

7. Με δεδομένο το ΔF υπολογίζεται το επίπεδο σημαντικότητας α , για την αποδοχή της εκθετικής συνάρτησης κατανομής.

4.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΕΛΕΓΧΟΥ

ΚΟΛΜΟΓΚΟΡΟΦ - ΣΜΙΡΝΟΦ

Τα αποτελέσματα δοκιμαστικών εφαρμογών του ελέγχου Κολμογκόροφ-Σμιρνόφ, με βάση τα βραχυμετρικά δεδομένα των μηνών Απριλίου και Μαΐου στο σταθμό Τρίβουνο, φαίνονται παραστατικά στα σχήματα A_1 , A_2 , αντίστοιχα, όπου έχουν παρασταθεί οι τιμές του επιπέδου σημαντικότητας α , συναρτήσει του χρόνου διαχωρισμού C . Στις δοκιμές αυτές χρησιμοποιήθηκαν δοκιμαστικές τιμές του χρόνου διαχωρισμού από 1 μέχρι 24 ώρες. Από αυτό το σχήμα μπορούμε να κάνουμε μερικές βασικές διαπιστώσεις:

Παρατηρώντας τις καμπύλες διακρίνουμε σ' αυτές τρία τμήματα:

Στο πρώτο τμήμα που αντιστοιχεί σε χρόνο διαχωρισμού από 1 μέχρι 6 ώρες παρατηρείται μια απότομη αύξηση του επιπέδου εμπιστοσύνης α , που ξεκινά από τιμή μικρότερη του 0.001% και ξεπερνά το 50%.

Στο δεύτερο τμήμα, που αντιστοιχεί σε τιμές C από 6 μέχρι 11 ώρες παρατηρείται μια βαθμιαία αύξηση του α σε τιμές μέχρι 98%.

Στο τρίτο τμήμα που ακολουθεί παρατηρείται μια βαθμιαία μείωση του α , το οποίο όμως διατηρείται σε επίπεδο άνω του 10%.

Παρατηρώντας τα αντίστοιχα γραφήματα των υπόλοιπων μηνών των τεσσάρων σταθμών θα διαπιστώσουμε ότι: για τα περισσότερα από αυτά υπάρχει παρόμοια σχηματική συμπεριφορά δηλ:

- α) στην αρχή, απότομη αύξηση του επιπέδου εμπιστοσύνης α
- β) στην συνέχεια, βαθμιαία αύξηση του επιπέδου εμπιστοσύνης α
- γ) στο τέλος, βαθμιαία μείωση του επιπέδου εμπιστοσύνης α .

Είναι ανάγκη να τονισθεί ότι, τόσο ο χρόνος διαχωρισμού C όσο και η τιμή του επιπέδου εμπιστοσύνης α , για τον καθορισμό των τριών ανωτέρων τμημάτων, είναι διαφορετικοί για κάθε μήνα. Υπάρχουν περιπτώσεις - κυρίως σε θερινούς μήνες - όπου η τιμή του επιπέδου εμπιστοσύνης α , δεν είναι αρκετά μεγάλη τόσο στο πρώτο τμήμα όσο και στο δεύτερο. Αυτό (ίσως να οφείλεται (α) στα μικρά ιστορικά δείγματα των μηνών αυτών και (β) σε ανομογένεια του δείγματος. Παρ' όλα αυτά οι τιμές του επιπέδου εμπιστοσύνης ξεπερνούν για όλους τους μήνες το 50% έστω στο τέλος του δεύτερου τμήματος.

Βέβαια, θα πρέπει να καταλήξουμε σε μια συγκεκριμένη διαδικασία καθορισμού μιας μοναδικής τιμής του χρόνου διαχωρισμού C (αφού υπάρχει ένα μεγάλο φάσμα τιμών του C για τις οποίες μπορεί να γίνει δεκτή η κατανομή του χρόνου διαδοχής, σε ένα συνηθισμένο επίπεδο εμπιστοσύνης, π.χ. 5% ή 10%). Μια δυνατότητα θα ήταν να δεχτούμε την C_m , που μεγιστοποιεί το επίπεδο σημαντικότητας α . Υπάρχουν όμως δύο σοβαρά μειονεκτήματα: ο αβέβαιος προσδιορισμός της (δεδομένου ότι οι κλίσεις των καμπυλών στην περιοχή του μέγιστου είναι πολύ μικρές) και η σχετικά μεγάλη τιμή της.

Ο Δ. Κουτσογιάννης [1988] ορίζει μια αυθαίρετη αλλά σαφώς καθορισμένη τιμή του επιπέδου σημαντικότητας, 50%. Αυτή η τιμή, όπως αναφέρει, είναι αρκετά μεγάλη σε σχέση με τις συνήθως χρησιμοποιούμενες τιμές, ώστε να εξασφαλίζει πάντα μια ικανοποιητική προσαρμογή, και δίνει τιμές του C αρκετά μικρότερες του C_m . Παράλληλα αντιστοιχεί περίπου στο σημείο τερματισμού του πρώτου απότομου τμήματος της καμπύλης ($C-a$) για τα ιστορικά δεδομένα που επεξεργάστηκε. Με την επιλογή της παραπάνω τιμής ο χρόνος διαχωρισμού υπολογίζεται από τη σχέση

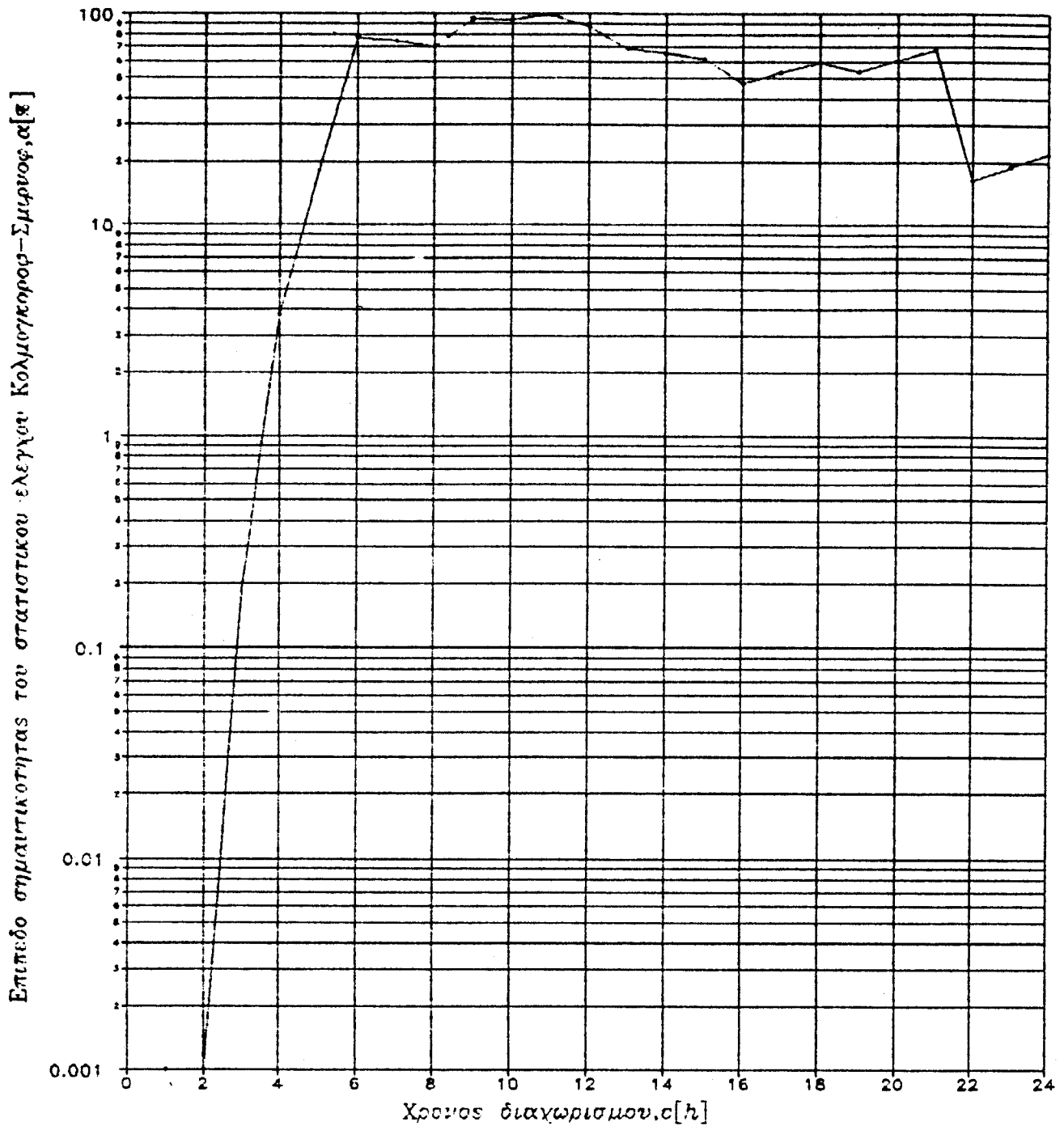
$$C = \min\{C_j, j=1,2,\dots, \alpha_j \geq 0.5\} \quad (3.4.16)$$

όπου $C_j = j - \Delta$, $\Delta = 1$ ώρα και α_j το επίπεδο εμπιστοσύνης του ελέγχου Καλμογκόροφ-Σμύρνοφ που αντιστοιχεί στη δοκιμαστική τιμή του χρόνου διαχωρισμού C_j .

Ο πιο πάνω ορισμός καλύπτει τα περισσότερα από τα δείγματα που εξετάσθηκαν και στην παρούσα εργασία. Υπάρχουν δείγματα στα οποία το πρώτο τμήμα της καμπύλης (C-α) δεν ξεπερνά την τιμή 30%, ενώ την τιμή 50% την παρουσιάζουν στο τέλος του δεύτερου τμήματος δηλαδή σε τιμές C πολύ μεγάλες. Μία καθορισμένη τιμή του επιπέδου εμπιστοσύνης (ση με 40% ή ακόμα και 30% θα καλύπτεται όλα τα δείγματα χωρίς ιδιαίτερα προβλήματα. Όμως τα ιστορικά δείγματα που παρουσιάζουν την πιο πάνω συμπεριφορά είναι μικρά σε μέγεθος - λόγω έλλειψης ταινιών βραχογράφων - και γι αυτό (σως να παρουσιάζουν αυτή τη συμπεριφορά. Στην παράγραφο (4.5) όπου τα ιστορικά δείγματα εξετάζονται σε μικρότερη χρονική κλίμακα (δεκαπενθήμερο) παρουσιάζουν σαφή βελτίωση.

ΣΤΑΘΜΟΣ : ΤΡΙΒΟΥΤΣΟ

ΜΗΝΑΣ : ΑΠΡΙΛΙΟΣ



Σχῆμα Α1 : Μεταβολή της προσαρμογής της κατανομής του χρόνου διαδοχής προς τη εκθετική κατανομή συναρτήσει της δοκιμαστικής τιμής του χρόνου διαχωρισμού. Χρησιμοποιείται σαν κριτήριο η τιμή του επιπέδου σημαντικότητας του στατιστικού ελεγχου Κολμογκοροφ-Σμιρνοφ.

ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΤΙΚΟΣ ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΟΝΟΤΩΝ ΒΡΟΧΗΣ
 # ΣΤΑΘΜΟΙ : ΤΡΙΒΟΥΝΟ ΜΗΝΑΣ : ΑΠΡΙΛΙΟΣ
 # ΔΟΚΙΜΑΣΤΙΚΗ ΤΙΜΗ ΕΛΑΧΙΣΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΜΕΤΑΣΥ ΒΡΟΧΩΝ : C = 1 ΩΡΑ

 # Α/Α ΧΡΟΝΟΣ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΥΨΟΣ
 # ΑΡΙΘΜΟΣ ΒΡΟΧΗΣ ΒΡΟΧΗΣ
 # -----

ΕΤΟΣ 1972-06-06

1001	13	10	4.9
2	15	2	2.3
3	59	3	1.1
4	5	4	2.3
5	4	1	0.3
6	5	4	0.9
7	22	21	10.6
8	3	2	0.3
9	49	2	0.2
10	2	1	0.4
11	28	27	50.7
12	28	1	0.1
13	11	2	7.1
14	15	1	0.1
15	34	3	4.6
16	11	3	11.3
17	3	4	1.4
18	137	11	3.0
19	22	1	1.9
20	2	1	1.8
21	4	3	4.6
22	3	3	3.3
23	33	1	0.7
24	3	1	4.1

ΕΤΟΣ 1973-04-07

1025	32	5	5.6
16	3	2	0.3
17	12	9	2.2
25	129	6	9.7
29	74	3	1.1
30	12	11	4.4
31	2	1	0.1
32	4	2	2.1
33	4	1	0.2
34	3	2	0.6
35	35	2	1.3
36	15	3	4.5
37	43	6	2.3
38	3	1	0.3
39	7	1	0.2
40	17	6	10.9
41	370	2	0.4

ΕΤΟΣ 1974-11-04

1042	9	9	9.9
11	13	10	3.3
12	10	10	9.6

46	9	1	0.1
47	49	1	2.2
48	2	1	0.3
49	3	2	1.6
50	57	2	1.7
51	17	16	9.0
52	6	3	0.9
53	396	3	0.4

ETOZ 1975-01-01

1053	3	1	0.3
54	3	1	0.4
55	218	6	11.9
56	15	6	6.3
57	137	2	0.3
58	12	1	5.8
59	5	4	4.6
60	153	9	5.6
61	23	20	12.1
62	2	1	0.6
63	2	1	0.1
64	22	1	0.2
65	5	3	4.4
66	4	2	0.6
67	4	3	0.6
68	4	3	0.7
69	3	2	2.0
70	141	1	4.9

ETOZ 1977-02-06

1071	4	3	1.0
72	4	2	4.3
73	2	1	0.1
74	21	11	6.6
75	152	2	6.2
76	135	1	2.1
77	130	11	9.8
78	8	4	1.4
79	23	13	5.0
80	3	2	1.5
81	75	1	0.1
82	239	1	1.1

ETOZ 1978-01-12

1083	8	4	2.8
84	11	8	2.2
85	5	4	6.1
86	9	1	0.3
87	3	2	0.3
88	13	1	0.1
89	19	8	9.8
90	6	4	6.6
91	48	2	0.9
92	15	10	12.3
93	6	1	1.5
94	1	1	0.6

96	9	1	0.2
97	8	3	5.9
98	5	2	0.4
99	5	3	0.6
100	10	5	3.1
101	61	2	4.4
102	3	1	0.2
103	19	7	3.4
104	6	1	0.3
105	31	2	0.3
106	56	9	5.8
107	8	6	4.6
108	70	3	0.5
109	4	2	1.5
110	22	1	0.1
111	5	4	3.9
112	4	3	1.0
113	43	4	0.9
114	16	1	1.3
115	4	1	0.2
116	13	1	0.3
117	141	3	3.7

ETC1 1979-01-10

1118	23	18	11.9
1119	2	2	0.6
120	7	2	1.4
121	7	3	0.7
122	12	4	12.5
123	65	7	1.5
124	24	6	9.8
125	4	2	0.6
126	17	1	0.5
127	120	2	2.6
128	69	6	4.1
129	9	7	4.7
130	6	5	0.5
131	11	9	11.5
132	5	3	3.8
133	10	2	0.6
134	5	2	1.2
135	58	9	18.6
136	8	6	6.7
137	4	3	0.7
138	12	1	0.1
139	11	3	4.0
140	18	5	0.8
141	7	3	0.8
142	328	1	0.3

ETC1 1980-04-17

1443	8	1	0.8
144	2	1	0.1
145	2	1	0.1
146	30	1	0.1
147	20	5	6.7
148	12	1	0.1

150	17	10	8.1
151	2	1	0.1
152	243	3	3.1
153	12	1	0.2
154	4	2	0.6
155	31	4	4.3
156	3	2	1.4
157	59	2	1.0
158	59	1	1.2
159	75	1	17.1
160	21	5	7.2

=====

ΕΛΕΓΧΟΣ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ
 ΣΤΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΗ "ΧΡΟΝΟΣ ΑΦΙΞΗΣ ΒΡΟΧΗΣ, T"
 ΔΟΚΙΜΗ Δ (SMIRNOV - KOLMOGOROV)
 Χρόνος διαχωρισμού c = 6 hr

ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ - ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
 Έτη παρατηρήσεων Nc = 6 Μέγεθος δείγματος N = 80
 Αριθμός ημερών μήνα M = 30.00

Εκτιμήσεις ροπών της T με τη θεώρηση: $\mu T = N_c * M * 24 / N$
 $\mu T = 72.00$ $\sigma T = 80.19$ $\sigma T / (\mu T - c) = 1.22$

Εκτιμήσεις ροπών της T άμεσα από το δείγμα
 $\mu T = 73.66$ $\sigma T = 80.18$ $\sigma T / (\mu T - c) = 1.18$

ΑΠΟΚΛΙΣΕΙΣ ΕΜΠΕΙΡΙΚΗΣ & ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕ ΧΑΡΑΚΤ. ΣΗΜΕΙΑ

A/A	Χρόνος μετασχ. άφιξης χρ.	Εμπειρική άφ. συνάρ.κατ.	Εκθετική συνάρ.κατ.	Διαφορά συνάρ.κατ.	Παρατηρήσεις	
i	t	z	F _e (%)	F _θ (%)	ΔF (%)	
1	8	0.03	1.25	2.98	-1.73	
8	15	0.14	10.00	12.75	-2.75	
16	18	0.18	20.00	16.62	3.38	
24	24	0.27	30.00	23.87	6.13	
32	34	0.42	40.00	34.57	5.43	
40	48	0.64	50.00	47.08	2.92	
48	59	0.80	60.00	55.20	4.80	
56	74	1.03	70.00	64.31	5.69	
64	110	1.58	80.00	79.31	0.69	
72	153	2.23	90.00	89.22	0.78	
80	416	6.21	100.00	99.80	0.20	
7	15	0.14	8.75	12.75	-4.00	Ελάχ. απόκλ.
25	24	0.27	31.25	23.87	7.38	Μέγ. απόκλ.

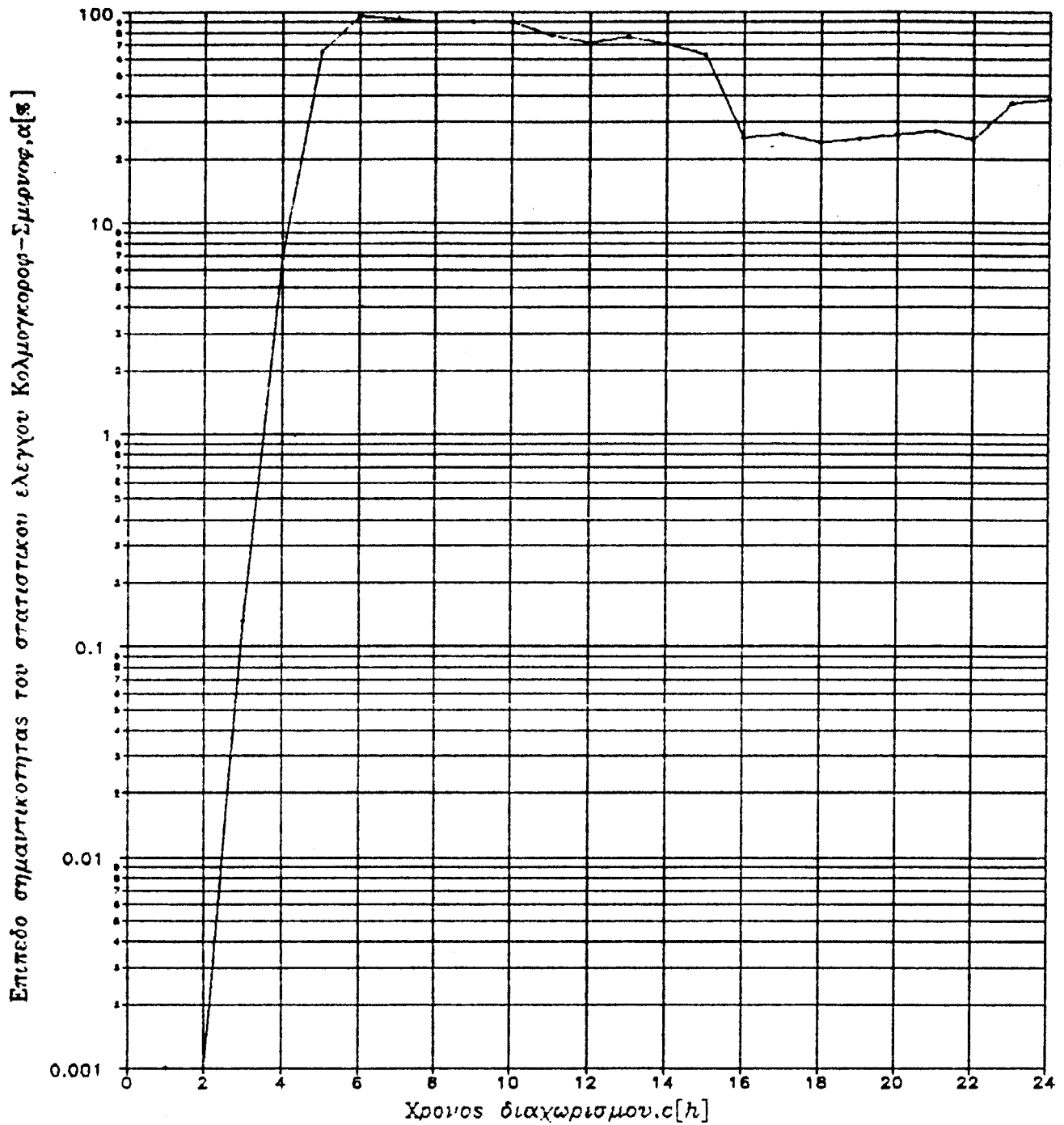
Σημείωση : $z = (t-c) / (\mu T - c)$, $F_{\theta} = 1 - \exp(-z)$, $F_e = i / N$

ΕΠΙΠΕΔΟ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΑΠΟΔΟΧΗΣ (ΜΗ ΑΠΟΡΡΙΨΗΣ)
 ΤΗΣ ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ

Για N = 80 , Δ = 0.0738 προκύπτει α = 77.622 %

ΣΤΑΘΜΟΣ : ΤΡΙΒΟΥΝΟ

ΜΗΝΑΣ : ΜΑΙΟΣ



Σχημα Α9 : Μεταβολη της προσαρμογης της κατανομης του χρονου διαδοχης προς τη εκθετικη κατανομη συναρτησει της δοκιμαστικης τιμης του χρονου διαχωρισμου. Χρησιμοποιειται σαν κριτηριο η τιμη του επιπεδου σημαντικότητας του στατιστικου ελεγχου Κολμογοροφ-Σμιρνοφ.

ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΤΙΚΟΣ ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΟΝΟΤΩΝ ΒΡΟΧΗΣ
 # ΣΤΑΘΜΟΣ : ΤΡΙΒΟΥΝΟ ΜΗΝΑΣ : ΜΑΙΟΣ
 # ΔΟΚΙΜΑΣΤΙΚΗ ΤΙΜΗ ΕΛΑΧΙΣΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΜΕΤΑΞΥ ΒΡΟΧΩΝ : C = 3 ΩΡΕΣ

 # Α/Α ΧΡΟΝΟΣ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΥΨΟΣ
 # ΑΡΙΘΜΟΣ ΒΡΟΧΗΣ ΒΡΟΧΗΣ
 # -----

ΕΤΟΣ 1973-08-08

1001	104	1	1.9
2	16	1	3.5
3	667	20	14.7

ΕΤΟΣ 1974-01-12

1004	49	8	4.3
5	21	17	4.7
6	10	4	0.3
7	18	3	0.9
8	4	1	0.5
9	13	4	1.7
10	25	3	12.7
11	11	1	1.2
12	31	1	0.8
13	34	13	7.5
14	103	9	5.2
15	58	1	10.2
16	44	2	1.5
17	143	2	2.3
18	305	1	3.4

ΕΤΟΣ 1975-02-13

1009	7	1	0.5
20	111	3	1.5
21	31	14	16.6
22	16	13	10.4
23	79	7	4.8
24	6	1	1.2
25	36	25	23.7
26	5	1	1.1
27	16	1	0.1
28	17	5	3.3
29	6	2	1.3
30	20	6	10.6
31	5	2	0.3
32	87	1	1.6
33	6	1	2.0
34	51	7	13.3
35	6	1	2.4
36	120	1	1.3
37	133	1	1.3

ΕΤΟΣ 1977-05-14

1008	13	9	7.0
11	31	3	0.7
12	11	1	5.2
13	1	1	1.1

43	5	2	2.7
44	16	1	4.7
45	123	5	2.2

ETOZ 1976-02-03

1046	25	15	5.9
47	101	1	0.1
48	14	5	2.6
49	13	3	2.7
50	6	2	8.9
51	10	6	2.2
52	44	1	0.2
53	12	9	5.8
54	99	6	14.4
55	165	4	7.4
56	7	1	0.3
57	0	2	0.7
58	59	1	1.0
59	5	1	2.7
60	90	1	0.5
61	11	7	5.4
62	80	0	0.2

ETOZ 1980-01-15

1063	100	7	6.8
64	5	1	3.7
65	11	5	6.4
66	13	2	2.7
67	100	0	0.6
68	74	8	0.1
69	0	0	1.8
70	105	18	25.4
71	20	20	20.0
72	9	0	3.2
73	5	1	0.3
74	7	1	0.2
75	63	1	0.1
76	180	10	25.4
77	46	1	1.3

=====

ΕΛΕΓΧΟΣ ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ
 ΣΤΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΗ "ΧΡΟΝΟΣ ΑΦΙΞΗΣ ΒΡΟΧΗΣ, T"
 ΔΟΚΙΜΗ δ (SMIRNOV - ΚΟΛΜΟΓΟΡΟV)
 Χρόνος διαχωρισμού $c = 5$ hr

ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ - ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
 Έτη παρατηρήσεων $N_e = \delta$ Μέγεθος δείγματος $N = 60$
 Αριθμός ημερών μήνα $M = 31.00$

Εκτιμήσεις ροπών της T με τη θεώρηση: $\mu T = N_e * M * 24 / N$
 $\mu T = 74.40$ $\sigma T = 110.48$ $\sigma T / (\mu T - c) = 1.59$

Εκτιμήσεις ροπών της T άμεσα από το δείγμα
 $\mu T = 80.72$ $\sigma T = 110.29$ $\sigma T / (\mu T - c) = 1.46$

ΑΠΟΚΛΙΣΕΙΣ ΕΜΠΕΙΡΙΚΗΣ & ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΣΕ ΧΑΡΑΚΤ. ΣΗΜΕΙΑ

A/A	Χρόνος άφιξης	Μετασχ. chr. άφ.	Εμπειρική συνάρ.κατ. F _e (%)	Εκθετική συνάρ.κατ. F _θ (%)	Διαφορά συνάρ.κατ. ΔF (%)	Παρατηρήσεις
i	t	z	F _e (%)	F _θ (%)	ΔF (%)	
1	6	0.01	1.67	1.43	0.24	
6	9	0.06	10.00	5.60	4.40	
12	16	0.16	20.00	14.66	5.34	
18	22	0.24	30.00	21.73	8.27	
24	31	0.37	40.00	31.25	8.75	
30	49	0.63	50.00	46.95	3.05	
36	65	0.86	60.00	57.88	2.12	
42	95	1.30	70.00	72.66	-2.66	
48	111	1.53	80.00	78.29	1.71	
54	143	1.99	90.00	86.31	3.69	
60	668	9.58	100.00	99.99	0.01	
39	90	1.22	65.00	70.62	-5.62	Ελάχ. απόκλ.
22	27	0.32	36.67	27.17	9.50	Μεγ. απόκλ.

Σημείωση : $z = (t-c) / (\mu T - c)$, $F_{\theta} = 1 - \exp(-z)$, $F_e = i / N$

ΕΠΙΠΕΔΟ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΑΠΟΔΟΧΗΣ (ΜΗ ΑΠΟΡΡΙΨΗΣ)
 ΤΗΣ ΕΚΘΕΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ
 Για $N = 60$, $\delta = 0.0950$ προκύπτει $\alpha = 65.105$ %

4.4. ΤΕΛΙΚΗ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΚΡΙΤΗΡΙΟΥ ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΥ

Με βάση τα προηγούμενα διατυπώνουμε συνοπτικά το κριτήριο διαχωρισμού ως εξής:

- (1) Δύο διαδοχικές αλληλουχίες μη μηδενικής βροχόπτωσης θεωρούνται ότι σχηματίζουν δύο διαφορετικά ανεξάρτητα επεισόδια βροχής, όταν ο χρόνος που μεσολαβεί ανάμεσα τους είναι μεγαλύτερος ή ίσος του σταθερού χρόνου διαχωρισμού, C . Σε αντίθετη περίπτωση θεωρείται ότι ανήκουν στο ίδιο επεισόδιο βροχής.
- (2) Η τιμή του χρόνου διαχωρισμού καθορίζεται σε τρόπο ώστε η προκύπτουσα χρονοσειρά των χρόνων αφίξης (διαδοχής), του εξεταζόμενου ιστορικού δείγματος, να ακολουθεί φραγμένη εκθετική κατανομή, με συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας την (3.4.10).
- (3) Για τον έλεγχο της προσαρμογής της εκθετικής κατανομής χρησιμοποιείται η μέθοδος Καλμογκόροφ-Σμιρνόφ για επίπεδο σημαντικότητας 50%.
- (4) Η διαδικασία υπολογισμού του χρόνου διαχωρισμού C περιλαμβάνει δοκιμαστικές επαναλήψεις, και η τελική τιμή προκύπτει από τη σχέση (3.4.16).
- (5) Η εκτίμηση των ροπών της μεταβλητής "Χρόνος Αφίξης Βροχής" γίνεται με δύο τρόπους:
 - α) με τη θεώρηση ότι η μέση τιμή της μεταβλητής είναι ίση με:

$$\mu = N_e * M * 24 / N$$

(αυστηρή θεώρηση)

όπου N_e : έτη παρατηρήσεων

M : αριθμός ημερών

N : μέγεθος δείγματος

- β) με τη θεώρηση ότι μέση τιμή της μεταβλητής είναι ίση με:

$$\mu = \sum \chi_i / N$$

(ελαστική θεώρηση)

όπου Σx_i : το άθροισμα των χρόνων άφαιξης του δείγματος

Η δεύτερη μέθοδος χρησιμοποιείται όταν η πρώτη δεν δίνει καλά αποτελέσματα, γεγονός που ερμηνεύεται ως ύπαρξη ανομογενειών μέσα στο δείγμα της συγκεκριμένης χρονικής περιόδου εφαρμογής του κριτηρίου (π.χ οι δέκα πρώτες μέρες ενός μήνα είναι συστηματικά άνομβρες ενώ οι υπόλοιπες είναι βροχερές ή το αντίστροφο).

(6) Σε περίπτωση που δεν προκύπτει επίπεδο σημαντικότητας $\alpha > 50\%$, τότε ο χρόνος διαχωρισμού καθορίζεται ως η τιμή του χρόνου που δίνει το πρώτο τοπικό μέγιστο στο διάγραμμα (C - α), με την προϋπόθεση ότι το α είναι μεγαλύτερο του 10%.

4.5. ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ

Μία βασική προϋπόθεση του ελέγχου της προσαρμογής της ανέλιξης Poisson στα εμπειρικά δεδομένα είναι η προέλευση των δεδομένων από ενιαίο πληθυσμό.

Οι Restero-Posada και Eagleson [1982] θεώρησαν ότι ο χρόνος διαχωρισμού είναι ενιαίος για όλο το έτος, και για τους σχετικούς ελέγχους λαμβάνονται ταυτόχρονα τα δεδομένα όλων των μηνών.

Ο Δ. Κουτσογιάννης [1988] θεώρησε ότι η χρησιμοποίηση δεδομένων από ένα συγκεκριμένο ημερολογιακό μήνα και για έναν υδρολογικό σταθμό, εξασφαλίζει την ομογένεια του δείγματος που σχηματίζεται. Αυτό σημαίνει, βέβαια, ότι για κάθε μήνα θα πρέπει να υπολογίζεται άλλη τιμή τού χρόνου διαχωρισμού.

Στην παρούσα εργασία η ομογένεια του δείγματος θεωρήθηκε ότι εξασφαλίζεται χωρικά, με την χρησιμοποίηση δεδομένων από έναν υδρολογικό σταθμό ή και περισσότερους (επιφανειακή βάση, βλ. παρ. 4.6) της ίδιας όμως υδρολογικής λεκάνης. Για την χρονική εξασφάλιση της ομογένειας έγινε διερεύνηση της χρονικής κλίμακας εφαρμογής του κριτηρίου διαχωρισμού. Κατ' αρχήν εξετάσθηκαν τα εμπειρικά δεδομένα που προέκυψαν για κάθε έναν ημερολογιακό μήνα και για κάθε έναν από τους τέσσερις σταθμούς (σημειακή βάση). Όπως φαίνεται στον πίνακα 1 για κάθε μήνα υπολογίστηκε διαφορετική τιμή του χρόνου διαχωρισμού C . Οι τιμές αυτές είναι μεγαλύτερες για τους θερινούς, κυρίως, μήνες ενώ είναι μικρότερες για τους χειμερινούς. Χαρακτηριστικά για τον Νοέμβριο στον σταθμό Τρίβουνο υπολογίστηκε τιμή χρόνου διαχωρισμού (ση με 4 ώρες, ενώ για τον Σεπτέμβριο του ίδιου σταθμού υπολογίστηκε 13 ώρες.

Στους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο που τα δείγματα ήταν αρκετά μικρά έγινε ομαδοποίηση των δειγμάτων χωρίς όμως ικανοποιητικά αποτελέσματα. Ενώ όταν οι μήνες αυτοί

εξετάσθησαν χωριστά έδωσαν σαφώς καλλύτερα αποτελέσματα και ως προς την μορφή της καμπύλης (C-α) και ως προς την τελική τιμή του χρόνου διαχωρισμού.

Η παρατήρηση ότι οι μήνες Νοέμβριος, Απρίλιος, Μάιος, Ιούνιος εμφανίζουν χρόνους διαχωρισμού με μικρή διαφορά (C=4÷8 ώρες) μας οδήγησε στην ομαδοποίηση των δειγμάτων τους με αποτέλεσμα να προκύψουν και πάλι περίπου ίδιοι χρόνοι διαχωρισμού. Επίσης η ομαδοποίηση των δειγμάτων στους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα στους σταθμούς Τρίβουνο και Βυσσινιά όχι όμως στο Δενδροχώρι και τα Χάλαρα.

Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να συμπεράνουμε ότι κατά τη θερινή περίοδο -Ιούλιος, Αύγουστος, Σεπτέμβριος, Οκτώβριος- η συμπεριφορά της βροχής διαφέρει από μήνα σε μήνα, πράγμα που οδηγεί σε μεγάλη ανομοιογένεια ιδιαίτερα όσο η χρονική κλίμακα μεγαλώνει. Αντίθετα τη χειμερινή περίοδο -Νοέμβριος, Απρίλιος, Μάιος, Ιούνιος- εξασφαλίζει την ομογένεια του δείγματος.

Υπάρχουν μήνες, όπως ο Νοέμβριος στο σταθμό Χάλαρα, όπου τα επεισόδια βροχής εμφανίζονται συνήθως στο δεύτερο δεκαπενθήμερο του μήνα. Ο έλεγχος των δειγμάτων χωριστά για κάθε δεκαπενθήμερο έδωσε σαφώς καλύτερα αποτελέσματα στο δεκαπενθήμερο εκείνο που δίνει μεγάλο αριθμητικό δείγμα.

Τελικά, από τα αποτελέσματα της διερεύνησης, καταλήγουμε στο συμπέρασμα, ότι: ο ορισμός ενός ημερολογιακού μήνα ως χρονική κλίμακα εφαρμογής του κριτηρίου διαχωρισμού μας εξασφαλίζει την ομογένεια του δείγματος, σε ορισμένους όμως μήνες με μεταβατικές καιρικές συνθήκες (π.χ. Νοέμβριος) παίρνουμε καλύτερα αποτελέσματα διαλέγοντας μικρότερη χρονική βάση εφαρμογής του κριτηρίου.

4.6. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΒΑΣΗ

Όπως έχει αναφερθεί η βροχή είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει σε επιφανειακή βάση. Οι δε ανελίξεις που περιγράφουν την βροχή έχουν επιφανειακό χαρακτήρα. Με όρους της θεωρίας των στοχαστικών ανελίξεων αυτό σημαίνει ότι οι ανελίξεις αυτές έχουν ως δείκτοσύνολο όχι μόνον τον χρόνο, αλλά ένα τριδιάστατο σύνολο, με δύο διαστάσεις χώρου και μια χρόνου.

Για την στατιστική αναγνώριση του επεισοδίου βροχής σε ένα μόνο σημείο (σημείο μιας λεκάνης απορροής, (σημειακή βάση) αναπτύχθηκε στο κεφάλαιο 3 το κριτήριο του χρόνου διαχωρισμού C. Το ίδιο κριτήριο είναι δυνατόν να εφαρμοσθεί και σε ένα σύνολο από βροχομετρικούς σταθμούς μιας λεκάνης απορροής (επιφανειακή βάση).

Σ' αυτή την εργασία η εφαρμογή της στατιστικής αναγνώρισης του επεισοδίου βροχής σε επιφανειακή βάση έγινε και στους τέσσερις σταθμούς της λεκάνης απορροής της Κορομηλιάς.

Χρονική κλίμακα εφαρμογής θεωρήθηκε ο ημερολογιακός μήνας.

Το δείγμα αποτελείτο από επεισόδια βροχής που είχαν εμφανισθεί έστω και σε έναν μόνο σταθμό. Σε περίπτωση που εμφανίζοντο αλληλοεπικαλύψεις επεισοδίων σε δύο ή περισσότερους σταθμούς, ως χρόνος έναρξης του επεισοδίου θεωρήθηκε εκείνος που εμφανίζεται νωρίτερα και ως χρόνος λήξης εκείνος που εμφανίζεται αργότερα.

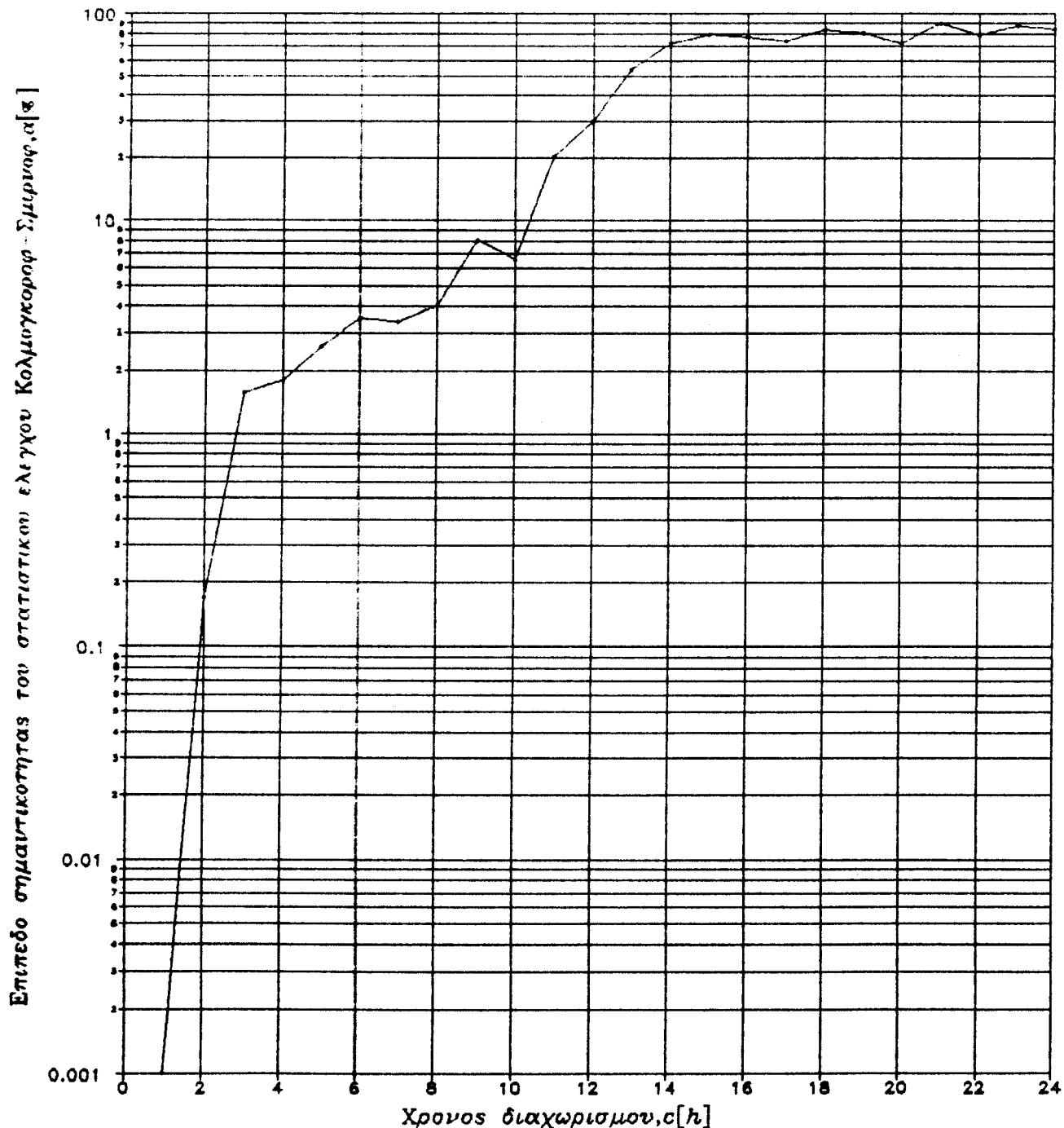
Οι χρόνοι διαχωρισμού C των μηνών που εξετάσθηκαν σε επιφανειακή βάση είναι περίπου ίδιοι με αυτούς που εξετάσθηκαν σε σημειακή βάση.

Μπορούμε δηλαδή να συμπεράνουμε ότι το κριτήριο του χρόνου διαχωρισμού είναι εφαρμόσιμο σε όλες εκείνες τις περιπτώσεις που εξασφαλίζεται χωροχρονική ομογένεια του δείγματος.

Στο σχήμα Α3 φαίνεται η μεταβολή της καμπύλης (C -α) για τον μήνα Ιούνιο σε επιφανειακή βάση.

ΣΤΑΘΜΟΣ : ΧΑΛΑΡΑ - ΤΡΙΒΟΥΝΟ - ΒΥΣΣΙΝΙΑ - ΔΕΝΔΡΟΧΩΡΙ

ΜΗΝΑΣ : ΙΟΥΝΙΟΣ



Σχημα Α3 : Μεταβολη της προσαρμογης της κατανομης του χρονου διαδοχης προς την εκθετικη κατανομη συναρτησει της δοκιμαστικης τιμης του χρονου διαχωρισμου. Χρησιμοποιειται σαν κριτηριο η τιμη του επιπεδου σημαντικοτητας του στατιστικου ελεγχου Κολμογκοροφ-Σμυροφ.

4.7. ΠΙΝΑΚΕΣ

Στον πίνακα 1 αναφέρονται οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού σε μηνιαία βάση.

Στον πίνακα 2 αναφέρονται οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού σε δίμηνη βάση.

Στον πίνακα 3 αναφέρονται οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού σε δεκαπενθήμερη βάση.

Στον πίνακα 4 αναφέρονται οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού σε εποχειακή βάση.

Στον πίνακα 5 αναφέρονται οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του κριτηρίου διαχωρισμού σε επιφανειακή βάση.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1

ΜΗΝΙΑΙΑ ΒΑΣΗ

	Δενδροχώρι	Τρίβουνο	Χάλαρα	Βυσσινιά
Οκτώβριος	11 ώρες α=56.5%	11 ώρες α=74.98%	11 ώρες α=56.1%	9 ώρες α=53.1%
Νοέμβριος	8 ώρες α=40.9%	4 ώρες α=62.6%	6 ώρες α=56.7%	7 ώρες α=52.2%
Απρίλιος	8 ώρες α=85.53%	6 ώρες α=77.62%	6 ώρες α=51.1%	6 ώρες α=53.07%
Μάιος	9 ώρες α=59.8%	5 ώρες α=65.1%	7 ώρες α=68.41%	12 ώρες α=68.15%
Ιούνιος	8 ώρες α=39.35%	8 ώρες α=80.09%	5 ώρες α=53.49%	9 ώρες α=50.01%
Ιούλιος	4 ώρες α=62.42%	6 ώρες α=59.3%	4 ώρες α=52.06%	10 ώρες α=54.89%
Αύγουστος	10 ώρες α=14.1%	8 ώρες α=19.9%	6 ώρες α=45.34%	13 ώρες α=54.98%
Σεπτέμβριος	11 ώρες α=58.3%	13 ώρες α=58.1%	12 ώρες α=61.2%	14 ώρες α=23.4%

ΠΙΝΑΚΑΣ 2

ΔΙΜΗΝΗ ΒΑΣΗ

	Δενδροχώρι	Τρίβουνο	Χάλαρα	Βυσσινιά
Ιούλιος - Αύγουστος	7 ώρες $\alpha=47.42\%$	15 ώρες $\alpha=12.9\%$	6 ώρες $\alpha=11.99\%$	7 ώρες $\alpha=16.4\%$

ΠΙΝΑΚΑΣ 3

ΔΕΚΑΠΕΝΘΗΜΕΡΗ ΒΑΣΗ

	Δενδροχώρι	Χάλαρα
Οκτώβριος 1	8 ώρες $\alpha=56.27\%$	
Οκτώβριος 2	14 ώρες $\alpha=96.1\%$	
Νοέμβριος 1		14 ώρες $\alpha=57.23\%$
Νοέμβριος 2		3 ώρες $\alpha=93.75\%$

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή έγινε προσπάθεια εντοπισμού των επεισοδίων βροχής.

Τα αποτελέσματα στα οποία οδηγούμαστε είναι :

1. Δεν υπάρχει ενιαίος ορισμός του επεισοδίου βροχής.
2. Η φυσική αναγνώριση των επεισοδίων βροχής, βασισμένη π.χ σε μετεωρολογικά δεδομένα, είναι δύσκολη.
3. Η στατιστική αναγνώριση σε σημειακή βάση είναι εφικτή.
4. Η παραδοχή σταθερού χρόνου διαχωρισμού οδηγεί σε μία προσεγγιστική μέθοδο που εφαρμόζεται σχετικά απλά.
5. Η ανέλιξη Poisson χρησιμοποιείται ως θεωρητική βάση για τη στατιστική αντιμετώπιση αναγνώρισης των επεισοδίων.
6. Το κριτήριο εύρεσης του χρόνου διαχωρισμού μπορεί να βασιστεί στο test Κολμογκόροφ - Σμιρνόφ.
7. Ως τιμή του επιπέδου εμπιστοσύνης στο test Κολμογκόροφ - Σμιρνόφ, για τον καθορισμό του χρόνου διαχωρισμού, ορίζεται η $\alpha=50\%$ και αν δεν προκύπτει τέτοια τιμή τότε ορίζεται εκείνη που δίνει το πρώτο τοπικό μέγιστο στο διάγραμμα χρόνου διαχωρισμού - επιπέδου εμπιστοσύνης.
7. Ως χρονική κλίμακα εφαρμογής του κριτηρίου προτείνεται ο ημερολογιακός μήνας.

8. Οι χρόνοι διαχωρισμού κυμαίνονται από 4 έως 14 ώρες. Γενικά η ανέλιξη Poisson εφαρμόζεται καλύτερα στους βροχερούς μήνες και χειρότερα στους μη βροχερούς.
9. Για τη στατιστική αναγνώριση σε επιφανειακή βάση μπορεί να εφαρμοσθεί η (δία) μεθοδολογία με αυτή της σημειακής βάσης.
10. Οι τιμές του χρόνου διαχωρισμού που προκύπτουν κατά την εφαρμογή σε επιφανειακή βάση, είναι παρόμοιες με αυτές της σημειακής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Κουτσογιάννης Δ., [1988]
" Μοντέλο επιμερισμού σημειακής βροχόπτωσης ".
2. Σαυθόπουλος Θ., [1984]
" Εισαγωγή στην Τεχνική Υδρολογία ".
3. Φλόκας
4. Κάκουλος [1974]
" Στατιστική ".
5. Τζιαφέτας Ν., [1981]
" Εισαγωγικά μαθήματα Στατιστικής Αναλύσεως ".
6. Alfredo H. - S. Ang. - Wilson H. Tang [1975]
" Εφαρμογές Πιθανοτήτων και Στατιστικής στη Μελέτη και Προγραμματισμό Τεχνικών Εργων ",
Μετάφραση : Παναγιωτακόπουλος Δ.
7. Kottegoda N. T. [1980]
" Stochastic Water Resources Technology ".
8. Restepo - Fosada, P. J. and Eagleson, P. S. [1982]
" Identification of Independed Rainstorms ".
9. Shaw E. [1983]
" Hydrology in Practice ".